



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000



Editor: Vladimír Bezák

Bratislava 2009

VYSVETLIVKY
K PREHĽADNEJ GEOLOGICKEJ MAPE
SLOVENSKEJ REPUBLIKY
1 : 200 000

Recenzent: doc. RNDr. Peter Reichwalder, CSc.

Vedeckí redaktori:

Kryštalínium:	Vladimír Bezák a Igor Broska
Paleozoikum:	Ján Ivanička
Mezozoikum:	Milan Polák
Flyšové pásmo:	Michal Potfaj
Vnútrotný paleogén:	Stanislav Buček a Juraj Janočko
Neovulkanity:	Vlastimil Konečný, Michal Kaličiak a Ladislav Šimon
Neogén:	Michal Elečko, Klement Fordinál a Alexander Nagy
Kvartér:	Juraj Maglay a Ján Pristaš

Vysvetlivky k Prehľadnej geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 200 000



Editor: Vladimír Bezák

Autori: V. Bezák, A. Biely, I. Broska, J. Bóna, S. Buček, M. Elečko, I. Filo, K. Fordinál, Ľ. Gazdačko, P. Grecula, Ľ. Hraško, J. Ivanička, S. Jacko st., S. Jacko ml., J. Janočko, M. Kaličiak, J. Kobulský, M. Kohút, V. Konečný, M. Kováčik (Bratislava), M. Kováčik (Košice), J. Lexa, J. Madarás, J. Maglay, J. Mello, A. Nagy, Z. Németh, M. Oľšavský, D. Plašienka, M. Polák, M. Potfaj, J. Pristaš, P. Siman, L. Šimon, F. Teťák, A. Vozárová, J. Vozár a B. Žec

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2009

ISBN 978-80-89343-28-7

OBSAH

ÚVOD (<i>V. Bezák</i>)	7
PREHLAD GEOLOGICKEJ STAVBY SR	11
ÚVOD DO GEOLOGICKEJ STAVBY (<i>V. Bezák</i>)	11
ZÁKLADNÉ GEOLOGICKÉ JEDNOTKY	12
FORMÁCIE NALOŽENÉ NA PRÍKROVOVÚ STAVBU (<i>M. Elečko, K. Fordinál, V. Konečný a S. Buček</i>)	12
FLYŠOVÉ PÁSMO (<i>M. Potfaj</i>)	19
BRADLOVÉ PÁSMO (<i>M. Potfaj a J. Mello</i>)	22
PALEOALPÍNSKE TEKONICKÉ JEDNOTKY VNÚTORNÝCH ZÁPADNÝCH KARPÁT (<i>V. Bezák, J. Mello a M. Polák</i>)	22
CHARAKTERISTIKA GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK	29
FORMÁCIE NALOŽENÉ NA PRÍKROVOVÚ STAVBU	29
SEDIMENTY NEOGÉNU A KVARTÉRU	29
Kvartér (<i>J. Maglay a J. Pristaš</i>)	29
Neogén (<i>M. Elečko, K. Fordinál a A. Nagy</i>)	42
NEOGÉNNE A KVARTÉRNE VULKANITY	84
Kvartér (<i>V. Konečný, J. Lexa a L. Šimon</i>)	84
Neogén	90
Bazaltový vulkanizmus (<i>V. Konečný a J. Lexa</i>)	90
Vápenato-alkalický andezitovo-ryolitový vulkanizmus – stredné Slovensko (<i>V. Konečný, J. Lexa a L. Šimon</i>)	92
Vápenato-alkalický andezitovo-ryolitový vulkanizmus – východné Slovensko (<i>V. Konečný, M. Kaličiak a B. Žec</i>)	228
SEDIMENTY PALEOGÉNU A VRCHNEJ KRIEDY (<i>S. Buček, J. Janočko, I. Filo a M. Elečko</i>)	286
NEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VONKAJŠÍCH KARPÁT –	
FLYŠOVÉ PÁSMO (<i>M. Potfaj, F. Teťák, M. Kováčik – Košice a J. Bóna</i>)	314
BRADLOVÉ PÁSMO S. L. (<i>M. Potfaj a J. Mello</i>)	334
PALEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VNÚTORNÝCH ZÁPADNÝCH KARPÁT	356
SILICIKUM (<i>J. Mello</i>)	356
TURNAIKUM (<i>J. Mello, A. Vozárová a J. Vozár</i>)	363
MELIATIKUM (<i>J. Mello a A. Vozárová</i>)	366
GEMERIKUM	371
Vrchné paleozoikum – trias (<i>A. Vozárová a J. Mello</i>)	371
Spodné paleozoikum (<i>P. Grecula, J. Kobulský, J. Ivanička, Z. Németh a L. Gazdačko</i>)	379
Magmatické horniny (<i>I. Broska</i>)	385

HRONIKUM	386
Mezozoikum (<i>M. Polák a A. Biely</i>)	386
Vrchné paleozoikum (<i>A. Vozárová, J. Vozár a M. Olšovský</i>)	392
FATRIKUM A SEVERNÉ VEPORIKUM	397
Mezozoikum (<i>M. Polák, A. Biely, D. Plašienka a S. Jacko ml.</i>)	397
Perm (<i>A. Vozárová a J. Vozár</i>)	405
JUŽNÉ VEPORIKUM	409
Trias (<i>J. Mello</i>)	409
Vrchný karbón – perm (<i>A. Vozárová a J. Vozár</i>)	410
KRYŠTALINIKUM VEPORIKA A FATRIKA	413
Magmatické horniny (<i>L. Hraško, I. Broska a M. Kohút</i>)	413
Metamorfity (<i>V. Bezák, M. Kováčik – Bratislava, P. Siman, S. Jacko st.,</i> <i>a J. Madarás</i>)	418
TATRIKUM	426
Mezozoikum (<i>M. Polák a D. Plašienka</i>)	426
Vrchné paleozoikum (<i>A. Vozárová, J. Vozár a M. Olšovský</i>)	435
Kryštalinikum tatrika	440
Magmatické horniny (<i>I. Broska a M. Kohút</i>)	440
Metamorfity (<i>V. Bezák, M. Kováčik – Bratislava, J. Madarás a J. Ivanička</i>)	446
ZEMPLINIKUM (<i>J. Kobulský a A. Vozárová</i>)	451
ZÁVER (<i>V. Bezák, A. Biely, S. Buček, M. Elečko, V. Konečný, J. Maglay, J. Mello,</i> <i>M. Polák, M. Potfaj a A. Vozárová</i>)	456
LITERATÚRA	459
ABSTRAKTY JEDNOTLIVÝCH LISTOV	509
SUMMARY	520

ÚVOD

Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky v mierke 1 : 200 000 predstavuje syntézu súčasných poznatkov o geologickej stavbe Slovenska, získaných od vydania prvej edície geologických máp 1 : 200 000 (Generálna geologická mapa ČSSR) v 60. rokoch minulého storočia. Prehľadné mapy takejto mierky sú veľmi potrebné. Umožňujú orientáciu v geologickej stavbe v rámci celého územia, a preto sú vhodné pre syntetické vedecké práce a sféry aplikovanej geológie. Mierka 1 : 50 000 je príliš veľká a neumožňuje korelácie so susednými územiami. Naproti tomu, mapa menšej mierky, napr. 1 : 500 000, ktorá existuje aj z územia SR (Biely et al., 1996), neumožňuje zobrazovať podrobnejšie geologické štruktúry. Prehľadné mapy v mierke 1 : 200 000 sa zostavujú aj v iných štátoch v Európe.

Hlavným zdrojom poznatkov bolo systematické geologické mapovanie na listoch v mierke 1 : 25 000 v rámci ucelených regiónov ako samostatných geomorfologických celkov. Na základe týchto máp boli zostavené a po oponentúre a aprobácii vydané tlačou geologické mapy regiónov v mierke 1 : 50 000. Od vydania prvej takejto mapy, mapy Malých Karpát v roku 1972, až po súčasnosť vyšlo tlačou 47 regionálnych máp, niektoré z nich už aj v druhom vydaní po predchádzajúcej terénnej reambulácii. Schéma týchto máp je na obr. 1 spolu s ich zoznamom. Z celkového počtu 51 regiónov, na ktoré je Slovensko rozdelené, zostáva vydať geologickú mapu 1 : 50 000 štyroch z nich (Biele Karpaty, Orava-sever, Podunajská nížina-juh, Žiar). Poznanie geologickej stavby v niektorých oblastiach však výrazne zaostáva a bude potrebná ich reambulácia. To je v súčasnosti hlavnou úlohou projektu *Aktualizácia geologickej stavby Slovenska*.

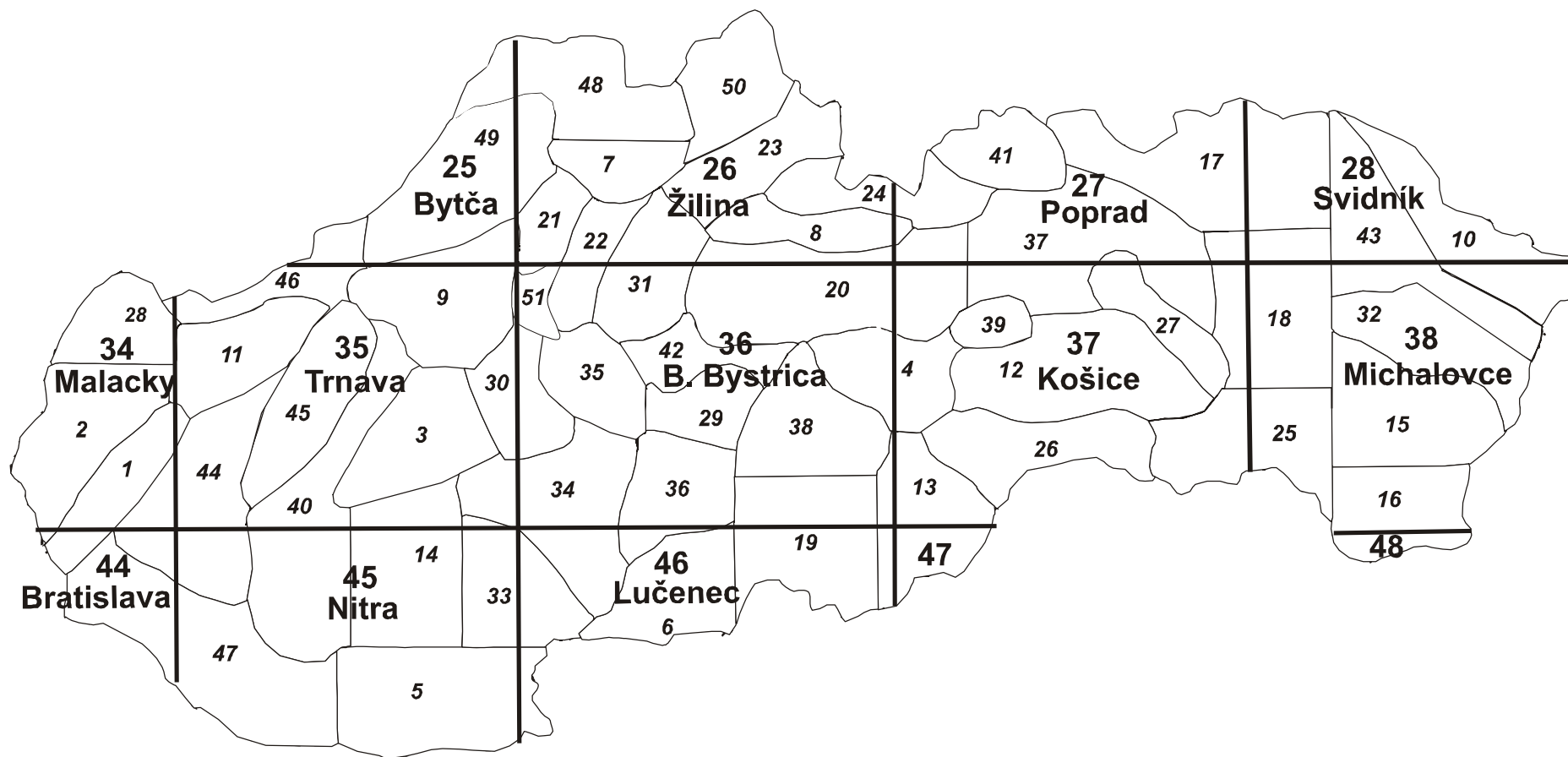
Geologické mapy 1 : 50 000 slúžili ako základný podklad na zostavenie a vytvorenie *Prehľadnej geologickej mapy SR v mierke 1 : 200 000*. V územiach, z ktorých tieto mapy chýbajú, sa po reambulácii použili rukopisné mapy 1 : 25 000, prípadne účelové mapy. Čiastočne sa museli reambulovať aj niektoré skôr zostavené regióny, kde obraz geologickej stavby nekoreloval s novšími mapami.

Pri tvorbe prehľadnej mapy 1 : 200 000 sa v prvej fáze riešenia projektu vytvoril návrh spoločnej legendy a stanovili sa koordinátori (vedeckí redaktori) jednotlivých stratigrafických útvarov. Ich úlohou bolo pripraviť tieto útvary do jednotnej a vyváženej formy vo všetkých regiónoch. Vedeckí redaktori sa rozdelili podľa jednotlivých útvarov: kryštalikum – Vladimír Bezák a Igor Broska; paleozoikum – Ján Ivanička; mezozoikum – Milan Polák; flyšové a bradlové pásmo – Michal Potfaj; vnútorný paleogén – Stanislav Buček a Juraj Janočko; neovulkanity – Michal Kaličiak, Vlastimil Konečný a Ladislav Šimon; neogén – Michal Elečko, Klement Fordinál a Alexander Nagy; kvartér – Juraj Maglay a Ján Pristaš.

V druhej fáze sa z týchto podkladov zostavovali jednotlivé listy v mierke 1 : 200 000 pod vedením zodpovedných redaktorov mapových listov. Redaktori listov: Vladimír Bezák (list 36), Michal Elečko (listy 35, 38, 46/47), Klement Fordinál (list 34), Ján Ivanička (list 37), Michal Kaličiak (list 38), Vlastimil Konečný (listy 36, 46/47), Martin Kováčik – Košice (list 28), Juraj Maglay (list 44), Ján Mello (list 37), Alexander Nagy (list 45), Milan Polák (listy 26, 27, 36), Michal Potfaj (listy 25, 28).

V tretej fáze po oponovaní jednotlivých listov máp sa zostavila definitívna spoločná legenda a vypracoval sa spoločný vysvetľujúci text, ktorý v skratenej forme vychádza z textových vysvetliviek k jednotlivým listom.

Prehľadná geologická mapa Slovenska 1 : 200 000 je v súčasnom listoklade rozložená na trinástich listoch (obr. 1). Z nich len list 36 Banská Bystrica je úplný, územia zobrazené na ostatných listoch sú limitované štátnou hranicou. Vzhľadom na malú veľkosť sú listy 25, 34 a 44 a listy



Obr. 1. Prehľad kladu listov máp 1 : 200 000 (väčšie čísla) a kontúry regionálnych máp 1 : 50 000 (čísla podľa zoznamu).

Zoznam regionálnych geologických máp Slovenska 1 : 50 000

1. Malé Karpaty	Mahel' a Cambel	1972
2. Záhorská nížina	Bañacký a Sabol	1973
3. Tribeč	Biely	1974
4. Slovenské rudohorie-stred a Nízke Tatry-východ	Klinec	1976
5. Podunajská nížina – jv. časť	Vaškovský a Halouzka	1976
6. Ipeľská kotlina a j. časť Krupinskej planiny	Konečný, Pristaš a Vass	1978
7. Kysucké vrchy a Krivánska Malá Fatra	Haško a Polák	1978
8. Liptovská kotlina	Gross	1979
9. Strážovské vrchy	Mahel'	1981
10. Nízke Beskydy – v. časť	Koráb	1983
11. Myjavská pahorkatina, Brezovské a Čachtické Karpaty	Began et al.	1984
12. Slovenské rudohorie – v. časť	Bajaník et al.	1984
13. Rimavská kotlina a priľahlá časť Slovenského rudohoria	Elečko et al.	1985
14. Podunajská nížina – sv. časť	Harčár a Priechodská	1988
15. Východoslovenská nížina – s. časť	Bañacký et al.	1988
16. Východoslovenská nížina – j. časť – a Zemplínske vrchy	Bañacký et al.	1988
17. Pieniny, Čergov, Ľubovnianska a Ondavská vrchovina	Nemčok	1990
18. Slanské vrchy a Košická kotlina – s. časť	Kaličiak et al.	1991
19. Lučenská kotlina a Cerová vrchovina	Vass et al.	1992
20. Nízke Tatry	Biely et al.	1992
21. Lúčanská Malá Fatra	Rakús et al.	1993
22. Turčianska kotlina	Gašparik a Halouzka	1993
23. Južná a východná Orava	Gross et al.	1994
24. Tatry	Nemčok et al.	1994
25. Slanské vrchy a Košická kotlina – j. časť	Kaličiak et al.	1996
26. Slovenský kras	Mello et al.	1996
27. Branisko a Čierna hora	Polák a Jacko et al.	1996
28. Chvojnická pahorkatina a s. časť Borskej nížiny	Bañacký	1996
29. Poľana	Dublan et al.	1997
30. Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina	Šimon et al.	1997
31. Veľká Fatra	Polák et al.	1997
32. Vihorlatské a Humenské vrchy	Žec et al.	1997
33. Podunajská nížina – v. časť	Nagy et al.	1998
34. Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec	Konečný et al.	1998
35. Kremnické vrchy	Lexa et al.	1998
36. Javorie	Konečný et al.	1998
37. Levočské vrchy	Gross et al.	1999
38. Slovenské rudohorie – z. časť	Bezák et al.	1999
39. Slovenský raj	Mello et al.	2000
40. Nitrianska pahorkatina	Pristaš et al.	2000
41. Spišská Magura	Janočko et al.	2000
42. Starohorské vrchy, Čierťaž a s. časť Zvolenskej kotliny	Polák et al.	2003
43. Nízke Beskydy – stredná časť	Žec et al.	2005
44. Trnavská pahorkatina	Maglay et al.	2004
45. Považský Inovec	Ivanička et al.	2006
46. Biele Karpaty a Myjavská pahorkatina	Potfaj et al.	rozpracované
47. Podunajská nížina – j. časť		plánované
48. Kysuce	Potfaj et al.	2002
49. Stredné Považie	Mello et al.	2005
50. Orava-sever		plánované
51. Žiar		plánované
Reedícia:		
Tribeč	Ivanička et al.	1998
Spišsko-gemerské rudohorie	Grecula et al.	2009
Nízke Beskydy-západ	Kováčik et al.	rozpracované
Záhorská nížina	Fordinál et al.	rozpracované
Malé Karpaty	Polák et al.	rozpracované

46 a 47 zobrazené na jednom tlačovom formáte. V tlačenej verzii máme teda 10 máp, ktoré sú doplnené geologickými rezmí, tektonickou schémou a schémou zostavovateľov.

Mapy majú aj elektronickú formu, ktorá umožňuje prepojenie jednotlivých listov. Prehľadná geologická mapa Slovenska bude vydaná aj ako celok z celého územia Slovenska. Keďže geologické mapy na jednotlivých listoch sú prepojené aj do jednotnej mapy celého územia SR, musela sa vytvoriť aj spoločná legenda, ktorá je vytlačená zvlášť. Spoločná legenda je dôležitá aj z hľadiska korelácie jednotlivých útvarov na celom území Slovenska. Legenda má 767 položiek, z toho 300 pripadá na neovulkanity kvôli ich podrobnému členeniu na jednotlivé vulkány. Zvlášť sú uvedené položky, ktoré sa vyskytujú len v rezoch, a zvlášť je legenda k tektonickým schémam, ktorá sa člení podľa princípu *Tektonickej mapy SR 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004).

K jednotlivým listom boli napísané obsiahle textové vysvetlivky doplnené litostratigrafickými kolónkami a ďalšími prílohami, oponované spolu s mapou príslušného listu. Vzhľadom na obrovský rozsah vysvetliviek, ale najmä na koreláciu a potrebu vytvoriť jednotný vysvetľujúci text k položkám spoločnej legendy boli na tlačové spracovanie pripravené len vysvetlivky k celej mape 1 : 200 000. Vysvetlivky k jednotlivým listom sú prístupné v Geofonde a na CD. Každé vysvetlivky obsahujú okrem úvodných kapitol aj stručný prehľad geologickej stavby územia listu, charakteristiku geologických jednotiek, opis tektonických pomerov a záver, ktorý sa sústreďuje najmä na nedoriešené problémy geológie územia jednotlivých mapových listov. Zoznam jednotlivých mapových listov s menami autorov a stručným opisom geologickej stavby vo forme abstraktu je na konci za literatúrou.

Súčasťou projektu zostavenia *Prehľadnej geologickej mapy SR 1 : 200 000* sú aj ďalšie dve samostatne vytlačené diela, ktoré túto mapu a vysvetlivky k nej veľmi vhodne dopĺňajú. Kniha *História geológie na Slovensku* vo dvoch zväzkoch podrobne opisuje vývoj geologických poznatkov a históriu geologických výskumov. Druhé dielo je *Tektonická mapa SR 1 : 500 000* s vysvetlivkami (Bezák et al., 2004). Kolektív autorov podáva súčasnú predstavu o tektonike územia Slovenska a tým dopĺňa prehľad geologickej stavby a opis geologických jednotiek v týchto vysvetlivkách.

Na zostavovaní geologických máp 1 : 200 000 a textových vysvetliviek pod vedením hlavného redaktora V. Bezáka pracoval veľký kolektív geológov najmä z ŠGÚDŠ, ale aj GÚ SAV, PriF UK a Fakulty BERG TU v Košiciach a kolektív technických pracovníkov, bez ktorých by technická príprava od čistokresieb až po tlač nebola možná. Na mape pracovalo celkovo 44 autorov, ktorí sú uvedení ďalej v citácii celej mapy. Tieto spoločné vysvetlivky sú zostavené na báze vysvetliviek k jednotlivým listom pod vedením vedeckých redaktorov. Zostavovatelia máp a vysvetliviek jednotlivých listov sú uvedení na konci publikácie v abstraktoch. Na kartografickom spracovaní, príprave textov a príloh sa podieľali: I. Filo, B. Slovákova, M. Žilavá, J. Dvořák, M. Huszárová, L. Dugovič, J. Takáčová, R. Balážová a Z. Remžíková. Technickým redaktorom bol R. Fritzman, digitálne spracovanie a prípravu máp do tlače zabezpečili Š. Dzurenda a M. Nováčková, jazykovú úpravu J. Hrtusová, anglické preklady P. Liščák a technické spracovanie vysvetliviek G. Šipošová.

Citácia celkovej mapy:

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M. (Košice), Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, E., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, E., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M. (Bratislava), Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., † Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teřák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A. a Žec, B., 2008: Prehľadná geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 200 000. Bezák, V. (ed.). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. ISBN 978-80-89343-21-8

PREHLAD GEOLOGICKEJ STAVBY SLOVENSKA

ÚVOD DO GEOLOGICKEJ STAVBY

Územie Slovenska buduje alpínske horstvo Západných Karpát. Vyznačuje sa veľmi pestrou a zložitou geologickou stavbou, ktorú odzrkadľuje aj nová prehľadná geologická mapa 1 : 200 000. Zložitost' stavby je výsledkom dlhodobého a rôznorodého geologického a tektonického vývoja jednotlivých tektonických segmentov kôry Západných Karpát. Najmladšie tektonické etapy podmienili aj morfológickú pestrosť územia Slovenska, ktorej najcharakteristickejšou črtou je striedanie pohorí a vnútrohorských kotlín.

Súčasná štruktúra a základné tektonické členenie Západných Karpát je odrazom posledných veľkých tektonických procesov, ktoré sa začali koncom paleogénu a odohrávali sa najmä počas neogénu až po súčasnosť. V tomto období sa pohybom vnútrokarpatského bloku proti severne ležiacej stabilnej európskej platforme uzatváral morský priestor, v ktorom od kriedy, a najmä v paleogéne, sedimentovali masy pieskov a ílov (flyšové sedimenty). Podobné sedimenty sa v tom čase usadzovali aj v epikontinentálnych podmienkach aj na bloku vnútorných Západných Karpát (vnútrokarpatské vrchnokriedové a paleogénne panvy), ale na rozdiel od vonkajšieho pásma neboli také hrubé a neboli zvrásnené.

Uzatváranie vonkajšieho flyšového bazénu bolo postupné, od juhozápadu na severovýchod šikmým pohybom vnútrokarpatského bloku oproti platforme, pričom sa flyšové sedimenty vrásnili a presúvali na seba a platformu vo forme príkrovov. Väčšina však bola pohltená. Tak vznikol mohutný pruh flyšového pásma – vonkajšie Karpaty. Od vnútorných Karpát ich oddeľuje úzky tektonický pás, ktorý nesie najmarkantnejšie znaky šikmého posunu a v ktorom sú vyvalcované jednotky zo stykovej zóny oboch blokov. Podľa svojho tektonického charakteru bolo toto pásmo pomenované ako bradlové.

Vo vnútrokarpatskom bloku v oblasti neogénu v tom čase prevládali iné typy tektonických procesov. Tento kôrový blok sa lámal, dochádzalo v ňom k extenzii a k výzdvihu a poklesu jednotlivých čiastkových blokov. Zároveň sa z centrálnej časti Panónskej panvy šírili do Západných Karpát ďalšie procesy, ktoré mali pôvod v zemskom plášti. Horúce hmoty odspodu natavovali kôru, tá sa stenčovala, lámala a na povrchu dochádzalo k mohutným prejavom vulkanickej činnosti. Pri týchto procesoch vznikli pohoria, v ktorých sú denudáciou obnažené predterciérne jednotky a panvy vyplnené neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi a rozsiahle vulkanické pohoria na strednom a východnom Slovensku s mohutnými, dnes už erodovanými stratovulkánmi. Celé opísané obdobie tektonického vývoja nazývame neoalpínske.

Paleoalpínska tektonická etapa vývoja vnútrokarpatského bloku sa začala po vytvorení a konsolidovaní kontinentálnej kôry vnútrokarpatského bloku po hercýnskych paleozoických tektonických procesoch. Vtedy v mladšom paleozoiku (v mladšom karbóne, a najmä v perme) sa táto kontinentálna kôra izostaticky vyrovnávala a erodovala až na kryštalinické masívy. V triase už na ňu prichádzali prvé transgresie epikontinentálnych morí, v ktorých sedimentovali klastické sedimenty (pieskovce a bridlice) a masy karbonátov. V jure sa kôra pri extenzii viac lámala, niektoré panvy sa prehlbovali a v určitých zónach vznikli roztrhnutím kontinentálnej kôry aj úzke oceánske bazény (meliatsky, juhopeninský). Sedimentácia vo väčšine tektonických zón pokračovala až do strednej kriedy. Vtedy gradoval pohyb Afriky a jej segmentu – apúlskej tektonickej platne – na sever proti Európe. Postupne sa uzatvárali jednotlivé oceánske bazény a dochádzalo ku kolízii jednotlivých mikroplatní, miestami ku kontinentálnej subdukcii, a najmä presúvaniu jednotlivých odlepených más mezozoických sedimentov na seba vo forme príkrovov. Takýmto spôsobom vznikla paleoalpínska vnútorná stavba vnútrokarpatského bloku, ktorú môžeme rozčleniť na tri základné paleoalpínske kôrové jednotky (odspodu: tatrikum, veporikum, gemerikum) a sústavu odlepených pripovrchových príkrovov (príkrovové sústavy fatrika, hronika, meliatika, turnaika a silicika). Kôrové jednotky tvorí najmä kryštalinický fundament a jeho vrchnopaleozo-

icko-mezozoický obal, kým príkrovové jednotky prevažne len sedimenty mezozoika, prípadne permu (hronikum a fatrikum).

V najstaršej tektonickej etape sa vytvoril kryštalinický fundament vnútrokarpatského bloku. Kryštalinický fundament je zložený z metamorfovaných hornín (ruly, svory a amfibolity) a magmatických hornín (rozličné typy granitoidov). Tieto horniny vznikali počas paleozoika v hĺbke kôry v inom priestore, ako sa nachádzajú v súčasnosti. Boli súčasťou mohutného hercýnskeho horstva Európy, ktoré vznikalo pri kolízii dvoch kontinentov, Gondwany a Laurázie, resp. mikroplatní medzi nimi. Pri týchto orogenetických procesoch dochádzalo v hĺbke kôry k metamorfóze sedimentov na kryštalické bridlice a k taveniu – vzniku magmy. Z nej po stuhnutí vznikali granitoidné masívy. Tieto horniny sa v mladšom paleozoiku dostávali denudáciou až na povrch a sú základom kontinentálnej kôry vnútorných Západných Karpát.

Tento stručný prehľad geologického vývoja nemá za cieľ a ani nemôže vyjadriť všetky podrobnosti a zložitosti tektonického vývoja Západných Karpát. Je to len úvod k opisu skladby geologických jednotiek, ktorý je uvedený v ďalšom texte. Spolu s týmto opisom má byť akýmsi kľúčom pri čítaní prehľadnej geologickej mapy a vysvetliviek k jednotlivým litostratigrafickým jednotkám legendy.

ZÁKLADNÉ GEOLOGICKÉ JEDNOTKY

FORMÁCIE NALOŽENÉ NA PRÍKROVOVÚ STAVBU

SEDIMENTY NEOGÉNU A KVARTÉRU

Kvartérna výplň je na prehľadnej geologickej mape zobrazená v nížinách, kde tvorí väčšie akumulácie v oblasti väčších riek, a zobrazené sú aj špeciálne typy uloženín (eolické a fluvio-glaciálne).

Určujúce tektonické činitele vzniku neogénnych panví Západných Karpát boli:

- subdukcia vo vonkajších Karpatoch, ktorá počas neogénu od Z na V postupne vyznievala a vyvrcholila v kolízii litosférických platní, severoeurópskej a karpatsko-panónskej;
- stúpanie astenosféry v panónskej oblasti (panónsky astenolit);
- alpínska kolízia apulského výbežku afroarabskej litosférickej platne s Českým masívom, resp. severoeurópskou litosférickou platňou.

Podľa týchto genetických činiteľov možno neogénne panvy rozdeliť na pokolízne depresie a kolízne, resp. predkolízne panvy a depresie.

Na území Slovenska vyčleňujeme sústavu týchto neogénnych panví: Viedenská, Dunajská, Východoslovenská a Juhoslovenská. Okrem nich neogénne sedimenty vyplňajú vnútrohorské kotliny – Trenčiansku, Ilavskú, Bánovskú, Hornonitriansku, Turčiansku, Oravskú a Zvolensko-slatinskú kotlinu a Horehronské podolie.

Viedenská panva patrí k predoblúkovým panvám Západných Karpát. Vyčleňujeme v nej dve štruktúrne etáže. Staršia, spodnomiocéna etáž vznikla v prevládajúcom kompresnom alebo transpresnom, sčasti extenznom režime, nesená na chrbtoch flyšových príkrovov. Mladšia, stredno- a vrchnomiocéna etáž vznikla v transtenznom režime. Je to panva, ktorá vznikla v strižnom režime a bola kontrolovaná najmä v severnej časti relatívne plytkými kôrovými zlomami Royden, 1985). Roztváranie strednej a južnej časti kontrolovala skôr celokôrová extenzia (Lankreijer et al., 1995). Panva prináleží k strižným panvám vznikajúcim v transtenznom režime. Počas stredného miocénu sa významne uplatnili horizontálne posuny, sprevádzané však aj poklesmi. V mladšom miocéne sa aktivita zlomov zmiernila, subsidencia sa spomalila a po panóne nastala v panve inverzia.

Východoslovenská panva spolu s Čopsko-mukačevskou a Solotvinskou panvou vznikala počas neogénu v blízkosti subdukčnej zóny vonkajších Karpát. V egenburgu do priestoru dnešnej panvy zasahovala „panva vnútrokarpatského paleogénu“. Táto panva zanikla v dôsledku kompresie počas otnangu. Vlastná Východoslovenská panva sa začala roztvárať v karpate ako panva horizontálneho posunu (Vass et al., 1988; Vass, 2002). Roztváranie vyvolala kosá konvergencia

litosférických platní subdukcie vo vonkajších Karpatoch. Impulzom bolo aj termálne heterogénne rozťahovanie litosféry v dôsledku dvíhania panónskej astenosféry. V transtenznom režime so strižno-poklesovými zlomami vznikala veľká strižná panva. Subsistencia v strednom karpate sa skončila prvou krízou salinity (soľnobanské súvrstvie). Roztváranie tejto panvy znovu pokračovalo od mladšieho karpatu. Na rozhraní stredného a mladšieho bádenu režim horizontálneho posunu prerušila druhá kríza salinity (zbudzské súvrstvie) a transtenzný režim znovu pokračoval až do sarmatu. Od stredného sarmatu a v mladšom sarmate, t. j. na konci stredného miocénu, režim posunu ustal. V mladšom miocéne nastala čiastočná inverzia panvy (pont). Subsistencia sa zmenšila a v pliocéne panva zanikla. Subsistenčné centrá panvy sa od karpatu do sarmatu postupne sťahovali od SZ na JV.

Tektonický vývoj Východoslovenskej panvy niektorí autori interpretujú odlišne. Karpatskú a spodnobádenskú výplň považujú za sedimenty iniciálneho riftingu. Vrchnobádenské a sarmatské sedimenty považujú za synriftové a od mladšieho sarmatu by panva mala byť v postriftovom štádiu (Barát et al., 1997; Kováč a Zlinská, 1998). Aj v prípade Východoslovenskej panvy platí, že obzvlášť postriftové štádium s relatívne malým podielom na výplni panvy sa zásadne líši od postriftového štádia v termálnych extenzných zaoblúkových panvách, akými sú niektoré panónske panvy a Dunajská panva (Vass, 2002).

Klasické termálne extenzné zaoblúkové panvy z panónskej oblasti zasahujú do priestoru Západných Karpát iba okrajovo. Do Moldavskej kotliny a do údolia riečky Roňavy (j. od Zemplínskych vrchov) zasahuje severným okrajom panva Nyírség. Synriftovú etapu vývoja reprezentujú strednomiocénne sedimenty vystupujúce v doline riečky Roňavy. Sú porušené poklesovými zlomami. Postriftové sedimenty vrchnomiocénneho veku zapĺňajú Moldavskú kotlinu, kde zlomové porušenie je menej intenzívne (Vass, 2002).

Vo vzťahu k vulkanickému oblúku, ktorý migroval od juhu na sever, mala panva do bádenu charakter predoblúkovvej panvy a od sarmatu medzioblúkovvej panvy (Vass et al., 1988). Kumulatívna maximálna hrúbka výplne panvy je 8 – 9 km (Vass et al., 2000), z toho na inverznú pospodnosarmatskú fázu pripadá iba okolo 2 000 m.

Dunajská panva je od bádenu asymetrická termálna panva generovaná heterogénnym rozťahovaním litosféry (Lankreijer et al., 1995; Vass a Pereszlényi, 1998). V severnej časti blatnianskej priehlbiny a v Bánovskej kotline boli anektované spodnomiocénne sedimenty (egenburg – karpát), ktoré majú genetický a paleogeografický vzťah k panvám západoslovenského strižného koridoru (Marko a Kováč, 1995). Pre panvu je charakteristická kontrastná hrúbka syn- a postriftových sedimentov, kontrastná rýchlosť subsidencie a rozdiely v početnosti a veľkosti poklesov na synsedimentárnych zlomoch. V severnej časti panvy v čiastkových depresiách – blatnianskej, rišňovskej, komjatickej a železovskej – sú hrubé synriftové sedimenty (báden – sarmat) porušené zlomami a zväčša sú prikryté postriftovými sedimentmi (panón – pliocén) s malou hrúbkou. Južnú časť panvy (gabčíkovskú depresiú) vyplňa hrubý súbor postriftových sedimentov (panón – pliocén) s brachysynklinálnou stavbou, len podružne porušený zlomami. Hlbšie uložené synriftové sedimenty (báden – sarmat) majú podstatne menšiu hrúbku a sú porušené zlomami. Postriftová sedimentácia doznievala aj počas kvartéru.

V panve sú pochované prevažne andezitové vulkanity (napr. šurianske vulkanity) „dunajskej vulkanickej zóny“ (Slávik, 1974). Ich vznik geneticky súvisí s heterogénnym rozťahovaním litosféry (Vass a Pereszlényi, 1998; Vass, 2002). Kumulatívna hrúbka sedimentárnej výplne Dunajskej panvy v jej centrálnej časti je až 8 500 m (Kilényi a Šefara, 1989), z toho na postriftovú fázu pripadá až okolo 5 000 m.

Panva má charakter zaoblúkovvej panvy, ale počas bádenu zasahovala do priestoru rodiaceho sa vulkanického oblúka.

Juhoslovenská panva zahŕňa terciérne sedimenty v oblasti Lučenskej a Rimavskej kotliny a v Cerovej vrchovine. Je to názov negenetický. Zahŕňa sedimenty troch zaoblúkových panví naložených na seba: Budínskej (Maďarskej paleogénnej panvy), Filákovskej (Filákovsko-pétervásarskej) a Novohradskej (Vass, 1995, 2002). Sedimenty Filákovsko-pétervásarskej (egenburg) a Novohradskej panvy (otnang – karpát) sú relikty termálnych extenzných spodnomiocénnych panví naložených na seba.

Fil'akovsko-péteřvářská panva je geneticky naviazaná na Budínsku panvu, na ktorej leží. Obe vznikli na tektonicky extrudovaných litosférických segmentoch. Ich hlavným stavebným prvkom sú poklesové zlomy. Novohradská panva predstavuje synriftové štádium termálnej extenznej panvy, teda štádium kontrolované zlomami.

Skutočnosť, že v tejto panve chýbajú postriftové sedimenty, bola podmienená rotáciou blokov litosféry proti smeru hodinových ručičiek (Márton et al., 1995, 1996) o zhruba 80 – 90°. To spôsobilo ich premiestnenie z panónskeho priestoru, kde termálny panvový vývoj pokračoval aj postriftovým štádiom (Vass, 1998).

Panvy, ktoré sa podieľali na stavbe juhoslovenského terciéru, sú v zaoblúkovej pozícii, i keď vulkanický oblúk vznikol až po zániku poslednej morskej panvy v tomto priestore, Novohradskej panvy. Z tohto genetického pohľadu treba zdôrazniť, že tieto panvy vznikali a rozvíjali sa v oblasti, ktorej mobilitu predurčoval tektonický únik fragmentov elastickej litosféry z centrálnych Álp a zo severozápadných dinaríd. Dozvukmi tejto mobility boli rozsiahle ľavé rotácie, ktoré s konečnou platnosťou určili priestorovú konfiguráciu sedimentov spomínaných panví a predchádzali definitívny zánik morského režimu a tým aj zánik samotných panví.

V Lučenskej a Rimavskej kotline sú rozšírené fluvialne sedimenty poltárskeho súvrstvia (pont), ktoré asociujú s bazaltmi pontskej podrečianskej bazaltovej formácie. Vypĺňajú plytkú pokolížnu depresiu.

Vnútorne kotliny (Buday in Buday et al., 1967) patria k predoblúkovým alebo intraoblúkovým panvám Západných Karpát. Od veľkých predoblúkových panví, ako sú Viedenská alebo Východoslovenská panva, sa odlišujú malým rozsahom (niekoľko km²), menšou hrúbkou výplne a menšou intenzitou subsidencie (Vass, 2002). Geneticky nie sú rovnorodé a možno ich rozdeliť podľa pozície vo vzťahu k vulkanickému oblúku na predoblúkové, intraoblúkové a ležiace na periférii stredoslovenských neovulkanitov. Aj predoblúkové kotliny sú nerovnorodé. V Trenčianskej a Ilavskej kotline, ako aj v beckovskej depresii hlavnú masu výplne tvoria spodnomiocénne sedimenty strižných panví, ktoré vznikli vo „vrenčových“ brázdach západoslovenskej strižnej zóny. Tieto sedimenty sú diskordantne zakryté relatívne tenkým pokryvom pliocénnych klastických sedimentov vzniknutých v plytkých pokolížnych depresiách. V Oravskej kotline hlavnú masu výplne tvoria spodno- až strednomiocénne a vrchnomiocénne sedimenty, diskordantne zakryté pliocénnymi riečnymi sedimentmi. Neogénne sedimenty v Horehronskom Podolí patria ku geneticky rôznym typom, resp. vznikli v plytkých zníženinách. Rožňavská kotlina je plytká depresia, vyplnená vrchnomiocénnymi sedimentmi.

Kotliny ležiace na periférii stredoslovenských neovulkanitov, Hornonitrianska a Turčianska, majú dvojetážovú stavbu. Staršia časť výplne (egenburg) má genetický vzťah k „vrenčovým“ brázdam západokarpatskej strižnej zóny. Významný podiel na výplni kotlín majú strednomiocénne sedimenty vzniknuté v termálnych extenzných depresiách. Sedimenty sprevádzajú vulkano-klastické horniny.

Termálne extenzné intraoblúkové kotliny (Žiarska a Zvolensko-slatinská kotlina) sú zaplnené prevažne vulkanickým materiálom a majú výraznú zlomovú stavbu.

NEOGÉNNE A KVARTÉRNE VULKANITY

V období neogénu Karpaty predstavovali ostrovný oblúk s mikrokontinentom vnútorných Západných Karpát, ktorý migroval na S, SV až V. V dôsledku subdukcie oceánskej, resp. suboceánskej kôry flyšových bazénov sa postupne dostával do kolízie s pasívnym okrajom európskej platformy. Ústup oblúka uvedeným smerom sprevádzala zaoblúková extenzia, ktorá zahŕňala diapirický výstup astenosféry a zároveň umožňovala laterálny únik litosféry z kolíznej zóny Álp (Csontos, 1992; Lexa a Konečný, 1998).

Magmatické hmoty pochádzajúce z parciálneho tavenia metasomaticky ovplyvneného plášťa (po predchádzajúcej subdukcii kôry magursko-pieninského flyšového bazénu) s nasledujúcim diapirickým výstupom v podmienkach zaoblúkovvej extenzie boli zdrojmi andezitového vulkanizmu areálneho typu v oblasti stredného Slovenska (Lexa a Konečný, l. c.). Andezitovému vulkanizmu predchádzal kyslý ryodacitový a ryolitový vulkanizmus areálneho typu. Jeho zdrojom

boli magmatické hmoty generované tavením prevažne kôrového materiálu účinkom diapirického výstupu astenosféry. Centrá tohto vulkanizmu nachádzajúce sa v oblasti panónskeho bazénu v severnom Maďarsku produkovali veľký objem pyroklastického popolovo-pemzového materiálu, ktorý sa v oblasti južného a východného Slovenska uložil v morských sedimentoch egenburského, karpatského a bádenského veku.

Stredné Slovensko

Aktivita andezitového vulkanizmu na území stredného Slovenska trvajúca od staršieho bádenu (15,5 mil. r.) do panónu (8,5 mil. r.) podmienila vznik stredoslovenského neovulkanického areálu s rozlohou asi 5 000 km². Po rozšírení spodnobádenskej morskej transgresie na území južného Slovenska sa aktivovali vulkanické centrá vinickej formácie v podobe submarinných extruzívnych dómov situovaných pozdĺž šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny sv.-jz. smeru. Extruzívne telesá v morskom prostredí podliehali brekciácii a dezintegrácii s hromadením úlomkového materiálu v ich bezprostrednom okolí. Podobne v morskom prostredí sa aktivovali centrá extruzívneho vulkanizmu v priestore Kováčovských kopcov – Burdy.

V období staršieho bádenu v strednej až severnej časti stredoslovenského regiónu a v oblasti západného veporika prebiehala extruzívna aktivita hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom v kontinentálnom prostredí. V južnej časti Slovenska v tomto období sa umiestnili lakolitové intrúzie do ranomiocénnych sedimentov (Karanč – Šiator).

V období staršieho bádenu po krátkej regresii mora vznikol v strednej časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny *pyroklastický čelovský vulkán* a v jej sv. časti *pyroklastický lysecký vulkán*. Vývoj lyseckého vulkánu sa skončil výstupom extruzívnych telies (tholoidov) v oblasti vulkanického centra. V severovýchodnej časti neovulkanického regiónu v období stredného bádenu až staršieho sarmatu vznikol rozsiahlejší *stratovulkán Javoria*. Stratovulkán sa vyznačuje vznikom vulkanotektonických depresii a vznikom intruzívnych komplexov v centrálnej vulkanickej zóne v podobe štokov krematodioritových až monzodioritových porfýrov. S výstupom intrúzií sú späté prejavy hydrotermálnej aktivity s indíciami polymetalickej a Au-pyritovej mineralizácie. Severne od stratovulkánu Javoria sa vyvíjal *stratovulkán Poľana* v kontinentálnom prostredí. V priebehu vývoja stratovulkánu sa v centrálnej časti vulkánu sformovala kaldera menších rozmerov a v závere vystúpili štokové intrúzie dioritových porfýrov v centrálnej zóne. Východne od okraja neovulkanického regiónu v oblasti západného veporika sa počas bádenu a sarmatu vyvíjal *veporský andezitový stratovulkán*. V oblasti predpokladanej centrálnej vulkanickej zóny pri Tisovci je skupina telies dioritov a dioritových porfýrov odkrytá denudačným zrezom. Denudačné reliktý stratovulkánu predstavuje komplex Hálnej hory (oblasť Klenovského Vepra a vulkanosedimentárne pokoradzské súvrstvie).

V západnej časti neovulkanického regiónu v období bádenu až sarmatu sa sformoval rozsiahly *štiavnický stratovulkán* zaberajúci plochu vyše 2 200 km². V priebehu vývoja stratovulkánu vznikla kaldera veľkých rozmerov (18 x 22 km), subvulkanický intruzívny komplex granodioritu a dioritu a infravulkanické komplexy granodioritových a krematodioritových porfýrov. V období sarmatu vznikol v rámci kaldery a na stratovulkanickom svahu celý rad satelitných vulkánov. V záverečnom období synchronne s prejavmi ryolitového vulkanizmu sa vyzdvihol hrast'ový blok. Rozpad hrast'ového bloku podľa zlomov sv.-jz. smeru bol sprevádzaný vznikom polymetalických a zlato-strieborných rudných žíl. Severne od štiavnického stratovulkánu vznikol komplex *naložených vulkánov Kremnických vrchov*. Základ vulkanickej stavby tvorí andezitový stratovulkán bádenského veku. V mladšom bádene vznikla dominantná štruktúra – *kremnický graben* vymedzený zlomami ssv.-jjz. smeru. Subsidiencia grabenu bola kompenzovaná efúziami láv a hromadením vulkanoklastických hornín v hrúbke vyše 1 000 m.

V období sarmatu pozdĺž grabenových zlomov vznikol celý rad satelitných vulkánov menších rozmerov. Pri sz. okraji neovulkanického regiónu v období sarmatu vznikol andezitový *stratovulkán Vtáčnik*. Stavba stratovulkánu pri severnom okraji prekryla sedimentačný uhoľný bazén v oblasti Hornonitrianskej kotliny (Handlová a Nováky). V období vrchného sarmatu bol aktívny ryolitový vulkanizmus *jastrabskej formácie* sprevádzaný subsidienciou žiarskej depresie – grabenu. Výstup ryolitových más sa uskutočnil pozdĺž zlomov pri západnom okraji hodrušsko-

-štiavnickej hrasti a pri južnom a východnom okraji žiarskej depresie s pokračovaním do Kremnických vrchov. Západne od Žiarskej kotliny pri výstupe ryolitových telies sa využil zlomový systém smeru S – J (novobansko-kľacká zóna). Vývoj hrasti v centrálnej časti Kremnických vrchov sprevádzal vznik rudných žíl s polymetalickou a drahokovovou mineralizáciou.

V období staršieho panónu bol aktívny vulkanizmus bazaltických andezitov. Jeho reliktuje predstavuje *stratovulkán Vlčí vrch* v severnej časti Kremnických vrchov, freatomagmatický kužeľ, dajky, neky, ložné intrúzie a lávové prúdy pri východnom okraji Žiarskej kotliny a sz. od Sklených Teplíc – *komplex Šibeničného vrchu*, ako aj dajky a neky v oblasti Vtáčnika – *ostrovické bazalty*.

Alkalický bazaltový vulkanizmus aktívny v období panónu, pliocénu až pleistocénu reprezentuje záverečné štádium vulkanickej aktivity na území Slovenska. Relikty tohto vulkanizmu v oblasti stredoslovenského neovulkanického areálu reprezentujú lávové prúdy (Ostrá Lúka a Devičie), dva neky pri Banskej Štiavnici a vulkán kvartérneho neku Putikov výšok pri Novej Bani. V oblasti južného Slovenska v období pontu sa pri severnom okraji Lučenskej kotliny uskutočnili efúzie bazaltových láv a vznikol maar pri obci Pinciná, zaradený do *podrečianskej formácie*. Rozsiahlejšie reliktuje bazaltového vulkanizmu v oblasti Cerovej vrchoviny a Lučenskej kotliny – *cerová bazaltová formácia* – pokračujúce na území severného Maďarska zahŕňajú troskové kužele, lávové prúdy, maary a obnažené prírodové systémy v podobe diatrém a nekov.

Východné Slovensko

Vulkanická aktivita v oblasti *Zemplínskych vrchov* prebiehala v období od staršieho bádenu do mladšieho sarmatu na relatívne malom území. Vulkanizmus sa vyznačoval bimodálnym charakterom, striedaním efúzií láv andezitového zloženia s erupciami popolovo-pemzových tufov a extrúzií láv ryodacitového a ryolitového typu. Vulkanizmus prebiehal v morskem prostredí.

V období sarmatu až staršieho panónu sa pri západnom okraji Východoslovenskej neogénnej panvy sformovala reťaz andezitových stratovulkánov Slanských vrchov a pri jej sv. okraji reťaz andezitových stratovulkánov Vihorlatu pokračujúca na území západnej Ukrajiny a Rumunska. Lineárne usporiadanie vulkánov a geochemický charakter poukazujú na úzku spätosť s procesmi subdukcie. Na základe toho sa bazaltovo-andezitový vulkanizmus východného Slovenska zaraďuje k typu ostrovného oblúka (Lexa a Konečný, 1998; Lexa et al., 1993).

Vulkanická reťaz Slanských vrchov pri západnom okraji neogénnej panvy sa vyvíjala v súvislosti s formovaním grabenových štruktúr. Počiatočné prejavy andezitového vulkanizmu spadajú do obdobia mladšieho bádenu (vulkán Ošvárska), maximálny vývoj stratovulkánov sa uskutočnil prevažne v období sarmatu, ojedinele s presahom do staršieho panónu. Sú to stratovulkány Ošvárska, vulkán Slančík, stratovulkány Veľký Milič, Bradlo, Hradisko a Bogota, vulkán Košický Klečenov, stratovulkány Strechový vrch a Makovica, vulkán Rankovských skál, stratovulkán Vechec, Zlatá Baňa a Šťavica a vulkán Šebastovka. Vývoj stratovulkánov v južnej časti Slanských vrchov prebiehal v počiatočnom období v morskem prostredí (spodné úrovne stratovulkánov) a neskôr po ich vynorení pokračoval v prostredí suchej zeme. V severnej časti Slanských vrchov prevládalo kontinentálne prostredie. Stratovulkány menších až stredných rozmerov sú budované lávovými efúziami prevládajúcimi nad pyroklastickými produktmi. V centrálnych zónach stratovulkánov sa v záverečnom štádiu umiestnili intruzívne telesá andezitových až dioritových porfýrov. Relatívne najrozmernejší zlatobanský stratovulkán sa vyznačuje vznikom vulkanotektonickej depresie – grabenu – a rozsiahlejšieho intruzívneho komplexu.

Pri severnom okraji neogénnej panvy z južnej časti Poľska pokračuje na naše územie *systém intruzívno-extruzívnych telies* (silly, lakolity, štoky a extrúzie). Zahŕňa andezity a andezitové až dioritové porfýry viazané na zlomové štruktúry sz.-jv. smeru. V jeho pokračovaní na JV nasledujú extruzívne telesá a brekie hyperstenicko-amfibolických andezitov brestovskej formácie a komplexu Vinné.

Vulkanická reťaz Vihorlatských vrchov pri sv. okraji neogénnej panvy zahŕňa stratovulkány stredných až väčších rozmerov. Stratovulkány západnej vetvy (Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat) sledujú zlomový systém sv.-jz. smeru, stratovulkány východnej vetvy pokračujúcej na území

Západnej Ukrajiny sledujú zlomový systém sz.-jv. smeru (stratovulkány Morské oko, Diel a Popriečny). V centrálnych zónach stratovulkánov v záverečnom období vystúpili intruzívne telesá (štoky a lakolity) andezitových až dioritových porfýrov. S intruzívnym komplexom dioritov a dioritových porfýrov stratovulkánu Morské oko sú späté intenzívne hydrotermálne premeny s indíciami polymetalického zrudnenia.

SEDIMENTY PALEOGÉNU A VRCHNEJ KRIEDY

Budínsky paleogén

Sedimenty Budínskej panvy (paleogén – eger) na území Slovenska zasahujú z juhu do oblasti Štúrova (štúrovský paleogén), vyplňajú Ipeľskú, Lučenskú a Rimavskú kotlinu, Cerovú vrchovinu a Turniansku kotlinu. Budínska panva vznikla na litosférických fragmentoch unikajúcich z centrálnych Álp a severozápadných dinaríd (Vass in Janočko et al., 2003). Jej založenie predpokladajú Báldi a Báldi-Béke (1985) pozdĺž maďarského lineamentu a interpretujú ju taktiež ako smerný bazén. Vývoj sedimentárnej výplne Budínskej panvy poukazuje na jej prevládajúci epikontinentálny charakter.

Budínska panva má znaky termálnej extenznej panvy. V jej stavbe sa uplatňujú poklesové aj smerné zlomy, ale aj kombinované kompresno-extenzné štruktúry (antiformy a synformy), epigeneticky obmedzené zlomami.

Vnútrokarpatský paleogén

Termínom vnútrokarpatský paleogén označujeme paleogénne sedimenty, ktoré diskordantne prekrývajú predterciérne jednotky vnútorných Západných Karpát. Sú zachované vo vnútrokarpatských kotlinách (Turčianska, Liptovská, Hornonitrianska, Zvolenská a Bánovská kotlina, Horehronské podolie), ako aj severne od pásma jadrových pohorí (Žilinská, Rajecká a Domanižská kotlina, okraj Považského Inovca, Oravská vrchovina, Skorušinské vrchy, Podtatranská brázda, Popradská a Hornádska kotlina, Levočské vrchy, Spišsko-šarišské medzihorie, Bachureň a Šarišská kotlina, Spišská Magura a Beskydské predhorie), lokálne vystupujú v erózných oknách spod stredoslovenských neovulkanitov (Štiavnické vrchy).

Výplň Turčianskej a Liptovskej kotliny tvoria sedimenty podtatranskej skupiny. Hornonitrianska kotlina, Zvolenská kotlina a Horehronské podolie sa vyznačujú niektorými osobitosťami (neprítomnosť typickej flyšovej fácie zubereckého typu, vývoj psamiticko-psefitických molasoidných sedimentov vo vrchnej časti cyklu), ktoré Chmelíka (in Buday et al., 1967) viedli k vymedzeniu samostatného platformového vývoja vnútrokarpatského paleogénu.

V rámci vnútrokarpatského paleogénu rozlišujeme dva sedimentačné cykly: starší, paleocénno-strednoeocénny (myjavsko-hričovská skupina), a mladší, strednoeocénno-miocénny (podtatranská skupina). Vzťah medzi oboma cyklami nemožno považovať za definitívne vyriešený.

Myjavsko-hričovská skupina (*paleocén – stredný eocén*)

Andrusov (1965) vyčlenil myjavský vývin paleogénu (s. l.), ktorého súčasťou je hričovsko-žilinské spodnopaleocénne pásmo (vývin). Neskôr Samuel (1972) zaviedol názov *považsko-hamušovský paleogén* s hričovsko-žilinským a domanižským vývinom na Strednom Považí. Litostratigrafické jednotky paleogénu Myjavskej pahorkatiny zahrnuli Samuel et al. (1980) do myjavskej skupiny, resp. do vývoja Bradla, Starej Turej a Suroviny (Salaj a Began in Salaj et al., 1987).

V rámci sedimentov paleogénu vystupujúcich na Strednom Považí zaviedli Buček a Nagy (in Mello et al., 2004) názov myjavsko-hričovská skupina. Dôvodom zavedenia tohto názvu je rozšírenie myjavskej skupiny o litostratigrafické jednotky, ktoré sa v Myjavskej pahorkatine nevyskytujú, ale s ňou súvisia.

Sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny v regióne Malých Karpát – v Bukovskej brázde – reprezentujú najzápadnejší výskyt paleogénu v rámci Západných Karpát. Ležia transgresívne a diskordantne na litostratigrafických jednotkách hronika, podobne, ako je to na Strednom Považí v oblasti Mojtína (Havrila et al., 2004; Mello et al., 2004).

Paleogénne súvrstvia (žilinské, krúžické a súľovské) na bradlách pieninského a beňatinského úseku označil Potfaj (in Janočko et al., 2000; in Žec et al., 1997) ako *bradlový paleogén*, pričom tieto súvrstvia poníma ako súčasť tzv. myjavského, resp. hričovsko-žilinsko-haligovského vývoja (Andrusov, 1965).

Myjavsko-hričovská skupina svojou náplňou litostratigrafických jednotiek čiastočne zodpovedá súľovskému paleogénu v zmysle Salaja (1993a, b). Charakterizujú ju paleogénne karbonátové a klastické sedimenty so stratigrafickým rozsahom (sensu Serra-Kiel et al., 1998) starší eocén (stredný ilerd – kuis) až stredný eocén (spodný lutét). V Malých Karpatoch ju zastupuje jablonovské súvrstvie (dolomitové brekcie, pieskovce, organodetritické/organogénne pieskovce a piesčité vápence) a domanižské súvrstvie (íllovce a pieskovce).

Myjavsko-hričovská skupina sa litologicky aj vekovým rozpätím odlišuje od podtatranskej skupiny paleogénu, ktorá má stratigrafické rozpätie litostratigrafických jednotiek od stredného eocénu (bartón) do mladšieho eocénu až staršieho oligocénu.

Podtatranská skupina (*stredný eocén – miocén*)

Po skončení sedimentácie myjavsko-hričovskej skupiny v strednom lutéte a stratigrafickom hiáte vo vrchnom lutéte sa začal v spodnom bartóne spodný vnútrokarpatský paleogénno-spodnoneogénny sedimentačný cyklus. Jeho sedimenty tvorí sekvencia podtatranskej skupiny.

Podrobný litostratigrafický opis súvrství podtatranskej skupiny Liptovskej kotliny a Oravy podali Gross et al. (1980, 1993), Turčianskej kotliny Gašparik (in Gašparik et al., 1995) a Filo (in Polák et al., 1997), Žilinskej kotliny Filo a Buček (in Mello et al., 2007), terchovský úsek spracovali Potfaj et al. (1991), Hornonitriansku kotlinu Šimon et al. (1997) a Zvolenskú kotlinu a Horehronské podolie Pulec et al. (1967) a Filo (in Polák et al., 2003).

Maximálna predpokladaná hrúbka sedimentov podtatranskej skupiny je asi 3 500 m. Táto hrúbka však pravdepodobne nie je primárnou hrúbkou sedimentov, ale predstavuje výsledok tektonického nakopenia j. od pieninského bradlového pásma.

Morská transgresia na predterciérne jednotky vnútorných Západných Karpát sa začala v strednom eocéne – bartóne. V tomto čase južne od zaplavovanej oblasti prebiehala typická synriftová terestrická sedimentácia predovšetkým vo fluvialnom prostredí a prostredí náplavových kužeľov na úpätí hôr medzi Margecanmi a Hrabušicami. Podľa viacerých autorov (napr. Marschalko, 1968; Soták, 1998) bazén pôvodne zasahoval omnoho južnejšie ako v súčasnosti. Prítomnosť plytkomorských sedimentov pozdĺž celého južného okraja paleogénneho bazénu (napr. oblasť Hrabušíc a Markušoviec; Janočko, 2002) podporuje túto interpretáciu.

Migrácia depocentier bazénu smerom na juh nespôsobovala len stále sa rozširujúcu transgresiu mora týmto smerom, ale aj súčasné prehlbovanie bazénu odrážajúce sa v zmene sedimentačných systémov z plytkovodného šelfového systému na depozičné systémy podmorských svahov a hlbokovodné systémy. Táto depozičia bola diachronická, t. j. ukladanie prebiehalo postupne, v závislosti od rýchlosti otvárania bazénu.

Sedimenty vrchnej kriedy

Vrchnokriedové sedimenty sa vo vnútorných Západných Karpatoch usadili po hlavnej fáze presunu vnútrokarpatských príkrovov, na ktorých ležia transgresívne. Sú zaradené prevažne do brezovskej skupiny.

Predtransgresívnu časť tvoria výplne krasových depresii a sladkovodné vápence, ktoré sa nachádzajú aj ako klasty v nadložných zlepenoch. Bazálnu časť vrstvomého sledu brezovskej skupiny tvoria karbonátové zlepenky a pieskovce. Bazálne klastiká smerom do nadložia prechádzajú do slieňov. Nadložný flyš je hrubý okolo 600 m. Nasledujú pestré pelagické slieňovce a potom inoceramové slieňovce a karbonátové turbidity. Najvyššiu časť súvrstvia zastupujú orbitoidové vápence, zlepenky, slieňovce a opäť flyš.

Vo vnútornejších zónach Západných Karpát sú známe len rudimentárne výskyty senónskych sedimentov na Horehroní pri Šumiaci a pri Dobšinskej ľadovej jaskyni. Predstavujú však relik-

ty pôvodne rozsiahleho morského prielivu v pokračovaní z oblasti severného Maďarska, interpretovaného na základe vrto, do predterciérneho podložía na južnom Slovensku. Ďalšie menšie výskyty vrchnokriedových sedimentov sú známe z oblasti Slovenského krasu.

NEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VONKAJŠÍCH KARPÁT (FLYŠOVÉ PÁSMO)

Flyšové pásmo Západných Karpát tvorí charakteristický oblúk po vonkajšom obvode Karpát. Zasahuje na územie Moravy, Slovenska, Poľska a Ukrajiny a tam sa napája na flyšové pásmo Východných Karpát. Tvorí ho čiastkové príkrovy a prešmykové šupiny. Tieto štruktúry členíme podľa litofaciálnej náplne ich vrstvom sledov na vonkajšiu, krosniansku skupinu príkrovov (sliezsky a dukliansky príkrov) a na vnútornú, magurskú skupinu príkrovov. Novšie bola ešte vyčlenená skupina bielokarpatských príkrovov.

Na území Slovenska tvorí podstatnú časť flyšového pásma magurská skupina príkrovov. Z vonkajšej skupiny sa na západnom krídle vyskytuje iba plošne malý rozsah sliezskeho príkrovu, na východnom krídle je to v sv. pohraničí dukliansky príkrov.

Príkrovy krosnianskej skupiny sú pomerne plocho presunuté na podložie, ktoré tvorí rampa európskej platformy. Väčšinou sa udáva veľkosť tohto presunu okolo 40 km, niektoré predpoklady sú 60 – 120 km (napr. Roure et al., 1993). Čelá flyšových príkrovov sa presúvali od bádenu po karpát, s postupným prechodom maximálnej intenzity od Z na V. Štruktúry magurskej skupiny príkrovov, najmä tie vnútornejšie, majú strmšie uloženie a pri styku s bradlovým pásmom sú v niektorých úsekoch prevrátené na juh.

Sliezsky príkrov

Sliezsky príkrov na naše územie zasahuje iba v minimálnom plošnom rozsahu na sz. pohraničí Kysúc. V tejto oblasti je to v podstate monoklinálne, plocho uložené teleso, ktorého kosť tvorí pieskovcové istebnianske súvrstvie hrubé asi 1 km (kampán – paleocén). Na tejto nosnej platni sú plastickejšie podmenilitové a vyššie súvrstvia, ktoré tvorili klzné prostredie pre presúvajúci sa magurský príkrov. Tvárnejšie súvrstvia pred čelom magurského príkrovu sú disharmonicky zvrásnené a čiastočne odlepené od podložných istebnianskych pieskovcov.

Stratigrafický rozsah vrstvom sledu celého príkrovu je od titónu po vrchný oligocén. Na našom území sú spodné súvrstvia (godulské a nižšie) zastihnuteľné iba vrtnými prácami. Celkový presun sliezskeho príkrovu na podslezsky (a spolu s ním na platformu) sa odhaduje zhruba na 40 km (Menčík et al., 1983; Roth et al., 1962). Presun sa odohral vo viacerých etapách medzi karpatom a sarmatom. Miocénne sedimenty platformového pokryvu sú zahrnuté v tylovej časti do príkrovovej stavby (spodný karpát – vrchný bádén; Górká et al., 1989). V čele leží sliezsky a podslezsky príkrov na karpatskom autochtónnom obale platformy (Jurková, 1976, 1977), prípadne aj na staršom (Oszczypko, 1998).

Duklianska jednotka

Dukliansky príkrov patrí do vonkajšej (krosnianskej) skupiny príkrovov. Na území Slovenska sa vyskytuje v Nízkych Beskydách a v Poloninách. Stratigrafický rozsah jeho vrstvom sledu je od albu(?) po vrchný oligocén (Koráb a Ďurkovič, 1978). Prakticky celá suita je vo flyšovom vývoji, s variabilným zastúpením pieskovcov a ílovcov. Nosnú časť príkrovu tvoria pieskovce *Velkého Bukovca* – čišníanske súvrstvie. Príkrovové teleso je zvrásnené do lokálnych pozdĺžnych vrásovo-šupinových štruktúr sz.-jv. smeru, ako celok upadajúcich na J.

Na severovýchod od Sniny lineárne usporiadanie štruktúr porušuje tzv. *stakčínska sigmoida*. Zahnutie priebehu vrstiev sa pripisuje pokračovaniu vihorlatského zlomového systému v podloží flyšových jednotiek. Východne od stakčínskej sigmoidy je dukliansky príkrov sformovaný do sústavy brachyvrás.

Hrúbku duklianskeho príkrovu pri ukrajinskej hranici overil hlboký vrt Zboj-1, ktorý prenikol cez presunovú plochu v hĺbke 3 800 m. Pod lupkovskými vrstvami boli zastihnuté tzv. *zbojské vrstvy* (eocén) patriace k tektonickej jednotke *Obidowej-Slopnice* (Ďurkovič et al., 1982). Niektoré novšie názory poľských geológov pripúšťajú značnú mieru zhody litofaciálnej náplne vrstvomého sledu grybowskej a duklianskej jednotky.

Pred čelom magurského príkrovu a na jz. okraji duklianskej jednotky je tektonicky komplikovaná zóna v šírke okolo 3 km, ktorá pozostáva z troch tektonických šupín. Vzhľadom na nie celkom jednoznačné litofaciálne kritériá pri zaraďovaní týchto štruktúr k duklianskemu či k magurskému vrstvomému sledu aj ich tektonickú príslušnosť posudzovali rôzni autori odlišne. Na základe litofaciálnych kritérií sa Koráb a Ďurkovič (1978) priklonili k interpretácii, že tieto štruktúry by mali patriť ešte k duklianskej jednotke, no ponechávajú istú voľnosť na revízie.

Smilnianske tektonické okno

Smilnianske okno sa vynára uprostred magurského príkrovu sv. od Bardejova. Má asymetrickú brachyantiklinálnu stavbu s odrezaným severným krídlom. Pretože vrt Zborov-1, ktorý bol situovaný j. od okna, nezachytil súvrstvia smilnianskeho okna, štruktúra bola interpretovaná ako odtrhnutá vrásová šupina vynesená na povrch (Leško et al., 1987). Dodajme, že sa to stalo pravdepodobne za prispenia laterálnych smerných tlakov a pohybov. Maximálna hĺbka zasahovania okenných formácií je okolo 2 – 2,5 km. Litostratigrafická náplň je podobná ako v duklianskej jednotke, s rozsahom od kampánu(?) po vrchný oligocén. Isté odlišnosti vo vrstvomom slede viedli geológov k názorom, že by mohlo ísť aj o grybowskú, resp. predmagurskú jednotku.

Magurská skupina príkrovov

Magurský príkrov tvorí kostru flyšovej zóny vonkajších Západných Karpát. Na základe litofaciálnych odlišností vrstvomých sledov čiastkových štruktúr ho členíme na čiastkové príkrovy. Od S na J sú to: račiansky, bystrický a oravskomagurský (krynický) čiastkový príkrov. Do skupiny magurských príkrovov bola pôvodne formálne zaradená aj bielokarpatská jednotka (Potfaj, 1993). Tá však má celkom odlišnú litofaciálnu náplň a jej tektonický štýl je tiež odlišný od vnútorných magurských jednotiek (oravskomagurskej). Preto sme jej štruktúry vyčlenili samostatne a označujeme ich ako skupina bielokarpatských príkrovov. Presun magurskej jednotky na sliezsku v západnom krídle flyšovej zóny sa odhaduje na zhruba 40 km (Roth et al., 1962).

Račianska tektonicko-litofaciálna jednotka

Z litofaciálneho hľadiska sa štruktúry račianskej tektonicko-litofaciálnej jednotky vyčleňujú na základe prítomnosti zlínskeho súvrstvia, a to vo fácií kýčerských pieskovcov v južnejšej zóne a vo fácií vsetínskych vrstiev v okrajovej zóne vo vyššej časti vrstvomého sledu. Podobné kritériá sa použili aj na východnom Slovensku, kde deliacou plochou medzi severným a južným vývojom je tzv. dislokácia Krivej Oľky.

Spodnú časť račianskeho sledu charakterizuje solánske súvrstvie s riečanskými pieskovecami a belovežské súvrstvie.

Štruktúrne ide o súbor pozdĺžnych vrásových šupín, ktoré sú pomerne plocho uložené na okraji, strmšie v tylovej oblasti.

Bystrická tektonicko-litofaciálna jednotka

Typovými súvrstviami sú špecifické belovežské súvrstvie, a najmä hrubé bystrické vrstvy. Tie dosahujú hrúbku až 1 km a tvoria podstatnú časť čiastkových štruktúr vystupujúcich na povrch ako viac-menej strmo uložené šupiny s externou vergenciou. Pelitickejšia spodná časť belovežského súvrstvia s červenými ílovcami tvorila ideálne prostredie na odlúčenie šupín od starších súvrství. Na území Slovenska je vrstvomý sled oklieštený, nevyskytujú sa tu napr. kriedové súvrstvia známe z poľského úseku. Bystrická čiastková tektonicko-litofaciálna jednotka sa smerom na V (JV) vyklinuje a na území Ukrajiny mizne z povrchu.

Oravskomagurská a krynická tektonicko-litofaciálna jednotka

Podstatným znakom na vyčlenenie oravskomagurskej (a krynickej) jednotky je pieskovcové súvrstvie magurských (krynických) pieskovcov (Potfaj, 1983). Jeho maximálna hrúbka je okolo 1 000 m. Tvorí nosnú časť štruktúr, a to aj v prípadoch, keď je tektonicky redukované. Z vrstvového sledu od senónu po vrchný oligocén sú spodné členy známe iba z poľského územia. Najzápadnejšie výskyty sú na severnom okraji bradlového pásma s. od Žiliny a maximálne rozvinutá je táto jednotka na Orave s. od Oravského Podzámku.

Oravskomagurský čiastkový príkrov má komplikovanejšiu stavbu než obe externejšie čiastkové jednotky, zvlášť pozdĺž bradlového pásma. Za zmienku stojí synklinórium Hruštínky s malcovskými vrstvami medzi Hruštínom a Námestovom. Hrebeň Oravskej Magury tvorí prevrátená vrása s mohutným severným a redukovaným južným krídlom. Ako celok je táto synklinála preklopená na J na bradlové pásmo (Potfaj, 1983). Severným svahom Oravskej Magury sa tiahne úzka tektonická zóna, pozdĺž ktorej sú na povrch vyvlečené útržky bradlových súvrství. Ide o bočný posun jz.-sv. smeru, ktorý s. od Oravského Podzámku koso oddeľuje hrebene a štruktúry Oravskej Magury a Kubínskej Hole.

Vo východnom segmente v pokračovaní krynickej zóny z Poľska sa oravskomagurská (= krynická) jednotka tiahne až za Čergov. Tu je však miestami obťažné identifikovať litofaciálnu (a následne aj tektonickú) príslušnosť vrstvových sledov pozdĺž styku s bradlovým pásmom. Navyše, miestami sú krynické štruktúry preklopené na JZ na bradlové pásmo a v niekoľkých oblastiach aj prekyté malcovským súvrstviem (Nemčok, 1990).

Skupina bielokarpatských príkrovov

Značná časť bielokarpatskej jednotky s. l. leží na území Moravy. V minulosti sa zaradovála do skupiny magurských príkrovov. Neskôr sa preukázala litofaciálna odlišnosť jej súvrství a celých vrstvových sledov. Na základe toho bola bielokarpatská jednotka zaradená hierarchicky na úroveň magurského „príkrovu“. Donedávna sa štruktúry bielokarpatského príkrovu ponímali viac-menej ako celok, vyčlenený bol iba vyšší príkrov ako javorinský (Potfaj, 1993). Spodnejšie telesá boli označené ako zubácky a bošácky príkrov (tiež Potfaj in Bezák et al., 2004b). Z východného Slovenska sme do tejto skupiny zaradili aj štruktúru tzv. strihovského príkrovu na základe paleogeografickej príbuznosti a podobnej tektonickej pozície (i keď uznávame, že v tomto prípade je príkrovový charakter zastretý neskorším zošupinatením a vertikalizáciou).

Bošácky príkrov tvorí plošne rozsiahlu a podstatnú časť bielokarpatskej jednotky. Je uložený pomerne plocho na jednotkách a štruktúrach magurského príkrovu. V doline Klanečnice medzi Plevovcom a Květnou sa preukázala hrúbka príkrovu iba 100 m. V jeho podloží sa nachádza račiansky čiastkový príkrov. Vnútna stavba príkrovu je zvrásnená, s redukovanými vnútornými (jv.) krídlami šupinových vrás.

Bielokarpatská jednotka s. od Vršatca obsahuje obdobný vrstvový sled, ako má javorinský príkrov. Štruktúry sú strmšie a tesnejšie späté s bradlovým pásmom, od ktorého sú však oddelené tektonicky. Tento styk je pravdepodobne laterálny posun kombinovaný s prešmykmi.

Z regionálnej situácie vyplýva, že táto oblasť mimo územia Slovenska nenadväzuje priamo na javorinský príkrov, ktorý je pravdepodobne v nadloží. Štruktúru v tejto oblasti sme definovali ako zubácky príkrov (podľa obce a potoka Zubák).

Javorinský príkrov je pozične vyššia štruktúra bielokarpatskej jednotky so zreteľným ohraničením vo vzťahu k svojmu štruktúrnemu podložiu. Na báze ho takmer po celej dĺžke lemujú senónske ondrášovecké vrstvy s výraznými červenými ílovcami. Tie pôsobili zrejme ako „mazadlo“ pri presune príkrovu. Hlavnú masu telesa však tvoria kampánsko-mástrichtské javorinské vrstvy hrubé až 900 m. Tie tvoria aj najvyššie vrcholy Bielych Karpát – Veľkú Javorinu (970 m) a Veľký Lopeník (911 m).

Je to štruktúra východného krídla flyšovej zóny, ktorá sa tiahne pozdĺž severného okraja bradlového pásma medzi Giraltovcami a Strihovcami. Nosným prvkom je tu zlepencovo-pieskovcové strihovské súvrstvie paleocénno-eocénneho veku. Teleso príkrovu (najmä jeho sz. koniec) nie je presne definované. Vyčlenili sme ho na základe rekognoskačných geologic-

kých túr, opierajúc sa o odlišnú litofaciálnu náplň oproti krynickému (oravskomagurskému) vrstvovému sledu. Predpokladáme, že ide o paleogeografický a v istom zmysle aj tektonický ekvivalent bielokarpatskej jednotky zo západného krídla flyšovej zóny. Túto štruktúru predbežne označujeme ako príkrov, i keď v ďalšom výskume sa môže na jej označenie ukázať vhodnejší termín.

BRADLOVÉ PÁSMO S. L.

Na styku vonkajších a vnútorných Západných Karpát sa nachádza úzka tektonická zóna, na ktorej sa tektonické pohyby najmä charakteru horizontálnych posunov odohrávali predovšetkým v neoalpínskom období. Zóna sa tiahne od Podbranča cez Považie na Oravu, kde sa ponára pod neogénne sedimenty Oravskej panvy. Vynára sa zase na poľskom území, v Pieninách prechádza opäť na Slovensko a ďalej v priamom smere na JV smeruje pod vulkanické komplexy Vihorlatu. Pri Beňatine opúšťa územie Slovenska a smeruje na Ukrajinu.

Do tejto zóny sú zatiahnuté tektonické jednotky vonkajších Karpát, ako aj jednotky vnútorných Karpát. Navyše, vystupujú tu jednotky, ktoré nie sú vnútrokarpatské, ale boli pravdepodobne produktom mezoalpínskeho vrásnenia v predpolí bloku vnútorných Karpát. Vzhľadom na rôznu plasticitu súvrství dostali počas neoalpínskych horizontálnych posunov bradlový štýl. Podľa toho celú zónu nazývame bradlové pásmo, a to mezoalpínsku časť bradlové pásmo s. s. a celú zónu aj s pribatými jednotkami (klapská, manínska a haligovská) bradlové pásmo s. l.

Kompletné sekvencie sú zachované iba málokde. Dnešná podoba bradlového pásma je výsledkom najmä terciérnej deštrukcie mezoalpínskej vrásovo-príkrovovej sústavy. Proces tvorby bradlového štýlu sa skončil pred stredným sarmatom, keď na východnom Slovensku aj cez bradlové pásmo prenikli vulkanické produkty a prekryli ho. Na západnom úseku dokladajú skončenie hlavnej fázy tvorby bradlového pásma pred egenburgom transgresívne sedimenty pri Podbranči.

Štruktúrne je bradlové pásmo takmer v celom úseku viac-menej strmá tektonizovaná zóna. Na Strednom Považí je jeho povrchový priebeh najširší. Je to spôsobené niekoľkonásobným zošupinatením, ale aj tým, že do jeho štruktúr sú zahrnuté aj vnútornejšie paleogeografické jednotky. Naproti tomu, v šarišskom úseku je nápadné minimálne vystupovanie bradiel na povrch. Interpretovalo sa to ako osové ponorenie celej tektonickej jednotky bradlového pásma. Hĺbkový priebeh bradlového pásma – prakticky vertikálny do hĺbky asi 5 km – sa interpretuje okrem iného aj na základe výsledkov vrto.

PALEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VNÚTORNÝCH ZÁPADNÝCH KARPÁT

Silicikum

Predstavuje vrchnopermsko-jurskú nemetamorfovanú tektonickú jednotku vzniknutú na kontinentálnej kôre. Silický príkrov prvý raz definovali Kozur a Mock (1973a) po preukázaní triasového veku meliatskej série.

Silicikum je rozsiahle horizontálne alebo subhorizontálne uložené príkrovové teleso. Na jeho stavbe sa podieľajú sedimenty (a len v nepatrnom rozsahu aj vulkanity) s vekovým rozsahom od najvyššieho permu po neskorú juru. Toto rozsiahle teleso sa počas nasúvania alebo po nasunutí rozčlenilo na celý rad čiastkových štruktúr a blokov. Exponované časti odstránila erózia a denuvácia, takže silicikum ako najvyššia známa tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát sa zachovalo len v izolovaných tektonických štruktúrach, napr. v Slovenskom kráse, Slovenskom raji, Galmuse, na Muránskej planine či v okolí Drienka pri Ponikách. Jurské súvrstvia, ale do značnej miery aj vrchnotriasové, sú zachované len rudimentárne. Najväčšie rozšírenie dosahujú stredno- a spodnotriasové sedimenty.

Z vekového, ale najmä z faciálneho a paleogeografického hľadiska v siliciku môžeme vyčleniť tri skupiny facií:

– predriftové štádium (perm – stredný pelsón): zastúpené sú postupne evapority (sebchové a lagunárne faciie), detritické sedimenty s postupným narastaním karbonátovej zložky (plytko-morské príbrežné faciie) a karbonáty bez klastickej zložky (facie počiatočného štádia karbonátovej platformy); tieto litostratigrafické jednotky sú podobné aj v iných jednotkách (turnaikum, gemerikum a meliatikum);

– faciie karbonátovej platformy – celý stredný a vrchný trias vo facií karbonátovej platformy, prerušenie sedimentácie medzi triasom a jurou, potom kolaps triasovej karbonátovej platformy;

– faciie intraplatformových depresí a pelagické faciie – mladšie ako stredný pelsón, prechod do jury je pozvoľný, bez hiátu.

Turnaikum

Turnaikum je vrchnopaleozoicko-jurská metamorfovaná tektonická jednotka, ktorá vznikla na kontinentálnej kôre. Do tejto jednotky sa zaraďuje skupina príkrovov, ktoré majú litostratigrafickú náplň zodpovedajúcu pôvodnej pozícii medzi sedimentačnými zónami meliatika a silicika, t. j. svahovú až panvovú. V strednom a neskorom triase prevládajú panvové a svahové faciie. Jurské horniny sú podobné ako v meliatiku. Charakteristickým znakom je metamorfné postihnutie súvrství (prevažne v podmienkach anchizóny až faciie zelených bridlíc).

Príkrovy turnaika vystupujú spravidla nad meliatikom a pod silicikom. Ide najmä o turniansky príkrov vymedzený v Rudabánskom pohorí a v Turnianskej kotline. V spodnom triase a v spodnej časti stredného triasu je litostratigrafická náplň veľmi podobná až identická ako v silicikom príkrove (verfénske a gutensteinské súvrstvie, steinalmský a reiflinský vápenec). Od silického príkrovu sa odlišuje vývoj mladší ako ladin. Hlavnými reprezentantmi sú dvornické súvrstvie a pötschenské vápence. Zaujímavý je vývoj jury, známy z Rudabánskeho pohoria na maďarskom území, ktorý je veľmi podobný jure meliatika.

Ďalšie príkrovy a šupiny sú príkrov Slovenskej skaly, šupina Stráne, sásansko-brusnícky príkrov a chvalovská šupina, ktoré reprezentujú turnaikum v z. časti Slovenského krasu. Predtým sa zaraďovali do silického príkrovu. Vykazujú niektoré odlišnosti od turnianskeho príkrovu v typovej oblasti. Týka sa to najmä šupiny Stráne, v ktorej sú hojne zastúpené červené vápence hallstatskej faciie, a to tak v strednom, ako aj v neskorom triase (Gaál a Mello, 1983). Brusnícka antiklinála sa vyznačuje vystupovaním karbónskych a permských súvrství zaradených do turnianskeho príkrovu (Vozár a Vozárová, 1992).

Meliatikum

Meliatikum je definované ako triasovo-jurská metamorfovaná tektonická jednotka vzniknutá na oceánskej kôre. Tvoria ju horniny pochádzajúce z meliatskeho oceánskeho trogu triasovo-jurskej Tethys medzi šelfom Európy a Apúlie. Trog vznikol v období od pelsónu do karnu a zanikol počas kolízie v mladšej jure (oxforde). V čase svojej najväčšej expanzie dosahoval podľa rozličných odhadov šírku 800 – 1 000 km a hĺbku pravdepodobne niekoľko tisíc metrov. Jeho poloha je dodnes predmetom diskusií.

Tektonické podložie meliatika je buď neznáme, alebo je meliatikum nasunuté na gemerikum. Nadložie meliatika tvorí buď turnaikum, alebo silicikum. Pre meliatikum je charakteristické zastúpenie hlbokovodných sedimentov (pelagických, často rádioláriových vápencov, rádiolaritov, kremitých pelitov a turbiditov najmä jurského veku). Sedimentáciu počas riftingu sprevádzala podmorská vulkanická činnosť (vznik bazických a ultrabazických hornín ofiolitovej suity). V predkolíznom štádiu boli hojné turbidity a vznikli aj rozsiahle olistostrómy, v ktorých bloky dosahujú veľkosť až niekoľko sto metrov.

Počas vrchnojurskej konvergencie väčšinu horninových súborov pohltil proces subdukcie, iba niektoré časti boli exhumované a obdukované a zachovali sa v podobe akrečných príziem či v evaporitových melanžiac na báze vyšších príkrovov.

Melanžový charakter meliatika je dnes už veľmi dobre známy a všeobecne sa akceptuje. Akýkoľvek vrstvový sled je preto len kompozitný a rekonštruovaný z rozličných, navzájom nesúvisiacich výskytov alebo súvisiacich iba v rámci jednotlivých blokov (olistolitov).

Meliatikum na slovenskom území sa rozdeľuje na meliatikum s. s. reprezentované jaklovskou sekvenciou a na príkrov Bôrky. Rozdiel je v tektonometamorfnom prepracovaní a čiastočne aj v pozícii, v ktorej vystupujú. Príkrov Bôrky je umiestnený medzi gemerikom a silicikom, resp. turnaikom.

Jeho výskyty sú známe len s. od rožňavskej línie. Má melanžovo-šupinový charakter, miešajú sa šošovky a útržky s rôznym stupňom metamorfózy a deformácie. Obsahuje aj šupiny a útržky paleozoických hornín. Horniny metamorfované v podmienkach vysokého tlaku a nízkej teploty svedčia o zavlečení do subdukčnej zóny a následnej exhumácii. Ide o typické zvyšky subdukčno-akrečného komplexu.

V rámci príkrovu Bôrky sú najrozšírenejšie horniny zaraďované k dúbavskému súvrstviu (fylity, kryštalické vápence, paleobazalty, glaukofanity, vápence s vulkanickým materiálom a tmavé kryštalické vápence), ktoré sa považuje za triasové až jurské. Stupeň premeny dúbavských vrstiev varíruje. V nižnoslanskej depresii podľa Vozárovej (1993) stupeň premeny zodpovedá fácii zelených bridlíc stredno- až vysokotlakového typu s odhadovanou teplotou 400 – 450° C, s tlakom 10 až 12 kbar a s geotermickým gradientom okolo 10 – 15 °C/km. Bučinské a jasovské súvrstvie tvoria permské metamorfované horniny (metazlepence, fylity, kremenné porfýry, ich tufy a tufity). Okrem toho sa vyskytujú serpentinity, rauvaky, bridlice, prípadne iné horniny. Dnes ležia na mladšom paleozoiku či mezozoiku gemerika takmer subhorizontálne (čiastkový príkrov Ždiaru v nižnoslanskej depresii), alebo pomerne strmo uklonené na J vo forme viacerých šupín (okolie Hačavy a Šugova, okolie Bôrky, s. od Honiec, pri Štítniku a Jelšave). Príkrov Bôrky je známy iba s. od rožňavského zlomu. Pokiaľ ide o jeho rozšírenie smerom na Z, donedávna bol známy zhruba po štítnickom zlome, resp. po Ochtinú. Novšie výskumy ukázali, že v podobnej pozícii sa nachádza aj z. od štítnického zlomu.

Gemerikum

Gemerikum je paleoalpínsky sformovaná príkrovová jednotka presunutá na veporikum. Pozostáva z fragmentov hercýnskych tektonických jednotiek a obalových formácií karbónu, permu a triasu. Na rozdiel od starších názorov, že gemerikum ako celok je slabo metamorfovaná jednotka, ktorú postihla jednotná metamorfná premena v podmienkach fácie zelených bridlíc, novšie údaje poukazujú na pestrosť metamorfných podmienok v jednotlivých litostratigrafických jednotkách a na zložitý viacfázový metamorfný vývoj prakticky v rámci každej jednotky.

Obalové formácie (vrchné paleozoikum – trias) niektorí autori rozdeľujú na severo- a juho-gemerické. Toto členenie naráža na problém, že nevieme s dostatočnou istotou stanoviť rozdiely v mezozoických formáciách, pretože mezozoické sekvencie v gemeriku sú zastúpené veľmi rudimentárne. V severnom gemeriku z litostratigrafických jednotiek do mezozoika až spodného triasu zasahuje iba najvyššia časť novoveského súvrstvia. Podobne ako v severnom, tak aj v južnom gemeriku za gemerické mezozoické litostratigrafické jednotky môžeme považovať iba tie, ktoré ležia na permských súvrstviach (tu štítnické súvrstvie) v normálnom vrstvovom slede. V oblasti Gočaltova sú to piesčité vápence, v oblasti Kobeliarova bodvasilašské a sinské vrstvy a gutensteinské dolomity. Rozdiely sa prejavujú najmä v sekvenciách vrchného paleozoika. Kým na severe gemerika sú zastúpené formácie stredného až vrchného karbónu a permu, na juhu sú to len permské formácie, ktoré predstavujú prechod z kontinentálnych sedimentov do morských. Vyčleňujú sa tri permsko-triasové skupiny – kobeliarovská, gočaltovská a krompašská. Medzi obalové formácie sa zaraďuje aj vrchnokarbónska dobšinská skupina.

Dobšinská skupina podľa pôvodnej definície (in Bajaník et al., 1981) bola zložená smerom od bázy po jej vrchnú časť z ochtinského, rudnianskeho, zlatníckeho a hámorského súvrstvia. Neskôr Vozárová (1996) z pôvodnej dobšinskej skupiny vyňala ochtinské súvrstvie a redefinovala litostratigrafické jednotky karbónu severného gemerika tak, že ochtinskú skupinu vyčlenila ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vyššieho rádu. Dobšinská skupina po redefinícii obsahuje

rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie. Všetky súvrstvia sú na základe biostratigrafických dôkazov zaradené do vrchného karbónu s rozpätím vestfál A až D. Určujúcim znakom vestfálskych formácií je ich transgresívna pozícia na predvestfálskych kryštalinických komplexoch a prechod od deltových formácií cezorské až po paralicke.

Gemerikum obsahuje relikt niekoľkých hercýnskych tektonických jednotiek. Odlišujú sa od seba litologickým zložením jednotlivých sedimentárno-vulkanogénnych sekvencií podieľajúcich sa na ich stavbe, vývojom a stupňom hercýnskej regionálnej metamorfózy a čiastočne aj vekovým zaradením. Pôvodne boli súčasťou inej, externejšej vetvy hercyníd ako tektonické jednotky, ktoré sú súčasťou tatrika a veporika. Paleozoické jednotky v gemeriku sú ochtinská, črmel'ská, štóska, klátovská, rakovecká a gelnická. V prvých dvoch jednotkách je doložený spodnokarbónsky vek, ostatné sú spodnopaleozoické.

Ochtinská a črmel'ská tektonická jednotka (spodný karbón) vystupujú v severnej časti gemerika. Litofaciálny vývoj oboch sekvencií, mineralogické zloženie sedimentov, charakter vulkanizmu, ako aj stupeň premeny naznačujú ich výrazné podobnosti. Vo všeobecnosti ich tvorí flyšoidný súbor hrubo- až jemnozrnných sedimentov asociovaných s metabazaltmi a ich metavulkanoklastikami. Biostratigraficky doložený vek tohto súboru je turnén – visén. Smerom do nadložia tento horninový súbor postupne striedajú plytkovodné peliticko-karbonátové fácie s organodetrítickými karbonátmi zmenenými na magnézity. Bazalty ochtinskej aj črmel'skej jednotky javia príbuznosť k E-MORB bazaltom s miernou afinitou k ostrovnno-oblúkovým bazaltom (Ivan et al., 1992). To taktiež dokumentuje opodstatnenosť zaradenia týchto spodnokarbónskych bazénov k zvyškovým bazénom s oceánskou kôrou zaoblúkového typu.

Štóska tektonická jednotka sa nachádza v južnej časti gemerika, kde leží na gelnickej tektonickej jednotke. Vzájomný vzťah štóskej a gelnickej jednotky považujeme za tektonický, i keď existujú aj názory o príslušnosti štóskej tektonickej jednotky ku gelnickej. Vzhľadom na prekrytie oboch jednotiek permskými kontinentálnymi uloženinami gočaltovskej skupiny ich tektonický vzťah predstavuje relikt hercýnskej tektoniky. Podstatnú časť štóskej jednotky tvorí monotónny súbor rytmicky sa striedajúcich metapieškovcov a fylitov, ktorý má znaky distálnej flyšovej sedimentácie. Charakteristické je chýbanie vulkanických členov.

Klátovská tektonická jednotka prináleží k severnej časti alpínskej gemerickej tektonickej jednotky. Tvoria ju horniny rulovo-amfibolitového komplexu, ktorý bol definovaný ako samostatná litostratigrafická jednotka pod názvom klátovská skupina (Spišiak et al., 1985). Protolit hornín klátovskej jednotky predstavovali predovšetkým bazalty a bázické a ultrabázické magmatické horniny, ktoré sa považovali za súčasť neúplnej ofiolitovej suity alebo sa korelovali s leptynitovo-amfibolitovým komplexom.

Rakovecká tektonická jednotka vystupuje v severnej časti gemerika. Tvoria ju najmä mohutné masy bázických metavulkanitov a metavulkanoklastík. S metavulkanitmi je asociované len malé množstvo pelitických metasedimentov, v spodnej časti sú zastúpené aj jemnozrnné klastické metasedimenty. Podstatná časť metasedimentov a metavulkanitov obsahuje minerálne asociácie zodpovedajúce P-T podmienkam nízkotlakovej fácie zelených bridlíc. Rakovecká tektonická jednotka reprezentuje pravdepodobne silno kompresne deštruovaný relikt ostrovného oblúka založeného na oceánskej kôre. Podľa distribúcie REE v metabazaltoch zodpovedala kôre zaoblúkového typu (Ivan et al., 1992).

Pri **gelnickej tektonickej jednotke** sa v ostatnom čase používa buď členenie v zmysle Snopka (1970, in Bajaník et al., 1983 – vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské súvrstvie), alebo podľa Greculu (1982 – betliarske, smolnícke a hnilecké súvrstvie).

Hronikum

Termín hronikum zaviedli Andrusov et al. (1973) pri redefinícii veľkých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát a nahradili tak celú sériu starších termínov. Hronikum predstavuje zložitú tektonickú jednotku – sústavu príkrovov v nadloží tatrika, tatrika a veporika.

Sedimentačný priestor hronika sa sformoval v extenznej etape v neohercýnskom období (vrchný karbón – perm) na granitoidnej kôre zhrubnutej počas mezohercýnskych kolíznych procesov. Najmladšie, jursko-spodnokriedové súvrstvia sú zachované len lokálne, preto paleogeo-

grafická rekonštrukcia sedimentárnych priestorov hronika môže byť založená len na vrstvových sledoch v podloží hlavného dolomitu. Možno ich rozdeliť na tri litologicky výrazne odlišné horizonty. Spodný z nich v rozsahu vrchný karbón (stefan) až spodný trias reprezentuje ipoltická skupina, benkovské a šuňavské súvrstvie spodného triasu. Je to sedimentárny komplex siliciklastík s vulkanitmi. Stredný horizont reprezentuje súvrstvie karbonátov egeju až kordevolu (prípadne julu). Boli v ňom vyčlenené dva základné, litologicky odlišné vrstvové sledy s rozdielnou hrúbkou sedimentov, neskôr nazvané čiernovážsky a bielovážsky vývoj (Maheľ, 1961). Sú interpretované ako faciálne oblasti jednej základnej sedimentačnej oblasti (Bystrický, 1973). Prvý z nich reprezentuje karbonátovú platformu, druhý intraplatformovú panvu. Vrchný horizont s rozpätím jul – tuval predstavujú lunzské vrstvy, teda opäť siliciklastické súvrstvie. Sedimenty lunzských vrstiev vyplnením depresii vyrovnali terén. Tým zakončili obdobie diferenciácie sedimentačných priestorov na čiernovážsku a bielovážsku faciálnu oblasť a vytvorili v celom priestore hronika predpoklad na vznik novej karbonátovej platformy. Preto mladšie členy hronika už nemožno spájať s uvedenými faciálnymi oblasťami hronika. Používanie termínu bielovážsky a čiernovážsky by sa malo viazať len na obdobie stredného litologického horizontu.

Staršia predstava o paleogeografii hronika bola jednoduchá. Andrusov et al. (1973) uvažovali o jednom bazéne (chočská faciálna oblasť na juhu) a jednej karbonátovej plošine (štturecká faciálna oblasť na severe). Táto predstava sa premietla aj do pohľadu na stavbu. Boli vyčlenené dva rozsiahle príkrovy, ktoré sa stotožnili s týmito faciálnymi oblasťami.

Odlišnú paleogeografickú predstavu hronika počas stredného, sčasti aj vrchného triasu prezentoval Havrila (in Havrila a Buček, 1992). Hronikum chápe ako sústavu karbonátových plošín a intraplatformových bazénov. V hroniku odlišuje počas triasu dva bazény a dve karbonátové platformy: od S bazén typu Dobrej Vody, mojčínsko-harmaneckú karbonátovú platformu, bazén typu Bieleho Váhu a karbonátovú platformu Čierneho Váhu, ktorej paleogeografická pozícia nie je nateraz uspokojivo vyriešená. Z týchto faciálnych oblastí sa štrukturalizovali čiastkové príkrovy hronika – príkrov Dobrej Vody, veterlínsky príkrov, považský príkrov tvorený tzv. vyššími príkrovmi (havranickým, jablonickým, nedzovským, strážovským a tematínskym), príkrov Tlstej, štturecký a chočský príkrov, príkrovy Okošenej, Svibovej a Bystrej a bociansky a maluzínsky príkrov.

Fatrikum a severné veporikum

Veporikum a fatrikum patria medzi hlavné paleoalpínske tektonické jednotky Západných Karpát. Fatrikum predstavuje súbor presunutých príkrovových jednotiek v nadloží tatrika, ktoré pochádzajú z tektonickej zóny medzi tatrikom a veporikom. Veporikum je celokôrová tektonická jednotka nasunutá na tatrikum. Fatrikum budujú najmä mezozoické sekvencie a miestami permské súvrstvia, len lokálne sa vyskytli aj šupiny z kryštalinického fundamentu. Veporikum je zložené z kryštalinického fundamentu a obalových vrchnopaleozoických a mezozoických sekvencií. Pri tvorbe legendy ku geologickej mape 1 : 200 000 sa zohľadnil fakt, že litostratigrafická náplň mezozoických sekvencií fatrika a severného veporika je temer identická, preto sú v legende zobrazené spoločne. Obalové jednotky južného veporika sú od predchádzajúcich jednotiek odlišné. Kryštalinický fundament, naopak, má rovnaké črty vo všetkých týchto jednotkách, preto sa v legende uvádza spolu.

V rámci mezozoických sekvencií fatrika sa definovali formácie tvorené hlbokovodnými sedimentmi v jure a kriede reprezentovanej zliechovskou sekvenciou (Maheľ, 1964) a plytkovodnými sedimentmi jury a spodnej kriedy (vysocká, belianska a il'anovská sekvencia, resp. častkovský príkrov). V oboch formáciách sedimentáciu spodného triasu zastupujú klastiká lúžňanského súvrstvia. Perm zastupuje starohorská skupina.

Stredný trias reprezentujú karbonátové sedimenty platformového charakteru, gutensteinské vápence a ramsauské dolomity. Vrchný trias reprezentuje flyšová litofácia lunzských vrstiev a polohy hlavného dolomitu. Výrazne je vyvinutý horizont karpatského keuperu lagunárnej sedimentácie norika.

Najvyšší trias zastupuje kössenská formácia a tmavé organodetritické sedimenty. V jure nastala výrazná diferenciácia sedimentačného prostredia, kde je výrazne zastúpená zliechovská hlbokovodná sekvencia s charakteristickou sedimentárnou náplňou. Bazálnu časť tvorí transgresívne

kopienecké súvrstvie spodného liasu, vrchnú časť liasu tvorí allgäuské súvrstvie, ktoré predstavuje alternácia tmavosivých až čiernych bridlíc a tmavosivých škvrnitých vápencov. Najvyšší lias zastupujú lokálne pestré hľuznaté adnetské vápence. Dogerský horizont je zastúpený ždiarskym súvrstvom, pestrými rádiolaritovými vápencami a rádiolaritmi. Najvyššiu juru zastupuje jaseninské súvrstvie kimeridžu a osnické súvrstvie titónu. Spodnú kriedu predstavuje mraznické pelagické súvrstvie a celý cyklus sa končí mohutným flyšovým porubským súvrstvom.

Litofaciálnu náplň plytkvodných sekvencií (vysocká, belianska a il'ánovská) charakterizujú prevažne krinoidové a piesčité vápence spodného liasu a hierlatzké a pestré hľuznaté vápence vrchného liasu. Dogerský horizont zastupujú prevažne krinoidové plytkvodné vápence. Charakteristické sú polohy červených hľuznatých vápencov kimeridžu. Spodnokriedovú suitu tvorí súvrstvie Padlej vody, slienitých rohovcových vápencov a tmavých organodetrítických vápencov aptu. Sedimentácia vo fatickom priestore sa končí flyšovými sedimentmi porubského súvrstvia albu až spodného cenomanu.

Obalové jednotky kryštalinika severného veporika reprezentuje permská sekvencia ľubietovskej skupiny zložená z brusnianskeho a predajnianskeho súvrstvia a mezozoická sekvencia skupiny Veľkého boku, Veľkého poľa a sekvencia v Branisku a Čiernej hore. Ich rozpätie je spodný trias až spodná krieda. Litofaciálnou náplňou sú takmer identické s mezozoickou sekvenciou fatrika. Typickým znakom severoveporických mezozoických komplexov je prítomnosť sedimentov karpatského keuperu a ich silné dynamometamorfné postihnutie.

Južné veporikum

V južnom veporiku je vrchné paleozoikum zastúpené vrchným karbónom až permom revúckej skupiny. Revúcka skupina predstavuje bezprostredný obal kryštalinika južného veporika. Je zložená zo slatvinského a rimavského súvrstvia. Ide o súbor metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín. Mezozoický komplex zastupujú najmä triasové sedimenty bez prítomnosti karpatského keuperu vo föderatskej skupine.

Kryštalinikum veporika a fatrika

Kryštalinikum veporika a fatrika tvoria najmä stredne a vyššie metamorfované horniny a granitoidy mezohercýnskej aj neohercýnskej tektonickej etapy. Sporadické relikticky nízko metamorfovaných spodnopaleozoických hornín sa vyskytujú najmä v južnom veporiku (sinecký komplex). Je možné, že aj v strižných zónach severného veporika s mohutným vývojom fylonitov sú zaklinené relikticky takýchto hornín (komplex Janovho grúňa, kraklovska formácia). Vyššie metamorfované horniny sú reprezentované ortorulami, pararulami a miestami mohutným vývojom metabázik. V stredne metamorfovaných komplexoch (svory a ruly) sa široko uplatnili diaforetické procesy (kraklovske pásmo, kohútske pásmo, Čierna hora). Metamorfované komplexy sú začlenené do alpínskych štruktúr, no pôvodne boli súčasťou hercýnskych tektonických jednotiek. V zmysle rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby podľa Bezáka et al. (1997) išlo o niekoľko kôrových tektonických jednotiek nasunutých na seba v mezohercýnskej tektonickej etape.

Tatrikum

Tatrikum je najspodnejšia známa paleoalpínska tektonická jednotka vnútorných Západných Karpát. Je odkryté v jadrových pohoriach. Tvorí ho kryštalinické jadro a jeho sedimentárny obal zastúpený vrchnopaleozoickými klastickými sedimentmi karbónu a permu, a predovšetkým mezozoickými sekvenciami. Tatrické mezozoické obalové jednotky rozdeľujeme podľa sedimentov v jure a spodnej kriede na jednotky s hlbokovodnými a na jednotky s plytkovodnými sedimentmi. Reprezentantom hlbokovodnej sekvencie je šiprúnska sekvencia. Charakterizuje ju predovšetkým allgäuské súvrstvie v liase, sedimentácia pestrých rádiolaritov a mohutné sedimenty lučivnianskeho súvrstvia reprezentovaného pelagickými karbonátovými sedimentmi a slienitými vápencami s hojným zastúpením silicítov vo forme rohovcov. Druhú

skupinu tatrických mezozoických jednotiek zastupujú jednotky s plytkovodnými sedimentmi v jure a spodnej kriede – sekvencia Červenej Magury, donovalská, tribečská a vysokotatranská sekvencia. V tomto sedimentačnom priestore chýba mohutné súvrstvie fleckenmergelovej litofácie. Tú nahradili plytkovodné sedimenty liasu tvorené krinoidovými vápencami a hľuznatými vápencami. Vrchnojurskú sedimentáciu zastupujú krinoidové, cefalopodové, rohovcové a hľuznaté vápence.

V najvyššej jure sedimentovali titónske vápence a v spodnej kriede pelity. Interval barém až apt predstavujú pelagické sedimenty s prímiesou detritického materiálu. Vo vysokotatranskej sekvencii sedimentovali urgónske vápence. Sedimentácia sa v mezozoiku skončila flyšovým porubským súvrstviem albu až stredného turónu.

Kryštalinický fundament tatrika budujú relikty hercýnskych tektonických jednotiek, ktorých pôvodné rozmiestnenie je značne modifikované alpínskymi tektonickými procesmi. Hercýnske tektonické jednotky sú výsledkom mezohercýnskych kolíznych procesov. Ich členenie vychádza z koncepcie Bezáka et al. (1997). V metamorfovaných komplexoch tatrika vydeľujeme štyri základné hercýnske litotektonické jednotky: nízko metamorfované komplexy v najvrchnejšej pozícii, vrchnú rulovo-migmatitovú jednotku, strednú rulovú jednotku a spodnú, prevažne svorovú jednotku.

K nízko metamorfovaným jednotkám patria napr. fylity Kliniska v Nízkych Tatrách. Zvláštny vývoj majú tieto komplexy v Malých Karpatoch. Vo vrchnej jednotke sú vysoko metamorfované pararuly, ortoruly, migmatity a amfibolity, ktoré zaberajú najväčšiu časť kryštalinika tatrika. Indikované sú aj relikty vysokotlakovej metamorfózy. K strednej jednotke v tatriku zaradujeme svorové a rulové komplexy v Západných Tatrách a v severnej časti Považského Inovca. Spodná jednotka v tatriku nevystupuje, pravdepodobne by k nej mohli patriť len nízko metamorfované horniny rázdielskej časti Tribeča. Hercýnske granitoidy intrudovali v období hlavnej hercýnskej kolízie najmä do komplexov strednej a vrchnej rulovej jednotky.

Zemplinikum

Tektonická jednotka zemplanika sa stala súčasťou bloku vnútorných Západných Karpát zrejme až v najmladších neogénnych etapách tektonického vývoja. Jej pôvodná príslušnosť je však neznáma. Môže byť súčasťou južnejších jednotiek s kadómskym fundamentom. Jednotka je zložená z kryštalického fundamentu a vrchnopaleozoicko-mezozoického obalu. Vrchnopaleozoické sedimenty oproti iným jednotkám v Západných Karpatoch majú svoje osobitosti.

CHARAKTERISTIKA GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

FORMÁCIE NALOŽENÉ NA PRÍKROVOVÚ STAVBU

SEDIMENTY NEOGÉNU A KVARTÉRU

KVARTÉR

HOLOCÉN

1 *fluviálne nívne humózne hliny, hlinito-piesčité až štrkovito-piesčité hliny dolinných nív a nívnych kužel'ov*; listy: NA VŠETKÝCH LISTOCH

Ide o najmladšiu kvartérnu fluviálnu akumuláciu. Nívne sedimenty vystupujú v podobe dolinných nív všetkých riek a potokov územia Slovenska a tvoria podstatnú časť povrchového krytu ich dnovej akumulácie. Na miestach, kde sa dnová akumulácia nezachovala, čo je časté v prípade horských potokov, holocénne sedimenty vyplňajú celý priečny profil dna. V záveroch suchých alebo občas prietočných úvalinovitých dolín pahorkatín nívne sedimenty kontinuálne prechádzajú do deluviálno-fluviálnych splachov.

Najväčšie plošné rozšírenie sedimentov, okrem spomínaných nív veľkých tokov, je zaznamenané na Podunajskej a Východoslovenskej rovine a na Záhorských pláňavách. Akumulácie tu tvoria litofaciálne najpestrejšie a laterálne aj horizontálne rýchlo sa meniace súvrstvie. Jeho genéza je spätá so zmenou hydrodynamického režimu tokov a tým aj so zmenami hydrografickej siete a mikroreliefu nív.

Sedimenty nív sú zväčša tvorené povodňovými ílovitými až ílovito-piesčitými hlinami, ktoré sú miestami preložené zvyškami mŕtvych ramien s fosilizovanou plytkou piesčito-hlinitou a kalovou sedimentáciou. Na miestach s hrubším vývojom (Dunaj, dolný tok Váhu a i.) sa súvrstvie delí na 0,5 – 1,5 m hrubý bazálny horizont ílovitých hĺn a nadložný, 0,5 – 2 m hrubý horizont nivnej fácie pozostávajúci z hlinitých, prachovitých a ílovitých, obyčajne humózných sedimentov, lokálne s zložkami organických slatinných sedimentov. Rozhranie medzi oboma horizontmi tvorí humózný horizont pochovanej nivnej pôdy hrubý maximálne 1 m. V pozícii tzv. nižšej nivy je v subfácii prikorytových plytčín možné vyčleniť aj litofaciálnu zložku jemne piesčitých hĺn až jemnozrnných pieskov.

Nívne sedimenty horských potokov buduje málo vytriedený, chaoticky uložený hlinito-štrkovitý materiál s povrchovými nívovými hlinami hrubými 0,5 m.

Na fluviálnych sedimentoch nív sú z väčšej časti sformované recentné pôdy (čiernice).

Syngenetické s opísanými nívovými sedimentmi sú najmladšie proluviálne sedimenty deponované vo forme nivných náplavových kužel'ov. Nachádzajú sa priebežne v miestach zmien spádovej krivky tokov, pri vyústení potokov do nív väčších tokov, v úst'ových častiach sporadicky tečúcich tokov alebo na styku nížinných a kotlinových pahorkatín s pohoriami. Morfológicky sú málo výrazné a splývajú so sedimentmi nív, pričom kužele buď prekrývajú nivný kryt, alebo sa doň prstovito vклиňujú (okraje nív hlavných tokov).

Nívne kužele obsahujú na povrchu veľa hlinitej zložky. Od nivných sedimentov sa často odlišujú len vizuálne svojou formou, prípadne prítomnosťou preplavených drobných úlomkov hornín, resp. drobných obliakov. Distálne zóny nivných kužel'ov sú často podmäčané a ich okolie je v nivách poznačené prítomnosťou hnilokalových hĺn. Hrúbka kužel'ov sa pohybuje v rozmedzí 1 – 8 m.

-
- 2** *fluviálno-organické až organické rašelininy, rašelinové hliny, slatiny a hnilokaly;*
listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA,
37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Na povrchu riečnych nív väčšiny hlavných tokov bola pôvodne vyvinutá sieť mŕtvych ramien. Dnes sa nachádzajú v rôznych štádiách zrelosti alebo v dôsledku rekultivácie a meliorácie úplne zanikli. Mŕtve ramená majú najväčšie rozšírenie v nížinných nivách Moravy, Dunaja a Malého Dunaja, Váhu, Nitry, Žitavy a Hrona, známe sú výskyty v nivách Bodrogu, Latorice, Uhu, Tisy aj inde.

Staršie mŕtve ramená sú vyplnené ílmi, miestami piesčitými hlinami, no najmä hnilokalovými hlinami a inými silne humóznymi sedimentmi s veľkým množstvom nedostatočne rozloženej organickej hmoty čierosivej až čiernej farby. Mladšiu výplň ramien tvoria slabo humózne prachovito- až piesčito-ílovité nívne hliny.

Na nepriepustných ílovitých a hlinitých sedimentoch na povrchu nívneho krytu, často ako typy prechodných rašelinísk, sa vyskytujú aj slatiny. Väčší rozsah majú v mladých podhorských depresiách na styku pohorí s kotlinami a rovinami. V kotlinách a nížinách sú vyvinuté medzi proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov alebo v ich distálnych častiach, ktoré sú väčšinou podmäčaná infiltrujúcou a tečúcou vodou (šúry). Väčšia časť slatinných rašelinísk sa začala usadzovať v období preboreálu, najviac v období atlantiku. Sú to predovšetkým ostricovo-trstinové slatiniská s významným podielom rašelinníka, lúčnych tráv a krovitých rastlín s charakteristickým neúplným rozpadom hmoty.

Slatiná rašelina má tmavohnedú až čiernu farbu. Jej hrúbka v plytkých zamokrených depresiách sa pohybuje medzi 1 až 2,5 m.

PLEISTOCÉN – HOLOCÉN

- 3** *proluviálne piesčité hliny so štrkami a úlomkami v nívnych náplavových kužeľoch;*
listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 45 NITRA,
46 LUČENEC

Ide o proluviálne sedimenty, ktorých akumulácia sa začala v neskorom glaciáli vrchného pleistocénu, no jej podstatná časť prebehla počas holocénu. Sedimenty sú uložené vo forme laterálne erodovaných až čiastočne terasovaných náplavových kužeľov, označovaných ako „vyššie nívne náplavové kužele“.

Na území Slovenska je všeobecne počet uvedených kužeľov nízky, aj keď jednotlivito zaberajú pomerne veľké plochy. Najlepšie sa vyvinuli a zachovali pozdĺž nivy Váhu na území Bytčianskej, Ilavskej a Trenčianskej kotliny, kde sa morfológicky spájajú do vyššieho nívneho stupňa.

Všetky vyššie nívne kužele sú ploché a rozľahlé, len vo vrchných apikálnych častiach sú morfológicky výraznejšie a strmšie. Niektoré ich distálne a stredové časti sú v mladšom holocéne mierne terasované, väčšinou však plynulo prechádzajú do nív hlavných tokov. Keďže kužele sú sedimentačne späté s formovaním bázy nívneho krytu, v najhrubších častiach dosahujú hrúbku 7 m a ich povrch sa nachádza maximálne 5 m nad úrovňou nív.

Povrch kužeľov tvoria piesčité hliny s množstvom drobnozrnných úlomkov. Obliakový materiál vnútra telies je prevažne poloopracovaný až opracovaný a obsahuje veľa hrubozrnného piesku, s ktorým je chaoticky premiešaný. Petrograficky ide o horniny príslušných zdrojových oblastí.

PLEISTOCÉN

Vrchný pleistocén

- 4** *glacigénne piesčito-štrkovité až balvanovito-blokovité akumulácie morén;*
listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 37 KOŠICE

Najmladšie glacigénne sedimenty tvoria hlavný objem kvartérneho pokryvu v Tatrách. Sú rozšírené vo všetkých bývalých glaciálnych dolinách, kde ako ablačné morény budujú základ ich dnevej výplne. Tá miestami prechádza do nadložných glacifluviálnych náplavov, ale najmä do

valov čelných morén vybiehajúcich z dolín Tatier na ich kotlinové predpolie. Ide o morénové valy všetkých troch pleniglaciálnych štádií posledného glaciálu, nazývané ako *morény Štrbského plesa*, ktoré podľa geofyzikálnych údajov dosahujú najväčšiu hrúbku 70 – 100 m.

Sedimenty morén sú štrkovito-balvanovito-blokovité, s veľkým výskytom blokov s priemerom do 1 – 5 m. Sú nenavetrané, netriedené, poloostrohranné až ostrohranné. Petrograficky prevládajú granitoidy, iba v dolinách Kežmarskej Bielej vody, v Tichej a Javorovej doline sú prítomné aj karbonáty.

Finálne fázy posledného zaľadnenia v Tatrách vyznievali až v ranom holocéne. To predurčilo depozíciu glaciénných sedimentov aj v karoch v podobe hruboklastických nevytriedených, takmer neopracovaných kamenito-blokovitých sedimentov.

Okrem tatranských glaciálnych sedimentov sú známe aj výskyty zo záverov dolín severnej úboče hlavného chrbta Nízkych Tatier, najmä z úseku Ďumbiera a Kráľovej hole. Litologický charakter sedimentov je obdobný ako v Tatrách, ale z hľadiska petrografického zloženia pribúdajú najmä ostrohranné úlomky až bloky metamorfítov.

Podrobnejšie poznatky o glaciénných sedimentoch Tatier podáva Halouzka (1987); in Nemčok et al., 1993, 1994).

5 *glacifluviálne hrubé až balvanovité piesčité štrky až bloky dnových akumulácií v nízkych terasách, v nivách a kužel'och*; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD

Najmladšie glacifluviálne sedimenty tvoria výplň dno dolín, vnesenú a deponovanú tokmi z čiel ustupujúcich dolinných ľadovcov posledného zaľadnenia Tatier a Nízkych Tatier. Úložnou formou sedimentov v horských dolinách sú v rozsahu nív deponované dnové akumulácie, po okrajoch s časťami sprievodnými zvyškovými stupňami nízkych terás. V dôsledku migrácie tokov vznikli aj zvyškové stupne dno bočných dolín opustených pôvodnými tokmi. Na predpoliach oboch pohorí v Podtatranskej kotline majú tieto sedimenty okrem uvedených terás aj morfológickú formu terasovaných nízkych náplavových kužel'ov. Bežné sú priame kontakty týchto sedimentov s morénami posledného zaľadnenia.

Glacifluviálny materiál tvoria slabo až stredne opracované, slabo vytriedené, chaoticky uložené, prevažne čerstvé, hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5 – 10 – 15 cm) piesčito-štrkovité, štrkovité, štrkovito-balvanovité až balvanovito-blokovité (\varnothing 15 – 20 cm) akumulácie, ktoré sú v nivách prekryté tenkou vrstvou piesčito-hlinitých až štrkovito-hlinitých nivných náplavov postglaciálu. Akumulácie najmladších glacifluviálnych sedimentov sú vždy silne zvodnené. Hrúbka nánosov zriedkavo prevyšuje 10 m v terasách a 5 m v nivách.

Klasy sedimentov sú lokálne petrograficky odlišné. Všeobecne prevládajú granitoidy, niekde doplnené o kryštalické bridlice a kvarcity, prípadne o karbonatické horniny a paleogénne pieskovce (Halouzka in Nemčok et al., 1993; Halouzka in Gross et al., 1993).

6 *fluviálne piesčité štrky dnových akumulácií v nízkych terasách bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn; b) s pokryvom naviatych pieskov; c) v nivách bez pokryvu*; listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Sedimenty tvoria prevažne štrkovito-piesčitú výplň dno dolín v rozsahu nív všetkých väčších tokov územia Slovenska. Absentujú len v dnách dolín horských potokov, kde sú spravidla v celom profile nahradené mladšími fluviálnymi sedimentmi holocénu, alebo v Tatrách a Nízkych Tatrách, nahradené opísanými glacifluviálnymi sedimentmi.

Dnové akumulácie vystupujú priamo na povrch spod holocénneho **nivného pokryvu (6c)** povodňovej fácie najčastejšie v miestach umelých odkryvov, reprezentovaných ťažobnými jamami štrkovísk v nivách väčších tokov a na rovinách jednotlivých nížin Slovenska (listy: 25, 34, 35, 44, 45).

Mimo rozsahu nív, spravidla po ich okrajoch, vystupujú sedimenty dnovej akumulácie na povrch len v erózných zvyškoch svojej pôvodnej akumuláčnej úrovne, zachovanej vo forme jedného stupňa tzv. nízkych terás. V rámci vývoja dnovej akumulácie tu ide o samostatný, spravidla o niečo starší, vrchnopleistocénny vývojový podcyklus.

Na územiach s poklesovou pohybovou tendenciou, akou je najmä oblasť centrálnej časti *Dunajskej panvy* (Podunajská rovina – Žitný ostrov), ale aj *kútska depresia* na Borskej nížine či *michalovsko-sliepkovská, strážňanská a trakanská depresia* na Východoslovenskej rovine, tvoria súveké sedimenty najsúvislejšie a najrozsiahlejšie plochy rozšírenia a dosahujú najväčšiu hrúbku. Napríklad na Podunajskej rovine budujú najvyššiu časť tzv. *stredného súvrstvia (stredného komplexu)* dunajských štrkov v superpozičnom vývoji.

Nízke terasy (listy: 35, 36, 37, 38, 45, 46) sú v porovnaní so staršími terasami zastúpené v oveľa menšej miere. Najväčšiu rozlohu dosahujú len na okrajových pahorkatinách nížin Slovenska. Spravidla sú pokryté premenlivo hrubými vrstvami **spraší, sprašových hlín (6a)** a splachov posledného štádiálu.

V Borskej a Východoslovenskej nížine ich pokrývajú miestami aj **naviate piesky (6b)**, listy: 34, 35, 45).

Relatívna výška povrchu nízkych terás bez pokryvu sa pohybuje v rozmedzí 3 – 4 m nad nivami tokov, len v nížinných častiach klesá až na úroveň povrchu nív. Výška terás vrátane nadložného sprašového pokryvu dosahuje relatívne hodnoty 4 – 8 m a erózna báza fluviálnych štrkov nízkych terás sa pri väčšine hlavných tokov nachádza približne na úrovni, resp. mierne (0,5 až 2 m) nad úrovňou bázy štrkov dnovej akumulácie. Na menších tokoch a v horných úsekoch dolín narastá až na 3 m.

Hrúbka dnovej akumulácie v rozsahu nív vplyvom nerovnosti dna i povrchu, ako aj vplyvom mladej tektoniky výrazne kolíše. Najväčšie hodnoty dosahuje na Podunajskej rovine (15 – 20 m), na veľkých tokoch sa pohybuje v rozmedzí zhruba 7 – 9 m a lokálne narastá na 10 – 12 m. Na ostatných väčších tokoch sa hrúbka dnovej akumulácie pohybuje medzi 2 až 5 m. V nízkych terasách dosahuje buď tie isté hodnoty, alebo zvýšené o 1 – 4 m.

Sedimenty nízkych terás sú litologicky aj petrograficky zhodné so sedimentmi dnovej akumulácie príslušných tokov. Vyznačujú sa polycyklickým vývojom. Väčšinou ich tvoria nezvetrané, čerstvé, len ojedinele selektívne navetrané, dobre opracované suboválne až oválne zvodnené piesčité štrky s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených pieskov, ktoré v dnovej akumulácii hlavných tokov v oblasti rovín prechádzajú do pieskov agradačných valov. Pokiaľ ide o zrnitosť, prevládajú stredné až hrubé frakcie (\varnothing 2 – 7 cm), na báze miestami až veľmi hrubé (\varnothing do 10 cm). Smerom na povrch dnovej výplne aj na povrch terás sa jednotlivé frakcie zjemňujú. Pribúdajú drobné žltosivé piesčité štrčky (\varnothing 1 – 2 cm) a rovnako pribúda aj piesčitá frakcia.

V nadloží piesčito-štrkových sedimentov terás zakrytých sprašami a sprašovými hlinami vystupujú vymyté škvŕnité, stredno- až hrubozrnné fluviálne piesky obohatené o piesčité íl. Nad touto vrstvou je siltovito-ílovitá, slabo vápnná až nevápnná hlina prechádzajúca do nadložných spraší, prípadne na okraji rovín do prachovito-jemnopiesčitých až ílovito-prachovitých hlín močiarových spraší.

Petrografické zloženie štrkov dnovej akumulácie a nízkych terás závisí od znosových oblastí príslušných tokov, no vcelku je vysoko polymiktné.

7 *fluviálne až fluviálno-eolické piesky agradačných valov*; listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA, 45 LUČENEC

V rozšírených sedimentačných priestoroch dolných tokov Moravy, Váhu, Nitry, Žitavy, Hrona, Ipľa, Hornádu, Bodrogu, Latorice, ale najmä Dunaja a Malého Dunaja tvoria tieto sedimenty osobitnú kategóriu vrchnopliocénnej fluviálnej akumulácie. Sú úzko geneticky späté so sedimentmi dnovej akumulácie. Sú deponované v jej vrchných polohách, prípadne bezprostredne na povrchu. Tvoria jej finálne štádium a zároveň jednu z výraznejších fácií. Ide o pôvodne ucelebné pásmo (systém) prikorytových valov, dnes rozčlenených na sled viac-menej izolovaných plochých piesčitých telies. Tvoria mierne vyvýšeniny vo forme nepravidelných ostrovov, resp. presypov prevyšujúcich povrch holocénnych nív o 2 – 4 m.

Litologicky ide o zvrstvené sivé až okrové, zväčša vápnné jemnozrnné až strednozrnné fluviálne piesky s polohami hrubozrnné frakcie, ojedinele na báze s prítomnosťou drobných štrčiek (\varnothing 0,5 až 1 cm). Niektoré piesky valov boli lokálne čiastočne eolicky redeponované na krátku vzdialenosť.

Hrúbka akumulácie sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 1 – 5 m, na Žitnom ostrove až 7 m. Medzivalové priestory sú vyplnené piesčitými štrkami a pieskami, prípadne sa môžu vyskytovať aj sedimenty dnovej akumulácie obnažené defláciou.

8 *proluviálne hlinité až piesčité štrky a úlomky hornín v nízkych náplavových kužeľoch bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn;* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Sedimenty deponované vo forme nízkych kužeľov majú na území Slovenska častý výskyt, hoci jednotlivé kužele sú zväčša maloplošné a nepravidelne roztrúsené. Takéto kužele sa vyvinuli a zachovali priebežne v miestach vyústenia bočných dolín do dolín, resp. dolinných nív hlavných tokov alebo po obvode pohorí v miestach vyústenia horských potokov do kotlín a nížinných pahorkatín. Väčšina telies je morfológicky dobre zachovaných v rozličných vejárovitých formách výskytu. Napríklad niektoré nízke kužele sú vložené do telies starších kužeľov, iné ich obtekajú, prípadne úplne nahrádzajú staršie kužele. Väčšina z nich je postgeneticky terasovaných a rozdelených vlastnými tokmi na viaceré vetvy, prípadne miestami sú v holocéne laterálne erodované. Povrch rozsiahlejších kužeľov je nízky a plochý, morfológicky nápadnejšie sú kratšie a strmšie kužele. Nízke kužele kontinuálne prechádzajú do nív, resp. nadnivných terás a prstovito zasahujú do sedimentov dnovej akumulácie tokov.

Obdobne ako tvar kužeľov, výrazne sa mení aj relatívna výška povrchu ich telies. Bez nadložného **pokryvu spraší, sprašových hĺn** (8a, listy: 34, 35) a hlinitých splachov sa pohybuje najčastejšie v hodnotách do 5 – 7 (10) m nad nivou príslušného toku, no známa je aj výška kužeľov, napr. z Hornonitrianskej a Košickej kotliny, dosahujúca relatívne hodnoty do 18 – 20 m nad tokom. Aj hrúbka proluviálnych náplavov nízkych kužeľov silno varíruje, no prevažne sa pohybuje v rozmedzí 1 až 15 m. S alochtónnym pokryvom spraší a sprašových hĺn sa výška ich povrchu zväčšuje.

Náplavy všetkých nízkych kužeľov pozostávajú prevažne zo zahmlinených polohrubých až hrubých, v strmších kužeľoch s menšou rozlohou v pohoriach z veľmi hrubých poloopracovaných až opracovaných a chaoticky uložených klastov, štrkov a pieskov. V distálnych častiach kužeľov s veľkou rozlohou alebo v kužeľoch nížinných pahorkatín sú sedimenty zložené z dobre vytrieďeného zahmlineného piesčitého štrku jemnejších frakcií, prípadne len zo zahmlinených hrubozrnných pieskov a drobných štrčiek. Smerom na povrch telies všeobecne pribúdajú piesčité hliny.

Petrografické zastúpenie horninového materiálu kužeľov zodpovedá petrografickému zloženiu lokálnych hornín jednotlivých znosových oblastí. Mapa zaznamenáva len plošne najrozsiahlejšie výskytu nízkych kužeľov.

9 *eolické spraše a piesčité spraše, sprašovité a sprašové hliny;* listy: 25 BYTČA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Spraše, resp. sprašové série (komplexy) dosahujú na území Slovenska veľké plošné aj objemové rozmery. Ich rozšírenie je však nerovnomerné. Najsúvislejšie pokryvy zaberajú na okrajových pahorkatinách Podunajskej nížiny (Trnavská, Nitrianska, Žitavská a Hronská pahorkatina), na pahorkatinách Juhoslovenskej kotliny (Ipeľská, Lučenská a Rimavská pahorkatina), v Košickej kotline vrátane Bodvianskej pahorkatiny a na okrajových pahorkatinách Východoslovenskej nížiny. Tieto sedimenty čiastočne pokrývajú aj priľahlé úboče okolitých pohorí (Malé Karpaty, Považský Inovec, Tribeč, Pohronský Inovec, Cerová vrchovina, Slanské vrchy, Vihorlat a i.). Okrem uvedených miest sú pokryvy spraší a sprašových hĺn známe aj z Chvojnickej a Myjavskej pahorkatiny, z Trenčianskej, Iľavskej a čiastočne aj Bytčianskej kotliny, z priedvidzskej časti Hornonitrianskej kotliny, prípadne zo Žiarskej a Zvolenskej kotliny.

Spraše a sprašové hliny sú deponované prevažne na horniny predkvartérneho podložja, ale aj na staršie kvartérne sedimenty. Zatiaľ čo na povrchu riečnych terás a náplavových kužeľov sú spraše uložené subhorizontálne až horizontálne s približne konštantnou hrúbkou 6 – 18 (20) m (Podunajská nížina), 2 – 8 m (terasy Váhu v Považskom podolí) a 1 – 3 m (Hornonitrianska kotlina), na svahoch a ostatných viac exponovaných častiach pahorkatín a pohorí majú akumulácie spraší už zložitejší šupinovitý až úvalinovitý charakter depozície s veľmi premenlivou hrúbkou, a to 5 až

15 m, resp. 1 – 8 m. Spraše tvoria zložité komplexy, v ktorých sa striedajú vrstvy typických spraší, resp. ich derivátov s vrstvami fosilných pôd, prípadne svahových sedimentov v podobe splachov.

Najrozšírenejšie sú spraše vrchnopleistocénneho klimaticko-sedimentačného cyklu. Tvoria hlavnú, povrchovú časť sprašového komplexu vo všetkých výskytoch. V priemere ide o homogénne, slabo humózne nevrstvovité vápnité až veľmi vápnité presadavé piesčito-prachovité hliny s obsahom 11,5 – 26 % CaCO_3 , 15 – 30 % veľmi jemného piesku, 35 – 56 % hrubého prachu a do 13 % ílovitej frakcie. Karbonáty majú v sprašiach rôznu podobu výskytu. Buď sú rovnomerne rozptýlené, alebo sa koncentrujú vo forme konkrécií (cicvárov) a pseudomycélií. Farba spraší sa všeobecne pohybuje od svetlosivej cez sivožltú, svetložltú až po výrazne žltú. V miestach odkrytov spraše zachovávajú kolmé steny so stĺpovitou odlučnosťou.

Pre spraše sú typické fosilizované pôdne horizonty, charakteristické zvýšeným obsahom humusu. Ide prevažne o hnedozeme, parahnedozeme a v južnejších častiach aj karbonátové černo-zeme. Fosilné pôdy môžu byť lokálne erodované, prípadne zachované vo forme splachov. Niekedy sú indikované len na základe zníženého obsahu CaCO_3 , resp. naopak, v mieste iluviálneho horizontu v podobe vrstvy konkrécií.

Najmladšie spraše sú pri povrchu poznačené postgenetickými vápnitými splachmi, označovanými ako sprašovité hliny. Prejavujú sa rôznofarebnou drobnou vrstvomitosťou.

Sprašové hliny tvoria prechodný typ medzi sprašami a polygenetickými svahovými hlinami. Ich hrúbka je veľmi variabilná. Najväčšie hodnoty dosahuje na úpätiach svahov, kde hliny miestami tvoria úpätné deluviálne plášte s hrúbkou až do 7 m, no najčastejšie sa pohybuje v hodnotách 2 – 5 m.

Sprašové hliny majú morfológiu i habitus podobné sprašiam. Ich farba je prevažne žltosivá, žltohnedá, hnedá až hrdzavosivá. Majú listovitú, hrdkovitú a hranolčekovitú štruktúru. Hojne sa v nich vyskytujú hydroxidy Fe a Mn, ojedinele aj drobnejšie konkrécie. Prítomné sú sivé povlaky, klíny a záteky, podmienené procesmi ilimerizácie. Vrchná, humusovo-hlinitá časť je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov pretvorená prevažne na hnedozem.

Dominujúcou zložkou v sprašových hlinách je ílovitá frakcia a frakcia prachu až hrubého prachu. Miestami majú sprašový charakter, no stĺpcovitá odlučnosť a presadavosť typická pre spraše v nich absentuje. Hojne sa v nich vyskytujú solifluované polohy úlomkov podložných predkvartérnych hornín.

Plochy znázornenia rozšírenia spraší a sprašových hlin sú na mape z účelových dôvodov výrazne redukované.

10 eolické piesky dún a presypov; listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Naviate piesky tvoria špecifický prvok reliéfu územia Slovenska. Najčastejšie sú deponované v podobe dún rôznych tvarov. Ich pokryvy dominujú najmä v centrálnom pásme Borskej nížiny a v západnej časti Chvojnickej pahorkatiny. Na nížine vytvárajú systémy súvislých presypovo-dunových komplexov. Okrem predkvartérneho podložia budovaného sedimentmi neogénu pokrývajú aj distálne časti náplavových kužeľov priľahlej Podmalokarpatskej nížiny, prípadne v západnej časti aj riečne terasy a dnovú akumuláciu Moravy. Na Podunajskej nížine sú známe rozsiahlejšie výskyty dún eolických pieskov pokrývajúcich riečne terasy medzi Chotínom a Marcelovou. Ďalšie malé výskyty primárne fluviálnych pieskov previatych z agradačných valov sa zachovali na povrchu dnových akumulácií Dunaja, Váhu, Nitry a Žitavy v sv. časti Podunajskej roviny, najmä na jej styku s pahorkatinami. Na Východoslovenskej nížine dominujú duny naviatych pieskov v širšom okolí Stredy nad Bodrogom a Kráľovského Chlmca, prípadne na východných svahoch Zemplínskych vrchov.

Naviate piesky sú všeobecne tvorené prevažne pórovitými a sypkými jemnozrnnými žltými a svetlohnedými, často druhotne vybielenými a miestami zvrstvenými pieskami s prevládajúcou frakciou 0,5 – 0,25 mm. Zrná piesku sú všeobecne dobre opracované a ich vytriedenie sa zvyšuje s dĺžkou transportu v smere na východ. Vrstvomitosť je zvýraznená zrnitostným zložením a železitou zložkou. Hrúbka uloženia je veľmi premenlivá. Na Borskej nížine dosahuje aj 30 m, v nivách tokov Podunajskej roviny len zhruba 1 – 2 m.

Väčšina presypov naviatych pieskov sa sformovala v období neskorého glaciálu, ale ich previevanie pokračovalo aj v období holocénu.

Stredný pleistocén

11 glaciénne štrkovito-balvanovité až blokovité akumulácie erodovaných až denudovaných morén; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD

Strednopleistocénne glaciénne akumulácie boli na území Slovenska doložené v troch samostatných vývojových stupňoch zodpovedajúcich trom výrazným zaľadneniam. Halouzka (in Nemčok et al., 1993, 1994) ich označuje ako *smokovský*, *štôlsky* a *rakytovský stupeň*.

Doteraz najstaršie zistené ľadovcové sedimenty na Slovensku prislúchajú k *smokovskému stupňu* zaľadnenia. Vekovo zodpovedajú staršej časti stredného pleistocénu a označujú sa aj ako *smokovské morény*. Dnes sa nachádzajú len v podobe zvyškov valov koncových morén v miestach vyústenia Mengusovskej, Studenej a Kôprovej doliny na predpolí Tatier. O pôvodne väčšom rozsahu *smokovského stupňa* zaľadnenia tatranských dolín svedčia nepriame indície v podobe súvekých glaciáluálnych akumulácií vnesených z Mlynickej, Batizovskej a Velickej doliny a doliny Kežmarskej Bielej vody.

Sedimenty *smokovských morén* pozostávajú zo silne navetraných až rozpadavých, veľmi slabo vytriedených a takmer neopracovaných granitoidných klastík. Prevláda hrubá až veľmi hrubá (\varnothing 5 – 10 – 15 cm) frakcia. Významná je až 50-percentná prímes rozsypaných pieskov a siltovitých hĺn s úlomkami granitov, resp. až izolovanými zrnami kremeňa.

Mladšie ľadovcové sedimenty prislúchajú k *štôlskemu* (maximálnemu) a *rakytovskému stupňu* zaľadnenia. Vekovo zodpovedajú mladšej časti stredného pleistocénu. Vystupujú vo forme erózo-denudačných zvyškov koncových morén v dvoch vekových a morfo-pozíčných úrovniach. Staršie sa označujú ako *štôlske morény* a mladšie ako *rakytovské morény*. Zachovali sa na miestach vyústenia tatranských dolín do Podtatranskej kotliny.

Štôlske morény tvoria pásмо izolovaných výskytov od vyústenia Tichej a Kôprovej doliny v Podbanskom cez Važeckú, Mlynickú a Mengusovskú dolinu, glaciálnu dolinu potoka Veľký Šum, cez sútokové prepojenia Štôlskej a Batizovskej doliny až po Nižné Hágy a obec Štôla, kde je zaznamenaný najväčší laterálny dosah ľadovca od okraja Tatier do kotliny. Ďalšie výskyt denudačných zvyškov čelných morén *štôlskeho stupňa* sa zaznamenali vo vyústeniach Velickej, Slavkovskej, Studenej, Skalnatej a Huncovskej doliny a doliny Kežmarskej Bielej vody.

Sedimenty morén tvorí štrkovito-balvanovitý netriedený, neopracovaný až úlomkovitý, resp. len nepatrne opracovaný, typicky navetraný materiál s častými blokmi s priemerom do 0,5 – 0,8 (1,2) m. Takmer výlučne prevládajú granitoidy, v predpolí Tichej a Kôprovej doliny a doliny Kežmarskej Bielej vody doplnené o vápence a kremence. Formy morén sú prevažne zotreté.

Bezprostredne mladšie *rakytovské morény* tvoria čiastočne erodované, ale zachované valy na ľavobreží Belej v Podbanskom, pod Rakytovcom, v okolí Štrbského Plesa, v ústí Batizovskej a Velickej doliny, v Tatranskej Lesnej a na predpolí Studenej a Skalnatej doliny.

Sedimenty sú tvorené poloostrohrannými až slabo opracovanými nevytriedenými, mierne navetranými granitoidovými balvanmi (\varnothing 15 – 50 cm) až blokmi (\varnothing 0,5 – 1,0 – 1,5 m) a drobnejšími „štrkovými“ klastami (\varnothing 5 – 15 cm).

Všetky uvedené glaciénne sedimenty morén sú na mape zobrazené v celku.

12 glaciáluálne hrubé až balvanovité piesčité štrky až bloky v terasách a kužel'och; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD

Sedimenty vystupujú v podobe zväčša plošne rozsiahlych kužel'ovo-terasových foriem, v súčasnosti zaberajúcich vyššie pozície medzidolinových a medziúvalinových chrbtov kotlinového predpolia Západných, Vysokých a Belianskych Tatier, ako aj severnej aj južnej úboče Nízkych Tatier. Podľa Halouzku (in Nemčok et al., 1993) sa označujú ako *vrstvy vavrišovských piesčitých štrkov* alebo *vavrišovské vrstvy*.

Glaciáluálne kužele i terasy vystupujú zväčša v dvoch, lokálne až v štyroch graficky nerozlišených morfológických podstupňoch, ktoré je možné paralelizovať s fluviálnymi akumuláciami

vrchných a stredných terás a kužeľov. Ich výskyty sú známe z východnej časti Oravskej kotliny s pokračovaním na poľské územie ako náplavy Oravice a Dunajca alebo priamo z Oravíc ako náplavy Bobrovského potoka. Nachádzajú sa aj medzi Zubercom a Habovkou v náplavoch Studeného potoka. Z Podtatranskej kotliny sú známe početné náplavy od vyústenia Jalovskej, Žiarskej, Tichej, Mengusovskej, Batizovskej, Velickej a Studenej doliny a doliny Kežmarskej Bielej vody. Zo severu sú to ešte sedimenty kužeľa pri vyústení Javorovej doliny.

Z južnej úboče Nízkych Tatier sú to najmä akumulácie v Lomnistej doline, v doline toku Veľký Gápeľ, akumulácie Vajskovského potoka v Dolnej Lehote, Jasenianskeho potoka v Jasení a Bystrianky v Štiavničke-Piesku.

Sedimenty všetkých akumulácií a ich zvyškov pozostávajú z hrubých až balvanovitých štrkov a piesčitých štrkov so selektívnym, zväčša stredným navetraním a opracovaním.

Väčšina sedimentov glaci-fluviálnej akumulácie pozostáva prevažne z hrubých až veľmi hrubých (\varnothing 5 – 10 – 15 cm), zle vytriedených piesčitých štrkov, často s obsahom balvanov až blokov (\varnothing 20 až 25 cm, max. 50 cm) a hrubého rozsypového hrubozrnného piesku. Úložné textúry sedimentov sú neusporiadané. Väčšina štrkov je mierne a stredne navetraná. Obliaky sú opracované veľmi rozdielne.

Petrografické zloženie sedimentov úzko závisí od znosových oblastí. Napríklad v akumuláciách na území Popradskej kotliny dominujú granitoidy, v akumuláciách Bielej a Javorinky zasa prevládajú karbonatické horniny a kremence, menej sa vyskytujú pieskovce paleogénu a zriedkavé sú granitoidy. Terasy rieky Poprad v glaci-fluviálnom vývoji majú štrky silne polymiktné (granitoidy, metamorfity, kremence, paleovulkanity, vápence a pieskovce paleogénu).

13 *fluviálne piesky, piesčité štrky a štrky stredných a vrchných terás bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn; b) s pokryvom naviatych pieskov;* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Fluviálne sedimenty staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu sú na väčšine územia Slovenska deponované v systéme morfolologickej postupnosti vo forme tzv. vrchných a stredných riečnych terás. Terasy tvoria často rozsiahle, bočnými prítokmi prerušované pásma. Vystupujú striedavo obojstranne pozdĺž dolín všetkých hlavných tokov, no najmä v ich kotlinových a nížinných úsekoch. V niektorých kotlinách, ako je napríklad Ilavská, Trenčianska, Zvolenská, Ipeľská, Lučenská, Rimavská a Košická kotlina, ale najmä na území okrajových pahorkatín Podunajskej nížiny, sú tieto terasy často pokryté súvrstvom spraší a sprašových hĺn hrubým 2 – 15 m. Na Borskej nížine, v Chvojnickej pahorkatine, v jv. časti Podunajskej nížiny a čiastočne na Východoslovenskej nížine nachádzame súveké terasy pokryté aj presypmi naviatych pieskov s maximálnou hrúbkou 10 m. Strednopleistocénne terasy sú dovedna zachované v 4 až 5 výškových úrovniach (podstupňoch), pričom niektoré z nich miestami morfologicky splývajú. Jednotlivé úrovne terás sú z technických dôvodov na mape nerozlíšené a sú zobrazené v celku.

Morfometrické údaje o terasách vykazujú veľké rozdiely v hodnotách, a to tak v rámci daného toku, ako aj medzi tokmi navzájom.

Výška bázy štrkov dvoch vrchných terás dosahuje na väčšine územia Slovenska priemerné hodnoty 45 – 50 (55) m v prípade vyššej terasy, resp. 30 – 42 m nad tokom v prípade nižšej vrchnej terasy. V prelomových úsekoch Váhu, Oravy, Hornádu, Popradu, prípadne v niektorých vnútrohorských kotlinách môže byť báza štrkov zachovaná dokonca až v relatívnej výške 55 – 65 (70) m, resp. 45 – 55 m nad tokom. Naopak, na území okrajových nížinných pahorkatín sa relatívne hodnoty bázy štrkov vrchných terás znižujú na 18 – 28 m, resp. 10 – 20 m nad tokom.

Bázy piesčitých štrkov 2 úrovni stredných terás vykazujú na väčšine územia Slovenska priemerné hodnoty 16 – 26 m v prípade vyššej strednej terasy, resp. 4 – 8 m nad hladinou tokov v prípade nižšej strednej terasy. V nížinách a na ich okrajových pahorkatinách hodnoty bázy štrkov klesajú na úroveň 0 – 3 m pri vyššom podstupni a na –7 až –3 m pod úrovňou hladiny tokov pri nižšom podstupni. V prípade záporných hodnôt úrovne bázy je pre nižší podstupeň výpovednejší údaj 2,5 – 5 m nad bázou dnovej akumulácie.

Hrúbka akumulácií piesčitých štrkov vrchných a stredných terás je veľmi variabilná. V miestach najvyššie položených báz v prelomových úsekoch dolín je spravidla najmenšia (0,5 až 3 m). V kotlinových a nížinných úsekoch dolín dosahuje hodnoty 2 – 15 (20) m.

Výška povrchu jednotlivých stupňov vrchných a stredných terás sa výrazne mení tak pozdĺž daného toku, ako aj medzi jednotlivými tokmi navzájom, a to v závislosti od výšky bázy štrkov (skalného podložía), od rôznej hrúbky samotných fluviálnych akumulácií, ako aj od rôznej hrúbky alochtónneho pokryvu v podobe **spraší a sprašových hĺn (13a)**, listy: 25, 28, 34, 35, 36, 37, 38, 45, 46), **naviatych pieskov (13b)**, listy: 34, 35, 45), splachov, rozličných sutín a svahovín. V dôsledku toho nie je možné reprezentatívne stanoviť údaje o výške povrchu týchto terás pre celé územie Slovenska.

Sedimenty vrchných a stredných terás sa vyznačujú polycyklickým vývojom. Väčšinou ich tvoria selektívne navetrané až zvetrané, len ojedinele čerstvé, zväčša dobre opracované suboválne až oválne piesčité štrky s polohami stredno- až hrubozrnných vytriedených pieskov. Subangulárne štrky sú častejšie v horných úsekoch tokov alebo v miestach vyústenia kratších prítokov. Bazálne časti akumulácií terás sú v dolných úsekoch hlavných tokov prevažne hrdzavosivej farby a obliakový materiál je stmelený železitým tmelom. V nížinách a vo flyšových územiach sú štrky zväčša zahlinené a v ich nadloží tu vystupujú ílovité, jemne piesčité nevápnité povodňové hliny sivej až sivozelenej farby s hnedými až červenohnedými a sivozelenými až škvritými zátekmi.

Pokiaľ ide o zrnitosť, prevažujú stredné až hrubé frakcie (\varnothing 2 – 5 cm, max. do 10 cm), na horných úsekoch Váhu, Hornádu a Hrona veľmi hrubé až balvanovité (\varnothing do 25 cm). Drobnozrnné štrky (\varnothing 1 – 2 cm) až hrubozrnné piesky v stredných a vrchných terasách sú charakteristické pre nížinné úseky Myjavy, Nitry, Žitavy a Tople.

Petrografické zloženie štrkov vrchných a stredných terás hlavných tokov Slovenska je zväčša vysoko polymiktné a závisí od príslušných znosových oblastí.

V niektorých častiach nížin vyznačujúcich sa subsidenciou aj počas kvartéru boli fluviálne sedimenty v strednom pleistocéne deponované v superpozičnom vývoji. Na území Podunajskej roviny, presnejšie v centrálnej depresii *Dunajskej panvy*, označovanej ako *gabčíkova prepadlina*, budujú podstatnú časť jej kvartérnej piesčito-štrkovej výplne. Na Záhorskej nížine, najmä v jej čiastkovej *kútskej* a *zohorsko-marcheggskej depresii*, tvoria bázu ich kvartérnej sedimentárnej výplne a na Východoslovenskej nížine podstatnú časť kvartérnej výplne čiastkovej *michalovsko-sliepkovskej*, *strážňanskej* a *trakanskej depresie*. Uvedené sedimenty nevystupujú na povrch.

14 *proluviálne hlinité až piesčito-hlinité štrky s úlomkami v stredných náplavových kužeľoch bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn*; listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Proluviálne sedimenty staršej a mladšej časti stredného pleistocénu majú na území Slovenska významné zastúpenie. Morfostratigraficky sa označujú ako stredné a vrchné náplavové kužeľe. Dnes sú zachované v rôznych formách výskytu, od maloplošných izolovaných zvyškov situovaných na medzidolinových a medziúvalinových chrbtoch kotlinových a nížinných pahorkatín až po vejárovité kužeľe mohutných rozmerov.

Miesta, resp. pásma výskytu náplavových kužeľov odrážajú línie diskontinuity a pohybovú tendenciu hlavných štruktúrno-tektonických blokov Západných Karpát a Panónskej panvy. Vyvinuli sa a zachovali najmä po obvode pohorí v miestach vyústenia horských potokov do kotlin a nížinných pahorkatín. Dovedna tvoria 4 vekové generácie, no morfológicky lepšie sú zachované najmä dvojgeneračné telesá mladších, stredných kužeľov.

Väčšina strednopleistocénnych kužeľov je postgeneticky terasovaných. Sú vložené do telies starších kužeľov, laterálne erodované a vlastnými tokmi rozdelené na viaceré vetvy. Naložené kužeľe, ktoré odrážajú výraznejšiu subsidenciu neotektonických štruktúr, sú zriedkavejšie.

Plošne najrozsiahlejšie a z hľadiska objemu najmohutnejšie vejáre vložených a terasovaných telies stredných a vrchných kužeľov sa zachovali napríklad na východnom predpolí Malých Karpát a v západnej časti Trnavskej pahorkatiny, v južnej časti Turčianskej kotliny (*diviacky kužeľ*),

na východnom aj sz. úpätí Slanských vrchov, v južnom predpolí Vihorlatu, na jz. predpolí Popriečného, v južnej časti Košickej kotliny, vo Zvolensko-slatinskej kotline a inde. Naložené viacgeneračné kužele sú známe najmä z lokálnych depresí západného predpolia Malých Karpát a z Hornonitrianskej kotliny z predpolia Vtáčnika.

Väčšina sedimentov prolúviálnych akumulácií okrajových pahorkatín, nížin a niektorých južnejších kotlín je pokrytá vrstvami vrchnopleistocénnych sprašových sérií hrubými až do 15 m, prípadne vrstvami **sprašových hĺn (14a**, listy: 34, 35, 36, 38, 45, 46) a pri úpätiach pohorí aj svahovinami. Takéto kužele pozostávajú prevažne zo zahlinených piesčitých, selektívne zvetraných štrkov a úlomkov v hrúbke 2 – 5 m, pri naložených kuželoch extrémne dovedna až 50 m. V ostatných vnútrohorských kotlinách je obliakový materiál kuželov prevažne hrubý, poloopracovaný, v horných úsekoch málo vytriedený a chaoticky uložený, s obsahom hlinitých a piesčitých polôh. Petrografické zloženie sedimentov výrazne závisí od zdrojovej oblasti.

Spodný pleistocén

15 glacifluviálne, veľmi navetrané rozpadavé hrubé až balvanovité štrky a rozsyповé piesky náplavových kuželov; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD

V oblasti Západných Karpát ide o najstaršie sedimenty primárne glacigénneho pôvodu, ktoré boli neskôr redeponované do preglaciálnych zón denudovaných morén. Takéto akumulácie sú dnes sporadicky zachované len na južnom predpolí Tatier. Vystupujú vo forme vejárov terasovaných kuželov a terás v pásme od vyústenia dolín Tichého, Kôprového a Jamnickeho potoka až po vyústenie Skalnatej doliny a doliny Kežmarskej Bielej vody.

Akumulácie zodpovedajú 3 vekovým generáciám definovaným ako *novolesnianske*, *hybianske* a *gerlachovsko-východnianske vrstvy* (Halouzka in Nemčok et al., 1993).

Najstaršie, *novolesnianske vrstvy* tvorí prevažne hrubozrný piesok (\emptyset 1 – 2 – 4 mm) pochádzajúci z rozsyпов rozvetraných granitoidov. Charakteristická je aj prítomnosť kaolinizovaných siltovitých hĺn. Vedľajší frakčný podiel tvoria silno zvetrané až rozpadavé, rôzne opracované jemnozrné až hrubozrné štrky. Výskyt blokov (\emptyset max. 30 cm) je len ojedinelý. Akumulácia dosahuje v Novej Lesnej hrúbku až 17 m.

Mladšie, *hybianske vrstvy* (vrstvy hybianskych pieskoštrkov) sú tvorené navetranými až veľmi navetranými štrkovito-balvanovitými a hlinito-piesčitými, mierne stmelenými sedimentmi. Na lokalite Hybe dominujú veľmi hrubé až balvanovité obliaky [\emptyset 10 – 20 (30) cm]. Petrograficky v štrkoch prevládajú granitoidy, prítomné sú aj žilné kremene a kremence.

Gerlachovsko-východnianske vrstvy sú najmladšia generácia glacifluviálnych akumulácií spodného pleistocénu. Tvoria súvrstvie štrkov a pieskov hrubé do 15 m, zložené z navetraných granitoidných hornín s hojným pieskovým rozsyповom žúl obsahujúcim aj siltovú frakciu. Z ďalších hornín sú tu zriedkavé obliaky rozličných typov kremencov.

16 fluviálne, veľmi navetrané piesčité štrky, štrky a reziduálne štrky vysokých terás bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn; listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Ide o najstaršie pleistocénne riečne akumulácie na území Slovenska. Vystupujú v 2 až 3 samostatných morfostratigrafických úrovniach (podstupňoch). Na mape nie sú bližšie rozlíšené a označujú sa v celku ako vysoké terasy. Z ich pôvodných ucelených pásiem tiahnucich sa pozdĺž kotlinových, dolinných a nížinných úsekov všetkých hlavných tokov sa dnes vplyvom eróznodenedudačných procesov zachovali už len malé izolované plochy na medzidolinových chrbtoch. Zachované štrkopiesčité akumulácie boli vplyvom svahových procesov často rozvlečené a premiešali sa s hlinito-kamenitými svahovinami, prípadne boli pokryté svahovými hlinami, sprašovými hlinami a sprašami. Pôvodné terasové formy sa zväčša zahladili. Kompletnejší vývoj sedimentov pozorujeme najmä v kotlinách a na okrajových pahorkatinách nížin, prípadne v Lučenskej a Rimavskej kotline. Tam sú sedimenty pokryté lávovými prúdmi cerovej bazaltovej formácie (*husinské vrstvy*).

Morfometrické údaje o vysokých terasách v dôsledku vplyvu neotektonickej diferenciacie vykazujú veľké rozdiely v hodnotách relatívnej výšky bázy štrkov. Rozdiely sú výrazné tak v rámci pozdĺžnych profilov príslušných tokov, ako aj medzi tokmi navzájom.

Pre horné úseky hlavných tokov, ako je Orava, Váh, Poprad, Hornád, Hron, Rimava a Slaná, platia priemerné hodnoty relatívnej výšky okolo 130 – 150 m v prípade zriedkavo zachovaného najvyššieho podstupňa, okolo 100 – 110 m v prípade stredného podstupňa a asi 80 (75) – 90 (95) m nad hladinou toku pre najnižší podstupeň. V prelomových úsekoch sa objavujú iba 2 podstupne s relatívnou výškou bázy 120 – 130 m, resp. 85 – 95 m nad tokom. Vo vnútrohorských kotlinách klesajú hodnoty na 80 – 85 (90) m, resp. 65 – 75 m, v Turčianskej kotline dokonca len na 70 až 80 m, resp. 55 – 60 m nad tokom (Halouzka in Gašparik et al., 1995). Na okrajových pahorkatinách nížin sa zaznamenala relatívna výška bázy štrkov vysokých terás 60 – 70 m, resp. 45 – 50 m nad tokom.

Na väčšine výskytov, okrem nížinných oblastí, sa v najvyššom podstupni terás vyskytujú prevažne strednozrné až hrubozrné (\varnothing 2 – 5 – 10 cm), v menšej miere veľmi hrubé (\varnothing 12 až 15 cm) až balvanovité (\varnothing do 25 cm) štrky takmer bez fluvialnej piesčitej frakcie. Obliaky sú opracované a výrazne navetrané, pri menej odolných horninách úplne rozpadavé. Prevládajú najmä kremence, kvarcity aj silicity, resp. žilné kremene.

Pri dvoch nižších podstupňoch sa v štrkoch zvyšuje obsah fluvialnej piesčitej frakcie. Zrornosť je obdobná. Obliaky sú opracované a selektívne výrazne navetrané až rozpadavé. Na nížinách je štrkový materiál veľmi zvetraný až limonitizovaný. Obsahuje polohy a preplástky svetlosivých ílov.

Smerom k nadložíu štrky často prechádzajú do pieskov a ílovitých, resp. aj piesčitých povodňových hĺn. Na nich sa sformovali rubifikované pôdy starších období pleistocénu a **pokryvy spraší, sprašových hĺn** (16a, listy: 35, 36, 37, 38, 46) a mladších fosílnych pôd. Petrografické zloženie štrkov závisí od príslušnej proveniencie toku, ale všeobecne tiež prevládajú kremence a kremene.

Okrem terasového vývoja fluvialných sedimentov spodného pleistocénu je z územia Slovenska známy aj zodpovedajúci superpozíčný fluvialny až fluvialno-limnický vývoj. Doložený je z centrálnej časti Dunajskej panvy – *gabčíkovej prepadliny*. Ide o cyklické striedanie vrstiev pestrých piesčito-štrkovitých sedimentov s menšou hrúbkou s častými a typickými ílovitými a hlinitými polohami s väčšou hrúbkou. Sedimenty sa označujú ako spodný komplex, resp. *spodné súvrstvie* (Janáček, 1967) a *palkovičovské súvrstvie* (Pristaš in Tkáčová et al., 1996). Súvrstvie dosahuje hrúbku až 350 m a smerom k okraju *gabčíkovej prepadliny* sa hrúbka znižuje na 10 m. *Palkovičovské súvrstvie* nevystupuje na povrch.

17 *proluviálne piesčité štrky a hliny bez pokryvu; a) s pokryvom spraší a sprašových hĺn; b) deluviálno-proluviálne piesčité štrky až balvany bez pokryvu;* listy: 25 BYTČA, 28 SVIDNÍK, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 38 MICHALOVCE, 44 BRATISLAVA, 45 LUČENEC

Sedimenty tvoria najstaršiu pleistocénnu proluviálnu akumuláciu na území Slovenska. Vystupujú vo 2 samostatných morfostratigrafických úrovniach a im zodpovedajúcich formách, označovaných ako vysoké kužele. Na mape nie sú bližšie rozlíšené. Staršie a pozíčne vyššie kužele sú v súčasnosti zachované len zriedkavo. Vo všetkých výskytoch ide o vložené terasované kužele. Najpočetnejšie výskyt sú zaznamenané z pahorkatín na okraji nížin, kde zostatky pôvodne rozsiahlych vejárov náplavových kuželov tvoria medzidolinové a medziúvalinové chrbty, resp. izolované vrcholy, a často siahajú veľmi ďaleko od pohorí. Vplyvom postsedimentačnej hĺbkovej erózie tokov vyúsťujúcich z pohorí do kotlin a nížin sa telesá kuželov nachádzajú v súčasnosti vo výškovej pozícii asi 40 – 80 (100) m nad dnami dolín.

Sedimenty sú tvorené štrkami a rezíduami štrkov až blokov zložených z hrubých nízkosférických suboválnych obliakov a takmer neopracovaných angulárnych úlomkov. Medzištrkovú výplň tvorí hrubozrná piesčitá frakcia. Štrky a úlomky prechádzajú po obvode výskytu do deluviálnych hlinito-štrkovitých sedimentov, prípadne sú **pokryté sprašovými hlinami, resp. sprašami** (17a, listy: 35, 38). Hrúbka súčasných akumulácií najvyšších kuželov sa pohybuje v rozmedzí 0,5 – 8 m.

Na okrajoch vnútrohorských kotlín pozostávajú vysoké kužele zo zahlinených piesčitých, silno zvetraných štrkov a úlomkov hornín. Materiál je nevytriedený, uložený chaoticky, s náznakom medzipolôh zahlinených pieskov sivohnedej až hnedej farby.

17b) deluviálno-proluviálne piesčité štrky až balvany bez pokryvu

Ide o najstaršie spodnopleistocénne sedimenty, deponované do priestoru neotektonicky poklesávajúcej jz. časti *stupavsko-lamačskej depresie* nachádzajúcej sa v sz. časti Bratislavy medzi Dúbravkou a Lamačom. Zníženina geograficky zodpovedá tzv. Lamačskej bráne, ktorá úzkym pruhom sz.-jv. smeru oddeľuje Devínske Karpaty od Pezinských Malých Karpát.

Sedimenty sú deponované na okrajové fácie neogénnej výplne Viedenskej panvy (pravdepodobne sandberské vrstvy), na ktorých ležia erozívne a diskordantne. Na báze ich tvoria hrubozrnné sľudnaté piesky sivomodrej farby, prechádzajúce do rovnako sfarbených jemnozrnných siltovitých pieskov až siltov. Ide o zvetraniny okolitých granitoidných hornín. Smerom do nadložia sa v sedimentoch začínajú vyskytovať vrstvy hrubé do 1 m, ktoré sa neskôr mnohonásobne opakujú. Tvoria ich prevažne úlomky granitov a kremencov s priemerom do 5 – 8 cm a hrubozrnný piesok svetlosivej až sivozelenej farby. V niektorých vrstvách sa ojedinele vyskytujú polohy so zvýšeným obsahom dobre opracovaných kremenných, kremencových a granitových obliakov s priemerom 2 – 5 cm. Vo vrchných častiach súvrstvia sú sedimenty uložené chaoticky, sú hrubozrnnnejšie, s prítomnosťou balvanov až blokov do veľkosti 80 cm. Ide o soliflukčno-deluviálne sedimenty pochádzajúce z *devínskonovoveských vrstiev* neogénu.

Podľa najnovších zistení celá akumulácia dosahuje hrúbku do 40 m.

NEČLENENÝ KVARTÉR

18 travertíny, penovce a vápnité sintre; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Kvartérne sladkovodné vápence majú na území Slovenska významné zastúpenie. Ich množstvo, maloplošné aj veľkoplošné výskyty sa viažu na priebeh výrazných zlomových línií, najčastejšie po obvode vnútrohorských kotlín, prípadne na svahoch a v dnách výrazne tektonicky predisponovaných dolín. Vystupujú v podobe morfológicky výrazných svahových a údolných kôp, terás, kaskád na dne dolín s aktívnym tokom alebo len v podobe almov a inkrustovaných pôd v blízkosti prameňov. Medzi najznámejšie lokality patria Bojnice, Dudince, Lúčky, Liptovské Sliache, Liptovský Ján, Čerín, Hranovnica, Ružbachy, Gánovce, Ondrej-Hôrka, Sivá brada, Sobotisko, Dreveník a i.

Horninová náplň je pestrá a pozostáva zo sypkých, zemitých až pieskovcových penovcov, štruktúrnych penovcov a piesčitých doskovitých penovcových a pevných masívnych svetlosivých, sivých až bielych travertínov (Kovanda, 1971).

Deluviálne hlinité, hlinito-piesčité, hlinito-kamenité, piesčito-kamenité až balvanovité svahoviny, sutiny a zvetraniny

Ide o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín vo varietach od kamenitých až blokovitých cez piesčito-kamenité a piesčité, hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny.

Zvetraniny (elúviá) sú vyvinuté na zarovnaných povrchoch pohorí – rovniach (Malé Karpaty, Považský Inovec) a na planinách (Slovenský kras, Muránska planina, Slovenský raj, Bystrická vrchovina, Krupinská planina), kde tvoria zvetraninové plášte, často hrubé do 1,5 m, v pohorí Žiar aj hrubšie. Tvoria ich prevažne siltovité piesky rôznych zrnitostných frakcií a úlomky.

Sutiny a svahoviny vystupujú na rôznych, zväčša strmších formách reliéfu vo všetkých pohoríach Slovenska, najmä na úpätných častiach svahov, prípadne v celých úpätných pásmach na rozhraní kotlín a priľahlých pohorí. Nachádzame ich tak na miestach okolia priamych výstupov predkvartérnych podložných hornín v pohoríach, ako aj na úpätiach svahov a v dnách úvalín

v pahorkatinách. Na svahoch hladko modelovaného reliéfu nížinných pahorkatín sa vyvinuli hlinito-piesčité svahoviny až splachy.

Deluviálne sedimenty tvoria sumárne plošne aj objemovo najrozšírenejší typ kvartérnej akumulácie. Napriek tomu pre ich malú výpovednú hodnotu z hľadiska objasnenia geologického vývoja a stavby územia v kvartéri nie sú svahoviny a sutiny znázornené na mape.

NEOGÉN – KVARTÉR

PLIOCÉN – PLEISTOCÉN

19 *fluviálne až fluviálno-limnické zahlinené, silno zvetrané piesčité štrky, piesky a piesčité íly (pliocén – pleistocén);* listy: 44 BRATISLAVA 45 LUČENEC

Kontinuálny prechod sedimentov pliocénu do najstarších vrstiev kvartéru nie je spoľahlivo doložený. Predpokladá sa najmä v mieste najviac poklesnutej centrálnej časti *Dunajskej panvy* – v *gabčíkovskej prepadline*, kde sa prechodné sedimenty podľa geofyzikálnych meraní nachádzajú približne v hĺbke 450 – 500 m (Pristaš et al., 1993). Ide o vrstvy postupne vyznievajúcich riečno-jazerných sedimentov na úkor riečnych. Ich presný litologický opis nie je známy. Na základe uvedených meraní a odvedenia z vrtu PA-1 možno predpokladať, že prechodné a najspodnejšie vrstvy kvartéru sa vyznačujú cyklickým striedaním pestrých piesčito-štrkovitých polôh s časťami hrubými polohami ílov.

Obdobná situácia sa predpokladá aj vo výplni *kútskej* a *zohorsko-marcheggskej depresie Viedenskej panvy* (Baňacký a Sabol, 1969; Baňacký et al., 1996). V oboch prípadoch ide o vrstvu jemnozrnných, vysoko sľudnatých pieskov riečno-jazerného charakteru hrubú asi 3 – 5 m, na ktoré smerom do nadložia litofaciálne pozvoľna nadväzujú tenké vrstvy drobnozrnných kremitých štrkov s medzivrstvami sľudnatých pieskov. V *kútskej depresii* sa prechodné súvrstvie nachádza v hĺbke do 30 m a v *zohorsko-marcheggskej depresii* v hĺbke od 35 m vo východnej časti do 75 až 80 m v západnej časti.

Všetky uvedené prechodné súvrstvia paniev nikde nevystupujú na povrch.

Súveké riečno-jazerné sedimenty sa sporadicky vyskytujú aj na pahorkatinách na okrajoch nížin, kde spravidla zaberajú morfológicky najvyššie pozície medziúvalinových chrbtov. Na rozdiel od súvrství deponovaných v panvách, tieto sedimenty sú subaericky zvetrané, výrazne erodované a denudované. Dnes sú spravidla pokryté sprašami, sprašovými hlinami, resp. svahovinami. Na povrch vystupujú zriedkavo, zväčša len na malých plochách.

Za najstaršie pleistocénne, resp. až prechodné pliocénno-pleistocénne sedimenty sa považujú fluviálne až fluviálno-limnické červenohnedé až bordové zahlinené piesčité štrky *lukáčovských vrstiev* (Maglay et al., 1998; Maglay in Pristaš et al., 2000; Šarinová a Maglay, 2002), najviac zachované na bojníanskej časti Nitrianskej pahorkatiny. Litologicky ide o opticky výrazné, hrdzavé, tmavočervené, červenohnedé až bordové piesčité hliny a limonitizované drobnozrnné zahlinené štrky, ktoré sú buď rovnomerne rozptýlené, alebo sústredené na báze. Materiál štrkov a pieskov s povlakmi hydroxidov Fe a Mn je zložený z 88 % kremeňa a kremenca.

Litologickým a stratigrafickým ekvivalentom *lukáčovských vrstiev* z Hronskej pahorkatiny sú *strekovské vrstvy strekovsko-svodínskej terasy* (Harčár a Schmidt, 1965; Schmidt a Halouzka, 1970). Akumuláciu tvoria veľmi navetrané a periglaciálne porušené drobné obliaky hrdzavočervenej až čokoládovej farby a strednozrnné piesky. Sedimenty obsahujú železité konkrécie a zvyšky fauny vertebrát.

Spoločným a charakteristickým znakom oboch akumulácií vrstiev je ich subhorizontálne uloženie a výlučne erózný kontakt a diskordantné uloženie na sedimentoch *volkovského súvrstvia* pliocénu. Pre malé plochy výskytu tieto sedimenty nie sú vyznačené na mape.

Súveké korelatívne sedimenty vyznačené na mape sa v Bratislave zachovali na východných okrajoch Lamačskej brány (Vaškovský, 1988; Pristaš in Tkáčová et al., 1996). Ide o litofaciálne odlišné akumulácie. Sedimenty na báze tvorí sivý až sivomodrý piesčitý íl prechádzajúci do svetlosivých hrubozrnných pieskov a drobnozrnných piesčitých štrkov. Smerom do nadložia pribúdajú nevytriedené piesčité štrky (\varnothing 2 – 30 cm) s ílovito-piesčitým matrixom. Obliaky

granitov sú silno zvetrané až rozpadavé. Kremence sú navetrané slabšie. Vrchné časti tvoria slabo opracované až neopracované klasty granitov dosahujúce veľkosť balvanov až blokov (Ø 30 až 50 cm).

20 podstránske vrstvy: zlepenca a štrky s materiálom z kryštalinika (pleistocén – roman);
list: 26 ŽILINA

Vystupujú najmä v severnej časti Turčianskej kotliny. Sú to hruboklastické sedimenty subaerických a subakvatických gravitačných tokov usadených v podobe výplavových kužeľov pri okraji zdvíhajúceho sa pohoria.

Hlavnú zložku tvoria slabo litifikované konglomeráty – štrkozlepenca s podporným matrixom, ktoré tvorí výlučne materiál z kryštalinika (granitoidy, kryštalické bridlice a amfibolity). Obliaky sú viac alebo menej opracované. Veľkosť sa pohybuje medzi 5 – 15 – 20 cm, ojedinele až do 80 cm. Časté sú alteračné lemy a kôry z oxidov železa. Podporný matrix je ílovito-piesčité, pričom podiel piesčitej prímеси sa rýchlo mení. Nájdu sa však úseky, kde podporný matrix je zložený z granulometricky drobnejších štrkov toho istého zloženia. Orientácia imbríkácií osí *ab* poukazuje na prínos od Z, t. j. z Lúčanskej Malej Fatry. Íly sú poväčšine sivohnedé, s ojedinelými preplástkami tmavých uhoľných ílov. Štrkozlepenca sa prstovito prelínajú so žltohnedými piesčitými ílmi. V podloží ílov vystupuje hrubšia poloha štrkozlepenecov (viditeľná hrúbka 5 m a viac), ktoré prechádzajú do hrubozrnných hrdzavo-sivých pieskov z kryštalinickým materiálom. Podstránske výplavové kužele spočívajú buď na martinskom, alebo na bystričianskom súvrství.

Priame dôkazy na stratigrafické zaradenie nie sú. Halouzka (in Gašparik et al., 1995) ich zaradil do deluviálnych sedimentov nečleneného kvartéru. Vzhľadom na to, že tieto kužele spočívajú na bystričianskom súvrství (oblasť kóty Krásna – Stráne), mali by byť mladšie ako bystričianske súvrstvie alebo sčasti s ním súveké. Čiastočná súvekosť môže vyplývať zo skutočnosti, že od spomenutej kóty Krásna smerom na S sa bystričianske súvrstvie vytráca a bukovinské výplavové kužele ich nahrádzajú. Hrúbka sa pohybuje medzi 50 – 200 m.

NEOGÉN

PLIOCÉN

21 diviacke vrstvy: íly, štrky a piesky (pliocén); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyčlenil ich Buday (1962) „ako pravdepodobne“ vrchnopliocénne sedimenty v nadloží martinských vrstiev v južnej časti „Turčianskej kotliny“. Gašparik (in Gašparik et al., 1995) ich nahradil v celej kotline blázovským súvrstvím (dák, roman). Tak ich chápe aj Vass (2002). Hók et al. (1998; tab. III.) diviacke vrstvy zaraďujú ku kvartéru. Na ich kvartérny vek poukazuje aj Halouzka (in Gašparik et al., 1995), ktorý ich zahrnul do mindelského komplexu diviackeho kužela. Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vrchného pliocénu až pleistocénu južnej časti kotliny ich znovu zaviedli Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003).

Buday (1962) definoval diviacke vrstvy ako viac-menej jednotvárne vrstvy skladajúce sa prevažne z ílov a sporadicky zastúpených štrkov. Íly sú plastické, slabo piesčité, svetlosivej, zelenosivej, prípadne žltohnedej farby. Ojedinele však obsahujú vložky jemnozrnných sludnatých kremitých pieskov. Podľa zistenia Březinu (in Buday, l. c.) sú výhradne montmorillonitické, pričom klastická zložka je podradná a obsahuje vulkanogénnu prímеси. To môže naznačovať, že sú preplavené andezitové zvetraniny.

Štrky sú zložené najmä z obliakov rozložených tmavých andezitov, vzácne sú zastúpené kremeň, granitoidy, kremence, dolomitické vápenca, metakvarcity a metamorfity. Usporiadanie štrkov býva skôr chaotické a granulometricky nevytriedené, ale nájdu sa aj imbrikované pasáže. Meranie plôch *ab* v odkryve Veľký Čepčín poukazuje na transport z juhu. Je to v súlade so skladbou obliakov, keďže predpokladaná znosová oblasť je v neovulkanitoch. Transportnými smermi sa diviacky výplavový kužeľ podobá blázovským vrstvám (súvrstviu), pričom rozdiel je najmä v skladbe materiálu. Je možné, že ide o súveké výplavové kužele, pričom diviacky výpla-

vový kužel môže reprezentovať sedimenty paleotoku rieky Turiec. Kužel zaberá rozsiahle územie v južnej časti kotliny. Jeho severné zakončenie koinciduje s priebehom sz. rakšiansko-trhanovského zlomu.

Priame paleontologické datovanie chýba. Rakús a Hók (l. c.) zastávajú názor, že hlavná časť diviackych vrstiev môže patriť k neskorému pliocénu, pričom však nie je vylúčené, že najvrchnejšie časti vrstiev sú až pleistocénneho veku. J. Pristaš (ústne oznámenie) sa domnieva, že vek vrstiev nepresahuje pliocén, pretože na nich sú naložené až strednopleistocénne sedimenty náplavových kuželov, a teda nejde o kontinuálny vývoj pliocén – pleistocén. Hrúbka vrstiev nepresahuje 40 až 60 m.

22 *fluviálno-limnické piesky, piesčité íly/ílovce a štrky (nečlenený pliocén);*

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide o neogénne kontinentálne sedimenty, ktoré boli vzhľadom na absenciu priamych dôkazov veku zaradené do pliocénu, a to na základe ich pozície v nadloží starších sedimentov. Vznikali v izolovaných malých panvách. Sedimenty pliocénu – fluviálno-limnické piesky, silty a piesčité íly – sú zastúpené na území listu Trnava pri Župkove a na území listu Banská Bystrica v Žiarskej kotline. Pri vyústení Lutilského potoka do Žiarskej kotliny v oblasti jz. od Janovej Lehoty kopce na ľavobreží budujú balvanovito-blokové a štrkové sedimenty so subangulárnymi až oválnymi fragmentmi rozličných andezitov a opracovaných blokov ryolitov. Ojedinele sú prítomné obliaky kryštalinika, kremencov a karbonátov. Ležia v nadloží sedimentov trubínskeho súvrstvia. Na základe zloženia a opracovania materiálu sa usudzuje, že ide o sedimenty riečnej delty pri vyústení toku so strmým spádom do príbrežia regresívnej sladkovodnej panvy (Lexa et al., 1998).

V oblasti obce Dobrá Niva j. od Zvolena pod sedimentmi kvartéru sú zastúpené argilitizované ílovce a siltovcy s vložkami piesku a s ojedinelými obliakmi andezitu. V íloch a siltoch sa zistil kaolinit, halloyzit a stopy limonitu. Hrúbka polohy je asi 16 m. Ich podloží sú andezity sitnianskeho komplexu. Vek súvrstvia na základe rozborov mikrofloristického spoločenstva nie je mladší ako vrchný pliocén (Konečný et al., 1998a). Vrt GK-8 (Ostrá Lúka) v oblasti Pliešovskej kotliny overil v podloží bazaltového prúdu asi 50 m hrubé súvrstvie tufitických pieskovcov a piesčitých tufitov s polohami tufitických ílovcov, ktoré sú produktom jazernej sedimentácie, pravdepodobne pliocénneho veku (Konečný et al., 1998b).

23 *blažovské súvrstvie: piesčité štrky, piesky, vápnité íly a lignity (pliocén);*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Blažovce ležiacej s. od Turčianskych Teplíc. Gašparik (in Gašparik et al., 1995) ich opísal ako súvrstvie. Tak ho ponímajú aj Hók et al. (1998), resp. Vass (2002). Nejednoznačne (vrstvy – súvrstvie) ho označujú Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003).

Súvrstvie hodnotíme ako fluviálno-limnické akumulácie štrkozlepencov, ktoré erozívnym kontaktom nasadajú na svoje podložie (martinské súvrstvie). Sú stredno- až hrubozrnné, karbonatické, s rôznym stupňom opracovania, pomerne zle vytriedené. Vrstvovitosť je nezreteľná, zvýraznená iba rôznou zrnitosťou alebo striedaním štrkozlepencov, pieskovcov alebo prachovcov, pričom prachovce tvoria vrstvy hrubé od 0,5 m do 2 m. Pozícia, ako aj stratigrafia akumulácií vo výplni kotliny je málo zreteľná. Gašparik (l. c.) sem pôvodne zahrnul aj štrkozlepence od Socoviec (k. Stráža 534,0 m), ktoré sú teraz súčasťou abramovského súvrstvia (Rakús a Hók, l. c.).

Litologická podobnosť abramovského a blažovského súvrstvia sa zdá na prvý pohľad evidentná. Predsa však existuje rozdiel, ktorý spočíva v tom, že vo vrstvách abramovského súvrstvia sa vyskytujú, aj keď ojedinele, obliaky vulkanitov. Opierajúc sa o tento údaj môžeme predpokladať, že zdrojová oblasť pre blažovské súvrstvie bola najskôr jz. časť Veľkej Fatry, ktorú tvoria práve masy karbonátov hronika, a severný okraj Flochovej, tvorený zase vulkanitmi. Gašparik (1989) toto súvrstvie bez paleontologických dôkazov zaradil do pliocénu – dáku – romanu. Odhadovaná hrúbka je v rozmedzí prvých desiatok metrov (?do 30 m).

Neogénne sedimenty Horehronského podolia opísal Andrusov (1954) ako „banskobystrickú štrkovú formáciu“.

Názov banskobystrické súvrstvie použili Vass (2002) a Elečko (in Polák et al., 2003).

Sedimenty súvrstvia v horehronskej oblasti. Sedimenty spodného pliocénu sú rozšírené na sever od Podbrezovej a z. od obce Medzibrod. Na svahu vystupujú „štrkové rozsypy“ a v erózných ryhách vidieť obliaky, balvany až bloky sivých a zelenkavých kremencov a rozvetraných kremítých pieskovcov (často úplne rozvetraných, s fantómami po obliakoch). Hojne sú prítomné aj tmavozelené, ale aj ružovkasté piesčité bridlice, málo je kremeňov. Veľkosť fragmentov vo väčšine prípadov je 30 – 80 cm, miestami aj 100 cm. Väčšina fragmentov je dobre opracovaná, ale prítomné sú aj viac ostrohranné (vo väčšine prípadov produkt rozpadu veľkých balvanov). Obliaky štrkov sú stmelené prachovo-piesčitým matrixom výrazne ružovkastej farby. V polohe nevidieť prednostné usmernenie ani gradačné zvrstvenie.

Sedimenty sú produktom fluviálno-limnickej sedimentácie v prietočných jazerách. Halouzka (in Biely et al., 1992) ich považuje za výplň diferenciačne a synsedimentárne poklesnutých krýh pred usadením štrkov poriečnej rovne neskorého pliocénu.

Na rozdiel od horného toku Hrona (s. od Podbrezovej, resp. pri Medzibrode), na ostatnom území sú zastúpené sedimenty neskorého pliocénu. Štrky v podobe „štrkových rozsypov“ pokrývajú aj vrcholy kopcov a vystupujú v nadloží hornín mezozoika, paleogénu a miocénu. Sedimenty dosahujú hrúbku 5 – 10 m, ojedinele zhruba do 80 m. V štrkoch sú zastúpené kremence (90 % aj viac), kremeň, kremité zlepence, menej sú zastúpené granitoidy, metamorfity kryštalinika (svory a ruly), amfibolity, ojedinele arkózy a arkózové pieskovce a porfyroidy (oblasť Banská Bystrica-Iliaš, Vlkánová, Dolná a Horná Mičiná).

Severne od Seliec je vyššie zastúpenie hornín kryštalinika, s. od Lučatina sú zastúpené aj dolomity, v sedle pri obci Hriadel' aj karbonáty. Štrky sú dobre opracované, zväčša sférického tvaru. Ich veľkosť kolíše od niekoľko milimetrov až do 20 cm, menej do 25 – 30 cm, ojedinele sú prítomné aj bloky do 1,5 až 2,0 m. Väčšinou v „rozsypoch“ dosahujú veľkosť do 5 – 8 cm. Štrky sú stmelené zmesou piesčito-ílovitého matrixu žltohnedej, hrdzavožltej a sivohnedej farby. Miestami sú prítomné aj hrubšie polohy (2,0 – 2,5 m) pestrých, hrdzavo škvrnitých piesčitých ílov (ronové ryhy nad Selcami, odkryv pri obci Nemce). Povrchové východy v oblasti Podkoníc, Priechodu a v území v. od toku potoka Ľupčica predstavujú denudačné relikticky pokrovy, vo vrchnom pliocéne súvislého, ktorý v období kvartéru podľahol denudácii. Výsledkom toho sú rozsiahle plochy resedimentovaných deluviálnych sedimentov. Ako sa dá usudzovať z geologickej stavby, lineárny priebeh svedčí o riečno-jazernej sedimentácii s výrazným prínosom prívalového materiálu a transportom z priľahlého územia.

V oblasti obcí Oravce, Dúbravica a Poniky popri obliakoch rezistentných hornín sú prítomné aj obliaky terciérnych vulkanitov, zriedkavo úlomky tmavých vápencov a vápnitých brekcií, resp. rauvakov. Štrky sú dobre opracované, zväčša sférického tvaru. Ich veľkosť kolíše od niekoľko milimetrov až do 20 cm, menej do 25 – 30 cm, ojedinele sú prítomné aj bloky. Väčšinou v „rozsypoch“ dosahujú veľkosť do 5 – 8 cm. Štrky sú stmelené zmesou piesčito-ílovitého matrixu žltohnedej, hrdzavožltej a sivohnedej farby. Miestami sú prítomné aj hrubšie polohy (2,0 – 2,5 m) pestrých, hrdzavo škvrnitých piesčitých ílov (ronové ryhy nad Selcami, odkryv pri obci Nemce). Povrchové východy v oblasti k. 698 (Skalolom), resp. na S a J od Hornej Mičinej predstavujú denudačné relikticky pokrovy, vo vrchnom pliocéne súvislého, ktorý v období kvartéru podľahol denudácii. Výsledkom toho sú rozsiahle plochy resedimentovaných deluviálnych sedimentov. Ako sa dá usudzovať z geologickej stavby, lineárny priebeh svedčí o riečno-jazernej sedimentácii s výrazným prínosom materiálu a transportom z priľahlého územia.

V oblasti obcí Nemce – Selce – Priechod – Slovenská Ľupča prevláda jazerno-riečna sedimentácia, resp. sedimentácia v rozsiahlejších prietočných jazerách. Nasvedčuje tomu aj charakter opracovania a veľkosť obliakového materiálu, ako aj podstatnejšia prítomnosť psamiticko-pelitickej zložky sedimentu. V oblasti obcí Oravce a Poniky, ako aj v oblasti Hornej Mičinej sa zdá, že materiál banskobystrického súvrstvia pochádza z redeponovaných vulkanických formácií.

V oblasti Zvolenskej kotliny väčšina súvrstvia vytvorila štrkové poriečne rovne. Ide o zachované štrky najvyššej úrovne doliny, často postgeneticky výškovo diferencované.

Štrky sú prevažne stredno- až hrubozrnné, s obliakmi veľkosti do 10 – 15 cm, relatívne dobre vytriedené a zvrstvené. V menšej miere sú prítomné vložky a polohy drobných štrkov, piesčitých štrkov a piesčitých ílov, ktoré majú charakteristickú hrdzavú farbu. Obliaky sú suboválné až dokonale oválne, zložené prevažne z kremitých hornín (kremence, kremité pieskovce a kremene), menej sú prítomné odolné horniny kryštalinika (kremité ruly, ruly a migmatity) a v prípade bočného prínosu materiálu aj andezity. Granity či vápence sa nezachovali. Obliaky sú selektívne navetrané a miestami limonitizované.

V prípade synsedimentárneho alebo bezprostredne nasledujúceho poklesávania krych (v depresiach) vznikol druhý typ štrkových súvrství mladšieho pliocénu Pohronia – *akumulácie poklesových depresii*. V skúmanom území ide o akumulácie pliocénnych štrkov v kryhách terasovaného dna Zvolenskej kotliny v depresii Veľkej lúky a južne k nej príľahlých kryhách. Sú to prevažne štrky, piesčité štrky, ílovito-piesčité štrky s tenkými polohami pieskov a hrubšími polohami ílov a piesčitých ílov. Štrky sú stredne až dobre opracované. Zastúpené sú najmä obliaky kremencov, kremitých pieskovcov a kremeňov. Málo zastúpené sú rozličné kryštalické bridlice, sporadicky obliaky andezitov. Obliaky granitov ani karbonátov sa tu nevyskytujú. Tým sa odlišujú od kvartérnych sedimentov terás, v ktorých je väčšie zastúpenie andezitov, prípadne sú v nich aj granity, karbonáty a väčšie množstvo kryštalických bridlíc, obliaky sú slabšie opracované. V kotline je banskobystričské súvrstvie súvisle prekryté terasovými akumuláciami Hrona a jeho dnovej výplne.

Vek súvrstvia je pliocén. Bol stanovený bez biostratigrafických dôkazov, najmä na základe superpozičného vzťahu ku kvartérnym terasám Hrona.

Na území listu Žilina boli opísané štrkové sedimenty vystupujúce v malom rozsahu v Liptovskej kotline na vrchu Bežan. Vyskytujú sa vo forme štrkových rozsypov s hrúbkou asi 20 m. V štrkoch sú zastúpené kremence (90 % aj viac), kremeň, kremité zlepence, menej granitoidy, zriedkavo úlomky tmavých vápencov a vápnitých brekcií, resp. rauvakov, ojedinele arkózy a arkózové pieskovce. Štrky sú dobre opracované, zväčša sférického tvaru. Ich veľkosť kolíše od niekoľko milimetrov až do 20 cm, menej do 25 – 30 cm, ojedinele sú prítomné aj bloky s veľkosťou do 1,5 m až 2,0 m. Väčšinou v „rozsypoch“ dosahujú veľkosť do 5 – 8 cm. Charakter sedimentárneho materiálu svedčí o riečno-jazernej sedimentácii s výrazným prínosom prívalového materiálu a transportom z príľahlého územia.

25 čimhovské súvrstvie: pestré íly, prachy, štrky a lignity (pliocén); list: 26 ŽILINA

Názov súvrstvia je odvodený od obce Čimhová (v. od Trstenej) v Oravskej kotline. Súvrstvie je tvorené sivozeleným a žltohnedo škrvnitým ílom a siltom s vložkami piesku a zemitého lignitu (Pulec, 1976).

Nad ílovým súvrstvom leží v Oravskej kotline súvrstvie polymiktných štrkov. Obsahuje materiál z hornín tatranskej oblasti spolu s pieskovcami podtatranskej skupiny paleogénu. Podľa Watychu (1976) sú to náplavy Czarneho Dunajca, ktorý kvôli vynorenému gubalovsko-bukovinskému horskému pásmu vo východnej časti Oravsko-novotarskej panvy tiekol do rieky Oravy.

Podľa fauny gastropódov nájdenej vo vrte OH-1 Ondrejčíková (in Pulec et al., 1976) usudzuje na pliocénny vek vrchnej časti kotlinovej výplne. Tieto sedimenty porovnáva s pliocénom alpskej čelnej priehlbiny, rýnskeho grabenu a Viedenskej panvy, kde sa považujú za dák.

26 čečehovské súvrstvie: pestré íly, piesky a štrky (pliocén); list: 38 MICHALOVCE

Čečehovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) je rozšírené v jv. časti Východoslovenskej panvy jv. od Michaloviec. Leží diskordantne na senianskom súvrství, resp. na jeho členoch. Dá sa to zreteľne vidieť zo seizmických profilov. Diskordancia vznikla ako dôsledok popontskej inverzie Východoslovenskej panvy (Vass a Pereszlényi, 2005). Súvrstvie je zakryté kvartérnymi sedimentmi. Jeho hrúbka je okolo 200 m.

Súvrstvie tvoria pestré íly, piesky a štrky s prevahou andezitových obliakov. Ide o riečne a jazerné sedimenty. Súvrstvie sa vekovo koreluje s pliocénom (dák a roman). Nálezy fauny sú zriedkavé. Jiříček (1972) uvádza výskyty viacerých druhov ostrakód.

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je ilnické súvrstvie (Vass, 2002).

27 *volkovské súvrstvie: piesky, štrky, íly a uhoľné íly; a) nemčiniansky štrkopiesok: štrky, piesky a štrkopiesky (dák);* listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Volkovské súvrstvie sa nachádza v Dunajskej panve a Bánovskej kotline. Tvoria ho štrky, piesky, pestré a ojedinele aj uhoľné íly. V Bánovskej kotline sa volkovské súvrstvie vyznačuje väčšinou zle vytriedenými štrkami s polohami ílovitých pieskov alebo piesčitých ílov. Obliaky v štrkoch majú rôznu veľkosť a sú rôzne opracované. V blízkosti okraja sa vyskytujú takmer neopracované úlomky a zriedkavosťou nie sú ani väčšie balvany. Obliaky pozostávajú najmä zo žilného kremeňa a kremencov. Zastúpené bývajú aj granity, kryštalicke bridlice, mezozoické vápence, dolomity, paleogénne pieskovce, zlepence aj vápence s numulitmi. Podľa charakteru sedimentov a úložných pomerov ide o fluviálne až fluviálno-limnické uloženiny. V rišňovskej priehlbine Dunajskej panvy sú obliaky v štrkoch volkovského súvrstvia dobre opracované.

V južnej časti Dunajskej panvy prechádza volkovské súvrstvie do pelitického vývoja. Pre tento vývoj je charakteristická prítomnosť hrdzavo a hnedo škvrnitých svetlozelenosivých vápnitých ílov. V nich sa často vyskytujú polohy drobnozrnného vápnitého piesku. Ojedinele sa v nich nachádzajú aj polohy uhoľných ílov (Gaža a Beinhauerová, 1976).

27a) Nemčiniansky štrkopiesok na území listu Nitra bol vyčlenený v rámci volkovského súvrstvia v komjatickej priehlbine (Brestenská in Kuthan et al., 1963). Na povrch vystupuje v západnej oblasti Kozmálovských vrškov. Reprezentuje hruboklastické sedimenty distribučných kanálov delty pra-Hrona, ktoré sa podieľajú na stavbe aluviálneho kužeľa a delty Gilbertovho typu (Baráth a Kováč, 1995).

28 *volkovské a kolárovske súvrstvie (nerozlíšené): štrky, piesky a uhoľné íly (pliocén);* list: 35 TRNAVA

Na území blatnianskej priehlbiny Dunajskej panvy sa nachádzajú pliocénne sedimenty, ktoré nebolo možné začleniť do súvrství pliocénneho veku vyčlenených v súčasnosti – volkovského a kolárovskeho. Preto sme ich zahrnuli pod spoločnú vysvetlivku. Uvedené sedimenty sú v prevažnej miere tvorené svetlosivými, miestami žltkastými, stredno- až hrubozrnnými štrkami. Obliaky v štrkoch pozostávajú najmä z kremeňa a kremencov. V menšej miere sú zastúpené vápence a pieskovce. V štrkoch sa nachádzajú až 5 m hrubé polohy pestrých, hrdzavožlto škvrnitých ílov (Lunga, 1963, 1964a, b). Uvedené hruboklastické sedimenty sa nachádzajú v. od Suchej nad Parnou, s. od obce Boleráz (na kóte Šarkan) a jv. od obce Naháč. V okolí Budmeríc, Dlhej a Bolerázu sa nachádzajú žltosivé až bielosivé, hojne červeno škvrnité, silne piesčité íly s polohami štrkov. Tieto sedimenty ležia mierne diskordantne na sedimentoch beladického súvrstvia (Buday, 1957b). Obdobné sedimenty reprezentované svetlosivými pestrými ílmi a štrkami boli navštané aj v okolí Senca a Cífera (Cílek, 1960).

MIOCÉN – PLIOCÉN

29 *dubnoskalské súvrstvie: sladkovodné vápence, travertíny, íly/ílovce a karbonatické zlepence (pont – pliocén);* list: 26 ŽILINA

Je to súvrstvie sladkovodných vápencov a travertínov, v spodnej časti sa vyskytujú piesčité íly a ílovce, v ktorých sa ojedinele nájdu vložky karbonatických zlepencov.

Vápence sú svetlohnedých odtieňov, masívne – hrubolavicovité a lavicovité, porózne, často travertínového vzhľadu, rôzne litifikované. Nájdu sa variety veľmi pevné a naopak, drobné. Aj podiel piesčitej prímеси býva rôzny. Vyskytujú sa tu čisté vápence s dorastaním kryštalickeho kalcitu do voľných priestorov alebo silno piesčité variety. V čistých varietach sa hojne vysky-

tujú celé stielky parožnatiek (*Characeae*), ale aj iných cyanobaktériálnych rias vytvárajúcich onkoidálne alebo aj „stromatolitické“ kobercové tvary, ako aj zvyšky vyšších šachorovitých rastlín (*Typhacea*). Íly bývajú zelenosivé, plastické, alebo tmavosivé až čierne (uholné íly). Vyskytujú sa v spodných častiach profilu, kde sa vkladajú medzi vápence, tvoriac viac metrové polohy (až 7 m). Podobne ako pri vápencoch, podiel piesčitej prímеси býva rôzny. Zlepence sú karbonatické, drobnozrnné (obliaky do 1 cm), s ílovitým tmelom (spodná časť profilu). Materiál je karbonátový (dolomity a vápence). Zlepence vo vrchnej časti profilu sa vkladajú do sladkovodných vápencov v podobe „násypov“ s hrúbkou od niekoľko dm do približne 2 m. Dubnoskalské vápence obsahujú suchozemské, ale aj vodné gastropódy, ktoré poukazujú na pont. Hrúbka súvrstvia je 150 m.

30 travertíny (pont – pliocén); list: 45 NITRA

Travertíny pontsko-pliocénneho veku sa nachádzajú vo východnej časti Dunajskej panvy medzi Levicami a Mýtnymi Ludanmi vo forme izolovaných travertínových kôp.

Travertíny sú v tejto oblasti úzko späté s minerálnymi a termálnymi prameňmi. Vývery vôd bohatých na minerály vápnika sa viažu na hronské zlomy s.-j. smeru, ktoré patria medzi vekovo najmladšie zlomy tejto oblasti Západných Karpát.

Travertíny sú najlepšie odokryté pod kótou 274 m n. m. Vápnik a v súkromnom kameňolome severne od uvedenej kóty. Najväčšiu masu hornín tvoria pevné, výrazne zvrstvené, sčasti pórovité, žlté, žltobiely až smotanovo sfarbené travertíny. V najvyšších polohách sú typické, zväčša súvislé travertínové kôry. V spodných častiach sú bloky veľmi kvalitného ónyxového mramoru, obklopené červeno sfarbenými hlinami. Ónyxové mramory, známe pod názvom levický zlatý ónyx, sa pre svoj atypický vzhľad stali naším najoriginálnejším dekoračným kameňom. Vek opísaných travertínov na základe nálezu panciera močiarnej korytnačky *Emys orbicularis* (L.) bol určený na pliocén (Schmidt, 1976). Na rovnaký vek poukázal aj Halouzka (1977) výskumom zarovnaného povrchu v tejto oblasti – poriečnej rovne Ipeľskej pahorkatiny.

31 ílovce, pieskovce a drobné štrky s vulkanickým a nevulkanickým materiálom (vrchný sarmat – pliocén); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Súvrstvie sedimentov stredného až vrchného sarmatu sa priestorovo obmedzuje na výplň grabenu Žiarskej kotliny. Na liste Banská Bystrica sú kartograficky začlenené pod č. 53a (sedimenty Žiarskej kotliny). Toto súvrstvie sedimentov vychádza na povrch len v okolí Jastrabej, inde je prekryté produktmi ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie a mladšími sedimentmi panónu až pontu.

Vrchnú časť súvrstvia overili aj vrty JK-6 a JK-7 pri Jastrabej (Fiala, 1961), vrty Uránového prieskumu Spišská Nová Ves č. 610 v Jastrabej, č. 640 j. od Bartošovej Lehôtky, č. 643 pri Lutile a vrt HF-1 sz. od Sklených Teplíc (Forgáč, 1975). Obdobné sedimenty v podloží ryolitových tufov sú známe aj z kremnickej dedičnej štôlne (Fiala, 1961). Podľa výsledkov vrtu Kríž-1 (Pulec, 1966) celková hrúbka súvrstvia je až 500 m.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia do stredného až vrchného sarmatu vyplýva tak zo superpozície – súvrstvie obsahuje materiál spodno- až strednosarmatských vulkanických formácií a je pod produktmi jastrabskej formácie vrchnosarmatského veku, ako aj z palynologického vyhodnotenia peľových spoločenstiev vo vrtoch HF-1 a V-643 (Konečný et al., 1983).

Na stavbe vulkanosedimentárneho súvrstvia sa variabilne podieľajú ílovce, siltovce, sľudnaté pieskovce, tufty, epiklastické vulkanické pieskovce, redeponované tufy a ojedinelé polohy štrkov s podstatným podielom nevulkanického materiálu. Podiel vulkanického a nevulkanického materiálu je premenlivý. Vulkanický materiál súvrstvia prináleží dominantne k pyroxénickým a leukokratným andezitom, nevulkanický materiál pochádza najmä z kryštalínika (kremeň, žuly, migmatity, ruly a amfibolity), menej z mezozoických súvrství (kremence, vápence a dolomity). V súvrství sú ojedinele prítomné tmavé ílovce a uholné ílovce s tenkými polohami lignitu. Súvrstvie predstavuje uloženiny fluvialno-limnického, lokálne aj lakustrického prostredia s trvalým prínosom nevulkanického materiálu.

32 poltárske súvrstvie: štrky, piesky, prachy a kaolinické íly, polohy a šošovky lignitu (pont); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Súvrstvie tvorí štrk a piesok, ale typickým litotypom je pestrý kaolinický íl. Íl býva masívny, plastický, svetlosivý až biely, oceľovosivý až modrosivý, červený, zelený, hrdzavý, škvrnitý. V súvrství sú aj polohy tmavosivého až čierneho ílu a šošovky lignitu (Andrusov a Zorkovský, 1950; Vass a Elečko – eds., 1989, 1992). Štrk je hrubo- a strednozrnný, pozostáva z dobre opracovaných obliakov polymiktných rezistentných hornín gemerika a veporika. V severozápadnej časti Lučenskej kotliny sú aj obliaky bazaltu a v Rimavskej kotline obliaky a bloky andezitu a tufu. Piesky sú svetlosivej a sivohnedej farby, zväčša sú kaolinické.

Poltárske súvrstvie leží erozívno-diskordantne na lučenskom súvrství (eger), v západnej časti Lučenskej kotliny aj na filakovskom súvrství (egenburg). Na severe kotliny leží diskordantne na predterciérnych horninách. V severozápadnej a západnej časti Lučenskej kotliny sa súvrstvie laterálne zastupuje so súvekou podrečianskou bazaltovou formáciou (Vass a Kraus, 1985).

Súvrstvie dosahuje hrúbku 100 m alebo málo presahuje 100 m. Je hodné povšimnutia, že poltárske súvrstvie neleží na pokoradzskom súvrství andezitových vulkanoklastík strednomiocénneho veku, ale sporadicky obsahuje andezitový materiál (v Rimavskej kotline).

Z organických zvyškov sa v súvrství našli kmene stromov, úlomky vetví, odtlačky listov a peľové spoločenstvá dvoch ekologicky odlišných typov. Vo svetlo sfarbených íloch sa našlo chudobné spoločenstvo palynomorf stepného charakteru trávy čeľade *Graminae* a sladkovodný planktón. V tmavých íloch je spoločenstvo močiarnych a vlhkomilných rastlín. Peľové spoločenstvá poukazujú na pontský vek (Planderová, 1986). Pontský vek súvrstvia podporuje rádiometrický vek bazaltov súvekej podrečianskej formácie: $6,17 \pm 0,4$ MA (Balogh et al., 1981; podľa novších datovaní 6,44 MA, Balogh in Vass, Elečko a Konečný – eds., 2007, tab. 57).

Sedimenty tvoriace poltárske súvrstvie vznikali prevažne v riečnom prostredí: štrkové akumulácie v riečnych korytách, piesky na agradačných valoch, pestré íly na aluviálnej nive a tmavé íly, resp. lignit v močiároch na aluviálnej nive.

33 senianske súvrstvie: pestré íly, prachy, piesky, štrky, lignity a uhoľné íly (pont); listy: 38 MICHALOVCE

Je rozšírené vo Východoslovenskej panve zhruba od spojnice obcí Bánovce nad Ondavou, Markovce, Rad, Somotor a Veľký Kamenec smerom na východ. Pokrýva celú podvihorlatskú oblasť a zasahuje po Tisu. Na povrch vystupuje veľmi sporadicky, napríklad na pozdišovskej hrasti medzi Pozdišovcami, Trhovišťom a Lesným a pod Bielou horou pri Michalovciach. Leží konkordantne alebo skrytodiskordantne na sečovskom súvrství a je diskordantne zakryté čečehovským súvrstvím alebo kvartérnymi sedimentmi.

Prevládajúci litotyp sú pestré íly a prachy s vložkami piesku, najskôr jazerného pôvodu. Sprevádza ich riečny štrk a uhoľné íly so slojmi, resp. šošovkami lignitu – sedimenty močiarnačnej fácie. V súvrství sa vyčlenili dva členy: pozdišovský štrk a iňačovské uhoľné vrstvy. Maximálna hrúbka súvrstvia je okolo 600 m.

Na vek súvrstvia dlho nebol zjednotený názor. Janáček (1959b) ho koreloval s pontom. Podobný názor v niektorých starších aj novších prácach zastával Jíříček, ale tento istý autor v práci z roku 1972 na základe chudobného spoločenstva mäkkýšov a ostrakód koreloval súvrstvie s panónom C. Aj neprítomnosť andezitových obliakov v pozdišovskom štrku sa považovala za dôkaz, že súvrstvie je staršie ako vrcholové andezity Vihorlatu. Ich rádiometrický vek je 8,7 – 9,3 MA. To zodpovedá strednému panónu (Slávik et al., 1976). Táto úvaha je nepresvedčivá. Neprítomnosť andezitových obliakov v pozdišovskom štrku musí mať inú príčinu (napr. štrk je sedimentom rieky pritekajúcej z vonkajšieho flyšu, ktorého horniny v obliakovom materiáli dominujú). Vulkanické pohoria Vihorlat a Popriečny vrch v čase sedimentácie museli existovať (najstaršie andezity Vihorlatu – viniansky komplex – sú strednosarmatského veku). Znos materiálu z týchto pohorí bol však nasmerovaný drenážnou sieťou mimo miest, kde dnes

pozdišovský štrk ostal uchránený pred eróziou, resp. kde sú jeho typické výskyty. Pri nedostatku jednoznačných biostratigrafických kritérií veku sa využil nápadný faciálny znak súvrstvia – pestrofarebné kaolinické íly – ako vekový korelačný indikátor s poltárskym súvrstviem. Jeho pontský vek v Lučenskej kotline sa dokázal na základe peľových spektier, ale aj rádiometrického veku asociovaných bazaltov. Táto korelácia vychádza z úvahy, že významné kaolinické zvetrávanie vyžaduje zvláštnu klímu a takýto klimatický event by sa mal uplatniť minimálne v celých Západných Karpatoch. Preto kaolinické íly viazané na poltárske aj senianske súvrstvie považujeme za ukazovateľ synchrónnosti oboch súvrství.

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je košelevské súvrstvie (Vass, 2002).

34 pravnianske vrstvy: vápnité íly s polohami sladkovodných vápencov (pont);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Slovenské Pravno ležiacej z. od Turčianskych Teplíc. Opísal ich Andrusov (1954) a zmienili sa o nich aj viacerí starší autori (pozri Andrusov, l. c.), ale názov navrhol Gašparik (in Gašparik et al., 1995). Hók et al. (1998) a Vass (2002) ich považujú za člen turčianskeho súvrstvia. Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003) ich považujú za člen turčianskej skupiny. Ide o jazerné sedimenty – svetlosivé, niekedy modrasté a zelenkavé prachovce až jemne piesčité vápnité íly s akumuláciami rastlinnej drviny, ale najmä schránok sladkovodných ulitníkov.

Smerom na J a do nadložia (Lúcky mlyn) sa do ílov vkladajú lavice (20 – 30 cm) béžových, väčšinou pevných a masívnych, niekedy však naopak, „travertínových“ sladkovodných vápencov s faunou suchozemských a sladkovodných gastropódov. Vrstvy sú možným ekvivalentom vrchnej časti martinského súvrstvia, pretože v južnej časti kotliny v okolí Mošoviec (Mošovská bukovina) litologické rozlíšenie pravnianskych vrstiev od martinského súvrstvia je dosť problematické. Vyplýva to predovšetkým zo slabého odkrytia v teréne. Pokiaľ to však umožnia skromné odkryvy, nájdeme tam obdobné vápnité íly s faunou, ktorá je identická s faunou na Hlinách pri Slovenskom Pravne (rod *Kosovia*), t. j. pont. Na základe fauny zaradíme tieto vrstvy do pontu. Hrúbka vrstiev je okolo 60 – 70 m (údaj z vrtu GT-10 a z povrchu).

35 lelovské súvrstvie: štrky, piesky a pestré íly (vrchný panón – pont); listy: 35 TRNAVA,

36 BANSKÁ BYSTRICA

Sedimenty lelovského súvrstvia sa nachádzajú v Hornonitrianskej kotline. Reprezentujú najmladší člen neogénnej výplne, ktorý leží diskordantne na rôznych súvrstviach. Okrem toho sú zastúpené v Tribeči v Kľačianskej doline.

Lelovské súvrstvie tvoria ílovito-piesčité sedimenty s polohami štrkov, zlepcov a sladkovodných vápencov. Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj. Na základe zloženia zodpovedá geologickej stavbe okrajov kotliny, ktoré poskytli materiál. Generálne ide o znos zo S a SZ. Íly spolu s pieskami a štrkami tvoria významnú zložku súvrstvia. Ide o pestro sfarbené (sivé, sivozelené, biele, sivobiele, žltohnedé, okrovohnedé a sivo škvrité) vápnité, za mokra plastické íly a prachy so šmuhami a polohami pieskov a štrkopieskov, ktoré sa vo vertikálnom aj horizontálnom smere nepravidelne striedajú. Súvrstvie je prakticky faunisticky sterilné. V ílových polohách sa zriedka objavujú iba drobné sladkovodné gastropódy (Šimon et al., 1997).

36 bystričské súvrstvie: zlepenca a brekcie (panón – pont); list: 26 ŽILINA

Tvoria ich hruboklastické sedimenty subaerických a subakvatických gravitačných tokov (debris flow) usadených vo forme výplavových kužeľov (Hók et al., 1998). Pri styku s kryštalinickým masívom Lúčanskej Malej Fatry sú to skôr brekcie a balvanovité konglomeráty s blokmi dolomitov a vápencov veľkými niekoľko m³. Smerom od okraja sa postupne veľkosť klastov znižuje. Na rozdiel od slovianskeho súvrstvia (51), ich látkové zloženie je pestré. Sú zastúpené horniny kryštalinika, mezozoika (dolomity, dolomitické vápence, rohovcové vápence a škvrité vápence allgäuských vrstiev a rádiolarity a sivé slienité vápence mladšej jury až staršej kriedy) až paleogénu (zlepenca a vápnité pieskovce). Z hľadiska opracovania sú suban-

gulárne (najmä dolomity) až dobre opracované (granitoidy). Granitoidy sú silne kaolinicky zvetrané. Tmel zlepencov je karbonatický, ílovito-piesčitý až ílovitý, viac alebo menej litifikovaný. Vnútorne usporiadanie fanglomerátov je chaotické, pričom tmel môže vytvárať podpornú stavbu. Vyskytujú sa ale variety, kde podpornú stavbu tvoria menšie obliaky. Vrstvovitosť je nevýrazná, s častou amalgamáciou vrstiev, takže ich úložné pomery sú nezreteľné. Zdá sa však, že sú uložené horizontálne (kóta Hrádok). To môže nasvedčovať o ich diskordantnom styku s martinským súvrstvím.

Priame paleontologické dôkazy o veku nie sú. Jeho stratigrafickú pozíciu môžeme však nepriamo preukázať tým, že toto súvrstvie spočíva na martinskom súvrství (46), a teda by malo byť mladšie. Vychádzajúc z tohto údajá predpokladáme, že sú vrchnopanónsko-pontského veku. Súvrstvie dosahuje hrúbku 200 m, no smerom do panvy sa jeho hrúbka prudko znižuje.

37 trubínske súvrstvie: tufitické ílovce, prachy, jemnozrnné pieskovce, štrky, sloje, šošovky lignitu a hnedého uhlia (panón – pont); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Toto súvrstvie je novoopísaná litostratigrafická jednotka (Vass, 2002). Názov pochádza od obce Trubín (v súčasnosti Lovčica-Trubín) v Žiarskej kotline. Prevládajú tu jemne sľudnaté laminované svetlosivé íly a silty s polohami tmavých ílov a pieskov, zriedkavejšie aj drobných polohrubých štrkov až zlepencov. Materiál tvoria andezity a kremence. Sedimenty budujú pretiahnuté chrbty kotliny v oblasti Kosorína a Trubína, Slaskej, Lutily a Žiaru nad Hronom a sú postihnuté množstvom zosuvov. Vo Zvolenskej kotline sú rozšírené medzi Zvolenskou Slatinou a Lieskovcom a v okolí Pstruše. Prevládajú ílovité sedimenty – tufitické a piesčité íly, ktoré dosahujú hrúbku asi 70 – 170 m. V íloch prevláda kaolinit, v spodných častiach polôh montmorillonit. V oblasti Pstruše sú prítomné piesčité a štrkové polohy. Pri Janovej Lehote sa vyskytujú drobnozrnné piesčité štrky s polohami ílovcov a siltovcov.

Vass (2002) vyčlenil ako člen súvrstvia novoopísanú litostratigrafickú jednotku – **kosorínske uhl'onosné vrstvy**. Sú rozšírené v oblasti obcí Kosorín a Trubín. Sloje hnedého uhlia (huminit, hnedouhoľného štádia premeny) s hrúbkou 1,8 – 7,5 m ležia v ílovito-piesčitých sedimentoch. Ide o štyri sloje v hlavnom slojovom pásme a jeden nadložný sloj. Maximálna hrúbka uhl'onosných vrstiev je 8,5 m. Sloje sú uložené v nevel'kej hĺbke vo vrchnej časti súvrstvia. Vrstvy vznikli v močiaroch na okraji plytkého jazera.

Súvrstvie leží na vulkanoklastikách jastrabského súvrstvia a je zakryté fluvial'nými sedimentmi banskobystričského súvrstvia.

Hrúbka súvrstvia je zhruba do 300 m. Jeho vek bol stanovený na základe štúdia peľového spoločenstva (Planderová in Konečný et al., 1983).

38 gbelské súvrstvie: pestré íly a piesky (vrchný panón); list: 34 MALACKY

Gbelské súvrstvie sa nachádza v slovenskej časti Viedenskej panvy. Na jeho báze sú piesčité štrky hrubé 10 až 30 m. Ide o drobno- až strednozrnný štrk. V ich nadloží sú íly, ktoré majú svetlozelenkavosivú farbu a vyznačujú sa intenzívnou hrdzavohnedou, hrdzavočervenou až červenou škvrnitosťou. V nich sa vyskytujú polohy rýchlo sa vyklinujúcich svetlosivých, drobno- až strednozrnných pieskov až pieskovcov (Cílek, 1955; Cílek a Cícha, 1956; Hromec, 1959; Janáček, 1957).

39 beladické súvrstvie: íly, piesky, uhoľné íly a lignity (vrchný panón – pont); a) hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence, jazerná krieda, travertíny, íly a piesky (vrchný panón); listy: 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA

Beladické súvrstvie sa nachádza v Dunajskej panve a v Bánovskej kotline. Zahŕňa sedimenty, stratigraficky zaradené do zóny F – H panónu, ako aj do pontu (Fordinál et al., 2001). Okrajový karbonátový vývoj beladického súvrstvia reprezentujú hlavinské vrstvy.

Sedimenty beladického súvrstvia sú v Bánovskej kotline tvorené modrozelenými, sivými a tmavosivými ílmi, v ktorých sú polohy čiernych uhoľných ílov alebo tenké polohy lignitov.

Nachádzajú sa v nich piesky a ílovité štrky. Smerom k okraju panvy sa zväčšuje počet štrkovitých vrstiev, ako aj ich hrúbka. Našli sa v nich ostrakódy, redeponované foraminifery a rádiolárie (Brestenská et al., 1980).

V rišňovskej priehlbine bolo možné v rámci beladického súvrstvia vyčleniť sedimenty zóny F a H. Sedimenty zóny F pozostávajú zo svetlozelenosivých, menej sivých ílov a slabo piesčitých vápнитých ílov, ktoré miestami prechádzajú do žltohnedo škvrnitých ílov s vápnitými konkréciami. Nachádzajú sa v nich polohy svetlosivých, stredno- až hrubozrnných pieskovcov a tmavosivých až čiernych uhoľných ílov a drevitých lignitov. V sedimentoch tejto zóny sa zistil výskyt suchozemských, sladkovodných aj brakických gastropódov. Z rastlinných zvyškov sa vyskytli úlomky oogónii characeí a zvyšky rodu *Glyptostrobos* (Lunga, 1965a). Sedimenty zóny H panónu boli tvorené sivými ílmi s občasnými vložkami pieskov a lignitov.

39a) Hlavinské vrstvy (Fordinál a Nagy, 1997) na území listu Trnava sa nachádzajú pri okrajoch Dunajskej panvy. Vyskytujú sa pri východnom aj západnom okraji blatnianskej a rišňovskej priehlbiny a na vysokých kryhách v jv. časti Bánovskej kotliny (Buday, 1956; Maglay et al., 2005; Pristaš et al., 2000). Hlavinské vrstvy reprezentujú biele a krémovo sfarbené sladkovodné vápence. V menšej miere sú zastúpené nápadné onkolitové a stromatolitové vápence. Dominantnou zložkou v onkolitových vápencoch sú onkolity rôznej veľkosti a tvaru, často s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami modrozelených rias. Minerálnu prímes v hornine tvorí kremeň prachovej a piesčitej frakcie a zriedkavo aj sľudy. V hornine, ako aj v centre onkolitov sa nachádzajú úlomky hornín pelmikrosparitovej štruktúry a klasty pochádzajúce zo stromatolitových vápencov s typickou lamináciou (Boorová, 2005).

V sladkovodnom vápenci sa z fosílnych zvyškov nachádzajú riasy, inkrustované stonky rastlín a sladkovodné gastropódy (Fordinál, 1994; 1996; 1998; Fordinál et al., 1996; Mišík, 1966, 1976; Töröková a Fordinál, 1999).

40a ducovské vrstvy a modrovské brekcie: brekcie, zlepenca a piesky (vrchný panón);

list: 35 TRNAVA

Ducovské vrstvy a modrovské brekcie sa vyskytujú na západných svahoch Považského Inovca pri obciach Ducové a Modrovka. Vzhľadom na ich malý plošný rozsah na mape ich uvádzame spolu.

Ducovské vrstvy sa vyznačujú striedaním vrstvovitých telies polymiktných, prevažne karbonátových zlepenecov s dobre opracovanými obliakmi s polohami väčšinou monomiktných dolomitových brekcií. Zriedkavo sa v uvedených vrstvách nachádzajú polohy svetložltých drobnozrnných pieskovcov.

Polohy brekcií v ducovských vrstvách značne pripomínajú modrovské brekcie. Ostrohranné, ale aj čiastočne opracované klasty tvoriace brekcie väčšinou pochádzajú z wettersteinských dolomitov, zriedkavo sa vyskytujú aj klasty červenofialových jemnozrnných pieskovcov. V polymiktných zlepenecoch sa zistili nedokonale až pomerne dobre opracované obliaky najmä vápencov a dolomitov (gutensteinských vápencov, vápencov neokómu, triasových dolomitov), v menšej miere aj kremence karpatského keuperu, kremence lúžňanského súvrstvia a fialové ílovce, pravdepodobne tiež patriace ku karpatskému keuperu. Veľkosť obliakov sa pohybuje prevažne v rozmedzí 1 – 5 cm. Základná hmota hnedočervenej farby je vápnitá, s ílovitou prímesou, alebo ju tvorí sladkovodný vápenc hneďočervenej a krémovej farby (prechody k sladkovodným vápencom hlavinských vrstiev). Základná hmota miestami neobsahuje obliaky, ale je preplnená drobnými klastami hornín s karbonátovými obalmi (ako ooidy) (Havrila a Fordinál in Ivanička et al., 2006).

Modrovské brekcie reprezentujú prevažne monomiktné drobnozrnné dolomitové brekcie. Klasty pochádzajú prevažne zo svetlosivobielych jemnozrnných wettersteinských dolomitov, menšia časť klastov je tmavšej sivej farby. Klasty dolomitov sú z hľadiska veľkosti nevytriedené, neusmernené, usporiadané chaoticky. Prevládajú klasty s veľkosťou od niekoľko mm až do 32 mm. Ojedinele sa vyskytujú aj väčšie klasty. Úlomky dolomitov sú buď ostrohranné – neopracované, alebo čiastočne opracované – zaoblené. Veľmi ojedinele sa vyskytujú aj drobné, dobre opracované klasty – obličky mikroskopickej až niekoľkomilimetrovej veľkosti. Okrem klastov dolomitov sa v hornine zriedkavo vyskytujú ostrohranné klasty „exotického“ polymikt-

ného (kremenno-karbonátového) strednozrnného sľudnatého pieskovca neznámeho veku tehlovočervenej až hnedočervenej farby. Dosahujú veľkosť niekoľko mm až niekoľko cm, ojedinele 10 – 20 cm. Základnú hmotu tvorí zmes drobnozrnného dolomitového piesku a produktov zvetrávania karbonátov. To jej dodáva charakteristickú tehlovočervenú farbu (Havrila in Ivanička et al., 2006).

40b hruboklastické brekcie (vrchný panón); list: 35 TRNAVA

Hruboklastické brekcie sa vyskytujú na západnom okraji Považského Inovca na plošinách a ich svahoch severne od obce Lúka. Tvoria ich prevažne ostrohranné úlomky (v menšej miere obliaky) svetlosivých a tmavosivých dolomitov, paleogénnych bazálnych brekcií, zlepencov a pleťovo-sivých, svetlohnedých až červenkastých organogénnych piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov s numulitmi stredného eocénu pochádzajúcich z borovského súvrstvia a pieskovcov, pochádzajúcich najpravdepodobnejšie z flyšových sedimentov zubereckého súvrstvia. Úlomky miestami dosahujú veľkosť až 0,7 m. V niektorých prípadoch bola brekcia silno spevnená. Tmel v brekciách je tvorený dolomitovým pieskom, niekedy hnedočerveným matrixom, podobne ako v prípade modrovských brekcií.

V nadloží hruboklastických brekcií sa zistili svetlohnedé sladkovodné vápence hlavinských vrstiev (Fordinál in Ivanička et al., 2006).

41 čárske súvrstvie: striedanie ílov s pieskami a medzivrstvami lignitov (vrchný panón);
list: 34 MALACKY

Čárske súvrstvie sa nachádza v slovenskej časti Viedenskej panvy. Reprezentuje sedimenty zóny F panónu. Súvrstvie tvoria íly, piesčité íly a piesky, ojedinele štrky s niekoľkými polohami lignitov (Mořkovský, 1956). Člení sa na jánske, dubnianske a sekulské vrstvy (Bartek, 1989). Nachádza sa v kútskej a kováľovskej priekopovej prepadline a zohorsko-plaveckej priehlbine.

Sekulské vrstvy sú tvorené sivými ílmi a piesčitými ílmi so zuhoľnatými rastlinnými zvyškami a drobnozrnnými pieskami. Tesne nad bázou vrstiev alebo na hranici sekulských vrstiev z záhorskými vrstvami sa nachádza poloha lignitu dosahujúca hrúbku do 1 m.

Dubnianske vrstvy sú tvorené polohami lignitov, ktorých hrúbka je 0,3 až 6,0 m. Medzi lignitmi sa nachádzajú sivé íly, piesčité íly a piesky so zuhoľnatými rastlinnými zvyškami.

Jánske vrstvy tvoria vrchnú časť čárskeho súvrstvia. Bázu jánskych vrstiev tvoria piesky, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do ílov so zuhoľnatými rastlinnými zvyškami. V íloch sa vyskytujú aj tenké slojčky lignitu.

42 bzenecké súvrstvie: piesky, íly a uhoľnosné vrstvy (panón);
listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Bzenecké súvrstvie sa nachádza v slovenskej časti Viedenskej panvy. Na jeho báze sú zelenkavosivé vápnité íly prechádzajúce až do ílovitých pieskov s polohou drobnozrnného štrku. V týchto sedimentoch sa vyskytujú gastropódy *Melanopsis impressa* KRAUS a preplavená sarmatská fauna (Cílek a Cícha, 1956). Tieto sedimenty prechádzajú do ílov zóny B panónu. V ich nadloží sú prevažne piesčité sedimenty zóny C a sivé a zelenkavé vápnité íly zóny D panónu (Jiříček, 1985). Sedimenty zóny E panónu reprezentujú záhorske vrstvy. Tvoria ich sivé íly s polohami pieskov a ojedinele lignitov. V sedimentoch záhorských vrstiev sa našla bohatá fauna ostrakódov, mäkkýšov, rýb, cicavcov a palynomorf (Joniak, 2002; Lupták, 1995a, b; Pipík a Hollec, 1998; Pipík et al., 2004).

43 ivanské súvrstvie: íly, prachy, piesky, uhoľné íly a lignity (spodný až stredný panón);
a) piešťanské vrstvy: zlepence, pestré pieskovce a piesčité kaolinické íly (spodný panón);
listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA, 46 LUČENEC

Na území listu Bratislava sa **ivanské súvrstvie** nachádza v Dunajskej panve. Na jeho báze v severnej časti blatnianskej priehlbiny sú pravdepodobne hruboklastické sedimenty piešťan-

ských vrstiev. Ivanské súvrstvie stratigraficky zahŕňa sedimenty zón A – E panónu (v zmysle Pappa, 1951).

Bazálne sedimenty (zóna A) ivanského súvrstvia v panve reprezentujú drobnozrnné pieskovce a sivé a hnedosivé íly, v ktorých sa našla fauna foraminifer a ostrakód (Brestenská in Franko et al., 1982, 1985; Jiříček, 1974; 1982; Pálfalvi, 1975), poukazujúca na lagunárny a deltový charakter fosilonosných sedimentov (Jiříček, 1985).

Sedimenty zóny B panónu sú tvorené svetlosivými až sivými, sivozelenými a miestami zelenkavými vápňitými ílmi. Ojedinele sa v nich vyskytovali polohy svetlozelenkavosivých, slabo hrdzavožlté škvrnitých a hnedých vápňitých ílov (Lunga, 1964).

Sedimenty zóny C panónu nachádzajúce sa na jz. okraji Dunajskej panvy sú tvorené pieskami obsahujúcimi bohaté spoločenstvá mäkkýšov a vápňitého nanoplanktónu (Nagy et al., 1995). V centrálnej časti blatnianskej priehlbiny túto zónu reprezentujú pestré sedimenty prechádzajúce postupne do sivých vápňitých ílov, často zelenkavých. Miestami sa v nich vyskytujú polohy svetlosivozelených a zelenosivých ílov s uhoľnou prímiesou. Na báze sedimentov sa ojedinele vyskytuje poloha štrkov (Lunga, 1965). V rišňovskej priehlbine sedimenty zóny C pozostávajú prevažne z pieskov a svetlosivých a sivých vápňitých ílov s polohami čiernosivých a čiernych uhoľných ílov s preplástkami lignitu (Gaža, 1968).

Okrajové sedimenty zóny D sú tvorené pieskami s polohami ílov a prachov. Obsahujú bohaté spoločenstvá mäkkýšov, v menšej miere sa vyskytujú otolity rýb a vápňitý nanoplanktón (Fordinál, 1993a, b, 1995; Nagy et al., 1995). Sedimenty tejto zóny v rišňovskej priehlbine tvoria sivé piesčité, často zelenkavé piesčité íly s hojnými polohami pieskov hrubé až 8 m. Menej časté sú polohy zelenosivých, hnedých a tmavosivých ílov s obsahom uhoľnej hmoty (Lunga, 1965).

Sedimenty zóny E panónu pozostávajú v prevažnej miere zo zelenosivých vápňitých ílov s medzivrstvami pieskov a ojedinele aj štrkov. V okrajovom vývoji sa nachádzajú aj slojčky lignitu. V sedimentoch zóny E panónu sa našlo bohaté spoločenstvo mäkkýšov, ostrakódov, v menšej miere otolitov rýb a zvyškov suchozemských stavovcov (Brzobohatý in Fordinál, 2000; Fordinál, 1997; Holec, 1981; Holec et al., 1987; Tuba in Kováč et al., 1991; Pipík, 1998).

43a) Piešťanské vrstvy na území listu Trnava sa nachádzajú v severnej časti blatnianskej priehlbiny a na západnom okraji Považského Inovca. Reprezentujú ich zlepené, pestro sfarbené (fialovo, žlté, ružovo), drobno a stredne zrnité kaolinické kremité pieskovce a pestro sfarbené piesčité kaolinické íly. Pieskovce patria k drobno- až hrubozrnným kremenným arenitom a stredno- až hrubozrnným subarkózam (Siránová, 2004).

Pre vrstvy je charakteristické, že jednotlivé litologické typy, ako aj ich hrúbka sa rýchlo menia v laterálnom aj vertikálnom smere. Piešťanské vrstvy vychádzajú na povrch v okolí Banky, na území medzi Bankou a Ratnovcami a v okolí Sokoloviec. Navrátené boli na Kúpeľnom ostrove v Piešťanoch a severne od Ratnoviec v časti Prielohy od Bančianskeho potoka (Lehotský, 1969; Rebro, 1965). Vrstvy sú uložené subhorizontálne. Pestrofarebnosť piešťanských vrstiev je spôsobená prímiesou jemnozrnného hematitu, pričom jednotlivé farebné odtiene závisia od veľkosti jeho zŕn a intenzita farieb od jeho kvantitatívneho zastúpenia (Březina, 1959a).

Z fosilných zvyškov sa v piešťanských vrstvách našli odtlačky listov (Ferenczi, 1916; Stur, 1860; Stache, 1864), úlomky tenkostenných ostrakódov a redeponované morské foraminifery (Gašpariková, 1965).

Vzhľadom na neprítomnosť stratigraficky významných fosílií boli piešťanské vrstvy v minulosti začlenené do spodného mediteránu (Ferenczi, 1918), panónu (Matějka, 1949), vrchného bádenu (Buday, 1955a), spodného panónu (Buday in Buday et al., 1962) a pliocénu (Andrusov in Andrusov a Samuel, 1985; Vass, 2002). Na základe najnovších výskumov piešťanské vrstvy reprezentujú bazálne usadeniny ivanského súvrstvia panónskeho veku (Fordinál a Maglay et al., 2005).

44 sečovské súvrstvie: pestré íly, uhoľné íly, lignity, medzivrstvy tufov a tufítov (panón);
listy: 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Sečovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) je rozšírené medzi Sečovcami, Sobrancami a Kráľovským Chlmcom. Zväčša je zakryté mladším, senianskym súvrstviem. V okolí Sečoviec sporadicky vystupuje na povrch. Leží so skrytou diskordanciou na sarmatských súvrstviach

a pravdepodobne konkordantne alebo skrytodiskordantne je zakryté senianskym súvrstvom. Erózny zvyšok súvrstvia sa zachoval na severnom úpätí Vihorlatských vrchov pri obci Modra nad Cirochou. Maximálna hrúbka sečovského súvrstvia je okolo 400 m.

Sedimenty zaradené k sečovskému súvrstviu v malom rozsahu vystupujú na povrch aj v oblasti Moldavskej a čiastočne aj Turnianskej kotliny.

Spodná časť súvrstvia pozostáva z pestrého, vrchná časť zo sivého vápniteho ílu s polohami tufu a tufitu a uhoľného ílu so slojčkami lignitu. Súvrstvie má niekoľko lokálnych vývojov, ktoré boli vyčlenené ako litostratigrafické jednotky nižšieho rádu (vrstvy): albínovský tuf, hažinský tufit a hnojníanske vrstvy. Zriedkavo obsahuje viečka suchozemských gastropódov rodu *Pomatias*, úlomky schránok ostrakódov rodu *Candona* a *Ilyocypris*, osteokoly a redeponovanú morskú mikrofaunu (Zapletalová, 1960). Súvrstviu sa prisudzuje panónsky vek.

Ekvivalentom sečovského súvrstvia sú pravdepodobne sladkovodné, resp. brakické sedimenty vystupujúce pri obci Modra nad Cirochou, kde ležia diskordantne na prešovskom súvrstvi (egenburg). Najúplnejší profil týchto sedimentov poskytol vrt MCV-2 vyhlbený na JV od obce Modra. Rozpadavý pieskovec až piesok vo vrchnej časti profilu je béžovej farby, vápny, jemnozrnný a obsahuje vložky, šošovky alebo lavice štrku až slabo stmeleného zlepenca. Prevládajú obliaky jemnozrnného rozpadavého pieskovca, pochádzajúce pravdepodobne zo sedimentov podtatranskej skupiny alebo z vonkajšieho flyšu.

Spodnú časť súvrstvia tvorí prevažne sivý drobnivý, miestami kockovito sa rozpadajúci ílovec, v menšej miere prachovec, v hornej časti profilu prevrstvený s dvomi tenkými polohami rozpadavého pieskovca a drobnozrnného zlepenca. Vo vrchnej časti pelitických vrstiev je niekoľko polôh uhoľného ílu s tenkými vložkami uhlia. Smerom do podložia sa hornina mení na rozpadavý siltovec s lavicami pevného vápniteho siltovca.

Takmer v celom profile prachovcových vrstiev sa vyskytujú tenkostenné schránky sladkovodných mäkkýšov. Z mikrofauny sa našli preplavené kriedové foraminifery a ihlice húb (Zlinská, 1993).

Opísané sedimenty sa usadili v sladkovodnom, najskôr jazernom prostredí. V súvrstvi je pozorovateľný celkový trend pozitívneho hrubnutia zrna. To naznačuje možnosť progradačného zaplňania sedimentačného priestoru riekou tečúcou z oblasti vonkajšieho flyšu. Splavovaný materiál pravdepodobne vytvára deltovú akumuláciu (Vass et al., 2003).

Mladý, posarmatský vek súvrstvia dokazujú paleomagnetické merania. Ukázali, že súvrstvie nerotovalo, čiže deklinácia remanentného magnetizmu je blízka súčasnej (Túnyi et al., 2005a)

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je izovské súvrstvie (Vass, 2002).

45 limnokvarcity (panón); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Limnokvarcity vystupujú v Žiarskej kotline (z. od Lovčice-Trubína) pri západnom omezení Žiarskej kotliny. Sú zrejme spojené s aktivitou s.-j. zlomového pásma, na ktoré sa viažu pramene s tvorbou telies silicítov. V súčasnom reliéfe tvoria morfológicky výrazné útvary – tvrdoše. Ich panónsky vek je stanovený vo vzťahu k ryolitovému vulkanizmu a sedimentárnej výplni kotliny.

46 martinské súvrstvie: piesčité íly, piesky/pieskovce, štrky/zlepenca, uhoľné íly a lignity (sarmat – ?pliocén); listy: 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov martinské vrstvy odvodený od mesta Martin zaviedol Buday (1962). Neskôr ich Gašparik (in Gašparik et al., 1995) opísal ako súvrstvie. Pri revízii litostratigrafických jednotiek Turčianskej kotliny Hók et al. (1998) martinské vrstvy zaradili do novoopísaného turčianskeho súvrstvia s vekovým diapazónom vrchný bádén – pont. Rovnako ich stratigraficky zaradil aj Vass (2002). Rakús a Hók [in Janočko a Elečko et al. (2003)] sedimenty už opisujú ako súvrstvie (turčianskej skupiny) sarmatského až panónskeho (prípadne až pliocénneho) veku.

V klasickom vývoji vymedzenom v severnej časti Turčianskej kotliny je toto súvrstvie pozorovateľné ešte v okolí Bodorovej-Kevíc. Je preukázané aj s. od Mošoviec, zastihnuté vrtmi GT-8 a GT-9 (Gašparik, et al., 1995). Ide o súvrstvie svetlosivých, viac alebo menej piesčitých ílov s tenkými polohami karbonatických zlepenčov až štrkov, pieskov a medzivrstvičkami lignitu alebo

uholných ílov. Zistená hrúbka je 136 m. Sedimenty predstavujú fáciu plytkého jazera alebo v čase degradácie jazera močiarnu a lagunárnu fáciu. Smerom na JV martinské súvrstvie nepresahuje hrúbku 39 m (vrt GT-7). Východne od Mošovskej bukoviny v umelom záreze a vo výmoľových ryhách boli odkryté biele rozpadavé dolomity až dolomitické múčky a karbonatické štrkozlepence s tenkou polohou sivozelených ílov a slojčekom lignitu. Materiál zlepenecov je čisto dolomitický. Stupeň litifikácie je veľmi rozdielny, a tak okrem pevnejších častí sa nájdu aj rozpadavé.

Pri východnom okraji obce Háj v lomoch na dolomitové múčky sa nájdu relikticky žltkavých, silne piesčitých ílov s tufitickou prímесou, ktoré spočívajú priamo na triasových dolomitoch. Rámcove ich môžeme považovať za transgresívne zvyšky martinského súvrstvia, resp. pravňianskych vrstiev.

Z uvedenej situácie vyplýva, že smerom na J sa hrúbka martinského súvrstvia znižuje a súvrstvie transgreduje priamo na mezozoické podložie.

Stratigrafické rozpätie fauny gastropódov, bivalvií a ostrakódov močiarného a sladkovodného prostredia svedčí o sarmatsko-panónskom až pliocénnom veku. Vzhľadom na to, že vo faune Turčianskej kotliny absentujú také prvky ako *Maetra*, *Limnocardium*, ale aj iné, typicky rano-sarmatské taxóny bežne sa vyskytujúce v centrálnej Paratetyde, usudzujeme, že fauna je mladšia ako stredný až vrchný sarmat a považujeme ju za panónsku. Najvyššie časti martinského súvrstvia pravdepodobne stratigraficky zasahujú až do pliocénu.

Hrúbka súvrstvia v rámci celej Turčianskej kotliny je premenlivá, od niekoľko desiatok metrov až po viac ako sto metrov. Maximálna hrúbka bola zachytená vo vrte ZGT-3 sv. od Koštian. Súvrstvie tam dosahuje hrúbku až 1 025 m.

47 Oravské súvrstvie: sivé prachy s medzivrstvičkami pieskov, bentonitov, tufov a uhlia (stredný sarmat – pont); list: 26 ŽILINA

Sedimenty výplne Oravskej kotliny ležia diskordantne na predstrednosarmatských horninách. Na báze kotlinovej výplne sú hruboklastické a pelitické sedimenty. Hrubé klastiká svojím petrografickým obsahom kopírujú podložie. Maximálna predpokladaná hrúbka bazálnych vrstiev je 250 m. Na okrajoch kotliny ich tvoria strednozrnité piesky a drobné štrky, ktoré čerpali materiál z paleogénneho podložja. Smerom do centra bazénu sa strácajú a tvoria nepravidelné šošovky uprostred pelitov (Pulec, 1974).

Hlavnú časť výplne kotliny tvoria sivé monotónne íly a silty s premenlivým obsahom piesčitej prímеси, resp. s polohami piesku. Prítomné sú aj uhoľné sloje a polohy uhoľných ílov (Nagy in Gross et al., 1993). Zriedkavé sú polohy bentonitu a kyslých tufov. V nadloží sivých ílov ležia sivé, hrdzavo-hnedožlté škvrnité íly s piesčitou prímесou. Hrúbka celého pelitického komplexu výplne podľa vrtu OH-1 pri obci Hladovka presahuje 400 m (Pulec et al., 1976). Predpokladaná maximálna hrúbka je okolo 500 m (Nagy, l. c.). Smerom na Z sa hrúbka súvrstvia znižuje a v okolí Vavrečky nie je väčšia ako 10 – 20 m.

Uhoľné sloje v Oravskej kotline boli najlepšie odkryté v roku 1988, keď bola priehrada vypustená pri Trstenej-Ústí nad Priehradou. Sanačnými úpravami brehov priehradného jazera odkryv zanikol. Sloj uhlia je hrubý 1 m, ale má malé plošné rozšírenie, pretože je zachovaný len jeho okraj spočívajúci na flyši magurskej jednotky.

Podložné sivé íly obnažené v hrúbke 1,5 m pozvoľna prechádzajú do čiernosivých až čiernych uhoľných ílov hrubých 0,5 m a tie prechádzajú do uhoľného sloja. Nad uhlím ležia sivé, hnedoškvrnité íly. Ich styk so slojom je ostrý. To naznačuje náhly zánik podmienok na uhoľnú sedimentáciu a rýchle pochovanie uhoľného sloja.

Z odtlačkov listov z blízkeho okolia lokality opísal Knobloch (1968) vlhkomilné močiarné rastlinné spoločenstvá, ktoré dali vznik uhoľnému sloju, a spoločenstvo mezofytného lesa s dominanciou bukov a platanov. Vyslovil názor, že uvedené spoločenstvá majú najpravdepodobnejšie sarmatský vek. Sitár (in Pulec et al., 1976) podľa výskytu druhu *Platanus aceroides* GREPP z vrtu OH-1 porovnáva sedimenty Oravskej kotliny s mladomiocénou výplňou Turčianskej kotliny.

V sivých íloch hlavnej masy výplne kotliny sa našli ostrakódy, ktoré poukazujú na sarmatský až panónsky vek sedimentov (Brestenská in Pulec et al., 1976). Wozny (1976) v spoločenstve sladkovodných a suchozemských mäkkýšov identifikoval druhy, ktoré potvrdzujú sarmatský až panónsko-pontský vek sedimentov.

48 abramovské súvrstvie: dolomitické štrky/zlepence a štrkopiesky (vrchný sarmat – panón);
list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Abramová, ktorá leží sz. od Turčianskych Teplíc. Gašparik (in Gašparik et al., 1995) ich vyčlenil ako abramovské vrstvy a priradil im bádenský vek. Hók et al. (1998) ich označili ako abramovské vrstvy turčianskeho súvrstvia veku vrchný bádén – spodný sarmat. V takomto duchu ich ponímal aj Vass (2002). Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003) tieto sedimenty označili ako súvrstvie turčianskej skupiny veku ?vrchný sarmat – panón. Typové čiastkové profily sú v okolí Abramovej, Polerieky, štrkoviska v Trebostove, Kolísky pri Slovenskom Pravne, v okolí Ležiachova, Valče a Moškovca. Smerom od pohoria Žiar do panvy sa vrstvy vkladajú do vrstiev kaľamenovského, resp. martinského súvrstvia.

Sú to hruboklastické sedimenty subaerických a subakvatických gravitačných tokov (debris flow), usadených v podobe výplavových kužeľov. Hruboklastický materiál sa smerom do kotliny zjemňuje a prstovito sa strieda s jemnozrnnými sedimentmi kaľamenovského súvrstvia (50) (vrt HGB-3 a HGB-3a). Hlavný horninový typ sú štrky/zlepence až štrkopiesky výhradne karbonatického zloženia. Materiál je zložený predovšetkým z klastov dolomitov, prípadne dolomitických vápencov hronika. Litifikácia je nepravidelná a vo väčšine prípadov slabá. Opracovanie, ako aj vytriedenie materiálu je nedostatočné a prevládajú subangulárne litoklasty. Tmel je ílovito-piesčitý, poprípade ílovitý. Vrstvovitosť je nevýrazná a pozorovateľná len v miestach styku rozdielnej zrnitosti (štrkovňa v Moškovci). Vnútorne usporiadanie je väčšinou chaotické, niekedy však pozorovať normálnu, ale aj opačnú gradáciu. Imbrikácia obliakov je nejasná.

Sedimenty sú pozíciou, genézou a litológiou podobné slovianskemu súvrstviu (51). Odlišujú sa od neho tým, že ich tmeliaci matrix neobsahuje okrové alebo bauxitické íly. Vzhľadom na ich charakter vkladovania do panvových sedimentov kotliny ich považujeme za súveké. Na základe povahy matrixu, ako aj obliakového materiálu distálne časti tohto výplavového kužeľa môžu zodpovedať vložkám zlepencov v martinskom súvrstvi (napr. lokalita Hrby, Necpaly, Konuš). Stanoviť hrúbku súvrstvia je obťažné. Pri západnom okraji ju môžeme odhadovať do 500 m. Smerom do kotliny rapídne klesá zhruba na 50 m a menej. Priame paleontologické dôkazy nie sú. Vzhľadom na ich vkladovanie do panvových sedimentov martinského (46), resp. kaľamenovského (50) a budišského súvrstvia (49), ktorých vek je ?vrchný sarmat – panón, ich považujeme za súveké.

49 budišské súvrstvie: arkózové piesky/pieskovce, tufy a aglomeráty (vrchný sarmat – panón); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Budiš. Ako súvrstvie ho definoval Gašparik (in Gašparik et al., 1995). Hók et al. (1998) opísali totožnú litostratigrafickú jednotku ako člen turčianskeho súvrstvia. Takto ju ponímal aj Vass (2002). Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003) ju už začleňujú ako súvrstvie (turčianskej skupiny). Budišské súvrstvie zastupujú predovšetkým piesky/pieskovce arkózovitého charakteru s rôznym stupňom litifikácie, od rozpadavých po spevnené. Sú to usadeniny gravitačných tokov alebo aluviálnych výplavových kužeľov. Sfarbenie je svetlosivé, ale vyskytujú sa aj tmavosivé variety zvetrávajúce do žltohneda. Klastický materiál tvoria najmä ostrohranné zrná kremeňa s priemernou veľkosťou do 3 – 4 mm, zrná živcov a lupienky klastickej sludy, najmä muskovitu. Tmel je ílovitý až kaolinický, viac alebo menej piesčitý. V arkózových pieskovcoch sa ojedinele vyskytujú tenké (niekoľko cm) vložky piesčitých uhoľných ílov. V pieskovcoch sa vyskytujú málo opracované bloky (od menších do niekoľko m³) hrubozrnných dvojsľudových žiarskych granitoidov, ako aj hornín obalového mezozoika (rozličné typy triasových a liasových vápencov, cf. vrt HGB-2). Smerom od aktívneho okraja Žiaru do panvy blokové brekciovitité zlepence prechádzajú do zaoblenejších zlepencov. Okrem hornín fundamentu a mezozoika sa v budišskom súvrstvi vyskytujú aj produkty vulkanitov, ryolitové alebo andezitové tufy a aglomeráty (vrt GHŠ-1; Gašparik et al., 1974).

Z povrchových východov súvrstvia sa dosiaľ nepodarilo získať paleontologické dôkazy o veku. Vrt GHŠ-1 poskytol stratigrafické údaje na základe ostrakódov a flóry (Brestenská, resp. Sitár in Gašparik, 1974). Tieto údaje, aj keď nie sú úplne jednoznačné, ukazujú, že ide o vrchnobádenský až sarmatský alebo až panónsky vek. Vzhľadom na to, že budišské súvrstvie

spočíva na turčeckej formácii (tá sa považuje za spodnosarmatskú), vek budišského súvrstvia by mal byť rovnaký alebo mladší, t. j. vrchný sarmat – panón. Súvrstvie pokrývajú pravnianske vrstvy pontského až pliocénneho veku.

Budišské súvrstvie dosahuje značnú hrúbku. Vo vrte GHŠ-1 je to 908,7 m a vo vrte HGB-2 viac ako 600 m, pričom sa nedosiahlo podložie. Naopak, pri západnom okraji kotliny (vrt GT-10) má súvrstvie hrúbku len 70,3 m (Gašparik et al., 1991). Veľká hrúbka a nezrelosť sedimentu svedčia tak o silnej subsidencii, ako aj o rýchlom výzdvihu pohoria Žiar.

50 kal'amenovské súvrstvie: tufitické íly/ílovce, prachovce, vložky karbonatických zlepcov, pieskovcov a sladkovodných vápencov (sarmat – panón); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Kal'amenovské súvrstvie ako novo pomenovanú jednotku Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003) považujú za laterálny ekvivalent martinského súvrstvia v južnej časti Turčianskej kotliny. Na rozdiel od martinského súvrstvia však obsahuje značne väčší podiel produktov vulkanickej činnosti – jemnozrnných tufitov.

Súvrstvie charakterizujú ako súbor vápnitých laminovaných až vrstvovitých ílov/ílovcov až prachovcov s jemnou tufitickou prímiesou. Okrem toho sa tu vyskytujú vložky karbonatických zlepcov a pieskovcov (do 10 – 15 cm) s ílovitou základnou hmotou. Vo vrchnej časti je hrubšia poloha (asi 45 m) karbonatických zlepcov, ktoré silno pripomínajú abramovské súvrstvie. Vyskytuje sa tu aj poloha béžových ílovitých sladkovodných vápencov (asi 3 m), korelovateľná s polohou vápencov v martinskom súvrství v severnej časti kotliny (dolinské vápence panónskeho veku). Tufitické ílovce majú svetlé farby, béžové, svetlohnedé alebo svetlosivé odtiene. Makrofaunistické nálezy sú chudobné, bohato sú zastúpené palynomorfy, a najmä ostrakódy. Ostrakódové asociácie sú zhodné s asociáciami z „martinských vrstiev s. s.“. Zodpovedajú veku vrchný sarmat – panón. Makroflóra z lokality Kolisky však poukazuje na teplomilnejšie spoločenstvá než na iných lokalitách v kotline. To naznačuje vek vrchný bádén až sarmat. Vzhľadom na to, že sedimenty súvrstvia sa vkladajú do budišského súvrstvia, ktoré vo vrte GHŠ-1 spočíva na turčeckej formácii, súvrstvie by malo byť sarmatské alebo mladšie. Súvrstvie je pomerne hrubé a dosahuje hrúbku okolo 500 m (vrt HGB-3a). Smerom na Z v tesnej blízkosti pri styku s Lúčanskou Malou Fatrou hrúbka súvrstvia rapídne klesá na necelých 50 m (Gašparik, 1989).

51 slovianske súvrstvie: brekcie, zlepenca a pieskovce (sarmat – panón); listy: 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Slovany ležiacej jz. od Martina. Vrstvy opísali Gašparik a Brestenská (in Steininger et al., 1985). Neskôr ich Gašparik (in Gašparik et al., 1995) zaradil do egenburgu ako člen rakšianskeho súvrstvia. Hók et al. (1998) tieto vrstvy považovali za člen turčianskeho súvrstvia a v stratigrafickej škále ich zaraďujú do vrchného sarmatu až spodného panónu. Vass (2002) ich opisuje ako člen (vrstvy) turčianskeho súvrstvia. Rakús a Hók (in Janočko a Elečko et al., 2003) ho chápu ako slovianske súvrstvie turčianskej skupiny.

Slovianske súvrstvie reprezentujú brekcie, brekciovité zlepenca (pri okrajovom zlome a na báze), zlepenca až balvanovité zlepenca s nepravidelnými akumuláciami, prípadne polohami pieskovcov. Smerom od okraja do kotliny sa granulometricky diferencujú a zjemňujú. Zlepenca sú zle vytriedené, karbonatické, pričom litoklasty sú často subangulárne. Obliaky alebo klasty sú zložené výhradne z triasových dolomitov a vápencov chočského príkrovu. Tmel zlepcov v bazálnej časti je piesčito-ílovitý, okrovej alebo hrdzavohnedej farby, s prímiesou illitu, kremeňa, kalcitu, dolomitu a montmorillonitu (Gašparik, 1989). Vo vrte GT-12 sa našla tenká poloha hnedočervených bridličiek bauxitového zloženia. Smerom do nadložja je tmel viacej karbonatický. Tvorí ho siltová frakcia z dolomitov a prímies illitu, kaolinitu, chloritu, kremeňa a kalcitu. Karbonatické pieskovce sú rôzne zrnité (hrubé až jemné), pričom v nich bývajú „utopené“ subangulárne litoklasty dolomitov či dolomitických vápencov. Hruboklastický vývoj varíruje v širokom rozpätí, od zlepcov s podpornou stavbou matrixu až po zlepenca s podpornou stavbou obliakov. Vrstvovitosť nie je vždy zreteľná, ale obyčajne býva zvýraznená na miestach styku klastického materiálu s rôznou zrnitosťou (pieskovce/zlepenca). Vnútorne usporiadanie zlepcov je

chaotické, miestami je však pozorovateľná imbrikácia so sklonom generálne na Z. Zriedkavé je šikmé, prípadne korytové zvrstvenie. Vrstvy majú sklon na Z – SZ. Klastický materiál bol transportovaný na krátku vzdialenosť mechanizmom hustých prúdov a gravitačných tokov nasýtených vodou. Výsledný sediment predstavuje subaerické a subakvatické usadeniny aluviálneho výplavového vejára.

Hrúbka súvrstvia je veľmi premenlivá podľa pozície vo výplavovom kuželi. Pri západnom okraji kotliny dosahuje 360 – 400 m. Smerom do kotliny sa znižuje na niekoľko metrov. Priame paleontologické údaje z tohto súvrstvia nemáme. Jeho vek môžeme ale dobre odvodiť z pozície. Distálne časti výplavového vejára (napr. vo vrte KM-1 alebo lokalita Stráža pri Socovciach) spočívajú na martinskom súvrství, prípadne sa doň vklínajú. Toto súvrstvie má sarmatsko-panónsky vek.

52 *dúbravické vrstvy: kaolinizované tufy, tufity, ílovce, pieskovce, brekcie, diatomity a lignity (sarmat – spodný panón);* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je to novoopísaná litostratigrafická jednotka. Názov pochádza od obce Dúbravica jv. od Banskej Bystrice (Elečko in Polák et al., 2003).

Tieto sedimenty vystupujú najmä v širšej oblasti obcí Oravce a Dúbravica. Pôvodne sedimentovali v rozľahlejšom sedimentačnom bazéne. Územie sa skúmalo najmä v súvislosti s prieskumom ložiska diatomitu v. od obce Dúbravica (Bako, 1958). Prieskumom sa zistilo, že poloha diatomitov je vo vrchnej časti separátnej panvičky vyplnenej sedimentmi s hrúbkou do 110 m.

Na báze v podloží polohy diatomitov sú prítomné andezitové tufy, zlepence, polymiktné vulkanické brekcie, piesčité a ílovité vápnité tufity a viaceré polohy štrkov s obliakmi karbonátov, kremencov a kryštallických bridlíc. V nadloží polôh diatomitov ležia tufitické íly, štrky bansko-bystrického súvrstvia a miestami iba hlinitá skrývka hrubá do 20 m. Diatomity sú uložené takmer horizontálne, s miernym úklonom na J až JZ. Ide o cyklickú sedimentáciu so striedaním kaolinických tufitov, ílovcov a brekcií. Materiál sedimentov je ryodacitovo-andezitový.

V sedimentoch sú prítomné nepravidelné výskyty a slojčky lignitov, resp. lignitického uhlia (oblasť k. 504,2 Ľahký kameň).

Najproblematickejšie je vekové zaradenie sedimentov, ktoré sa predtým označovali ako vulkanogénno-sedimentárna, resp. synvulkanická formácia. Na základe palynologických rozborov sa vrstvy zaraďovali do sarmatu až spodného panónu (Němejc, 1956; Bako, 1958; Planderová a Snopková, 1960). Dublan (in Dublan et al., 1997) ich opisuje ako sedimenty vrchnosarmatského(?) veku, ale nevylučuje, že predstavujú distálnu fáciu formácie Strelníky spodnosarmatského veku. Vass (2002) ich zaraďuje k bečovským vrstvám strelníckej formácie. Strelnícka formácia a jej člen Bečov sa zaraďuje k spodnému sarmatu (Dublan in Dublan et al., 1997). S prihliadnutím na palynomorfy a vekové zaradenie sedimentov z oblasti Oravce, Dúbravica a Poniky do sarmatu až spodného panónu ich vylučuje zaradiť k členu Bečov strelníckej formácie. Cyklická sedimentácia na ložisku Dúbravica a v nej aj prítomnosť andezitových tufov a tufitov naznačuje, že v sedimentoch sa nachádzajú aj produkty vyšších vulkanických fáz stratovulkánu Poľana, t. j. majú širší vekový diapazón ako spodný sarmat.

Uvedené skutočnosti umožňujú vyčleniť novú litostratigrafickú jednotku – dúbravické vrstvy – s vekovým diapazónom sarmat až spodný panón.

53 *vrábeľské súvrstvie: vápnité íly, piesky/pieskovce, štrky/zlepence, organodetrítické vápence a tufitické íly (sarmat); a) sedimenty Žiarskej kotliny: ílovce, pieskovce, drobné štrky s vulkanickým a nevulkanickým materiálom (stredný až vrchný sarmat);* listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA

Vrábeľské súvrstvie sa nachádza v Dunajskej panve, v blatnianskej, komjatickej a želiezovskej priehlbine. Súvrstvie má pestré litologické zloženie. Na báze ho tvoria sladkovodné sedimenty reprezentované štrkami, pieskami a hrdzavo škvrnitými ílmi. V ich nadloží sú íly s polohami pieskov. V nich sa zistila bohatá fauna mäkkýšov, foraminifer, ostrakódov a machoviek spodnosarmatského veku (Fordinál et al., 2006; Lunga, 1966; Mořkovský, 1957). Sedimenty vrábeľského súvrstvia stredno- a vrchnosarmatského veku sú reprezentované okrajovými klastic-

kými a panvovými pelitickými sedimentmi. Na báze sedimentov strednosarmatského veku pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny sa nachádza asi 5 m hrubá poloha štrkov, ktorá sa smerom do centra priehlbiny vytráca (Mořkovský, 1959). Okrajové sedimenty vrchnosarmatského veku pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny pozostávajú zo sivožltých drobnozrnných pieskov s faunou mäkkýšov (Švagrovský, 1971). Terminálne (regresívne) sedimenty vrábeľského súvrstvia sú zložené z hrubozrnného štrku, drobn- a strednozrnných, miestami kaolinizovaných vápnitých pieskov a v hlbších častiach blatnianskej priehlbiny zo svetlozelenkavosivých, často slabo hrdzavo a žltlo škvrnitých vápnitých ílov s polohami uhoľných ílov a drevitého lignitu (Mořkovský, 1959).

V železovskej priehlbine sedimenty vrábeľského súvrstvia tvoria najmä na báze zlepenca, piesčité oolitické a lumachelové vápence, piesky/pieskovce a kyslé biotitické tufy. Smerom do centra priehlbiny narastá podiel sivých vápnitých, miestami tufitických ílov. Vrchnú časť súvrstvia tvoria piesky s vrstvami ílov (Nagy et al., 1998).

53a) Na území listu 36 Banská Bystrica boli **sedimenty v Žiarskej kotline** stredného až vrchného sarmatu overené sériou vrtov: JK-6, JK-7 (Fiala, 1961), vrty Uránového prieskumu Spišská Nová Ves (vrt č. 610 v Jastrabej, č. 640 j. od Bartošovej Lehôtky, vrt č. 643 pri Lutile), vrt HF-1 sz. od Sklených Teplíc (Forgáč, 1975). Celková hrúbka sedimentov podľa výsledku vrtu Kríž-1 (Pulec, 1966) je okolo 500 m.

Súvrstvie vystupuje na povrch pri východnom okraji Žiarskej kotliny pri obci Jastrabá. Inde súvrstvie prekrývajú produkty ryolitového vulkanizmu a mladšie sedimenty panónu až pontu.

Na litologickom zložení súvrstvia sa v rôznej miere podieľajú ílovce, siltovce, sľudnaté pieskovce, tufity, epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy. Ojedinelé polohy štrkov obsahujú okrem vulkanického materiálu (pyroxénického a leukokratného andezitu) aj nevulkanický materiál najmä z hornín kryštalínika (kremeň, žuly, migmatity, ruly a amfibolity). Menej časté sú obliaky hornín mezozoika (kremence, vápence a dolomity). V súvrství sú ojedinele prítomné tmavé ílovce a uhoľné ílovce s tenkými polohami lignitov. Súvrstvie sa uložilo v prostredí fluvialno-limnického typu (prietočné jazerá), lokálne až lakustrického typu s trvalým prínosom neovulkanického materiálu.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia do stredného až vrchného sarmatu vyplýva zo superpozičných vzťahov. Súvrstvie je v podloží produktov ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie, ktorej určený vek je vrchný sarmat. Súvrstvie obsahuje vulkanický materiál pochádzajúci zo spodno- až strednosarmatských vulkanických komplexov. Štúdiom peľových spoločenstiev v sedimentoch vo vrte HF-1 a V-643 sa preukázal stredno- až vrchnosarmatský vek (Planderová in Konečný et al., 1983).

54 *holičske a skalické súvrstvie, nerozlíšené (sarmat);* listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Do uvedenej kolónky boli zaradené sedimenty nachádzajúce sa v slovenskej časti Viedenskej panvy, ktoré boli začlenené len vo všeobecnosti do sarmatu, a tak ich nebolo možné začleniť ani do jedného zo súvrství sarmatského veku.

55 *skalické súvrstvie: piesky/pieskovce a vápnité prachy; a) karloveské vrstvy: pestré íly, pieskovce, organodetrítické vápence s nubekuláriami a oolitické vápence (stredný až vrchný sarmat);* listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Skalické súvrstvie sa nachádza na severnom a východnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy. Reprezentuje sedimenty vrchno- a pravdepodobne aj strednosarmatského veku (Elečko a Vass, 2001). Okrajovým členom uvedeného súvrstvia sú karloveské vrstvy.

Skalické súvrstvie tvoria sivé a sivožlté drobn- a strednozrnné piesky a pieskovce s horizontálnym, čerinovým a šikmým zvrstvením. Tieto sedimenty obsahujú bohatú faunu mäkkýšov, foraminifer a ostrakódov (Fordinál a Zlinská, 1998). Pelitický vývoj skalických vrstiev sa vyskytuje pri východnom okraji Viedenskej panvy v okolí Plaveckého Petra. Nachádzajú sa tu sivé a hnedo škvrnité, jemne piesčité vápnité íly, v ktorých sa našla bohatá fauna mäkkýšov (Švagrovský, 1971). Skalické súvrstvie vzniklo v prostredí delty progradujúcej do brakického mora (Elečko a Vass, 2001).

55a) Karloveské vrstvy (list 44 Bratislava) vystupujú na západnom okraji Malých Karpát. Bázu vrstiev tvoria zle vytriedené brekcie, zlepenca a drobné až strednozrné, prevažne kremité piesky, často spevnené na vrstvovité vápnité pieskovce (Buday et al., 1962). Obliakový materiál brekcií a zlepenecov tvoria výlučne horniny blízkeho okolia, a to granitoidy, spodnotriasové kremence, menej metamorfity a mezozoické karbonáty (Nagy et al., 1993). Pri Prievaloch majú bazálne zlepenca pestré petrografické zloženie, ktoré je spôsobené preplavením veľkej časti obliakov z petromiktných jablonických zlepenecov. V zlepencoch sa smerom do nadložia rýchlo znižuje veľkosť zŕn a prechádzajú do šikmo, korýtkovo a kopčekovito zvrstvených pieskovcov a oolitických piesčitých vápencov. V nich sa miestami nachádzajú lumachely šošovkovitého tvaru (Baráth, 1993b) s hojnou faunou mäkkýšov (Fuchs, 1866; Koutek, 1936; Mišík et al., 1974).

V niektorých polohách lumachelových vápencov sa nachádza monoasociácia lastúrnikov s druhom *Irus gregarius* (GOLDFUSS), ktorého výskyt je charakteristický pre tidálne sedimenty (Ondrejčíková, 1987). V lumachelových vápencoch sú aj polohy oolitických vápencov s jadrami ooidov, tvorenými prevažne kremitými pieskovými zrnami a úlomkami fauny a šošovky nubekuláriových vápencov, a machovkovo-serpulové bochníkovité rify (Koutek, 1936; Mišík et al., 1974; Nagy et al., 1993). Karloveské vrstvy sa miestami vyskytujú aj v priamom kontakte s granitoidným podložím (Koutek a Zoubek, 1936; Hraško et al., 1981).

56 kochanovské súvrstvie: vápnité íly, uhoľné íly, lignity a bentonity (stredný až vrchný sarmat); list: 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Kochanovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) je na povrchu rozšírené v západnej časti územia listu Michalovce (Vyšná a Nižná Kamenica, Svinica) a na východnom podhorí Slanských vrchov (Dargov, Bačkov, Slanské Nové Mesto, Lastovce), ako aj na území listu Košice (Moldavská a Košická kotlina). Je vekovým ekvivalentom vrchnej časti stretavského súvrstvia a ptruksianskeho súvrstvia, s ktorými sa laterálne zastupuje. Je zakryté sečovským súvrstvom a ich styk je skrytodiskordantný. Je hrubé maximálne 800 m.

Súvrstvie pozostáva z vápnitého svetlosivého ílu s polohami uhoľného ílu, lignitu a bentonitu, resp. tufitu. V podhorí Slanských vrchov do súvrstvia miestami vstupujú andezitové lávové prúdy sprevádzané pemzovými a pemzovo-lapilovými tufmi (Kaličiak – ed., 1991).

Súvrstvie obsahuje sladkovodnú faunu mäkkýšov a ostrakódov. Našli sa v ňom aj foraminifery, ale napospol preplavené z morských vrchnobádenských sedimentov (Čechovič a Vass, 1960). Spoločenstvo sporomorf zodpovedá vrchnosarmatským až panónskym asociáciám (Planderová in Kaličiak, 1991).

Kochanovské súvrstvie vzniklo v jazernom alebo osladenom a deltovom prostredí na západnom okraji brakickej Východoslovenskej panvy.

57 holičske súvrstvie: ílovce, prachovce, medzivrstvy pieskovcov a kyslých tufov;
a) radimovský štrk: štrky/zlepenca (spodný sarmat); listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Holíčske súvrstvie sa vyskytuje na severnom a ojedinele aj východnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy. Na báze súvrstvia sú kopčianske vrstvy a radimovské štrky. Pre kopčianske vrstvy je charakteristický výskyt pestro škrvnitých, zelených, modrozelených a sivých vápnitých ílov. Vznikli pravdepodobne v lagúnach aluviálnej plošiny nadvodnej delty (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b). Vyskytujú sa v nich sladkovodné a suchozemské gastropódy a sladkovodné ostrakódy (Jiříček, 1988).

Pelitický vývoj holičskeho súvrstvia reprezentujú vápnité íly, ílovce až siltovce, v ktorých sa vyskytujú polohy pieskov a v okolí Mokrého Hája ojedinele aj ryolitových tufitov (Březina a Buday, 1957; Buday, 1956). Íly a piesky obsahujú bohatú faunu mäkkýšov, foraminifer a ostrakódov (Čierna, 1974; Fordinál, 1993; Kučerová, 1986; Švagrovský, 1971).

57a) Radimovský štrk (listy: 34, 35) sa nachádza na severnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy. Tvoria ho štrky až zlepenca, ktoré sú sprevádzané pestrými ílmi. Podľa petrografického zloženia ich možno rozdeliť na dva typy (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b).

Prvý typ sa vyznačuje prevahou obliakov flyšových pieskovcov z bielokarpatskej jednotky. Spolu s nimi sa vyskytujú obliaky kremeňa, tmavých rohovcov a kremenca. Ojedinele sú zastúpené obliaky vápencov, vrchnokriedových zlepenecov, brekciovitých zlepenecov (vrchnokriedový vývoj) a granitoidov. Veľkosť obliakov je nerovnomerná, prevládajú obliaky s priemerom 5 až 10 cm, v hrubozrnných polohách obliaky až do 30 cm. V štrkoch sa vyskytujú šošovky a vrstvy jemno- až hrubozrnných, slabo vápnitých, prevažne kremitých pieskov. Prítomné sú aj tenké polohy pestrých zelených, zelenosivých a červeno škvrtitých ílov s piesčitou prímiesou. Uvedené íly so štrkami predstavujú najpravdepodobnejšie rôzne fácie riečného prostredia a tvoria súčasť jednej litostratigrafickej jednotky (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b).

Druhý typ štrkov sa vyznačuje zvýšeným množstvom karbonátových obliakov, v niektorých prípadoch aj prevládajú. Veľkosť obliakov štrkov až rozpadavých zlepenecov kolíše od 5 do 10 cm. Najväčšie obliaky majú veľkosť 15 – 20 cm. Sú dobre opracované a ich tvar je doskovitý. Tmeliacu hmotu, resp. matrix tvorí žltý až hnedý jemno- až strednozrnný piesok (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b).

58 *stretavské súvrstvie: íly/ílovce, piesky/pieskovce, prachovce a polohy tufov; a) košický štrk: štrky, íly, piesky a tufy; b) rankovské tufy: ryolitové tufy a spekané ryolitové tufy; c) redeponované ryolitové tufy a tufity (spodný až stredný sarmat);*
listy: 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Stretavské súvrstvie je rozšírené v centrálnej časti Východoslovenskej panvy od Košickej kotliny, v podloží Slanských vrchov po Ptrukšu, resp. Vyšné Nemecké a pokračuje aj na Zakarpatskú Ukrajinu. Na povrch vystupuje v západnej a južnej oblasti územia, sporadicky v oblasti Slanských vrchov. Zväčša je zakryté mladšími sedimentmi. Na podložných súvrstviach, klčovskom a lastomírskom, leží diskordantne. V okolí Zemplínskych vrchov a v podvihorlatskej oblasti (j. od Vihorlatských vrchov) leží priamo na predneogénnom podloží. Jeho styk s mladším, ptrukšianskym súvrstviem je skrytodiskordantný. Vrchná časť súvrstvia sa smerom na Z laterálne zastupuje s kochanovským súvrstviem. Hrúbka súvrstvia je maximálne 1 800 m.

Stretavské súvrstvie je zložené z monotónneho súboru sivých vápnitých ílov až ílovcov a siltovcov s polohami vápnitého piesku/pieskovca.

58a) Košický štrk (člen stretavského súvrstvia) ako košickú štrkovú formáciu opísal Švagrovský (1956). Pred ním tento názov v manuskriptoch používal Andrusov. Ide o vrstvomý celok tvorený polymiktným, v priemere strednozrnným štrkom, v ktorom sú polohy piesku, piesčitého siltu a ílu a tenké vložky ryolitového tufu. Obliakové zloženie sa v profile mení, na čo poukázal Mišík (1954, 1955). V spodnej časti tohto člena významný podiel medzi obliakmi majú karbonátové horniny. Vyššie obliakový materiál tvoria nekarbonatické horniny gemerika. Neovulkanické horniny, ryolit a andezit, sú medzi obliakmi zriedkavé. Košický štrk (presnejšie štrkové akumulácie) predstavujú deltové sedimenty. Podľa Janočka (in Kaličiak et al., 1991, 1996; Janočko, 1998) ide o sedimenty čela delty (v. okraj Košíc) a barov ústia rieky.

Košický štrk sa od západného okraja Východoslovenskej panvy vkladuje do stretavského súvrstvia a smerom do centra panvy, t. j. na V, sa vyklinuje. Stratotypová lokalita je opustená štrkovňa na východnom okraji Košíc na úpäti svahu Furča (pri št. ceste z Košíc do Michaloviec). Referenčné profily štrkov a pieskov barov ústia rieky sú v opustených štrkovniach v Košickej Polianke a na sídlisku Nad jazerom (jv. okraj Košíc). Hrúbka štrku je niekoľko desiatok metrov, maximálne až 400 m. Štrk je rozšírený v oblasti Košických Olšian, Košickej Polianky a Nižného Čaja.

Vek štrku je spodný (stredný?) sarmat. Je daný vekom stretavského súvrstvia, lebo košický štrk je jeho členom. Na vklíňovanie štrku do pelitov stretavského súvrstvia poukazujú vrty naftovej prospekcie. Biostratigraficky významná fauna sa dosiaľ v štrku nenašla.

58b) V súvrství sú aj polohy ryolitových a andezitových tufov a tufitov, ktoré najmä v Košickej kotline sa vyčleňujú ako samostatné členy: myšlianske (ryolitové) a olšavské vrstvy (andezitové), resp. rankovské ryolitové tufy (Švagrovský, 1959, 1964; Seneš, 1955). Ryolitový tuf je svetlosivý, obsahuje úlomky bielej pemzy a šupinky biotitu. Sú v ňom polohy tufitického ílovca a pieskovca, v prípade *rankovských tufov* (58b, list Michalovce) aj lavice ryolitu s fluidálnou textúrou. V myšlianskom tufe je hojná brakická fauna. Tuf olšavských vrstiev je andezit-

tový (málo kremeňa, bázičkejšie živce), sprevádza ho aj tufitický íl a piesok a obsahuje brakickú faunu. Od západu do súvrstvia vstupujú polymiktné štrky (košický štrk; Švagrovský, 1956; Vass, 2002). V okolí Malčíc, Čičaroviec a Beše so súvrstvom asociujú andezitové stratovulkány (407c; Ďurica, 1965; Rudinec a Magyar, 1980), súborne označené ako malčické vulkanity (Vass, 2002).

58c) Redeponované ryolitové tufy a tufity vystupujú na území listu Michalovce. Súveký so stretavským súvrstvom je aj ryodacit Lipovej, ktorého telesá vystupujúci na s. okraji Východoslovenskej panvy sz. od Vranova nad Topľou. Ryodacit je sivobiely, smerom k okrajom telies prechádza do páskovaného fluidálneho ryodacitu až do sklovitých lemov tvorených vulkanickým sklom, obzvlášť v prípade menších dajkových telies. Na okrajoch nekových telies sú časté intraklasty sedimentov, ktoré pri dajkách chýbajú. Ryodacit tvorí intruzívne telesá vo forme nekov (kóty Urbársky les a Lipová), okolo ktorých je koncentricky usporiadaný roj dajok (Bačo fide Kaličiak – ed., 1991). Telesá ryodacitu pretínajú sedimenty vnútrokarpatského paleogénu a spodnomiocénne (karpatské) sedimenty. Intrúzie spôsobili výzdvih a dezintegráciu mernických zlepencov paleogénneho veku. Vek ryodacitu, spodný sarmat (vrchný báden?), je stanovený na základe rádiometrických datovaní na $13,3 \pm 1,2$ a $13,2 \pm 3$ MA (Repčok, 1977; Merlich a Spitkovskaja, 1974).

Stretavské súvrstvie vzniklo v brakicko-morskom prostredí na šelfe ovplyvňovanom deltamami riek vtekajúcich do panvy zo SZ, JZ, resp. zo Zemplínskych vrchov smerom na SZ a zo S v miestach, kde dnes rieka Laborec vstupuje na Východoslovenskú nížinu (Vass et al., 2000). Ako vyplýva z predchádzajúceho opisu, sedimentáciu stretavského súvrstvia silne ovplyvňoval súveký kyslý a andezitový vulkanizmus.

Stretavské súvrstvie obsahuje brakické mäkkýše. Foraminiferové spoločenstvá indikujú spodnosarmatskú zónu s *Elphidium reginum* (Grill, 1943). Spoločenstvá z vyššej časti súvrstvia indikujú strednosarmatskú biozónu s *Elphidium hauerinum*.

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je dorobrativské a lukivské súvrstvie (Vass, 2002).

59 lehotské súvrstvie: štrky, piesky, piesčité prachovce a íly (vrchný báden – spodný sarmat);
listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lehotské súvrstvie sa nachádza v Hornonitrianskej kotline a vo Vtáčniku. Pozostáva zo štrkov až zlepencov, pieskov, piesčitých ílov, uhoľných ílov a vrstvičiek uhlia. Materiál hrubých klastík pozostáva prevažne z mezozoických karbonátov (vápence a dolomity), prítomné sú aj andezitové vulkanoklastiká, kryštalické bridlice, granitoidy a paleogénne pieskovce. Štrky sú dobre opracované, ich veľkosť je od 0,5 cm do 10 cm, ojedinele až do 20 cm. Tvar obliakov je zväčša sférický a čepelovitý, menej diskovitý. V zlepencoch prevládajú obliaky nad tmelom. Súvrstvie prstovito prechádza do formácie Kľackej doliny. Sedimenty súvrstvia sa považujú za sedimenty riečnych korýt a aluviálnych kužeľov (Šimon et al., 1997).

60 košské súvrstvie: íly, slienité íly, diatomity a diatomitické íly (vrchný báden);
listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Košské súvrstvie je vyvinuté v Hornonitrianskej kotline. Ide o monotónne súvrstvie svetlosivých, tmavosivých, zelenosivých až hnedastých ílov s premenlivou vápnitosťou a s kolísavým zastúpením piesčitej prímеси, miestami diatomitických ílov až diatomitov. Majú črepinovitý rozpad, miestami, najmä v spodnej časti súvrstvia, sú až laminované. Sú mäkké a po namoknutí napučávajú a tým spôsobujú problémy pri dobývaní uhlia. Na povrchu zasa spôsobujú zosuvy. Íly hojne obsahujú drobné zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Miestami, najmä vo vrchnej časti súvrstvia sa lokálne objavujú vločky a šošovky štrčíkov, pieskov a uhoľných vrstvičiek. Svedčí to o splytčení jazera a vzniku rašeliniska (Čechovič, 1959). Súvrstvie obsahuje sladkovodnú faunu (rybie zúbky, ostrakódy, rozsievky) a flóru rovnakého zloženia ako v prípade handlovského súvrstvia.

61 *báhonské súvrstvie: zlepenca, piesky/pieskovce, íly/ílovce a uhlie (vrchný bádén);*
listy: 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Báhonské súvrstvie sa vyskytuje v Dunajskej panve – v blatnianskej a rišňovskej priehlbine. Bázu súvrstvia tvoria hruboklastické sedimenty (brekcie, zlepenca a štrky), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, ílov, ílovcov a prachovcov s polohami pieskov a pieskovcov. Okrajový a deltový vývoj reprezentujú íly a uhoľné íly s polohami lignitov.

Z mikrofaunistického hľadiska báhonské súvrstvie zahŕňa *bolivínovo-bulimínovú* a *amóniovú (rotáliovú) zónu*.

Bazálne sedimenty báhonského súvrstvia patriace do bolivínovo-bulimínovej zóny pozostávajú zo svetlosivých a svetlozelenkavosivých brekcií s ostrohrannými úlomkami granitoidov (do 10 cm), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do svetlosivých, drobno- až hrubozrnných pieskovcov s ostrohrannými úlomkami granitoidov a sivých drobnozrnných sľudnatých pieskovcov. Pri západnom okraji panvy sú bazálne sedimenty zložené zo štrkov s piesčitým tmelom, často impregnovaných pyritom. Obliaky tvorí prevažne kremeň a vápenec (Hromec, 1961, 1962).

Pelitické usadeniny báhonského súvrstvia reprezentuje monotónny sled sivých a zelenkavých, nezreteľne vrstvomitých vápnitých ílov, miestami so šlírovitým charakterom, s ojedinelými polohami ílovitých pieskovcov s hrúbkou do 1 m (Homola, 1958) a sivohnedými, slabo bridličnatými prachovitými ílmi (Dlugí a Svoboda, 1958). V sedimentoch báhonského súvrstvia *bolivínovo-bulimínovej zóny* sa zistila prítomnosť vulkanického skla (Hromec, 1962).

Sedimenty *amóniovej zóny* sú veľmi premenlivé tak z hľadiska litologického vývoja, ako aj hrúbky. Tvorí ich sivohnedé íly s polohami drobnozrnných pieskovcov hrubými 2 – 4 m a sivé, zelenkavé a zelenosivé vápnité íly s polohami pieskov/pieskovcov a tmavosivých ílov, v ktorých sú preplástky čiernohnedého uhoľného ílu s niekoľko cm hrubými vrstvičkami lesklého lignitu. Miestami (na území medzi obcami Doľany a Trstín) lignity dosahovali hrúbku až 0,8 až 3 m (Gašparik, 1965; Mořkovský, 1959; Vass a Gašparik, 1978). Báhonské súvrstvie vzniklo v morskom prostredí v litorálnej zóne a na šelfe. Uhoľné vývoje svedčia najskôr o prostredí deltovej plošiny (Vass in Keith et al., 1989, 1994).

62 *studienčanské súvrstvie: íly/ílovce a piesky; a) sandberské vrstvy: piesky/pieskovce s medzivrstvami štrkov, vápnité prachovce, štrky/zlepenca a riasové vápenca (vrchný bádén);*
listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Studienčanské súvrstvie sa nachádza v slovenskej časti Viedenskej panvy. Okrajovým členom súvrstvia sú sandberské vrstvy. Panvový vývoj súvrstvia reprezentujú vápnité íly až ílovce (tégle). Z uvedených ílov bola na lokalite Devínska Nová Ves (ílovisko), Rohožník (ílovisko) a Borský Mikuláš opísaná bohatá fauna mäkkýšov (Hladilová, 1991; Švagrovský, 1981a, b, 1982a, b, 1984; Tomašových, 1998), foraminifer (Čierna, 1974; Hudáčková a Kováč, 1993), ostrakódov (Kučerová, 1986), otolitov rýb (Holec, 1973, 1975) a vápnitého nanoplanktónu zóny NN 6 (Lehotayová, 1977).

62a) Sandberské vrstvy sa vyskytujú na južnom a západnom okraji Malých Karpát. Reprezentujú ich (na typovej lokalite) bazálne klastiká (brekcie a štrky), nad ktorými sú šikmo zvrstvené žltosivé sľudnaté hrubozrnné piesky a drobnozrnné štrky so šošovkami pieskov s výraznou bioturbáciou hrabavými krabmi *Ophiomorpha*. V ich nadloží sa vyskytujú šikmo zvrstvené piesky s ojedinelými tenkými šošovkami štrkov, vo vrchnej časti s lavicami spevnených vápnitých pieskovcov, drobnozrnné piesky s premenlivým obsahom ílov a piesčité organodetrítické a vápnité íly. Terminálnu časť týchto vrstiev tvoria hrubolavicovité brekcie, brekciovitú extraklastovú vápenca a pieskovce s chudobnou morskou makrofaunou (Baráth et al., 1994).

V sandberských vrstvách sa našla bohatá fauna mäkkýšov (Švagrovský, 1981a), foraminifer (Jiríček in Švagrovský, 1978), žralokov (Holec in Švagrovský, 1978; Holec, 2001), cicavcov (Rabeder, 1978) a z rastlinných zvyškov riasy (Schaleková, 1969, 1978; Schaleková in Švagrovský, 1978). Na lokalite Rohožník bazálne hruboklastické sedimenty prechádzajú laterálne smerom do panvy a čiastočne aj vertikálne smerom do nadložia do litavských vápencov. Tie reprezentujú typický rifový komplex viazaný na tektonicky aktívnu pobrežnú líniu, kde karbo-

nátová sedimentácia prebiehala v úzkom pruhu pozdĺž pobrežia. Vápence z mikroskopického hľadiska patria medzi biolity s prevahou koralinných rias (Baráth, 1993a; Baráth et al., 1994; Schaleková, 1973).

63 handlovské súvrstvie: uhoľné íly/ílovce, uhlie, lignit, tufity, tufitické pieskovce a prachovce (vrchný bádén); listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Handlovské súvrstvie je zastúpené v Hornonitrianskej kotline a v nepatrnej hrúbke aj v Bánovskej kotline.

Handlovské súvrstvie nemá s podložným kamenským súvrstvom ostrú hranicu. V spodnej časti ho tvoria piesčito-ílovité a tufitické sedimenty s postupnými prechodmi do tmavosivých a sivočiernych ílov až ílovcov s uhoľnými slojmi. Uhoľný sloj patrí k hnedouhoľným humitom stupňa rozhrania hnedouhoľnej hemi- až ortofázy. Prevládajúci typ sú detrity, menej xylitické detrity, xylity a zriedkavo typy hnedouhoľnej ortofázy – pásikované, resp. pásikované lesklé detrity. Mikroskopicky uhlie tvorí prevažne detritit s vložkami exinitu, časté sú aj vložky huminitu, ojedinele aj sklerotinit (Brodňan, 1970).

Súvrstvie vznikalo v prostredí taxodiových močiarov v období subtropickej a teplej miernej paleoklímy, keď sa vytvárali močiare s vegetáciou typu *Taxodiaceae* – *Nyssaceae* – *Myricaceae* – *Cyrillaceae* (Planderová in Konečný et al., 1983). Produktívne vrstvy zriedkavo obsahujú sladkovodnú a suchozemskú faunu a kosti cicavcov. Vek súvrstvia je vrchný bádén, stanovený na základe paleoflóry, palynológie a paleogeografických úvah, podporený rádiometrickým vekom vulkanitov Kremnických vrchov (Vass, 2002).

64 klčovské súvrstvie: štrky, piesky/pieskovce, ílovce a prachovce; a) varhaňovské štrky: štrky, piesky a íly; b) kráľovské tufy: redeponované ryolitové pemzové tufy (vrchný bádén); listy: 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Klčovské súvrstvie (Čverčko et al., 1969; Vass a Čverčko, 1985) je rozšírené najmä medzi Zámutomom, Trebišovom a Michalovcami. V západnej časti územia listu Michalovce vystupuje na povrch v širšej oblasti obce Chrastné, v oblasti Čižatice – Kecerovce a s. od Opinej. V severnej časti územia vystupuje v pruhu sz. od Rudlova smerom k Zámutovu, Čaklovu a Vechcu, kde je zakryté len sedimentmi kvartéru. Je to veľké deltové teleso progradujúce zo SZ do Východoslovenskej panvy. Smerom na JV laterálne prechádza do lastomírskoho súvrstvia, ktoré je prodeltou klčovskej delty. V panve sa overilo vrtmi naftovej prospekcie. Leží na mirkovskom súvrství, skrytodiskordantne na zbudzskom, prípadne aj na vranovskom súvrství. Diskordantne je zakryté stretavským súvrstvom (sarmat) alebo ho zakrývajú kvartérne sedimenty. Diskordantný styk klčovského a stretavského súvrstvia je dobre viditeľný na seizmických profiloch (napr. na profile 700/92; Túnyi et al., 2005). Súvrstvie dosahuje hrúbku 1 700 m a v okolí Dlhého Klčova až 2 800 m.

Približne spodnú tretinu súvrstvia tvoria detritické sedimenty (štrk, piesok/pieskovec), sivý vápnitý prachovec a ílovec; v štrkoch majú významné zastúpenie obliaky ryolitu a andezitu. Vyššia časť súvrstvia je pelitická – strieda sa sivý vápnitý prachovec a ílovec. V obkľúčení sedimentov klčovského súvrstvia pri obci Lesné vystupujú dve intruzívne telesa ryolitu. Rádiometrický vek jedného z nich je 15,2 MA (Bagdasarjan et al., 1971).

Spoločenstvá fosílií sú chudobné, indikujú hyposalinické prostredie. Vrchnobádenský vek súvrstvia vyplýva najmä z jeho stratigrafickej pozície nad zbudzským, resp. vranovským súvrstvom a pod sarmatským stretavským súvrstvom, ako aj z laterálneho vzťahu k lastomírskemu súvrstviu.

Klčovské súvrstvie predstavuje rozsiahle deltové teleso. Ak strop zbudzského súvrstvia je datovaný na 13,3 MA a báza sarmatu na 13,0 MA, potom na nahromadenie hrubého súboru deltových sedimentov ostáva iba 0,3 MA. V porovnaní s rýchlosťou sedimentácie recentných delt (1 500 až 2 000 m za 1 000 rokov; Kukul, 1964) časový interval 0,3 MA je na vznik klčovskej delty dostačujúci (Túnyi et al., 2005a).

64a) Varhaňovské štrky (člen klčovského súvrstvia) opísal Švagrovský (1950) ako štrkovú formáciu (t. j. súvrstvie) spodnotortónskeho (recte spodnobádenského) veku. Seněš (in Andrusov a Samuel, 1985) ich opisuje ako varhaňovské štrky a stratigraficky zaraďuje do vrchného bádenu.

Varhaňovský štrk pozostáva z polymiktných obliakov hornín gemerika Spišsko-gemerského rudohoria a veporika Čiernej hory s významným až dominantným podielom karbonátov (20 až 60 %). Prítomné sú aj obliaky kremeňa, kremenca, granitoidov, rohovcov, kryštalických bridlíc a sporadicky sú zastúpené obliaky neovulkanitov – ryolitu a ryolitového tufu. V štrku sú šošovky a nesúvislé vložky piesku a ílu (Kaličiak, 1991). Štrkový člen má charakter smerom nahor hrubnúceho cyklu (Janočko, 1990). Varhaňovský štrk leží v spodnej časti klčovského súvrstvia a predstavuje proximálnu fáciu kužeľovej delty, resp. pobrežného náplavového kužeľa progradujúceho smerom do panvy (Janočko, l. c.).

Varhaňovský štrk tvorí polohy hrubé 10 až 20 m. Je rozšírený v Prešovskej kotline medzi obcami Varhaňovce a Chrastné. Smerom do centra panvy, t. j. smerom na V a JV, sa vyklinuje. Varhaňovský štrk obsahuje chudobnú faunu bivalvií.

Vek štrku je totožný s vekom klčovského súvrstvia, t. j. vrchný bádén.

64b) Kráľovské tufy (člen klčovského súvrstvia). Tuf sa uvádza ako ryolitový tuf z odkryvov v. od Kráľoviec (list Košice), resp. ryolitový tuf Kráľovce v práci Bagdasarjana (1971).

Podľa opisu tufu (in Kaličiak et al., 1991) ide o redeponovaný tuf svetlosivej farby, rozpadavý, nevytriedený. Je zložený z pemzy, kryštaloklastov kremeňa, živcov (ortoklas, plagioklas) a biotitu. Tmelom je vulkanické sklo. Tuf leží v spodnej časti klčovského súvrstvia v. od obce Kráľovce, v jz. okolí Budimíra a z. od Beniakoviec.

Jeho rádiometrický vek je $15,0 \pm 0,3$ MA, po prepočte s novými konštantami $13,9 \pm 0,3$ MA (Vass et al., 1978).

Hrúbka tufu je 20 – 30 m. Je rozšírený na v. okraji Prešovskej kotliny. Vek tufu je vrchný bádén, čo je doložené rádiometricky.

65 lastomírske súvrstvie: vápnné ílovcy s polohami pieskovcov a prachovcov, vložky tufitov (vrchný bádén); list: 38 MICHALOVCE

Lastomírske súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) tvoria prodeltové sedimenty klčovskej delty. Je teda rozšírené na JV od čela delty, ale jeho sedimenty sú aj v podloží progradujúceho deltového kužeľa. Dokladá to okrem iného aj profil vrtu P-3 pri Zbudzi, kde na zbudzskom súvrství leží lastomírske a na ňom klčovské súvrstvie. Na povrch vystupuje v južnej časti územia a v širšom okolí obcí Brezina, Byšta a Veľaty. Na väčšine územia je zakryté mladšími sedimentmi, konkrétne stretavským súvrstvím sarmatského veku. Ich styk je pravdepodobne skrytodiskordantný, podobne ako v prípade styku klčovského súvrstvia so stretavským. Maximálnu hrúbku, okolo 2 200 m, súvrstvie dosahuje v. od Trebišova (Vass et al., 2000).

Litológia súvrstvia je monotónna. Pozostáva zo sivých vápnných ílovcov s polohami pieskovca, resp. siltovca. V súvrství sú aj vložky kyslého tufu a tufitu. Kyslé vulkanoklastiká vystupujú na povrch na severnom okraji Zemplínskych vrchov. Charakter ich premeny indikuje submarinný vulkanizmus. Vrt naftovej prospekcie vyhlbený v okolí obce Zatin zistil, že lastomírske súvrstvie je nahradené vulkanosedimentárnym komplexom hrubým až 1 400 m (Rudinec a Tereska, 1972). Striedajú sa lávové prúdy pyroxénického andezitu s vulkanoklastikami, ktoré sú prevrstvené s bituminóznymi ílovcami a vápnnými pieskovcami. Prítomnosť morskej fauny, hoci zriedkavá, napovedá, že ide o podmorský stratovulkán alebo stratovulkán situovaný na okraji mora.

Spoločenstvo foraminifer zodpovedá biozóny s *Velapertina* (bulimínovo-bolivínová zóna). Spoločenstvo indikujú šelfové až plytkobatyálneorské prostredie. Vo vrte P-3 pri Zbudzi sa našla aj vápnná nanoflóra. Halášová (in Túnyi et al., 2005) sa domnieva, že spoločenstvo indikuje nanoplanktonickú zónu NN 6. Biostratigrafické indikátory, ako aj magnetostratigrafia z vrtu P-3 potvrdzujú vrchnobádenský vek lastomírskeho súvrstvia.

Ekvivalentom na Zakarpatskej Ukrajine je terešvianske a baševské súvrstvie (Vass, 2002).

66 prašnicke štrky: štrky s nevulkanickým materiálom (vrchný bádén); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ako prašnicke štrky označujeme súvrstvie polymiktných štrkov hrubé až 50 m pod bázou turčeckej formácie a v priamom nadloží hornín mezozoika z. od Harmanca, teda v pozícii na báze výplne kremnického grabenu v jeho okrajovej časti.

Prašnicke štrky sú prevažne karbonatické, menej sú zastúpené obliaky kremencov, kremeňa a hornín kryštalínika. Zrornosť je značne variabilná, od hrubých po jemné štrky, prítomné sú aj hrubo piesčité polohy. Vysoký stupeň opracovania materiálu a sedimentárne textúry indikujú fluviálne, respektíve jazerné prostredie.

67 jakubovské súvrstvie: íly/ílovce, tufy, riasové vápence a piesky; a) devínskonovoveské vrstvy: zlepenca a piesky; b) stupavské vrstvy: piesky/pieskovce, štrky, íly, lignity a vápence (stredný bádén); listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Jakubovské súvrstvie sa nachádza v slovenskej časti Viedenskej panvy. Okrajovým členom jakubovského súvrstvia vo východnej časti panvy sú devínskonovoveské vrstvy. V ich nadloží alebo v ich laterálnom pokračovaní do panvy sa nachádzajú stupavské vrstvy (Fordinál in Fordinál et al., 2005).

Pelitické sedimenty jakubovského súvrstvia reprezentujú vápňité íly. Z nich bola na lokalite severne od obce Kuchyňa (pri Kaplnke sv. Anny) opísaná bohatá fauna mäkkýšov (Buday, 1939).

67a) Devínskonovoveské vrstvy sa nachádzajú pri východnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy pri jej styku s Malými Karpatmi. Reprezentujú ich brekcie, balvanovité až strednozrnné zlepenca a štrky.

Sedimenty devínskonovoveských vrstiev vystupujúcich na povrch medzi Mariankou a Pernekom sa vyznačujú dominantnou prítomnosťou hornín kryštalínika v obliakovom súbore. Obsahujú 79 až 97 % granitoidov bratislavského typu a ich žilných ekvivalentov (pegmatitov a aplitov), premenlivé množstvo metamorfítov (rúl, svorových rúl a fylitov), amfibolitov, spodnotriasových kremencov a obliaky kremeňa (Baráth, 1993b).

Ďalší výskyt uvedených sedimentov je medzi obcami Kuchyňa a Rohožník, ako aj v ich okolí. Vyznačujú sa prítomnosťou karbonátových hornín tatrika, vysockého príkrovu a vyšších príkrovov. Z karbonátov sú najhojnejšie zastúpené vysocké a gutensteinské vápence. Vyskytujú sa aj tmavosivé, svetlosivé a ružovkasté krinoidové vápence liasu a dogeru, hnedé slienité vápence dogeru a malmu, kalové vápence neokómu a triasové dolomity. Z hornín kryštalínika sa v obliakoch vyskytujú hrubozrnné leukokratné granitoidy, amfibolity a fylity (Baráth, l. c.).

Usadeniny devínskonovoveských vrstiev reprezentujú sedimenty viacerých genetických typov. Zahŕňajú usadeniny sutinových a múrových kužeľov (Borinka), aluviálnych kužeľov (Lozorno) a olistostrómu (vrt DNV-1) (Vass et al., 1988).

67b) Stupavské vrstvy (list 44 Bratislava) je nový názov namiesto názvu lábsky amfistegínový obzor (Buday, 1955a), neskoršieho názvu lábsky obzor hrušeckých vrstiev (Špička, 1966a) a lábske piesky (Baráth et al., 2001). Adjektívum lábsky použil Buday (1955b) v publikovanej práci pre karpatské sedimenty v brakickom až sladkovodnom vývoji, ktoré sú vyvinuté v južnej časti Viedenskej panvy.

Stupavské vrstvy pozostávajú z drobn- až hrubozrnných pieskov, ktoré miestami prechádzajú až do drobnozrnných štrkov. Drobnozrnné piesky sú často stmelené až na pieskovce. Pelitické polohy, ktoré sa v nich nachádzajú, tvoria zelenosivé až pestré vápňité íly s častou prímiesou zuhoľnatenej rastlinnej drviny. Miestami sa v týchto pieskoch, najmä v spodnej časti, vyskytujú slojčky lesklého lignitu hrubé až 5 cm (Dlabač, 1966).

Súčasťou stupavských vrstiev na lábskej elevácii sú litotamniové vápence. Základný litotyp sú riasové vápence. V nich sa nachádzajú tenké vrstvy (5 – 15 cm) ílovitých (amfistegínových) vápencov. Častou zložkou sú rodolity. Okrem týchto variet sú prítomné foraminifero-riasové a machovkovo-riasové vápence. Po štruktúrnej stránke ide o biomikrudity a biomiksparudity. Lábske teleso je možné charakterizovať ako biohermu, presnejšie ako akumuláciu vápenatého kalu s biodetritom – kopy. Tenké vložky ílovitých amfistegínových vápencov predstavujú záznamy prestávok v raste kopy, vyvolané prínosom väčšieho množstva jemných klastík – zakaľenie prostredia (Kysela, 1988).

Na východnom okraji panvy sa stupavské vrstvy skladajú z drobn- až strednozrnných kremi- tých sľudnatých pieskov a pieskovcov. Nachádzajú sa v nadloží hruboklastických devínskonovoveských vrstiev alebo v ich pokračovaní do panvy. Na ich báze sa zistili tmavo sfarbené íly so zuhoľnatými zvyškami rastlín, ale aj polohami lignitov a tenkých vrstvičiek s poloopracovanými a ostrohannými úlomkami granitoidných hornín.

V pieskoch stupavských vrstiev sa zistila bohatá fauna mäkkýšov, foraminifer a otolitov rýb (Buday, 1957; Fordinál et al., 2003; Matějka a Kodym, 1937; Ondrejčíková, 1987).

68 *špačinské súvrstvie: brekcie, zlepenca/štrky, piesky/pieskovce, piesky s polohami štrkov, íly/ílovce, tufy, tufity a lignity; a) dolianske vrstvy: brekcie, polymiktné zlepenca/štrky a piesky s polohami štrkov; b) ratkovské vrstvy: brekcie, zlepenca, piesky a pieskovce (stredný bádén);* list: 35 TRNAVA

Špačinské súvrstvie sa vyskytuje v Dunajskej panve, a to v blatnianskej a rišňovskej priehlbine. Súvrstvie reprezentujú okrajové hruboklastické sedimenty dolianskych vrstiev na západnom okraji a ratkovské vrstvy na východnom okraji blatnianskej priehlbiny a v rišňovskej priehlbine. V centrálnych častiach priehlbín špačinské súvrstvie tvoria sivé až zelenosivé vápnité íly s bridličnatým rozpadom a prachovce a ílovce s ojedinelými polohami pieskov/pieskovcov s roztrúsenými zvyškami zuhoľnatených rastlín (Gaža, 1966b, 1968b).

Špačinské súvrstvie leží zväčša na predneogénnych horninách, zakryté báhonským súvrstvom.

68a) Dolianske vrstvy sú rozšírené na západnom okraji Dunajskej panvy – v blatnianskej priehlbine. Reprezentujú ich hrubozrnné brekcie, zlepenca, štrky a piesky s polohami štrkov. Brekcie sú zložené z ostrohranných aj slabo opracovaných úlomkov svetlosivých a tmavosivých mezozoických vápencov. Úlomky dosahujú veľkosť až 25 cm. Zlepenca sú reprezentované hrubo- aj drobnozrnnými varietami. Hrubozrnné zlepenca majú miestami až brekciovitý charakter. V drobnozrnných zlepencoch sa ojedinele nachádzajú polohy ílov so zuhoľnateným rastlinným detritom a foraminiferami hrubé niekoľko cm (Cicha, 1957).

Hrubozrnné štrky pozostávajú z prevažne dobre opracovaných obliakov granitoidov a ostrohranných úlomkov čiernych fylitov. V menšej miere dolianske vrstvy reprezentujú drobnozrnné muskovitické vápnité piesky so šošovkami štrkov, s dokonale opracovanými obliakmi kremeňa, kremencov a vápencov, v menšom množstve pieskovcov a kryštalickej hornín a ojedinele aj s ováľanými fosíliami (Brestenská et al. 1961).

68b) Ratkovské vrstvy sa vyskytujú pri východnom okraji blatnianskej priehlbiny, pri jej styku s Považským Inovcom, na južnom okraji Považského Inovca (Ivanička et al., 2006) a v rišňovskej priehlbine. Reprezentujú ich piesky/pieskovce striedajúce sa so zelenosivými vápnitými ílmi a ílovcami, v ktorých sú polohy sivých zlepenecov. V uvedených vrstvách sa ojedinele našiel tufitický pieskovec a ílovec, drobnozrnný svetlosivozelený tufit a hrubozrnný sivočierny tuf. V pieskovcoch sa zriedkavo vyskytovali aj tenké vrstvičky lignitov hrubé 0,5 cm (Gaža, 1966a; 1967a, b, 1968a; Tanistrák, 1969). Obliaky v zlepencoch sú zložené z tmavosivých dolomitov, ktorých veľkosť je viac ako 8 cm (Gaža, 1966a). K ratkovským vrstvám sme zaradili aj brekcie, zlepenca a piesky/pieskovce vyskytujúce sa na južnom okraji Považského Inovca v okolí Hlohovca a bazálne hruboklastické sedimenty v rišňovskej priehlbine, ktoré zastihol vrt Šurianky-1. Tvoria ich drobnozrnné tmavosivé a sivé zlepenca s vápnitým tmelom a bielosivé drobnozrnné vápnité piesky až pieskovce. V týchto sedimentoch sa zistila poloha svetlosivozeleného ryolitového tufu s červenými škvrami (Fordinál in Maglay et al., 2005; Gaža, 1968b).

Ratkovské vrstvy ležia transgresívne a diskordantne na predneogénnom podloží a smerom do nadožia prechádzajú do pelitických sedimentov špačinského súvrstvia.

69 *vranovské súvrstvie: vápnité prachovce, pieskovce, polohy tufitických ílov/ílovcov a tufov (stredný bádén);* list: 38 MICHALOVCE

Vranovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) je rozšírené v celej Východoslovenskej panve, ale na povrch vystupuje iba v okolí Vranova nad Topľou. Leží konkordantne na nižnohrabovskom súvrství. Z toho možno usudzovať, že sedimentácia v panve medzi oboma súvrstviami nebola prerušená, hoci na okrajoch panvy sa tak mohlo stať. Tam treba predpokladať skrytú diskordanciu. Napokon, jednotný neprerušovaný vývoj v panve sa zaznamenal v Košickej kotline, kde bolo formálne definované mirkovské súvrstvie. Toto súvrstvie zahŕňa tak nižnohrabovské, ako aj vranovské súvrstvie (Zlinská a Karolí in Kaličiak, 1991). V centrálnej časti panvy je súvrstvie zakryté soľonosným zbudzským súvrstvom, s ktorým sa pravdepodobne aspoň vrchnou časťou

laterálne zastupuje. Vranovské súvrstvie pozostáva zo sivého vápniteho siltovca, ktorý sa strieda s lavicami pieskovca. Diskriminačným znakom oproti nižnohrabovskému súvrstviu je neprítomnosť zeolitizovaných tufov. Na druhej strane, v okolí Zemplínskych vrchov a v okolí Trebišova v súvrství sú polohy redeponovaného sklovitého tufu a bentonitizovaného tufitického ílu. Podiel polôh, resp. lavíc pieskovca narastá smerom na sever a k sz. okraju panvy, ako to vidno na odkryvoch pri obci Ruská Nová Ves na území listu Košice. Hrúbka súvrstvia je 1 000 až 1 200 m a najväčšie akumulácie sú v. od Trebišova a s. od Michaloviec. Obe depozičné centrá oddeľuje elevácia prebiehajúca od Trhovišťa po Iňačovce. Ďalšie depocentrum súvrstvia je j. od Vranova nad Topľou. Od predchádzajúcich depocentier je oddelené chrbtom jz.-sv. smeru medzi obcami Slanec – Albínov – Dlhé Klčovo.

Vranovské súvrstvie obsahuje morskú faunu. Podrobne sa študovali spoločenstvá foraminifer, v ktorých sú prítomné druhy indikujúce zónu aglutinancií, čiže zónu so *Spiroplectamina carinata* (d'ORB.).

Vranovské súvrstvie vzniklo v morskom prostredí ako pokračovanie morskej záplavy, ktorá sa začala v spodnom bádene. Svedčí o tom prevažne konkordantný styk s nižnohrabovským súvrstvím. Spoločenstvá foraminifer indikujú prostredie vonkajšieho šelfu. V okolí Zemplínskych vrchov sa v súvrství striedajú spoločenstvá batyálu a litorálu, čo poukazuje na osciláciu morskej hladiny. Litológia, ale aj fauna v západnej časti Východoslovenskej panvy naznačujú plytkomorské prostredie – vnútorný šelf (Vass et al., 2000).

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je spodná časť tereblianskeho súvrstvia (Vass, 2002).

70 *mirkovské súvrstvie: vápnité ílovce a polohy pieskovcov (spodný až stredný bádén);*
listy: 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Mirkovské súvrstvie bolo vyčlenené ako vývoj v Košickej kotline (Zlinská a Karoli in Kaličiak – ed., 1991). Charakterizuje jednotný neprerušovaný vývoj sedimentov ako ekvivalent nižnohrabovského a vranovského súvrstvia vo východnej časti panvy. Sedimenty súvrstvia vystupujú na povrch z oblasti Ortášov v. od Mirkoviec smerom k Žehni a Kokošovciam a v. od Ruskej Novej Vsi po Podhradík.

Hlavnú masu súvrstvia tvoria sivé až zelenosivé vápnité ílovce. Ílovce majú monotónny litologický vývoj, obsah CaCO₃ kolíše od 15,2 do 27,5 %. Prítomné sú v nich polohy pieskovcov. V oblasti Ruskej Novej Vsi sú na vysokej kryhe v reliktoch zachované stredno- až hrubozrné pieskovce a piesky s vložkami ílov a štrkov. V ich vrchnej časti sú tenké polohy sivých ílov obsahujúce chudobnú strednobádenskú asociáciu foraminifer. Na báze súvrstvia ležia pemzové, lapilové a ryodacitové tufy a brekcie. Nevystupujú na povrch, boli opísané z vrtov (Kaličiak, 1991). Podloží súvrstvia je kladzianske súvrstvie karpátu. Styk oboch súvrství je dobre makroskopicky odlišiteľný, keďže na pestrom ílovci leží sivý vápnitý ílovec mirkovského súvrstvia. V nadloží súvrstvia leží klčovské a lastomírske súvrstvie (vrchný bádén).

Stratotypový profil nebol stanovený, ale možno zaň považovať niekoľko čiastkových profilov v roklinách v okolí Mirkoviec, Ploského, Teriakoviec a Kokošovíc. Maximálna hrúbka súvrstvia je 630 m. Súvrstvie vzniklo v šelfovom morskom prostredí s nízkou dynamikou.

71 *bajtavské súvrstvie: vápnité prachovce a ílovce, zlepenca, pieskovce, vápenca a tufy;*
a) turovské vrstvy: piesky, zlepenca, brekcie, pestrofarebné íly, prachovce a tufy (spodný bádén); list: 46 LUČENEC

Bajtavské súvrstvie sa vyskytuje vo východnej časti Dunajskej panvy – v železovskej a komjatickej priehlbine (Seneš et al., 1971; Vass, 1989 a in Keith et al. 1989). Bazálnu a okrajovú fáciu súvrstvia tvoria transgresívne zlepenca, andezitové vulkanoklastiká, epiklastické pieskovce, brekcie a tufy s polohami riasových vápencov. Uvedené bazálne a okrajové sedimenty smerom do panvy prechádzajú do pelitických sedimentov, ktoré sú reprezentované sivými vápniťmi rozpadavými prachovcami a ílovcami s bridličnatým rozpadom. Bajtavské súvrstvie vzniklo v morskom prostredí. Vek je doložený spoločenstvom foraminifer lagenidovej zóny (sensu Grill, 1941; Lehotayová a Ondrejčíková, 1966).

71a) Turovské vrstvy sa vyskytujú v sv. časti komjatickej priehlbiny a vo východnej časti železovskej priehlbiny (Vass in Melioris a Vass, 1982). Tvoria ich kremenné piesky s ojedinelými obliakmi kremeňa a kremenca, zlepenca a brekcie, pestrofarebné íly a prachy a andezitové tufy. Vznikli pravdepodobne v riečnom prostredí, prípadne v deltovom prostredí (Marková in Vass et al., 1981). Veľmi vzácne sa v nich našla hyposalinická morská fauna zastúpená foraminiferami *Ammonia* ex gr. *beccarii* (L.) a ostrakódmi (Brestenská in Vass et al., 1981). Turovské vrstvy reprezentujú predtransgresívne sedimenty bajtavského súvrstvia. Ležia diskordantne na predterciálnom podloží.

72 lanžhotské súvrstvie – kútske vrstvy: zlepenca, brekcie, piesky/pieskovce a anhydrity (spodný bádén); listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Kútske vrstvy na území listu Malacky sa nachádzajú v slovenskej časti Viedenskej panvy. Podľa Špičku (1966a) zahŕňajú fáciu kútsko-malackých zlepenčov a sutinových zlepenčov břeclavského typu v zmysle Budaya (1955a). Reprezentujú ich zlepenca, štrky a pieskovce, v ktorých sa nachádzajú pestré íly alebo spomenuté klastické sedimenty prechádzajúce do pestrých ílov (tzv. anhydritovej fácie). Pomerné zastúpenie jednotlivých litologických typov sa v jednotlivých častiach panvy mení. V širšom okolí obce Gbely a Lakšárska Nová Ves tieto vrstvy tvoria sedimenty zlepenčov, štrkov a pieskovcov hrubé 200 m, nachádzajúce sa diskordantne na lakšárskom súvrství (Buday et al., 1962; Buday a Špička, 1959; Špička, 1966a). Smerom k obci Brodské tieto klastické sedimenty prechádzajú do pestro sfarbených pelitov. V nich sa našla redeponovaná mikrofauna zo sedimentov paleogénneho a spodnomiocénneho veku. Ležia na sedimentoch lakšárskeho súvrstvia. Severne od Malaciek sú kútske vrstvy zložené z vápнитých pieskovcov, zlepenčov a zelenosivých a pestrých vápнитých ílovcov, ktoré dosahujú hrúbku 250 m. Juhozápadne, južne a východne od Malaciek sú vyvinuté zlepenca (pôvodne malacké zlepenca; Buday, 1955a). Ležia diskordantne na lábskych vrstvách karpatského veku. Reprezentujú ich hrubo- až drobnozrnné zlepenca prechádzajúce do pieskovcov. Zriedkavo sa v nich vyskytujú polohy pestrých pelitov. V oblasti Studienky a Levár sú kútske vrstvy zložené prevažne zo sedimentov, ktoré sa vyznačujú častým striedaním rozličných facií, zvlášť sivých a pestrých červenohnedo škvrnitých vápнитých ílov a ílovcov, vápнитých pieskovcov a pieskov, nepravidelne zvrstvených zlepenčov a štrkov. V terminálnej časti uvedených sedimentov sa zistili sivé pelitické polohy so spodnobádenskou mikrofaunou (Špička a Zapletalová, 1965). Tieto sedimenty postupne prechádzajú do nadložných pelitov lanžhotského súvrstvia. Kútske vrstvy v tejto oblasti ležia transgresívne na pelitoch závodského súvrstvia (Špička, 1966a).

73 svinianske súvrstvie: ílovce a pieskovce s tufitickou prímiesou, tufy, tufity a sladkovodné vápence (spodný bádén); list: 35 TRNAVA

Svinianske súvrstvie je rozšírené v Bánovskej kotline j. od jastrabského zlomu. Na povrch vystupuje pri Dežericiach-Vlčkove, Horňanoch, Svinnej, Veľkej Hradnej a v okolí Trenčianskeho Jastrabia a Dubodiela (Brestenská et al., 1980; Pristaš et al., 2000).

Svinianske súvrstvie tvoria prevažne sivé ílovce s črepinovitým alebo bridličnatým rozpadom so zuhoľnatenými zvyškami rastlín. Zriedkavo sa v nich vyskytujú polohy uhlia (lignitu) a jemnozrnných pieskovcov s aleuritickou a tufitickou prímiesou. V bazálnej časti súvrstvia sú slienité vápence. Vo vyššej časti sú prítomné polohy tufov, resp. tufitov. Svedčí o tom asociácia ťažkých minerálov, v ktorej sa vyskytujú vulkanogénne (hypersten, augit, amfibol, biotit, granát, zirkón a vulkanické sklo) a autigénne minerály (siderit, pyrit a glaukonit; Gabčo, 1969).

Fosilne zvyšky nájdené v svinianskom súvrství je možné rozdeliť na dve skupiny, a to na autochtónne (sladkovodné a brakické ostrakódy, zriedkavé brakické foraminifery a sporomorfy) a alochtónne (morské foraminifery kriedového až spodnomiocénneho veku) (Brestenská, 1977; Pristaš et al., 2000). Získané mikrofloristické spoločenstvo sa korelovalo so spoločenstvami nájdenými v Hornonitrianskej kotline v sedimentoch spodného bádenu (Planderová, 1991).

74 nižnohrabovské súvrstvie: prachovce a polohy pieskovcov, ílovce a tufy; a) hrabovské redeponované ryodacitové tufy (spodný bádén); list: 38 MICHALOVCE

Nižnohrabovské súvrstvie (Vass a Čverčko, 1985) leží zväčša skrytodiskordantne na kladzianskom súvrství. V oblasti zemplínskej hrasti súvrstvie transgreduje na predterciérne podložie. Na území listu Michalovce vystupuje na povrch v úzkom pruhu medzi obcami Hlinné a Nižný Hrabovec. V centre panvy jeho prítomnosť overili hlboké vrty ropnej prospekcie.

Súvrstvie budujú sivé vápnité rozpadavé siltovce a ílovce s polohami jemne až stredne zrnitého rozpadavého masívneho pieskovca hrubými do 0,5 m. Hrúbka aj početnosť lavíc pieskovca narastá smerom k sv. okraju panvy. V centre Východoslovenskej panvy prevládajú siltovce a ílovce. Pre súvrstvie je charakteristická prítomnosť rôzne hrubých polôh kyslého tufu. Na sv. okraji Slanských vrchov v tmavosivom ílovci sa nachádzajú šošovky vláknitého sadrovca (Slávik, 1967; Karoli in Kaličiak, 1991). V tej istej oblasti v nadloží ílovca so sadrovcom leží polymiktný zlepenec s prevahou obliakov flyšových pieskovcov, ílovcov a rohovcov. Zriedkavé sú obliaky karbonátov. Podobný zlepenec sa nachádza aj pri Zlatníku a Hermanovciach nad Topľou. Na úpätí Zemplínskych vrchov bázou súvrstvia tvorí transgresívny zlepenec pozostávajúci z obliakov lokálnych predterciérnych hornín. Nad zlepencom je piesčité bentonitický ílovec a siltovec s lavicami pieskovca. Profil zakončuje pemzový ryolitový tuf a pieskovec s úlomkami karbónskych hornín.

V južnej časti územia najúplnejší profil nižnohrabovského súvrstvia zastihol vrt Zat-1 pri obci Zatin. V súvrství prevláda tmavosivý bituminózny ílovec a siltovec, prevrstvený s vápnitým pieskovcom, kyslým tufom a preplaveným tufitom. Tuf je propylitizovaný (Tereska, 1969). Hrúbka nižnohrabovského súvrstvia j. od Vranova nad Topľou je okolo 600 m a v depresii pri Čičarovciach až vyše 1 000 m (Vass et al., 2000).

Nižnohrabovské súvrstvie obsahuje morské fosílie. Vek súvrstvia je spodný bádén. Okrem iného obsahuje spodnobádenské formy vrátane indexovej fosílie štandardnej planktonickej zóny N-9 *Orbulina suturalis* (neskorý raný bádén), praeorbulíny a veľké lagenidy (Cicha a Kheil, 1962). Spoločenstvo nanoflóry obsahuje formy typické pre zónu NN-5 vrátane indexového druhu *Sphenolithus heteromorphus* (Lehotayová, 1982). Fosílie jednoznačne preukazujú spodnobádenský vek súvrstvia.

Nižnohrabovské súvrstvie vznikalo v morskom prostredí. Transgresívne fácie reprezentujú bazálne konglomeráty a pieskovce. Podobné sedimenty sa podieľajú aj na stavbe deltových telies. Jedno z nich vstupuje do Východoslovenskej panvy od JZ a druhé zo SZ. Panvovú fáciu reprezentujú prachovce a ílovce. Tieto sedimenty vznikali v prostredí hlbšieho vonkajšieho šelfu, prípadne spolu s polohami pieskovcov v prostredí plytkého šelfu. Na okraji panvy boli aj lagúny (lagúna pri dnešnom sv. okraji Prešovsko-tokajských vrchov), v ktorých precipitoval sadrovec (Vass et al., 2000).

74a) Hrabovský tuf (Buday in Matějka – ed., 1964) je svetlozelený a zelenosivý zeolitizovaný, pôvodne asi ryodacitový alebo dacitový tuf. Tvorí polohy hrubé niekoľko desiatok metrov alebo viac amalgamovaných polôh, ktoré vystupujú vo vrchnej časti súvrstvia. Na povrch vystupuje v pruhu od Vranova nad Topľou po Pusté Čemerné. Osamelé odkryvy sú aj pri obci Oreské a pri Podhorodí. Celková hrúbka tufu je až 140 m.

75 závodské súvrstvie: íly/ílovce a polohy pieskov/pieskovcov (karpat); listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Závodské súvrstvie je vyvinuté najmä v hlavných depresiách v sv. časti Viedenskej panvy približne j. od línie Smolinské – Štefanov – Šajdíkové Humence – Jablonica. V menšej hrúbke sa nachádza v depresnej štruktúre Petrovej Vsi (Špička a Zapletalová, 1963). Tvorí ho sivé, dokonale vrstvomité vápnité íly a bridlice, miestami s častými vrstvičkami bielosivého vápenca, ktoré sa nepravidelne striedajú s rôzne hrubými vrstvami svetlosivých vápnitých pieskovcov. Na báze súvrstvia sú šaštínske piesky. V južnej časti panvy sú prítomné osladené lábske vrstvy. Závodské súvrstvie je faunisticky takmer sterilné alebo obsahuje netypické a málo charakteristické spoločenstvá mikrofauny. Polohy typicky morskej mikrofauny sa vzhľadom na celkovú hrúbku súvrstvia vyskytujú len v nepatrnej miere. V sedimentoch súvrstvia sú polohy s redeponovanými

foraminiferami, ktoré boli diverzifikované a vytriedené z hľadiska veľkosti. Okrem nich sa v týchto sedimentoch našli zvyšky rýb, ihlice hubiek, rozsievky, rádiolárie a úlomky ostrakódov i makrofauny. Závodské súvrstvie sa najpravdepodobnejšie usadzovalo v plytkovodnom brakickom až sladkovodnom prostredí s prevažne nepriaznivými podmienkami na rozvoj mikrofauny. Len v širšom okolí lakšárskej elevácie a v oblasti Šaštína v tesnom nadloží šaštínskych pieskov a v jednej polohe vo vyššej časti súvrstvia sa zistili bohaté asociácie morskej mikrofauny (Špička a Zapletalová, 1964).

76 lakšárske súvrstvie: íly/ílovce a prachovce (šlír), pieskovce, kyslé tufy a tufity a koscinodiskové bridlice; a) prietržské vrstvy: striedanie ílovcov, prachovcov a pieskovcov, kyslé tufy (karpát); b) jablonický zlepenec: zlepenec a pieskovce (karpát – ?spodný bádén);
listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Lakšárske súvrstvie sa vyskytuje v slovenskej časti Viedenskej panvy. Začlenili sa doň aj sedimenty karpatského veku v blatnianskej priehlbine a v Bánovskej kotline. Členmi lakšárskeho súvrstvia sú hruboklastický jablonický zlepenec a flyšoidné prietržské vrstvy.

Vo Viedenskej panve je lakšárske súvrstvie vyvinuté v dvoch faciálne odlišných vývoch. V juhovýchodnej časti panvy sa súvrstvie vyznačuje monotónnym pelitickým vývojom, ktorý reprezentujú sivé, dokonale vrstvovité, jemne piesčité vápnité íly šlírového charakteru. Tieto sedimenty sa usadzovali v pokojných podmienkach neritickej zóny. Vyznačujú sa málo premenlivou mikrofaunou, tvorenou prevažne aglutinovanými foraminiferami. Dominantné postavenie v spoločenstve majú zástupcovia čeľade *Lituolidae*, *Astrorhizidae* a druh *Gaudryina scabra* BRADY. V severozápadnej časti panvy je litologický a faunistický vývoj súvrstvia rozčlenený vertikálne. Súvrstvie tvoria prevažne sivozelené až zelenosivé piesčité vápnité íly, silne sľudnaté, ktoré sú nevrstvovité alebo len nedokonale vrstvovité (Špička a Zapletalová, 1964). Našla sa v nich bohatá fauna mäkkýšov (Čtyroký, 1961c).

V severozápadnej časti blatnianskej priehlbiny lakšárske súvrstvie reprezentujú sivé až zelenosivé piesčité vápnité ílovce s premenlivým obsahom piesčitej prímеси, ktoré majú často na vrstvových plochách koncentrované lupienky muskovitu. Vyskytujú sa v nich vrstvy svetlosivých drobnozrných kremenných pieskovcov hrubé 1 – 10 cm. Nachádzajú sa v nich aj svetlosivé až sivé, miestami zelenkavé tenkovrstvovité, slabo piesčité ílovce, resp. ílovité bridlice s hojnými diatomaceami, predstavujúce koscinodiskové bridlice (Buday, 1955). Z tejto oblasti boli opísané aj ryolitové až ryodacitové tufity tvoriace medzivrstvičky hrubé 0,1 až 0,5 m (Buday et al., 1963, 1967).

Sedimenty lakšárskeho súvrstvia sa nachádzajú aj v najsevernejšej časti blatnianskej priehlbiny v oblasti Beckova. Reprezentuje ich monotónny súbor peliticko-piesčitých sedimentov, ktoré majú často na plochách odlučnosti zuhoľnatené rastlinné zvyšky, uhoľné šmuhy, šošovky a vrstvičky uhlia hrubé až 2 mm (Pospíšil, 1971). V zmysle Budaya a Cichu (1956) ide o sedimenty reprezentujúce regresiu vo vrchnej časti karpátu. Dovtedy bola preukázaná len z Viedenskej panvy. Tieto sedimenty potvrdzujú jej existenciu aj v najsevernejšej časti blatnianskej priehlbiny Dunajskej panvy.

Litologický vývoj lakšárskeho súvrstvia v Bánovskej kotline je podobný ako vo Viedenskej panve. V spodnej časti prevládajú piesky/pieskovce s polohami zlepenecov predstavujúce transgresívnu litorálnu faciú. Vo vrchnej časti sú zastúpené šlírové sedimenty predstavujúce panvový sediment, resp. sediment otvoreného šelfu. Fauna v spodnej časti súvrstvia poukazuje na zmiešanú asociáciu morských planktonických a sladkovodných foriem poukazujúcich na karpatský vek (Brestenská, 1977; Brestenská et al., 1980).

76a) Prietržské vrstvy (list 35 Trnava) sa vyskytujú vo Viedenskej panve v. od obce Rovensko a na východnom okraji panvy od obce Podbranč až po obec Osuské (Baňacký et al., 1996a). Na západnom okraji blatnianskej priehlbiny vystupujú od obce Šterusy až po Čachtice.

Prietržské vrstvy vo Viedenskej panve pozostávajú zo zelenosivých vrstvovitých vápnitých ílovcov a prachovcov striedajúcich sa so svetlosivými kremennými a polymiktnými, drobnými až strednozrnými pieskovcami s náznakmi gradáčného zvrstvenia (Baňacký et al., 1996b; Buday et al., 1963). Striedanie vrstiev pripomína rytmickú flyšovú sedimentáciu, kvôli ktorej sa označovali ako flyšoidné. Prítomné sú aj polohy kyslého tufu. Pieskovce na základe modálneho zloženia

v zmysle Dotta (1964) patria k litickým arenitom. Na zložení pieskovcov sa podieľajú prevažne litické úlomky zastúpené karbonátmi, kyslými felzitickými horninami a rekryštalizovaným vulkanickým sklom. Menším podielom sú zastúpené drobnozrnné metamorfiká, karbonatické pieskovce, rádiolarity a červené ílovce (Fejdiová, 1994).

Pri západnom okraji blatnianskej priehlbiny prietrzské vrstvy tvoria sivé, do žltá zvetrávajúce lastúrnato odlučné vápnité íly/ílovce, v ktorých sú polohy svetlo- a hnedosivých drobn- aj strednozrnných kremenných pieskov a pieskovcov hrubé 1 – 50 cm. Na vrstvových plochách sa ojedinele našli hieroglyfy (Buday, 1955; Began a Salaj in Salaj et al., 1987).

Sedimenty prietrzských vrstiev vznikli pravdepodobne mechanizmom turbiditných prúdov, ktoré nie sú úplne rozvinuté. Chýbajú vyššie členy Boumovej sekvencie (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996b)

76b) Jablonický zlepenec (list 35 Trnava) sa nachádza v senickej časti Viedenskej panvy. Uvedenú litostratigrafickú jednotku reprezentujú polymiktné zlepence, smerom do nadložia prechádzajúce do pieskovcov. Zlepence pozostávajú z obliakov mezozoických vápencov, kremencov, kremeňa, rohovcov, kriedových aj paleogénnych pieskovcov, granitoidov, fylitov aj bázických efuzív. Opracovanie obliakov je veľmi dobré až dokonalé, vytriedenie je zlé. Miestami sa striedajú polohy s rôznou zrnitosťou s pomerne dobre vytriedeným materiálom. Zrnitosť je premenlivá. Najviac rozšírený typ sú drobn- až strednozrnné zlepence s veľkosťou obliakov od 2 do 10 cm. Tmel v zlepencoch je vápnito-piesčitý, miestami len vápnitý (Buday, 1955; Buday et al., 1962).

Pieskovce sú hnedo- a modrosivej farby. Reprezentujú ich drobn- až hrubozrnné variety (Buday, 1955; Buday et al., 1962).

Zlepenec sa považoval za bazálny člen lakšárskeho súvrstvia. Karpatský vek potvrdzovali aj foraminiferové spoločenstvá vrátane druhov *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. a *U. parkeri breviformis* PAPP et TURN (Cicha in Buday et al., 1963). Kováč (2000) zastáva názor, že zlepenec predstavuje regresívnu fáciu lakšárskeho súvrstvia a uvažuje o stratigrafickom rozsahu vrchný karpát – spodný báden.

Sedimenty jablonických zlepenecov reprezentujú usadeniny deltovo-aluviálnych kužeľov vstupujúce do morskej, sčasti anoxickej panvy (Baráth, 1993; Kováč, 1985, 1986).

Modrokamenské súvrstvie (karpát)

77a sečianske vrstvy: vápnité íly/ílovce, prachy/prachovce, piesky/pieskovce, ryodacitové tufy, diatomitické íly a diatomity; list: 46 LUČENEC

Sečianske vrstvy v typickom vývoji reprezentuje sivý vápnitý prach/prachovec, resp. íl/ílovec s bridličnatým a črepinovým rozpadom (šlír), niekde s jemnou piesčitou lamináciou. Smerom do podložia a k okrajom panvy pelity prechádzajú do sivého vápnitého piesku/pieskovca s hojnými šupinami sludy na vrstvových plochách. Vyskytujú sa polohy kyslého tufu s biotitom, hrubé maximálne 2 m. Zriedkavo ich sprevádza diatomit a diatomitický íl s lístkovitým rozpadom.

Sečianske vrstvy sa postupne vyvíjajú z krtíšskeho piesku. Sú zakryté príbelským pieskom alebo vulkanitmi vinickej formácie. Vzájomný vzťah je skrytodiskordantný. Erózia odstránila značnú časť sečianskych vrstiev, niekde celé modrokamenské súvrstvie a časť salgótarjárskeho súvrstvia (Vass a Šucha, 1994). hrúbka vrstiev je okolo 130 m, maximálne 250 m.

Karpatský vek sečianskych vrstiev dokladá morská fauna, zvlášť spoločenstvo foraminifer, ako aj spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu zóny NN 4 vrátane indexovej formy *Helicosphera ampliaperta* (Vass a Elečko et al., 1992). Spoločenstvo mäkkýšov tvoria tenkostenné lastúrníky a ulitníky.

Sečianske vrstvy vznikli v morskom prostredí na otvorenom šelfe až v plytkobatyálnej zóne.

77b krtíšsky piesok: piesky/pieskovce a zlepence; list: 46 LUČENEC

Krtíšsky piesok je zeleno- až svetlosivý, vo zvetranom stave žltohnedý, spravidla nevápnitý arkózový piesok (podľa Markovej, 1972; fide Vass et al., 1983). Niekedy býva šikmo zvrst-

vený, inokedy je zvrstvenie nezreteľné (rozrušené bioturbáciou; Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979). Zriedkavé sú pieskovcové lavice tvorené kremíťm tmelom (Vass a Gabčo, 1964). Na báze, resp. v strope sú tenké polohy drobnozrnného zlepenca, resp. parazlepenca.

Krtíšsky piesok sa vyvíja postupne z podložných, medokýšskych vrstiev (hrubnutie zrna) a postupne prechádza do nadložných, sečianskych vrstiev (zjemňovanie zrna). Je hrubý 50, maximálne 200 m. V podloží vulkanitov Krupinskej planiny a na severných svahoch šahanskej elevácie laterálne prechádza do fácie medokýšskych vrstiev. Fauna sa vyskytuje zriedkavo. Ojedinele sa našli odtlačky morských pekteníd a koraly (Čechovič, 1952; Vass et al., 1983). Karpatský vek je daný superpozičnými vzťahmi.

Krtíšsky piesok vznikol na plytkom šelfe, najskôr v litorálnej zóne (prostredie piesčitých valov).

77c medokýšske vrstvy: piesky a prachovce; list: 46 LUČENEC

Medokýšske vrstvy tvorí sivý vápnitý jemnozrnný piesok a silt. Tieto dva litotypy často tvoria laminovaný sediment. Inokedy sú šikmo zvrstvené, s nízkymi zväzkami pahorkovitého tvaru (hummocky cross bedding). Ďalšie textúry sú *parting lineation*, šošovkové a vlnité zvrstvenie a deformačné textúry, obzvlášť konvolútna laminácia (Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979; Vass et al., 1983; Vass a Beláček, 1997).

Medokýšske vrstvy ležia na plachtinských vrstvách salgótarjánskeho súvrstvia (otnang) a z nich sa postupne vyvíjajú. Podobne postupne prechádzajú do nadložného krtíšskeho piesku. Ich hrúbka v Ipeľskej kotline je okolo 40 m. Obsahujú morskohyposalinickú faunu. Foraminiferové spoločenstvo pozostáva zväčša z druhov, ktoré obývali normálne more, ale sú menšieho vzrastu.

Karpatský vek medokýšskych vrstiev potvrdzuje spoločenstvo foraminifer obsahujúce niektoré karpatské druhy, obzvlášť druh *Uvigerina graciliformis*. Vrstvy sa laterálne zastupujú aj s krtíšskym pieskom a sečianskymi vrstvami (Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979). Sečianske vrstvy obsahujú vápnitý nanoplanktón zóny NN 4, spoločenstvo typické pre stupeň karpat (Vass et al., 1983). Okrem toho, medokýšske vrstvy spolu s krtíšskym pieskom a sečianskymi vrstvami vytvárajú jeden sedimentačný cyklus (Vass, 1995).

Medokýšske vrstvy vznikli v polooddelenej morskej lagúne so zníženou salinitou, do ktorej búrka vháňala mechanicky vytriedenú mikrofaunu normálneho mora.

78 kladzianske súvrstvie: pestré ílovce, pieskovce, soľ a anhydrity (karpat);

listy: 27 POPRAD, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Kladzianske súvrstvie leží konkordantne alebo skrytodiskordantne na soľnobanskom súvrství (prípadne sa s ním sčasti laterálne zastupuje) alebo diskordantne na predterciálnom podloží. Je zakryté nižnohrabovkým súvrstvom ranobádenského veku. Na povrch vystupuje v oblasti Prešova a medzi Vranovom nad Topľou a Strážskym, ale pochované mladšími sedimentmi je rozšírené na území takmer celej Východoslovenskej panvy.

Súvrstvie tvoria pestré (červené, fialové, hnedoškvrnité, svetlozelené, žlté) vápnité, slabo piesčité ílovce a íly s tenkými polohami jemnozrnného vápnitého pieskovca (Vass a Čverčko, 1985). V pelitoch sú konkrécie anhydritu a sadrovca a žilky, resp. pukliny vyhojené vláknitým halitom.

Súvrstvie je chudobné na fosílie, ako aj na organickú hmotu. Ojedinele sa našli foraminifery vrátane foriem karpatského veku. Foraminiferové spoločenstvá sú rôznorodé a odrážajú lokálne zmeny hladiny mora (Holcová in Vass et al., 1996).

Kladzianske súvrstvie je plošne najväčšie aj najhrubšie medzi súvrstvami karpatského veku na východnom Slovensku. Jeho maximálna hrúbka je 1 300 m, a to v priestore j. od Vranova nad Topľou a jz. od Michaloviec.

Lito- aj biofaciálny vývoj súvrstvia naznačuje, že vzniklo v plytkom mori, kde sa občas vynorilo dno (červeno sfarbené polohy pelitov) a vyzrážali sa evapority (konkrécie anhydritu, resp. sadrovca). Dno mora subsidovalo, ale len do tej miery, že na jeho dne sa akumulovali plytkomorské sedimenty v značnej hrúbke, ale sedimentačné prostredie sa neprehĺbilo.

Ekvivalentom súvrstvia na Zakarpatskej Ukrajine je terešulské súvrstvie (Vass, 2002).

79 sol'nobanské súvrstvie: prachovce, pieskovce, sol'né brekcie, sol' a anhydrity (karpat);
list: 27 POPRAD

Sol'nobanské súvrstvie vystupuje na povrch v oblasti Prešova (Solivar, Šváby). Súvrstvie opísali Vass a Čverčko (1985).

V spodnej časti súvrstvia sa strieda slabo vápnitý prachovec a pieskovec, prevrstvený s laminami anhydritu. Vyššie je niekoľko polôh sol'nej brekcie pozostávajúcej z bielej a sivej kryštalickej soli, s neusporiadanými chaotickými ostrohrannými úlomkami ílovca a pieskovca. Medzi polohami sol'nej brekcie je prachovec a pieskovec s puklinkami vyplnenými vláknitým ružovým a oranžovým halitom s konkréciami anhydritu, laminami a vtrúseniami sadrovca.

Súvrstvie vznikalo v grabenovej depresii oddelenej od otvoreného mora. Na sz. okraji tejto depresie v dôsledku občasného prerušenia komunikácie s otvoreným morom v čele vtedajších Karpát vznikali bahnité plošiny a sol'né panvičky. Pre tento okraj je príznačné striedanie facií, od sedimentov otvoreného mora (fáza záplavy) až po faciie sedimentov menších izolovaných nádrží typu sebcha a salina s precipitáciou nodulárneho anhydritu a včasne diagenetického halitu, resp. polôh halitu (fáza prerušenia komunikácie s centrálnym bazénom a fáza vyparovania až vysychania). Neskôr sa halit v pôvodne vrstvovitých sedimentoch vylúhoval povrchovou (riečnou) vodou. To viedlo k vzniku disolučno-kolapsových brekcií. V depocentre mohla prebiehať sedimentácia v relatívne hlbšom bazéne (včítane tenkých lamín halitu, ktoré sú odrazom jeho precipitácie na styku vodnej hladiny so vzduchom, odkiaľ ako pelagický dážď padali na dno). Vzhľadom na nedostatok údajov sa nedajú vylúčiť ani fázy úplného vysychania celej Východoslovenskej panvy (Karoli in Kaličiak, 1991; Karoli, 1993). Známa hrúbka súvrstvia sa pohybuje od 100 do 280 m (Kaličiak et al., 1991).

Vek súvrstvia je karpat. Súvrstvie leží konkordantne na teriakovskom súvrství a je konkordantne zakryté kladzianskym súvrstvom, ktoré obsahujú okrem iného aj typickú karpatskú faunu. Morské foraminifery, i keď zriedkavo, sa našli v pelitoch súvrstvia (sedimenty občasnej morskej transgresie) vrátane druhov *Uvigerina graciliformis* (PAPP et TURN.) a *Pappina breviformis* (PAPP et TURN.).

80 teriakovské súvrstvie: flyšoidné striedanie pieskovcov, prachovcov a ílovcov, zlepenca a tufy; a) hliniansky šlír: prachovce, ílovce a zlepenec; b) lemešiansky zlepenec: zlepenec s prevahou obliakov dolomitov; c) ryolitový (fintický) tuf (karpat); listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Teriakovské súvrstvie reprezentuje bazálnu časť karpátu a je overené vo východnom okolí Prešova. Na povrch vystupuje aj pri Hlinnom. Na báze súvrstvia je zlepenec a pieskovec. V Košickej kotline bol oligomiktný bazálny zlepenec súvrstvia aj formálne definovaný.

80a) Pri Hlinnom (list 38 Michalovce) vystupuje najjemnozrnnejšia faciia súvrstvia – **hliniansky šlír** – sivý vápnitý prachovec až ílovec s bridličnatým rozpadom, ktorý predstavuje najhlbokovodnejšiu faciú súvrstvia. V súvrství sa pravdepodobne vyskytujú aj kyslé tufy, resp. tufity – ekvivalenty fintického tufu, ktorý vystupuje na povrchu pri obci Fintice sv. od Prešova. Hrúbka súvrstvia je 250 až 400 m.

Súvrstvie obsahuje faunu normálneho mora. V spoločenstvách foraminifer sú aj niektoré druhy typické pre karpat, najmä *Uvigerina graciliformis* PAPP et TURN. Organické zvyšky nájdené v šlíre pomohli nespochybniteľne určiť karpatský vek celého súvrstvia. Je to predovšetkým vápnitý nanoplanktón zóny NN 4 s indexovou formou *Helicosphaera ampliaperta*. Hliniansky šlír obsahuje morské bivalvie, echinoideá a foraminifery. Súvrstvie má charakter transgresívnej sekvencie a uložilo sa v prostredí morského šelfu.

Ekvivalentom súvrstvia na Ukrajine je terešuľské súvrstvie alebo jeho časť (Vass, 2002).

80b) Lemešiansky zlepenec vystupujúci na území listu 37 Košice (Karoli a Zlinská in Kaličiak, 1991) je oligomiktný zlepenec. Tvoria ho prevažne obliaky dolomitu. Lavice zlepenca majú pozitívne gradačné zvrstvenie. Zlepenec sa podieľajú na stavbe osypov vzniknutých v litorálnej zóne mora na úpätí strmého svahu. Reliéf sa omladzoval horizontálnymi posunmi pri roztváraní panvy typu pull-apart (Vass, 2002). Hlavnú masu súvrstvia tvorí striedanie sivé-

ho vápniteho ílovca až siltovca s polohami pieskovca, alebo vápnný ílovec sa strieda s vložkami parakonglomerátu.

80c) Ryolitový tuf vyskytujúci sa na území listu 27 Poprad opísal Kuthan (1948) pod názvom **fintické ryolity**. Keďže nejde o ryolit, ale o ryolitový tuf, Kuthanov názov redefinoval Vass (2002) ako **fintický tuf**. Tuf je rozšírený v jz. okolí Fintíc. Striedajú sa tu jemnozrnný svetlosivý tuf, drobnouúlomkovitá epiklastická brekcia a epiklastický pieskovec v maximálnej hrúbke do 10 m. Tuf je pórovitý až voštinovitý. V brekcii sú angulárne až zaoblené úlomky ryolitu, pemzy, kremeňa, ílovca a pieskovca. Matrix je piesčitý, s hojnými kryštaloklastami biotitu (Kaličiak et al., 1991). Opísané litotypy sú viac či menej zvrstvené. Premenu jemnozrnného tufu vznikol bentonit, resp. montmorillonitický íl, ktorý tvorí polohy v pelitoch teriakovského súvrstvia (Kaličiak et al., l. c.). Tuf leží vo vrchnej časti teriakovského súvrstvia a je zakrytý kvartérnymi zvetraninami.

Vek tufu je karpat, čo možno usúdiť podľa vzťahov k teriakovskému súvrstviu (Vass, 2002).

81 planinské súvrstvie: prachovce, ílovce, zlepenca a pieskovce (otnang – karpat);

list: 35 TRNAVA

Planinské súvrstvie sa nachádza v dobrovodskej depresii. Tvoria ho najmä ílovce a prachovce striedajúce sa s polohami pieskovcov a zlepenčov.

Bázu súvrstvia tvoria zlepenca s ílovitým tmelom a polohy „pebbly mudstone“ (sklzové teleso) tmavosivej farby. V ich nadloží sú ílovce s laminkami a popraškami siltu, v ktorých je časté prúdovo-čerínové a flaserové zvrstvenie a stopy po bioturbácii. V uvedených sedimentoch sa zistila prítomnosť vápnitej nanoflóry zóny NN 3 s indexovým druhom *Sphenolithus belemnus*. Vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú ílovce a ílovce s popraškami siltu na vrstvových plochách striedajúce sa s polohami prachovcov a pieskovcov, ktorých smerom do nadložia ubúda. Charakteristické je šikmé zvrstvenie, prítomnosť zuhoľnatých zvyškov rastlín, stopy po bioturbácii, zriedkavo sa vyskytujúce šupiny rýb a schránky bivalvií. Medzi otnanskou a spodnokarpatskou časťou súvrstvia nebolo viditeľné žiadne litologické rozhranie. To poukazuje na neprerušenú sedimentáciu.

Prechod medzi otnangom a karpatom z biostratigrafického hľadiska charakterizujú chudobné plytkovodné spoločenstvá foraminifer znášajúce zníženie salinity s prevahou druhov *Ammonia beccarii* (L.), ktoré sú sprevádzané spoločenstvom vápniteho nanoplanktónu s výraznou prevahou druhu *Coccolithus pelagicus*. Smerom do nadložia sa objavujú spoločenstvá bentických foraminifer s prevahou rodov *Heterolepa*, *Cibicidoides*, *Lenticulina*, *Stilostomella* a v najvyššej časti aj *Bolivina*. Sprevádza ich asociácia vápniteho nanoplanktónu zóny NN 4.

Marginálne vývoje planinského súvrstvia tvorí striedanie zlepenčov a pieskovcov. Obliaky zlepenčov majú priemernú veľkosť 0,5 – 2,0 cm, maximálne 10 – 15 cm. Zaoblenie je rôzne, od nedokonalého až po dobré. Zložené sú najmä z triasových vápencov a dolomitov, menej je jurských, prevažne rádiolárových a kriedových kalpionelových vápencov. Prítomné sú aj pieskovce, arkózy, kremence, rohovce a žilný kremeň. Spodnokarpatský vrstvový sled sa vyznačuje množstvom gradačných cyklov, ktoré sa začínajú zlepencami až brekciami a smerom do nadložia prechádzajú do pieskovcov, siltovcov a ílovcov. Prevládajúca farba je zelenosivá a sivá. Charakteristické sú preplástky zuhoľnatej organickej hmoty a vysoký obsah autigénneho pyritu (Kováč et al., 1992).

82 bánovské súvrstvie: ílovce, prachovce, pieskovce a zlepenca (otnang); list: 35 TRNAVA

Bánovské súvrstvie na území listu Trnava vystupuje v severnej časti Bánovskej kotliny v priestore medzi obcami Timoradza, Horňany a Svinná. V južnej časti kotliny je zakryté sedimentmi lakšárskeho súvrstvia karpatského veku.

Súvrstvie je tvorené striedaním ílovitých, resp. prachovitých a piesčitých vrstiev (vývoj podobný flyšu). Na báze sú prítomné aj zlepenca. Smerom do nadložia pribúda piesčitých polôh a zväčšuje sa aj ich hrúbka. Súvrstvie je veľmi chudobné na organické zvyšky. Zistila sa v nich prítomnosť tekamöb rodu *Silicoplaentina* (Brestenská, 1977) a brakické mäkkýše (Ondrejčíková, 1975).

83a plachtinské vrstvy: nevápnité íly/ílovce a piesky

Dominantným litotypom plachtinských vrstiev je slabo spevnený masívny sivý až modrosivý íl/ílovec s bridličnatým a lastúrnatým rozpadom. Jeho typickým znakom je nevápnitosť a neprítomnosť makrofauny. Lokálne, zvlášť v spodnej časti, sú vrstvy piesčité, resp. ílovec je nahradený pieskom. Sporadicky sú vyvinuté vrstvičky uhlia (do 3 cm), tmavohnedé a čokoládovo hnedé bituminózne polohy hrubé niekoľko cm až desiatky cm a vrstvičky svetlosivého sklovitého tufu-tufitu hrubé 5 – 10 cm (Čechovič, 1952; Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979).

Na území listu Lučenec sa plachtinské vrstvy postupne vyvíjajú z piesku pôtorských vrstiev a postupne prechádzajú do nadložných medokýšských vrstiev modrokamenského súvrstvia. Ich maximálna hrúbka je 220 m.

V plachtinských vrstvách sa nachádzajú sporomorfy, najmä ihličnanov, a úlomky dreva, zriedkavo odťažky listov. Vo výplavoch sa našli kostičky a zúbky rýb, ihlice húb, preplavené foraminifery (najmä z lučenského súvrstvia) a rádiolárie (Vass, Konečný a Šefara – eds., 1979). Zriedkavé vápnité polohy v monotónnych íloch obsahujú morské organizmy: nanoflóru zón NN3 a NN4 a morské foraminifery (Lehotayová in Vass et al., 1987; Kantorová in Škvarka et al., 1989). Ide zrejme o morské epizodické ingresie do jazerného prostredia. Nanoplanktón poukazuje na otnanský vek.

Plachtinské vrstvy vznikli v málo dynamickom jazernom prostredí s nevetraným dnom (prítomnosť markazitu). Do jazera ojedinele prenikli morské ingresie.

83b pôtorské vrstvy: piesky, uhlie a íly

Pôtorské vrstvy tvorí sivý, vo zvetranom stave hnedý a béžový, stredno- až jemnozrný, miestami šikmo zvrstvený piesok. Sú v ňom vložky sivého a tmavosivého ílu – rozpadavej uhoľnej bridlice – a 1 až 3 sloje uhlia hrubé až 5 m. V podloží slojov sú miestami rozoznateľné zuhoľnatené korene rastlín (Čechovič, 1952; Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979).

Na území listu Lučenec pôtorské vrstvy ležia skrytodyskordantne na bukovinskom súvrství (vrchný egenburg) alebo na fil'akovskom (spodný egenburg) či lučenskom súvrství (eger). Smerom do nadložia piesok prechádza do ílu/ílovca plachtinských vrstiev. Vrstvy dosahujú hrúbku 30 – 50 m.

V pôtorských vrstvách sa zriedkavo nachádzajú kosti cicavcov, sladkovodné a suchozemské mäkkýše, ako aj hyposalinické mäkkýše. Do pôtorských vrstiev vnikli morské ingresie, ktoré v nich zanechali chudobné morskobrakické spoločenstvo mäkkýšov (Ondrejčíková in Škvarka et al., 1989).

Pôtorské vrstvy vznikli v riečnom prostredí a uhlie vznikalo v močiároch na aluviálnej nive rieky. Do riečno-močiarného prostredia vnikli krátkodobé morské ingresie ako predzvesť nasledujúcej morskej transgresie.

84 lužické súvrstvie: ílovce, prachovce, pieskovce, brekcie a zlepenec (egenburg – otnang); a) podbrančský zlepenec: zlepenec, brekcie, pieskovce a piesčité vápence; b) winterberský zlepenec: štrky, piesky a pestré íly; c) chropovský zlepenec: zlepenec a pieskovce (a, b, c – egenburg); listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Lužické súvrstvie sa vyskytuje v slovenskej časti Viedenskej panvy. Zahŕňa usadeniny, ktoré vznikli v rôznych prostrediach. Na báze súvrstvia sú pestré a sivé vápnité íly so zlepenčovými polohami, ktoré obsahujú brakickú faunu mäkkýšov a foraminifer (Jiríček in Gaža et al., 1983). Okrajovú plytkovodnú morskú fáciu tvoria hruboklastické sedimenty chropovských zlepenčov, winterberských pieskovcov a podbrančských vrstiev, ktoré sa usadzovali v priebehu egenburgu. Panvovú fáciu lužického súvrstvia reprezentujú pelitické sedimenty, ktorých stratigrafický rozsah je vo väčšine prípadov egenburg až otnang. Len v oblasti Cunína, Gbiel, Smolinského a obce Bresty transgredujú priamo na flyšové sedimenty magurskej jednotky pelitické sedimenty vrchnej časti lužického súvrstvia otnanského veku.

Vrchnootnanské sedimenty v oblasti Cunína sa vyznačujú cibicidovo-elfidiovou asociáciou foraminifer v spodnej časti a spoločenstvom s dominantným zastúpením foraminifer druhu *Ammonia beccarii* (LINNE) a silikoplacentinami vo vrchnej časti.

V okolí Štefanova a Šaštína vrchnootnanské sedimenty reprezentuje tzv. rybí šlír. Na rozhraní pelitických sedimentov egenburského a otnanského veku ležia hodonínske piesky (Jiříček in Gaža et al., 1983). Pelity lužického súvrstvia pozostávajú zo sivých a tmavosivých vápnitých ílovcov a prachovcov s bridličnatým rozpadom, jemnou vrstvosťou a ojedinelými polohami vápnitých pieskovcov a svetlosivých tufitov (Březina, 1959).

84a) Podbrančský zlepenec na území listu 35 Trnava sa vyskytuje na sv. okraji slovenskej časti Viedenskej panvy, v okolí Podbranča, Brezovej pod Bradlom a v dobrovodskej depresii.

Na báze sú podbrančské vrstvy zložené z dolomitických brekcií, balvanovitých zlepenecov (obliaky 30 – 40 cm) a drobnozrnných zlepenecov, ktoré vertikálne, miestami aj laterálne, prechádzajú do hrubo- a stredozrnných pieskovcov. Zlepence tvoria buď súvislé vrstvy striedajúce sa s pieskovcami, alebo nepravidelné šošovky v pieskovcoch. Pieskovce prechádzajú (najmä v blízkosti bradlového pásma) do klastických až klastických piesčitých vápencov a klastických piesčitých dolomitických vápencov. Zlepence sú prevažne masívne, ojedinele tvoria lavice. Pieskovce sú masívne alebo hrubolavicovité. Farba zlepenecov a pieskovcov je väčšinou svetlosivá alebo svetlobielosivá, niekedy žltkastá, v prípade pevných stredozrnných vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov miestami modrosivá (Buday, 1955; Buday a Cicha, 1956; Buday et al., 1963).

Obliaky v zlepencoch sú tvorené z najväčšej časti karbonátmi. Miestami sú prítomné korálové vápence santónu, detritické vápence senónskeho až paleogénneho veku a organodetritické paleocénne vápence a pieskovce magurského typu paleogénneho veku. Zriedkavo sa vyskytujú obliaky alkalicko-živcového leukogranitu, kremenného porfýru a bazických vulkanitov (Baráth a Kováč, 1989).

V zlepencoch a pieskovcoch sa našla bohatá fauna mäkkýšov, v pieskovcoch aj chudobné spoločenstvá foraminifer (Čtyroký, 1959; Cicha in Čtyroký, 1959).

Podbrančské vrstvy sa usadili v litorálnom prostredí systémom náplavových kužeľov, ktorých materiálov bol derivovaný z okrajov panvy, z prostredia piesčito-kamenistých pláží (Baráth a Kováč, 1989).

84b) Winterberský zlepenec na území listu 34 Malacky sa nachádza na severnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy južne od Skalice (na vrchu Winterberg) a v okolí obcí Chropov a Koválovec. Najčastejšie ho tvoria vápnité pieskovce, v ktorých sú šošovkovité polohy drobnozrnných zlepenecov. Okrem zlepenecov sa v nich nachádzajú aj bloky s veľkosťou 1 – 1,5 m tvorené vápnitými svetlosivými ílovcami a siltovcami. Obliakový materiál, ako aj bloky sú dobre opracované. Triedenie je zlé (Elečko a Vass in Baňacký et al., 1996). Obliaky sú zložené z flyšových pieskovcov a karbonátov (vápencov a dolomitov). Vápence sú prevažne stredno- a vrchnotriasové.

Winterberský zlepenec obsahuje zle zachovanú faunu mäkkýšov. Celé schránky sú len ojedinelé. Okrem mäkkýšov sa v zlepencoch našli aj úlomky zubov žralokov rodu *Lamna* a *Odontaspis* (Čtyroký, 1960a, b).

Winterberský zlepenec sa usadzoval v litorálnom a sublitorálnom prostredí. Poukazuje na to nevytriedenie a rýchle litofaciálne zmeny vo vertikálnom aj horizontálnom smere (Čtyroký, 1960b). Podľa Barátha a Kováča (1989) sa usadzoval vo vysoko dynamickom prostredí, so svojím podložíom má erozívny kontakt a reprezentuje produkt podmorského zosuvu (Ambrož, 1980).

Winterberský zlepenec v oblasti Chropova leží na chropovských zlepencoch (Buday et al., 1965; Baňacký et al., 1996) a na typovej lokalite (vrchu Winterberg pri Skalici) na pelitoch lužického súvrstvia (Špička a Zapletalová, 1972).

84c) Chropovský zlepenec sa nachádza na severnom okraji slovenskej časti Viedenskej panvy (listy: 34 a 35) v širšom okolí Chropova a s. od obcí Častkov a Lopašov. Túto litostratigrafickú jednotku tvoria balvanovité až drobnozrnné zlepence a hrubozrnné pieskovce. Zlepence sú sivej a žltosivej farby. Tvoria ich obliaky flyšových pieskovcov a ílovcov pochádzajúcich z magurského flyšu. Zriedkavo sa vyskytujú obliaky z mezozoických vápencov a čiernych rohovcov. Ich

veľkosť sa pohybuje od 1 do 4 cm. Sú dobre opracované. Tmel zlepenecov je karbonatický. Zlepence sú masívne alebo hrubolavicovité a majú podpornú štruktúru piesčitého matrixu. Pieskovce majú sivé sfarbenie a tvoria polohy v stratigraficky vyššej časti chropovských zlepenecov. Sú hrubolavicovité a siliciklastické. Pozostávajú zo zrníek kremeňa a litoklastík (pieskovce a karbonáty). Tmel je ílovito-karbonatický (Elečko a Vass, in Baňacký et al., 1996). V zlepencoch sa zistila fauna mäkkýšov, ktorá poukazuje na egenburský vek zlepenecov (Bílek, 1966a; Čtyroký, 1961a, b). V piesčitých vložkách v zlepencoch sa našli foraminifery (Zlinská, 1993) a ostrakódy (Fordinál, 1993).

Chropovský zlepenec vznikol v litorálnom prostredí. Poukazujú na to sedimentologické znaky, ako aj hojné nálezy stôp po vŕtavých organizmoch na povrchu obliakov (Baráth a Kováč, 1989).

85 *čausianske súvrstvie: vápnité íly/ílovce, prachy/prachovce a piesky/pieskovce (šlír); a) kľáčniansky zlepenec: zlepence a pieskovce (egenburg);* listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Čausianske súvrstvie je zastúpené v Bánovskej, Hornonitrianskej, Trenčianskej a Ilavskej kotline. Panvovú fáciu zastupujú pelity, okrajové a bazálne sedimenty reprezentujú kľáčniansky zlepenec.

Pelitické sedimenty sú zložené zo sivých, prevažne drobnozrnných piesčitých vápnitých ílov a ílovcov s lastúrnatým a črepinovitým rozpadom. V nich sú nepravidelné vložky a vrstvy prachovcov až pieskovcov. Vo vrchných častiach súvrstvia sú prítomné aj nevápnité ílovce a prachovce s vložkami ryodacitových tuftov. Pelitické sedimenty obsahujú bohatú morskú makro- a mikrofaunu a vápnitú nanoflóru, poukazujúcu na egenburský vek sedimentov (Pristaš et al., 2000).

85a) Kľáčniansky zlepenec je bazálny a okrajový člen čausianskeho súvrstvia. Je rozšírený (listy: 25 a 35) v Hornonitrianskej kotline, v severnej časti Dunajskej panvy (piešťanská a bečkovská depresia), v Bánovskej, Trenčianskej a Ilavskej kotline.

Kľáčniansky zlepenec tvoria v prevažnej miere zlepence, zlepence s polohami pelitov a pieskovce. Klastickú zložku zlepenecov predstavujú takmer výhradne mezozoické karbonatické horniny (dolomity a vápence), sporadicky žilný kremeň. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí 1 až 6 cm, väčšie obliaky sa vyskytujú zriedkavo a viažu sa na bázu vrstiev. Okrem hrubozrnných zlepenecov sa vyskytujú aj jemnozrnné, prechádzajúce do hrubozrnných pieskovcov. Spevnenie polôh zlepenca závisí od karbonátového tmelu, resp. obsahu dolomitového piesku.

Kľáčniansky zlepenec leží diskordantne a transgresívne na značne členitom mezozoickom podklade.

Egenburský vek zlepenecov potvrdzuje prítomnosť mäkkýšov (Vaňová, 1955; Ondrejíčková, 1975, 1979) a foraminifer nachádzajúcich sa v pelitických polohách v zlepencoch (Brestenská, 1977).

86 *rakšianske súvrstvie: štrky/zlepence, piesky/pieskovce a glaukonitické vápence (egenburg);* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Názov je odvodený od obce Rakša v. od Turčianskych Teplíc (Gašparik in Gašparik et al., 1995). Gašparik a Brestenská pôvodne opísali súvrstvie ako člen – Rakša Member (in Steininger et al., 1985). Stratotyp sa nachádza v záreze poľnej cesty pri kostole v obci Rakša. Súvrstvie vznikalo v malej morskej spodnomiocénnej panve. Tvoria ho hrubozrnné klastiká: zlepence, piesky/pieskovce a piesčité glaukonitické vápence s hľuzami litotamnií. Evidentne ide o bazálnu časť súvrstvia, ktorého panvovú časť odstránila erózia. Súvrstvie leží transgresívne a diskordantne na zubereckom súvrství (vnútrokarpatský paleogén) a na mezozoických horninách. Je zakryté vrstvami budišského, martinského, resp. kaľamenovského súvrstvia. Medzi rakšianskym súvrstvím, podloží a nadložnými súvrstviami je stratigrafický hiát. Hrúbka súvrstvia je 200 – 400 m (Gašparik, l. c.). Je rozšírené pri Rakši, Turčianskom Michale, Mošovciach, Turčianskych Tepličiach, pri Háji a pri Čremošnom (Rakús, 1977).

Vek súvrstvia je spodný miocén (egenburg) a je doložený makrofaunou.

87 *bukovinské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly a vložky uhlia; a) lavice a polohy ryodacitového tufu a tufitu (vrchný egenburg)*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Bukovinské súvrstvie predstavuje cyklické striedanie štrku, piesku a pestrofarebných ílov (riečna fácia), resp. zelený, sivozelený íl prevláda (jazerná fácia). Ojedinele sa vyskytujú uhoľné sloje, resp. šošovky uhlia zlej kvality (Vass et al., 1999). V súvrství sú lavice ryodacitového tufu. Štrkové obliaky pozostávajú z rezistentných hornín a niet medzi nimi karbonátových obliakov (Čechovič, 1952; Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979; Vass a Elečko, 1992).

Bukovinské súvrstvie leží na fil'akovskom súvrství (spodný egenburg) s erozívnu diskordanciou a podobne je zakryté pôtorskými vrstvami salgótarjánskeho súvrstvia. Hrúbka súvrstvia je nestála, mení sa na krátku vzdialenosť. Maximálnu hrúbku, 200 m, dosahuje jazerná fácia.

Súvrstvie obsahuje zuhoľnatené zvyšky rastlín, prekremenené pne stromov, listy, zriedkavo plody a sporomorfy subtropických a tropických rastlín dažďového pralesa (Němejc, 1967; Knobloch in Papp et al., 1973; Planderová in Vass a Elečko, 1992). Vek súvrstvia je doložený rádiometrickým vekom ryodacitového tufu $20,1 \pm 0,3$ Ma (Repčok in Kaličiak, 1987) a $19,7 \pm 0,2$ MA (Kantor et al., 1988; fide Vass a Elečko, 1992), čo zodpovedá vrchnému egenburgu (Vass et al., 1987). Súvrstvie vzniklo v riečnom a jazernom prostredí.

87a) Lavice a polohy ryodacitového tufu a tufitu (člen bukovinského súvrstvia) vystupujú zväčša v spodnej a strednej časti súvrstvia, ale v okolí Čakanoviec, Lupoče a Lehôtky ležia aj navrchu súvrstvia. Podstiľajú nadložné pôtorské vrstvy. Tvoria polohy hrubé 0,5 až 17,0 m. Sú sivej a zelenkavej farby, ale aj tmavé (tmavé sfarbenie spôsobuje uhoľná hmota rozptýlená v matrice). Sú jemno- až hrubozrnné. Makroskopicky možno v tufoch vidieť úlomky pemzy, biotit a vzácne obsidián. Tufy laterálne a vertikálne prechádzajú do tufitu až tufitického pieskovca. Miestami obsahujú hojné úlomky zuhoľnatených rastlinných tiel. Niektoré polohy tufu sú silno argilitizované a produktmi rozpadu sú smektit a illit.

Na základe mikroskopického štúdia sa rozlišujú pemzové tufy, premenené popolové tufy, premenené prekremenené tufy, kremité argility a sklovité tufy. Tufy miestami obsahujú úlomky ryodacitu s mikrofelzitickou a sklovitou štruktúrou. Okrem tufov sa v bukovinskom súvrství nachádzajú aj polohy tufitických pieskovcov, resp. pieskovcov s tufitickou prímiesou.

88 *čelovské súvrstvie: glaukonitické jemnozrnné pieskovce, ílovce, prachovce, slojčky uhlia a ryolitové vulkanoklastiká (egenburg)*; listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Do literatúry ho zaviedol Leško (1957). Pred ním Čechovič (1950) nazval toto súvrstvie uhoľné vrstvy pri obci Čelovce (Vass, 2002). Čelovské súvrstvie sa laterálne zastupuje s vrchnou časťou prešovského súvrstvia. Predstavuje regresívnu, vrchnú časť egenburského sedimentačného cyklu. Ide o deltové sedimenty, ktoré progradovali do panvy zo SZ, ale pravdepodobne aj zo SV (malá delta pri Lade; Janočko, 1993). Deltové sedimenty sa neviažu iba na čelovskú depresiu, ale prítomnosť deltových sedimentov vo vrchnej časti egenburských sedimentov a vo vrte Prešov-1 prezrádza biofáciálny vývoj (brakické spoločenstvá). Bazálnym litotypom súvrstvia sú glaukonitické pieskovce. Vyššie sa striedajú siltovce a jemnozrnné pieskovce s vložkami zlepenecov a ílovcov. Zastúpené sú aj vápnnité sivé a pestré íly, tmavé uhoľné íly a slojčky hnedého uhlia, resp. lignitu. V spodnej časti je lokálne vyvinutá poloha ryolitových vulkanoklastík. Vulkanizmus spodného miocénu (egenburgu a karpátu) je zaujímavý najmä jemnými popolovými uloženiami, produktmi, ktoré vznikajú pri explozívnom vulkanizme a niekedy sa ukladajú vo veľkej vzdialenosti od vulkanického centra. V oblasti čelovskej depresie sa produkty egenburského vulkanizmu zachovali vo veľmi obmedzenej forme (zachytené vrtoom Čelovce-1; Slávik et al., 1960). Jednotlivé depozičné centrá reliktného predoblúkového bazénu sa pohybovali jv. smerom, pričom reprezentujú najstaršie sekvencie vo výplni východoslovenského bazénu. Ide o explozívny vulkanoklastický produkt uložený vo vodnom prostredí, resp. redeponovaný vodným prostredím. Rozpadavé zlepenec tvoria šošovky a sú buď oligomiktne, alebo drobnozrnné, prevažne kremité. V súvrství sa striedajú prachovce a jemnozrnný pieskovec s vložkami ílovca a zlepenca. Vo vrchnej časti súvrstvia sú slojčky hnedého uhlia a v strope súvrstvia sú hrubodetrítické sedimenty (Karolí a Zlinská in Kali-

čiak, 1991). Deltové sedimenty pri Lade, ktoré predstavujú erozívny relikt, budujú štrky vyplňajúce korytá – distribučné kanály, masívne pieskovce s ostrými bázami a prúdovými stopami na nich, horizontálne laminované pieskovce a siltovce a sedimenty sutinových tokov a náhlych splachov (Janočko, 1993).

Litológia, ale aj spoločenstvá fauny poukazujú na vznik v pobrežnej časti mora, ktorá bola pod vplyvom delť riek vyúsťujúcich a progradujúcich do vtedajšej panvy. V podloží súvrstvia leží morský glaukonitický pieskovec a ten leží diskordantne na vnútrokarpatskom paleogéne. Súvrstvie je zväčša zakryté kvartérnymi sedimentmi, len ojedinele na ňom so skrytou diskordanciou leží teriakovské súvrstvie (karpat). Súvrstvie dosahuje hrúbku 400 m (vrt Čelovce-1). Je rozšírené iba v čelovskej (resp. v záhradnianskej) depresii s. a sv. od Prešova.

Vek súvrstvia je egenburg. Je doložený spoločenstvami foraminifer zo spodnej (morskej, resp. prodeltovej) časti súvrstvia. Vo vyššej časti súvrstvia (progradujúca delta) sa zistilo hyposalinnické spoločenstvo mäkkýšov.

89 prešovské súvrstvie: hrubozrnné pieskovce s polohami zlepenecov a ryolitové tufy (egenburg); listy: 27 POPRAD, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

V oblasti mesta Prešova a smerom na S až po východné okolie Gregoroviec vystupujú na povrch sedimenty prešovského súvrstvia. Súvrstvie takto nazvali Vass a Čverčko (1985).

Hrubodetritická okrajová fácia v priestore Dúbrava – Gregorovce nasadá na flyšoidné sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny. Tvorí ju stredno- až hrubozrnný pieskovec s polohami zlepenca. Prevláda strednozrnný pieskovec s lavicami a polohami hrubozrnného pieskovca. Ojedinelé sú vrstvičky prachovca. Zlepenec tvorí nepravidelné šošovkovité telesá rôznej hrúbky. Má polymiktne zloženie a obliaky sú veľké 2 – 5 cm. Lavice pieskovca sú hrubé 5 – 50 cm, ojedinele až 1 m, s nerovnými plochami vrstvovitosti. V pieskovcoch je častý uhoľný detrit. Hrúbka litofácie kolíše od 20 do 100 m.

Hlavnú masu súvrstvia tvorí sivý piesčitý rozpadavý vápňitý siltovec s polohami jemnozrnného vápňitého pieskovca a premeneného ryolitového tufu a tufitu, ktoré sú seladonizované a bentonizované (Kaličiak, 1991). Siltovce sú výrazne sľudnaté, s prechodom do jemnozrnných pieskovcov. Sú slabo vápňité (do 14 % CaCO₃), s nedokonalým vytriedením. V asociácii ťažkých minerálov prevláda granát, zirkón, staurolit, rutil a turmalín. Pieskovce sú drobové, s prechodmi do drôb so subangulárnou zrnitou štruktúrou. Prevláda kremeň nad fylitmi, karbonátmi a pieskovcami, menej sú zastúpené svetlé sľudy. Základná hmota je ílovito-siltová, tmel karbonátový. Súvrstvie obsahuje morskú faunu. Dokladá to jeho morský pôvod (Švagrovský, 1952). Hrúbka súvrstvia v okolí Prešova je až 1 000 m. Vzniklo na morskom šelfe, resp. predstavuje transgresívnu panvovú fáciu. Leží diskordantne na vnútrokarpatskom paleogéne alebo na predterciálnych horninách. Na ňom so skrytou diskordanciou po erozívnom hiáte leží teriakovské súvrstvie (karpat).

Vek súvrstvia je egenburg. Obsahuje morskú faunu bivalvií a gastropódov.

Fil'akovské súvrstvie (spodný egenburg); list: 46 LUČENEC

90a darmotské vrstvy: striedanie polôh zlepenecov, pieskovcov a vápňitých ílovcov

Striedajú sa polohy, resp. lavice zlepenca, rozpadavého sivého, resp. okrového pieskovca a sivého vápňitého ílovca. Zlepenec je šikmo zvrstvený a od štrku v bukovinskom súvrství sa líši hojnými obliakmi karbonátov a tmavých silicítov. V pieskovci sú šošovkovité a bochníkovité konkrécie pevného vápňitého pieskovca. Pieskovec prevrstvuje ílovec. Darmotské vrstvy ležia skrytodiskordantne na lučenskom súvrství (eger). Ich hrúbka je okolo 30 m. Predstavujú erozívne zvyšky a v ich nadloží sú iba kvartérne sedimenty. Obsahujú morskú faunu, často lumachely ostrei a anómii, ktoré neurčujú vek. Ten je daný superpozičnými vzťahmi. Darmotské vrstvy sú plytkomorské transgresívne sedimenty (Vass in Vass, Konečný a Šefara, 1979; Vass, 2002).

90b jelšovský zlepenec: zlepenec s polohami pieskov/pieskovcov

Jelšovský zlepenec je rozpadavý, zväčša stredno- až hrubozrnný, s polohami piesku/pieskovca. Má cyklický vývoj, veľkosť cyklov 0,4 – 3,5 m a sedimentárne textúry ako korytové roz-

myvy, imbrikácia a šikmé zvrstvenie pieskovca. Obliaky majú polymiktné zloženie s významným podielom karbonátov a s čiernymi silicitmi. Zlepenec leží konkordantne na lipovianskom pieskovci a je erozívno-diskordantne zakrytý bukovinským súvrstvom. Jeho hrúbka na stratotypovej lokalite je 15 m. Obsahuje úlomky pravdepodobne morskej hyposalinickej fauny. Zlepenec vznikol ako výnosový kužeľ rieky, resp. delty progradujúcej do morského prostredia. Na povrch vystupuje iba v okolí obce Jelšovec v jz. časti Lučenskej kotliny (Vass a Elečko, 1992).

90c *tachtiansky pieskovec: pieskovce, prachovce a lavice vápneného pieskovca*

Spodnú časť tachtianskeho pieskovca tvorí rozpadavý sivý piesčité prachovec a jemnozrný pieskovec bez lavíc alebo iba ojedinele s lavičkami pevného pieskovca hrubými 5 – 10 cm. Hlavnú masu tohto vrstvomého celku tvorí sivý rozpadavý, jemne až stredne zrnitý pieskovec s lavicami a bochníkovitými konkréciami – šošovkami pevného vápneného pieskovca hrubými 15 – 30 cm, ktoré selektívne odolávajú zvetrávaniu a na odkryvoch vyčnievajú. Pieskovec je zväčša masívny alebo nezreteľne zvrstvený. V tomto dominantnom type pieskovca sú miestami polohy jemnozrného pieskovca a siltovca so šlirovým habitom (Vass a Elečko, 1992).

Pieskovec leží skrytodiskordantne na lučenskom súvrství (eger) a laterálne sčasti aj vertikálne prechádza do jalovského pieskovca. Tachtiansky pieskovec vystupuje vo východnej a strednej časti Cerovej vrchoviny a jeho hrúbka je maximálne 200 m.

Tachtiansky pieskovec, zvlášť siltovcové polohy, obsahuje zriedkavé odvápnené jadrá schránok morských mäkkýšov (Vass, 1960).

Tachtiansky pieskovec vznikol v plytkom šelfovom mori, súdiac podľa jemnejšej zrnitosti ďalej od pobrežia ako hrubozrnnejší jalovský pieskovec.

90d *jalovský pieskovec: šikmo zvrstvené pieskovce s glaukonitom*

Jalovský pieskovec je sivo sfarbený, v zvetranom stave hnedo a hrdzavo sfarbený, stredno- až hrubozrný. Petrograficky zodpovedá litickej arkóze s glaukonitom. Jeho typickým znakom je veľké šikmé zvrstvenie: výška zväzkov kolíše od 2 do 13 m. Zväzky tvoria vrstvy hrubé 2 až 17 cm. Úklon šikmého zvrstvenia kolíše od 10 do 34°. Vrstvy majú vnútornú textúru, spravidla je to pozitívna gradácia. Na bázach hrubších vrstiev sú dobre ováľané obliačky rezistentných hornín (čierny, hnedý a zelený rohovec a biely kremeň). Miestami je v piesku drvina schránok morských mäkkýšov. Nápadným textúrnym znakom sú veľké erózne korytá, široké niekoľko desiatok metrov (Vass a Elečko, 1992).

Jalovský pieskovec sa postupne laterálne a vertikálne vyvíja z tachtianskeho pieskovca a laterálne prechádza do lipovianskeho pieskovca. Smerom nahor sa jeho zrnitosť zjemňuje a opäť prechádza do pieskovca podobného tachtianskemu. V miestach, kde fil'akovské súvrstvie skrátila erózia, býva zakrytý bukovinským súvrstvom, salgótarjanským súvrstvom alebo riečnymi sedimentmi predbazaltovej drenážnej siete či priamo bazaltmi cerovej formácie. Jeho maximálna hrúbka je okolo 120 m. Vystupuje v strednej a východnej časti Cerovej vrchoviny.

V pieskovci sa našli neurčiteľné úlomky morskej fauny. Pieskovec vytvára telesá podobné piesčitém vlnám alebo tvorí výplň kanálov morského vzdúvania. Prúdové textúry – šikmé zvrstvenie – ukazujú, že prúdenie bolo na S, SV, resp. SZ a všetko svedčí o tom, že išlo o odlivové prúdenie so značnou energiou (Sztanó, 1994; Halásová et al., 1996).

90e *lipoviansky pieskovec: rozpadavé pieskovce, prachovce, ryodacitové tufy a tufity, zlepenec*

Lipoviansky pieskovec je sivý, vo zvetranom stave hnedý a hrdzavý rozpadavý pieskovec s polohami a vložkami siltovca, ryodacitového tufu, tufitu a zlepenca. Sú v ňom bochníkovité a guľovité konkrécie. Typickým znakom je hojný výskyt morskej makrofauny, ojedinele aj lumachelových lavíc. Pieskovec býva zvrstvený. Zvrstvenie býva vlnité, drobno čerinové (výška do 2,5 cm), malé a stredné šikmé zvrstvenie (výška 4 – 30 cm) s výraznými švami je často korytového tvaru (erózne korytá), laminy vnútri zväzku sú tangenciálne (Vass a Elečko, 1992).

Lipoviansky pieskovec buď leží na lučenskom súvrství (eger), alebo na redukovanom tachianskom, resp. jalovskom pieskovci, s ktorými sa tiež laterálne zastupuje. Hrúbka lipovianskeho pieskovca spolu s čakánovskými vrstvami, s ktorými sa strieda, je 100 až 200 m. Vyskytuje sa v západnej časti Cerovej vrchoviny a v jz. časti Lučenskej kotliny.

Pieskovec obsahuje spoločenstvo morských hrubolastúrných mäkkýšov, na základe ktorých sa stanovil egenburský vek. V pieskovci sú aj zuby žralokov a veľrýb (Holec, 1995). Našli sa v ňom ranomiocénne foraminifery a nanoplanktón zóny NN 2 vrátane indexového druhu *Discoaster drugii* (Lehotayová, 1982).

Lipoviansky pieskovec vznikol v litorálnej zóne šelfového mora, na vonkajšej strane pobrežných barov, na intertidálnej plošine a na pobrežnej plytčine, t. j. v prostredí kontrolovanom prúdením vzdúvania (Vass a Elečko, 1992).

90f čakánovské vrstvy: vápnité prachovce až drobnozrnné pieskovce, polohy tufov a tufitov

Čakanovské vrstvy tvorí sivý a modrosivý vápnitý prachovec až jemnozrnný prachový pieskovec s bridličnatým rozpadom a s vložkami rozpadavého jemnozrnného kyslého tufu a tufitu (Vass a Elečko, 1992). Obsahujú pomerne hojnú tenkostennú morskú mikrofaunu. Laterálne sa zastupujú s lipovianskym pieskovcom, resp. z tohto pieskovca sa vyvíjajú a erozívno-diskordantne sú zakryté bukovínskym súvrstvím. Ich hrúbka spolu s lipovianskym pieskovcom, s ktorým sa striedajú, je 100 – 200 m. Vystupujú v západnej časti Cerovej vrchoviny.

V spoločenstve makrofauny sú zastúpené egenburské druhy mäkkýšov. Spoločenstvo nanoflóry obsahuje druhy zóny NN 2 vrátane indexovej formy *Discoaster drugii* (Lehotayová, 1982). Egenburský vek vrstiev potvrdzuje aj rádiometrický vek tufu $20,6 \pm 0,5$ Ma (Repčok in Kaličiak, 1987; fide Vass a Elečko, 1992).

Čakanovské vrstvy sú najhlbokovodnejšia fácia fiľakovského súvrstvia. Vznikli na morskom šelfe pred piesčitými barmi a pod úrovňou dosahu morského vlnenia, resp. vzdúvania (Vass a Elečko, l. c.).

90g ryodacitové tufy

Počas usadzovania fiľakovského súvrstvia bol aktívny vulkanizmus vo vzdialených centrách. Vulkanický materiál transportovaný vzduchom sa usadzoval v morskom príbrežnom prostredí. Ryodacitové tufy a tufity tvoria v lipovianskych pieskovcoch, resp. čakánovských vrstvách polohy hrubé od niekoľkých cm do 0,5 m. Sú svetlosivej farby. Makroskopicky v nich možno identifikovať drobné pemzy, biotit a na vrstvových plochách úlomky zuhoľnatených rastlín. Vulkanogénny materiál deponovaný v plytkomorskom prostredí sa vlnením vytriedil.

Mimo dosahu vln sedimentovali eolické tufy, ostro oddelené od podlažia a nadlažia. Niektoré polohy tufov sú prekremenené. Biotit z ryodacitového tufu čakánovských vrstiev bol rádiometricky datovaný FT-metódou stôp po delení uránu na $20,6 \pm 0,5$ MA (Repčok in Kaličiak, 1987).

91 drienovský zlepenec: karbonatické zlepence, brekcie, vrstvičky pelítov až pieskovcov; a) nečlenený spodný miocén vcelku: štrky, zlepence, piesky, pieskovce, silty, íly a ílovce (spodný miocén); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Drienovský zlepenec vystupuje na povrch na území listu 37 Košice. Je rozšírený na severnom okraji Turnianskej depresie medzi obcou Drienovec a Moldavou nad Bodvou. Pod týmto názvom alebo pod názvom drienovecká (recte drienovská) zlepencová formácia tento zlepenec opísal Matějka (1958).

Zlepenec sa strieda s brekciou a pozostáva prevažne z obliakov a úlomkov triasových a liasových karbonátov, ojedinele aj verfenských bridlíc, rádiolaritov, vrchnokriedových karbonátov, rozložených bázik, kryštalickej bridlice a serpentinitu. Tmel najmä v spodnej časti je bauxitový. Poloha bauxitu je aj na báze. Zlepenec buduje dejekčné kužele tokov stekajúcich do depresie na úpätí mezozoika Slovenského krasu.

Zlepenec leží pravdepodobne diskordantne na triasových karbonátoch, ale vo vrte VD-4 leží diskordantne na šomodskom súvrství. Ten istý vrt overil hrúbku zlepenca 300 m.

Starší autori považovali zlepenec za vrchnokriedový (Matějka, 1958; ale aj viacerí maďarskí autori: Sobányi, Lőczy, Noszky a i.; fide Samuel in Andrusov a Samuel, 1983). Terciérny vek mu pripisovali Bystrický et al. (1956). Tento záver potvrdil Mello nálezom vrchnokriedového obliaka (fide Samuel in Andrusov a Samuel, 1983) a neskôr ho potvrdila pozícia zlepenca v nadloží šomodského súvrstvia (Barkáč, 1985; fide Vass et al., 1994). Vass et al. (l. c.) sa domnievajú, že zlepenec má spodnomiocénny vek. Problémy s vekovou koreláciou sú následkom absencie fauny.

91a) Ako zatiaľ **nečlenený spodný miocén vcelku** (list 36 Banská Bystrica) vyčleňujeme sedimenty vystupujúce na povrch ako denudačné reliktu v oblasti v. od Banskej Bystrice, s. a sz. od obce Priechod a z. a v. od horárne Píla. Ďalšou oblasťou, kde vystupujú sedimenty na povrch, predpokladáme však ich rozšírenie aj v podloží sedimentov banskobystrického súvrstvia, je oblasť na severnom zakončení obce Nemce, jz. od obce a v širšej oblasti obce Selce (Elečko in Polák et al., 2003).

V širšej oblasti horárne Píla vystupujú naspodku lavice zlepenecov s hrúbkou 20 – 50 cm. Sú to sivé, žltosivé, ale aj žltohnedé drobnozrnné **zlepence** s podpornou štruktúrou matrixu. Obliaky sú veľmi dobre opracované, s veľkosťou od niekoľko mm do 1 – 1,5 cm, zriedkavo do 4 cm. Zastúpené sú karbonáty (vápence a dolomity) a žilný kremeň. Základnú hmotu tvorí strednozrnný pieskovec. V ich nadloží sú rozpadavé **pieskovce a piesky**. Ide o stredne hrubé doskovité pieskovce s hrúbkou do 50 cm, s nepravidelne zastúpenými obličkami kremeňa s veľkosťou do 3 cm, s náznakmi planárneho šikmého zvrstvenia. Piesky sú sivej (svetlosivej, žltosivej až okrovožltej) farby. Ide o jemnozrnné až hrubozrnné piesky, prítomné sú obličky kremeňa a karbonátov. Sú dobre opracované, s veľkosťou do 0,5 cm, ojedinele do 3 cm.

V oblasti sz. od obce Nemce, ako aj v jej južnom okolí a v severnom okolí obce Selce vystupujú na povrch, resp. v podloží sedimentov banskobystrického súvrstvia pliocénu sedimenty, v ktorých sú zastúpené štrky, piesky, íly a silty. **Štrky** sú prevažne kemité, ale aj polymiktné. V obliakovom materiáli, na rozdiel od severnejšej oblasti, sú zastúpené aj granitoidy, ruly a svory. Obliaky sú dobre opracované, s veľkosťou 0,5 – 8 cm, miestami do 10 – 15 cm. Ojedinele sú prítomné slabo opracované až neopracované bloky kryštalinika (30 – 80 cm). Štrky sú stmelené stredno- až hrubozrnnými sivými a žltými (žltosivé, svetlosivé, žlté a okrovožlté) pieskami s pozitívnym gradačným zvrstvením.

Na severnom zakončení obce Nemce a v potoku jz. od obce, ako aj nad hospodárskymi budovami s. od obce Selce sú prítomné polohy žltosivých a sivých, hnedo škvrnitých masívnych jemnozrnných **pieskov** so šupinkami sludy s hrúbkou polôh do 70 cm. Prítomné sú aj polohy tmavosivých až čiernych stredno- až hrubozrnných pieskov s hrúbkou okolo 5 m.

Zastúpené sú aj polohy tmavosivých, za mokra až čiernych **ílovcov – siltovcov**. Boli navrtané v studni na severnom zakončení obce Selce v podloží štrkovo-piesčito-ílovitých sedimentov banskobystrického súvrstvia pliocénu. V polohe ílovcov-siltovcov sú na plochách rozpadu hojné šupinky sludy.

Vo väčšine prípadov sú polohy faunisticky sterilné. Rozborom fauny z tmavosivých až čiernych ílovcov a siltovcov z vrtanej studne s. od Seliec sa zistilo bohaté a druhovo pestré spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu (autorka analýz K. Žecová; fide Elečko in Polák et al., l. c.). Na základe prítomnosti spoločenstva vápniteho nanoplanktónu vrátane indexovej fosílie zóny NN 4 *Helicosphaera carteri* je možné zaradiť toto spoločenstvo do otnangu až karpátu. Na základe rozborov spoločenstva foraminifer vzorky zo Seliec (autorka analýz A. Zlinská) bol určený vrchnokišcelský vek týchto sedimentov.

Z toho vyplýva, že v študovanom území sú zastúpené sedimenty spodnomiocénneho veku. Na základe nových zistení je možné uvažovať o morskom prepojení študovanej oblasti v spodnom miocéne cez územie dnešných stredoslovenských neovulkanitov, najskôr s oblasťou Juhoslovenskej panvy.

NEOGÉNNE A KVARTÉRNE VULKANITY

KVARTÉR

ALKALICKÝ BAZALTOVÝ VULKANIZMUS

Bazaltový vulkanizmus alkalického typu je najmladší prejav vulkanickej aktivity na území Slovenska. Vulkanizmus časovo nasledoval po skončení andezitového a ryolitového vulkanizmu. Počiatok aktivity bazaltového vulkanizmu alkalického typu podľa výsledkov K/Ar rádiometrického datovania s údajom $8,0 \pm 0,54$ MA (lokalita Devičie jz. od Zvolena) spadá do obdobia panónu (vrchný miocén). Vulkanická aktivita v oblasti stredného a južného Slovenska s väčšími a menšími prestávkami pretrvala v období pliocénu a pleistocénu. Jej skončenie predstavuje najmladší bazaltový vulkán Putikov vrch kvartérneho veku pri Novej Bani, datovaný na 120 000 rokov.

Výsledkom aktivity bazaltového vulkanizmu alkalického typu sú sporadické relikt bazaltových telies v areáli neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska (dva bazaltové neky pri Banskej Štiavnici, bazaltový pokrov Dobrá Niva – Ostrá Lúka jz. od Zvolena, relikt lávového prúdu pri obci Devičie jz. od Krupiny a bazaltový vulkán Putikov vrch pri Novej Bani). Vo väčšom rozsahu sú relikt bazaltového vulkanizmu v oblasti južného Slovenska, kde sú súčasťou *podrečianskej bazaltovej formácie* pontského veku a mladšej *cerovej bazaltovej formácie* veku pliocén – pleistocén.

Vulkán Putikov vrch (stredný pleistocén)

Vulkán Putikov vrch je výsledkom explozívnej a efuzívnej činnosti. Tieto dve vulkanické aktivity vytvorili troskový kužeľ a lávový pokrov.

92a *lávové prúdy nefelinického bazanitu*; list: 35 TRNAVA

Lávové prúdy vytvárajú rozsiahly lávový pokrov (plató). Lávové plató je viacnásobné zoskupenie lávových prúdov, ktoré sa rozliali do priestoru medzi Tekovskou Breznicou a Novou Baňou. Lávové prúdy bazaltového zloženia sa začínajú pri severnom okraji troskového kužeľa Putikov vrch a pokračujú na svahu do doliny Hrona. Prúdy majú rôznu hrúbku a dĺžku. V blízkosti kužeľa a na jeho nižšom svahu sú lávové prúdy s dĺžkou do niekoľko desiatok metrov a s hrúbkou do 1 metra. S narastajúcou vzdialenosťou od kužeľa v smere primárneho svahu do doliny Hrona hrúbka prúdov narastá do 15 m. Maximálna dĺžka lávových prúdov je do 3,2 km. Z petrografického hľadiska horniny, ktoré tvoria vulkán Putikov vrch, sú alkalické olivinické bazalty a nefelinické bazanity.

92b *pyroklastiká troskového kužeľa*; list: 35 TRNAVA

Troskový kužeľ je situovaný jv. od Tekovskej Breznice v oblasti hrebeňa nad Chválovskou dolinou v okolí kóty Putikov vrch (477 m). Kužeľ tvoria sopečné horniny, ktoré sú produktom explozívnej činnosti strombolských a havajských erupcií. Z otvoru sopky sa vyvrhla zmes tufov, sopečných bômb a sopečných „plieskancov“ (útržky tekutej lávy boli po dopade na zem charakteristicky deformované – typ *cow-dung*).

93 *maary (Fil'akovo, Hodejov) (spodný pleistocén)*; list: 46 LUČENEC

V období stredného pleistocénu na južnom Slovensku doznievala vulkanická aktivita bazaltového vulkanizmu cerovej bazaltovej formácie (6. vulkanická fáza). Jej výsledkom bol vznik maarových štruktúr pri vonkajších okrajoch klenby Cerovej vrchoviny v podobe dvoch maarov vo Fil'akove a skupiny maarov pri obci Hodejov. Maary sú súčasťou cerovej bazaltovej formácie.

Zvyškom maaru vo Fil'akove je hradný vrch, ktorý predstavuje časť maarovej výplne uloženej na vnútornom svahu (úklony lapilových tufov sú $15 - 25^\circ$ na Z do centra maarovej štruktúry). Maar sa nachádza zhruba 150 m pod úrovňou paleoreliéfu.

Západne od Filákov v oblasti Vyhládka sú zvyšky lapilových tufov (pravdepodobne vonkajšia časť tufového kužeľa) uložené na štrkovej terase veku mindel/günz.

Pri sz. okraji mesta Filákov zvyšky maaru predstavuje Červený vrch (k. 248). Lapilové tufy a tufy sú uložené s úklonom 20 – 35° na JZ a J v smere do predpokladanej maarovej depresie.

Pri obci Hodejov zvyšok maaru narezaného dolinou riečky Gortva sa nachádza asi 150 m nižšie pod úrovňou bázy staršieho lávového prúdu, ktorý bol späť s troskovým kužeľom Guda. V stenách opusteného lomu pod vrcholom s kótou 263 pri sz. okraji obce Hodejov je odkrytá vnútorná stavba maaru – tufového kužeľa – vybudovaná v dvoch štádiách. Po vzniku maaru (1. štádium) bola jeho vrchná časť odstránená v priebehu mohutnej erupcie. Mladšie, 2. štádium reprezentuje vrchná stavba v podobe tufového kužeľa, zakončená strombolskými erupciami. Vrchná stavba je uložená diskordantne na spodnej stavbe 1. štádia.

Západne a jz. od Hodejova je niekoľko reliktov lapilových tufov, ktoré na základe posledných výskumov s použitím geofyzikálnych metód boli prehodnotené ako časti maarových štruktúr (Konečný a Kubeš, 2000). S použitím vrtov bol overený nový maar Čokovo sz. od Hodejova.

NEOGÉN – KVARTÉR

Cerová bazaltová formácia (pliocén – pleistocén)

V období pliocénu až pleistocénu vulkanická aktivita prebiehala v oblasti Cerovej vrchoviny a južných až východných okrajov Lučenskej kotliny. Podľa údajov rádiometrického datovania (Balogh in Konečný et al., 1999) vulkanická aktivita prebiehala v časovom intervale od 5,4 MA do 1,0 MA počas niekoľkých vulkanických fáz. Bazaltový vulkanizmus reprezentujú denudačne zvyšky lávových prúdov, lávových pokrovov, troskových kužeľov, maarov, polohy lapilových tufov, diatrémy, bazaltové neky a dajky. V dôsledku celkového vykľutia oblasti Cerovej vrchoviny a následných denudačných procesov zvyšky lávových prúdov v oblasti Cerovej vrchoviny v súčasnosti tvoria vrcholové časti plochých chrbtov. Nastala tak výrazná inverzia reliéfu (v pôvodnom paleoreliéfe tvorili lávové prúdy výplne paleodolín a depresii pri úpätí vulkánov).

Spodný pleistocén

V období spodného pleistocénu pokračovala aktivita bazaltového vulkanizmu (4. a 5. vulkanická fáza, 1,69 – 1,14 MA). Relikty tejto vulkanickej aktivity zahŕňajú lapilové tufy, troskové kužele, lávové prúdy a lakolitovú intrúziu pri obci Bulhary.

V severovýchodnej časti Cerovej vrchoviny sú to troskový kužeľ Guda s lávovým prúdom, troskový kužeľ Roháč s lávovým prúdom Borkút a skupina troskových kužeľov Veľký Bučeň, Malý Bučeň a Okrúhlica s lávovými prúdmi pri ich úpätí (Konrádovce) a prúdmi smerujúcimi na S do priestoru obce Veľké Dravce. Severne od Medvedej výšiny je to kužeľ Dunivá hora s lávovým prúdom Obručnianska baňa.

94a *lakolit Bulhary*; list: 46 LUČENEC

V kameňolome v. od obce Bulhary je odkryté bazaltové teleso lakolitového typu, ktoré preniká cez výplň staršieho maaru. Vo vrchnej časti bazaltového telesa nastala brekciácia hyaloklastitového typu. Lakolitové teleso je vo vrchnej časti prekryté lávovými prúdmi, aglomerátmi a troskovo-lapilovými tufmi mladších troskových kužeľov.

Pyroklastiká

94b *lapilové tufy*; list: 46 LUČENEC

Na báze skupiny troskových kužeľov Veľký a Malý Bučeň a v podloží lávových prúdov v. pod kótami Bukovinka a Okrúhlica sa nachádzajú polohy lapilových tufov a jemnozrnnej-

ších tufov tvorené útržkami bazaltovej lávy do veľkosti 2 – 3 cm a jemnozrnnejším tufovým detritom s úlomkami plagioklasu a pyroxénov. V menšom zastúpení sú prítomné bazaltové trosky.

94c troskové kužele; list: 46 LUČENEC

Mladšie pyroklastické kužele tvoria v teréne výrazné dominanty. Budujú ich aglomeráty a troskovo-lapilové tufy s periklinálnymi úklonmi.

– troskový kužeľ v oblasti hrebeňa Guda (kóta 468) jv. od obce Blhovce je preniknutý bazaltovým telesom (nekom);

– cez troskový kužeľ Roháč (k. 536) preráža vo vrcholovej oblasti bazaltový nek;

– skupina troskových kužeľov východne od Filákova tvorí výrazné morfológické dominanty Veľký Bučeň (k. 514), Malý Bučeň (k. 471) a južnejšiu skupinu Okružlica (k. 417) a Bukovinka (k. 456);

– severne od Medvedej výšiny v oblasti Dunivej hory v opustenom lome je odkrytá časť freatopyroklastického kužeľa s blokmi spodnomiocénnych sedimentov, vyššie sú uložené troskovo-lapilové tufy a aglutináty preniknuté bazaltovou dajkou.

94d lávové prúdy; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Lávové prúdy priestorovo asociujú s troskovými kužeľmi. Pri pohybe do väčšej vzdialenosti sledovali často reliéf paleodolín:

– od troskového kužeľa Guda smeruje na S lávový prúd, ktorý sa stáča na SZ do oblasti Hodejova;

– od troskového kužeľa Roháč smeroval na J lávový prúd Borkút, pričom zostúpil z nadmorskej úrovne 470 m až na úroveň 375 m nad morom;

– pri úpätí troskových kužeľov Veľký a Malý Bučeň, Okružlica a Bukovinka je uložený komplex lávových prúdov otvorený lomami z. od Konrádoviec. Lávové prúdy smerujúce na S do priestoru obcí Veľké Dravce a Husiná sledovali morfológiu paleodolín, pričom zostúpili až na úroveň 250 m nad morom;

– od freatopyroklastického kužeľa Dunivá hora smeroval na S lávový prúd Obručnianska baňa.

Pliocén

V období pliocénu počas 2. a 3. vulkanickej fázy (v intervale 5,43 – 1,43 MA) vznikla prevažná časť bazaltových reliktovej cerovej bazaltovej formácie.

95a maary (pliocén); list: 46 LUČENEC

Maary vznikali v priebehu freatomagmatických erupcií v dôsledku kontaktu bazaltovej magmy so sedimentmi nasýtenými vodou pri jej výstupe na povrch, prípadne v dôsledku priameho styku s vodou maarového jazera v centrálnej časti maarovej depresie. V počiatočných obdobiach freatických erupcií sa vytvárala lievikovitá alebo misovitá depresia s dnom pod úrovňou okolitého reliéfu. V priebehu freatických a freatomagmatických erupcií sa okolo centrálnej misovitej depresie maaru postupne navrstvoval tufový val. Na prítomnosť občasného vodného prostredia v centrálnej časti maarovej depresie poukazuje palagonitizácia tufov a zvyšky jazerných sedimentov. V priebehu vývoja niektorých maarov došlo v pokročilejšom štádiu k vzniku tufových kužeľov, prípadne k erupciám strombolského až havajského typu a k prekrytiu maarových štruktúr pod mladšími troskovými kužeľmi.

Relikty maarových štruktúr tvoria zvrstvené palagonitizované tufy s úklonmi do centra maaru (vnútorný svah), ako aj od jeho centra (vonkajší svah). Palagonitizované tufy v prípade maarov pokročilejších štádií sa striedajú s polohami trosiek, bazaltových bômb a aglutinátov (spečené bazaltové trosky a bomby). Zvyšky maarových štruktúr sa v súčasnosti nachádzajú niekoľko desiatok metrov pod úrovňou okolitých lávových prúdov. Nasledujúce lokality predstavujú zvyšky maarov tufových kužeľov:

1. v. od obce Bulhary v lome (pri jeho východnom okraji) je odkrytá časť sedimentárnej výplne maaru, preniknutá bazaltovým telesom;
2. z. od obce Blhovce (z. od kóty 361 Slivník) je relikť maaru s rozmermi 250 x 300 m tvorený palagonitizovanými tufmi a aglutinátmi;
3. zvyšok menšieho maaru je na západnom svahu doliny riečky Gortva j. od Hodejova;
4. v bočnej doline j. od osady Gortva (pod v. svahom vrchu Ostrá skala, k. 451) je zvyšok maaru preniknutý bazaltovým nekom, severnejšie od neho je zvyšok ďalšieho menšieho maaru;
5. Kostná dolina jv. od obce Hajnáčka predstavuje zvyšok výplne maaru s nálezmi cicavčej fauny zóny MN 16;
6. sv. od Hajnáčky (Strmina) sa geofyzikálnymi metódami zistila maarová štruktúra (Konečný a Kubeš, 2000), potvrdená vrtmi (Zuberec et al., 2000).

95b troskové kužele (pliocén); list: 46 LUČENEC

Tvoria ich prevažne aglomeráty striedajúce sa s polohami troskovo-lapilových tufov. Často sú prítomné polohy aglutinátov (spečené trosky a bomby) so znakmi sekundárneho tečenia. Pyroklastický materiál je hrubo triedený a zvrstvený, s periklinálnymi úklonmi 25 – 30° v smere od erupčívneho centra. Staršie pyroklastické kužele sú v značnej miere deštruované a denudované. Naproti tomu, kužele mladších vývojových štádií tvoria v súčasnom reliéfe výrazné morfológické dominanty (skupina troskových kužeľov s. od Fil'akova). S troskovými kužeľmi priestorovo asociujú lávové prúdy a lávové pokrovy pri ich úpätí:

1. v oblasti vrcholu Medvedia výšina (k. 698) je zvyšok troskového kužeľa s polohami aglutinátov, aglomerátov a lapilových tufov;
2. s. od Dunivej hory je zvyšok troskového kužeľa Monica (k. 584), od ktorého smeruje na SZ lávový prúd Belinského vrchu;
3. zvyšok troskového kužeľa Ostrá skala je vo vrcholovej oblasti (k. 451) preniknutý bazaltovým telesom.

95c lávové prúdy (pliocén); list: LUČENEC

Predstavujú najrozšírenejší typ relikťov bazaltového vulkanizmu. Lávové prúdy, ktoré sledovali morfológiu pôvodných paleodolín, predstavujú smerovo orientované telesá s priemernou hrúbkou 10 – 50 m. Denudačnými procesmi sa pôvodne súvislejšie lávové prúdy rozčlenili na celý rad segmentov. Denudáciou sa odstránili horniny menej odolné proti erózii (spodnomiocénne sedimenty) a odolnejšie lávové prúdy sa ocitli v pozícii vrcholov a plochých chrbtov – výsledkom bola inverzia reliéfu.

Z viacerých lávových prúdov sa vytvárajú lávové pokrovy (oblasť Mačacia). Pôvodne sa akumulovali pri úpätí troskových kužeľov a v plytkých depresiách paleoreliéfu s hrúbkou 50 – 80 m a plošným rozšírením do 4 km² a viac. Najrozsiahlšie lávové pokrovy budujú oblasti plochých vrcholov Dunivej hory – Medvedia výšina s pokračovaním na územie Maďarska a plochý vrchol Pohanského vrchu.

Lávové prúdy začínajúce sa pri úpätí troskových kužeľov pri sledovaní morfológie pôvodných paleodolín dosahovali často veľkú vzdialenosť. Najdlhší lávový prúd s počiatkom pri obci Radzovce pohybujúci sa na SZ (oblasť obce Trebeľovce) dosiahol dĺžku viac ako 9 km. Na báze prúdov sú často zachované fluviálne sedimenty, ktoré predstavujú výplň dna pôvodných riečnych korýt (belinské vrstvy v podloží lávového prúdu Belinského vrchu). Fluviálne sedimenty sa vyskytujú ďalej na báze lávového prúdu v oblasti Trebeľovce – Fil'akovské Kováče. Lávové prúdy a pokrovy asociujú s troskovými kužeľmi a vytvárajú spolu *bazaltové komplexy*, ktoré sú výsledkom jedného lokálneho erupčívneho centra, prípadne skupiny erupčívnych centier.

Bazalty podľa chemického zloženia sa členia na tri skupiny: a) bazanity a tefrity, b) fonotefrity, c) trachybazalty až bazaltické trachyandezity. Všetky alkalické bazaltové horniny sú nedosýtené na SiO₂, s normálnym nefelínom, s prevahou Na₂O nad K₂O. Kvôli zjednodušeniu používame v texte vysvetliviek označenie bazalt, resp. bazaltové horniny.

Bazalty sú tmavosivé až sivočierne, porfýrické až afanitické. V prípade porfýrických typov v podobe výrastlíc vystupujú olivín, augit, čadičový amfíbol a plagioklas. Základná hmota je pilotaxiticko-trachytická, mikrodoleritická až mikrodoleriticko-fonolitická, s variabilným obsahom drobných zrn olivínu, pyroxénu, pargazitu, rhönitu, plagioklasu, nefelínu, magnetitu a bazaltového skla, ktoré je v niektorých prípadoch palagonitizované (Mihaliková, 1966). V niektorých bazaltových prúdoch sú prítomné xenolity ultramafických hornín typu spineľových peridotitov a lherzolitov plášťového pôvodu (Konečný, P. et al., 1995; Huraiová a Konečný, P., 1994).

95d tufy a lapilové tufy (pliocén); list: 46 LUČENEC

Dominantne sa podieľajú na stavbe maarov a tufových kužeľov a spolu s aglomerátmi tvoria podstatnú zložku v stavbe troskových a freatomagmatických kužeľov. Nachádzajú sa aj vo výplni niektorých diatrém. Polohy lapilových tufov sa zistili na báze niektorých lávových prúdov a pokrovov (napr. v podloží prúdu Mačacia) a nachádzajú sa aj pri okrajoch troskových kužeľov (severné a južné svahy pod kužeľom Ostrá skala). Denudačné zvyšky lapilových tufov sa v priebehu mapovania zistili v oblasti plochých vrcholov z. od Hodejova. V niektorých prípadoch sa s využitím geofyzikálnych metód a vrtných prác preukázalo, že ide o výplne maarových štruktúr (maar Čokovo z. od Hodejova, maar Strmina sv. od Hajnáčky; Konečný a Kubeš, 2000).

95e diatrémy (pliocén); list: 46 LUČENEC

Predstavujú vypreparované výplne prívodových systémov, resp. kanálov, ktorými sa opakovane uskutočnil transport erupčového materiálu na povrch. Povrchovými formami prislúchajúcimi k týmto vulkanickým prívodom boli maary, tufové kužeľe, prípadne troskové kužeľe, ktoré následne odstránila denudácia.

Výplne diatrém tvorí spevnená tufobrekciová výplň a v niektorých prípadoch sú preniknuté bazaltovými dajkami. Tieto diatrémy v súčasnom reliéfe predstavujú izolované a morfológicky výrazné skalné útvary prevyšujúce svoje okolie zhruba o 80 – 90 m (diatrémy Šurice a Hajnáčka). Naproti tomu, niektoré diatrémy s prevládajúcim obsahom „mäkkého materiálu“ v podobe blokov a matrixu zo spodnomiocénnych sedimentov v dôsledku nižšieho stupňa pevnosti nevytvárajú v reliéfe morfológicky výraznejšie útvary (skupina diatrém v južnej časti územia pri obciach Stará Bašta a Tachty).

Vypreparovaná diatréma pri obci Šurice (Soví hrad) prevyšuje svoje okolie zhruba o 90 m. Výplň diatrémy tvorí spevnená tufobrekcia. Vo vrchnej časti je poklesnutý blok maarovej štruktúry tvorený zvrstvenými tufmi, brekciami a polohami aglutínátov. Výplň diatrémy vrátane poklesnutého bloku je preniknutá bazaltovými dajkami.

Diatréma pri obci Hajnáčka podobne predstavuje výraznú morfológickú dominantu prevyšujúcu svoje okolie zhruba o 80 m. Diatrému s približne kruhovitým prierezom tvorí tufobrekcia preniknutá bazaltovými dajkami.

Skupina diatrém v južnej časti územia pri obciach Stará Bašta a Tachty obsahuje vo svojej výplni prevahu materiálu pochádzajúceho zo spodnomiocénnych sedimentov, a to jednak v podobe blokov do veľkosti niekoľko metrov, jednak v podobe jemnozrnného piesčitého matrixu. Diatrémy, ktoré pôvodne predstavovali prívody k povrchovým maarom (odstránených denudáciou), sú odkryté hlbokým erozívnym zrezom zhruba 380 m pod úrovňou pôvodného paleoreliéfu. Ten v oblasti Medvedej výšiny a Dunivej hory predstavuje bázu lávového pokrovu.

95f lávové neky (pliocén); list: 46 LUČENEC

Predstavujú vypreparované výplne prívodových systémov (vulkanických kanálov) k pôvodným povrchovým štruktúram, ktorými boli najmä troskové kužeľe (následne odstránené denudáciou). Lávové neky tvoria valcovité telesá s eliptickým až zhruba kruhovitým prierezom s priemerom od niekoľko metrov do 250 m a vertikálnym priebehom. Lávové neky vystupujú v teréne ako nápadné izolované a morfológicky výrazné útvary prevyšujúce svoje okolie o 80 až

100 m. Lávové neky sú vypreparované v prostredí spodnomiocénnych sedimentov (Šomoška, Veľké Hradište a ďalšie), prípadne vystupujú v prostredí výplne maaru (maar v záreze bočnej doliny južne od osady Gortva), alebo prenikajú cez troskové kužele (Ostrá skala a ďalšie). Pri okraji niektorých nekov sú zachované zvyšky pôvodnej výplne diatrémy, cez ktorú lávový nek v závere prenikol (Šomoška, Veľké Hradište, Steblová skala).

Lávové neky sa často vyznačujú výraznou stĺpcovou odlučnosťou v podobe obráteného vejára. Stĺpcová odlučnosť tohto typu (s kolmou orientáciou na okolité steny kanála) poukazuje na rozšírenie priestoru vo vrchnej časti kanála s prechodom do krátera (Veľké Hradište, Steblová skala), prípadne s prechodom do lávového jazera (východný okraj neku Šomoška).

V podobe vypreparovaných, morfológicky výrazných telies v teréne vystupujú lávové neky v rámci Cerovej vrchoviny najmä v oblasti zasiahnutej procesom vyklenovania (oblasť klenby Cerovej vrchoviny), ktorá bola aj oblasťou intenzívnejšieho denudačného zrezu. Naproti tomu, v s. časti Cerovej vrchoviny a v oblasti Fiľakova mimo oblasti klenby sa nekové telesá pod troskovými kuželmi neodkryli (skupiny troskových kuželov sv. od Fiľakova, Veľký a Malý Bučen a ďalšie).

Lávový nek Šomoška pri južnej štátnej hranici s eliptickým prierezom (160 x 130 m) sa pri západnom okraji vyznačuje horizontálnou stĺpcovou odlučnosťou (kolmo na steny pôvodného kanála). Prechod do subvertikálnej odlučnosti pri východnom okraji (kamenný vodopád) indikuje pravdepodobne prechod do lávového jazera v kráteri. Pri severnom okraji neku sú zvyšky pôvodnej brekciovej výplne diatrémy.

Lávový nek Veľké Hradište (k. 386) asi 5 km z. od Fiľakova sa vyznačuje izometrickým prierezom (priemer asi 250 m). Stĺpcová odlučnosť v podobe obráteného vejára poukazuje na rozšírenie priestoru v oblasti pôvodného krátera. Pri okraji neku sú zvyšky brekcií pôvodnej výplne diatrémy.

Lávový nek Steblová skala (j. od k. 486) je podobne charakteristický výraznou stĺpcovou odlučnosťou v podobe obráteného vejára. Pri okraji neku je zvyšok pôvodnej brekcie diatrémy. S nekom je priestorovo spätá dajka a denudačné zvyšky lávových prúdov smerujúcich na S.

Východne od lávového prúdu Belinského vrchu vystupuje izolované teleso (lávový nek), rozpadnuté na bloky.

Južne od Pohanského vrchu (časti Malý Karad) v prostredí spodnomiocénnych sedimentov sú vypreparované dva menšie lávové neky so stĺpcovou odlučnosťou.

Dve nekové telesá v. od Pohanského vrchu predstavuje teleso Tilič (k. 476) a teleso v oblasti k. 463.

Lávové neky prenikajú cez centrálnu časť troskových kuželov Roháč (k. 536), Ostrá skala (k. 451), Ostrá (k. 383) a Guda (k. 543).

Cez maarovú výplň preniká bazaltový nek j. od osady Gortva.

Zvyšky kráterovej výplne v. od Steblovej skaly v oblasti kóty 394 sú preniknuté lávovým nekom.

95g bazaltové dajky (pliocén); list: 46 LUČENEC

Dajka v. od Radzoviec (les Monica) je odkrytá v prostredí spodnomiocénnych sedimentov. Dajka je orientovaná v smere SZ – JV v dĺžke asi 400 m a šírke asi 10 – 15 m. Ďalšie dajky prenikajú cez výplň diatrém, prípadne vystupujú v prostredí troskových a freatomagmatických kuželov alebo sprevádzajú bazaltové neky. Menšie dajkové telesá intrudujú cez výplň diatrém pri obci Šurice a pri obci Hajnáčka. Bazaltová dajka preniká cez troskový kužel Dunivá hora, menšia dajka vystupuje pri východnom okraji troskového kužela Roháč. S bazaltovým nekom Steblová skala asociuje dajkové teleso. Podobne s nekom Šomoška je priestorovo spätá dajka prenikajúca cez výplň pôvodnej diatrémy.

NEOGÉN

MIOCÉN

BAZALTOVÝ VULKANIZMUS

Podrečianska bazaltová formácia (pont)

Formáciu (názov odvodený od obce Podrečany) tvoria relikty lávových prúdov v sz. časti Lučenskej kotliny v okolí obce Podrečany, v okolí Maškovej (s. od Starej Haliče), maar pri obci Pinciná v severnej časti kotliny a skupina maarov pri jz. okraji kotliny z. od obce Jelšovec.

Maary sú výsledkom freatickej a freatomagmatickej vulkanickej aktivity. Vodné prostredie poltárskej formácie (prípadne sedimenty nasýtené vodou) bolo príčinou a stimulujúcim faktorom pri vzniku freatických a freatomagmatických erupcií, ktoré vznikali počas výstupov bazaltovej magmy k povrchu.

96a maary Jelšovec a Pinciná; list: 46 LUČENEC

Maar Jelšovec s rozmermi 1 500 x 1 700 m budujú svetlo- až tmavozelené lapilové tufy s vyšším podielom nevulkanickej zložky z podložných spodnomiocénnych sedimentov v podobe jemného matrixu a xenolitov. Textúry typu „wet surges“ (mokrú pyroklastické prívaly) dokumentujú freatomagmatickú aktivitu vyvolanú stykom vystupujúcej magmy so sedimentmi nasýtenými vodou. Materiál vyvrhnutý počas erupcií sa ukladal v podobe palagonitizovaných tufov na svahoch tufového valu obklopujúceho centrálnu maarovú depresiu. V dôsledku jeho nestability na vnútornom svahu tufového valu vznikali početné sklzy a deformačné textúry. Vrt VJA-3 v centrálnej časti maaru zastihol zbrekčovatené bazaltové teleso (dajku) s vyšším obsahom ultramafických plášťových xenolitov. Vrtne práce v centrálnej časti maaru overili diatomity a diatomitické íly s obsahom ílového minerálu smektitu (Vass et al., 1998).

Diatomit v jelšovskom maare je svetlosivá až biela ílovitá hornina, spravidla laminovaná, alebo má brekcióvu textúru. Brekciu tvoria úlomky laminovaného diatomitu. Diatomit býva aj prehnetený s masívnou textúrou.

Diatomit a diatomitický íl vznikli v bazaltovom maare, v jazere, ktoré po stíchnutí freatomagmatických výbuchov zaplnilo kráter. *Diatomacea*, ktoré dominujú vo fosílnom spektre, sú však riasy menej náročné na životné podmienky ako riasy typu *Botryococcus braunii*. Jednou podmienkou eutrofizácie je dostatok živín (nitráty, fosfáty, Fe) a dostatok SiO₂, ktoré *diatomacea* potrebujú na stavbu svojich schránok, resp. pancierikov. Jazero bolo vetrané a organická hmota *diatomaceí* sa v ňom nezachovala.

Maar Pinciná, relikť s rozmermi zhruba 760 x 930 m, vystupuje s. od obce Pinciná asi 8 km v. od Lučenca na svahu pod k. 270,8. Maarová štruktúra sa vyvíjala na povrchu oligocénno-miocénnych súvrství lučenskej formácie (szécsénsky šlír egerského veku). Po svojom vzniku bola maarová štruktúra prekrytá fluvialno-limnickými sedimentmi poltárskej formácie.

Pri západnom okraji maaru v opustenom lome je odkrytá časť tufového valu, resp. prstenca (ringu). Tvorí ho sukcesia zvrstvených aj nezvrstvených freatomagmatických tufov a lapilových tufov s podstatnou prímiesou piesčitého materiálu a úlomkov až blokov pochádzajúcich z rozrušených oligocénno-miocénnych podložných sedimentov vnesených počas vulkanických erupcií. V lomovej stene sa striedajú hrubé polohy pyroklastických prúdov (chaotické, nevytriedené tufy s úlomkami až blokmi sedimentov z podložia) s polohami lapilových tufov, ktoré prezentujú jednak uloženie padaných tufov s charakteristickým gradačným zvrstvením, jednak uloženie suchých a mokrých prívalov (*dry and wet surges*). Mokrú prívaly (*wet surges*) tvoria jemnozrnné masívne tenké polohy medzi laminovanými a vytriedenými suchými prívalmi (*dry surges*). Úkloňy vrstiev 15 až 17° v smere do centra indikujú vnútorné svahy maaru, okrem západnej časti lomovej steny, kde opačné úkloňy svedčia o prechode na vonkajší svah maarovej štruktúry.

Pri východnom okraji lomu na freatomagmatické lapilové tufy nasadá poloha jemnozrnných aleuriticko-pelitických sedimentov. Ich hrúbka narastá v smere do centrálnej časti maarovej depresie. V sedimentoch sú časté odtlačky listov a rastlinných častí.

V centrálnej časti maaru vrchnú časť výplne tvorí poloha (hrubá 25 – 35 m) alginítov a alginítových ílov. Nižšiu časť výplne tvoria íly a tufitické íly. V smere do podložia postupne pribúdajú polohy epiklastických vulkanických pieskovecov a lapilových tufov, v ktorých sa prieskumné vrty končia. Podmienky maarového jazera (teplota a izolovaný charakter) boli priaznivé na rozvoj rias rodu *Algae* (*Botriococcus braunii*). V sedimente majú anorganické zloženie prevažne ílové minerály a smektity. Maarové sedimenty predstavuje striedanie tmavších vrstvičiek (bohatších na alginít) a svetlejších vrstvičiek (bohatších na *Diatomaceae*).

Alginít je využiteľný najmä v poľnohospodárstve a ovocinárstve (priaznivé látkové zloženie pre vývoj rastlín a schopnosť zadržiavania pôdnej vody v období sucha). Pri východnom okraji maaru vystupuje opäť relikť tufového valu s úklonom 12 – 15° na Z do centra maarovej depresie. Okrem xenolítov sedimentárnych a metamorfovaných hornín sú v maarových uloženinách prítomné xenolity spodnokôrových diferenciátov alkalickéj bazaltovej magmy, ako aj xenolity spinelových lherzolítov, pochádzajúce z litosférického plášťa (Huraiová et al., 1994).

96b lávové prúdy; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

V oblasti chrbtu v. od obce Mašková je niekoľko relikťov bazaltového prúdu. Bazaltový prúd je odkrytý v opustenom lome j. od Maškovej. Bazalt má porfýrickú štruktúru s výrastlicami olivínu, augitu a plagioklasu. Základná hmota je trachytická. Tvorí ju zrná olivínu, drobné lišty pyroxénov, plagioklasu, nefelínu a vitrokryštalová mezostáza. Akcesórie predstavuje magnetit, titanomagnetit a ilmenit. Xenokryštály do veľkosti 2 – 3 cm tvorí amfibol a pyroxén (do 1 cm). Vrchnoplášťové ultramafické xenolity náležia k spinelovým peridotitom a lherzolitom (Hovorka a Fejdi, 1979).

Ďalší bazaltový prúd je sčasti odkrytý na východnom svahu doliny Krivánskeho potoka v úseku z. od Uderinej (časť Lovinobane) po Tomášovce. Ďalší bazaltový relikť je jv. od Uderinej v oblasti k. 367 Kopec. Bazaltový prúd sa pohyboval smerom na juh a končil sa v limnickom prostredí poltárskej formácie. Menší bazaltový relikť sa nachádza s. od Haliče v oblasti kóty 450.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou lávového prúdu sa stanovil vek $6,44 \pm 0,27$ MA a izochrónny vek $6,17 \pm 0,47$ MA. Rádiometrický vek je v dobrej korelácii s biostratigrafickými údajmi (palynológia) získanými zo sedimentov poltárskeho súvrstvia. Tie svedčia o jeho pontskom veku.

97a bazaltové neky (panón – pont); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pri Banskej Štiavnici v oblasti vrchu Kalvária (k. 749) vystupuje vypreparovaný bazaltový nek, ktorý tvorí výraznú dominantu v reliéfe pri východnom okraji mesta. V oblasti vrcholu Kalvárie je barokový kostolík a na severnom svahu kopca je krížová cesta, ktoré predstavujú významné architektonické pamiatky. Pri okraji neku sú zachované zvyšky brekcií, ktoré tvorili pôvodnú výplň diatrémy, neskôr vyplnenej bazaltovým nekom. Orientácia stĺpcovej odlučnosti bazaltového telesa naznačuje rozšírenie priestoru vo vrchnej časti prírodového ústia (pravdepodobne prechod do pôvodného krátera).

Bazaltový nek v. od Banskej Štiavnice pri osade Kysihýbeľ bol odkrytý zárezom železnice. Prierez neku je eliptický, dlhšou osou orientovaný v smere SZ – JV. Tvorí ho hlavné bazaltové teleso. Pri jz. okraji hlavného neku je menšie satelitné bazaltové teleso, oddelené od hlavného neku brekciou pôvodnej diatrémy. Okrem bazaltových fragmentov sú v tufovom zrnitom matricke prítomné bloky biotiticko-amfibolického andezitu odtrhnuté zo stien prírodového kanála. Zaoblenie blokov je výsledkom abrázie počas ich výnosu na povrch vo fluidizovanej plynno-popolovej mase. Cez brekciu, ktorá je zvyškom výplne pôvodnej diatrémy, následne prenikla bazaltová magma. Magma po stuhnutí vytvorila bazaltový nek a jeho satelit.

Lávové neky predstavovali prírodové systémy k povrchovým vulkánom, ktorými boli maary a troskové kužele, odstránené nasledujúcou denudáciou. Bazaltové neky petrograficky zodpovedajú nefelinickým bazanitom s výrastlicami plagioklasu, olivínu, augitu a s mikrodoleritickou základnou hmotou. Vo výplni dutín je calcit, aragonit a zeolity.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou bol v prípade neku Kysihýbeľ určený vek $6,88 \pm 0,48$ MA a v prípade neku Kalvária vek $7,1 \pm 0,42$ MA (Balogh et al., 1981) zodpovedajúci pontu.

97b lávový prúd – bazaltový pokrov Ostrá Lúka (panón – pont); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Juhovýchodne od Zvolena v priestore medzi obcami Ostrá Lúka, Dobrá Niva a Bacúrov je bazaltový pokrov (plató). Tvorí ho väčší počet lávových prúdov. V južnej časti je uložený diskordantne v nadloží neresnickej a studenskej formácie a v severnej časti na breznickom komplexe a javorskej formácii. Lávový pokrov, resp. plató sa mierne ukláňa na S. Jeho báza pri južnom okraji je v nadmorskej výške 470 m a pri severnom okraji 425 m. Lávový prúd pohybujúci sa od predpokladaného centra v smere na S zaplnil nerovnosti a hlboké zárezy reliéfu (lokálne je báza pokrovu pri východnom okraji v nadmorskej výške 350 m). Najvyššiu úroveň dosahuje pokrov pri jeho jz. okraji v oblasti kóty 509 Ďurianová. V podloží lávového pokrovu (ktorého priemerná hrúbka je 40 – 50 m) overil vrt GK-8 pri Ostrej Lúke fluviálno-limnické sedimenty s hrúbkou 62 m, pravdepodobne pliocénneho veku. Lávové prúdy, ktoré sformovali lávový pokrov – lávové plató, oddelili priestor južne od jeho okraja, v ktorom následne prebiehala fluviálno-limnická sedimentácia. Sedimenty overené vrtom KJ-36 (Konečný et al., 1986) situovaným asi 1 km z. od Dobrej Nivy podľa palynologických štúdií (Planderová in Konečný et al., 1986) zodpovedajú časovému intervalu medzi pontom a vrchným pliocénom.

Lávové prúdy bazaltového pokrovu Ostrá Lúka tvorí sivočierny porfýrický bazalt. Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm), olivín (4 – 6 mm), augit a hypersten (1 – 2 mm). Základná hmota je doleriticko-trachytická, tvorená drobnými lištami plagioklasu, zrnami olivínu, pyroxénov a magnetitu. Sporadicky je prítomný analcím, amfibol a apatit.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou bazaltového prúdu na lokalite Nad rybníkom (sz. od Dobrej Nivy) sa zistil údaj $6,59 \pm 0,28$ MA (Balogh in Konečný et al., 2002). Mikrofloristické spoločenstvo z vrtu KJ-36 (hlbka 16,5 a 23,10 m) zodpovedajúce obdobiu medzi vrchným pliocénom a panónom až pontom nie je s rádiometrickým datovaním v zásadnom rozpore. Rádiometrické datovanie zodpovedá obdobiu blízko rozhrania panónu a pontu.

97c bazaltový prúd – Devičie (panón – pont); listy: 45 NITRA, 46 LUČENEC

Relikt bazaltového prúdu pri obci Devičie orientovaný v smere SV – JZ tvoril pravdepodobne výplň paleodoliny uvedeného smeru. Báza prúdu v úrovni 275 m n. m. je zhruba o 25 m vyššie nad súčasným erozívnym zárezom dna riečky Krupinice s nadmorskou výškou 250 m. Bazaltový prúd odkrytý v kameňolome pod k. 328 sa vyznačuje v spodnej časti doskovitou odlučnosťou, vyššie je odlučnosť hrubostĺpcová až bloková. Bazalt je tmavosivý, sivočierny (až zelenkavý), drobnoporfýrický až afanitický. Výrastlice tvorí plagioklas, olivín, augit a hypersten. Základná hmota je mikroliticko-mikrodoleritická, tvorená plagioklasom, olivínom, pyroxénmi, zrnami magnetitu a bazaltovým sklom.

Chronostratigrafické údaje: Vek $8,0 \pm 0,5$ MA určený rádiometrickým datovaním K/Ar metódou (Balogh – ústna informácia) zodpovedá panónu. Vek je v súlade s pokročilým stupňom erózie vulkanickej formy. Eruptívne centrum nie je zistené.

VÁPENATO-ALKALICKÝ ANDEZITOVO-RYOLITOVÝ VULKANIZMUS

Stredné Slovensko

Výsledkom vulkanickej aktivity andezitového a ryolitového vulkanizmu vápenato-alkalického typu bol vznik pomerne rozsiahleho vulkanického areálu v oblasti stredného Slovenska so širokou škálou vulkanických foriem a vulkanických štruktúr.

Produkty spodnobádenského extruzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxénických až pyroxénicko-amfibolických andezitov s granátom, zastúpené extruzívnymi telesami a vulkanoklastickými horninami, reprezentuje *vinicko-príbelská formácia* (južné okraje Krupinskej planiny) a *formácia Burda* v oblasti Kováčskych kopcov s vývojom v morskom prostredí. Rozptýlené extruzívne telesá a vulkanoklastiká vystupujú aj v centrálnej až severnej časti neovulkanického regiónu a v oblasti veporika. V nadloží vinicko-príbelskej formácie na južných okrajoch Krupinskej planiny sú situované pyroklastické **vulkány, čelovský a lysecký**. Stavba andezitových stratovulkánov bola počas bádenu až sarmatu vybudovaná v priebehu viacerých etáp vulkanickej

aktivity, ktoré sa striedali s obdobiami denudácie. V severovýchodnej časti regiónu sa nachádza rozsiahlejší **stratovulkán Javorie** s vývojom intruzívnych komplexov a vulkanotektonických depresí. Severnejšie je situovaný **stratovulkán Poľana**. Vyznačuje sa vznikom kaldery menších rozmerov a výstupom štokových intrúzií v záverečnom období. V oblasti západného veporika sa nachádzajú denudačné zvyšky lávových prúdov, vulkanoklastík a intruzívnych hornín predpokladaného **veporského stratovulkánu**.

Západnú časť neovulkanického regiónu zaberá rozsiahly **štiavnický stratovulkán**, rozšírený v oblasti Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca, zasahujúci smerom na J do Ipeľskej pahorkatiny. Tento stratovulkán s komplikovanou stavbou charakterizujú diferencované vulkanické produkty, vznik kaldery veľkých rozmerov, mohutný intruzívny komplex a vývoj hrast'ovej stavby v záverečnom období.

Kremnické vrchy v severnej časti regiónu reprezentujú stavbu viacerých naložených vulkanických štruktúr s dominantnou štruktúrou kremnického grabenu. V severozápadnej časti regiónu je situovaný andezitový **stratovulkán Vtáčnik**, uložený v nadloží novácko-handlovského uhľového bazénu.

Produkty ryolitového vulkanizmu z obdobia vrchného sarmatu sú rozšírené v oblasti štiavnického stratovulkánu, Žiarskej kotliny, Kremnických vrchov a východných okrajov Vtáčnika. Záverečné štádium vývoja vulkanickej aktivity v období panónu reprezentuje vulkanizmus bazaltických andezitov. Jeho relikty predstavuje **stratovulkán Vlčí vrch** v severnej časti Kremnických vrchov a **komplex Šibeničného vrchu**, lávové prúdy, dajky, neky, ložné intrúzie vo východnej časti Žiarskej kotliny a dajky a neky **ostrovických bazaltických andezitov** v oblasti Vtáčnika.

Vulkanizmus bazaltických andezitov

Po ryolitovom vulkanizme v oblasti stredoslovenského neovulkanického regiónu bezprostredne nasledoval vulkanizmus bazaltických andezitov. Predstavuje záverečné štádium aktivity vápenato-alkalického vulkanizmu na strednom Slovensku. Produkty vulkanizmu bazaltických andezitov reprezentuje **stratovulkán Vlčí vrch** menších rozmerov v sv. časti Kremnických vrchov a **komplex Šibeničného vrchu** vo východnej časti Žiarskej kotliny a sz. od Sklených Teplic, ktorý zahŕňa rozptýlené relikty bazaltických andezitov telies (neky, dajky, lávové prúdy, lakolity, silly a freatopyroklastiká). V západnej časti neovulkanického regiónu v oblasti Vtáčnika sú to **ostrovické bazaltické andezity**, pod ktorými sú zahrnuté dajky a neky (z. od Kľaku).

Komplex Šibeničného vrchu (panón)

Komplex reprezentuje celý rad samostatných telies bazaltických andezitov v južnej časti Kremnických vrchov. Telesá jz. od Jastrabej predstavujú silly a lakolity umiestnené v ryolitových vulkanoklastikách, ktoré sú na kontaktoch postihnuté kontaktným zvráňaním až pretavením. Prívodné systémy predstavujú s.-j. orientované dajky. Identifikované boli aj relikty lávových prúdov v nadloží panónskych fluviálnych štrkov. V oblasti Šibeničného vrchu v. od Žiaru nad Hronom sú v spodnej časti relikty kužeľa freatomagmatických pyroklastík, ktoré sú vyššie prekryté lávovým prúdom ukloneným na S. Pri východnom úpätí Šibeničného vrchu sú odkryté prívodové dajky prerážajúce cez konglomeráty jastrabskej formácie.

Chronostratigrafické údaje: Vek komplexu nie je stanovený jednoznačne. Horniny sú jasne mladšie ako vrchnosarmatská (až spodnopanónska?) jastrabská formácia. Rádiometrické datovanie pretaveného ryolitového tufu na kontakte s bazaltickým andezitom j. od stanice Bartošova Lehôtka poskytlo údaj $8,4 \pm 0,3$ MA (Repčok, 1982). K/Ar datovanie celohorninových vzoriek v intervale 11,4 – 13,2 MA (Kantor et al., 1990) je rozporné s rádiometrickým datovaním hornín jastrabskej formácie v intervale 12,9 – 10,7 MA. Nové K/Ar datovanie 14 vzoriek (Balogh et al., 1998) poskytlo výsledky v intervale 13,7 – 8,2 MA, zoskupené v štyroch skupinách. Najstaršia z nich v intervale 13,7 – 12,3 MA je opäť v rozpore s rádiometrickým datovaním hornín jastrabskej formácie (12,9 – 10,7 MA). Mladší vek skupín 2, 3 a 4 (11,3 MA; 9,0 – 9,6 MA a 8,2 MA) indikuje aktivitu vulkanizmu bazaltických andezitov v niekoľkých pulzoch v priebehu panónu.

Z petrografického hľadiska ide o jemnozrné bazaltické andezity až alkalicko-vápenaté bazal-ty s drobnými výrastlicami olivínu, augitu a bázického plagioklasu v základnej hmote s doleritickou, ojedinele intersertálnou štruktúrou.

98a andezitové neky; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dve nekové telesá menších rozmerov vystupujú v sprievode dajok v oblasti hrebeňa Far-kaška západne od Sklených Teplíc. Pri sv. okraji jedného z nekov je zvyšok bazaltovej brekcie (diatrémy). Pri okrajoch je bazalt porézny.

98b dajky; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na okraji chrbta východne od Šášovského Podhradia vystupuje dajkový roj tvorený dajkami so šírkou do 2 – 3 m, orientovaný v smere SSV – JJZ. Dajkový roj sledovaný v dĺžke asi 2 km je v úzkom priestorovom vzťahu s rojom ryolitových a andezitových dajok sledujúcich zlo-mový systém uvedeného ssv.-jjz. smeru. Dajky pod Šibeničným vrchom sú krátke a nepravi-delné, prerážajú cez horizont konglomerátov s materiálom jastrabskej formácie. Dajky sz. od Pitelovej s dĺžkou do 250 m, orientované v smere S – J, prenikajú cez ryolitové telesá.

98c lávové prúdy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávový prúd Šibeničného vrchu jz. od Starej Kremničky tvorí pórovitý až bublinatý bazal-tický andezit s nepravidelnou blokovou odlučnosťou s prechodmi do hnedých troskovitých lávo-vých brekcií. Severne od Pitelovej tvorí lávové prúdy masívny bazaltický andezit s vertikálnou stĺpcovou odlučnosťou. Vo vrchnej časti prúdov sú prítomné pórovité až brekciovité lávy.

Lávový prúd andezitu odkrytý v opustenom lome sz. od Šášovského Podhradia je uložený v nadloží ryolitových tufov. Andezit je vo vrchnej časti vezikulárny, s prechodom do troskovo-blokových lávových brekcií. V strednej časti lávového prúdu je vyvinutá stĺpcová odlučnosť.

Petrografickým zložením hornina zodpovedá leukokratnému andezitu s výrastlicami plagio-klasu a zriedkavého pyroxénu. Základná hmota je hyalopiliticko-pilotaxitická.

99a lakolity a silly; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lakolit predstavuje teleso Ostrá hora jz. od Jastrabej. Má bochníkovitý tvar s dobre vyvi-nutou koncentrickou a radiálnou odlučnosťou. Intruzívnu povahu telesa jednoznačne dokladá re-likť pretavených ryolitových tufov na jeho vrchole.

Silly tvorí skupina telies jz. od Jastrabej. Jednotlivé silly sú hrubé 20 – 50 m. Tvorí ich masívny bazaltický andezit s blokovou odlučnosťou. V ich nadloží, pokiaľ je zachované, vystupujú termálne metamorfované ryolitové tufy a na bezprostrednom kontakte pretavené ryolitové tufy. Najzápad-nejšie z telies nadväzuje na prírodný systém s.-j. dajok v prostredí ryolitových vulkanoklastík.

99b freatomagmatické pyroklastiká; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

S aktivitou vulkanického centra Šibeničného vrchu bol spojený vývoj kužeľ'a palagonito-vých tufov, ktorý vznikol v priebehu erupcií freatomagmatického typu. Svetlé až zelenkavé, zvrstvené a vytriedené pyroklastiká sú zložené zo svetlej pemzy a útržkov zeleného palagoniti-zovaného napeneného bazaltického andezitu a materiálu z podložných sedimentov vrátane ob-liakov andezitov a ne vulkanických hornín. Ojedinele (najmä bližšie k centru) sa vyskytujú aj väčšie fragmenty (bomby) bublinatého bazaltického andezitu, ktoré vytvárajú výrazné impakt-né štruktúry. Textúry jednoznačne indikujú striedanie padaných pyroklastík a uložení pyro-klastických prívalov.

V nadloží lávového prúdu leukokratného pyroxénického andezitu z. od Šášovského Podhradia sú uložené produkty freatickej aktivity. Tvorí ich úlomky porézneho bazaltického andezitu (úlomky sú zelenkavé, palagonitizované) so značným obsahom cudzorodých úlomkov hornín z podložja, vnesených freatickými erupciami (úlomky ryolitových tufov a obliaky ryolitov a starších andezitov). Vo vyššej úrovni uložení freatických erupcií narastá objem svetlého pem-zového materiálu leukokratného andezitu.

Formácia Vlčieho vrchu (panón)

Formácia predstavuje relikty menšieho stratovulkánu vápenato-alkalických bazaltov až bazaltických andezitov panónskeho veku sv. od Kremnice (Lexa, 1971). Formácia nasadá na značne nerovný reliéf starších hornín. V centre formácie vystupuje nek dioritového porfýru a niekoľko menších nekov a dajok v prostredí chaotických pyroklastických brekcií kráterovej zóny. Juhozápadne od neku je lakolitové teleso amfibolicko-pyroxénického andezitu odkryté eróziou, ktoré pri okrajoch prechádza do brekcií. Relikty vulkanického kužeľa s typickým periklinálnym uložením sú vo vnútornej časti budované najmä hrubo zvrstvenými tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi. Vo vonkajšej časti prevládajú tenké zbrekčovatené lávové prúdy, aglutináty a aglomeráty. Lávové plató okolo vulkanického kužeľa budujú lávové prúdy s väčšou hrúbkou, len ojedinele sú prítomne vložky epiklastík a polohy relatívne jemnozrnnejších pyroklastík.

Chronostratigrafické údaje: Na základe relatívne dobrého uchovania pôvodnej vulkanickej formy a na základe skutočnosti, že formácia nasadá na reliéf s prvkami dnešného reliéfu, možno predpokladať relatívne mladý vek, s veľkou pravdepodobnosťou mladší ako v prípade jastrabskej formácie. K/Ar datovanie na siedmich vzorkách lávových prúdov a intrúzií (Balogh in Lexa et al., 1998) poskytlo vek v intervale 9,8 – 12,2 MA. Takýto dlhý interval nie je kompatibilný s geologickými predpokladmi. Predpokladáme, že reálny vek formácie je blízky priemernej hodnote, okolo 11,0 MA. To zhruba zodpovedá hranici sarmat/panón.

100a nek dioritového porfýru; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Nek pozostáva z komplikovaného intruzívneho telesa zrnitého bazaltického andezitu až dioritového porfýru s blokovou odlučnosťou a početnými prechodmi do intruzívnych brekcií pri jeho okrajoch. Miestami pozorujeme slabú chloritizáciu a pyritizáciu.

Výrastlice tvorí bázičný plagioklas, augit a hypersten v zrnitej základnej hmote s doleritickou štruktúrou, pozostávajúcej z kyslejšieho plagioklasu, pyroxénov, titanomagnetitu a zriedkavého kremeňa.

100b dajky bazaltického andezitu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky bazaltického andezitu sú radiálne, s malou hrúbkou (1 – 10 m). Tvorí ich masívny andezit s blokovou alebo doskovitou odlučnosťou. Vystupujú v z., s. a sz. časti vulkánu Vlčí vrch.

100c intruzívne teleso amfibolicko-pyroxénického andezitu s prechodmi do intruzívnych brekcií; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V strednej časti vulkánu pod aglomerátmi je intruzívne teleso amfibolicko-pyroxénického andezitu lakolitového typu odkryté eróziou. Teleso tvorí masívny andezit, len pri okrajoch prechádza do intruzívnych brekcií bez výraznejšej vezikulárnosti (pórovitosti).

Andezit tvoria výrastlice plagioklasu, augitu, hyperstenu, opacitizovaného amfibolu a akcesorického olivínu v zrnito-mikrolitickej až pilotaxitickej základnej hmote. Charakteristická je autometamorfóza prejavujúca sa hematitizáciou mafických minerálov a magnetitu.

Lávové prúdy:

101a amfibolicko-pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú vo vrchnej časti formácie vo forme reliktovej na svahu vulkánu – ide teda o produkt posledných erupcií vulkánu. Zachovali sa len spodné časti prúdov tvorené doskovitým celistvým andezitom.

Výrastlice tvorí plagioklas, augit, hypersten, olivín, hnedý amfibol a akcesorický titanomagnetit. Základná hmota je variabilne mikrolitická alebo pilotaxitická.

101b bazaltických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy vytvárajú hlavnú časť formácie. V reliктоch vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením sú tenké, silne zbrekčovatené, typu aa, s vezikulárnymi brekciami troskového typu. Jednotlivé prúdy tu dosahujú hrúbku len 1 – 10 m.

V oblasti lávového platô okolo vulkanického kužeľa sú lávové prúdy hrubšie, menej vezikulárne, brekcie sú menšie a sú variabilne typu aa a blokového typu. Charakteristické sú bublinaté textúry andezitov aj brekcií. Hrúbka prúdov tu je 20 – 30 m.

Bazaltické andezity až bazalty tvoria výrastlice plagioklasu, augitu v charakteristických glomeroporfýrických zhlukoch s veľkosťou až 8 mm, hyperstenu, olivínu a akcesorického titanomagnetitu. Základná hmota je doleritická, mikrolitická alebo hyalopilitická.

102a nečlenený komplex zbrekčovatených lávových prúdov, aglutínátov a aglomerátov (stratovulkanický kužeľ'); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vo vnútornej časti kužeľa prevládajú aglomeráty a tufy s podstatným zastúpením pemzy (vulkánsky typ erupcií). V okolí nekov na Vlčom vrchu sú prítomné aj hrubé aglomeráty a kavernózne kráterové brekcie s prejavmi premien. Vonkajšiu časť kužeľa predstavujú periklinálne uložené tenké zbrekčovatené lávové prúdy striedajúce sa s troskovitými aglomerátmi a aglutinátmi, ojedinele aj lapilovými tufmi a tufmi (strombolský typ erupcií). Lávové prúdy prevládajú nad pyroklastikami, ktoré len miestami vytvárajú hrubšie polohy.

Pyroklastiká:

102b tufy a aglomeráty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tufy a aglomeráty vystupujú samostatne v oblasti lávového platô medzi lávovými prúdmi. Väčšia vzdialenosť od centra sa prejavuje jemnozrnnejším charakterom, podstatnejším zastúpením tufov a náznakmi triedenia materiálu. Prítomné sú fragmenty a zrná tmavých pórovitých andezitov, hnedastých až červenavých pórovitých andezitov troskovitého vzhľadu, vezikulárne (pórovité) lapily, sivá, hnedá a žltá pemza a jemnejšia tufová zložka.

Ostrovické bazaltické andezity (panón)

103a dajky; list: 35 TRNAVA

Dajkový roj bazaltických andezitov v oblasti Vtáčnika vystupuje na sz. a sv. svahu Markovho vrchu (k. 936). Dajky orientované prevažne v smere SSV – JJZ prerážajú cez horniny stratovulkánu Markovho vrchu. Dĺžka dajok je asi 200 m a šírka do 200 m. Severnejšie od Markovho vrchu sú dajky orientované v smere SSZ – JJV až S – J. Hornina je sivočierna až čierna, výrastlice tvorí plagioklas, augit a hypersten, základná hmota je hyalopilitická.

103b nek; list: 35 TRNAVA

V oblasti kóty 855 Ostrovica je vypreparované teleso – nek – bazaltického andezitu v podobe skalného útvaru asi 5 – 60 m nad úrovňou terénu. Teleso neku s eliptickým prierezom (asi 420 x 350 m) je orientované v smere SZ – JV. V pokračovaní na SZ sa teleso zužuje a prechádza do dajky. Odlučnosť je stĺpcová, s horizontálnou až subhorizontálnou orientáciou (kolmo na steny pôvodného kanála).

Petrografické zloženie je podobné ako v prípade dajok. Pri okrajoch je bazaltický andezit silne napenený (vezikulárny) a lokálne zbrekčovatený.

Vrchný sarmat

Ryolitový a ryodacitový vulkanizmus

V období vrchného sarmatu bol v západnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu aktívny ryolitový vulkanizmus areálneho typu. Produkty tohto vulkanizmu (extruzívne te-

lesá, lávové prúdy, pyroklastiká a epiklastiká) vystupujúce v oblasti Kremnických vrchov, Žiarskej kotliny, Štiavnických vrchov, Pohronského Inovca a Vtáčnika sú začlenené do jastrabskej formácie.

Jastrabská ryolitová formácia (vrchný sarmat – spodný panón)

Jastrabská formácia (podľa obce Jastrabá v južnej časti Kremnických vrchov) zahŕňa produkty intruzívno-extruzívnej, efuzívnej a explozívnej aktivity ryodacitového a ryolitového vulkanizmu v období spodného sarmatu až spodného panónu. Produkty ryolitového vulkanizmu v podobe ryolitových telies a vulkanoklastík vystupujú v najväčšom rozsahu v oblasti Žiarskej kotliny, a to v jej južnej časti pri rozhraní s hodruško-štiavnickou hrasťou a pri východnom okraji Žiarskej kotliny s pokračovaním na S do Kremnických vrchov. Západne od Žiarskej kotliny sa ryolitové telesá viažu na zlomový systém smeru S – J (novobansko-klacká zlomová zóna) s výstupom ryolitových telies pri Novej Bani (kóty 712 – 711 Drienčie) a pri Ostrom Grúni (Tisové bralo, k. 814). Ryolitové dajky sledujú zlomy s.-j. smeru v oblasti pukanskej hrasti a pri západnom a severnom okraji hodruško-štiavnickej hrasti. Sporadické dajky sa zistili v oblasti kaldery (dajky pri Banskej Belej a Kozelníku a pri obci Ilija) a pri sv. okraji kalderového zlomu (pri Banskom Studenci). Ryolitové dajky sa zistili banskými podzemnými prácami na žile Klotilda. Dajkové roje začínajúce sa v priestore kaldery (z. od Močiara) pokračujú na S k okraju Žiarskej kotliny (v. od Šášovského Podhradia). Paralelný systém dajok smeru S – J situovaný východnejšie pokračuje na S k Jalnej v doline Hrona.

V okolí Kremnice jastrabskú formáciu reprezentuje roj ryolitových dajok, ktoré sledujú I. žilný systém kremnického ložiska. Východne od Kremnice a s. od Turčeka vystupujú ryolitové telesá v podobe extruzívnych dômov a lávových prúdov.

Chronostratigrafické údaje: Vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek formácie vyplýva z pozície nad sedimentmi stredného až vrchného sarmatu, z palynologických rozborov limnokvarcitov pri Starej Kremničke a ílovcov prevrstvených s redeponovanými ryolitovými tufmi (Planderová in Konečný et al., 1983) a rádiometrických údajov v rozpätí 12,9 – 10,7 MA (Konečný et al., 1983).

Ryodacity:

104a extrúzie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí ich masívny ryodacit s nepravidelnou blokovou odlučnosťou, v dôsledku autometa-morfnej oxidácie tmavých minerálov a magnetitu prevažne sivej, svetlej až ružovej farby. Pri okrajoch pozorujeme prechody do sklovitých variet s málo výraznými fluidálnymi textúrami.

Z petrografického hľadiska ide o biotiticko-amfibolický ryodacit (Slaská) a amfibolicko-biotitické ryodacity až dacity (Bartošova Lehôtka) s výrastlicami plagioklasu, kremeňa, biotitu a amfibolu v základnej hmote s felzitickou, pri okrajoch sférolitickou alebo sklovitou štruktúrou.

104b dajky; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky sú hrubé do 50 m, smerná dĺžka je 200 – 300 m. Tvorí ich fluidálny porfýrický ryodacit s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Hornina je svetlá, žltosivá až tmavosivá, porézna a brekciovitá.

Charakteristický je vyšší obsah výrastlíc plagioklasu (neprítomný draselný živec) a výskyt amfibolu. Základná hmota je trachytická.

Redeponované ryodacitové tufy:

105a s epiklastickými vulkanickými pieskovecami; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú s. od Jastrabej v celkovej hrúbke 20 – 40 m. Tvorí ich prevažne drobná pemza s veľkosťou zrn 1 – 10 mm (podľa zrnitosti polohy), sporadicky úlomky sklovitého ryodacitu, jeho výrastlíc a úlomky starších amfibolicko-pyroxénických a biotiticko-amfibolických andezi-

tov. V epiklastických vulkanických pieskovcoch je pemza v porovnaní s ostatnými úlomkami zastúpená nepatrne.

Uvedené typy hornín sú pomerne dobre zvrstvené, vytriedené, striedajú sa polohy s rôznou zrornosťou a hrúbkou 2 – 20 cm.

105b s epiklastickými vulkanickými brekciami a konglomerátmi; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v okolí Ihráča v celkovej hrúbke 20 – 40 m. Ide o súvrstvie vytriedených drobnoulomkovitých epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných tufov so šošovkami a polohami epiklastických vulkanických konglomerátov, s obliakmi sklovitých a felzitických ryodacitov a starších andezitov s veľkosťou do 20 cm. Matrix konglomerátov, ako aj zvrstvené a vytriedené jemnejšie epiklastiká a redeponované tufy tvorí materiál prevažne sklovitých ryodacitov s ryodacitovou pemzou.

Ryolity:

106a extruzívne dómy a brekcie; listy: 35, TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Jednotlivé telesá sú značne rozdielnej veľkosti a tvaru. Ich formu na základe morfológie, priebehu fluidálnych textúr a odlučnosti analyzoval Lexa (1971). Väčšina telies má kupolovitú (domatickú) formu s prvkami vejárovitej vnútornej stavby. Pri okrajoch niekedy pozorujeme prechod do extruzívnych brekcií, často sklovitých. Niektoré z extrúzií prechádzajú do hrubých lávových prúdov až pokrovov. Extruzívne telesá sú situované v rôznej úrovni komplexu asociujúcich vulkanoklastík, naznačujúcich postupnú aktivizáciu jednotlivých vulkanických centier (Bezák a Lexa, 1983). Extruzívne telesá vo vnútornej časti tvorí prevažne masívny hnedastý felzitický ryolit s nepravidelnou blokovou odlučnosťou, často s fluidálnymi textúrami. Pri okrajoch pozorujeme prechody do sférolitických a sklovitých variet. Hnedasté felziticko-sférolitické a sférolitické ryolity tvoria tiež krátke a hrubé lávové prúdy.

106b endogénne extruzívne dómy (lakolity) a ich brekcie; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Všeobecne ide o telesá bochníkovitého tvaru, na povrchu alebo na okrajoch s reliktnými zeolitizovanými alebo argilitizovanými tufov. Vo vrchných a okrajových častiach telies sú rozsiahle zóny silicifikovaných, respektíve argilitizovaných brekcií. Vnútorne časti telies tvorí prevažne masívny svetlý autometamorfovaný ryolit s prejavmi silicifikácie a draselnej metasomatózy. Na okrajoch týchto telies nepozorujeme prechody do sklovitých variet.

Z petrografického hľadiska ide najmä o kremeňovo-sanidínové ryolity s mikrogranitickou, zriedkavejšie felzitickou základnou hmotou.

106c lávové prúdy a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V rámci najmladších produktov jastrabskej formácie v nadloží tufiticko-ílovcového súvrstvia s limnokvarcitmi je prítomný celý rad tenších lávových prúdov ryolitu s hrúbkou 20 – 50 m. Tvorí ich doskovitý až blokový, často fluidálny ryolit s litofyzami a s prechodmi do zváraných blokových lávových brekcií. Lávové prúdy s hrúbkou 25 – 50 m vystupujú aj s. a sz. od Turčeka. Na rozdiel od opísaných prúdov, vo vrchnej časti prechádzajú do relatívne hrubej polohy perlitických brekcií.

106d dajky; listy: 35, TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Jednotlivé dajky sú hrubé 50 – 100 m a smerná dĺžka je od 100 do 900 m. Tvorí ich prevažne výrazne fluidálny felzitický ryolit, pri okrajoch prechádzajúci do sférolitických a sklovitých variet. Petrograficky zodpovedajú extruzívnym telesám a lávovým prúdom.

107a ryolitové porfýry; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyznačujú sa holokryštalickou, mikroalotriomorfne zrnitou základnou hmotou. Reprezentujú prevažne dajky a intruzívne prieniky.

107b ryolity so sekundárnym draselným živcom (adulárom); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Charakterizuje ich prítomnosť aduláru a metasomaticky rekryštalizovaná (mikroalotriomorfne zrnitá) základná hmota. Reprezentujú hydrotermálne postihnuté telesá v oblasti Vyhní a Panskej hory pri Hliníku.

108 limnokvarcity; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú ako rôzne hrubé šošovkovité polohy v rámci tufiticko-ílovcového súvrstvia vo vrchnej časti formácie alebo vo forme reliktovej na starších horninách. Vysoká odolnosť proti zvetrávaniu spôsobuje, že vytvárajú rozsiahle blokoviská. Limnokvarcity predstavujú chemogénne sedimenty v prostredí malých limnických panvičiek a močiarov. Jednoznačným dôkazom toho je charakter fosilnej flóry a fauny. Pôvod roztokov a vôd bohatých na SiO₂ sa alternatívne vysvetľuje termálnymi prameňmi (Fiala, 1961; Zuberec, 1983) a zvetrávaním ryolitových vulkanoklastík bohatých na SiO₂ (Bezák a Lexa, 1983). Zvýšený obsah Hg, Sb a As indikuje súvis s hydrotermálnym systémom kremnického drahokovového ložiska.

Vulkanoklastiká:

109a redeponované tufy, tufity, tufitické siltovce a tufitické ílovce;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vytvárajú podstatnú časť najmladšieho horizontu jastrabskej formácie z. od doliny Rudnice. Priestorovo asociujú s limnokvarcitmi, ktoré vytvárajú šošovkovité telesá v tomto súvrství. Charakteristické je chýbanie hrubších ryolitových vulkanoklastík a podstatné zastúpenie siltovcov a ílovcov, podmienené prítomnosťou jazier a močiarov, v ktorých sedimentovali tiež limnokvarcity. Diatomitické tufity a diatomity vystupujú ako rôzne hrubé vložky v súvrství pieskocov a redeponovaných tufov tiež v oblasti prechodu jastrabskej formácie do Turčianskej kotliny j. od Hornej Štubne.

109b epiklastické vulkanické brekcie, pieskovce a redeponované tufy;

list: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je to najrozšírenejší typ uloženín v rámci komplexu vulkanoklastík. Brekcie vytvárajú hrubé chaotické polohy s fragmentmi s veľkosťou maximálne 50 cm, priemerne 10 cm, v slabo vytriedenom piesčitom až tufovo-piesčitom matrixe s drobnou pemzou. Ide o uloženiny laharov a úlomkových prúdov. Okrem mierne až dobre vytriedených, jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskocov a redeponovaných tufov sú prítomné vložky a polohy autochtónnych tufov a hrubších epiklastík, ojedinele aj s cudzorodým materiálom. Zrornosť hornín sa najčastejšie pohybuje okolo 2 – 5 mm, často pozorujeme slabšie vytriedené polohy s ojedinelými väčšími úlomkami až blokmi. Celkove majú charakter uloženín občasných tokov, hyperkoncentrovaných prúdov a laharov v oblasti prolúviálnej roviny okolo vulkanických kužeľov (Bezák a Lexa, 1983).

109c epiklastické vulkanické konglomeráty, pieskovce a redeponované tufy;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Horniny uvedeného typu vystupujú najmä v spodnej časti formácie, ako aj v jej južnej a východnej časti, kde sa miešal ryolitový materiál s materiálom prinášaným stálymi tokmi do Žiarskej kotliny. Okrem opísaných typov ryolitových vulkanoklastík sú prítomné vložky a polohy

tufitov, pieskocov a konglomerátov so zmiešaným ryolitovým, andezitovým a ne vulkanickým materiálom.

110a pemzové tufy, redeponované tufy a drobné epiklastiká; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hlavnú zložku predstavujú úlomky pemzy (60 – 80 %) s veľkosťou od 0,5 do 2 cm (ojedinele do 5 – 10 cm). Matrix je popolovo-pemzový, s úlomkami skla, pemzy a kryštálov amfibolu, biotitu a plagioklasu. V menšom objeme sú prítomné úlomky sklovitých ryolitov. Pemzové tufy predstavujú uloženiny popolovo-pemzových tufov a prívalov typu „base surge“ a „ground surge“. Často sa striedajú s polohami redeponovaných tufov, tufosiltocov a drobných ryolitových klas-tík. V južnej časti Žiarskej kotliny vystupujú južne od k. 534 Maselno a jv. pod k. 615 Tmavá.

110b epiklastické vulkanické brekcie a redeponované tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Drobnouľomkovité brekcie prevládajú nad vložkami hrubých pieskocov a redeponova-ných tufov, s ktorými sa nepravidelne striedajú. Veľkosť fragmentov sa pohybuje od 1 – 2 do 10 cm, úmerne hrúbke polohy. Ojedinele sú prítomné polohy hrubých brekcií, respektíve ojedine-lé väčšie fragmenty alebo bloky. Brekcie sú zložené z angulárnych až suboválnych fragmentov felziticých, sférolitických a sklovitých ryolitov. Predstavujú uloženiny úlomkových prúdov na výplavových kuželoch.

ŠTIAVNICKÝ STRATOVULKÁN

Štiavnický stratovulkán, situovaný v západnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu, ktorého produkty sú rozšírené na ploche viac ako 2 200 km², predstavuje najrozsiahljejšiu vulkanickú štruktúru na vnútornej strane karpatského oblúka. V smere na SZ pokračuje stavba stratovulkánu v podloží vtáčnického stratovulkánu až k jeho severnému okraju, severná časť jeho stavby je poklesnutá v priestore Žiarskej kotliny. Pri východnom okraji sa stýka so stratovulká-nom Javoria v Pliešovskej kotline a v oblasti Krupiny. Na J pokračujú jeho vulkanosedimentárne komplexy do Ipeľskej pahorkatiny, v jz. časti sú časti vulkanickej stavby poklesnuté a pochované pod sedimentmi východných okrajov Dunajskej panvy. Najvyšší vrch v centrálnej časti Štiavnic-kých vrchov je Sitno (k. 1 009) a v západnej časti stratovulkánu Veľký Inovec (k. 901). V severnej časti preteká od V na Z cez Žiarsku kotlinu rieka Hron, ktorá sa stáča na J a pokračuje k južnej štátnej hranici. Tam sa vlieva do Ipľa. Horský reliéf Štiavnických vrchov v severnej časti strmo upadá do Žiarskej kotliny a je rozčlenený početnými hlbokými dolinami. Vodné toky, naj-mä Rudniansky potok, potok Richnava, Hodrušský potok, Vyhniansky potok, potok Teplá a po-tok Jasenica, odvodňujú tieto doliny na S a na Z a tam sa vlievajú do Hrona. V južnej časti horský reliéf postupne prechádza do chrbtov a plochého reliéfu Krupinskej planiny a Bátovskej pahorkatiny. Je rozčlenený dolinami a odvodňuje sa prevažne na J (Štiavnický a Klastavský po-tok, rieka Krupinica a ďalšie).

V severozápadnej časti neovulkanického regiónu je súčasťou stratovulkanickej stavby oblasť Pohronského Inovca a jv. okraje Vtáčnika. Stratovulkán sa vyvinul počas mladšieho obdobia neo-génu (báden, sarmat, panón) v priebehu niekoľkých etáp explozívno-efuzívnej a intruzívnej aktivity. Tieto etapy sa striedali s obdobiami dočasného vulkanického pokoja a boli späté s denu-dáciou a deštrukciou povrchovej stavby (1. – 5. etapa; Konečný, 1970). Stratovulkán sa vyznaču-je širokou škálou diferencovaných vulkanických hornín (od bazalto-andezitov po intermediárne až acidné andezity, ryodacity a ryolity), vývojom diferencovaných subvulkanických až intravul-kanických komplexov (diorit, granodiorit, granodioritový porfýr) a vznikom kaldery veľkých rozmerov. V závere vývoja stratovulkánu vystúpila hodruško-štiavnická hrasť. Vývoj stratovul-kánu sprevádzali metalogenetické procesy so vznikom drahokovovej a polymetalickej minerali-zácie. Tá podmienila založenie a rozkvet banských miest – Banskej Štiavnice, Banskej Hodruše a Vyhní – už v období raného stredoveku. Výskumné práce v banskoštiavnickej oblasti sa vyzna-čujú dlhodobou tradíciou, ktorá sa začala založením baníckej akadémie v r. 1762. Na nej predná-šali významní učitelia tej doby ako K. T. Delius (1770), G. A. Scopoli (1776) a ďalší. Výsledky

ich výskumov boli cenným prínosom pre ďalší pokrok vo vedeckom bádani a boli východiskom pre ďalších výskumných pracovníkov. Prínos starších autorov sa zhodnotil v rámci zostavovania prehľadnej geologickej mapy 1 : 200 000 (Kuthan et al., 1963) a novšie v rámci zostavovania geologickej mapy 1 : 50 000 regiónu Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec (Konečný et al., 1998). Stratovulkán vymedzil Konečný (1968, 1970), litostratigrafické jednotky definovali Konečný, Lexa a Planderová (1983). V stavbe stratovulkánu sú rozlíšené nasledujúce hlavné štruktúrne jednotky:

Spodnú stratovulkanickú stavbu (*báden*) budujú produkty explozívnej, efuzívnej a extruzívnej aktivity pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických až pyroxénicko-amfibolických andezitov (\pm biotit) a štokové a ložné intrúzie andezitových až dioritových porfýrov. Spodná stavba bádenského veku vychádza na povrch spod mladších vulkanických komplexov na vonkajšej strane kalderového zlomu v jv., j., jz., sz. a sv. sektore stratovulkánu. Spodná stratovulkanická stavba sa člení na celý rad vulkanických komplexov a formácií, z ktorých najrozšírenejšia je ***sebechlebská formácia (stredný báden)*** na jv. svahu stratovulkánu. Vulkanické produkty tejto formácie (lávové prúdy a pyroklastiká) budujú oblasť stratovulkanického svahu a v pokračovaní na juh prechádzajú do vulkanosedimentárnych hornín prevažne epiklastického typu (brekcie, konglomeráty, pieskovce a siltovce) uložených v morskom prostredí. Vyššiu litostratigrafickú jednotku tvorí ***žibritovský efuzívny*** komplex pyroxénických andezitov vrchnobádenského veku. Cez vulkanické komplexy v oblasti stratovulkanického svahu prenikajú intruzívne komplexy prevažne v podobe štokov až lakolitov (belujský a prochotský intruzívny komplex, Chlm a ďalšie).

V oblasti hrasti vystupujú nižšie úrovne spodnej stratovulkanickej stavby odkryté denudačným zrezom, preniknuté početnými ložnými intrúziami v podobe sillov a lakolitov.

Výplň štiavnickej kaldery (*vrchný báden – spodný sarmat*). Spodnú časť výplne tvorí ***červenostudnianske súvrstvie*** (lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu, epiklastické vulkanické brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami lignitov) uložené na báze kalderovej výplne. V jeho nadloží v hrúbke 350 – 500 m sú uložené produkty explozívno-extruzívneho a efuzívneho vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov ***studenskej formácie***.

Intruzívne komplexy. V oblasti hrasti v prostredí hornín predvulkanického podložia na ploche asi 100 km² je subvulkanický ***hodruško-štiavnický intruzívny komplex*** odkrytý denudačným zrezom v podobe rozsiahleho granodioritového plutónu a dioritovej intrúzie. Granodioritová intrúzia formy obráteného zvonu (*bell jar*) obsadzuje centrálnu oblasť a dioritová intrúzia je situovaná pri jej severnom okraji. Pri periférii granodioritovej intrúzie a v jej okrajovej časti vystupuje celý rad štokovo-dajkových intrúzií granodioritových porfýrov – ***intruzívny komplex Zlatno*** s mineralizáciou skarnovo-porfýrového typu (lokality Zlatno, Šementlov, Sklené teplice). V oblasti pukanskej hrasti vystupuje ***intruzívny komplex Tatiar*** s podobným zložením a typom rudnej mineralizácie.

Intruzívny komplex Banisko reprezentujú ložné intrúzie kemitodioritových porfýrov až andezitových porfýrov, umiestnené pri rozhraní podložia a vulkanického komplexu, prípadne v rámci spodnej stavby alebo na báze kalderovej výplne. Mladšie dajkové roje sú orientované prevažne v smere SSV – JJZ až S – J s úklonmi od centrálného bloku.

Vrchnú stratovulkanickú stavbu (*sarmat*) tvoria denudačné relikty pôvodných stratovulkánov menších rozmerov a zvyšky efuzívnych a tufových komplexov situovaných v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu. V juhozápadnej časti kaldery v nadloží kalderovej výplne je uložený ***efuzívny komplex Humenica***. Tvoria ho efúzie láv pyroxénických andezitov. Produkty počiatkových etáp explozívnej aktivity (amfibolicko-biotiticko-pyroxénického andezitu v podobe pemzových tufov) reprezentuje ***ladzianske súvrstvie***, uložené na južnom svahu stratovulkánu. Južne od kalderového zlomu a pri jz. úpätí stratovulkánu je uložený efuzívny komplex sklovitých pyroxénických andezitov ***bad'anskej formácie***. Spreádzajú ho polohy pemzových tufov, epiklastických konglomerátov a hyaloklastitových brekcií. V južnej časti kaldery a na dne paleodolín sú uložené pemzové tufy ***bielokamenského súvrstvia*** a za nimi nasledujú efúzie láv amfibolicko-pyroxénických andezitov s biotitom ***sitnianskeho komplexu***.

V západnej časti kaldery a na západnom stratovulkanickom svahu sú uložené ignimbrity (zvané tufy) **drastvickej formácie**. Na jz. svahu stratovulkánu sú uložené produkty **priesilskej formácie** v podobe lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit), pyroklastík a epiklastík pokračujúcich do oblasti Kozmálovských vrškov. Na sz. svahu stratovulkánu sú uložené lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov **žiarskeho komplexu**. Na jv. svahoch stratovulkánu sú relikty lávových prúdov pyroxénických andezitov (\pm amfibol) **efuzívneho komplexu Jabloňový vrch**. V severovýchodnej časti kaldery a na stratovulkanickom svahu vo výplni paleodolín sú uložené lávové prúdy, pyroklastiká a vulkanoklastiká pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov **breznického komplexu**. V záverečnom štádiu andezitového vulkanizmu prebiehali efúzie lát pyroxénických sklovitých a leukokratných andezitov **inoveckej formácie** na západnom svahu stratovulkánu.

V období vrchného sarmatu prebiehal proces vyklenovania centrálnej časti kaldery a vyvíjala sa hrašťová stavba. Zlomový systém pri západnom až sz. okraji hrasti pokračujúci pri východnom okraji Žiarskej kotliny na sever do priestoru Kremnických vrchov (vyhniansko-ihráčska vulkanotektonická zóna) slúžil pri výstupe más ryolitového vulkanizmu jastrabskej formácie. Zlomy a zlomové zóny prevažne ssv.-jjz. smeru pri západnom okraji hrasti v centrálnej časti slúžili pri výstupe hydrotermálnych roztokov a vzniku drahokovových a polymetalických žíl hodruško-štiavnického rudného rajónu. V centrálnej až západnej časti hrasti v dôsledku intenzívneho denudačného zrezu sa obnažilo predvulkanické podložie.

Vrchná stratovulkanická stavba (panón – pont)

111 hrubé až blokové konglomeráty s ryolitovým materiálom;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na južnom svahu doliny Hrona j. od Tekovskej Breznice a v oblasti vrcholu s k. 437 Krahulčie pri obci Brehy sú uložené hrubé až blokové konglomeráty s rozmermi 5 – 35 cm až bloky do 0,5 – 1 m. Tvoria ich adularizované a silicifikované ryolity a ignimbrity drastvickej formácie. Matrix pozostáva z hrubopiesčitého až drobnoušľakovitého materiálu s nižším stupňom opracovania. Matrix je lokálne silne spevnený železitým limonitickým tmelom. To vysvetľuje zachovanie polohy pred jej úplnou denudáciou. V podobnej pozícii sú blokové konglomeráty s blokmi ryolitov do 3 – 4 m v oblasti vrcholu Kliča, kóta 430, pri Hronskom Beňadiku. Konglomeráty sa uložili fluvialným tokom v úrovni 380 – 400 m v doline so sv.-jz. orientáciou, ktorá súhlasí s dnešnou dolinou Hrona. Súčasné dno Hrona je o 200 m nižšie. Fluvialný tok, ktorý prerazil cez bariéru vytvorenú ignimbritmi a ryolitmi a uložil hrubé až blokové konglomeráty, bol predchodcom dnešného Hrona a nazývame ho paleo-Hron.

Inovecká formácia (sarmat)

Inoveckú formáciu (podľa k. 981 Veľký Inovec) tvorí súbor lávových prúdov pyroxénických a leukokratných pyroxénických andezitov, často sklovitých, a vulkanoklastické horniny (epiklastické vulkanické brekcie a hyaloklastitové brekcie). Lávové prúdy sú uložené na západnom stratovulkanickom svahu v nadloží hornín priesilskej a drastvickej formácie a v oblasti Veľkej Lehoty v nadloží sitnianskeho efuzívneho komplexu.

Sukcesia lávových prúdov tvorí výplň paleodoliny na západnom svahu stratovulkánu. Počiatok paleodoliny je možné predpokladať v priestore Novej Bane. V smere na západ sa paleodolina rozširuje a pri západnom okraji neovulkanitov zaberá priestor od Zlatých Moraviec na juhu až po kótu 616,6 Háj na severe. Západný okraj efuzívneho komplexu je denudačný, v severnej časti je jeho obmedzenie tektonické.

Lávové prúdy pri pohybe na západ sledovali početné erozívne zárezy a doliny v reliéfe ignimbritového komplexu. V dôsledku toho nastávalo obtekanie lokálnych elevácií, ktoré tvoria „ostrovy“ ignimbritov vystupujúcich na povrch. Pri západnom okraji neovulkanitov lávové prúdy pokryli uhl'onosné súvrstvie obvykej panvičky. Lávové prúdy sa v priebehu pohybu stretali s vodným prostredím a podliehali hyaloklastitovej brekciácii v bazálnych úrovniach komplexu.

V rámci lávových prúdov sú vyčlenené lávové prúdy pyroxénických (augiticko-hyperstenických) andezitov a leukokratných pyroxénických andezitov, často sklovitých.

Chronostratigrafické údaje: Starší údaj rádiometrického datovania K/Ar metódou poskytuje vek $9,9 \pm 0,2$ MA na lokalite Machulince (Bagdasarjan in Konečný et al., 1983). Novší údaj rádiometrického K/Ar datovania $13,2 \pm 0,6$ MA zodpovedá spodnému sarmatu (Černyšev – ústna informácia). Na základe pozície v nadloží drastvickej a priesilskej formácie je reálny vek stredný sarmat.

Lávové prúdy:

112a pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický); list: 35 TRNAVA

Andezit je tmavosivý až sivočierny, často sklovitý, porfýrický, s doskovitou odlučnosťou (najmä v nižších úrovniach) až nepravidelnou blokovou odlučnosťou. V bazálnej časti sú pásma lávových a hyaloklastitových brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm; 36,4 %), hypersten (1 – 2 mm; 4 %) a augit (1 – 2 mm; 2,4 %). Základná hmota (56,7 %) je mikrolitická, zastretá rudným pigmentom do sivočierna, prípadne je mikroliticko-hyalínna (sklovitá), svetlohnedá, s výraznými fluidálnymi štruktúrami (okraje lávových prúdov).

112b leukokratný pyroxénický andezit, často sklovitý; list: 35 TRNAVA

Lávové prúdy tohto typu sú rozšírené najmä v nižších až spodných úrovniach efuzívneho komplexu. Andezit je sivočierny až čierny (sklovitý), s výrazne kontrastnými výrastlicami plagioklasu. V bazálnej a vrchnej úrovni lávových prúdov je andezit často intenzívne napenený a zbrekčovatený, s prechodmi do hyaloklastitových brekcií. Hyaloklastitové brekcie tvoria aj samostatné polohy (pre malé rozmery ich však na mape nezobrazujeme). V spodnej časti lávových prúdov je odlučnosť doskovitá pozdĺž laminačných plôch, vyššie je nepravidelne bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 26,7 – 27,0 %), hypersten (1 – 2 mm; 0,23 %) a augit (1 – 2 mm; 0,2 – 0,6 %). Základná hmota (72 – 73 %) je hyalopilitická a mikroliticko-hyalopilitická. V prípade sklovitých variet je mikroliticko-hyalínna, s výraznými fluidálnymi štruktúrami.

Breznický komplex (sarmat)

Komplex (označený podľa obce Hronská Breznica) zahŕňa lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, pyroklastiká a epiklastiká uložené v severnej časti kaldery a na s. až sv. stratovulkanickom svahu (j. od Hrona). Komplex pokračuje s. od Hrona do južnej časti Kremnických vrchov. Tam je prekrytý mladšími produktmi sarmatského vulkanizmu. Horniny breznického komplexu, ktoré reprezentujú zvyšky denudovaného vulkánu s predpokladaným erupčivým centrom v severnej časti kaldery, tvoria na stratovulkanickom svahu výplne paleodolín orientovaných v smere na S, SSV až SV. V spodnej časti breznického komplexu vo výplni paleodolín prevládajú fácie epiklastických vulkanických hornín so zmiešaným materiálom. Okrem pyroxénických andezitov (\pm amfibol) je vo variabilnom množstve prítomný materiál studenskej formácie z výplne kaldery. V stredných až vyšších úrovniach výplne paleodolín sú okrem epiklastických facií zastúpené telesá chaotických brekcií pyroklastických prúdov, redeponovaných pyroklastík a pemzových tufov. Vo vrchných úrovniach výplne paleodolín dominujú lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov.

Chronostratigrafické údaje: Breznický komplex prechádza v južnej časti Kremnických vrchov do vulkanosedimentárneho súvrstvia, overeného vrtom FŽB-1. Na základe palynologického zhodnotenia sa súvrstvie zaraďuje do spodného sarmatu (Planderová in Konečný et al., 1983).

Lávové prúdy

Lávové prúdy tvoria ploché doskovité alebo jazykovité, smerovo orientované telesá v stredných, najmä však vo vrchných úrovniach výplne paleodolín. Hrúbka lávových prúdov je

variabilná, od niekoľko metrov do 40 – 60 m. V bazálnej časti prúdov je lokálne prítomná zóna brekciácie s výrazným napenením a oxidáciou. Lávové prúdy sú generálne uklonené na S a SV, zhodne s orientáciou paleodolín. Lokálne úklony laminácie kolmo na os paleodolín rešpektujú úklon reliéfu svahov pôvodných paleodolín. Petrografickým štúdiom sa rozlíšili pyroxénické a amfibolicko-pyroxénické andezity.

113a pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy pyroxénického andezitu sú vo výplni západnej paleodoliny amputovanej vyhniansko-ihráčskou zlomovou zónou, vo výplni paleodoliny s. od Hrona (Hronská Dúbrava), vo vrchných úrovniach paleodoliny s. od Kmotra v oblasti hrebeňa Brdo a pokračujú s. od Hrona do oblasti k. 561 Čertova skala, kde sa plošne rozširujú.

Andezit je sivočierny, drobnoporfýrický, výrastlice do 1 – 2 mm tvorí plagioklas (26,0 %), hypersten (8,0 %), augit (4,48 %) a glomeroporfýrické zhluky zrn pyroxénu a plagioklasu (2,7 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická. Relikty lávových prúdov pyroxénického andezitu v podobnej pozícii v nadloží sitnianskeho komplexu sú na sz. stratovulkanickom svahu v oblasti k. 758 Čierny vrch, k. 734 Poľana a z. od Žarnovice (Revištského Podzámčia).

113b amfibolicko-pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy tohto typu sa vyskytujú v severnej časti kaldery, ako aj na stratovulkanickom svahu vo výplni všetkých uvedených paleodolín j. aj s. od Hrona.

Andezit je strednoporfýrický, s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 26,9 %), hypersten (1 – 2 mm; 3,42 %), augit (1 – 2 mm; 1,2 %) a amfibol (1 – 2 mm; 0,9 %). Základná hmota je mikroliticko-hyalínna.

Pyroklastiká:

114a chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vo výplni paleodolín vystupujú j. od Jalnej a na protil'ahlom svahu s. od Hrona (Trnavá Hora) a východne od Hronskej Breznice na svahu pod Čertovou skalou (s. od Hrona). Brekciu pyroklastického prúdu tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 20 – 30 cm (asi 20 – 30 %) až bloky do 0,6 m a viac (asi 30 %). Sú subsférické až sférické, vezikulárne, s odlučnosťou pozdĺž radiálnych trhlín. Ojedinelé sú fragmenty staršej vulkanickej stavby. Matrix je tufový, s drobnými napenenými fragmentmi so znakmi zvýšenej konsolidácie až spekania. Uloženie je chaotické.

114b redeponované pemzové tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené vo vyššej úrovni výplne paleodoliny v oblasti chrbta s. od Henclovej (j. od Hrona) a s. od Hrona (oproti Jalnej). Vystupujú aj z. od Bacúrova na svahu doliny Bacúrovského potoka (polohu overil aj vrt KJ-23). Polohy pemzových tufov sa vyskytujú na jz. svahu Gavurky (z. od Zvolena). Hlavnú zložku tvoria úlomky pemzy (1 – 3 cm) a amfibolicko-pyroxénických andezitov (80 – 90 %), uložené v pemzovo-tufovom matrixe so znakmi transportu. Sporadicky sú prítomné fragmenty amfibolicko-pyroxénického andezitu a ojedinele staršej, studenskej formácie.

115 laharové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä v spodných úrovniach výplne paleodoliny narezanej dolinou potoka Jasenica (odkryvy v záreze štátnej cesty pri Hronskej Breznici). Brekciu tvoria angulárne až subangulárne fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 30 cm až bloky do 1 – 2 m. Veľké bloky izometrického až eliptického tvaru tvorené amfibolicko-pyroxénickým andezitom sa vyznačujú rozpadom pozdĺž radiálnych trhlín. Vo variabilnom množstve (10 – 15 %) sú prítomné aj úlomky až bloky starších biotiticko-amfibolických andezitov. Matrix je tufovo-piesčitý,

s drobnými úlomkami do 5 – 8 cm. Uloženie materiálu je chaotické, styk bázy s podložím je ostrý, diskordantný.

Epiklastiká:

116a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v spodných úrovniach komplexu na svahoch j. od Hrona (Gunda) a s. od Hrona (pod Čertovou skalou), pri Budči a j. od Gavurky. Epiklastické brekcie spodných úrovní sa okrem úlomkov pyroxénických andezitov vyznačujú prítomnosťou staršieho materiálu biotiticko-amfibolických andezitov pochádzajúcich z deštrukcie telies kalderovej výplne. V stredných až vrchných úrovniach výplne paleodolín vystupujú brekcie na svahoch Brdo pod k. 633, v oblasti k. 678 Demian a j. od k. 765. Hlavnú zložku tvoria fragmenty vo veľkosti 15 – 35 cm až bloky do 0,5 až 1,5 metra. Sú angulárne až subangulárne, s nízkym stupňom opracovania. Matrix je hrubo-zrnny, piesčitý, vytriedenie je nízke, zvrstvenie hrubé, prípadne chýba.

116b epiklastické vulkanické brekcie, drobné až stredné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú charakteristické najmä pre distálne pásma (hrebeň v od k. 459 Gavurka z. od Zvolena). Fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm, sporadicky 25 – 30 cm, sú subangulárne až angulárne, hrubo vytriedené, uložené v lavicovitých polohách, oddelených epiklastickými vulkanickými pieskovecami.

117a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú rozšírené v spodných úrovniach výplne paleodoliny (svahy pod k. 549 Kmotra), v doline potoka Jasenica, ako aj na severných a južných svahoch doliny Hrona a v distálnej (periférnej) zóne z. a v. od Budče a v oblasti Gavurky z. od Zvolena. Okrem subangulárnych až angulárnych fragmentov (15 – 35 cm) sú prítomné bloky do 0,5 – 1,5 m s vyšším stupňom opracovania. Vytriedenie a zvrstvenie je výrazné, časté je striedanie s polohami epiklastických vulkanických pieskovecov, drobných brekcií a konglomerátov.

117b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až hrubé;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyznačujú sa prevahou angulárneho až opracovaného materiálu s rozmermi 5 – 30 cm. Tvoria polohy s menšou hrúbkou na svahoch doliny potoka Jasenica, pod k. Kmotra a pod k. Víšok. Vytriedenie a zvrstvenie je výrazné.

Efuzívny komplex Jabloňový vrch (sarmat)

Komplex zahŕňa lávové prúdy pyroxénických andezitov (\pm olivín, \pm amfibol) uložených na jv. stratovulkanickom svahu v nadloží lávových prúdov typu Sitno. Lávové prúdy predstavujú vyššiu časť výplne paleodoliny smerujúcej od okraja kaldery na JV (Bukovina, k. 711 – Stráň, k. 591 – Ficberg). Ďalšie lávové prúdy začínajúce sa v oblasti kaldery (j. od Banského Studenca) po prekročení kalderového zlomu sa pohybovali smerom na JV na stratovulkanický vrch. Tam vytvorili rozsiahlejší pokrov (Breziny, k. 716 – Jabloňový vrch, k. 738 – Fiľakovo, k. 747). V spodnej časti efuzívneho komplexu prevládajú lávové prúdy pyroxénických andezitov (ojedinele je prítomný olivín), vo vyššej úrovni sú lávové prúdy so sporadickým amfibolom (do 1%). Lávové prúdy tvoria doskovité, prípadne jazykovité telesá orientované v smere pôvodných paleodolín. Medzi lávovými prúdmi sú ojedinele prítomné polohy epiklastických vulkanických brekcií.

Chronostratigrafické údaje: Datovaním lávového prúdu odkrytého v lome na lokalite Ficberg (sz. od Krupiny) K/Ar metódou sa získal údaj $11,4 \pm 0,3$ MA (Bagdasarjan et al., 1970), ktorý zodpovedá sarmatu.

Lávové prúdy:

118a *pyroxénický andezit* (\pm *olivín*); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy sú rozšírené v spodnej úrovni výplne paleodolín. V strednej úrovni výplne paleodolín sa vyskytujú variety s prítomnosťou ojedinelého olivínu.

Pyroxénický andezit je tmavosivý až sivočierny, drobno- až strednoporfýrický. Základná hmota (70,3 %) je mikroliticko-hyalínna.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2,5 mm; 19,2 %), hypersten (1 – 2 mm; 9,2 %) a augit (1 až 2 mm; 1 %).

118b *pyroxénický andezit* (\pm *amfibol*); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy sú rozšírené v stredných až vrchných úrovniach výplní paleodolín. Pyroxénický andezit je drobno- až strednoporfýrický. Základná hmota (60 %) je mikrolitická až mikroliticko-pilotaxitická.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 26,5 %), hypersten (1 – 2 mm; 9,6 %), augit (1 – 2 mm; 2,8 %) a amfibol (1 – 2 mm; 0,7 %).

Epiklastiká:

119 *hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Medzi lávovými prúdmi v oblasti chrbta s kótou 711 Stráň a kótou 507 je poloha epiklastickej vulkanickej brekcie tvorenej úlomkami (5 – 25 cm) až blokmi do 0,5 m. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Materiál je hrubo vytriedený, s náznakmi zvrstvenia.

Žiarsky efuzívny komplex (sarmat)

120 *lávové prúdy: amfibolicko-pyroxénický andezit* (\pm *olivín*);

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Amfibolicko-pyroxénický andezit je tmavosivý, s doskovitou až blokovou odlučnosťou, hruboporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas (4 – 8 mm), amfibol (2 – 4 mm) a hypersten (1 – 2 mm), ojedinele je prítomný olivín. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická.

Priesilská formácia (sarmat)

Priesilská formácia (podľa vrchu Priesil, k. 748, j. od Tekovskej Breznice) zahŕňa produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu amfibolicko-pyroxénických andezitov, uložené na západnom stratovulkanickom svahu v nadloží drastvickej formácie, prípadne na starších litostratigrafických jednotkách (na sitnianskom komplexe a baďanskej formácii), eventuálne na denudovanom povrchu spodnej stavby. Vulkanické horniny priesilskej formácie tvoria výplň paleodoliny smerujúcej z priestoru Novej Bane na JZ. Severný okraj paleodoliny tvoria relikty lávových prúdov v oblasti chrbta Firceng (k. 682) a južný okraj lávové prúdy v oblasti vrcholu Priesil, k. 748. V smere na JZ sa paleodolina rozšírila s prechodom do pásma litorálu (oblasť Tlmáč a Kozmálovských vrškov). Vo výplni paleodoliny v spodných úrovniach prevládajú polohy hrubých až blokových konglomerátov, epiklastických vulkanických brekcií, chaotické brekcie pyroklastických prúdov a laharové brekcie striedajúce sa s viacerými polohami pemzových tufov. Vo vrchných úrovniach výplne paleodoliny sú dominantné lávové prúdy.

Chronostratigrafické údaje: Lávové prúdy priesilskeho komplexu neboli datované. Pri Tlmáčoch je v tufiticko-ílovcovom súvrství opísaná fauna spodnosarmatskeho veku (Vaňová, 1960; Brestenská, 1963).

Lávové prúdy:

Tvoria ploché doskovité telesá s hrúbkou 25 – 30 m aj viac. Pri východnom a jv. okraji paleodoliny sú lávové telesá uklonené v smere do centra paleodoliny, ktorej os prebieha v smere SV – JZ. V oblasti k. 748 Priesil a k. 682 Firceng sú uklonené na SZ. V bazálnej a vrchnej časti sporadicky pozorujeme pásma lávových brekcií. V spodných úrovniach prevláda doskovitá odlučnosť pozdĺž laminačných plôch, vyššie je odlučnosť hrubobloková až hrubostĺpcová.

121a amfibolicko-pyroxénický andezit (\pm biotit); listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Telesá lávových prúdov tvorí stredno- až hruboporfýrický andezit, tmavosivý až svetlosivý.

Výrastlice tvorí plagioklas (3 – 4 mm; 32 – 35 %), hypersten (1 – 2 mm; 1,7 – 1,9 %), augit (1 – 2 mm; 1,1 – 2,5 %) a amfibol (2 – 4 mm; 0,3 – 0,5 %). Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická až pilotaxitická.

121b veľkoporfýrický amfibolicko-pyroxénický andezit s biotitom; list: 45 NITRA

Lávové prúdy veľkoporfýrického andezitu sú rozšírené v oblasti Kozmálovských vŕškov. Andezit je sčasti premenený, chloritizovaný, hnedozelený až zelený, pri kontakte s vodným prostredím podliehal brekciácii hyaloklastitového typu. Odlučnosť je nepravidelná, bloková až doskovitá. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až trachytická, s hojnými lištami plagioklasu. Je silno porézna a dezintegrovaná. Pri okrajoch pórov a dutín sú lemy palagonitu, často rekryštalizované na lúčovité štruktúry (fibropalagonit) tvorené sekundárnymi minerálmi.

Pre andezit sú charakteristické veľké výrastlice plagioklasu do veľkosti až 1 cm. Výrastlice tvorí plagioklas (asi 20 – 30 %), pyroxény (augit a hypersten; do 6 – 8 %) sú chloritizované, amfibol (3 – 4 %) je chloritizovaný a limonitizovaný a biotit je ojedinelý (do 1 %).

Hyaloklastity:

121c hyaloklastitové brekcie, hrubé až blokové; list: 45 NITRA

Hyaloklastitové brekcie vystupujú v oblasti Kozmálovských vŕškov a v meste Levice. Lávové prúdy v dôsledku kontaktu s morským prostredím podliehali brekciácii a dezintegrácii. Na okrajoch lávových prúdov pozorujeme pásma intenzívnej brekciacie späté s vezikulárnosťou (napenením) a výraznou oxidáciou a s prechodmi do uloženín hrubých až blokových hyaloklastitových brekcií. Hlavnú zložku hyaloklastitových brekcií tvoria úlomky sklovitých porfýrických andezitov prevažne s angulárnym obmedzením a priemernou veľkosťou 20 – 35 cm až bloky do 1 m a viac. Matrix je zrnitý, pestro sfarbený, s drobnými úlomkami sklovitého čierneho andezitu.

Pyroklastiká:

122a chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 35 TRNAVA

Vystupujú v nižších až spodných úrovniach pri východnom okraji výplne paleodoliny (svahy pod k. 771 Stavanský vrch), ako aj vo vyšších úrovniach výplne paleodoliny pri západnom okraji (pod vrchom Botkov, k. 688). Brekciu tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 15 až 30 cm a sporadicky bloky do 60 – 80 cm so subangulárnym až subsférickým obmedzením. Matrix je tufový, silne konsolidovaný až spečený, zoxidovaný (hnedočervený). Uloženie je chaotické. Úlomkový materiál tvorí stredno- až hruboporfýrický amfibolicko-pyroxénický andezit.

122b redeponované pyroklastické brekcie; list: 35 TRNAVA

Sú rozšírené vo vyšších úrovniach výplne paleodoliny až v podloží lávových prúdov priesilskej formácie (chrbát južne pod k. 771 Stavanský vrch a chrbát pod kótou 660 Krstný diel).

Pyroklastický materiál tvoria fragmenty prevažne s veľkosťou 5 – 15 cm, ojedinele 30 – 40 cm, napenené, subsférické. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy a drobných napenených fragmentov. Klastický materiál je hrubo vytriedený, často zvrstvený.

122c redeponované pemzové tufy; listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Polohy pemzových tufov sú vo výplni paleodoliny prítomné v niekoľkých úrovniach (južné svahy pod k. 635 Pečanský vrch a pod k. 688 Botkov a jz. od k. 548 Hrebeňová hora). Hlavnú zložku tvoria úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm (asi 60 – 80 %). Úlomky pemzy sú často výrazne zaoblené. V menšom zastúpení je drobný úlomkový andezitový materiál (2 až 4 cm), napenený a často sklovitý. Matrix je tufový až tufovo-piesčitý, tmavosivý až hnedý, s vyšším obsahom úlomkov pemzy a drobných úlomkov andezitu. Materiál je vytriedený a uložený s naznačeným až výrazným zvrstvením. Pemzové tufy sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných brekcií.

Epiklastiká:

123 laharové brekcie; list: 35 TRNAVA

Sú uložené v oblasti južných svahov Veľkého a Malého Inovca, najmä v nižších úrovniach (j. pod vrchom Botkov a Pečanským vrchom). Brekcie tvorí hrubý úlomkový materiál (20 až 35 cm) s ojedinelými blokmi (do 0,6 až 1,5 m) so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Sporadicky sú prítomné opracované bloky. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, uloženie je chaotické. Laharové telesá dosahujú hrúbku od niekoľko metrov do 25 – 30 m.

124a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Brekcie tvorí hrubý až blokový materiál s priemernou veľkosťou 20 – 40 cm až bloky do 1 m a viac. Je subangulárny až sčasti opracovaný, uložený s naznačeným zvrstvením. Okrem amfibolicko-pyroxénických andezitov sú prítomné bloky starších biotiticko-amfibolických andezitov redeponovaných z podložia. Matrix je hrubozrnný, piesčitý.

124b epiklastické vulkanické brekcie, drobné až stredné; list: 35 TRNAVA

Vyznačujú sa menšími rozmermi úlomkového materiálu, prevažne 15 – 25 cm, majú subangulárne až angulárne obmedzenie, matrix je tufovo-piesčitý. Vytriedenie a zvrstvenie je výraznejšie, prípadne sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Brekcie sú uložené v nižších úrovniach výplne paleodoliny. Vyznačujú sa vyšším obsahom úlomkov pyroxénických andezitov redeponovaných z baďanskej formácie.

125a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Hlavnú zložku tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 25 – 35 cm až bloky do 1 m a viac s variabilným stupňom opracovania (od angulárnych po suboválne až oválne). Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Vytriedenie je hrubé, zvrstvenie je iba naznačené a málo zreteľné. Fácia je prítomná v spodnej časti výplne paleodoliny na západnom svahu doliny Orovnického potoka, ako aj v stredných úrovniach a vo vrchnej úrovni v podloží lávových prúdov inoveckej formácie.

125b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, drobné až stredné; list: 35 TRNAVA

Táto fácia sa od predchádzajúcej odlišuje menšími rozmermi úlomkového materiálu, prevažne vo frakcii 15 – 25 cm, a relatívne vyšším stupňom vytriedenia a zvrstvenia. Je prítomná najmä v spodných úrovniach výplne paleodoliny (pri úpäti svahov pod vrchom Botkov a Pečanským vrchom). Obsahuje najmä fragmenty sklovitých andezitov baďanskej formácie.

125c epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 35 TRNAVA

Tvoria výrazný horizont v spodnej úrovni výplne paleodoliny pri úpätí svahu pod Hrebeňovou horou s kótou 548, na severnom svahu pod kótou 398 a na severnom svahu pod kótou 430 Kliča. Dobre až dokonale opracované bloky s rozmermi 30 – 50 cm až 1 – 2 m uložené v epiklastických pieskovochoch reprezentujú v tejto úrovni pobrežnú fáciu (pásmo príboja). V podloží tohto horizontu sú uložené litorálne sedimenty orovnického súvrstvia v podobe tufitických pieskovic a polymiktných štrkov. V nižšej úrovni sú uložené tufitické ílovce a siltovce s lignitmi.

Materiál hrubých až blokových konglomerátov tvoria prevažne bloky sklovitých porfýrických andezitov baďanskej formácie, ako aj materiál piesilskej formácie. Na povrchu niektorých blokov je možné pozorovať charakteristické dutiny, resp. závrty po morských živočíchoch.

Orovnické uhľonosné súvrstvie (sarmat)

Sedimentárne súvrstvie vystupuje v okolí Čaradíc, v roklinách sv. od Tekovských Nemiec, na severnom a západnom svahu pod kótou Kliča pri Hronskom Beňadiku, pri Orovnici a južne od Tekovskej Breznice. Sedimentárne súvrstvie tvoria tufitické ílovce a siltovce s lignitmi a v ich nadloží sú uložené tufitické pieskovce a polymiktné štrky. Maximálna hrúbka súvrstvia je podľa vrto 128 m. Súvrstvie je uložené na severnom svahu k. 430 Kliča na produktoch sarmatského vulkanizmu a na SV v nadloží hornín spodnej stavby. V spodných úrovniach súvrstvia sú uložené tufitické ílovce a siltovce s lignitmi. V ich nadloží nasledujú tufitické pieskovce až piesky s polymiktnými štrkami. Súvrstvie sa uložilo v erozívnom záreze (zálive) v období dočasného vulkanického pokoja.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafickú pozíciu riešila Vaňová (1954) vo vrte SB-1. Na základe mäkkýšovej fauny ich zaradila do ervíliových vrstiev – spodného sarmatu.

126a tufitické pieskovce a polymiktné štrky; list: 35 TRNAVA

V nadloží tufiticko-ílovcových vrstiev na jz., z. a sv. svahoch k. 430 Kliča a na svahoch oproti k. 548 Hrebeňová hora sú uložené tufitické pieskovce a polymiktné štrky s premenlivou hrúbkou (5 – 30 m) a postupným vyklinovaním v smere na SV. Tufitické pieskovce sú stredno- až hrubozrné, vytriedené, s textúrami krížového zvrstvenia, sú málo súdržné, rozpadavé, sfarbené do žltohneda. Časté sú vložky až šošovky štrkov s polymiktným materiálom. Okrem andezitových úlomkov sú prítomné obliaky kremencov, kryštalických bridlíc, granitoidov a sporadicky karbonátov. Ojedinele sú prítomné úlomky až bloky tufitických siltovcov.

126b tufitické ílovce a siltovce s polohami pieskovic a lignitov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Tufitické jemnozrné sedimenty tvoria spodnú časť faciálneho komplexu. Na povrch vystupujú v zárezoch na dne doliny s. od k. 430 Kliča, v doline a na svahoch pri Orovnici. Ílovce a siltovce sú svetlosivé až žltozelené, s častými úlomkami a odtlačkami morskej fauny. Striedajú sa s polohami pieskovic s variabilnou hrúbkou a vložkami drobných polymiktných štrkov. Pri Orovnici a v doline s. pod kótou 378 sa vrtnými prácami zistili vložky až polohy lignitov s hrúbkou od 0,5 m do 2 m (Brestenská, 1955, vrt SB-1; Blaško et al., 1989, vrty VHB-1, -3, -4). Súvrstvie overili vrty jz. od Tekovskej Breznice oproti Orovnici (Brlay, 1964, vrty PB-12 a -14). Na južnom svahu pod k. 430 Kliča sa zistilo toto súvrstvie v podobe svetlých okrových až žltobielých siltovcov s vložkami jemnozrných pieskovic v nadmorskej výške 320 m.

Drastická formácia (sarmat)

Formácia pomenovaná podľa vrchu Drastvica (k. 834, na novších mapách Drastavica) zahŕňa produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxénického andezitu s biotitom, uložené na z. až jz. svahu stratovulkánu v nadloží sitnianskeho efuzívneho komplexu. Pyroklastický materiál bol transportovaný prevažne v podobe popolovo-pemzových prúdov, ktoré pri pohybe na vonkaj-

šom stratovulkanickom svahu sledovali priebeh paleodolín (z. od okraja listu mapy). V dôsledku dostatočne vysokej teploty, ktorú si pyroklastický prúd udržal počas pohybu a po jeho uložení, nastalo spekanie popolovo-pemzového materiálu a vznikli **ignimbrity**. Hrubý ignimbritový komplex sa nachádza v západnej časti kaldery medzi Hronom a západným okrajom hrasti vo vrcholovej oblasti k. 834 Drastavica, k. 852 Veľký Žiar, k. 683 Sedlo a kóty 637 v. od Kojatina (k. 637) a z. od Hrona pod chrbtom Drienčie (k. 670 – 711). Ignimbrity pokračujú z. od okraja kaldery až do oblasti Obýc.

Na báze ignimbritového komplexu v západnej časti kaldery je uložená poloha redeponovaných tufov (svahy pod Drastavicou, Veľký Žiar, Sedlo a k. 637). V nadloží redeponovaných tufov je hrubý ignimbritový komplex dosahujúci hrúbku až 300 m. Ignimbritový komplex vznikol rapidnou sukcesiou erupcií popolovo-pemzových prúdov, ktoré si po uložení zachovali dostatočne vysokú teplotu umožňujúcu priebeh procesov zvrárania a kompaktácie.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním metódou stôp po delení uránu ignimbritov pri Obýciach sa získali údaje s časovým intervalom 13,1 – 13,4 ± 0,5 MA (Repčok, 1981).

Pyroklastiká:

127a zvrávané pemzové tufy (ignimbrity) amfibolicko-pyroxénických andezitov s biotitom

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Hornina je tmavosivá, silne homogenizovaná a zvetráva do svetlých hnedých odtieňov. Charakteristické sú šošovkovité „fiamme“ s premenlivou veľkosťou so subparalelným obmedzením. Mikroskopicky sa potvrdilo zosklovanie a homogenizácia základnej hmoty so vznikom sekundárnych fluidálnych štruktúr (obtekanie úlomkov kryštálov a pemzy). „Fiamme“ reprezentujú deformované a zosklované úlomky pemzy (pod mikroskopom sa vyznačujú „hrebienkovitými“ okrajmi). Úlomky kryštálov (kryštaloklasty) tvoria plagioklas, pyroxény, amfibol a biotit. Sporadicky sú prítomné úlomky hornín staršej vulkanickej stavby.

127b pemzové tufy; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Pemzové tufy (nezvrávané) tvoria na jz. svahu stratovulkánu spodnú časť výplne paleodoliny smerujúcej od k. 616 Varta na JZ. V lomoch sv. od Čajkova (Horný mlyn) sú rozlíšiteľné jednotlivé prúdy s chaoticky uloženým pemzovo-tufovým materiálom s mierne zvýšeným stupňom kompaktácie. Pemza rozptýlená v popolovom matrixe je slabo rozlíšiteľná a len mierne deformovaná až nedeformovaná (veľmi nízky stupeň zvrárania). Jednotlivé prúdy sú oddelené jemnozrným popolovo-tufovým materiálom. Uloženíny pemzových tufov sú postihnuté premenami, najmä chloritizáciou tmavých minerálov a lokálne slabou argilitizáciou.

Pemzovo-popolové prúdy, ktoré v priebehu pohybu zostúpili do nižších úrovní paleodolín vyúsťujúcich do delty, sa stretávali s brakicko-morským prostredím. To podmienilo rapidný pokles ich teploty a hydrotermálne účinky pri kontakte morskej vody so žeravým pyroklastickým materiálom.

127c redeponované pemzové tufy; list: 45 NITRA

Tvoria polohu premenlivej hrúbky na báze ignimbritového komplexu. Hlavnú zložku predstavujú úlomky pemzy veľké do 2 – 3 cm, výrazne opracované a rozptýlené v tufovo-piesčitom matrixe. Vyznačujú sa vytriedením a zvrstvením uloženého materiálu. Sporadicky sú prítomné úlomky andezitov v podložných komplexoch.

Litostratigraficky nezačlenené formy sarmatského vulkanizmu

Do tejto kategórie sú zahrnuté telesá intruzívneho a extruzívneho typu (extrúzie, protrúzie, neky a dajky) a epiklastické komplexy, pri ktorých pre ich izolovaný výstup nebolo možné stanoviť stratigrafickú pozíciu.

128a extrúzie, protrúzie amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit, \pm kremeň)

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Telesá uvedeného typu sú rozšírené v sz. a s. časti kaldery a v severnej časti stratovulkanického svahu. Telesá prenikajú cez horniny studenskej formácie vo výplni kaldery, prípadne cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby severne od kalderového zlomu. Uvedené telesá neboli rádiometricky datované. Pre nedostatok priamych kontaktov intruzívnych a extruzívnych telies s mladšími horninami ich superpozícia v rámci produktov sarmatského vulkanizmu nie je doriešená.

V severozápadnej časti kaldery je situované pomerne rozsiahle extruzívne teleso j. od Hliníka (k. 347 Hlinická hora, k. 615 Tmavá – k. 626 Mäsiarka). Západne od telesa (z. od Hrona) preniká cez kalderovú výplň niekoľko menších extruzívnych telies s eliptickým prierezom a podobným petrografickým zložením (oblasť k. 438 Peťov vrch a v. od osady Michalkovci). Prevažná časť hlavného extruzívneho telesa je postihnutá autometamorfózou, ktorá sa prejavuje hematitizáciou tmavých výrastlíc, slabou pyritizáciou a čiastočnou rekryštalizáciou základnej hmoty. Pri okraji hlavného telesa sú pásma autoklastických brekcií.

Andezit je sivý až červenkastý (hematitizovaný), drobno- až strednoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 25,3 %), pyroxény (do 0,5 – 1 mm; 3,2 %), amfibol (1 – 2 mm; 0,9 %), biotit (1 – 2 mm; 0,2 %) a ojedinele kremeň. Základná hmota (70,4 %) je mikroliticky zrnitá až mikroalotriomorfne zrnitá. Tmavé výrastlice sú hematitizované a limonitizované. Základná hmota je sčasti nahradená kremeňom a chloritom.

128b neky pyroxénických andezitov (\pm amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V oblasti k. 948 Petrov vrch sz. od Sitna v prostredí kalderovej výplne vystupuje andezitové teleso s izometrickým prierezom a variabilným priebehom laminácie (od strmého po subhorizontálny). Pri okrajoch je prechod do pásma brekciácie. V smere na SSV teleso prechádza do dajky. Andezit je porfýrický, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Andezitové teleso sa vyznačuje eliptickým prierezom s rozmermi zhruba 200 x 150 m a je orientované v smere SSV – JJZ.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit a sporadicky olivín. Základná hmota je mikrolitická až jemne zrnitá.

128c dajky pyroxénických andezitov (\pm amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky vystupujú v podobe dajkového roja s. od kalderového zlomu v oblasti vyzdvihnutého bloku spodnej stratovulkanickej stavby (blok Farskej hory). Dajky pyroxénických andezitov spolu s dajkami ryolitov a starších biotiticko-amfibolických andezitov sledujú zlomový systém s priebehom v smere SSV – JJZ. Šírka andezitových dajok kolíše od niekoľko metrov do 10 m, maximálna dĺžka je 1 200 m. Ďalšie dajky orientované v smere SSV – JJZ vystupujú v. od hlavného roja na svahu Močiarskej doliny j. od Jalnej. Na východnom svahu stratovulkánu je dajka v oblasti vrchu Lauchňa (k. 778) orientovaná v smere SV – JZ a na jz. svahu k. 834 Tri kamene v smere SV – JZ.

Dajky tvorí strednoporfýrický pyroxénický andezit, tmavosivý, s blokovou až hrubostĺpcovou odlučnosťou kolmou na priebeh dajky, prípadne s doskovitou odlučnosťou v smere plôch laminácie súhlasne so smerom priebehu dajky. Výrastlice tvorí plagioklas, augit, hypersten, zriedkavý je amfibol.

128d tholoidy amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V severnej časti kaldery asi 1,8 km od obce Podhorie preráža cez kalderovú výplň teleso s izometrickým prierezom a priemerom asi 350 m. Koncentrický priebeh plôch fluidality s úklonmi 70 – 80° zodpovedá forme tholoidu. Ďalšie teleso podobného typu s izometrickým prierezom a textúrami fluidality s úklonmi 50 – 70° vystupuje severnejšie v oblasti Plieška (z. od kóty 795). Severne od kalderového zlomu v oblasti k. 718 Suť teleso orientované v smere SSZ – JJV pred-

stavuje prechodnú formu z hrubej dajky do extrúzie. Teleso podobného typu menších rozmerov je z. od k. 718 Suť.

Uvedené telesá tvorí stredno- až hruboporfýrický amfibolicko-pyroxénický andezit s variabilným obsahom biotitu. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až holokryštalická, jemnozrnná.

Epiklastiká:

129 epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce, redeponované tufy a drobné brekcie

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V tektonicky poklesnutom bloku sz. od Sklených Teplíc sa nachádza súvrstvie v hrúbke 100 – 150 m. Tvoria ho zelenkavé vytriedené tufitické pieskovce s polohami siltovcov a tmavých ílovcov striedajúce sa s polohami hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskovcov, drobných epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných tufov. V dôsledku priestorovej rotácie tektonického bloku nie je možné bližšie špecifikovať stratigrafickú pozíciu tohto súvrstvia, okrem toho, že ide o produkt sarmatského vulkanizmu.

Sitniansky efuzívny komplex (sarmat)

Komplex (označený podľa vrchu Sitno, k. 1 009) zahŕňa lávové prúdy, hyaloklastitové brekcie, redeponované tufy a epiklastické vulkanické brekcie uložené v nadloží bielokamenského súvrstvia.

Zvyšky pôvodne rozsiahlejšieho lávového prúdu v jv. časti kaldery tvoria pokryvy vrcholov Sitno (k. 1 009), Sitience (k. 776) a Biely kameň (k. 657), ktorý po prekročení kalderového zlomu pokračoval v rámci paleodoliny na JV do priestoru s. od obce Devičie. Ďalšie lávové prúdy sledovali paleodoliny situované východnejšie, ktoré smerovali od okraja kaldery na JV do priestoru Krupiny. Ďalšie lávové prúdy smerovali na J od predpokladaného centra v južnej časti kaldery a na JJZ, SZ a Z. V západnej časti kaldery lávové prúdy tvoria komplex s hrúbkou okolo 200 m. Lávové prúdy v tejto časti kaldery sú intenzívne napenené a zbrekciované. Často sú oddelené polohami redeponovaných tufov, pieskovcov a drobných epiklastických brekcií (pre ich malú hrúbku ich na mape nezobrazujeme). V severnej časti v oblasti kaldery a pri úpätí východného svahu sa lávové prúdy stretali s vodným prostredím, pričom vznikali hyaloklastitové brekcie (v. od Dobrej Nivy).

Lávové prúdy, ktoré pôvodne tvorili výplň paleodolín a depresí, v súčasnom reliéfe predstavujú pokryvy vrcholov. Svedčí to o výraznej inverzii reliéfu v dôsledku vyššej odolnosti lávových telies proti denudácii v porovnaní s vulkanoklastickými horninami, ktoré pôvodne tvorili výplne paleodolín a boli odstránené denudáciou.

Chronostratigrafické údaje: Lávový prúd andezitu sitnianskeho komplexu je uložený na sedimentoch hrabičovskej panvičky, ktorej vek bol palynologicky stanovený na spodný sarmat (Planderová in Konečný et al., 1983). Výsledky novšieho rádiometrického datovania lávového prúdu lokality Biely kameň (k. 657) jv. od Sitna K/Ar metódou poskytuje údaj $12,7 \pm 0,5$ MA a Rb-Sr metódou údaj $12,34 \pm 0,5$ MA (Černyšev – ústna informácia), ktoré poukazujú na spodný sarmat. Tieto výsledky sú v zhode s biostratigrafickými a superpozíčnými údajmi.

Lávové prúdy:

Tvoria ploché doskovité až jazykovité telesá orientované v smere pôvodných paleodolín, prípadne tvoria hrubé efuzívne komplexy (západná časť kaldery). Na báze niektorých prúdov sú zóny lávových autoklastických brekcií. Vyššie je masívny andezit s doskovitou odlučnosťou, ktorá v niektorých prípadoch prechádza do hrubostĺpcovej odlučnosti alebo nepravidelnej blokovej odlučnosti. Vo vrchnej časti lávových prúdov je opäť zóna napenenia a brekciácie.

130a amfibolicko-pyroxénický andezit (\pm biotit) – typ Sitno; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Andezit je stredno- až hruboporfýrický, svetlosivý, prevažne s doskovitým rozpadom v smere laminačných plôch.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm; 29,3 %), hypersten (1 – 2 mm; 3,3 %), augit (1 – 2 mm; 2,1 %), amfíbol (2 – 3 mm; 2,3 %) a biotit (1 – 3 mm; sčasti až úplne resorbovaný; 0,9 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, často poikilitická, pri okrajoch prúdov je mikroliticko-hyalínna. Ojedinele sa zistil kremeň.

Hyaloklastity:

130b hyaloklastitové brekcie; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

V dôsledku kontaktu s vodným prostredím lávové prúdy podliehali brekciácii hyaloklastitového typu. Hyaloklastitovú brekciu pri okraji lávového prúdu pri severnom okraji kaldery tvoria úlomky tmavého sklovitého andezitu s veľkosťou 5 – 10 cm až bloky do 50 cm. Matrix je zrnitý, pestrý, s drobnými sklovitými úlomkami. Východne od Dobrej Nivy a pri Babinej v zárezoch železnice je odkrytá brekciácia lávového prúdu s rozpadom na sféroidné bloky s odlučnosťou pozdĺž radiálnych trhlín. Hyaloklastitovú brekciu tvoria drobné úlomky až bloky s angulárnym obmedzením a zrnitým detritickým matrixom. Hyaloklastitové brekcie sú odkryté aj v zárezoch štátnej cesty pri Babinej.

Epiklastiká:

131 hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické brekcie vystupujú na sv. svahu stratovulkánu, kde oddeľujú jednotlivé lávové prúdy (svahy pod k. 758 Čierny vrch – Majsniarovo, južný svah k. 734 Poľana). Vystupujú aj vo výplni paleodolín j. od Jalnej, s. pod k. 678 Demian a sz. od Kozelníka pod k. 625 Reichard. Tvorí ich fragmenty amfibolicko-pyroxénických andezitov \pm biotit so subangulárnym až angulárnym obmedzením a veľkosťou 5 – 35 cm až 0,5 m. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, uloženie chaotické, prípadne až s naznačeným zvrstvením.

Bielokamenské súvrstvie (sarmat)

Súvrstvie reprezentuje produkty explozívnej aktivity biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu (pyroklastiká a epiklastiká), uložené v oblasti kaldery v nadloží studenskej formácie a na stratovulkanickom svahu vo výplni paleodolín. Súvrstvie je označené podľa lokality Biely kameň na jv. svahu Sitna.

V litologickom profile bielokamenského súvrstvia na sv. svahoch Sitna spodnú časť súvrstvia tvoria epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce so zmiešaným materiálom. Vyššie sú uložené pemzové prúdy (nezvárané) a redeponované tufy. Pri severnom okraji obce Počúvadlo vystupujú zvárané pemzové tufy a j. od obce je rozšírená fácia redeponovaných pemzových tufov s vložkami epiklastických brekcií, pieskovcov a siltovcov. V oblasti stratovulkanického svahu vo výplni paleodolín v podloží lávových prúdov sitnianskeho andezitu sa vyskytujú polohy pyroklastických prúdov, pemzových prúdov a polohy redeponovaných pemzových tufov s vložkami brekcií, pieskovcov a siltovcov.

Chronostratigrafické údaje: Bielokamenské súvrstvie je uložené v nadloží baďanskej formácie spodnosarmatského veku. Na bielokamenskom súvrství v oblasti kaldery a na stratovulkanickom svahu ležia lávové prúdy sitnianskeho komplexu. Palynologické vyhodnotenie sedimentov hrabičovskej panvičky v podloží lávových prúdov sitnianskeho andezitu (analogická pozícia s bielokamenským súvrstvím) vykazuje spodnosarmatský vek (Planderová in Konečný et al., 1983). K podobnému záveru po zhodnotení močiarskej panvičky dospel Sitár. Superpozičné vzťahy spolu s biostratigrafickými údajmi indikujú spodnosarmatský vek.

Pyroklastiká:

132a *zvárané pemzové tufy biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené pri severnom okraji obce Počúvadlo na povrchu studenskej formácie. V smere na juh prechádzajú do nadložia redeponovaných pemzových tufov. Hrúbka ignimbritov je okolo 30 až 40 m. Zvárané pemzové tufy – ignimbrity – sú tmavosivé, kompaktné. Charakteristickým znakom sú šošovkovité sklovité útvary – *fiamme* – s paralelne horizontálnou orientáciou. Predstavujú zosklované kolapsované pemzové fragmenty. Matrix je hnedý, tvoria ho silne homogenizované zvárané úlomky skla, pemzy a kryštaloklasty plagioklasu, amfibolu, pyroxénov a biotitu. Sporadicky sú prítomné bloky starších biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie. V odkryvoch v záreze cesty pri severnom okraji obce Počúvadlo pozorujeme hrubostĺpcovú vertikálnu odľučnosť kontrakčného pôvodu.

132b *nezvárané pemzové prúdy a redeponované tufy;* listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Tvoria hrubý horizont v nadloží predchádzajúcej fácie v južnej časti kaldery. Hrúbka horizontu narastá východným smerom od niekoľko m až do 100 m. Z južnej strany je horizont obmedzený kalderovým zlomom. V nadloží sú uložené reliktové lávových prúdov sitnianskeho andezitu (oblasť k. 1 009 Sitno, k. 776 Sitience, k. 657 Biely kameň).

Uloženiny pemzových prúdov tvoria úlomky pemzy (70 %) s priemernou veľkosťou 1 až 3 cm, sporadicky až do 5 – 10 cm. V menšom objeme sú prítomné úlomky porézneho amfibolicko-pyroxénického andezitu s biotitom (do 15 %) a úlomky starších biotiticko-amfibolických andezitov (do 5 %). Matrix (asi 10 %) tvorí popolová masa s drobnými úlomkami pemzy a kryštaloklastov plagioklasu, hyperstenu, amfibolu a biotitu. Uloženie je chaotické, bez známkov triedenia a zvrstvenia. Uloženiny pemzových tufov prejavujú zvýšený stupeň kompaktie bez známkov zvárania (uloženie v studenom stave). Polohy chaotických pemzových tufov sú oddelené vložkami až polohami vytriedených padaných tufov a redeponovaných tufov. Pemzové prúdy tvoria aj výplne paleodolín na stratovulkanickom svahu.

132c *pemzovo-blokové pyroklastické prúdy;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Uloženiny pyroklastického prúdu v podobe chaotickej brekcie sú identifikované v. od okraja kaldery na v. svahu k. 834 Tri kamene. Brekciu tvoria úlomky až bloky sklovitého andezitu s veľkosťou 10 – 15 cm až 50 cm s popolovo-pemzovým matrixom a so zvýšeným stupňom kompaktie až zvárania. Uloženie je chaotické.

133a *redeponované pemzové tufy s vložkami brekcií, pieskovcov a siltovcov*

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Uloženiny tohto typu sú rozšírené j. od obce Počúvadlo. Tvoria výplň bývalej paleodoliny – delty pokračujúcej na J a vyúsťujúcej do morského sedimentačného bazénu. Uvedenú fáciu tvoria redeponované tufy striedajúce sa s padanými tufmi s vložkami drobných vytriedených brekcií, pieskovcov a siltovcov, ktoré dokumentujú depozíciu vo vodnom prostredí (odkryvy v zárezoch cesty j. od obce Počúvadlo). Fácia sa vyskytuje aj v podloží lávových prúdov sitnianskeho andezitu pod k. 723 Skalka a k. 594 Roháčovo z. od Dekýša.

Epiklastiká:

133b *epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fáciu v južnej časti kaldery (sv. svahy Sitna) tvorí redeponovaný materiál studenskej formácie. Úlomky biotiticko-amfibolických andezitov sú subangulárne až suboválne (15 – 35 cm až bloky do 50 cm aj viac). V menšom objeme, ktorý sa smerom vyššie zväčšuje, je prítomný mate-

riál amfibolicko-hyperstenických andezitov s biotitom (5 – 10 %). Fragменты sú sklovité, porézne až troskovo-pemzové. Reprezentujú počiatočnú fázu explozívnej aktivity vulkanizmu biotiticko-amfibolicko-pyroxénického vulkanizmu v tejto oblasti. Matrix je piesčitý, s obsahom pemzy a tufovej zložky. Vytriedenie materiálu je nízke, zvrstvenie málo výrazné. Textúry poukazujú na depozíciu občasnými tokmi, laharmi a úlomkovými prúdmi v oblasti kaldery.

Zbrojnícke súvrstvie (sarmat)

Zbrojnícke súvrstvie (pomenované podľa obce Zbrojníky) zahŕňa faciálny súbor tvorený hrubozrnnými až jemnozrnnými tufitickými pieskami a pieskovcami s polohami drobných konglomerátov, siltovcov a ílovcov, prípadne vložkami diatomitov a machovkových vápencov. Faciálny komplex je uložený diskordantne na sedimentoch baďanskej formácie spodnobádenského veku. V južnej časti sedimentačného priestoru predstavuje najvyšší člen deltovej sedimentárnej sekvencie (jeho nadložie nie je známe). Pre súvrstvie je typický často vysoký obsah ne vulkanického materiálu tak v minerálnej, ako aj v klastickej zložke tvorenej obliakmi hornín kryštalínika, paleozoika, najmä však kremeňa a kremencov. Typové profily zbrojníckeho súvrstvia sú najmä na svahoch a v zárezoch bočných dolín v. od Zbrojník a Sikenice (častí Veľký Pesek a Trhyňa).

Súvrstvie tufitických pieskov a pieskovcov je rozšírené v. od Zbrojník a Sikeníc (Veľkého Peseku) na svahoch uklonených na západ a v oblasti plochých vrcholov. Tufitické súvrstvie sa zistilo aj na svahoch Jelšavskej doliny v oblasti Lontova. V podobe menších izolovaných výskytov súvrstvie zastupujú najmä štrky a konglomeráty v oblasti Malej Morďy (z. od Sazdic) a v oblasti Eresléniho hory (v. od Sazdic). Novým mapovaním a reambulačnými prácami sa zistilo pokračovanie súvrstvia v smere na J do priestoru Ipeľskej pahorkatiny (medzi obcami Bielovce – Malé Ludince, Zalaba – Pastovce, Sikenička – Malé Kosihy až do oblasti Pavlová po Malú nad Hronom). Súvrstvie v oblasti Ipeľskej pahorkatiny vystupuje vo vrchných úrovniach plochých vrcholov a na západných svahoch pahorkatiny. Na východných strmších svahoch je tufitické súvrstvie uložené na vrchnobádenskom demandickom súvrství a južnejšie v nadloží bajtavského súvrstvia. V smere na Z hrúbka súvrstvia narastá.

Súvrstvie sa vyvíjalo v období dočasného vulkanického pokoja, resp. doznievania vulkanickej aktivity štiavnického stratovulkánu (popolovo-pemzový materiál chýba, prípadne je zastúpený len sporadicky). V tomto období, naopak, dominoval znos klastického vulkanického materiálu z denudovaných stratovulkanických svahov štiavnického stratovulkánu, pričom do sedimentačného priestoru bol vo veľkom množstve znášaný aj materiál z obnažených elevačných štruktúr predterciérneho podložía. Sedimenty najvrchnejších častí zbrojníckeho súvrstvia poukazujú na regresný charakter v závere jeho vývoja. Vo vrchných úrovniach súvrstvia sú časté štrkové akumulácie s vytriedeným materiálom s prevahou ne vulkanickej zložky (kremencové štrky a pieskovce v. od Zbrojník), ktoré poukazujú na transport fluviaálnymi tokmi.

Zbrojnícke súvrstvie zahŕňa pestrý súbor facií: a) hrubo- až strednozrnné tufitické piesky a pieskovce, b) stredno- až jemnozrnné tufitické piesky a pieskovce, c) tufitické siltovce a ílovce, často vápnité, d) diatomitické ílovce až diatomity, f) machovkové vápence, e) drobné až hrubozrnné štrky a konglomeráty. Hrubozrnné až strednozrnné tufitické piesky a pieskovce vystupujú v severnejšej časti sedimentačného priestoru (v. od Zbrojník). Fácia stredno- až jemnozrnných tufitických pieskov a pieskovcov sa vyvíja z facií podložných hrubozrnných sedimentov postupným prechodom (je uložená v ich nadloží). V smere na J ju laterálne zastupujú stredno- a jemnozrnné sedimenty, ktoré sú prevažne rozšírené v oblasti Ipeľskej pahorkatiny. Tufitické ílovce a siltovce tvoria vložky až menej hrubé polohy (častejšie sú v južnej oblasti) v jemnozrnných pieskovcoch vo vyšších úrovniach súvrstvia. V lokálnych depresiách vznikli diatomitické íly až diatomity a machovkové vápence (v. od Sikeníc-Veľkého Peseku). Štrkové akumulácie, často s prevahou ne vulkanického materiálu, sú rozšírené vo vrchných úrovniach faciálneho komplexu a predstavujú jej najmladší člen.

Chronostratigrafické údaje: Nálezy morskej fauny z povrchových odkryvov a vrtných prác, ktoré súhrnne uvádza Nagy (1998), zodpovedajú spodnému až strednému sarmatu. Zastúpené formy poukazujú na plytkovodné až brakické prostredie. Nálezy rodov *Planorbarius* a sladkovodné ostrakódy (Lehotayová in Pristaš et al., 1980) poukazujú na sedimentáciu v sladkovodnom prostredí.

Epiklastiká:

134a tufitické pieskovce s vložkami redeponovanej pemzy; list: 46 LUČENEC

V súvrstviach tufitických pieskovcov je pravidelne prítomný explozívny materiál v podobe vložiek redeponovanej pemzy. Pemzové úlomky sú výrazne zaoblené a rozptýlené v tufiticko-piesčitom matrice, prípadne lokálne tvoria súvislejšie vložky až polohy s hrúbkou od niekoľko cm do niekoľko desiatok cm.

134b tufitické pieskovce s vložkami siltovcov a ílovcov; listy: 45 NITRA, 46 LUČENEC

V tufitických pieskovcoch sú lokálne prítomné súvislejšie polohy siltovcov a vápnitejších ílovcov s častými odtlačkami morskej fauny (oblasť k. 249 Pustý vrch z. od Ipeľského Sokolca, svahy doliny pod k. 227 Rúbanisko).

134c tufitické pieskovce s vložkami diatomitov; list: 46 LUČENEC

Polohy diatomitických ílovcov až diatomitov v tufitických pieskovcoch sa vyskytujú j. od Kukučínova (časti Malý Pesek) v oblasti chrbta Žabinec, k. 249.

134d tufitické pieskovce s vložkami machovkových vápencov; list: 46 LUČENEC

Organogénne machovkové vápence vystupujú v tufitických pieskovcoch z. od Jelšovskej doliny pod kótami 205 a 229.

135a tufitické pieskovce, stredno- až hrubozrnné; listy: 45 NITRA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené v. a j. od Zbrojník po oblasť Sikeníc (Veľký Pesek). Zrnitosť sa pohybuje v rozmedzí 1 – 3 mm, zrná sú dobre až dokonale ováľané, tmel je kontaktný, limonitický, prípadne glaukonitický. Okrem andezitového materiálu je prítomný nevulkanický materiál rozlíšiteľný voľným okom (zrná kremeňa). Pieskovce sú sivozelené, rozpadavé, málo súdržné. Časté sú vložky mikrokonglomerátov až drobných konglomerátov (obliaky do 3 – 4 cm), bežné sú textúry gradačného a križového zvrstvenia.

135b tufitické pieskovce, jemno- až strednozrnné; list: 46 LUČENEC

Vyvíjajú sa postupne z podložných hrubozrnejších pieskovcov, s ktorými sú spojené postupným prechodom, alebo ich laterálne zastupujú v južnej časti územia, kde všeobecne prevládajú. V terénnych odkryvoch vo vertikálnom smere pozorujeme striedanie obidvoch facií. Stredno- až jemnozrnné tufitické sedimenty sú dominantne rozšírené j. od Sikeníc-Veľkého Peseku a odtiaľ pokračujú na juh do priestoru Ipeľskej pahorkatiny.

Tufitické sedimenty sú vytriedené, zvrstvené. Vyznačujú sa vysokým obsahom slúd. Zrná sú veľké do 0,5 – 1 mm (ojedinele do 2 mm) až po hranicu rozlíšiteľnosti. Lokálne sú prítomné textúry poukazujúce na masový transport prostredníctvom hustotných prúdov, znotokov. Časté sú drobné vložky a drobné polohy piesčitých siltovcov a vápnitých ílovcov, v ktorých sú odtlačky alebo úlomky schránok morskej fauny.

135c tufitické pieskovce s vložkami polymiktných štrkov; list: 46 LUČENEC

Drobné až hrubozrnné štrky a zlepenice (s obliakmi 1 – 5 cm) tvoria v súvrstviach tufitických pieskov až pieskovcov nesúvislé, šošovkovité, často sa vyklinujúce polohy. Na zložení štrkov sa podieľajú obliaky andezitov, prevažne sklovitých pyroxénických andezitov pochádzajúcich z baďanskej formácie, horniny predterciérneho podložia, obliaky kvarcitov, metamorfovaných kvarcitov, kryštalických bridlíc, granitoidov a mezozoických karbonátov. Matrix je piesčito-ílovitý, často bohatý na úlomky schránok morskej fauny. Konglomerátový materiál tvorí často výplne korytovitých zárezov. Polohy drobných konglomerátov sa striedajú s hrubozrnnými pieskami s gradačným a križovým zvrstvením.

Výraznejšia koncentrácia štrkových polôh je v. od Zbrojník a Kukučínova. Západne od Sazdíc v oblasti k. 236 Malá Morda je poloha tufitických pieskov s konglomerátmi, uložená ostro a diskordantne na pemzových tufoch bad'anskej formácie. Poloha tufitických pieskov s drobnými konglomerátmi v. od Sazdíc v oblasti k. 238 Eresléniho hora je uložená na epiklastických pieskovcoch bad'anskej formácie.

V južnej časti výskytu tufitických pieskov sú polohy drobných konglomerátov (s obliakmi do 1 – 3 cm) s prevahou nevulkanického materiálu. Sú rozšírené v oblasti plochých vrcholov k. 236 Horný vrch a k. 229 Pustá hora, východne od obce Malé Ludince, v. od Šalova a v oblasti k. 220 z. od obce Bielovce, v oblasti k. 220 Strážna hora, k. 217 Drieňovec a z. od Malých Kosíh v oblasti k. 267 Kamence.

V oblasti v. od Zbrojník je uložená poloha štrkov a pieskov tvorená prevažne len nevulkanickým materiálom pozostávajúcím z kremencov a lyditu (Gabčo, 1970). Pozorujeme tu textúry gradáčného a krížového zvrstvenia.

Zlepencové telesá majú najčastejšie šošovkovitú formu, hrúbka sa pohybuje od niekoľko metrov do 10 – 15 m. Krížové zvrstvenie poukazuje na uloženie fluviálnych tokov.

Bad'anská formácia (sarmat)

Bad'anská formácia (označenie podľa obce Baďan j. od obce Počúvadlo) reprezentuje produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu, pyroxénického andezitového vulkanizmu v podobe lávových prúdov, pemzových tufov a epiklastických vulkanických hornín uložených v nadloží ladzianskeho súvrstvia. V nadloží bad'anskej formácie v severnej časti územia sú uložené pemzové tufy bielokamenského súvrstvia a lávové prúdy sitnianskeho efuzívneho komplexu.

Produkty bad'anskej formácie tvoria vyššiu časť výplne paleodoliny – delty – v nadloží ladzianskeho súvrstvia. V severnej časti tejto paleodoliny sú lávové prúdy pyroxénických andezitov, často sklovitých a leukokratických, uložené v centrálnej časti paleodoliny na pemzových tufoch ladzianskeho súvrstvia (vrt KU-1 pri obci Počúvadlo), prípadne priamo na povrchu spodnej stratovulkanickej stavby pri východnom okraji paleodoliny. V smere na J sa lávové prúdy rozširujú a prechádzajú do širokého plochého lávového pokrovu – lávového plató – s miernymi úklonmi na J. Pri okrajoch tohto plató sú lávové prúdy lemované pásmami hyaloklastitových brekcií (j. od Žemberoviec), ktoré sú výsledkom brekciácie lávových prúdov pri kontakte s vodným prostredím v pobrežnom pásme sarmatského mora. V tomto pásme lávové prúdy prechádzajú do nadložía pemzových tufov, redeponovaných tufov a epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami konglomerátov. V smere na J pri prechode do pásma plytkého sublitorálu postupne prevládajú redeponované fácie. Reprezentujú ich jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s rozptýlenou pemzou a s polohami siltovcov. V pokračovaní do južných častí sedimentačného priestoru ich laterálne strieda fácia vytriedených tufitických pieskovcov s polohami siltovcov a lokálne s polohami konglomerátov.

Chronostratigrafické údaje: Lávové prúdy boli datované metódou K/Ar na lokalitách Brhlovce a Horša na $12,9 \pm 0,5$ MA. Pemzové tufy na lokalite Horša boli datované na $12,0 \pm 0,3$ MA (Konečný et al., 1969). Němejc (1967) opisuje makroflóru pri obci Brhlovce vrchnobádenského až spodnosarmatského veku. Makrofauna zo sedimentov pri Borochoch a Domadiciach, ktoré sa považujú za prechod z ladzianskeho súvrstvia do bad'anskej formácie, je zaradená k ervíliovým vrstvám. Tie zodpovedajú spodnému sarmatu (volhynu) východnej Paratetydy (Ondrejčíková in Papp, 1956).

Lávové prúdy:

Tvoria ich pyroxénické andezity. Pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický) je sivočierny až čierny, s ostrým, často lastúrnatým lomom (sklovité variety), prípadne s doskovitým až nepravidelným rozpadom na drobné angulárne úlomky. Výrastlice tvorí plagioklas do 1 až 4 mm (30 – 35 %), hypersten do 2 mm (8 – 10 %) a augit do 2 mm (4 – 5 %). Leukokratické typy obsahujú výrastlice pyroxénov (do 1 – 2 %). Základná hmota je mikrolitická až hyalínna (sklo-

vitá) alebo skryto kryštalická, s výraznými fluidálnymi štruktúrami zvýraznenými magnetickým pigmentom. Sklovitá základná hmota je pod mikroskopom priehľadná, často sfarbená do svetlohnedá. Často je porézna a dezintegrovaná. Lávové brekcie tvoria pásma s variabilnou šírkou v bazálnej časti lávových prúdov a v ich vrchnej časti. Brekciu tvoria silne napenené fragmenty sklovitejšieho andezitu s nepravidelným až bizarným obmedzením až troskovitého tvaru, sú výrazne zoxidované (hnedočervené a fialové odtiene) a cementované zrnitým detritickým až lávovým matrixom.

136a lávové prúdy pyroxénických andezitov, často sklovitých a leukokratných;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Lávové prúdy tvoria v severnejšej časti výplň paleodoliny smerujúcej od obce Počúvadlo na juh. Paleodolina južne od línie Jabloňovce – Baďan sa rozširuje a prechádza do proluviálnej roviny a južnejšie do litorálnej zóny. V dôsledku toho lávové prúdy nadobúdajú veľký plošný rozsah a vytvárajú rozsiahly lávový pokrov, resp. lávové plató. Lávové prúdy sú v bazálnej časti zbrekčovatené, s vývojom lávových brekcií, sprevádzané uloženinami hyaloklastitových brekcií.

Hyaloklastity:

136b hyaloklastitové brekcie a redeponované hyaloklastity; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Hyaloklastitové brekcie sú priestorovo úzko späté s lávovými prúdmi pyroxénických andezitov, často sklovitých a leukokratných. Brekcie pozostávajú prevažne z angulárnych až subangulárnych úlomkov sklovitého andezitu s priemernou veľkosťou 15 – 30 cm, sporadicky až blokov s veľkosťou do 0,8 – 1 m a viac. Andezitové úlomky až bloky náležia k porfýrickému pyroxénickému andezitu (výrazné výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou 2 – 4 mm). Základná hmota úlomkov je sklovitá. Matrix je detritický, pestro sfarbený, tvoria ho úlomky pemzy a úlomky napenených sklovitých andezitov (červených, hnedých, žltozelených), často je silne spevnený a konsolidovaný. Pri okrajových lávových prúdoch je možné pozorovať pásma hyaloklastitovej brekciácie s prechodmi do masívneho sklovitého andezitu. Uloženiny hyaloklastitových brekcií prechádzajú do redeponovaných hyaloklastitov so znakmi triedenia a zvrstvenia. Hyaloklastitové brekcie sú výsledkom dezintegrácie a brekciácie žeravých lávových prúdov v dôsledku kontaktu s vodným prostredím.

Pyroklastiká:

137a chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 46 LUČENEC

Tvoria ploché telesá s hrúbkou 30 – 40 m pri východnom okraji formácie sz. od Ladzian na severnom svahu chrbta s kótou 424 Železná baňa. Brekcie pyroklastických prúdov sú uložené na lávovom prúde pyroxénického andezitu a v nadloží sú opäť prekryté lávovým prúdom. Hlavnú zložku brekcie tvoria fragmenty silne napeneného až troskovitého andezitu s priemernou veľkosťou 5 – 10 cm až 30 cm s angulárnym až primárne sférickým obmedzením. Matrix je tufový, s drobnými fragmentmi andezitu a pemzy, s prejavmi zvýšenej konsolidácie až spekania. Úlomkový materiál je uložený chaoticky.

137b pemzové tufy a redeponované pemzové tufy; listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Pemzové tufy sú produktom erupcií z predpokladaných centier v južnej časti štiavnickej kaldery. Eruptovaný materiál bol transportovaný v smere na J do sedimentačného priestoru prostredníctvom popolovo-pemzových prúdov, pádom z popolovo-pemzového mračna, prípadne splachom pemzových uloženín z vynoreného stratovulkanického svahu. Okrem vložiek a nesúvislých polôh v rámci epiklastických vulkanických pieskocov (nevyznačené na mape) tvoria pemzové tufy hrubé a súvislé polohy a horizonty s hrúbkou 15 – 25 m a viac j. od okrajov lávového pokrovu v širokom

pásme Mýtnych Ludian v oblasti Brhlovce – Hontianske Trst'any – Hontianske Tesáre-Báčovce pri východnom okraji formácie. Denudačné zvyšky pemzových tufov vystupujú v. od Santovky a z. a v. od Sazdic v južnej časti sedimentačného priestoru. V rámci horizontu pemzových tufov sú v oblasti Čankova, Mýtnych Ludian, Brhloviec a z. od Sazdic identifikované uloženiny submarinných **popolovo-pemzových prúdov**. Tvorí ich prevažne až takmer výlučne pemzový materiál. Úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm (ojedinele do 5 cm) tvoria 70 – 90 %. Úlomky pemzy sú angulárne až nepravidelne obmedzené, sčasti zaoblené, nevytriedené a chaoticky uložené v tufovo-pemzovom matrixe. Sporadicky sú prítomné úlomky andezitov zmobilizované v priebehu pohybu popolovo-pemzového tufu. Okrem uloženín masových prúdov sú v tufovom horizonte polohy vytriedených a zvrstvených redeponovaných pemzových tufov, ktoré pochádzajú z procesov splachu z vynoreného svahu a pádu z atmosféry, ako aj z procesov redepozície z pôvodných uloženín (odkryvy a opustené lomy severne od Brhloviec).

Epiklastiká:

138a laharové brekcie; list: 35 TRNAVA

Vystupujú v spodnej úrovni južného svahu doliny Hrona v nadloží súvrstvia epiklastických vulkanických pieskocov. Tvorí sekvenciu viacerých laharov a úlomkových prúdov. Hrúbka jednotlivých telies varíruje od 3 – 5 m do 15 – 20 m. Klastický materiál má rozmery prevažne 15 – 40 cm až 1 m. Tvorí ho sklovitý pyroxénický andezit, je angulárny až subangulárny, uložený chaoticky. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými úlomkami sklovitého andezitu a variabilným obsahom pemzy. Laharové brekcie s polohou drobných epiklastík vulkanických brekcií v ich podloží vystupujú opäť v stredných úrovniach svahu.

138b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 45 NITRA

Vystupujú v. od Podlužian. Hruboúlomkový až blokový materiál tvorí prevažne porfýrický pyroxénický andezit s čiernou sklovitou základnou hmotou. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými angulárnymi úlomkami andezitov. Polohy brekcií s chaotickým uložením materiálu zodpovedajú uloženinám laharov, resp. masovým úlomkovým prúdom. Polohy chaoticky uložených brekcií sú často oddelené blokmi až polohami vytriedených epiklastických brekcií a pieskocov.

138c epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné; list: 45 NITRA

Uloženiny tohto typu sa vyskytujú v odkryvoch s. od Rybníka na j. svahoch Starej hory a v doline Čajkovského potoka. Sú charakteristické prevahou úlomkov sklovitých pyroxénických andezitov vo frakcii prevažne 5 – 15 cm. Matrix je piesčitý. Úlomkový materiál sa vyznačuje nízkym stupňom opracovania, je vytriedený až nevytriedený. Brekcie sú produktom rapídneho splachového transportu, prípadne transportu prostredníctvom úlomkových prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov.

139a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty; listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

V stredných až vyšších úrovniach na severnom svahu pod k. 570 Bukovský vrch sú polohy s hrubým až blokovým materiálom (priemerná veľkosť 25 – 40 cm až bloky viac ako 1 m) s vysokým stupňom opracovania zodpovedajúce fácií konglomerátov. Okrem polôh konglomerátového typu sú prítomné polohy, ktoré okrem dobre až dokonale opracovaných blokov obsahujú aj hrubý až blokový materiál s nižším stupňom opracovania. Tento materiál zodpovedá zmiešanej fácií brekcií – konglomerátov. Andezitový materiál patrí výlučne k porfýrickým pyroxénickým andezitom so sklovitou základnou hmotou. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Materiál je výrazne triedený, uložený v subhorizontálnych polohách a strieda sa s polohami hrubozrnných pieskocov. Na svahu doliny Hrona oproti Hronskému Beňadiku v stredných až vyšších úrovniach svahu sú polohy tejto zmiešanej fácie s menšími rozmermi úlomkov (5 až 25 cm, ojedinele do 35 cm).

139b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až hrubé; list: 46 LUČENEC

Sú uložené v podloží lávového pokrovu ssz. od Ladzian a v oblasti vrcholu ssv. od Ladzian. Fáciu tvoria dobre až dokonale opracované balvany s veľkosťou do 30 – 40 cm až bloky do 0,80 m uložené v piesčitom hrubozrnnom matrixe. V smere na JZ sa zmenšujú rozmery balvanovitého materiálu a hrubé až blokové konglomeráty predchádzajú do stredných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov. Tvoria ich prevažne opracované balvany s veľkosťou do 15 – 25 až 30 m. Konglomerátový horizont s hrúbkou do 15 – 20 m sa vyznačuje nesúvislým až šošovkovitým vývojom. Na jeho báze sú časté erozívne zárezy v podložných sedimentoch, zaplnené balvanovitým materiálom. V konglomerátovom horizonte okrem sklovitých andezitov sa sporadicky objavujú aj andezity zo spodnej vulkanickej stavby a ojedinele aj drobné obliaky kryštalinika, paleozoických sedimentov (perm) a mezozoika.

139c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Južne od okrajov lávového pokrovu v smere prehlbovania sedimentačného priestoru je uložená fácia drobných epiklastických vulkanických konglomerátov. Tvoria ju obliaky sklovitých pyroxénických andezitov s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm. Polohy drobných konglomerátov s hrúbkou do 15 – 20 m sú odkryté na svahoch doliny potoka Veperec pri Sudinciach a na svahoch severne od Lišova.

140a epiklastické vulkanické pieskovce, stredno- až hrubozrnné; list: 46 LUČENEC

Predstavujú plošne rozšírenú fáciu v podloží aj nadloží horizontu pemzových tufov. Pri južnom okraji rozsiahleho lávového pokrovu sú uložené bezprostredne v jeho podloží. Epiklastické vulkanické pieskovce so sivým až sivomodrým sfarbením sú výrazne zvrstvené (pozitívne gradačne zvrstvené a šikmo zvrstvené), uložené v hrubších subhorizontálnych polohách oddelených polohami jemnozrnných pieskovcov až siltovcov. Pieskovce sú dobre roztriedené, so zrnom 0,5 mm až 3 mm. Často obsahujú šošovkovité polohy drobných andezitových konglomerátov (obliaky do 5 do 8 cm), zložených prevažne so sklovitých pyroxénických andezitov baďanskej formácie.

140b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami pemzy a siltovcov;

listy: 45 NITRA, 46 LUČENEC

Sú uložené v severnej až strednej časti vulkanosedimentárneho komplexu v nadloží a podloží horizontu pemzových tufov. Vyznačujú sa vyšším obsahom rozptýlenej pemzy v pieskovcových telesách, prípadne pemza tvorí nepravidelné až šošovkovité polohy oddeľujúce jednotlivé polohy pieskovcov. Úlomky pemzy sú výrazne zaoblené, opracované, gradačne zvrstvené. Okrem zvrstvených pieskovcových telies sú prítomné aj pieskovcové telesá s nezvrstveným materiálom a častými úlomkami až blokmi siltovcov. Indikujú sklzový pôvod a transport prostredníctvom hustotných turbiditných prúdov. V južnej časti rozšírenia tejto fácie sú častejšie vložky až súvislejšie polohy siltovcov s malou hrúbkou.

140c epiklastické vulkanické siltovce; list: 46 LUČENEC

V južnej časti vulkanosedimentárneho komplexu sú polohy siltovcov v súvislejšom vývoji. Sú uložené vo vrchných úrovniach sedimentárnej sekvencie v. od Domadic a v oblasti z. od Sazdic a Kubáňova. Siltovce sú svetlé, sivomodré, často s piesčitými laminami. Ílovce s vyšším obsahom vápnitej zložky sú spravidla okrové, okrovožlté až žltobiele, s častými úlomkami schránok morskej fauny. Siltovce lokálne obsahujú diatomitické vložky až polohy (Kučerov mlyn v. od Demandic). Západne od Sazdic v oblasti k. 237 Veľká Morda a južnejšie sú hrubšie polohy siltovcov až ílovcov striedajúce sa s polohami pemzových tufov (často bentonitizovaných) s výskytom organogénnych vápencov bohatých na schránky morskej fauny (svahy j. od kóty Veľká Morda).

Humenický komplex (sarmat)

Komplex zahŕňa lávové prúdy pyroxénických andezitov, často sklovitých a leukokratných, a vulkanoklastík uložených v jv. časti kaldery bezprostredne v nadloží studenskej formácie jz. od Uhlísk. Komplex je označený podľa k. 507 Humenica. V nadloží humenického komplexu sú uložené lávové prúdy typu Sitno. Komplex dosahuje hrúbku 90–130 m. Dominantne ho tvoria lávové prúdy. V bazálnej časti lávových prúdov pozorujeme brekciáciu hyaloklastitového typu. Lávové telesá sú sporadicky oddelené polohami epiklastických vulkanických pieskovcov s vložkami siltovcov a pemzy a drobných klastík v hrúbke niekoľko metrov. Lávové prúdy z jz. strany obmedzuje kalderový zlom.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie komplexu sa nerobilo. Na základe pozíčných vzťahov predpokladáme jeho vývoj v ranom štádiu vulkanickej aktivity v období spodného sarmatu.

Lávové prúdy:

Tvoria ploché doskovité telesá s hrúbkou od niekoľko metrov do 25–50 m. Na báze lávových prúdov a vo vrchnej časti sú pásma brekcií hyaloklastitového typu. Hyaloklastitové brekcie tvoria angulárne úlomky napeneného sklovitého andezitu a zrnitý pestrofarebný matrix.

141a *lávové prúdy pyroxénických andezitov;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit je často sklovitý, sivočierny až čierny, drobno- až strednoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas (2–3 mm, výrazný; 34,0 %), hypersten (1–2 mm; 10,0 %) a augit (1–2 mm; 4,3 %). Základná hmota je prevažne mikroliticko-hyalínna (s hnedým sklom) až skrytokryštalicko-hyalínna, sivočierna (zastretá magnetitovým pigmentom), s výraznými fluidálnymi textúrami.

Hyaloklastity:

141b *redeponované hyaloklastity;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Obsahujú drobné úlomky aj väčšie fragmenty s priemernou veľkosťou 5–15 cm, angulárne až opracované, uložené v podobe samostatných polôh so znakmi triedenia a zvrstvenia. Matrix je hrubozrnitý, piesčitý, s drobnými úlomkami sklovitých andezitov. Polohy redeponovaných hyaloklastitov oddeľujú telesá lávových prúdov.

Epiklastiká:

142 *epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s vložkami pemzy;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvoria vložky až súvislejšie polohy s menšou hrúbkou medzi lávovými prúdmi. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, zvrstvené, sčasti s vložkami siltovcov, pemzových tufov a drobných úlomkov sklovitých pyroxénických andezitov do veľkosti 2–5 cm.

Ladzianske súvrstvie (sarmat)

Súvrstvie (podľa obce Ladzany na južných svahoch Štiavnických vrchov) zahŕňa produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxénického andezitu s biotitom (pemzovo-popolové prúdy, redeponované pemzové tufy a epiklastické vulkanické pieskovce s pemzami) uložené diskordantne na povrchu spodnej stratovulkanickej stavby v nadloží sebecchlebskej formácie. Ladzianske súvrstvie tvorí spodnú časť výplne paleodoliny smerujúcej od južného okraja kaldery od obce Počúvadlo na JJZ, ktorá sa postupne rozširuje a nadväzuje na oblasť rozsiahlej delty. Povrchové odkryvy ladzianskeho súvrstvia sú pri východnom okraji uvedenej paleodoliny na svahoch doliny

Klastavského potoka v širšom okolí obce Ladzany a v okolí obcí Sudince, Lišov a Kostolné Moravce. V nadloží súvrstvia sú uložené vulkanosedimentárne horniny a lávové prúdy baďanskej formácie. V širšom okolí obce Ladzany sú v bazálnej úrovni súvrstvia uložené popolovo-pemzové prúdy v hrúbke do 3 m so znakmi mierneho zvrárania. Vyššie nasledujú polohy redeponovaných pemzových tufov. Vrchnú časť litologického profilu tvoria epiklastické vulkanické pieskovce s rozptýlenou pemzou. Hrúbka súvrstvia je od niekoľko desiatok m do 80 – 100 m.

Chronostratigrafické údaje: Sedimenty pri Domadiciach na základe pozície zodpovedajú vrchnej časti ladzianskeho súvrstvia až spodnej časti nadložnej baďanskej formácie. Podľa biostratigrafického štúdia (Ondrejčíková in Papp, 1956) sú zaradené k ervíliovým vrstvám, ktoré sa považujú za ekvivalent spodného sarmatu (volhynu) východnej Paratetýdy. Rozsievky (*Diatomaceae*), ktoré z oblasti Borov spracovali Hajos a Reháková (1974), poukazujú na brakické prostredie s prítokom sladkej vody.

Pyroklastiká:

143a pemzové prúdy a redeponované pemzové tufy; list: 46 LUČENEC

Pemzové tufy s chaotickým uložením popolovo-pemzového materiálu sú výsledkom transportu a uloženia prostredníctvom pemzovo-populových prúdov (odkryvy v širšom okolí obcí Ladzany a Drážovce). Pemzovo-populové prúdy v hrúbke do 5 m uložené v spodnej časti súvrstvia sú zložené z úlomkov pemzy do veľkosti 5 cm a ojedinelých úlomkov sklovitého andezitu. Populovo-pemzový matrix je zložený z drobnejších úlomkov pemzy a vitrokryštalového tufu s vysokým obsahom biotitu. Redeponované pemzové tufy (uložené najmä v nadloží pemzovo-populových prúdov v širšom okolí Drážoviec a Ladzian) sú zložené prevažne z opracovaných úlomkov pemzy s priemernou veľkosťou 1 – 3 cm, ojedinele do 5 – 8 cm (30 – 70 %), a tufového jemnozrnnejšieho matrixu svetlohnedej farby s ojedinelými drobnými úlomkami andezitu. Vo vertikálnych profiloch polohy netriedených pemzových tufov (do 1,5 m) sa striedajú s polohami mierne až dobre triedených pemzových tufov s menším podielom matrixu.

Niektoré polohy netriedených tufov s tufovo-ílovitým matrixom, s častými dutinkami po bublinkách a odtlačkami driev indikujú bahennú konzistenciu. Tá poukazuje na transport prostredníctvom laharov, resp. bahenných prúdov.

Epiklastiká:

143b epiklastické vulkanické pieskovce s rozptýlenou pemzou; list: 46 LUČENEC

Polohy epiklastických vulkanických pieskovcov s pemzou v nadloží redeponovaných pemzových tufov (v oblasti Hontianskych Tesár-Báčoviec a Súdoviec aj v ich podloží) s maximálnou hrúbkou 25 – 30 m sú výrazne triedené a zvrstvené. Pemzový materiál je rozptýlený, úlomky pemzy sú zaoblené, prípadne tvoria drobné vložky až polohy s malou hrúbkou. Vo vrchnej časti sekvencie sa objavujú polohy drobných konglomerátov s materiálom sklovitých pyroxénických andezitov a polohy pemzy toho istého zloženia, signalizujúce počiatky aktivity vulkanizmu baďanskej formácie.

Obycké uhl'onosné súvrstvie (sarmat)

Na západnom okraji neovulkanitov (asi 2,5 km) s. od obce Obyce v širšom okolí lokality Včelár (pod k. 503) vystupuje na povrch spod mladších produktov sarmatského vulkanizmu hrubé súvrstvie epiklastík v celkovej hrúbke 200 – 250 m s uhoľnými vrstvami na báze. Komplex zdola nahor tvoria: 1. uhl'onosné vrstvy (piesčité íly s uhoľnými slojmi), 2. redeponované tufy a epiklastiká, 3. epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty.

Chronostratigrafické údaje: Súvrstvie nie je biostratigraficky datované (palynologické vzorky z uhl'onosných vrstiev boli negatívne). Uhl'onosné vrstvy majú pravdepodobne podobnú stratigrafickú pozíciu ako novácke a handlovske uhoľné súvrstvie. Na základe superpozície a prítomnosti vulkanického materiálu identifikovaného s horninami vo výplni kaldery predpokladáme, že vek súvrstvia je blízky časovému rozhraniu báden – sarmat.

Epiklastiká:

144a *uhol'né vrstvy, piesčité íly a pieskovce s uhoľnými slojmi (lignity)*; list: 35 TRNAVA

Uhoľné vrstvy vystupujú na povrch na ploche zhruba 50 x 300 m v spodnej úrovni doliny smeru S – J asi 700 m v. od kóty 503 Včelár s. od Obýc. Rozšírenie uhoľného ložiska je známe z vrtných prác (Blaško et al., 1983). Uhoľné vrstvy s variabilnou hrúbkou 10 – 30 m sú uložené na horninách predvulkanického podložia (permské pieskovce a bridlice, prípadne konglomeráty a brekcie paleogénneho veku) a sú uklonené asi 10° na Z. Uhoľné vrstvy v bazálnej časti tvoria pieskovce s vulkanickým aj nevulkanickým materiálom, často s vysokým obsahom uhoľnej sečky. Vyššie je uložený uhoľný sloj s hrúbkou 1 – 1,5 m spolu s uhoľnými ílmi. Uhlie je nižšej kvality, s obsahom ílového komponentu do 30 %. Nadložné íly a piesčité íly v hrúbke 5 – 15 m oddeľujú horný uhoľný sloj hrubý 0,3 – 0,5 m. Vrchnú časť uhoľných vrstiev tvoria opäť uhoľné a piesčité íly s polohami pieskovcov. Uhoľné sloje v celkovom rozsahu asi 0,5 km² sa laterálne vyklinujú a pri okrajoch panvičky ich zastupujú len pieskovce a uhoľné íly s malou hrúbkou.

144b *epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty so zmiešaným materiálom*;

list: 35 TRNAVA

V nadloží redeponovaných tufov a epiklastík je uložené súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov v hrúbke do 150 m. V spodnej časti súvrstvia sú zastúpené epiklastické vulkanické pieskovce, vyššie prevládajú drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubozrnné až nezvrstvené, triedené až netriedené. Sporadicky sú prítomné chaotické brekcie bahenných prúdov, resp. laharov, triedené brekcie a pieskovce hyperkoncentrovaných prúdov. Úlomkový materiál je subangulárny až angulárny, prevažne s rozmermi 3 až 10 cm, v prípade hrubých brekcií až 50 cm. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými pemzami. Petrograficky prevláda materiál tmavých až svetlých, často sklovitých andezitov, vo vyššej úrovni pribúda materiál amfibolicko-pyroxénických andezitov s biotitom typu Sitno. Vo variabilnom množstve je prítomný materiál hornín predvulkanického podložia.

144c *redeponované tufy a epiklastiká so zmiešaným materiálom*; list: 35 TRNAVA

Sú uložené v bezprostrednom nadloží uhoľných vrstiev severne a sv. od k. 503 Včelár. V spodnej časti sú uložené prevažne redeponované tufy, pemzové tufy, epiklastické vulkanické pieskovce a drobné brekcie. Reprezentujú uloženiny bahenných a úlomkových prúdov a zvrstvené uloženiny sú produktom hyperkoncentrovaných prúdov. Klastický materiál je polymiktný. Tvoria ho fragmenty starších pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov a pemzové tufy s úlomkami biotiticko-amfibolických andezitov *studenskej formácie*. Pre vyššiu časť súvrstvia je charakteristické väčšie zastúpenie drobných až hrubých brekcií s pemzovo-tufovým materiálom.

Intruzívne komplexy

V dôsledku výzdvihu hodruško-štiavnickej hrasti vznikol intenzívny denudačný zrez v jej centrálnej až západnej časti (hodrušská časť) a bola odstránená povrchová vulkanická stavba. Vo veľkom rozsahu sa odkryli horniny predvulkanického podložia. V prostredí hornín podložia sa obnažil *subvulkanický intruzívny komplex* (granodiorit, diorit). V centrálnej až východnej časti hrasti sú odkryté intruzívne komplexy (ložné intrúzie, štoky a dajky) umiestnené v prostredí hornín spodnej stavby. Reprezentujú *intravulkanické intruzívne komplexy*. Z hľadiska úrovne formovania týchto komplexov, ako aj z hľadiska ich časovej následnosti členíme intruzívne komplexy na: 1. hodruško-štiavnickej subvulkanický intruzívny komplex, 2. intruzívny komplex Tatiar v oblasti pukanskej hrasti, 3. intruzívny komplex Zlatno, 4. intruzívny komplex Banisko.

Intruzívny komplex Banisko (vrchný bádén – spodný sarmat)

Intruzívny komplex Banisko (podľa osady Banisko) zahŕňa súbor intruzívnych telies typu ložných intrúzií (silly a lakolity) a dajky kremidioritových porfýrov. Ložné intrúzie sa vyznaču-

jú veľkým plošným rozšírením (niekoľko km²) s hrúbkou do 200 m. Intrúzie sa umiestnili pri rozhraní podložia a vulkanickej stavby, ako aj v rámci spodnej stratovulkanickej stavby až po úroveň kaldery. Dajky vystupujú ako samostatné telesá, častejšie však tvoria dajkové roje, prednostne orientované v smere SSV – JJZ až S – J s úklonmi od centrálneho bloku. Skutočnosť, že ložné intrúzie sú umiestnené v centrálnej časti hrasti a dajky prevažne pri jej okrají, poukazuje na mechanizmus späť s poklesom centrálneho bloku (mechanizmus *ring dyke*).

Intrúzie:

145a ložné intrúzie (*silly a lakolity*) – kemitodioritový porfýr stredného až bazického zloženia – typ Špicberg (*Ostrý vrch*); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Kemitodioritový porfýr typu Špicberg vystupuje v oblasti k. 868 Ostrý vrch a k. 760 Hrb v podobe ložnej intrúzie. V jeho podloží je ložná intrúzia kemitodioritového porfýru kyslého zloženia. Južným smerom sa ukláňa a preniká v podobe apofýz do spodnej stratovulkanickej stavby. Porfýr je tmavosivý až tmavozelený (propylitizovaný), hruboporfýrický, s hruboblokovou až hrubostĺpcovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 26,4 %), hypersten (1 – 2 mm; 2,3 %), amfibol (2 až 6 mm; 9,1 %), biotit (2 – 3 mm; 5,6 %) a kremeň (0,6 – 2,7 %). Základná hmota je hrubozrná, hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá. Pri okrajoch teleso prechádza do jemnozrnnej mikroalotriomorfnej až mikroliticko-poikilitickej zrnitej základnej hmoty.

145b ložné intrúzie (*silly a lakolity*) – kemitodioritový porfýr kyslého zloženia s výrastlicami kremeňa – hodrušský typ; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Porfýr predstavuje plošne rozsiahle teleso ložného typu (*sill*), ktoré intrudovalo pri rozhraní podložia a spodnej vulkanickej stavby v širšej oblasti Hodruše-Hámrov (Banskej Hodruše). Teleso mohutného sillu (hrúbka okolo 150 m) sa ukláňa na JV a ponára sa pod komplexy spodnej vulkanickej stavby, prípadne pod zvyšky mezozoika (Kohútovo, Komenská) alebo kryštalinika (Andresalovci). Intrúzia je súčasťou v intruzívnom styku s granodioritom a dioritom. To poukazuje na jej mladší vek. Hornina je hruboporfýrická, zelenkavá, s blokovým rozpadom, prípadne až hrubostĺpcovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 6 mm; 28,7 %), amfibol (4 – 6 mm; 2,7 %), biotit (4 – 5 mm; 6,5 %), pyroxén (1 – 2 mm; 2,1 %) a kremeň (3 – 4 mm; 3,8 %). Základná hmota je alotriomorfne zrnitá. Tvorí ju zrná kremeňa, draselný živec a sporadicky aj plagioklas. V dôsledku premien sú tmavé minerály chloritizované, základnú hmotu súčasťou nahrádzajú chlorit, sericit, kremeň a karbonáty.

Kemitodioritový porfýr s kyslým zložením s ojedinelými výrastlicami kremeňa (alebo bez kremeňa) tvorí severnú časť chrbta pod k. 868 Ostrý vrch v podloží kemitodioritového porfýru so stredným až bazickým zložením.

V stredných až vyšších úrovniach stratovulkanickej stavby sa umiestnili ložné intrúzie s nižším stupňom kryštalinity základnej hmoty zodpovedajúce andezitovým porfýrom.

146a biotiticko-amfibolický andezitový porfýr (\pm pyroxén) – typ Paradajs; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentuje ložnú intrúziu – sill (resp. lakolit) umiestnený na báze výplne kaldery (v jeho podloží sú relikticky červenostudnianskeho súvrstvia). Zvyšky tohto rozsiahleho telesa tvoria vrcholovú časť Paradajsu (k. 939), Šobova (k. 888), severnú časť Trojičného vrchu a vystupujú v pásme od mesta Banská Štiavnica po Beliansky rybník. V smere na V sa sill ponára pod výplň kaldery, jeho pokračovanie potvrdzujú vrty v Banskej Belej.

Andezitový porfýr je sivozelený (propylitizovaný), s doskovitým až nepravidelne blokovým rozpadom.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 21,6 %), amfibol (1 – 3 mm; 7,6 %), biotit (1 – 2 mm; 1,4 %) a pyroxén (1 – 2 mm; 0,2 %). Základná hmota (69 %) je mikroliticko-zrnitá až mikroliti-

ticko-poikiliticky zrnitá. V dôsledku premien sú tmavé výrastlice v rôznej miere chloritizované a nahradené karbonátmi. K podobnému typu patrí aj lakolitové teleso sv. od Sklených Teplíc.

146b biotiticko-amfibolicko-pyroxénický a andezitový porfýr – typ Vysoká;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí ložnú intrúziu v okolí obce Vysoká. Od predchádzajúceho typu sa líši vyšším obsahom pyroxénov.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 28,7 %), pyroxén (1 – 2 mm; 6,2 %), amfibol (2 – 5 mm; 4,7 %) a biotit (1 – 3 mm; 4,2 %), základná hmota (56,2 %) je mikroliticko-zrnitá, poikilitická.

Podobný petrografický typ s nižším obsahom biotitu (do 1 %) tvorí zvyšky ložnej intrúzie uložené v nadloží sedimentov červenostudnianskeho súvrstvia j. od Štiavnických Baní v oblasti Bukovej hory, k. 758 a 713.

146c hyperstenicko-amfibolický andezitový porfýr (\pm biotit) – typ Cukmantel;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Zvyšok ložnej intrúzie pokrýva oblasť vrcholu Cukmantel (k. 854). Porfýr je tmavozelený až sivozelený (propylitizovaný), s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm), hypersten (1 – 2 mm; 3,4 %) a amfibol (2 – 3 mm; 3,7 %). Základná hmota (73 %) je mikroliticko-zrnitá. Tmavé minerály sú chloritizované.

147 dajky krematodioritových porfýrov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Porfýr (stredného zloženia) je tmavosivý, zelenkavý, hruboporfýrický. Odlučnosť je hrubobloková, nepravidelná, pri niektorých dajkách je hrubostĺpcová, kolmá na dĺžkový rozmer dajky.

Výrastlice tvorí plagioklas, amfibol a biotit, sporadicky je prítomný pyroxén, ojedinele kremeň. Základná hmota je zrnitá, varíruje od jemnozrnnej, mikroalotriomorfne zrnitej po strednozrnnej a ojedinele až hrubozrnnej, alotriomorfne zrnitú až hypidiomorfne zrnitú. V dôsledku premien sú tmavé minerály chloritizované a základnú hmotu nahrádza chlorit, sericit, karbonáty a kremeň.

Intruzívny komplex Zlatno (vrchný báden – spodný sarmat)

Intruzívny komplex Zlatno (podľa doliny Zlatno) zahŕňa štokovo-dajkové intrúzie granodioritových porfýrov a asociované roje krematodioritových až dioritových porfýrov odkryté denudačným zrezom v oblasti hodrušsko-štiavnickej hrasti. Intrúzie typu Zlatno reprezentujú intruzívne telesá, resp. komplexy na lokalitách Zlatno, Šementlov, Medené, Kozí potok, Handrlová, Jelšovský potok a Sklené Teplice. Intrúzie sú (okrem telies Medené a Jelšovský potok) situované pri periférii granodioritového telesa. Vyznačujú sa komplikovanou formou štokovo-dajkového typu a intenzívnymi hydrotermálnymi a kontaktne metasomatickými prejavmi (najmä intrúzia Zlatno, Šementlov a Sklené Teplice) so vznikom skarnovo-porfýrovej mineralizácie.

148a granodioritový porfýr – typ Zlatno; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je prevládajúcim petrografickým typom na lokalitách Zlatno a Šementlov. Tvorí centrálnu časť intrúzií v rámci dajkového roja, ako aj centrálnu časť štokovej intrúzie v hlbších úrovniach. Granodioritový porfýr je tmavosivý so zeleným odtieňom (v dôsledku propylitizácie). Je hruboporfýrický, s blokovým rozpadom.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{40-45} (4 – 5 mm; 30 – 35 %), amfibol (4 – 6 mm; 4 – 5 %) a biotit (3 – 4 mm; 6 – 10 %). Základná hmota je mikroalotriomorfne zrnitá, v hlbších úrovniach je hrubozrnnejšia. Na lokalite Kozí potok sa vyskytuje kremeň (od 5 do 8 %).

148b kremenno-dioritový porfýr; list 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na stavbe intruzívnych telies uvedených lokalít sa okrem granodioritových porfýrov podieľajú sprievodné roje dajok krematodioritových porfýrov s variabilným zložením, od bázičného a intermediárneho až po kyslé (krematodioritové porfýry s výrastlicami kremeňa).

Intruzívny komplex Tatiar (vrchný bádén – spodný sarmat)

Intruzívny komplex Tatiar (označenie podľa k. 734 Tatiar s. od Pukanca) tvorí dajkový roj dioritových až granodioritových porfýrov v oblasti pukanskej hrasti (jz. od kalderového zlomu). Dajkový roj orientovaný v smere S – J v dĺžke asi 7 km a šírke okolo 2 – 3 km medzi Pukancom a Rudnom nad Hronom preniká cez horniny spodnej stratovulkanickej stavby. V severnej časti jeho pokračovanie sčasti utína kalderový zlom.

V úrovni súčasného denudačného zrezu má komplex charakter dajkového roja. V smere do nižších úrovní (ako to potvrdzujú početné vrty) dajkový roj prechádza do masívnejších telies granodioritového porfýru až porfýrického granodioritu. Profily štruktúrnych vrtoz potvrdzujú vo viacerých prípadoch viacnásobné, resp. opakované intrúzie dajok (*multiple dykes*). Pri rozhraní spodnej stavby a podložia vo vrtných jadrách pozorujeme časté uzatváranie zrohovcovatených a skarnizovaných sedimentov podložia. V povrchových odkryvoch je v rámci dajkového roja rozlíšených niekoľko petrografických typov hornín.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie sa nerobilo. Predpokladaný vek je vrchný bádén – spodný sarmat.

Intrúzie:

149a kemitomonzodioritový porfýr až kemitodioritový porfýr – typ Tatiar;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Uvedený porfýr tvorí prevažne severnú časť dajkového roja. Je hruboporfýrický, s výrastlicami plagioklasu An₄₅₋₅₅ (1 – 4 mm); 30 – 40 %), pyroxénu (4 – 6 %) a amfibolu (5 až 6 %), ojedinelý je biotit a kremeň. Základná hmota je mikrohypidiomorfne zrnitá. Kemitodioritový porfýr sa odlišuje jemnozrnnejšou základnou hmotou, ktorá je mikrohypidiomorfne zrnitá alebo mikro-poikilitická.

149b granodioritový až kemitodioritový porfýr – typ Hamploch; listy: 35 TRNAVA

36 BANSKÁ BYSTRICA

Granodioritové až kemitodioritové porfýry sú postihnuté intenzívnymi hydrotermálnymi premenami v súvislosti s vývojom Cu-porfýrového zrudnenia. Vo väčšej hĺbke sú postihnuté aktinolitizáciou a draselnou metasomatózou. Nad touto zónou v úrovni povrchu je zóna intenzívnej sericitizácie, silicifikácie a pyritizácie. Okolité horniny sú propylitizované. Hornina je tmavosivá, hruboporfýrická, s blokovým rozpadom.

Výrastlice tvorí plagioklas An₄₀₋₅₀ (3 – 4 mm; 25 – 38 %), amfibol (5 – 1 %), biotit (6 – 2 %), hypersten (2 – 5 %) a ojedinele kremeň. Základná hmota je jemnozrná, mikroalotriomorfne zrnitá alebo alotriomorfno-hypidiomorfne zrnitá. V hlbších úrovniach dajkové telesá prechádzajú do štokov zrnitého granodioritového porfýru až porfýrického granodioritu.

Hodruško-štiavnický intruzívny komplex (vrchný bádén – spodný sarmat)

Intruzívny komplex reprezentovaný telesami dioritu a granodioritu vystupuje na povrch v centrálnej až západnej časti hodruško-štiavnickej hrasti v prostredí hornín predvulkanického podložia. Jeho pokračovanie na východ v podloží stratovulkanickej stavby do štiavnickej časti hrasti potvrdili hlboké štruktúrne vrty a podzemné banské diela.

Stavba intruzívneho komplexu: Subvulkanický intruzívny komplex granodioritu a dioritu vystupujúci v centrálnej až západnej časti hrasti je umiestnený v prostredí mezozoicko-paleozoických hornín. Centrálnu časť intruzívneho komplexu tvorí rozsiahle *teleso granodioritu* s plošným rozšírením asi 100 km². Pri severnom okraji granodioritovej intrúzie je situované teleso dioritu, dlhším rozmerom orientované v smere V – Z. Povrch granodioritovej intrúzie má zložitú klenbovitú formu s miernejšími úklonmi na Z a JZ a strmšími úklonmi pri severnom okraji. Vrchný styk so zvyškami paleozoicko-mezozoického plášťa je prevažne plochý, bez známok ná-

silnej deštrukcie nadložných hornín. Mezozoické horniny sú pri styku s intrúziou termicky metamorfované a skarnizované (Kohútska dolina, Klokoč).

Teleso dioritu pri severnom okraji granodioritovej intrúzie je orientované v smere V – Z so strmým úklonom na S a pravdepodobne sleduje zlomový systém uvedeného smeru. V centrálnej oblasti hrasti (Pivovarský vrch jv. od Hodruše), pri západnom okraji hrasti, pri Hornej Kostolnej a pri južnom okraji hrasti v Richnavskej doline sporadicky vystupujú menšie telesá dioritu. Na styku dioritu a granodioritu vznikli hybridné fácie.

Chýbanie známkov násilnej deštrukcie (*forcible intrusion*) paleozoicko-mezozoických hornín, plochý vrchný kontakt granodioritovej intrúzie svedčí podľa názoru Konečného a Lexu (1993) v prospech formy zvona (typ „bell jar“). Jej vznik bol späť s poklesom bloku do vrchných častí magmatického rezervoára s následným vyplnením priestoru v nadloží poklesnutého bloku granodioritovou magmou. Tektonická zóna pri severnom okraji granodioritovej intrúzie slúžila pri výstupe a umiestnení dioritovej intrúzie.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie K/Ar metódou väčšieho počtu vzoriek prinieslo údaje v intervale 14,8 – 13,7 – 12,5 ± 1 MA (Merlič a Spítkovskaja in Štohl et al., 1976). Ďalšia skupina údajov datovania K/Ar metódou je v intervale 10,5 – 11,1 ± 1,6 MA (Bagdasarjan in Konečný et al., 1983). Za reálny považujeme vek okolo 14,8 – 13,7 MA, ktorý korešponduje s geologickou pozíciou a sukcesiou intruzívnych hornín. Údaje okolo 11 MA považujeme za mladší vek v dôsledku hydrotermálnych procesov a termálnej aktivity, ktorá presiahla do mladších období (podrobnejšie výsledky datovania sú v práci Konečný et al., 1998).

Intrúzie:

150a granodiorit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je tmavosivý až svetlosivý, hrubozrnný (zrno 4 – 5 mm). Jeho rozpad je blokový, nepravidelný. Prevažná časť intrúzie sa vyznačuje rovnomerne zrnitou štruktúrou, hypidiomorfnými zrnami plagioklasu (An_{40-51}), amfibolu, biotitu a alotriomorfnými zrnami ortoklasu. Pri okraji intrúzie sú prechody do poikilitických až porfýrických štruktúr. Akcesórie tvorí apatit, titanit, zirkón, magnetit a ojedinele turmalín.

Granodioritová intrúzia je v rôznej miere postihnutá propylitizáciou. Tá sa prejavuje najmä chloritizáciou amfibolu a biotitu, pri intenzívnejšej premene albitizáciou plagioklasu a prítomnosťou sericitu, karbonátov, pyritu a sekundárneho kremeňa.

Pri okrajoch granodioritovej intrúzie pozorujeme prechod z rovnomerne zrnitejšej štruktúry do porfýrických štruktúr – *porfýrického granodioritu*. Z okrajových častí granodioritovej intrúzie prenikajú do karbonatických hornín mezozoika *apofýzy granitového zloženia*. Horniny mezozoika sú ich účinkom skarnizované (oblasť Klokoč). Apofýzy granitoidného zloženia tvorí draselný živec a kremeň (bez prítomnosti tmavých výrastlíc, prípadne len s ich sporadickým zastúpením). Hornina je svetlá, sivobiela, hrubozrnná (zrno 5 – 7 mm), rovnomerne zrnitá. Okraje granodioritovej intrúzie sú preniknuté *žilkami aplitov* s hrúbkou od niekoľko cm do niekoľko dm. Tvoria ich zrná kremeňa, ortoklasu a plagioklasu. Okrem svetlých produktov diferenciácie vystupujú pri okrajoch granodioritu *apofýzy dioritového zloženia*. Považujú sa za produkty kontaminácie s okolitými horninami. Tieto apofýzy sú relatívne jemnozrnnejšie a tmavšie ako granodiorit, štruktúra je rovnomerne zrnitá až porfýrická.

150b diorit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je tmavý a sivočierny, rovnomerne zrnitý (zrno 1 – 2 mm). V dôsledku propylitizácie nadobúda modrozelený odtieň, zvetráva do svetlých sivých odtieňov. Rozpadá sa na nepravidelné bloky. Štruktúra je všeobecne zrnitá, ofitická, tvoria ju zrná plagioklasu (An_{55-72}), augitu, amfibolu, biotitu a intersticiálny kremeň. Pri okrajoch intrúzie pozorujeme prechody do porfýrického dioritu s porfýrickou štruktúrou a hypidiomorfnou až alotriomorfnou zrnitou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, amfibol, pyroxény a biotit. V dôsledku premien nastáva chloritizácia a uralitizácia pyroxénov a aktinolitizácia a biotitizácia amfibolu.

Demandické vulkanosedimentárne súvrstvie (vrchný bádenu)

Názov súvrstvia je podľa obce Demandice j. od Santovky. Súvrstvie zahŕňa tufitické piesky a pieskovce s polohami konglomerátov s výrazným obsahom nevulkanickej zložky (do 20 až 30 %), uložené v nadloží sebechebskej formácie. Tufitické súvrstvie (v staršom označení komplex tufitických sedimentov, tufitov vrchného bádenu; Konečný et al., 1998) vystupuje v povrchových odkryvoch j. od Santovky a Demandíc, v nižších úrovniach svahov potoka Búr v oblasti Sazdíc, v oblasti Kubáňova, na svahoch Studenej doliny a Jalšovskej doliny, v doline Semerovského potoka, s. a j. od Dolných Semeroviec a na svahu j. od Horných Semeroviec. Výsledky nového mapovania a reambulácie starších prác potvrdzujú pokračovanie súvrstvia ďalej na J do oblasti Ipeľského Sokolca a do priestoru Ipeľskej pahorkatiny (obce Pastovce, Zalaba a Sikenička) až do oblasti Salky, kde prechádza do nadložia staršieho bajtavského súvrstvia.

V nadloží demandického súvrstvia sú uložené produkty mladšej vulkanickej aktivity spodno-sarmatského veku baďanskej formácie. Charakterizuje ich vysoký obsah pemzových tufov z obnovenej explozívnej aktivity. V povrchových odkryvoch v širšom okolí Semeroviec na svahoch a v zárezoch dolín vystupujú stredno- až jemnozrnné tufitické pieskovce s častými vložkami až súvislejšími polohami tufitických vápnicých siltovcov až ílovcov. Predstavujú vrchnú časť vrchnobádenského súvrstvia vo vrte ŠV-8. V rámci demandického súvrstvia vrchnobádenského veku rozlišujeme tieto fácie: a) strednozrnné tufitické pieskovce, b) stredno- až hrubozrnné tufitické pieskovce s polohami drobných konglomerátov, c) stredno- až jemnozrnné tufitické pieskovce s vložkami siltovcov.

Chronostratigrafické údaje: Pre stratigrafické zaradenie súvrstvia je významný vrt ŠV-8 pri Dolných Semerovciach (Vass et al., 1968, 1981), ktorý vo vrchnej časti vrtného profilu v úseku 21 – 194 m overil sivé vápnicé íly s piesčitou prímесou a s vložkami tufov. V minerálnej frakcii okrem asociácie minerálov a kryštalických bridlíc sú z vulkanických minerálov zastúpené biotit, menej amfibol a pyroxén (Marková in Vass et al., 1981). Súvrstvie v uvedenom úseku je na základe foraminifer zaradené do vrchného bádenu (Lehotayová in Vass et al., 1968, 1981).

Demandické tufitické súvrstvie vrchného bádenu sa stratigraficky koreluje s pozbianskym súvrstviem (Vass, 1989; Priečhodská a Harčár, 1988) vo výplni východnej časti Dunajskej panvy. Typovým profilom pozbianskeho súvrstvia sú vrtné profily vrtovej P-3 jv. od Pozby (úsek 950 až 1 020 m) a vrt Vr-1 sz. od mesta Vráble (úsek 2 300 – 2 460 m). Pozbianske súvrstvie predstavuje panvový vývoj vnútornejších častí komjaticej a železovskej depresie, zatiaľ čo demandické súvrstvie predstavuje sedimenty okrajových častí panvy.

Epiklastiká:

151a tufitické pieskovce, stredno- až jemnozrnné, s častými vložkami siltovcov;

list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené v okolí Horných Semeroviec (z. od potoka Štiavnica) a prevažne v Ipeľskej pahorkatine v oblasti nižších svahov v podloží sarmatských sedimentov. Jemnozrnné tufitické pieskovce (zrno od 1 mm až menej ako 0,5 mm) sú zvrstvené, málo spevnené až rozpadavé. Časté sú v nich vložky až polohy siltovcov až jemnozrnných laminovaných piesčitých siltovcov svetlých farieb, ružových až okrových. Hrúbka fácie jemnozrnných pieskovcov v povrchových odkryvoch je niekoľko desiatok metrov, v smere na západ do panvy narastá.

Sedimentárny komplex vrchného bádenu reprezentovaný distálnymi fáciami sa uložil v plytkovodnom morskem prostredí v období dočasného vulkanického pokoja. V tomto období sa znášal prevažne vulkanický materiál z denudovaných svahov Štiavnického stratovulkánu, ako aj z vynorených a obnažených oblastí predvulkanického podložia.

151b tufitické pieskovce, strednozrnné; list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené j. od Santovky v spodných úrovniach svahov doliny Semerovského potoka, doliny potoka Búr a na východnom svahu Jalšovskej doliny. Tufitické pieskovce sú sivé, sivozelené až pestro sfarbené (hrdzavohnedé, škvrnité). Prevládajú strednozrnné pieskovce (zrno do

0,5 mm) s častými vložkami hrubozrnejších pieskovcov (zrno 1 – 2 mm a viac). Pieskovce sú vytriedené, zrná sú dobre až dokonale ováľané, málo súdržné až nesúdržné. Tmel je kontaktný, často limonitický, prípadne chýba. Nevulkanický materiál tvorí viac ako 30 %, je ľahko rozoznateľný. Časté je krížové zvrstvenie.

151c tufitické pieskovce, stredno- až hrubozrnné, s polohami drobných konglomerátov;

list: 46 LUČENEC

Fácie tvoria hrubozrnejšie triedené pieskovce (zrno 1 – 3 mm) s častými vložkami až súvislejšími polohami drobných konglomerátov. Obliaky s veľkosťou prevažne 2 – 4 cm, ojedinele do 8 – 10 cm, tvoria okrem andezitových hornín horniny podložia, kvarcity, kvarcité bridlice a metamorfity. Odkryvy hrubozrnných pieskovcov s konglomerátmi sú v záreze štátnej cesty pri Demandiciach na západných svahoch doliny potoka Búr medzi Demandicami a Sazdicami. Fácie hrubozrnných pieskovcov s konglomerátmi vystupujú v južnej časti územia v oblasti z. od obce Pastovce a s. od obce Zalaba.

Výplň štiavnicej kaldery

Subsidienciu kaldery kompenzovalo uloženie sedimentov, vulkanoklastických hornín (pyroklastík a epiklastík) a lávových telies v celkovej hrúbke 350 – 500 m. Na báze kalderovej výplne sú uložené sedimenty a lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu *červenostudnianskeho súvrstvia* a vyššie pemzové tufy, brekcie a lávové telesá biotiticko-amfibolických andezitov *studenskej formácie*.

Studenská formácia (produkty vulkanizmu biotiticko-amfibolických andezitov) (vrchný bádén – spodný sarmat, 3. etapa)

Studenská formácia (názov podľa obce Banský Studenec) zahŕňa produkty explozívnej aktivity (pemzové tufy a pyroklastické brekcie), efúzívnej a extruzívnej aktivity (lávové prúdy a extruzívne telesá), ako aj fácie epiklastických vulkanických hornín uložené vo výplni kaldery a na stratovulkanickom svahu. Kalderová výplň je zachovaná pri vonkajšom obvode hrast'ovej štruktúry. V oblasti vyzdvihnutého hrast'ového bloku bola odstránená denudáciou vrátane nadložných produktov sarmatského vulkanizmu. Pri východnom okraji hrasti vystupujú relikty červenostudnianskeho súvrstvia, na ktorom je uložená kalderová výplň studenskej formácie. Produkty studenskej formácie v kolapsovej časti kaldery dosahujú hrúbku 350 – 500 m. V miestach prerušenia kalderového zlomu nastal výnos vulkanických produktov na stratovulkanický svah, kde sú uložené v rámci paleodolín. Hrúbka uloženého materiálu v rámci paleodolín je asi 250 – 300 m.

V spodných úrovniach kalderovej výplne prevládajú produkty explozívnej aktivity v podobe pemzových prúdov a redeponovaných pemzových tufov striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a brekcií. V stredných až vyšších úrovniach výplne k nim pribúdajú lávové telesá v podobe lávových prúdov a extruzívnych dómov. Vývoj extruzívnych dómov sprevádzali erupcie pyroklastických prúdov. Pri okrajoch extruzívnych telies a lávových prúdov je uložený hruboulomkový materiál v podobe epiklastických vulkanických brekcií. Cez kalderovú výplň prenikajú telesá typu tholoidov (resp. protrúzií) a ložné intrúzie (silly a lakolity). Severne od kalderového zlomu je dajkový roj orientovaný v smere S – J, obnažený denudačným zrezom.

Vo vrchnej časti výplne kaldery v lokálnych depresiách sa uložili fluvialno-limnické sedimenty v podobe epiklastických vulkanických pieskovcov, siltovcov s polohami konglomerátov s lokálnym výskytom diatomitov (Močiar) a limnokvarcítov (s. od Podhoria).

Vo výplni paleodolín na stratovulkanickom svahu sú uložené pyroklastických prúdov, redeponovaných pyroklastík, drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie a vo vrchných úrovniach výplne paleodolín sú uložené telesá lávových prúdov.

Chronostratigrafické údaje: Novšie údaje K/Ar datovania z laboratória Akadémie vied v Moskve (Černyšev – ústna informácia) v intervale $11,8 \pm 0,8$ až $13,1 \pm 0,6$ MA zodpovedajú sarmatu.

Palynologicky vyhodnotené sedimenty vo vrte HF-1 pri Sklených Tepliciach v úseku 320 až 541 m tvorenem horninami vo výplni kaldery zodpovedajú vrchnému bádenu až spodnému sarmatu. Sedimenty vo vrchnej časti profilu vrtu HF-1 v úseku 2,7 – 188 m patria do spodného sarmatu (Planderová in Konečný et al., 1983). Epiklastické súvrstvie vo výplni paleodoliny na sv. stratovulkanickom svahu overil vrt PK-1 (pri Zvolene). V úseku 152 – 148 m je na základe palynológie začlenené do vrchného bádenu až spodného sarmatu (Planderová in Konečný et al., 1983). Na základe týchto údajov za reálny vek studenskej formácie považujeme vrchný bádenu až spodný sarmat.

Ložné intrúzie (silly a lakolity) a protrúzie (tholoidy):

Ložné intrúzie (silly a lakolity) tvoria telesá s plošným rozsahom niekoľko km², hrúbkou do 100 – 150 m a nepravidelným až zhruba izometrickým obmedzením. Vyznačujú sa masívnym charakterom, blokovou odľučnosťou a pásmami autoklastických brekcií na okrajoch. Základná hmota je sčasti zrnitá až zrnitá. Ložné telesá vystupujú v rôznych úrovniach kalderovej výplne (teleso na západnom svahu Sitna nad Počúvadlianskym jazerom a teleso pri Banskej Belej).

Protrúzie (tholoidy) sú charakteristické pomerne malým plošným rozsahom a spravidla izometrickým až nepravidelne eliptickým prierezom s priemerom od 0,3 km do 1 km. Charakteristický je strmý až vertikálny priebeh fluidality, ktorý dokumentuje výstupný pohyb pri formovaní telesa. Pri okrajoch sú nesúvislé pásma autoklastických brekcií. Telesá typu protrúzií vystupujú v priestore medzi Podhorím a Močiarom.

V rámci ložných intrúzií a protrúzií sa zistila značná variabilita v zastúpení tmavých výrastlíc. Vyskytuje sa viacero petrografických typov (Konečný et al., 1998). Plošne najrozsiahlejšie sú telesá týchto petrografických typov:

152a biotiticko-amfibolický andezitový porfýr (± kremeň); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentuje teleso pravdepodobne lakolitového typu pri Banskej Belej (oblasť Zadný háj, k. 614, 613, 632). Teleso je zhruba izometrické, s priemerom okolo 1 500 m. Hornina je hruboporfýrická, sivozelená (propylitizovaná).

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm; 9,7 %, amfibol (2 – 5 mm; 8,7 %) a biotit (2 – 3 mm; 2,2 %). Základná hmota je v centrálnej časti telesa mikroliticko-hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá, pri okrajoch prechádza do mikroliticko-pilotaxitickej. Cez teleso preniká žilné pásmo a dajka ryodacitu v smere na SSV.

Podobné zloženie má aj menšie teleso pri Banskej Belej, odkryté zárezom cesty a železnice, teleso lakolitového typu na západnom svahu Sitna nad Počúvadlianskym jazerom, ako aj teleso Holík (k. 754,2), ktoré predstavuje formu protrúzie. Blízke zloženie má aj teleso pri západnom okraji hrasti (z. pod k. 537 Amáliin vrch).

152b hyperstenicko-amfibolicko-biotitický andezitový porfýr; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V severnej časti kalderovej výplne v oblasti k. 836 Štálová tvorí teleso typu protrúzie s eliptickým prierezom (s priemerom 800 m). Základná hmota je mikroliticko-zrnitá.

152c pyroxénicko-amfibolický andezitový porfýr (± biotit, ± kremeň);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí pomerne rozsiahle lakolitové teleso pri západnom okraji hrasti v priestore medzi Lukavicou – Považanom a Hodruškou dolinou. Z východnej strany je teleso amputované zlomom, ktorý vymedzuje západný okraj hrasti. Zo západnej časti je opäť obmedzené zlomom.

152d dajky amfibolicko-pyroxénických andezitových porfýrov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky andezitových porfýrov tvoria výrazný dajkový roj spolu s dajkami ryolitov v severnej časti kaldery a pokračujú na stratovulkanický svah do doliny Hrona v celkovej dĺžke asi 8 km. Dajky sú orientované prevažne v smere SSV – JJZ až S – J. Dĺžka jednotlivých dajok kolíše od 100 do 1 200 m pri šírke od 20 do 80 m (ojedinele až do 150 m). Charakteristická je stĺpcov-

vá odlučnosť kolmo na priebeh dajok. Dajky sú často vypreparované v podobe úzkych chrbtov. Zloženie dajok je variabilné, prevládajúci typ je amfibolicko-pyroxénický andezitový porfýr. Sporadicky je prítomný biotit a kremeň. Základná hmota je mikroliticko-zrnatá.

Lávové prúdy, extruzívne dómy a autoklastické brekcie:

Lávové telesá (lávové prúdy a extrúzie) tvoria dominantnú zložku kalderovej výplne. Prevládajú najmä v jej stredných až vrchných úrovniach.

Lávové prúdy tvoria hrubé telesá s plošným rozsahom niekoľko km². Sú rozšírené najmä v jv. časti kaldery a vo výplni paleodolín na stratovulkanickom svahu. Pri okrajoch a na báze prúdov sú pásma autoklastických brekcií.

Extruzívne dómy sa vyznačujú nepravidelným až zhruba eliptickým ohraničením a kupolovitou stavbou. Charakteristické sú textúry fluidality so strmým až vejárovitým priebehom. Tieto textúry umožňujú odlišenie kumulodómov od jednoduchých exogénnych dómov. Pri okrajoch extruzívnych dómov sú pásma autoklastických brekcií. Skladajú sa z úlomkov až blokov stmelejších lávovým, silne napeneným matrixom. Na základe priebehu a orientácie textúr fluidality boli identifikované aj prechodné formy z extruzívnych dómov do lávových prúdov.

Petrografickým štúdiom a mapovaním sa v rámci lávových prúdov a extrúzií vymedzil väčší počet petrografických typov (Konečný et al., 1998). V rámci mapy 1 : 200 000 uvádzame len najrozšírenejšie petrografické typy:

153a amfibolicko-biotitický andezit (\pm pyroxén, \pm kremeň): 1 – extrúzia, 2 – lávový prúd;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Uvedený petrografický typ je rozšírený najmä v severnej a východnej časti kaldery. Andezit je hruboporfýrický, svetlý, ružovkastý, s doskovitou až nepravidelne blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 6 mm; 27,7 %), biotit (2 – 6 mm; 6,7 %) a amfibol (2 – 4 mm; 6,6 %), ojedinele pyroxén a kremeň. Základná hmota je mikroliticko-hyalínna, prípadne hyalopilitická, často s hnedým sklom. Pri niektorých telesách sú výrazné fluidálne textúry.

153b hyperstenicko-amfibolický andezit (\pm biotit): 1 – extrúzia, 2 – lávový prúd;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Telesá tohto petrografického typu sú rozšírené najmä v južnej časti kaldery. Andezit je hruboporfýrický, svetlý, s doskovitou až blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm; 31,2 %), amfibol (2 – 6 mm; 6,9 %), biotit (1 – 2 mm; 0,9 %) a hypersten (1 – 2 mm; 6,6 %). Základná hmota je hyalínna (sklovitá) až mikroliticko-hyalínna a hyalopilitická.

153c amfibolicko-biotitický andezit (nešpecifikovaný): 1 – extrúzia, 2 – lávový prúd;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Jeho rozšírenie je doložené na základe terénneho geologického mapovania. Andezit je stredno- až hruboporfýrický. Andezit tohto typu tvorí lávové prúdy aj extruzívne telesá.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm), amfibol (2 – 4 mm) a biotit (2 – 3 mm). Biotit makroskopicky prevláda. Andezit je svetlý (sivý a ružovkastý), odlučnosť je bloková a doskovitá.

Pyroklastiká:

154a pemzové prúdy biotiticko-amfibolických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Uloženiny popolovo-pemzových prúdov, charakteristické najmä pre počiatočné obdobia vývoja kaldery, sú uložené prevažne v nižších úrovniach výplne kaldery (sv. svahy Sitna j. od obce Ilija). Pemzové prúdy sa sporadicky vyskytujú aj vo vyšších úrovniach výplne kaldery (s. od Podhoria a pri Močiari). Pemzové prúdy pozostávajú prevažne z úlomkov svetlej pemzy s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm, ojedinele do 5 – 15 cm (asi 70 – 80 % objemu). V menšom zastúpení

ní sú úlomky biotiticko-amfibolických andezitov a ojedinele starších pyroxénických andezitov. Matrix (20 – 30 % objemu) tvoria drobnejšie úlomky pemzy, kryštaloklastov plagioklasu, pyroxénu, amfibolu, biotitu a úlomkov vulkanického skla. Uloženie je chaotické, lokálne sú náznaky deformácie pemzy, charakteristické pre uloženie materiálu s vyššou teplotou (ignimbrity). Hrúbka pyroklastických prúdov kolíše od niekoľko metrov do 10 – 15 m, jednotlivé prúdy sú oddelené redeponovanými tufmi.

154b redeponované pemzové tufy, pyroklastiká a pieskovce; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú rozšírené v nižších úrovniach výplne kaldery (sv. svahy Sitna pri obci Ilija), ako aj v stredných až vyšších úrovniach výplne kaldery (j. od Počúvadla) a v severnej časti kaldery (pri Podhorí a Močiari). Hlavnú zložku predstavujú úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 1 – 2 cm, výrazne zaoblené a opracované, sporadicky sú prítomné úlomky biotiticko-amfibolických andezitov (3 – 10 cm). Matrix je tufový, piesčito-tufový, tmavší (hnedý a sivý), s drobnými úlomkami pemzy a andezitov. Vytriedenie a zvrstvenie je výrazné. Časté je ich striedanie s vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a siltovcov. Na báze paleodoliny odkrytej zárezom doliny Starohorského potoka (z. od Novej Bane) je uložené súvrstvie pemzových tufov v hrúbke 15 – 20 m.

154c chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvoria ploché telesá s hrúbkou od niekoľko metrov do 30 – 40 m a dĺžkou do niekoľko km. Brekcie tvoria prevažne úlomky s veľkosťou 10 – 30 cm až bloky do 0,5 m so subsférickým obmedzením a výrazným napenením. Fragments až bloky s nenapenenou stavbou a angulárnym až subangulárnym obmedzením sú zastúpené menej. Uloženie je chaotické. Matrix je tufový, silno konsolidovaný až spečený, ohraničenie napenených fragmentov je neostré. Pyroklastické prúdy sú produktom erupcií peléeskeho typu.

Niektoré uložieniny pyroklastických prúdov sa vyznačujú prevahou úlomkov až blokov s angulárnym obmedzením a nízkym stupňom napenenia (vezikulárnosti) a často sklovitým povrchom. Sú produktom explozívnej deštrukcie extruzívnych dómov.

Epiklastiká:

155a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hlavnú zložku tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 10 – 30 cm až bloky do 0,5 až 1,5 m s angulárnym až subangulárnym obmedzením. Matrix je tufovo-piesčitý, s vyšším obsahom pemzy a drobných úlomkov andezitu. Uloženie v bezprostrednom okolí extruzívnych telies je chaotické, s narastajúcou vzdialenosťou sú textúry zvrstvenia a triedenia výraznejšie. Výraznejšie je aj opracovanie úlomkov. Hrubé až blokové epiklastické brekcie vystupujú najmä na svahoch Sitna, j. od Počúvadla, v okolí obce Podhorie a jz. od Močiara. Na západnom stratovulkanickom svahu fácia hrubých až blokových epiklastických brekcií v rámci výplne paleodoliny je uložená v nadloží pemzových tufov v záreze doliny Starohutského potoka z. od Novej Bane.

155b epiklastické vulkanické brekcie, drobné až stredné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Prevláda drobný klastický materiál (s priemernou veľkosťou 5 – 10 cm, sporadicky do 25 až 30 cm), angulárny až subangulárny, prípadne s vyšším stupňom opracovania. Matrix je piesčitý, zvrstvenie je naznačené, triedenie je nízke. Brekcie vystupujú najmä pri obci Ilija na sv. svahoch Sitna, v zárezoch cesty pri Počúvadlianskom jazere, v severnej časti kaldery, pri ceste na Močiar a na východnom svahu pohoria (v. pod k. 834 Tri kamene).

155c epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 35 TRNAVA

Na báze výplne paleodoliny pri Starej Hute (svah nad štátnou cestou, lokalita Lúka) je uložená poloha hrubého až blokového konglomerátu s hrúbkou 30 – 40 m. Balvanovitý, dobre až dokonale opracovaný materiál s veľkosťou do 30 – 40 cm až v podobe blokov do 1 – 2 m tvorí zmiešaný materiál starších amfibolicko-pyroxénických andezitov a amfibolicko-biotitických andezitov. Matrix tvorí asi 20 – 30 % v podobe výplne medzi balvanmi. Je hrubozrnný, piesčitý. V rámci konglomerátovej polohy je identifikované teleso lahara.

156a epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov a pemzy;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické pieskovce (jemno- až hrubozrnné) obsahujú časté vložky až polohy redeponovaných pemzových tufov, vložky siltovcov (s odtlačkami flóry) a polohy drobných klastík až drobných epiklastických brekcií (sv. svahy Sitna, zárezy lesnej cesty j. od obce Ilija). Táto fácia predstavuje produkty splachu a znosu materiálu do lokálnych depresí v rámci kaldery vznikajúcich počas subsidenčných pohybov. V južnej časti kaldery v doline potoka Jabložovka (v. od obce Dekýš) vystupuje súvrstvie jemnozrnných pieskovcov s polohami pemzy, intenzívne argilitizované a pyritizované. Vo výplni lokálnej panvičky sú prítomné polohy hrubozrnných pieskovcov a konglomerátov. Južne od obce Dekýš je sedimentárna výplň argilitizovaná, s výskytmi silicítov a alunitu. V severnej časti kaldery pri Močiaroch sú v sedimentárnom súvrství prítomné diatomitické sedimenty a s. od obce Podhorie polohy silicítov (limnokvarcity) so zvyškami flóry.

156b epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami konglomerátov;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V severozápadnej časti kalderovej výplne (s. od Žarnovice) v blízkosti kalderového zlomu vystupujú polohy konglomerátov striedajúcich sa s vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Balvanovitý materiál je dobre až dokonale opracovaný, s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm, sporadicky do 25 cm a ojedinele do 50 cm. Celková hrúbka konglomerátov dosahuje 60 – 80 m. V nižších úrovniach prevláda materiál biotiticko-amfibolických až amfibolicko-biotitických andezitov, vo vrchných úrovniach je prítomný materiál pyroxénicko-amfibolických andezitov (\pm biotit) a amfibolicko-pyroxénických andezitov bohatých na plagioklas. Vo vrchnej časti výplne kaldery v nadloží konglomerátov sú uložené zvrstvené a vytriedené epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce sivozelenej farby (z. nad osadou Michalíkovci).

Červenostudnianske súvrstvie (vrchný bádén – spodný sarmat)

V období dočasného vulkanického pokoja a denudácie povrchovej vulkanickej stavby v dôsledku počiatkových poklesových pohybov (predkalderové štádium) vznikla depresná štruktúra vo vrcholovej časti bádenského stratovulkánu. Následne prebiehala sedimentácia v močiaro-jazernom prostredí. Sedimentárne súvrstvie vystupuje na povrch v odkryvoch pri jv. okrajoch hodruško-štiavnickej hrasti v širšom okolí Banskej Štiavnice, pod Kalváriou, na lokalite Červená studňa pod Paradajsom, v meste Banská Štiavnica a pri jej mestskej časti Sitnianska (predtým Štefultov), sz. od Sv. Antona a j. od Evičkinho jazera. V rámci kaldery toto súvrstvie na báze kalderovej výplne v podloží produktov studenskej formácie overil väčší počet vrtov (BB-20, -21, -23, -28; PO-7; PKL-2 jz. od Sv. Antona, vrt LKC-1 pri lokalite Drieňová, BBR-1 pri Banskej Belej, GK-10 pri obci Močiar a ST-4 pri Sklených Tepliciach).

V bazálnej úrovni v jv. časti kaldery je uložený lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu, ktorý smeroval od jv. okraja vznikajúceho kalderového zlomu do centrálnej časti depresie, kde sa postupne vyklinil. V nadloží lávového prúdu sú uložené hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie pochádzajúce z deštrukcie lávového prúdu a spodnej stavby

obnaženej v stene kalderového zlomu. V centrálnej časti depresie sa uložilo súvrstvie siltovcov s polohami pieskocov, drobných konglomerátov a vložkami lignitických sedimentov v celkovej hrúbke 80 – 90 m.

Chronostratigrafické údaje: Palynologické štúdium siltovcových sedimentov potvrdilo prítomnosť floristického spoločenstva vrchného bádenu (Planderová in Konečný et al., 1983).

157 *lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je uložený v jv. časti kaldery na dne kalderovej depresie v hrúbke asi 150 m, potvrdenej vrtom BB-21. V smere na SSV do centra depresie lávový prúd postupne stráca hrúbku a vyklinuje sa. V spodnej časti je lávový prúd zbrekčovatený, vyššie prechádza do masívneho andezitu s doskovitou až hruboblokovou odlučnosťou. Vo vrchnej úrovni je lávový prúd porézny a zbrekčovatený, s vývojom typických lávových brekcií. Andezit je stredno- až hruboporfýrický, tmavohnedý až červenkastý, v pásme napenenia, oxidácie a lávových brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas An₆₀₋₆₅ (1 – 3 mm; 15 – 20 %), augit (0,5 – 1 mm; 1 – 3 %), hypersten (1 – 2 mm; 3 – 5 %), amfibol (1 – 3 mm; 1 – 3 %) a biotit (do 1 – 2 mm; 1 – 3 %). Základná hmota je v centrálnej časti telesa mikroliticky zrnitá, pri okrajoch mikroliticko-hyalopilitická. Premenu vzniká chlorit, limonit a hematit.

Epiklastiká:

158a *epiklastické vulkanické brekcie: hrubé až blokové, polymiktné;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené v nadloží lávového prúdu v jv. časti kaldery z. od Sv. Antona na južnom a východnom svahu pod kótou 600 Husárka. Brekciu tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 10 – 25 cm až bloky do 1 – 2 m s nízkym stupňom opracovania. Patria k pyroxénickým a amfibolicko-pyroxénickým andezitom spodnej stavby (pochádzajú zo stien kalderového zlomu a súčasne aj z deštrukcie podložného biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu). Matrix je piesčito-ílovitý, s obsahom pemzy, často je argilitizovaný. Brekcie sú slabo vytriedené až nevytriedené, časté sú vložky pieskocov. V blízkosti kalderového zlomu sú akumulované bloky veľkých rozmerov (2 m v priemere a viac).

158b *epiklastické vulkanické brekcie: s polohami siltovca, lignitu a drobných klastík;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sedimenty tohto typu sa uložili vo vnútornejších častiach depresie v hrúbke 60 – 80 m. Odkryvy súvrstvia sú v oblasti mesta Banská Štiavnica v okolí mestskej časti Sitnianska pri Červenej studni a v okolí Kalvárie v rôznych nadmorských úrovniach. Je to dôsledok nerovnakého výzdvihu jednotlivých častí hrasťovej stavby. Prevládajúcou zložkou sú tmavé, hnedočierne bituminózne ílovce s premenlivou hrúbkou striedajúce sa s vložkami až súvislejšími polohami stredno- až hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskocov s drobným angulárnym až slabo opracovaným klastickým materiálom zo spodnej stratovulkanickej stavby. Časté sú aj vložky drobných konglomerátov, najmä v bazálnej časti súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia pribúdajú vložky až polohy vitrokryštálových tufov s vysokým obsahom amfibolu a biotitu zo začínajúcej sa explozívnej aktivity studenskej formácie. Uhoľná substancia je v rozptýlenej forme v ílovcových sedimentoch, prípadne tvorí samostatné vložky až polohy lignitu v ílovcovom súvrství.

Spodná stratovulkanická stavba

Propylitizované komplexy centrálnej vulkanickej zóny – oblasť hodruško-štiavnickej hrasti (báden)

V dôsledku asymetrického výzdvihu hodruško-štiavnickej hrasti uklonenej 10 – 15° na JV v jej západnej, relatívne viac vyzdvihutej časti (hodrušská časť) bola úplne odstránená vulkanic-

ká stavba. V širokom meradle sa obnažili podložné horniny vrátane subvulkanického intruzívneho komplexu granodioritu a dioritu. Naproti tomu, denudačný zrez vo východnej (štiavnicej) časti hrasti odstránil horniny kalderovej výplne vrátane komplexov sarmatského vulkanizmu a odkryl spodnú stavbu v jej nižších úrovniach.

Spodnú stratovulkanickú stavbu tvoria prevažne lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov sriedajúcich sa so sporadickými polohami epiklastických vulkanických brekcií, brekcií – konglomerátov a epiklastických vulkanických pieskovcov. Fácie epiklastických hornín sú odkryté najmä pri jv. okraji hrasti (pri štôlni Juraj), jv. od Sklených Teplíc a pri jz. okraji hrasti (jv. od Uhlísk).

Cez stratovulkanický komplex zložito preniká väčší počet ložných intrúzií (silov a lakolitov). Špecifickým typom sú tufizitové brekcie, ktoré sú výsledkom dezintegrácie (rozpadu) magmy bohatej na plynnú fázu. Táto magma prenikala do spodných úrovní vulkanickej stavby intruzívnym mechanizmom, podobne ako telesá ložného typu.

Stratovulkanický komplex vrátane ložných intrúzií je v oblasti hrasti intenzívne premenený vrátane ložných intrúzií a tektonicky postihnutý v súvislosti s blokovými pohybmi. Tieto pohyby formovali hrast'ovú štruktúru a boli aktívne pri vzniku rudných žíl.

Ložné intrúzie (silly a lakolity):

159a pyroxénický andezitový porfýr(± amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezitový porfýr vystupuje v rôznych úrovniach vulkanickej stavby. V podobe ložných intrúzií v bazálnej úrovni je pri Zlatne v oblasti Richnavskej doliny (v jeho nadloží sú tufizitové brekcie), v spodnej úrovni vulkanickej stavby je prítomný s. od Štiavnického rybníka a vo vyšších úrovniach spodnej stavby je v širšej oblasti Banskej Štiavnice. Andezitový porfýr je drobný až strednoporfýrický, masívny, s blokovou odlučnosťou. Tmavé modrozelené až sivozelené sfarbenie je dôsledkom propylitizácie (vznik chloritov).

Výrastlice tvorí plagioklas $An_{45,55}$ (0,5 – 2 mm; 30 – 35 %), hypersten (do 2 mm; 8 – 10 %) a augit (do 1,5 mm až 2 mm; 3 – 5 %). Základná hmota je mikroliticko-zrnná. V dôsledku propylitizácie sú tmavé minerály chloritizované, plagioklas je sericitizovaný. Základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonáty, kremeň a ílové minerály).

159b pyroxénický andezitový porfýr bohatý na augit – typ Tanád; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentuje teleso Tanádu (k. 939) z. od Banskej Štiavnice. Ložná intrúzia je uklonená na JV. Andezitový porfýr v porovnaní s predchádzajúcim typom sa vyznačuje vyšším obsahom augitu, ktorý dosahuje v hornine, podobne ako hypersten, až 10 %. Základná hmota je mikroliticko-zrnná až mikrohypidiomorfne zrnná. Andezitový porfýr s podobným zložením je rozšírený v severnej časti hrasti v spodnej úrovni vulkanickej stavby pri styku s dioritom, nad záverom doliny Handrlová nad dolinou Teplá, na severnom svahu k. 816 Bujačia a na hrebeni z. nad cestou Banská Štiavnica – Podhorie.

159c amfibolicko-pyroxénický andezitový porfýr; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí ložné intrúzie v spodnej časti vulkanickej stavby nad dolinou Richnavy v oblasti hrebeňa z. od Trsteného (k. 599 – 832). Zložitejšie teleso lakolitového typu vystupuje j. od Richnavskej doliny a Zlatna v prostredí vulkanoklastík a tufizitových brekcií. V nižších úrovniach vulkanickej stavby tvorí ložnú intrúziu s. nad Dolným Hodrušským rybníkom v hrúbke asi 80 m s úklonom na JV.

Výrastlice plagioklasu tvoria 30,2 %, pyroxénov 6,7 % a amfibolu 4,9 %. Základná hmota predstavuje 58,2 %. Teleso s podobným zložením, ale s nižším obsahom amfibolu (do 1 %) tvorí vrcholovú časť k. 800 Vtáčnik j. od jazera Klinger.

159d amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr s biotitom (\pm kremeň) – typ Myšia hora;
list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ložné telesá andezitového porfýru vyskytujúce sa v rôznych úrovniach vulkanickej stavby sú súčasťou mohutného lakolitového telesa, ktoré vniklo do spodnej stratovulkanickej stavby pravdepodobne až v záverečnom období jej vývoja. Telesá andezitového porfýru tohto typu vystupujú j. od Tanádu, kde tvoria chrbty Myšia hora (k. 802) a Šípová (k. 802), vyskytujú sa v okolí jazera Richnava, v oblasti Šementlova v Richnavskej doline a v oblasti Kopaníc. Vystupujú aj pri jv. okraji hrasti j. od Sitnianskej (Štefultova) a na východnom svahu Paradajsu.

Andezitový porfýr je masívny, stredno- až hruboporfýrický, tmavosivý až sivočierny. V dôsledku autometamorfných premien a propylitizácie nadobúda modrozelené odtiene a pri zvetraní až svetlozelené. Odlučnosť je bloková až doskovitá.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm; 20 – 30 %), hypersten (0,5 – 2 mm; 2 – 7 %), augit (do 1 mm; 0,3 – 3 %), amfibol (1 – 3 mm; 1 – 3 %) a biotit (1 – 3 mm; 1%). Základná hmota je mikroliticko-zrnatá až mikrohypidiomorfne zrnatá, prípadne až alotriomorfne zrnatá. V dôsledku premien sú tmavé minerály chloritizované, plagioklas je sericitizovaný a nahradený karbonátmi. Základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonát a kremeň).

Podobného typu je aj ložné teleso jz. od Richnavského rybníka (k. 736 Dedinské) s úklonom na J. Vyznačuje sa vyšším obsahom biotitu (do 2,6 %). Základná hmota je mikroliticko-mikropoikilitická, zrnatá.

Lávové prúdy:

Sú dominantným prvkom spodnej stratovulkanickej stavby v oblasti hrasti. Predstavujú doskovité telesá s hrúbkou od niekoľko metrov do 20 – 30 m so znakmi brekciácie v spodných a vrchných úrovniach. V spodných častiach prúdov (nad bazálnou brekciou) je vyvinutá doskovitá odlučnosť, vyššie je hrubostĺpcová až nepravidelne bloková. V dôsledku intenzívnej propylitizácie a tektonického porušenia je často obťažné až nemožné ich vzájomne rozlíšenie.

Na základe petrografického štúdia a podrobného mapovania v mierke 1 : 10 000 (Konečný a Lexa, 1993) bol v oblasti hrasti v rámci lávových prúdov vymedzený väčší počet petrografických typov andezitov, prevzatých neskôr aj do geologickej mapy 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998).

Lávové prúdy spodných úrovní vulkanickej stavby sú zložené prevažne z pyroxénických až amfibolicko-pyroxénických andezitov, v stredných až vyšších úrovniach sa ojedinele objavujú amfibolicko-pyroxénické andezity s biotitom (jz. od Podhoria, Šementlov, Richnavská dolina). Vo vyšších úrovniach spodnej stavby sú prítomné prevažne lávové prúdy intermediárnych pyroxénických andezitov a bázejších pyroxénických andezitov s vyšším obsahom augitu. Uvedené petrografické typy sa však v mierke 1 : 200 000 nemôžu graficky zobrazit'. Preto ďalej uvádzame charakteristiku hlavného a najrozšírenejšieho typu andezitu.

160a pyroxénické andezity (\pm amfibol, \pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit je drobno- až strednoporfýrický, tmavý, sivomodrý až sivočierny so zelenkavým odtieňom. Odlučnosť je doskovitá až nepravidelne bloková.

Porfýrické výrastlice tvorí plagioklas (0,5 – 2 mm; 25 – 30 %), hypersten (1 – 2 mm; 8 až 10 %) a augit (0,5 – 2 mm; 2 – 3 %), v niektorých typoch je prítomný amfibol (0 – 2 %). Základná hmota je mikrolitická, mikroliticko-hyalopilitická, skrytokryštalická až hyalínna (sklovitá), často zastretá rudnými minerálmi.

V dôsledku premien sú tmavé výrastlice chloritizované, limonitizované a nahradené karbonátmi. Plagioklas je sericitizovaný a karbonatizovaný. Základnú hmotu v závislosti od intenzity premien nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonát, kremeň, ílové minerály, pyrit a limonit). Menej zastúpené sú lávové prúdy pyroxénických andezitov s prítomnosťou amfibolu (do 2 %) a ojedinele biotitu.

160b propylitizovaný komplex, nečlenený (lávové prúdy, ložné intrúzie a vulkanoklastiká);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Do tejto kategórie sú zahrnuté horniny postihnuté hydrotermálnymi premenami do takej miery, že identifikácia pôvodného charakteru nie je možná. Ide o komplex lávových prúdov, vulkanoklastických hornín a pravdepodobne aj ložných telies. V dôsledku intenzívnej propylitizácie s metasomatickou rekryštalizáciou na zmes sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, ílové minerály a kremeň) horniny nadobúdajú sekundárne metasomatické štruktúry zastierajúce pôvodný charakter a textúry hornín.

161a tufizitové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie predstavujú intruzívnu fáciu, ktorá vznikla v dôsledku náhlej dezintegrácie vystupujúcej magmy bohatej na plynnú fázu. Táto magma prenikala intruzívnym spôsobom do spodných úrovní stratovulkanickej stavby (podobne ako ložné intrúzie), pričom využívala najmä plochy vrstvitosti vulkanosedimentárnych súvrství.

Tufizitové brekcie sa vyznačujú polymiktným zložením úlomkov. Petrograficky sa zistili fragmenty pyroxénických, amfibolicko-pyroxénických a biotiticko-amfibolicko-pyroxénických a dacitoidných andezitov, úlomky kryštalických bridlic, granitoidov, vápencov a permských sedimentov. Matrix je jemnozrnný, intenzívne chloritizovaný a karbonatizovaný. Charakteristická je prítomnosť usmernených šošovkovitých útvarov tmavozelenej farby, ktoré sú pod mikroskopom identifikované ako útržky andezitovej magmy s hyalinnou (sklovitou) základnou hmotou s fluidálnymi štruktúrami. Tieto „fragmenty“, resp. útržky sú produktom náhlej expanzie a dezintegrácie magmy a následného prudkého ochladenia.

Epiklastiká:

161b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú pri jv. okrajoch hrasti (s. od jazera Štampoch), pri v. okraji hrasti v doline Jergišťôľne (s. od Banskej Štiavnice), s. nad Jergišťôľňou a v oblasti Širokého vrchu (k. 778). V severnej časti hrasti sa fácia vyskytuje na svahoch doliny Handrlová (jv. od Sklených Teplíc). Fáciu tvorí prevažne drobný, opracovaný až neopracovaný (subangulárny) materiál s priemernou veľkosťou 3 – 10 cm (ojedinele do 30 cm) polymiktného charakteru. Prevláda pyroxénický, menej amfibolicko-pyroxénický až pyroxénicko-amfibolický andezit. Matrix je stredno- až hrubozrnný, piesčitý, výrazne propylitizovaný a homogenizovaný. Fácia je produktom prevažne fluvialneho transportu. Pri južnom okraji hrasti (na svahu doliny pri jazere Štampoch) a v blízkosti podložia sv. od Uhlísk sú odkryté polohy epiklastických stredno- až hrubozrnných pieskovcov s časťami vložkami epiklastických brekcií, konglomerátov a siltovcov. V doline Handrlová pri báze vulkanického komplexu sú zistené polohy pemzových tufov.

Spodná stratovulkanická stavba na vonkajšej strane kalderového zlomu

Spodná stavba stratovulkanického typu vychádza na povrch spod mladších produktov sarmatského vulkanizmu na jv., j., jz. a sv. svahu stratovulkánu. Dominantnou zložkou v oblasti stratovulkanického svahu sú lávové prúdy viacerých petrografických typov. V nižších úrovniach stratovulkanického svahu sa lávové prúdy striedajú s polohami pyroklastických brekcií s postupným pribúdaním epiklastík, ktoré s prechodom do sedimentačného morského bazénu v smere na juh postupne dominujú v podobe epiklastických vulkanických facií (brekcie, konglomeráty, pieskovce a siltovce). V oblasti stratovulkanického svahu vystupuje celý rad intruzívno-extruzívnych komplexov, často s nejasnou stratigrafickou pozíciou.

Prochotský intruzívny komplex (báden)

Intruzívny komplex v širšom okolí obce Prochot zahŕňa ložné intrúzie amfibolicko-pyroxénických andezitových porfýrov, nečlenený komplex propylitizovaných andezitov až an-

dezitových porfýrov a intrúziu dioritového porfýru overenú vrtom MEB-1 (Brlay, 1980). Komplex vystupuje v prostredí starších pyroxénických andezitov. Geologickým mapovaním (Šimon, 1991) v širšom okolí obce Prochot sa vymedzilo niekoľko intruzívnych telies andezitových porfýrov vystupujúcich v prostredí intenzívne hydrotermálne premenených hornín.

Intrúzie a extrúzie:

162 amfibolicko-pyroxénický andezitový porfýr až dioritový porfýr; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Porfýr predstavuje masívnu horninu s porfýrickou štruktúrou. Odlučnosť je bloková, časté sú xenolity podložných hornín. Výrastlice tvorí plagioklas (do 30 %), pyroxény a amfibol. Základná hmota je holokryštalická, zrnito-mikrolitická. Podľa Šimona (1997) andezitový porfýr tvorí prieniky so strmým priebehom. Okolité prostredie predstavuje komplex intenzívne premenených andezitov až andezitových porfýrov, a to do takej miery, že identifikácia pôvodného charakteru často nie je možná.

Vrt MEB-1 do hĺbky 550 m overil striedanie andezitových prúdov s polohami brekcií a tufov. Od hĺbky 550 m do 1 400 m vrt prenikol cez apofýzy intruzívneho telesa tvoreného dioritovými porfýrmi (Mihaliková in Brlay, 1980). Komplex je intenzívne hydrotermálne premenený (chloritizácia, sericitizácia, adularizácia) s metasomatickou rekryštalizáciou základnej hmoty. Komplex je preniknutý slabou sulfidickou mineralizáciou polymetalického typu.

Intrúzie a extrúzie v oblasti stratovulkanického plášt'a, stratigraficky nezačlenené:

Cez stratovulkanickú stavbu na vonkajšej strane kalderového zlomu v pokročilejšom období vývoja bádenského stratovulkánu prenikol väčší počet intruzívnych telies (dajky, štoky, prieniky a ložné intrúzie) a extrúzií domatického typu, ktoré vystúpili na povrch stratovulkanického svahu. Následným intenzívnym erozívnym zrezom sa v prípade uvedených telies odkryli ich podpovrchové úrovne. Pre nedostatok priamych dôkazov o ich veku (pre intenzívne hydrotermálne premeny nebolo možné urobiť ich rádiometrické datovanie) ich zahŕňame do skupiny stratigraficky nezačlenených telies.

163a hyperstenicko-amfibolický andezit – extruzívny komplex Chlm; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extruzívny komplex Chlm (j. od Rudna nad Hronom) z východnej časti utínajú zlomy, ktoré vymedzujú západný okraj pukanskej hrasti. Pri okrajoch extruzívneho komplexu, ale aj v rámci komplexu, pozorujeme prechody z masívneho andezitu do pásma napenenia a brekciácie, prípadne až do zóny extruzívnych brekcií s blokmi andezitu v silne až extrémne poréznom lávovom matrice.

Andezit je tmavosivý až zelenkavý, hruboporfýrický, s prejavmi autometamorfnnej premeny v podobe hematitizácie a rekryštalizácie. Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 20–30 %), hypersten (do 2 mm; 3 – 6 %) a amfibol (2 – 5 mm; 2 – 6 %), často opacitizovaný, sporadicky je prítomný augit a biotit. Základná hmota je v centrálnej časti mikroliticko-zrnitá, pri okrajoch prechádza do sklovitejšej formy s textúrami strmej fluidality. V dôsledku autometamorfných premien sú tmavé minerály chloritizované a hematitizované. Základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonáty a kremeň).

163b pyroxénicko-amfibolický andezit (\pm biotit) – typ Župkov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit je stredno- až hruboporfýrický, výrazne autometamorfovaný (tmavozelený až svetlozelený), s odtieňmi do svetlých hnedých odtieňov. Pri okrajoch extruzívnych telies je prechod do typických extruzívnych brekcií (chrby j. od Župkova). Lokálne pozorujeme fluidálne textúry so strmým až vertikálnym priebehom. Odlučnosť je bloková až nepravidelná.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; asi 30 %), pyroxény (do 2 mm) sú limonitizované a hematitizované. Amfibol (3 – 4 mm) je čiastočne až úplne opacitizovaný. Sporadicky sa zistil

biotit. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až hyalínna (sklovitá). V dôsledku premien sú tmavé minerály chloritizované, limonitizované až sčasti hematitizované.

163c *amfibolicko-pyroxénický andezit – extruzívne teleso Voznická skala;*

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extruzívne teleso Voznická skala s. od Rudna nad Hronom je sčasti odkryté zárezom štátnej cesty. Andezit je zelenkavý (autometamorfovaný), hruboporfýrický, s blokovou až doskovitou odlučnosťou pozdĺž strmých plôch s úklonmi 65 – 90°. Vo vyšších úrovniach andezit prechádza do autoklastických brekcií. Rozsah extrúzie nie je známy, v smere na S a Z ju prekrývajú mladšie vulkanické horniny.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm), chloritizované pyroxény (do 2 mm), a čiastočne chloritizovaný amfibol (4 – 6 mm). Základná hmota je mikroliticko-poikilitická, sčasti nahradená agregátmi sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, kremeň a karbonát).

Teleso s podobným petrografickým zložením vystupuje jv. od kalderového zlomu v oblasti doliny Račnov a príľahlých svahov (s. od Žibritova). Andezit je hruboporfýrický, svetlý, pri okrajoch je sklovitý, s prechodmi do extruzívnych brekcií. V nadloží je teleso prekryté lávovými prúdmi sarmatského vulkanizmu.

163d *pyroxénický andezitový porfýr (ložné intrúzie);* list: 35 TRNAVA

Severne od Novej Bane (asi 5 km) v oblasti Štepnice a na južnom svahu z. od Horných Hámrov v prostredí spodnej stavby sú umiestnené ložné intrúzie andezitových porfýrov. Hornina je sivomodrá, jemnozrná (výrastlice sú ťažko rozlíšiteľné), rozpad je blokový.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 0,5 mm; 35 – 40 %), pyroxény (do 0,5 mm; 8 – 10 %) sú chloritizované. Základná hmota je mikrohypidiomorfné zrnitá, sčasti nahradená agregátmi sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, karbonát a kremeň).

163e *biotiticko-amfibolicko-pyroxénický andezitový porfýr;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Rozsiahlejšie teleso ložného typu na ploche asi 6 km² je odkryté s. od kalderového zlomu v časti vysunutého bloku (Farská hora pri Šášovskom Podhradí j. od Hrona), ktorý je pokračovaním hodruško-štiavnickej hrasti. Teleso ložného typu je zo západnej strany amputované zlomom a podobne aj z južnej strany kalderovým zlomom. Pri okrajoch teleso prechádza do pásma intruzívnych brekcií. Je postihnuté autometamorfnými premenami.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm; 20 – 30 %), sčasti hematitizované pyroxény (do 2 mm; 5 – 8 %), amfibol (do 5 %) a ojedinelý biotit. Základná hmota je holokryštalická, zrnito-mikrolitická. V centrálnej časti telesa prevláda chloritizácia tmavých minerálov, pri okrajoch sa prejavuje sericitizácia, karbonatizácia, prekremenenie základnej hmoty a pyritizácia.

Žibritovský efuzívny komplex pyroxénických a bázických pyroxénických andezitov, pyroklastík a epiklastík (báden)

Komplex pomenovaný podľa obce Žibritov je rozšírený na vonkajšej strane kalderového zlomu. Buduje vrchné úrovne spodnej stratovulkanickej stavby. V západnom sektore stratovulkánu v. od okraja pukanskej hrasti dosahuje mohutný komplex lávových prúdov pyroxénických andezitov hrúbku okolo 200 m. Komplex vystupuje aj vo vyšších úrovniach svahov doliny potoka Klak (medzi Hornými Hámrami a Žarnovicou-Žarnovickou Hutou) a buduje svahy chrpta pod kótou 606 Koložiar pri jz. okraji Žiarskej kotliny. V severovýchodnom sektore stratovulkánu komplex tvorí vrchnú úroveň spodnej stavby za kalderovým zlomom (v. od Močiara). Na jv. stratovulkanickom svahu komplex buduje na vonkajšej strane kalderového zlomu vrchné časti stratovulkanickej stavby (v sektore vymedzenom medzi obcami Preňčov – Žibritov – Dobrá Niva a mestom Krupina). Okrem lávových prúdov sa na stavbe komplexu podieľajú v sv. a jv. sektore stratovulkánu aj vulkanoklastické horniny. V nadloží komplexu sa nachádzajú denudačné zvyšky produktov mladšieho sarmatského vulkanizmu.

V oblasti jz., z. až sz. svahov stratovulkánu na vonkajšej strane kalderového zlomu komplex dominantne budujú lávové prúdy. V severovýchodnom a jv. sektore stratovulkánu sa na stavbe komplexu okrem lávových prúdov podieľajú pyroklastické a epiklastické vulkanické horniny. Lávové prúdy sa striedajú s polohami pyroklastických brekcií uložených v terestrickom prostredí vo vyšších úrovniach stratovulkanickej stavby. Naproti tomu, v oblasti nižších úrovní stratovulkanického svahu sú okrem redeponovaných pyroklastík prítomné epiklastické vulkanické horniny (brekcie a brekcie – konglomeráty), ktoré oddeľujú jednotlivé lávové prúdy.

Chronostratigrafické údaje: Ako vyplýva zo superpozície, komplex buduje najvyššiu (a pravdepodobne aj najmladšiu) časť spodnej stratovulkanickej stavby v oblasti stratovulkanického svahu na vonkajšej strane kalderového zlomu. V juhovýchodnom sektore stratovulkánu je komplex uložený na sebechebskej formácii. Jej vek na základe biostratigrafických údajov je stanovený na stredný bádén. Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou sa zistil vek lávových prúdov $13,7 \pm 0,6$ MA (Černyšev, ústna informácia), ktorý zodpovedá mladšiemu obdobiu stredného až vrchného bádenu.

Lávové prúdy:

Tvoria ploché doskovité až jazykovité telesá s premenlivou hrúbkou, od niekoľko metrov do 15 – 20 m, vo vyšších úrovniach stratovulkanickej stavby. V nižších úrovniach lávové prúdy dosahujú hrúbku až 50 – 100 m. Na báze prúdov je často zóna brekciácie a zvýšenej oxidácie. Vyššie nasleduje andezit s doskovitou odlučnosťou (v smere plôch laminácie) a vyššie je prechod do stĺpcovej, prípadne hruboblokovej odlučnosti. Príkladom stĺpcovej odlučnosti sú skalné bralá v oblasti vrchu Štangarigel asi 2 km jz. od Žibritova. Vo vrchnej časti lávových prúdov je andezit porézny, výrazne zoxidovaný, s prechodmi do lávových brekcií. Brekciácia prúdov dosahuje v niektorých prípadoch 30 až 50 % ich hrúbky.

164 *lávové prúdy pyroxénických andezitov stredného až bazického zloženia;*

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Je to najrozšírenejšia petrografická varieta v rámci lávových prúdov. Andezit je tmavosivý až sivočierny, drobný až strednoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas An_{60-69} (1 – 2 mm; 20 až 27 %), hypersten (1 – 2 mm; 10 – 12 %) a augit (2 – 4 %). Základná hmota (50 – 60 %) je mikroliticko-pilotaxitická, často zastretá magnetitovým pigmentom do hnedočierna. V prípade hydrotermálnej premeny (propylitizácie) sú tmavé minerály chloritizované.

V rámci lávových prúdov pozorujeme značnú variabilitu v zastúpení tmavých minerálov, najmä pyroxénov, ku ktorým sa v nepatrnom zastúpení pridávajú amfibol a olivín. Petrografickým štúdiom najmä v jz. sektore stratovulkánu sa rozlíšili tieto variety: pyroxénický andezit bohatý na augit, hyperstenicko-augitický andezit, pyroxénický andezit s olivínom (0,5 – 2 %), augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom (do 1,5 %) a hyperstenický andezit ± augit (geologická mapa 1 : 50 000 a vysvetlivky; Konečný et al., 1998).

Pyroklastiká:

165a *vulkánske brekcie a chaotické brekcie pyroklastických prúdov;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na v. svahu pod k. 644 Rakytový kruh a pod hrebeňom s kótou 599,4. Brekciu tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 10 – 30 cm až bloky do 40 cm, prevažne so subsférickým obmedzením (typu bômb s drsným poréznym povrchom). Matrix je tufovo-lapilový, s drobnými troskovými fragmentmi do veľkosti 5 – 8 cm, so znakmi spekania (aglutinovania). Vo vertikálnom profile je možné pozorovať hrubé gradačné zvrstvenie so striedaním polôh s prevahou blokov a bômb s polohami drobnejších pyroklastických brekcií. Pyroklastická brekcia je produktom erupcií vulkánskeho typu. Na východnom svahu pod Krásnym vŕškom a na východnom svahu pod Rakytovým vrchom (k. 644) sú telesá chaotických brekcií s hrúbkou 15 až 20 m. Tvoria ich fragmenty prevažne s rozmermi 15 – 30 cm až bloky do 0,5 m. Prevládajú

fragmenty až bloky s napenenou stavbou, prevažne subsférické, s textúrami explozívnej dezintegrácie. Bloky nepórovitého andezitu sú prevažne angulárne. Matrix je tufovo-lapilový, výrazne spečený, uloženie je chaotické. Brekcia zodpovedá uloženinám typu pyroklastických prúdov.

165b redeponované pyroklastiká; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú rozšírené v nižších úrovniach východného stratovulkanického svahu (pod k. 591 a k. 644 z. od Dobrej Nivy) a v blízkosti kalderového zlomu (pod k. 815,4). Hlavnú zložku tvoria silne napenené fragmenty pyroklastického typu s priemernou veľkosťou 5 – 25 cm až bloky do 0,5 – 2 m. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy a drobných úlomkov. Textúry zvrstvenia a známky triedenia poukazujú na redepozíciu pôvodného pyroklastického materiálu.

Epiklastiká:

166a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie tvorí hruboúlomkovitý materiál (priemerná veľkosť je 25 – 40 cm až bloky do 1,5 m), subangulárny až angulárny, v menšej miere opracovaný. Matrix je piesčitý, sivohnedý, s vyšším obsahom drobného opracovaného až angulárneho materiálu. Úlomkový materiál je hrubo triedený a uložený s náznakmi zvrstvenia.

166b epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú prevažne v nižších úrovniach stratovulkanického svahu. Prevláda úlomkový materiál s rozmermi 5 – 15 cm (zriedka do 30 cm). Klastický materiál sa vyznačuje nízkym stupňom opracovania, je hrubo triedený a uložený v tufovo-piesčitom matrixe so znakmi zvrstvenia.

167a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fáciu tvorí hrubý až blokový andezitový materiál (priemerná veľkosť 20 – 40 cm až bloky do 120 cm), subangulárny až výrazne opracovaný. Hrubé bloky pochádzajú prevažne z rozpadu lávových telies. Drobnjší materiál (5 – 20 cm) tvorí prevažne pyroxénický andezit s napenenou stavbou (fragmenty pyroklastického typu). Matrix je piesčitý až tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami. Triedenie úlomkového materiálu je výrazné, je uložený v lavicovitých polohách s výrazným zvrstvením (sv. svahy stratovulkánu).

167b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až drobné;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyznačujú sa prevahou drobného opracovaného materiálu s priemernou veľkosťou 5 až 15 cm (zriedkavo do 20 – 30 cm) s variabilným stupňom opracovania. Okrem subangulárnych fragmentov sú prítomné fragmenty výrazne opracované, konglomerátového typu. Matrix je tufovo-piesčitý. Úlomkový materiál je výrazne triedený a zvrstvený, často sa strieda s polohami pieskovcov. Komplexná fácia predstavuje produkty splachového a gravitačného transportu (lahary), často prostredníctvom dočasných tokov. Fácia je rozšírená v blízkosti hrubých až blokových brekcií – konglomerátov v úrovni nižších svahov z. od Babinej.

Sebechlebská formácia, extrúzie, lávové prúdy amfibolicko-hyperstenických andezitov, pyroklastiká a epiklastiká (báden)

Horniny sebechlebskej formácie uložené na južnom stratovulkanickom svahu (j. od kalderového zlomu) budujú stratovulkanický komplex so striedaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. Južnejšie od okraja územia prechádza formácia do epiklastických súvrství (j. od Hontianskych Nemiec) uložených v morskom prostredí. Na stavbe stratovulkanického komplexu sa zúčastňujú lávové prúdy (v. svah doliny Štiavnického potoka), chaotické brekcie pyroklastické

kých prúdov, laharov a hrubých až blokových epiklastických brekcií. V nižších úrovniach stratovulkanického svahu s prechodom do periférnej vulkanickej zóny postupne prevládajú fácie epiklastických hornín – epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, konglomeráty a pieskovce s polohami pemzy a siltovcov. Pri úpätí stratovulkanického svahu sú uložené polohy pemzových tufov.

Chronostratigrafické údaje: Mikrofaunistické spoločenstvo v sedimentoch vo vrte GK-3 (úsek 59 – 79 m) podľa Lehotayovej (in Konečný et al., 1966) zodpovedá vrchnej časti spodného bádenu. V južnej časti formácie pri Horných Turovciah sa v sedimentoch zistila fauna stredného bádenu (Brestenská et al., 1980).

168a extrúzia amfibolicko-hyperstenického andezitu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupuje pri južnom okraji kalderového zlomu severne od Preňčova. Predstavuje časť pôvodne rozsiahlejšieho telesa, zo severnej časti amputovaného kalderovým zlomom. Amputovanú časť poklesnutú v rámci kaldery potvrdil vrt PK-4. Pri južnom okraji extruzívneho telesa je pásmo autoklastických extruzívnych brekcií.

Andezit je hruboporfýrický, svetlosivý až červenkastý (v dôsledku autometamorfných premien). Odlučnosť je bloková až doskovitá.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 25 – 30 %), augit (2 mm; 1 – 2 %), hypersten (do 3 mm; 6 – 10 %) a opacitizovaný amfibol (5 – 10 mm; 2 – 4 %). Základná hmota je hyalopilitická, v centrálnej časti telesa je mikrolitická. V dôsledku autometamorfných premien sú tmavé minerály hematitizované, amfibol je opacitizovaný.

Lávové prúdy:

168b amfibolicko-hyperstenický andezit; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Tvorí ploché doskovité až jazykovité telesá s hrúbkou 20 – 50 m s generálnym úklonom 5 – 15° na J až JV. Telesá pokračujú zo stratovulkanického svahu až po jeho úpätie pri okrajoch litorálnej zóny, kde sa končia s. od obce Hontianske Nemce a Sebechleby. V bazálnej časti sú lávové prúdy často zbrekčovatené, s blokmi sklovitého andezitu. Vo vrchnej časti prechádzajú do svetlejších sivých a červenkastých lávových brekcií so sférickými napenenými fragmentmi až blokmi a zrnitým, viac zoxidovaným matrixom. Lávové prúdy končiace sa pri okrajoch litorálnej zóny podliehali v príbojovej zóne deštrukcii a poskytovali hrubý až blokový materiál na vznik konglomerátových facií pobrežnej zóny. Andezit je strednoporfýrický, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a amfibol, základná hmota je mikrolitická.

168c augiticko-hyperstenický andezit (± amfibol); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Je rozšírený prevažne vo vyšších úrovniach formácie. V rámci tohto územia vystupuje v oblasti chrbta Breziny (k. 599) západne od obce Beluj. Andezit je strednoporfýrický, odlučnosť je doskovitá až bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 3 mm; 30 – 35 %), hypersten (1 – 3 mm; 6 – 10 %) a augit (do 2 mm; 0 – 3 %), amfibol je ojedinelý. Základná hmota je mikrolitická a mikroliticko-poikilitická. V prípade lávových brekcií je základná hmota hyalopilitická až sideronitová.

Pyroklastiká:

169a chaotické brekcie pyroklastických prúdov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Chaotické brekcie pyroklastických prúdov na južnom stratovulkanickom svahu tvoria ploché jazykovité telesá, orientované dlhším rozmerom generálne v smere na JV až na J. Hrúbka telies varíruje od niekoľko metrov do 30 – 50 m až 80 m. Brekcie pozostávajú z fragmentov s priemernou veľkosťou 5 – 20 cm, v menšej miere sú prítomné bloky do 0,5 – 0,8 m a ojedinele aj viac. Prevládajú mierne až silne porézne fragmenty, primárne so subsférickým obmedzením, zatiaľ čo fragmenty celistvých neporéznych andezitov sú zastúpené len nepatrne.

Matrix je tufový, s obsahom drobných napenených fragmentov, často silno konsolidovaný, zoxidovaný (hnedočervený až sivomodročierny), často spečený a homogenizovaný. Uloženie je chaotické.

169b pemzové tufy; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

V oblasti stratovulkanického svahu sú uložené nesúvislé polohy pemzových tufov (popolovo-pemzové prúdy a redeponované pemzové tufy) s menšou hrúbkou (0,5 – 2 m). Väčšiu hrúbku (20 – 30 m) dosahujú uloženiny pemzových tufov pri úpätí stratovulkanického svahu v blízkosti litorálnej zóny (pri obci Hontianske Nemce, s. a z. od obce Devičie pri Krupine a j. od Krupiny). V rámci pemzových tufov sú rozlíšené uloženiny pemzových prúdov a polohy redeponovaných tufov.

Popolovo-pemzové prúdy tvoria úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 1 – 3 cm (30 až 60 %), ojedinele až do 10 – 15 cm, s nepravidelným až subsférickým obmedzením. Matrix je popolovo-pemzový. Tvoria ho jemnejší pemzový detrit a vitrokryštalický tuf. Sporadicky sú prítomné úlomky sklovitých andezitov (1 – 10 %). Uloženie popolovo-pemzového materiálu je chaotické, bez známkov triedenia a zvrstvenia. V niektorých prípadoch pozorujeme čiastočné spekanie materiálu, sprevádzané kompakciou a zosklovaním matrixu.

Redeponované pemzové tufy sa vyznačujú triedením a hrubým zvrstvením pemzového materiálu uloženého v polohách striedajúcich sa s vložkami až vrstvami epiklastických vulkanických pieskovcov, s klastickým materiálom a polohami siltovcov (odkryvy j. od Krupiny na svahoch doliny Krupinice). Pemzové tufy náležia k amfibolicko-pyroxénickým a hyperstenicko-amfibolickým andezitom (\pm biotit). Textúry poukazujú na uloženie vo fluvialno-limnickom prostredí pri úpätí stratovulkanického svahu.

Epiklastiká:

170a chaotické brekcie laharov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Telesá laharových brekcií tvoria ploché až jazykovité telesá s hrúbkou od niekoľko m do 25 – 30 m. Sú orientované generálne na J. Sledujeme ich z oblasti stratovulkanického svahu do litorálnej až sublitorálnej zóny v dĺžke do 5 – 6 km. Zakončenie telies v sublitorálnej zóne je často výsledkom ich deštrukcie v morskom prostredí (v pokračovaní telies sú uložené polohy konglomerátov a pieskovcov). Uloženie bázy na podložných sedimentoch je ostré, diskordantné, lokálne so znakmi erózie podkladu. Laharové brekcie sú zložené prevažne z fragmentov s priemernou veľkosťou 5 – 30 cm, sporadicky z blokov do 2 – 3 m. Obmedzenie úlomkov a blokov je angulárne až subangulárne, časť blokov je opracovaná až ováľaná. V menšej miere sú prítomné fragmenty s napenenou stavbou a subsférickým obmedzením. Matrix tvorí 20 až 50 %, je tufovo-piesčitý, s premenlivým obsahom ílovito-siltovej zložky. Časté sú úlomky drevitých častí, ojedinele sa vyskytujú dutiny po stromoch. Ich orientácia indikuje smer pohybu lahara (laharová brekcia pri odbočke zo štátnej cesty do obce Medovarce). Uloženie je chaotické, vulkanický materiál je polymiktný. Brekcie studených laharov sa vyznačujú vyšším podielom ílovito-piesčitej zložky. Naproti tomu, brekcie horúcich laharov obsahujú vyšší podiel pyroklastických fragmentov s napenenou stavbou.

170b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Vystupujú prevažne v oblasti južného stratovulkanického svahu a pri jeho úpätí. Brekcie tvoria prevažne fragmenty s rozmermi 15 – 35 m a sporadicky bloky do 1 – 2 m so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Obsah hruboklastickej zložky varíruje zhruba v rozmedzí 40 až 70 % oproti matrixu. Matrix je tufovo-piesčitý, zrnitý, s podstatným zastúpením drobných angulárnych úlomkov. Zvrstvenie je iba naznačené, triedenie je nízke. Telesá hrubých až blokových brekcií sa často striedajú s polohami drobných až stredných epiklastických vulkanických brekcií, ktoré pre malú hrúbku nie sú vyznačené na mape.

171a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú uložené severne od Hontianskych Nemiec v oblasti prechodu zo stratovulkanického svahu do distálnej zóny, severnejšie od pásma hrubých až blokových konglomerátov litorálnej zóny. Vyznačujú sa prevahou úlomkového materiálu s rozmermi 15 – 50 cm až blokmi do 1 – 2 m s variabilným stupňom opracovania. Okrem dobre až dokonale opracovaných blokov sú prítomné subangulárne až angulárne úlomky až bloky. Matrix je hrubozrný, piesčitý, s drobným klastickým materiálom. Triedenie a zvrstvenie je často len hrubo naznačené. Komplexná fácia je výsledkom gravitačného transportu úlomkov až blokov, resp. produktom sutinových prúdov s miešaním opracovaného materiálu pochádzajúceho z fluvialnych tokov.

171b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, drobné až stredné;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené v strednej až severnej časti distálnej vulkanickej zóny (oblasť Hontianske Tesáre – Horné Rykynčice). Fácia sa vyznačuje prevahou úlomkov až blokov s rozmermi 5 – 25 cm (ojedinele viac) a vyšším stupňom triedenia a výraznejším zvrstvením. Matrix je hrubozrný, piesčitý.

172a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Je to charakteristická fácia litorálnej zóny v širšom pásme Krupina – Hontianske Nemce – Sebechleby, ktorá pokračuje na J zhruba po oblasť Badín – Selce – Medovarce – Hontianske Tesáre. Hlavnú zložku (60 – 80 %) tvorí hrubý až blokový a balvanovitý materiál s blokmi veľkými prevažne 30 – 60 cm (sporadicky bloky do 1 m a viac) s vysokým stupňom opracovania. Matrix je hrubozrný, piesčitý, s drobnejším opracovaným klastickým materiálom. Triedenie je výrazné. Hrubý až blokový materiál je uložený v subhorizontálnych polohách striedajúcich sa s polohami pieskovcov. Na báze konglomerátových polôh sú časté erozívne zárezy vyplnené balvanovitým materiálom.

Horizonty hrubých až blokových konglomerátov sa uložili pri južnom úpätí stratovulkanického svahu v oblasti prechodu do plochého reliéfu litorálneho pásma. Blokový materiál pochádza prevažne z deštrukcie lávových prúdov, ktoré dosiahli pobrežnú zónu. V smere na J pozorujeme postupné zmenšovanie rozmerov balvanovitého materiálu s prechodom do fácie stredných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov.

172b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až hrubé;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Hlavnú zložku tvorí dobre až dokonale opracovaný balvanovitý materiál, prevažne s rozmermi 10 – 30 cm (ojedinele viac). Matrix je hrubozrný, s drobnejším opracovaným klastickým materiálom, triedenie a zvrstvenie je výrazné. V rámci konglomerátových polôh sú prítomné nesúvislé vložky až polohy epiklastických vulkanických pieskovcov a drobných konglomerátov. Fácia stredných až hrubých epiklastických vulkanických konglomerátov je rozšírená najmä južne od horizontu hrubých až blokových konglomerátov. Tendenciu zmenšovania rozmerov balvanovitého materiálu v smere na J je možné pozorovať v zárezoch štátnej cesty Hontianske Nemce – Domaníky – Hontianske Tesáre (svahy doliny Štiavnického potoka). V podložných sedimentoch sú často hlboké zárezy vyplnené konglomerátovým materiálom. Predstavujú výplne korýt riek a potokov pokračujúcich zo stratovulkanického svahu a vyúsťujúcich do litorálnej zóny (odkryv v záreze štátnej cesty j. od Domaník).

172c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Vystupujú v podobe vložiek až nesúvislých polôh v rámci epiklastických súvrství v strednej až severnej časti distálnej vulkanickej zóny. Súvislejšie rozšírenie v podobe zmapova-

tel'ných polôh nadobúdajú drobné epiklastické vulkanické konglomeráty najmä v južnej časti distálnej zóny (v širšom okolí Turoviec a Plášťoviec). Hlavnú zložku tvorí dobre až dokonale opracovaný a ováľaný materiál (obliaky s \varnothing 5 – 10 cm, zriedkavo 15 – 20 cm aj viac). Triedenie a zvrstvenie je výrazné. Časté sú vložky až polohy hrubozrnných pieskovcov s textúrami krížového a gradačného zvrstvenia.

173a epiklastické vulkanické pieskovce, stredno- až hrubozrnné;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Predstavujú charakteristickú a prevládajúcu fáciu litorálneho až sublitorálneho pásma. V severnej časti územia v oblasti stratovulkanického svahu sú pieskovce hrubozrnejšie (zrno 0,5 – 3 mm), slabo roztriedené a hrubo zvrstvené, s malou hrúbkou (od desiatok cm do 5 – 8 m). Časté sú vložky drobného klastického materiálu do veľkosti 5 – 8 cm s nízkym stupňom opracovania. V smere na J s prechodom do litorálnej až sublitorálnej zóny výrazne narastá stupeň triedenia materiálu, časté sú textúry krížového, šikmého a gradačného zvrstvenia. Vložky a polohy drobných epiklastických konglomerátov a mikrokonglomerátov zvyrazňujú krížové a šikmé zvrstvenie (zárezy štátnej cesty Medovarce – Rykynčice). V súvrstviach epiklastických vulkanických pieskovcov sú časté vložky až polohy redeponovaných pemzových tufov, ktoré indikujú obdobia explozívnej aktivity. V pokračovaní na J s prehľbovaním sedimentačného priestoru sú častejšie vložky siltovcov, ktoré nadobúdajú povahu súvislejších polôh j. od obce Rykynčice (časti Dolné Rykynčice). Pieskovce s prechodom do hlbších častí sedimentačného priestoru sú jemnozrnejšie a výraznejšie triedené, časté sú textúry poukazujúce na depozíciu materiálu z turbiditov, znotokov a hyperkoncentrovaných prúdov.

173b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov; list: 46 LUČENEC

Predstavujú komplexnú fáciu tvorenú prevažne epiklastickými vulkanickými pieskovicami s častými vložkami až súvislejšími polohami drobných až stredných konglomerátov (nie sú zobraziteľné na mape v tejto mierke). Väčšie rozšírenie má komplexná fácia v pásme plytkého sublitorálu v oblasti Domaniky – Hontianske Tesáre a v oblasti svahov a plochých vrcholov západne a východne od Rykynčíc. Konglomerátové vložky až polohy tvorí dobre až dokonale opracovaný balvanovitý materiál s rozmermi 5 – 25 cm. Na báze konglomerátových polôh v pásme plytkého sublitorálu pozorujeme erozívne zárezy vyplnené štrkovo-konglomerátovým materiálom (zárezy štátnej cesty j. od Domaník). Predstavujú výplne riečnych korýt vyúsťujúcich do litorálnej zóny.

173c epiklastické vulkanické siltovce; list: 46 LUČENEC

V súvislejšom plošnom rozšírení vystupujú v južných častiach sedimentačného bazénu v širšej oblasti medzi Plášťovcami a Hornými Semerovcami. Siltovce sú svetlé (ružové, okrové a sivomodré) jemnozrnné sedimenty, často laminované jemnozrnnými pieskovicami. Rozpad je nepravidelný, doštičkovitý až kockovitý. Časté sú vložky pemzy. Odtlačky listov, flóry a drevitých častí poukazujú na ich splach z vynoreného kontinentu. Šošovky konglomerátov a pieskovcov uložené v siltovcoch pri obci Plášťovce sa považujú za produkty masového transportu sklzmi a hustotnými prúdmi (Vass, 1971). Aj prítomnosť úlomkov siltovcov v pieskovcových telesách dokumentuje masový transport v podobe znotokov. Uloženie siltovcových polôh indikuje relatívne pokojné, nie príliš hlboké sedimentačné prostredie (poukazujú na to zvyšky koreňov mangrovov), do ktorého epizodicky vnikali hustotné prúdy a znotoky. Sedimenty v priestore medzi Plášťovcami a Turovcami vymedzil Vass (1971) ako plášťovské vrstvy.

173d jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s polohami siltovcov a pemzy;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené v južnej časti sedimentačného priestoru v širšej oblasti v. od Veľkých Turoviev. Jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce sú sivé až modrosivé, tvorí ich vytriedený jemnozrnný materiál (zrno menšie ako 0,3 mm až nerozlíšiteľné). Často sa striedajú s vrstvičkami

až polohami siltovcov. V rámci fácie sú prítomné aj vložky strednozrnných pieskocov a drobných konglomerátov, resp. štrkov a tufitických pieskocov. V smere na západ jemnozrnné pieskovce postupne prechádzajú do epiklastických vulkanických siltovcov. Na sv. svahu stratovulkánu (z. od Krupiny) vo výplni paleodoliny smeru SZ – JV sa pieskovce striedajú s polohami redeponovaných pemzových tufov, s zložkami siltovcov a konglomerátov.

Komplex lávových prúdov a vulkanoklastík biotiticko-amfibolicko-pyroxénických andezitov – sv. sektor stratovulkánu (báden)

Komplex vystupuje na sv. stratovulkanickom svahu v rámci relatívne vyzdvihnutého bloku Farskej hory (v jeho v. častiach po dolinu Močiarskeho potoka). V jeho nadloží sú uložené relikt sarmatského vulkanizmu v podobe výplne paleodoliny (oblasť k 718 Suť). V smere na S od Hrona pokračuje do južnej časti Kremnických vrchov, kde ho prekrývajú mladšie jednotky sarmatského vulkanizmu.

Ďalšie odkryvy komplexu sú na sv. svahu stratovulkánu situované východnejšie v pásme od Jalnej po Hronskú Breznicu. Jeho pokračovanie na S od Hrona je zakryté pod mladším komplexom pyroxénických andezitov, pod produktmi studenskej formácie a pod produktmi sarmatského vulkanizmu. Komplex je sčasti denudovaný. V oblasti Farskej hory dosahuje hrúbku asi 250 m. Komplex tvoria lávové prúdy striedajúce sa s polohami hrubých až blokových epiklastických vulkanických brekcií a konglomerátov.

Chronostratigrafické údaje: Na základe superpozičných vzťahov sa komplex považuje za bádenský (stredný báden).

174a *lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy tvoria ploché doskovité telesá s priemernou hrúbkou 20 – 50 m, generálne uklonené na S. V nižších úrovniach stratovulkanického svahu dosahujú hrúbku 50 – 80 m. Odľučnosť je doskovitá až bloková, vo vrchnej časti prúdov je andezit porézny, s prechodom do autoklastických lávových brekcií. Andezit je hruboporfýrický, tmavosivý až sivočierny, v pásmach oxidácie a brekciácie je hnedočervený.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm; 25 – 30 %), hypersten, augit (1 – 2 mm; 8 – 10 %), amfibol (3 – 5 mm; 5 %) a biotit (do 3 mm; 1 – 2 %). Základná hmota je pilotaxitická, často zastretá hematitom. Autometamorfne premeny v prípade hrubších prúdov sa prejavujú opacitizáciou amfibolu a biotitu a hematitizáciou pyroxénov.

174b *hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené v podloží aj nadloží lávových prúdov (záver doliny potoka Kamenná, spodná časť doliny Bystrého potoka, svahy doliny Hrona pri Hronskej Breznici a v. od Šášovského Podhradia). Brekciu tvorí hrubý až blokový materiál s priemernou veľkosťou 20 – 30 cm až bloky do 1 – 2 m. Okrem angulárnych a subangulárnych úlomkov až blokov je prítomný aj mierne opracovaný materiál. Triedenie je nízke, zvrstvenie hrubé až nezreteľné. Matrix je tufovo-piesčitý. Laterálne prechádzajú do triedených konglomerátov (výplne riečnych korýt a občasných tokov).

Komplex lávových prúdov, extrúzií a intrúzií amfibolicko-pyroxénických a pyroxénicko-amfibolických andezitov, pyroklastík a epiklastík – z. sektor stratovulkánu (báden)

Komplex je rozšírený v sz. segmente stratovulkanickej stavby. Je uložený na staršom komplexe pyroxénických andezitov, prípadne na predvulkanickom podloží (oblasť medzi Župkovom a Pílou). Komplex je odkrytý na severnom svahu doliny Hrona (pri Orovnici), v doline Orovnického potoka, j. od Hrona v Liešanskej doline, j. od Tekovskej Breznice, ssz. od Novej Bane v oblasti Štólov, pri sz. okraji územia v oblasti vrchu Jazarec a z. od Župkova. Na báze

komplexu v. od Župkova je uložené súvrstvie epiklastických vulkanických pieskocov, brekcií a konglomerátov bezprostredne na horninách predvulkanického podložja. V ich nadloží sú uložené lávové prúdy, ktoré budujú oblasť stratovulkanického svahu. Striedajú sa s polohami hrubých až blokových epiklastických brekcií, laharov a pyroklastických prúdov. Súčasťou komplexu sú aj ložné intrúzie (silly a lakolity) pyroxénicko-amfibolických andezitových porfýrov (Jazarec – Búriov štál) a extrúzia hyperstenicko-amfibolického andezitu sz. od Novej Bane.

Chronostratigrafické údaje: Komplex je situovaný v blízkosti bázy vulkanickej stavby (v nadloží staršieho komplexu pyroxénického andezitu. V severnej časti územia epiklastické súvrstvia prechádzajú do bezprostredného nadložja predterciérnych hornín. Z toho vyplýva pozícia komplexu v nižších až spodných úrovniach vulkanickej stavby.

Lávové prúdy, extrúzie a intrúzie:

175a lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit je drobn- až strednoporfýrický, sivočierny až tmavozelený (propylitizovaný), s doskovitým až nepravidelným rozpadom. V spodných, a najmä vo vrchných úrovniach prechádza do svetlých pórovitých brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 20 – 25 %), hypersten (1 – 1,5 mm; 4 – 8 %), augit (1 mm; 2 – 4 %) a amfibol (2 – 3 mm; 1 – 6 %). Základná hmota je mikrolitická, mikroliticko-hyalopilitická a poikilitická. Tmavé minerály sú sčasti až úplne chloritizované.

175b lávové prúdy pyroxénicko-amfibolického andezitu; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit tohto typu je zriedkavou varietou. Vystupuje na východnom svahu kóty 710 Jazarec (v. od Malej Lehoty). Andezit je hruboporfýrický, tmavosivý až sivozelený (propylitizovaný). Odlučnosť je bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm; 25 – 30 %), chloritizované pyroxény (augit, hypersten 1 – 2 mm; 8 – 10 %) a opacitizovaný amfibol (2 – 4 mm; 6 – 12 %). Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická, často rekryštalizovaná.

175c extrúzia amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúziálne teleso s prechodom do lávového prúdu je na severnom a južnom svahu doliny z. od Žarnovice (v úseku medzi Žarnovickou Hutou a Hornými Hámrami). Z východnej strany je teleso uťaté kalderovým zlomom, v smere na Z sa postupne vyklinuje. Teleso je uložené na staršom komplexe pyroxénických andezitov, v nadloží ho prekrýva komplex lávových prúdov bázického pyroxénického andezitu.

Andezit je hruboporfýrický, odlučnosť je nepravidelná, bloková, vo vrchnej časti je andezit pórovitý, s prechodom do extrúziálnych brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 4 mm; 24,7 %), hypersten (do 2 mm; 1,6 %), augit (do 2 mm; 0,2 %) a amfibol (2 – 5 mm; 0,3 %). Základná hmota je pilotaxitická, sčasti poikilitická. Tmavé minerály sú sčasti chloritizované a hematitizované až limonitizované.

175d extrúzia hyperstenicko-amfibolického andezitu; list: 35 TRNAVA

Teleso extrúziálneho typu vystupuje v prostredí lávových prúdov 2,2 km sz. od Novej Bane (chrbát jv. od Hrčovho vrchu). Teleso s izometrickým až mierne eliptickým prierezom (asi 600 x 700 m) predstavuje sivočierny až svetlosivý hruboporfýrický andezit. Odlučnosť je bloková, nepravidelná. Pri okrajoch teleso prechádza do autoklastických extrúziálnych brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas, často rozlamaný (2 – 3 mm; asi 25 %), hypersten (0,5 – 1 mm; 6 až 8 %) a zelený steblovitý amfibol (5 – 8 mm; 8 – 10 %). Základná hmota je mikroliticko-hyalínna (sklovitá), porézna a sčasti dezintegrovaná. Tmavé minerály sú sčasti chloritizované.

175e ložná intrúzia (lakolit) pyroxénicko-amfibolického andezitového porfýru;

list: 35 TRNAVA

Ložná intrúzia lakolitového typu preniká v podobe niekoľkých apofýz do epiklastického súvrstvia na západnom až severnom svahu k. 710 Jazarec v. od Malej Lehoty. Maximálna hrúbka ložnej intrúzie je 80 – 100 m. Hornina je stredno- až hruboporfýrická, tmavozelená až čiernozeleňá (propylitizovaná), zvetráva do svetlozelených odtieňov. Odľučnosť je bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 2 mm; asi 35 %), pyroxén (do 2 mm; často chloritizovaný, asi 5 %) a sčasti chloritizovaný amfíbol (4 – 5 mm a viac; asi 5 – 8 %). Základná hmota je mikroalotriomorfne až mikrohypidiomorfne zrnitá, sčasti nahradená sekundárnymi minerálmi (chlorit, sericit, karbonát a kremeň).

Intrúzia podobného typu na južnom svahu doliny j. od Horných Hámrov je umiestnená medzi komplexom pyroxénického andezitu v podloží a komplexom lávových prúdov bázického pyroxénického andezitu v nadloží.

Pyroklastiká:

176 chaotické brekcie pyroklastických prúdov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

V oblasti stratovulkanického svahu (svahy doliny potoka Orovnica) sú polohy chaotických brekcií, identifikované ako uloženy pyroklastických prúdov. Vystupujú vo svahu doliny Orovnického potoka. Hlavnú zložku tvoria výrazne napenené fragmenty prevažne so subsférickým obmedzením do veľkosti 20 – 30 cm, ojedinele do 40 – 50 cm. Sporadicky sú prítomné bloky s rozpadom pozdĺž radiálnych trhlin (známky autoexplozivita). Matrix je tufový a vyznačuje sa vyšším stupňom konsolidácie až spekania. Uloženie je chaotické. Úlomkový materiál náleží k amfibolicko-pyroxénickému andezitu.

Epiklastiká:

177a laharové brekcie; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Predstavujú produkty masového transportu. Sú identifikované z. od Orovnice a v doline Orovnického potoka. Tvorí ich úlomkový materiál s priemernou veľkosťou 15 – 35 cm až bloky do 50 – 80 cm. Úlomky sú subangulárne až angulárne obmedzené (sporadicky oválne), uložené chaoticky. Matrix je hrubozrnný, piesčitý až ílovito-piesčitý, s úlomkami do 3 – 5 cm.

177b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na svahoch doliny Orovnického potoka a sz. od Novej Bane (Štále) v asociácii s lávovými prúdmi. Brekcie tvoria fragmenty s veľkosťou prevažne 5 – 30 cm, ojedinele bloky do 0,5 – 0,8 m so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Matrix je hrubozrnný, zelenosivý, silne propylitizovaný. Klastický materiál je slabo triedený až netriedený. Lokálne sú prítomné textúry typické pre masový transport prostredníctvom laharov a úlomkových prúdov. Menej zastúpené sú polohy epiklastických vulkanických brekcií s drobným až stredným úlomkovým materiálom.

177c epiklastické vulkanické pieskovce, brekcie a konglomeráty; list: 35 TRNAVA

Epiklastické súvrstvie je uložené v severnej časti stratovulkanického svahu v oblasti medzi Pílou a Župkovom a v oblasti Jazarec. Dominantnú zložku tvoria epiklastické vulkanické pieskovce, v ktorých vo variabilnom zastúpení je prítomný prevažne drobný úlomkový materiál (5 až 10 cm), sčasti opracovaný až subangulárny, prípadne až polohy drobných až stredných konglomerátov. Lokálne pozorujeme zvrstvenie a výrazné triedenie. V dôsledku intenzívnej propylitizácie sú primárne textúry často zastreté až nezreteľné. Materiál je výrazne polymiktný, s podstatným zastúpením nevulkanickej zložky z podložných hornín.

Intruzívny komplex Beluj – j. od kalderového zlomu (spodný bádén)

Na jv. stratovulkanickom svahu (j. od kalderového zlomu) v širšom okolí obce Beluj je intruzívny komplex amfibolicko-hyperstenického andezitového porfýru, odkrytý denudačným zrezom. Intruzívny komplex vystupuje v prostredí staršieho komplexu pyroxénických andezitov (\pm amfibol), ktoré sú jeho účinkom hydrotermálne premenené. Hydrotermálne premeny postihujú aj komplex extrúzií, pyroklastík a epiklastík amfibolicko-hyperstenických andezitov.

Centrálne časť intrúzie overil vrt KB-1 do hĺbky 310 m (v tejto hĺbke sa vrt skončil) v podobe kompaktného a relatívne homogénneho intruzívneho telesa postihnutého hydrotermálnymi premenami s indíciami polymetalického zrudnenia. Naproti tomu, vrty situované v okrajových častiach intrúzie (vrt BB-1, PKL-3) overujú prechod z hlavného telesa do plochých zbrekciovatých ložných intrúzií vnikajúcich do starších andezitových komplexov. Na základe výsledkov vrtov je možné rekonštruovať lakolitovú formu intrúzií.

Chronostratigrafické údaje: Priame údaje o stratigrafickej pozícii intruzívneho komplexu chýbajú. V nadloží na denudovanom povrchu intruzívneho komplexu sú uložené produkty sebechlebskej formácie strednobádenského veku. Z toho vyplýva pravdepodobný vek intruzívneho komplexu starší ako stredný bádén.

178 amfibolicko-hyperstenický andezitový porfýr (\pm kremeň, \pm granát);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Centrálne časť telesa overeného vrtom KB-1 tvorí strednoporfýrická hornina, tmavá, sivočierna, v dôsledku propylitizácie nadobúda tmavozelený odtieň.

Výrastlice tvorí plagioklas An₆₀ (do 2 – 3 mm; 25 – 30 %), hypersten (do 1,5 mm; 4 – 7 %), amfibol (do 2 mm; 1 – 3 %), skorodovaný kremeň a ojedinelé zrná granátu. Základná hmota je holokryštalická, zrnitá, mikroliticko-mikroaplitická alebo poikilitická.

V smere k okraju intrúzia prechádza do intenzívne zbrekciovatých a hydrotermálne premenených apofýz v podobe ložných intrúzií.

Hydrotermálne premeny: V centrálnej časti telesa pozorujeme vysokotermálny typ premien s asociáciou sekundárnych minerálov: chlorit, biotit a kremeň.

Komplex extrúzií, pyroklastických prúdov a epiklastík hyperstenicko-amfibolického andezitu – j. od kalderového zlomu (spodný bádén)

Komplex sa nachádza na južnom stratovulkanickom svahu j. od obce Prenčov a j. a v. od obce Beluj v povrchových odkryvoch. Overil ho väčší počet vrtov (BB-1, BB-4, BB-5). V povrchových odkryvoch reprezentujú komplex denudačné zvyšky extrúzie domatického typu, s ktorým sú združené pyroklastické a epiklastické horniny. Pôvodne rozsiahlejší komplex bol deštruovaný a hydrotermálne premenený (propylitizovaný) vniknutím mladšej, belajskej intrúzie. Tá ho rozčlenila na západnú časť (pri obci Beluj) a východnú časť (j. od obce Prenčov).

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním extrúzie v oblasti Zlatý vrch metódou stôp po delení uránu (FT) sa zistil údaj $16,4 \pm 0,4$ MA (Repčok, 1980). To zodpovedá spodnému bádenu.

179a extrúzia hyperstenicko-amfibolického andezitu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pôvodnú vulkanickú formu predstavovalo rozsiahle extruzívne teleso, prípadne komplex extruzívnych dómov. Vývoj extruzívneho dómu sprevádzali erupcie pyroklastických prúdov. Úlomkový materiál pochádzajúci z deštrukcie extruzívnych telies sa po premiestnení uložil v blízkom okolí v podobe epiklastických vulkanických brekeií.

Extruzívne teleso tvorí mierne porézny tmavosivý hruboporfýrický andezit s blokovou až nepravidelnou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 4 mm; 30 – 35 %), hypersten (do 2 – 3 mm; 3 – 6 %), amfibol (5 – 10 mm; 3 – 5 %) a ojedinelý augit. Základná hmota je hyalopilitická až mikrolitická. Pri

premenách slabšej intenzity sú tmavé minerály sčasti chloritizované, hornina je sčasti karbonatizovaná, silicifikovaná a limonitizovaná.

V blízkosti belujskej intrúzie je hornina intenzívne silicifikovaná, argilitizovaná a sčasti biotizovaná. Pri okrajoch extrúzie pozorujeme prechod porézneho andezitu do extruzívnych hruboblokových extruzívnych brekcií.

Pyroklastiká:

179b chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekciu tvoria fragmenty až bloky hruboporfýrického hyperstenicko-amfibolického andezitu so subsférickým až angulárnym obmedzením s priemernou veľkosťou 20 – 30 cm. Matrix je zrnitý, kompaktný (ohraničenie fragmentov splývavé, neostré), uloženie je chaotické.

Epiklastiká:

179c epiklastické vulkanické brekcie; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

V nadloží extruzívneho dómu (resp. komplexu extruzívnych dómov) je uložený horizont epiklastických vulkanických brekcií v hrúbke do 25 – 50 m. Horizont tvoria úlomky až bloky (5 – 50 cm) poréznych a sklovitých andezitov s materiálom hyperstenicko-amfibolických andezitov (do 40 %), starších pyroxénických až amfibolicko-pyroxénických andezitov (do 20 %) a piesčitým zrnitým matrixom. Uloženie je chaotické až s náznakmi hrubej vrstvitosti.

Komplex sklovitých leukokratných pyroxénických andezitov – jz. sektor stratovulkánu (spodný bádén)

Komplex vystupuje v oblasti pukanskej hrasti. Predstavuje spodnú časť stratovulkanickej stavby v nadloží komplexu ložných intrúzií andezitových porfýrov. Predpokladaná hrúbka je okolo 250 m. Spodnú časť efuzívneho komplexu v bezprostrednom nadloží ložných intrúzií andezitových porfýrov (v oblasti k. 642 Ostrý vrch, sz. pod k. 735 Agraš a s. od k. 658 Grunty) tvoria lávové prúdy sklovitých leukokratných pyroxénických andezitov. Vo vyšších úrovniach prevláda leukokratný pyroxénický andezit.

Chronostratigrafické údaje: Priame údaje o veku komplexu chýbajú. Oproti mladšiemu prieniku extruzívneho telesa Chlm je odvodený relatívne starší vek komplexu sklovitých leukokratných pyroxénických andezitov.

180 lávové prúdy sklovitého leukokratného pyroxénického andezitu;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Andezit je tmavý, sivočierny, riedkoporfýrický až afanitický (takmer bez výrastlíc pyroxénov). Zriedkavé výrastlice tvorí plagioklas (0,5 – 2 mm; 1 – 10 %), hypersten (0 – 2 %) a augit (do 1 %). Základná hmota je pilotaxitická, hyalopilitická až hyalínna (sklovitá), s jemným rozptýleným magnetitovým pigmentom. V stredných úrovniach vulkanického komplexu a pri východnom okraji pukanskej hrasti (oblasť k. 574 pod Veľkým Veterníkom) vystupuje drobnoblokový andezit (čiastočne sklovitý).

Výrastlice plagioklasu (0,5 – 3 mm) dosahujú 15 – 20 %, hyperstenu 1 – 3 % a augitu 1 – 2 % (typ Hôrka). Základná hmota je pilotaxitická, sčasti sklovitá, zastretá rozptýleným magnetitovým pigmentom.

V smere do vyšších úrovní komplexu pribúda svetlých a tmavých výrastlíc a vytráca sa sklovitý charakter základnej hmoty (lávové prúdy mimo dosahu vodného prostredia). Lokálne pozorujeme hyaloklastitovú brekciáciu.

Efuzívny komplex pyroxénických andezitov – j. a z. sektor stratovulkánu (spodný bádén)

Komplex predstavuje litostratigrafickú jednotku, ktorá vystupuje na povrch v najnižšej úrovni spodnej stratovulkanickej stavby. Povrchové odkryvy tejto jednotky sú v južnom sektore stratovulkánu v priestore medzi obcami Prenčov a Beluj. Ďalší výstup na povrch je v okolí obce Kráľovce-Krnišov. V západnej až sz. časti stratovulkanickej stavby komplex vystupuje na povrch na svahoch doliny Hrona a pri Dolných Hámroch. Pri sz. okraji neovulkanitov je komplex uložený v blízkosti podložia, prípadne na predvulkanickom podloží.

Komplex tvoria dominantne lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov. V blízkosti intruzívnych telies (belujský intruzívny komplex) sú horniny efuzívneho komplexu postihnuté intenzívnymi hydrotermálnymi premenami. S komplexom lávových prúdov pyroxénických andezitov (\pm amfibol) sa paralelizuje propylitizovaný komplex pyroxénických andezitov vystupujúci na povrch v južnej časti pukanskej hrasti. V dôsledku intenzívneho denudačného zrezu je hrúbka komplexu variabilná. Maximálna predpokladaná hrúbka je 250 – 300 m.

Chronostratigrafické údaje: Metódou stôp po delení uránu (*fission track*) lávového prúdu pri obci Beluj je určený vek $16,3 \pm 0,5$ MA (Repčok, 1980). To zodpovedá spodnému bádenu.

181 *lávové prúdy pyroxénického andezitu (\pm amfibol);* listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Lávové prúdy tvoria doskovité telesá, generálne uklonené na J až JV (južný segment stratovulkánu). Na západnom stratovulkanickom svahu sú úklony na Z a SZ. V bazálnej a vrchnej časti sú lávové prúdy často zbrekčovatené a pórovité. Brekcie predstavujú až 50 % hrúbky lávového prúdu. V strednej časti prúdov je andezit masívny, sivočierny (v dôsledku propylitizácie nadobúda zelené až modrozelené odtiene). Odľučnosť je doskovitá (v smere plôch laminácie) až nepravidelne blokovaná.

Pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický) predstavuje najrozšírenejšiu varietu. Andezit je drobno- až strednoporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas (0,5 – 2 mm; 25 – 30 %); hypersten (0,5 – 2 mm; 4 až 6 %) a augit (0,2 – 0,7 mm; 2 – 4 %). Základná hmota tvorí zvyšok. Je prevažne mikrolitická. Menej rozšírený je *hyperstenický andezit* (reprezentuje lávové prúdy s. od obce Kráľovce-Krnišov). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická. *Amfibolicko-pyroxénický andezit* (Babí potok sz. od Prenčova) obsahuje 2 – 3 % amfibolu.

V južnej časti územia (z. od obce Kráľovce-Krnišov) pri lávových prúdoch pozorujeme brekciáciu hyaloklastitového typu, ktorá indikuje kontakt s vodným prostredím.

STRATOVULKÁN JAVORIE

Stratovulkán Javorie, situovaný vo východnej časti stredoslovenského neovulkanického regiónu, reprezentuje pomerne rozsiahlu vulkanickú štruktúru (v rozmeroch nasleduje za štiavnickým stratovulkánom). Vulkanické horniny stratovulkánu (po denudačnom skrátaní najmä z východnej strany) pokrývajú plochu viac ako 750 km². Horský reliéf s vrcholmi okolo 1 000 m (Javorie, kóta 1 044 – Priečne, kóta 1 024 – Malé Javorie, k. 872 – Ostrôžka, k. 877 – Lomné, k. 908 a ďalšie) koncentricky obklopuje centrálnu kotlovitú vígľašskú depresiu (depresia grabenového typu) rozprestierajúcu sa medzi obcami Vígľaš – Vígľašská Huta-Kalinka – Stožok. Kotlovitú depresiu zo severnej časti ohraničuje horský masív Rohy (k. 657) – Prostredný vrch (k. 585), ktorý je súčasťou stratovulkanickej stavby. V severnej časti kotliny preteká od V na Z rieka Slatina, ktorá sa pri Zvolene vlieva do Hrona.

Pri západnom okraji pohoria Javorie v oblasti Pliešovskej kotliny sa stratovulkanická stavba Javoria stýka so štiavnickým stratovulkánom. V južnej časti horský reliéf postupne klesá a prechádza do parovinného reliéfu Krupinskej planiny. Pri východnom okraji sú komplexy stra-

to vulkanickej stavby uložené v nadloží hornín veporika. Severne od Rohov a rieky Slatiny sú horniny stratovulkánu Javoria v styku s horninami stratovulkánu Poľany. Horský masív Javoria, ktorý reprezentuje stratovulkanickú stavbu, je rozčlenený hlbokými erozívnymi dolinami prevažne s radiálnou orientáciou k centrálnej kotlovitej depresii. Hlboké doliny sa odvodňujú sieťou potokov. Významnejšie z nich v smere od V na Z sú: Tuhársky potok, potok Mašková, Luboreč, Madačka, Tisovník, Koprovnica, Stará rieka, Plachtinský potok, rieka Litava, potok Jelšovík, Čekovský potok, rieka Krupinica, Lomniansky potok, potoky Pomiaslo, Sekier, Lubica a Korčinský potok. V rámci depresie, ktorá sa sformovala blokovými poklesmi a sčasti eróziou menej odolných hydrotermálne premenených hornín, sú obnažené telesá štokových intrúzií. Obklopujú ich zóny intenzívne premenených hornín. Prítomnosť intrúzií a prívodových systémov v oblasti kotlovitej depresie umožňuje v jej priestore definovať centrálnu vulkanickú zónu. Horský masív obklopujúci centrálnu zónu, budovaný prevažne efúzívnymi horninami a pyroklastikami, reprezentuje prechodnú vulkanickú zónu. Tá južným smerom prechádza do periférnej vulkanickej zóny s prevahou epiklastických vulkanických facií (brekcie, konglomeráty a pieskovce). Fácie epiklastických hornín na južných svahoch stratovulkánu sa stýkajú s vulkanosedimentárnymi formáciami južných okrajov Krupinskej planiny, prípadne sú uložené v ich nadloží. Stratovulkán sa vyvíjal v priebehu etáp vulkanickej aktivity v období bádenu až sarmatu. Litostratigrafické jednotky definovali Konečný et al. (1983, 1998). V stavbe stratovulkánu sa rozlišuje: 1. spodná stratovulkanická stavba (spodná štruktúrna etáž), 2. výplň vulkanotektonických depresii (stredná štruktúrna etáž), 3. intruzívne komplexy, 4. vrchná stratovulkanická stavba (vrchná štruktúrna etáž).

Spodnú stratovulkanickú stavbu bádenského veku tvorí **starohutský komplex**, overený v centrálnej časti pohoria štruktúrnym vrtom GK-7 (z. od Starej Huty) v hrúbke asi 700 m v poklesnutej pozícii v rámci vulkanotektonickej depresie Javoria (grabenu). Komplex vychádza na povrch obnažený denudačným zrezom vo východnej časti pohoria Javorie. Komplex stratovulkanického typu tvoria lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, pyroklastické brekcie a epiklastické vulkanické horniny.

Výplň vulkanotektonických depresii predstavujú blýskavická a sionská formácia.

Blýskavická formácia (podľa osady Blýskavica) je výsledkom efúzívnej aktivity bázičných až intermediárnych pyroxénických andezitov spätých s vývojom vulkanotektonickej depresie Javoria a depresie Kráľovej. Lávové prúdy pri efúziách do vodného prostredia podliehali brekciácii hyaloklastitového typu. Vek formácie je pravdepodobne stredný báden.

Sionská formácia (podľa vrcholu Siroň jz. od Detvy) predstavuje produkty extruzívneho vulkanizmu (extruzívne dómy a protrúzie), ložné intrúzie a epiklastiká amfibolicko-pyroxénických až pyroxénicko-amfibolických andezitov (\pm biotit) vystupujúce vo vígľašskej vulkanotektonickej depresii, v depresii Javoria a v depresii Kráľovej. Vývoj formácie spadá prevažne do vrchného bádenu až spodného sarmatu.

V rámci **intruzívnych komplexov** sú zahrnuté intruzívne komplexy:

Komplex Lohyňa (podľa potoka Lohyňa j. od Kalinky) zahŕňa intruzívno-extruzívne telesá, dajky a prieniky variabilného zloženia (ryodacity, dacitoidné andezity a andezity) vystupujúce v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Považujú sa za pravdepodobné prívodové systémy k povrchovým vulkanickým štruktúram.

Intruzívny komplex Kalinka (podľa obce Kalinka) reprezentuje štokové intrúzie dioritových a kremidioritových porfýrov až monzodioritov v centrálnej vulkanickej zóne (širšia oblasť Vígľašskej Huty-Kalinky a Klokoča). S intrúziami sú späté hydrotermálne premeny okolitých hornín a indície polymetalickej mineralizácie porfýrového typu.

Intruzívny komplex Kráľová (podľa osady Kráľová) tvoria štokové intrúzie dioritových porfýrov v širšom okolí osady Kráľová v západnej časti pohoria Javorie. Intrúzie sa vyznačujú hydrotermálnymi premenami menšieho rozsahu s indíciami vtrúsenej polymetalickej mineralizácie.

Vrchnú stratovulkanickú stavbu Javoria tvoria produkty andezitového vulkanizmu sarmatského veku, označené ako **javorská formácia**. Produkty tohto vulkanizmu (prevažne lávové prúdy a vulkanoklastiká) budujú vrcholové časti pohoria a v podstatnej miere prekrývajú staršie vulkanické komplexy a formácie.

Vrchná stratovulkanická stavba

Javorská formácia (sarmat)

Formácia reprezentuje vrchnú stratovulkanickú stavbu pohoria Javorie. Tvoria ju explozívno-efuzívne produkty vulkanizmu pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit) až pyroxénicko-amfibolických andezitov (\pm biotit) a ich vulkanoklastík. Horniny javorskej formácie uložené v nadloží starších formácií a komplexov tvoria súvislý pokryv na sz., z. a jz. svahoch pohoria Javorie. Vo v. a jv. časti pohoria tvoria nesúvislé relikt v oblasti plochých vrcholov. Hrúbka formácie, podstatne zredukovaná denudačným zrezom, je od niekoľko desiatok metrov do 250 až 300 m. V spodných úrovniach stavby formácie v podloží lávových prúdov prevládajú vulkanoklastické horniny. Dominantne ich zastupujú epiklastiká (epiklastické vulkanické brekcie, brekcie – konglomeráty, konglomeráty a epiklastické vulkanické pieskovce) striedajúce sa s chaotickými brekciami pyroklastických prúdov (najmä v sz. sektore stratovulkánu). V smere na J s prechodom do distálnej vulkanickej zóny postupne narastá hrúbka epiklastických facií s drobnejším opracovaným materiálom menších rozmerov a s pribúdaním pieskovcových polôh.

Lávové prúdy tvoria prevažne vrchnú časť stavby formácie a súčasne budujú vrcholové oblasti pohoria. Hrubý komplex lávových prúdov s úklonom na J tvorí hlavný hrebeň Javoria s kótami 1 044 Javorie a 1 024 Priečne. Lávové prúdy južným smerom prechádzajú do plochých chrbtov na JJV, J až JJZ. V severozápadnej časti pohoria tvoria lávové prúdy vrcholy chrbtov orientovaných prevažne na SZ a Z s postupným klesaním od úrovne 850 m až na 400 m a menej. Z priestorovej situácie lávových prúdov vyplýva, že pri svojom pohybe do nižších úrovní stratovulkanického svahu sledovali morfológiu a orientáciu pôvodných paleodolín, v ktorých po skončení pohybu stuhli.

Okrem lávových prúdov súčasťou javorskej formácie sú sporadické dajky, ktoré predstavovali prírodové systémy k povrchovej stratovulkanickej stavbe.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním väčšieho počtu lávových prúdov K/Ar metódou sa získali údaje v intervale $11,09 \pm 0,48 - 13,34 \pm 0,41$ MA (Ďurkovičová in Konečný et al., 1998). Novšie údaje rádiometrického datovania K/Ar metódou poskytujú údaje od $12,54 \pm 0,48$ do $13,74 \pm 0,53$ MA (Peczky, ústna informácia).

Na základe uvedených údajov je možné vek prevažnej časti formácie považovať za sarmatský (spodný až stredný sarmat).

181a vulkanoklastické horniny, nečlenené (len v reze)

Ide o bližšie nešpecifikované faciie pyroklastických a epiklastických vulkanických hornín v stavbe spodných úrovní vulkanického komplexu.

Intrúzie:

182 dajky: amfibolicko-pyroxénický až pyroxénicko-amfibolický andezit;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V oblasti vrcholu k. 709 Malý Lysec je dajka pyroxénicko-amfibolického andezitu, orientovaná v smere S – J. Dajky s podobným zložením, orientované v smere SSZ – JJV, vystupujú v oblasti chrbta s kótou 826 z. od Kalinky. Ďalšie dajky, orientované v smere S – J a SZ – JV, vystupujú na východnom svahu Veľkého a Malého Korčína. V oblasti k. 657 Rohy je dajka, orientovaná v smere S – J. Dajkové telesá predstavovali pravdepodobne prírodové systémy k povrchovým vulkanickým štruktúram.

Lávové prúdy:

Tvoria doskovité telesá v oblasti hlavného masívu Javorie (k. 1 044) – Priečne (k. 1 024) s generálnym úklonom na J a jazykovité telesá, ktoré sledovali radiálnu orientáciu paleodolín na stratovulkanickom svahu (z., sz. a v. svahy stratovulkánu). Vo vyšších úrovniach vulkanického

svahu je priemerná hrúbka lávových prúdov 15 – 25 m, v oblasti nižších svahov narastá na 50 až 80 m. V bazálnej časti prúdov je pásmo brekciácie a napenenia. Nad bázou je prechod do celistvého andezitu s doskovitou odlučnosťou (paralelne s bázou). Vyššie je odlučnosť hrubostĺpcová až nepravidelne blokovaná. Vrchné časti prúdov sú opäť napenené, zbrekciované. Na západnom svahu stratovulkánu v dôsledku kontaktu lávových prúdov s vodným prostredím vznikli hyaloklastitové brekcie.

183a pyroxénický andezit (\pm amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je rozšírený na južných svahoch Javoria (j. od hlavného hrebeňa) v oblasti Stanová – Bralce (východná časť pohoria) a v severnej časti pohoria (Šamilovec). Andezit je drobnoporfýrický (výrastlice do 2 mm), sivočierny, s doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas An₄₈₋₅₂, hypersten (4,6 %), augit (2,3 %) a rudné minerály (1,6 %). Základná hmota (70,7 %) je mikrolitická a mikroliticko-hyalopilitická. V niektorých lávových prúdoch je sporadicky prítomný amfibol (do 1 %).

183b amfibolicko-pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí lávové prúdy vo vrcholovej časti hrebeňa Javoria, pri sv. okraji pohoria na hrebeni Mnich, v oblasti vrchu Voliarky a na sz. a z. svahoch Javoria. Na rozdiel od predchádzajúceho typu, amfibol je prítomný pravidelne, v množstve 1 – 3 %. Andezit je svetlosivý, strednoporfýrický, odlučnosť je doskovitá až blokovaná.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 20,9 %), hypersten (1 – 2 mm; 3,7 %), augit (1 – 2 mm; 3,0 %), amfibol (1 – 3 mm; 2 – 3 %) a rudné minerály (1,9 %). Základná hmota (68 %) je mikroliticko-poikilitická až mikroliticko-pilotaxitická.

183c amfibolicko-pyroxénický andezit (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Časť lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov obsahuje vo variabilnom množstve biotit. Pri obci Pliešovce (časť Zaježová) v lome a v blízkom okolí vystupuje čierny sklovitý andezit s výraznými výrastlicami.

Výrastlice tvorí plagioklas (11,3 %), hypersten (0,03 %), amfibol (1 %) a biotit (1 %), rudné minerály tvoria 0,27 %. Základná hmota je sklovitá, s fluidálnymi štruktúrami.

Pri okrajoch lávového prúdu je brekciácia hyaloklastitového typu. Ďalší lávový prúd hyperstenického andezitu s biotitom vystupuje na z. svahu stratovulkánu (z. od k. 907,5 Lomné). Južne od Zvolenskej Slatiny je lávový prúd pyroxénického andezitu s amfibolom, biotitom a sporadickým kremeňom.

184a pyroxénicko-amfibolický andezit (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy tvoria hrebene vrcholov Človekovo, Drieň a Hrabovec na sz. svahu stratovulkánu a svahy doliny potoka Ľubica j. od Slatinky a pri vodnej nádrži Môťová. Obsah amfibolu výrazne prevyšuje obsah pyroxénov. Andezit je strednoporfýrický, tmavosivý, s doskovitou až blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (28 %), hypersten (2,45 %), augit (0,3 %), amfibol (20,0 %) a rudné minerály (1,4 %). Základná hmota (48 %) je mikrolitická až mikroliticko-poikilitická.

184b leukokratný pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Od k. 863 Veľký Korčín (sz. od Slatinských Lazov) smerujú na SZ lávové prúdy leukokratných hyperstenických a augiticko-hyperstenických andezitov. V bazálnej časti prúdov je častá brekciácia hyaloklastitového typu. Andezit je často sklovitý, sivočierny, pórovitý.

Výrastlice tvorí plagioklas (34,8 %), hypersten (1,1 %) a rudné minerály (0,2 %). Základná hmota (64 %) je sklovitá, s fluidálnymi štruktúrami. Niektoré lávové prúdy leukokratného andezitu obsahujú augit (do 1 %), prípadne amfibol (do 1 %).

Hyaloklastity:

184c *hyaloklastitové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú pri okrajoch lávových prúdov v oblasti Pliešovskej kotliny v. od obce Pliešovce a jv. od obce Dobrá Niva. Tvoria ich silno až extrémne napenené fragmenty so subsférickým až angulárnym obmedzením s priemernou veľkosťou 5 – 25 cm až bloky do 1 m. Matrix je lávový, zrnitý, pestrofarebný, výrazne zoxidovaný. V odkryvoch je možné pozorovať prechody z celistvého sklovitého andezitu cez pásmo napenenia a brekciácie až po chaotickú hyaloklastitovú brekciu. Brekcia je výsledkom kontaktu lávového prúdu s vodným prostredím.

Pyroklastiká:

185a *blokovno-popolové pyroklastické prúdy*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Chaotické brekcie blokovno-popolových pyroklastických prúdov sú pravidelnou zložkou vo výplni paleodolín na sz. svahu stratovulkánu (svahy doliny Krupinice). Hlavnú zložku tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 25 cm, sporadické sú bloky do 0,5 – 0,8 m (ojedinele do 1,5 m a viac). Fragmenty do 25 cm sú prevažne subsférické, často intenzívne vezikulárne. Menej časté sú subangulárne až angulárne fragmenty a bloky. Základná hmota je tufová, s vysokým obsahom drobných napenených fragmentov, často silne konsolidovaná až spečená, s napenenými fragmentmi. Úlomkový materiál je uložený chaoticky. Uloženie bázy na podložné sedimenty je ostré, diskordantné, často s termickým účinkom na sedimenty v podloží (sčervenanie a spevnenie). Hrúbka chaotických brekcií je od niekoľko metrov do 25 – 30 m, ojedinele do 50 m.

185b *pezvové tufy a redeponované pezvové tufy*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na južnom svahu k. 585 Prostredný vrch (z. od Detvy) v hrúbke asi 70 – 80 m. V spodnej úrovni svahu sú uložené 3 polohy popolovo-pezvových prúdov v hrúbke od 10 do 30 m, oddelené polohami padaných tufov, redeponovaných tufov a uložením bazálnych pyroklastických prívalov (*base surge*). Popolovo-pezvové prúdy tvoria úlomky pezvy s priemernou veľkosťou 0,5 – 2,5 cm, sčasti sú zaoblené a chaoticky rozmiestnené v jemnozrnnejšom tmavosivom až sivohnedom popolovo-pezvovom matrixe. Sporadicky sú prítomné fragmenty andezitu s priemernou veľkosťou 3 – 5 cm. Padané tufy sa vyznačujú gradačným zvrstvením. Pre uloženie typu „base surge“ sú charakteristické „zvrstvené textúry“ a akrečné lapily. Prítomný je materiál pyroxénicko-amfibolického andezitu. V nadloží je uložená chaotická brekcia pyroklastického prúdu. Rádiometrickým datovaním K/Ar metódou je určený vek pezvového tufu $12,79 \pm 0,65$ MA. Lávoový prúd v nadloží v oblasti Prostredného vrchu je datovaný na $12,64 \pm 0,48$ MA (Peczka, ústna informácia).

Polohy pezvových tufov v hrúbke 15 – 25 m striedajúce sa s polohami tufopieskovcov sú odkryté na východnom svahu Bučiny (asi 2 km sz. od Kalinky). V nadloží ich prekrývajú lávové prúdy hyperstenicko-amfibolického andezitu.

185c *pyroklastické brekcie, lapilové tufy (vulkánske brekcie)*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Vulkánske brekcie v podloží lávového prúdu na východnom svahu vrchu Lomné (k. 908) jz. od Zvolena-Kráľovej tvoria silne až extrémne napenené fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm s ojedinelými blokmi do 30 – 40 cm až 1,4 m. Časť fragmentov má charakter vulkanických bômb. Matrix je troskovo-lapilový až tufový, so znakmi spekania. Polohy pyroklastických brekcií sa striedajú s vložkami až polohami lapilových tufov a sú uložené pod úklonom asi 30 – 35° na SZ. V podloží vulkánskej brekcie je uložený pyroklastický prúd. Vulkánske brekcie a tufy predstavujú relikt primárneho pyroklastického kužeľa, ktorý odstránila denudácia.

186a lahárové brekcie; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú produktom rapidneho masového transportu úlomkového materiálu. Tvoria telesá s hrúbkou od niekoľko metrov do 35 – 40 metrov. Hlavnú zložku predstavuje úlomkový materiál s variabilnou veľkosťou, 5 – 40 cm (sporadicky sú prítomné bloky do 1 až 1,5 m, prípadne viac). Okrem angulárnych až subangulárnych úlomkov až blokov, ktoré prevládajú, sú ojedinele prítomné opracované bloky. Matrix je piesčito-tufový, s premenlivým obsahom ílovej zložky, pemzy a drobného klastického materiálu (do 5 cm). Uloženie je chaotické, úlomkový materiál je nevytriedený, polymiktný. Styk bázy lahárových brekcií s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný. Telesá lahárových brekcií sú identifikované najmä na jz. a z. svahoch stratovulkánu (svahy doliny riečky Krupinica j. od Pliešoviec-Zaježovej) a vo výplni paleodolín na sz. svahu stratovulkánu.

186b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Fácia sa v podstatnej miere podieľa na stavbe j., jz. a z. svahov stratovulkánu, najmä v oblasti prechodu proximálnej (prechodnej) vulkanickej zóny do distálnej vulkanickej zóny (periférnej), t. j. pri úpätí stratovulkanického svahu. Polohy hrubých až blokových brekcií vystupujú na svahoch dolín orientovaných generálne na S a SV. Tvoria výplne paleodolín v podloží lávových prúdov na z. a sz. svahu stratovulkánu. Hlavnú zložku predstavujú fragmenty až bloky s priemernou veľkosťou 20 – 40 cm, sporadicky bloky do 1,5 m a viac. Stupeň opracovania a vytriedenia je nízky, zvrstvenie je naznačené, prípadne chýba. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Fácia je produktom rýchlej akumulácie úlomkového materiálu, v nižších úrovniach stratovulkanického svahu (gravitačné prúdy, osypy, úlomkové prúdy, prípadne lahary).

186c epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Priestorovo úzko asociujú s fáciou hrubých až blokových epiklastických vulkanických brekcií, ktoré často laterálne zastupujú alebo sa s nimi striedajú. Klastický materiál, prevažne s nízkym stupňom opracovania, je prítomný najmä vo frakcii 5 – 25 cm (ojedinele bloky do 0,6 m). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s úlomkami do 5 cm, zvrstvenie je hrubé, prípadne chýba. Brekcie sú výsledkom rapidneho transportu a rýchlej akumulácie úlomkového materiálu (splachový transport, gravitačný transport, prípadne transport prostredníctvom úlomkových prúdov).

187a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Je to rozšírená fácia distálnej vulkanickej zóny na jz. a j. svahu stratovulkánu. Vystupujú aj v spodných úrovniach výplne paleodolín a v podloží lávových prúdov na sz. svahoch stratovulkánu. Hlavnú zložku fácie tvorí hrubý až blokový materiál s rozmermi 30 až 60 cm, ojedinele do 2 m, s rôznym stupňom opracovania. Okrem opracovaných blokov je prítomný subangulárny až angulárny materiál. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Materiál je hrubo vytriedený až nevytriedený, uložený s náznakmi zvrstvenia. Textúry tejto zmiešanej fácie poukazujú na procesy masového transportu úlomkového materiálu s inkorporáciou staršieho opracovaného materiálu, ako aj na procesy následnej redepozície a nového uloženia.

187b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až hrubé;
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Reprezentujú fáciu s úlomkovým materiálom rôzneho stupňa opracovania (podobne ako predchádzajúca fácia) s priemernou veľkosťou 5 – 30 cm (ojedinele viac) polymiktného charakteru. Fácia je rozšírená najmä na j., jz. a z. svahu stratovulkánu v rámci distálnej (periférnej) zóny a sčasti aj vo výplni paleodolín v podloží lávových prúdov na sz. svahoch stratovulkánu.

188a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené najmä v južnej časti pohoria v oblasti prechodu zo stratovulkanického svahu do prolúviálnej roviny. Fáciu tvorí hrubý až blokový materiál s rozmermi prevažne 20 – 40 cm až bloky do 1 – 2 m s vyšším stupňom opracovania. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Balvanovitý materiál je uložený v subhorizontálnych polohách striedajúcich sa s polohami drobných až stredných konglomerátov a pieskovcov.

188b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až hrubé;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Výraznejšie sú zastúpené vo vzdialenejších pásmach periférnej vulkanickej zóny na j. a jz. svahoch stratovulkánu, kde laterálne zastupujú fáciu hrubých až blokových konglomerátov s. od Veľkého Lomu (oblasť Dačovho Lomu). Opracovaný balvanovitý materiál s rozmermi 5 – 25 cm (ojedinele do 50 cm) je hrubo vytriedený, uložený v subhorizontálnych lavicovitých polohách striedajúcich sa s polohami pieskovcov. Z hľadiska petrografického zloženia je zastúpený materiál viacerých typov andezitov.

188c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Východne od Dačovho Lomu tvorí drobný opracovaný materiál obliaky polymiktného charakteru s veľkosťou 5 až 10 cm. Drobné konglomeráty uložené v epiklastických pieskovcoch tvoria šošovkovité polohy s častým vyklinovaním.

189a epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných konglomerátov;

189b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných brekcií; list: 46 LUČENEC

Fácia je rozšírená v oblasti Krupinskej planiny na južných okrajoch faciálneho komplexu javorskej formácie v nadloží produktov čelovskej formácie (s. od obce Cerovo). Hlavnú zložku tvoria zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce, v ktorých sú prítomné vložky až polohy drobných zlepcov s rozmermi 2 – 5 cm, ojedinele do 10 cm (fácia **189a**), resp. polohy drobných klastík s neopracovaným, prípadne až málo opracovaným materiálom alebo polohy drobných epiklastických brekcií (fácia **189b**). Fácia reprezentuje produkty rapidného splachu, prípadne hyperkoncentrovaných prúdov. Pri drobných konglomerátoch ide o fluviálny sediment.

189c epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov a pemzy;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvoria vložky až súvislejšie polohy oddeľujúce polohy brekcií a konglomerátov s hrúbkou od niekoľko metrov do 10 – 15 m (v mierke mapy ich neznázorňujeme). Plošný výskyt menšieho rozsahu zobrazený na mape je vo vojenskom priestore Lešť na južnom svahu Javoria. Vytriedené a zvrstvené pieskovce obsahujú vložky až polohy siltovcov (do 0,5 m) tmavohnedej farby a pestrofarebných silicítov s úlomkami silicifikovaných drev. V pieskovcoch je rozptýlená pemza. Fácia predstavuje sedimenty lokálnej panvičky.

Intruzívne komplexy

Intruzívny komplex Kráľová (sarmat)

Komplex zahŕňa intrúzie andezitových až dioritových porfýrov v západnej časti pohoria Javorie (j. od Zvolena, časti Kráľová). Vystupujú v prostredí hornín blýskavickej a sironskej formácie. Intruzívne telesá predstavujú formy typu štokov až dajok, orientované v smere V – Z a S – J, prerážajúce cez horniny blýskavickej a sironskej formácie. S intrúziami sú späté hydrotermálne premeny a slabé indície polymetalickej mineralizácie.

Chronostratigrafické údaje: Intruzívne telesá sa rádiometricky nedatovali. Na základe pozíčných vzťahov k starším formáciám, blýskavickej a sironskej, predpokladáme vývoj intruzívneho komplexu v období vrchného, prípadne až spodného sarmatu.

Intrúzie:

190a hyperstenicko-amfibolický andezitový porfýr (\pm granát); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí intruzívno-extruzívny prienik j. od Zvolena (pri osade Kráľová) orientovaný v smere S – J v dĺžke asi 1 000 m (oblasť chrbta s kótou 735,5). Hornina je stredno- až hruboporfýrická, sivozelená (propylitizovaná), s odlučnosťou prevažne podľa strmých plôch.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{48-52} (1 – 2 mm; 30,3 %), amfibol (2 – 5 mm; 3,0 %) a hypersten (1 – 2 mm; 4,0 %). Ojedinelý je granát. Základná hmota je mikrohypidiomorfne zrnitá až sčasti poikilitická.

190b pyroxénický dioritový porfýr (\pm amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupuje v severnej časti komplexu pod osadou Rýdzavec a je overený vrtom KJ-18 v úseku 0 – 792,2 m. Hornina je porfýrická, sivočierna, zelenkavá (propylitizovaná). Odlučnosť je bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{52} (1 – 2 mm), hypersten a augit (1 – 2 mm), sú chloritizované, ojedinelý amfibol (do 2 mm) je sčasti chloritizovaný a opacitizovaný. Základná hmota je mikrodoleritická až mikrodoleriticko-mikroalotriomorfne zrnitá.

Intruzívny komplex Kalinka (sarmat)

Komplex (podľa časti obce Vígľašská Huta-Kalinka) tvoria štokové intrúzie dioritových porfýrov, kremitodioritových porfýrov, monzodioritových porfýrov a andezitových porfýrov v oblasti centrálnej vulkanickej zóny stratovulkánu Javoria. Komplex vystupuje na povrch, prípadne je potvrdený vrtmi v pásme sv.-jz. priebehu (od osady Podlysec v smere Kalinka – Podpolom – Stožok). Táto oblasť centrálnej vulkanickej zóny je situovaná v rámci vulkanotektonickej depresie Javoria.

Intrúzie prevažne štokového typu sa vyznačujú strmým až vertikálnym priebehom a izometrickým až nepravidelne eliptickým priebehom. Intrúzie sú v rôznej miere postihnuté hydrotermálnymi premenami, najmä propylitizáciou, argilitizáciou a prekremením, ktoré prestupujú z okrajových častí intrúzií do okolitých hornín. Niektoré intrúzie sa vyznačujú indíciami polymetalickej mineralizácie porfýrového typu.

Najrozsiahlejší povrchový odkryv reprezentuje intrúzia **Banisko – Červený vrch** (j. od Kalinky) s rozlohou asi 6 km² s orientáciou v smere SV – JZ. Intrúzia v plošnom, ako aj vo vertikálnom rozmere sa vyznačuje zložitou stavbou. Južnú časť povrchového odkryvu tvorí dioritový porfýr, v severnej časti prevláda kremitodioritový porfýr a pri sz. okraji kremity diorit. Vrt KON-1 j. od Kalinky overil vo vertikálnom smere podobne zložitú stavbu a v spodnej časti v úseku 790 až 2 021 m prešiel do kremitého monzodioritu, v ktorom sa skončil.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie kremitodioritového porfýru z vrtu KON-1 K/Ar metódou na plagioklase poskytlo údaj 16,2 MA (Kantor, 1979). Datovaním metódou stôp po delení uránu na biotite z tej istej intrúzie sa zistil vek 13,2 \pm 0,8 MA (Repčok, 1979). Novšie datovanie intrúzie vo vrte KON-1 K/Ar metódou prináša vek 13,76 \pm 0,56 MA (Peczky, ústna informácia). Za reálny sa považuje vek vrchný bádén – spodný sarmat.

Intrúzie:

191a dioritový porfýr (intrúzia Banisko – južná časť); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Porfýr je tmavosivý až zelenkavý. Má porfýrickú štruktúru.

Výrastlice tvorí plagioklas, augit, hypersten a akcesorické minerály. Základná hmota je holokryštalická, mikroliticko-mikroalotriomorfne zrnitá.

191b kemitodioritový porfýr (intrúzia Banisko); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentuje centrálnu až sv. časť intrúzie Banisko. Hornina je porfýrická, sivozelená, propylitizovaná.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{36-40} (2 – 3 mm; 32,4 %), tmavé minerály, pyroxény a amfibol (chloritizované) tvoria 11 %, kremeň 8,5 % a ortoklas 1 %. Základná hmota je mikroalotriomorfne zrnitá.

V severozápadnej časti intrúzia nadobúda charakter kemitého dioritu s hypidiomorfne zrnitou štruktúrou (ortoklas tvorí 9,8 %, kremeň 18,5 %). Naproti tomu, v jz. časti zložitej intrúzie Banisko – Červený vrch viaceré vrty (KJ-14, KŠ-35, KŠ-32, KJ-10) overili horninu typu dioritového porfýru (základná hmota je mikroliticky až mikroalotriomorfne zrnitá).

Výstup štokových intrúzií sprevádzajú intenzívne hydrotermálne premeny. Výsledkom premen sú telesá sekundárnych kvarcítov obklopené pásmami argilitov až argilitizovaných hornín a externejšie sú okolité horniny postihnuté najmä propylitizáciou s postupne klesajúcou intenzitou. Hydrotermálne kvarcicity tvoria často v teréne morfológicky výrazné telesá (Skalka, Podpolom). Hydrotermálne kvarcicity sú sivobiele, masívne, celistvé (monokvarcicity), prípadne sú brekciovitité, s kockovitým rozpadom, sfarbené limonitom a hematitom do hrdzavohneda. Argility a argilitizované horniny sú svetlosivé až okrové, v rôznej miere sfarbené limonitom, rozpadavé, prípadne zilovatené. Hlavnú zložku argilitov tvoria kaolinit, montmorillonit, illit, pyrofylit a smektit. Telesá sekundárnych kvarcítov až argilitizovaných kvarcítov obsahujú bohatú minerálnu asociáciu (okrem ílových minerálov je prítomný alunit, diaspór, topás, cristobalit, opál, dickit, halloyzit, kalcit, siderit, alofán, chabazit, zunyit, fluorit, rutil, goethit, hematit, ilmenit, maghemit, nakrit, brookit, anhydrit a rýdza síra). Na telesá sekundárnych kvarcítov s brekciovitou textúrou identifikované ako hydrotermálne-explozívne brekcie sa viaže Au-pyritová mineralizácia (lokality Banisko, Podpolom; Štohl a Onačila, 1997; Štohl in Konečný et al., 1998).

192a hyperstenicko-amfibolický andezitový porfýr (\pm granát); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Teleso menších rozmerov zhruba s eliptickým prierezom (dlhší rozmer asi 260 m) vystupuje v prostredí hornín blýskavicej formácie pri osade Podlysec (z. od Kalinky). Teleso overil vrt KJ-20 (151,8 m). Hornina je hruboporfýrická, sivozelená, s blokovým až nepravidelným rozpadom.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{42-44} (1 – 2 mm; asi 30 %), hypersten (1 – 2 mm; asi 3 – 5 %), amfibol (3 – 5 mm; asi 5 – 8 %) a ojedinelé zrná granátu. Základná hmota je mikrodoleritická, zrnitá.

192b pyroxénický andezitový porfýr (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Intrúzia menších rozmerov vystupuje j. od osady Klokoč (pri prameni Matúš). Je orientovaná v smere S – J. Hornina je drobnoporfýrická, zrnitá, sivozelená (mierne propylitizovaná).

Výrastlice tvorí plagioklas An_{40-48} (do 1,2 mm; asi 30 %), hypersten (do 0,6 mm; asi 6 %) a augit (0,3 mm; 1 – 2 %). Biotit je ojedinelý (1 – 2 %). Základná hmota je zrnitá, mikrodoleritická.

Intruzívno-extruzívny komplex Lohyňa (sarmat)

Komplex zahŕňa intruzívno-extruzívne telesá, prieniky a dajky s variabilným petrografickým zložením, andezity, dacitoidné andezity a ryodacity vystupujúce v centrálnej vulkanickej zóne (širšia oblasť Vígľašskej Huty-Kalinky). Názov komplexu je odvodený podľa výskytu komplexu na svahoch doliny potoka Lohyňa j. od Kalinky. Dajkové telesá a prieniky predstavovali pravdepodobne prírodné systémy k povrchovým vulkanickým štruktúram, neskôr odstráneným denudáciou.

Chronostratigrafické údaje: Na základe rádiometrického datovania K/Ar metódou ryodacitového telesa j. od Kalinky sa zistil údaj 14,3 – 0,34 MA (celková vzorka) a z biotitu $13,58 \pm 0,29$ MA (Ďurkovičová in Konečný et al., 1998). Extruzívne teleso amfibolicko-biotiticko-hyper-

stenického andezitu s granátom v doline Lohyňa bolo datované na $13,48 \pm 0,25$ MA (Ďurkovičová, l. c.). Údaje poukazujú na formovanie intruzívno-extruzívneho komplexu vo vrchnom bádeni, prípadne s presahom do spodného sarmatu.

Extrúzie:

193a hyperstenicko-amfibolicko-biotitický ryodacit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí dve menšie telesá v oblasti chrbta s. od k. 784 v. od Vigľašskej Huty-Kalinky, orientované v smere S – J. Rozmery väčšieho telesa sú 600 x 300 m a menšieho 200 x 70 m. Textúry fluidality so strmým priebehom $290/85^\circ$ na SV poukazujú na formu intruzívno-extruzívneho typu. Ryodacit je sivočierny, sklovitý, s fluidálnymi textúrami so strmým priebehom a úklonom $290/80^\circ$ na SV, zvýraznenými striedaním tmavých a svetloružových pásikov s paralelným usporiadaním výrastlíc. Rozpadá sa na drobné ostrohranné úlomky.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{34-36} (2 – 3 mm; 16,2 %), hypersten (1 – 1,5 mm; 0,1 %), amfibol (1 – 2 mm; 1,0 %) a biotit (do 3 mm; 5,4 %). Základná hmota (76,5 %) je mikroliticko-hyalínna, sčasti rekryštalizovaná. Sekundárne minerály tvorí chlorit, sericit, aktinolit a kaolinit.

193b amfibolicko-biotiticko-hyperstenický dacitoidný andezit (\pm granát);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí rozsiahle teleso so zhruba eliptickým až nepravidelným prierezom s rozmermi 1 600 x 1 200 m. Vystupuje na svahoch a v záreze doliny potoka Lohyňa v prostredí lávových prúdov a hyaloklastitových brekcií blýskavicekej formácie. Extrúzia sa vyznačuje strmým priebehom plôch fluidality, výraznou vezikulárnosťou a pásmami brekciácie pri okrajoch. Je charakteristická premenami autometamorfného typu a miernou propylitizáciou (chloritizáciou) pri severnom okraji. Andezit je svetlosivý, s výraznými textúrami fluidality (striedanie svetlejších a tmavších sklovitých pásikov). Je hruboporfýrický, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{38-42} (3 – 5 mm; 37,2 %), hypersten (1 – 2 mm; 5,0 %), augit (1 – 2 mm; 1,8 %), amfibol (2 – 3 mm; 1,1 %), biotit (3 – 4 mm; 4,8 %), granát (do 5 mm; 1,5 %) a ojedinele kremeň. Základná hmota v strednej časti telesa je mikroliticko-zrnatá, sčasti poikilitická, pri okrajoch prechádza do mikroliticko-hyalínnej. Premeny sa prejavujú slabou chloritizáciou a limonitizáciou.

Intrúzie:

193c dajky: hyperstenicko-amfibolický andezit (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit tvorí dajkové telesá orientované v smere SV – JZ až SSV – JJZ nad dolinou Lohyňa na sz. svahu pod Makytou (k. 922,3), v oblasti Holého vrchu, pod k. 799 Malý Lysec a na svahu Lomnianskej doliny j. od osady Kráľová. Andezit je hruboporfýrický, sivočierny, zelenkavý (propylitizovaný), s blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{40} (1 – 2,5 mm; 24,6 %), hypersten (1 – 2,5 mm; 3,2 %), amfibol (2 – 6 mm; 7,5 %) a granát (0,3 %), ojedinelý je biotit (do 0,8 %). Základná hmota je mikroliticko-zrnatá, mikroliticko-poikilitická a mikroliticko-pilotaxitická.

Výplň vulkanotektonických depresí

Sironská formácia (báden)

Formácia je označená podľa vrcholu Siroň s kótou 688 j. od rieky Slatiny (2 km jz. od Detvy). Formácia zahŕňa intrúzie, extrúzie, pyroklastiká a epiklastiká amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit), pyroxénicko-amfibolických andezitov s biotitom až amfibolických andezitov, rozšírených v oblasti vígľašskej vulkanotektonickej depresie a v depresii Javorie – Kráľová v centrálnej zóne stratovulkánu Javoria.

Prevažnú časť andezitových telies reprezentujú *extruzívne dómy*. Charakterizuje ich strmý priebeh plôch fluidality s náznakmi vejárovitého roztvárania vo vrchnej časti. Prierez telies je izometrický až nepravidelne eliptický, s priemerom od niekoľko sto metrov až do 2 000 m. Do tejto skupiny telies náležia telesá Siroň (k. 688), Horné Chvojno (k. 606), Dolné Chvojno (k. 597) a pravdepodobne teleso Stožok. V bezprostrednom okolí extruzívnych telies sú uložené chaotické brekcie pyroklastických prúdov, hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie a vo vzdialenejšej zóne brekcie – konglomeráty.

Protrúzie a prieniky (resp. tholoidy) sa vyznačujú menšími rozmermi a často izometrickým až nepravidelne eliptickým prierezom a strmým až vertikálnym priebehom plôch fluidality, zvýraznenej orientáciou výrastlíc a doskovitou odlučnosťou (teleso j. od Lipovho kopca pri ceste do Pliešoviec-Zaježovej a teleso pod Holým vrchom). Prechodné formy z extrúzie do lávového prúdu (typ *dome-flow – dómový prúd*) sú zistené pri západnom okraji extruzívnych dómov na západnom svahu k. Siroň. *Telesá nešpecifikovanej formy* (extrúzie, dómové prúdy, prípadne lakolity) vystupujú v širšej oblasti Slatinských Lazov a Víglávskej Huty-Kalinky. Nízky stupeň odkrytia a areálny charakter propylitizácie neumožňujú vymedzenie jednotlivých telies a určenie ich formy. Cez extruzívne telesá v tejto oblasti prerážajú dajky a dacitové a ryodacitové extrúzie, ktoré začleňujeme do mladšej formácie Lohyňa.

Extruzívne telesá sa vyznačujú variabilným obsahom pyroxénov, amfibolu a biotitu. Na základe ich kvantitatívneho zastúpenia rozlišujeme dve hlavné skupiny: a) amfibolicko-pyroxénické andezity (\pm biotit), b) pyroxénicko-amfibolické andezity.

Chronostratigrafické údaje: Staršie datovanie extruzívnych telies a vulkanoklastík metódou stôp po delení uránu, ktoré urobil Repčok (1982), vykazuje údaje v intervale od 15,8 do 16,2 MA. Tieto výsledky ovplyvnili počas zostavovania geologickej mapy 1 : 50 000 (Konečný et al., 1998) zaradenie formácie do relatívne staršieho obdobia. Opakovaným datovaním väčšieho počtu extruzívnych a intruzívnych telies sironskej formácie metódou K/Ar sa získali údaje v intervale 13,77 – 12,99 \pm 0,53 MA (vrchný bádén až spodný sarmat). Datovanie sa urobilo v laboratóriu Maďarskej akadémie vied v Debrecíne (Peczky, ústna informácia). Tieto údaje sa zohľadnili pri novom zaradení sironskej formácie do nadložia blýskavickej formácie. Vývoj formácie podľa týchto novších údajov prebiehal v období vrchného bádenu až do spodného sarmatu.

Extrúzie a prieniky:

194a amfibolicko-pyroxénický andezit (\pm biotit); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Telesá tohto typu sú rozšírené v oblasti Slatinských Lazov, s. od Kalinky pod Korčínom, na svahu doliny potoka Lohyňa, v oblasti k. 622,8 Stožok, v oblasti k. 688,3 Siroň a na sz. svahu Siroňa j. od osady Fekiačovci. Andezit je tmavosivý, stredno- až hruboporfýrický. Odlučnosť je bloková až doskovitá v smere plôch fluidality. Pri okrajoch extruzívnych telies sú pásma autoklastických extruzívnych brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm; 26 – 30 %), augit (1 – 2 mm; 0 – 1 %), hypersten (1 až 2 mm; 3 – 6 %) a amfibol (2 – 5 mm; 0,5 – 3 %). Biotit je sporadicky prítomný len v niektorých telesách (do 0,3 %). Základná hmota je v centrálnej časti telies holokryštalická, mikroliticko-poikilitická až mikroliticko-zrnitá a mikrodoleritická. Pri okrajoch je mikroliticko-hyalínna (s podielom skla). V dôsledku intenzívnych hydrotermálnych premien sú plagioklasy sericitizované a nahradené karbonátmi. Tmavé minerály sú chloritizované, aktinolitizované až biotitizované. Základnú hmotu nahrádzajú agregáty sekundárnych minerálov (chlorit, sericit, kremeň a karbonáty).

194b pyroxénicko-amfibolický andezit (\pm biotit, \pm granát); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit s ojedinelým granátom (0,1 %) tvorí rozsiahly extruzívny komplex j. od Zvolena-Kráľovej (oblasť Hrdzavca a j. od Holého vrchu). Ďalšie telesá pyroxénicko-amfibolického andezitu vystupujú v oblasti vrchu Horné Chvojno (k. 606,0), Dolné Chvojno (k. 697,0), Pálený bok (k. 689,7), Malý Lysec (k. 789,9; 867,5), na svahu doliny potoka Ľubica – v oblasti Podko-

reňovej, na Z od obce Vígl'ašská Huta-Kalinka, na juh od osady Pieš' a v doline Lohyňa. Andezit je stredno- až hruboporfýrický, tmavosivý, zelenkavý (propylitizovaný), s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2,5 mm; 24 – 30 %), augit (1 – 2 mm; 0 – 1,5 %), hypersten (1 – 2 mm; 1,5 – 3,5 %), amfibol (3 – 8 mm; 6 – 10 %) a ojedinelý biotit (0 – 1 %). Základná hmota v centrálnej časti telies je mikroliticko-zrnatá, pri okrajoch je mikroliticko-pilotaxitická až hyalopilitická, s hnedým sklom. V dôsledku premien výrastlice a základnú hmotu nahrádzajú sericit, chlorit, karbonáty a kremeň.

Epiklastiká:

195a akumulácie hrubých až blokových brekcií pri okrajoch extruzívnych dómov;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Predstavujú uloženiny úlomkového až blokového materiálu pochádzajúceho z brekciácie a dezintegrácie okrajových častí extruzívnych dómov, ako aj z procesov ich náhlejšej deštrukcie s následným transportom v podobe úlomkových lavín a brekciových prúdov. Brekcie tohto typu sú uložené pri okrajoch extruzívnych dómov na s. a v. svahu k. 688 Siroň a pri jz. úpätí svahu Prostredný vrch, k. 585. Hlavnú zložku (50 – 60 %) tvorí úlomkový materiál s variabilnou veľkosťou 5 – 30 cm až bloky do 0,5 – 2 m. Ojedinele sú prítomné bloky veľké 6 x 10 m, ktoré predstavujú časti deštruovaného extruzívneho dómu (svahy pod Siroňom). Matrix je zrnitý, lokálne silne konsolidovaný, uloženie je chaotické. Na južnom svahu Prostredného vrchu nad štátnou cestou boli identifikované uloženiny brekciových prúdov, úlomkových prúdov a laharov.

Autoklastiká:

195b autoklastické extruzívne brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pri okrajoch extruzívnych dómov sú nesúvislé pásma autoklastických brekcií s premenlivou šírkou (od niekoľko m do 30 m). Extruzívne brekcie tvoria fragmenty s variabilnou veľkosťou až bloky do 1 – 2 m a viac, prevažne s napenenou stavbou a sklovitým povrchom. Obmedzenie je subsférické (úlomky s napenenou stavbou) až subangulárne a angulárne. Matrix je zrnitý, lokálne s prechodmi do silne poréznej a dezintegrovannej lávy. Ohraničenie poréznych fragmentov oproti matrixu je často neostré. V smere do vnútra extruzívneho telesa pozorujeme prechod cez pásmo napenenia do celistvého masívneho andezitu s textúrami strmej fluidality. V externom smere vidíme prechody z autoklastickej brekciácie do akumulácií hrubých až blokových brekcií.

Epiklastiká:

196a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené na svahoch s. od osady Pieš' II, na chrbte v oblasti k. 562 a na v. svahoch k. 688 Siroň. Hlavnú zložku tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 30 cm až bloky do 50 cm, ojedinele do 2 – 3 m. Stupeň opracovania je nízky (obmedzenie je angulárne až subangulárne), uloženie je chaotické, lokálne je naznačené vytriedenie a zvrstvenie. Matrix je hrubozrnitý, piesčitý, tmavosivý, tvorí 50 – 55 % objemu. Epiklastické vulkanické brekcie predstavujú produkty deštrukcie extruzívnych dómov. Úlomkový materiál sa transportoval úlomkovými prúdmi, laharmi, gravitačnými procesmi, osypmi, sutinovými prúdmi a pod.

196b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Predstavujú uloženiny vo vzdialenejšej zóne od extruzívnych telies (nižšie svahy sv. pod k. 877 Ostrôžka). Okrem fragmentov až blokov do 30 – 40 cm s nízkym stupňom opracovania (angulárne až subangulárne) je prítomný opracovaný materiál do veľkosti 0,5 m a ojedinele až do

5 – 6 m. Matrix je tufovo-piesčitý, s častými úlomkami pemzy. Klastický materiál je hrubo triedený a uložený v subhorizontálnych polohách. Fácia hrubých až blokových brekcií – konglomerátov je uložená v spodných úrovniach svahov z. od Detvy.

196c epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až drobné;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené vo vzdialenejšej zóne od extruzívnych telies v nižších úrovniach svahu pod vrchom Ostrôžka v okolí osady Piešť I a z. od Detvy. Klastický materiál porfýrických pyroxénicko-amfibolických andezitov je subangulárny až výrazne opracovaný, s priemernou veľkosťou 5 až 15 cm, ojedinele do 25 cm. Matrix je tufovo-piesčitý, s vyšším obsahom pemzy a drobných opracovaných fragmentov andezitu do 2 – 3 cm. Roztriedenie a zvrstvenie je výrazné. Časté je striedanie s polohami epiklastických pieskovcov.

Blýskavická formácia (báden)

Formáciu tvoria lávové prúdy bázičných až intermediárnych andezitov, hyaloklastitové brekcie a epiklastiká uložené v rámci vulkanotektonickej depresie v centrálnej časti pohoria Javorie a sčasti na j. až jz. svahoch doliny potoka Tisovník. Horniny blýskavickej formácie sú uložené na starohutskom komplexe a prekryté produktmi sarmatského vulkanizmu. Hrúbka formácie je variabilná, od 100 m do 350 m.

Na stavbe formácie sa dominantne podieľajú lávové prúdy. Efuzívna aktivita bola späť s vývojom vulkanotektonických depresií, najmä s depresiou Javoria a depresiou Kráľovej. V dôsledku kontaktu lávových prúdov s vodným prostredím v oblasti subsidenčných depresií nastávala ich dezintegrácia a brekciácia za vzniku hyaloklastitových brekcií. Procesy hyaloklastitovej brekciácie a litologicko-genetické typy hyaloklastitových brekcií v oblasti pohoria Javoria opísali Konečný a Mihaliková (1966) a Konečný (1967). V centrálnej až severnej časti pohoria prevládajú lávové prúdy so znakmi hyaloklastitovej brekciácie, prípadne lávové prúdy sa striedajú s polohami hyaloklastitových brekcií. V južnej časti formácie (zhruba j. od Horného Tisovníka) sa lávové prúdy postupne končia a ďalej na J pokračujú fácie redeponovaných hyaloklastitových brekcií, epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov, laharové brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním lávového prúdu metódou K/Ar sa zistil údaj $15,5 \pm 0,6$ MA (Bagdasarjan in Konečný et al., 1969). Novšie datovanie lávových prúdov K/Ar metódou prinieslo výsledky $14,41 \pm 0,59$ a $14,28 \pm 0,62$ MA (Peczky, ústna informácia). Predpokladáme, že vývoj formácie prebiehal v mladšom období spodného bádenu až v strednom bádene.

Intrúzie:

197a intruzívne teleso bazaltovo-andezitového porfýru; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Intruzívny prienik zhruba s izometrickým prierezom 850 x 700 m je v oblasti k. 710,5 Malý vrch (asi 2 km v. od Zvolena-Kráľovej). Hornina je hruboporfýrická, sivočierna, zelenkavá (mierne propylitizovaná), odlučnosť je bloková, nepravidelná.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{62-64} s krížovým prerastaním (do 2 – 3 mm; 38,8 %), olivín (do 2 mm; 1,4 %), hypersten (1 – 2 mm; 1,83 %), augit (do 0,8 až 1 cm; 3,1 %) a rudné minerály (0,8 %). Základná hmota je doleritická. Olivín je premenený na iddingsit a chlorit.

197b dajka bazaltovo-andezitového porfýru; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajka v dĺžke asi 900 m a šírke 80 m, orientovaná v smere SSV – JJZ, je v oblasti chrpta j. od vrtu GK-7 pod štátnou cestou Stará Huta – Senohrad pri osade Šulské. Hornina je výrazne porfýrická (augit do 0,8 – 1 cm), sivočierna, odlučnosť je bloková, lokálne doskovitá, v smere dajky 20/80° s úklonom na JZ. Ďalšie dajkové teleso je situované asi 250 m západne.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{62} (1 – 3 mm; 38,8 %), olivín (1 mm; 1,4 %), augit (8 – 10 mm; 3,1 %), hypersten (1 – 2 mm; 1,8 %) a rudné minerály (0,8 %). Základná hmota (54 %) je doleritická.

Lávové prúdy:

Tvorí ploché doskovité telesá s variabilnými úklonmi. Vyznačujú sa všeobecne pomerne malou hrúbkou (od niekoľko m do 5 – 10 m, ojedinele do 30 m). Charakteristickým znakom je hyaloklastitová brekciácia spodných, a najmä vrchných úrovní lávových prúdov v dôsledku ich kontaktu s vodným prostredím. Petrografické zloženie lávových prúdov je variabilné.

198a hyperstenicko-augitický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Predstavuje najrozšírenejší petrografický typ v rámci formácie. Andezit je stredno- až hruboporfýrický, tmavosivý až sivočierny, silno porézny, s blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí lištový plagioklas An_{56} (do 2 mm; 31,3 %), hypersten (1 – 2 mm; 2,5 %), augit (do 3 – 5 mm; 9,42 %) a rudné minerály (1,85 %). Základná hmota (55 %) je mikroliticko-mikrodoleritická.

198b augiticko-hyperstenický andezit (\pm amfibol); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je rozšírený v stredných až vyšších úrovniach formácie. Andezit je sivočierny, drobnoporfýrický, rozpad je doskovitý až blokový.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{52} (3 mm; 35,5 %), hypersten (1 – 2 mm; 7,8 %), augit (do 1 do 1,5 mm; 2,24 %), amfibol (do 1,4 mm; 0,4 %) a rudné minerály (1,32 %). Základná hmota (52,6 %) je mikroliticko-pilotaxitická až mikroliticko-doleritická.

198c hyperstenicko-augitický andezit s olivínom; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentujú ho lávové prúdy stredno- až hruboporfýrického andezitu s výrastlicami augitu do 0,5 až 1 cm (jz. od Starej Huty a na východnom svahu Javoria, k. 1 044, pri Slovákovom laze). Andezit je sivočierny, s blokovou až nepravidelnou odlučnosťou. Vo vrchných častiach lávových prúdov je zbrekčovatený, s prechodmi do hyaloklastitových brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{56} (1 – 2 mm; 45,0 %), olivín (do 1 – 2 mm; 1,3 %), augit (do 0,5 – 1 cm; 3,3 %), hypersten (1 – 2 mm; 1,9 %) a rudné minerály (1,1 %). Základná hmota je mikrodoleritická až doleritická.

Hyaloklastity:

199a hyaloklastitové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Predstavujú produkt dezintegrácie a brekciácie lávových prúdov pri styku s vodným prostredím. Brekciácia postihuje bazálne až spodné časti lávových prúdov v hrúbke od niekoľko cm do 0,5 až 1 m, najmä však ich vrchné časti. Brekciácia vrchnej časti prúdu tvorí často 30 – 50 % jeho celkovej hrúbky. Predstavuje protekčnú vrstvu unášanú lávovým prúdom, ktorá zabraňuje jeho úplnej dezintegrácii. V ojedinelých prípadoch brekciácia postihuje celý profil lávového prúdu. Hyaloklastitové brekcie sú zložené zo silno až extrémne napenených (vezikulárnych) fragmentov so subsférickým obmedzením a často s polygonálnym rozpadom na drobnejšie angulárne úlomky. Priemerná veľkosť úlomkov je 5 – 20 cm, ojedinele sú to až bloky do 0,5 až 1 m. Väčšie bloky so sféroidickým obmedzením a s odlučnosťou pozdĺž radiálnych a koncentrických trhlín predstavujú nedokonalé „pillows“. Matrix je zrnitý, pestrofarebný (hnedý, žltý, zelenožltý, škvrnitý). Tvorí ho drobné úlomky andezitu, kryštaloklastov plagioklasu, pyroxénov (vynikajú veľké kryštaloklasty augitu do 0,5 cm až 1 cm), vulkanického skla a jemnozrnnejší detrit. Mikroskopicky sa zistili úlomky andezitu s mikrodoleritickou a hyalopilitickou základnou hmotou s hnedým sklom, ktoré je často palagonitizované, najmä pri okrajoch drobných dutín (vezikul). Okrem pa-

lagonitových lemov (hydratované sklo) pri okrajoch dutín sú vo výplni dutín karbonáty (najmä kalcit) a vzácnejšie zeolity, prípadne sú dutiny zaplnené zeleným izotropným gélom s náznakmi rekryštalizácie na lúčovité agregáty sekundárnych minerálov.

V rámci hrubého komplexu lávových prúdov a chaotických hyaloklastitových brekcií okrem primárnych hyaloklastitových brekcií sú identifikované polohy redeponovaných hyaloklastitov. Sú pre ne charakteristické znaky redepozície s textúrami triedenia úlomkového materiálu a gradačného zvrstvenia (zárezy štátnej cesty Stará Huta – Senohrad).

199b chaotické brekcie hyaloklastitových prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy pohybujúce sa z vulkanického svahu do nižších úrovní v niektorých prípadoch podliehajú úplnej dezintegrácii a brekciácii. Táto masa úlomkového materiálu sa účinkom zotrvačnej gravitačnej energie pohybuje na určitú vzdialenosť v podobe masového úlomkového prúdu označeného ako hyaloklastitový prúd. Po skončení pohybu a uložení úlomkového materiálu vzniká chaotická brekcia hyaloklastitového prúdu. Brekcie hyaloklastitových prúdov a mechanizmus ich vzniku na južných svahoch Javoria v zárezoch štátnej cesty Stará Huta – Horný Tisovník opísal Konečný (1967). Uloženie je chaotické. Styk bázy chaotickej brekcie s podložím je ostrý, diskordantný. Hrúbka hyaloklastitových brekcií kolíše od 0,5 m do 5 – 15 m a ojedinele aj viac.

Epiklastiká:

200a laharové brekcie; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Laharové brekcie vystupujú z. od Veľkého Lomu a na západnom svahu potoka Tisovník s pokračovaním na J. Laharovú brekciu tvoria fragmenty andezitu s priemernou veľkosťou 5 až 15 cm (asi 40 %), sporadicky bloky (do 40 cm, asi 20 %). Matrix je piesčitý až ílovito-piesčitý, uloženie je chaotické. Úlomkový materiál tvorí prevažne bázický pyroxénický andezit.

200b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Predstavujú produkty deštrukcie lávových telies a primárnych hyaloklastitových brekcií so znakmi krátkého transportu. Dominantnou zložkou je hrubý až blokový materiál, neopracovaný až sčasti opracovaný (angulárny až subangulárny), s priemernou veľkosťou 15 – 35 cm až s veľkosťou blokov do 0,6 m, ojedinele do 2 – 3 m, s náznakmi hrubého vytriedenia. Výrazne je zastúpený hruboporfýrický bázický andezit a augit (do 0,5 – 1 cm). Matrix je hrubozrný, piesčitý, často pestrofarebný. Fácia vystupuje v spodných aj vrchných úrovniach svahov doliny potoka Tisovník, v distálnejších pásmach na svahoch kóty Stanová a Bralce pri východnom okraji neovulkanitov a jv. od Veľkého Lomu na južných svahoch k. Hrebeneč.

200c epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Tvoria polohy s menšou hrúbkou (do 10 m) a podobne ako predchádzajúca fácia, nadväzujú na zakončenie lávových prúdov (oblasť s. od Horného Tisovníka). Fácia vystupuje aj jv. od Veľkého Lomu. Charakterizuje ju úlomkový materiál s nízkym stupňom opracovania a roztriedenia a s naznačeným až hrubým zvrstvením. Prevláda klastický materiál s rozmermi 5 – 15 cm (ojedinele do 20 – 25 cm). Matrix je hrubozrný, piesčitý.

201a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentujú zmiešanú fáciu s neopracovaným až výrazne opracovaným materiálom (subangulárny, angulárny až suboválny) s priemernou veľkosťou 15 – 35 cm až vo veľkosti blokov

do 0,5 m (ojedinele viac) uloženým v subhorizontálnych polohách striedajúcich sa s polohami pieskocov, drobných brekcií a konglomerátov. Matrix je hrubozrnný. Fácia vystupuje na svahu doliny potoka Tisovník pri Hornom Tisovníku a na chrbte j. pod Vlčou skalou.

201b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až drobné;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené v distálnejších pásmach v rámci formácie (svahy chrbtov z. a v. od Ábelovej), ako aj na svahoch doliny potoka Tisovník medzi Horným Tisovníkom a Šuľou. Prevláda neopracovaný až opracovaný materiál s priemernou veľkosťou 5 – 20 cm, granulometricky triedený a výrazne zvrstvený.

202a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Charakteristicky sú vyvinuté na svahoch doliny potoka Tisovník j. od Horného Tisovníka pri obci Příboj, vo vyšších úrovniach svahov doliny potoka Koprovnica a pod k. 272 Vlčia skala. Dobré až dokonale opracovaný balvanovitý materiál prevažne s rozmermi 15 – 35 cm (sporadicky až bloky do 0,5 m až 1 m) je triedený a hrubo zvrstvený. Je uložený v subhorizontálnych polohách. Často sa strieda s polohami drobných konglomerátov a pieskocov. Matrix je hrubozrnný, piesčitý.

202b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až drobné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvoria tenké polohy s častým vyklinovaním (svahy doliny potoka Tisovník pri obci Šuľa). Opracovaný materiál prevažne s rozmermi 5 – 15 cm (sporadicky do 25 cm) uložený v subhorizontálnych polohách je triedený a zvrstvený.

203a epiklastické vulkanické pieskovce; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Tvoria vložky až súvislejšie polohy oddeľujúce fácie drobno- až hruboúlomkových brekcií a konglomerátov. Polohy s väčšou hrúbkou vystupujú v nadloží starohutského komplexu v stredných až vyšších úrovniach svahov z. od Senného a na svahoch doliny potoka Tisovník. Epiklastické pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, triedené a zvrstvené, časté je gradačné a krížové zvrstvenie. Obsahujú drobný klastický materiál, subangulárny až opracovaný, do veľkosti 2 až 3 cm až 5 cm, uložený v subhorizontálnych polohách.

203b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov; list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené na svahoch doliny juhovýchodne od Veľkého Lomu. Polohy stredno- až hrubozrnných pieskocov sa striedajú s polohami drobných až hrubých konglomerátov uložených v subhorizontálnych polohách, prípadne v podobe šošovkovitých vyklinujúcich sa polohách. V menšom zastúpení sú prítomné vložky až polohy drobných brekcií. Prítomný je materiál bazických andezitov s výraznými výrastlicami augitu.

Spodná stratovulkanická stavba (spodná štruktúrna etáž)

Starohutský komplex (spodný až stredný bádén)

Komplex (označený podľa obce Stará Huta) budujú lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, pyroklastických a epiklastických hornín (brekcií, konglomerátov a pieskocov). Denudačným zrezom je komplex odkrytý pri východnom okraji pohoria (v. od osady Piešť II), na svahoch doliny potoka Madačka, doliny Ábelovského potoka a na svahoch j. od Polichna a z. od Tuhára.

V odkrytej východnej časti vykazuje komplex stratovulkanický štýl stavby striedaním lávových prúdov a facií vulkanoklastických hornín. V smere na J sa lávové prúdy končia (s. od obce Ábelová, časť Madačka) a ďalej pokračujú len fácie hrubých až blokových epiklastických vulka-

nických brekcií a epiklastických vulkanických brekcií – konglomerátov. Postupne pribúdajú až prevládajú konglomeráty, drobné vytriedené brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce. V centrálnej časti pohoria vrt GK-7 (z. od Starej Huty) overil starohutský komplex v hrúbke vyše 700 m v poklesnutej pozícii v rámci vulkanotektonickej depresie Javoria. V spodnej úrovni vrt prenikol do ložných intrúzií dioritových porfýrov (v hĺbke 1 658,0 – 1 193,0 m a 1 564,3 až 1 590,0 m, v tejto hĺbke sa vrt skončil). Medzi ložnými intrúziami sú tektonizované bloky rúl a amfibolitov veporika. Vyššie až po úroveň 105 m pod povrchom nasleduje hrubý komplex s prevahou lávových prúdov bázických až intermediárnych pyroxénických andezitov a vo vrchnej časti diferencovanejších amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm biotit) a vulkanoklastík prevažne epiklastického typu. Vrchnú časť vrtného profilu tvoria lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie blýskavickej formácie (0 – 105 m).

Chronostratigrafické údaje: Dajka amfibolického andezitu, ktorá vo vrte GK-7 (2 km z. od Starej Huty) preniká cez starohutský komplex, bola datovaná K/Ar metódou. Výsledný vek je $15,7 \pm 1$ MA (Bagdasarjan in Konečný et al., 1969). Komplex vzhľadom na dajku je starší. Novší údaj z lávového prúdu datovaného K/Ar metódou v doline Madačka je $14,26 \pm 0,54$ MA (Peczka, ústna informácia). Na základe pozície komplexu predpokladáme, že jeho vek je vyššia časť spodného bádenu.

Lávové prúdy:

Tvoria prevažne doskovité telesá s úklonom v smere stratovulkanického svahu. Sú hrubé od niekoľko metrov do 25 – 30 m, ojedinele až do 50 m. V bazálnej a vrchnej časti sú lávové prúdy často zbrekciované, s prechodmi do hyaloklastitových brekcií. Najväčší plošný rozsah dosahujú lávové prúdy v sv. časti formácie (jz. od Podkriváňa). V smere na J sa postupne vyklinujú (s. od obce Ábelová, časti Madačka).

204a pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický) vystupuje v povrchových odkryvoch v oblasti Budinských lazov jz. od Kriváňa. Andezit je drobnoporfýrický, sivočierny, často sklovitý, s doskovitou odlučnosťou podľa laminačných plôch.

Výrastlice tvorí plagioklas An_{52-56} (1,5 – 2 mm; 27,7 %), hypersten (2 mm; 4,0 %), augit (1 až 2 mm; 2,4 %) a rudné minerály (2 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická až hyalínna (sklovitá).

204b amfibolicko-pyroxénický andezit; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Do tejto skupiny sú zahrnuté variety pyroxénického andezitu s premenlivým obsahom amfibolu (jz. od Podkriváňa a na svahoch doliny Madačka). Andezit je drobnoporfýrický, sivočierny, často sklovitý, so znakmi hyaloklastitovej brekciácie.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 2 mm; 14,6 %), hypersten (1 – 2 mm; 2,7 %), augit (1 – 2 mm; 2,5 %), opacitizovaný amfibol (do 0,6 mm; 1,6 %) a rudné minerály (0,8 %). Sporadicky je prítomný olivín. Základná hmota je pilotaxiticko-trachytická, sklo základnej hmoty je hnedé, zastreté rudným pigmentom.

204c bazaltický andezit (hyperstenicko-amfibolický) s olivínom;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na báze vulkanického komplexu na svahu doliny Madačka (lokalita Dolina) pri úpätí chrbta je bezprostredne na horninách veporického kryštalinika uložený lávový prúd pyroxénického andezitu. Andezit je sivočierny až tmavohnedý, s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Vo vrchnej časti je intenzívne zbrekciovaný, s prechodom do hyaloklastitových brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm), hypersten (1 – 3 mm), augit (do 2 – 3 mm) a sporadicky olivín, premenený na iddingsit. Základná hmota je hyalopiliticko-doleritická, s hnedým sklom.

Hyaloklastity:

205 *hyaloklastitové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyskytujú sa v nadloží zbrekčovateného lávového prúdu bázičného pyroxénického andezitu na z. svahu doliny potoka Madačka (s. od obce Ábelová, časť Madačka) nad východom kryštalinika veporika. Brekciu tvoria fragmenty so sférickým až subsférickým obmedzením a napenenou stavbou, menej časté sú fragmenty s angulárnym obmedzením s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm až do 30 cm. Matrix je zrnitý, detritický, pestrofarebný (hnedý, žltý a zelený). Ohraničenie napenených fragmentov od matrixu je často neostré. Mikroskopickým štúdiom sa zistili palagonitové lemy okolo vezikúl. Hyaloklastitové brekcie sú výsledkom brekciácie lávových prúdov, ktoré na báze vulkanického komplexu prišli do styku s vodným prostredím.

Pyroklastiká:

206 *chaotické brekcie pyroklastických prúdov*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú uložené pri východnom okraji neovulkanitov bezprostredne v nadloží hornín veporického kryštalinika (j. od obce Podkriváň po Budinú). Južnejšie poloha chaotickej pyroklastickej brekcie prechádza do nadložia bazálnych tufitických pieskov (j. od Tuhára). Brekcie pyroklastických prúdov vystupujú aj na svahoch doliny potoka Madačka v oblasti chrbtov Štále, Bánov laz a s. od obce Ábelová, časť Madačka. Brekciu tvoria prevažne fragmenty s napenenou stavbou s rozmermi 5 – 30 cm, subsférické až subangulárne, až bloky do 50 cm. Matrix je tufový, silne konsolidovaný až spečený, s napenenými fragmentmi. Uloženie je chaotické. Hrúbka brekcií pyroklastických prúdov varíruje od niekoľko metrov do 30 – 50 m. Erupcia pyroklastického prúdu náleží k ranej fáze aktivity bádenského stratovulkánu. Brekcie pyroklastických prúdov sa pri východnom okraji neovulkanitov vyskytujú aj vo vyššej pozícii v nadloží epiklastických vulkanických pieskocov.

Epiklastiká:

207a *laharové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú identifikované v rôznych úrovniach spodnej stratovulkanickej stavby (svahy doliny Madačky, potoka Miaslová, Ábelovského potoka a potoka Ľuboreč, chrbát jv. od obce Praha). Brekcie tvorí úlomkový materiál s variabilnými rozmermi (5 – 35 cm až bloky 0,5 m a viac) prevažne s angulárnym až subangulárnym obmedzením, uložený chaoticky, bez známok triedenia a zvrstvenia. Matrix je tufovo-piesčitý, so zvýšeným obsahom úlomkov do 5 cm, prevažne angulárnych, s variabilným obsahom pemzy. Kontakt bázy s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný. Hrúbka laharových telies kolíše od niekoľko metrov do 15 – 20 m.

207b *epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú rozšírené najmä v stredných až vyšších úrovniach stratovulkanického svahu (vyššie úrovne svahov doliny Madačky a svahy dolín z. a v. od Polichna a svahov z. od Tuhára). Hlavnú zložku tvoria fragmenty s veľkosťou 25 – 50 cm až bloky do 1 m, prevažne angulárne, prípadne s nízkym stupňom opracovania. Matrix je hrubopiesčitý, triedenie je nízke, zvrstvenie hrubé. Litológia a textúry poukazujú na procesy rapidnej akumulácie (gravitačné sutiny) na stratovulkanickom svahu a pri jeho úpätí.

207c *epiklastické vulkanické brekcie, stredné*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Vystupujú spolu s faciou hrubých až blokových brekcií, dominantné rozšírenie majú v južnej časti komplexu (oblasť j. od obce Praha). Úlomkový materiál prevažne vo frakcii 5 – 25 cm je triedený až netriedený, zvrstvenie je hrubé alebo chýba. Fácia je výsledkom rýchlej akumulácie materiálu, prípadne masového transportu (úlomkové prúdy, lahary, hyperkoncentrované prúdy).

208a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Predstavujú zmiešanú fáciu rozšírenú v nižších aj vyšších úrovniach stratovulkanického svahu j. od Podkriváňa, na svahoch dolín potokov Madačka a Ľuboreč a s. od obce Praha. Okrem angulárneho materiálu (s rozmermi 15 – 40 cm) sú prítomné bloky s vyšším stupňom opracovania. Materiál je triedený a uložený v laviciach striedajúcich sa s polohami pieskovcov. Vystupujú aj na svahoch doliny potoka Tisovník. Fácia je výsledkom transportu a uloženia fluviálnymi tokmi, prípadne laharmi.

208b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až drobné;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hlavnú zložku tvoria fragmenty do veľkosti 10 – 15 cm, opracované aj neopracované, so znakmi triedenia, uložené v laviciach spolu s pieskovcami. Fácia predstavuje produkty rapídneho transportu (gravitačné prúdy, prípadne hyperkoncentrované prúdy), ako aj uloženiiny dočasných tokov.

209a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Konglomerátové polohy sú odkryté na svahoch doliny potoka Madačka, potoka Tisovník, Dolinského potoka, potoka Ľuboreč, pri Lentvove a z. od Polichna. Predstavujú fáciu uloženú v oblasti prechodu vulkanického svahu do proluviálnej roviny. V južnej časti komplexu pribúdajú polohy stredných až drobných konglomerátov.

Hlavnú zložku konglomerátov tvorí dobre až dokonale opracovaný balvanovitý materiál (60 – 80 %) s priemernou veľkosťou 25 – 50 cm, sporadicky do 1 m, dobre až dokonale opracovaný, triedený a uložený v subhorizontálnych polohách striedajúcich sa s lavicami pieskovcov.

209b epiklastické vulkanické pieskovce; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Epiklastické vulkanické pieskovce rozšírené vo východnej časti strhársko-trenčskej prepadliny sú stredno- až jemnozrnné, v smere do centrálnejších častí prepadliny a v smere na juh ich hrúbka narastá (vrt N-53). V smere na sever sa postupne vyklinujú medzi fáciami s hrubou-lomkovým materiálom. Epiklastické vulkanické pieskovce tvorí redeponovaný vulkanický materiál amfibolicko-pyroxénických andezitov s veľkosťou zrn do 1 – 1,5 mm. V severnej časti sú uložené strednozrnné až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce. V smere na juh sa zrnitosť frakcie zjemňuje (priemer od 0,5 mm s prechodom do jemnozrnných epiklastických vulkanických pieskovcov so súčasným pribúdaním vložiek až polôh siltovcov, v ktorých sú časté úlomky driev a odtlačky listov).

209c epiklastické vulkanické pieskovce s polohami stredných až hrubých konglomerátov;

list: 46 LUČENEC

Na svahoch doliny potoka Tisovník pri obci Senné v súvrství epiklastických vulkanických pieskovcov sú polohy stredných až hrubých konglomerátov uložených v subhorizontálnych laviciach, prípadne v podobe šošovkovitých vyklinujúcich sa polôh. Často predstavujú výplne korytovitých zárezov fluviálnych tokov.

210 bazálne súvrstvie, tufitické pieskovce s obliakmi vulkanických a nevulkanických hornín;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Bazálne súvrstvie pri vonkajšom okraji neovulkanitov (svahy nad Tuhárskym potokom) reprezentujú prevažne tufitické pieskovce až rozpadavé piesky v hrúbke do 10 – 15 m. V minerálnej frakcii je vysoký obsah minerálov kryštalických bridlíc (najmä muskovitu), vulkanickú zložku zastupuje amfibol a hypersten. V obliakoch sú prítomné kremence, vápence, kryštalické bridlice, granitoidy a horniny permu. Na báze vulkanického komplexu v doline Madačky na

veporickom kryštaliniku (granodiority) je uložená poloha konglomerátov v piesčito-ílovitom matrixe v celkovej hrúbke asi 8 – 10 m s materiálom hornín kryštalinika. Časté sú vložky epiklastických pieskocov a obliaky pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov. Bazálne súvrstvie pri východnom okraji neovulkanitov postupne prechádza do nadložia salgótarjánskeho súvrstvia otnangu a ďalej na J do nadložia denudovanej vinickej formácie spodnobádenského veku.

Pyroklastiká:

211 ryodacitové pemzové tufy; list: 46 LUČENEC

V podloží bazálneho súvrstvia pri východnom okraji neovulkanitov pri obci Ľuboriečka sú ojedinele prítomné izolované polohy *pemzových tufov* v hrúbke 5 – 8 m až do 12 m, uložené v lokálnych depresiách reliéfu (odkryvy pri obci Ľuboriečka). Hlavnú zložku tvoria úlomky pemzy (do 1 – 2 cm, ojedinele do 3 – 4 cm), sčasti zaoblené. Matrix je detritický, s úlomkami pemzy, kryštaloklastami plagioklasu, pyroxénov, amfibolu, biotitu a zrnami kremeňa, sčasti chloritizovaný a montmorillonitizovaný. Pemzové tufy sú uložené s náznakmi zvrstvenia. Vyznačujú sa nízkym stupňom roztriedenia. Petrograficky zodpovedajú dacitovému až ryodacitovému zloženiu. V nadloží pemzových tufov sú drobné až stredné konglomeráty, ktoré tvoria výplne erozívnych zárezov. Poloha pravdepodobne zodpovedá produktom ryodacitového vulkanizmu, tzv. strednému tufu.

PYROKLASTICKÝ VULKÁN LYSEC (Krupinská planina)

Lysecká formácia (vrchný báden – spodný sarmat)

Vulkán Lysec (formácia) pri východnom okraji neovulkanitov je produktom explozívneho a extruzívneho andezitového vulkanizmu. Vulkán reprezentujú zvyšky pyroklastického kužeľa, domatické extrúzie amfibolických andezitov v centrálnej zóne (oblasť vrcholu k. 716 Lysec) a fácie pyroklastických a epiklastických vulkanických hornín. Horniny lyseckej formácie sú uložené na spodnej stavbe stratovulkánu Javoria (starohutský komplex a blýskavická formácia). Pri severnom okraji sa prevrstvujú s horninami javorskej formácie a sčasti sú nimi prekryté. V smere na J sa vulkanoklastický materiál transportoval a uložil do syngeneticky subsidujúcej hornostrhársko-trenčskej depresie.

Zvyšky pyroklastického kužeľa v blízkom okolí vrcholu k. 716 Lysec tvoria autochtónne pyroklastiká. Cez oblasť kužeľa v záverečnom období prenikli domatické extrúzie, ktoré sú v súčasnosti obnažené denudačným zrezom vo vrcholovej oblasti Lysca. Na stavbe prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny sa podieľajú redeponované pyroklastiká, fácie hrubých až blokových epiklastických brekcií, brekcií – konglomerátov, pyroklastických prúdov a laharov. V oblasti prechodu do periférnej (distálnej) vulkanickej zóny sa uložili hrubé konglomeráty. Fácie epiklastických hornín periférnej vulkanickej zóny pokračujú na juh prevažne vo vývoji epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskocov.

Chronostratigrafické údaje: Zvyšky flóry v sedimentoch strhársko-trenčskej depresie (vyhodnotil Nemejc, 1962) na lokalite pri Dolnej Strehovej poukazujú na stredný až vrchný báden. Posledné rádiometrické datovanie metódou K/Ar poskytuje údaj $13,05 \pm 0,51$ MA (Peczky, ústna informácia). Na základe pozičných vzťahov za reálny vek považujeme vrchný báden.

Intrúzie a extrúzie:

212 intrúzia andezitového porfýru pri Vanovom vrchu; list: 46 LUČENEC

Východne od obce Brusník pri k. 430,7 Vanov vrch je povrchový odkryv spodnotriasových kremencov na ploche asi 600 x 500 m, ktorý opísal Čechovič (1952). Považoval ho, podobne ako ďalší autori, za eleváciu predtreťohorného podložja uprostred vulkanických hornín. V priebehu mapovacích prác (Konečný, 1963 – 1965) sa pri sz. okraji kremencových hornín zistil

amfibolický andezit až andezitový porfýr v intruzívnom kontakte so spodnomiocénnymi sedimentmi v šlírovom vývoji.

Pozemným magnetickým a aeromagnetickým mapovaním sa zistila výrazná magnetická anomália ΔT , ktorá podľa interpretácie Fil'a (1968) bola stotožnená s intrúziou andezitového porfýru. Z interpretácie gravimetrie vyplynulo, že odkryv triasových hornín nepokračuje súvisle k predtreťohornému podložiu, ktoré je hlbšie. Na základe týchto skutočností považujú Konečný et al. (in Vass et al., 1979) triasové kremence za blok odlúčený od podložia a vysunutý do prostredia bádenských vulkanosedimentárnych hornín spolu s reliktnými spodnomiocénnymi sedimentov.

Andezitové teleso pri okraji kremencového odkryvu sa vyznačuje holokryštalickým vývojom základnej hmoty (tvoria ju mikrolity s plagioklasmi, pyroxénmi a amfibolom). Výrastlice tvorí plagioklas a amfibol. Akcesorické minerály predstavuje apatit a magnetit.

213a amfibolický andezit (až andezitový porfýr); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vo vrcholovej oblasti Lysca denudačný zrez obnažil intruzívno-extruzívne telesá. V oblasti vrcholu Lysec (k. 786) je teleso s eliptickým prierezom, orientované v smere SV – JZ. Južnejšie je ďalšie teleso, orientované v smere ZSZ – VJV (oblasť s kótou 611,3 Rebrov vrch). Menšie teleso zhruba s izometrickým prierezom vystupuje v. od vrcholu Lysec v oblasti k. 658,4 Hrádok. Telesá sa vyznačujú prevažne strmým až vertikálnym priebehom plôch fluidality s náznakmi vejárovitého roztvárania vo vrchnej časti. Zodpovedajú formám typu extruzívnych dómov, resp. tholoidom.

Andezit (andezitový porfýr) je tmavosivý, hruboporfýrický, s výraznými fluidálnymi textúrami. V smere plôch fluidality sú paralelne orientované lištovité výrastlice amfibolu a plagioklasu. Odlučnosť je doskovitá až bloková.

Výrastlice tvorí plagioklas (2 – 3 mm; 25 – 30 %) a svetlozelený amfibol s opacitovým lemom (2 – 4 mm; 17 – 22 %). Základná hmota v centrálnej časti telesa je mikrohypidiomorfne zrnitá. V smere k okrajom prechádza do mikrolitickej. Zrná tvorí plagioklas, amfibol, hypersten a magnetit.

Autoklastiká:

213b autoklastické brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na vonkajšom okraji andezitových telies sú pásma s premenlivou šírkou, od niekoľko metrov do 200 m. Tvoria ich autoklastické brekcie. Fragmenty sú výrazne angulárne, chaoticky rozmiestnené v zrnitom detritickom matrixe. Brekcia je výsledkom drvenia v záverečnom štádiu výstupu extruzívneho telesa, keď jeho okrajové časti boli vo vysoko viskóznom až pevnom stave.

Pyroklastiká:

214a aglomeráty a tufy (vulkánske brekcie); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vo vrcholovej oblasti Lysca v oblasti k. 639 Neslanô a k. 696 Rebrov vrch sú zvyšky pyroklastického kužeľa. Tvoria ho pyroklastiká a lapilové tufy uložené s periklinálnymi úklonmi 5 – 20° v smere od erupčívneho centra. Pyroklastiká sú gradačne zvrstvené. Poloha sa začína spravidla vitrokryštalovými tufmi na báze, vyššie prechádza do lapilových až troskovo-lapilových tufov a vo vrchnej časti do explozívnych vulkánskych brekcií s vulkanickými bombami.

Táto sekvencia odráža prechod z vysoko explozívnej aktivity (ultravulkánsky typ erupcií) do vulkánskych až strombolských erupcií v závere cyklu v smere klesajúcej intenzity explozivitu.

214b chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Podieľajú sa na stavbe spodných až vyšších úrovní vulkanického svahu, kde tvoria polohy s hrúbkou od niekoľko metrov do 15 m. Hlavnú zložku brekcií tvorí napenený pyroklastický materiál prevažne vo frakcii 5 – 15 cm (zriedkavejšie bloky do 0,5 m). Pri väčších blokoch pozoru-

jeme trieštenie pozdĺž radiálnych trhlín (prejavy autoexplozivite). Matrix je tufovo-lapilový, sivočierny, konsolidovaný až spečený, s drobnými napenenými fragmentmi. Uloženie je chaotické, bez známok triedenia a zvrstvenia.

214c redeponované pyroklastiká; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú rozšírené vo vrchných úrovniach vulkanickej stavby (vrcholová oblasť Lysca). Fácia je identifikovaná na základe sporadických výskytov a úlomkov v sutine. Pyroklastické fragmenty sú výrazne napenené a zoxidované. Matrix je tufovo-piesčitý, s vyšším obsahom poréznych fragmentov a pemzy. Redeponované pyroklastiká tvoria v stredných až nižších úrovniach vulkanickej stavby vložky až polohy v rámci epiklastických súvrství.

215a drobné až hruboúlomkové pyroklastické brekcie (nečlenené);

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

V oblasti proximálnej vulkanickej zóny (horské hrebene j. pod kótou Lysec) sú uložené prevažne pyroklastické brekcie, ktoré zahŕňajú uloženiny pyroklastických prúdov, vulkán-ských brekcií a sporadicky aj uloženiny horúcich až studených laharov. Pyroklastický materiál je výrazne napenený, má variabilné rozmery a je prevažne subsférický. Matrix je popolovo-lapilový až troskový. Brekcie tohto typu reprezentujú relikticky silne denudovaného kužeľa, cez ktorý v oblasti k. 716 Lysec (s. od okraja územia) prenikli intruzívno-extruzívne telesá amfibolických andezitov až andezitových porfýrov.

215b pemzové tufy; list: 46 LUČENEC

Pemzový materiál v rozptýlenej podobe je prítomný v súvrstviach epiklastických vulkanických pieskovec, prípadne v nich tvorí šošovkovité až nepravidelné polohy s malou hrúbkou. V súvislejších a hrubších polohách vystupujú pemzové tufy v doline j. od Lentvory v oblasti Lentvorského mlyna v podloží laharových telies. Výraznejšia poloha je v nižších úrovniach svahu doliny potoka Riečka a pri obci Luboreč. Hlavnú zložku tvoria úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm, ojedinele do 5 cm. Matrix pozostáva z jemnozrnnejšieho detritu z úlomkov pemzy a kryštaloklastov plagioklasu, pyroxénov a amfibolu. V rámci odkryvov rozlišujeme polohy redeponovaných pemzových tufov so znakmi roztriedenia a zvrstvenia a polohy s chaotickým uložením, ktoré predstavujú uloženiny popolovo-pemzových prúdov.

Epiklastiká:

216a laharové brekcie; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Prevládajúcim typom masového transportu úlomkového materiálu z vulkanického svahu do periférnej vulkanickej zóny boli úlomkové prúdy, resp. lahary v širšom zmysle slova. Laharové telesá v oblasti prechodnej zóny uložené s úklonom 15 – 25° vykazujú hrúbku len niekoľko metrov. Väčšiu hrúbku (15 – 20 m) dosahujú pri úpätí vulkanického svahu a v oblasti periférnej vulkanickej zóny. Významnejšie odkryvy laharových brekcií sú najmä pod východným svahom Lysca (lokalita Lentvorský mlyn j. od obce Lentvora).

Vyznačujú sa prítomnosťou opracovaného aj neopracovaného úlomkového materiálu (prevláda angulárny až subangulárny materiál) a chaotickým uložením. Rozmery úlomkov varírujú v širokom rozmedzí, od 5 do 30 cm, sporadicky sú prítomné bloky do 60 cm a viac. Matrix je tufovo-piesčitý, často s vyšším obsahom pemzy. Báza je na podložné horniny uložená ostro, diskordantne. Telesá laharov sú identifikované na východnom svahu Lysca.

216b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Brekcie tvorí hruboúlomkový až blokový materiál (prevažne úlomky s veľkosťou 25 až 40 cm až bloky do 80 cm a viac) so subangulárnym až angulárnym a sporadicky až suboválnym obmedzením. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami. Naznačené je subhorizontálne

zvrstvenie. Fácia hrubých až blokových epiklastických brekcií je uložená externe od proximálnej zóny v oblasti plochých vrcholov j. od k. 436 Vajtiero, k. 373 Kostolište a k. 440 Hrebeneč.

216c epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Priestorovo asociujú s uloženinami hrubých brekcií, prevažne sú však uložené externejšie. Vyznačujú sa vyšším stupňom vytriedenia, menšími rozmermi úlomkového materiálu (prevažne vo frakcii 5 – 15 cm, sporadicky do 25 cm) a piesčítym matrixom. V oblasti vrcholov okolo Vanovho vrchu (v. od Brusníka) sa polohy drobných roztriedených epiklastických brekcií striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov s miernymi úklonmi v smere od Vanovho vrchu (k. 430,7).

217a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Predstavujú komplexnú fáciu vyvinutú pri okrajoch prechodnej zóny v oblasti prechodu do prolúviálnej roviny. Fácia predstavuje mnohonásobné striedanie polôh triedených a zvrstvených epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. Okrem subangulárnych až angulárnych úlomkov s variabilnými rozmermi (od 5 cm do 35 – 40 cm) sú prítomné opracované fragmenty až bloky pochádzajúce z konglomerátových polôh (odkryvy na svahoch k. 436 Vajtiero, k. 440 Hrebeneč a k. 477 Kavčie). Pri úpätí chrpta Neslanô (jz. okraje proximálnej zóny) je triedený klastický materiál vo frakcii 5 – 25 cm až bloky do 50 cm až 1,2 m, subangulárny až suboválny, uložený v polohách s úklonmi 15 – 20° na JZ. Polohy triedených brekcií sa striedajú s vložkami epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov.

217b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až hrubé;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Okrem málo opracovaných úlomkov až blokov je vo variabilnom množstve prítomný výrazne opracovaný materiál konglomerátového typu s rozmermi 5 – 25 cm (ojedinele aj viac). Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Úlomkový materiál je výrazne triedený a zvrstvený.

218a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Hrubé až blokové konglomeráty tvoria výrazné polohy, ktoré zhruba koncentricky obklopujú oblasť proximálnej vulkanickej zóny. Uložili sa pri úpätí primárneho vulkanického svahu v oblasti prechodu do prolúviálnej roviny. Dobré až dokonale opracovaný balvanovitý materiál s priemernou veľkosťou 25 – 40 cm, menej do 60 cm, ojedinele do 2,8 m, je uložený v subhorizontálnych polohách s náznakmi hrubého triedenia a zvrstvenia. Výplň medzi balvanmi tvorí drobnejší, sčasti opracovaný až dobre opracovaný materiál a hrubozrnný piesčitý matrix. Na báze konglomerátov sú časté erozívne zárezy.

218b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až hrubé; list: 46 LUČENEC

Sú uložené vo vzdialenejších pásmach distálnej vulkanickej zóny (j. od Dolnej Strehovej a južne od obce Závada). Balvanovitý materiál s rozmermi prevažne 15 – 25 cm je uložený v subhorizontálnych polohách. Strieda sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a štrkov. Časté erozívne zárezy v podložných sedimentoch sú vyplnené balvanovitým materiálom (odkryvy pri Dolnej Strehovej).

218c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Tvoria polohy v súvrstviach epiklastických vulkanických pieskovcov vo vzdialenejších pásmach periférnej vulkanickej zóny (odkryvy na svahoch doliny potoka Tisovník j. od Hor-

nej Strehovej a na svahoch bočných dolín). Opracovaný andezitový obliakový materiál prevažne vo veľkosti 5 – 15 cm, sporadicky do 25 cm, je uložený v subhorizontálnych polohách, často prevrstvených s vložkami až polohami hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskovcov.

219a epiklastické vulkanické pieskovce, stredno- až hrubozrnné; list: 46 LUČENEC

Tvorí dominantnú fáciu distálnej vulkanickej zóny. Sú rozšírené v oblasti strhársko-trenčskej prepadliny a zasahujú v smere na sever do okrajov prechodnej vulkanickej zóny. Epiklastické vulkanické pieskovce sú modrosivé až sivé. Hlavnou zložkou sú zaoblené úlomky andezitov (zrno je veľké prevažne od 0,16 do 0,8 mm), sporadicky sú prítomné drobné úlomky pemzy do 0,5 cm. Tmel je kontaktný až výplnkový, tvorí ho jemnejší detrit až homogénny kal. Sedimenty sú čiastočne až dobre triedené, gradačne a lokálne krížovo zvrstvené. Pravidelnou zložkou sú vložky až šošovkovité polohy drobných zlepcov a vložky siltovcov (s častými odtlačkami listov). Z hľadiska petrografického zloženia je materiál polymiktný. Prítomné sú úlomky pyroxénických, amfibolicko-pyroxénických až amfibolických andezitov.

Textúry a litológia poukazujú na uloženie vo fluvialno-limnickom prostredí.

219b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami konglomerátov;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Sú rozšírené pri vonkajšom okraji prechodnej vulkanickej zóny v oblasti prechodu z vulkanického svahu do proluviálnej roviny (odkryvy pod Imrovým kopcom na svahoch doliny potoka Kakatka, dolina potoka Riečka a oblasť okolo k. 430,7 Vanov vrch v. od Brusníka). Komplexná fácia reprezentuje hrubozrnné lavicovité pieskovce, sivomodré až svetlosivé, s mnohonásobným striedaním s polohami stredných až hrubých konglomerátov s menšou hrúbkou (0,5 – 5 m). Konglomerátový materiál s priemernou veľkosťou 10 – 30 cm a viac je uložený v nesúvislých subhorizontálnych až šošovkovitých polohách. Lokálne tvorí výplne erozívnych zárezov. Fácia predstavuje prevažne fluvialne uloženiny dočasných tokov v oblasti prechodu z vulkanického svahu do proluviálnej roviny.

219c hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a drobné brekcie; list: 46 LUČENEC

V súvrstviach epiklastických vulkanických pieskovcov v širšom okolí Vanovho vrchu (z. od Brusníka) sú prítomné polohy drobných epiklastických vulkanických brekcií. Úlomkový materiál (subangulárny až angulárny) prevažne s rozmermi 5 – 20 cm je uložený v šošovkovitých až súvislejších polohách striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Úlomkový andezitový materiál je produktom rapidného splachu a redepozície prostredníctvom úlomkových prúdov a hyperkoncentrovaných prúdov.

219d jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s polohami pemzových tufov, siltovcov a pelitických sedimentov; list: 46 LUČENEC

Vystupujú v rámci distálnej vulkanickej zóny vo výplni strhársko-trenčskej prepadliny (odkryvy j. od Dolnej Strehovej). Sedimenty sú jemnozrnné, svetlosivé až okrové, s častými polohami siltovcov až pelitov svetlookrových odtieňov. V aleuriticko-pelitických polohách sú časté úlomky pemzy, odtlačky listov a drevitých častí, ktoré poukazujú na depozíciu v pokojnom jazernom prostredí. Vo vrchnej úrovni tejto fácie sú časté vložky pemzových tufov v hrúbke od niekoľko cm do 50 – 60 cm s materiálom pyroxénicko-amfibolického až amfibolického andezitu. Materiál jemnozrnných pieskovcov je polymiktný, mikroskopicky sa zistili úlomky pyroxénických, pyroxénicko-amfibolických a amfibolických andezitov (úlomky pemzy), sporadicky sú prítomné úlomky kryštalických bridlíc a kremencov.

Čelovská formácia (stredný bádén)

Čelovský vulkán (resp. čelovská formácia podľa obce Čelovce) predstavuje denudačné zvyšky pyroklastického vulkánu uložené diskordantne v nadloží vinickej formácie (Konečný et al., 1983). V smere na Z sa laterálne stýka s vulkanosedimentárnymi horninami spodnej stavby štiavnického stratovulkánu a sčasti ich pokrýva. Stavba vulkánu (formácie) je výrazne zredukovaná denudáciou. Denudačný zrez odstránil južnú časť vulkánu až po oblasť centrálnej zóny, v ktorej sa odkryli erupzívne centrá reprezentované skupinou explozívnych nekov a dajok v oblasti kotlovitej depresie v širšom okolí obce Čelovce. Maximálnu hrúbku dosahujú produkty čelovskej formácie v smere na S do vnútornejších častí Krupinskej planiny. Vrt CK-1 j. od obce Cerovo (asi 5 km ssz. od Čeloviec) overil hrúbku produktov formácie zhruba 350 m. V nadloží v smere na SZ a S v oblasti Krupinskej planiny sú produkty čelovskej formácie prekryté mladšími produktmi štiavnického stratovulkánu sarmatského veku a v smere na SV mladšími produktmi lyseckého vulkánu a stratovulkánu Javoria. Čelovský pyroklastický vulkán bol vybudovaný v priebehu explozívnej aktivity pyroxénického andezitového vulkanizmu v pobrežnej zóne bádenského mora. Hlavným typom aktivity boli erupcie pyroklastických prúdov, erupcie vulkánskeho a ultravulkánskeho typu. V počiatočnom období prevládali erupcie freatického a freatomagmatického typu. Západná časť primárnej stavby pyroklastického vulkánu podľa hla syngenetickej deštrukcii v pásme litorálu s rozsiahlou redepozíciou materiálu a novým uložením epiklastických fácií s prevahou epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Zvyšky primárnej vulkanickej stavby pyroklastického vulkánu v oblasti prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny (s. a sv. časť formácie) pozostávajú prevažne z pyroklastických brekcií, uloženín pyroklastických prúdov a laharov striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. V oblasti periférnej (distálnej) vulkanickej zóny postupne prevažujú epiklastické vulkanické fácie (pieskovce a konglomeráty). Do oblasti periférnej zóny zasahujú len sporadicky telesá chaotických brekcií pyroklastických prúdov a laharových brekcií. V priebehu vulkanickej aktivity prebiehala subsidencia bzovickej depresie. To podmienilo prevládajúci smer transportu pyroklastického a epiklastického materiálu na sever do subsidujúcej depresie a jeho uloženie vo väčšej hrúbke.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafická pozícia formácie je doložená mikrofaunisticky zo sedimentov vrtu CK-1 (j. od obce Cerovo). Prítomnosť mikrofauny v sedimentoch v rámci intervalu 132 – 261 m – *Spiroplectamina carinata* (ORB.), *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerinoides trilobus immaturus* LE ROY – poukazuje na strednobádenský vek a na plytkovodné prostredie (Lehotayová in Konečný et al., 1969).

Spoločenstvo sporomorf vo vrte CK-1 (úsek 100 – 135 m) zmiešaného charakteru zodpovedá prechodu medzi zónou MF-3 a MF-4 a signalizuje nástup chladnejšej klímy. To zodpovedá strednému až vrchnému bádenu (Planderová in Konečný et al., 1969).

Erupzívne centrá, explozívne neky a dajky:

V oblasti kotlovitej depresie v širšom okolí obce Čelovce a j. od obce vystupuje väčší počet sčasti vypreparovaných telies prívodového systému v podobe explozívnych nekov a dajok.

220a explozívne neky; list: 46 LUČENEC

Vyznačujú sa kruhovitým až eliptickým prierezom s priemerom maximálne do 120 – 160 m. Explozívne neky vystupujú uprostred starších tufiticko-siltovcových sedimentov vinickej formácie ako výrazné morfológické útvary vyčnievajúce nad okolitý reliéf niekoľko metrov až 15 až 20 m. Explozívny nek východne od obce Čelovce (k. 409,9) tvorí v reliéfe výrazný morfológický útvar. Nek je z dvoch strán odkrytý lomovými stenami a táto skutočnosť poskytuje predstavu o jeho vnútornej stavbe.

V nižších úrovniach lomovej steny je hrubá až bloková andezitová brekcia s prechodmi do zbrekčovanej andezitu. V smere nahor prechádza do pásma intenzívnejšej brekciácie s prevahou drobnejších angulárnych až subangulárnych fragmentov a vo vrchnej časti do brekcie s chaotickou orientáciou fragmentov a zrnitým detritickým matrixom. Cez brekcióvu výplň neku prenikajú mladšie andezitové dajky, ktoré v okrajových a vrchných častiach podliehali brekciácii. Vo vrchnej časti neku sú zvyšky kráterovej výplne zloženej z pyroklastických fragmentov a zrnitého lapilovo-troskového matrixu.

Predpokladá sa, že podobný typ vnútornej stavby majú aj ostatné nekové telesá.

220b dajky pyroxénického andezitu; list: 46 LUČENEC

Predstavujú smerovo orientované telesá s dĺžkou do 20 – 30 m a šírkou niekoľko m. Priebeh plôch fluidality zvýraznený doskovitou odlučnosťou je strmý až vertikálny. Dajky vystupujú v úzkej priestorovej väzbe s nekmi a tvoria zhľuky v priestore západne od chrbta Badzgovej prielohy (k. 463,8). Vo vzťahu k individuálnym nekom je naznačená radiálna orientácia dajkových telies. Dajky a neky z hľadiska petrografického zloženia náležia k intermediárnym až bázickým andezitom. Podobné petrografické zloženie majú aj uloženiny pyroklastického materiálu.

Pyroklastiká:

221a hrubé až blokové pyroklastické brekcie a aglomeráty (nečlenené); list: 46 LUČENEC

Fáciu tvorí drobný až hruboulomkový, prípadne až blokový, prevažne pyroklastický materiál. Detailnejším štúdiom jednotlivých odkryvov sa stanovili uloženiny pyroklastických prúdov, horúcich laharov, brekcie a aglomeráty vulkánskeho typu a redeponované pyroklastiká. Uloženiny tohto typu sú rozšírené najmä vo vrcholovej úrovni plochých hrebeňov v rámci prechodnej a sčasti periférnej vulkanickej zóny.

221b aglomeráty a vulkánske brekcie; list: 46 LUČENEC

V rámci centrálnej vulkanickej zóny v blízkosti erupčných centier v oblasti Dedovej hory (k. 473,8) a Badzgových prielohov (k. 473,4) sú uložené aglomeráty a brekcie vulkánskeho typu. Hlavnú zložku tvoria fragmenty s veľkosťou do 15 – 20 cm až bloky do 0,5 m s napenenou stavbou a subsférickým až sférickým obmedzením typu vulkanických bômb (časté sú textúry typu chlebovej kôry „bread crust“). Sporadicky sú prítomné fragmenty s nenapenenou stavbou a angulárnym obmedzením, ktoré pochádzajú z explozívneho trieštenia andezitových telies v oblasti prívodového systému. Pyroklastický materiál je uložený prevažne chaoticky až s naznačeným gradačným zvrstvením. Matrix je lapilovo-troskový až lapilovo-tufový. Mikroskopicky sa zistila palagonitizácia a chloritizácia a prítomnosť hnedého skla (sideromelanu). To poukazuje na kontakt erupovaného materiálu s vodným prostredím. Uvedené brekcie a aglomeráty sú výsledkom explozívnych erupcií vulkánskeho, strombolského a freatomagmatického typu s uložením pyroklastického materiálu v bezprostrednom okolí erupčných centier.

221c chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 46 LUČENEC

Tvorí ploché telesá s hrúbkou od niekoľko m do 15 – 25 m s výraznou smerovou orientáciou. Predstavujú hlavnú stavebnú zložku prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny a zasahujú do značnej vzdialenosti do oblasti periférnej (distálnej) vulkanickej zóny. Maximálny dosah pyroklastických prúdov v smere na S až SV od erupčných centier centrálnej vulkanickej zóny je 12 – 15 km. Chaotické brekcie pyroklastických prúdov tvoria v prevahe silne vezikulárne fragmenty so subsférickým obmedzením a v menšej miere fragmenty s menej napenenou až nenapenenou stavbou so subangulárnymi až angulárnymi obmedzeniami. Prevládajúca frakcia sú fragmenty s rozmermi 5 – 15 cm (asi 40 %), menej 15 – 25 cm (asi 20 %) a sporadicky bloky do 1 – 2 m (asi 2 – 5 %). Matrix je tufový, hnedočervený až sivočierny, výrazne spečený, s drobnými, silne napenenými fragmentmi. Styk bázy prúdov s podložnými sedimentmi je ostrý, diskordantný, sedimenty sú na kontakte sčervenané, spevnené a limonitizované.

Epiklastiká:

222 *laharové brekcie*; list: 46 LUČENEC

Lahary tvoria ploché, smerovo orientované telesá s hrúbkou od niekoľko m do 25 – 30 m, sledované do vzdialenosti 5 – 10 km od okraja prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny. Laharové telesá sú odkryté na svahoch doliny rieky Litavy a potoka Vrbovok a tvoria pokrivy plochých vrcholov z. od Cerova. Laharové brekcie tvoria andezitové fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 35 cm (asi 40 %), prevažne s angulárnym až subangulárnym obmedzením. Väčšie bloky do 50 – 65 cm sú prevažne suboválné až oválne. Uloženie je chaotické. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. V prípade „studených laharov“ (*cold lahars*) je vyšší podiel ílovitej zložky. Naproti tomu, v „horúcich laharoch“ (*hot lahars*) je matrix prevažne tufový, často výrazne konsolidovaný a červenkastý (zoxidovaný). To poukazuje na horúci stav materiálu v priebehu transportu a uloženia. Horúce lahary sa vyznačujú vyšším podielom napenených fragmentov až blokov pyroklastického pôvodu. Styk bázy laharových brekcií s podložnými sedimentmi je ostrý, v prípade horúcich laharov pozorujeme tepelný účinok na podložné sedimenty v podobe ich zvýšenej konsolidácie a sčervenania. V niektorých prípadoch vidíme dutiny po stromoch, ktoré unášal lahar.

223a *epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové*; list: 46 LUČENEC

Sú podstatnou zložkou externejších častí prechodnej vulkanickej zóny a oblasti prechodu do periférnej vulkanickej zóny. Uloženíny hrubých až blokových brekcií v západnej časti formácie budujú oblasť plochého vrcholu Žiar a Holizeň, k. 440 Lovecký vrch a svahy pod k. 367 Brezový vrch. V severozápadnej časti formácie v oblasti periférnej zóny budujú oblasť plochého vrcholu Trčkov laz. Fáciu tvorí hruboušlomkovitý andezitový materiál prevažne s rozmermi do 30 – 40 cm (asi 50 %) až bloky do 1 – 2 m (2 – 5 %). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými angulárnymi fragmentmi. Predstavuje 45 – 50 %. Brekcie sa vyznačujú hrubým triedením a zvrstvením. Sú výsledkom opakovaného transportu úlomkového materiálu (gravitáciou, splachovým transportom a prostredníctvom úlomkových prúdov) a jeho akumulácie pri upätí primárneho vulkanického svahu.

223b *epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobnoušlomkovité*; list: 46 LUČENEC

Vyznačujú sa prevahou subangulárných až angulárných úlomkov vo frakcii 15 – 30 cm, hrubozrnným tufovo-piesčitým matrixom a textúrami hrubého triedenia a zvrstvenia. Brekcie tvoria polohy s hrúbkou od 0,5 m do 5 – 10 m, často oddelené polohami epiklastických vulkanických pieskovecov. Brekcie vystupujú prevažne v oblasti periférnej vulkanickej zóny (oblasti plochých vrcholov k. 396 Tŕstie j. od obce Selce, k. 357 Sečenský vrch a ďalšie).

224a *epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové*; list: 46 LUČENEC

Predstavujú komplexnú fáciu tvorenú sčasti opracovaným až neopracovaným materiálom s veľkosťou 25 – 40 cm. Menej sú zastúpené bloky do 60 – 80 cm, ojedinele do 2 m. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, triedenie je naznačené až výrazné. Fácia je rozšírená najmä vo vyšších úrovniach formácie v oblasti plochých vrcholov (k. 425), k. 369 s. od Brezového vrchu a v oblasti k. 369 Orosky v sz. časti formácie.

224b *epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, stredné až drobné*; list: 46 LUČENEC

Sú charakteristické pre vzdialenejšie oblasti prechodnej vulkanickej zóny, najmä však pre oblasť periférnej vulkanickej zóny. Klastický materiál je subangulárny až suboválny, s priemernou veľkosťou 5 – 25 cm, výrazne triedený a zvrstvený, matrix je piesčitý, hrubozrnný. Fácia je rozšírená v oblasti plochých vrcholov Brezovo (k. 367), Medovarce (svahy sz. od k. 394) a Tŕstie nad Medovarcami.

Epiklastické vulkanické konglomeráty:

Podľa rozmerov klastického materiálu rozlišujeme epiklastické vulkanické konglomeráty: a) hrubé až blokové, b) stredné až hrubé, c) drobné.

225a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 46 LUČENEC

Tvorí ich opracovaný vulkanický materiál s prevládajúcimi rozmermi 30 – 60 cm, sporadicky sú prítomné bloky do 1 – 2 m a viac. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobným opracovanými úlomkami. Fácia hrubých až blokových konglomerátov je vyvinutá najmä pri rozhraní prechodnej a periférnej vulkanickej zóny v podobe výrazného horizontu. Polohy hrubých až blokových konglomerátov vystupujú najmä v spodných úrovniach formácie, bežné sú v stredných aj vyšších úrovniach. Charakteristické odkryvy sú na svahoch doliny rieky Litavy pod k. 375,8, v doline Horné tále a v oblasti od hradu Čabrad' v smere na J po Lomocký vrch. Ojedinele sú prítomné veľké až gigantické bloky (6 – 10 m) tvorené kryštalinikom (metakonglomeráty a svorové ruly), napríklad na svahoch doliny Litavy oproti hradu Čabrad'.

225b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné; list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené v oblasti periférnej vulkanickej zóny a pri rozhraní s prechodnou vulkanickou zónou v sz. až sv. časti formácie (svahy doliny Litavy). Väčšie plošné rozšírenie majú vo vzdialenejších pásmach pri jz. a z. okrajoch formácie (oblasti plochých vrcholov medzi dolinami rieky Krupinice a potoka Vrbovka). Prevládajúcou zložkou je opracovaný balvanovitý materiál s rozmermi 15 – 30 cm, uložený v subhorizontálnych polohách s variabilnou hrúbkou, od niekoľko m do 15 – 30 m. Matrix konglomerátov je hrubozrnný, piesčitý. Súčasťou fácie sú vložky až polohy epiklastických vulkanických pieskovcov oddeľujúce jednotlivé konglomerátové telesá. Na báze konglomerátových polôh často pozorujeme zapĺňanie erozívnych zárezov konglomerátovým materiálom.

225c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Tvorí samostatné polohy s menšou hrúbkou, 5 – 10 m, v jz. časti formácie. Často sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov (svahy nad Plášťovcami – Iskorňa a Žigov Olvár, Tešmák – Hečkova pustatina). Sú prítomné aj pri s. a sv. okrajoch prechodnej vulkanickej zóny a v oblasti periférnej vulkanickej zóny. Fáciu tvorí drobný konglomerátový až štrkový materiál s obliakmi s priemerom 5 – 8 cm, občas aj viac. Sporadicky sú prítomné obliaky nevulkanických hornín.

226a epiklastické vulkanické pieskovce, jemno- až hrubozrnné; list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené v jz. časti formácie (jz. od oblasti erupčných centier). Predstavujú sedimenty plytkovodného pobrežného pásma. Epiklastické vulkanické pieskovce tvorí piesčitý andezitový materiál s kolísaním zrnitosti od hrubozrnných po jemnozrnné frakcie. Stupeň vytriedenia ($So = 1,68$) sa blíži ku koeficientu triedenia plážových pieskov. Bežné sú textúry normálneho a reverzného gradačného zvrstvenia a lokálne krížového zvrstvenia.

226b epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov; list: 46 LUČENEC

Vytriedené pieskovce plážového typu uložené v širšom okolí Hrušova v pokračovaní na západ nadobúdajú jemnozrnejší charakter. Objavujú sa v nich vložky až súvislejšie polohy siltovcov, ojedinele sú prítomné zvyšky schránok morskej fauny.

226c epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných až stredných brekcii a konglomerátov; list: 46 LUČENEC

V severnej časti formácie sa epiklastické vulkanické pieskovce striedajú s polohami drobných až stredných konglomerátov. Konglomeráty tvoria šošovkovité až súvislejšie polohy, prí-

padne tvoria výplne erozívnych zárezov. V severnej a sz. časti periférnej (distálnej) vulkanickej zóny v rámci hrubších súvrství epiklastických vulkanických pieskovcov sa vyskytujú časté polohy drobných triedených epiklastických vulkanických brekcií.

227 *bazálne tufitické piesky s obliakmi andezitov a nevulkanických hornín;*

list: 46 LUCĚNEC

Poloha tufitických pieskov s premenlivou hrúbkou, 2 – 15 m, je nesúvisle a diskordantne uložená na denudovanom povrchu staršej vinickej formácie. Tufitické piesky tvorí rozpadavý nesúdržný a vytriedený piesok s vulkanickou prímесou jednak v minerálnej frakcii, jednak v klastickej zložke v podobe andezitových obliakov redeponovaných z podložnej vinickej formácie. Nevulkanický materiál v minerálnej frakcii zastupuje asociácia minerálov kryštalických bridlíc. V klastickej zložke sú prítomné aj obliaky kremencov, kryštalických bridlíc (pararúl, svorov a fylitov) a granitoidných hornín. Poloha tufitických pieskov na báze produktov čelovskej formácie predstavuje produkty fluvialneho znosu z oblastí budovaných horninami predvulkanického podložia.

VEPORSKÝ STRATOVULKÁN

(západná časť veporika a severná časť Rimavskej kotliny)

Báden

Vulkanické, vulkanosedimentárne a intruzívne horniny v západnej časti veporika pravdepodobne neogénneho veku opísal celý rad autorov (Kuthan et al., 1963; Baczó, 1964; Klinec, 1976; Lexa a Konečný in Vass et al., 1982; Burian et al., 1984; Lexa in Vass et al., 1986; Konečný a Lexa in Ivanička et al., 1986; Dublan in Bezák et al., 1999). Horniny sa považujú za denudačné zvyšky predpokladaného veporského stratovulkánu.

Okrem intruzívno-extruzívnych telies amfibolicko-pyroxénických až pyroxénicko-amfibolických andezitov a andezitových porfýrov s variabilným obsahom granátu (považovaných za prejav samostatného intruzívno-extruzívneho magmatizmu spodnobádenského veku) sa v oblasti západného veporika zistili početné dajky, prieniky a štoky andezitov, andezitových porfýrov, dioritových porfýrov až dioritov, ako aj denudačné reliktý lávových prúdov a vulkanosedimentárnych komplexov. Skupina intruzívnych telies dioritov a dioritových porfýrov pri Tisovci sa vyznačuje kontaktne metasomatickými účinkami na okolité horniny za vzniku rohovcov a skarnov s magnetitom a polymetalickou sulfidickou mineralizáciou (Bacsó, 1964). Severne od Tisovca je skupina dajok a prienikov pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, andezitových porfýrov a biotiticko-amfibolických andezitov až dacitov. Ďalšie zhľuky dajok a prienikov andezitov sú v oblasti Fabovej hole a Kľaku. V oblasti Klenovského Vepra sú uložené denudačné zvyšky vulkanosedimentárnych hornín (brekcie, konglomeráty a pieskovce s lávovým prúdom v nadloží).

Rozsiahlejší relikt vulkanosedimentárneho komplexu je v oblasti Halnej hory s. od Čierneho Balogu. **Komplex Halnej hory** s hrúbkou do 150 m tvoria polohy epiklastických vulkanických pieskovcov, brekcií – konglomerátov a pyroklastických prúdov. Vulkanosedimentárny komplex predstavuje výplň paleodoliny orientovanej na SZ. Ďalší komplex uložený pri severnom okraji Rimavskej kotliny reprezentuje **pokoradzské súvrstvie** v podobe epiklastických vulkanických pieskovcov, brekcií – konglomerátov, konglomerátov a pyroklastických prúdov.

Uvedené komplexy a súvrstvia vulkanosedimentárnych hornín, ako aj intruzívne a extruzívne telesá vrátane zvyškov lávových prúdov sa považujú za súčasť predpokladaného veporského stratovulkánu (Konečný et al., 2001). Stratovulkán situovaný v západnej časti veporika v dôsledku regionálneho výzdvihu veporika koncom miocénu až pliocénu podľa hol denudácii, ktorá dosiahla subvulkanickú úroveň s obnažením prívodových systémov.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafická pozícia stratovulkánu nie je doriešená. Metódou stôp po delení uránu (metóda Ft) sa datovali fragmenty z pyroklastického prúdu pri Pokoradzi na $16,2 \pm 0,6$ MA a $16,4 \pm 0,6$ MA (Repčok, 1981). To zodpovedá spodnému bádeniu. Naproti tomu,

zvyšky flóry pri Nižnom Skálniku (Sitár a Dianiška, 1979), ako aj flóra pri Pokoradzi poukazujú na sarmat (Nemejc in Fusán et al., 1962). Uvedené údaje pravdepodobne signalizujú, že veporský vulkán sa vyvíjal dlhší čas.

Komplex Halnej hory (báden)

Severovýchodne od Čierneho Balogu je denudačný relikv vulkanosedimentárneho súvrstvia v hrúbke asi 150 m. Pri východnom okraji komplexu v jeho v bezprostrednom podloží je teleso biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu s granátom odkryté denudačným zrezom. Na báze súvrstvia sú uložené polymiktné štrky a pieskovce, vyššie nasledujú polohy pemzových tufov a brekcie pyroklastických prúdov (sz. okraje komplexu) a v ich nadloží polohy epiklastických vulkanických brekcií – konglomerátov striedajúce sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Faciálny komplex Halnej hory predstavuje výplň paleodoliny sz. smeru z. od centrálnej zóny veporského stratovulkánu. Ďalšie relikty vulkanosedimentárneho komplexu sú v širšom okolí Klenovského Vepra prevažne v podobe drobných až stredných epiklastických vulkanických brekcií – konglomerátov a pieskovcov. V ich nadloží je uložený lávový prúd pyroxénického andezitu, ktorý tvorí vrcholovú oblasť Klenovského Vepra (k. 1 338).

Pyroklastiká:

228 brekcie pyroklastických prúdov a pemzové tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroklastické brekcie a pemzové tufy uložené v nadloží bazálnej polohy vystupujú vo väčšom rozsahu na sz. okrajoch vulkanosedimentárneho komplexu Halnej hory. V spodných úrovniach pyroklastických prúdov, resp. v ich podloží je poloha pemzového tufu. Nasleduje chaotická brekcia pyroklastického prúdu zložená z úlomkového materiálu s rozmermi 5 – 25 cm (zriedkavo do 50 cm). Obmedzenie fragmentov je subangulárne až angulárne, v prípade napenených poréznych fragmentov až subsférické. Petrograficky patrí úlomkový materiál k amfibolicko-pyroxénickému andezitu (\pm biotit). Tufový matrix s obsahom pemzy prejavuje známky zvýšenej konsolidácie až spekania.

Epiklastiká:

229a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyznačujú sa väčšími rozmermi úlomkového materiálu, prevažne od 15 do 40 cm (ojedinele do 100 cm a viac). Podobne stupeň opracovania je variabilný, od výrazne opracovaných úlomkov až po angulárne. Polohy hrubých až blokových brekcií až konglomerátov tvoria prevažne vrchné úrovne komplexu. Petrografické zloženie je podobné ako pri predchádzajúcom type. V rámci faciálneho komplexu sa lokálne rozlišujú polohy úlomkových prúdov a laharov s chaotickým uložením úlomkového materiálu.

229b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, drobné až stredné;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí ich opracovaný až neopracovaný úlomkový materiál (angulárny) s rozmermi 5 až 15 cm (sporadicky do 30 cm) s prevahou úlomkov amfibolicko-pyroxénického až pyroxénického andezitu. Matrix je piesčitý, s variabilným obsahom pemzy. Úlomkový materiál je triedený a zvrstvený.

229c bazálne súvrstvie: polymiktné štrky, piesky a pieskovce; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na báze súvrstvia najmä pri severnom a východnom okraji. Prevládajú piesky až pieskovce s výrazným triedením, v ktorých sú uložené nesúvislé polohy štrkov a drobných

konglomerátov. Okrem andezitových obliakov tvorených prevažne hyperstenicko-amfibolickým andezitom s granátom sú v prevahe obliaky ne vulkanických hornín mezozoika a paleozoika.

Pokoradzské súvrstvie (báden)

Súvrstvie je v súvislejšom vývoji rozšírené v severnej časti Rimavskej kotliny (pomenovanie podľa bývalých obcí Nižná a Vyšná Pokoradz, dnes súčasť Rimavskej Soboty). Súvrstvie je rozšírené v. od rieky Rimavy v úseku medzi Rimavským Brezovom a malými Teriakovcami. Izolované denudačné reliktory vystupujú z. od obce Hrachovo a s. od Hrnčiarskych Zalužian. V južnej časti je súvrstvie uložené na sedimentoch egeru, smerom na S je uložené postupne na horninách mezozoika a spodného paleogénu. V spodnej časti súvrstvia prevládajú epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami drobných konglomerátov, vyššie postupne prevládajú epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty a v najvyšších úrovniach sú uložené brekcie pyroklastických prúdov. Cez súvrstvie prerážajú neky explozívneho typu.

230 neky; list: 37 KOŠICE

Severovýchodne od Pokoradze vystupujú dva neky explozívneho typu, ktoré prerážajú cez epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty. Južnejšie situovaný nek tvorí hruboúlomkovitá bloková epiklastická brekcia (bloky do 1 m) so spečeným matrixom, ktorá smerom dovnútra prechádza do lávovej brekcie až do andezitového telesa. Druhý nek situovaný asi 1 km sz. tvorí podobne explozívna brekcia s fragmentmi pórovitého andezitu do veľkosti 5 – 10 cm so spečeným matrixom. Tretí nek bližšie k obci Dražice je zložený z rozpadavého andezitu. Neky sa považujú za erupzívne centrá pyroklastických prúdov.

231a nečlenený vulkanický komplex zosuvných blokov (kryhové zosuvy); list: 37 KOŠICE

Ide o bloky rôznych častí pokoradzského súvrstvia, ktoré sklzávajú z okraja súvislých výskytov po plastickom podloží.

Pyroklastiká:

231b chaotické brekcie pyroklastických prúdov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Sú uložené vo vyšších úrovniach pokoradzského súvrstvia v severnej časti Rimavskej kotliny. Chaotické brekcie tvorí úlomkový materiál s variabilnými rozmermi. Prevládajú fragmenty s veľkosťou 5 – 25 cm, sporadicky bloky do 0,5 – 1,5 m. Fragmenty celistvého andezitu sú subangulárne až angulárne, fragmenty s napenenou poréznu stavbou sú subsférické až troskovité. Matrix je tufový (tvorí 40 – 50 %), so znakmi spekania.

Epiklastiká:

232a laharové brekcie; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Na svahu kóty Močiar v nadloží mezozoických hornín je poloha chaotickej netriedenej brekcie tvorenej fragmentmi až blokmi andezitov s variabilnými rozmermi (5 – 20 cm až bloky do 0,5 m) s angulárnym až subangulárnym obmedzením. Matrix je hrubozrnný, piesčito-tufový. V malom zastúpení sú úlomky podložných mezozoických a paleozoických hornín.

232b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Predstavujú zmiešanú fáciu zloženú z opracovaného aj neopracovaného (angulárneho) materiálu s variabilnými rozmermi (úlomky až bloky od 20 do 100 cm, ojedinele viac), uloženú s naznačeným až výrazným roztriedením. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Fácia je rozšírená vo vyšších úrovniach pokoradzského súvrstvia.

233a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Konglomeráty tvorí balvanovitý materiál s rozmermi prevažne 20 – 100 cm (sporadicky do 2 m). Vytvára polohy vo vyšších úrovniach súvrstvia. Matrix je hrubozrnný a piesčitý. V hrubých konglomerátoch sú vložky pieskovcov, často s obsahom pemzy hyperstenicko-amfibolického andezitu.

233b epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Tvorí súvislejšie polohy v stredných úrovniach súvrstvia. Balvanovitý andezitový materiál s priemernou veľkosťou 5 – 30 cm je dobre až dokonale opracovaný. V rámci epiklastických pieskovcov tvorí polohy s menšou hrúbkou, často s nepravidelným priebehom. Matrix je hrubopiesčitý. Konglomeráty sa striedajú s polohami triedených pieskovcov, prípadne do nich laterálne prechádzajú.

233c epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami epiklastík a redeponovaných tufov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Epiklastické vulkanické pieskovce v spodných úrovniach sú prevažne jemnozrnné, dobre triedené, často krížovo zvrstvené. Štrky a drobné konglomeráty tvorí prevažne vulkanický andezitový materiál, nepatrne sú zastúpené obliaky granitoidov, rúl, metakvarcitov a amfibolitov. V smere do nadložia postupne prevládajú hrubozrnné netriedené epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami drobných epiklastických vulkanických brekcií a redeponovanej pemzy.

Intrúzie, extrúzie, dajky a lávové prúdy s neistou stratigrafickou pozíciou

V západnej časti Slovenského rudohoria v prostredí hornín veporického kryštalinika sa nachádza väčší počet intruzívnych a extruzívnych telies obnažených denudačným zrezom. Svedčia o tom, že táto oblasť bola v období neogénu areálom vulkanickej činnosti.

Intrúzie:

234a diorit a dioritový porfýr (štoky a prieniky); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Severozápadne od Tisovca je komplex intruzívnych hornín a dajkových telies odkrytý denudačným zrezom. Súčasťou komplexu sú telesá dioritov a dioritových porfýrov so zrnitým vývojom základnej hmoty. Telesá sa vyznačujú kontaktne metasomatickými účinkami na okolité mezozoické horniny so vznikom rohovcov a skarnov s magnetitom a polymetalickou sulfidickou mineralizáciou (Baczó, 1964).

234b autometamorfované amfibolické andezity až andezitové porfýry;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Východne od Pohronskej Polhory (Kopačno) a v okolí Michalovej vystupujú intrúzie uvedené typu. Pri samote Kopačno je intruzívne teleso s eliptickým prierezom 300 x 500 m. Andezitový porfýr je sivozelený, s blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas a zriedkavé opacitizované a chloritizované amfiboly. Základná hmota je pilotaxitická až mikrohypidiomorfne zrnitá. Ďalšie telesá s podobným zložením vystupujú v okolí osady Krátke s. od k. 1 077.

234c biotiticko-amfibolicko-pyroxénické andezity s granátom; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Juhozápadne od obce Michalová je teleso pravdepodobne lakolitového typu orientované v smere SV – JZ s rozmermi 1,5 x 0,7 km, odkryté denudačným zrezom. Teleso tvorí masívny andezit s blokovou odlučnosťou. Pri okraji je pásma brekcií. Andezit je sivozelený až tmavozeleň, autometamorfovaný.

Výrastlice tvorí plagioklas, biotit, amfibol, hypersten a ojedinele granát. Tmavé výrastlice sú sčasti chloritizované. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická.

Telesá s podobným zložením, ale menších rozmerov vystupujú v. od Klenovského Vepra na severných svahoch k. 1 128 Rozsypok. Biotiticko-amfibolicko-pyroxénický andezit s granátom v podobe dvoch menších telies sa ťažil v lomoch pri sv. okraji Hálnej hory.

235a dajky pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov až dacitov;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

V oblasti veporika okrem izometrických telies typu štokov a nekov sa vyskytujú telesá s výraznou smerovou orientáciou (dajka na jv. svahu pod k. 1 089 Rácovo, dajky na v. svahu k. 1 439 Fabova hoľa). Skupina dajok vystupuje sz. od Tisovca v oblasti Magnetového vrchu spolu s telesami dioritov a dioritových porfýrov. Petrografické zloženie dajkových telies je variabilné. Zastúpené sú dajky pyroxénických andezitov, amfibolicko-pyroxénických andezitov, biotiticko-amfibolických andezitov až dacitov. Zhluk dajok v oblasti Magnetového vrchu, ako aj intrúzií dioritov poukazuje na subvulkanický intruzívny komplex centrálnej zóny predpokladaného stratovulkánu. Ďalšie rozptýlené dajky a neky v širšom priestore indikujú prítomnosť parazitických vulkánov.

Lávové prúdy:

235b lávový prúd pyroxénického andezitu Klenovského Vepra; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Rozsiahlejší izolovaný relikť lávového prúdu s orientáciou v smere V – Z tvorí vrcholovú časť hrebeňa Klenovského Vepra, k. 1 338. Na báze lávového prúdu je lávová brekcia v hrúbke do 2 – 3 m, vyššie nad bázou je andezit s doskovitou odlučnosťou, vo vrchnej časti lávového prúdu prevláda bloková až hrubostĺpcová odlučnosť. Úklon laminačných plôch 5 – 10° na Z indikuje smer pohybu lávového prúdu od V na Z v smere paleodoliny. Andezit je tmavosivý, drobnoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas a pyroxény s veľkosťou do 2 mm. Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická.

STRATOVULKÁN POĽANA

Pre stratovulkán Poľana, situovaný v sv. časti stredoslovenského neovulkanického regiónu, je charakteristický vznik kaldery menších rozmerov a vývoj intruzívneho komplexu. Centrálna vulkanická zóna vrátane intruzívneho komplexu je odkrytá spätným zárezom rieky Hučavy v podobe kotlovitej depresie (oblasť Kyslínky), označenej ako „erozívna kaldera“. Stavba vulkánu je výsledkom niekoľkých etáp vulkanickej aktivity v období bádenu až sarmatu. Litostratigrafické jednotky definoval Dublan (1981) s neskoršími úpravami (Dublan et al., 1997). Novšie niektoré litostratigrafické jednotky redefinoval L. Šimon. Spodnú stratovulkanickú stavbu vrchnobádenského veku – **formáciu Šutovka**, odkrytú zárezom doliny rieky Hučavy, tvoria lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, redeponované pyroklastiká a epiklastiká. Produkty mladšej aktivity ryodacitového vulkanizmu – **formáciu Strelníky**, spätú s formovaním kaldery menších rozmerov, tvoria v rámci jej výplne extruzívne telesá biotiticko-amfibolicko-hyperstenických ryodacitov (\pm granát), intrúzie ryodacitových porfýrov a vulkanoklastiká. V oblasti stratovulkanického svahu sú uložené ryodacitové pemzové tufy, redeponované pyroklastiká a epiklastiká. Vrchnú stratovulkanickú stavbu – **formáciu Poľany** (sarmat) – v nižšej úrovni tvoria prevažne pyroklastiká (autochtónne pyroklastiká a chaotické brekcie pyroklastických prúdov), menej epiklastiká striedajúce sa s ojedinelými lávovými prúdmi. Vo vyššej úrovni postupne prevládajú lávové prúdy pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov, ktoré budujú vrcholové oblasti stratovulkánu v rámci prechodnej (proximálnej) vulkanickej zóny. V oblasti periférnej (distálnej) vulkanickej zóny prevládajú epiklastiká (brekcie, konglomeráty a pieskovce). V centrálnej vulkanickej zóne v prostredí hydrotermálne premenených hornín vystupujú štokové intrúzie andezitových až dioritových porfýrov.

Centrálna vulkanická zóna (oblasť Kyslinky)

Oblasť centrálnej vulkanickej zóny podľa Dublana (1997) je situovaná v kotlovitej doline erozívneho pôvodu v rozšírenom závere rieky Hučavy (širšia oblasť samoty Kyslinky).

Pri južnom okraji centrálnej zóny j. od predpokladaného kalderového zlomu vystupujú odkryvy **spodnej stavby** (formácia Šutovka) v podobe lávových prúdov a vulkanoklastických hornín v zárezoch lesných ciest. Spodnú stavbu overili aj vrty D-15, D-12, D-13 a D-8 (Dublan et al., 1998). Horniny spodnej stavby odkryl erozívny zárez rieky Hučavy z. od kalderového zlomu.

Strednú stavbu tvoria produkty ryodacitového vulkanizmu vo výplni kaldery. Reprezentujú ich lávové prúdy, extrúzie a tufy biotiticko-amfibolicko-hyperstenických ryodacitov (\pm granát), ktoré v zmysle Dublana (l. c.) sú súčasťou strelnickej formácie (člen Bobrovo).

V nadloží produktov strelnickej formácie sú zvyšky ložných intrúzií pyroxénických andezitových porfýrov, andezitov a vulkanoklastík, podrobené intenzívnej propylitizácii. Svojou pozíciou zodpovedajú vrchnej stavbe. Cez uvedené komplexy preniká väčší počet intrúzií andezitových až dioritových porfýrov štokovo-dajkového typu – *komplex Šafranička*. Horniny v bezprostrednom okolí intruzívnych telies sú intenzívne hydrotermálne premenené, argilitizované a silicifikované.

V rámci ložiskovej úlohy GÚDŠ sa geologicky zmapovala v mierke 1 : 10 000 centrálna vulkanická zóna (Konečný a Lexa, 2000). Výsledkom bolo spresnenie geologickej stavby najmä intruzívneho komplexu a zhodnotenie metalogenetického potenciálu.

Intruzívny komplex pyroxénických, andezitových až dioritových porfýrov (komplex Šafranička) (sarmat)

Cez vulkanické komplexy centrálnej vulkanickej zóny vrátane spodnej stavby, produktov ryodacitového vulkanizmu strelnickej formácie a nadložného propylitizovaného komplexu preniká väčší počet štokových a dajkových intrúzií andezitových až dioritových porfýrov. Intruzívne prieniky podľa Dublana (l. c.) sa považujú za apofýzy centrálnej, hlbšie uloženej intrúzie. V priebehu mapovania centrálnej vulkanickej zóny (Konečný a Lexa, 2000) sa vymedzil väčší počet povrchových výstupov intruzívnych telies (34 telies) a spresnili sa ich rozmery a konfigurácia.

236a argility a sekundárne kvarcity; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Výstup intruzívnych telies sprevádzali intenzívne hydrotermálne premeny. Okrem propylitizácie okolitých hornín, ktorá viedla k čiastočnej až úplnej chloritizácii tmavých minerálov, prípadne až k metasomatickej rekryštalizácii na sekundárne minerály (chlorit, sericit, karbonáty a kremeň), sa v bezprostrednom okolí intruzívnych hornín nachádzajú pásma argilitizácie a silicifikácie. Argility sa vyznačujú prítomnosťou kaolinitu, illitu a montmorillonitu, prípadne pyrofylitu. V argilitoch sú prítomné telesá sekundárnych kvarcitov. Okrem agregátov kremeňa sa v kvarcitech zistili asociácie týchto minerálov: zunyit, diaspór, pyrofylit, kaolinit, illit, montmorillonit a topás (Dublan, 1979). Vo vrte D-8 sa zistila nízkotermálna polymetalická mineralizácia viazaná na drobné žilky (Dublan et al., 1978).

Intrúzie:

236b pyroxénický andezitový až dioritový porfýr (štokové intrúzie a dajky); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hornina je tmavosivá a sivočierna, v dôsledku propylitizácie nadobúda zelené odtiene. Odušnosť je hrubobloková, nepravidelná. Výrazným znakom je hruboporfýrický charakter.

Plagioklas dosahuje veľkosť 3 – 4 mm, pyroxény do 1 – 2 mm. V zastúpení pyroxénov výrazne dominuje hypersten nad augitom, vzájomný pomer výrastlíc však vykazuje určitú variabilitu.

Pre väčšinu telies je charakteristické nasledujúce modálne zloženie: základná hmota 46,81 %, plagioklas 34,87 %, hypersten 12,29 %, augit 2,40 %, sekundárny kremeň 1,84 %, opakové minerály 1,43 %.

Vývoj základnej hmoty varíruje v závislosti od rozmerov jednotlivých telies, ako aj od vzdialenosti od okrajov v smere do centrálnej časti intrúzie. *Andezitovým porfýrom* zodpovedá mikroliticko-poikilitický až mikroliticko-zrnitý vývoj základnej hmoty. *Andezitovým až dioritovým porfýrom* zodpovedajú telesá s mikrohypidiomorfne až mikroalotriomorfne zrnitou základnou hmotou. Telesá s hrubozrnnjšou, hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou patria k *dioritovým porfýrom*. V dôsledku hydrotermálnej premeny sú tmavé minerály v rôznej miere chloritizované. Pri intenzívnej premene nastáva až metasomatická rekryštalizácia základnej hmoty na agregáty sekundárnych minerálov (kremeň, chlorit a karbonáty).

Forma telies je variabilná, od telies s izometrickým až eliptickým prierezom zodpovedajúcich štokom až po výrazne smerovo orientované telesá dajkového typu (väčšina telies). V severnej časti intruzívneho komplexu prevláda smer orientácie telies S – J, zatiaľ čo v južnej časti, a najmä v blízkosti kalderového zlomu prevláda v ich orientácii smer SV – JZ.

237a dioritové porfýry; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dioritové porfýry sú čiernosivej alebo zelenkavosivastej farby. Štruktúra je porfýrická, základná hmota holokryštalická.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit a opakové minerály, ojedinele je prítomný aj amfíbol. Prítomné sú hviezdicové akumulácie kremeňa. Hornina je hydrotermálne premenená. Občas je hornina karbonatizovaná.

237b andezitové porfýry; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezitové porfýry sú tmavej, sivočiernej, čiernosivej alebo zelenkavosivastej farby. Štruktúra je porfýrická. Základná hmota je pilotaxitická, mikroliticko-mikropoikilitická alebo mikroaplitická.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, amfíbol a opakové minerály, akcesoricky sa zistil kremeň. Občas sú prítomné glomeroporfýrické zhluky zrn plagioklasu a pyroxénov.

Relikty vrchnej stavby v oblasti kaldery (sarmat)

V juhozápadnej časti kaldery v bezprostrednom nadloží ryodacitových telies sú denudačné relikty pyroxénického andezitu až andezitového porfýru. Na základe pozície zodpovedajú formácii Veľká Detva – člen Šafranička (Dublan, l. c.).

238a hydrotermálne premenené horniny (lávové prúdy a vulkanoklastiká), nečlenené;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí ich andezitovo-ryolitový materiál. Lávové prúdy s hrúbkou do 55 m sú hydrotermálne premenené. Vulkanoklastiká tvorí polymiktný úlomkový materiál a amfibolicko-pyroxénické andezity. Matrix je prekremený a karbonatizovaný. Tmavé výrastlice sú úplne nahradené karbonátmi. Obsah fragmentov je 30 – 40 %. Úlomky sú veľké 0,5 – 5 cm. Hornina je svetlosivej farby, úlomky sú svetlejšie ako matrix.

238b augiticko-hyperstenický andezitový porfýr (sill); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvorí relikty plochých telies s hrúbkou do 50 m j. od k. 834 Mičová, ktoré pokrývajú vrcholy s k. 834 a k. 924 a svahy pri južnom okraji kaldery. Andezitový porfýr je tmavosivý.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 2 mm), hypersten a augit. Základná hmota je mikropoikilitická. Výrastlice a základná hmota sú postihnuté propylitizáciou (chloritizácia tmavých minerálov) nižšej intenzity vzhľadom na okolité horniny. Odľučnosť je bloková.

238c propylitizovaný komplex amfibolicko-pyroxénického andezitu (lávové prúdy a vulkano-klastiká); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Východne od k. 834 Mičová, j. od Hučavy a v nadloží produktov ryodacitového vulkanizmu sú uložené zvyšky propylitizovaného komplexu. Dublan (l. c.) ho považoval za súčasť sillu pyroxénického andezitového porfýru. Mikroskopickým štúdiom sa potvrdil heterogénny charakter propylitizovaného komplexu, bol identifikovaný amfibolicko-hyperstenický andezit s mikroliticko-pilotaxitickou základnou hmotou, pyroxénický andezit s amfibolom s mikroliticko-poikilitickou základnou hmotou, pyroxénický andezit a intenzívne premenené vulkano-klastiká amfibolicko-pyroxénického andezitu.

Produkty ryodacitového vulkanizmu vo výplni kaldery (sarmat)

Horniny ryodacitového vulkanizmu v oblasti výplne kaldery reprezentujú telesá ryodacitov (lávové prúdy, extrúzie a dajky) s variabilným petrografickým zložením, ryodacitové brekcie a tufy). V zmysle Dublana et al. (1998) sa začleňujú do strelnickej formácie spodnosarmatského veku – člen Bobrovo.

239a lávový prúd biotiticko-amfibolicko-hyperstenického ryodacitu s granátom;

239b extrúzia biotiticko-amfibolicko-hyperstenického ryodacitu s granátom;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V rámci kalderovej výplne sa rozlišujú **lávové prúdy (239a)** (prevažne v sz. časti kaldery) a **extrúzie telesá (239b)**. Ryodacit je sivozelený, svetlý, zvetrávaním nadobúda tmavšie hnedé odtiene.

Odlučnosť je doskovitá v smere plôch fluidality, prípadne nepravidelne bloková. Ryodacitové telesá sú v rôznej miere postihnuté hydrotermálnymi premenami (propylitizácia, argilitizácia, silicifikácia), najmä v blízkosti výstupu štokových a dajkových telies andezitových až dioritových porfýrov.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 1,5 mm), amfibol, biotit, hypersten, sporadicky je prítomný granát a kremeň. Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická, s variabilným podielom skla.

239c intrúzia biotiticko-amfibolicko-hyperstenického ryodacitového porfýru s granátom;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Teleso zhruba s izometrickým prierezom s priemerom asi 650 m vystupuje v prostredí ryodacitových tufov v centrálnej časti kalderovej výplne s. od rieky Hučavy. Ryodacitový porfýr je sivozelený (premenený), v dôsledku vetrania nadobúda hnedé sfarbenie. V častiach, kde je menej postihnutý premenami, je sivočierny.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas (An₃₈), hypersten, biotit, amfibol a kremeň. Sporadicky je prítomný granát do veľkosti 1 – 2 mm. Základná hmota je skrytokryštalická až holokryštalická.

Pyroklastiká:

240a ryodacitové tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Polohy ryodacitových tufov sa vyskytujú v západnej a severnej časti kaldery. Tufy sú svetlosivé, jemnozrnné až hrubozrnné, lokálne zvrstvené. Okrem ryodacitového materiálu sú prítomné aj úlomky andezitov.

240b ryodacitové brekcie

Vyskytujú sa v západnej a severnej časti kaldery a overili sa aj vrtnými prácami v nižších úrovniach výplne kaldery (vrt D-18). Úlomkový materiál je prevažne drobný (do 5 cm, zriedkavo viac), úlomky sú angulárne až subangulárne. Matrix je tufový až tufovo-piesčitý. Ulože-

nie je chaotické, lokálne s náznakmi triedenia a zvrstvenia. Brekcie a tufy sú produktom frea-
tomagmatických erupcií, prípadne produktom deštrukcie a erózie extruzívnych dómov
s následnou redepozíciou úlomkového materiálu.

Formácia Poľana (sarmat)

Novovyčlenená formácia Poľana je pomenovaná podľa kóty 1 458 m Poľana. Formácia re-
prezentuje stratovulkán, ktorý je produktom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity a tvorí
vrchnú časť pohoria. Vulkanická aktivita vytvorila časovo kontinuálnu sukcesiu hornín pyro-
klastického a efuzívneho vulkánu. Sukcesiu tvoria subhorizontálne polohy autochtónnych pyro-
klastík, redeponovaných pyroklastík, epiklastík, hyaloklastitov a lávových prúdov. V spodnej
časti formácie sú v prevahe produkty explozívnej aktivity (autochtónne pyroklastiká), ktoré sú
prevrstvené s produktmi ojedinelej efuzívnej vulkanickej aktivity (lávové prúdy a hyaloklastity).
Tento súbor sa strieda s produktmi redepozície (redeponované pyroklastiká) a s produktmi spre-
vádzajúcimi deštrukciu pyroklastického vulkánu (epiklastické vulkanické horniny). V strednej
časti formácie sa sformoval efuzívny vulkán s nárastom počtu lávových prúdov a zväčšeným
množstvom masy. Vrchnú časť formácie tvorí prevažne sukcesia lávových prúdov pyroxénických
a amfibolicko-pyroxénických andezitov. Vek formácie je spodný až stredný sarmat. Formácia
Poľana na základe uvedených poznatkov reprezentuje jeden vulkanický cyklus v pohorí Poľana.
Dublan et al. (1997) opísali vývoj vrchnej stavby Poľany v dvoch vulkanických cykloch, a preto
vyčlenili dve formácie (formáciu Abčina a formáciu Veľká Detva). V zmysle novších výskumov
je vyčlenená formácia Poľana, reprezentujúca stratovulkán sarmatského veku.

241 *dajky andezitového porfýru*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky andezitových porfýrov dosahujú hrúbku do 20 m a dĺžku do 100 m. Tvorí ich drob-
nozrný andezitový porfýr čiernosivej farby s celistvou textúrou a porfýrickou štruktúrou.

Výrastlice tvorí plagioklas (s veľkosťou do 1,5 mm; 30 %), hypersten (do 0,5 mm; do 5 %),
amfibol (do 0,3 mm; 0,6 %), biotit (do 2,5 mm; 0,2 %) a opakové minerály. Prítomné sú aj
glomeroporfýrické zhluky. Základná hmota je mikroalotriomorfne zrnitá a holokryštalická.

Lávové prúdy:

242a *lávové prúdy augiticko-hyperstenických andezitov, lávové brekcie – typ Poľana*;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu sú dominantné v stavbe efuzívneho
komplexu. Lávové prúdy tvorí čiernosivý pyroxénický andezit s hrúbkou v rozmedzí od 20 do
50 m. Lávové prúdy majú doskovitú až blokovú odlučnosť. V spodnej a vrchnej časti prúdov sú
vyvinuté lávové brekcie. Lávové brekcie sú zložené z fragmentov až blokov andezitov angulár-
neho tvaru s veľkosťou 5 – 150 cm. Matrix je zložený z fragmentov andezitu a troskovitej lávo-
vej masy. Je červenoružovkastý, sivoružový a červenohnedý. Brekcie majú troskový a blokový
charakter.

242b *lávové prúdy hyperstenických andezitov, lávové brekcie – typ Konce*;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pre lávové prúdy hyperstenických andezitov (typ Konce) je charakteristická doskovitá
a stĺpcovitá odlučnosť. Prúdy majú hrúbku do 100 m. V ich spodnej a vrchnej časti sú vyvinuté lá-
vové brekcie. Prúdy sú zložené zo strednoporfýrického andezitu tmavosivej až čiernosivej farby.

242c *lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov, lávové brekcie – typ Brusnianskeho grúňa*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov (typ Brusnianskeho grúňa) majú
hrúbku od 20 do 40 m. Na báze a vo vrchnej časti sú vyvinuté lávové brekcie. Telesá lávových

prúdov majú stĺpcovitú, blokovitú alebo doskovitú odlučnosť. Tvorí ich andezit čiernosivej až tmavosivej farby.

Pyroklastiká Hrochotskej doliny

Pyroklastiká reprezentujú sukcesiu autochtónnych a redeponovaných pyroklastických vulkanických hornín, ktorých typické výskyty sú v Hrochotskej doline. Tieto pyroklastiká sa vyskytujú aj v okolí k. 1 277 Vepor, k. 1 194 Ľubietovská Bukovina, k. 947 Kozí chrbát, k. 1 132 Záhorská skala a ojedinele sa vyskytujú v polohách epiklastík Hukavského grúňa (k. 953).

243a pemzové tufy a tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pemzové tufy a tufy sa vyskytujú zriedkavo. Charakteristické sú hnedastou a ružovkastou farbou a sklovitým matrixom s úlomkami kryštálov. Prítomné sú úlomky pemzy s veľkosťou 2 – 3 cm a ojedinele až 10 cm. Tufy okrem pemzy obsahujú aj fragmenty andezitov. Majú sivohnedú farbu, sú gradačne zvrstvené a hrubé do 10 m. Hyaloklastity sa vyskytujú ojedinele v hrúbke do 20 m a nesú znaky redepozície materiálu. Matrix je zložený z plagioklasu (ojedinele chloritizovaný), chloritizovaného vulkanického skla a chloritizovaných výrastlíc augitu.

243b chaotické brekcie pyroklastických prúdov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroklastické prúdy sú zložené z fragmentov s veľkosťou do 25 cm (obsah 60 – 70 %). Sú červenkastej a sivej farby a majú angulárny a subangulárny tvar. Prítomné sú aj bloky s veľkosťou viac ako 25 cm (obsah 10 %), pre ktoré je charakteristická radiálna odlučnosť. Fragmenty sú pórovité, ale časť je sklovitá, bez pórov. Z petrografického hľadiska fragmenty tvorí prevažne amfibolicko-pyroxénický andezit, asi 5 % je prímes pyroxénického andezitu. Matrix prúdov má drobnou úlomkovitú a typický pemzovo-tufový charakter. Je červenkastej farby, v spodnej časti prúdov čierny. Hrúbka pyroklastických prúdov je 20 – 40 m. Charakteristická je konsolidácia až spekanie úlomkovitého materiálu a dezintegrácia väčších fragmentov.

243c redeponované aglomeráty, tufy a hyaloklastity; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fáciu tvoria redeponované aglomeráty, tufy a hyaloklastity. Aglomeráty sú zložené z fragmentov s veľkosťou od 1 cm do 1 – 2 cm. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami andezitov a niekedy je prítomná pemza. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú andezity: amfibolicko-pyroxénické, pyroxénické, hyperstenicko-amfibolické s ojedinelým biotitom a pyroxénické andezity s amfibolom. Hrúbka vrstiev je 5 – 30 m. Pre tufy je charakteristická prítomnosť úlomkov hornín s veľkosťou do 5 cm a obsahom 20 %, matrix je piesčito-tufový. Úlomky tvorí amfibolicko-pyroxénický andezit. Hornina má tmavosivú farbu. Vrstvy sú hrubé 10 – 15 m. Tufy majú chaotickú štruktúru. Hyaloklastitové brekcie pozostávajú zo sklovitých, prevažne ostrohranných úlomkov andezitu a zrnitého pestrofarebného matrixu.

Vulkanoklastiká Zolnej

Pre vulkanoklastiká Zolnej je charakteristické striedanie epiklastických vulkanických pieskovecov s polohami epiklastických vulkanických konglomerátov, laharov a epiklastických vulkanických brekcií s ojedinelými vložkami tufov.

244a hrubozrnné tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hrubozrnné tufy sivohnedej farby sú prítomné ojedinele vo forme šošoviek. Majú hrúbku maximálne do 10 m. Tufy sú zložené zo sklovito-tufového matrixu s výrastlicami plagioklasov, hyperstenu, amfibolu, ojedinele kremeňa, granátu a úlomkov andezitu a ryodacitu.

Epiklastiká:

244b epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty s polohami laharov a brekcií; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické pieskovce majú rôzne zvrstvenie. Prítomné sú masívne vrstvy alebo nezvrstvené lavice striedajúce sa so šikmo gradačne zvrstvenými pieskovecami. Epiklastické vulkanické konglomeráty tvoria šošovkovité polohy alebo sa laterálne rozširujú. Majú hrúbku do 15 m. Pre konglomeráty je charakteristický podporný matrix a občasná prítomnosťou obliakov s veľkosťou až do 3,5 m. Matrix je úlomkovito-piesčité. Obliaky konglomerátov reprezentuje amfibolicko-pyroxénický a hyperstenický andezit. Vo vulkanoklastikách sú prítomné aj polohy laharov a epiklastických vulkanických brekcií. Lahary obsahujú angulárne a subangulárne fragmenty andezitov a v spodných častiach vrstiev aj opalizovné kmene stromov. Brekcie reprezentujú drobnoulomkovité horniny charakteristické brekciovitou štruktúrou a typickým gradačným zvrstvením s hrúbkou vrstiev od 20 až do 200 cm.

Epiklastiká Hukavského grúňa

Súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií Hukavského grúňa reprezentujú striedajúce sa polohy drobnó-, stredno- až hruboulomkovitých epiklastických vulkanických brekcií až konglomerátov s polohami pieskovcov.

Epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty s polohami pieskovcov:

245a hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hruboulomkovité až blokové epiklastické vulkanické brekcie sa vyskytujú najmä na východnom svahu Poľany v okolí Hukavského grúňa (typický vývoj), v okolí k. 1 277 Vepor, v okolí obce Hrochoť a v Hrochotskej doline.

Fácia hruboulomkovitých až blokových epiklastických vulkanických brekcií sa vyznačuje podpornou stavbou matrixu, ktorý je piesčité, ale ojedinele aj piesčito-ílovité. Vo fáciách prevládajú hruboulomkovité až blokované varianty epiklastík. Fragmenty majú veľkosť až do 200 cm. Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú amfibolicko-pyroxénické, pyroxénické a pyroxénicko-amfibolické andezity. Hrúbka vrstiev je niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov. Na báze vrstiev sa často vyskytujú vrstvičky epiklastického vulkanického pieskovca s hrúbkou 5 – 20 cm. Jednotlivé polohy epiklastík sú obvykle nezvrstvené, alebo sú zvrstvené gradačne. Tvoria sukcesiu hornín s epiklastickými vulkanickými pieskovecami tohto horizontu.

245b stredné až drobné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V drobnó- až strednoulomkovitých polohách sú prítomne fragmenty a obliaky s veľkosťou do 50 cm. Majú subangulárny a suboválny tvar. Matrix je piesčité, tvoria ho drobné úlomky. Fragmenty tvoria pyroxénický andezit, amfibolicko-pyroxénický andezit a pyroxénicko-amfibolický andezit. Vytvárajú vrstvy hrubé niekoľko metrov až 25 m. Sú situované v rámci vývoja hrubozrnných epiklastík.

Formácia Strelníky (spodný sarmat)

Formácia reprezentuje prejav kyslého vulkanizmu stratovulkánu Poľana. Litostratigrafickú jednotku definoval Dublan (1976). Formácia zahŕňa produkty explozívno-efuzívnej aktivity ryodacitového vulkanizmu v oblasti centrálnej vulkanickej zóny v rámci erozívnej kaldery a na svahoch pohoria (Dublan et al., 1997). Celková hrúbka formácie je asi 800 m. Vulkanoklastiká sú nesúvisle a diskordantne rozšírené na predvulkanickom podloží, prípadne na starších denudovaných formáciách na sz. okraji pohoria (pri obci Strelníky), v pásme od Zvolena

po Bečov a na južnom okraji pohoria Poľana (v okolí Detvy). Formácia má vek spodný až stredný sarmat. Okrem hornín centrálnej zóny v kaldere sú v nej opísané aj vulkanoklastiká, označené ako: 1. strelnicke pyroklastiká, pre ktoré je charakteristické striedanie autochtónnych pyroklastických hornín s typovým výskytom v okolí obce Strelníky; 2. sliačske vulkanoklastiká, pre ktoré je typické striedanie redeponovaných vulkanoklastík s epiklastickými vulkanickými horninami najmä v okolí kúpeľného mesta Sliač; 3. skliarovské epiklastiká sa vyznačujú striedaním epiklastík s ojedinelými polohami pyroklastík a vyskytujú sa v okolí Detvy, časti Skliarovo.

Pyroklastiká:

246 *strelnicke pyroklastiká: autochtónne pyroklastiká, pyroklastické prúdy, redeponované pemzové tufy a pemzové tufy*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Autochtónne pyroklastiká v okolí Strelník, Povrazníka a Hrochote sú výsledkom explozívnych erupcií. Reprezentujú ich najmä tufy a pemzové tufy. Hrúbka vrstiev sa pohybuje od niekoľko centimetrov až do 25 m. Pyroklastiká sú svetlosivej, sivohnedastej alebo tmavosivej farby. Sú zložené prevažne z matrixu a fragmentov. Matrix je pemzový alebo pemzovo-tufový. Tvoria ho výrastlice biotitu, kremeňa, plagioklasu, ojedinele granátu, pemza a vulkanické sklo. Fragmenty sú prítomne v množstve od 1 do 10 %, ich veľkosť je prevažne do 5 cm, ojedinele do 10 cm. Fragmenty reprezentuje pemza, ryodacit, andezit a nevulkanický materiál (kryštalické bridlice).

Pyroklastické prúdy v oblasti Povrazníka a Hrochote sú svetlosivej farby, zložené najmä zo svetlého popolovo-pemzového matrixu. Vyskytujú sa j. od obce Strelníky a s. od k. 909 Jaseňový vrch. Pyroklastické prúdy sa vyznačujú chaotickou štruktúrou bez znakov stratifikácie a opracovania materiálu. Dominantný matrix je popolovo-pemzový, svetlosivej farby.

Predstavuje až 80 % objemu vrstvy, nie je vytriedený. Tvorí ho najmä vulkanické sklo a malé množstvo výrastlíc plagioklasu, kremeňa, biotitu a ojedinele granátu. Veľkosť úlomkov skla je v priemere 1 – 3 cm. Fragmenty v matrixe zastupuje ryodacit, andezit a nevulkanický materiál. Hrúbka prúdov je okolo 20 m. Vytvárajú šošovkovité polohy.

Redeponované pyroklastiká v okolí Strelník a Hrochote sú ekvivalentom autochtónnych pyroklastík. Prítomné sú aj *redeponované pemzové tufy a redeponované hrubozrnné až jemnozrnné tufy*. Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí niekoľko centimetrov až do 60 m. Vrstvy obsahujú nepravidelne usporiadané úlomky. Úlomky reprezentujú ryodacit, vulkanické sklo, ojedinele aj andezit a nevulkanický materiál. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 1 do 5 cm. Majú angulárny a subangulárny tvar s náznakmi opracovania. Matrix je tufovo-piesčitý, prevažne svetlosivej farby. Obsahuje vulkanické sklo, plagioklas, kremeň a ojedinele aj granát.

Vulkanoklastiká:

247 *sliačske vulkanoklastiká: redeponované pyroklastiká s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov, konglomerátov, siltovcov a ílovcov*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sliačske vulkanoklastiká vystupujú najmä pri Sliači v okolí Zvolena. Vulkanoklastiká tvoria vrstvovité polohy, ktoré sa navzájom striedajú alebo sú prítomné ako šošovkovité polohy. Vrstvy sú hrubé od niekoľkých cm až do 60 m, sú svetlo- až tmavosivé. Tufy majú pemzovo-tufový matrix hnedosivej a svetlosivej farby a obsahujú pemzu s veľkosťou do 3 cm (10 %) a drobné fragmenty ryodacitov a ryolitov. Konglomeráty tvoria polohy do hrúbky 25 m a šošovky až do 2 m. Pozostávajú z obliakov pyroxénického andezitu s veľkosťou do 50 cm, ktoré sú uložené v piesčitom matrixe. Siltovce majú sivú až svetlosivú farbu s často vysokým obsahom ílovitej prímеси. Ílovce sivozelenkastej farby tvoria jemne laminované polohy. Pieskovce sú hrubozrnné, masívne, alebo majú planárne a šikmé zvrstvenie. Charakteristický je pre ne obsah pemzy, úlomkov andezitu, ryodacitu a vulkanického skla do veľkosti 2 mm.

Epiklastiká:

248 *skliarovské epiklastiká: epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce s ojedinelými polohami pyroklastík*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Skliarovské epiklastiká (v legende chybne skliarske) vystupujú pri Skliarove na severe Detvy. Tvoria ich najmä striedajúce sa vrstvy epiklastických vulkanických hornín, v ktorých sú ojedinele prítomné polohy pyroklastických hornín. Hrúbka súvrstvia je do 80 m. Epiklastiká sa vyznačujú mnohonásobným striedaním polôh s rôznou zrnitosťou, od epiklastických vulkanických siltovcov a pieskovcov až po brekcie a konglomeráty. V hrubších polohách brekcií a konglomerátov sú zastúpené úlomky sivých ryodacitov s fluidálnou textúrou, fluidálny červenkastý ryodacit, ryodacitový perlit, silne zvetraný pyroxénický andezit, silne zvetraný pyroxénicko-amfibolický andezit a občas nevulkanický materiál. Matrix je piesčitý alebo tufovo-piesčitý. Brekcie majú chaotické uloženie s obsahom fragmentov a obliakov angulárneho až suboválneho tvaru. V konglomerátoch prevláda opracovaný materiál oválneho tvaru. Súvrstvie ojedinele prerušujú polohy pyroklastických prúdov, pemzových tufov a redeponovaných pemzových tufov so sklovitými úlomkami. Pyroklastické prúdy sú sivej farby, silne homogenizované až spečené. Tvoria ich pórovité a sférické fragmenty. Pemzové tufy sú masívne, nezvrstvené a obsahujú úlomky andezitov a ryodacitov.

Formácia Šútovka (báden)

Komplex pomenoval a podrobne opísali Dublan (1981) a Dublan et al. (1997). Formácia je produktom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity andezitového vulkanizmu a vyznačuje sa stratovulkanickou stavbou. Vulkanická stavba je odkrytá denudáciou západne od osady Kyslinky a v Senohradnej doline. Formácia je rozšírená aj na severnom svahu pohoria v okolí Lubietovej (jej báza leží diskordantne na predvulkanickom podloží) a na západnom svahu v okolí Dolnej Mičinej. Formáciu tu reprezentujú vulkanoklastické horniny periférnej a prechodnej vulkanickej zóny, pričom ich hrúbka je menšia vplyvom denudácie, niekoľko desiatok metrov. Vrchná hranica formácie je denudačná. Hrúbka formácie je maximálne do 800 m.

Chronostratigrafické údaje: Šimon a Lexa in Polák et al. (2003) formáciu zaradili do spodnej stavby stratovulkánu Poľana. Pripisujú jej vrchnobádenský vek. Dublan (1981) zaraďuje šútovskú formáciu do vrchného bádena až spodného sarmatu. Konečný et al. (1983) ju považujú za bádenskú.

249a *intruzívno-explozívne andezitové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie vystupujú v centrálnej zóne v závere Hrochotskej doliny. Sú intenzívne hydrotermálne premenené a nadobúdajú sivozelenú farbu. Tvoria ich amfibolicko-pyroxénický andezit. Fragmenty majú veľkosť od 0,5 do 20 cm (5 – 50 %) a majú subangulárny až suboválny tvar. Andezity majú sivozelenú a ružovkastú farbu. Matrix je zrnitý, detritický, s úlomkami kremeňa, draselného živca, plagioklasu a pyroxénov. Sekundárne minerály sú prítomné v podobe chloritu, karbonátu a illitu.

249b *propylitizované andezitové horniny*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide o silno hydrotermálne premenené horniny andezitového zloženia sivozelenej farby. Výrastlice sú úplne nahradené sekundárnymi minerálmi. Základná hmota je premenená na zmes chloritu, ílových minerálov, karbonátov a kremeňa. Najmenej sú premenené plagioklasy. Fragmenty sa farebne odlišujú od matrixu. Majú sivú farbu a matrix je zelený. Často je to aj naopak. Petrografické zloženie úlomkov a matrixu zodpovedá amfibolicko-pyroxénickému andezitu.

Lávové prúdy:

250a pyroxénických andezitov, lávové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy vystupujú v priestore okolia kóty Kurinec. Prúdy majú vyvinuté lávové brekcie a variabilnú hrúbku od 20 až do 100 m. Andezit je mierne propylitizovaný, hnedastej a hnedosivej farby a má porfýrickú štruktúru.

Z petrografického hľadiska ide o pyroxénické andezity s výrastlicami hyperstenu (1 mm; do 10 %), plagioklasu (do 1,5 mm; do 30 %), augitu (do 0,6 mm, ale ojedinele až do 3 mm; 6 %) a opakové minerály. Základná hmota je hyalopilitická a mikroliticko-skrytokryštalická.

250b amfibolicko-pyroxénických andezitov, lávové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov sa vyskytujú v závere Hrochotskej doliny. Patria medzi najrozšírejšie variety. Majú lavicitu a blokovú odlučnosť. Hrúbka prúdov je do 50 m a sú v nich vyvinuté lávové brekcie. Andezit je pevný, tmavosivej farby.

Z petrografického hľadiska ide o amfibolicko-pyroxénické andezity s typickými drobnými výrastlicami amfibolu s veľkosťou do 0,2 mm a obsahom maximálne do 2 %. Prítomné sú aj výrastlice plagioklasu s veľkosťou do 2 mm (27 %), hyperstenu (do 1,5 mm; do 5 %), augitu (do 1 mm; do 0,4 %) a ojedinele aj kremeň. Základná hmota je hyalopilitická.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov s amfibolom sa vyskytujú v okolí k. 811,5 Granátka. Hrúbka prúdov je 5 až 25 m. Prúdy majú nepravidelnú odlučnosť. Prúd v okolí kóty Granátka je miestami brekciovitý, s prechodom do lávových brekcií.

Z petrografického hľadiska prúdy sú zložené z pyroxénických andezitov s amfibolom. Štruktúra je porfýrická. Vývoj základnej hmoty je sklovitý alebo skrytokryštalický. Výrastlice predstavuje plagioklas, hypersten, augit a zriedkavý amfibol. Andezit má tmavosivú až čiernosivú farbu. Horniny sú veľmi zvetrané.

Lávové prúdy ležia na predvulkanickom podloží a tvoria bázu formácie Šútovka. Nad nimi sú uložené Ľubietovské vulkanoklastiká formácie Šútovka.

Ľubietovské vulkanoklastiká:

251a hrubé epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty s polohami pieskovcov;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v okolí Hornej Mičinej, Ľubietovej a Strelník. Epiklastiká sa vyznačujú značnou premenlivosťou obsahu fragmentov a ich veľkosti (v rozmedzí 1 cm až 2 m). V epiklastikách je takýto materiál v množstve až do 60 %. Epiklastiká sú hrubé až blokové. V prípade úlomkovitých lavín sú v týchto polohách uzavreté šošovky pieskovcov, drobných brekcií, vápencov a andezitových brekcií s nevulkanickým materiálom v hrúbke 5 až 10 metrov. Vyskytujú sa aj fragmenty s nižším stupňom opracovania. Niektoré majú subangulárny, angulárny alebo aj suboválny a oválny tvar. Matrix je hrubozrnný, piesčitý alebo tufovo-piesčitý. Vrstvy sú slabovo vytriedené až nevytriedené, v prípade drobných brekcií možno pozorovať náznak triedenia materiálu. Ojedinelé vrstvy pieskovcov sú hrubozrnné. Pieskovce nadobúdajú formu prevažne pretiahnutých šošoviek s hrúbkou niekoľko centimetrov až decimetrov.

251b drobné epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov a redeponovaných pyroklastík; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov a redeponovaných pyroklastík vystupujú v okolí Ľubietovej. V rámci formácie sa vrstvy pieskovcov striedajú s drobnouúlomkovitými epiklastickými vulkanickými brekciami až konglomerátmi. Pieskovce obsahujú drobné úlomky andezitov. Zastúpenie vulkanických kryštaloklastov je nízke, zrnitosť je hrubopiesčitá, niekedy sú prítomné obliaky andezitov. Vrstvy sú hrubé od niekoľko dm až do 5 až 10 m. V prípade hrubších vrstiev je obsah úlomkov až do 15 % a pieskovce sú vtedy menej vytriede-

né. Vrstvy zväčša vytvárajú pretiahnuté šošovky. Úlomkový materiál tvorí hyperstenický andezit, amfibolicko-pyroxénický andezit a hyperstenický andezit s amfibolom. Matrix je piesčitý. Redeponované pyroklastiká reprezentujú vrstvy redeponovaných pemzových tufov pochádzajúcich z pôvodných autochtónnych tufov. V okolí Lubietovej sú prítomné vložky redeponovaných pemzových tufov s hrúbkou 1 – 2 m.

KREMNICKE VRCHY

Kremnické vrchy predstavujú zložitú vulkanickú stavbu viacerých naložených štruktúrnych jednotiek, formácií a komplexov. Dominantná štruktúra v stavbe vulkanického pohoria je kremnický graben, sformovaný vo vrchnom bádene a vymedzený zlomami smeru SSV – JJZ (Konečný a Lexa, 1979). Litostratigrafické členenie vulkanických a vulkanosedimentárnych hornín predložili Konečný a Lexa (1979) a Konečný et al. (1983), doplnil a opravil ho Lexa (1998).

Na báze vulkanickej stavby v nadloží sedimentov paleogénu je uložené **kordické súvrstvie**. Tvoria ho tufitické siltovce a pieskovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom redeponovaných tufov a lokálne s polohami uhoľných ílovcov. V nadloží nasleduje **zlatostudnianska formácia**, ktorá predstavuje zvyšky andezitového stratovulkánu. V rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti vystupuje na povrch v podobe propylitizovaného komplexu andezitov a andezitových porfýrov s intrúziami dioritových porfýrov, dioritov a gabrodioritov v hlbších úrovniach. Na vonkajšej strane kremnického grabenu reprezentuje formáciu stratovulkanická stavba so striedaním lávových prúdov a vulkanoklastík. Výplň kremnického grabenu, subsidujúceho vo vrchnom bádene, tvorí v spodnej časti **turčecká formácia** (lávové prúdy bazaltických až leukokratických pyroxénických andezitov, pyroklastiká, epiklastiká a hyaloklastity v hrúbke až do 500 m) a vyššie **formácia Kremnického štítu** (efúzie a extrúzie láv amfibolicko-pyroxénických andezitov až pyroxénicko-amfibolických andezitov s biotitom a ich brekcie v hrúbke okolo 500 m). Pozdĺž zlomov pri východnom okraji hrasti (pri Krahuliach a Ihráči) vystupujú extrúzie a dajky biotiticko-amfibolických andezitov **krahuľskej formácie**. Výsledkom vulkanickej aktivity v období sarmatu bol vznik satelitných vulkánov menších rozmerov, viazaných na zlomové systémy pri okrajoch kremnického grabenu, **flochovský vulkán (formácia)** pri severnom okraji a **rematský vulkán** pri západnom okraji grabenu. Na južnom svahu Kremnických vrchov zvyšky vulkánov predstavuje **sielnická formácia** a v jej nadloží **turovská formácia**. Na zlomovom systéme kremnickej hrasti vystupujú dajky ryolitov (vrchný sarmat), s ktorými časovo a priestorovo koinciduje vznik drahokovových žíl kremnického rudného poľa. S väzbou na zlomový systém pri severnom okraji kremnického grabenu v období panónu vznikol **stratovulkán bazaltických andezitov Vlčí vrch (formácia)** menších rozmerov.

Turovská formácia (stredný až vrchný sarmat)

Konečný et al. (1983) vyčleňujú turovskú formáciu ako súbor nekov, lávových prúdov, pyroklastických prúdov, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík prevažne tmavých pyroxénických andezitov v nadloží sielnickej formácie v juhovýchodnej časti Kremnických vrchov.

Na západe buduje turovská formácia v hrúbke 100 – 150 m hrebeňové časti masívu Budinej. V spodnej časti formácie tu v hrúbke 10 – 50 m vystupujú epiklastické vulkanické pieskovce a brekcie s polohami redeponovaných tufov a aglomerátov. Vyššie formáciu budujú lávové prúdy, miestami oddelené horizontom epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov. V okolí Turovej boli identifikované neky a na báze formácie v hrúbke do 40 m sú prítomné uloženy pyroklastického prúdu. Vyššie v hrúbke 20 – 60 m vystupujú epiklastické vulkanické pieskovce, konglomeráty a brekcie s polohami redeponovaných tufov a aglomerátov. Strednú časť formácie tvoria epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy a v nadloží epiklastické vulkanické brekcie a redeponované tufy. Pozdĺž okraja Zvolenskej kotliny vystupujú jemnozrnnejšie epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty s redeponovanými tufmi, naznačujúce prechod do vulkanosedimentárneho súvrstvia Zvolenskej kotliny. Výnimkou sú pyroklastické prúdy pri Badíne. V samotnej Zvolenskej kotline formáciu repre-

zentujú najmä jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy s polohami tufitických siltovcov.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafická pozícia turovskej formácie nie je priamo určená. Superpozícia nad sielnickou formáciou a vzťah k okrajovým zlomom grabenu Žiarskej kotliny kladie turovskú formáciu do intervalu stredný až vrchný sarmat, pred ryolitové vulkanity jastrabskej formácie. Datovanie celohorninových vzoriek z lokalít pri Turovej a Badíne metódou K/Ar poskytlo vek v intervale 9,0 – 11,0 MA (Kantor et al., 1990) s priemerom okolo 10,0 MA. Takéto výsledky nie sú v súlade s relatívnym vekom vo vzťahu k jastrabskej formácii, ktorej rádiometrický vek je v intervale 12,9 – 10,7 MA (pozri ďalej).

252a neky; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové neky sú reprezentované dvomi telesami menších rozmerov (50 – 100 m) jz. od Turovej. Tvoria ich tmavé, nepravidelne rozpukané andezity, pri okrajoch s prechodmi do úzkej zóny brekciácie. Z petrografického hľadiska ide o hyperstenicko-augitický andezit s holokryštalickou zrno-mikrolitickou základnou hmotou.

Explozívne neky vystupujú v Turovej a pri Tíni a s najväčšou pravdepodobnosťou predstavujú centrá explozívnej aktivity, ktorá vyprodukovala pyroklastické prúdy v okolí Turovej. Neky s priemerom 60 – 80 m, resp. 30 – 50 m tvorí typická komínová brekcia s fragmentmi celistvého aj troskovitého andezitu. V chaotickej brekcii, miestami so stopami po triešení, možno pozorovať vertikálne zóny s rôznym stupňom dezintegrácie. Pri okrajoch sú uzavreté kusy tufitických sedimentov z okolia. V bezprostrednom okolí neku vystupujú chaoticke pyroklastiká tvorené bombami a lapilami tmavého napeneného andezitu v pemzovo-tufovom matrice.

Lávové prúdy:

252b lávové prúdy pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy tvorí prevažne masívny andezit s doskovitou odlučnosťou, menej andezit s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Červené pórovité lávové brekcie vo vrchnej časti prúdov sú relatívne tenké a vo východoch sme ich prakticky nepozorovali. Charakteristické je termické pôsobenie – vypálenie fosílnych pôdnych horizontov, prípadne tufov v podloží prúdov, ktoré sa prejavuje sčervenáním, v hrúbke až 3 m. Lávové prúdy tvorí drobná- až strednoporfýrický pyroxénický andezit.

Pyroklastiká:

253 blokovo-popolové pyroklastické prúdy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tvoria ich angulárne fragmenty sivého až tmavého celistvého až pórovitého andezitu s veľkosťou do 50 cm, priemerne okolo 5 cm, a sporadicky fragmenty svetlejšieho napeneného andezitu vo svetlejšom zváranom matrice. Z petrografického hľadiska ide o materiál hyperstenicko-augitického andezitu s hyalopilitickou až mikrolitickou základnou hmotou. Pyroklastický prúd západne od Badína hrubý 10 – 20 m tvoria nepravidelné až sférické fragmenty silne pórovitého tmavého pyroxénického andezitu s veľkosťou 1 – 10 cm v tufovom sivom zváranom matrice. Ojedinele sú prítomné angulárne úlomky tmavého sklovitého andezitu. Ide o materiál augiticko-hyperstenického andezitu s hyalopilitickou základnou hmotou. Pre drobnoulomkovitý pyroklastický prúd s. od Badína je charakteristický vysoký obsah pemzy v matrice.

Epiklastiká:

254a epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov a redeponovaných tufov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Od predchádzajúcej fácie sa líšia podstatným zastúpením polôh drobných brekcií s hrúbkou 10 – 50 cm, ojedinele aj viac. Tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty s veľkosťou

1 – 10 cm v netriedenom hrubom piesčitom matrice so žltou a hnedou pemzou. Vystupujú najmä vo vyšších častiach formácie. Ide o nepravidelne až šošovkovito zvrstvené hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie s vložkami a polohami mierne až dobre vytriedených tmavých pieskovcov, pieskovcov s pemzou, redeponovaných tufov a redeponovaných pemzových tufov. Angulárne až subangulárne fragmenty andezitov dosahujú v hrubých brekciách veľkosť až 0,5 m. Matrix je mierne triedený, hrubopiesčitý, často s drobnou pemzou. Brekcie, ako aj redeponované tufy a aglomeráty predstavujú uloženiny úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov uložených na výplavových kuželoch.

254b konglomeráty s polohami redeponovaných tufov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú vo vrchnej časti formácie ako hrubšie samostatné horizonty, ale aj ako tenké ne-súvislé polohy v brekciách. Konglomeráty sa od brekcií líšia opracovaním fragmentov, ktoré sú subangulárne až oválne. Vyznačujú sa lepším triedením a výraznejším zvrstvením. Spravidla vystupujú spolu s vložkami a polohami hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov, pieskovcov s rozptýlenou pemzou a redeponovaných tufov, s ktorými sa nepravidelne striedajú. Zrnitosť konglomerátov je značne variabilná, od hrubých pieskovcov s drobnými obliakmi až po obliaky s maximálnou veľkosťou 0,5 m.

254c pieskovce a redeponované tufy; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Mierne až dobre triedené, stredno- až hrubozrnné tmavé epiklastické vulkanické pieskovce (niekedy s roztrúsenou pemzou a červenými pórovitými andezitmi) a vložky žltých redeponovaných tufov a pemzových tufov sa nepravidelne striedajú v polohách s hrúbkou 1 – 25 cm. Ojedinele sú prítomné hrubozrnné polohy s pestrým zložením tmavých, hnedých a červených andezitov a žltej pemzy. V okolí Kováčovej a Sielnice sa pieskovce vyznačujú celkovo jemnejším materiálom a prítomnosťou vložiek a lamín siltovcov. Naznačujú prechod do vulkanosedimentárnych hornín Zvolenskej kotliny. Od pieskovcov sa líšia podstatnejším až prevládajúcim zastúpením redeponovaných tufov.

Sielnická formácia (stredný až vrchný sarmat)

Konečný et al. (1983) vyčlenili ako sielnickú formáciu súbor lávových prúdov, pyroklastických prúdov a svetlých epiklastík amfibolicko-pyroxénických andezitov s vysokým obsahom pemzy a vulkanosedimentárnych hornín v jv. časti Kremnických vrchov, v nadloží zlatostudnianskej formácie a v podloží turovskej formácie. Formácia dosahuje hrúbku až 300 m. Južným smerom sa formácia vyklinuje na povrchu breznického komplexu štiavnického stratovulkánu uklonenom na sever.

Najkompletnejší litologický sled vykazuje formácia v okolí Železnej Breznice. Odsopdu hore tam pozorujeme tieto členy: 1. tufitické ílovce a siltovce s polohami pieskovcov, 2. epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami pieskovcov, redeponovaných tufov a ojedinele aj štrkov s nevulkanickým materiálom, 3. lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxénických andezitov, 4. drobné epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce, 5. uloženiny pyroklastických prúdov (dve hrubé polohy oddelené epiklastikami), 6. rozličné epiklastiká. Na plošine j. a v. od Železnej Breznice je formácia značne denudovaná a zastúpená len spodnými členmi. Jedno z vulkanických centier formácie zrejme predstavuje extruzívne teleso biotiticko- -amfibolicko-pyroxénického andezitu z. od Turovej. V okolí Železnej Breznice a Turovej formáciu narúša rozsiahle zosúvanie, ktoré je podmienené horizontom tufitických ílovcov a siltovcov na báze formácie. Smerom na S a Z sa pyroklastické prúdy vyklinujú a v stavbe formácie prevládajú rozličné epiklastiká. V severnej a východnej časti formácie pozorujeme len nepravidelne sa striedajúce polohy epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov. Vrty pri Badíne a Sielnici indikujú prechod do vulkanosedimentárnej výplne Zvolenskej kotliny (Lexa et al., 1983).

Chronostratigrafické údaje: Stredno- až vrchnosarmatský vek sielnickej formácie vyplýva zo superpozície nad spodnosarmatským breznickým komplexom a z palynologických údajov z vrto

P-2, P-14 a P-15 pri Sielnici a Badíne (Konečný et al., 1983). Z výsledkov rádiometrického datovania vychádza vek 12,2 – 12,7 MA (Repčok, 1982). Jastrabská formácia vrchného sarmatu v Žiarskej kotline je už mladšia, pretože vystupuje v grabene, ktorého okrajové zlomy porušujú horniny sielnickej formácie.

255a extrúzia biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu a jej brekcie;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúzia hruboporfýrického biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu je jedno z vulkanických centier formácie. Extruzívne teleso má bochníkovitý tvar s priemerom okolo 1 km. Jeho koreňová časť preráža cez tufitické ílovce, siltovce a pieskovce bazálnej časti formácie. V strednej časti telesa je mierne autometamorfovaný andezit s blokovou odlučnosťou, ktorý smerom k okrajom prechádza do blokového až doskovitého andezitu s náznakmi vertikálnej fluidality. Na okraji telesa je zóna sklovitých extruzívnych brekcií hyaloklastitového typu, ktoré čiastočne prenikajú do okolitých sedimentov, vytvárajúc brekciu peperitového typu. Okraje extruzívneho telesa sú preklopené cez uvedené sedimenty vo forme hrubého lávového prúdu.

255b lávové prúdy biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu a ich brekcie;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy vystupujú v spodnej časti formácie v okolí Turovej, Trnia, Železnej Breznice a jv. od Jastrabej. Ich hrúbka je variabilná, od 30 m až do 100 m. Odlučnosť je nepravidelne blokovaná, miestami doskovitá, na báze a vo vrchnej časti je prechod do pórovitých blokových lávových brekcií.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 5 mm; 20 – 30 %), amfibol (do 2 mm; 3 – 9 %), augit (do 1 mm; 1 – 2 %), hypersten (do 1,5 mm; 1 – 3 %) a zriedkavejší biotit (do 2 mm; 0,5 – 2 %). Základná hmota je sklovitá až hyalopilitická.

Pyroklastiká:

256a pyroklastické prúdy amfibolicko-pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Jednotlivé pyroklastické prúdy s hrúbkou 20 – 50 m vystupujú v komplexe epiklastík, s ktorými sa striedajú. Reprezentujú ich chaotické blokové brekcie s angulárnymi fragmentmi celistvých tmavších andezitov a angulárnymi až sférickými fragmentmi svetlejších andezitov v kompaktnom, mierne zváranom matrixe. Veľkosť fragmentov je variabilná, od 5 – 10 cm do 1 m.

256b pemzové tufy amfibolicko-pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V samostatne zmapovateľných polohách vystupujú len na báze formácie v jej západnej časti. Redeponované tufy sú hrubo zvrstvené a prevažne slabo vytriedené. Pemzové tufy s veľkosťou zrn 0,5 – 2 cm vytvárajú hrubšie, niekedy lavicovité polohy medzi netriedenými tufmi so zrnitosťou 1 – 5 mm. Polohy tufov sa nepravidelne striedajú s polohami slabo triedených epiklastických vulkanických pieskocov a s hrubšími polohami drobných epiklastických vulkanických brekcií. Pre ne je charakteristický vysoký podiel netriedeného matrixu s rozptýlenou pemzou.

Epiklastiká:

257a epiklastické vulkanické brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hrubo zvrstvené a slabo triedené brekcie majú variabilnú zrnitosť. Tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty prevažne sivých až svetlých pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov. Charakteristická je najmä prítomnosť svetlých, silne pórovitých amfibolicko-pyroxénických andezitov a pemzy v matrixe. Hrúbka jednotlivých polôh kolíše od 0,1 po 3 m,

pričom je úmerná zrnitosti. Tá sa pohybuje od 0,5 do 2 cm v prípade drobných brekcií, pri polohách hrubých brekcií je od 20 do 100 cm. Ojedinele sú prítomné vložky a polohy slabo triedených hrubozrnných pieskovcov. Epiklastické vulkanické brekcie predstavujú prevažne uloženiny úlomkových prúdov, v menšej miere aj laharov a hyperkoncentrovaných prúdov. Predstavujú ich najmä uloženiny laharov, ktoré vystupujú v spodnej časti formácie. Chaotické laharové hrubé až blokové brekcie tu vytvárajú horizont s hrúbkou až 50 m. Veľkosť fragmentov je do 1 m, ojedinele aj viac, v priemere okolo 10 – 20 cm. Matrix je svetlý až hnedastý, netriedený, tufovo-piesčitý, s drobnou pemzou a úlomkami andezitov. V matrixe je charakteristické podstatné zastúpenie jemnej tufovej a ílovej substancie.

257b epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce s polohami redeponovaných tufov;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Drobnoúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie a hrubé pieskovce vystupujú ako vložky v hrubších epiklastikách, ale aj ako samostatne zmapovateľné polohy. Ide o výrazne zvrstvené, niekedy až lavicovité uloženiny. Ich zloženie je obdobné ako v prípade hrubších epiklastík. Prevládajú však brekcie s fragmentmi s veľkosťou 1 – 2 cm, maximálne do 10 cm, a netriedené hrubé pieskovce bohaté na pemzu a tufovú substanciu, ktoré predstavujú až 50 % objemu. Hrúbka jednotlivých polôh je od 5 do 50 cm, zriedkavo až 1 m. Ojedinele sa vyskytujú aj vložky hrubších brekcií.

258a epiklastické vulkanické konglomeráty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Konglomeráty tvoria subangulárne až oválne obliaky amfibolicko-pyroxénických andezitov s veľkosťou 2 – 30 cm v hrubopiesčitom netriedenom matrixe. Polohy konglomerátov sú výrazne zvrstvené, triedené, s nepravidelným striedaním polôh s rôznou zrnitosťou, ojedinele aj hrubých pieskovcov. Vrstvy sú šošovkovité, laterálne nestále. Epiklastické vulkanické konglomeráty predstavujú uloženiny občasných tokov – najmä úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov.

258b epiklastické vulkanické pieskovce s polohami redeponovaných tufov;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä vo forme tenkých polôh a šošoviek spolu s hrubými epiklastikami. Hrubšie samostatné polohy vytvárajú len v sv. časti formácie. Pieskovce sú jemné až hrubé, slabo až dobre triedené, zvrstvené, niekedy nadobúdajú lavicovitý charakter. Ojedinele sú prítomné aj vložky drobných epiklastických vulkanických brekcií. Slabšie triedené pieskovce obsahujú drobnú pemzu a jemnejšiu tufovú substanciu, ktorá v niektorých polohách prevláda nad epiklastickým vulkanickým materiálom, a pieskovce prechádzajú do redeponovaných tufov.

259a tufitické siltovce a ílovce s polohami pieskovcov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na báze formácie v hrúbke do 100 m. Prítomné sú zelenkavé až tmavé tufitické ílovce a siltovce, niekedy s úlomkami uhlia, jemné sľudnaté pieskovce, tufitické pieskovce s pemzou, redeponované tufy, redeponované pemzové tufy s materiálom pyroxénicko-amfibolických andezitov s biotitom a ojedinele tenké vložky piesčitých štrkov s obliakmi kremeňa, kremencov, kryštalínika, mezozoika a vulkanitov.

259b tufitické sedimenty s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú na báze formácie v okolí Železnej Breznice a Turovej v hrúbke do 100 m. Prítomné sú zelenkavé až tmavé tufitické ílovce a siltovce, niekedy s úlomkami uhlia, jemné sľudnaté pieskovce, tufitické pieskovce s pemzou, redeponované tufy, redeponované pemzové tufy s materiálom pyroxénicko-amfibolických andezitov s biotitom a ojedinele vložky či polohy piesčitých štrkov s nevulkanickým materiálom. V okolí Turovej vystupuje niekoľko polôh uhoľných

ílovcov s tenkými slojčkami lignitu (Ťapák, 1979) a niekoľko tenkých polôh diatomitov. Predpokladáme, že sedimenty sa ukladali vo variabilnom fluvialnom, lakustrickom a limnickom prostredí.

Spodný sarmat

K spodnému sarmatu zaraďujeme flochovskú a rematskú formáciu vulkanitov Kremnických vrchov a spodnosarmatské sedimenty vo výplni priľahlých kotlín.

Flochovská (f) a rematská (r) formácia (spodný sarmat)

Ako **flochovská formácia** sú vyčlenené relikty sarmatského stratovulkánu pyroxénických andezitov v severnej časti Kremnických vrchov s centrom s. od Turčeka (Lexa, 1975, 1978; Konečný et al., 1983). Rozšírenie a zastúpenie jednotlivých facií a genetických typov hornín je nerovnomerné. V okrajových častiach dominujú epiklastiká, v strednej časti, naopak, lávové prúdy a pyroklastiká.

Centrálnu zónu vulkánu budujú striedajúce sa tenké, silne zbrekčovatené lávové prúdy a pyroklastiká (tufy, aglomeráty a pyroklastické brekcie) s periklinálnym uložením okolo centra so sklonom 25 – 35°. Väčšina flochovskej formácie prináleží k prechodnej (proximálnej) zóne vulkánu. Tvoria ju striedajúce sa lávové prúdy a epiklastické vulkanické brekcie. Bližšie k vulkanickému centru prevládajú lávové prúdy, ďalej od centra, naopak, epiklastiká. Primárne sklony sú v prechodnej zóne menšie. Periférna (distálna) zóna vulkánu sa zachovala len v sz. časti formácie v oblasti prechodu do Turčianskej kotliny. Formáciu tu tvoria epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce.

Chronostratigrafické údaje: Diskordantná pozícia nad horninami podložia a vrchnobádenskými horninami turčeckej formácie indikuje vek mladší ako vrchný báden. Keďže erodovaný povrch flochovskej formácie prekrývajú vrchnosarmatské ryolity jastrabskej formácie, vekový interval flochovskej formácie vyplývajúci zo superpozície je spodný až stredný sarmat. Rádio-metrické datovanie na 14,5 MA (Bagdasarjan et al., 1970; Repčok, 1981) zaraďuje formáciu do vrchného bádenu (Konečný et al., 1983).

Rematská formácia predstavuje relikty sarmatského stratovulkánu pyroxénických andezitov v západnej časti Kremnických vrchov (Konečný et al., 1983). Zvyšky vulkanického kužeľa sú zložené z tufov a aglomerátov a lávových prúdov s prvkami periklinálneho uloženia (sklon 20 až 25° na V až SV). Stratovulkanický komplex prechodnej (proximálnej) zóny budujú lávové prúdy, pyroklastické prúdy a hrubé epiklastické vulkanické brekcie. Tie naspodku a pri okrajoch prechádzajú do drobnoušľakovitých brekcií s polohami pieskovcov. Epiklastiká sú uložené so sklonom okolo 5 – 10°.

Chronostratigrafické údaje: Rematská formácia tiež vystupuje diskordantne na erodovanom povrchu hornín spodného až vrchného bádenu a vekovo ju paralelizujeme s flochovskou formáciou, respektíve s vtáčnickou formáciou. Datovanie celohorninových vzoriek z rematskej formácie metódou K/Ar poskytlo údaje o veku v intervale 13,5 ± 0,3 Ma až 11, 5 ± 0,5 MA (Kantor et al., 1990) s priemerom okolo 12,4 MA. Poukazujú skôr na obdobie stredného sarmatu.

Lávové prúdy:

Lávové prúdy a ich brekcie predstavujú asi 50 – 60 % rematskej a flochovskej formácie. V centrálnej zóne vulkánov sú tenké a silne zbrekčovatené, s malým rozsahom. Tvoria ich doskovitý celistvý andezit a červené troskovité lávové brekcie, ktoré zvyčajne nad andezitom prevládajú. Lávové prúdy prechodnej zóny vulkánov sú hrubšie (do 100 m), rozsiahlejšie, s menším zastúpením lávových brekcií troskového až blokového typu.

Z petrografického hľadiska vyčleňujeme tieto lávové prúdy:

260a pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Je to dominantný typ lávových prúdov oboch formácií. V centrálnej zóne sú relatívne tenké a intenzívne zbrekčovatené, zatiaľ čo v prechodnej zóne dosahujú hrúbku až 60 m s relatívne menším zastúpením brekcií. Spodná časť lávových prúdov je zvyčajne masívna, s doskovitou až bloko-

vou odlučnosťou, s prechodmi do mierne pórovitého andezitu vo vyššej časti prúdu. Lávkové brekcie predstavujúce 30 – 70 % prúdu sú troskovité až blokové, s fragmentmi pórovitej lávy s veľkosťou do 50 cm. Pri tenkých lávkových prúdoch vulkanického kužela sú brekcie troskovité, pri hrubších lávkových prúdoch prechodnej zóny sú brekcie skôr blokové. Podľa relatívneho zastúpenia výrastlíc rozlišujeme: 1. prevládajúce *augiticko-hyperstenické andezity*, 2. *hyperstenické andezity s akcesorickým augitom*, 3. menej zastúpené *hyperstenicko-augitické andezity*, ojedinele aj s akcesorickým olivínom či amfibolom.

260b *amfibolicko-pyroxénických andezitov a ich brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vytvárajú len niekoľko hrubších a kratších prúdov vo vrchnej časti formácií. Sú strednoporfýrické, s výrastlicami amfibolu, hyperstenu a plagioklasu v pilotaxitickej, mikrolitickej alebo hyalopilitickej základnej hmote. Časté sú prejavy hematitizácie.

260c *leukokratných pyroxénických andezitov a ich brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú len v hornej časti flochovskej formácie. Tvorí ich doskovitý, výrazne laminovaný andezit, v hornej časti s prechodom do tmavej alebo červenkastej troskovitej brekcie. Hrúbka jednotlivých lávkových prúdov nepresahuje 30 m. Z petrografického hľadiska ide o andezit s výrastlicami plagioklasu a v malom množstve oboch pyroxénov v základnej hmote s pilotaxitickou až trachytickou štruktúrou.

Pyroklastiká:

261a *aglomeráty a tufy pyroxénických andezitov*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na stavbe vulkanických kuželov sa podstatne podieľajú vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy s periklinálnym uložením so sklonom 20 – 30°. Ide prevažne o chaotické a len nevýrazne zvrstvené hrubé pyroklastiká. Fragmenty sú zložené z pórovitých andezitov a andezitovej pemzy, len ojedinele sú prítomné angulárne fragmenty celistvých andezitov. Matrix je tufový. Veľkosť fragmentov kolíše v rozmedzí 1 – 50 cm. Polohy chaotických aglomerátov (vulkánskych brekcií) hrubé až 5 m prevládajú nad tenšími polohami lepšie triedených lapilových tufov a tufov. Hrúbka polôh je úmerná zrnitosti. Z hľadiska petrografického zloženia materiál pyroklastik zodpovedá pyroxénickým andezitom.

261b *blokovopopulové pyroklastické prúdy*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú len v rámci rematskej formácie na severnom svahu vulkanického kužela v hrúbke až 50 m. Identifikované sú dva pyroklastické prúdy s rôznou zrnitosťou: 1. hruboúlomkovitý pyroklastický prúd, tvorený neopracovanými, ale vcelku sférickými fragmentmi tmavého pórovitého až napeneného andezitu s veľkosťou až 50 cm vo svetlohnedom, mierne spečenom matricke piesčitého vzhľadu, 2. drobnoúlomkovitý zváraný pyroklastický prúd, tvorený prevažne deformovanými fragmentmi andezitovej pemzy s veľkosťou do 10 cm a podradnými angulárnymi fragmentmi sklovitého andezitu v tufovo-detritickom matricke s podstatným zastúpením pemzy a tufovej substancie.

261c *hrubé pyroklastické (kráterové) brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie sú chaotické a blokové, s angulárnymi a sférickými fragmentmi celistvých, resp. pórovitých sklovitých andezitov s veľkosťou do 1 m, v priemere 10 cm. Zrnitosť a zastúpenie fragmentov sú premenlivé. Matrix predstavuje mierne spečený netriedený drobný andezitový detrit.

261d *nerozčlenený komplex pyroklastických brekcií, aglomerátov, tufov a tenkých lávkových prúdov (stratovulkanický kužel)*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide o nerozčlenený komplex tenkých zbrekčovatených prúdov vulkánskych brekcií, aglomerátov a tufov. Jednotlivé lávkové prúdy majú hrúbku od 2 do 10 m, sú pórovité až vezikulárne,

intenzívne zbrekčovatené. Tufy a aglomeráty vytvárajú reliktý vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením. Miestami sú zvrstvené, prevažne sú však netriedené, len s náznakmi primárneho sklonu. Materiál tvoria tmavé a červenkasté pórovité až napenené andezity, pri jemnejších typoch pribúda žltá pemza.

Epiklastiká:

262a epiklastické vulkanické brekcie, hruboúlomkovité; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú dominantným stavebným prvkom v prechodných zónach vulkánov. Brekcie s rôznou zrnitosťou sa nepravidelne striedajú v polohách s variabilnou hrúbkou. V spodnej časti formácií prevládajú hrubé až blokové brekcie, vyššie sa ich rozmery zmenšujú a podstatnejšie sú zastúpené aj drobnouúlomkovité brekcie. Brekcie sú chaotické, netriedené, tvoria ich angulárne až subangulárne fragmenty celistvých aj pórovitých andezitov tmavej, respektíve svetlosivej farby. Maximálna veľkosť fragmentov v prípade blokových brekcií je až 2 m, v prípade hrubých brekcií okolo 50 cm. Matrix brekcií je netriedený, hrubopiesčitý, ojedinele s drobnou pemzou. Pomerne často sa vyskytujú tenké šošovkovité vložky hrubých pieskovcov s hrúbkou do 20 cm. Fragmenty pozostávajú z hyperstenických, hyperstenicko-augitických a augiticko-hyperstenických andezitov s mikrolitickou, pilotaxitickou alebo hyalopilitickou základnou hmotou.

262b epiklastické vulkanické brekcie, drobnouúlomkovité; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú vo vonkajšej prechodnej zóne vulkánov. Drobnouúlomkovité brekcie sú prevažne zvrstvené, slabo triedené, s fragmentmi s veľkosťou do 5 – 10 cm. Lepšie triedenie a opracovanie materiálu sa prejavuje najmä v okrajových častiach vulkánov. Naopak, bližšie k vulkanickým centráram sa objavujú aj polohy hrubých brekcií. Zmenšováním a ubúdaním fragmentov brekcie prechádzajú do polôh hrubých lavicovitých pieskovcov.

262c epiklastické vulkanické brekcie/konglomeráty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú charakteristické pre vonkajšiu prechodnú zónu flochovského vulkánu. Fragmenty pyroxénických andezitov sú prevažne subangulárne až suboválné, ojedinele až oválne, variabilnej veľkosti podľa hrúbky polohy. Uloženiny sú nevýrazne triedené a hrubo zvrstvené, striedajú sa polohy s rôznou zrnitosťou. Prevládajú hrubé uloženiny s fragmentmi do 50 cm. Ojedinele sú prítomné polohy slabo triedených vrstvovitých hrubých pieskovcov. Ide najmä o uloženiny úlomkových a hyperkoncentrovaných prúdov.

263 epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Konglomeráty a pieskovce sú vytriedené, nepravidelne až šošovkovito zvrstvené. Obliaky sú suboválné až oválne, menej sú zastúpené aj subangulárne fragmenty. Veľkosť obliakov je premenlivá, bežne sa pohybuje v rozmedzí 3 – 30 cm.

Krahuľská formácia (spodný sarmat)

Formácia predstavuje produkty extruzívnej aktivity biotiticko-amfibolických andezitov, ktoré sledujú severo-južné ihráčske zlomové pásmo. Predpokladáme súvis so studenskou formáciou štiavnického stratovulkánu, respektíve s jej magmatickým zdrojom. Reprezentujú ju dve extruzívne telesá, niekoľko dajok a ojedinelý výskyt epiklastík a tufitických sedimentov.

Chronostratigrafické údaje: Vek krahuľskej formácie na základe pozície nad horninami turčeckej formácie a formácie Kremnického štítu a na základe litologicko-petrografickej korelácie so studenskou formáciou spadá do intervalu vrchný bádén až spodný sarmat. Na ten istý časový interval poukazuje palynologické vyhodnotenie mikroflóry zo sedimentov v tesnom podloží krahuľskej formácie pri Ihráči (Planderová in Lexa et al., 1984). Výsledkom datovania amfibolu a biotitu metódou FT bol vek v intervale 15,5 – 16,1 MA (Repčok, 1981), ktorý zodpovedá spodnému bádenu. Je to v rozpore s biostratigrafickými údajmi a superpozičnými vzťahmi.

Extrúzie, intrúzie a lávové prúdy:

264a *extrúzie biotiticko-amfibolických andezitov a ich brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúzie v oblasti Krahúľ a Ihráča sa preklápajú do hrubých lávových prúdov. Pri kontakte so staršími horninami má andezit lokálne sklovitý vývoj a brekciovitý charakter. V strednej časti je teleso tvorené masívnym andezitom s blokovou odlučnosťou, v oblasti prechodu do prúdov nadobúda doskovitú odlučnosť. V hornej časti prúdy prechádzajú do blokových lávových brekcií. Z petrografického hľadiska ide o hruboporfýrický biotiticko-amfibolický andezit s hyperstenom. Základná hmota je hyalopilitická až mikrolitická.

264b *dajky biotiticko-amfibolických andezitov a dacitov*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky biotiticko-amfibolických andezitov sú situované na zlomoch ihráčskeho zlomového systému. Jednotlivé dajky sú hrubé do 30 m, so smernou dĺžkou do 500 m. Andezit je masívny, s blokovou odlučnosťou, petrograficky podobný extruzívnemu telesu Chom.

264c *lávové prúdy biotiticko-amfibolických andezitov*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Prúdy tvorí masívny sivohnedý až svetlý biotiticko-amfibolický andezit s výrastlicami 2 až 5 mm, s nepravidelnou blokovou odlučnosťou, vo vnútornej časti telies s prejavmi autometamorfnej hematitizácie. Po okrajoch pozorujeme prechod do svetlých, mierne pórovitých variet a miestami aj do sklovitých typov s náznakmi brkciácie. Lávové brekcie sú blokové, mierne pórovité, prevažne hnedasté, miestami svetlejšie, čiastočne sklovité. Prúdy dosahujú hrúbku až 100 m.

Epiklastiká:

265 *hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce s polohami uhoľných ílovcov*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie sú hrubé, slabo triedené, s angulárnym až subangulárnym materiálom prevažne sklovitých biotiticko-amfibolických andezitov. V menšej miere sú zastúpené tenšie polohy a šošovky drobnouľomkovitých brekcií. Matrix brekcií je hrubopiesčitý, netriedený. Vystupujú v podloží lávového prúdu pri Ihráči. Ide o zvrstvené tmavé tufitické ílovce s ojedinelými vložkami lignitu a epiklastické vulkanické pieskovce s materiálom biotiticko-amfibolických andezitov. Výsledky palynológie korelujú tieto sedimenty s handlovským a košským súvrstvím Hornonitrianskej kotliny.

Formácia Kremnického štítu (spodný sarmat)

Formácia predstavuje vrchnú časť výplne kremnického grabenu a priestorovo je naň obmedzená. Na S na úrovni Turčeka sa vyklinuje. Vo východnej časti grabenu dosahuje hrúbku až 500 m. V rámci kremnickej hrasti je zachovaná len vo forme reliktovej a väčšiu hrúbku nadobúda zase v západnej časti grabenu. V západnej a sz. časti grabenu sa formácia tektonicky člení na jednotlivé bloky uklonené na Z.

Formácia má charakter efuzívneho komplexu s jednotlivými prúdmi v hrúbke 30 – 150 m pri značnom plošnom rozsahu. Prúdy v spodnej časti tvorí tmavý doskovitý andezit, vyššie svetlejší až červenkastý pórovitý andezit s blokovou odlučnosťou a vo vrchnej časti svetlá alebo červenkastá pórovitá blokovaná lávová brekcia, ktorá predstavuje až 50 % hrúbky. Pri Turčeku bolo identifikované extruzívne teleso biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu a niekoľko dajok obdobného andezitu je v ihráčskom zlomovom systéme pri Suchej hore.

Chronostratigrafické údaje: Formácia Kremnického štítu spočíva na horninách turčeckej formácie a je prekrytá horninami krahuľskej, resp. rematskej formácie. Superpozičné vzťahy v rámci rozsiahlejšieho územia indikujú, že formácia je mladšia ako novácke a handlovské uhoľné súvrstvie vrchnobádenského veku, zhruba súveká s krahuľskou a studenskou formáciou a staršia ako vtáčnická a rematská formácia spodnosarmatského veku (Konečný et al., 1983, 1984; Šimon

et al., 1997). V celkovom kontexte stratigrafie stredoslovenských neovulkanitov ju považujeme za vrchnobádenskú až spodnosarmatskú. Datovaním hornín formácie Kremnického štítu na amfiboloch a biotitoch metódou FT sa zistil vek v intervale 15,1 – 15,9 MA (Repčok, 1981), ktorý je starší ako predpokladaná superpozícia formácie.

Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

266a extrúzia biotiticko-amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúzia vystupuje pri Turčeku. Na západe sa preklápa do hrubého lávového prúdu typu „dome flow“. Andezit extrúzie je celistvý, sivej až červenkastej farby, s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Pri okrajoch miestami pozorujeme sklovité variety a nevýraznú fluidalitu.

Lávové prúdy:

266b pyroxénických andezitov (\pm amfibol) a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä v spodnej časti formácie. Štruktúra je výrazne porfýrická, s veľkosťou výrastlíc 1 – 3 mm, ojedinele až do 4 mm.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, ojedinele iddingsitizovaný olivín, opacitizovaný amfibol, biotit a titanomagnetit. Základná hmota je variabilne mikroplitická, mikrolitická alebo pilotaxitická.

266c amfibolicko-pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä v strednej časti formácie. Sú podobné na nasledujúci typ, ale biotit a olivín sa vyskytujú len ojedinele. Vývoj základnej hmoty je obdobný ako v prípade pyroxénických andezitov s akcesorickým amfibolom.

266d biotiticko-amfibolicko-pyroxénických andezitov a ich brekcie;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä vo vrchnej časti formácie. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, amfibol, biotit, ojedinelý iddingsitizovaný olivín a titanomagnetit. Základná hmota je hyalopilitická, pilotaxitická alebo mikrolitická.

Vrchný bádén

Do obdobia vrchného bádenu z vulkanitov Kremnických vrchov zaraďujeme výplň kremnického grabenu – prašnické štrky, turčekú formáciu, formáciu Kremnického štítu a kraľušskú formáciu. Vulkanosedimentárne horniny vrchného bádenu sú aj vo výplni priľahlých kotlín.

Turčeká formácia (vrchný bádén)

Turčeká formácia a formácia Kľackej doliny sú ekvivalentné litostratigrafické jednotky vulkanitov Kremnických vrchov a Vtáčnika. Obe formácie predstavujú litologicky pestrý súbor lávových prúdov, hyaloklastitových brekcií, autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a epiklastík bazaltov, bazaltických andezitov, pyroxénických andezitov a leukokratných andezitov, ktoré tvoria spodnú časť výplne kremnického grabenu a grabenu Žiarskej kotliny (Lexa a Hojstričová, 1980; Konečný et al., 1983; Šimon et al., 1997). Turčeká formácia v hrúbke 100 – 600 m vystupuje v rámci kremnického grabenu a jeho okrajových blokov s. od Janovej Lehoty a jv. od Jastrabej.

V oblasti kremnickej hrasti turčekú formáciu budujú prevažne lávové prúdy pyroxénických andezitov, v malej miere sú zastúpené epiklastiká a len ojedinele sú prítomné vložky redeponovaných tufov. V rámci grabenu, zahrnujúc poklesnuté bloky ihráčskeho zlomového pásma, nesie formácia znaky uloženia v depresii a prevažne v subakválnom prostredí. Z faciálneho hľadiska sa to prejavuje lávovými prúdmi sklovitých andezitov v sprievode hyaloklastitových brekcií s veľ-

kým množstvom redeponovaných pyroklastík freatomagmatického typu a polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. V severnej časti územia má turčecká formácia stratovulkanický charakter daný striedaním silne zbrekčovatených lávových prúdov, aglomerátov a tufov. Ich vzájomný pomer silne kolíše. Len ojedinele boli identifikované epiklastiká. Ojedinele sa zistili tenké vločky svetlých pemzových tufov dacitového zloženia a lávové telesá dacitov až dacitoandezitov s afinitou k leukokratným andezitom formácie. Hrubé pyroklastiká a reliktu periklinálneho uloženia indikujú lokálne centrum severne od Turčeka.

Chronostratigrafické údaje: Turčecká formácia spočíva na erodovanom povrchu hornín zlatostudnianskej formácie bádenského veku. Je prekrytá horninami formácie Kremnického štítu a Krahul'skej formácie vrchnobádenského spodnosarmatského veku (Konečný et al., 1983). Formáciu preto zaraďujeme do obdobia vrchného bádenu. Na základe vyhodnotenia mikroflóry formáciu zaraďujeme do intervalu vrchný bádenu až spodný sarmat (Konečný et al., 1983). Rádiometrickým datovaním hornín turčeckej formácie pri Turčeku v severnej časti Kremnických vrchov metódou FT na amfiboloch sa zistil vek 15,0 – 15,1 ± 0,5 MA (Repčok, 1982). Datovanie hornín súvekej formácie Kľackej doliny metódou K/Ar (Đurkovičová in Šimon et al., 1997) prinieslo výsledky v intervale 13,2 – 14,4 MA, ktoré sú v lepšom súlade s pozíciou formácie.

267a dajky bazaltických a pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky majú malú hrúbku (do 5 m). Tvorí ich prevažne afanitický bazaltický andezit. Výskyt dajok pozdĺž ihráčskeho zlomového pásma podporuje predstavu o trhlinových erupciách turčeckej formácie.

Lávové prúdy:

267b bazaltických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Litologicky sú podobné lávovým prúdom leukokratných andezitov. Sú prevažne tenké, veľmi často vezikulárne, s prechodmi do bublinatých brekcií.

267c pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy pyroxénických andezitov majú prevažne väčšiu hrúbku, 30 – 100 m. Tvorí ich celistvý sivý až tmavosivý andezit s doskovitou až blokovou odlučnosťou, vo vrchnej časti s prechodom do hnedastých pórovitých andezitov a blokových či troskovitých lávových brekcií. Z petrografického hľadiska ide o strednoporfýrické hyperstenicko-augitické, augiticko-hyperstenické a bázické pyroxénické andezity.

267d leukokratných andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy stredno- až hruboporfýrických leukokratných andezitov majú prevažne menšiu hrúbku, 5 – 30 m. Sprevádzajú ich sklovité brekcie hyaloklastitového typu. Charakteristická je vezikulárnosť andezitov a brekcií, ktorých fragmenty nadobúdajú až troskovitý charakter.

Hyaloklastity:

268 hyaloklastitové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Hyaloklastitové brekcie sprevádzajú lávové prúdy pyroxénických, ale najmä leukokratných andezitov. Tvorí ich angulárne fragmenty tmavého sklovitého andezitu, často vezikulárneho, s veľkosťou do 60 cm. Matrix má charakter sklovitého detritu s drobnými vezikulárnymi úlomkami, len lokálne sme pozorovali prejavy slabej palagonitizácie. Redeponované hyaloklastitové brekcie vystupujú v hrubých chaotických polohách reprezentujúcich uloženie úlomkových prúdov (brekciových prúdov). Sú oddelené polohami jemných zvrstvených a vytriedených redeponovaných hyaloklastitov a freatomagmatických pyroklastík so znakmi uloženia vo vodnom prostredí.

Pyroklastiká:

269a tufy, aglomeráty a pyroklastické brekcie pyroxénických a leukokratných andezitov a bazaltických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Autochtónne pyroklastiká andezitov reprezentujú polohy tufov, aglomerátov a pyroklastických brekcií. Charakteristické je pomerne mierne až dobré triedenie a z toho vyplývajúce zvrstvenie. Fragmenty celistvých andezitov sú angulárne a fragmenty pórovitých andezitov sférické až troskovité. V prípade brekcií dosahujú veľkosť až 30 cm, v prípade aglomerátov priemerne 1 – 6 cm s dominantným zastúpením pórovitých a bublinatých fragmentov. Lapilové tufy a tufy pozostávajú zo silne pórovitých až napenených fragmentov, ktoré vďaka oxidácii a reakcii s plynmi nadobudli červené a žlté sfarbenie.

269b redeponované pyroklastiká (brekcie a tufy); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fácia redeponovaných pyroklastík s nepatrným zastúpením epiklastických vulkanických brekcií vystupuje v turčeckej formácii ako najrozšírenejší typ vulkanoklastík. Vytvárajú zvrstvený komplex nepravidelne sa striedajúcich drobných až hrubých brekcií s vložkami a polohami redeponovaných tufov až hrubých pieskovcov. V redeponovaných aglomerátoch prevládajú fragmenty vezikulárnych a pórovitých tmavých a červenkastých andezitov a drobnej pemzy, v epiklastikách zasa fragmenty sivých celistvých andezitov. Veľkosť fragmentov je značne variabilná. V prípade hrubých brekcií najväčšie fragmenty dosahujú veľkosť až 2 m.

Epiklastiká:

270a hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Brekcie sú prevažne chaotické, nevýrazne zvrstvené až slabo triedené. Striedajú sa rôzne hrubé polohy hrubých brekcií s tenšími polohami lepšie triedených drobných brekcií, miestami aj hrubých pieskovcov. Fragmenty sú angulárne až subangulárne, celistvé až mierne pórovité, svetlosivé, sivé alebo tmavé andezity. Časť andezitov je sklovitá. Väčšie zastúpenie svetlých napenených andezitov a pemzy približuje brekcie k redeponovaným aglomerátom. Fragmenty v hrubých brekciách dosahujú veľkosť až 1 m. Matrix je svetlý, netriedený, hrubo piesčitý, s podstatným zastúpením drobnej žltej a hnedej pemzy.

Pyroklastiká a epiklastiká:

270b redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fáciu reprezentujú nepravidelne sa striedajúce, 5 – 150 cm hrubé polohy slabo triedených hnedých až tmavých epiklastických vulkanických pieskovcov s tufovou prímесou alebo pemzou, redeponovaných tufov a redeponovaných pemzových tufov pyroxénických a leukokratných andezitov. Prítomné sú aj laminy jemných pieskovcov a siltovcov a polohy drobných epiklastických vulkanických brekcií. Zvrstvenie je lavicovité, miestami môžeme pozorovať lamináciu a triedenie. Ide o uloženiny hustotných a hyperkoncentrovaných prúdov.

Pyroklastiká:

270c tufy a pemzové tufy (sčasti zvärané) andezitového zloženia a dacitového zloženia; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lapilové tufy a tufy pozostávajú zo silne pórovitých až napenených fragmentov, ktoré vďaka oxidácii a reakcii s plynmi nadobudli červené a žlté sfarbenie. Podstatne býva zastúpená aj pemza. Charakteristické je plášťové zvrstvenie s kopírovaním nerovností podložia a dobré triedenie. Časť tufov a pemzových tufov je svetlejšia, dacitového zloženia. Zväraný dacitový pemzový tuf v hrúbke až 25 m vystupuje v. od Kremnického štítu.

Zlatostudnianska formácia (báden)

Formácia predstavuje relikty rozsiahleho stratovulkánu pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov bádenského veku s centrom v oblasti Kremnice (Konečný et al., 1983). Na povrch vystupuje v oblasti kremnickej hrasti a v relatívne vyzdvihnutých blokoch z. a v. od kremnického grabenu.

V centrálnej zóne v rámci vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti zlatostudniansku formáciu reprezentuje komplex intruzív s reliktnými spodnej časti vulkanickej stavby. Zlomová tektonika, propylitizácia a rozsiahle zóny argilitizácie znemožňujú detailné členenie a presné stanovenie hraníc jednotlivých telies. Prevládajúci typ hornín sú masívne propylitizované andezitové porfýry sillovo a lakolitovo, medzi ktorými vo forme reliktovo vystupujú intenzívnejšie premenené andezity lávových prúdov, menej vulkanoklastiká. V hlbšej úrovni centrálnej zóny sa vrtmi (Böhmer et al., 1977; Knésl et al., 1990) overili aj telesá dioritových porfýrov, dioritu a gabrodioritu a ojedinele aj dajky kremtodoritových porfýrov. V okolí kremnických epitermálnych žíl sú horniny adularizované, argilitizované a silicifikované až do štádia metasomatitov.

Západne od kremnického grabenu vystupujú horniny zlatostudnianskej formácie na povrchu vo forme intruzívneho telesa (lakolitu?) dioritových porfýrov a vo forme komplexu lávových prúdov a vulkanoklastik. Tento komplex nesie prvky subakválneho pôvodu a zaraďuje sa v rámci formácie do komplexu Suchého vrchu. Obdobné horniny boli identifikované vrtmi v rámci poklesnutých blokov kremnického grabenu v podloží mladších hornín (Blaško et al., 1989).

V rámci vyzdvihnutého bloku v. od kremnického grabenu má zlatostudnianska formácia typickú stratovulkanickú stavbu. Pozostáva zo striedajúcich sa lávových prúdov, pyroklastických prúdov a epiklastických vulkanických brekcií pyroxénických andezitov a pyroxénických andezitov s amfibolom. V rámci ihráčskeho zlomového pásma je pôvodne jednoduchá stavba formácie natoľko narušená zlomami, že jej rekonštrukcia je obťažná a problematická.

S ohľadom na litológiu vyčleňujeme v tejto oblasti v spodnej časti formácie *komplex Suchého vrchu*. Budujú ho intenzívne zbrekčovateľné lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie pyroxénických andezitov. V obmedzenej miere sa zistili redeponované brekcie hyaloklastitového typu, epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce. S počiatkom vulkanickej aktivity komplexu Suchého vrchu spájame aj redeponované tufy freatického charakteru vo vrchnej časti kordického súvrstvia. Pôvodná stavba komplexu Suchého vrchu je prevažne zastretá rozsiahlymi svahovými deformáciami na ílovcoch podložného kordického súvrstvia a paleogénu. Litológia komplexu jednoznačne indikuje subakválne prostredie.

Vyššie časti zlatostudnianskej formácie majú v tejto oblasti typicky stratovulkanickú stavbu. Na západe, bližšie k centru, ich budujú lávové prúdy a hrubé epiklastické vulkanické brekcie. Prítomné sú aj horizonty uloženín pyroklastických prúdov. Východným, jv. a južným smerom sa hrúbka zlatostudnianskej formácie znižuje, ubúda lávových prúdov a hrubých epiklastických vulkanických brekcií a pribúda drobných epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskovcov.

Chronostratigrafické údaje: Vulkanity zlatostudnianskej formácie bez bližšej špecifikácie zaraďujeme do báden. Dôvodom je skutočnosť, že táto formácia vznikla v priebehu vyššej časti spodného báden, stredného báden a môže zasahovať aj do počiatočného obdobia vrchného báden (Konečný et al., 1983).

Intrúzie:

271a intrúzie dioritového porfýru a ich intruzívne brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide prevažne o intrúzie ložného typu, ktoré intrudovali do kordického súvrstvia medzi vulkanický komplex a podložie. Zistili sa aj dajky orientované v smere SSV – JJZ. Dioritové porfýry sú masívne tmavé horniny s blokovo odlučnosťou. Spravidla sú karbonatizované a chloritizované, resp. propylitizované. V prípade telesa sv. od Handlovej pozorujeme prechody do andezitových porfýrov a brekciovitých andezitov až andezitových brekcií s nižším stupňom kryštalinity základnej hmoty.

271b *silly andezitov a andezitových porfýrov a ich intruzívne brekcie;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Silly tvoria masívne propylitizované horniny s nepravidelnou až blokovou odlučnosťou, ktoré eventuálne prechádzajú do okrajových intruzívnych brekcií. Vývoj základnej hmoty intruzívnych andezitov je mikrolitický alebo pilotaxitický, pre andezitové porfýry je charakteristická zrnitejšia holokryštalická základná hmota. Charakteristické sú aj autometamorfne premeny typu chloritizácie.

271c *intruzívno-extruzívne teleso amfibolicko-pyroxénického andezitu;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Teleso pri Kremnici je zlomovo obmedzené, bez štruktúrnych prvkov umožňujúcich exaktnejšie stanovenie formy. Masívny tmavý, mierne propylitizovaný andezit s blokovou odlučnosťou je augiticko-hyperstenický, s amfibolom a akcesorickým biotitom.

272a *nečlenený komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tektonické porušenie a intenzívna premena nedovoľujú rozlíšiť jednotlivé telesá. Vzhľadom na absenciu typických znakov lávových prúdov a prevažne blokovú odlučnosť a masívny charakter hornín predpokladáme, že intruzívne telesá typu sillov v sprievode intruzívnych brekcií prevládajú.

Lávové prúdy:

272b *lávové prúdy pyroxénických andezitov s brekciami hyaloklastitového typu;*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v spodnej časti formácie označenej ako komplex Suchého vrchu z. aj v. od kremnického grabenu v celkovej hrúbke až 200 m. Ide o komplex extrémne zbrekčovateľných lávových prúdov rôznej hrúbky v sprievode hyaloklastitových brekcií.

Lávové prúdy pyroxénických andezitov vystupujú v celom zmapovanom rozsahu formácie, najmä však v prechodnej (proximálnej) zóne stratovulkánu po oboch stranách kremnického grabenu. Hrúbka prúdov je variabilná, od 10 do 80 m. Prúdy tvorí prevažne celistvý andezit s doskovitou, prípadne nepravidelnou blokovou odlučnosťou, len ojedinele je odlučnosť stĺpcová (Badínska dolina). Najmä hrubšie prúdy prechádzajú vo vrchnej časti do pórovitého andezitu a blokových lávových brekcií s menšou hrúbkou. Lávové brekcie, pokiaľ sú prítomné, sú zvyčajne hnedé až červenkasté, chaotické. Tvoria ich angulárne až sférické fragmenty celistvých a pórovitých andezitov v intenzívnejšie zoxidovanom matrixe s prejavmi spekania.

Pyroklastiká:

273 *blokovo-popolové pyroklastické prúdy;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroklastické prúdy sú zložené zo subangulárnych fragmentov silne pórovitého až napeneného pyroxénického andezitu v kompaktnom svetlom matrixe tvorenom vytriedeným andezitovým detritom so známkami slabého spekania. Menej zastúpené sú angulárne fragmenty tmavého andezitu. Uloženíny sú chaotické, netriedené, obsahujú fragmenty veľkosti do 50 cm v množstve okolo 50 – 60 %. Pyroklastický prúd amfibolicko-pyroxénického andezitu v doline Bielej vody je jemnozrnnejší, s napenenými fragmentmi veľkými do 5 cm.

Epiklastiká:

274a *epiklastické vulkanické brekcie;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä v prechodnej (proximálnej) zóne stratovulkánu po oboch stranách kremnického grabenu a striedajú sa s lávovými a pyroklastickými prúdmi. Hrubé brekcie prevládajú,

sporadicky sú prítomné polohy drobných brekcií a ojedinele aj tenké vložky hrubých pieskovcov. Jednotlivé polohy hrubých brekcií sú hrubé 1 – 5 m. Obsahujú fragmenty s veľkosťou od 0,5 do 1 m, ojedinele aj viac. Zastúpenie fragmentov je variabilné – od 20 do 60 %. Matrix je hrubo-piesčitý. Zmeny zrnitosti podmieňujú hrubé zvrstvenie. Chaotické netriedené polohy s tufovo-piesčitým matrixom predstavujú uloženiny laharov.

274b epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Nachádzame buď striedajúce sa polohy brekcií a konglomerátov, alebo polohy so zmiešaným, slabo a lepšie opracovaným materiálom. V porovnaní s brekciami je zvrstvenie výraznejšie, triedenie lepšie, sporadicky sú prítomné aj hrubé pieskovce. Zrnitosť jednotlivých polôh je značne premenlivá, pohybuje sa prevažne v rozmedzí hrubých až drobných brekcií a konglomerátov.

274c epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v rámci komplexu Suchého vrchu v spodnej časti formácie. Ide o nepravidelne sa striedajúce polohy jemných až hrubých triedených epiklastických vulkanických pieskovcov s ojedinelými väčšími úlomkami svetlosivých andezitov a pemzy, lavicovitých polôh hrubých pieskovcov až mikrokonglomerátov a drobných až hrubých konglomerátov. Obliaky ojedinele dosahujú veľkosť až 50 cm.

Spodný bádén

Horniny spodného bádenu v Kremnických vrchoch reprezentuje vulkanosedimentárne kordické súvrstvie a komplex extruzívnych telies amfibolicko-hyperstenických andezitov, niekedy s akcesorickým granátom.

Kordické súvrstvie (spodný bádén)

Súvrstvie, ktoré pôvodne vyčlenil Andrusov (1954) a neskôr redefinovali Lexa (1975) a Konečný et al. (1983), vystupuje bežne v hrúbke 20 – 200 m v nadloží mezozoických a paleogénnych hornín na báze vulkanitov takmer v celom rozsahu Kremnických vrchov. Väčšiu hrúbku (až vyše 500 m) dosahuje súvrstvie v južnej, ale najmä v jz. časti Kremnických vrchov (vrty HV-7 a HV-9; Blaško et al., 1989), kde sú zastúpené aj morské sedimenty. V dôsledku rozsiahlej zosuvnej činnosti, podmienenej zastúpením ílovcov, súvrstvie len ojedinele vytvára povrchové východy.

Chronostratigrafické údaje: Spodnobádenský vek kordického súvrstvia dokladajú výsledky z palynologického výskumu (Konečný et al., 1983) na viacerých lokalitách, morská fauna spodného bádenu vo vrte HV-9 Janova Lehota (Gašpariková in Blaško et al., 1989) a rádiometrické datovanie jedného z andezitových obliakov súvrstvia na $16,2 \pm 0,5$ MA (Repčok, 1981).

Na geologickej mape sú rozlíšené dva litologické typy uloženín kordického súvrstvia:

275a tufitické siltovce a pieskovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú vo vrchnej časti súvrstvia v hrúbke do 30 až 50 m. Je to najtypickejší člen kordického súvrstvia. Od predchádzajúcich vrstiev sa líšia absenciou uhoľných ílovcov a lignitu, prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov s materiálom pyroxénických až pyroxénicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom a nevulkanických hornín. Sedimentárne textúry indikujú depozíciu materiálu vo fluvialno-limnickom prostredí.

275b tufitické ílovce, siltovce a pieskovce s polohami redeponovaných tufov a uhoľných ílovcov (badínske uhoľné vrstvy), laminované ílovce; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú najmä v spodnej časti súvrstvia v hrúbke od 20 do 50 m v strednej a severnej časti územia a v hrúbke až vyše 500 m v južnej a jz. časti územia. Jemne laminované tmavé ílov-

ce a svetlé pieskovce sa striedajú s polohami svetlých ílovcov a siltovcov, pieskovcov s prímiesou vulkanického materiálu, andezitov s granátom, redeponovaných tufov a miestami tmavých ílovcov s tenkými slojmi lignitu. K týmto vrstvám zaraďujeme aj uhl'onosné vrstvy badínskej bane a uhoľné sloje overené vrtmi v okolí Janovej Lehoty (Blaško et al., 1989).

STRATOVULKÁN VTÁČNIK

Vulkanické pohorie Vtáčnik pri sz. okraji neovulkanického regiónu zahŕňa stavbu viacerých vulkanických štruktúr (podobne ako Kremnické vrchy), definovaných ako formácie a komplexy. Do východných okrajov pohoria zasahuje štruktúra kremnického grabenu s vulkanickou výplňou a do jv. časti Vtáčnika v spodných úrovniach pokračujú do určitej vzdialenosti vulkanické komplexy štiavnického stratovulkánu v podloží vulkanických hornín Vtáčnika. Pri severnom okraji Vtáčnika v podloží vulkanických komplexov je novácko-handlovský uhoľný bazén.

Na báze vulkanických komplexov bezprostredne na horninách predvulkanického podložia je uložené **kamenské súvrstvie** (*spodný až stredný bádén*) s prevahou konglomerátov a pieskovcov s vložkami tufov, pyroklastík, ílovcov a uhlia. Vulkanický materiál pochádza z denudovaných bádenských stratovulkánov, štiavnického a zlatostudnianskeho stratovulkánu v oblasti Kremnických vrchov. V nadloží kamenského súvrstvia v severnej časti pohoria prebiehala v období vrchného bádenu sedimentácia so vznikom uhoľných slojov **handlovského a nováckeho súvrstvia** a nadložných ílov košského súvrstvia (v rámci vysvetliviek opísané v sedimentoch neogénu). Prejavy pouhoľného ryolitového vulkanizmu (extrúzie a dajky) sú zahrnuté do **novolehotskej formácie** (Šimon et al., 1991). Nasledujúci explozívno-extrúziálny vulkanizmus hyperstenicko-amfibolických andezitov v oblasti Vtáčnika zahŕňa extrúziálne dómy a s nimi asociujúce pyroklastiká a epiklastiká **plešinskej formácie**. Výsledkom znosu z denudovaných oblastí predvulkanického podložia sú štrky, piesky a íly **lehotského súvrstvia** (v rámci vysvetliviek opísané v sedimentoch neogénu). V severnej až sv. časti Vtáčnika vystupuje spodná časť výplne kremnického grabenu – **formácia Kľackej doliny**. Reprezentuje ju súbor lávových prúdov a extrúzií bazaltických pyroxénických andezitov, dacitických andezitov a lávových prúdov leukokratných andezitov striedajúcich sa s polohami pyroklastík a epiklastík. Formácia sa považuje za ekvivalent turčeckej formácie v Kremnických vrchoch. V nadloží formácie je uložený hrubý efuzívny komplex lávových prúdov pyroxénických a amfibolicko-pyroxénických andezitov a pyroklastík **stránskej formácie** v celkovej hrúbke do 350 m. Považuje sa za ekvivalent formácie kremnického štítu. Produktom explozívno-efuzívneho vulkanizmu bázických pyroxénických andezitov je **stratovulkán Markovho vrchu** (formácia) menších rozmerov v južnej časti Vtáčnika, vybudovaný lávovými prúdmi a pyroklastikami. Vrcholovú oblasť pohoria Vtáčnik tvoria zvyšky andezitového stratovulkánu pyroxénických andezitov (lávové prúdy, pyroklastiká a epiklastiká), označené ako **vtáčnická formácia**. Predpokladané eruptívne centrá stratovulkánu Vtáčnika (neky a dajky) vystupujú v. od masívu Vtáčnika (k. 1 346) v záreze Kľackej doliny. Ďalšie rozptýlené dajky a neky v severnej a južnej časti Vtáčnika poukazujú pravdepodobne na existenciu menších satelitných vulkánov. Vulkanický masív Vtáčnika je v dôsledku čiastočnej rotácie rozsiahleho tektonického bloku uklonený na SZ do priestoru Hornonitrianskej kotliny.

Vtáčnická formácia (sarmat)

Formáciu opísali Konečný et al. (1983). Podrobný litologicko-petrografický rozbor urobili Šimon et al. (1994a, b, 1995, 1996, 1997). Formáciu reprezentuje **vtáčnický stratovulkán**. Je to najrozsiahlejšia vulkanická štruktúra v rámci vývoja vulkanitov v pohorí Vtáčnik. Formácia buduje ústredný hrebeň Vtáčnika, jeho v. svahy až na S do Hornonitrianskej kotliny po obec Malá Čausa. Formácia má hrúbku od 100 m až do 600 m. Vo vulkanickej stavbe stratovulkánu sa vyčlenili 3 zóny: 1. centrálna vulkanická zóna, 2. prechodná vulkanická zóna, 3. periférna vulkanická zóna.

Centrálna zóna predstavuje relikv stratovulkanického kužľa situovaného v závere Kľackej doliny. Je charakteristická prítomnosťou dajok a nekov, ktoré sú lokalizované najmä v Kľackej doline. Prítomné sú zbrekčovatené lávové prúdy, prevrstvené s polohami autochtónnych a redeponovaných pyroklastík. Prechodnú vulkanickú zónu budujú striedajúce sa lávové prúdy, redeponované pyroklastiká a epiklastické vulkanické horniny. V periférnej zóne stratovulkánu sa striedajú polohy redeponovaných pyroklastík s epiklastickými vulkanickými horninami. Stratovulkán je výsledkom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity v terestrickom a sčasti subakvatickom prostredí. Súčasne s vulkanickou aktivitou prebiehala deštrukcia vulkanickej stavby a erózia uloženého vulkanického materiálu. Tento materiál bol transportovaný formou sutinových prúdov a občasných tokov, ktoré formovali prechodnú a periférnu vulkanickú zónu. Vek formácie je spodný sarmat. Z petrografického hľadiska formáciu dominantne tvoria pyroxénické andezity.

276a dajky pyroxénických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

276b neky pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Dajky a **neky** sú nepravidelne rozptýlené po celej ploche vtáčnickej formácie a indikujú separátne centrá v rámci vývoja vtáčnickeho stratovulkánu. Zvýšený výskyt dajok je v okolí centrálnej zóny stratovulkánu v závere Kľackej doliny a v severnej časti Vtáčnika v okolí Opáleného vrchu. V južnej časti je niekoľko dajok na styku formácie a štiavnického stratovulkánu. Dajky a neky tvorí andezit, ktorý má stĺpcovitú alebo radiálnu odlučnosť. Andezit je strednoporfýrický alebo drobnoporfýrický. Má sivočervenú až sivočiernu farbu. Je celistvý a sklovitý. Niektoré telesá pri kontakte s okolitou horninou spôsobujú premeny, ktoré sa vizuálne prejavujú ako lokálne sčervenanie okolitých hornín. Z petrografického hľadiska telesá tvorí pyroxénický andezit.

277 lávové prúdy pyroxénických andezitov a lávové brekcie;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy vytvárajú sukcesiu prúdov striedajúcich sa s vulkanoklastikami. Prúdy majú v spodnej a vrchnej časti vyvinuté lávové brekcie. Strednú časť prúdov tvorí masívna láva. Majú doskovitú, lavicovitú, laminovanú alebo blokovú odlučnosť. Hrúbka prúdov je variabilná, kolíše od 10 – 25 m do 25 – 120 m. Lávové brekcie sú zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru. Ich veľkosť je 5 – 100 cm. Matrix je zložený z fragmentov andezitu a troskovej lávovej masy. Je červenoružovkastý, sivoružový a červenohnedý. Andezity sú sivé, tmavosivé, celistvé alebo pórovité aj sklovité, strednoporfýrické alebo porfýrické. Lávové prúdy reprezentujú blokové lávové prúdy.

Z petrografického hľadiska ide o pyroxénické andezity, pre ktoré je charakteristická prítomnosť hyperstenu, augitu, plagioklasu, magnetitu a opakových minerálov. Základná hmota je hyalopilitická a mikrolitická. V niektorých lávových prúdoch je prítomný amfibol a sú opísané ako pyroxénické andezity s amfibolom (k. 873 m Čierne blato pri obci Prochot). V iných lávových prúdoch je charakteristická neprítomnosť tmavých minerálov, prípadne obsahujú pyroxén (do 1 %) a sú označené ako leukokratné andezity (pri k. 836 m Chvojka pri Handlovej).

Pyroklastiká:

278a bieloskalské pyroklastiká; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroklastiká sú situované v okolí kóty 1 136 Biela skala. Vyčlenili a opísali ich Šimon et al. (1997). Tvorí asociácie prevažne autochtónnych pyroklastík s redeponovanými pyroklastikami. Vznikli vo vývoji vtáčnickej formácie na severnom svahu stratovulkanickej stavby v syn-eruptívnom období v terestrickom a čiastočne subakvatickom prostredí. Z genetického hľadiska pyroklastiká reprezentujú pyroklastické prúdy, popolové prúdy, pemzové prúdy, popoly, tufy, pemzové tufy, aglomeráty, redeponované tufy a aglomeráty. Z chemického a petrografického hľadiska ich tvoria bazaltické, leukokratné a pyroxénické andezity.

278b zlatojedlianske pyroklastiká; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú situované v severnej časti Vtáčnika v okolí kót Zlatá jedľa (800 m) a Opálený vrch (648 m). Vyčlenili a opísali ich Šimon et al. (1997). Tvoria horizont vrstiev prevažne autochtónnych pyroklastík, ktoré vznikli v procese pyroklastickej a freatomagmatickej erupcie. Produkty erupcií sa vytvorili po vývoji vtáčnickej formácie na s. svahu stratovulkánu. Pyroklastiká boli produkované z parazitického krátera, ktorého centrum reprezentuje vulkanický nek kóty Opálený vrch (648 m). Z genetického hľadiska pyroklastiká reprezentujú tufy, pemzové tufy, aglomeráty, popoly, popolové prúdy, pemzové prúdy, pyroklastické prúdy, freatopyroklastiká a ojedinele redeponované tufy a aglomeráty.

Vtáčnické pyroklastiká:

279a autochtónne pyroklastiká a redeponované pyroklastiká;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Autochtónne pyroklastiká sú zložené z tufov a aglomerátov. Tufy sú hrubé od niekoľko cm až do 30 m. Tufy tvorí tufový matrix a sférické, angulárne až subangulárne fragmenty sklovitého, pórovitého a celistvého andezitu. Aglomeráty pozostávajú z fragmentov andezitov a bômb. Ich tvar je sférický a angulárny, majú sivú, hnedú, čiernu a ružovú farbu. Veľkosť fragmentov je 1 – 30 cm (40 – 60 %) a 30 – 100 cm (5 – 15 %). Prítomné sú aj bloky veľké 1 – 2 m (5 – 10 %), ojedinele aj megabloky s veľkosťou 3 – 4 m. Vyskytuje sa aj pemza žltej až sivej farby s veľkosťou do 1,5 cm. Matrix je zrnitý, sklovito-popolovitý.

Redeponované pyroklastiká tvoria šošovkovité polohy s hrúbkou od 10 cm do 15 m. Fragmenty sú subangulárne, angulárne a sférické, s obsahom sklovitého andezitu a pemzy v množstve 10 – 80 %, s veľkosťou 0,5 – 25 cm. Andezit je sivej farby, pemza žltej, sivej a hnedej. Matrix je pemzovo-tufovo-piesčivý.

279b uloženiny pyroklastických prúdov; list: 35 TRNAVA

Pyroklastické prúdy vytvárajú komplex hrubý do 120 m. Materiál je spečený a prejavuje sa to sčervenaním vrstvy. Polohy sú kompaktné, netriedené, chaotické, s vysokým stupňom konsolidácie základnej hmoty. Veľkosť fragmentov andezitov sivej, tmavosivej a svetlohnedej farby je od 1 cm do 50 cm, prítomné sú aj megabloky s veľkosťou do 2,5 m. Obsah fragmentov a blokov je do 60 %. Fragmenty majú angulárny a sférický tvar. Andezit je sklovitý, pórovitý alebo celistvý, matrix tufovo-pemzový. Pyroklastické prúdy tvoria sukcesiu s pyroklastickými prívalmi a pemzovými prúdmi.

Vtáčnické epiklastiká:

280a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie tvorí väčšinou materiál vo veľkosti 20 cm až 2 m (asi 40 – 60 %). Ojedinele sú prítomné bloky hrubé až 4 m. V prípade úlomkovitých lavín pri Prievidzi sú v týchto polohách uzavreté cudzorodé šošovky pieskovcov, uhlia a drobných brekcií v hrúbke 10 až 20 m. Pre fragmenty je charakteristický nízky stupeň opracovania. Majú prevažne subangulárny a angulárny tvar. Matrix je hrubozrnitý, tufovo-piesčivý alebo piesčivý. Brekcie sú slabo triedené až netriedené, ale občas je možné pozorovať náznaky triedenia materiálu. Brekcie nad Cigľom sa vyznačujú zvýšenou kompakciou matrixu a prítomnosťou aj čiernych sklovitých fragmentov. To poukazuje na brekcie typu horúceho lahara. Materiál v brekciách pochádza z deštruovaných pyroklastík a lávových prúdov vtáčnickej formácie.

280b epiklastické vulkanické brekcie, miestami s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov vystupujú pri Handlovej a Malej a Veľkej Čause. Brekcie sú hrubé až blokové, tvorí ich prevažne materiál s veľkosťou 10 – 40 cm

(ojedinele až do 200 cm) a predstavuje 40 – 75 %. Fragmenty majú angulárny, suboválny a oválny tvar. Pozostávajú z andezitov sivej, hnedej a tmavosivej farby s celistvou a pórovitou textúrou. Matrix je piesčitý, jemnozrnný, ojedinele s drobnými fragmentmi andezitu (10 – 25 %). Brekcie sú prevažne chaotické alebo nevýrazne zvrstvené a slabo triedené. Striedajú sa rôzne polohy hrubých brekcií s tenkými polohami lepšie triedených brekcií. Epiklastické vulkanické pieskovce tvoria šošovkovité polohy alebo nesúvislé vrstvy dobre opracovaného materiálu v epiklastických brekciách.

281a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé; list: 35 TRNAVA

Epiklastiká tvoria polohy oválnych až dokonale oválnych obliakov. Ich veľkosť je 5 až 60 cm (30 – 80 %). Prítomné sú aj obliaky s veľkosťou 1 až 1,5 m. Triedenie materiálu je stredné až nízke, zvrstvenie je hrubé. Matrix je stredný až hrubo zrnitý, piesčitý.

281b epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické konglomeráty s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov vystupujú najmä pri Handlovej a pri Malej Čause. Konglomeráty sa striedajú s pieskovcami, prípadne tvoria vzájomne vnútri šošovkovité polohy. Epiklastiká vytvárajú sukcesiu polôh, ktoré sú priestorovo nestále. Epiklastické konglomeráty sú dobre triedené, s vysokým stupňom zaoblenia obliakov. Obliaky majú oválny alebo dokonale oválny tvar. Ich veľkosť je 0,5 – 60 cm (30 – 80 %), ojedinele až 100 – 150 cm. Matrix je piesčitý, ojedinele piesčito-tufový. Triedenie materiálu je stredné až nízke, zvrstvenie je hrubé. Epiklastické vulkanické pieskovce sú dobre vytriedené.

281c epiklastické vulkanické pieskovce; list: 35 TRNAVA

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú v okrajových častiach vulkanitov Vtáčnika v periférnej zóne vtáčnického stratovulkánu. Polohy tvoria slabo, dobre alebo stredne triedené jemno-, stredno- až hrubozrnné pieskovce. Materiál je dobre opracovaný. Ojedinele sú prítomné obliaky andezitov a nevulkanického materiálu. Pieskovce vznikli vo fluvialnom alebo fluvialno-limnickom prostredí.

Ruskovské vrstvy (sarmat)

Vulkanoklastiká:

282 redeponované pyroklastiká, epiklastické vulkanické ílovce, pieskovce, brekcie a konglomeráty; list: 35 TRNAVA

Šimon in Pristaš et al. (2000) na základe litologicko-petrografickej charakteristiky a vulkanologickej analógie redefinoval ruskovské súvrstvie v zmysle Vassa (1989) ako ruskovské vrstvy vtáčnickej formácie.

Ruskovské vrstvy sú sekvencia vulkanoklastických hornín vulkanosedimentárneho pôvodu, ktoré sa vytvorili počas vývoja vtáčnického stratovulkánu. Vznikali vo fluvialných tokoch, rýchlych splachoch, laharoch a bahenných prúdoch, úlomkovitých prúdoch a úlomkovitých lavínach. Ruskovské vrstvy reprezentujú periférnu (distálnu) časť vtáčnického stratovulkánu a vyvinuli sa v strednom sarmate. Polohy sú zložené z andezitov subangulárneho, suboválneho, oválneho alebo dokonale oválneho tvaru. Andezity majú pórovitú, napenenú alebo aj celistvú textúru. Veľkosť fragmentov je 1 – 20 cm (v priemer 1 – 10 cm). V jednotlivých faciách sú zastúpené v množstve do 30 %.

Z petrografického hľadiska vrstvy tvoria prevažne pyroxénické andezity, ale aj amfibolicko-pyroxénické andezity. Ojedinele je prítomný aj nevulkanický materiál.

Matrix je prevažne piesčito-tufový. Jednotlivé polohy tvoria laterálne rozšírené vrstvy. Niekedy sa vyskytujú šošovkovité polohy. Vrstvy majú najčastejšie chaotické usporiadanie fragmen-

tov. Usmernenie fragmentov vo vrstvách je pomerne nízke. Vo vrstvách prevládajú fragmenty nad matrixom, ale aj naopak, matrix nad úlomkami. V prípade polôh sú vrstvy masívne, zriedka laminované. V niektorých vrstvách epiklastických vulkanických pieskovecov môžeme pozorovať aj šikmé a krížové zvrstvenia. Maximálna hrúbka vrstiev je asi 110 m.

Formácia (vulkán) Markovho vrchu (sarmat)

Formáciu definovali Šimon (1997) a Konečný et al. (1997, 1998). Je vyčlenená ako andezitový stratovulkán menších rozmerov na južnom svahu masívu Vtáčnika. Z pôvodného vulkánu sa zachovali len relikty. Denudačný zrez odkryl pyroklastický kužeľ budovaný autochtónnymi pyroklastikami s polohami tenkých zbrekciovatých lávových prúdov. Vo vyšších úrovniach vulkanickej stavby sú lávové prúdy s periklinálnym uložením striedajúce sa s redeponovanými pyroklastikami. V podloží lávových prúdov sú vyvinuté epiklastiká. V centrálnej vulkanickej zóne sú zbrekciovatené dajky.

283a *lávové prúdy bazaltického pyroxénického andezitu*; list: 35 TRNAVA

Lávové prúdy majú hrúbku od niekoľko metrov do 5 – 15 m, niekde až do 30 m. Vo vrchnej časti sú intenzívne zbrekciovatené, uložené so súhlasným úklonom s polohami pyroklastík. V lávových brekciách vo vrchnej časti prúdov pozorujeme intenzívnu brekciáciu. Andezit je celistvý, s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Má čiernu až sivočiernu farbu a stredno- až hruboporfýrickú štruktúru.

283b *dajky bazaltického pyroxénického andezitu*; list: 35 TRNAVA

Dajky vystupujú sporadicky na z. a jz. svahu pod Markovým vrchom (k. 936). Tvorí ich masívny a zbrekciovatený, prevažne čierny bazaltický andezit.

284a *vulkanoklastiká: autochtónne a redeponované pyroklastiká*; list: 35 TRNAVA

Autochtónne pyroklastiká reprezentujú tufy striedajúce sa s pyroklastickými brekciami s fragmentmi veľkými 2 až 25 cm až blokmi do 60 cm vezikulárneho andezitu a celistvého andezitu s angulárnym až subangulárnym obmedzením. Matrix je hrubozrnný, tufovo-lapilový, zastúpený v množstve od 20 do 80 %. Redeponované pyroklastiká obsahujú fragmenty vezikulárneho andezitu s veľkosťou 2 – 5 cm a občas angulárne celistvé andezity. Matrix je tufový až tufovo-piesčitý, tmavohnedý, s úlomkami svetlej pemzy.

284b *hrubé epiklastické vulkanické brekie*; list: 35 TRNAVA

Brekcie sú zložené z úlomkov celistvého až vezikulárneho andezitu sivočiernej až čiernej farby s veľkosťou 10 – 30 cm s ojedinelými blokmi do 10 m angulárneho až subangulárneho tvaru s obsahom 50 až 80 %. Prítomné sú aj bloky andezitu s doskovitou odlučnosťou. Matrix je tufovo-piesčitý, s ojedinelou pemzou. Triedenie je nízke, zvrstvenie nezreteľné.

Stránska formácia (spodný sarmat)

Formáciu definovali Šimon et al. (1997) redefinovaním pôvodného stránskeho efuzívneho komplexu, ktorý opísali Konečný et al. (1983). Formácia je uložená v tektonickom medzibloku pri západnom okraji Žiarskej kotliny. Stránska formácia predstavuje sukcesiu explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity, ktorá podmienila vznik polôh pyroklastík a hrubých lávových prúdov najmä amfibolicko-pyroxénických andezitov. Hrúbka formácie je 250 až 350 m. Podložie formácie reprezentuje formácia Kľackej doliny a v nadloží je uložená vtáčnická formácia. Ekvivalentom stránskej formácie v Kremnických vrchoch je formácia Kremnického štítu. Formáciu zaradujeme do obdobia vrchný báden.

Lávové prúdy:

285a *pyroxénických andezitov, lávové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy tvoria telesá hrubé do 50 m, pričom ale predstavujú malý objem. V prúdoch sú vyvinuté lávové brekcie svetlosivej farby. Fragменты v brekcií majú angulárny alebo nepravidelný tvar a veľkosť 5 – 60 cm. Matrix je sivej farby, tvorí ho troskovitá láva. Brekcie sú pórovité. Lávové prúdy majú doskovitú alebo blokovitú odlučnosť. Farba je svetlosivá, štruktúra porfýrická.

285b *amfibolicko-pyroxénických andezitov, lávové brekcie*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy sú telesá hrubé od 50 do 100 m. Prúdy majú vo vrchnej a v spodnej časti vyvinuté lávové brekcie. Brekcie reprezentujú 20 – 30 % objemu prúdov. Sú svetlosivej alebo sivohnedej farby. Fragменты majú angulárny alebo nepravidelný blokový tvar a veľkosť 5 – 60 cm. Matrix je hnedosivej alebo sivej farby, tvorí ho troskovitá láva. Brekcie sú pórovité. Strednú časť prúdov reprezentuje masívny celistvý andezit. Prúdy majú doskovitú alebo blokovitú odlučnosť. Andezit je sivohnedej alebo svetlosivej farby a má porfýrickú štruktúru.

Pyroklastiká:

286 *pemzové tufy a tufy pyroxénického andezitu*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tufy a pemzové tufy vystupujú v záreze Ladomerského potoka a vo Vtáčniku v okolí k. 811 Obrázok. Pyroklastiká predstavujú šošovkovité polohy. Sú zložené prevažne z pemzy žltej farby s veľkosťou 1 – 7 cm, ktorá má angulárny alebo sférický tvar. Jej obsah je až 80 %. Matrix je tufovo-pemzový. Polohy sú slabo triedené, nezvrstvené.

Formácia Kľackej doliny (vrchný bádén)

Formáciu definovali Konečný et al. (1983) pôvodne s názvom formácia Kľakovskej doliny. Detailné štúdium a redefiníciu formácie urobili Šimon (1986, 1991, 1997) a Šimon et al. (1994, 1995, 1997). Pre formáciu je charakteristický litologicky pestrý súbor s variabilným petrografickým zložením – lávové prúdy bazaltických, pyroxénických, dacitoidných a leukokratných andezitov striedajúce sa s polohami autochtónnych a redeponovaných pyroklastík a vrstvami epiklastických vulkanických hornín. Formácia Kľackej doliny je ekvivalentom turčeckej formácie v Kremnických vrchoch. Ich vzájomný kontakt je v okolí Janovej Lehoty. Formácie je rozšírená najmä v oblasti Kľackej doliny a Novej Lehoty, kde dosahuje hrúbku 600 m, vystupujú v rámci okrajových medziblokov kremnického grabenu a pri okraji grabenu Žiarskej kotliny. Okrem toho formácia vystupuje v okolí Handlovej vo forme izolovaných telies bazaltických andezitov až bazaltov.

Formácia je produktom explozívnej a efuzívnej aktivity sprevádzajúcej počiatkové štádium subsidencie priekopovej prepadliny (grabenu), kombinovanej s náhlou alebo postupnou redepozíciou vulkanického materiálu v terestrickom, ale aj čiastočne subakválnom prostredí. Formácia predstavuje zložitú vulkanickú stavbu pozostávajúcu zo siete malých vulkánov. Embryonálne vulkániky produkovali vulkanické a pyroklastické horniny z viacerých vulkanických centier situovaných na okrajových zlomoch priekopovej prepadliny sv.-jz. smeru. Vplyvom dynamických geologicko-tektonických pohybov súvisiacich s formovaním grabenu dochádzalo k deštrukcii a kolapsom vulkanickej štruktúry (embryovulkánu). Dôsledkom bola produkcia a transport vulkanosedimentárneho materiálu do formujúcej sa priekopovej prepadliny.

Chronostratigrafické údaje: Formácia Kľackej doliny leží variabilne na komplexe andezitov s granátom a na produktoch 1. etapy štiavnického stratovulkánu, kamenského, handlovského a košského súvrstvia a plešinskej formácie. Formácia sa vyvíjala syngeneticky s lehotských súvrstvím a je prekrytá horninami stránskej aj vtáčnickej formácie. Formácia sa zaraďuje do obdobia vrchného bádenu (Šimon et al., 1997).

287a extrúzie bazaltických andezitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

287b lávové prúdy bazaltických andezitov a lávové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúzie (a) a lávové prúdy bazaltických andezitov (b) sú situované v najvrchnejšej časti formácie. Vystupujú pri Novej Lehote a pri Handlovej. Extrúzie majú v centre telesa radiálnu odlučnosť, ktorá smerom k okraju prechádza do vejárovitej a laminovanej odlučnosti. Na okrajoch majú vyvinuté extruzívne brekcie. Hornina je sivej až sivočiernej farby. Má celistvú alebo mierne pórovitú textúru. Po puklinách zvetráva a vznikajú limonitové minerálne asociácie. Z petrografického hľadiska je hornina bazaltický andezit tvorený olivínom, plagioklasom, augitom, hyperstenom a magnetitom. Základná hmota je fluidálna a trachytická. Lávové prúdy reprezentuje doskovitá láva, ktorá vznikla prechodom extrúzie do lávového prúdu formou „dome flow“ (dómový prúd). Lávové prúdy majú na okrajoch vyvinuté lávové brekcie. Tvoria ich andezit tmavosivej až čiernej farby s celistvou textúrou a jemne zrnitou porfýrickou štruktúrou.

Lávové prúdy:

288a lávové prúdy pyroxénických andezitov a lávové brekcie; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy vystupujú pri Novej Lehote. Tvoria podstatnú časť lávových prúdov formácie a zväčša sa vyvinuli v terestrickom prostredí. Hrúbka prúdov je 10 až 70 m. Prúdy tvoria masívna láva a lávová brekcia. Masívnu lávu reprezentuje andezit s celistvou až mierne pórovitou textúrou. Odlučnosť telies je doskovitá, lavicovitá, laminovaná alebo nepravidelne blokovaná. Farba horniny je svetlosivá, tmavosivá, hnedastá a čierna. Lávové brekcie sú zložené najmä z fragmentov angulárneho až troskovitého tvaru s pórovitou až napenenou textúrou a veľkosťou 1 až 20 cm (max. až 150 cm). Ich obsah je 50 – 90 %. Matrix tvorí zoxidovaná pórovitá spečená láva s prejavmi drvenia. V niektorých prúdoch je možné pozorovať znaky nontronitizácie až palagonitizácie s prítomnosťou sklovitého matrixu a sklovitých fragmentov, indikujúcich vývin lávy v subakvatickom prostredí.

288b lávové prúdy a extrúzie dacitických andezitov a lávové brekcie;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy s extrúziou dacitických andezitov sú zastúpené sporadicky, a to len vo vrchnej časti formácie v podloží bazaltických andezitov v Šechvalskej doline. Extrúzia predstavuje teleso s radiálne blokovou až masívnou odlučnosťou. Lávový prúd má masívnu blokovanú odlučnosť. Telesá tvoria andezit sivohnedej až hnedastej farby s pórovitou a stredno- až hrubozrnnou porfýrickou štruktúrou.

288c lávové prúdy leukokratných andezitov a lávové brekcie;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lávové prúdy leukokratných andezitov vystupujú v spodnej časti formácie v Kľackej doline. Prúdy majú hrúbku 10 – 30 m. Tvoria sukcesiu prúdov alebo vytvárajú šošovky v pyroklastických horninách. Odlučnosť je doskovitá alebo blokovaná, farba horniny je sivá až sivobiela. V okrajových častiach prúdov sú lávové brekcie zložené z fragmentov andezitu angulárneho tvaru s veľkosťou 1 – 20 cm. Matrix tvorí pórovitá a troskovitá láva s prejavmi drvenia.

Pyroklastiká:

289a pyroklastiká Dielu; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pyroklastiká Dielu vystupujú na svahu Diel pod k. 841 Tri kopce pri obci Prestavky, časti Horná Trnávka. Horizont reprezentuje sukcesiu autochtónnych pyroklastík, a to pyroklastických a pemzových prúdov s ojedinelými pyroklastickými prívalmi. Horizont má hrúbku 135 m a je

prekrytý lávovým prúdom stránskej formácie. Hrúbka a množstvo litologických typov vo vertikálnom a laterálnom smere indikujú rýchle zmeny v charaktere erupcií a uloženia pyroklastického materiálu.

289b *freatopyroklastické uloženy;* listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Freatopyroklastiká vystupujú na povrch pri Novej Lehote a pri Handlovej. Freatopyroklastiká sú sukcesia pyroklastických prívalov a napadaných pyroklastík. Hranice medzi nimi nie sú ostré, ale postupné. Prívaly tvoria 1 až 5 cm hrubé polohy masívnych alebo zvrstvených vrstiev. Napadané pyroklastiká reprezentujú popolové a lapilové tufy.

289c *uloženy pyroklastických prúdov;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Uloženy pyroklastických prúdov vystupujú v okolí Novej Lehoty. Tvoria sukcesiu blokových pyroklastických prúdov, pemzových prúdov a popolových prúdov.

289d *vulkanoklastiká Kľackej doliny;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vulkanoklastiká vystupujú najmä v okolí Kľackej doliny, v okolí Novej Lehoty a sv. od obce Janova Lehota. V rámci formácie Kľackej doliny tvoria sukcesiu 4 litofaciálnych horizontov: 1. redeponované tufy a pemzové tufy, 2. redeponované pyroklastiká a epiklastické vulkanické brekcie, 3. redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce, 4. epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty.

Epiklastiká:

290 *epiklastické vulkanické brekcie;* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastické vulkanické brekcie pozostávajú z pyroxénických a leukokratných andezitov. Andezity sú sivej, tmavosivej, čiernej a hnedej farby. Ich veľkosť je od 2 do 40 cm. Fragmenty majú subangulárny a suboválny tvar. Matrix je ílovito-piesčitý.

Plešinská formácia (báden)

Formáciu definovali Konečný et al. (1983). Detailnú vulkanologickú analýzu formácie urobili Šimon et al. (1994, 1995, 1996). Formácia reprezentuje súbor samostatných extruzívnych vulkanických telies, ktoré sú rozšírené po celej oblasti pohoria Vtáčnik. Na povrch spod mladších hornín vystupujú najmä v Prochotskej doline pri Prochote, v Kľackej doline pri Novej Lehote, pri Handlovej a pri Hradci. Hrúbka telies je do 300 m. Horniny formácie ležia priamo na podloží v jz. časti pohoria, na bádenských vulkanitoch štíavnického stratovulkánu z. od Prochota a na horninách handlovského a košského súvrstvia v severnej časti Vtáčnika. Prekrývajú ich horniny lehotského súvrstvia, formácie Kľackej doliny a vtáčnickej formácie.

Chronostratigrafické údaje: Na základe pozície nad košským súvrstvom a pod lehotským súvrstvom a formáciou Kľackej doliny zaradujeme plešinskú formáciu do vrchného bádenu.

291 *extruzívne dómy pyroxénicko-amfibolických andezitov;*

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extruzívne dómy majú väčšinou priemer od 200 až do 2 000 m. Tvoria ich masívne andezity s brekciami. Majú hnedosivú, svetlosivú a sivú farbu a hrubo- alebo strednoporfýrickú štruktúru s prejavmi slabej autometamorfnéj premeny. V telesách pozorujeme vejárovitú alebo strmú odlučnosť a prítomné sú aj vertikálne zóny drvenia. Na okrajoch telies sú vyvinuté extruzívne brekcie. Brekcie sú zložené z angulárnych fragmentov autometamorfných a sklovitých typov andezitov. Fragmenty neostro prechádzajú do matrixu, ktorý má charakter brekciovitej lávy a v dôsledku premeny má často svetlejšiu farbu. Vzdialenejšie fácie extruzívnej brekcie

majú epiklastický charakter. Tvoria ich chaoticky uložené fragmenty a hrubopiesčité drvený matrix. Z petrografického hľadiska telesá tvorí porfýrický pyroxénicko-amfibolický andezit až dacit.

292a pyroklastiká Oslianskeho potoka; list: 35 TRNAVA

Pyroklastiká sú z litologického hľadiska charakteristické prítomnosťou veľkých výrastlíc amfibolu, ojedinele veľkých až 10 mm. Prítomne fragmenty sú celistvé, majú tmavú farbu a sú sklovité. Majú angulárny tvar s veľkosťou 2 až 10 cm a ich obsah je do 10 %. Ďalší typ fragmentov predstavuje pórovitý andezit sivohnedej farby sférického tvaru s veľkosťou 2 – 10 cm. Vyskytuje sa v množstve do 30 %. Prítomné sú aj napenené fragmenty a silno pórovité pemzové andezity až pemzy sivožltej až žltej farby s veľkosťou do 5 cm v množstve do 30 %. Matrix je spečený a pórovitý, hnedosivožltej farby. Tvorí ho pemzovo-tufová hmota s úlomkami skla a minerálov. Z petrografického hľadiska horniny reprezentujú pyroxénicko-amfibolický andezit.

292b epiklastické vulkanické brekcie s ojedinelými polohami pieskovcov a redeponovaných pyroklastík; list: 35 TRNAVA

Epiklastiká tvoria fragmenty angulárneho, subangulárneho až suboválného tvaru s veľkosťou od 5 do 100 cm. Vyskytujú sa v množstve od 30 do 60 %. Fragmenty majú sivú, hnedú, hnedosivú a tmavosivú farbu. Sú celistvé, ale aj pórovité. Matrix je tufovo-piesčité, s úlomkami fragmentov. Ojedinele sú prítomné polohy pieskovcov a redeponovaných pyroklastík.

Novolehotská formácia (báden)

Novolehotskú formáciu pomenovali Šimon et al. (1991) a podrobne opísali Šimon et al. (1997). Formácia je výsledkom vulkanickej aktivity, ktorá produkovala vulkanické dómy ryolitov a vyznačovala sa ojedinelými explóziami pyroklastík.

Extrúzivne teleso ryolitu vystupuje na povrch z. od obce Nová Lehota vo Vtáčniku. Ryolitové telesá formácie sa overili aj v uhoľnej Bani Handlová (Šimon et al., 1997), ale sú opísané aj v reinterpretovaných vrtoch J. Slávika z roku 1959.

Chronostratigrafické údaje: Formácia je uložená v košskom súvrství a nad ním, ale aj v podloží lehotského súvrstvia. Niektoré pyroklastiká formácie sú uložené ako vložky v polohách ílových vrstiev košského súvrstvia (Šimon et al., 1997). Ryolity sa rádiometricky datovali metódou K/Ar. Výsledkom je vek vrchný bádenu v rozpätí $14,3 \pm 0,7$ MA (Ďurkovičová in Šimon et al., 1991).

293 extrúzie ryolitov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Extrúzia ryolitu z. od obce Nová Lehota má radiálnu stavbu a radiálnu až blokovo-masívnu odlučnosť. Farba horniny je biela, sivobiela alebo ružovkastá, na okraji telesa možno pozorovať až sklovité fácie čiernej farby (obsidiánový vývoj).

Z petrografického hľadiska ide o kremeňovo-sanidínový ryolit. Ryolit má porfýrickú štruktúru s felzitickým, miestami poikilitickým a mikrosférolitickým vývojom základnej hmoty.

Kamenské súvrstvie (báden)

Kamenské súvrstvie definovali Konečný et al. (1983). Podľa Šimona et al. (1994, 1995, 1996, 1997) je kamenské súvrstvie sukcesia vulkanoklastických, vulkanosedimentárnych a sedimentárnych hornín s autochtónnymi pyroklastikami, ktoré sa vyvíjali už od spodného bádenu vo fluvialnom, limnickom a terestrickom prostredí v syneruptívnom a intereruptívnom geologickom období. Materiál poukazuje na pôvod z bádenských vulkanitov Vtáčnika a z deštruovaných bádenských vulkanitov Kremnických a Štiavnických vrchov.

Chronostratigrafické údaje: Súvrstvie uložené na báze vulkanickej stavby je zaradené do spodného až stredného bádenu.

Epiklastiká:

294a epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce s polohami brekcií, redeponovaných pyroklastík, ílovcov a uhliá; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Epiklastiká predstavujú súbor striedajúcich sa polôh epiklastických vulkanických konglomerátov, pieskovcov, siltovcov a ílovcov s redeponovanými tufmi a pemzovými tufmi. Horniny sú zložené z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitov, pemzy a nevulkanického materiálu s veľkosťou 1 – 20 cm. Matrix je piesčito-ílovitý, v prípade pyroklastík je tufovo-pemzovo-piesčitý. Uhlie predstavuje vložky a šošovky s hrúbkou od niekoľko centimetrov až po metrové polohy (na ložisku Nováky).

294b epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce s polohami brekcií a tufov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Horizont tvorí polohy striedajúcich sa konglomerátov, pieskovcov a brekcií s ojedinelými šošovkami tufov. Horniny sú zložené so suboválnych, oválnych až dokonale oválnych fragmentov andezitov a nevulkanického materiálu. Fragmenty majú veľkosť 1 – 30 cm. Súvrstvie predstavuje prevažne vulkanosedimentárny materiál, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období vo fluviálnych podmienkach.

294c epiklastické vulkanické konglomeráty, brekcie, pieskovce a autochtónne pyroklastiká; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Horizont tvoria polohy striedajúcich sa aglomerátov, tufov, pemzových tufov, brekcií, pieskovcov a freatopyroklastických hornín. Horniny sú zložené z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a sférických fragmentov, pemzy a nevulkanického materiálu. Fragmenty andezitov majú veľkosť od 1 do 25 cm, pemzy od 0,5 do 5 cm. Polohy charakterizuje buď prevaha fragmentov, alebo prevaha matrixu. V niektorých polohách matrix predstavuje až 60 – 70 %. Horizont vznikol vo fluviálno-limnickom prostredí. Predstavuje vulkanosedimentárny materiál, ktorý sa vyvinul v syneruptívnom období vulkanizmu Vtáčnika.

VULKANITY JUŽNÝCH OKRAJOV KRUPINSKEJ PLANINY

Vinická formácia (báden)

Formácia (označenie podľa obce Vinica) zahŕňa produkty spodnobádenského extruzívneho andezitového vulkanizmu na južných okrajoch Krupinskej planiny (Konečný et al., 1983). Úlomkový materiál pochádza z väčšieho počtu extruzívnych andezitových telies – submarinných dómov, ktoré sa vyvíjali v morskom prostredí. Extruzívne dómy počas svojho vývoja na morskom dne podliehali brekciácii a dezintegrácii. Úlomkovitý materiál sa hromadil v ich bezprostrednom okolí, prípadne bol transportovaný prostredníctvom úlomkových prúdov a laharov ďalej od erupčných centier a uložil sa v morskom prostredí v litorálnej až sublitorálnej zóne.

Vulkanosedimentárne horniny odkryl denudačný zrez na južných okrajoch Krupinskej planiny v pásme so šírkou 2 – 8 km, siahajúcom od JZ z oblasti Šiah v smere na SV do oblasti strhársko-trenčskej prepadliny. Produkty formácie sú uložené bezprostredne na bazálnom príbelskom súvrství. V nadloží ich prekrývajú mladšie produkty čelovského vulkánu (formácie), prípadne sebeckhebskej formácie v sz. časti Krupinskej planiny, ktorá je súčasťou spodnej stavby štiavnického stratovulkánu. Formácia redukovaná denudačným zrezom na južných okrajoch Krupinskej planiny má premenlivú hrúbku, od niekoľko desiatok metrov do 100 – 150 m. V smere na S do vnútornejších častí Krupinskej planiny hrúbka formácie postupne narastá až na 300 – 350 m (vrt CK-1 pri obci Cerovo).

Chronostratigrafické údaje: Spoločenstvo foraminifer zo študovaných sedimentov vinickej formácie je charakteristické pre lagenidové zóny spodného bádenu. Umožňuje koreláciu so štandardnou planktónovou zónou N9/W, ktorá zodpovedá spodnému bádenu. Spoločenstvo vápnitej

nanoflóry pri Hrušove podobne náleží k štandardnej nanoplanktonickej zóne NN5, ktorá zodpovedá spodnému bádenu, resp. spodnému langu (Lehotayová et al., 1979). Rádiometrickým datovaním telesa Sokolia skala (1,3 km jv. od Hrušova) metódou K/Ar sa určil vek $16,4 \pm 1,5$ MA (Konečný et al., 1969).

Eruptívne centrá:

Reprezentujú ich: a) telesá intruzívno-extruzívnych brekcií, b) extruzívne dómy, c) dajky. Eruptívne centrá predstavujú rozptýlené a izolované telesá vystupujúce v pásme so zhruba sv.-jz. priebehom, označenom ako *šahansko-lysecká vulkanotektonická zóna* (Konečný, 1970).

295a telesá intruzívno-extruzívnych brekcií; list: 46 LUČENEC

V úrovni denudačného zrezu sa vyznačujú izometrickým až v jednom smere orientovaným prierezom (s rozmermi od niekoľko metrov do 100 m). Telesá strmo prerážajú cez okolité vulkanosedimentárne súvrstvia. Tvorí ich brekcia s fragmentmi až blokmi napeneného andezitu a troskovo-zrntým, výrazne konsolidovaným až spečeným matrixom. Telesá v niektorých prípadoch sú sčasti vypreparované nad úrovňou terénu, v iných prípadoch sú odkryté hlbokými zárezmi bočných roklín. S telesami intruzívno-extruzívnych brekcií často priestorovo asociujú chaotické brekcie submarinných brekciových prúdov. Telesá intruzívno-extruzívnych brekcií vystupujú v jz. časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny:

1. teleso brekcie v bočnej doline vyúsťujúcej do Seleckého potoka pri k. 184,3 (asi 2,3 km jv. od Horných Turoviec) s rozmermi 5 x 8 m;
2. teleso brekcie v jarku pod k. 237,6;
3. dve menšie telesá s eliptickým prierezom na východnom svahu nad potokom Olvár pod k. 321,1 Buková hora; telesá sú orientované dlhším rozmerom v smere SV – JZ;
4. severnejšie sa nachádza teleso intruzívno-extruzívnych brekcií s eliptickým prierezom (120 x 90 m) na východnom svahu nad potokom Olvár;
5. v strednej časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny vystupuje teleso intruzívno-extruzívnych brekcií s rozmermi 90 x 60 m v opustenom lome s. od Horných Príbeliec (teleso je v súčasnosti vyťažené); teleso brekcií preniká cez sedimenty spodného bádenu a cez príbelské súvrstvie;
6. teleso brekcií s rozmermi 9 x 9 m, situované ďalej na SV v oblasti pod k. 457,6 Španí laz (z. od Horných Plachtiniec), preniká cez epiklastické sedimenty spodného bádenu;
7. východne od obce Pôtor na svahu Lipiny v opustených lomoch sú sčasti vyťažené dve telesá intruzívno-extruzívnych brekcií prerážajúce cez spodnobádenské sedimenty.

Extrúzie:

295b submarinné extruzívne dómy; list: 46 LUČENEC

Submarinné extruzívne dómy predstavujú hlavný zdroj úlomkového vulkanoklastického materiálu vinickej formácie. Prierezy telies sú najčastejšie izometrické až mierne eliptické, menej často sú smerovo orientované. Rozmery telies varujú od niekoľko desiatok metrov maximálne do 300 m. Andezitové telesá v priebehu výstupu na morské dno sa ochladzovali, tuhli a v polopevnom stave podliehali brekciácii. Pri nej boli produkované masy úlomkového materiálu. Z hľadiska úrovne, v ktorej nastala brekciácia, rozlišujeme telesá: a) s bezprostredne podpovrchovou brekciáciou (zhruba v úrovni prieniku cez sedimenty morského dna, b) s povrchovou brekciáciou v priebehu rastu extruzívneho telesa na morskom dne – typické submarinné dómy. Príkladom brekciácie prvého typu je teleso Sokolia skala južne od Hrušova. Brekciácia postihuje vrchné časti andezitového telesa zhruba v úrovni jeho prerážania cez spodnobádenské siltovcové sedimenty.

Po prerazení sedimentov pokračovali extruzívne telesá v raste na morskom dne ako submarinné dómy obklopené masami úlomkového materiálu. Denudačný zrez v jz. časti šahansko-lyseckej vulkanotektonickej zóny obnažil telesá extruzívnych dómov:

1. teleso Uhlisko (k. 237,2) v doline potoka Olvár (4 km v. od Horných Turoviec) s rozmermi 180 x 250 m;
2. teleso Klokoč (k. 362,3; 2 km jz. od Ipeľských Úľan) s rozmermi 220 x 125 m;
3. teleso sz. od obce Kleňany s rozmermi 150 x 120 m.

V strednej časti vulkanotektonickej zóny sú to:

1. teleso Sokolia skala 1,5 km jv. od Hrušova s rozmermi 80 x 120 m;
2. teleso sv. od Sokolej skaly s rozmermi 70 x 40 m;
3. teleso na svahu s kótou 439,6 s dĺžkou asi 60 m;
4. teleso Stráž pod k. 384,3 s. nad obcou Vinica s dĺžkou 120 m;
5. teleso Hrac (k. 355,5) 1,5 km v. od Hrušova s rozmermi 90 x 70 m;
6. teleso Völgyipatak 2,5 km sz. od Širákova s rozmermi 120 x 100 m;
7. teleso pod kótou 515,7 asi 2 km sz. od Čeboviec s rozmermi 50 x 60 m;
8. teleso pod k. 451,9 Devičie 1,2 km s. od Čeboviec.

295c *andezitové dajky*; list: 46 LUČENEC

Dajky predstavujú smerovo orientované telesá prenikajúce cez spodnobádenské vulkanosedimentárne súvrstvia:

1. dajka pod kótou 391,3 oproti lomu Völgyipatak s dĺžkou asi 60 m a šírkou 15 m;
2. dajka jv. pod k. 439,5 Vlčí vrch s dĺžkou asi 50 m;
3. dajky v jarku pod Hrušovom s dĺžkou do 9 m;
4. dajka pod k. 556,8 Krehora s dĺžkou 25 m;
5. dajka pod k. 565,4 asi 2,5 km sz. od Horných Plachtiniec;
6. dajky pri sv. okraji obce Opava pod zrúcaninami kostolíka v opustenom lome.

V oblasti Hrušova boli vo vrchnej časti vinickej formácie v nevelkej hrúbke definované **hrušovské vrstvy** (Vass, 2002). Hrušovské vrstvy sú jemnozrnné tufitické horniny – sivý, hrubobridličnatý a lavicovitý tufitický ílovec. Hrúbka hrušovských vrstiev je okolo 10 m. Na povrch vystupujú v južnom okolí obce Hrušov na južnom úpätí Krupinskej planiny. Vo vrstvách sa našla morská fauna *Amussium denudatum* a neurčiteľné úlomky mäkkýšov. V spoločenstve foraminifer sú planktonické formy s *Globigerinoides bulloides* d'ORB. a drobný skorodovaný, zväčša preplavený bentos. Reprezentujú ho zástupcovia rodu *Cibicidoides* sp. Spoločenstvo nanoplanktónu je chudobné, ale našiel sa v ňom indexový druh *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE. Keďže *Helicosphaera ampliaperta* absentuje, nájdený druh indikuje zónu NN 5, ktorá zodpovedá báde-nu. Vo vrstvách sa nachádzajú aj rádiolárie a veľmi hojné *diatomaceae* (Lehotayová in Vass et al., 1979; Vass, 2002).

Vulkanoklastiká:

296 *hruboúlomkovité až blokové brekcie uložené v okolí erupčných centier*; list: 46 LUČENEC

Hromadením úlomkového materiálu v bezprostrednom okolí extruzívnych dómov sa vytvorili akumulácie hruboúlomkových až blokových brekcií prevažne s chaotickým uložením. Hlavná zložka brekcií je úlomkový materiál s rozmermi 10 – 50 cm, sporadicky sú prítomné bloky do 1 m a ojedinele do 3 m a viac. Fragments až bloky sú prevažne angulárne až subangulárne (spravidla sú menej vezikulárne), menej sú zastúpené fragmenty s výrazne napenenou stavbou spravidla so subsférickým obmedzením. Fragmenty prvého typu pochádzajú prevažne z dezintegrácie povrchových, rýchlejšie chladnúcich častí extruzívnych dómov. Fragmenty s napenenou stavbou poukazujú na rozbitie (*disruption*) vnútornejších častí extruzívnych dómov (späť spravidla s ich explozívnu deštrukciou). Matrix brekcií je veľmi variabilný, tak z hľadiska obsahu, ako aj zloženia. Prevažne je zrnitý, s drobnými úlomkami andezitu a premenlivým obsahom ílovitej zložky. Polohy brekcií sú často oddelené tufovo-piesčitými sedimentmi, prípadne vložkami konglomerátov a drobných vytriedených brekcií. To odráža, že vznikali v etapách. Na vonkajších okrajoch tieto akumulácie prechádzajú do triedených až hrubo zvrstvených epiklastických vulkanických brekcií, laharových brekcií a epiklastických brekcií až konglomerátov.

Epiklastiká:

297a hruboúlomkovité až blokové laharové brekcie; list: 46 LUČENEC

Špecifickým znakom laharov (resp. úlomkových prúdov) vinickej formácie je, že materiál sa transportoval aj uložil v morskom prostredí v litorálnej až sublitorálnej zóne. Laharové brekcie vinickej formácie tvoria ploché, smerovo orientované telesá s hrúbkou od niekoľko metrov do 30 – 40 m a sledovanou dĺžkou od niekoľko km do 5 km od zdrojových oblastí. Styk bázy s podložnými sedimentmi má charakter ostrého kontaktu, často so znakmi erodovania podkladu.

Hlavnú zložku laharových brekcií tvoria andezitové fragmenty variabilných rozmerov, od drobných úlomkov s veľkosťou niekoľko cm až po bloky s rozmermi do niekoľko m. Prevládajúca frakcia sú úlomky od 15 do 35 cm, v menšom zastúpení sú bloky do 50 – 80 cm. Ojedinele sú prítomné bloky do veľkosti až 6 m (lokalita Kamenný vrch pri Kosihovciach). Stupeň opracovania varíruje od angulárnych až subangulárnych úlomkov, ktoré prevládajú, až po výrazne opracované fragmenty až bloky. Matrix je tufovo-piesčitý, s výrazným obsahom ílovitej zložky. Tvorí 50 – 70 % celkového obsahu. Materiál je uložený výrazne chaoticky.

V rámci laharov vinickej formácie boli špecifikované „*studené lahary*“ s vysokým obsahom ílovitej zložky, výrazným opracovaním úlomkov, neprítomnosťou termického efektu na podložné sedimenty a výrazne polymiktným charakterom materiálu. „*Horúce lahary*“ sa vyznačujú prevahou materiálu jedného petrografického typu, vyšším stupňom kompaktácie a oxidácie matrixu a termickým účinkom na podložné sedimenty. Tento typ sa litologicky blíži k brekciovým prúdom, s ktorými ich spája celý rad postupných prechodov.

297b brekcie submarinných brekciových prúdov; list: 46 LUČENEC

Brekcie tvoria ploché, smerovo orientované telesá s hrúbkou od niekoľko m až do 15 až 20 m a sledovanou dĺžkou 1 – 2 km a viac. Hlavnú zložku tvoria fragmenty s priemernou veľkosťou 5 – 25 cm, menej bloky do 0,5 m až 1 m. Fragmenty s napenenou (vezikulárnou) stavbou sú primárne subsférické. Fragmenty s nenapenenou stavbou sa vyznačujú angulárnym až subangulárnym obmedzením. Matrix je tufový, často zoxidovaný (hnedočervený), so zvýšeným stupňom kompaktácie až spekania, s drobnejším napenenými fragmentmi. To poukazuje na horúci stav v priebehu masového transportu materiálu a jeho uloženia. Často pozorujeme termický účinok na podložné sedimenty. Uloženie je chaotické.

Brekcie uvedeného typu sú prevažne produktmi podpovrchovej brekciácie s extrúziou zbrekcioveného materiálu na morské dno a s následným pohybom v podobe masového prúdu. Na ich označenie sa pôvodne navrhol termín „subakválny brekciový prúd“ (Konečný, 1977).

Epiklastiká:

298 drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie s piesčito-ílovitým matrixom;

list: 46 LUČENEC

Brekcie predstavujú produkty deštrukcie primárnych akumulácií s krátkym transportom materiálu. Fáciu tvorí neopracovaný až sčasti opracovaný materiál (angulárny až subangulárny) variabilných rozmerov (prevažne vo frakcii 5 – 25 cm). Je uložený v piesčito-ílovitom matrixe, ktorý tvorí 50 – 80 % celkového obsahu. Fácia je rozšírená v bezprostrednej blízkosti primárnych akumulácií hruboblokových brekcií. Charakterizuje ju nízky stupeň triedenia, neprítomnosť zvrstvenia, prípadne len hrubo naznačené zvrstvenie.

299 epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty; list: 46 LUČENEC

Sú uložené v nadloží aj v podloží primárnych akumulácií hruboúlomkových až blokových brekcií, ako aj pri ich periférii v západnej a strednej časti vinickej formácie. Fácia je charakteristická aj pre východnú časť formácie a pre oblasti vzdialenejšie od erupčných centier,

ktoré predstavovali oblasť litorálu. Fácia sa vyznačuje prítomnosťou opracovaného a sčasti neopracovaného materiálu variabilnej veľkosti, uloženého s naznačeným triedením a hrubým zvrstvením. Matrix je piesčito-ílovitý, výrazne prevláda nad klastickým materiálom. Často tvorí až 70 – 80 % obsahu.

300a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 46 LUČENEC

Fácia hrubých a blokových konglomerátov v jz. časti formácie (svahy doliny Olvárskeho potoka) je priestorovo spätá s akumuláciami hrubých až blokových brekcií a vystupuje pri ich okrajoch. Predstavuje produkty deštrukcie primárnych telies hrubých až blokových brekcií v príbojovej zóne s novým uložením opracovaného materiálu. Balvanovitý materiál s veľkosťou 20 – 40 cm je dobre až dokonale opracovaný a uložený v subhorizontálnych polohách.

300b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné; list: 46 LUČENEC

Sú uložené vo vyšších úrovniach formácie v nadloží primárnych akumulácií hrubých až blokových brekcií (oblasť plochých vrcholov východne od doliny Olvárskeho potoka). Fáciu charakterizuje opracovaný balvanovitý materiál s priemernou veľkosťou 15 – 25 cm, uložený v subhorizontálnych polohách s menšou hrúbkou, ktoré sa často striedajú s polohami piesčito-ílovitých tufitických sedimentov, prípadne epiklastických vulkanických pieskovcov.

300c epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné; list: 46 LUČENEC

Predstavujú šošovkovité telesá až súvislejšie polohy v jz. časti formácie (oblasť k. 226 Studený vrch sv. od Šiah) striedajúce sa s epiklastickými vulkanickými pieskovcami. Fáciu tvorí drobný konglomerátový až štrkový andezitový materiál s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm. V hrubozrnnejšom piesčitom matrixe je sporadicky prítomný aj nevulkanický materiál. Pochádza z blízkych zdrojov z vynorených častí elevačných štruktúr podložja.

301a tufitické siltovce, ílovce a piesčité tufity; list: 46 LUČENEC

Vystupujú bezprostredne v nadloží tufitických pieskov – príbelských vrstiev, prípadne ich laterálne zastupujú (jz. časť formácie). Maximálnu hrúbku dosahujú tufitické siltovce a ílovce v širšej oblasti obce Vinica (hrúbka do 50 – 60 m) a v smere do vnútornejších častí Krupinskej planiny. To indikuje prehlbovanie sedimentačného priestoru. Naopak, vo východnej časti formácie v súvislosti so splytčovaním sedimentačného priestoru a vývojom typických litorálnych facií sa hrúbka polohy znižuje a poloha sa stráca. Sedimenty tejto fácie sú svetlosivé až svetlookrové jemnozrnne peliticko-aleuritické tufitické siltovce a ílovce, ktoré sú dominantnou zložkou. Často sa striedajú s piesčitejšími vložkami až polohami. Vo vrchnej časti pozorujeme pribúdanie drobných klastík.

Tufitické sedimenty v aleuritickom vývoji vo vrchnej časti formácie v okolí Hrušova obsahujú morskú faunu s rodmi *Ammusia denudata* (Vass, 1964). Poukazuje na prehĺbenie sedimentačného priestoru, príp. až na neritické podmienky. Vass et al. (2003) ju vyčleňujú ako hrušovské vrstvy.

301b jemnozrnne až strednozrnne epiklastické vulkanické pieskovce; list: 46 LUČENEC

V súvislejšom vývoji vystupujú v jz. časti formácie v oblasti sv. od Šiah vo vyšších úrovniach faciálnej sekvencie. Vyznačujú sa vyšším stupňom triedenia a sú výrazne zvrstvené. Časté sú vložky hrubozrnnejších pieskovcov a šošovky drobných konglomerátov. Lokálne sú prítomné drobné vložky až polohy siltovcov a ílovcov s úlomkami morskej fauny.

Epiklastické vulkanické pieskovce s menšou hrúbkou často oddeľujú jednotlivé telesá chaotických laharových brekcií, resp. úlomkových prúdov.

Príbelské vrstvy (spodný bádén)

302 tufitické piesky, drobné štrky s nevulkanickým materiálom, vložky ryodacitových tufov a lokálne tufitické vápence; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Názov je odvodený od obce Horné Příbelce z. od Veľkého Krtíša v Ipeľskej kotline. Opísal ich Vass (1977) ako *príbelské vrstvy*, resp. bazálne súvrstvie (Vass et al., 1979). Konečný (1969, 1970) ich opísal ako *bazálne tufitické piesky a neskôr ako príbelské súvrstvie* (Konečný et al., 1983). Na povrch vystupujú v úzkom pruhu pozdĺž úpätia Krupinskej planiny na báze vinickej depresie.

Typickým znakom sú početné, tvarovo aj geneticky variabilné šikmé zvrstvenia a hojné syn-sedimentárne deformačné textúry. Pelit je zastúpený vo forme vrstvičiek, vložiek, lamín, ale aj útržkov a závalkov. Prevládajúcou litofáciou sú vytriedené tufitické piesky. Vo frakcii ťažkých a ľahkých minerálov je okrem minerálov vulkanického pôvodu (amfibol, hypersten, biotit, granát a kremeň) prítomná asociácia minerálov kryštalických bridlíc a granitoidných hornín (turmalín, rutil, staurolit, zirkón, epidot-zoisit, andaluzit, apatit, distén, anatas, tremolit, sillimanit, titanit a korund). Vyskytuje sa aj magnetit, ilmenit, karbonáty a fosfáty. V klastickej zložke sú prítomné obliaky nevulkanických hornín (kremence, kryštalické bridlice, granitoidy a karbonatické horniny). Tufitické piesky sú charakteristicky gradačne a hrubo zvrstvené. Vložky až polohy (od niekoľko cm do 2 m) tvoria tufy a tufity s ryodacitovým materiálom, transportované pravdepodobne eolicky (resp. vodným transportom) z oblastí rozvinutého ryodacitového vulkanizmu v oblasti severného Maďarska (tzv. stredný ryolitový tuf). Na báze príbelských vrstiev sa ojedinele nachádzajú obliaky amfibolicko-pyroxénických andezitov s biotitom.

Referenčný stratotyp je pieskovňa na východ od Stredných Plachtiniec a pri obci Příbelce. Tufitické piesky ležia eróziívne a diskordantne na modrokamenskom súvrství a sú zakryté vulkanoklastikami vinickej formácie. Hrúbka je od niekoľko m do 40 – 60 m. Na istú vzdialenosť do Krupinskej planiny pokračujú pod vulkanitmi Krupinskej planiny. Vek príbelských vrstiev je spodný bádén. Dokazujú to superpozičné vzťahy. Samotný piesok obsahuje zvyšky rýb (žraločie zuby) a zvyšky schránok lastúrníkov.

INTRUZÍVNO-EXTRUZÍVNY VULKANIZMUS ANDEZITOV S GRANÁTOM

Šiatorský intruzívny komplex granátických andezitov (bádén)

303 ložné intrúzie (lakolity a silly) hyperstenicko-amfibolického andezitu s granátom; list: 46 LUČENEC

V južnej časti územia pri štátnej hranici s Maďarskom sa nachádza niekoľko intruzívnych telies ložného typu (silly a lakolity), umiestnených v prostredí sedimentov fil'akovského súvrstvia opísaných ako jalovské vrstvy (egenburg).

V oblasti vrchu Karanč (k. 725) vystupuje na povrch časť lakolitovej intrúzie (prevažná časť intruzívneho telesa je na území Maďarska). Na našom území sú obnažené vrchné časti intrúzie v prostredí kontaktne metamorfovaných sedimentov. Intruzívne teleso je uklonené 25 – 30° na SV, lokálne až 60°. Odkryvy v doline pod Lazmi s. od Karanča predstavujú pravdepodobne apofýzy z hlavného telesa Karanč.

Pri Šiatorskej Bukovinke (j. od kóty 445 Tri chotáre) je lomom odkryté teleso granátického andezitu v dĺžke asi 600 m s výškou asi 60 – 80 m. V nadloží intrúzie sú sedimenty egenburgu v pásme zhruba 2 m rozlámané, premiestnené a uzatvorené v andezite.

V oblasti vrcholu Šiator (k. 659,6) je eróziou odkryté teleso lakolitového typu s mierne eliptickým prierezom. Teleso v oblasti vrcholu Šiator dosahuje hrúbku asi 250 m.

Sedimenty na kontakte s intrúziou sú metamorfované v podmienkach amfibolitovej fácie so vznikom minerálov diopsid, plagioklas, ortoklas a kremeň (lokalita Šiator). Uvedené intrúzie tvoria hrubozrnný porfýrický andezit svetlozelenej až tmavozelenej farby (autometamorfovaný).

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, amfibol a zriedkavý biotit. Charakteristická je prítomnosť granátu (almandín) vyznačujúceho sa zonalitou a zriedkavejšie s lemami plagioklasových

výrastlíc. Prítomnosť granátu poukazuje na vysokotlakové podmienky kryštalizácie pred výstupom magmy na povrch (pravdepodobne v úrovni pri báze kôry). Základná hmota vykazuje variabilné textúry, od zrnitej mikroalotriomorfnéj v centrálnej časti intrúzie až po felziticko-mikrolitickú pri okrajoch. V dôsledku autometamorfných procesov (subsolidusové reakcie s fluidami) sú mafické minerály hematitizované, chloritizované a nahradené karbonátmi a kremeňom.

Andezitové intrúzie obsahujú veľké množstvo xenolitov najmä kryštalických hornín: kryštalické bridlice, páskované kryštalické bridlice, svory, páskované ruly, amfibolity, migmatity a granátické horniny (Hovorka a Lukáčik, 1972). Predstavujú rôzne časti spodnej kôry, zachytené a vynášané v intrúzii.

Formácia Burda (báden)

Produkty vulkanosedimentárnej formácie Burda vystupujú v povrchových odkryvoch v rámci hrast'ového bloku Kováčovských vrchov – Burdy. Hrast'ový blok je uklonený na SZ. Na južných svahoch hrasti je odkrytá stavba formácie v celom rade impozantných odkryvov a skalných brál. Zlomovú zónu pri južnom okraji hrasti zhruba v.-z. smeru sleduje tok Dunaja. Horniny vulkanosedimentárnej formácie pokračujú v smere na západ do priestoru Belianskych kopcov. Tam ich reprezentujú epiklastické vulkanické fácie v podobe pieskocov s vložkami konglomerátov.

V spodných úrovniach formácie je prítomný epiklastický vulkanický materiál hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom v podobe epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskocov a polôh vitrokryštalových a pemzových tufov. V stredných úrovniach formácie prevládajú uloženiny hrubých až blokových brekcií s materiálom hyperstenicko-amfibolických andezitov až amfibolicko-pyroxénických andezitov (uloženiny typu brekciových prúdov a úlomkových prúdov a pyroklastických prúdov). Sú späť s výstupom extruzívnych dómov a telesami intruzívno-extruzívnych brekcií prítomných v rámci formácie. Vo vrchnej časti formácie sú uloženiny pyroklastických prúdov a laharov s materiálom pyroxénicko-biotiticko-amfibolických andezitov, transportovaných s najväčšou pravdepodobnosťou z erupčných centier v oblasti pohoria Börzsöny a Visegrád na území Maďarska.

Chronostratigrafické údaje: Produkty formácie Burda sa laterálne stýkajú so sedimentmi bajtavského súvrstvia, ktorého vek na základe biostratigrafických údajov je spodnobádenský. Radiometrickým datovaním metódou stôp po delení uránu (*fission-track*) je vek andezitového fragmentu z vulkanoklastík pri Kamenici nad Hronom stanovený na $15,7 \pm 1,4$ MA (Repčok, 1978). Metódou datovania K/Ar bol určený na $15,2 \pm 1,2$ MA (Bagdasarjan in Vass et al., 1979). Podobný vek vykazujú aj andezitové telesá v oblasti pohoria Börzsöny a Visegrád.

Eruptívne centrá

V rámci formácie Burda boli identifikované andezitové telesá ako potenciálne zdroje úlomkového materiálu. Telesá predstavujú submarinné extruzívne dómy, ktoré v priebehu vývoja podliehali brekciácii a explozívnej deštrukcii. Ďalšími zdrojmi úlomkového materiálu boli telesá intruzívno-extruzívnych brekcií.

Extrúzie:

304a submarinné extruzívne dómy hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom;

list: 46 LUČENEC

Predstavujú andezitové telesá s izometrickým až eliptickým prierezom a rozmermi do 150 – 200 m. V nižších úrovniach ich tvorí masívny andezit s blokovou až nepravidelnou odlučnosťou podľa siete puklín. Smerom vyššie prechádzajú do intenzívnejšie vezikulárneho a zbrekciovaného andezitu až do brekcie s chaotickou orientáciou úlomkov. Styk s okolitými sedimentmi (pokiaľ je odkrytý) má charakter ostrého intruzívneho kontaktu. Sedimenty pri okrajoch intrúzie sú často rozlámané a úlomky sedimentov sú uzatvorené v okrajových pásmach zbrekciovaného andezitu. S extruzívnymi dómami priestorovo asociujú uloženiny brekciových prúdov, úlomkových prúdov a uloženiny hrubých až blokových epiklastických

vulkanických brekcií. Submarinné extruzívne andezitové dómy sú odkryté v opustených lomoch na južných svahoch Kováčovských vrchov (od k. 396, Panský les, od k. 344 a od k. 303 a pri Hrone na svahu Lelianskeho lesa). Extruzívne telesá petrograficky náležia k amfibolicko-pyroxénickým až pyroxénicko-amfibolickým andezitom.

304b telesá intruzívno-extruzívnych brekcií; list: 46 LUČENEC

Severne od obce Chľaba vo svahu nad potokom Dona (Veľká dolina) sú v lomových stenách odkryté početné prieniky intruzívno-extruzívnych brekcií so subvertikálnym až vertikálnym priebehom. Brekciu tvoria angulárne úlomky až bloky amfibolicko-pyroxénického andezitu s veľkosťou do 30 – 40 cm. V menšom množstve sú prítomné úlomky až bloky silne napeneného andezitu až pemzy do veľkosti 20 – 30 cm. Matrix je zrnitý, zložený z úlomkov pemzy, angulárnych úlomkov andezitu a jemnozrnnejšieho detritu. Telesá brekcií prenikajú cez polohu pieskovcov s konglomerátmi v spodnej časti a vyššie cez silne konsolidovaný a zváraný (starší) pyroklastický prúd. Vo vrchnej časti po extrúzii na morské dno prechádzajú telesá intruzívno-extruzívnych brekcií do pyroklastického prúdu. Prostredníctvom neho sa úlomkový materiál transportoval do väčších vzdialeností od erupčných centier. V nadloží prúdu je uložená poloha pemzy.

Pyroklastiká:

305 pemzové tufy; list: 46 LUČENEC

V západnej časti formácie na južných svahoch chrbta Kováčovských vrchov (pod k. 310) sú identifikované dve výrazné polohy pemzových tufov. Spodná poloha v úrovni 200 – 220 m nad morom je uložená na brekciu úlomkového prúdu. V spodnej časti sú uložené redeponované pemzové tufy striedajúce sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Vyššie nasleduje poloha chaotického pemzového tufu s úlomkami pemzy do 5 – 10 cm a pemzovo-popolovým matrixom. Poloha reprezentuje popolovo-pemzový prúd.

Vyššia poloha pemzových tufov v úrovni 270 – 295 m nad morom je uložená na polohe epiklastických vulkanických konglomerátov a pieskovcov. Fragменты pemzy s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm, ojedinele do 5 – 8 cm, sú rozložené chaoticky v popolovo-pemzovom matrixe. Poloha reprezentuje uloženiny popolovo-pemzového prúdu. V nadloží sú uložené epiklastické vulkanické konglomeráty a chaotická laharová brekcia.

Popolovo-pemzové prúdy, podobne ako pyroklastické prúdy, predstavujú vo vyšších úrovniach formácie produkty explozívnej aktivity vulkanizmu pyroxénicko-biotiticko-amfibolických andezitov.

306a chaotické brekcie bahenných prúdov (laharov) a úlomkových prúdov; list: 46 LUČENEC

Vo vrchných úrovniach formácie na južných svahoch Burdy (k. 313 a 314) je horizont chaotických brekcií – lahara s hrúbkou 20 – 50 m. Brekciu tvoria fragmenty variabilnej veľkosti, 5 – 35 cm, až bloky do 0,5 – 1 m, ojedinele bloky do 3 – 5 m. Drobné fragmenty sú prevažne angulárne, hrubšie sú subangulárne až suboválne. Rozmernejšie bloky sú výrazne opracované. V spodnej až bazálnej časti chaotickej brekcie lahara prevláda drobnouľomkovitý angulárny materiál. Matrix je piesčito-tufitický, s vyšším obsahom pemzy. V spodnej časti lahara sú dutiny po stromoch. Okrem opísaného telesa je vo vrchných úrovniach formácie uložených niekoľko ďalších laharových telies s prevahou úlomkového materiálu menších rozmerov (východná časť formácie – svahy pod k. 395 až 387).

Chaotické brekcie úlomkových prúdov tvoria telesá s hrúbkou 10 – 15 m, ktoré sa často striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Úlomkový materiál s priemernou veľkosťou 5 – 35 cm (sporadicky bloky do 0,5 m) je výrazne angulárny. Predstavuje 50 – 60 % celkovej horniny. Matrix je hrubozrný, piesčitý, s drobnými angulárnymi úlomkami a premenlivým obsahom pemzy. Nevykazuje známky zvýšenej oxidácie a spevnenia. Transport úlomkového materiálu sa uskutočnil v studenom stave.

306b chaotické brekcie submarinných brekciových prúdov; list: 46 LUČENEC

V dôsledku náhlejšej deštrukcie a kolapsu extruzívnych dómov nastal masový pohyb úlomkovitého materiálu po uklonenom reliéfe morského dna v podobe submarinného brekciového prúdu. Uloženiny brekciových prúdov v spodných úrovniach formácie, ktoré priestorovo asociujú s extruzívnymi dómami a telesami intruzívno-extruzívnych brekcií, sú vzdialené niekoľko km od zdrojových centier. Brekcie tvoria ploché telesá s postupne sa znižujúcou hrúbkou, ktoré sa vyklinujú v prostredí epiklastických vulkanických pieskovecov a konglomerátov. Brekcie sú zložené z angulárnych fragmentov až blokov celistvého andezitu, ako aj fragmentov s vezikulárnou (napenenou) stavbou so subsférickým až nepravidelným obmedzením. Veľkosť fragmentov varíruje od niekoľko cm až po bloky do 0,5 – 1 m, ojedinele do 2 – 3 m. Matrix je zrnitý, vyznačuje sa zvýšenou oxidáciou (hnedočervené a fialovočervené odtiene) a zvýšeným stupňom kompaktie až spekania.

306c chaotické brekcie submarinných pyroklastických prúdov; list: 46 LUČENEC

Telesá chaotických brekcií späté s výstupom intruzívno-extruzívnych telies vo východnej časti formácie (s. od obce Chľaba) zodpovedajú submarinným pyroklastickým prúdom. Po etape podpovrchovej brekciácie a následného prieniku a extrúzie zbrekciovateného materiálu na morské dno nasledoval jeho pohyb od erupčívneho centra v podobe submarinného pyroklastického prúdu. Brekciu tvoria fragmenty so silne napenenou (vezikulárnou) stavbou, ako aj fragmenty s angulárnym obmedzením a nižším stupňom napenenia s priemernou veľkosťou 5 až 35 cm, sporadicky bloky do 0,5 m. Matrix je tufový, zrnitý, so zvýšeným obsahom pemzy, s úlomkami od 1 – 2 cm do 5 – 15 cm. Výrazný stupeň oxidácie a spekania matrixu s napenenými fragmentmi svedčí o vysokej teplote materiálu počas jeho transportu a uloženia. Materiál je petrograficky monomiktný, zodpovedá amfibolicko-pyroxénickému až pyroxénicko-amfibolickému andezitomu.

Vo vrchných úrovniach formácie vo východnej časti (chrbát s kótami 230, 275, 304) je uložený pyroklastický prúd s materiálom pyroxénicko-biotiticko-amfibolického andezitu.

Epiklastiká:

307a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 46 LUČENEC

Predstavujú podstatnú zložku stavby formácie. Vyskytujú sa od spodných úrovní až po vrchné úrovne formácie. Brekcie sú zložené z fragmentov až blokov s priemernou veľkosťou 15 – 30 cm až blokov do 40 – 60 cm (ojedinele viac) so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Matrix je hrubozrnitý, piesčitý, s drobným klastickým materiálom. Hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie vystupujú v blízkosti erupčívnych centier, prípadne pri okrajoch uložení chaotických brekcií pyroklastických alebo úlomkových prúdov. Brekcie sa vyznačujú hrubým triedením a naznačeným subhorizontálnym uložením.

307b epiklastické vulkanické brekcie, stredné až drobné; list: 46 LUČENEC

Uloženiny hrubých až blokových epiklastických brekcií sa často striedajú s polohami drobných až stredných epiklastických vulkanických brekcií (úlomkový materiál prevažne do 15 – 20 cm). Súvislejšie polohy s väčšou hrúbkou drobných až stredných brekcií sú v distálnejších pásmach a na periférii uložení hruboblokových brekcií.

308 epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty; list: 46 LUČENEC

Vystupujú v blízkosti akumulácií hrubých až blokových brekcií a pri ich okrajoch. Často sú s nimi späté postupnými prechodmi. Predstavujú produkty ich deštrukcie s krátkym transportom a novým uložením materiálu. Okrem fragmentov až blokov s nízkym stupňom opracovania sú prítomné dobre až dokonale opracované bloky, ktoré svedčia o ich pôvode z rozrušených konglomerátových uložení. Matrix je piesčito-ílovitý, s drobným, sčasti opracovaným klastickým materiálom.

309a epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 46 LUČENEC

Predstavujú výrazný horizont v nadloží polohy epiklastických vulkanických pieskovcov pri severných okrajoch formácie. Na južných okrajoch formácie vystupujú najmä v stredných až vrchných úrovniach (strmé južné svahy a oblasť chrbta v. od k. 368 Burda). Hrubé až blokové konglomeráty pozostávajú z opracovaných blokov s priemernou veľkosťou 30 – 60 cm a ojedinele až do 3 – 4 m. Matrix je hrubopiesčitý, s drobným klastickým materiálom, sčasti až dobre opracovaný. Blokové konglomeráty (uložené v subhorizontálnych polohách) sa striedajú s vložkami až súvislejšími polohami drobných epiklastických vulkanických brekcií.

309b epiklastické vulkanické konglomeráty, stredné až hrubé; list: 46 LUČENEC

Vyznačujú sa opracovaným balvanovitým materiálom s rozmermi prevažne 5 – 25 cm, sporadicky do 30 cm. Matrix je ílovito-tufitický až piesčitý, s drobným klastickým materiálom do 5 cm, sčasti opracovaný. Triedenie je hrubé, subhorizontálne zvrstvenie je iba naznačené. Stredné až hrubé konglomeráty tvoria výraznejší horizont pri východnom okraji formácie v jej spodnejších úrovniach (s. a v. od obce Chľaba) a pri sz. okrajoch formácie (j. od obce Bajtava).

310 epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných konglomerátov;

listy: 45 NITRA, 46 LUČENEC

Epiklastické vulkanické pieskovce vystupujú v spodných úrovniach formácie na severných, západných a východných svahoch Burdy – Kováčovských vrchov. Pieskovce sú dobre vytriedené, časté je krížové zvrstvenie. Pravidelnou súčasťou sú vložky až polohy drobných andezitových konglomerátov, ktoré nadobúdajú väčšiu hrúbku najmä pri západnom okraji formácie v súvislosti so všeobecným trendom prevládania epiklastických facií v západnej časti formácie. Táto tendencia sa prejavuje najmä v pokračovaní na západ do oblasti Belianskych kopcov, budovaných prevažne súvrstviami epiklastických vulkanických pieskovcov s polohami drobných konglomerátov. Polohy epiklastických vulkanických pieskovcov s menšou hrúbkou v stredných až vyšších úrovniach formácie oddeľujú často jednotlivé telesá hrubých až blokových brekcií, brekciových a pyroklastických prúdov a laharov.

Sedimenty bazálneho komplexu v podloží formácie Burdy (spodný bádén)

311 tufiticko-piesčité sedimenty s obliakmi vulkanických a nevulkanických hornín;

list: 46 LUČENEC

Na južných svahoch Kováčovských vrchov – Burdy – v bezprostrednom podloží hruboklastických uloženín vulkanosedimentárnej formácie Burdy vystupujú svetlé, žltohnedé až okrové tufitické pieskovce až piesčito-ílovité tufity s úlomkami schránok morskej fauny a drobnými obliakmi nevulkanických hornín. Vo vyššej úrovni pribúdajú obliaky hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom a polohy redeponovaných pemzových a vitrokryštálových tufov. Báza tohto súvrstvia nie je odkrytá, v povrchových východoch dosahuje hrúbku 30 – 50 m.

Neresnická formácia (spodný bádén)

Formácia (pomenovaná podľa riečky Neresnica j. od Zvolena) reprezentuje extruzívne telesá pyroxénicko-amfibolických až amfibolicko-pyroxénických andezitov (\pm granát \pm biotit \pm kremeň) prevažne domatického typu (zriedkavejšie lakolitové telesá) a epiklastické vulkanické horniny. Produkty tejto formácie sú rozšírené j. a jz. od Zvolena v oblasti hrebeňov k. 558 Baka a k. 503 Široká Homôľka, na svahoch doliny riečky Neresnica a doliny Sekier. V oblasti Kremnických vrchov sa do neresnickej formácie zaraďujú extruzívne telesá a sprievodné extruzívne brekcie v západnej časti Kremnických vrchov v území medzi Janovou Lehotou a Rematou a dve izolované extruzívne telesá na jv. svahu Kremnických vrchov v záreze doliny Vápenného potoka

v blízkosti kordického súvrstvia a mezozoického podložia. V oblasti Vtáčnika vystupuje extruzívne teleso Cigel' (list 35 Trnava).

Stavba formácie: Andezitové telesá tvoria prevažne **extruzívne formy domatického typu** s izometrickým až nepravidelne eliptickým prierezom s rozmermi od 100 do 1 200 m a ojedinele až do 2 560 m (teleso Homôľa). Extruzívne telesá sa vyznačujú strmým až vertikálnym priebehom fluidality, prípadne vejárovitým rozložením. Na periférii niektorých extruzívnych telies sú pásma **autoklastických extruzívnych brekcií**, ktoré externe prechádzajú do uloženín hrubých až blokových epiklastických vulkanických brekcií.

Telesá lakolitového typu odkryl erozívny zrez medzi obcami Babiná a Sása v južnej časti Pliešovskej kotliny. Rozsiahlejšie teleso v oblasti k. 500 Červeniny je v severnej časti otvorené lomom. V lomovej stene je odkrytá hrubostĺpcová odľučnosť s vertikálnym priebehom. Menšie teleso Chrasť (k. 452) situované južnejšie od hlavného telesa oddeľuje hrubá až bloková epiklastická vulkanická brekcia. Predstavuje prostredie, v ktorom sa lakolitové telesá umiestnili.

V okolí extruzívnych telies sú uložené hrubé až blokové epiklastické vulkanické brekcie. Tie externe prechádzajú do hrubých až stredných brekcií, prípadne do brekcií až konglomerátov striedajúcich sa s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. V rámci epiklastických vulkanických brekcií boli identifikované uloženiny typu brekciových prúdov, prípadne úlomkových prúdov a laharov.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním andezitu metódou K/Ar v lome pod Širokou Homôľkou sa zistil údaj $15,9 \pm 1,2$ MA (Bagdasarjan in Konečný et al., 1969). Datovanie metódou stôp po delení uránu prinieslo výsledky $16,1 \pm 0,3$ MA (z brekcie sv. od Pustého hradu) a $15,9 \pm 0,5$ MA (teleso s. od Veľkého vrchu) (Repčok, 1984). Novší údaj z andezitu v lome pod Širokou Homôľkou je $15,0 \pm 0,6$ MA (Černyšev, ústna informácia). Uvedené údaje zodpovedajú spodnému bádenu. Rádiometrickým datovaním metódou stôp po delení uránu (FT) extruzívneho telesa Traslavý vrch pri Novej Lehote sa zistil vek $16,2 \pm 0,2$ MA (Repčok, 1982).

Extruzívne dómy a lakolity:

Extruzívne dómy a lakolity sa vyznačujú veľkou variabilitou v zastúpení tmavých minerálov (podrobnejšie pozri geologickú mapu 1 : 50 000 a vysvetlivky; Konečný et al., 1998; Lexa et al., 1998).

312 amfibolicko-pyroxénický a pyroxénicko-amfibolický andezit (\pm granát, \pm kremeň, \pm biotit); listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Andezit je hruboporfýrický, tmavosivý, v dôsledku autometamorfných premien nadobúda zelené odtiene.

Odľučnosť andezitu je hrubobloková, nepravidelná. Extruzívne telesá obsahujú časté xenolity granitoidov, metamorfítov, amfibolitov, rúl, svorov a fylitov. Extruzívne telesá s väčším plošným rozsahom tvoria: 1. teleso s rozmermi 650 x 700 m pri osade Šúplatka nad riekou Neresnica (amfibolicko-pyroxénický andezit \pm granát), 2. teleso s priemerom 2 000 m v oblasti k. 558 Baba (amfibolicko-pyroxénický andezit), 3. teleso s priemerom 1 750 m pri osade Podzámčok (k. 465) (amfibolicko-hyperstenický andezit), 4. teleso s priemerom 2 500 m v oblasti kóty 502,6 Široká Homôľka (pyroxénicko-amfibolický andezit s granátom \pm kremeň \pm biotit). Rozmery telies v oblasti Kremnických vrchov a Vtáčnika sú relatívne menšie.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm), amfibol (1 – 3 mm, ojedinele do 1 cm), hypersten (1 až 2 mm) a biotit (1 – 2 mm). Základná hmota v centrálnej časti telies je mikroliticko-mikrodoleritická, zrnitá, pri okrajoch telies prechádza do mikroliticko-hyalopilitickej až mikrolitickej, prípadne pilotaxitickej. V premenlivom obsahu, do 1 – 2 %, je prítomný korodovaný kremeň a biotit. Obsah granátu je do 0,7 %. Zrná granátu dosahujú veľkosť 0,5 až 1 cm. Zložením zodpovedajú almandínu.

Vulkanoklastiká:

313a epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú uložené v blízkom až bezprostrednom okolí extruzívnych telies. Hlavnú zložku tvoria úlomky s veľkosťou 15 – 35 cm, sporadicky bloky do 0,6 – 1 m, ojedinele do 2 – 2,5 m. Stupeň opracovania je nízky, bloky sú prevažne angulárne až subangulárne, občas suboválne. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s vyšším obsahom drobných úlomkov. Triedenie je slabé, zvrstvenie je hrubé alebo chýba.

V blízkom okolí extruzívnych telies sú identifikované telesá *brekciových prúdov* s hrúbkou od niekoľko metrov do 30 – 40 m (s. svah pod k. 558 Baba, j. od Hrona a svahy s. od Hrona). Úlomkový materiál s veľkosťou 10 – 30 cm až bloky veľké 1 – 2 m sú uložené chaoticky. Matrix je zrnitý, silne konsolidovaný, ohraničenie fragmentov s napenenou stavbou je neostré. Brekcie sú produktom explozívnej deštrukcie spätej s kolapsom extruzívnych dómov. V rámci hrubých až blokových brekcií sú identifikované aj telesá laharov a úlomkových prúdov (pre malé rozmery telies ich na mape 1 : 200 000 nevyznačujeme).

Epiklastiká:

313b epiklastické vulkanické brekcie, stredné; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Fáciu tvorí prevažne drobný subangulárny až angulárny materiál s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm, ojedinele aj viac. Je triedený a uložený v subhorizontálnych lavicovitých polohách (dolina Sekier).

314a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Reprezentujú fáciu uloženú vo vzdialenejších pásmach od zdrojových oblastí, t. j. od extruzívnych telies (svahy doliny riečky Neresnica, svahy doliny potoka Pomiaslo a doliny Sekier a v. od osady Dubové). Fácia sa okrem prítomnosti subangulárnych blokov vyznačuje zvýšeným obsahom opracovaných blokov s výraznejším vytriedením až hrubým zvrstvením. Hrubý až blokový materiál s rozmermi 25 – 45 cm až blokmi do 1,5 m a viac je uložený v subhorizontálnych polohách oddelených epiklastickými vulkanickými pieskovicami.

314b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, drobné až stredné; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Priestorovo sú združené s predchádzajúcou fáciou. Vystupujú v nižších úrovniach Neresnickej doliny (v. od osady Breziny). Úlomkový materiál má prevažne rozmery 6 – 20 cm, ojedinele viac. Je subangulárny až suboválny, so znakmi triedenia a zvrstvenia.

VÁPENATO-ALKALICKÝ ANDEZITOVO-RYOLITOVÝ VULKANIZMUS (Východné Slovensko)

315 albínovský tuf: tufy a tufity amfibolicko-pyroxénického andezitu (panón); list: 38 MICHALOVCE

Albínovský tuf – člen sečovského súvrstvia – vystupuje na povrch sv. od Sečoviec na vyvýšenine Albínovská hôrka. Ide o tufy amfibolicko-pyroxénického andezitu, ktoré smerom do panvy prechádzajú do tufitov. Hrúbka tufov overená vrtmi v okolí Sečoviec-Albínova je okolo 85 m.

Panónsky vek tufov je daný jeho pozíciou v súvrství (Vass, 2002).

NEOVULKANITY VIHORLATSKÝCH VRCHOV

Počas stredného až vrchného sarmatu v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity andezitového vulkanizmu sa sformovala reťaz andezitových stratovulkánov Vihorlatských vrchov s výrazným lineárnym usporiadaním, pokračujúca východným smerom na území Západnej Ukrajiny. Na našom území rozlišujeme v rámci tejto reťaze západnú a východnú vetvu.

Západnú vetvu tvoria morfológicky splývajúce stratovulkány menších až stredných rozmerov s výraznou väzbou na zlomový systém smeru SV – JZ – stratovulkány Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat. Excentricky od lineárne usporiadaných stratovulkánov vystupuje menší pyroklastický vulkán Kamienska, situovaný pri severnom okraji Vihorlatských vrchov (v. od obce Kamienska). Vulkán je sčasti zakrytý produktmi spomínaných stratovulkánov.

Východnú vetvu predstavujú izolované stratovulkány stredných až väčších rozmerov – stratovulkány Morské oko, Diel a Popriečny. V ich lineárnom usporiadaní sa prejavuje výrazná väzba na zlomový systém smeru SZ – JV.

STRATOVULKÁN POPRIEČNY

Stratovulkán pomenovaný podľa vrcholu Popriečny vrch (k. 994,4) predstavuje najvýchodnejšie situovanú vulkanickú štruktúru na našom území. Stratovulkán vymedzili a jeho litostratigrafické jednotky charakterizovali Kaličiak, Konečný a Lexa (1995) a Žec et al. (1997). Podstatná časť stratovulkánu vrátane centrálnej vulkanickej zóny sa nachádza za štátnou hranicou na území Ukrajiny. Na našom území je zachovaná západná časť stratovulkanického kužeľa, prechodná a periférna vulkanická zóna.

Pri severnom okraji stratovulkánu vystupuje na povrch paleogén bradlového pásma a severnejšie mezozoikum bradlového pásma a flyšové sedimenty magurskej jednotky. Horský reliéf od štátnej hranice s Ukrajinou v smere na západ postupne klesá a prechádza do Východoslovenskej nížiny. Členia ho hlboké erozívne doliny s radiálnou orientáciou k centrálnej zóne.

V stavbe stratovulkánu rozlišujeme spodnú štruktúrnú etáž, reprezentovaná formáciou Popriečny, a vrchnú štruktúrnú etáž – formáciu Petrovce.

Chronostratigrafické údaje: Výsledky rádiometrického datovania metódou K/Ar (Péczkay et al., 1997 in Žec et al., 1997) v intervale $11,7 \pm 0,5$ až $10,0 \pm 0,4$ MA poukazujú na vulkanickú aktivitu v období vrchného sarmatu, presahujúcu do panónu.

Formácia Petrovce (vrchný sarmat – spodný panón)

Formácia reprezentuje vrchnú štruktúrnú etáž stratovulkánu. Dominantne ju tvoria lávové prúdy stredno- až hruboporfýrických pyroxénických andezitov, sčasti leukokratných. V podloží niektorých lávových prúdov sú polohy pyroklastík, ktoré svedčia o explozívnej aktivite bezprostredne pred efúziami lávových prúdov. Lávové prúdy pri svojom pohybe z vyšších úrovní stratovulkanického kužeľa sledovali orientáciu radiálnych paleodolín smerujúcich k úpätiu stratovulkánu. Pri jz. úpäti stratovulkánu v dôsledku akumulácie väčšieho počtu lávových prúdov vznikol pomerne rozsiahly lávový pokrov. Súčasťou formácie sú sporadické dajky v oblasti kužeľa, ktoré predstavujú prívodové systémy k povrchovým parazitickým vulkánom odstráneným denudáciou.

316 dajky leukokratného pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V oblasti k. 628 Drienovský vrch vystupuje dajka v dĺžke asi 100 m (šírka do 10 m), orientovaná v smere SSV – JJZ. Andezit je drobnoporfýrický, s doskovitou odlučnosťou podľa smeru $230^\circ/90^\circ$. Južne od k. 904 Čierťaz sa nachádza sčasti vypreparovaná dajka v dĺžke 300 – 350 m, orientovaná v smere SV – JZ. Dajku tvorí drobnoporfýrický až afanitický pyroxénický andezit.

Lávové prúdy:

V severnej časti stratovulkánu lávové prúdy v súčasnom reliéfe budujú vrcholové časti chrbtov s naznačenou radiálnou orientáciou k centrálnej zóne. Lávové prúdy pôvodne tvorili výplne paleodolín na stratovulkanickom svahu a v pozícii chrbtov sa ocitli vďaka vyššej rezistencii proti erózii. Predstavujú názorný príklad inverzie reliéfu. Pri úpätí jz. svahu stratovulkánu v oblasti proluviaálnej roviny lávové prúdy vytvorili rozsiahlejší lávový pokrov, resp. lávový komplex. Sklovitý vývoj a lokálne výskyty hyaloklastitových brekcií svedčia o prítomnosti vodného prostredia fluviaálno-limnického typu.

317a *strednoporfýrický pyroxénický andezit (bohatý na augit)*; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy v severnej časti stratovulkanického svahu vystupujú v oblasti k. 984 Holica a na chrbte j. od tejto kóty v oblasti chrbtov s. a j. od obce Koňuš. Na jz. svahu stratovulkánu vystupujú pod k. 671 Haseník. Andezit je tmavosivý, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (20 – 25 %), augit (10 %) a hypersten (5 %), glomeroporfýrické zhluky pyroxénov a plagioklasu majú veľkosť do 4 mm. Základná hmota je pilotaxitická.

317b *hruboporfýrický leukokratný pyroxénický andezit*; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy sa dominantne podieľajú na stavbe lávového pokrovu na jz. svahu a pri úpätí stratovulkánu (oblasť medzi obcami Nemecké, Orechov, Dúbravka a Petrovce). V ich nadložii sú uložené reliktý lávových prúdov strednoporfýrického andezitu. Lávové prúdy dosahujú hrúbku okolo 40 m.

Výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou 3 – 5 mm (10 – 40 %), augit (1 – 3 %) a hypersten (1 – 5 %). Základná hmota je pilotaxitická a hyalopilitická. Na báze, prípadne vo vrchnej časti efuzívneho komplexu sú často prítomné jemnozrnné až afanitické variety, prípadne sú súčasťou lávových telies hruboporfýrických pyroxénických andezitov.

Pyroklastiká:

318 *redeponované pyroklastiká (nečlenené)*; list: 38 MICHALOVCE

Pyroklastické horniny sú zastúpené len veľmi sporadicky. V podložii lávových prúdov na severnom až západnom svahu hrebeňa k. 984 Holica sú uložené pemzové tufy so znakmi krátkej redepozície v celkovej hrúbke 15 – 20 m. Pemzové tufy svedčia o aktivite explozívneho vulkánu pred efúziami lávových prúdov. Polohy redeponovaných tufov s obsahom úlomkov pemzy s veľkosťou do 3 – 4 cm a pórovitých andezitových fragmentov do veľkosti 5 – 8 cm vystupujú v podložii lávových prúdov na západnom svahu stratovulkánu severne od obce Koňuš.

Epiklastiká:

319 *epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov*

Fácia tohto typu je uložená pri západnom úpätí stratovulkanického svahu v priestore medzi obcami Koňuš a Priekopa. Úlomkový materiál je polymiktný. Okrem fragmentov leukokratných, často sklovitých andezitov sú prítomné úlomky strednoporfýrických a drobnoporfýrických až afanitických andezitov. Okrem fragmentov s nízkym stupňom opracovania (subangulárne až angulárne) sa vyskytujú dobre až dokonale opracované fragmenty konglomerátového typu. Matrix je piesčitý, hrubozrnný. Polohy triedených a zvrstvených brekcií a konglomerátov sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov.

Formácia Popriečny (vrchný sarmat)

Formácia zahŕňa relikty stratovulkanického kužeľa, časť prechodnej vulkanickej zóny a periférnu vulkanickú zónu. Relikt stratovulkanického kužeľa na našom území (v blízkosti št. hranice) tvoria tenké zbrekčovatené lávové prúdy pyroxénických andezitov striedajúce sa s polohami autochtónnych pyroklastík. Prechodnú vulkanickú zónu – stratovulkanický plášť – budujú v spodnej úrovni prevažne redeponované pyroklastiká (sčasti autochtónne pyroklastiká) a epiklastické vulkanické brekcie. Vo vyššej úrovni formácie prevládajú lávové prúdy, ktoré v smere na Z k úpätiu stratovulkánu nadobúdajú väčšiu hrúbku. V oblasti periférnej vulkanickej zóny pri západnom okraji stratovulkánu sú vo fluvialno-limnickom prostredí uložené epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty. V smere do vnútornejších častí sedimentačného bazénu ich postupne striedajú jemnozrnnejšie sedimenty s prevahou pieskocov a siltovcov.

Lávové prúdy:

Sú významnou zložkou stavby kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny. V rámci kužeľa je hrúbka lávových prúdov malá, do 10 – 15 m, s periklinálnymi úklonmi 20 – 28° v smere od centra. Na báze a vo vrchnej časti lávových prúdov je pásmo intenzívneho napnenia a brekciácie späté s oxidáciou. Litofýzy (dutiny po unikajúcich plynch) dosahujú 2 – 5 cm a viac. V oblasti prechodnej vulkanickej zóny lávové prúdy nadobúdajú väčšiu hrúbku (25 – 30 m) s obmedzenou brekciáciou vo vrchnej a spodnej časti.

320 leukokratný pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Na západnom svahu k. 958 Bačkajovský vrch sú v nadloží drobnoporfýrických andezitov relikty lávového prúdu leukokratného pyroxénického andezitu s nízkym obsahom pyroxénov.

Riedke výrastlice tvorí plagioklas (5 – 10 %), augit (1 – 2 %) a hypersten (1 – 2 %). Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

321a drobnoporfýrický hyperstenicko-augitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy drobnoporfýrických andezitov (výrastlice 1 – 2 mm) sú prevládajúcou zložkou efuzívneho komplexu formácie Popriečny. Podieľajú sa na stavbe kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny. Andezit je tmavosivý až sivočierny, odlučnosť je bloková až doskovitá.

Výrastlice tvorí plagioklas (25 – 30 %), augit (3 – 8 %) a hypersten (3 – 5 %). Glomeroporfýrické zhluky sú len sporadické. Základná hmota je pilotaxitická, hyalopilitická, ojedinele mikro-poikilitická.

321b strednoporfýrický pyroxénický andezit (bohatý na augit); list: 38 MICHALOVCE

V rámci efuzívneho komplexu sú lávové prúdy tohto typu zriedkavejšie. Vystupujú najmä na sz. svahu stratovulkánu pod k. 984 Holica, v oblasti chrbta s k. 566 Hornianske vrchy, na západnom svahu pod k. 958 Bačkajovský vrch a k. 904 Čierťaž. Lávové prúdy andezitov s blokovo až doskovitou odlučnosťou sa vyznačujú makroskopicky výraznejšími výrastlicami augitu s veľkosťou do 0,5 – 1 cm (glomeroporfýrické zhluky).

Výrastlice tvorí plagioklas (20 – 25 %), augit (do 3 mm a viac; 5 – 10 %) a hypersten (1 – 5 %), časté sú glomeroporfýrické zhluky pyroxénov (do 5 mm). Základná hmota je pilotaxitická.

Pyroklastiká:

322a redeponované pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Polohy redeponovaných tufov sa nachádzajú na svahu chrbta s k. 580 m, na svahoch doliny Suchého potoka a na sz. svahoch stratovulkánu v. od obce Beňatina. Úlomky pemzy, sčasti zaob-

lené, majú variabilnú veľkosť, od 0,5 do 2 – 5 cm (ojedinele do 10 cm). Zriedkavejšie sa vyskytujú fragmenty pórovitých, drobno- až strednoporfýrických pyroxénických andezitov do 5 cm. Matrix je tufový, s drobnými úlomkami pemzy. Polohy pemzových tufov sa striedajú s vložkami a polohami epiklastických vulkanických pieskocov a siltocov.

322b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Fácia redeponovaných pyroklastík vystupuje na jz., z. a sz. svahoch stratovulkánu (svahy pod k. 628 Drienovský vrch, svahy doliny Syrového potoka a svahy j. od obce Beňatina). Okrem pemzového materiálu sú v prevažnej miere prítomné drobné až hrubé fragmenty napenených pyroxénických andezitov s priemernou veľkosťou 5 – 15 cm. Matrix je tufovo-piesčitý, s vysokým podielom pemzy. Redeponované pyroklastiká sa vyznačujú výraznejším vytriedením a opracovaním úlomkového materiálu.

322c autochtónne pyroklastiká, pyroklastické brekcie, aglomeráty a tufy;

list: 38 MICHALOVCE

Formácia Popriečny sa vyznačuje podstatným zastúpením, resp. až prevahou produktov explozívneho vulkanizmu. Pre oblasť kužeľa (najmä jeho nižšie úrovne) a sčasti prechodnej vulkanickej zóny sú charakteristické autochtónne pyroklastiká. Reprezentujú ich najmä aglomeráty a vulkanske brekcie striedajúce sa s lapilovo-pemzovými tufmi. Autochtónne pyroklastiká sa striedajú vo vyšších úrovniach kužeľa s lávovými prúdmi. Odkryvy autochtónnych pyroklastík sú najmä v zárezoch dolín Suchého a Syrového potoka. Pyroklastický materiál je uložený v polohách hrubých od 0,5 m do 10 – 15 m s periklinálnymi úklonmi od centra. *Aglomeráty* tvoria hrubé úlomky až bloky do 0,5 až 1 m s drsným napeneným povrchom, sú silne konsolidované až spečené, s tufovo-lapilovým matrixom a drobnejšími úlomkami s napenenou stavbou. Uloženie je chaotické a poukazuje na transport prostredníctvom pyroklastických prúdov.

Brekcie vulkanskeho typu tvoria fragmenty s pórovitou stavbou vo frakcii 5 – 25 cm (asi 70 %) až bloky do 1,5 m. Časté sú vulkanické bomby so sférickým až subsférickým obmedzením a so znakmi deformácie v poloplastickom stave. Matrix je troskovo-lapilový až tufový, so znakmi zvýšenej konsolidácie až spekania. Vulkanske brekcie sa vyznačujú hrubým gradačným zvrstvením. Polohy vulkanských brekcií a aglomerátov sú oddelené nesúvislými vložkami až polohami lapilovo-pemzových tufov (s úlomkami pemzy do 1 – 5 cm).

Epiklastiká:

323a epiklastické vulkanické pieskovce s polohami epiklastických vulkanických konglomerátov; list: 38 MICHALOVCE

Fácia je rozšírená v rámci periférnej vulkanickej zóny na jz. okrajoch stratovulkánu. Južne od obce Vojnatina a v blízkosti obce Porúbka v odkryvoch prevládajú polohy stredno- až hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskocov s vložkami až šošovkovitými polohami drobných až stredných konglomerátov a polohami drobných opracovaných klastík. Konglomeráty tvoria často výplne erozívnych zárezov. V smere do panvy pribúdajú vložky až polohy jemnozrnných epiklastických vulkanických pieskocov až siltocov a polohy redeponovanej pemzy s narastajúcou hrúbkou.

323b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty; list: 38 MICHALOVCE

Fácia vystupuje v rámci periférnej vulkanickej zóny na jz. a sz. svahu stratovulkánu v oblasti medzi obcami Priekopa, Porúbka a Koromľa a v. od obce Koňuš. Zmiešanú fáciu tvoria polohy drobných až hruboúlomkovitých brekcií s rôznym stupňom opracovania (suboválné až oválne fragmenty) a variabilnými rozmermi (5 – 25 cm). Striedajú sa s polohami konglomerátov s hrúbkou od 0,5 do 2,0 m. Matrix je hrubozrnný a piesčitý. Úlomkový materiál je hrubo vytriedený a zvrstvený.

STRATOVULKÁN DIEL

Stratovulkán je pomenovaný podľa k. 858 Diel. Je situovaný jv. od stratovulkánu Morské oko v priestore medzi dolinou potoka Barlahov (na severe) a dolinou potoka Beňatinská voda (na juhu). Stratovulkán na základe mapovania vymedzili a jeho stavbu a litostratigrafické jednotky definovali Kaličiak, Konečný a Lexa (1984, 1995) a Žec et al. (1997). V rámci stratovulkanickej stavby boli definované centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna. Z pôvodnej stavby sa zachovala najmä centrálna a západná časť, zatiaľ čo z východnej časti stratovulkánu periférna vulkanická zóna a podstatná časť prechodnej vulkanickej zóny podľahli denudácii. Odstránením východnej časti vulkanickej stavby sa odkryli prírodné systémy v podobe andezitových nekov vystupujúcich v prostredí sedimentov paleogénu. Na morfológické znaky, ktoré poukazujú na existenciu stratovulkánu, poukázala analýza družicových snímok (Pospíšil, 1983). Stratovulkán sa eróziou rozčlenil na chrbty oddelené hlbokými dolinami s radiálnou orientáciou k centrálnaj vulkanickej zóne. Tá sa nachádza v závere doliny Vavrová z. pod k. Diel.

V stavbe stratovulkánu boli vymedzené: a) formácia Bystrej, b) formácia Vavrovej, c) formácia Diel, d) komplex centrálnaj vulkanickej zóny.

Chronostratigrafické údaje: Radiometrické datovanie lávových prúdov stratovulkánu Diel metódou K/Ar v intervale $11,9 \pm 0,5 - 11,1 \pm 0,5$ MA (Peczay, 1998) poukazuje na vývoj stratovulkanickej stavby v období vrchného sarmatu až spodného panónu. Datovanie andezitových telies prírodného systému reprezentovaných nekom pyroxénického andezitu na $10,8 \pm 0,7$ MA a andezitovou dajkou na $9,4 \pm 0,5$ MA (Peczay, l. c.) svedčí o pokračujúcej vulkanickej aktivite v období panónu.

Formácia Diel (vrchný sarmat – spodný panón)

Formácia predstavuje mladšiu litostratigrafickú jednotku v rámci vrchnej štruktúrnej etáže. Okrem lávových prúdov amfibolicko-pyroxénických andezitov, ktoré tvoria najvyššie úroveň stratovulkanickej stavby, formácia zahŕňa extruzívne teleso amfibolicko-pyroxénického andezitu na severnom stratovulkanickom svahu. Do formácie sú zahrnuté aj početné dajkové telesá amfibolicko-pyroxénických andezitov a neky s podobným petrografickým zložením, situované v prostredí paleogénnych sedimentov v. od denudačného okraja stratovulkánu.

324a dajky amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Pri severnom okraji centrálnaj vulkanickej zóny vystupuje väčší počet dajkových telies s dĺžkou od niekoľko desiatok metrov do 250 m (šírka varíruje od niekoľko metrov do 20 m) s radiálnou orientáciou k centrálnaj zóne. Dajkové telesá amfibolicko-pyroxénických andezitov prerážajú cez okrajovú časť intrúzie dioritového porfýru a priľahlú časť stratovulkanickej stavby.

Dajky amfibolicko-pyroxénických andezitov vystupujú aj v oblasti severného svahu stratovulkánu. Rozmernejšiu dajku s dĺžkou 300 m a šírkou do 100 m orientovanú v smere VSV – ZJZ predstavuje andezitové teleso na chrbte s kótou 645,2 nad dolinou potoka Bystrá. Dajky tvorí drobno-, stredno- až hruboporfýrický amfibolicko-pyroxénický andezit s výrastlicami plagioklasu (1 – 5 mm; 25 %), augit (10 %), hypersten (8 %) a amfibol (2 – 3 %). Základná hmota varíruje od mikroliticko-hyalinnej po trachytickú.

324b neky pyroxénicko-amfibolického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Východne od denudačného okraja stratovulkánu Diel v prostredí paleogénnych sedimentov je vypreparovaných niekoľko nekov amfibolicko-pyroxénických andezitov:

1. V oblasti kóty 599,1 Hôrka je vypreparovaný nek prevyšujúci okolie asi o 25 – 30 m. Nek má zhruba eliptický prierez s rozmermi 60 x 50 m s dlhšou osou v smere ZSV – VJV. Vo vrcholovej časti neku je stĺpcová odľučnosť, subhorizontálna kolmo na dlhšiu os v smere 325° na SZ.

2. Nek situovaný v. od Hôrky v oblasti kóty 592 s rozmermi 65 x 45 m prevyšuje okolie asi o 15 – 20 m. Vo vrcholovej oblasti je stĺpcová odľučnosť v smere $225/35^\circ$ (smer sklonu).

3. Severne od obce Podhorod' je niekoľko menších nekov, orientovaných v smere SV – JZ.

4. Južne od obce Inovce vystupujú 3 nekové telesá – v oblasti Hôrky (k. 660,6), v oblasti Monšeliku (k. 637,6) a menšie teleso s. od kóty Monšelik. Telesá sú dlhším rozmerom orientované v smere SV – JZ. Neki tvoria drobno- až strednoporfýrický pyroxénicko-amfibolický andezit s blokovou až stĺpcovou odlučnosťou. Pri okrajoch je často pásмо napenenia a brekciácie. Výrastlice tvoria plagioklas (1 – 2 mm; 15 – 20 %), amfibol (6 %), hypersten (1 – 2 %) a augit (1 – 2 %). Základná hmota je prevažne trachytická. Petrografickým zložením sú neki blízke produktom záverečného štádia stratovulkánu Diel – formácia Diel.

324c pyroklastické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Juhovýchodne od neku (k. 599,1) v oblasti k. 554,1 je relikv pyroklastickej brekcie. Brekciu tvoria fragmenty pórovitého andezitu až bloky do 30 – 40 cm. Matrix je tufovo-lapilový, s vyšším obsahom úlomkov sedimentov z podložia, zrn zaobleného kremeňa a detritického materiálu z podložia. Vzhľadom na polymiktnosť materiálu môže brekcia predstavovať výplň krátera, prípadne diatrémy.

325 lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Relikty lávových prúdov tvoria vrcholové časti kóty 891,9 (s. od centrálnej zóny) a v oblasti k. 858,3 Diel (v. od centrálnej zóny). Andezit je tmavosivý, stredno- až hruboporfýrický, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvoria plagioklas (do 2 – 3 mm; 25 – 30 %), augit (4 – 10 %; tvoria glomeroporfýrické zhluky do 5 – 6 mm), hypersten (2 – 6 %) a amfibol (2 – 3 mm, ojedinele 1 cm; 1 – 3 %). Základná hmota je pilotaxitická a mikrolitická.

Komplex centrálnej vulkanickej zóny

V závere doliny Levkova (pokračovanie doliny potoka Žiarovnica) na ploche asi 8 km² vystupuje komplex hydrotermálne premenených (propylitizovaných) hornín. V severnej časti cez komplex preniká intrúzia dioritového porfýru. Cez intrúziu vrátane propylitizovaného komplexu preráža väčší počet dajkových telies amfibolicko-pyroxénických andezitov, ktoré považujeme za mladší člen vulkanickej sukcesie. Začleňujeme ich do mladšej formácie Dielu.

326 porfýrický diorit až dioritový porfýr; list: 38 MICHALOVCE

Intrúzia dioritového porfýru na severných svahoch nad záverom doliny Levkova s nepravidelným obmedzením s rozmermi 1 100 x 500 m je orientovaná dlhším rozmerom v smere V – Z. Hornina je porfýrická, masívna, mierne propylitizovaná, sivomodrá až sivozelená, s blokovou odlučnosťou.

Južnú časť intrúzie tvoria porfýrický diorit s výrastlicami plagioklasu (30 %), augitu (8 – 10 %) a hyperstenu (6 – 8 %). Základná hmota je hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá. V západnej až severnej časti je prechod do horniny s jemnozrnným vývojom základnej hmoty charakteru dioritového porfýru (okraj intrúzie). Centrálna časť intrúzie sú relatívne menej postihnuté hydrotermálnymi premenami, zatiaľ čo okrajové časti sú intenzívnejšie chloritizované a karbonatizované.

327 nečlenený propylitizovaný komplex centrálnej vulkanickej zóny; list: 38 MICHALOVCE

Propylitizovaný komplex centrálnej zóny zahŕňa efuzívne, prípadne plytkointruzívne telesá (silly a lakolity), v rôznej miere postihnuté hydrotermálnymi premenami. To v značnej miere (ako aj slabé odkrytie terénu) neumožňuje vymedzenie jednotlivých telies. Petrografickým štúdiom sa zistili nasledujúce typy hornín: pyroxénický leukokratný andezit s amfibolom, pyroxénický andezit bohatý na augit a hyperstenicko-augitický andezit.

Tmavé výrastlice sú v rôznej miere chloritizované a karbonatizované. Základná hmota je súčasťou až úplne rekryštalizovaná. Propylitizovaný komplex je silne nehomogénny. Masívne celistvé andezity sa vyznačujú zelenkavým až modrozeleným odtieňom, v puklinách sú limonitizované.

Formácia Vavrová (vrchný sarmat)

Formácia reprezentuje produkty druhej etapy vulkanickej aktivity, nasledujúcej po vulkanickej prestávke a čiastočnej denudácii podložnej formácie Bystrej (denudácia postihla najmä oblasť centrálnej zóny a jv. časť stratovulkánu). Formácia je pomenovaná podľa k. 787,5 Veľká Vavrová. Produkty formácie reprezentujú vrchnú štruktúrnu etáž.

Hrúbka formácie je variabilná. V severnej až západnej časti stratovulkánu je 100 – 200 m, v južnom sektore stratovulkánu je až 400 m. Hrúbka bola kontrolovaná prevažne hĺbkou pôvodných erozívnych zárezov – paleodolín – na stratovulkanickom svahu, vyplnených produktmi vulkanickej aktivity. Formáciu v centrálnej zóne tvoria lávové prúdy a autochtónne pyroklastiká s periklinálnymi úklonmi 15 – 30°, v prechodnej vulkanickej zóne prevládajú lávové prúdy. K formácii Vavrovej sú zaradené dajky a neky pyroxénických andezitov a extrúzia afanitického leukokratného bazaltického andezitu na jz. svahu stratovulkánu.

328a dajky pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V oblasti prechodnej vulkanickej zóny v rámci stratovulkanického plášťa vystupuje niekoľko vypreparovaných dajok pyroxénického andezitu:

1. Severne od k. 640 Hukov vystupuje dajka v dĺžke 350 m so šírkou 10 – 15 m, orientovaná v smere SZ – JV. Má doskovitú odľučnosť paralelnú s dĺžkou. Lokálne pozorujeme stĺpcovú odľučnosť kolmo na okraje dajky.

2. V oblasti k. 633 Majmová je dajka s dĺžkou 150 m (šírka 20 m), orientovaná v smere V – Z. Má strmý priebeh fluidality, 90 – 80°, a doskovitú a priečnu stĺpcovú odľučnosť.

3. Dajka v oblasti chrbta s k. 891,1 Diel je vypreparovaná v dĺžke 350 m (šírka 6 – 10 m). Má paralelnú doskovitú odľučnosť a priečnu stĺpcovú odľučnosť.

4. Dajka leukokratného pyroxénického andezitu na jv. svahu k. 859 Diel, orientovaná v smere SZ – JV, je vypreparovaná v dĺžke asi 200 m (šírka do 20 m). Má doskovitú odľučnosť (obsah pyroxénov do 1 – 2 %).

5. Dajka pyroxénického andezitu nad severným svahom nad zárezom doliny (j. pod k. 791), orientovaná v smere S – J, je v dĺžke niekoľko desiatok metrov rozpadnutá na bloky.

6. Dajka pyroxénického andezitu v. od Dielu v oblasti chrbta s kótou 770,6, orientovaná v smere SV – JZ, je sčasti vypreparovaná v dĺžke asi 250 m (šírka 15 – 20 m). Odľučnosť je bloková až stĺpcová, kolmá na priebeh dajky.

Dajky sa vyznačujú variabilným obsahom hyperstenu (1 – 8 %) a augitu (1 – 12 %). Základná hmota je mikrolitická až trachytická. Orientácia dajok je prevažne radiálna, k centrálnej vulkanickej zóne. Dajky predstavujú prívodové systémy k menším parazitickým vulkánom na svahu stratovulkánu odstráneným denudáciou.

328b nek hruboporfýrického hyperstenicko-augitického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Východne od denudačného okraja stratovulkánu Diel (asi 1 km jz. od k. 543,1 Hôrka) je vypreparované teleso andezitového neku v prostredí paleogénnych sedimentov zhruba 25 m nad terénom. Prierez neku je približne kruhový, s rozmermi 80 x 90 m. Odľučnosť je bloková, vo vrchnej časti je výrazná stĺpcová.

Výrastlice tvorí plagioklas (asi 30 %), hypersten (10 %) a augit (8 – 10 %), ktorý tvorí aj glomeroporfýrické zhluky zrn do 3 – 4 mm. Základná hmota je pilotaxitická, s hnedým sklom. Andezitový nek je na základe petrografickej podobnosti zaradený do formácie Vavrovej. Predstavoval pravdepodobne prívod k parazitickému vulkánu, ktorý následne odstránila denudácia.

328c extrúzia afanitického leukokratného bazaltického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Na jz. svahu stratovulkánu v jeho nižšej úrovni v oblasti k. 345 m Drieň vystupuje extrúzne teleso kupolovitej formy. Tvorí ho leukokratný afanitický až drobnoporfýrický bazaltický andezit tmavej farby. Vejárovitá stavba doskovitej odľučnosti podľa fluidálnych plôch poukazuje na extrúziu domatického typu.

Zriedkavé výrastlice tvorí plagioklas (do 1 mm), drobný augit a hypersten (do 0,2 mm). Základná hmota je sklovitá, sčasti rekryštalizovaná.

Lávové prúdy:

Sú dominantným prvkom stavby formácie. V oblasti kužeľa v blízkosti centrálnej vulkanickej zóny majú lávové prúdy pomerne malú až strednú hrúbku (10 – 15 m), v oblasti prechodnej zóny nadobúdajú hrúbku 50 – 70 m. V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov sú zóny autoklastických lávových brekcií. Pre formáciu Vavrovej sú charakteristické najmä hruboporfýrické pyroxénické andezity s veľkými výrastlicami augitu, ako aj produkty ich frakčnej kryštalizácie – leukokratné a bazaltické andezity, ktoré patria k najmladším horninám formácie.

329 *lávové prúdy hruboporfýrického hyperstenicko-augitického andezitu (s vyšším obsahom pyroxénov);* list: 38 MICHALOVCE

Predstavujú charakteristický typ formácie. Vystupujú na s., sz., jz. a j. svahu stratovulkánu, kde sa striedajú s lávovými prúdmi hruboporfýrického andezitu s nižším obsahom pyroxénov. Andezit je tmavosivý až sivočierny, s blokovou odlučnosťou.

Výrastlice s priemernou veľkosťou 1 – 4 mm tvorí plagioklas (25 – 35 %), augit do 3 mm (10 – 18 %), ktorý často tvorí glomeroporfýrické zhluky do 5 mm, a hypersten s veľkosťou 1 až 3 mm (6 – 10 %). Základná hmota je pilotaxitická, mikropoikiliticko-trachytická až zrnto-pilotaxitická.

330a *leukokratný pyroxénický andezit;* list: 38 MICHALOVCE

Lávový prúd tohto typu vystupuje na južnom svahu stratovulkánu v oblasti chrbta sv. od obce Choňkovce. Andezit je stredno- až hruboporfýrický, výrastlice do 1 – 3 mm tvorí plagioklas (10 až 20 %), augit (1 – 3 %) a hypersten (1 – 3 %). Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

330b *strednoporfýrický bazaltický, hyperstenicko-augitický andezit (± olivín);* list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy sú rozšírené v sz. a z. časti stratovulkánu (pod Majmovou) a na južnom svahu chrbta pod Veľkou Vavrovou. Andezit je strednoporfýrický.

Výrastlice s veľkosťou do 1 – 3 mm tvorí plagioklas (10 – 30 %), augit (6 – 10 %), hypersten (3 – 5 %) a olivín (1 – 3 mm). Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

Pyroklastiká:

331 *autochtónne pyroklastiká, pyroklastické brekcie a aglomeráty;* list: 38 MICHALOVCE

Autochtónne pyroklastiká sú podstatná zložka spodnej časti pyroklastického kužeľa na východnom svahu pod k. 788 Veľká Vavrová. Hlavnú zložku tvoria fragmenty s napenenou stavbou a vulkanické bomby s priemernou veľkosťou 15 – 30 cm so subsférickým až sférickým obmedzením a zriedkavejšie bloky do 0,5 – 0,8 m s angulárnym obmedzením. Matrix tvorí 20 – 30 %, je troskovo-lapilový, medzerovitý, lokálne aglutinovaný. Polohy brekcií vulkanskeho typu sa striedajú s vložkami až polohami troskovo-lapilových tufov. V nižších úrovniach pyroklastického kužeľa sú prítomné tenké zbrekčovatené lávové prúdy a veľké bloky pochádzajúce z dezintegrácie lávových prúdov na svahoch pyroklastického kužeľa. V nadloží pyroklastického kužeľa sú uložené lávové prúdy. Na z., jz. a j. svahu medzi lávovými prúdmi sú okrem pyroklastických brekcií a aglomerátov vulkanskeho typu aj polohy chaotických pyroklastických brekcií so znakmi spekania s tufovým matrixom. Zodpovedajú uloženiam typu pyroklastických prúdov. V externejších pásmach uloženiny autochtónnych pyroklastík prechádzajú do fácie redeponovaných pyroklastík (južné svahy pod k. 628 Sokolovec).

Formácia Bystrá (vrchný sarmat)

Formácia nazvaná podľa potoka Bystrá reprezentuje spodnú štruktúrnú etáž. Je výsledkom 1. etapy vulkanizmu, keď sa v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity vytvoril fundament vulkanickej stavby. Stratovulkanický kužeľ a oblasť prechodnej vulkanickej zóny v s. a sz. časti budujú prevažne lávové prúdy drobné- až strednoporfýrických pyroxénických andezitov s periklinálnym uložením. Ojedinele sa striedajú s polohami autochtónnych pyroklastík. Autochtónne pyroklastiká vo väčšom rozsahu vystupujú v jz. spodnej časti kužeľa narezaného dolinou potoka Žiarovnica, v závere doliny Levkova a tiež vo vrchnej časti prechodnej vulkanickej zóny na západnom svahu. Na jz. svahu stratovulkánu prevládajú fácie redeponovaných pyroklastík a epiklastík, prechádzajúce jz. smerom do periférnej vulkanickej zóny. Tú budujú epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce.

Lávové prúdy:

Tvoria dominantnú zložku vulkanickej stavby sz. a z. časti stratovulkánu. Predstavujú ploché doskovité až v jednom smere orientované telesá s pásmami brekcií v bazálnej a vrchnej časti. Petrograficky ich tvoria prevažne strednoporfýrické pyroxénické andezity, ojedinele sa vyskytujú variety drobné- až strednoporfýrického andezitu a leukokratného andezitu (pre malé rozmery nie sú zobrazené na mape). V rámci strednoporfýrických pyroxénických andezitov sa rozlišujú variety s vyšším obsahom pyroxénov a zriedkavejšie variety s nižším obsahom pyroxénov.

332a *strednoporfýrický pyroxénický andezit (s vyšším obsahom pyroxénov);*

list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tvoria dominantnú časť formácie Bystrej v oblasti s. a sz. svahov stratovulkánu. Andezit je tmavosivý až sivočierny, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (20 – 25 %), augit (10 – 20 %) a hypersten (6 – 12 %). Časté sú glomeroporfýrické zhluky pyroxénov do 4 – 5 mm. Základná hmota je pilotaxitická, trachytická, mikropoikilitická až mikroliticko-pilotaxitická. Táto varieta sa vyznačuje prevahou obsahu augitu nad hyperstenom.

332b *strednoporfýrický pyroxénický andezit;* list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu sa v stavbe efuzívneho komplexu vyskytujú ojedinele na s., sz., z. a jz. svahu stratovulkánu. V porovnaní s predchádzajúcim typom ich charakterizuje relatívne nižší obsah pyroxénov.

Výrastlice tvorí plagioklas (30 – 35 %), augit (5 – 10 %) a hypersten (4 – 6 %). Základná hmota je podobná ako v predchádzajúcom type.

Ojedinele sa vyskytujú variety drobnoporfýrického andezitu (jz. svahy) a leukokratného andezitu s obsahom pyroxénov do 3 % (na báze formácie v doline potoka Barlahov a v záreze doliny Levkova).

Pyroklastiká:

333a *redeponované pemzové tufy;* list: 38 MICHALOVCE

Polohy redeponovaných pemzových tufov vystupujú na jv. svahoch stratovulkánu v nadloží epiklastických vulkanických facií, prípadne redeponovaných pyroklastík. Na západnom až sz. svahu (zárez doliny potoka Bystrá) redeponované pemzové tufy tvoria polohy medzi lávovými prúdmi a vystupujú aj vo vrchnej časti formácie v nadloží lávových prúdov a v podloží autochtónnych pyroklastík (k. 509). Prevládajúcou zložkou sú úlomky pemzy (60 – 80 %) s priemernou veľkosťou 2 – 3 cm (ojedinele do 5 – 8 cm) svetlosivej, žltej až okrovej farby, často výrazne zaoblené. Matrix (20 – 40 %) je tufovo-piesčitý, s vyšším podielom ílovito-popolovej zložky. Sporadicky sú prítomné drobné, sčasti opracované úlomky pyroxénických andezitov.

333b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Redeponované pyroklastiká sa vyskytujú sporadicky medzi lávovými prúdmi na sz. a z. svahu stratovulkánu. Výraznejšiu polohu tvoria na južnom svahu stratovulkánu v nadloží epiklastických vulkanických brekcií a v podloží lávových prúdov. Hlavnú zložku tvoria fragmenty pórovitého andezitu s veľkosťou 5 – 15 cm (ojedinele do 30 cm), uložené v tufovo-pemzovom matrixe. Matrixe tvorí asi 60 – 80 %. Úlomkový materiál je hrubo triedený a zvrstvený, časté sú vložky až polohy pemzových tufov a tufopieskovcov.

333c autochtónne pyroklastiká, pyroklastické brekcie, aglomeráty a tufy;

list: 38 MICHALOVCE

Vystupujú na svahoch doliny potoka Žiarovnica, v sz. časti stratovulkánu v záreze doliny potoka Bystrá a na západnom svahu stratovulkánu (k. 509) vo vrchnej úrovni formácie. Hlavnú zložku (asi 60 %) tvoria fragmenty až bloky andezitov s napenenou stavbou do 30 – 40 cm (ojedinele bloky do 60 – 80 cm) so subsférickým až sférickým obmedzením. V menšom objeme sú zastúpené bloky celistvého andezitu s angulárnym obmedzením. Matrix je troskovo-lapilový. Polohy s náznakmi gradačného zvrstvenia a často s polohami bômb a blokov zodpovedajú brekciám vulkánskeho typu. Striedajú sa s polohami drobných aglomerátov a troskovo-lapilových tufov. Chaotické brekcie s tufovo-lapilovým matrixom so znakmi spekania zodpovedajú uloženinám pyroklastických prúdov.

Epiklastiká:

334a epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných konglomerátov a siltovcov;

list: 38 MICHALOVCE

Fácia je rozšírená v rámci periférnej vulkanickej zóny na jz. úpätí stratovulkanického svahu (oblasť Vyšná Rybnica – Hlivišťa – Choňkovce). V smere na JZ fácia prechádza do sedimentárnej výplne kotliny. V nadloží ju prekrývajú hrubé sedimenty kvartéru. Epiklastické vulkanické pieskovce tvoria lavicovité polohy oddelené vložkami siltovcov, prípadne redeponovaných pemzových tufov. V rámci súvrstvia sa vyskytujú vložky až polohy drobných andezitových konglomerátov.

334b epiklastické vulkanické konglomeráty a brekcie s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov; list: 38 MICHALOVCE

Fácia zmiešaného typu je uložená v pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny (svahy pod obcami Vyšná Rybnica, Hlivišťa a Choňkovce). Fáciu tvorí úlomkový až blokový materiál (bloky v priemere 20 – 30 cm až 0,80 m), prevažne dobre opracovaný (suboválny) a výrazne triedený, uložený v hrubozrnnom piesčitom matrixe s obsahom drobných opracovaných andezitových fragmentov. Konglomerátový materiál je uložený v subhorizontálnych lavi-ciach striedajúcich sa s polohami pieskovcov, prípadne tvorí nepravidelné šošovkovité výplne erozívnych zárezov na povrchu súvrstvia epiklastických vulkanických pieskovcov (zárezy dočasných tokov).

334c epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Pri jv. okrajoch stratovulkanického svahu v nadloží komplexnej fácie epiklastických vulkanických konglomerátov a brekcií sú uložené polohy epiklastických vulkanických brekcií. Hlavnú zložku tvorí drobný až hrubý úlomkový andezitový materiál (5 – 30 cm) s nízkym stupňom opracovania, ojedinele až bloky do 0,5 – 0,8 m. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s vyšším obsahom drobných úlomkov. V súvislejších odkryvoch pozorujeme hrubé triedenie a zvrstvenie. Polohy brekcií sa často striedajú s vložkami pieskovcov a drobných až hrubých konglomerátov. Epiklastické vulkanické brekcie tvorí materiál pochádzajúci z deštrukcie primárnych pyroklastických uloženín, ako aj z deštrukcie pevných lávových telies s následným transportom a uložením prostredníctvom úlomkových prúdov, laharov a hustotných prúdov.

STRATOVULKÁN MORSKÉ OKO

Pomerne rozsiahly andezitový stratovulkán v sv. časti Vihorlatských vrchov je situovaný v oblasti križovania zlomového systému smeru SZ – JV. Tento zlomový systém lokalizuje stratovulkány východnej vetvy (Diel a Popriečny) a západnej vetvy (Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat). Bacsó (1979) vymedzil vulkanotektonickú depresiu Morské oko a začlenil ju k tretej intermediárnej formácii. Stratovulkán Morské oko na základe mapovania a litofaciálnej analýzy vymedzili Kaličiak, Konečný a Lexa (1984, 1995). Definovali komplex Rohy, formáciu Sninský kameň a komplex centrálnej vulkanickej zóny. Komplex Rohy bol neskôr redefinovaný na formáciu Hámre (Žec et al., 1997).

V oblasti kotlovitej depresie sa nachádza jazero Morské oko. Vzniklo následkom mohutného zosuvu vulkanických hornín zo západného vnútorného svahu v období kvartéru s následným prehradením doliny potoka Okna smerujúceho na juh. Centrálna kotlovitá depresia je prstencovito obklopená horskými hrebeňmi s vrcholmi Roh (k. 858), Fedkov (k. 978), Nežabec (k. 1 023), k. 1 014, Sninský kameň (k. 1 005), Motrogon (k. 1 018), Trstie (k. 951), Lysá (k. 821) a Múr (k. 833).

Lávové prúdy stratovulkánu Morské oko sú na severnej strane uložené na sedimentoch paleogénu. V dôsledku ich nestability je to príčinou rozsiahlych zosuvov. V západnej časti sú lávové prúdy uložené v nadloží komplexu Vinné. Na južnej strane sa stratovulkán stýka s horninami stratovulkánu Diel, ktoré sčasti pokrýva. Na juhozápadnej a západnej strane sú, naopak, horniny stratovulkánu Morské oko v podloží lávových prúdov stratovulkánov Sokolský potok a Vihorlat.

Stratovulkán Morské oko sa vyznačuje intenzívnym denudačným zrezom. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny bol odstránený pôvodný vulkanický kužeľ a na jeho mieste sa eróziou a sčasti poklesom sformovala kotlovitá depresia. Stavba stratovulkánu má výrazne asymetrický charakter. Prevalu majú vulkanické produkty, ktoré sú plošne rozšírené v smere na západ. Východná až severná časť stratovulkánu bola výrazne redukovaná eróziou.

V stavbe stratovulkánu sa rozlišujú nasledujúce štruktúrne jednotky: a) formácia Hámre, b) komplex centrálnej vulkanickej zóny, c) komplex Sninského kameňa.

Formácia Sninského kameňa (spodný panón)

Formácia Sninského kameňa (pomenovaná podľa k. 1 004,6 Sninský kameň) reprezentuje vrchnú štruktúrnú etáž v stavbe stratovulkánu. Formácia, ktorú budujú prevažne lávové prúdy, tvorí takmer súvislý prstenec v podobe hrebeňov obklopujúcich centrálnu vulkanickú zónu (Roh – Fedkov – Nežabec – Sninský kameň – Motrogon – Trstie – Lysá). Komplex lávových prúdov je uložený na sčasti denudovanom povrchu staršej formácie Hámre. Maximálnu hrúbku, 400 m, dosahuje formácia v severnej časti stratovulkánu. Erózia podstatne znížila hrúbku formácie Hámre a dosiahla až podložné paleogénne sedimenty. Na báze formácie Sninského kameňa v tejto časti sú uložené nesúvislé polohy redeponovaných tufov a pyroklastík. Súčasťou formácie je aj intruzívne teleso v oblasti k. Veža a početné dajky s. a sv. od Morského oka, ktoré vykazujú petrografickú príbuznosť s lávovými prúdmi. Spodnú časť efuzívneho komplexu tvoria lávové prúdy stredno- až hruboporfýrických pyroxénických andezitov s pásmami auto-klastických brekcií na báze a vo vrchnej časti. Hrúbka prúdov sa pohybuje od 20 do 100 m. Vrchnú časť formácie tvoria lávové prúdy strednoporfýrických pyroxénických andezitov s hrúbkou 10 – 30 m.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie z lávových prúdov formácie Sninského kameňa metódou K/Ar vykazuje údaje v intervale $10,4 \pm 0,5$ MA až $10,0 \pm 0,4$ MA. Toto rozpätie zodpovedá spodnému panónu.

335 dajky a prieniky pyroxénických andezitov a andezitových porfýrov

Dajky pyroxénických andezitov vystupujú na vnútorných svahoch kotlovitej depresie (zárezy lesnej cesty medzi hrebeňom Veža (k. 926,8) a Malým morským okom. Šírka dajok kolíše od niekoľko metrov do 15 – 20 m, sledovaná dĺžka je do 80 – 100 m a viac. Odľučnosť je bloko-

vá až strmo doskovitá, paralelná s dĺžkou dajok, lokálne na okrajoch pozorujeme aj hrubostĺpcovú odlučnosť kolmú na okraje dajky. Dajky sú všeobecne orientované radiálne k centrálnej zóne. Dajky petrograficky patria k pyroxénickým andezitom (augiticko-hyperstenickým) s variabilným vývojom základnej hmoty (mikroliticko-pilotaxitická, fluidálna, mikroliticko-poikilitická až mikroliticko-mikrohypidiomorfne zrnitá.

Na svahu v. nad jazerom Morské oko v oblasti k. 926,8 Veža je intruzívny prienik andezitového porfýru s nepravidelným eliptickým prierezom s rozmermi 720 x 200 m a orientáciou v smere V – Z.

Hornina je drobno- až strednoporfýrická, tmavosivá, s výrastlicami plagioklasu do 1 – 2 mm (10 – 15 %) a hyperstenu (do 5 %). Základná hmotá je zrnitá, trachytická, tvoria ju lištovité mikrolity so znakmi obtekania okolo výrastlíc.

Andezitové dajky s radiálnou orientáciou a intruzívny prienik Veža predstavujú najmladší zistený člen vulkanickej sukcesie formácie Sninského kameňa.

Lávové prúdy:

336a hruboporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v bazálnych až spodných úrovniach efuzívneho komplexu. Andezit je tmavosivý až sivočierny, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Charakteristickým znakom je vysoký obsah výrastlíc (30 – 40 %). Výrazné výrastlice (do 3 až 5 mm) tvorí plagioklas (20 – 35 %), hypersten (do 3,5 mm; 5 – 10 %) a augit (do 3 mm; 5 – 12 %). Základná hmotá je pilotaxitická, pilotaxiticko-mikropoikilitická až trachytická.

Vo vrcholovej oblasti chrbta Motrogon (z. od Morského oka) je uložený lávový prúd riedkoporfýrického pyroxénického andezitu s trachytickou základnou hmotou a výrastlicami plagioklasu (1 – 3,5 mm; 25 %), hyperstenu (3 – 8 %) a augitu (3 – 8 %).

336b strednoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Relikty lávových prúdov strednoporfýrického pyroxénického andezitu pokrývajú vrcholové časti hrebeňov Nežabec (k. 1 011) a Fedkov (k. 978) a svahy pod vrchom Ščob (k. 866). Andezit je sivý až tmavosivý, s doskovitou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (do 1,0 až 2,5 mm; 15 – 20 %), augit (do 1,5 mm; 8 – 10 %) a hypersten (do 1,5 mm; 3 – 10 %). Základná hmotá je pilotaxitická až pilotaxiticko-mikropoikilitická.

Pyroklastiká:

337 redeponované tufy a pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Redeponované tufy a pemzové tufy tvoria nesúvislý horizont na báze efuzívneho komplexu, prípadne medzi lávovými prúdmi pri vonkajšom obvode stratovulkánu. Ide o akumulácie prevažne redeponovaného materiálu v lokálnych zníženích a depresiách terénu. Z litologického hľadiska sú zastúpené polohy tufitických siltovcov, jemnozrnných tufov, pemzových tufov a tufopieskovcov s pemzou a drobných brekcií s pemzovo-piesčitým matrixom. Charakter zvrstvenia a textúry poukazujú na depozíciu občasnými tokmi a úlomkovými prúdmi.

Epiklastiká:

338 epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Epiklastické vulkanické brekcie lokálne vystupujú na báze formácie na chrbte j. od k. 821 Lysá v podloží lávového prúdu hruboporfýrického pyroxénického andezitu. Brekciu tvorí zmiešaný úlomkový materiál andezitov spodnej formácie Hámre a fragmenty hruboporfýrických pyroxénických andezitov s veľkosťou 5 – 20 cm. Úlomkový materiál je sčasti opracovaný, matrix je tufovo-piesčitý. Chaotické uloženie úlomkového materiálu poukazuje na transport prostredníctvom úlomkových prúdov.

Komplex centrálnej vulkanickej zóny (vrchný sarmat – spodný panón)

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny v rámci kotlovitej depresie, na vnútorných svahoch Morského oka a na svahoch doliny potoka Okna vystupuje komplex hydrotermálne premenených propylitizovaných hornín preniknutý dajkami a intrúziami andezitov až andezitových porfýrov a dioritov až dioritových porfýrov. Lokálne vystupujú telesá sekundárnych kvarcitov so zónami silicifikácie a argilitizácie v ich okolí.

339 *dioritový porfýr a diorit*; list: 38 MICHALOVCE

V prostredí hydrotermálne premeneného komplexu centrálnej vulkanickej zóny vystupujú na povrch intruzívne telesá dioritových porfýrov a dioritov, ktoré predstavujú apofýzy dioritovej intrúzie situovanej vo väčšej hĺbke pod centrálnou zónou. Povrchový výstup intrúzie dioritového porfýru je v oblasti k. 880 pri okraji kvarcitového telesa jz. od Morského oka a na svahu k. Hlinka (k. 712) v záreze bývalej úzkokoľajnej železnice. Hornina je drobno- až strednoporfýrická. Výrastlice (do 1,5 mm) tvorí plagioklas (25 – 30 %), augit (6 – 8 %) a hypersten (6 až 10 %). Základná hmota je mikrohypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá. Tmavé minerály sú sčasti chloritizované, plagioklas je sericitizovaný. Prieskumné vrty RH-6 a RH-14 v hlbších úrovniach overili štokovú intrúziu dioritu (Bacsó, 1986).

Prieskumnými vrtmi v prostredí hydrotermálne premenených hornín sa zistili telesá hydrotermálno-explozívnych brekcií (vrty RH-4, RH-7, RH-11, RH-16, RH-26 a iné). Telesá sa vyznačujú strmým až vertikálnym priebehom a nepravidelným prierezom. Úlomkový materiál je polymiktný. Okrem úlomkov andezitov, andezitových porfýrov a dioritových porfýrov, v rôznej miere hydrotermálne premenených, sú prítomné úlomky sekundárnych kvarcitov a hojné úlomky podložných paleogénnych sedimentov.

340a *hydrotermálne premenený (propylitizovaný) komplex andezitových porfýrov a andezitov*; list: 38 MICHALOVCE

Hydrotermálne premenený komplex centrálnej vulkanickej zóny, ktorý zaberá plochu asi 8 km², zahŕňa efuzívne horniny (lávové prúdy pyroxénických andezitov), brekcie rôznych genetických typov a plytkointruzívne telesá (silly a lakolity) andezitov a andezitových porfýrov. Telesá andezitových porfýrov sa vyznačujú masívnym charakterom a nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Textúry typické pre lávové prúdy pásma napnenia, brekciácie a fluidálne textúry sa nevyskytujú. Stupeň hydrotermálnej premeny (najmä intenzívna propylitizácia) nedovoľuje vymedziť textúrne znaky jednotlivých telies, a preto sú charakterizované ako komplex hydrotermálne premenených hornín.

340b *sekundárne kvarcity a silicifikované horniny*; list: 38 MICHALOVCE

V prostredí hydrotermálne premenených hornín vystupujú telesá sekundárnych kvarcitov a zóny silicifikácie (prekremenenia), ktoré často priestorovo asociujú s výstupmi intruzívnych telies andezitových porfýrov a dioritových porfýrov. Kvarcity sú sivobiele, ružové a sivozelené, často s reliktnými s porfýrickou štruktúrou pôvodnej silicifikovanej horniny. Často sú hrdzavo škvrnité od hematitu a limonitu. Majú nepravidelnú blokovo odlučnosť. Ojedinele môžeme pozorovať brekciové textúry. Teleso Kapka s rozmermi 250 x 150 m (sčasti amputované zosuvom), overené vrtom RH-6 (Bacsó, 1971), sa vyznačuje pestrá asociáciou minerálov (biotit, böhmit, diaspór, topás, andaluzit, mullit, korund, fluorit, dumortierit, turmalín, kremeň a kaolinit).

Formácia Hámre (stredný sarmat)

Formácia Hámre (pomenovaná podľa obce Zemplínske Hámre), označená aj ako spodná štruktúrna etáž, tvorí fundament stratovulkánu, budovaný prevažne lávovými prúdmi. Pôvodná hrúbka vo východnej a severnej časti stratovulkánu sa zredukovala denudáciou na 100 – 200 m. Maximálnu hrúbku v priestore grabenovej štruktúry, okolo 1 000 m, dosahuje formácia v južnej

časti (vrt RH-1; Slávik, 1969). Formáciu tvoria dominantne lávové prúdy strednoporfýrických až drobnoporfýrických pyroxénických andezitov a zriedkavejších leukokratných bazaltických pyroxénických andezitov. Lávové prúdy sú často oddelené pásmami autoklastických lávových brekcií. Ojedinele sú medzi lávovými prúdmi a na báze formácie nesúvislé polohy redeponovaných pemzových tufov a pyroklastík.

Chronostratigrafické údaje: Lávový prúd pyroxénického andezitu v záreze cesty jv. od obce Modrá nad Cirochou bol datovaný metódou K/Ar na $12,0 \pm 0,5$ MA (Peczka, 1997). To zodpovedá strednému sarmatu.

Lávové prúdy:

341a drobnoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy drobnoporfýrického andezitu sú v rámci formácie zastúpené v menšom rozsahu. Vystupujú najmä v bazálnych úrovniach vo východnej časti stratovulkanickej stavby (spodné úrovne svahov sv. pod k. 1 023 Nežabec, k. 974 a na jv. svahu k. 858 Roh).

Andezit je riedkoporfýrický, výrastlice (menej ako 2 mm) tvorí plagioklas (25 – 35 %), augit (8 – 12 %) a hypersten (5 – 10 %). Základná hmota je mikrolitická až mikropoikilitická, zriedkavejšie je pilotaxitická (dolina potoka Kamenice). Odlučnosť je bloková, s prechodmi do doskovitej odlučnosti.

341b strednoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy strednoporfýrického pyroxénického andezitu tvoria prevažnú časť stavby formácie Hámre. Vystupujú v nadloží drobnoporfýrických pyroxénických andezitov v západnej časti formácie, na svahoch chrbtov obklopujúcej centrálnu depresiu a na svahu pod kótami Múr a Lysá v podloží formácie Sninského kameňa. Andezit je tmavosivý a sivočierny, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice v priemernej veľkosti 0,5 – 3,0 mm tvorí plagioklas (25 – 30 %), hypersten (3 až 8 %) a augit (5 – 10 %). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická a mikropoikilitická.

Súčasťou stavby formácie sú ojedinelé lávové prúdy leukokratných pyroxénických andezitov vystupujúce na západnom svahu pod k. Roh (k. 858). Vyznačujú sa nízkym obsahom pyroxénov (1 – 5 %). Pre malé rozmery nie sú zobrazené na mape.

Pyroklastiká:

342 redeponované tufy a pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

V západnej časti formácie (jv. od obce Modra nad Cirochou) na báze efuzívneho komplexu a v nadloží komplexu Vinné sú uložené tufy a pemzové tufy so znakmi redepozície. Hlavnú zložku pemzových tufov tvoria úlomky pemzy s veľkosťou 2 – 4 cm (asi 60 – 80 %), zriedkavejšie sú prítomné fragmenty andezitov do 5 – 10 cm. Matrix je tufovo-piesčitý. Pemzové tufy sa sporadicky striedajú s polohami pieskocov, lokálne pozorujeme hrubé zvrstvenie s vytriedeným pyroklastickým materiálom. Poloha tufov svedčí o explozívnej aktivite pred efúziami lávových prúdov.

STRATOVULKÁN VIHORLAT (vrchný sarmat – spodný panón)

Stratovulkán Vihorlat, pomenovaný podľa vrcholu Vihorlat (k. 1 075 m), ako morfológicky najvýznamnejšia dominanta prepožičal svoj názov aj pre celé vulkanické pohorie tiahnuce sa až po hranicu s Ukrajinou. Vulkanická reťaz pokračuje ďalej na území Ukrajiny do Rumunska. Ako vulkanický aparát s centrom na kóte Vihorlat ho označil Bacsó (1979), nedefinoval a nevyčlenil však jeho jednotlivé litofaciálne členy. Ako stratovulkán s centrálnou a prechodnou vulkanickou zónou ho pri uplatnení litofaciálnej analýzy a na základe mapovania

vymedzili a definovali Kaličiak, Konečný a Lexa (1984, 1995), neskôr doplnili Žec et al., (1997). Vrchol Vihorlatu (k. 1 075 m) je obkolesený nižšími vrcholmi, Trstie (k. 965,4) na východe a Ladovisko (k. 893,8) na južnej strane. Na severnej strane svahy Vihorlatu strmo upadajú do doliny potoka Kamenica, na južnej strane prechádzajú do pretiahnutých klesajúcich chrbtov. Na západnom svahu sa stratovulkán stýka s horninami stratovulkánu Sokolský potok, na východnej strane sú jeho lávové prúdy uložené v nadloží rozsiahlejšieho stratovulkánu Morské oko. Vo vrcholovej oblasti stratovulkánu je v rámci centrálnej vulkanickej zóny sčasti vy-preparované teleso pyroxénického andezitu v podobe protrúzie. Okolo centrálnej protrúzie v rámci centrálnej a prechodnej vulkanickej zóny sú periklinálne uložené lávové prúdy s úklonmi od centra. V hlbokom záreze Jovsianskeho potoka na jz. svahu stratovulkánu je v podloží lávových prúdov odkrytá časť primárneho pyroklastického kužľa tvorená autochtónnymi pyroklastikami. Vulkanická stavba je výrazne asymetrická. Periférna vulkanická zóna sa neza-chovala, bola odstránená denudáciou. Na východnej strane vulkánu, podstatne redukovanej denudáciou, je báza efuzívneho komplexu uloženého na vulkanických horninách stratovulkánu Morské oko v úrovni 925 m n. m. Na západnej strane vulkánu zostupujú lávové prúdy na úroveň 575 m a na južnej strane až na úroveň 470 m n. m.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním lávového prúdu sz. od vrcholu Vihorlatu metódou K/Ar sa zistil údaj $10,9 \pm 0,4$ MA. Relatívne mladší vek sa zistil datovaním telesa protrúzie v oblasti vrcholu Vihorlat, a to $9,7 \pm 0,4$ MA (Peczky, 1997). Uvedené hodnoty zodpovedajú panónu.

343a dajky pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Andezitové dajky v závere doliny Jovsianskeho potoka prerážajú cez centrálne pyroklastická a aglomeráty. Predstavujú morfológicky výrazné telesá s dĺžkou 100 – 150 m, orientované v smere SV – JZ a SZ – JV. Dajkové telesá tvorí tmavosivý drobnoporfýrický andezit s blokovou odľučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit.

343b protrúzia (tholoid) pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V oblasti vrcholu Vihorlat (k. 1 075 m) je sčasti vy-preparované teleso pyroxénického andezitu. Teleso s nepravidelne eliptickým prierezom s rozmermi 750 x 300 m, orientované v smere SZ – JV, zodpovedá forme typu protrúzie (resp. tholoidu). Andezit je tmavosivý, s blokovou až doskovitou odľučnosťou, strednoporfýrický.

Výrastlice s veľkosťou 0,5 – 2 mm a ojedinele až do 3 mm tvorí plagioklas (25 – 35 %), hypersten (8 – 10 %) a augit (5 – 10 %). Základná hmota je trachytická.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrický vek andezitu z vrchnej časti protrúzie je $9,7 \pm 0,4$ MA (Peczky, 1997). Zodpovedá panónu.

Lávové prúdy:

Tvorí doskovité až jazykovité telesá s úklonmi v smere od centrálnej vulkanickej zóny. Petrograficky patria k pyroxénickým andezitom. Odlišujú sa vývojom základnej hmoty a stupňom porfýrickosti. Z tohto hľadiska sa členia na drobnoporfýrické pyroxénické andezity a strednoporfýrické pyroxénické andezity.

344a drobnoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

V bazálnej úrovni na jv. stratovulkanickom svahu (svahy doliny Jovsianskeho potoka) sú uložené lávové prúdy drobnoporfýrických pyroxénických andezitov s jemnozrnnou mikrolitickou až mikroliticko-poikilitickou základnou hmotou. Na východnej strane stratovulkánu lávové prúdy tohto typu budujú oblasť k. 996 Trstie. Andezit je tmavosivý až sivočierny, s blokovým rozpadom. Výrastlice do 1 až 1,5 mm tvorí plagioklas (15 – 25 %), augit (5 %) a hypersten (5 %). Drobnoporfýrický pyroxénický andezit s pilotaxitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou tvorí lávové prúdy v stredných úrovniach na južnom svahu, ako aj lávové prúdy ulože-

né v najvyššej pozícii na sz. svahu stratovulkánu. Andezit má nepravidelný blokový rozpad s prechodmi do lavicovito-doskovitej odlučnosti.

Porfýrické výrastlice do 1 až 1,3 mm tvorí plagioklas (30 – 35 %), hypersten (8 – 12 %) a augit (6 – 10 %).

344b *strednporfýrický pyroxénický andezit*; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy strednporfýrických pyroxénických andezitov s pilotaxitickou až mikrolitickou základnou hmotou sú v oblasti južného svahu v spodných úrovniach uložené na lávových prúdoch drobnoporfýrických andezitov. Na východnej strane stratovulkánu lávové prúdy strednporfýrických pyroxénických andezitov s mikrolitickou až mikroliticko-poikilitickou základnou hmotou tvoria nižšie úrovne pod kótou Malé Trstie. Andezit je celistvý, sivý, s blokovou odlučnosťou, ktorá často prechádza do doskovitej odlučnosti.

Porfýrické výrastlice do 2,5 mm tvorí plagioklas (25 – 35 %), hypersten (6 – 12 %) a augit (7 – 14 %).

345a *autochtónne pyroklastiká, aglomeráty a pyroklastické brekcie*; list: 38 MICHALOVCE

V záreze doliny Jovsianskeho potoka v podloží lávových prúdov je odkrytý okraj pyroklastického kužeľa. Brekcie tvoria fragmenty pórovitého andezitu, prevažne s rozmermi 5 až 30 cm, ojedinele až bloky do 0,5 m. Brekcie sa striedajú s polohami aglomerátov, v ktorých sú vložky pemzových tufov. Cez autochtónne pyroklastiká prerážajú dajky pyroxénických andezitov.

Pyroklastiká:

345b *redeponované pyroklastiká (nečlenené)*; list: 38 MICHALOVCE

Na jz. svahu doliny Jovsianskeho potoka v spodnej úrovni vulkanickej stavby medzi lávovými prúdmi potoka je poloha redeponovaných pyroklastík. Hlavnú zložku tvoria fragmenty pórovitého andezitu s veľkosťou od 5 do 30 cm a bomby so sférickým obmedzením. Matrix je lapilovo-pemzový. Naznačené je hrubé zvrstvenie a triedenie. V podloží pyroklastík je poloha pemzových tufov.

STRATOVULKÁN SOKOLSKÝ POTOK (vrchný sarmat – spodný panón)

Stratovulkán Sokolský potok je situovaný v. od stratovulkánu Kyjov. Na základe mapovania ho vymedzili a definovali jeho faciálne komplexy Kaličiak, Konečný a Lexa (1984, 1995) a neskôr ich doplnili Žec et al. (1997). Zmienku o erupčnom centre v závere doliny Sokolského potoka bez vyčlenenia samostatného stratovulkánu uviedol Bacsó (1979).

V centrálnej vulkanickej zóne v závere doliny Sokolského potoka vystupujú relikty pyroklastického kužeľa. Budujú ich autochtónne pyroklastiká, aglomeráty a tufy a východne je propylitizovaný komplex andezitov a andezitových porfýrov odkrytý eróziou. Cez komplexy centrálnej zóny preráža roj dajok pyroxénických andezitov, orientovaný v smere SZ – JV až ZSZ – VJV. Centrálnu vulkanickú zónu obklopuje stratovulkanický plášť s vrcholmi Rozdielňa (k. 784,3 m až 772,3 m) a Štok (k. 711,5 m) a ďalšie vrcholy – Malý Peňažník (k. 738,3 m) a Bykov grúň (k. 711,5 m). Budujú ho prevažne lávové prúdy pyroxénických andezitov, sporadicky oddelených polohami redeponovaných pyroklastík. V južnej časti sú lávové komplexy zakryté deluviálnymi uloženinami a južnejšie sedimentmi neogénnej panvy. V severnej časti lávové prúdy pokračujú do periférnej vulkanickej zóny a prekrývajú relikty staršieho pyroklastického vulkánu Kamienka, ako aj lávové prúdy stratovulkánu Morské oko.

Chronostratigrafické údaje: Radiometrickým datovaním lávových prúdov K/Ar metódou sa zistil vek $10,9 \pm 0,4$ MA, $10,8 \pm 0,4$ MA a $10,2 \pm 0,2$ MA (Peczky, 1997), zodpovedajúci obdobiu panónu.

346a propylitizovaný komplex andezitov a andezitových porfýrov; list: 38 MICHALOVCE

V oblasti Sokolského potoka je komplex propylitizovaných andezitov a andezitových porfýrov centrálnej vulkanickej zóny odkrytý eróziou. Pyroxénické andezity a andezitové porfýry sú postihnuté propylitizáciou (pyroxény sú nahradené chloritom a karbonátmi) a slabou silicifikáciou. V sutine sú úlomky sekundárnych kvarcitov a úlomky hydrotermálne premenených brekcií s fragmentmi dioritových porfýrov a premenených andezitov postihnutých slabou silicifikáciou a intenzívnou chloritizáciou (hydrotermálno-explozívne brekcie).

346b dajky pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

Cez autochtónne pyroklastiká a hydrotermálne premenený komplex centrálnej vulkanickej zóny preniká dajkový roj, orientovaný prevažne v smere SZ – JV až ZSZ – VJV. Dajkové telesá s dĺžkou 50 – 150 m a šírkou 10 – 30 m tvorí drobnoporfýrický pyroxénický andezit s blokovým až doskovitým rozpadom. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit, základná hmota je mikroliticko-poikilitická.

Lávové prúdy:

Lávové prúdy pyroxénických andezitov tvoria hrubý efuzívny komplex v oblasti stratovulkanického plášťa a prechádzajú severne do priestoru periférnej vulkanickej zóny. Lávové prúdy, výrazne smerovo orientované, sledovali radiálny systém paleodolín. Pri východnom a západnom okraji stratovulkánu sa zložito prstovito striedajú s lávovými prúdmi stratovulkánov Vihorlatu a Kyjova. Z petrografického hľadiska rozlišujeme: a) drobnoporfýrické pyroxénické andezity, b) drobnoporfýrické pyroxénické andezity.

347a strednoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy vystupujú v strednej až vyššej úrovni stratovulkanickej stavby. Andezit je tmavosivý, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas do 2 mm (25 – 35 %), hypersten do 2,5 mm (6 – 12 %) a augit (7 – 14 %). Základná hmota je pilotaxitická až pilotaxiticko-mikrolitická. Pyroxénický andezit s pilotaxiticko-trachytickou základnou hmotou vystupuje v najvyššej pozícii v. od k. 784,4 (Rozdielňa).

347b drobnoporfýrický pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu sú uložené na báze vulkanického komplexu na severnom svahu stratovulkánu v nadloží epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných pemzových tufov. V spodných úrovniach vulkanickej stavby vystupujú aj na južných okrajoch stratovulkánu.

Hornina je drobnoporfýrická (výrastlice do 1 mm), sivočierna, s blokovou až doskovitou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (30 – 35 %), hypersten (8 – 12 %) a augit (6 – 10 %). Základná hmota je mikrolitická až mikroliticko-pilotaxitická.

Pyroklastiká:

348a autochtónne pyroklastiká – pyroklastické brekcie a aglomeráty; list: 38 MICHALOVCE

Relikty pyroklastického kužeľa v odkryvoch na chrbte j. od k. 784,4 Rozdielňa tvoria fragmenty andezitu s pórovitou stavbou so subsférickým obmedzením a variabilnou veľkosťou, od 5 cm do 25 – 30 cm, až bloky do 2 m a viac. Matrix je tufovo-troskový, lokálne spečený. Brekcie a aglomeráty sa striedajú s vložkami lapilových tufov. Pyroklastiká typu vulkánskych brekcií sú hrubo triedené, zvrstvené a uložené s periklinálnymi úklonmi od centra.

348b redeponované pyroklastiká; list: 38 MICHALOVCE

Vystupujú sporadicky na severnom svahu stratovulkánu medzi lávovými prúdmi. Pyroklastický materiál je prevažne drobný, s rozmermi 2 – 8 cm, ojedinele do 20 – 30 cm, napenený až troskový. Matrix je tufový, s úlomkami pemzy a drobnými fragmentmi andezitov do 2 cm. Naznačené hrubé triedenie a zvrstvenie poukazuje na procesy redepozície.

348c redeponované pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Ojedinele vystupujú v podloží lávových prúdov a na báze vulkanického komplexu v severnej časti stratovulkánu (oblasť Poľovná – Nálepkov prameň). Hlavnú zložku tvoria úlomky pemzy s priemernou veľkosťou 1 – 3 cm (asi 80 – 90 %), matrix je tufovo-piesčitý. Vo variabilnom množstve sú prítomné úlomky pórovitého andezitu. Je tu naznačené hrubé triedenie a zvrstvenie.

Epiklastiká:

349 epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Epiklastické vulkanické brekcie vystupujú sporadicky medzi lávovými prúdmi na južnom aj severnom svahu stratovulkánu. Brekcie tvorí úlomkový andezitový materiál s rozmermi 5 až 25 cm, ojedinele do 0,5 m, so subangulárnym až angulárnym obmedzením. Matrix je tufovo-piesčitý, hrubozrnný, s drobnými úlomkami do 5 cm. Lokálne pozorujeme triedenie a hrubé zvrstvenie poukazujúce na fluvialny a gravitačný transport.

STRATOVULKÁN KYJOV (vrchný sarmat – spodný panón)

Stratovulkán pomenovaný podľa vrchu Kyjov (k. 821) v rámci reťazca sarmatských vulkánov Vihorlatských vrchov predstavuje najzápadnejšie situovanú vulkanickú štruktúru. Vulkanické produkty stratovulkánu sú rozšírené na ploche asi 90 km². Slávik (in Orlický et al., 1970) vymedzil formáciu Kyjov – Orechová na západnom svahu Vihorlatských vrchov. Ako vulkanické centrum Kyjov intermediárneho vulkanizmu ho uvádza Bacsó (1979, 1986). Stavbu stratovulkánu, jeho priestorové rozloženie a litostratigrafické jednotky v rámci zostavenia geologickej mapy 1 : 50 000 charakterizovali Kaličiak, Konečný a Lexa (1984, 1995) a neskôr doplnili detailnejším geologickým mapovaním v mierke 1 : 25 000 (in Žec et al., 1997). Geomorfologicky výraznú stavbu stratovulkánu rozčleňujú hlboké doliny s radiálnou orientáciou k centrálnej zóne na celý rad chrbtov a plochých vrcholov zvažujúcich sa k úpätiu (k. 821 Kyjov, k. 644 Pírnagov vrch, k. 520 Jesenícky vrch, k. 468 Tomášov vrch, k. 508 Zaňovec). Doliny sa odvodňujú potokmi na severe do riečky Kamenica a na juhu do vodnej nádrže Zemplínska Širava.

Oblasť centrálnej vulkanickej zóny zahŕňa intruzívno-extruzívne telesá vystupujúce v zárezoch dolín na jz. a j. svahu pod k. 821 Kyjov, ako aj relikty pyroklastického kužeľa a lávových prúdov v jeho nadloží. Intruzívno-extruzívne telesá sú postihnuté hydrotermálnymi premenami, najmä propylitizáciou, lokálne sú silicifikované a argilitizované.

Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) budujú dominantne lávové prúdy pyroxénických andezitov striedajúcich sa sporadicky s polohami redeponovaných pyroklastík. V oblasti periférnej vulkanickej zóny na jz. a z. svahu sú uložené prevažne fácie epiklastických vulkanických hornín a občas do nej zasahujú lávové prúdy.

Chronostratigrafické údaje: Stratovulkanická stavba je uložená na jz., z. a sz. svahu na produktoch extruzívneho vulkanizmu formácie Vinné strednobádenského veku. Pri východnom okraji sa zložito stýka a prevrstvuje s vulkanickými produktmi stratovulkánu Sokolský potok. Radiometrický údaj datovania metódou K/Ar z lávového prúdu na severnom svahu stratovulkánu k. 401,3 Marečková je $11,0 \pm 0,4$ MA a zodpovedá spodnému panónu (Peczay, 1997).

350 *dajky pyroxénického andezitu*; list: 38 MICHALOVCE

Andezitové dajky vystupujú na sz. svahu stratovulkánu s. od k. 588. Sú orientované v smere SZ – JV. Južne od Kyjova v oblasti chrbta k. 468 Tomášov vrch sú dajky orientované v smere SZ – JV.

Dajky tvorí strednoporfýrický pyroxénický andezit s pilotaxitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou. Výrastlice tvorí plagioklas, augit a hypersten.

351 *propylitizované hruboporfýrické andezity až andezitové porfýry*; list: 38 MICHALOVCE

Propylitizované hruboporfýrické andezity až andezitové porfýry vystupujú v oblasti centrálnej vulkanickej zóny v závere dolín na jz. a j. svahu pod vrcholom k. 821,0 Kyjov. Andezitové telesá pravdepodobne intruzívno-extruzívneho typu sú intenzívne chloritizované, argilitizované a silicifikované. Tmavé výrastlice sú limonitizované. Hydrotermálne premeny prestupujú do okolitých hornín.

Lávové prúdy:

Tvoría doskovité až v jednom smere orientované jazykovité telesá, často s pásmami autoklastických lávových brekcií v spodnej a vrhnej časti. Lávové prúdy po petrografickej stránke patria k pyroxénickým andezitom. Vyznačujú sa variabilným vývojom základnej hmoty a stupňom porfýrickosti. Na mape rozlišujeme: a) hrubo- až strednoporfýrický pyroxénický andezit, b) drobnoporfýrický pyroxénický andezit.

352a *hrubo- až strednoporfýrický pyroxénický andezit*; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy andezitu hruboporfýrického typu s pilotaxitickou základnou hmotou vystupujú na jz. svahu Kyjova (chrby Kovaľov grúnik – Marečková, k. 401,3). Andezit je sivočierny, s blokovou až doskovitou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas do 3 mm (30 %), hypersten (8 až 12 %) a augit (6 – 8 mm). Lávové prúdy hruboporfýrického andezitu s pilotaxitickou až trachytickou základnou hmotou vystupujú aj na sz. svahu stratovulkánu (k. 742,5 Čierna hora a k. 656,4).

Prevažnú časť lávových prúdov v stavbe stratovulkánu v stredných až vrchných úrovniach tvoria strednoporfýrické pyroxénické andezity s mikrolitickou až mikropoikilitickou základnou hmotou. Výrastlice plagioklasu a pyroxénov sú veľké prevažne do 2 – 2,5 mm.

352b *drobnoporfýrický pyroxénický andezit*; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu sa vyskytujú najmä v spodných úrovniach vulkanickej stavby v j. a jv. časti stratovulkánu (svahy doliny Skalčanského, Tomášovského a Suchého potoka), v sz. časti stratovulkánu (kóta Skalka) a na jz. svahu stratovulkánu v oblasti kóty Dlhá. Andezit je sivočierny, drobnoporfýrický.

Výrastlice (0,2 – 0,5 mm) tvorí plagioklas (30 – 35 %), hypersten (10 – 14 %) a augit (6 až 8 %). Základná hmota je mikroliticko-mikropoikilitická až pilotaxitická.

Pyroklastiká:

353a *autochtónne pyroklastické brekcie a tufy*; list: 38 MICHALOVCE

Autochtónne pyroklastiká vystupujú v sporadických odkryvoch v podloží lávových prúdov na svahu k. 821 Kyjov a v zárezoch dolín j. pod k. 644 Pirnagov vrch. Brekcie sú zložené z fragmentov pórovitého andezitu variabilných rozmerov, prevažne so subsférickým až sférickým obmedzením. Matrix je tufový, lokálne spečený, s fragmentmi pórovitého andezitu. Brekcie vulkánskeho typu predstavujú relikty pyroklastického kužela prekrytého lávovými prúdmi. Na báze vulkanickej stavby v západnej časti (v. od obce Porúbka) v záreze doliny potoka Motyčka sú odkryté pyroklastické brekcie. Tvorí ich úlomkový materiál s veľkosťou od niekoľko cm do 30 až

40 cm so subsférickým obmedzením a napenenou stavbou až bloky do 2 m a viac. Matrix je tufovo-troskový, lokálne spečený. Uloženie je chaotické až s náznakmi zvrstvenia. Brekcie zodpovedajú produktom vulkánskych erupcií (brekcie vulkánskeho typu).

353b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Zahŕňajú pyroklastiká s materiálom variabilných rozmerov s výraznými znakmi transportu. Fácia je rozšírená na južnom svahu stratovulkánu v rámci prechodnej vulkanickej zóny a západne pokračuje do periférnej vulkanickej zóny (južný svah pod k. 527 Dlhá, svahy pod k. 402 Marečková a k. 508 Zaňovec). Fácia sa vyznačuje prevahou úlomkového materiálu pyroklastického typu, fragmenty pórovitých pyroxénických andezitov (s rozmermi 5 – 25 cm) sú uložené so znakmi triedenia a zvrstvenia. Matrix je tufovo-piesčitý, lokálne s vyšším obsahom pemzy. Polohy s prevahou redeponovaných pemzových tufov sú uložené medzi lávovými prúdmi na chrbte jv. pod k. 468 Tomášov vrch a pod k. 520 Jasenovský vrch.

Epiklastiká:

354a epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty, hrubé až blokové;

list: 38 MICHALOVCE

Predstavujú komplexnú faciú periférnej vulkanickej zóny vystupujúcu na jz. svahu stratovulkánu v oblasti plochého hrebeňa západne od doliny Trnavského potoka. Andezitový materiál variabilnej veľkosti (priemerne 25 – 40 cm, ojedinele do 1,5 m) je výrazne opracovaný, drobnejší materiál je neopracovaný, angulárny až subangulárny. Triedenie je nízke, zvrstvenie je iba naznačené, prípadne chýba. Komplexná faciá je produktom masového transportu, ako aj fluvialneho transportu prostredníctvom dočasných tokov. V nadloží sú uložené reliktu lávových prúdov.

354b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 38 MICHALOVCE

Fácia je rozšírená pri sz. a jz. okrajoch prechodnej vulkanickej zóny v pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny (svahy západne pod Pirnagovým vrchom, svahy pod Čiernou horou a v severnej časti svahy pod k. 518,3). Klastický andezitový materiál s variabilnými rozmermi (5 až 25 cm až bloky do 0,5 m) sa vyznačuje prevažne nízkym stupňom opracovania (subangulárny až angulárny). Triedenie je nízke, prípadne chýba. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Polohy s chaotickým a netriedeným materiálom poukazujú na transport prostredníctvom úlomkových prúdov.

355a epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobných až stredných vulkanických konglomerátov; list: 38 MICHALOVCE

Fácia epiklastických vulkanických pieskovcov je uložená na báze stratovulkanickej stavby na jz. okraji (svahy doliny pod k. 334 Malinová), bezprostredne v nadloží komplexu Vinné. Epiklastické vulkanické pieskovce sú zvrstvené, strednozrnné až hrubozrnné, s častými vložkami až polohami drobných konglomerátov (prevažne vo frakcii 5 – 15 cm, ojedinele do 30 cm). Sporadicky sa vyskytujú vložky drobných brekcií, jemnozrnných pieskovcov a siltovcov.

355b epiklastické vulkanické konglomeráty, hrubé až blokové; list: 38 MICHALOVCE

Fácia hrubých až blokových konglomerátov je uložená na jz. svahu stratovulkánu pri jeho úpätí v pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny (vyššie svahy doliny Trnavského potoka) v nadloží epiklastických vulkanických pieskovcov. Balvanovitý materiál je dobre až dokonale opracovaný, s veľkosťou do 40 až 60 cm. Matrix je hrubozrnný, piesčitý. Na báze sú časté erozívne zárezy v epiklastických pieskovcoch, vyplnené balvanovitým materiálom.

LADOMIROVSKÉ NEKY A DAJKY (stredný sarmat)

Pri obci Ladomirová sv. od stratovulkánu Morské oko cez sedimenty magurského príkrovu prenikajú dajky a neky pyroxénicko-amfibolického andezitu. Dajky a neky predstavujú prívodové systémy k povrchovému vulkánu, ktorý bol odstránený v dôsledku hlbokého denudačného zrezu. Prívodové systémy odkryté v subvulkanickej úrovni vystupujú v. od Ladomirovej. Andezitové neky odkryté v lome pri ceste a za potokom (opustené lomy) prerážajú cez pieskovcové a ílovcové vrstvy zlínskeho súvrstvia račianskej jednotky. Na JZ a na J od k. 379,5 Runzák na jz. okraji obce dajky a neky prenikajú cez vrstvy pieskovca a ílovca belovežského a zlínskeho súvrstvia bystrickej a krynickej jednotky.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrické datovanie telesa v. od obce Ladomirová (lom za potokom) poskytuje údaj $12,4 \pm 1,0$ MA (Peczky et al., 1995), zodpovedajúci strednému sarmatu.

356 neky a dajky pyroxénického a pyroxénicko-amfibolického andezitu;

list: 38 MICHALOVCE

Andezitový nek odkrytý v opustenom lome v záreze štátnej cesty v smere na Ladomirovú tvorí andezit s hruboblokovou odlučnosťou zelenkavej farby (andezit je mierne autometamorfovaný).

Výrastlice tvorí plagioklas, často prerastaný s amfibolom. Menšie výrastlice plagioklasu sú uzatvorené v amfiboloch. Základná hmota je mikrolitická. Tvoria ju drobné lištovité plagioklasy, prerastené s draselným živcom a miestami s intersticiálnym kremeňom. Cez základnú hmotu prenikajú drobné tyčinkovité ilmenity a vystupujú v nej drobné korodované ortopyroxény. Plagioklasy sú bázické (An_{66-78}), zonárne (s nižším obsahom An_{63} pri okrajoch). Výrastlice amfibolov sú často korodované, stredy majú pargazitové zloženie, v smere k okrajom ich obrastá tschermakit (P. Konečný in Žec et al., 2005).

Nekové teleso odkryté v opustenom lome pri potoku má odlišné zloženie. Hornina je čiernosi-ová, sklovitá, odlučnosť je bloková, nepravidelná.

Výrastlice plagioklasu prevládajú nad alkalickými živcami (anortoklasmi) a pyroxénmi. Výrastlice plagioklasu (An_{80-83}) prerastajú s výrastlicami hyperstenu a augitu. Základnú hmotu trachytického typu tvoria výlučne drobné lištovité plagioklasy a zrná ilmenitu.

S andezitovými nekmi asociujú dajkové telesá s podobným petrografickým zložením. Dajky relatívne malých rozmerov vystupujú pri Ladomirovej.

V okolí prívodových systémov sa zistili indicie Hg mineralizácie viazané na vrstvy bystrickej tektonickej jednotky, tzv. ladomirovské pieskovce.

VULKÁN KAMIENKA (stredný až vrchný sarmat)

Pyroklastický monogénny vulkán Kamienka na sz. okraji Vihorlatských vrchov (v. od obce Kamienka) je v nadloží prekrytý lávovými prúdmi stratovulkánov Morské oko, Sokolský potok a Vihorlat. Pôvodne boli produkty tohto vulkánu opísané ako kráterové brekcie (Bacsó, 1979), neskôr ako pyroklastiká a aglomeráty bez jasnej príslušnosti (Kaličiak et al., 1984, 1995) a redefinované ako samostatný pyroklastický vulkán (Žec et al., 1996).

V centrálnej vulkanickej zóne (oblasť južného svahu pod k. 492,4 Ostrá stráň) vystupujú neky a dajky prenikajúce cez autochtónne pyroklastiká. Relikty troskového kužľa tvoria v okolí prívodových centier vulkánske autochtónne pyroklastiká (hruboúlomkové až blokové brekcie a aglomeráty a vo väčšej vzdialenosti od erupčných centier uloženiny redeponovaných pyroklastík. Prevažnú časť prechodnej a periférnej vulkanickej zóny zakrývajú produkty mladších sarmatských vulkánov.

Chronostratigrafické údaje: Pyroklastický vulkán je uložený na sedimentoch mladšieho eocénu (hutianske súvrstvie). V nadloží je v prevažnej časti zakrytý produktmi vulkánov vrchnosarmatského veku. Predpokladaný vek je stredný až neskorý sarmat.

357a *explozívne neky pyroxénického andezitu*; list: 38 MICHALOVCE

Explozívne neky na svahu pod kótou 492,4 Ostrá stráň sú sčasti vypreparované a vystupujú v podobe skalných brál. Nekey s izometrickým až eliptickým prierezom a šírkou niekoľko desiatok metrov tvorí chaotická brekcia s blokmi veľkými do 2 – 6 m a viac. Lávoový až dezintegrovateľný zrnitý matrix (tvorí asi 5 – 10 %) je spečený až homogenizovaný, s drobnejšími napenenými fragmentmi. V nižších úrovniach nekového telesa je prechod do zbrekčovateného andezitu. Vo vrchnej časti neku pozorujeme prechod do kráterovej brekcie so sféroidickými blokmi a troskovo-lapilovým matrixom so znakmi spekania.

357b *dajky pyroxénického andezitu*; list: 38 MICHALOVCE

V nižších úrovniach svahu Ostrá stráň bližšie ku kóte 350,3 sú sčasti vypreparované andezitové dajky, orientované v smere S – J. Šírka varíruje od niekoľko metrov do 40 – 50 m, dĺžka do 100 – 150 m. Odlučnosť je podľa strmých plôch paralelná s dĺžkou dajok. Dajky tvorí tmavosivý až sivočierny strednoporfýrický pyroxénický andezit.

Výrastlice tvorí plagioklas, augit a hypersten, ojedinele amfibol. Základná hmota je hyalopilitická.

Pyroklastiká:

358a *autochtónne pyroklastiká – vulkánske hruboúlomkovité až blokové brekcie a aglomeráty*; list: 38 MICHALOVCE

V blízkom až bezprostrednom okolí prírodných systémov v celom rade skalných brál na svahu Ostrá stráň (k. 492,4) sú odkryté pyroklastické brekcie vulkánskeho typu. Hlavnú zložku tvoria úlomky až bloky andezitu do veľkosti 20 až 50 cm s drsným napeneným povrchom. Časté sú typické vulkanické bomby s rozpadom pozdĺž radiálnych a koncentrických trhlin. Matrix je tufovo-troskový, tvorí asi 30 – 40 %. Je silne spečený a homogenizovaný s fragmentmi. Uloženie je chaotické, s náznakmi gradačného zvrstvenia. Brekcie sú produktom erupcií vulkánskeho typu, ktoré sa striedali s erupciami havajského až strombolského typu.

358b *redeponované pyroklastiká (nečlenené)*; list: 38 MICHALOVCE

Vo väčšej vzdialenosti od erupčných centier na svahoch vrchu Marková (jjv. od obce Kamienska a východne od erupčných centier (pri úpätí svahu pri k. 305,3) sú uložené redeponované pyroklastiká s drobnými úlomkami pórovitého andezitu a tufovým matrixom. Striedajú sa s polohami epiklastických vulkanických brekcií, pieskovecov a siltovecov.

NEOVULKANITY SLANSKÝCH VRCHOV

V súvislosti s blokovými pohybmi a formovaním grabenových štruktúr pri západnom okraji Východoslovenskej neogénnej panvy sa aktivovali erupčne centrá intermediárneho andezitového vulkanizmu. V období koncom bádenu, a najmä počas sarmatu až spodného panónu sa sformovala vulkanická reťaz Slanských vrchov, budovaná prevažne vulkánmi stratovulkánskeho typu. Vývoj vulkanických štruktúr v severnej časti prebiehal sčasti v suchozemskom prostredí. V južnej časti, sčasti zaplavenej novou transpresiou počas sarmatu, sa vývoj stratovulkánov v ich bazálnej úrovni uskutočnil v plytkovodnom morskom prostredí. Neskôr po ich vynorení pokračoval v prostredí suchej zeme.

O prvých známkach existencie andezitového vulkanizmu v období vrchného bádenu svedčí prítomnosť fragmentov pyroxénických andezitov v biostratigraficky a rádiometricky datovaných ryolitových tufoch pri Kráľovciach (Kaličiak et al., 1984). Fragmentsy sú produktom denudácie primárnych vulkanických štruktúr s redepozíciou úlomkového materiálu a jeho uložením v subakválnom prostredí spolu s produktmi ryolitového vulkanizmu. Následne pri západnom okraji panvy sa vyvinul reťazec andezitových stratovulkánov. Stratovulkány a ich litologicko-stratigrafické charakteristiky sú opísané v smere od S na J.

VULKÁN ŠEBASTOVKA (stredný sarmat)

Vulkán situovaný na sz. okraji Slanských vrchov (pomenovaný podľa potoka Šebastovka) predstavuje relikť malého parazitického vulkánu efuzívneho typu (Kaličiak et al., 1988, 1991). V stavbe vulkánu je vyčlenená centrálna vulkanická zóna hydrotermálne premenených hornín s malým plošným rozsahom a andezitový nek. Pri obode centrálnej zóny vulkanický plášť tvoria výhradne lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu.

Chronostratigrafické údaje: Horniny vulkánu Šebastovka sú uložené na sedimentoch spodného miocénu (karpat – spodný bádén). Rádiometrický vek stanovený metódou FT z andezitového neku je $12,1 \pm 0,3$ MA (Kaličiak a Repčok, 1987). Zodpovedá strednému sarmatu.

359a hydrotermálne premenený (propylitizovaný) andezitový komplex (nečlenený);

list: 38 MICHALOVCE

Premenený komplex centrálnej zóny odkrytý zárezom doliny potoka Šebastovka reprezentujú propylitizované pyroxénické andezity s tenkodoskovitou až bridličnatou odlučnosťou. Andezity sú strednoporfýrické. Výrastlice tvorí plagioklas, pyroxény a ojedinele amfibol.

Tmavé výrastlice sú čiastočne chloritizované a karbonatizované. Základná hmota je hyalopilitická. Hornina je propylitizovaná, lokálne s impregnáciami pyritu, po puklinách limonitizovaná.

359b lávové prúdy amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Vulkanický plášť okolo centrálnej zóny tvoria lávové prúdy, často intenzívne zbrekčovateľné, uložené periklinálne, s úklonmi od centra. Andezit je sivý, celistvý až napenený a brekciovitý, drobno- až strednoporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas a hypersten, menej zastúpený je augit a amfibol. Základná hmota je hyalopilitická.

359c nek pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny je sčasti vypreparované morfológicky výrazné teleso andezitového neku s eliptickým prierezom (200 x 100 m). Andezit je sivozelený, celistvý, s nepravidelným blokovým rozpadom. Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a amfibolu. Základná hmota je pilotaxitická.

STRATOVULKÁN ŠŤAVICA (stredný až vrchný sarmat)

Stratovulkán menších rozmerov pomenovaný podľa potoka Šťavica (prítok potoka Delňa) je situovaný na sz. okraji Slanských vrchov (sv. od obce Kokošovce). Stratovulkán definuje centrálna prechodná a periférna vulkanická zóna (Kaličiak et al., 1991). V oblasti centrálnej vulkanickej zóny v rámci kotlovitej depresie erozívneho pôvodu je komplex hydrotermálne premenených hornín, cez ktorý prerážajú neky a dajky andezitových porfýrov. Pri vonkajšom obode centrálnej vulkanickej zóny sa zachovali relikty vulkanického kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny (stratovulkanický plášť), budovanej prevažne lávovými prúdmi s menším zastúpením pyroklastík. V oblasti periférnej vulkanickej zóny, zachovanej najmä v južnej časti vulkánu, sú uložené epiklastické vulkanické brekcie, vo vrchnej časti pokryté lávovými prúdmi.

Chronostratigrafické údaje: Na základe superpozičných vzťahov so zlatobanským stratovulkánom (produkty zlatobanského stratovulkánu sú sčasti v jeho nadloží) sa stratovulkán zaraďuje do stredného až vrchného sarmatu. Výsledkom rádiometrického datovania intruzívnych telies andezitových porfýrov metódou FT je vek $12,2 \pm 0,4$ MA a $12,0 \pm 0,4$ MA (Kaličiak a Repčok, 1987) a z lávového prúdu z lomu Hradová sv. od Kokošoviec vek 11,95 MA (Ďurica et al., 1978). Zodpovedá strednému sarmatu.

360a hydrotermálne premenený (propylitizovaný) andezitový komplex (nečlenený);

list: 38 MICHALOVCE

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny v rámci kotlovitej depresie v závere doliny potoka Šťavica na ploche asi 3 km² vystupuje hydrotermálne premenený komplex andezitov. Andezity s reliktnými porfýrickou štruktúrou sú intenzívne propylitizované a argilitizované (vybielené) až úplne rozpadavé. Časté sú limonitové škvrnité záteky.

360b neky a dajky andezitových porfýrov; list: 38 MICHALOVCE

V centrálnej vulkanickej zóne vystupuje väčší počet telies s eliptickým až výrazne orientovaným prierezom zodpovedajúcich formám typu nekov a dajok. Telesá tvoria sivý až sivozelený (propylitizovaný) andezitový porfýr, stredno- až hruboporfýrický. Jeho rozpad je blokový, nepravidelný.

Výrastlice tvoria plagioklas, hypersten a amfíbol. Základná hmota je prevažne holokryštalická, alotriomorfne zrnitá, miestami s prechodmi do hyalopilitickej.

Lávové prúdy:

V rámci lávových prúdov sú petrograficky rozlíšené dve variety: a) augiticko-hyperstenický andezit (\pm amfíbol); b) hyperstenicko-augitický andezit.

361a augiticko-hyperstenický andezit (\pm amfíbol); list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tvoria dominantnú zložku stavby kužeľa, stratovulkanického plášt'a, a zasahujú aj do periférnej vulkanickej zóny. Lávové prúdy sú často oddelené zónami autoklastických lávových brekcií. Andezit je tmavosivý, drobno- až strednoporfýrický. Jeho odlučnosť je bloková až lavicovito-doskovitá.

Výrastlice tvoria plagioklas (30 %), hypersten (10 %) a augit (5 %). Sporadicky je prítomný amfíbol. Základná hmota je hyalopilitická, pilotaxitická až trachytická.

361b hyperstenicko-augitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu tvoria vrcholovú časť výrazného hrebeňa jz. od obce Podhradík. Andezit je sivý, celistvý, stredno- až hruboporfýrický, s výraznými výrastlicami augitu do 3 až 4 mm. Odlučnosť je prevažne lavicovito-doskovitá.

Výrastlice tvoria plagioklas, hypersten a augit (augit prevláda nad hyperstenom). Základná hmota je pilotaxitická.

Pyroklastiká:

362a autochtónne pyroklastiká – aglomeráty, brekcie a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Autochtónne pyroklastiká tvoria vložky až súvislejšie polohy medzi lávovými prúdmi v oblasti kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny. Skalné odkryvy sú najmä vo vrcholovej oblasti hrebeňa západne od centrálnej zóny (Nad Remetovou). V skalných bralách s výškou do 20 až 30 m sa striedajú brekcie a aglomeráty s vložkami lapilových a pemzových tufov. Brekcie tvoria fragmenty a vulkanické bomby s variabilnou veľkosťou (max. do 0,5 m) a pórovitých andezitov so sférickým obmedzením. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy. Aglomeráty s fragmentmi menších rozmerov (do 20 cm) sú často spečené, aglutinované, s troskovo-lapilovým matrixom. Zvrstvenie zvyrazňujú vložky jemnozrnných tufov s pemzou. Pyroklastický materiál petrograficky zodpovedá pyroxénickým andezitom.

362b redeponované andezitové pyroklastiká; list: 38 MICHALOVCE

Vystupujú na jz. okrajoch stratovulkánu v doline Kamenného potoka. Fragmenty pórovitých pyroxénických andezitov s menšími rozmermi (do 10 – 15 cm) a vyšším stupňom opracova-

nia sú stmelené tufovo-piesčitým matrixom s vyšším obsahom pemzy. Pyroklastický materiál je slabo triedený a hrubo zvrstvený.

362c epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Fácia epiklastických vulkanických brekcií v južnej časti stratovulkánu v oblasti periférnej vulkanickej zóny vystupuje v podloží lávových prúdov v. od obce Kokošovce. Hlavnú zložku tvoria fragmenty s variabilnou veľkosťou (5 – 25 cm) a variabilným stupňom opracovania (subangulárne až suboválné). Petrograficky zodpovedajú pyroxénickým andezitom. Matrix je hrubozrnný, piesčitý, slabo vytriedený, často s obsahom pemzy. V brekcii sú prítomné vložky pieskovecov. Epiklastické vulkanické brekcie sú v menšom rozsahu prítomné aj v sv. časti stratovulkánu medzi lávovými prúdmi pyroxénických andezitov.

ZLATOBANSKÝ STRATOVULKÁN (stredný sarmat)

Stratovulkán pomenovaný podľa obce Zlatá Baňa predstavuje najrozsiahlejšiu stratovulkanickú stavbu v severnej časti Slanských vrchov (Kaličiak et al., 1977). V stavbe stratovulkánu sa vyčleňuje centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna. Centrálnu vulkanickú zónu tvorí výrazná kotlovitá depresia, považovaná za vulkanotektonickú depresiu v zmysle Slávika a Tözséra (1973). V oblasti depresie vymedzenej zlomami sz.-jv. smeru vystupuje hydrotermálne premenený komplex v hrúbke 200 – 580 m. Tvoria ho lávové prúdy a extrúzie s menším zastúpením vulkanoklastík. Kaličiak (1985) predpokladá prítomnosť ložných intrúzií (sillov a lakolítov). V juhovýchodnej časti centrálnej vulkanickej zóny vystupujú kupolovité extruzívne telesá hyperstenicko-biotitických andezitov. Cez hydrotermálne premenený komplex preniká väčší počet intruzívnych štokov a dajok dioritových porfýrov. Stratovulkán je do značnej miery denudovaný, pôvodný vulkanický kužeľ v oblasti centrálnej zóny odstránila denudácia.

Prechodnú vulkanickú zónu (stratovulkanický plášť) budujú prevažne lávové prúdy s periklinálnymi úklonmi v smere od vulkanického centra. Periférna vulkanická zóna, vyvinutá najmä v južnej až jv. časti stratovulkánu, zahŕňa okrem reliktovej lávových prúdov najmä redeponované pyroklastiká, redeponované tufy a epiklastické vulkanické brekcie.

363a hydrotermálne premenený (propylitizovaný) andezitový komplex centrálnej vulkanickej zóny; list: 38 MICHALOVCE

Hydrotermálne premenený andezitový komplex centrálnej vulkanickej zóny podľa výsledkov z vrtovej dosahuje hrúbku 200 až 580 m (Kaličiak, 1979; Kaličiak, 1985). Komplex tvoria lávové efúzie, extruzívne telesá, vulkanoklastiká, ako aj telesá ložného typu (silly a lakolity). Andezity sa vyznačujú porfýrickými štruktúrami s výrastlicami plagioklasu a pyroxénov, ojedinele amfibolu a biotitu. Základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická.

V rámci komplexu boli identifikované telesá hydrotermálno-explozívnych brekcií so strmým až vertikálnym priebehom a variabilnými rozmermi. Okolité horniny sú s rôznou intenzitou argilitizované, sericitizované, karbonatizované, silicifikované, biotitizované a chloritizované. Lokálne sa zistila turmalinizácia, albitizácia, adularizácia a chloritizácia. V dôsledku hypergénnych procesov sú horniny rozpadavé a zálované.

363b extrúzie hyperstenicko-biotického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá vystupujú v juhovýchodnej časti centrálnej zóny v prostredí lávových telies pyroxénických andezitov. Tvoria morfológicky výrazné kupolovité telesá s izometrickým až nepravidelne eliptickým prierezom s priemerom do 300 m. Andezit je masívny, celistvý, strednoporfýrický. Odlučnosť je prevažne hrubodoskovitá podľa strmých až vertikálnych plôch. Pri okrajoch telies sú zóny brekciácie a prekremenenia.

Výrastlice tvorí plagioklas, biotit, hypersten a amfibol, základná hmota je trachytická, sčasti rekrystalizovaná.

363c intruzívne prieniky dioritových porfýrov; list: 38 MICHALOVCE

V centrálnej vulkanickej zóne denudačný zrez obnažil väčší počet intruzívnych telies dioritových porfýrov. Formy týchto telies varírujú od izometrických pľovitých telies nepravidelných prienikov až po telesá dajkového typu. Intruzívne telesá, ktoré predstavujú apofýzy hlbšie situovaných intrúzií, prenikajú cez podložné spodnomiocénne sedimenty a ryolitové vulkanoklastiká do hydrotermálne premeneného komplexu centrálnej zóny. Dioritové porfýry sa vyznačujú výraznou porfýrickou štruktúrou.

Výrastlice tvorí plagioklas, amfíbol, hypersten, augit a ojedinele biotit. Základná hmota je holokryštalická, mikroalotriomorfne zrnitá, sčasti rekryštalizovaná. Intruzívne telesá sú v rôznej miere hydrotermálne premenené. Asociáciu sekundárnych minerálov tvoria karbonáty, sericit, chlorit, kremeň, albit, epidot, biotit, turmalín a zeolity.

Rádiometrickým datovaním intruzívnych telies sa zistil vek 12,5 MA (Ďurica et al., 1978) a metódou FT $12,1 \pm 0,3$ MA (Repčok, 1981). Uvedené údaje zodpovedajú spodnému až strednému sarmatu.

Lávové prúdy:

364a hyperstenicko-biotitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy sú uložené v nadloží epiklastických vulkanických brekcií s materiálom hyperstenicko-biotitického andezitu na južnom svahu stratovulkánu medzi Červenickou a Lučinou. Andezit je sivohnedý až ružovkastý, strednoporfýrický, celistvý, s blokovým rozpadom a prechodmi do hrubolavicovitej odlučnosti.

Výrastlice tvorí plagioklas, biotit (opacitizovaný) a hypersten. Ojedinele je prítomný amfíbol. Základná hmota je hyalopilitická až trachytická.

364b amfibolicko-hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

V nadloží hyperstenicko-biotitického andezitu na južných svahoch stratovulkánu vystupujú relikty lávových prúdov amfibolicko-hyperstenických andezitov svetlosivej farby. Andezit je svetlosivý, výrastlice tmavých minerálov dosahujú 1 cm.

Štruktúra je hruboporfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a opacitizovaný amfíbol. Základná hmota je pilotaxitická.

364c hyperstenicko-amfibolicko-biotitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu predstavujú najmladšie produkty efuzívnej aktivity. Rádiometrickým datovaním andezitového telesa Dubník metódou FT sa získali údaje 10,6 – 10,0 MA, zodpovedajúce panónu. Relikt lávového prúdu sa začína na k. 877 Dubník a pokračuje na J. Tam prechádza do nadložia epiklastických vulkanických brekcií. Andezit je svetlosivý, celistvý až brekciovitý.

Porfýrické výrastlice tvorí plagioklas, biotit, hypersten a amfíbol. Základná hmota je hyalopilitická.

365a drobnoporfýrický augiticko-hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Pyroxénické andezity predstavujú najrozšírenejší typ. Sú zastúpené variety afanitického, drobného až strednoporfýrického andezitu. Andezit je tmavosivý až sivohnedý, často zbrekciovaný a pórovitý. Rozpad je blokový, miestami doskovitý až lavicovitý.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je hyalopilitická, pilotaxitická až trachytická. Lávový prúd pyroxénického andezitu v spodnej časti vulkanickej stavby pri severnom okraji obsahuje okrem hyperstenu a augitu ojedinele amfíbol.

365b strednoporfýrický augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu sú významnou zložkou v stavbe stratovulkánu. Tvoria vrcholové časti hrebeňov Šimonka, Praporec, Čierna hora, Lysá, Tri chotáre a Bodoň, rozbiehajúce sa radiálne od centrálnej vulkanickej zóny. Lávové prúdy s hrúbkou do 30 m s periklinálnym uložením so sklonom 10 – 30° sa vyznačujú blokovou až lavicovitou až tenkodoskovitou odlučnosťou.

V nadloží lávových prúdov pyroxénických andezitov sú uložené lávové prúdy diferencovanejších hyperstenicko-biotitických, amfibolicko-hyperstenických a hyperstenicko-amfibolicko-biotitických andezitov.

Andezit je sivý, celistvý, strednoporfýrický. Výrastlice tvorí plagioklas (3 – 4 mm), hypersten, augit a ojedinele amfibol. Základná hmota je pilotaxitická.

Pyroklastiká:

366a autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Súčasťou stratovulkanického plášťa na severnom svahu stratovulkánu sú chaotické pyroklastické brekcie. Tvoria ich prevažne fragmenty s pórovitou stavbou a variabilnou veľkosťou (5 – 35 cm až bloky do 0,5 m a viac), v menšej miere fragmenty celistvého andezitu. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy a s drobnými fragmentmi andezitu. Chaotické pyroklastické brekcie sú pravdepodobne produktom masového transportu v podobe pyroklastických prúdov. Okrem brekcií sú v rámci fácie zastúpené aglomeráty s drobnejším materiálom a tufy. Petrograficky je zastúpený materiál pyroxénických andezitov.

366b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Fácia redeponovaných pyroklastík je súvislejšie rozšírená najmä pri východnom okraji stratovulkánu. Je uložená v nadloží epiklastických vulkanických brekcií. Sporadicky je zastúpená aj na južnom svahu stratovulkánu v podloží lávových prúdov. Redeponované pyroklastiká sú prevažne netriedené až slabo triedené. Tvorí ich úlomkový materiál celistvých až pórovitých pyroxénických andezitov so znakmi čiastočného opracovania. Matrix je tufovo-piesčitý. V okolí Červenice na južnom svahu stratovulkánu sú v spodnej časti fácie uložené pemzové a lapilové tufy pyroxénického andezitu. Na jv. svahu sú v redeponovaných pyroklastikách útržkovite prítomné vložky limnokvarcitov. Lávové prúdy pyroxénických andezitov tvoria dominantnú zložku vulkanickej stavby.

Epiklastiká:

367 epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Fácia epiklastických vulkanických brekcií je rozšírená v oblasti periférnej vulkanickej zóny, najmä na jz., j., jv. a v. svahoch stratovulkánu a sporadicky je zastúpená aj na sv. svahu. Úlomkový materiál patrí k niekoľkým petrografickým typom andezitov (amfibolicko-hyperstenický andezit, hyperstenicko-biotitický andezit a pyroxénický andezit). Úlomkový materiál s variabilnými rozmermi (prevažne 5 – 25 cm a ojedinele viac) je subangulárny až oválny, opracovaný, hrubo triedený. Matrix je hrubozrný, piesčitý. Okrem chaotických brekcií, ktoré predstavujú uloženiny masových prúdov, sú prítomné aj hrubo zvrstvené a triedené polohy, ktoré sú výsledkom fluvialneho transportu. V bazálnej časti sa vyskytujú nesúvislé polohy konglomerátov. Okrem vulkanického materiálu je v nich ojedinele prítomný aj nevulkanický materiál (kremence, pieskovce, kremeň a siltovec).

STRATOVULKÁN VECHEC (stredný až vrchný sarmat)

Andezitový stratovulkán menších rozmerov pri východnom okraji Slanských vrchov (jz. od obce Vechec) tvorí centrálny andezitový nek, zvyšok stratovulkanického kužeľa s autochtónnymi pyroklastikami a lávovými prúdmi, extruzívne telesá a redeponované pyroklastiká (Kaličiak et al., 1991).

Chronostratigrafické údaje: Stratovulkán situovaný v styčnej zóne stratovulkánov Makovica a Strechový vrch je uložený v nadloží produktov oboch vulkánov. Rádiometrický údaj o veku z centrálného andezitového neku je 11,85 MA (Ďurica et al., 1978). Poukazuje na vrchný sarmat. V nadloží redeponovaných pyroklastík v južnej časti vulkánu sú uložené sedimenty kochanovského súvrstvia vrchnosarmatského veku.

368a *lávové prúdy pyroxénického andezitu;* list: 38 MICHALOVCE

Prevažnú časť kužeľa a stratovulkanického plášt'a v rámci prechodnej vulkanickej zóny tvoria lávové prúdy s periklinálnymi úklonmi od centra. Lávové prúdy sú od seba oddelené zónami lávových brekcií, prípadne polohami autochtónnych brekcií. Andezit lávových prúdov je drobno- až strednoporfýrický, celistvý, často pórovitý. Odľučnosť je bloková, s prechodmi do doskovitej až lavicovitej.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit, základná hmota je prevažne pilotaxitická.

368b *extrúzie pyroxénického andezitu;* list: 38 MICHALOVCE

V južnej časti vulkánu v doline potoka Olšava vystupujú menšie extruzívne telesá pyroxénických andezitov. Andezit je sivý, drobno- až strednoporfýrický, s nepravidelne blokovým rozpadom. V okrajových častiach telies sú pásma extruzívnych brekcií s obsahom xenolitov zrohovcovatených sedimentov. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit.

368c *andezitový nek;* list: 38 MICHALOVCE

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny je morfológicky výrazné teleso andezitového neku odkryté denudáciou (k. 416 Kamenná). Teleso s nepravidelným eliptickým prierezom s rozmermi 750 x 500 m sa vyznačuje nápadnou stĺpcovitou odľučnosťou s vejárovitým usporiadaním. Andezitové stĺpce majú 5 – 7-uholníkový prierez a dosahujú hrúbku až 1 m (kameňolom Vechec). Pri okrajoch stĺpcová odľučnosť prechádza do blokovej. Andezit je sivý až tmavosivý, celistvý, drobno- až strednoporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas (15 %), augit (5 %) a hypersten (3 %). Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická. Pri okrajoch nekového telesa sú časté xenolity zrohovcovatených sedimentov.

Pyroklastiká:

369a *redeponované andezitové tufy;* list: 38 MICHALOVCE

Fácia redeponovaných tufov, odkrytá denudačným zrezom pri južnom a východnom okraji kužeľa na jeho báze, je uložená bezprostredne na sedimentoch stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku. Tufy sú prevažne pemzové až pemzovo-lapilové, s variabilným obsahom drobných fragmentov pórovitého andezitu, ojedinele sú prítomné úlomky pieskocov a ílovcov. Tufy sú čiastočne zvrstvené až nezvrstvené (produkty masového transportu).

369b *redeponované andezitové pyroklastiká (nečlenené);* list: 38 MICHALOVCE

V nadloží redeponovaných tufov na južnom svahu stratovulkánu je uložená hrubá poloha redeponovaných pyroklastík s úlomkovým materiálom prevažne pórovitých pyroxénických andezitov s variabilnou veľkosťou. Matrix je zrnitý, tufovo-piesčitý, miestami s vyšším obsahom pemzy.

369c *autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy;*

list: 38 MICHALOVCE

Relikt vulkanického kužeľa odkrytý z. od centrálneho neku v spodnej časti budujú chaotic-
ké pyroklastické brekcie, ktoré prechádzajú do drobnoulomkových aglomerátov až lapilovo-
pemzových tufov. Brekcie sú zložené z fragmentov pórovitých andezitov so sférickým až
subsférickým obmedzením s variabilnou veľkosťou a úlomkov až blokov celistvého andezitu.
Matrix je tufový, miestami s vyšším obsahom pemzy.

VULKÁN RANKOVSKÝCH SKÁL (vrchný sarmat – spodný panón)

Vulkán malých rozmerov na západnom okraji Slanských vrchov pri jz. okraji stratovulká-
nu Makovica (v. od obce Rankovce) zahŕňa relikty vulkanického kužeľa, andezitový nek a niekoľ-
ko lávových prúdov (Kaličiak et al., 1984, 1991). Z pôvodného kužeľa sa zachovala len jeho
východná časť, západná časť bola odstránená denudáciou. Lávové prúdy, ktoré sa pohybovali od
kužeľa na Z, tvoria denudačné zvyšky uložené na sedimentoch stretavského súvrstvia.

Chronostratigrafické údaje: Relikty kužeľa a lávových prúdov uložené na stretavskom sú-
vrstvii sú spodno- až strednosarmatského veku. Relikty uložené sčasti na autochtónnych pyro-
klastikách stratovulkánu Makovica majú vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek. Vulkán
Rankovských skál má pravdepodobne vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek. Rádiometric-
ké datovanie sa nerobilo.

370a *komplex autochtónnych pyroklastík a lávových prúdov;* list: 38 MICHALOVCE

Relikt vulkanického kužeľa prstencovitého tvaru tvoria chaotické pyroklastické brekcie
a aglomeráty zložené z fragmentov pórovitého a sklovitého andezitu (5 – 30 cm) a vulkanických
bômb sférického tvaru do veľkosti 30 – 50 cm. V brekciách sa ojedinele vyskytujú bloky andezi-
tu s veľkosťou do 1,5 m. Matrix je troskovo-tufový, často spečený (aglutinovaný), s vyšším
obsahom pemzy. V uložení je naznačené hrubé gradačné zvrstvenie. Pyroklastické brekcie zod-
povedajú brekciám vulkánskeho typu (produkty vulkánskeho typu erupcií). Brekcie sa striedajú
s vložkami až polohami popolovo-pemzových tufov a tenkými zbrekciovanými lávovými
prúdmi. Uloženie je periklinálne, s úklonmi od erupčívneho centra.

370b *nek pyroxénického andezitu;* list: 38 MICHALOVCE

Lávový nek v oblasti kóty 608 s izometrickým prierezom a priemerom asi 200 m je sčasti
vypreparovaný nad okolitým terénom do výšky okolo 80 m. Andezit je tmavosivý, drobn- až
strednoporfýrický, celistvý, vo vrchnej časti pórovitý. Jeho rozpad je nepravidelný, blokový. Pri
okrajoch neku sú drobné xenolity jemnozrnných sedimentov.

Výrastlice tvorí plagioklas (asi 30 %) a hypersten (10 %). Základná hmota je mikroliticko-
pilotaxitická.

370c *lávové prúdy pyroxénického andezitu;* list: 38 MICHALOVCE

V širšom okolí Herlian, Rankoviec a Mudrovec v nadloží stretavského súvrstvia sú izolo-
vané denudačné relikty lávových prúdov dosahujúcich hrúbku do 30 m. Andezit je sivý a tmavo-
sivý, drobnoporfýrický, celistvý až pórovitý, často zbrekciovaný. Odľučnosť je bloková,
s prechodom do doskovito-lavicovitej.

Výrastlice tvorí plagioklas (asi 30 %), hypersten (5 – 10 %) a augit (5 %). Základná hmota je
pilotaxitická a mikrolitická.

STRATOVULKÁN MAKOVICA (vrchný sarmat – spodný panón)

Andezitový stratovulkán stredných rozmerov, situovaný medzi obcami Kecerovce, Zám-
tov a Banisko (pomenovaný podľa vrcholu k. 981,0 Makovica), vyčlenil a opísal Kaličiak (in

Grecula et al., 1977; Kaličiak et al., 1991). V stavbe stratovulkánu je definovaná centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna.

V centrálnej vulkanickej zóne v závere doliny potoka Medvedia vystupuje na povrch intruzívny komplex dioritových porfýrov. Pri západnom okraji intruzívny komplex lemujú relikty vulkanického kužeľa tvoreného autochtónnymi pyroklastikami a lávovými prúdmi s periklinálnymi úklonmi od centra vulkanickej štruktúry. Stratovulkanický plášť v oblasti prechodnej vulkanickej zóny dominantne tvoria lávové prúdy, sporadicky oddelené polohami pyroklastík. Periférnu vulkanickú zónu tvoria prevažne redeponované pyroklastiká a epiklastiká s reliktnými lávovými prúdmi v nadloží. Extruzívne telesá vystupujú na povrch najmä západne od Juskova pri severnom okraji stratovulkánu a sporadicky na jz. a jv. svahu stratovulkánu.

Chronostratigrafické údaje: V podloží stratovulkánu vystupujú sedimenty stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku s polohami ryolitových tufov vo vrchnej časti (rankovské ryolity) a v sv. časti klčovské súvrstvie vrchného bádenu až spodného sarmatu. Údaje z rádiometrického datovania metódou FT s intervalom od $12,5 \pm 0,6$ MA až do $10,6 \pm 0,6$ MA poukazujú na vývoj stratovulkánu v období presahujúcom z vrchného sarmatu do spodného panónu (Kaličiak a Repčok, 1987).

371a intrúzia dioritového porfýru; list: 38 MICHALOVCE

V centrálnej vulkanickej zóne je rozsiahle intruzívne teleso dioritového porfýru lakolitového typu odkryté denudačným zrezom, prípadne viacero telies ložného typu (lakolity a silly). Hornina je sivá a sivozelená (propylitizovaná), drobná- až strednoporfýrická, s ostrohranným blokovým rozpadom. Miestami sú prechody do intruzívnych brekcií. Hornina je hydrotermálne premenená, s lokálnymi impregnáciami pyritu. V dôsledku hypergénnych naložených premien je hornina na povrchu miestami intenzívne limonitizovaná a argilitizovaná, až úplne dezintegrovaná, s piesčitým rozpadom. Výrastlice tvorí plagioklas, pyroxény a amfibol. Výrastlice súčasťou až úplne nahrádza zmes sekundárnych minerálov (karbonáty, chlorit, sekundárny biotit a kremeň).

371b dajky ryodacitu; list: 38 MICHALOVCE

Cez lakolitové teleso dioritového porfýru centrálnej vulkanickej zóny pri východnom okraji prerážajú dajky amfibolicko-biotitických ryodacitov, orientované v smere S – J až SV – JZ. Ryodacit je sivobiely až sivozelený, porfýrický, s fluidálnymi textúrami. Rozpad je ostrohranný, nepravidelne blokový až doskovitý, v smere vertikálnych plôch odlučnosti. Ryodacit dajkových telies je v rôznej miere hydrotermálne premenený, miestami impregnovaný pyritom, po puklinách limonitizovaný a rozpadavý.

Výrastlice tvorí plagioklas, biotit a amfibol, zriedkavý je kremeň. Základná hmota je alotriomorfne zrnitá, rekrytalizovaná. Ryodacitové dajky sú pravdepodobne najmladší produkt vulkanizmu v rámci stratovulkánu. Rádiometrický vek určený metódou FT je $10,7 \pm 0,6$ MA (Repčok in Kantor et al., 1984) a zodpovedá panónu.

371c dajky pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Cez stavbu stratovulkanického kužeľa v jeho západnej časti prerážajú dajky pyroxénických andezitov s radiálnou orientáciou k centrálnej zóne. Dajky tvoria morfológicky výrazné telesá s dĺžkou do 150 m a šírkou 20 – 30 m. Andezit je drobná- až strednoporfýrický, sivý s fialovým odtieňom, s výraznou blokovou až hrubolavicovitou vertikálnou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (často karbonatizovaný a sericitizovaný), hypersten, augit a ojedinele amfibol.

371d extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu (\pm amfibol, \pm biotit); list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá vystupujú pri sv. úpätí stratovulkanického svahu (j. od obce Zámotov a z. od Juskovej Vole), na západnom svahu stratovulkánu (v. od Mudroviec) a na východnom svahu

stratovulkánu sz. od Banského. Telesá predstavujú kopulovité domatické formy s izometrickým až nepravidelným obmedzením. Andezit je svetlý, sivobiely, sivožltý, celistvý aj pórovitý, odlučnosť je prevažne hrubobloková, nepravidelná. V okrajových častiach sú zóny autoklastických brekcií s častými xenolitmi zrohovcovatených sedimentov. Andezitové telesá sa vyznačujú variabilným zastúpením tmavých výrastlíc. Štruktúra je drobno- až strednoporfýrická.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, ojedinele opacitizovaný amfibol a biotit (teleso jz. od Zámutova). Základná hmota jednotlivých telies je variabilná, pilotaxiticko-mikrolitická, mikropoikilitická až mikroalotriomorfne zrnitá, rekryštalizovaná.

Lávové prúdy:

Prúdy tvoria dominantnú zložku stavby prechodnej vulkanickej zóny a zasahujú do priestoru periférnej vulkanickej zóny, kde nadobúdajú maximálnu hrúbku. V rámci lávových prúdov sa petrograficky rozlišujú nasledujúce variety:

372a hyperstenicko-augitický bazaltický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto petrografického typu vystupujú na západnom svahu stratovulkánu v spodnej časti stratovulkanického plášťa v oblasti Lipovec (v. od obce Opiná). Andezit je drobno-porfýrický, s nepravidelným ostrohranným rozpadom.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit (prevláda nad hyperstenom). Základná hmota je pilotaxitická, mikropoikilitická, čiastočne rekryštalizovaná.

372b augiticko-hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy predstavujú najrozšírenejšiu fáciu v stavbe stratovulkánu. Tvorí mohutný efuzívny komplex najmä vo východnej, ale aj v západnej časti stratovulkanického svahu. Lávové prúdy, často jazykovitej formy so zónami lávových brekcií vo vrchnej a spodnej časti, sú miestami oddelené tenkými vložkami pyroklastík a epiklastík. Andezit je sivý, tmavosivý, celistvý aj pórovitý, drobno- až strednoporfýrický, prevažne s blokovou až lavicovito-doskovitou odlučnosťou. V dutinkách a puklinkách sú časté povlaky až náteky halitu.

Výrastlice tvorí plagioklas (30 %), hypersten (5 – 10 %) a augit (do 5 %), základná hmota je mikrolitická, trachytická až pilotaxitická.

372c hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

V severozápadnej časti stratovulkánu v nadloží lávových prúdov augiticko-hyperstenických andezitov je uložený lávový prúd hyperstenického andezitu. Andezit so sivofialovým sfarbením je celistvý, má blokovo až hrubolavicovitou odlučnosť. Andezit je riedko porfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas a hypersten, ojedinele je prítomný augit. Základná hmota je mikrolitická a pilotaxitická.

372d augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu budujú vrcholové oblasti západne od centrálnej zóny (k. 944 Menší vrch, k. 981 Makovica) vonkajšieho stratovulkanického svahu, ako aj vnútorné svahy kužeľa v podobe zbrekčovatených prúdov striedajúcich sa s polohami autochtónnych brekcií. Andezit je celistvý, sivý, tmavosivý, s pásmami autoklastických brekcií na báze a vo vrchnej časti, drobno- až strednoporfýrický. Odlučnosť je nepravidelne blokovo až doskovitá.

Výrastlice tvorí plagioklas (30 %), augit (4 – 5 %), hypersten (5 – 10 %) a amfibol do 1 %. Základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická.

Lávové prúdy sú najmladší člen efuzívneho radu. Rádiometrický vek andezitu z kóty Makovica zistený metódou FT je $11,2 \pm 0,6$ MA (Repčok in Kantor et al., 1984). Zodpovedá spodnému panónu (resp. až vrchnému sarmatu).

Pyroklastiká:

373a autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Autochtónne pyroklastiká sa podieľajú na stavbe vulkanického kužeľa a stratovulkanického plášťa v oblasti prechodnej vulkanickej zóny. Tvoria polohy medzi lávovými prúdmi. V prikráterovej oblasti prevládajú chaotické a málo vytriedené vulkánske brekcie s prevahou úlomkov až blokov do 0,5 m, s pórovitou stavbou a subsférickým obmedzením, s častými znakmi spekania a aglutinovania. V menšom zastúpení sú prítomné úlomky až bloky s ostrohranným obmedzením. Pochádzajú z deštrukcie lávových telies staršej stavby pri erupciách vulkánskeho typu. V oblasti vonkajšieho stratovulkanického svahu sa medzi lávovými prúdmi vyskytujú polohy aglomerátových pyroklastík a tufov s náznakmi triedenia. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy.

373b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Sú významnou zložkou stavby v pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny pri vonkajšom obvode stratovulkánu. Hlavnou zložkou je drobnou- až hrubou- úlomkový materiál pyroklastického typu (prevažne fragmenty s napenenou stavbou). Matrix je tufovo-piesčitý, s podstatným zastúpením pemzy. Lokálne sú redeponované pyroklastiká zvrstvené a triedené, s tenkými vložkami redeponovaných tufov a epiklastických vulkanických pieskovcov.

V juhovýchodnej časti periférnej vulkanickej zóny (z. od obce Banské) sú v drobnou- úlomkových redeponovaných pyroklastikách vložky limnokvarcitov s hrúbkou do 1 m, s masívnou až páskovanou textúrou, miestami až s pórovitou kavernóznou stavbou, s častými odtlačkami listov, zvyškami flóry a driev. Limnokvarcitty vznikali v lokálnom limnickom prostredí s vývermi prameňov s vyšším obsahom SiO₂.

Epiklastiká:

374a epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce; list: 38 MICHALOVCE

Na báze vulkanického komplexu j. od Zámutova na sedimentoch kľčovského súvrstvia sú uložené epiklastické vulkanické konglomeráty. Konglomeráty tvoria opracované, oválne až suboválne fragmenty andezitov do veľkosti asi 10 cm, časté sú aj obliaky pieskovcov a kremencov. Matrix je piesčitý, s nižším obsahom pemzy. Konglomeráty sú prevrstvené s epiklastickými vulkanickými pieskovcami.

374b epiklastické vulkanické pieskovce; list: 38 MICHALOVCE

Na západnom svahu stratovulkánu (sv. od obce Opiná na svahu Lipovec) v rámci periférnej vulkanickej zóny v nadloží epiklastických vulkanických konglomerátov sú uložené epiklastické vulkanické pieskovce, drobnou- až strednozrnné, s drobnými úlomkami andezitov.

374c epiklastické vulkanické brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Prevažnú časť periférnej vulkanickej zóny pri vonkajšom obvode stratovulkánu tvoria fácie epiklastických vulkanických hornín. Dominantne ich zastupujú epiklastické vulkanické brekcie striedajúce sa s vložkami epiklastických vulkanických pieskovcov. Brekcie sa vyznačujú obsahom andezitových fragmentov s variabilnými rozmermi (prevažne 5 – 25 cm) a rôznym stupňom opracovania (od angulárnych po suboválne). Prevládajú fragmenty drobnou- až strednoporfýrických pyroxénických andezitov s rôznou textúrou (celistvé, pórovité, zoxidované). Matrix je prevažne hrubopiesčitý. Triedenie je nízke, zvrstvenie hrubé, prípadne chýba. Táto fácia je výsledkom transportu prostredníctvom úlomkových prúdov, prípadne dočasnými fluvialnými tokmi a gravitáciou.

STRATOVULKÁN STRECHOVÝ VRCH (vrchný sarmat – spodný panón)

Andezitový stratovulkán, pomenovaný podľa kóty Strechový vrch (k. 780), je synonymom vulkanického aparátu Strechov, ktorý opísal Kaličiak in Grecula et al. (1977). Stratovulkán stredných rozmerov definuje centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna (Kaličiak et al., 1991). Nachádza sa medzi obcami Banské, Kravany a Nižná a Vyšná Kamenica. Morfológicky výraznú štruktúru vulkánu člení hlboké erozívne doliny na celý rad chrbtov s radiálnou orientáciou k centrálnej vulkanickej zóne. Stratovulkán sa sformoval v jv. časti grabenovej štruktúry vymedzenej zlomami smeru SV – JZ. V počiatočnom období sa vyvíjal v okrajovej časti sarmatského mora, v pokročilejšom štádiu jeho vývoj pokračoval v prostredí suchej zeme.

V centrálnej vulkanickej zóne v oblasti kotlovitej depresie v závere doliny Bačkovského potoka je lakolitová intrúzia dioritového porfýru odkrytá denudačným zrezom, umiestnená v prostredí intenzívne zbrekčovatených pyroxénických andezitov. Ďalšia intrúzia dioritového porfýru vystupuje na východnom svahu stratovulkánu v záreze doliny Čabovského potoka. Oblasť prechodnej vulkanickej zóny dominantne budujú lávové prúdy pyroxénických andezitov, ako aj diferencovanejšie amfibolicko-hyperstenické, hyperstenické a biotiticko-amfibolicko-hyperstenické andezity striedajúce sa s polohami autochtónnych pyroklastík (vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy). V pásme prechodu do periférnej vulkanickej zóny pri vonkajšom obvode stratovulkánu sú uložené redeponované pyroklastiká a epiklastické vulkanické brekcie s pieskvcami. Na severnom a južnom svahu stratovulkánu vystupujú extruzívne telesá a dajky pyroxénických andezitov.

Chronostratigrafické údaje: Stratovulkán je uložený na sedimentoch kochanovského súvrstvia stredno- až vrchnosarmatského veku. Intrúzia dioritového porfýru v doline Čabovského potoka bola metódou FT datovaná na $12,0 \pm 0,5$ MA (Kaličiak a Repčok, 1987). To zodpovedá strednému sarmatu. Lávový prúd z vrcholovej oblasti stratovulkánu datovaný metódou FT zodpovedá panónu. Vývoj vulkánu prebiehal pravdepodobne v období vrchný sarmat až panón.

375a intrúzie dioritového porfýru; list: 38 MICHALOVCE

Intrúzie lakolitového typu tvoria v stavbe stratovulkánu dve oddelené telesá. Prvá intrúzia menších rozmerov vystupuje v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Intrúziu orientovanú v smere S – J (overenú vrtom Str-1) tvorí kompaktný celistvý dioritový porfýr, pri okrajoch s prechodmi do intruzívnych brekcií. Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a augitu. Tmavé minerály sú chloritizované a karbonatizované. Základná hmota je jemnozrnná, holokryštalická, biotitizovaná a aktinolitizovaná a slabo pyritizovaná (Kaličiaková, 1987).

Odlíšny petrografický typ predstavuje intruzívne teleso na sv. svahu stratovulkánu v doline Čabovského potoka, orientované v smere SV – JZ v dĺžke asi 5 km. Dioritový porfýr je tmavosivý až zelenosivý (propylitizovaný), s nepravidelným blokovým rozpadom a prechodmi do intruzívnych brekcií.

Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, amfibolu, hyperstenu, augitu, biotitu a ojedinele kremeňa. Základná hmota je holokryštalická. Tmavé minerály sú sčasti chloritizované, hornina je slabo pyritizovaná. Rádiometrický vek stanovený metódou FT je $12,0 \pm 0,5$ MA (Kaličiak a Repčok, 1987) a zodpovedá strednému sarmatu.

375b dajky pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

V okolí centrálnej vulkanickej zóny a v oblasti kužeľa prenikajú cez stratovulkanickú stavbu početné dajky pyroxénických andezitov. Dajky sú v teréne morfológicky výrazné. Sú sčasti vypreparované, tvoria telesá s dĺžkou do 150 – 200 m a majú výraznú vertikálnu doskovitú odlučnosť. Sú prevažne radiálne orientované k centrálnej vulkanickej zóne. Dajky tvorí drobno- až strednoporfýrický pyroxénický andezit s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická. Rádiometrický vek dajky j. od kóty Mošník je $10,7 \pm 0,4$ MA (vrchný sarmat až spodný panón).

375c extrúzie pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

Extrúziívne telesá kupolovitej formy vystupujú na povrch v západnej časti stratovulkánu v doline Kamenického potoka, v severnej časti v doline Dlhého potoka a v južnej časti v doline Bačkovského potoka. Najväčšie je teleso v doline Kamenického potoka. Má kupolovitú formu s rozmermi zhruba 1 200 x 750 m. Je orientované v smere SV – JZ. Tvorí ho strednoporfýrický sivý až sivohnedý andezit s nepravidelným blokovým rozpadom. Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a ojedinele augit, základná hmota je pilotaxitická až trachytická. Pri okrajoch pozorujeme fluidálne textúry so strmým priebehom. Analogické zloženie majú menšie extrúziívne telesá. Extrúzie v doline Bačkovského potoka tvorí augiticko-hyperstenický andezit. Odlišujú sa zvýšeným obsahom augitu.

Lávové prúdy:

V rámci lávových prúdov, ktoré tvoria prevažnú časť stavby kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny, rozlišujeme niekoľko petrografických variet.

376a pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický) ± amfibol; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy sú rozšírené najmä na j., jv., v. až s. svahu stratovulkánu, kde predstavujú dominantný typ. Lávové prúdy drobnoporfýrického andezitu sú lokálne oddelené pásmami lávových brekcií. Andezit je sivý až tmavosivý, celistvý, s nepravidelným blokovým rozpadom, miestami s výraznou doskovito-lavicovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 30 %), hypersten (5 – 7 %) a augit (2 – 5 %), ojedinele amfibol. Základná hmota je hyalopilitická, trachytická až pilotaxitická.

376b hyperstenicko-augitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy báziického pyroxénického andezitu vystupujú na sz. a s. svahu stratovulkánu a vo vrcholovej oblasti v okolí k. Lazy (859). Reprezentujú najmladší člen sukcesie, metódou FT datovaný na $10,8 \pm 0,3$ MA (Repčok, 1981). Andezit je drobnoporfýrický až strednoporfýrický, často silne kavernózny, s litofýzami (dutinami) po unikajúcich plynch do veľkosti 2 až 5 cm, charakteristicky pretiahnutých v jednom smere. Rozpad je blokový, nepravidelný, zriedkavejšie doskovitý až lavicovitý.

Výrastlice tvorí plagioklas (20 – 25 %), augit (5 %) a hypersten (3 %), základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická.

376c zbrekčovatený pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Prevažnú časť vnútornej zóny vulkanického kužeľa v okolí centrálnej intrúzie dioritového porfýru tvoria zbrekčovatené lávové prúdy drobnoporfýrických pyroxénických andezitov. Andezit je sivý a sivohnedý (zoxidovaný), silne porézny, postihnutý hydrotermálnymi premenami (propylitizovaný a limonitizovaný).

Výrastlice tvorí plagioklas, augit a hypersten. Základnú hmotu zastierajú oxidy železa.

377a amfibolicko-hyperstenický andezit (± biotit); list: 38 MICHALOVCE

V južnej časti stratovulkánu v spodnej úrovni stratovulkanického svahu sú lávové prúdy amfibolicko-hyperstenického andezitu svetlosivej až fialkastej farby, prevažne s blokovým rozpadom.

Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu (20 %), hyperstenu (5 %) a amfibolu (3 %) a mikroliticko-kryptokryštalickou základnou hmotou. V niektorých lávových prúdoch sa ojedinele vyskytuje biotit.

377b hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

V južnej časti stratovulkánu severne od cesty Dargov – Košice v nadloží epiklastických vulkanických brekcií sú uložené lávové prúdy hyperstenického andezitu. Andezit je drobnopor-

fýrický, miestami až afanitický, sivofialový. Jednotlivé lávové prúdy sú oddelené zónami lávových brekcií. Časté sú nepravidelné žilky a hniezda opálov (lom Dargov). Odľučnosť je tenkodoskovitá.

Výrastlice tvorí plagioklas a hypersten, ojedinele je prítomný augit. Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

Pyroklastiká:

378a autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Autochtónne pyroklastiká tvoria polohy medzi lávovými prúdmi v oblasti kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny. Vulkánske brekcie sú zložené z fragmentov až blokov andezitov (od 5 až 10 cm do 40 cm a viac) s napenenou stavbou a so subsférickým obmedzením, ako aj celistvého andezitu s angulárnym obmedzením (pochádzajúceho zo staršej stavby vulkánu). Matrix je tufový, lokálne spečený na aglomeráty až aglutináty. Uloženie je chaotické, prípadne so znakmi hrubého triedenia. Polohy brekcií sa striedajú s polohami lapilových a pemzových tufov. Uloženie je periklinálne, s úklonmi od erupčívneho centra.

378b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Sú rozšírené v prechodnej, najmä však v periférnej vulkanickej zóne pri vonkajšom obvode stratovulkánu, najmä v južnej časti (sz. od Dargova) a v sv. časti (z. od Čabova). Úlomkový materiál prevažne pyroklastického typu (fragmenty s pórovitou stavbou) s veľkosťou od niekoľko cm do 20 – 30 cm (ojedinele do 50 cm) je sčasti opracovaný, triedený a zvrstvený. Matrix je piesčito-tufový. Fácia je produktom redepozície pyroklastického materiálu z oblasti kužeľa a jeho uloženia pri úpätí stratovulkánu.

378c redeponované tufy; list: 38 MICHALOVCE

Sú uložené pri jz. okrajoch stratovulkánu v oblasti periférnej vulkanickej zóny od Bordianskeho potoka po Vyšnú Kamenicu. Tufy sú prevažne stredno- až hrubozrnné, zvrstvené, s drobným opracovaným klastickým andezitovým materiálom a vyšším obsahom pemzy. Sú súčasťou vrchnosarmatských sedimentov, v ktorých tvoria polohy hrubé až niekoľko desiatok metrov.

Epiklastiká:

379 epiklastické vulkanické brekcie s polohami epiklastických vulkanických pieskovcov; list: 38 MICHALOVCE

Predstavujú uloženiny prechodnej, ale najmä periférnej vulkanickej zóny pri vonkajšom obvode stratovulkánu. Brekcie sú zložené z angulárnych až subangulárnych fragmentov a celistvých a pórovitých andezitov s variabilnou veľkosťou a s hrubozrnným piesčitým matrixom. Epiklastické vulkanické pieskovce tvoria vložky až súvislejšie polohy oddeľujúce polohy brekcií. Vystupujú najmä v južnej časti stratovulkánu z. od Dargova.

VULKÁN KOŠICKÝ KLEČENOV (stredný až vrchný sarmat)

Relikty menšieho parazitického vulkánu sz. od obce Košický Klečenov reprezentuje zvyšok pyroklastického kužeľa a andezitový nek (Kaličiak et al., 1991). Vulkán vystupuje v prostredí sedimentov kochanovského súvrstvia stredno- až vrchnosarmatského veku.

380a nek pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Andezitový nek tvorí teleso s izometrickým prierezom 100 x 100 m. Vystupuje v prostredí palagonitizovaných tufov. Nek tvorí tmavosivý celistvý drobnoporfýrický pyroxénický andezit s nepravidelným blokovým rozpadom. Prevládajú plochy odľučnosti s vertikálnym priebehom.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Vo vrchnej časti nekov je prechod do sklovitého andezitu s pórovitou až bublinatou stavbou.

380b autochtónne pyroklastiká (troskový kužeľ); list: 38 MICHALOVCE

Relikt troskového kužeľa tvoria zvrstvené sivozelené palagonitové tufy, uklonené asi 10 až 40° od centra. Roztriedené jemnozrnnejšie tufy sa striedajú s polohami hrubozrnnejších tufov s úlomkami sklovitých andezitov do veľkosti od niekoľko cm do 10 – 20 cm, ojedinele sú prítomné časti rastlín a drev. V prípade väčších úlomkov pozorujeme impaktné štruktúry (deformačné štruktúry po dopade úlomkov, prípadne andezitových bômb s variabilnou veľkosťou až do 0,4 m). Andezitové bomby oválnych až hruškovitých tvarov sa vyznačujú sklovitým, napeneným až bublinatým charakterom. Pyroklastický materiál je produktom freatopyroklastických erupcií vyvolaných stykom vystupujúcej magmy s vodným prostredím.

Chronostratigrafické údaje: Na základe superpozičných vzťahov s okolitými sedimentmi kochanovského súvrstvia sa predpokladá, že vulkán má vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek.

STRATOVULKÁN BOGOTA (stredný sarmat)

Stratovulkán je pomenovaný podľa k. 855 Bogota. Predstavuje morfológicky výrazný stratovulkán stredných rozmerov, situovaný medzi Dargovom a Zemplínskou Teplicou. Vyčlenil a charakterizoval ho Kaličiak in Grecula et al. (1977), redefinoval a vulkanické litofácie opísal Žec (1990, 1992; in Kaličiak, 1996). Stratovulkán sa vyvíjal pri okraji pozdĺžnej grabenovej štruktúry vymedzenej zlomami sz.-jv. smeru a rozčlenenej priečnymi zlomami sv.-jz. smeru a v neskoršom štádiu aj zlomami smeru S – J. V počiatočnom štádiu sa stratovulkán vyvíjal v morskom prostredí a v neskoršej etape pri postupnej likvidácii sedimentačného bazénu jeho vývoj pokračoval v suchozemskom prostredí.

V oblasti centrálnej vulkanickej zóny v závere dolín potoka Chlmeč a Kamenného potoka a v ich okolí vystupuje nečlenený komplex extruzívnych dómov a lávových prúdov andezitového až dacitového zloženia. Komplex je intenzívne hydrotermálne premenený. Cez komplex prerážajú dajky andezitového až dacitového zloženia a v nižšej úrovni prenikajú intrúzie dioritového porfýru (vrt BOG-1). V severovýchodnej časti premeneného komplexu vystupuje nek bazaltického andezitu. Vnútornú časť pôvodného kužeľa odkrytú erozívnym zárezom tvoria v spodnej úrovni autochtónne pyroklastiká (vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy). Striedajú sa so zbrekciovanými lávovými prúdmi. Vrchnú časť kužeľa, oblasť prechodnej vulkanickej zóny (stratovulkanický plášť), tvoria lávové prúdy, ktoré sa sporadicky striedajú s polohami autochtónnych brekcií. Hyaloklastitové brekcie v jz. časti stratovulkánu svedčia o kontakte s vodným prostredím (pre malé rozmery nie sú zobrazené na mape). Lávové prúdy sa vyznačujú pomerne veľkou variabilitou petrografického zloženia. Okrem najrozšírenejších augiticko-hyperstenických andezitov sú v stavbe stratovulkánu zastúpené lávové prúdy hyperstenických andezitov s amfibolom až pyroxénicko-amfibolických dacitov. Južne od stratovulkánu medzi obcami Slančík a Zemplínska Teplica vystupuje skupina extruzívnych telies (extruzívne dómy) pyroxénických dacitov, ktoré sa podľa vrchu Nomša označujú ako komplex Nomša (Žec, 1992).

Chronostratigrafické údaje: Stratovulkanická stavba vulkánu Bogota je uložená v nadloží stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku a sčasti je s ním v laterálnom styku. Výsledky rádiometrického datovania metódou K/Ar (Žec a Ďurkovičová, 1992) vykazujú pomerne veľký časový rozptyl. Lávové prúdy pyroxénických dacitov sú datované na $13,6 \pm 0,2$ až $13,8 \pm 0,5$ MA a zodpovedajú vrchnému bádenu. Lávové prúdy bazaltických pyroxénických andezitov s vekom $12,2 \pm 0,3$ a $12,0 \pm 0,2$ MA zodpovedajú spodnému sarmatu. Lávové prúdy pyroxénicko-amfibolického dacitu s vekom $11,8 \pm 0,3$ MA sú blízko časového rozhrania sarmatu a panónu. Nek bazaltického andezitu má vek $10,3 \pm 0,2$ MA, ktorý zodpovedá spodnému panónu. Predpokladáme, že reálny vek je stredný sarmat.

381a *nečlenený, čiastočne premenený (propylitizovaný) komplex andezitov a dacitov s intrúziami dioritových porfýrov (a₁); list: 38 MICHALOVCE*

Komplex centrálnej vulkanickej zóny zaberá vnútornú časť erodovaného vulkanického kužeľa v oblasti depresie v záveroch dolín potoka Chlmeč a Kamenného potoka a priľahlých častí, najmä v oblasti Orechového vrchu, Dubovej, Zvädlivej hory, Poratúnka a Spáleného vrchu. Komplex zahŕňa kupolovité telesá (extruzívne dómy) a lávové prúdy andezitového až dacitového zloženia. Komplex, cez ktorý prerážajú mladšie dajky a neky s variabilným petrografickým zložením, je sčasti hydrotermálne premenený. Prevládajúce horniny sú pyroxénické andezity až dacity s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a amfibolu. V nižších úrovniach vrty KMV-23 a BOG-1 overili intruzívne telesá pyroxénických dioritových porfýrov so stredno- až hruboporfýrickou štruktúrou a hypidiomorfne zrnitou základnou hmotou (a₁).

381b *dajky andezitovo-dacitového zloženia; list: 38 MICHALOVCE*

Cez komplex centrálnej vulkanickej zóny v južnej časti prerážajú dajky, orientované v smere SV – JZ, s dĺžkou do 40 – 50 m. Dajky tvoria v teréne morfológicky výrazné telesá s blokovým až doskovitým rozpadom. Pri okrajoch sú zbrekčovatené. Brekcie obsahujú úlomky zrohovcovatených sedimentov. Dajky tvorí tmavosivá až sivoružová porfýrická hornina andezitového až dacitového zloženia s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a ojedinelého amfibolu. Základná hmota je hyalopilitická. V severozápadnej časti komplexu centrálnej zóny vystupuje dajka amfibolicko-pyroxénického dacitu, orientovaná v smere SZ – JV.

381c *extrúzie (dómy a kupoly) pyroxénického dacitu; list: 38 MICHALOVCE*

Pri južnom úpätí stratovulkánu medzi obcami Slančík a Zemplínska Teplica je skupina extruzívnych telies (extruzívne dómy, kupoly a prieniky) pyroxénických dacitov. Označujú sa ako komplex Nomša (Žec, 1992). Rozsiahlejšie teleso vystupuje v oblasti kóty Nomša s nepravidelným prierezom s rozmermi asi 1 000 x 750 m. Dacit je svetlosivý, s rozpadom na polygonálne bloky.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, augit, hypersten a amfibol. Základná hmota je hyalopilitická. Ďalšie menšie extruzívne telesá majú podobné petrografické zloženie. Telesá vystupujú v prostredí redeponovaných pyroklastík s materiálom pyroxénických andezitov.

382a *nek bazaltického hyperstenicko-augitického andezitu; list: 38 MICHALOVCE*

V severovýchodnej časti hydrotermálne premeneného komplexu centrálnej zóny vystupuje nek bazaltického andezitu s eliptickým prierezom s rozmermi asi 200 x 100 m, orientovaný v smere S – J. Andezit je sivý a tmavosivý, strednoporfýrický, s nepravidelnou blokovou odľučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, augit a hypersten. Základná hmota je hyalopilitická, felzitická až intergranulárna. V andezitovom telese sú časté xenolity dioritového zloženia.

382b *extrúzie augiticko-hyperstenických andezitov; list: 38 MICHALOVCE*

V juhozápadnej časti centrálnej zóny na styku nečleneného hydrotermálne premeneného komplexu s vnútornou časťou vulkanického kužeľa vystupujú dve menšie kupolovité telesá s rozmermi asi 200 x 200 m. Pri okrajoch andezitových telies sú pásma brekcií s angulárnymi úlomkami andezitov a úlomkami vypálených tufov a zrohovcovatených sedimentov.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit, základná hmota je hyalopilitická, čiastočne rekryštalizovaná.

382c *dajky pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE*

Severne a z. od okraja premeneného komplexu centrálnej zóny je niekoľko drobných dajkových telies (so šírkou do 5 m) pyroxénického andezitu (augit a hypersten) s hyalopilitickou základnou hmotou, orientovaných v smere V – Z až SZ – JV.

Lávové prúdy:

Lávové prúdy pyroxénických andezitov sa zúčastňujú na stavbe najmä spodných a vrchných úrovní stratovulkanického svahu. V spodnej úrovni sú rozšírené najmä lávové prúdy pyroxénických andezitov intermediárneho typu, vrcholové časti stratovulkánu tvoria lávové prúdy bazaltických pyroxénických andezitov.

383a pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický; ± amfibol); list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy vystupujú najmä v spodných až stredných úrovniach stratovulkanického svahu a takmer po celom obvode stratovulkánu, kde tvorili výplne pôvodných paleodolín. Lávové prúdy variabilnej hrúbky sú v spodnej a vrchnej časti a pri okrajoch lemované pásmami autoklastických brekcií. Andezit je sivý, sivohnedý až tmavosivý, drobno- až strednoporfýrický, s blokovou až doskovitou odlučnosťou.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je hyalopilitická až pilotaxitická.

383b hyperstenický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Ojedinelý relikť lávového prúdu tohto typu vystupuje na severnom svahu stratovulkánu na západnom okraji k. 602 Ploská v podloží lávového prúdu pyroxénicko-amfibolického dacitu s amfibolom. Andezit je sivý, prevažne s doskovitou odlučnosťou, s pásmami autoklastických brekcií na báze. Štruktúra je drobnoporfýrická, výrastlice tvorí plagioklas a hypersten. Základná hmota je pilotaxitická až trachytická.

383c bazaltický hyperstenicko-augitický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy bazaltických pyroxénických andezitov budujú vrcholové oblasti hrebeňov západnej časti stratovulkánu (oblasť Tereša s. od kóty Bogota) a tvoria rozsiahlejšie lávové telesá na východnom svahu stratovulkánu od okraja centrálnej zóny až po úpätie stratovulkánu. Lávové prúdy sú uložené v nadloží starších lávových prúdov pyroxénických andezitov, ako aj v nadloží lávových prúdov pyroxénických dacitov. Najčastejšie sa vyskytujú variety hrubo- až strednoporfýrického andezitu a kavernózneho drobnoporfýrického andezitu, ktoré sa navzájom striedajú. Andezit je tmavosivý, odlučnosť je nepravidelne blokovaná až doštičkovitá. V prípade kavernóznych andezitov sú dutiny po unikajúcich plynch (litofýzy) dosahujúce 3 – 4 cm často pretiahnuté v jednom smere.

Porfýrické výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit (často prevláda). Základná hmota je hyalopilitická, pilotaxitická až trachytická. V severovýchodnej časti stratovulkánu vystupuje riedko porfýrický bazaltický hyperstenicko-augitický andezit (oblasť Staré lazy).

V juhozápadnej časti vulkanického kužela sú skalné bralá s výškou asi 20 m. Budujú ich brekcie hyaloklastitového typu s angulárnymi fragmentmi sklovitého pyroxénického andezitu v tufovom matrice z drobných vezikulárných úlomkov so zelenou palagonitovou substanciou. V brekcií sa nachádzajú časti dezintegrovaných lávových prúdov.

Lávové prúdy:

Lávové prúdy diferencovanejších pyroxénických dacitov s variabilným obsahom biotitu a amfibolu sa okrem lávových prúdov pyroxénických andezitov podieľajú na stavbe stratovulkanického plášťa. Na základe petrografického zloženia v rámci lávových prúdov rozlišujeme nasledujúce petrografické variety:

384a drobnoporfýrický pyroxénický dacit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu vystupujú na jz. svahu stratovulkánu. Dacit je celistvý, sivý až tmavosivý, s blokovou odlučnosťou a prechodmi do doskovitej odlučnosti.

Štruktúra je drobnoporfýrická, výrastlice tvorí plagioklas (do 1 mm; 30 – 40 %), hypersten, augit a sporadický je kremeň. Základná hmota je hyalopilitická až mikropoikilitická.

Lávové prúdy drobnoporfýrického dacitu tvoria výplň paleodoliny smerujúcej na JZ. Lávové prúdy podobného typu tvoria rozsiahlejší lávový komplex pri západnom úpätí stratovulkánu v oblasti Gedrovej lúky, Črepníka a Blatnej hory. Na báze lávových prúdov je pásmo autoklastických brekcií s útržkami preplavených sedimentov z podložia.

384b *augiticko-hyperstenický dacit* (\pm *amfibol*); list: 38 MICHALOVCE

Na severnom svahu stratovulkánu lávový prúd vyplnil širokú paleodolinu smerujúcu na sever k úpätiu stratovulkánu Strechový vrch. V jeho nadloží je uložený lávový komplex pyroxénických andezitov.

Dacit je sivý až sivoružový, s blokovou až tenkodoskovitou odlučnosťou. Ojedinele sú prítomné variety s fluidálnymi textúrami. Dacit je porfýrický, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit a ojedinele amfibol. Základná hmota je afanitická až hyalopilitická.

384c *hyperstenicko-amfibolický dacit* (\pm *biotit*); list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu sa dominantne podieľajú na stavbe južnej časti stratovulkánu a zasahujú až do blízkosti obce Zemplínska Teplica. Lávové prúdy sú spojené s formovaním dacitového extruzívneho dómu asi 400 m jv. od kóty Čertov kameň, ktorý prešiel južným smerom do hrubých lávových prúdov. Dacit lávových prúdov je masívny, kompaktný, s blokovou odlučnosťou s prechodmi do doskovitej odlučnosti. V rámci lávových prúdov sú časté textúry fluidality a sklovitejších variet, tzv. okaté textúry. Lávové prúdy sú často silne limonitizované. Dacit je svetlosivý až svetloružový, porfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, amfibol, ojedinele je prítomný kremeň. Základná hmota je hyalopilitická.

V severnej časti stratovulkánu v oblasti k. 602 Ploská je lávový prúd uložený v nadloží lávového prúdu pyroxénického andezitu a vytvára malé vrcholové plató. Lávový prúd pyroxénicko-amfibolického dacitu okrem plagioklasu, amfibolu a hyperstenu obsahuje biotit a ojedinele kremeň.

Pyroklastiká:

385a *autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy*;

list: 38 MICHALOVCE

Podstatnú časť vulkanického kužeľa, jeho vnútornej časti v oblasti kóty Čertov kameň a hrebeňov Smrdáčky až Vrchného kameňa tvoria vulkanické brekcie až aglomeráty. Fragmenty s variabilnou veľkosťou majú andezitové až dacitové zloženie a sú výrazne napenené. Matrix je tufovo-popolový s pemzou. Polohy brekcií sú často spečené (aglomeráty) a striedajú sa s polohami lapilových tufov. V rámci autochtónnych pyroklastík sú tenké zbrekčovatené lávové prúdy. Polohy autochtónnych pyroklastík vystupujú medzi lávovými prúdmi na sz., severnom a západnom svahu stratovulkánu.

385b *redeponované pyroklastiká s materiálom pyroxénických andezitov*; list: 38 MICHALOVCE

Fácia svojím rozsahom a hrúbkou je výrazne dominantná v rámci vulkanoklastických produktov. Je rozšírená najmä na sz., z. až jz. svahu stratovulkánu v spodných úrovniach stratovulkanickej stavby. Pyroklastický materiál tvorený fragmentmi andezitov s napenenou stavbou a tufovo-popolovým matrixom s obsahom pemzy vykazuje známky triedenia a zvrstvenia. Veľkosť úlomkového materiálu varíruje od niekoľko cm do 10 – 15 cm. Horizont redeponovaných pyroklastík dosahuje hrúbku viac ako 50 m. Polohy redeponovaných pyroklastík sú miestami prevrstvené s polohami jemnozrnných tufov a epiklastických vulkanických pieskovcov.

385c redeponované pyroklastiká, lapilovo-pemzové dacitové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Redeponované tufy vystupujú v podloží lávových prúdov na jz. svahu stratovulkánu (oblasť Horného lesa) a ojedinele aj na sz. svahu (asi 3 km v. od Ďurkova). Redeponované pyroklastiká obsahujú subangulárne až opracované úlomky dacitov (tmavosivé, červené až čierne) variabilných rozmerov. Ojedinele sú prítomné aj úlomky starších andezitov. Matrix je tufovo-piesčitý, spevnený. Redeponované pyroklastiká sa striedajú s polohami lapilovo-pemzových tufov a brekcií dacitového zloženia.

Epiklastiká:

386a epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce so zmiešaným materiálom pyroxénických andezitov a dacitov; list: 38 MICHALOVCE

Fácia vystupuje v okolí dacitových extrúzií na J a JV stratovulkánu (z. a s. od Zemplínskej Teplice) a na severnom okraji stratovulkánu (z. od Dargova). Brekcie tvorí zmiešaný materiál pyroxénických andezitov až dacitov s variabilnou veľkosťou (prevažne od 3 do 7 cm) a vyšším stupňom opracovania a vytriedenia. V rámci fácie sú polohy redeponovaných pemzových tufov.

386b epiklastické vulkanické konglomeráty so zmiešaným materiálom pyroxénických andezitov a dacitov; list: 38 MICHALOVCE

Na svahoch pod k. 602 Ploská na severnom svahu stratovulkánu Bogota v nadloží lávového prúdu sú v malých bralách s rozmermi 5 x 3 m a skalných výstupoch odkryté konglomeráty. Tvoria ich prevažne opracované fragmenty (subangulárne až angulárne) pyroxénických andezitov a dacitov s veľkosťou od niekoľko cm do 10 cm. Matrix je hrubozrnný a piesčitý, vytriedený. Konglomeráty sú prevrstvené so šošovkami epiklastických vulkanických pieskovcov.

387a epiklastické vulkanické brekcie s materiálom pyroxénických andezitov;
list: 38 MICHALOVCE

Brekcie vystupujú medzi lávovými prúdmi pyroxénických andezitov na severnom a severozápadnom stratovulkanickom svahu. Brekcie sú chaotické, slabo triedené až netriedené. Obsahujú úlomky až bloky (do 1 m) prevažne pyroxénických andezitov. Matrix je tufovo-piesčitý. Brekcie sa striedajú s polohami lapilových tufov. Telesá brekcií sú pravdepodobne produktom masového transportu v podobe úlomkových prúdov a laharov.

387b epiklastické vulkanické brekcie – konglomeráty s materiálom pyroxénických andezitov;
list: 38 MICHALOVCE

Fácia je uložená na jz. okrajoch stratovulkánu v rámci periférnej vulkanickej zóny (oblasť k. 442 Regeta sz. od Slančička) v nadloží redeponovaných pyroklastík. V skalných odkryvoch sa striedajú polohy hruboúlomkových až drobnoulomkových brekcií až konglomerátov s vložkami až polohami epiklastických vulkanických pieskovcov. Úlomkový materiál tvoria prevažne pyroxénické andezity (sivé, čierne a červené, často sklovité). Matrix je piesčitý. Fácia je produktom masového transportu úlomkového materiálu v podobe úlomkových prúdov, ako aj fluvialného transportu, prípadne prostredníctvom hyperkoncentrovaných prúdov.

387c epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce; list: 38 MICHALOVCE

Vystupujú na povrch v. od obce Svinica v oblasti nevýraznej morfolologickej vyvýšeniny. Fáciu tvoria sivé až tmavosivé drobno- až strednozrnné zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce so zriedkavými opracovanými úlomkami andezitov veľkých do 1 cm. Pieskovce sú rozpadavé, miestami spevnené. V pieskovcoch sú vložky až polohy siltovcov a ojedinele aj redeponovaných pemzových tufov.

STRATOVULKÁN HRADISKO (stredný sarmat)

Andezitový stratovulkán Hradisko, pomenovaný podľa kóty Hradisko (768), predstavuje relikty vulkánu menších rozmerov. Je situovaný medzi Ruskovským sedlom na severe a Slanským sedlom na juhu (Kaličiak et al., 1996). Stratovulkán, ktorý tvorí morfológicky výrazný masív, sa vyznačuje asymetrickou stavbou. Východná časť je tektonicky amputovaná a v porovnaní s viac zachovanou západnou časťou stratovulkánu je silne redukovaná eróziou. V stavbe stratovulkánu je vyčlenená spodná a vrchná štruktúrna etáž, ktoré sú od seba oddelené sedimentmi stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku.

Spodná štruktúrna etáž, ktorá predstavuje fundamentálnu časť stratovulkánu, zahŕňa lávové prúdy pyroxénických andezitov vystupujúce v západnej časti stratovulkánu medzi Rákošom a Ruskovom. Lávové prúdy sú v nadloží sčasti prekrytéorskými sedimentmi stretavského súvrstvia.

Vrchnú štruktúrnú etáž tvoria lávové prúdy pyroxénických andezitov uložené v nadloží lávových prúdov spodnej etáže, prípadne na sedimentoch stretavského súvrstvia pokrývajúcich lávové prúdy spodnej etáže. V rámci vrchnej etáže je definovaná centrálna, prechodná a periférna vulkanická zóna. V centrálnej vulkanickej zóne (sz. od obce Slanec) vystupuje nek pyroxénického andezitu. Okolité prostredie tvoria autochtónne pyroklastické brekcie, aglomeráty a tufy, ktoré budujú podstatnú časť pôvodného kužela. Prevažnú časť kužela a prechodnej vulkanickej zóny (stratovulkanický plášť) budujú lávové prúdy s periklinálnymi úklonmi 10 až 15° od centra. V podloží lávových prúdov vrchnej etáže na západnom svahu sú uložené redeponované pyroklastiká. Pri východnom okraji stratovulkánu v oblasti periférnej vulkanickej zóny sú uložené fácie epiklastických vulkanických hornín, ktoré sú sčasti prekrytéorskými sedimentmi. Vývoj stratovulkánu v počiatočnom období prebiehal v plytkovodnom prostredí sarmatského mora (spodná štruktúrna etáž). Budovanie stratovulkanického kužela vrchnej etáže prebiehalo po vynorení v suchozemskom prostredí.

Chronostratigrafické údaje: Lávové prúdy spodnej etáže sú uložené v nadloží sedimentov stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku, prípadne ich tieto sedimenty prekryvajú. Starší údaj z datovania K/Ar lávového prúdu pyroxénického andezitu jv. od obce Ruskov je $13,6 \pm 1,0$ MA (Bagdasarjan et al., 1971). Zodpovedá vrchnému bádenu. V lepšej korelácii s biostratigrafickými údajmi je údaj 12,3 MA, ktorý uvádzajú Ďurica et al. (1978). Zodpovedá spodnému sarmatu. Novší údaj datovania K/Ar lávového prúdu z južnej časti stratovulkánu je $10,3 \pm 0,7$ MA (Ďurkovičová, 1990 in Kaličiak et al., 1996). Zodpovedá vrchnému sarmatu až panónu. Za reálny vek považujeme stredný sarmat.

388a nek hyperstenicko-augitického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V centrálnej vulkanickej zóne sz. od obce Slanec na svahu vystupuje andezitový nek s prierezom asi 300 x 500 m. Teleso neku tvorí celistvý andezit s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Lokálne je odlučnosť hrubodoskovitá, podľa strmých plôch s úklonom zhruba 80°. Andezit je sivý až svetlosivý, strednoporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 3,5 mm), hypersten a augit, základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

388b extrúzie augiticko-hyperstenického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Pri sz. okraji obce Slanec na jv. svahu stratovulkánu vystupuje morfológicky výrazné kupolovité extruzívne teleso so zrúcaninami Slanského hradu na vrchole. Prierez extruzívneho telesa je izometrický, s rozmermi asi 400 x 400 m. Andezit je celistvý, tmavosivý, s blokovým rozpadom, prevažne podľa strmých plôch odlučnosti.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

Ďalšie extruzívne teleso je situované na sv. svahu stratovulkánu (asi 1,5 km z. od obce Slančík). Teleso je orientované v smere SZ – JV. Má nepravidelný eliptický prierez s rozmermi asi

800 x 500 m. Pelitické sedimenty pri kontakte s intrúziou pri južnom a východnom okraji sú zrohovcovatené. Andezit je celistvý, zelenkavý (autometamorfovaný), drobn- až strednoporfýrický, v puklinách sčasti limonitizovaný. Odľučnosť je hrubodoskovitá podľa strmých až vertikálnych plôch.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit (časté sú glomeroporfýrické zhluky). Základná hmota je sčasti silicifikovaná a rekryštalizovaná.

Lávové prúdy:

389a hyperstenicko-augitický andezit; spodná štruktúrna etáž; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy spodnej štruktúrnej etáže sú rozšírené v bazálnej úrovni stratovulkánu v z. až sz. časti. Lávové prúdy variabilnej hrúbky sú oddelené od seba zónami lávových brekcií. Lávové prúdy sú petrograficky monotónne. Tvorí ich sivý a sivohnedý, drobn- až strednoporfýrický pyroxénický andezit s lavicovitou až tenkodoskovitou odľučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je mikrolitická.

389b hyperstenicko-augitický andezit; vrchná štruktúrna etáž; list: 38 MICHALOVCE

Hrubý efuzívny komplex zložený z väčšieho počtu lávových prúdov tvorí zvyšok strato-vulkanického plášťa v západnej časti stratovulkánu (východná časť bola tektonicky amputovaná a redukovaná denudáciou). Efuzívny komplex v podobe polmesiaca obklopuje zo západnej strany centrálnu vulkanickú zónu. Lávové prúdy s periklinálnym uložením (s úklonmi 25 – 30° vo vrchnej časti a 5 – 10° v nižšej časti stratovulkanického svahu) sa vyznačujú variabilnou hrúbkou, ktorá v smere do nižších úrovní narastá. V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov sú zóny lávových brekcií. Lávové prúdy uložené na sedimentoch stretavského súvrstvia sú postihnuté sklzo-vými deformáciami. Andezit lávových prúdov je drobn- až strednoporfýrický, odľučnosť je doskovito-lavicovitá až bloková.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

Pyroklastiká:

390a autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy;

list: 38 MICHALOVCE

Prevažnú časť stavby vulkanického kužeľa v okolí centrálného andezitového neku tvoria autochtónne pyroklastiká. Zastupujú ich vulkanické brekcie, aglomeráty a tufy. Autochtónne pyroklastiká vystupujú aj na západnom stratovulkanickom svahu vo vyšších úrovniach v podobe nesúvislých relikto- v medzi lávovými prúdmi. Brekcie tvoria fragmenty drobnoporfýrických pyroxénických andezitov s variabilnou veľkosťou, s pórovitou stavbou a subsférickým obmedzením a úlomky celistvého andezitu pochádzajúce zo staršej vulkanickej stavby. Matrix je troskovo-lapilový, s nižším obsahom pemzy. Tvorí zhruba 20 – 30 % horniny. Pyroklastický materiál je uložený prevažne chaoticky. Lokálne sa vyskytujú vložky až polohy drobnou- lomkových brekcií a pemzových tufov.

Epiklastiká:

390b redeponované pyroklastiká; list: 38 MICHALOVCE

V podloží lávových prúdov vrchnej etáže na západnom svahu stratovulkánu sú odkryté polohy redeponovaných pyroklastík. Pyroklastický materiál tvorený fragmentmi pórovitého drobnoporfýrického andezitu s variabilnou veľkosťou (od niekoľko cm do 10 – 15 cm) je uložený chaoticky. Lokálne vidíme známky slabého triedenia. Matrix je tufovo-piesčité.

390c epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce; list: 38 MICHALOVCE

Fácia vystupuje vo východnej časti stratovulkánu v rámci periférnej vulkanickej zóny v podobe plošne obmedzených reliktov zakrytých sedimentmi stretavského súvrstvia, ale najmä hrubými polohami kvartérnych sedimentov. Fáciu reprezentujú drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie s materiálom pyroxénických andezitov. Sú uložené chaoticky, prípadne s naznačeným triedením až hrubým zvrstvením. Matrix je piesčitý. Polohy brekcií laterálne prechádzajú do epiklastických vulkanických pieskovcov, prípadne sa s nimi striedajú.

STRATOVULKÁN BRADLO (spodný až stredný sarmat)

Stratovulkán Bradlo, pomenovaný podľa kóty Bradlo (840,0 m), je situovaný medzi obcami Nižná Myšľa a Slanská Huta. Predstavuje pomerne dobre zachovanú a morfológicky výraznú vulkanickú štruktúru (Kaličiak et al., 1996). Charakteristickým znakom je prevaha vulkanoklastických hornín v spodnej časti stratovulkánu, kde sa prevrstvujú s morskými sedimentmi stretavského súvrstvia spodnosarmatského veku, a naopak, dominancia lávových prúdov vo vrchnej časti stavby stratovulkánu. Vývoj stratovulkánu v počiatočnom období prebiehal v plytkovodnom morskom prostredí a neskôr po jeho vynorení pokračovali efúzie láv v terestrickom, suchozemskom prostredí.

V rámci centrálnej vulkanickej zóny v oblasti vrcholu Bradlo vystupuje sčasti vypreparované teleso pyroxénického andezitu v podobe protrúzie. V južnej časti cez teleso prerážajú andezitové dajky. Podstatnú časť kužeľa, prechodnej vulkanickej zóny (stratovulkanický plášť) a sčasti periférnej vulkanickej zóny tvoria lávové prúdy pyroxénických andezitov (\pm amfibol), biotiticko-amfibolicko-pyroxénických andezitov a pyroxénických andezitov, ktoré budujú najvyššie úrovně stratovulkanickej stavby. Medzi lávovými prúdmi sa sporadicky nachádzajú polohy autochtónnych pyroklastických brekcií, aglomerátov a tufov. V oblasti periférnej vulkanickej zóny sú uložené prevažne redeponované pyroklastiká, epiklastiká, vulkanické brekcie a pieskovce.

Chronostratigrafické údaje: Prevrstvenie vulkanických produktov so sedimentmi stretavského súvrstvia v bazálnej časti stratovulkanickej stavby poukazuje na syngenetický vývoj v období spodného sarmatu. Rádiometrické datovanie lávového prúdu v. od obce Skároš metódou K/Ar prinieslo výsledok $12,2 \pm 0,2$ MA, ktorý zodpovedá spodnému až strednému sarmatu.

391a andezitová protrúzia; list: 38 MICHALOVCE

Vo vrcholovej oblasti kóty Bradlo (840,0 m) v podobe centrálnej protrúzie vystupuje teleso s nepravidelným prierezom s rozmermi asi 500 x 250 m. Teleso je sčasti vypreparované v podobe skalného brala (severná časť) prevyšujúceho okolie asi o 30 m. Andezit je sivý, drobnoporfýrický, s koncentrickým priebehom plôch, s doskovitou odľučnosťou s úklonmi 15 – 65° do centra. Okrem doskovitej odľučnosti pozorujeme v povrchovej časti telesa aj ostrohranný blokový rozpad.

Drobné výrastlice tvorí plagioklas (sericitizovaný), hypersten a augit. Sú sčasti chloritizované.

391b dajky hyperstenicko-augitického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Cez centrálnu andezitové teleso v južnej časti prerážajú dajky hyperstenicko-augitického bazického andezitu s hrúbkou 5 – 10 m, orientované v smere S – J. Priebeh laminačných plôch s doskovitou odľučnosťou je strmý až vertikálny (80 – 90°).

Andezit je porfýrický, výrastlice tvorí sericitizovaný plagioklas (do 3 mm), hypersten a augit (prevláda). Základná hmota je pilotaxitická.

391c dajky amfibolicko-pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Do juhovýchodnej časti centrálnu telesa (protrúzie) prenikajú dajky amfibolicko-pyroxénického andezitu, orientované v smere SZ – JV. Hornina je svetlosivá, výrazne hruboporfýrická, s odľučnosťou podľa vertikálnych plôch.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice plagioklasu (do 3,5 mm) sú čiastočne sericitizované. Tmavé výrastlice tvorí hypersten, augit a opacitizovaný amfibol. Ojedinele je prítomný sčasti resorbovaný kremeň.

Lávové prúdy:

392a augiticko-hyperstenický andezit (\pm amfibol); list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy budujú prevažne nižšie úrovne stratovulkanického svahu. Tvorí jazykovité, smerovo orientované telesá, často od seba oddelené zónami lávových brekcií. V oblasti prechodu do periférnej vulkanickej zóny nadobúdajú väčšiu hrúbku a väčšie rozšírenie. Pyroxénický andezit lávových prúdov je sivý, drobno- až strednoporfýrický, pri báze a vo vrchnej časti prúdov je pórovitý, s prechodmi do lávových brekcií. Odľučnosť je blokovaná a lavicovito-doskovitá.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas (do veľkosti 2 – 3 mm), hypersten, augit a sporadicky amfibol. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

392b biotiticko-amfibolicko-pyroxénický andezit; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu vystupujú v nadloží prúdov pyroxénického andezitu (\pm amfibol) vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu. Andezit je stredno- až hruboporfýrický, sivý, sivohnedý až ružovkastý. Rozpad je ostrohranný, blokový, zriedkavejšie lavicovito-doskovitý.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 3 – 4 mm; asi 30 %), augit, hypersten, opacitizovaný amfibol, zriedkavejší biotit a kremeň. Základná hmota je rekryštalizovaná, slabo silicifikovaná, v dutinkách sú zhluky chalcedónu a tridymitu.

392c pyroxénický andezit (augiticko-hyperstenický); list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu predstavujú najmladší člen sukcesie. Vystupujú v oblasti hrebeňov vo vrcholovej časti stratovulkánu okolo centrálnej protrúzie. Lávové prúdy sú pomerne tenké a zbrekčovatené, výrazne pórovité a oxidované. Andezit je tmavosivý, miestami hnedý, drobno- až strednoporfýrický, s blokovou až doskovitou odľučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit, základná hmota je pilotaxitická.

Pyroklastiká:

393a autochtónne pyroklastiká – vulkánske brekcie, aglomeráty a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Medzi lávovými prúdmi sporadicky vystupujú autochtónne pyroklastiká, najmä na východnom svahu, a ojedinele aj na západnom svahu stratovulkánu. Zastupujú ich vulkanické brekcie s polohami bômb a aglutínátov. Matrix brekcií je tufový, s vyšším obsahom pemzy.

393b redeponované pyroklastiká (nečlenené); list: 38 MICHALOVCE

Západne od Slanskej Huty v nadloží stretavského súvrstvia a v podloží lávových prúdov v rámci periférnej vulkanickej zóny sú uložené polohy redeponovaných pyroklastík. Fáciu tvoria stredno- až hrubozrnné tufy s pemzou a úlomkami pórovitých, sčasti opracovaných fragmentov kvarcitov pyroklastického typu. Lokálne pozorujeme prechody do polôh s chaotickým uložením pyroklastického materiálu.

Epiklastiká:

393c epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce; list: 38 MICHALOVCE

Pri úpätí stratovulkánu takmer po celom jeho obvode v rámci periférnej vulkanickej zóny vystupujú epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce. Epiklastické brekcie tvorí úlomkovitý materiál prevažne pyroxénických celistvých až pórovitých andezitov s variabilnými rozmermi a rôznym stupňom opracovania. Matrix je hrubopiesčitý, s obsahom pemzy a drobných úlomkov.

Chaotické uloženie poukazuje na transport prostredníctvom masových prúdov (laharov a úlomkových prúdov). Polohy brekcií sa často striedajú s polohami drobnozrnných až hrubozrnných epiklastických vulkanických pieskocov.

STRATOVULKÁN VEĽKÝ MILIČ (stredný a vrchný sarmat – spodný panón)

V pohraničnej oblasti s Maďarskom je situovaný zložitý stratovulkán, pomenovaný podľa vrcholu Veľký Milič (k. 895,0). Jeho prevažná časť vrátane centrálnej vulkanickej zóny sa nachádza na území Maďarska. Na našom území sú reliktory prechodnej až periférnej vulkanickej zóny. Stratovulkán sa vyznačuje diferencovanými horninami, od intermediárnych pyroxénických andezitov až po pyroxénicko-biotitické dacity. V rámci vulkanickej stavby rozlišujeme nasledujúce komplexy, v smere od najstarších po najmladšie: a) *komplex Čierneho vrchu* situovaný v. od Slanskej Huty zahŕňa prúdy a ložné intrúzie pyroxénických andezitov vrátane hyaloklastitových brekcií (spodný sarmat), b) *komplex Poliaška* j. a jv. od Skároša tvoria lávové prúdy pyroxénických andezitov, pyroklastiká a epiklastiká (stredný sarmat?), c) *komplex Suchá hora* zahŕňa skupinu extruzívnych telies pyroxénických dacitov s amfibolom a biotitom vystupujúcich v širšom areáli j. od Skároša a v oblasti Suchej hory (vrchný sarmat), d) *komplex Nový Salaš* tvorí skupina extrúzií pyroxénických dacitov s amfibolom a biotitom s. od obce Nový Salaš (vrchný sarmat), e) *komplex Veľký Milič* predstavuje najmladší člen vulkanickej sukcesie v podobe efúzií lávových prúdov pyroxénických andezitov s amfibolom a biotitom až pyroxénicko-biotitických andezitov, ktoré budujú vrchné časti stratovulkanickej stavby Veľkého Miliča (vrchný sarmat – spodný panón).

Chronostratigrafické údaje: Lávové prúdy komplexu Čierneho vrchu sú uložené na sedimentoch stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku v okolí Slanskej Huty a sčasti sú nimi prekryté. Spodnosarmatský vek andezitov je biostratigraficky doložený najmä z vrtnu K-3 pri Slanskej Hute (Zlinská in Kaličiak et al., 1991). Vulkanické fácie sa tam striedajú so sedimentmi stretavského súvrstvia. Rádiometrický vek dacitu z extruzívneho telesa Smolák (j. od Skároša) komplexu Suchá hora $12,1 \pm 0,6$ MA (Peczay et al., 1987) zodpovedá strednému sarmatu. Rádiometrický údaj z andezitu z oblasti kóty Veľký Milič (komplex Veľký Milič) $10,9 \pm 0,4$ MA (Peczay, l. c.) zaraďuje vulkanickú aktivitu do obdobia spodného panónu.

Komplex Veľký Milič

Vrchnú stavbu stratovulkánu, resp. vrchnú štruktúrnu etáž tvoria lávové prúdy diferencovanejších pyroxénicko-biotitických a pyroxénických andezitov s amfibolom a biotitom. V bazálnej časti komplexu sú nesúvislé polohy autochtónnych pyroklastík.

Lávové prúdy:

394a lávové prúdy pyroxénicko-biotitického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Severne od kóty Veľký Milič v nadloží lávových prúdov pyroxénických andezitov spodnej štruktúrnej etáže (komplex Poliaška) sú uložené lávové prúdy pyroxénicko-biotitického andezitu. Andezit je drobno- až strednoporfýrický, s nápadnými výrastlicami plagioklasu a biotitu do 3 až 4 mm. Výrastlice tvoria plagioklas, hojný biotit, hypersten, augit, zriedkavý amfibol a kremeň. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická.

394b lávové prúdy pyroxénického andezitu s biotitom a amfibolom;

list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tohto typu budujú vrcholové časti hrebeňa Veľkého Miliča, kde sú uložené v nadloží lávových prúdov pyroxénicko-biotitického andezitu. Na severnom svahu stratovulkánu budujú hrebeň Ortovisko. V západnej časti sú uložené v oblasti k. Polianka (601,0) a k. Márovka (720,0) v nadloží pyroxénických andezitov komplexu Poliaška. Relikty lávových prúdov sú uložené na sčasti denudovaných extrúziách dacitov v okolí kóty Domaška (486,0) a k. Žďanský vrch

(478,0) jv. od Skároša. Andezit je tmavosivý, drobno- až strednoporfýrický, prevažne celistvý, miestami pri okrajoch lávových prúdov pórovitý a zbrekciovatý. Rozpad je blokový až doskovitý.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, opacitizovaný amfibol a biotit. Základná hmota je hyalopilitická. Medzi lávovými prúdmi na sv. svahoch pod kótou Veľký Milič sú tenké polohy (1 – 5 m) chaotických vulkanických brekcií, aglomerátov a tufov.

Komplex Nový Salaš

Severne od obce Nový Salaš je skupina extruzívnych telies pyroxénických dacitov s amfibolom a biotitom, prenikajúcich cez sedimenty stretavského súvrstvia spodno- až strednosarmatského veku a sčasti cez vulkanický komplex stratovulkánu Bradlo (oblasť Kľučiarovej). Relatívne najrozsiahlejšie extruzívne teleso s. od obce Nový Salaš s dĺžkou asi 1 750 m je orientované zhruba v smere V – Z. Severne a z. od hlavného telesa vystupuje niekoľko menších priernikov s eliptickým prierezom.

395 extrúzie pyroxénického dacitu s amfibolom a biotitom; list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá tvorí prevažne celistvý masívny, stredno- až hruboporfýrický dacit sivej až sivohnedej farby. Rozpad je hruboblokový, nepravidelný, v miestach s výraznými fluidálnymi textúrami je odľučnosť doskovitá podľa strmých až vertikálnych plôch. Pri okrajoch najväčšieho telesa (s. od Nového Salaša) sú miestami výrazné zóny extruzívnych brekcií tvorených angulárnymi úlomkami a zrnitým až lávovým matrixom.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, amfibol a biotit, ojedinele kremeň a draselný živec. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická, čiastočne silicifikovaná, výplň dutín tvorí chalcedón.

Komplex Suchej hory

Komplex zahŕňa väčší počet extruzívnych telies amfibolicko-pyroxénických dacitov (\pm biotit), prerážajúcich v západnej časti cez spodnú stratovulkanickú stavbu (j. od obce Skároš). Extruzívne telesá pokračujú južne za štátnu hranicu na území Maďarska. Ďalšia skupina extruzívnych telies vystupuje na severe a na sz. svahu Veľkého Miliča (k. 806 Suchý vrch).

396 extrúzie amfibolicko-pyroxénického dacitu (\pm biotit); list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá tvorí celistvý, často pórovitý porfýrický dacit svetlosivej až sivohnedej a ružovohnedej farby. Odľučnosť je hrubobloková, v miestach s výraznými fluidálnymi textúrami so strmým až vejárovitým priebehom (najmä pri okrajoch telies) je doskovitá, v smere fluidálnych textúr. Sedimenty pri styku s extrúziami sú kontaktne metamorfované (sčervenané a spevnené, so vznikom porcelanitov). Pri okrajoch extrúzií sú lokálne zachované pásma extruzívnych brekcií. Dacit je stredno- až hruboporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas (do 0,5 cm), hypersten, augit, amfibol (opacitizovaný), biotit a zriedkavý kremeň. Základná hmota je pilotaxitická až mikrolitická, miestami fluidálna (okrajové časti telies), sčasti rekryštalizovaná.

Komplex Poliaška

Juhovýchodne od obce Skároš vystupuje spodná etáž stratovulkanickej stavby Veľkého Miliča. Na našej strane územia ju budujú prevažne lávové prúdy pyroxénických andezitov a fácie redeponovaných pyroklastík a epiklastických vulkanických brekcií s polohami pieskovcov. Horniny spodnej etáže, ktoré budujú fundament stratovulkanickej stavby, vystupujú aj v úrovni nižších sv. svahov Veľkého Miliča (j. od Slanskej Huty).

397a epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce; list: 38 MICHALOVCE

Na báze komplexu v záreze doliny potoka Márovka jv. od Skároša a na severnom svahu Veľkého Miliča sú odkryté epiklastické vulkanické brekcie s úlomkovým materiálom variabilnej veľkosti a rôznym stupňa opracovania. Matrix je tufovo-piesčitý. Brekcie sa striedajú s epiklastickými vulkanickými pieskovecami s obsahom pemzy a drobných andezitových fragmentov, prípadne laterálne do nich prechádzajú. V nadloží sú uložené lávové prúdy pyroxénických andezitov.

397b redeponované pyroklastiká; list: 38 MICHALOVCE

Na západnom okraji stratovulkánu v spodnej pozícii je na báze komplexu uložená fácia redeponovaných pyroklastík (západný svah pod k. 486 Domaša a zárez doliny Trstenského potoka). Pyroklastický materiál tvoria prevažne drobné fragmenty pórovitých až celistvých andezitov. Matrix je tufový, s vyšším obsahom pemzy. Uloženie je prevažne chaotické, lokálne je naznačené zvrstvenie.

397c lávové prúdy pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

V nadloží fácie epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných pyroklastík na západnom, sz. až severnom svahu Veľkého Miliča sú uložené lávové prúdy pyroxénických andezitov. Tvoria podstatnú časť spodnej stratovulkanickej stavby, resp. spodnej etáže. Lávové prúdy tvoria jazykovité, v jednom smere orientované telesá s variabilnou hrúbkou (od niekoľko metrov vo vyšších úrovniach stratovulkanického svahu do 30 m a viac pri jeho úpätí). Na báze lávových prúdov a vo vrchnej časti sú lokálne prítomné pásma lávových brekcií oddeľujúcich jednotlivé lávové prúdy. Andezit je porfýrický, tmavosivý až sivočierny, s nepravidelnou blokovou až lavicovitou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická.

Komplex Čierneho vrchu

Efuzívny komplex situovaný medzi obcami Slanská Huta, Kuzmice a Kalša reprezentuje súbor lávových prúdov pyroxénických andezitov s pásmami hyaloklastitových brekcií, lokálne prevrstvených s morskými sedimentmi stretavského súvrstvia. Vo východnej časti efuzívneho komplexu vystupuje rozsiahlejšie teleso pyroxénického andezitu, pravdepodobne lakolitového typu. Pri severných okrajoch efuzívneho komplexu sú uložené redeponované hyaloklastity.

398a lávové prúdy pyroxénických andezitov a hyaloklastitové brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Lávové prúdy tvoria rozsiahly lávový komplex litologicky monotónnych pyroxénických andezitov s variabilnou hrúbkou, od niekoľko metrov do 20 – 30 m, s horizontálnym uložením. Andezit je tmavosivý, drobný až strednoporfýrický, celistvý, lokálne pórovitý. Odlučnosť je prevažne nepravidelne bloková, miestami doskovitá až lavicovitá.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten, augit, ojedinele je prítomný amfibol. Základná hmota je pilotaxitická, hyalopilitická až mikrolitická. Lávové prúdy v bazálnej a vrchnej časti sú často intenzívne zbrekčovatené, s prechodom do chaotickej brekcie hyaloklastitového typu. Matrix je zrnitý, pestrofarebný, palagonitizovaný. Brekciácia hyaloklastitového typu je výsledkom efúzií lát do plytkovodného morského prostredia.

398b ložná intrúzia (lakolit) pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Južne od obce Kalša vystupuje pomerne rozsiahle teleso lakolitového typu. Teleso je morfológicky výrazné, rozčlenené dolinami na hrebene s vrcholmi Križan (k. 424) a Kopáska (k. 352). Andezit je strednoporfýrický, sivohnedý (autometamorfovaný), s nepravidelným bloko-

vým rozpadom. V okrajových častiach sú vyvinuté pásma brekcií. Andezit je postihnutý autometamorfnými premenami, je silicifikovaný, limonitizovaný, čiastočne argilitizovaný, obsahuje hniezda chalcedónu.

Výrastlice tvorí plagioklas (sericitizovaný), pyroxény sú chloritizované. Základná hmota je hyalopilitická, mikrokryštalická, silicifikovaná a limonitizovaná.

398c redeponované hyaloklastity; list: 38 MICHALOVCE

Pri severných okrajoch efuzívneho komplexu je uložený hrubo triedený drobnoúlomkový materiál s fragmentmi napenených a často sklovitých andezitov. Matrix je zrnitý, piesčitý, tvoria ho palagonitizované tufy s prímiesou pemzy.

VULKÁN SLANČÍK (vrchný bádén – spodný sarmat)

Na juhozápadných svahoch stratovulkánu Bogota (s. od obce Slančík) v pozícii pod redeponovanými pyroklastikami periférnej vulkanickej zóny stratovulkánu Bogota vystupuje na povrch relikť freatopyroklastického kužeľa s andezitovým nekom.

399a nek pyroxénického andezitu; list: 27 POPRAD, 38 MICHALOVCE

Andezitový nek zhruba s izometrickým prierezom je odkrytý eróziou pri východnom okraji freatopyroklastického kužeľa. Rozpad andezitového neku je nepravidelne blokový.

Andezit je tmavosivý, porfýrický, výrastlice tvorí plagioklas, augit (do 0,5 cm) a hypersten. Základná hmota je hyalopilitická.

399b freatopyroklastiká a lapilovo-pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Relikt freatopyroklastického kužeľa v dĺžke asi 30 – 40 m tvoria čiastočne zvrstvené andezitové lapilovo-pemzové tufy, mierne palagonitizované. Striedajú sa s polohami hrubých autochtónnych pyroklastík, zložených prevažne z vulkanických bômb karfiolového typu s veľkosťou do 30 cm, ojedinele do 50 cm. Matrix je troskovo-lapilový. Freatopyroklastiká uložené s periklinálnymi úklonmi od centrálnej zóny sú výsledkom freatopyroklastických až strombolských erupcií. Palagonitizácia tufov a litologický charakter produktov svedčia o kontakte vystupujúcej lávy s vodným prostredím.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafická pozícia nie je bližšie určená. Predpokladaný vek je vrchný bádén – spodný sarmat.

STRATOVULKÁN OŠVÁRSKA (vrchný bádén – spodný sarmat)

Stratovulkán menších rozmerov vystupuje na povrch z. od Zámutova v závere doliny potoka Lomnica (Kaličiak, 1985). Stavbu stratovulkánu z väčšej časti prekrývajú vulkanické produkty mladších sarmatských stratovulkánov, makovického a zlatobanského. V oblasti stratovulkanického kužeľa a prechodnej vulkanickej zóny prevládajú lávové prúdy pyroxénických andezitov (často zbrekčovatených). Striedajú sa s polohami autochtónnych pyroklastických brekcií, aglomerátov a tufov s periklinálnym uložením okolo erupčívneho centra. V centrálnej vulkanickej zóne vystupujú sčasti vypreparované andezitové neky.

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrický vek andezitového prúdu z kameňolomu z. od Zámutova je $13,9 \pm 1,1$ MA (Slávik et al., 1976). Zodpovedá vrchnému bádenu.

400a neky pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

V centrálnej časti stratovulkánu vystupujú andezitové neky s izometrickým prierezom s priemerom do 200 m, vypreparované nad okolitým terénom do výšky asi 50 m. Nekové telesá tvoria tmavosivý masívny andezit s blokovou až hrubostlpcovou vertikálnou odlučnosťou.

Štruktúra je drobnoporfýrická, s výrastlicami plagioklasu, augitu a hyperstenu. Základná hmota je trachytická.

400b lávové prúdy pyroxénického andezitu; list: 38 MICHALOVCE

Prevažnú časť reliktovej vulkanickej kužeľa a stratovulkanickej kužeľa tvoria lávové prúdy s malou hrúbkou, v bazálnej a vrchnej časti často intenzívne zbrekčovatené. Andezit je tmavosivý, s blokovou až doskovitou odlučnosťou, drobno- až strednoporfýrický.

Výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a augit. Základná hmota je pilotaxitická, trachytická až mikropoikilitická.

400c autochtónne pyroklastiká – vulkánne brekcie, aglomeráty a tufy; list: 38 MICHALOVCE

Súčasťou stavby kužeľa sú autochtónne pyroklastiká. Reprezentujú ich vulkánne brekcie s prevahou pórovitých fragmentov až blokov a tufovým matrixom. Lokálne pozorujeme textúry spekania a aglutinovania a vznik aglomerátov. Ojedinele sú pri okrajoch kužeľa prítomné polohy tufov.

INTRUZÍVNO-EXTRUZÍVNY VULKANIZMUS PRI SEVERNOM OKRAJI NEOGÉNNEJ PANVY

Stredný sarmat

V období stredného sarmatu sa pri severnom okraji neogénnej panvy uskutočnil výstup väčšieho počtu intruzívno-extruzívnych telies amfibolicko-hyperstenických až hyperstenicko-amfibolických andezitov, andezitových porfýrov až dioritových porfýrov. Telesá sa vyznačujú veľkou variabilitou foriem, ktoré zahŕňajú ložné intrúzie (silly a lakolity), štokové intrúzie a telesá extruzívneho typu (prevažne extruzívne dómy), prípadne s prechodmi do lávových prúdov. Extruzívne telesá počas vývoja podliehali deštrukcii a brekciácii s hromadením úlomkového materiálu v ich okolí.

Zlomový systém smeru SV – JZ s výstupom intruzívno-extruzívnych telies pri severnom okraji neogénnej panvy predstavuje pokračovanie regionálneho systému v podobe oblúka. Naň sa viaže výstup intruzívno-extruzívnych telies. Začína sa na JV Moravy (Bánov – Hrozenkov, v. od Uherského Brodu), pokračuje na územie západného Slovenska (Horné Srnie), na územie Poľska (Czorstyn – Sczavnica), stáča sa na JV na územie Slovenska (Kapušany – Vinné) a pokračuje na západnú Ukrajinu. V rámci produktov extruzívneho vulkanizmu sa rozlišujú nasledujúce formácie a komplexy: formácia Lysá stráž – Oblík, brestovská formácia a Vinné.

Formácia Lysá stráž – Oblík (stredný sarmat)

Formáciu tvoria plytkointruzívne telesá dioritových porfýrov a extruzívne telesá viacerých petrografických typov. Vystupujú v rámci vulkanotektonickej zóny so sz.-jv. priebehom pozdĺž severného okraja neogénnej molasovej panvy. V západnej časti tejto zóny v pásme medzi Hubošovcami a Kapušanmi pozdĺž antiklinálnej štruktúry (kapušianske antiklinálne pásmo podľa Leška, 1956), označenej tiež ako kapušiansko-michalovská hrasť, prenikajú na povrch cez flyšové sedimenty kupolovité až lakolitové telesá andezitov (Buday, Matějka et al., 1964). V juhovýchodnej časti tejto štruktúry v severnej časti Slanských vrchov sú prevažne plytkointruzívne lakolitové telesá dioritových porfýrov odkryté denudačným zrezom.

Chronostratigrafické údaje: Podľa údajov rádiometrického datovania intruzívno-extruzívnych telies metódou FT sa získali údaje $12,0 \pm 0,4$ a $12,2 \pm 0,4$ MA. Zodpovedajú strednému sarmatu (Kaličiak a Repčok, 1987).

Oprava: Telesá dioritových porfýrov a extruzívne telesá viacerých petrografických typov vystupujúce na území listu Poprad sú označené ako neky (č. 399a). Správne označenie týchto telies na liste Poprad má byť č. 401a, b, c.

401a extruzívne dómy pyroxénického andezitu s amfibolom;

listy: 27 POPRAD; 38 MICHALOVCE

Do tejto skupiny podľa petrografického zloženia patria morfológicky výrazné domatické extrúzie Stráž (k. 740), Hôrka (k. 524) a teleso sz. od Fintíc. Andezit je celistvý, s hruboblokovou odlučnosťou. Jeho štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a zriedkavého amfibolu. Základná hmota je kryptokryštalická, miestami až mikrohypidiomorfne zrnitá. V okrajových častiach telies pozorujeme kontaktné účinky na okolité sedimenty so vznikom kontaktných minerálov asociácie kremeň, datolit, almandín a cordierit (Ďuďa et al., 1981).

401b extruzívne dómy pyroxénicko-amfibolického andezitu s granátom;

listy: 27 POPRAD; 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá Šarišský hrad (k. 570) a Maliniak (k. 596) predstavujú osobitý petrografický typ. Teleso Šarišského hradu pri Veľkom Šariši je situované j. od hlavného pásma s výstupom extruzívnych telies. Andezit je tmavosivý, celistvý, s nepravidelným blokovým rozpadom.

Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu, amfibolu a charakteristickými znakmi granátu (almandín) do veľkosti 1 – 2 cm. Základná hmota je mikrohypidiomorfne až mikroalotriomorfne zrnitá. Pri okrajoch telies sú xenolity zrohovcovatých sedimentov a porcelanitov s asociáciou novovzniknutých minerálov (andradit, rutil, kalcit, kremeň a sulfidy kovov; Ďuďa et al., 1981).

401c extrúzie až lakolity hyperstenicko-amfibolického andezitu;

listy: 27 POPRAD; 38 MICHALOVCE

Telesá tohto typu vystupujú v pozdĺžnej kapušianskej hrasti v pásme so sz.-jv. priebehom. Jednotlivé telesá sa vyznačujú nepravidelným eliptickým až výrazne orientovaným prierezom v smere SZ – JV, ktorý dokumentuje ich väzbu na zlomový systém. Andezit je svetlosivý, celistvý, porfýrický, s výrastlicami plagioklasu, amfibolu a hyperstenu. Základná hmota varíruje od kryptokryštalickej po pilotaxitickú až mikrohypidiomorfnú.

401d intrúzie (lakolity a silly) amfibolicko-pyroxénického dioritového porfýru;

listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Na území listu Svidník sú intruzívne telesá odkryté denudačným zrezom v jv. časti hrast'ovej štruktúry. Vyznačujú sa nepravidelným izometrickým prierezom (teleso Oblík) až eliptickým, v jednom smere pretiahnutým prierezom (teleso Maglovec). Intrúzie sa umiestnili pri rozhraní sedimentov spodného miocénu a spodného sarmatu v podobe ložných intrúzií typu sillov a lakolitov.

Hornina je tmavosivá, celistvá, s výraznými výrastlicami tmavých minerálov (Oblík). Pri okrajoch telies je miestami zbrekciovatá a pórovitá.

Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu a hyperstenu, menej častý je augit a amfibol. Základná hmota je holokryštalická, mikroalotriomorfne až hypidiomorfne zrnitá.

Brestovská formácia (stredný sarmat)

Brestovská formácia (podľa obce Brestov) zahŕňa extruzívne telesá (extruzívne dómy) amfibolicko-hyperstenických andezitov a epiklastické vulkanické horniny pochádzajúce z ich rozpadu (Kaličiak et al., 1984). Produkty formácie vystupujú na západnom svahu Slanských vrchov v priestore medzi Abranovcami, Brestovom a Kecerovcami.

Chronostratigrafické údaje: Produkty formácie sú uložené na sedimentoch spodného až stredného bádenu (mirkovské súvrstvie) a vrchného bádenu (klčovské súvrstvie). V nadloží sú produkty formácie prekryté horninami mladšieho, zlatobanského stratovulkánu vrchnosarmatského veku. Rádiometrický vek stanovený metódou FT je $12,1 \pm 0,3$ MA (Repčok in Kaličiak et al., 1987). Zodpovedá strednému sarmatu.

402a extruzívne dómy hyperstenického andezitu s amfibolom a extruzívne brekcie;

list: 38 MICHALOVCE

V území od Abranoviec po Opínú vystupuje skupina domatických extruzívnych telies, oddelených od seba výraznými zónami extruzívnych brekcií. Extruzívne brekcie v okrajových častiach domatických telies obsahujú časté xenolity zrohovcovatených sedimentov. Andezit je svetlosivý, celistvý až pórovitý, s nepravidelnou blokovou odlučnosťou, miestami s vertikálnou až stĺpcovou odlučnosťou.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas, hypersten a zriedkavý opacitizovaný amfibol. Základná hmota je mikropoikilitická, prevažne rekryštalizovaná.

Epiklastiká:

402b epiklastické vulkanické brekcie, hrubé až blokové; list: 38 MICHALOVCE

Rozšírené sú j. od skupiny extruzívnych telies až po obec Kecerovce. Hruboulomkové brekcie sú netriedené (chaotické), tvoria ich úlomky (do 20 – 30 cm) až bloky (do 0,8 m). Matrix je hrubozrnný, piesčitý, s drobnými úlomkami andezitu. Brekcie sú prevažne produktom masového transportu prostredníctvom laharov a úlomkových prúdov. V malom množstve je zastúpený nevulkanický materiál pochádzajúci zo starších hornín v podloží (kremence, pieskovce, kremeň a ojedinele vápence).

402c epiklastické vulkanické brekcie, drobné; list: 38 MICHALOVCE

V podloží chaotických brekcií je rozšírená fácia drobnoúlomkových epiklastických vulkanických brekcií so znakmi triedenia a zvrstvenia. Úlomkový materiál je subangulárny až angulárny, výraznejšie vytriedený. Tvorí ho prevažne hyperstenický andezit s amfibolom, v menšom zastúpení je materiál pyroxénického andezitu, zrohovcovatených ílovcov, pieskovcov a obliakov kremeňa. Brekcie sa lokálne striedajú s polohami zvrstvených epiklastických vulkanických pieskovcov.

Komplex Vinné (stredný sarmat)

Komplex Vinné (pomenovaný podľa obce Vinné) zahŕňa extruzívne telesá a extruzívne brekcie amfibolicko-hyperstenických až hyperstenicko-amfibolických andezitov v okolí Vinianskeho jazera na jz. úpätí Vihorlatských vrchov (Kaličiak et al., 1984, 1995; Žec et al., 1997). Prevažná časť komplexu je zakrytá pod stavbou mladšieho stratovulkánu Kyjov. Komplex Vinné vychádza na povrch aj spod stavby sarmatských vulkánov Kyjov, Sokolský potok a Morské oko na severných okrajoch Vihorlatských vrchov (v. od obce Porúbka, j. od obce Kamienka a j. od obce Modra nad Cirochou).

Chronostratigrafické údaje: Rádiometrickým datovaním extruzívnych telies (pri obci Trnava pri Laborci a v doline Voniarskeho potoka) metódou K/Ar sa získali údaje $12,0 \pm 0,5$ a $12,6 \pm 0,6$ MA (Peczky, 1997). Zodpovedajú spodnému až strednému sarmatu.

403a extruzívne dómy: hyperstenický andezit (\pm augit, \pm amfibol); list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá tohto typu vystupujú na povrch j. od Modry nad Cirochou a v doline Voniarskeho potoka. V nadloží ich prekrývajú lávové prúdy stratovulkánov Sokolský potok a Morské oko. Andezit je postihnutý atometamorfnými prejavmi (argilitizácia a hematitizácia). Odlučnosť je bloková, nepravidelná.

Výrastlice tvorí plagioklas (argilitizovaný) a hypersten. Ojedinele je prítomný augit a amfibol. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, s prejavmi hematitizácie a argilitizácie.

403b amfibolicko-hyperstenický až hyperstenicko-amfibolický andezit;

list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne dómy sú rozšírené pri južnom úpätí západného okraja Vihorlatských vrchov v pásme medzi Trnavou pri Laborci a Zemplínskou šíravou. Extruzívne telesá tvoria morfológicky výrazné kupolovité telesá prevyšujúce okolie asi o 150 m – Veľký Senderov (k. 310), Šutová (k. 319), Viniansky hrad (k. 325), Hôrka (k. 228) a ďalšie. Prierez extruzívnych telies je zhruba izometrický až nepravidelne eliptický, s rozmermi do 2 000 x 1 200 m (Veľký Senderov). Textúry fluidality sú prevažne strmé, často s vejárovitým rozložením.

Štruktúra je porfýrická, výrastlice tvorí plagioklas (1 – 3 mm; 25 – 30 %), hypersten (do 2 mm; 5 – 10 %) a amfibol (1 – 4 mm; 4 – 7 %). V niektorých telesách amfibol prevláda nad hyperstenom. Základná hmota v centrálnej časti je holokryštalická, mikroalotriomorfne zrnitá, v okrajových častiach telies prechádza do hyalopilitickej až mikrolitickej. Extruzívne telesá sú postihnuté autometamorfnými premenami. Prejavuje sa to argilitizáciou, hematitizáciou, chloritizáciou a karbonatizáciou výrastlíc a základnej hmoty, prípadne jej rekryštalizáciou.

403c extruzívne brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne brekcie tvoria široké zóny pri okrajoch extruzívnych telies, s ktorými sú späté postupnými prechodmi. Rozmery úlomkov až blokov varujú od niekoľko cm a dm do 0,5 až 5 m. Ohraničenie blokov od zrnitého matrixu je často neostré, orientácia blokov a ich rozloženie je chaotické. S narastajúcou vzdialenosťou od extruzívnych telies narastá objem zrnitej základnej hmoty s prechodom do uloženín hrubých až blokových brekcií epiklastického typu.

RYODACITOVÝ A RYOLITOVÝ VULKANIZMUS V CENTRÁLNEJ AŽ SEVERNEJ ČASTI NEOGÉNNEJ PANVY

Aktivitu acidného ryodacitovo-ryolitového vulkanizmu, prerušovanú etapami dočasného vulkanického pokoja, dokumentujú polohy ryodacitovo-ryolitových tufov s variabilnou hrúbkou. Sú uložené v morských sedimentoch nižnohrabovského, vranovského, zbudzského, lastomírskeho a klčovského súvrstvia. Okrem produktov explozívnej aktivity pozorujeme ojedinelé výstupy ryodacitových a ryolitových telies.

404a extruzívne telesá ryolitov s granátom (Michalovce, Lesné) (spodný bádén);

list: 38 MICHALOVCE

Pri severnom okraji Michaloviec v oblasti k. 163 vystupuje ryolitové teleso extruzívneho typu s rozmermi zhruba 1 000 x 250 m, orientované v smere S – J. Ryolit je svetlosivý až sivo-biely, s fluidálnymi textúrami so strmým priebehom. Odľučnosť je blokovaná až doskovitá. Južne od obce Lesné (asi 6 km sz. od Michaloviec) sú obnažené dve extruzívne ryolitové telesá kupolovitej formy. Ide o teleso Hôrka (k. 228) s izometrickým prierezom s priemerom asi 500 m a západnejšie situované teleso s nepravidelným eliptickým prierezom s rozmermi asi 1 200 x 500 m. Ryolit je svetlý, pórovitý, s blokovou odľučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas, ortoklas, biotit, amfibol a kremeň. Charakteristická je prítomnosť zrn granátu. Základná hmota je hyalínna, sčasti rekryštalizovaná.

Chronostratigrafické údaje: Výsledky rádiometrického datovania v intervale 15,2 – 14,0 mil. rokov (Kaličiak et al., 1991) zodpovedajú vrchnej časti spodného bádenu až strednému bádenu. Merlič a Spitzkovskaja (1974) publikovali rádiometrický vek $10,9 \pm 3$ mil. rokov, ktorý pre veľkú analytickú odchýlku nebol akceptovaný. Remanentný magnetizmus ryolitu pri Michalovciach je reverzný a nevykazuje žiadnu rotáciu (Nairn, 1967; Márton et al., 2000). Vass (2002) na základe tejto skutočnosti navrhuje jeho zaradenie do panónu.

Pyroklastiká:

404b *hrabovské ryodacitové tufy (spodný bádén);* list: 38 MICHALOVCE

Ryodacitové tufy tvoria vrchnú časť nižnohrabovského súvrstvia spodnobádenského veku. Na povrch vystupujú v nesúvislých reliktoch s. od Slanských vrchov. Tufy sú jemnozrnné, sivobiele až zelenkavé, sčasti bentonitizované.

V oblasti Vihorlatských vrchov vystupujú na povrch hrabovské tufy j. od obce Oreské. Hrabovské tufy, sčasti odkryté v zárezoch Sobraneckého potoka (Podhorodská voda) a Beňatinskej vody jz. od Podhorode, sú masívne, aleuriticko-pelitické, svetlosivé, zelenkavé. V spodnej časti sú stredno- až hrubozrnné, s úlomkami pemzy a kryštaloklastami živcov a biotitu. Zriedkavejšie sú zrná granátu. Celková hrúbka overená vrtom Boroľa-2 je 120 m (Gašpariková a Slávik, 1967). Na základe vyhodnotenia mikrofauny sú tufy zaradené do spodného bádenu. Primárny charakter tufov zastierajú procesy bentonitizácie a zeolitizácie.

404c *ryodacitové dajky a neky (Merník) (vrchný bádén);* list: 38 MICHALOVCE

V oblasti medzi Zámutomom, Komáranmi a Čičavou vystupujú na povrch intruzívne telesá ryodacitov v podobe pňov (resp. štokov), nekov a dajok s variabilnými rozmermi (kóty Urbársky les a Lipová). Okolo týchto telies je koncentricky usporiadaný roj ryodacitových dajok (Bačo, 1987). Telesá tvorí svetlý, sivobiely masívny ryodacit, v okrajových častiach nadobúda sklovitý a lokálne brekciovitý charakter. Telesá sú postihnuté hydrotermálnymi premenami (argilitizácia, silicifikácia, menej častá je sericitizácia a karbonatizácia; Ďud'a, Kaličiaková et al., 1987).

404d *extrúzie ryodacitov (Valenčica, Beňatina) (vrchný bádén);*

list: 38 MICHALOVCE

Južne od Zámutova je morfológicky výrazné extruzívne teleso ryodacitu kupolovitej formy (oblasť k. 432 Valenčica) s eliptickým prierezom s rozmermi 750 x 500 m. Ryolit je svetlosivý, ružovkastý, masívny, s prechodmi do páskovanej fluidálnej textúry. Štruktúra je porfýrická, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a ojedinele kremeňa. Základná hmota je trachytická až hyalopilitická.

Východne od obce Beňatina v zóne styku paleogénu a bradlového pásma vystupuje na povrch extruzívne teleso ryodacitu s dĺžkou asi 1 500 m, orientované v smere SZ – JV. Vo východnej časti teleso čiastočne prekrývajú produkty sarmatského vulkánu Popriečny. Ryodacit odkrytý v stenách miestneho kameňolomu je svetlý, autometamorfovaný, s hrubostĺpcovou odlučnosťou. Pri okrajoch je ryodacit tmavý (sklovitý), s fluidálnymi textúrami so strmým priebehom a prechádza do okrajovej brekcie s častými úlomkami paleogénnych sedimentov (peperitová brekcia).

Ryodacit je riedko porfýrický, výrastlice živcov (do 1,5 mm) tvoria asi 5 – 8 % a kremeňa do 1 – 2 %. Základná hmota je mikroliticko-felzitická, s drobnými lištami plagioklasu a biotitu.

Chronostratigrafické údaje: Výsledky rádiometrického datovania metódou K/Ar $12,0 \pm 0,5$ MA poukazujú na stredný sarmat (Peczky et al., 1997). Za reálny vek sa považuje vrchný bádén.

NEOVULKANITY ZEMPLÍNSKYCH VRCHOV A JUŽNEJ ČASTI NEOGÉNNEJ PANVY

Vulkanická aktivita v oblasti Zemplínskych vrchov prebiehala v relatívne dlhom časovom intervale (od spodného bádenu až do vrchného sarmatu) s koncentráciou na území pomerne malého rozsahu. Vulkanizmus sa vyznačoval bimodálnym charakterom – striedali sa erupcie láv intermediárneho andezitového zloženia a acidných láv ryodacitovo-ryolitového typu. Vulkanická aktivita prebiehala prevažne v subakválnom morskom prostredí epikontinentálneho typu. Vulka-

nické komplexy sčasti vystupujú na povrch, a to pri okrajoch zemplínskej hrasti. V prevažnej časti sú však poklesnuté do väčšej hĺbky a pochované pod neogénno-kvartérnymi sedimentmi Východoslovenskej nížiny. Ich prítomnosť preukázali štruktúrne vrty.

Vrchný sarmat

V období vrchného sarmatu v priestore Zemplínskych vrchov pokračovali efúzie láv bazaltických pyroxénických andezitov. Lávové prúdy pri efúziách do vodného prostredia podliehali brekciácii hyaloklastitového typu.

Hyaloklastity:

405a lávové prúdy bazaltických pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

Pri východnom okraji Zemplínskych vrchov v priestore medzi Kašovom a Zemplínom, pri Strede nad Bodrogom a z. od obce Bara vystupujú reliktové lávové prúdy bazaltických andezitov. Lávové prúdy s priemernou hrúbkou 20–30 m (max. do 50 m) tvoria celistvý andezit s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Andezit je drobnoporfýrický, sivočierny. Výrastlice tvoria plagioklas (do 1,5 mm; asi 25–30 %), hypersten (do 2 mm; asi 5–8 %) a augit (do 0,5 mm; asi 3–5 %). Základná hmota je mikrolitická až mikroliticko-pilotaxitická.

405b hyaloklastitové brekcie; list: 38 MICHALOVCE

V spodnej a vrchnej časti a pri okrajoch lávových prúdov sú nesúvislé pásma brekcií hyaloklastitového typu. Sú pre ne charakteristické znaky rozpadu na sklovité angulárne úlomky až bloky a zrnitý matrix, ktorý je výraznejšie palagonitizovaný (nadobúda pestré zelené, žlté a hnedé sfarbenie). Hyaloklastitová brekciácia postihuje najmä okrajové časti lávového prúdu v oblasti k. 257 Vlčia hora (sz. od Cejkova). Vo vrchnej časti lávového prúdu pri Strede nad Bodrogom je prechod do hyaloklastitovej brekcie s angulárnymi úlomkami sklovitého čierneho andezitu so zrnitým palagonitizovaným matrixom.

Chronostratigrafické údaje: Stratigrafické zaradenie do vrchného sarmatu vyplýva zo superpozície andezitov v nadloží ryolitových vulkanoklastík strednosarmatského veku pri Strede nad Bodrogom. Rádiometrický vek andezitu zo Stredu nad Bodrogom 12,65 MA poukazuje na spodný, resp. až stredný sarmat (Ďurica et al., 1978).

Stredný sarmat

Počas stredného sarmatu sa v priestore Zemplínskych vrchov prejavil explozívno-extruzívny ryolitový vulkanizmus. Vývoj domatických extruzívnych telies a depozícia produktov explozívneho vulkanizmu (prevažne v podobe pemzových tufov) prebiehal v plytkovodnom morskom prostredí.

406a ryolitové extrúzie a ich brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Rozsiahla ryolitová extrúzia vystupuje v južnej časti Zemplínskych vrchov medzi obcami Viničky a Malá Bara. Ďalšie extruzívne ryolitové telesá v podobe výrazných kupolovitých foriem vystupujú v pohraničnej zóne s Maďarskom od Byšty po jazero Izra (k. 669,8 Zlodejská, k. 450,0 jv. od jazera Izra a k. 619,0 Lipovec). Extruzívne telesá prechádzajú do hrubých lávových prúdov a prerážajú cez ne dajky a neky ryolitov a dacitov. Extruzívne teleso pri Viničkách tvorí svetlosivý až ružový, mierne pórovitý ryolit s blokovou odlučnosťou. Vo východnej časti telesa je výrazná fluidalita s doskovitou odlučnosťou. V okrajovej časti telesa j. od Malej Bary a pri Viničkách sú prítomné sklovité variety ryolitu s prechodmi do sklovitých brekcií s perlitom a obsidiánom. Ryolit sa vyznačuje afanitickou štruktúrou s drobnými lištami plagioklasu a biotitu. Základná hmota je vo vnútornej časti telesa felzitická, pri okrajoch prechádza do felziticko-sférolitickej až sklovitej (hyalínnej). Extruzívne teleso v smere na SZ až JZ prechádza do hrubého lávového prúdu s hrúbkou okolo 50 m.

Ryolitové telesá v prihraničnej oblasti kóty Zlodejská a k. 520,0 sú stredno- až hruboporfýrické, s výrastlicami plagioklasu (do 5 mm), kremeňa a biotitu, menej častý je amfíbol a ortoklas. Základná hmota je hyalopilitická, výrazne rekryštalizovaná. Ryolit od Byšty (k. 619) je svetlý, celistvý, miestami pórovitý, s výrastlicami plagioklasu, kremeňa, biotitu a ojedinele hyperstenu. Základná hmota je felzitická až hyalopilitická.

406b ryolitové neky a štoky; list: 38 MICHALOVCE

Severozápadne od Byšty vystupuje štokové teleso s nepravidelným prierezom. Sprevádzajú ho menšie telesá s izometrickým prierezom (neky). Ryolit je celistvý, miestami pórovitý, pri okrajoch telies zbrekčovatený, s rozpadom na angulárne úlomky.

Epiklastiká a pyroklastiká:

406c ryolitové epiklastiká a redeponované ryolitové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Ryolitové epiklastiká odkryté v lome pri Strede nad Bodrogom tvoria v spodnej časti zvrstvené epiklastické vulkanické pieskovce a konglomeráty a redeponované tufy s úlomkami ryolitov a obsidiánov. Vo vrchnej časti sú vrstvy deformované v dôsledku podmorských sklzov. Ryolitové tufy v nadloží pelitických sedimentov bádenu a spodného sarmatu vystupujú na povrch medzi obcami Kuzmice, Kazimír a Lastovce. Pemzové tufy tvorené fragmentmi pemzy (do 3 až 4 cm), s intraklastami ílovcov a andezitov sa striedajú s polohami jemnozrnných tufov.

406d bentonitizované ryolitové tufy – bentonity; list: 38 MICHALOVCE

Ryolitové tufy sú miestami silne bentonitizované a vytvárajú bentonitové telesá priemyselného významu (Kuzmice, Lastovce). Bentonity vznikajú rozkladom sopečného skla účinkom migrujúcich spodných vôd.

Chronostratigrafické údaje: Strednosarmatský vek produktov ryolitového vulkanizmu vyplýva zo superpozičných vzťahov (ryolitových tufov) v nadloží spodnosarmatských (eventuálne až strednosarmatských) sedimentov v oblasti obcí Kuzmice, Lastovce a Kazimír. Rádiometrický vek extrúzie v oblasti k. Zlodejská $12,6 \pm 0,5$ MA (Peczka et al., 1986) zodpovedá spodnému sarmatu. Naproti tomu, rádiometrický vek zistený z oblasti k. Lipová hora a Babia hora $11,4 \pm 0,3$ a $11,2 \pm 0,5$ MA (Peczka, l. c.) poukazuje až na spodný panón.

Spodný sarmat

V období spodného sarmatu bol vo východnej a južnej časti Zemplínskych vrchov a v priestore sedimentačného bazénu v. od Zemplínskych vrchov (Čičarovce) aktívny vulkanizmus pyroxénických andezitov. Lávové efúzie a extrúzie sa uskutočnili v plytkovodnom prostredí brakického typu.

407a lávové prúdy pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Pri východnom okraji Zemplínskych vrchov v okolí Brekova, Sirníka (k. 237 – 238), Cejkova a v. od Stredu nad Bodrogom (v oblasti k. 277 Tarbucka) vystupujú na povrch pomerne rozsiahle reliktové lávové prúdy pyroxénických andezitov. Petrografickým zložením zodpovedajú hyperstenickým andezitom s variabilným zastúpením amfíbolu, biotitu a kremeňa. Základná hmota je pilotaxitická až hyalopilitická. V spodnej a vrchnej časti lávových prúdov je prechod do hyaloklastitových brekcií. Brekcie sú lokálne postihnuté silicifikáciou so vznikom chalcedónu, jaspisu a opálu.

407b extruzívne telesá pyroxénických andezitov a ich brekcie; list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá priestorovo asociujúce s lávovými prúdmi tvoria kupolovité formy s. od Brehova (k. 272 Veľký vrch), sz. od Somotora (k. Vřšok) a sv. od Stredu nad Bodrogom (k. 161 Roháč). Petrografické zloženie zodpovedá hyperstenickým až augiticko-hyperstenickým andezi-

tom s variabilným obsahom amfibolu, biotitu a kremeňa. Základná hmota je felziticko-pilotaxitická až mikroliticko-pilotaxitická.

Vnútročné časti telies tvorí celistvý až mierne pórovitý andezit s nepravidelne blokovou odlučnosťou, prípadne až stĺpcovou odlučnosťou. V prípade telesa Veľký vrch (s. od Brehova) je na jv., j. až jz. strane pásma hyaloklastitových brekcií s angulárnymi úlomkami až blokmi sklovitého, často pórovitého andezitu s prejavmi montmorillonitizácie. Podobný typ brekciácie pozorujeme aj v prípade telesa v oblasti kóty Vršok (sz. od Somatora). V prípade telesa v oblasti kóty Roháč (sv. od Stredy nad Bodrogom) textúry fluidality s vejárovitou stavbou zodpovedajú extrúzií domatického typu.

Chronostratigrafické údaje: Komplex lávových prúdov extrúzií pyroxénických andezitov je na základe superpozičných vzťahov zaradený do spodného sarmatu. V prospech tejto skutočnosti svedčí pozícia lávového prúdu v nadloží starších, neskorobádenských ryodacitových extrúzií medzi Stredou nad Bodrogom a Kamencom.

Vrchný bádén

Koncom bádenu v oblasti Zemplínskych vrchov a prilahlých oblastí sa intenzívne prejavil acidný ryodacitový explozívno-extruzívny vulkanizmus.

Extrúzie, lávové prúdy:

408a extrúzie hruboporfýrického ryodacitu; list: 38 MICHALOVCE

Rozsiahle extruzívne teleso ryodacitu vystupuje na povrch v rámci čiastkovej hrasti jv. od Zemplínskych vrchov medzi obcami Streda nad Bodrogom, Veľký Kamenec a Malý Kamenec. Extruzívne teleso tvorí svetlosivý až ružový hruboporfýrický ryodacit s blokovou odlučnosťou.

Výrastlice tvorí plagioklas (1 – 4 mm; asi 25 – 30 %), kremeň (1 – 4 mm; 5 – 10 %; korodovaný), amfibol (0,5 – 2 mm; 1 – 3 %; opacitizovaný), biotit (0,5 – 1,5 mm; 1 – 2 %) a ojedinelý chloritizovaný hypersten. Základná hmota je felzitická, sférolitická, zastretá hematitovým pigmentom. Extruzívne teleso podobného typu vystupuje pri Zemplíne.

408b extrúzie a lávové prúdy drobnoporfýrického ryodacitu; list: 38 MICHALOVCE

Extruzívne telesá vytvárajú pri východnom okraji zemplínskej hrasti nesúvislý rad sčasti vypreparovaných telies (Hrčeľ, Kašov a Cejkov). Externe je situované teleso pri sz. okraji hrasti (j. od obce Veľaty). Charakteristickým znakom sú intenzívne hydrotermálne premeny, najmä silicifikácia a adularizácia so vznikom silicifikovaných ryodacitových brekcií postihnutých draselnou metasomatózou a brekcií sekundárnych kvarcitov.

Ryodacitové teleso j. od obce Hrčeľ vystupuje v prostredí paleozoických hornín. Pri západnom okraji je zóna drvenia a brekciácie v smere S – J, sprevádzaná intenzívnou silicifikáciou a známkami sulfidickej mineralizácie.

Morfológia a textúry telesa sz. od Kašova (k. 279 Štrekov) poukazujú na formu extruzívneho typu, teleso jv. od Kašova vystupujúce v prostredí tufov zodpovedá extrúzií s prechodom do lávového prúdu. Ryodacit je afanitický až drobnoporfýrický, výrastlice plagioklasu (do 1,6 mm) tvoria 8 – 10 %, ojedinele je prítomný hypersten (do 1 mm). Základná hmota je felziticko-pilotaxitická.

V oblasti situovanej západne sú v prostredí paleozoických hornín drobné prieniky silicifikovaného a argilitizovaného ryodacitu viazané na s.-j. zlomy. Ryodacitové teleso vystupujúce j. od obce Cejkov predstavuje extrúziu s prechodom do lávového prúdu.

Vulkanoklastiká:

408c redeponované ryodacitové vulkanoklastiká; list: 38 MICHALOVCE

Západne od obce Zemplín v nadloží intenzívne hydrotermálne premeneného extruzívneho telesa sú uložené ryodacitové vulkanoklastiká so znakmi redepozície. Vulkanoklastiká

s pestrým sfarbením (zelené, hnedé a červené) sú zložené z opracovaných úlomkov silicifikovaných ryodacitov postihnutých draselnou metasomatózou, zriedkavejšie sú úlomky granitových porfýrov a sekundárnych kvarcitov. Úlomkový materiál tvorí 50 – 70 %. Matrix je tufový, silne zeolitizovaný, nontronitizovaný a silicifikovaný. Redeponované vulkanoklastiká sú produktmi hydrotermálnych explózií, pri ktorých nastávala deštrukcia hydrotermálneho systému vrátane príľahlých vrchných častí extruzívneho telesa postihnutého hydrotermálnymi premenami. Hydrotermálno-explozívna aktivita prebiehala v plytkovodnom morskom prostredí. Hematitizované horizonty v redeponovaných vulkanoklastikách s polohami jaspisov sú výsledkom pokračujúcej exhaláčnej činnosti hydrotermálnych centier. S brekciami sú späté prejavy epigenetickej hematitizácie.

408d ryodacitové pemzové tufy; list: 38 MICHALOVCE

Tvoria denudačné reliktu v podobe izolovaných telies na západnej strane Zemplínskych vrchov (oblasť Veľkej Bary, Veľkej a Malej Trne, Čerhova a Luhyne). Na východnej strane Zemplínskych vrchov vystupujú reliktu tufov pri Kašove a Cejkove.

Pemzové tufy sú prevažne chaotické, nevytriedené, predstavujú produkty podmorských sklzov. Podobné textúry sú prítomné aj v tufových horizontoch pri Kašove a Cejkove. S polohami chaotických tufov pri Kašove asociujú jemnozrnné lavicovité tufové telesá so slabým vytriedením. Považujú sa za produkty masového transportu prostredníctvom turbiditov.

Stredný bádén

Pyroklastiká:

409a ryodacitové pemzové tufy a redeponované tufy; list: 38 MICHALOVCE

V okolí Kráľovského Chlmca v podloží efuzívneho andezitového komplexu v. od obce Svätušie vystupujú polohy ryodacitových tufov. V spodnej úrovni povrchových odkryvov sú uložené svetlosivé pemzové tufy so znakmi redepozície (známky triedenia a zvrstvenia). Úlomky pemzy, sčasti zaoblené, tvoria asi 60 %. Litoklasty tvoria úlomky vulkanického skla (sčasti devitrifikovaného) a drobné úlomky ryodacitu. Matrix je zrnitý, zložený z drobných úlomkov pemzy a kryštaloklastov plagioklasu a zriedkavejšieho kremeňa.

V nadloží redeponovaných tufov sú uložené pemzové tufy typu pemzových pyroklastických prúdov. Dominantne ich tvoria úlomky pemzy (asi 90 – 95 %).

409b redeponované andezitové tufy; list: 38 MICHALOVCE

V nadloží ryodacitových tufov v. od obce Svätušie a v bezprostrednom podloží lávových prúdov pyroxénických andezitov sú uložené triedené (redeponované) andezitové tufy s ojedinelými úlomkami pemzy do 2 – 3 cm. Pri kontakte s nadložnými lávovými prúdmi sú tufy vypálené (sfarbené do červena).

410 lávové prúdy pyroxénických andezitov; list: 38 MICHALOVCE

V priestore medzi Kráľovským Chlmcom, obcou Svätušie a Malý Horeš v povrchových odkryvoch vystupujú reliktu rozsiahlejšieho efuzívneho komplexu. Lávové prúdy s hrúbkou od niekoľko metrov do 20 – 30 m tvoria hrubý komplex s celkovou hrúbkou do 200 m. Lávové prúdy sa vyznačujú brekciáciou, najmä v bazálnej časti. Petrograficky tvoria dve základné variety: a) hyperstenicko-augitické andezity; b) augiticko-hyperstenické andezity (Dublan a Lexa in Baňacký et al., 1981). Efuzívny komplex vystupuje na povrch v rámci čiastkovej hrasti vymedzenej zlomami prevažne smeru SZ – JV a priečnymi zlomami smeru SV – JZ.

Efuzívny komplex pyroxénických andezitov a redeponované andezitové tufy a ryodacitové tufy v ich podloží korelujeme s hrubým pochovaným komplexom pyroxénických andezitov, ryodacitov, ryolitov a tufov. Sú overené vrtom Zatin-1. Komplex má stredno- až vrchnobádenský vek.

SEDIMENTY PALEOGÉNU A VRCHNEJ KRIEDY

BUDÍNSKY PALEOGÉN (eocén – miocén)

Lučenské súvrstvie (eger):

411a *bretčianske vrstvy: vápenca s organickým detritom, brekcie a zlepenca*; list: 37 KOŠICE

Názov je odvodený od obce Bretka s. od Tornale na sv. okraji Rimavskej kotliny. Túto litostratigrafickú jednotku definoval Seneš in Báldi a Seneš (1975), ale ako súvrstvie, t. j. jednotku vyššieho rádu (Bretka Formation). Ako súvrstvie ju opisujú aj niektorí maďarskí autori (Báldi, 1986; Nagymarosy in Gyalog, 1996). Ide však o jednotku, významom aj rozsahom podobnú napr. budikovianskym vrstvám a obe sú členom lučenského súvrstvia (Vass a Elečko, 1982).

Bretčianske vrstvy pozostávajú zo sivého vápenca s mikrobrekciovitou štruktúrou (Báldi, 1986), brekcie a zlepenca. Obsahujú makroskopicky viditeľnú morskú faunu, lastúry mäkkýšov. Sú to príbrežné, litorálne, sčasti útesové sedimenty Budínskej panvy. Stratotypový profil je na sz. okraji obce Bretka a pod ruinami kostola v samotnej obci. Vrstvy ležia transgresívne a diskordantne na predterciérnom podloží a sú zakryté séčenským šlírom. Ich hrúbka kolíše od 0,5 do 30 m. Sú rozšírené v severnej časti Rimavskej kotliny a v Maďarsku na úpätí Aggtelek – Rudabánskych vrchov. Bretčianske vrstvy majú vrchnoegerský vek. Obsahujú morskú teplomilnú faunu veľkých foraminifer a ďalšie fosílie: riasy, bryozoá, echinoidy a i. Veľké foraminifery umožňujú zaradiť bretčianske vrstvy do vrchnej časti chronostratigrafického stupňa eger, ktorá podľa viacerých autorov prináleží už k spodnému miocénu. Nové nálezy nanoplanktónu v bretčianskych vrstvách a stronciový vek 19,6 Ma (Kráľ, 2000a, in Vass et al., 2003) vápnitých schránok morských fosílií z bretčianskych vrstiev naznačujú, že tieto vrstvy možno korelovať s egenburgom. Potom by boli členom fiľakovského súvrstvia.

Ojedinelé exempláre *Discoaster drugii* sa našli aj vo vrchnej časti lučenského súvrstvia pri Veľkej Vsi sz. od Lučenca (Holcová in Vass et al., 2004). Stronciový vek budínskeho paleogénu na j. Slovensku je systematicky mladší, než by mal byť podľa numerickej časovej škály Berggrena et al. (1995).

411b *séčenský šlír: monotónne rozpadavé vápnité prachovce s bridličnatým (šlírovým) rozpadom*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Séčenský (szécsénsky) šlír predstavuje hlavnú masu sedimentov lučenského súvrstvia. Na južnom Slovensku bol šlír opísaný ako lučenské vrstvy (Seneš in Andrusov, 1965). Neskôr boli vrstvy redefinované ako lučenské súvrstvie (Vass a Elečko, 1982) a po rozšírení tohto súvrstvia o ďalšie členy sa neformálne označovali ako sedimenty šlírového charakteru (Vass a Elečko in Vass a Elečko et al., 1989). Nakoniec bol akceptovaný názov používaný v Maďarsku, séčenský šlír (Szécsény Schlier; Báldi, 1971; Hámor, 1985).

Litologicky je veľmi monotónny. Ide o rozpadavý vápnitý prachovec sivej, modrosivej a v zvetranom stave hnedej farby s typickým bridličnatým (šlírovým) rozpadom. Sú v ňom lavice pevného vápnitého prachovca. Sporadicky sa vyskytujú vložky vápnitého prachového ílovca a prachového pieskovca. Hrubšie polohy jemnozrnného rozpadavého pieskovca/piesku sa vyskytujú v spodnej a vrchnej časti vrstiev. Podľa Báldiho analýzy mäkkýšov (1986) séčenský šlír vznikol na šelfe otvoreného mora s normálnou salinitou až miernou hyposalinitou v hĺbke 150 až 200 m. Spodná časť vodného stĺpca bola dobre okysličovaná a dobre vetraná. Foraminiferové spoločenstvá poukazujú na väčšiu hĺbku panvy – na plytký batyál [Kantorová, 1981 – 1985; fide Vass a Elečko (eds.), 1992; Šutovská, 1990].

Séčenský šlír leží na bazálnych členoch lučenského súvrstvia (na panických a budikovianskych vrstvách). Na veľkých plochách Lučenskej a Rimavskej kotliny vystupuje na povrch, resp. je zakrytý iba sedimentmi kvartéru. Predpokladaná maximálna hrúbka vrstiev je až do 1 200 m [Vass a Elečko (eds.), 1989, 1992]. Vek séčenských vrstiev je eger (vrchný oligocén – spodný miocén).

Vrstvy obsahujú bohatú faunu mäkkýšov, foraminifer a vápnitý nanoplanktón zóny NP 25 a NN 1. Hojně sú aj sporomorfy [Ondrejčíková, Kantorová, Tuba, Šutovská, Lehotayová, Snopková, Planderová – v početných publikovaných prácach a manuskriptoch citovaných Vassom a Elečkom et al. (1989; eds., 1992)]. Fauna i flóra, ale obzvlášť vápnitý nanoplanktón, potvrdzujú egerský vek.

411c *budikovianske vrstvy: organogénne vápence, drobnozrnné zlepenca a vápnité pieskovce;*
list: 37 KOŠICE

Budikovianske vrstvy (Vass a Elečko, 1982) neformálne opísal Seneš (in Steininger et al., 1975) ako bazálne bioklastické vápence egerskej formácie.

Sú to organogénne vápence a drobnozrnné zlepenca prechádzajúce do vápnitých pieskov s hojným výskytom litotamnií a veľkých foraminifer. Vznikli v litorálnom prostredí transgredujúceho mora. Vrstvy ležia transgresívne a diskordantne na predterciálnom podloží (na triasových karbonátoch) alebo konkordantne na panických vrstvách. Hrúbka kolíše od 2 do 11,4 m. Sú rozšírené v severnej časti Rimavskej a Lučenskej kotliny. Vek vrstiev – eger (vrchný oligocén – spodný miocén) – je doložený veľkými foraminiferami [Papp in Steininger et al., 1975; Vaňová in Vass a Elečko (eds.), 1992].

411d *opatovské vrstvy: vápnitý prachovec s polohami rozpadavého pieskovca, lavice štrku/zlepenca, pestré íly a uhoľné sloje;* list: 46 LUČENEC

Sú rozšírené v západnej a strednej časti Ipeľskej kotliny. Dominantný litotyp vrstiev je sivý vápnitý rozpadavý prachovec striedajúci sa s polohami rozpadavého pieskovca, miestami s utopenými štrkovými obliakmi. V profile sú prítomné aj lavice štrku/rozpadavého zlepenca, ktorých hrúbka smerom nahor narastá. To dáva opatovským vrstvám charakter inverznej gradácie zrnitosti. Okrem toho sú prítomné aj polohy pestrofarebného a sivého ílu a uhoľné sloje nevelkej hrúbky.

Opatovské vrstvy ležia na séčenskom šlíre a v okolí stratotypovej lokality sú skrytiskordantne zakryté d'armotskými vrstvami fil'akovského súvrstvia (egenburg). Hrúbka vrstiev je okolo 200 m. Za relikt opatovských vrstiev možno považovať pestrofarebný vápnitý ílovec a prachovec ležiaci na séčenských vrstvách pri Nových Honoch v Lučenskej kotline.

Vrstvy obsahujú morské hyposalinické spoločenstvá mäkkýšov (Seneš, 1952a, b). Prítomné sú bentické spoločenstvá foraminifer. Spoločenstvá vápnitej nanoflóry sú chudobné a obsahujú sprievodné druhy zón NP 24 a 25. Makroflóra (odtlačky a zuhoľnatené listy) má teplomilný (subtropický) charakter s prevahou *cinamomoidných* typov (Šutovská-Holcová et al., 1993; Němejc, 1967). Fauna aj flóra poukazujú na egerský vek (t. j. spodný miocén).

Prostredím vzniku bola delta progradujúca do Budínskej panvy, signalizujúcej jej zánik. V opatovských vrstvách možno odlišiť sedimenty paleodelty, čela delty, deltového kužeľa a deltovej plošiny (Šutovská-Holcová et al., 1993).

411e *kováčovský piesok: piesky a rozpadavé pieskovce, polohy ílu;*
list: 46 LUČENEC

Je zastúpený v oblasti neovulkanitov Burdy. Je to prevažne piesok a rozpadavý pieskovec s polohami vápnitého ílu. Vápnitý íl tvorí aj vrchnú časť vrstiev. Vyskytujú sa aj polohy štrku, resp. rozpadavého zlepenca (Seneš, 1958; Vass, 2002).

Kováčovský piesok sa postupne vyvíja zo séčenskeho šlíru, podobne ako opatovské vrstvy v Ipeľskej kotline. Je zakrytý vulkanoklastikami Burdy bádenského veku. Hrúbka kováčovského piesku na slovenskom území v okolí Štúrova je okolo 180 m. Je rozšírený východne od Štúrova a zakrytý kvartérom aj v južnej časti Štúrova.

V piesku sa nachádza bohatá fauna mäkkýšov (Seneš, 1958). Vek kováčovského piesku je eger. Vass (in Keith et al., 1994) ho považuje za najvyšší člen lučenského súvrstvia.

Kováčovský piesok buduje pravdepodobne deltové teleso. Delta progradovala do Budínskej panvy a signalizovala jej zánik.

412 Šomodské súvrstvie: sivé lavicovité alebo masívne sladkovodné vápence (eocén – oligocén); list: 37 KOŠICE

V Turnianskej kotline pri obci Drienovec sú v nevelkom plošnom výstupe odkryté najvrchnejšie polohy šomodského súvrstvia. Na povrch vystupujú sladkovodné vápence oligocénneho veku. Celková hrúbka súvrstvia je viac ako 500 m. Na základe vrtných prác sa potvrdil široký stratigrafický diapazón, eocén – oligocén. Prostredie vzniku sa menilo od bázy nahor v regresívnom slede (morské lagunárne fácie, riečne korytové fácie, sedimenty bahenných prúdov a sklzov, jazerné, resp. močiarne sedimenty).

Šomodské súvrstvie opísali Vass et al. (1994). Je litologicky veľmi pestré, ale je zachované, resp. rozšírené na malom území pri obci Drienovec. Báza súvrstvia nie je známa, ale k bazálnej časti azda patrí laminovaný vápenec (vrt VD-2; Barkáč et al., 1985; striedajú sa laminy svetlosivého vápenca s laminami tmavého ílovca, hrúbka lamín je do 2 mm), resp. hornina podobná alginitu (olejová bridlica; Zlocha, 1989; Milička a Vass, 2001). Vznikli v morskej príbrežnej lagúne za pobrežnými valmi a bariérovými ostrovmi na karbonatickom šelfe. Pravdepodobne laterálnym ekvivalentom je tmavosivý celistvý vápenec s laminami, ale aj slojmi lesklého uhlia, hrubými niekoľko desiatok cm až meter. Aj tieto vápence vznikli v morskej lagúne, kde občas dominovalo paludálne prostredie. Vyššie ležia cyklicky usporiadané hrubodetritické sedimenty – extraformačný, prevažne gradačne zvrstvený zlepenec s podpornou obliakovou textúrou na bázach cyklov, stmelený karbonatickým alebo kremitým tmelom. Zloženie obliakov je pestré, lokálnej proveniencie. Uprostred zlepenca sú lavice sladkovodného vápenca (do 3 m). Ide o sedimenty dnovej riečnej akumulácie. Vápence indikujú občasné jazerné prostredie. Riečne sedimenty uzatvárajú pestrofarebné piesčito-pelitické vrstvy s laminkami, ale aj slojmi lesklého uhlia (v minulosti ťažené v bani Bianka). Sú to sedimenty riečnych valov a aluviálnej nivy s močiarimi, v ktorých vznikalo uhlie. Uprostred riečnych sedimentov sú polohy „pebbly mudstone“, zle triedené ílovce až prachovce s utopenými obliakmi a klastami s pestrým petrografickým zložením lokálnej proveniencie. Sú to uloženiny bahenných prúdov, resp. sklzov.

Najvyššiu časť súvrstvia tvorí sladkovodný masívny vápenec béžovej farby s polohami tmavosivého organodetritického vápenca (úlomky sladkovodných mäkkýšov) a so zriedkavými laminkami lesklého uhlia. Ide zrejme o jazerné sedimenty.

Vek súvrstvia je eocén až oligocén.

Napriek početným nálezom organických zvyškov, z ktorých väčšina však nemá užšiu biostratigrafickú hodnotu, vek šomodského súvrstvia nemožno spoľahlivo dokázať, resp. presnejšie špecifikovať. Nálezy rekryštalizovaných kokolitov včítane *Coccolithus cf. pelagicus* s prvým objavením v paleogéne (Zlocha a Radócz, 1987; Zlocha, 1989), paleogénne foraminifery (Samuel a Gašpariková, 1983), sladkovodné až brakické spoločenstvo fauny (Löczy in Papp, 1915) s druhmi opísanými aj v eocéne v uhl'onosnom súvrství Dorogskej panvy (Bůžek et al., 1989), eocénny, resp. až paleocénny charakter makroflóry (Bůžek et al., 1987) poukazujú na eocénny vek súvrstvia. Spoločenstvá sporomorfov zo spodnej a strednej časti súvrstvia majú eocénno-oligocénny charakter, vo vrchnej časti súvrstvia sa našli oligocénne sporomorfy (Pacltová in Fusán et al., 1962; Snopková, 1987).

PODTATRANSKÁ SKUPINA (eocén – miocén)

413a polymiktné štrky/zlepence, piesky/pieskovce, prachovce a ílovce (?vrchný oligocén – ?spodný miocén); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pod označením štrkovo-piesčitá litofácia horehronskeho vývoja ich vymedzili Pulec et al. (1967) v južnom a východnom okolí Brezna. Vystupujú v nadloží hutianskeho súvrstvia.

Pelitickú a aleuritickú zložku zastupujú slabo spevnené svetlosivé ílovce až prachovce. Miestami sa nepravidelne prevrstvujú s pieskami a štrkami. Psamitickú zložku zastupuje žltohnedý stredno- až hrubozrnný piesok. Lokálne sa vyskytujú polohy jemnozrnného piesku a šošovky relatívne spevnených stredno- až hrubozrnných pieskovcov. Psefitickú zložku zastu-

pujú hrubolavicovité (2 – 3 m) drobn-, stredno- až hrubozrnné polymiktné štrky. Lokálne sa vyskytujú lavice hrubozrnného zlepenca a šošovky drobnozrnných brekcií. Uvedené sedimenty možno označiť za subakvatické až subaerické sedimenty s dominujúcim prínosom klastického materiálu zo severu.

Z ílovcových polôh z južného okolia Brezna pochádza stredno- až spodnooligocénna tropická makroflóra (Sitár, 1965; Němejč, 1967; Sitár a Kvaček, 1993) a sporomorfy oligocénno-miocénneho močiarného fytopoloženstva (Planderová in Pulec et al., 1967).

413b vajskovské zlepenca (kontinentálne sedimenty): červené karbonátové zlepenca (?vrchný oligocén – ?spodný miocén); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vajskovské zlepenca (Biely a Samuel, 1982) sú červeno sfarbené karbonátové zlepenca z okolia Dolnej Lehoty, ktoré sú známe už dlhší čas (Štúr, 1868; Kettner, 1940; Pulec et al., 1967). Väčšina autorov ich pokladala za kontinentálne sedimenty vrchnej kriedy až paleogénu, resp. miocénu. Biely (in Biely et al., 1997) na základe mikrofauny a nanoplanktónu z vrto v okolí Dolnej Lehoty (Gašpariková, 1983) zaradil vajskovské zlepenca do ?oligocénu až miocénu.

Dominujúcim litotypom sú doskovité až lavicovité (0,1 – 1 m), jemno- až strednozrnné dolomitové zlepenca (miestami až brekcie). Zlepenca sú nepravidelne zvrstvené, miestami sa v nich vyskytujú doskovité červené strednozrnné pieskovce a výnimočne tenké preplástky ílovcov. Najväčšia hrúbka zlepenca, 313 m, sa zistila vo vrte NTK-3.

414 bielopotocké súvrstvie, konské pieskovce, chrenovecké a podrematské vrstvy: stredno- až hrubozrnné pieskovce >> zlepenca, prachovce a ílovce; a) zlepenca; b) polohy ílovcov (vrchný priabón – spodný miocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pieskovcové **bielopotocké súvrstvie** (Gross et al., 1984) je najvyššie súvrstvie vnútrokarpatského paleogénneho sedimentačného cyklu. Vystupuje na rozsiahlej ploche Skorušinských vrchov a v Levočských vrchoch.

Súvrstvie pozostáva z monotónneho komplexu pieskovcov, prerušovaných tenkými polohami nevápntých ílovcov a telesami polymiktných zlepenca, resp. parazlepenca.

Pieskovce sú lavicovité až hrubolavicovité (50 – 200 až 300 – 750 cm), modrosivej farby, homogénne alebo gradačne a nepravidelne zvrstvené (interval T_a , T_b , ojedinele T_c). Prevládajú droby, drobové pieskovce, arkózové pieskovce, arkózy, zriedkavejšie sú litické droby a vápencové pieskovce. Prítomné sú povlaky oxidov Mn a Fe. V hrubých vrstvách pieskovcov sa bežne nachádzajú niekoľkokocentimetrové až decimetrové závalky (intraklasty) ílovcov, prachovca, pelokarbonátov, prípadne aj ílovcových závalkov oblepených obliakmi hornín.

Základná hmota je karbonátovo-ílovitá, cement je kalcitový. Modálne zloženie pieskovcov z Levočských vrchov a Šarišskej vrchoviny uvádza Ďurkovič (in Gross et al., 1994, 1995; in Karoli et al., 1994). Organické zvyšky sú zastúpené úlomkami veľkých a malých foraminifer, červených rias, machoviek a ježoviek.

Bielopotocké súvrstvie dosahuje hrúbku 200 m (Popradská a Hornádska kotlina), 400 – 500 m (Orava a Šarišská vrchovina) a 700 – 900 m (Levočské vrchy).

Základným litotypom súvrstvia **konských pieskovcov** Žilinskej kotliny sú doskovité až lavicovité nerovnoploché sivé, sivohnedé a hnedé sľudnaté strednozrnné pieskovce (litické droby), menej často arkózové droby a vápnité sublitické arenity (Siráňová in Buček et al., 2004; Mello et al., 2007). Sú nevytriedené, miestami šikmo alebo konvolútne zvrstvené, v najvyššej časti laminované. Miestami vystupujú slabo spevnené pieskovce (až piesky), pevnejšie pieskovce v nich tvoria bochníkovité konkrécie. Aleuritickú zložku zastupujú laminované prachovce, pelitickú frakciu reprezentujú tenké preplástky ílovcov. Vyskytujú sa laminy až tenké šošovky uhlia (Stráňavy) a spolu s pieskovcami sa striedajú drobnozrnné polymiktné zlepenca (j. od Žiliny). Do spodného oligocénu sú zaradené na základe pozície. Konské pieskovce sú hrubé do 45 m.

Chrenovecké a podrematské vrstvy patriace ku kontinentálnym a regresným sedimentom v handlovskom úseku Hornonitrianskej kotliny kartograficky vymedzil Gross (in Šimon et al.,

1997) pod názvom pieskovcové vrstvy bielopotockého súvrstvia. Neskôr ich formalizoval ako litostratigrafické jednotky (členy) bielopotockého súvrstvia (Gross, 2008).

Podrematské vrstvy vystupujú v podloží chrenoveckých vrstiev na j. svahoch Rematy ssv. od Handlovej. Predstavujú náplavový kužeľ slabo spevnených zlepcov s pestrým horninovým zložením obliakov hrubý do 70 m. Podrematské vrstvy postupne prechádzajú do prevažne pieskovcových chrenoveckých vrstiev s hrúbkou 15 – 100 m. Ich dominantným litotypom sú slabo spevnené pieskovce so šošovkami zlepcov a lavicami (0,2 – 1 m) stredno- až hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepcov. Charakteristickým znakom je prítomnosť konkrécií guľovitého až elipsovitého tvaru s priemerom 0,05 – 2 m. Ojedinele sú prítomné tenké šošovky slabo vápnitých až nevápnitých ílovcov.

Spoločenstvá palynoflóry (Snopková in Šimon et al., 1994) preukázali egerský vek chrenoveckých vrstiev, spoločenstvá nanoplanktónu (Raková in Šimon et al., l. c.) poukazujú na vrchný oligocén až spodný miocén.

414a) Psefitickú zložku súvrstvia reprezentujú rôzne hrubé polohy intraformačných, drobnozrnných **zlepcov**, často tvoriace spodné časti gradačne zvrstvených lavíc („konglomerátový flyš“, „mikrokonglomerátový flyš“, resp. „hrubý flyš“ v zmysle Marschalka, 1966; cf. Karolí et al., 1994, 1995). Zlepence pozostávajú z obliakov pestrého zloženia. Súčasťou súvrstvia sú aj šošovky strednozrnných parazlepcov predstavujúcich produkty podmorských zosuvných pohybov (napr. Zábiedovo, Habovka a Brezovica na Orave) s variabilným zložením (Mišík et al., 1968; Köhler a Gross, 1994).

414b) Polohy ílovcov (kalovcov) v bielopotockom súvrství sú zriedkavé, pričom vždy majú vysoký podiel piesčitej alebo siltovej prímеси. Sú slabo vápnité, častejšie však nevápnité, a dosahujú hrúbku od niekoľko mm maximálne do 30 cm.

Bielopotocké súvrstvie predstavuje sedimenty naložených lalokov (rôzne sa navzájom prekrývajújúcich), nachádzajúcich sa na bazénových svahoch v kanálovom prostredí (Janočko et al., 1998).

Z ílovcových polôh v bielopotockých pieskovcoch Oravy a Levočských vrchov sa získalo spoločenstvo mikroflóry spodného až vrchného oligocénu (Samuel in Karolí et al., 1994) a nanoflóry oligocénu (Snopková a Bystrická in Gross et al., 1993) až vrchného oligocénu – spodného miocénu (Hamršíd in Janočko et al., 1998).

415 *kežmarské vrstvy: prevažne hruborytmický pieskovcový flyš: pieskovce > prachovce, ílovce a zlepence (priabón – oligocén); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 37 KOŠICE*

Kežmarské vrstvy tvoria najvyššie horizonty zubereckého súvrstvia, prvý raz opísané na území v okolí Spišského Štvrtka a Kežmarku (Gross et al., 1994, 1995). Neskôr boli definované ako formálna litostratigrafická jednotka so stratotypovou lokalitou v Kežmarku – mestskom kameňolome (Gross, 1998).

Pre kežmarské vrstvy je charakteristické to, že ešte v typickom prostredí vyššej časti zubereckého súvrstvia sa začínajú objavovať 50 – 400 cm hrubé vrstvy stredno- a hrubozrnných pieskovcov bielopotockého typu s charakteristickou hrdzavožltou farbou, intraklastami – závalkami ílovcov – a typickým hruboblokovým rozpadom, známym z nadložného bielopotockého súvrstvia. Vrstvy predstavujú komplex hrubý do 100 m, ojedinele až 130 m. Flyšová subfácia – kežmarské vrstvy – nemá priestorovú stálosť a konštantnú hrúbku (i keď stratigraficky je pevne zaradená do oligocénu). Kežmarské vrstvy miestami vytvárajú polohy hrubé desiatky metrov, no v Levočských vrchoch prechádza flyš zubereckého súvrstvia priamo do bielopotockého súvrstvia, bez existencie tejto „prechodnej“ časti. Podľa Grossa (in Gross et al., 1999) sa nachádzajú aj v Liptovskej kotline a v Skorušinských vrchoch na Orave.

Hrubé vrstvy prevažne masívnych, menej paralelne a čerinovo laminovaných pieskovcov sú často amalgamované. Pieskovcové vrstvy, ktoré sú od seba oddelené tenkými až stredne hrubými vrstvami kalovcov, sa obyčajne spájajú do súboru, ktorý sa smerom nahor stenčuje a prechádza do hrubej polohy kalovcov oddeľujúcich jednotlivé súbory. Stavba týchto sedimentov indikuje depozíciu v hlbokovodnom prostredí, pravdepodobne v prostredí prechodu distribučných kanálov do akumulačných pieskovcových lalokov. Dominantné horniny sú droby, menej časté sú arkózy, zriedkavé sú drobové pieskovce (Ďurkovič in Gross et al., 1994, 1995).

Zistené spoločenstvá mikrofauny (Samuel in Gross et al., 1994), palynoflóry (Snopková in Gross et al., 1994) a nanoflóry (Raková in Gross et al., 1994; Žecová in Gross et al., 1995; Gross et al., 1996) indikujú spodný oligocén s možným presahom do vrchného priabónu, častejšie do vrchného oligocénu.

416 zuberecké súvrstvie: tenko- až strednorytmický flyš: ílovce, prachovce a pieskovce; a) prevaha pieskovcov; b) prevaha ílovcov; c) zlepenca (priabón – oligocén);

listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Hlbokomorské flyšové (až subflyšové) hemipelagické turbidity tvoria podstatnú časť komplexu podtatranskej skupiny. Typický flyš zubereckého typu je vyvinutý na rozsiahlych plochách v Liptovskej kotline, v menšej miere je zastúpený v Turčianskej kotline, v Hornonitrianskej kotline (Opatovce nad Nitrou a Kocurany), v Bánovskej kotline (okolie Bánoviec nad Bebravou), na západnom okraji Považského Inovca (Lúka) a v Beskydskom podhorí s. a sv. od Slanských vrchov (Petrovce – Čičava a smerom na J, medzi Podhoranmi a Hanušovcami nad Topľou; Molnár in Kaličiak et al., 1991).

Zuberecké súvrstvie (Gross et al., 1984) predstavuje typickú tenko- až strednorytmickú flyšovú fáciu s premenlivým, vcelku vyrovnaným podielom pelitickej a psamitickej zložky. Od hutianskeho súvrstvia sa zuberecké súvrstvie odlišuje vyšším podielom psamitickej zložky a monotónnejšou asociáciou pridružených litotypov (chýbajú vložky vápencov, len ojedinele sú prítomné ílovce menilitového typu).

Pieskovce sú doskovité až hrubolavicovité (0,05 – 2 m, max. až 12 m; Gross in Elečko et al., 1998), stredno- až jemnozrnné, gradačne zvrstvené, homogénne alebo paralelne laminované (s muskovitom a uhoľnou drvinou; cf. Siráňová in Polák et al., 1997; Bebej in Elečko et al., 1998; Siráňová in Havrila et al., 2006). Ílovce sú tmavosivé, modrosivé, zelenosivé, miestami pestrofarebné, premenlivo vápnité, lokálne prachovité až jemne piesčité, s povlakmi oxidov Fe a Mn. Miestami sa v súvrství vyskytujú polohy drobnozrnných karbonátových a polymiktných zlepenčov, resp. brekcií (**416c**, list 37 Košice). Pri Opatovciach a Veľkých Kršteňanoch flyš tvorí subfácia s prevahou ílovcov nad pieskovcami (**416b**, listy: 27, 35, 37). Flyšová subfácia s prevahou pieskovcov (**416a**, list 35 Trnava) sa nachádza priamo v obci Opatovce a v okolí Jerichova.

Ílovce zubereckého súvrstvia poskytli mikrofaunu malých foraminifer vrchného priabónu až spodného oligocénu (Samuel in Gross et al., 1980; in Gašparik et al., 1995; in Šimon et al., 1997; in Elečko et al., 1998; Zlinská in Havrila et al., 2006; Molnár in Kaličiak et al., 1991), nanoflóru a palynoflóru priabónu až stredného oligocénu (Bystrická, 1990; Gašpariková a Snopková in Gašparik et al., 1995; Snopková in Gross et al., 1980; Raková a Snopková in Šimon et al., 1997; in Elečko et al., 1998; Potfaj in Gross et al., 1980; Žecová in Havrila et al., 2006), resp. stredného až vrchného eocénu (Gašpariková in Molnár et al., 1985, 1986; in Baňacký et al., 1987). Z pieskovcov a drobnozrnných zlepenčov pochádza fauna veľkých foraminifer stredného až vrchného priabónu (Köhler in Gross et al., 1980; in Gašparik et al., 1995).

Súvrstvie dosahuje hrúbku v Liptove 0,5 – 1 km, v Turčianskej kotline 200 – 300 m, v Hornonitrianskej a Bánovskej kotline 150 – 650 m a v Beskydskom podhorí od niekoľko 100 m do 1 200 m (Molnár in Kaličiak et al., 1991).

417a pucovské zlepenca a ich ekvivalenty: karbonátové a polymiktné zlepenca, pieskovce (priabón – oligocén); listy: 26 ŽILINA, 28 SVIDNÍK 38 MICHALOVCE

Pucovské zlepenca pomenovali Gross et al. (1982) podľa obce Pucov na Orave. Ich stratotyp sa stanovil v profile zárezu cesty pri obci Pucov a pri Pucovskom potoku. Sedimenty obdobnej genézy sa vyskytujú napr. v Liptovskej kotline [opísali ich Gross et al. (1980) ako „neflyšový pieskovcovo-zlepencový vývoj“], v Šarišskej vrchovine (Marschalko, 1965) a na mnohých ďalších lokalitách (Gross, 2008). V okolí Petroviec s. od Slanských vrchov a v okolí Pavloviec vystupujú v zubereckom súvrství, kde dosahujú hrúbku 50 – 100 m (Molnár in Kaličiak et al., 1991).

Pozícia pucovských zlepenčov vo vzťahu k súvrstviam podtatranskej skupiny a ich podložiu je odlišná. Niekde ležia vrezané priamo do mezozoického podložia, inde sa vyskytujú vrezané do borovského a hutianskeho súvrstvia.

Sedimenty opísané na stratotypovej lokalite treba považovať za zosuvné sedimenty transportované kaňonmi, resp. podmorskými údoliami (kanálmi) do vzdialenosti 5 – 10 km na S do hlbších častí mora, kde vytvorili podmorský náplavový kužeľ hrubý do 210 m (Gross, l. c.).

Na typovej lokalite v najvyšších polohách v odkryvoch nad cestou v Pucove sa vyskytujú sivobiele strednozrné karbonátové zlepenče, stmelené piesčitou karbonátovou frakciou. V nižšej časti profilu majú zlepenče charakteristické bordovofialové sfarbenie tmelu. Priemerná veľkosť obliakov je okolo 35 cm, najväčšie bloky dosahujú až 200 cm (Gross, l. c.).

Zlepenče sú polymiktné, obsahujú obliaky pestrého zloženia (mezozoické – trias až jura; Borza in Gross et al., l. c.; paleozoické). Typickým znakom pucovských zlepenčov sú paleogénne intraklasty (obliaky numulitových vápencov a pieskovcov pochádzajúce z rozrušeného a resedimentovaného borovského súvrstvia). Obsahujú bartónske veľké foraminifery plytkovodnej bentickej zóny SBZ 17 (Köhler in Gross et al., l. c.; Buček in Janočko a Jacko, 2006). V oblasti Pucova sedimentácia zlepenčov doznieva ešte v nadložnom (nepochybne priabónskom, resp. až ?spodnooligocénnom) hutianskom súvrství (Gross, l. c.).

417b mernické zlepenče (priabón – oligocén); list: 38 MICHALOVCE

Názvom mernické zlepenče označil Buday (in Matějka et al., 1964) zlepenče, ktoré sa nachádzajú v okolí obce Merník na východnom Slovensku. Vystupujú j. od Merníka po oboch stranách potoka Kúty (Molnár in Kaličiak et al., 1991). Ide o polymiktné stredno- až hrubozrné zlepenče s polohami hrubozrných sľudnatých pieskovcov. Ich hrúbka kolíše od niekoľkých metrov do 40 – 50 m, ojedinele je až 120 m.

Tmel je piesčitý a obliaky majú veľkosť od 5 do 10 cm, ojedinele aj viac. Zlepenče vykazujú zvýšený podiel karbonátových hornín jurského a triasového veku, ako aj obliakov numulitových vápencov a pieskovcov.

Špecifickým znakom zlepenčov je prítomnosť obliakov zelených a tmavozelených ultrabázických hornín, často serpentinizovaných a ľahko zvetrávajúcich. Ojedinele sa vyskytujú vložky sivohnedých a zelenohnedých sľudnatých prachovcov s laminami (do 10 cm) pelokarbonátov.

Eocénny vek doložili viacerí autori (Kantorová a Zlinská in Baňacký et al., 1987) a poukazuje naň aj spoločenstvo nanoplanktónu a veľkých foraminifer (Lehotayová a Vaňová in Baňacký et al., l. c.).

417c drobnozlepenčový flyš (priabón – oligocén); list: 26 ŽILINA

Flyš tvoria vrstvy drobnozrných zlepenčov vo flyšových sekvenciách podtatranskej skupiny. Ich zastúpenie môže lokálne podmieniť vznik fácie mikrokonglomerátového flyšu, resp. zlepenčovo-pieskovcových horizontov. Najvýraznejšia takáto poloha v západnej časti vnútrokarpatského paleogénneho bazénu sa nachádza na Orave j. od Zuberca (Filo in Polák et al., 2006), kde v okolí kóty Kýčera kulminuje jej hrúbka (50 m).

Zlepenče sú karbonátové alebo polymiktné. V karbonátových zlepenčoch je prítomná organická zložka (veľké a malé foraminifery, koralínne riasy, machovky, lastúrniky, krinoidy, ježovky a červy) a kalcitový cement.

418 hutianske súvrstvie: ílovčový flyš: ílovce >> prachovce, pieskovce; a) polohy zlepenčov; b) pieskovce Bachledovej doliny; c) zlepenče Tokárne; d) menilitové vrstvy (vrchný bartón – spodný oligocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

V Hornonitrianskej a Zvolenskej kotline a v Horehronskom podolí celú hlbokomorskú sekvenciu buduje pelitický flyš až subflyš **hutianskeho súvrstvia** (Gross et al., 1984).

Prevládajúci litotyp hutianskeho súvrstvia sú bridličnaté sivé, zelené a hnedé prachovité vápnité ílovce s povlakmi oxidov Fe a Mn. V Turčianskej kotline a v Horehronskom podolí sa vy-

skytujú hnedočierne a svetlohnedé nevápnité kremité ílovce menilitového typu. Vo vyššej časti súvrstvia (jv. od Brezna – Michalová) sa vyskytujú sloje oxidovo-karbonátových Mn-rúd (Polák, 1959; Pulec in Biely et al., 1997). Aleuritickú zložku zastupujú laminované prachovce. Psamitickú zložku reprezentujú doskovité jemnozrnné pieskovce (cf. Siráňová in Polák et al., 1997, 2003; Bebej in Elečko et al., 1998). Pomer pieskovcov k ílovcom sa pohybuje okolo 1 : 10 – 15. Vo východnej časti Turčianskej kotliny sa vyskytujú olistolity organogénnych a organoklastických vápencov (lokalita Horné Jaseno; Köhler, 1965; Buček a Filo, 2007).

Na východe vystupuje hutianske súvrstvie medzi Petrovcami a Bystrým a na severnom okraji Humenských vrchov medzi Oreským a Ptičím (Kaličiak et al., 2006; Molnár in Kaličiak et al., 1991; Potfaj a Jacko in Žec et al., 1997) v Beskydskom predhorí – v. od Hanušoviec nad Topľou (Žec a Potfaj et al., 2007; Molnár in Kaličiak et al., 1991).

Biostratigrafické štúdie asociácií planktonických malých foraminifer (Samuel a Salaj, 1968; Samuel, 1975; Samuel in Gross et al., 1970, 1980; Samuel et al., 1992; Bystrická, 1990; Gašparik et al., 1995; Šimon et al., 1997; Zlinská in Polák et al., 2003; Zlinská et al., 2001, 2004) indikujú v Turčianskej kotline vek bartón až priabón, v Liptovskej kotline priabón, vo Zvolenskej kotline priabón až spodný oligocén, v Hornonitrianskej kotline spodný priabón až spodný oligocén. Soták et al. (2008) dokazujú na základe malých foraminifer, že hutianske súvrstvie na Orave má stratigrafický rozsah priabón až chat. Veľké foraminifery vyskytujúce sa v pieskovcových až drobnozlepencových polohách poukazujú na spodný priabón, SBZ 18, až spodný oligocén (Köhler, 1965, 1966, 1967; in Gross et al., 1980; Vaňová, 1985; Buček in Polák et al., 2003; Buček in Buček et al., 2005; Buček a Filo, 2004), spoločenstvá nanoplanktónu na priabón až oligocén, NP 18 – 24 (Lehotayová in Ilavský et al., 1994; Gašpariková in Gašparik et al., 1995; Raková in Šimon et al., 1997; Žecová in Polák et al., 2003; Grigorovič in Zlinská et al., 2001, 2004; Žecová in Filo et al., 2006), resp. spodný eocén(?) až najvyšší stredný eocén z lokality Bystré (Gašpariková in Baňacký et al., 1987). Palynologická analýza preukázala vrchnoeocénny až spodnooligocénny vek (Planderová a Snopková, 1970; Snopková in Gross et al., 1980; in Gašparik et al., 1995; in Šimon et al., 1997).

Hrúbka hutianskeho súvrstvia sa pohybuje v rozmedzí 150 – 300 až 900 m.

418a) polohy zlepcov

Túto litofáciu hutianskeho súvrstvia na území listu 27 Poprad reprezentujú tenké polohy zlepcov a pieskovcov v kalovcoch hutianskeho súvrstvia. Ich rozsah je natoľko veľký, že ich bolo možné zmapovať. Zlepence zvyčajne obsahujú úlomky kryštalických hornín a kremeň, zriedkavo karbonáty. Ich hrúbka je rôzna, maximálne do 10 m. Vnútna organizácia zlepcov s podporným matrixom je veľmi slabá.

Podobne ako zlepence, aj pieskovce tvoria vrstvy hrubé do 2 – 3 m v kalovcoch hutianskeho súvrstvia. V Hornádskej kotline (Siráňová in Filo et al., 1994, 1995) predstavujú širokú škálu petrografických typov, od litických drôb cez kremenné droby až po jemnozrnné subarkózy a sublitické pieskovce.

V oblasti Toporca, Podolínce a Starej Ľubovne sú najčastejšími psamitmi hutianskeho súvrstvia jemnozrnné droby, ojedinele sa vyskytujú aj hrubozrnné vápencové pieskovce (Ďurkovič et al., 1995).

418b) pieskovce Bachledovej doliny

Sú rozšírené v oblasti Ždiaru (list 27 Poprad). Tvoria významný horizont v kalovcoch hutianskeho súvrstvia, ktorý už v roku 1970 opísali Marschalko a Radomski. Tiahnu sa od doliny Javorinky j. od Ždiaru cez obec Ždiar do Bachledovej doliny a ďalej smerom na východ ku kóte Skalka. V celom svojom priebehu majú rovnakú hrúbku – asi 6 m – a rovnaké štruktúrne vlastnosti. Báza pieskovcov, ktorá ich oddeľuje od podložitých kalovcov hutianskeho súvrstvia, je ostrá. Smerom do nadložia možno vyčleniť prechodnú zónu hrubú asi 5 m, ktorá ich delí od nadložitých kalovcov hutianskeho súvrstvia. V tejto prechodnej zóne vidieť postupné pribúdanie jemnozrnných sedimentov smerom nahor.

Pieskovce sú strednozrnné, masívne, muskovitické, na vrstvových plochách obsahujú množstvo zvyškov zuhoľnatených rastlín. Sú charakterizované ako sublitické arenity. Tvoria súbor amalgamovaných vrstiev hrubých 30 – 50 cm. Zriedkavo sú oddelené 1 – 5-centimetrovými polohami kalovcov. Vekovo sú zaradené do spodného oligocénu.

418c) zlepenca Tokárne (list 27 POPRAD)

Predstavujú hrubodetritické sedimenty uložené na severných svahoch Tatier v oblasti Ždiaru (Janočko et al., 2000; Janočko a Jacko, 2006). Smerom do podlažia sa zlepenca stýkajú so sedimentmi hutianskeho súvrstvia, borovským súvrstvom a s mezozoickými jednotkami tatrika. Báza zlepenecov je erózna a ostrá. Ílovce a kalovce hutianskeho súvrstvia, ktoré sa nachádzajú v podlaží zlepenecov východne od Ždiaru pri kóte Skalka (stratotypový profil), obsahujú spodno-oligocénnu mikrofaunu (Salaj, ústna informácia) indikujúcu spodnooligocénnu vek týchto zlepenecov. Dosahujú hrúbku 200 m.

Zlepenca sú zložené z angulárnych, subangulárnych a suboválnych úlomkov s premenlivou veľkosťou a rôznym petrografickým zložením. Typické je striedanie hrubých vrstiev obsahujúcich takmer výlučne karbonáty a vrstiev obsahujúcich aj úlomky kremeňa, kryštalické horniny a staršie paleogénne horniny. Úlomky piesčitých vápencov obsahujú vrchnobartónske veľké foraminifery (Köhler in Janočko et al., 2000).

Zlepenca boli interpretované ako výplň podmorského kaňonu (Marschalko a Radomski, 1970; Janočko et al., 2000; Janočko a Jacko, 2000; Soták et al., 2001). Podľa Janočka a Jacka (2006) ide o katastrofické eventy prísunu materiálu do morského prostredia z oblasti dvíhajúcich sa Tatier počiatkom oligocénu.

418d) menilitové vrstvy (vrchný bartón – spodný oligocén)

Na báze hutianskeho súvrstvia Oravy (j. od Zuberca) pri severnom okraji Západných Tatier a Chočských vrchov (list 26 Žilina) vystupujú šošovky ílovcov menilitového typu (Gross et al., 1980, 1990, 1993, 1997). Dominujúci litotyp sú tmavohnedé až čierne nevápnité silicifikované ílovce so zvýšeným podielom Mn a organickej hmoty, s charakteristickým tabuľkovitým a íverovitým rozpadom. Obsahujú veľké množstvo rybičích šupín (zriedkavo aj kostier), lokálne sa v nich vyskytujú koncentrácie lastúrok ostrakódov. V menilitových vrstvách sa miestami nachádzajú laminy prachovcov, tenkodoskovité tvrdé vápnité ílovce až slieňovce a ílovce s mangánovými povlakmi a nátekmi, ako aj lavice tvrdých jemnozrnných homogénnych kremenných pieskovcov. Okrem šošoviek na báze hutianskeho súvrstvia sa menilitové ílovce vyskytujú aj ako tenké polohy v jeho vyšších horizontoch, predovšetkým na Orave, ale aj v Liptove, v okolí Handlovej a v Spišskej Magure. Ich hrúbka je premenlivá (maximálne do 10 m v severnom zakončení Prosieckej doliny na Orave). V týchto ílovcoch sa našli dve lavice tufitických pieskovcov (hrubé 3 a 9 cm), potvrdzujúce existenciu paleogénneho vulkanizmu (Gross, 1986). Podľa pozície menilitových ílovcov v hutianskom súvrství im možno pripísať relatívne široký diapazón sedimentácie, a to od vrchného lutétu až po spodný oligocén.

V Spišskej Magure sa popri silno prekremených tvrdých ílovcov vyskytujú pelokarbonáty s typickým bochníkovitým rozpadom. Na puklinách ílovcov menilitového typu a v pelokarbonátoch (Spišská Stará Ves) sa nachádzajú drobné kryštály číreho kremeňa (2 – 10 mm). Označujú sa ako „marmarošské diamanty“ (Gross, 1986, 2008).

419 šambronské vrstvy: striedanie tenko- a strednovrstvovitých pieskovcov a ílovcov; a) pieskovce; b) zlepenca (priabón – oligocén); list: 27 POPRAD

Šambronské vrstvy, ktoré sú členom hutianskeho súvrstvia, predstavujú súbor tektonicky deformovaných zelenkavých bridličnatých, jemne piesčitých a väčšinou nevápnitých ílovcov s polohami pieskovcov, brekcií s numulitmi a zlepenecov. Vyskytujú sa v oblasti hromoško-šambronského chrbta lemujúceho južný okraj bradlového pásma medzi Šariškými Sokolovcami a Novou Ľubovňou (Plašienka in Soták et al., 1996). Tektonicky sú komplexne deformované predovšetkým v kompresnom, ale v mladších fázach aj v extenznom režime. Podľa ich pozície

a biostratigrafických údajov indikujúcich vrchnobartónsky až priabónsky vek sedimentov (Soták et al., 1996; Buček, 2001) možno predpokladať, že šambronské vrstvy sa ukladali už v zárodočných štádiách vytvárania vnútrokarpatského paleogénneho bazénu. Preto vek vrstiev v celom ich rozsahu kladieme do intervalu vrchný eocén – oligocén. Superpozícia jednotlivých litofácií šambronských vrstiev dovolila rozlíšiť v súbore šambronských vrstiev vrchnoeocénne zlepenca a pieskovce. V ich nadloží sa vyskytujú rytmicky sa striedajúce pieskovce a ílovce, ktorých sedimentácia zasahovala až do spodného oligocénu.

Novšie výskumy (Ďurkovič et al., 1995; Gross et al., 1999) preukázali, že šambronské vrstvy treba chápať ako hruboklastickú proximálnu fáciu, vyvinutú nesporne vnútri hutianskeho súvrstvia (v jeho spodnej časti), preukázateľne až spodnooligocénneho veku (Samuel in Ďurkovič et al., l. c.; Gross, 2008).

Sedimenty šambronských vrstiev, ktorých stavbu dobre dokumentujú viaceré vrty (Lipany, Plavnica, Šariš-1, Šambron-1), inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, seizmické rezy a povrchové východy, sú charakteristické faciálnou, štruktúrnou a textúrnou nestálosťou, blízkosťou faciálnych asociácií jednotlivých subprostredí depozičného systému, ako aj polymodálnym smerom paleoprúdenia v bazéne.

419a) pieskovce

Tieto sedimenty šambronských vrstiev sú známe v oblasti Kamenice s. od Lipian a v oblasti Vislanky a Ďurkovej, ktoré boli zastihnuté aj hydrogeologickými vrtmi (Bajo et al., 2004). Prevažne stredozrnné, menej hrubo- a jemnozrnné pieskovce tvoria stredne hrubé až hrubé vrstvy, ktoré sa občasne striedajú s tenšími vrstvami ílovcov a kalovcov. Pieskovce sú často normálne gradované, báza vrstiev je ostrá a výmoľová. Zriedkavo sa v nich vyskytujú rozptýlené malé obliačky kremeňa a kryštalických hornín. Pieskovce môžu dosahovať hrúbku až 150 m. Vekovo sú zaradené do vrchného eocénu.

419b) zlepenca (priabón – oligocén)

Litofácia týchto zlepenčov je najlepšie zachytená v profile pozdĺž železničnej trate v Kamenici s. od Lipian. Opísali ju viacerí autori (napr. Marschalko, 1975; Plašienka et al., 1998; Jacko, 2000; Soták et al., 2001). Vystupujú tam sedimenty, ktoré možno rozdeliť na tri základné jednotky: 1. jednotky s prevahou zlepenčov, 2. jednotky s prevahou pieskovcov, 3. jednotky s prevahou striedajúcich sa vrstiev pieskovcov a zlepenčov.

Materiál zlepenčov šambronských vrstiev pochádza v úplnej prevahe z jednotiek vnútorných Karpát. Svedčia o tom klasty metamorfovaného mezozoika, ktoré sa našli na všetkých lokalitách (Mišík, ústna informácia). Vekovo sú zaradené do vrchného eocénu.

420 terchovské vrstvy (okrajové sedimenty): ílovce, drobné až stredozrnné karbonátové brekcie, prachovce a pieskovce (priabón – spodný oligocén);

listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Terchovské vrstvy boli pôvodne vyčlenené na s. okraji Malej Fatry v Terchovej (Potfaj et al., 1991). Okrem toho vystupujú terchovské vrstvy v bojnickom úseku Nitrianskej pahorkatiny (Elečko et al., 2007), v Bánovskej pahorkatine (označené ako okrajová fácia; Gross, 1980) a na území listu 36 Banská Bystrica (Bezák et al., 2006) v handlovskej časti Hornonitrianskej kotliny (Gross in Šimon et al., 1997).

Vo vrchnej časti borovského súvrstvia sa zmenšuje zrnitosť sedimentov, brekcie sa začínajú striedať s pieskovecami a vyššie sa začínajú objavovať aj tenké úseky ílovcov. Prechod z podložného borovského súvrstvia do terchovských vrstiev je celkom plynulý (Gross in Elečko et al., 2007). V Bánovskej pahorkatine a priľahlom území až po Partizánske je vývoj terchovských vrstiev značne odlišný. V tejto časti zastupujú aj hutianske súvrstvie, tak v zmysle superpozície, ako aj vekovým rozsahom.

Ide o psefiticko-pelitickú litofáciu s prevahou pelitickej zložky. Pelitickú zložku vrstiev zastupujú sivé až tmavosivé, premenlivo vápnité ílovce, miestami s laminami prachovcov

a jemno- až strednozrnných pieskocov. Psefitickú zložku predstavujú drobn- až strednozrnné karbonátové (prevažne dolomitové) brekcie až zlepenice. Pozostávajú z úlomkov a slabo opracovaných obliakov dolomitov a vápencov. Často je v nich vyvinuté gradačné zvrstvenie Ta, Tb a striedajú sa hrubé klastiká s ílovcami. Ílovcové polohy smerom do nadložia hrubnú na úkor stenčujúcich sa lavíc brekcií. Brekcie obsahujú úlomky a obliaky pestrého horninového zloženia (aj intraklasty numulitových vápencov, pochádzajúce zo spodnejších vrstiev borovského súvrstvia v Handlovskej kotline). V zlepenicích Bánovskej pahorkatiny sa lokálne vyskytujú tvrdšie lavice (niekoľko cm až dm) so zvýšeným obsahom veľkých foraminifer. Reprezentačný odkryv distálnej časti terchovských vrstiev (Gross in Pristaš et al., 2000) je v kameňolome na okraji Vysočian.

Na základe veľkých a malých foraminifer a nanoplanktónu (Vaňová, 1965, 1968; Samuel, 1967, 1968; Vaňová in Mahel' a Gross, 1975; Potfaj et al., 1991; Köhler in Kernáts et al., 1992; Köhler in Pristaš et al., 1997, 2000; Köhler, Samuel a Raková in Šimon et al., 1997) možno terchovské vrstvy zaradiť do (bartónu) najspodnejšieho priabónu až spodného oligocénu. Morskú a brakickú makrofaunu opísala Papšová (1968, 1970).

Terchovské vrstvy dosahujú hrúbku 50 – 70 m, ojedinele až 200 – 310 m (Gross et al., 1970; Franko a Gazda et al., 1968, 1970). V Bánovskej pahorkatine „pieskocovo-zlepenicový vývoj“ dosahuje hrúbku až do 700 m (Kšinná – Omastiná – Nitrianske Rudno).

421 tomášovské vrstvy (neritické sedimenty): jemnozrnné pieskovce a prachovce; a) polohy zlepenicov (priabón – ?spodný oligocén); list: 38 KOŠICE

Tomášovské vrstvy vystupujú pri južnom okraji Hornádskej kotliny v nadloží fácií borovského súvrstvia, chrastianskych a hornádskejších vrstiev alebo v nadloží terciéru. Definovali ich Filo a Siráňová (1996). Táto litostratigrafická jednotka sa nachádza aj v Šarišskej vrchovine, rudimentárne na okrajoch prilahlých pohorí (Nízke Tatry, Spišsko-gemerský kras, Volovské vrchy, Branisko, Čierna hora) a denudačné zvyšky tohto vývoja sa našli na styku Spišskej Magury s Belianskymi Tatrami (Gross in Janočko et al., 2000; Gross, 2008).

Predstavujú komplex prevažne jemnozrnných pieskocov a prachocov s občasnými šošovkami **zlepenicov (421a)** hrubý až 150 m. Podobné sedimenty boli opísané aj z okolia Radačova (dnešné Radatice) (Haszlinzsky, 1852 ex Filo a Siráňová, l. c.), kde sa aj neformálne označovali ako radačovská séria, radačovský vývoj, resp. radačovské pieskovce. Pre tieto sedimenty je typický výskyt odtlačkov rastlín a makrofauna (Volfová, 1961, 1962, 1963a, b, 1964; Gross et al., 1973). Podľa nálezov nahosemenných a krytosemenných rastlín interpretoval Sitár (1965) tropickú humídnu klímu eocénu s možným zasahovaním do oligocénu.

422 borovské súvrstvie (transgresívne sedimenty): organodetritické vápence, pieskovce, karbonátové brekcie a zlepenice; a) jemnozrnné pieskovce; b) dolomitové zlepenice; c) severná fácia na Orave; d) olistolit ultrabázika (vrchný lutét – priabón); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE; 38 MICHALOVCE

Borovské súvrstvie predstavuje bazálnu terigénnu formáciu podtatranskej skupiny, geneticky spätú s bartónsko-priabónskou transgresiou. Na prevažnej väčšine územia sa sedimentárny záznam transgresie nachádza na formáciách mezozoika vnútorných Západných Karpát, prevažne na strednom až vrchnom triase hronika a spodnej kriede severného veporika, len zriedkavo na nižších jednotkách.

V rámci borovského súvrstvia možno rozlíšiť viacero litofácií: **jemnozrnné vápnené pieskovce (422a, list 36)**, v okolí Králik s hrúbkou 70 m (Filo a Siráňová in Polák et al., 2003), drobn- až strednozrnné **dolomitové zlepenice (422b, listy: 25, 36, 38)**, brekcie a polohy dolomitových pieskocov (v s. okolí Slovenskej Lupče s hrúbkou do 100 m; op. cit.). Morské transgresívne sedimenty všeobecne zachovávajú postupnosť: karbonátové brekcie a zlepenice, pieskovce (kalkarenity) a organodetritické piesčité vápence (Fordinál et al. in Ivanička et al., 2006, lokalita Hrádok-horáreň v západnej časti Považského Inovca; Brestenská, 1954, lokalita Záhrady; Bieda, 1957 a Ondrejčíková, 1958, lokalita Skačany). Niekedy sa však tieto litofácie navzájom veľakrát vertikálne aj laterálne striedajú.

Na väčšine územia borovské súvrstvie tvorí litologicky pestrá asociácia karbonátových psefitov, psamitov a detritických karbonátov s hojnou organickou zložkou (Filo in Bezák et al., 2007).

Zlepence a brekcie sú drobno- až strednozrné, karbonátové, ojedinele obsahujú väčšie bloky karbonátov. Celkom vzácne sú obliaky granitov (Filo in Elečko et al., 1992). Plynule prechádzajú do hrubo- až jemnozrných, miestami laminovaných, slabo vytriedených pieskovcov, ktoré sú miestami polymiktné (Siráňová in Polák et al., 2003), inde karbonátové, často organodetritické. Pieskovce prechádzajú do piesčitých organoklastických vápencov s bohatým zastúpením veľkých a malých foraminifer, koralínnych rias a sprievodných mikro- a makrofosílií.

Z bojnického úseku máme údaje o zastúpení sedimentov borovského súvrstvia aj z početných vrtov (napr. NB-1 a Š1-NB) z okolia ochranného pásma bojnických teriem (Gross et al., 1970).

Biostratigrafia borovského súvrstvia je založená najmä na spoločenstvách bentických veľkých foraminifer (Köhler, 1966, 1967; Buček in Buček a Filo, 2007; Köhler in Gross et al., 1980; Köhler in Šimon et al., 1994; Buček in Polák et al., 2003; Vaňová, 1964, 1968; Köhler in Pristaš et al., 2000; Buček in Ivanička et al., 2006). Tieto spoločenstvá poukazujú v Turčianskej a Zvolenskej kotline na bartón až spodný priabón, v Liptove na bartón až vrchný priabón, v Bojniciach na vrchný lutét (bartón) a v Bánovskej pahorkatine (Marušina pri Uhrovci) na bartón, lokálne až najspodnejšie horizonty priabónu. Severne od Humenských vrchov (lokalita Jasenov a Chlmec; Buček et al., 2005) je dokázané spoločenstvo spodného bartónu, SBZ 17. V západnej časti Považského Inovca sa transgresia začala už vo vrchnom lutéte, SBZ 16, vo východnej časti v spodnej časti spodného bartónu, SBZ 17. Spoločenstvo planktonických foraminifer (Samuel in Gross et al., 1970) zodpovedá karpatskej zóne *Truncorotaloides rohri* BRONN. et BERMUD., ktorá reprezentuje bartón.

Hrúbka organodetritickej litofácie obvykle nepresahuje 100 m, v okolí Bojníc dosahuje hrúbku 138 m a v Bánovskej pahorkatine v rozmedzí od niekoľko metrov až do 150 m (Fendek et al., 1989; Bondarenková et al., 1990).

422c) Severná fácia na Orave (list 26 Žilina) vystupuje medzi Sedliackou Dubovou a Tvrdošínom v nadloží súvrstvi bradlového pásma (prevažne kriedy kysuckej jednotky). Zastupujú ju drobno- až strednozrné karbonátové brekcie, zlepence a pieskovce (severný pruh borovského súvrstvia; Gross a Köhler, 1987; Gross et al., 1993).

Spodnú časť reprezentujú zlepence a brekcie pozostávajúce z obliakov bradlovej proveniencie (vápence, slieňovce, bridlice a rádiolarity) s prímiesou kremencov, kremeňa a metamorfitov. Podľa citovaných autorov môžu pochádzať z kriedových zlepencov. Vyššiu časť fácie reprezentujú striedajúce sa zlepence a pieskovce, prechod do siliciklastického flyšu s lavicami drobnozrných polymiktných zlepencov a karbonátových pieskovcov.

Spoločenstvá veľkých foraminifer z bázy fácie poukazujú na spodnopriabónsky vek transgresie (Köhler in Gross et al., 1993).

V nadloží opísaných sedimentov je asi 50 – 70 m hrubý karbonátový flyš. Jeho charakteristickou zložkou sú lavicovité svetlosivé jemnozrné, homogénne zvrstvené vápencové pieskovce. Karbonátový flyš smerom do nadložia (sčasti aj laterálne) prechádza do mikrokonglomerátového flyšu. Táto časť vrstvového sledu nemá charakter transgresívnej, ale okrajovej litofácie.

422d) Olistolit ultrabázika vystupuje ako šošovka (list 37 Košice) sv. od Sedlíc v súvrstvi polymiktných zlepencov. Petrograficky tieto horniny zodpovedajú harzburgitom (Marschalko, 1966).

423 chrastianske vrstvy (deltové sedimenty): šikmo zvrstvené jemno- až hrubozrné pieskovce, šošovky polymiktných a karbonátových zlepencov (?bartón – priabón); list: 37 KOŠICE

Chrastianske vrstvy ako člen borovského súvrstvia definovali Filo a Siráňová (1998) na stratotypovej lokalite v Chrasti nad Hornádom. Tvoria výrazný pruh, ohraničujúci zo severu predterciérne jednotky Galmusu, Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory. Ležia na hornádkových vrstvách alebo priamo na terciérnom podloží. Smerom nahor sa postupne zjemňujú a prechádzajú do tomášovských vrstiev alebo priamo do hutianskeho súvrstvia.

Vrstvy sú zložené z polymiktných drobno- a strednozrných zlepencov a pieskovcov, menej prachovcov a ílovcov. Sedimentologický výskum týchto sedimentov (napr. Marschalko, 1961,

1962, 1965, 1970; Filo a Siráňová, 1998) ukázal ich depozíciu v plytkovodnom prostredí vnútorného šelfu. Sedimenty chrastianskych vrstiev reprezentujú kontinuálny prechod od deltových sedimentov po plytkovodné (Mello a Ivanička et al., 2007). Filo a Siráňová (in Mello et al. 2000) ich zaradili k deltovým sedimentom. Posledné výskumy (Janočko, 2002) ukazujú, že chrastianske vrstvy sedimentovali v prostredí kužeľových delt a litorálnej zóny. Tvorili spojovací článok medzi kontinentálnymi a morskými sedimentmi. Typický depozičný systém kužeľovej delty vyvinutý počas transgresie mora vo vrchnom eocéne až spodnom oligocéne je zachovaný v oblasti Štefanskej Huty z. od Margecian (cf. Marschalko, 1966).

Keďže chrastianske vrstvy neposkytli žiadne fosilne zvyšky, na základe ich pozície vo vrstvovom slede a ich vzťahu k nadložným, resp. podložným sedimentom ich možno zaradiť do ?bartónu (?vrchného lutétu) až priabónu (Filo, ústna informácia).

Vítkovské brekcie, ktoré definovali Filo a Siráňová (1998), tvoria polohy s hrúbkou do 10 m v chrastianskych vrstvách v severnom okolí Chraste nad Hornádom a Vítkoviec. Predstavujú pravdepodobne sedimenty katastrofických prúdov, ktorých vznik podmienila seizmická aktivita. Ich ekvivalentom sú pravdepodobne veľké sklzové telesá vápencov a vápencových brekcií nachádzajúce sa medzi Spišskými Vlachmi a Kolinovcami, ale aj polohy ostrohranných paleozoických piesčitých bridlíc v sedimentoch chrastianskych vrstiev pri Štefanskej Hute (Mello et al., op. cit.).

424 hornádske vrstvy a ich ekvivalenty (kontinentálne sedimenty): stredno- až hrubozrnné polymiktné a karbonátové zlepenca a brekcie, pieskovce a prachovce (?stredný eocén);
listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Na území listu Košice vystupujú hornádske vrstvy medzi Spišským Štiavnikom, Letanovcami, Spišskou Novou Vsou až Vítkovcami. Pri obci Markušovce je ich stratotypová lokalita. Reprezentujú ich predtransgresívne kontinentálne, prevažne fluvialne sedimenty ako člen borovského súvrstvia (Filo a Siráňová, 1998). Dolomitové brekcie ako ekvivalenty hornádskeho súvrstvia vystupujú aj na území listu Trnava na východnom (v okolí obce Závada) aj západnom okraji (okolie Modrovky) Považského Inovca.

Sedimenty hornádskeho súvrstvia tvoria najmä zlepenca, ktorých hrúbka nepresahuje 200 m. Vertikálne prechádzajú do plytkomorských hrubozrnných sedimentov chrastianskych vrstiev (Filo a Siráňová, 1998; Janočko a Prekopová, 2004). Obe súvrstvia sú oddelené zvetranými tehlovočervenými prachovitými drobnozrnnými zlepenkami a tvoria laterálne rozšírenú vrstvu v. od Markušoviec.

Hornádske vrstvy sú zložené z polymiktných polymodálnych zlepenecov tvoriacich prevažne hrubé až veľmi hrubé vrstvy (viac ako 1 m) s ostrou a eróznou bázou. V zlepencoch sa vyčlenilo niekoľko litofácií, ktoré sa odlišujú svojou štruktúrou a petrografickým zložením (Prekopová, 2004; Janočko a Prekopová, 2004). Celá sekvencia hornádskeho súvrstvia pravdepodobne reprezentuje fluvialne depozičné prostredie s prevládajúcimi záplavami. Poukázali na to už aj staršie výskumy v tejto oblasti (Marschalko, 1970; Filo a Siráňová, l. c.).

Vekové zaradenie je neisté (?paleocén – eocén, resp. ?stredný eocén).

Na území listu Banská Bystrica v okolí Bravčova vystupujú hrubolavicovité (asi 1 m) červené strednozrnné polymiktné nevytriedené zlepenca s dotykovou štruktúrou. Tvorí ich obliaky hornín kryštalínika (granitoidy, kryštalické bridlice a amfibolity), kremencov a kremeňa frakcie 4 – 256 mm (lokálne až 600 mm), s opracovaním 3 – 4°, so sľudnatou piesčito-ílovitou základnou hmotou. Zlepenca náhle vertikálne aj laterálne prechádzajú do tenkodoskovitých (do 0,1 m) červených jemnozrnných sľudnatých pieskovcov s obliakmi, resp. až do červených a fialových piesčitých sľudnatých ílovcov. Pulec et al. (1967) tieto sedimenty považovali za súčasť tzv. polhorského vývoja (kontinentálne sedimenty spodného až stredného eocénu). V súčasnosti Žecová et al. (in press) z typovej lokality polhorského vývoja jz. od Michalovej uvádzajú bohatý morský nanoplanktón oligocénu. Na základe toho typovú lokalitu polhorského vývoja považujú za súčasť hutianskeho súvrstvia. Pre kontinentálne sedimenty Horehronského podolia zavádzajú termín bravčovské vrstvy.

Paleogénne sedimenty nejstej tektonickéj príslušnosti

425 *hrabnícke súvrstvie: ílovce, siltovce a pieskovce (spodný oligocén)*; list: 34 MALACKY

Vrchnopaleogénne hrabnícke súvrstvie vystupuje iba na jedinej lokalite v Pezinských Karpatoch, pri obci Sološnica – Hrabník-hlinisko. Súvrstvie je odkryté sv. od kóty Vajarská a 500 m jz. od Sološnice pri jz. okraji bukovskej depresie (Kováč et al., 1988; Marko et al., 1990).

Hrabnícke súvrstvie tvoria tmavé ílovce a vápnité siltovce striedajúce sa s gradačne zvrstvenými pieskovecami. Ílovce prevládajú nad pieskovecami. Flyšové súvrstvie má charakteristické znaky turbiditových sedimentov. Vek súvrstvia (spodný oligocén) bol doložený na základe spoločenstiev vápnitého nanoplanktónu (NP 22; Šútovská a Nagymarosy in Marko et al., 1990). Hranice a pozícia tejto oligocénnej sekvencie, ktorá sa nenašla na inom mieste Bukovskej brázdy, ostávajú dosť záhadné (Marko in Kováč, et al., 1991). Možno uvažovať o alternatíve, že hrabnícke súvrstvie je cudzorodá tektonická šupina včlenená do bukovskej depresie pozdĺž poruchovej zóny(?) (op. cit.).

Na lokalite Hrabník-hlinisko možno pozorovať tektonický styk medzi silne zvrásnenými oligocénnymi turbiditmi hrabníckeho súvrstvia a nadložnými (uhlová diskordancia) ílmi a pieskami panónu Viedenskej panvy. Kontakt reprezentuje dúbavská porucha smeru VSV – ZJZ, vyplnená tektonickým ílom s priemernou hrúbkou 1,5 m (Marko in Kováč et al., 1991).

MYJAVSKO-HRIČOVSKÁ SKUPINA (paleocén – eocén)

426 *domanižské súvrstvie: ílovce > pieskovce (flyš) (stredný lutét)*;

listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Domanižské súvrstvie vystupuje v bukovskej depresii (Pezinské Karpaty), v Pružinskej, Domanižskej a v Žilinskej kotline.

Samuel (1972) v rámci považsko-hanušovského paleogénu rozlíšil aj domanižský vývin, nachádzajúci sa v Domanižskej kotline. V tomto vývine zavádza nový termín – domanižské vrstvy. Ich podstatnú časť tvorí flyšové súvrstvie (strednozrné pieskovce, ílovce a sliene). Charakteristickým znakom flyšu sú početné intraformačné konglomerátové telesá rôznej hrúbky.

Domanižské súvrstvie sa rozčleňuje na paštinovádkové vrstvy a ílovce > pieskovce (Buček a Nagy in Mello et al., 2007).

Súbor pieskovcov a ílovcov (flyš) sa vyznačuje striedaním hrubolavicovitých (hrubých až 120 cm), ale prevažne lavicovitých, doskovito rozpadavých sivohnedých jemno- až hrubozrnných karbonátových pieskovcov s vápnitými až piesčitými sivými a zelenosivými (zriedkavo fialovými) ílovcami a sliňovcami, ktoré sú v prevahe (hrúbka 5 – 7 m). Hrúbka vrstiev flyšu je 50 až 500 m. Medzi obcami Sološnica a Buková (Malé Karpaty) vystupuje domanižské súvrstvie v nadloží jablonovského súvrstvia. Charakterizuje ho absolútna prevaha vápnitých ílovcov s ojedinelými lavicami pieskovcov, drobnozrnných zlepcov alebo piesčitých vápencov. Zastúpenie zlepcov v súvrství je oveľa menšie ako v Domanižskej kotline.

Týmto sa končí sedimentačný cyklus myjavsko-hričovskej skupiny na Strednom Považí. Po krátkom hiáte v strednom až vrchnom lutéte (SBZ 15 – 16), ktorý sa prejavuje najmä v plytkovodných príbrežných faciách, nastal druhý sedimentačný cyklus, sedimentácia podtatranskej skupiny. Začína sa borovským súvrstvím.

Ílovce obsahujú spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu veku stredný eocén – lutét až bartón (Peterčáková, 1987). Z malých foraminifer sa zistil druh *Cyclammina amplexans* GRZYB., ktorý je indexovou formou pre stredný eocén (Samuel in Potfaj, 1998c). Okolie obce Malé Lednice je jediné územie, kde v rámci myjavsko-hričovskej skupiny na základe malých foraminifer sa okrem lutétskej časti domanižského súvrstvia (Kantorová, 1956; Stránik, 1959; Chmelík in Buday et al., 1967) zistilo aj spoločenstvo vrchného eocénu (Kantorová, l. c.; Samuel a Salaj, 1968; Zlinská in Buček et al., 2004a) a spodného oligocénu – kišcelu (Zlinská in Buček et al., l. c.) až stredného oligocénu (Salaj, 1993a, 1995b). Salaj (2001) súvrstvie oligocénu pomenoval ako súvrstvie Veroniky, ale kartograficky ho nezobrazil. Sedimenty vyskytujúce sa iba v okolí obce

Malé Lednice je možné považovať za priestor s blízkou afinitou k hutianskemu súvrstviu. Predstavujú relikty podtatranskej skupiny zachovaný na domanižskom súvrství. Preto je ich biostratigrafická náplň typická pre hutianske súvrstvie.

Spoločenstvo veľkých (Köhler in Gross a Köhler, 1989) a malých foraminifer (Samuel in Gross a Köhler, l. c.) i vápneného nanoplanktónu (Peterčáková, 1984; in Gross a Köhler, 1986) domanižského súvrstvia v Malých Karpatoch indikuje vek spodný eocén – vrchný kuis, SBZ 12, až stredný eocén – spodný lutét, SBZ 13; biozóna NP 16 s *Discoaster tani nodifer*, resp. subzóna s *Discoaster bifax*.

Pri obci Malé Lednice a Ovčiarsko vystupujú ílovcy a pieskovce s medzivrstvami lavicovitých až doskovitých (hrubých 5 – 10 cm) sivohnedých organodetritických karbonátových pieskovcov, piesčitých vápencov až pieskovcov a drobnozrnných zlepcov s veľkými foraminiferami v ich spodnej aj vrchnej časti.

Zistili sa tu spoločenstvá bentických veľkých foraminifer (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a; Buček in Buček et al., 2004b) pochádzajúce z hričovskopodhradského a jablonovského súvrstvia s vekovým zaradením do spodného eocénu – ilerdu až kuisu, SBZ 9 – 10, a vrchného kuisu, SBZ 12. Spoločenstvo stredného eocénu až spodného lutétu, SBZ 13, pochádza z paštinozávadských vrstiev. Podľa vzhľadu a zachovania schránok veľkých foraminifer a zastúpenia sprievodných mikrofosílií považujeme tieto spoločenstvá za redeponované do mladšieho súvrstvia, pravdepodobne strednolutétskeho veku.

Ílovcy a pieskovce s ojedinelými polohami zlepcov vystupujú v j. časti čiastkovej Breznianskej kotliny sv. od obce Lietava (Buček et al., 2004a). Strednozrnné zlepenice obsahujú obliaky drobnozrnných zlepcov tvorených klastami neopracovaných, ale aj dobre opracovaných mezozoických karbonátov s veľkosťou 0,5 – 3,5 mm, ojedinele až 8,2 mm. Okrem zriedkavých veľkých foraminifer sú prítomné zriedkavé koralínne riasy, machovky, lastúrniky a úlomky drobného bentosu.

Rifové vápence eocénu ako bloky organogénnych vápencov v domanižskom súvrství zistil Salaj (1993a, 1995b).

Južne a jv. od Malej Lednice v záreze lesnej cesty je odkryv v zlepcovom flyši paštinozávadských vrstiev, dlhý asi 200 m. Hrubo-zrnné zlepenice obsahujú obliaky prevažne granitoidných hornín a mezozoických karbonátov. Smerom do nadložia sa zlepenice stávajú strednozrnnjšími a objavujú sa aj prvé lavicovité hrubo-zrnné pieskovce. Pre vrchnú časť zlepcov s pozvoľným prechodom do ílovcov a pieskovcov je charakteristické striedanie drobnozrnných zlepcov, ktoré v základnej hmote obsahujú veľké foraminifery, a hrubo-zrnných pieskovcových lavíc (10 až 15 cm). Vyššie sa začínajú objavovať tmavosivé ílovcy a doskovité jemnozrnné pieskovce. Charakteristická je aj prítomnosť obliakov (do 10 cm) hnedých, ale prevažne pleťových organogénnych (rifových) vápencov troch mikrofaciálnych typov (Buček et al., 2004a; Buček a Nagy in Mello et al., 2007).

Prvé dva mikrofaciálne typy sú charakteristické pre vápence jablonovského súvrstvia, opísané z Mojtína, z osady Riedka pri Pružine a z kóty Hlavina pri Hrabovom. Na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer je možné odlíšiť plytkovodné bentické zóny (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a) spodného eocénu – stredného až vrchného ilerdu, SBZ 8 – 9, a stredného až vrchného kuisu, SBZ 11 – 12. Spoločenstvo spodného lutétu, SBZ 13, je charakteristické pre paštinozávadské vrstvy, resp. súľovské súvrstvie.

Na základe uvedených údajov možno súhlasiť s tvrdením Salaja (2001), že v Domanižskej a Pružinskej kotline aj v okolí Mojtína opísané organogénne vápence (jablonovského súvrstvia a rifové vápence paleocénu) pôvodne tvorili súvislú rifovú stavbu (?bariérovú zónu) v okrajovej jz. a jv. časti oboch kotlín.

427 paštinozávadské vrstvy: zlepcový flyš (spodný až stredný lutét);

listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA

Paštinozávadské vrstvy patriace k domanižskému súvrstviu vystupujú na Strednom Považí (okolie Prečína) v Pružinskej a Domanižskej kotline v nadloží súľovských zlepcov súľovského súvrstvia (Buček a Nagy in Mello et al., 2007).

Pieskovce a ílovce sa opakovane striedajú s polohami zlepcov (Andrusov, 1952). V Pružinskej kotline tvoria zlepenca 4 – 5 (6) polôh (Salaj, 2001) s hrúbkou od niekoľko dm do 10 – 55 m (Marschalko in Began et al., 1963; Salaj in Salaj et al., 1991; Salaj, 1993a, 1994). Veľkosť dobre a slabšie opracovaných obliakov prevažne triasových karbonátov (aj paleogénnych pieskovcov) v zlepencoch je od 0,5 cm do 3 – 5 cm, maximálne 18 cm (ojedinele bloky veľké až 50 cm). Smerom do nadložia pribúdajú pieskovce a ílovce a zlepcový flyš voľne prechádza do tenko zvrstveného flyšu. Hrúbka zlepcového flyšu narastá od východu smerom na západ, kde dosahuje 250 – 400 m.

Marschalko a Kysela (1980) uvádzajú v pruhu medzi Vrchteplou a Ovčiarskom vo flyši mohutný litosóm zlepcov (300 – 500 m). Jeho vek podľa nanoplanktónu (v podloží zlepcov je zóna s *Discoaster lodensis*, v ich nadloží spoločenstvo s *Discoaster saipanensis* – určila Bystrická, ústna informácia in Marschalko a Kysela, 1980) je vrchný kuis – spodný lutét.

Paštinozávadské vrstvy domanižského súvrstvia vystupujú z. a v. od Ovčiarska, a najmä z. od Paštinej Závady. „Pribradlový“ paleogén tu začína mať spoločné litofaciálne črty s vnútrokarpatským paleogénom Žilinskej kotliny.

Ílovce obsahujú bohaté spoločenstvo aglutinovaných foraminifer s významným strednoeocénym druhom *Cyclammina amplexans* GRZYB. (Samuel et al., 1972). Z vrstvy červených slieňovcov pochádza bohaté spoločenstvo foraminifer spodného lutétu. Zo základnej hmoty zlepcov pochádza spoločenstvo veľkých foraminifer spodného až stredného lutétu, SBZ 13 – 14 (Köhler in Samuel et al., 1972; Buček et al. 2004c; Buček a Nagy in Mello et al., 2007). Uvedené spoločenstvo spodného lutétu je obdobné ako vo vrchnej časti súľovského súvrstvia (organodetritické vápence/pieskovce) na lokalite Lietava. Tam je jeho pozícia jednoznačná, t. j. medzi súľovskými zlepenkami a jemnorytmickým flyšom domanižského súvrstvia. Vysvetľujeme to ich laterálnym prechodom do domanižského súvrstvia (paštinozávadské vrstvy). Z tohto dôvodu, ako aj v dôsledku prítomnosti žilinskej poruchy sa v okolí Ovčiarska zachovali aj lutétske sedimenty. Priradovali sa k žilinskému súvrstviu, ale patria k paštinozávadským vrstvám.

Na niektorých miestach Stredného Považia je kartografické vymedzenie paštinozávadských vrstiev obťažné. Stratigrafické rozpätie paštinozávadských vrstiev je spodný až stredný lutét.

428 súľovské súvrstvie: karbonátové (dolomitové) zlepenca a pieskovce (sedimenty podmorských náplavových kuželov) (kuis až stredný lutét); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Súľovské súvrstvie (Andrusov, 1965) vystupuje na Strednom Považí (Buček a Nagy in Mello et al., 2007) a na východnom Slovensku. Zrejme za sladkovodnú považuje Andrusov (l. c.) aj polohu s hnedým uhlím, vystupujúcu vo vyššej časti súvrstvia j. od Hričovského Podhradia.

Samuel et al. (1972) preukázali, že v „pribradlovom“ pásme (v okolí Žiliny) súľovské zlepenca tvoria intraformačné telesá vo flyši vrchného paleocénu až spodného eocénu (Leško a Samuel in Andrusov a Samuel et al., 1985). Súľovské zlepenca v regióne Stredného Považia vystupujú v západnej a východnej vetve (Marschalko a Kysela, 1980; Marschalko a Samuel, 1993). Marschalko a Samuel (l. c.) odlišujú v súľovských zlepencoch dve litofácie: bazálnu a intraformačnú, vystupujúcu v domanižskom súvrství ako zlepcový flyš. V rámci bazálnej litofácie vyčlenili 4 základné typy zvrstvenia. Buček a Nagy in Mello et al. (2007) odlišujú spodnú, zlepcovo-brekciovú litofáciu – súľovské zlepenca (eocénny zlepenec, resp. „súľovský zlepenec“ v zmysle Štúra, 1860), a vrchnú litofáciu s organodetritickými vápencami a pieskovcami. Intraformačnú litofáciu v zmysle Marschalka a Samuela (l. c.) zaraďujú do nadložných paštinozávadských vrstiev (zlepcového flyšu) domanižského súvrstvia.

Podloží súľovských zlepcov sú ovčiarske vrstvy hričovskopodhradského súvrstvia, resp. jablonovské súvrstvie (Mojtín, Pružina – Riedka). Ak jablonovské súvrstvie nie je zastúpené, súľovské zlepenca spočívajú diskordantne (uhlová diskordancia) a transgresívne na triasových karbonátoch hronika, resp. na veporiku. Ide o pozvoľný prechod ovčiarskych vrstiev do súľovských zlepcov (Ovčiarsko – Jablonové) so značným pribúdaním hruboklastických sedimentov.

Súl'ovské súvrstvie tvoria súl'ovské zlepenca s dobre opracovanými a často aj dobre vytriedenými obliakmi. V závislosti od bezprostredného podkladu, na ktorý súvrstvie transgreduje, sú obohatené o olistolity wettersteinských vápencov alebo ostrohranné až slabo opracované balvany – bloky – karbonátových hornín podložia (okolie osady Riedka) a o veľké foraminifery. Na rozdiel od Salaja (1993a, b), nevyčleňujeme tzv. svinskochlievske súvrstvie (Havrila et al., 2004; Mello et al., 2007).

Dominujúci litotyp fácie sú masívne, ale aj hrubovrstvovité (hrubé 2 – 10 m až 25 m) svetlosivohnedé a svetlohnedožlté hrubo- až drobnozrné zlepenca, brekciovitá zlepenca a blokové brekcie. Súl'ovské zlepenca majú hrúbku 65 – 500 m.

V blízkosti transgresívnej plochy (v okolí kóty Svinské chlievy pri Pružine) sa v súl'ovských zlepencoch nachádza množstvo ostrohranných olistolitov wettersteinských vápencov. V základnej hmote zlepenecov sa nachádzajú spoločenstvá veľkých foraminifer spodného eocénu – rozhranie ilerd – kuis, SBZ 9 – 10, až kuis, SBZ 10 (Buček in Havrila et al., 2004). Z mnohých odkrytov súl'ovských zlepenecov, najmä sv. od Mojtína (Lopušná, Brehy), sme zistili dve spoločenstvá bentických veľkých foraminifer spodného eocénu – spodného kuisu, SBZ 10, a stredného kuisu, SBZ 11 (l. c.).

V súl'ovských zlepencoch (Súl'ov, Babkov a okolie kóty Dubník) sa vyskytujú úlomky až bloky (10 – 50 cm) veľkých svetlosivých, plet'ových až červenkastých koralo- foraminiferových a foraminiferovo-riasových organodetritických/organogénnych vápencov a piesčitých vápencov s hojnými navetranými koralmi, veľkými foraminiferami a sprievodnými mikrofosíliami (Köhler, 1988; Salaj, 1995b; Buček et al., 2004a). Zistené spoločenstvá veľkých foraminifer sú zaradené do spodného eocénu – stredného až vrchného kuisu, SBZ 11 – 12, až stredného eocénu – spodného lutétu, SBZ 13, so zasahovaním do SBZ 12. Prítomnosť miliolidných malých foraminifer a zriedkavé dasykladálne riasy poukazujú na zarifové prostredie. Úlomky (drvina) trsov koralov v spojitosti s miliolidmi charakterizujú prostredie úpätia telesa rifu ako prostredie biohermného charakteru, z ktorého sa koraly derivovali. Výnimkou je lokalita Babkov, kde ojedinelý výskyt globigeriníd poukazuje už na predrifové (úpätie telesa rifu) prostredie.

Vápencovo-pieskovcová organodetritická litofácia tvorí vrchnú časť súl'ovského súvrstvia na južnom okraji čiastkovej Breznianskej kotliny v priestore obce Lietava. Vápencovo-pieskovcová litofácia sa pozvoľna vyvíja zo zlepenecovej litofácie. V nadloží súl'ovských zlepenecov sa začínajú objavovať najprv jemnozrné zlepenca, potom vystupujú organodetritické pieskovce až piesčité vápenca s numulitmi. Stále sa však vyskytujú jemno- až strednozrné zlepenca. V najvyššej časti vápencovo-pieskovcovej litofácie sa začínajú objavovať ílovce a spolu s pieskovcami pozvoľna prechádzajú do flyšu domanižského súvrstvia. Táto litofácia (vrstvy) dosahuje hrúbku 10 až 15 m (Buček et al., 2004a).

Dominujúcou zložkou organických zvyškov sú bentické veľké foraminifery, ale kvalitatívne a kvantitatívne sa odlišujú od litofácie karbonátových pieskovcov a jemnozrných zlepenecov vrchnej časti borovského súvrstvia.

Na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer sú odlišené nasledujúce plytkovodné bentické zóny (Buček et al., l. c.): spoločenstvo stredného eocénu – spodného lutétu, SBZ 13, a spoločenstvo stredného lutétu, SBZ 14. Prostredie je plytkovodné (miliolidné malé foraminifery), s komunikáciou s otvoreným morom (ojedinelé globigerinidy) – vonkajším šelfom.

Z nadložia kriedových jarmutských vrstiev bradlového pásma opísal Potfaj (in Žec et al., 1997) súl'ovské zlepenca paleogénu bradlového pásma, jeho beňatinského sledu, z územia medzi Beňatinou a južným koncom Podhorode medzi Veľkým a Malým Osojikom. Okrem zlepenecov, brekcií a pieskovcov sa vyskytujú aj bloky a obliaky svetlých biohermných vápencov a tenké vložky vápnitých ílovcov, z ktorých pochádza vápnitý nanoplanktón spodného až stredného eocénu.

428a) ovčiarske vrstvy*: *zlepencový flyš (ilerd – kuis)*; listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Karbonátové pieskovce, zlepenca, brekcie a ílovce (slieňovce) a pestré slieňovce hričovskopodhradského súvrstvia na Strednom Považí laterálne prechádzajú do zlepencového flyšu (Samuel, 1972; Samuel et al., 1972) ovčiarskych vrstiev (Buček, Havrila a Nagy in Mello et al.,

* omylom zaradené do súl'ovského súvrstvia. Ovčiarske vrstvy patria do hričovskopodhradského súvrstvia.

2007). Smerom do nadložia zlepenčový flyš plynule prechádza do súľovského súvrstvia – súľovských zlepenčov. Vrstvy obsahujú lavicovité hrubozrnné organodetrítické vápnité pieskovce, jemnozrnné piesčité vápence a sporadicky sú zastúpené piesčité ílovce. Zlepenčový flyš miestami tvoria piesčité ílovce, pieskovce a zlepenčové s ojedinělými blokmi rifových vápencov. Charakteristické je pribúdanie polôh jemno- a strednozrnných zlepenčov, ktoré vystupujú po celej dĺžke ovčiarskych vrstiev z. od Ovčiarska smerom k Hričovskému Podhradiu a ďalej jz. smerom k Hrabovému.

Piesčité vápence a pieskovce obsahujú veľké foraminifery (Began a Samuel, 1969; Köhler, 1971; Samuel et al., l. c.; Potfaj et al., 1991; Buček et al., 2004b) spodného a stredného ilerdu (SBZ 5 – 8) až kuisu. Spoločenstvo foraminifer vrchného ilerdu a kuisu z pelitických sedimentov pochádza z okolia Tepličky nad Váhom a Nededze (Samuel a Haško, 1978). Z okolia Nededze a Žiliny uvádza Potfaj (Potfaj et al., 1991) nanoplanktón kuisu, resp. vrchného kuisu až spodného lutétu.

Spodný eocén – kuis je faciálne menej pestrý ako sedimenty ilerdu. Zastúpené sú jemnozrnné zlepenčové a hrubozrnné pieskovce s veľkými foraminiferami, striedajúce sa s piesčitými ílovcami. Hrúbka ovčiarskych vrstiev je 50 – 350 m. Z toho vyplýva, že v pruhu podložných vrstiev (dán – ilerd) hričovskopodhradského súvrstvia z. od Ovčiarska (dán – ilerd) smerom k Žiline-Závodiu sa zachovali aj menšie výskyty ovčiarskych vrstiev kuiského veku.

Zvláštnosťou je výskyt malých bradiel tvorených vápencami bradlového pásma veku berias – „urgón“ (Samuel et al., l. c.). Nachádzajú sa asi 600 m ssv. od kóty Ostrý vrch (548). Borza (1970) ich porovnáva s vápencami súľovského bradla.

429 hričovskopodhradské súvrstvie, žilinské súvrstvie s. l., kravárikovské súvrstvie, krúžické vrstvy: karbonátové pieskovce, zlepenčové, brekcie, ílovce a pestré slieňovce; a) kambühelské vápence: organogénne rifové vápence (bloky) (dán – kuis); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 38 MICHALOVCE

V rámci hričovsko-žilinského vývinu úseku medzi Žilinou, Hričovským Podhradím a Jablonovým a v okolí Považskej Bystrice Andrusov (1965), Samuel et al. (1972) a Samuel (1972) odlišili **žilinské súvrstvie** (flyš, v spodnej časti s prevahou pelitickej zložky – zelené a červené vápnité ílovce, zriedkavé sú bloky rifových vápencov) so stratigrafickým rozpätím vrchný dán až lutét a **hričovské súvrstvie** (flyšoidný vývoj – pieskovce, jemnozrnné zlepenčové a slieňové, bloky rifových biohermných vápencov) so stratigrafickým rozsahom „mont“ – tanet až kuis. Z toho vyplýva, že toto súvrstvie alternuje so žilinským súvrstvom (Samuel, l. c.).

Salaj (1995b) hruborytmický flyš s polohami zlepenčov a olistolitmi rifových vápencov (vrchný paleocén – spodný eocén) zodpovedajúci hričovskopodhradskému súvrstviu priraduje k paleogénu pribradlovej zóny, k internej zóne manínskeho pásma. Žilinské vrstvy začleňuje k internej zóne klapského pásma.

Podľa našich poznatkov (Buček a Nagy in Mello et al., 2007) lutétsky vek majú paštinovádkové vrstvy (zlepenčový flyš) domanižského súvrstvia (pozri tam). Stratigrafické rozpätie takto ponímaného hričovskopodhradského súvrstvia (jemno- až hruborytmické flyšové súvrstvie so zlepenčami súľovského typu a s olistolitmi rifových vápencov) je dán až kuis.

Hričovskopodhradské súvrstvie rozčleňujeme na karbonátové pieskovce, zlepenčové, brekcie a ílovce (slieňovce), pestré slieňovce a ovčiarske vrstvy.

Uvedené sedimenty vystupujú v okolí Hričovského Podhradia po oboch stranách Závadského potoka. Juhozápadne od obce ležia transgresívne a diskordantne na kriedových súvrstviach manínskej série (Salaj et al., 1978) a na vrchnokriedovom súvrství Hradiska podhájskej sekvencie (Mello et al., 2007). V okolí kóty Ostrý vrch (548 m) laterálne prechádzajú do organodetrítických pieskovcov a piesčitých vápencov patriacich k jablonovskému súvrstviu. Smerom do nadložia postupne laterálne prechádzajú do ovčiarskych vrstiev hričovskopodhradského súvrstvia. Menší výskyt je v. od zlomu sz.-jv. priebehu v časti pri sz. vyústení tunela Ovčiarsko (Potfaj, 1998c) a pri Varíne. Pri opise sme použili údaje z prác Samuel et al. (1972), Samuel in Samuel a Gašpariková (1983) a Marschalko a Kysela (1980).

Pre západný úsek hričovskopodhradského súvrstvia je charakteristický flyšoidný (hruborytmický) vývoj vrstiev, v ktorom sú zastúpené karbonátové pieskovce, jemnozrnné zlepenice, miestami aj brekcie a piesčité ílovce (slieňovce) obsahujúce bloky a olistolity rifových vápencov.

Pri Hričovskom Podhradí vystupujú najstaršie datované vrstvy. Polohy ílovcov obsahujú chudobnú asociáciu foraminifer (Samuel et al., l. c; Samuel, 1993), na základe ktorej sa zaraďujú do „montu“, do biozóny *Morozovella angulata* (Salaj et al., 1978; Salaj, 1995b). Potfaj (1998c) určil zo sivých piesčitých vápnitých ílovcov spoločenstvo vápnitého nanoplanktónu. Dominuje v ňom paleocénne spoločenstvo veku tanet (NP 6 – 9). Podľa Martiniho (1971) biozóna NP 6 zasahuje do selandu (vrchný paleocén).

Vyššie vo vápnitých pieskovcoch sa vyskytuje *Discocyclina ramaraoi* [= *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *D. seunesi* DOUV., *Operculina* cf. *heberti* MUN.-CHALM. (Samuel et al., 1972; Köhler, 1995)]. Určujú spodný tanet, SBZ 3 (= plytkovodné bentické zóny v zmysle Serra-Kiel et al., 1998). V najvyšších polohách súvrstvia, v ílovcov a slieňovcoch sa vyskytujú *Morozovella edgeri* PREMOLI SILVA et BOLLI a *Morozovella lensiformis* (SUBB.), určujúce už spodnoeocénny vek (Salaj, 1995b).

Medzi Ovčiarikom a Žilinou vystupuje jemnorytmické flyšové súvrstvie s prevahou pelitov (pestrých a prevažne červených ílovcov) nad vápnitými hrubozrnnými pieskovcami, taktiež s blokmi rifových vápencov. Dánsko-„montsko“-tanetské sedimenty pozvoľna prechádzajú do sedimentov ilerdu a kuisu. Ide tu viac-menej o jedno litologicko-faciálne súvrstvie s ubúdaním pestrého slienitého komponentu smerom do nadložia. Vyskytujú sa najmä jz. a jv. od k. Malé Hradisko (638 m).

Najviac biostratigrafických údajov je v prácach Salaja et al. (1978) a Bystrickej et al. (1983). Títo autori zastávajú názor o plynulej sedimentácii medzi kriedou a paleogénom. Naproti tomu, Hansen et al. (1990) zastávajú názor o hiáte v najspodnejšom dáne. Neskôr Salaj (1995b) opísal lavičku béžovokrémového mikritického vápenca hrubú 2 cm z bezprostredného nadložia najvyššieho mástrichtu obsahujúcu *Postrugoglobigerina haryana* (SAL.). V nadloží sú sliene, ktoré Salaj et al. (1978) opisujú v rámci dánu ako najstaršie a pričleňujú ich do nimi označenej zóny *Globigerina taurica* – *Globoconusa daubjergensis*. Hričovskopodhradské súvrstvie v tejto oblasti je doložené bohatými asociáciami bentických malých foraminifer paleocénu až spodného eocénu a veľkých foraminifer kuiského veku, SBZ 10 (Samuel et al., 1972; Salaj, l. c.). Hrúbka tejto časti súvrstvia je 50 – 300 m.

Kravárikovské súvrstvie (Samuel, 1972; Samuel et al., 1980) vystupuje na Strednom Považí (list 25 Bytča) a v Myjavskej pahorkatine (list 35 Trnava).

Najnovšie uvádza Salaj (2004) z kravárikovského súvrstvia (karbonátové zlepenice a bloky rifových vápencov) z oblasti Udiča – Jasenica z blokov rifových vápencov veľké foraminifery *Operculina heberti* (MUN.-CHALM.), *Glomalveolina reicheli* (MOR.) a *Discocyclina seunesi* DOUV. Na základe toho zaraďuje súvrstvie do najvrchnejšieho paleocénu až spodného eocénu.

Kravárikovské súvrstvie podľa Salaja (l. c.) leží transgresívne na šafranickom súvrství veku paleocén (dán – tanet). Okrem *Idalina sinjarica* GRIMS. je datované aj na základe planktonických foraminifer. Stratigrafický hiát, ktorý je medzi týmito súvrstviami, zodpovedá najpravdepodobnejšie iba zóne s *Glomalveolina levis* (Köhler a Salaj, 1997; Salaj, 2004), t. j. SBZ 4 – vrchný tanet. Keďže druhy veľkých foraminifer – *O. heberti*, *D. seunesi* a *I. sinjarica* – patria do SBZ 3 – spodný tanet (druh *Glomalveolina reicheli* nie je známy), stratigrafický rozsah kravárikovského súvrstvia najvrchnejší paleocén až spodný eocén podľa nás zodpovedá hričovskopodhradskému súvrstviu s olistolitmi kambühelských vápencov. Potom aj stratigrafický hiát vo vrchnom tanete (SBZ 4) stráca svoj význam, navyše, zónu s *Gl. levis* sme zistili v jablonovskom súvrství na území listu Bytča (Buček a Nagy in Mello et al., 2007). Z tohto dôvodu by sme mali „makovecký vývoj“ opustiť, ako to navrhovali Samuel et al. (1972), a nahradiť ho názvom myjavsko-hričovská skupina paleogénu s opísanými litostratigrafickými jednotkami. Potom by sa senónsko-paleogénne sedimenty gosauského vývoja klapského sedimentačného pásma (Salaj, l. c.) končili šafranickým súvrstvom.

Krúžické vrstvy (Potfaj in Žec et al., 1997) vystupujú na juh od Podhorode a jz. od Beňatiny. Ide o tenko vrstvený flyš s prevahou sivých, žltosivých až zelenkavých piesčitých, miestami vápnitých ílovcov nad jemno- až strednozrnnými karbonátickými pieskovcami (1 – 5 cm) s polohami

červených ílovcov a karbonátových zlepcov. Spoločenstvo nanoplanktónu poukazuje na lutét až ?priabón. Litologická náplň vrstiev a ich vekové zaradenie poukazuje skôr na zlepcový flyš paštinozávadských vrstiev domanižského súvrstvia vystupujúci v nadloží súľovského súvrstvia na Strednom Považí (Mello et al., 2007). Celková hrúbka sa odhaduje na 450 m.

429a) kambühelské vápence: organogénne rifové vápence (bloky) (tanet); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Najnovšie ich opísali Buček a Nagy (in Mello et al., 2007) zo Stredného Považia v rámci hričovskopodhradského súvrstvia.

Olistolity (lokalita „Veľký rif“ v obci Hričovské Podhradie) a bloky (Hričovské Podhradie, Žilina-Závodie) rifových vápencov sa vyskytujú v gradačne zvrstvených pieskovcoch, zlepcoch a brekciách, vzácne sú obalené pieskovcami (Samuel et al., 1972; Marschalko a Kysela, 1980). Obklopuje ich flyšové súvrstvie ilerdskeho veku (Samuel et al., l. c.; Buček et al., 2004b). Vápence sú pleťové až ružovkasté, organogénne (biohermné) až organoklastické. Prevládajú tri mikrofaciálne typy, riasové, riasovo-foraminiferové a riasovo-koralové *packestone*, *bindstone* a *rudstone*. Pôvodná základná hmota je z veľkej časti rekryštalizovaná. Sú v nej roztrúsené opracované klasty karbonátov.

Na základe zistených veľkých foraminifer (Köhler, 1966; Köhler in Samuel et al., 1972; Buček in Buček et al., 2004b) zaradíme tieto vápence do spodného tanetu, SBZ 3, s indexovým druhom spodného tanetu *Alveolina (Gl.) primaeva* REICH. Zo sprievodných mikrofosílií sú veľmi hojné koralinne aj dasykladálne riasy (Bystrický, 1976; Buček in Mello et al., 2007) a solitárne i dendroidné druhy koralov.

Dasykladálne riasy, alveolíny a miliolidy charakterizujú lagunárne prostredie s malými nárastmi rifov (*patch reefs*). Prítomnosť diskocyklín je znakom hlbšieho neritika. Veľmi vzácne sa vyskytujúce globigerinidy už charakterizujú prostredie vonkajšieho šelfu – predrifovú fáciu. Úlomky koralových trsov (*rudstones* so znakmi činnosti sekundárnych rifových organizmov, ale aj *bindstones* – koralovo-riasovo-foraminiferové) vo forme väčších klastov naznačujú derivovanie plynokvodných organizmov z okraja telesa rifu (až zo zarifovej zóny – dasykladálne riasy) do facií predrifu (prítomnosť diskocyklín).

Telesá paleocénnych rifových vápencov sa korelujú s kambühelskými vápencami (Tollmann, 1976, 1985, 1990; Mišík et al., 1991; Köhler et al., 1993; Buček a Mello, 1999; Tragelehn, 1996, 2000), ktorých typová lokalita (Kambühel) sa nachádza na južnom okraji Severných Vápencových Álp.

Zvláštnosťou je výskyt organogénnych kriedových („urgónskych“) vápencov/pieskovcov vyskytujúcich sa v. od Ovčiariska (Buček et al., 2004c) v hričovskopodhradskom súvrství, resp. v úzkom pruhu súvrstvia Hradiska (podhájska sekvencia). Z veľkých foraminifer (Buček in Buček et al., l. c.) je hojná *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *P. sp.* a *Orbitolinopsis sp.*, indikujúce vek barém – spodný apt (bedul).

Ďalšie výskyty blokov kambühelských vápencov sa vyskytujú v Malých Karpatoch (Rozbehy), Myjavskej pahorkatine, na Orave (Brezovica, Zábiedovo, Skorušina), v Spišskej Magure (Haligovce, Veľký Lipník) a na východnom Slovensku (napr. Radvanovce a Beňatina) (Köhler, 1995).

430 jablonovské súvrstvie: dolomitové brekcie, drobnozrnné karbonátové brekcie a zlepenec, dolomitové, organogénne a organodetritické pieskovce a piesčité vápence; operkulínové vápence (spodný tanet – kuis); listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Jablonovské súvrstvie vystupuje v Pezinských Karpatoch (Bukovská brázda) a na Strednom Považí. Podobne ako pri Mojtíne a osade Riedka-kameňolom pri Pružine (Havrila et al., 2004), aj pri Hrabovom a Jablonovom (Buček et al., 2004b) na Strednom Považí sú známe biohermné organogénne/organodetritické vápence s alveolínami. Litológii a genézou zodpovedajú „jablonovským“ vápencom. Preto ich nepovažujeme (podľa Havrila a Bučeka in Havrila et al., l. c.) za súčasť súľovských zlepcov súľovského súvrstvia, ale za súčasť jablonovského súvrstvia. Na typovej lokalite Jablonové vystupujú jednoznačne v podloží ovčiariských vrstiev hričovskopodhradského súvrstvia, resp. v podloží súľovských zlepcov (Mojtín a osada Riedka).

Okrem toho sa vápence s alveolínami vyskytujú aj na k. Axamitka s. od Haligoviec.

Jablonovské súvrstvie litostratigraficky rozčleňujeme na organodetritické pieskovce a piesčité vápence (predtým operkulínové vrstvy), dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami (Mojtín) a vápence. Podľa Samuela (in Andrusov a Samuel et al., 1985f) operkulínové vrstvy predstavujú lokálnu fáciu vyvinutú v hričovsko-žilinskom vývine paleogénu.

V nadloží súvrstvia vrchnej kriedy – súvrstvia Hradiska a súvrstvia Hlbokého podhájskej sekvencie (Rakús in Mello et al., 2007), resp. práznovského súvrstvia manínskej jednotky – vystupujú organodetritické vápnité pieskovce a piesčité vápence s veľmi častým zastúpením schránok operkulín a asilín so stratigrafickým hiátom v spodnom (strednom) paleocéne (Samuel et al., 1967; Began a Samuel, 1969; Samuel, 1972; Samuel et al., 1972). Názov operkulínové vrstvy nie je vyhovujúci. Pri Hlbokom nad Váhom sa laterálne zastupujú s vápencami jablonovského súvrstvia. Ich hrúbka je do 10 – 15 m.

Vrstvy vápnitých pieskovcov a piesčitých vápencov charakterizujú doskovité (5 – 10 cm hrubé) svetlohnedé a červenkastohnedé drobn- až hrubozrnné nevytriedené organodetritické vápnité pieskovce a organodetritické piesčité vápence (Buček a Nagy in Mello et al., 2007; Buček et al. 2004b).

Oba litologické typy obsahujú hojné schránky veľkých foraminifer. Na základe zisteného spoločenstva (Köhler in Samuel et al., 1967, 1972) zaraďujeme najspodnejšiu časť organodetritických pieskovcov a piesčitých vápencov do spodného tanetu, SBZ 3. Spoločenstvo veľkých foraminifer (Buček et al., 2004b; Mello et al., 2007) zaraďuje spodnú časť vrstiev do vrchného tanetu, SBZ 4, a vrchnú časť vrstiev do spodného ilerdu, SBZ 5 – 6, resp. na základe druhov *Operculina cf. canalifera* D'ARCH., *Assilina arenensis* ALM., *Nummulites praecursor* DE LA HARPE a *Coskinon* sp. do stredného ilerdu, SBZ 7 – 8.

Prostredie zodpovedá hlbšej neritickej zóne, presnejšie vonkajšiemu šelfu. V prípade výskytu miliolidných foraminifer ide o plytkovodnejšiu (lagunárnu) zónu vnútorného okraja vonkajšieho šelfu alebo prostredie vnútorného šelfu. Hrúbka je 10 – 15 m.

Dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami sa zistili (Havrila a Buček in Havrila et al., 2004; Buček a Nagy in Mello et al., 2007) z. od obce Mojtiín a pri osade Riedka (na tejto lokalite zatiaľ treba pripustiť, že dolomitové brekcie môžu mať triasový vek), resp. v Bukovskej brázde (Gross a Köhler, 1989). V podloží brekcií vystupujú wettersteinské vápence a dolomity považského príkrovu. Nadložie dolomitových brekcií (Mojtiín a osada Riedka) tvoria dolomitové pieskovce s hrúbkou do 10 m. Prechodnou faciou sú dolomitové hrubozrnné pieskovce. V lome pri osade Riedka nadložím brekcií sú detritické vápence až vápencové pieskovce jablonovského súvrstvia stredno- až hrubozrnnnej frakcie. Na niekoľkých miestach sa v základnej hmote brekcií zistila bauxitická prímes, resp. redepozity bauxitov. Salaj (in Salaj et al., 1991) ich zaraďuje do paleocénu (?dánu). V Malých Karpatoch okrem oboch uvedených litotypov vystupujú karbonátové brekcie a zlepenice. Obsahujú úlomky ružovočervených agregátov kryštálov kalcitu pochádzajúce z rozrušených krasových výplní, speleotém paleokrasu kriedovo-paleocénneho veku a iné formy paleokrasu (Mišík, 1980; Činčura, 1990; Činčura et al., 1991; Gašpariková et al., 1992).

Časť týchto brekcií má zjavne transgresívny charakter (pri Mojtiíne), časť (pruh medzi lokalitami Príkra a Rakytník a Malé Karpaty) môže mať charakter sedimentov predtransgresívnych svahových sutín, tak, ako to v oblasti Pružina – Domaníža predpokladali Marschalko a Samuel (1993) a priradili im vek vrchný paleocén. Keďže transgresia mora sa začala pri Mojtiíne v spodnom eocéne – kuise organogénnymi piesčitými vápencami jablonovského súvrstvia, dolomitové brekcie a pieskovce zaraďujeme do ?spodného eocénu. Dolomitové pieskovce jablonovského súvrstvia smerom do nadložia prechádzajú do paralického (brakického, podľa Andrusova, 1965), resp. kontinentálneho vývoja.

Najvyššie zastúpený člen jablonovského súvrstvia sú organogénne piesčité vápence a detritické vápence až vápencové pieskovce s veľkými foraminiferami. Vystupujú medzi Jablonovým a Hlbokým nad Váhom v nadloží organodetritických pieskovcov a piesčitých vápencov, transgresívne a diskordantne na vrchnokriedovom súvrství Hlbokého v podhájskej sekvencii (Rakús in Mello et al., 2007), resp. na práznovskom súvrství manínskej jednotky a pri Mojtiíne.

Tam ležia transgresívne na wettersteinských vápencoch a dolomitoch triasu hronika a na bauxitoch vrchnej kriedy – paleocénu (Havrila et al., 2004; Buček et al., 2004b; Buček a Nagy in Mello et al., 2007).

Uvedené litotypy litologicky, stratigraficky aj pozične zodpovedajú „jablonovským“ vápencom (Andrusov, 1965). Köhler (1971) preukázal, že súvrstvie, ktoré dnes označujeme ako jablonovské súvrstvie, leží na lokalite Jablonové-lomy v podloží súľovských zlepenčov. Tu leží v prevrátenej pozícii vo vzťahu k mladším súvrstviám myjavsko-hričovskej skupiny paleogénu [Salaj, 1994, 1995a; Rakús et al. in Vozár, Vojtko a Sliva (ed.) et al., 2002].

Vápence sú vo všeobecnosti vrstvomité (hrubé 15 – 25 až 40 cm, ojedinele viac ako 1 m), s doskovitým rozpadom (hrubé 5 – 10 cm), svetlohnedé, ružovkastohnedé a krémové, organogénne (foraminiferové, foraminiferovo-riasové a koralovo-riasové), piesčité, sčasti siltové, s hojnými, do biela navetranými schránkami alveolín a numulitov aj veľkými prierezmi koralínnych rias. Časté je laterálne zastupovanie rozličných subfácií (Gross a Köhler, 1989). Ich hrúbka je od 5 do 10 až do 100 m (Gross in Plašienka et al., 1991; Gross a Köhler in Kováč et al., 1991). Samuel et al. (1972), Marschalko a Kysela (1980) a Rakús et al. [in Vozár, Vojtko a Sliva (ed.) et al., l. c.] uvádzajú aj zlepence a brekcie s prevahou dolomitových klastov (90 %). Jemnozrné pieskovce, slieňovce a ílovce sú veľmi zriedkavé.

Za najstarší paleogénny sediment pružinskej oblasti sa pokladajú transgresívne vrstvy vápniťého zlepenca a vápniťého zlepencovitého pieskovca až piesčitého vápenca (lokalita Mojťín) patriace do bázy kuisu (Salaj et al., 1991, Salaj, 2001). Spoločenstvo veľkých foraminifer (alveolíny, numulity a diskocyklíny) od Mojťína zodpovedajúce spodnému eocénu uvádzajú Salaj (1962b), Samuel a Salaj (1963), Andrusov a Köhler (1963), Köhler (in Andrusov, 1965) a Mahel' (1983b, 1985a), resp. zodpovedajúce báze ypresu a/alebo báze ilerdu (Salaj, 1998a, 2002).

Zistené spoločenstvá veľkých foraminifer na Strednom Považí z vrchnej časti súvrstvia patria do stredného ilerdu, SBZ 7 – 8 (lokalita Riedka), až vrchného ilerdu – spodného kuisu, SBZ 9 – 10 (Buček in Havrila et al., 2004; Buček in Buček et al., 2004b; Buček a Nagy in Mello et al., 2007), v Malých Karpatoch do stredného ilerdu, SBZ 8, až kuisu, SBZ 10 – 12 (Köhler in Gross a Köhler, 1989; Buček in Fordinál et al., 2005; Buček in Elečko et al., 2007). Na základe prítomnosti alveolín, ktoré boli najplytšie žijúcimi bentickými foraminiferami, a miliolidov možno usudzovať na lagunárne prostredie, resp. chránenú platformu.

Vápence s alveolínami a zlepence vystupujú aj s. od Haligoviec na hrebeni medzi kótami Axamitka a Plašná. Ide o 15 – 25 m hrubý komplex numulitových vápenčov a zlepenčov (Potfaj in Janočko et al., 2000). V spodnej časti komplexu sú hnedosivé až čierne bioklastické vápence s množstvom úlomkov rias a veľkých a miliolidných foraminifer tanetského veku. V ich nadloží je niekoľko vrstiev zlepenčov, zastúpených zlepencami súľovského typu (s karbonátovými obliakmi a numulitmi) a zlepencami s pestrým „exotickým“ zložením.

431 *lubinské súvrstvie: flyš s polohami zlepenčov a olistolitov riasovo-koralových vápenčov (vrchný paleocén – eocén); a) súvrstvie Jablonky: flyš s polohami pestrých ílov a slieňov (stredný eocén – spodný oligocén);* list: 35 TRNAVA

Lubinské súvrstvie (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) vystupuje na povrch v Myjavskej pahorkatine. Je charakteristické pre prechodný vývoj Starej Turej myjavskej skupiny. Skladá sa z nasledujúcich, rytmicky sa striedajúcich typov hornín: sivomodré detritické vápence (kalkarenity a calcirudity), svetlosivé organogénne (biohermné) riasovo-koralové vápence, karbonátové a exotické zlepence, vápniťé pieskovce, sivé až sivohnedé piesčité slieňovce a sliene, ílovce, miestami s pelosideritovými konkréciami. V tomto súvrství sú hojné olistolity rifových riasovo-koralových vápenčov. Podrobný opis jednotlivých litotypov uvádzajú Leško et al. (1978) z vrtu Lubina-1. Reprezentuje flexoturbiditný typ súvrstvia (hojné ílovce s rozptýlenými obliakmi). V študovanej oblasti možno z povrchových odkryvov v lubinskom súvrství, ako uvádzajú Salaj a Priečovská (1988), rozpoznať niekoľko členov. Hrúbka súvrstvia je 1 000 m.

Biostratigrafické zaradenie jednotlivých členov lubinského súvrstvia (Salaj a Began in Salaj et al., 1987; Salaj a Priečovská, 1988) do vrchného paleocénu až spodného eocénu sa opiera o veľké

foraminifery (Samuel a Salaj, 1963; Köhler, 1961, 1995), bohaté spoločenstvá planktonických foraminifer vrchného tanetu až kuisu (Samuel et al., 1964) a nanoplanktónu (Bystrická, 1963).

Salaj (in Elečko et al., 2007) mylne interpretuje ako súčasť lubinského súvrstvia aj spodný interval vrtu Lubina-1 (Leško et al., 1978).

Sedimenty vývoja Starej Turej nemajú svoj ekvivalent v gosauských panvách Severných Vápencových Alp Rakúska. Vznikli, ako uvádzajú Leško et al. (l. c.), za stáleho a výrazného tektonického nepokoja pobrežia a časti dna pogosauskej panvy. Podľa týchto autorov pochádzajú klasty z pobrežných zdrojov a z málo spevneného devastovaného dna, odkiaľ ich počas senónu a spodného paleogénu turbidity odnášali do južnejších a jz. situovaných sedimentačných zón.

431a) Súvrstvie Jablonky (Samuel et al., 1980) (hrúbka 300 – 400 m) vystupuje v najvyššej časti prechodného vývoja Starej Turej a v severnom vývoji Surovína myjavskej skupiny (Salaj et al., 1987) v Myjavskej pahorkatine (Salaj in Elečko et al., 2007).

Ide o jemnorytmický flyš, ktorý sa vyznačuje hojnými polohami pestrých, prevažne červených ílovcov a slieňov s bohatou, prevažne planktonickou mikrofaunou a vápnitým nanoplanktónom (Samuel a Salaj, 1968; Salaj et al., 1987; Bystrická, 1963) veku stredný eocén (lutét) až vrchný eocén.

Menilitové súvrstvie má hrúbku 3 m a vek najvrchnejší eocén – ?spodný oligocén.

V nadloží súvrstvia Jablonky vystupujú v myjavskej tehelni najprv tvrdé slieňovce (faciálne podobné globigerínovým slieňovcom). Až nad nimi sa objavujú tmavohnedé bridlice menilitového typu hrubé 2 m s tenkou konglomerátovou polohou. Samuel (1972, 1975) ich na základe superpozície zaraďuje do menilitových vrstiev vrchnoeocénneho veku, pričom nie je vylúčená ani prítomnosť najspodnejšieho oligocénu.

432 súvrstvie Dedkovho vrchu: rifové riasovo-koralové vápence striedajúce sa so slieňmi a slieňovcami (mont – spodný eocén); list: 35 TRNAVA

Súvrstvie Dedkovho vrchu (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) patrí k severnému vývoju Surovína myjavskej skupiny v Myjavskej pahorkatine.

Súvrstvie tvoria modrasté vápnité pieskovce, zlepenca a riasovo-koralové vápence, ktoré sa striedajú so slieňovcami a slieňmi. Polohy vápencov sú hrubé od 50 cm až do 0,5 m a obsahujú až 20 % organických zvyškov. Na báze súvrstvia prevládajú piesčité vápence a vápnité pieskovce s polohami piesčitých slieňov (hrúbka asi 5 m). Vyššie sú vyvinuté organogénne riasovo-koralové a machovkové vápence (kalkarenity). Klastickú prímes (asi 10 %) tvoria zrná kremeňa, ojedinele živce, úlomky vyvretých hornín a silicity. Zistil sa aj rutil, zirkón, muskovit, chlorit a z autigénnych minerálov glaukonit a pyrit (Salaj a Priehodská, 1988). Klastický kremeň chýba vo vápencoch vrchnej časti súvrstvia. V dôsledku toho sa vápence stávajú úplne organogénnymi. Pre túto časť súvrstvia sú charakteristické polohy slieňov. Maximálna hrúbka súvrstvia je 500 m.

Stratigrafia vrchného paleocénu až spodného eocénu je doložená veľkými foraminiferami (Salaj, 1960; Köhler, 1961, 1995): *Discocyclina seunesi* (DOUV.), *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS a *Nummulites solitarius* DE LA HARPE. Spodný eocén dokumentuje druh *Discocyclina douvillei* (SCHLUM.). Významnou fosiliou je *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA, hojný vo vrchnom paleocéne a v spodnom eocéne. V slienitých polohách paleocénno-spodnoeocénneho komplexu organogénnych vápencov v oblasti Hornej Polianky sa nachádza bohatá planktonická mikrofauna, charakteristická pre vrchnopaleocénne zóny, *Morozovella aequa* a *Morozovella subbotina marginodentata* (Salaj in Salaj et al., 1987). Spodný eocén je doložený aj mikrofaunou (Salaj, op. cit.).

433 súvrstvie Priepasného: tenko vrstvený flyš s polohami pestrých ílov a slieňov (paleocén – spodný eocén); list: 35 TRNAVA

Súvrstvie Priepasného (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) patrí k južnému vývoju Bradla myjavskej skupiny v Myjavskej pahorkatine.

Jemnorytmický dvojkomponentný flyš s prevahou ílovcov je nad tenkolavicovitými, 5 až 15 cm hrubými, silne sľudnatými, slabo vápnitými pieskovcami v pomere 3 : 1. Pieskovcové po-

lohy majú psamitickú štruktúru. Tvoria ich najmä úlomky karbonátov (až 55 %), zrná kremeňa (miestami až 90 %), úlomky ílovitých bridlíc (3 %) a úlomky a zrná živcov (1 %). Zriedkavo sa vyskytuje muskovit, biotit a chlorit. Tmel je vápny, bazálny. Z ťažkých minerálov sú prítomné tie isté minerály ako v podložnom kravárikovskom súvrství (Salaj a Priechodská, 1988). Hrúbka súvrstvia je 300 – 500 m.

Z organických zvyškov sa zistili úlomky rias, machovky, preplavené orbitoidné foraminifery, ako aj primárne numulity reprezentované vrchnopaleocénnym (spodnoilerdským) druhom *Nummulites solitarius* DE LA HARPE (určil Köhler in Salaj et al., 1987). Z vrchného paleocénu až najspodnejšieho eocénu sú preukázané pomerne bohaté spoločenstvá foraminifer zón *Morozovella aequa* a *Morozovella marginodentata* (Salaj in Salaj et al., 1987).

Stratigrafia vrchného paleocénu až spodného eocénu je doložená najmä veľkými foraminiferami (Salaj, 1960; Köhler, 1961, 1995). Vrchný paleocén dokumentuje aj bohatý nanoplanktón a planktonická mikrofauna (Bystrická, 1963; Bystrická in Salaj et al., 1987; Salaj in Salaj et al., 1987). Spodný eocén je doložený aj mikrofaunou (Salaj, op. cit.)

Sedimenty vrchnej kriedy neistej tektonickej príslušnosti

434 *organodetritické piesčité vápence až drobnozrnné zlepence (kampán – mástricht);* list: 35 TRNAVA

Köhler a Borza (1984) opísali výskyt vrchnokriedových sedimentov zo severného okraja Bukovskej brázdy (Pezinské Karpaty) z južného svahu kóty Vápenková skala (opustený lom a okolie) jz. od obce Rozbehy. Na geologickej mape 1 : 50 000 (Mahel' a Cambel, 1972) je tento výskyt označený ako bazálny paleogén. Podložie senónskych sedimentov nie je odkryté. V ich nadloží vystupujú neogénne zlepence a brekcie.

Litologicky ide o celistvé, tektonicky značne porušené drobnozrnné a hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepence s ojedinelými mezozoickými karbonátovými obliakmi s priemerom do 5 cm. Podrobný petrografický opis uvádza Borza (in Köhler a Borza, l. c.).

Kampánsky vek tejto litostratigrafickej jednotky dokazuje prítomnosť spoločenstva veľkých foraminifer (určil Köhler; cf. Köhler in Köhler a Borza, l. c.; Köhler, 1985): *Orbitolites tissoti* SCHLUMB., *O. media* D'ARCH., *Pseudosiderolites vidali* (DOUV.) a *Lepidorbitolites campaniensis* VAN GORSEL.

Pretože paleocén v biohermných fáciách tu doteraz nebol presvedčivo dokumentovaný mikrofosíliami, nemožno s istotou vylúčiť ani pokračovanie sedimentácie do začiatku spodného paleogénu. Paleocénny (tanet) vek sa nateraz zistil iba nepriamo z blokov organogénnych vápencov pochádzajúcich najpravdepodobnejšie z neogénu, a to na základe dasykladálnej riasy *Sarosiella feremollis* SEG. (Buček a Köhler, 1987, kampán – mástricht).

BREZOVSKÁ SKUPINA (vrchná krieda – eocén)

435 *súvrstvie Polianky: sliene s polohami vápňitých pieskovcov (vrchný kampán – dán);* list: 35 TRNAVA

Súvrstvie Polianky patrí už k severnému vývoju – vývoju Suroviny brezovskej skupiny (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) v Myjavskej pahorkatine. Toto súvrstvie tvoria prevažne sivozelené sliene (vzácné aj červené) a slieňovce, vzácné s inocerámovou makrofaunou, s polohami modrastých vápňitých pieskovcov, častejšími v spodnej časti a zriedkavejšími vo vrchnej časti súvrstvia. Hrúbka súvrstvia je 300 – 380 m.

Súvrstvie Polianky sa vyvíja zo súvrstvia púchovských pestrých slieňov. V spodnej časti má litologický vývoj prakticky zhodný s podbradlianskym súvrstvím. Stredná, slienitá časť s ojedinelými, 5 – 10 cm hrubými turbiditnými jemnozrnnými laminovanými kalkarenitmi je ekvivalentná s mosnáčovskými inocerámovými slieňovcami. Tie reprezentujú pokojnú pelagickú sedimentáciu, dokumentovanú bohatou asociáciou planktonických foraminifer.

Súvrstvie Polianky má čiastočne ekvivalent v Severných Vápencových Alpách Rakúska vo fácií nientalského súvrstvia.

Vrchný kámpán je dokázaný asociáciou foraminifer zóny *Globotruncana rugosa* a spodný mástricht asociáciou foraminifer zóny *Globotruncana falsostuarti* (Salaj a Samuel, 1966; Salaj a Priechodská, 1988). Vrchný mástricht je doložený zónou *Racemuguelina varians*.

Sivozelené slieňe dajú s polohami vápnitých pieskovcov vystupujú v jadre antiklinálnej štruktúry pri Dolnej a Hornej Polianke. V spodných polohách slieňe obsahujú bohatú mikrofaunu zón *Globoconusa daubjergensis*, *Eoglobigerina pseudobulloides*, *Planorotalites compressa* a *Praemurica inconstans*. V týchto zónach Gašpariková (in Salaj et al., 1987) dokumentovala aj bohatý nanoplanktón.

Z vápnitého pieskovca, odobraného na štúdium ťažkých minerálov z vrchnodánskej zóny *Praemurica inconstans* (Dedkov vrch, malý opustený kameňolom), Salaj a Priechodská (1988) identifikovali asociáciu s prevahou zirkónu, rutilu, turmalínu, chloritu, magnetitu a limonitu nad ostatnými minerálmi. Tie reprezentuje zoisit, epidot, granát, chromit, ilmenit, chloritoid a pyrit.

Najvrchnejšiu časť slieňov zo súvrstvia Polianky charakterizuje mikrofauna „montu“ s *Praemurica praecursoria* a nanoplanktón zóny *Ellipsolithus macellus* (Gašpariková in Salaj et al., 1987).

436 súvrstvie podlipoveckého flyšu (vrchný mástricht); bradlianske súvrstvie: vápence, inocerámové slieňovce, flyš (kámpán – mástricht); list: 35 TRNAVA

Bradlianske súvrstvie (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) je ďalším súvrstvom južného vývoja Bradla. Vystupuje v Myjavskej pahorkatine. Pozostáva z dvoch vrstiev: vápencov Širokého bradla a mosnáčovských slieňov.

Vápencový člen Širokého bradla (hrúbka asi 100 m) tvoria lavice svetlosivých až béžovo-kremových organodetrítických až organogénnych orbitoidových vápencov až zlepcov hrubých 15 – 30 cm (= orbitoidové vrstvy v zmysle Salaja, 1961) s obliakovým materiálom triasových vápencov a dolomitov.

Z orbitoidových vrchnokampánskych foraminifer sa vyskytujú *Orbitoides media* (d'ARCH.), *O. media megaliformis* PAPP et KÜPPER a *Pseudosiderolites vidali* (DOU.), ktoré preukázal Köhler (1961). Pomerne časté sú tenkolavicovité, 3 – 5 cm hrubé lavice sivých inocerámových slieňovcov. Z ťažkých minerálov sa v súvrství vyskytuje turmalín, granát a distén (Borza, 1962).

Mosnáčovské inocerámové slieňovce (hrúbka 50 – 100 m) tvoria intrabiomikrity. V základnej hmote sa vo veľkom množstve vyskytuje drobná organogénna drvína z úlomkov inocerámov a krinoidov. Inocerámovú faunu reprezentujú druhy *Inoceramus (Cataceramus) regularis* D'ORB. a *I. (I.) balticus* BOEHM. Bohatú, prevažne planktonickú mikrofaunu zastupuje asociácia spodnomástrichtských druhov zóny *Globotruncana falsostuarti* s *G. falsostuarti* SIGAL, *G. stephensoni* PESS. a i.

Sedimentačný cyklus **súvrstvia podlipoveckého flyšu** (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) sa začína pasážou orbitoidových karbonátových zlepcov s vložkami inocerámových slieňov a orbitoidových vápencov. Ide teda o druhý, stratigraficky mladší horizont orbitoidových vrstiev. Z ťažkých minerálov (Salaj a Priechodská, 1988) dominuje turmalín, zirkón, magnetit a limonit, vzácnejšie sa vyskytuje epidot, zoisit, granát, rutil, chlorit a ilmenit. Veľmi vzácné sa vyskytuje apatit.

Tieto vrstvy postupne prechádzajú do flyšového súvrstvia. Tvoria ho sivozelené až sivé slieňe a prachovcové, slabo sľudnaté slieňovce, ktoré sa rytmicky striedajú so sivými až hnedastými, tenko- až hrubovrstvovými, 5 – 25 cm hrubými jemnozrnnými sľudnatými pieskovcami. Vzácné sa vyskytujú aj polohy jemnozrnných exotických zlepcov s prevládajúcim materiálom z kremenných obliakov.

Pokiaľ ide o litologické porovnanie tohto súvrstvia, a to aj z hľadiska prítomnosti ťažkých minerálov, miestami možno tento typ nájsť v nadloží orbitoidových vrstiev v oblasti Grünbachu. Je možné porovnať ich aj s bazálnou časťou zwieselalmských vrstiev zodpovedajúcich mástrichtu Gosauskej panvy v oblasti Gosau v Severných Vápencových Alpách Rakúska.

Hrúbka súvrstvia je 30 – 50 m.

Z mikrobiostratigrafického hľadiska súvrstvie podlipoveckého flyšu zodpovedá zóne s *Racemuguelina varians* (Salaj, 1960, 1962) s mimoriadne hojne zastúpeným druhom *Abathomphalus mayaroensis* BOLLI.

437 podbradlianske súvrstvie: flyš s prevahou slieňov, často inocerámových (vrchný kampán);
list: 35 TRNAVA

Flyšové podbradlianske súvrstvie (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) vystupuje v Myjavskej pahorkatine. Ide o súvrstvie jemnozrnných až hrubozrnných, 10 – 30 cm hrubých vápnitých modrastých pieskovcov. Rytmicke sa striedajú so svetlosivými slieňmi a mikritickými foraminiferovými a inocerámovými slieňovcami. Vzácné sa v nich vyskytujú aj hlavonožce, reprezentované druhom *Gaudryiceras glaneggense* (REDTENB.).

Vo vrchnej časti súvrstvia sú hrubozrnné vápnité pieskovce a drobnozrnné karbonátové zlepenca (kalkarenity) s úlomkami organických zvyškov, pochádzajúcich najmä zo schránok inocerámov. Vo výbrusoch možno pozorovať najmä psamitickú štruktúru. Z detritického karbonátového materiálu pochádzajú predovšetkým dobre opracované obliačiky vápencov a kremeňa, vzácnejšie rohovcov, vápnitých pieskovcov, svorov, kryštalických bridlíc a diabasu (Salaj a Michalík in Michalík et al., 2000). Bohatú asociáciu ťažkých minerálov preukázali Salaj a Priechodská (1988). Hrúbka súvrstvia je do 500 m.

Mimoriadne bohaté spoločenstvo foraminifer vrchnokampánskeho veku zistili Salaj (1961), Köhler (1962) a Salaj a Samuel (1966). Vrchný kampán dokumentuje aj výskyt bohatého nanoplanktónu zóny *Tetralithus aculeus* (Gašpariková, 1983).

438 košarištianske súvrstvie: pestré slieňovce s polohami vápnitých pieskovcov (spodný kampán); list: 35 TRNAVA

Ďalšou litostratigrafickou jednotkou južného vývoja Bradla je košarištianske (v legende uvedený chybný názov košariské) súvrstvie (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) vystupujúce v Myjavskej pahorkatine. Po rehabilitácii Štúrovho názvu súvrstvia púchovských slieňov (z lokalít Hrabovka, Vieska-Bezdedov, Brezie a Ihrište; Salaj, 1995) treba považovať názov košarištianske súvrstvie za ich synonymum.

Košarištianske súvrstvie s ojedinelými polohami aleuritických vápnitých pieskovcov charakterizujú pestré (prevažne červené) slieňovce, mikroskopicky zodpovedajúce globotrunkánovo-hedbergellovému biomikritu (Salaj, 1961).

Obsahujú bohatú asociáciu prevažne planktonických foraminifer zóny *Globotruncana arca*, ktorú opísali Salaj a Samuel (1966). Bohatý nanoplanktón charakterizuje zóna *Broinsonia parca* (Salaj a Gašpariková, 1983). Hrúbka súvrstvia je 30 – 50 m.

Asociáciu ťažkých minerálov (Woletz, 1966; Salaj a Priechodská, 1988) tvorí granát a chromit. Pokiaľ ide o koreláciu s gosauským vývojom Severných Vápencových Álp, košarištianske súvrstvie možno faciálne korelovať iba s nierentalským súvrstvom. To však vekove zodpovedá až vrchnému kampánu – mástrichtu (Woletz, 1963; Oberhauser, 1968).

439 súvrstvie Hurbanovej doliny: flyš (santón); list: 35 TRNAVA

Vystupuje v Myjavskej pahorkatine. Súvrstvie Hurbanovej doliny (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987; Salaj in Elečko et al., 2007) patriace k južnému vývoju Bradla reprezentuje výrazne hrubá sekvencia alternujúcich gradačne zvrstvených, 5 – 50 cm hrubých vápnitých pieskovcov, piesčitých slieňov a piesčitých vápencov. Obsahujú horizont exotických zlepenecov hrubý 30 – 50 cm (U Štefánkov s. od Brezovej pod Bradlom) s bohatou makrofaunou ulitníkov a lastúrníkov, ktorú študoval Siblík (in Salaj et al., 1987). Horizont je začlenený do vrchného santónu, podobne ako aj vložky uhoľných ílovcov hrubé 10 – 15 cm a preplástky čierneho antracitového uhlia (Lóczy, 1915; Kodým, 1937). Svedčia o plytkovodnejšom charaktere vrchného santónu (Maheľ a Salaj, 1987). Ťažké minerály z tohto zlepenca a z niektorých vápnitých hrubozrnných pieskovcov študovali Salaj a Priechodská (1988) a Wagreich a Marschalko (1995). Hrúbka súvrstvia je 350 – 600 m.

Pri stanovení stratigrafie má veľký význam bohatá mikrofauna planktonických a bentických vápnitých i aglutinovaných santónskych foraminifer (Salaj a Samuel, 1966; Salaj in Salaj et al., 1987). Z tohto súvrstvia je opísaný aj nanoplanktón zóny *Tetralithus obscurus* (Gašpariková a Salaj, 1983).

Pokiaľ ide o koreláciu súvrstvia Hurbanovej doliny s obdobnými sedimentmi v gosauskom vývoji Severných Vápencových Álp (Kollman a Summesberger, 1982), je možné korelovať ho s grabenbašským súvrstvom (Salaj a Began, 1983; Salaj a Priechodská, 1988).

Pokiaľ ide o sedimentáciu, flyšové súvrstvie má platformový až hlbší batyálny vývoj (Mahel' a Salaj, 1987). Potvrdzujú to asociácie foraminifer, najmä vápnité, bentické. Okrem toho sú tu prítomné viaceré horizonty len aglutinovaných foraminifer, občas spolu s redeponovanými planktonickými foraminiferami, ktoré sú silne postihnuté disolúciou. Nastala zrejme pod hladinou CCD (Mahel' a Salaj, 1987).

440 ostriežske súvrstvie: valchovské zlepenca, baranecké pieskovce a štvernické sliene (stredný až vrchný koňak); list: 35 TRNAVA

Ostriežske súvrstvie (Samuel et al., 1980) vystupuje v Brezovských a v Čachtických Karpatoch. Patrí k morskému sedimentačnému cyklu južného vývoja (vývoj Bradla) brezovskej skupiny (Salaj in Elečko et al., 2007). Repräsentujú ho tri členy s rôznym litofaciálnym vývojom – valchovské zlepenca, baranecké pieskovce a štvernické sliene.

Valchovské zlepenca (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) sú najstarší litofaciálny člen a repräsentujú bázu senónu brezovskej skupiny. Sú transgresívne a viacmenej konkordantne uložené na vrchnotriasovom hlavnom dolomite Brezovských a Čachtických Karpát. Vystupujú v súvislom pruhu od Valchovho mlyna po kóty Ostriež, Baranec a Červený Kameň a k osade Bajcarovci. Odtiaľ v pokračovaní ďalej na SV a S boli tektonicky vyvlečené.

Petrografickou analýzou valchovských zlepenecov sa zaoberal Borza (1962). Treba poznamenať, že v týchto zlepencoch sa vzácne vyskytujú obliaky melafýrov. Ultrabázické horniny sa nepreukázali (Salaj a Priechodská, 1988). Červené sfarbenie zlepenecov je spôsobené jemne rozptýleným železitým pigmentom (Borza, Martiny a Pospíšil, 1959). Červený tmel pochádza zo zvetraninového plášťa, ktorý pri transgresii mora v koňaku bol preplavený a usadil sa spolu so zlepencami (Činčura, 1992, 1994). Charakteristickým znakom zlepenecov, ako upozornil Borza (l. c.), je ich veľkosť a nízke opracovanie. Poukazuje na krátky a rýchly transport, ako aj na rýchlu sedimentáciu. Hrúbka je do 50 m.

Baranecké pieskovce (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) repräsentujú v ostriežskom súvrství stredný člen (hrúbka 50 – 150 m). V nadloží valchovských zlepenecov sú lavicovité, 1 – 2 m hrubé jemnozrnné karbonátové pieskovce, klastické vápenca a sivé jemnozrnné vápnité zlepenca (Borza, 1962). V ich vrchnej časti sú polohy modrastých aleuritických slienov hrubých 1 – 2 m, v ktorých sa vyskytujú bližšie neurčené a zle zachované ježovky veľké 2 až 3 cm.

V jemnozrnných karbonátových pieskovcoch sa z makrofauny vyskytuje druh *Actaeonella* aff. *gigantea* (SOW.) a *Actaeonella laevis* (SOW.), ktoré sa hojne nachádzajú na jv. svahoch Ostrieža (Salaj, 1960; Salaj a Priechodská, 1988). Stratigraficky sa baranecké pieskovce zaraďujú do vrchného koňaku.

Štvernické sliene (Samuel et al., 1980; Salaj a Began in Salaj et al., 1987) majú vrchnokoňacký vek. Majú hrúbku 50 – 100 m a sú najvrchnejší člen súvrstvia. Vrstvy tvoria sivozelené, miestami modrasté sliene hrubé 3 – 6 m.

Okrem bentických foraminifer sú sliene bohaté na planktonickú mikrofaunu zóny *Sigalia deflaensis*. Na jej základe ich možno zaradiť do vrchného koňaku. V slienoch sa (Bajcarovci – výkopy studní) vyskytujú pomerne hojné drobné exempláre amonitov rodu *Praetexanites*. Výskyt planktonickej mikrofauny a amonitov svedčí o pelagickej sedimentácii štvernických slienov.

Kontinentálne „predtransgresívne“ usadeniny (stredná až vrchná krieda – ?paleocén)

- 441 *zlepence, pestré bridlice, gombasecké vrstvy, miglincké vápence; nediferencovaný senón na Horehroní (santón – kampán); a) bauxity a blokované karbonátové brekcie (Strážovské vrchy) (?vrchná krieda – ?paleocén); b) pustovecké súvrstvie: riasové („schizofytové“) vápence (vrchný turón – spodný koňak)*; listy: 37 KOŠICE, 35 TRNAVA

Gombasecké vrstvy charakterizujú tmavé bridlice a pieskovce, ktoré sa vyskytujú ako šošovky rôznych rozmerov uprostred wettersteinských vápencov v gombaseckom veľkolome (Mello in Mello et al., 2006). Jednu zo šošoviek (30 – 5 x 40 m), ktorá už dnes neexistuje, opísali Mello a Snopková (1973). Na základe spór a peľových zŕn zistili, že tieto sedimenty sú (vrchno-) santónsko-kampánske. Tropickú a pomerne vlhkú paleoklímu dokladajú nálezy spór papradí a peľových zrníek lián. Uvedení autori na základe výskytu hnedožltých až okrových lateritických krúst na skrasovatených vápencoch a zvrásnení bridlíc a pieskovcov usudzujú, že tieto sedimenty nevytvárali jednoduché výplne krasových dutín. Marschalko (in Marschalko a Mello, 1993) na základe spadnutých blokov vápencov do laminovaného sedimentu usúdil, že ide o jaskynný sediment.

Miglincké vápence (svetlé mramorovité vápence neznámeho veku sensu Bystrický, 1960). Hrubolavicovité až masívne vápence svetlej pleťovej farby sa vyskytujú v údolí Miglinc. Vápence sú organodetrítické (kalkarenity až kalcirudity), so zastúpením úlomkov rudistov, lastúrnikov, ostňov ježoviek, foraminifer a prierezov rekryštalizovaných stomiosfér. Vrchnokriedový vek (kampán) preukázali Mello a Salaj (1982) nálezmi rudistov a foraminifer [najmä druhom *Globotruncana arca* (CUSHM.)].

441a) Výskyty **bauxitov** sú známe z okolia Mojtína (lokality Lopušná a Borová) a Strážovských vrchov (lokality Radová, Somorová, Košiná a Sekaná z okolia obce Pružina (Orlov, 1937; Čícel, 1958; Hanáček et al., 1984; Satina, 1988; Beleš et al., 1990; Hrnčár, Rohalová et al., 1993; Kandera et al., 1996). Viazu sa na styk wettersteinských vápencov a dolomitov považského príkrovu s vápencami jablonovského súvrstvia myjavsko-hričovskej skupiny, resp. sa vyskytujú v podloží súľovských zlepencov spodnoeocénneho veku (Buček in Havrila et al., 2004; Buček a Nagy in Mello et al., 2007). Genéza bauxitových ložísk pri Mojtíne a v okolí Pružiny ani ich vek vzniku nie sú zatiaľ definitívne vyriešené (Kraus a Hano, 1976; Hanáček et al., 1984; Beleš et al., 1990).

Bloky karbonátových brekcií neistého vekového zaradenia podľa Havrila (Havrila et al., 2004) vystupujú asi 2 km od Mojtína. Vytvárajú teleso nízkeho chrbta, morfológicky utopeného vo wettersteinskom dolomite, a pravdepodobne tvoria výplň údolia vzniknutého eróziou v týchto dolomitoch. Bloky tvoria ružové kryštalické vápence pripomínajúce mramory. V ich okolí sú úlomky dolomitov rôznej veľkosti a dolomitový piesok.

441b) **Pustovecké súvrstvie** (Michalík et al., 1994; Michalík a Salaj in Michalík et al., 2000) vystupuje v Brezovských a v Čachtických Karpatoch. Patrí k sladkovodnému sedimentačnému cyklu južného vývoja (vývoj Bradla) brezovskej skupiny. Mikrofaciálne ho reprezentujú riasové biomikrity, časté sú aj stromatolity, prípadne aj silne sparitizované onkolity s výraznou koncentrickou stavbou (Hanáček, 1956), vzniknuté v silne nepokojnom plytkovodnom prostredí (Mello in Salaj et al., 1987).

Sladkovodné vápence pustoveckého súvrstvia majú značne obmedzený výskyt. Vystupujú s. od Kačina (jv. od Pustej vsi) v nadloží wettersteinských dolomitov. Ďalšie významné odkryvy sú j. od horárne Černík. Z Čachtických Karpát z nadložia gutensteinských dolomitov sú známe z lokality Hrdlákova skala (Hanáček, 1954, 1956). Na základe izotopových analýz ich spracovali Kantor a Mišík (1992; $\delta^{13}\text{C} = -9,49 \text{ ‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -7,87 \text{ ‰}$). Vápence sú známe aj ako obliaky, jednak z valchovských zlepencov koňackého veku (Borza, 1962), jednak z karpatských jablonických zlepencov (Mišík, 1986). Do bázy vrchnej kriedy toto súvrstvie sladkovodných vápencov zaradil Mahel' (1969). Mello (1982) ich začlenil do strednej, prípadne vrchnej kriedy.

Do sladkovodného ?vrchnoturónsko-spodnokoňackého cyklu treba zaradiť aj druhý typ limnických sedimentov močiarneho typu. Reprezentujú ich uhoľné ílovce s vložkami čierneho uhlia antracitového typu. Sú známe z plytkého vrtu od Dobrej Vody (ústna informácia A. Druppu in Salaj a Began, 1983). V oblasti Myjavskej pahorkatiny nie sú nikde zachované na povrchu. Tieto močariny, v ktorých vznikali spomínané uhoľné ílovce s preplástkami uhlia, tvorili zrejme okraj jazier. V nich vznikala fácia sladkovodných vápencov pustoveckého súvrstvia.

NEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VONKAJŠÍCH KARPÁT (FLYŠOVÉ PÁSMO)

SLIEZSKY PRÍKROV

Godulský vývoj

Na území Slovenska vystupuje sliezsky príkrov na povrch iba na malej ploche v severnej časti Kysúc, aj to iba jeho vyššie súvrstvia. Zasahuje však ďaleko do podložia magurského príkrovu.

442 krosnianske súvrstvie: sivé vápnité ílovce a sivé strednozrnné vápnité pieskovce; menilitové súvrstvie: čierne ílovce, jemno- až strednozrnné kremenné pieskovce a rohovce (vrchný eocén – spodný oligocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Obidve opisované súvrstvia sú zastúpené len v niekoľkých útržkoch a sú zle odkryté.

Menilitové súvrstvie tvoria sivočierne, premenlivo piesčité ílovce v hrúbke 1 – 30 cm, miestami prevrstvené laminovanými siltovcami (0,1 – 1 cm) s ojedinelými vložkami tmavohnedých až čiernych rohovcov (0,5 – 10 cm). Zriedkavé sú vrstvy jemno- až strednozrnných modrastosivých kremenných a arkózových pieskovcov hrubé 1 – 90 cm. Menilitové súvrstvie postupne prechádza do krosnianskeho súvrstvia v nadloží. Prejavuje sa to pribúdaním svetlosivých strednozrnných kremenných pieskovcov s glaukonitom (do 20 cm), ktoré sa striedajú so siltovými/piesčitými polohami (1 – 2 cm) laminovaných sivočiernych muskovitových ílovcov. Celková hrúbka súvrstvia na zobrazenom území nepresahuje 180 m.

Krosnianske súvrstvie charakterizujú sivé a modrosivé jemno- až strednozrnné vápnité pieskovce s hrúbkou od 2 cm do 1,4 m a sivé vápnité ílovce. Pieskovce aj ílovce majú zvýšený obsah muskovitu a zuhoľnatej rastlinnej sečky. Ílovce obsahujú aj siltovú prímes a bežne majú lastúrnatý rozpad. Hrúbka krosnianskeho súvrstvia mimo zobrazeného územia je do 200 m, tu je však tektonicky redukovaná, miestami len na 50 m.

Krosnianske súvrstvie je vekovo zaradené do oligocénu (Menčík et al., 1983), prevažná časť menilitového súvrstvia by mala byť mladoeocénna.

443 podmenilitové súvrstvie: zelené a hnedé ílovce, jemno- až strednozrnné pieskovce, horizonty červenohnedých ílovcov a hnedočierne bridličnaté ílovce; a) „ciężkowické pieskovce“: stredno- až hrubozrnné zlepcové pieskovce a zlepenca (paleocén – stredný eocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Pre podmenilitové súvrstvie je typická prítomnosť zelených nevápnitých ílovcov so sivými a hnedými škvrkami a laminovaným rozpadom. Tie sa miestami striedajú so sivočiernymi, zelenohnedými, sivozelenými a sivými ílovcami hrubými 10 – 60 cm. Fialovočervené ílovce tvoria v obmedzenom rozsahu nepriebežné vrstvy. Spomedzi psamitov v podmenilitovom súvrství prevládajú drobové pieskovce. Menej sú zastúpené tenkodoskovité jemno- až strednozrnné modrosivé kremenné a arkózové pieskovce (1 – 8 cm) s glaukonitom a muskovitom, laminované siltovce (0,5 – 3 až 60 cm) a pelosiderity (Potfaj et al., 2003).

Podmenilitové súvrstvie dosahuje hrúbku asi 800 m. Jeho vek na základe starších určení je v rozpätí paleocén až stredný eocén (Hanzlíková, 1972; Menčík et al., 1983).

443a „Ciężkowické pieskovce“ tvoria stredno- až hrubozrnné zlepcové pieskovce a zlepenca. V spodnej časti podmenilitového súvrstvia v pomerne úzkom rozpätí má prevahu pieskovcovo-zlepcová fácia so svetlosivými strednozrnnými kremennými až arkózovými pieskovcami a zlepcami s muskovitom a zuhoľnatenou rastlinnou sečkou (amalgamované vrstvy bežne dosahujú hrúbku 1 – 12 m). V zlepcoch prevládajú dobre opracované obliaky svetlého kremeňa,

menej klasty (granitov a rúl) a miestami sa vyskytujú ílovcové závalky. Charakteristickým znakom je guľovitá odlučnosť (gule s priemerom 0,3 – 1,8 m; Klokočovské skaly, lom Megonky) (Potfaj et al., 2003).

444 istebnianske súvrstvie: kremenné, arkózové a drobové pieskovce až zlepenca, intervaly s čiernosivými ílovcami (senón – paleocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

V istebnianskom súvrství sú dominantne zastúpené kremenné, arkózové, miestami aj drobové stredno- až hrubo-zrnne pieskovce a drobo-zrnne zlepenca svetlosivej farby s okrovohnedým zvetraným lemom. Vystupujú v laviciach hrubých 1 – 5 m. Niektoré vrstvy obsahujú zuhoľnatú rastlinnú sečku, prípadne zvýšený podiel živcov a muskovitu a ojedinele závalky sivočiernych ílovcov. Zlepenecová frakcia sa kumuluje pri spodku lavíc a je gradačne zvrstvená, ak sa vyskytuje uprostred, tvorí šošovkovité polohy s neostrými hranicami. Drobo-zrnne ortokonglomeráty sú monomiktne (s obliakmi bieleho kremeňa) alebo polymiktne (kremeň, granitoidy a pararuly). Vrstvy pieskovcov sú oddelené siltovo-piesčítymi sivočiernymi ílovcami a laminovanými siltovcami s hrúbkou 0,2 – 30 cm. Majú zvýšený obsah muskovitu a zuhoľnatej rastlinnej drviny. Takzvané *tilloidné* zlepenca Moravsko-sliezskych Beskýd majú rôznorodé petrografické zloženie klastov, indikujúce aj čiastočnú recykláciu materiálu zo starších zlepenecov (Peslová, 1971).

Istebnianske súvrstvie dosahuje na našom území hrúbku asi 1 200 m. Vek súvrstvia je v rozpätí mástricht až starší paleocén (Roth et al., 1962; Hanzlíková, 1972).

DUKLIANSKA JEDNOTKA

445 cergovské súvrstvie: sivé ílovce s vložkami hnedých ílovcov a laminovanými jemnozrnými pieskovcami (starší oligocén); listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Pieskovce tvoriace vložky v menilitovo-krosnianskej „sérii“ (Teisseyre, 1930) interpretovali Leško a Samuel (1968) pre dukliansku jednotku. Korelačné štúdiá Korába a Kotlarczyka (1977) a Korába a Ďurkoviča (1979) ukázali, že prevažná časť cergovského súvrstvia duklianskej jednotky na území Slovenska patrí k starším vrstvom komplexom tzv. *menilitovo-krosnianskej* série, t. j. k *cergovským vrstvám* (auct.) z nadložia *spodných menilitových vrstiev*.

Cergovské súvrstvie tvoria sivé, sivohnedé, žlté a okrovo hnedé vápnité ílovce s vložkami čiernych vápnných ílovcov menilitového typu, ktoré sa striedajú s 10 – 80 cm hrubými vápnnými laminovanými siltovcami a jemnozrnými pieskovcami. V medzilaborskej synklinále sa hrúbka cergovského súvrstvia odhaduje až na 1 000 m, v synklinálnom pásme Kalnej Roztoky vystupuje len nižšia časť. Tam nepresahuje hrúbku 300 m (Koráb a Ďurkovič, 1978).

Na základe foraminifér *Globigerina officinalis* SUBB., *G. postcretacea* MJATL., *G. liverovskae* (BYK.), *Chiloguembelina gracillima* (ANDRRAE) a *Cibicides lopjanicus* MJATL. Leško a Samuel (1968) kladú cergovské súvrstvie do staršieho oligocénu.

V rámci tzv. *krosniansko-menilitovej série* bol vyčlenený korelačný horizont **tylavských vápencov**. Boli opísané profily s 1 až 7 vrstvami s hrúbkou 1 – 100 cm (Koráb a Ďurkovič, 1978). Sú to laminované alebo aj celistvé vápence, miestami až siltovce, sivej farby s belavo-okrovou zvetrávacou patinou. Jednotlivé laminy striedavo obsahujú vyšší či nižší podiel siltovej zložky.

Tylavské *bridlice* boli opísané z cergovských vrstiev duklianskej jednotky (Koráb a Kotlarczyk, 1977), ale aj z malcovského súvrstvia magurskej jednotky a z tzv. *pribradlového paleogénu* (Leško a Samuel, 1968).

446 menilitové súvrstvie: čierne a hnedé vápnné aj nevápnné ílovce; a) s polohami rohovcov a prekremených ílovcov (vrchný eocén – spodný oligocén);

listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Koráb a Ďurkovič (1978) v **menilitovom súvrství** duklianskej jednotky rozlíšili tri komplexy odlišujúce sa petrografickým obsahom. Spodnú časť tvoria hnedé a čierne vápnné ílovce so sporadickými vložkami pieskovcov a všeobecne prítomnými šošovkovitými a vrstvitými

telesami pelokarbonátov. V severozápadných štruktúrach sa vyskytujú aj zlepencovité hrubola-
vicovité **pieskovce zo Mszanky** (napr. synklinálne pásmo Kalnej Roztoky) (op. cit.).

446a Strednú časť súvrstvia tvoria hnedé až čierne nevápnité **prekremenené ílovce**, ktoré sa striedajú so šošovkami a vrstvami hnedočiernych **rohovcov**. Hrúbka rohovcových vrstiev je od 20 m až do 90 m (pri Kalnej Roztoke, kde sa našla aj vložka bentonitických tufitov) (Leško et al., 1959).

Najvyššiu časť menilitového súvrstvia (tzv. *nadrohovcové vrstvy* – Koráb a Ďurkovič, 1978) tvoria hnedé, čierne a tmavosivé vápnité ílovce, ktoré zvetrávaním nadobúdajú bielu až bledo-modrú patinu. Zvetraním tieto horniny strácajú uhličitaný a pripomínajú pórovité ľahké diatomity. V ílovcach sa sporadicky vyskytujú šošovky rohovcov, vo vyššej časti sa objavujú vložky žltosivých vápnitých ílovcov a laminovaných vápnitých pieskovcov. *Nadrohovcové vrstvy* v okolí Kalnej Roztoky dosahujú hrúbku 100 m, inde okolo 30 – 40 m (op. cit.).

Súvrstvie bolo vekovo zaradené na rozhranie eocénu a oligocénu.

447 papínske súvrstvie: sivé aj okrové ílovce s vložkami ílovcov menilitového typu, vápnitých pieskovcov a organodetritických vápencov (stredný až vrchný eocén);
listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Papínske *vrstvy* opísal Leško (1958) z južného okraja duklianskej jednotky ako vrstvový sled s črtami zlínkových vrstiev račianskej fácie a súčasne s črtami *podmenilitového eocénu* duklianskych vrás (Leško a Samuel, 1968). Súvrstvie vyhovujúce pôvodnej definícii papínskych vrstiev vystupuje aj v štruktúrach severnejšie od pásma Miková – Snina (Koráb et al., 1966).

Súvrstvie charakterizujú vápnité a sľudnaté, horizontálne aj konvolútne laminované jemnozrnné pieskovce a siltovce sivomodrej farby. Vrstvy pieskovcov sú hrubé 2 – 50 cm, častejšie však 10 – 20 cm. Ílovce sú vápnité, svetlosivé, menej sivozelené. Vo vyššej časti sú vložky čiernych vápnitých ílovcov, smerom do nadložia ich podiel v súvrství narastá a vrstvy plynule prechádzajú do menilitového súvrstvia.

Papínske súvrstvie v sz. časti synklinálneho pásma Kalnej Roztoky dosahuje hrúbku 50 – 300 m.

Z vápnitých ílovcov boli určené spoločenstvá planktonických foraminifer, na základe ktorých bolo papínske súvrstvie zaradené do mladšieho eocénu (biozóna *Globigerina officinalis*) (Samuel a Salaj, 1968).

448 runinské súvrstvie (= podmenilitové súvrstvie): zelené a sivé vápnité ílovce a jemnozrnné drobové pieskovce; a) pestré vrstvy: červené a zelené nevápnité ílovce a jemnozrnné drobové pieskovce (?vrchný paleocén – stredný eocén); listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Pôvodne opísaný komplex vrstiev, označený ako *podmenilitový eocén* (Švidzinski, 1934), resp. *podmenilitové vrstvy* (Koráb et al., 1966; Leško a Samuel, 1968), nazval Samuel (1990) termínom **runinské súvrstvie**. Súvrstvie tvorí hrubý flyšový komplex sivých, zelených a lokálne aj červených ílovcov, ktoré sú prevrstvené s tenkodoskovitými pieskovecami a siltovcami.

V pieskovcoch je možné rozlíšiť sivé a modrosivé vápnité jemnozrnné až hrubozrnné drobové pieskovce, vo vyšších častiach laminované (5 – 30 cm, až 100 cm), siltovce a jemnozrnné kremenné pieskovce s hrúbkou do 60 cm, s gradačným zvrstvením a lamináciou vyšších častí a homogénne zvrstvené vápnité modrosivé jemnozrnné pieskovce a siltovce (10 – 30 cm). V spodnej časti súvrstvia pieskovce dosahujú hrúbku 80 – 100 cm, vyššie 3 – 60 cm. Smerom dohora sa znižuje aj počet pieskovcových lavíc a ílovce nadobúdajú prevahu v pomere 1 : 10 aj viac.

448a Litologický vývoj runinského súvrstvia je vo východnej a západnej časti duklianskej jednotky v detailoch odlišný (napr.: Leško a Samuel, 1968; Koráb a Ďurkovič, 1973, 1978). Prejavuje sa to najmä hojnejším zastúpením **pestrých vrstiev** s červenými ílovcami a kremennými pieskovecami vo východnej časti.

Na základe foraminiferových a peľových spoločenstiev bol vek runinského súvrstvia definovaný ako paleocén až stredný eocén (Gašpariková in Koráb et al., 1975; Snopková, 1968). Najväčšiu hrúbku má súvrstvie v synklinálnom pásme Runiny a v antiklinálnom pásme Brincovej, 800 až 1 000 m. V ostatných štruktúrach, a najmä v pásme Miková – Snina, je tektonicky redukované.

449 cisnianske súvrstvie: stredno- a hrubolavicovité drobové pieskovce (pieskovcový flyš), vločky mikrokonglomerátov a sivé piesčité ílovce (mástricht – paleocén);

listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Pieskovcové flyšové súvrstvie v nadloží lupkovských „vrstiev“ označili Leško et al. (1960) ako *cisnianske vrstvy*. V minulosti bolo súvrstvie opísané aj ako „pieskovce Veľkého Bukovca“ (Nemčok, 1959).

Súvrstvie charakterizuje hrubý pieskovcový flyš s prevahou jemno- až strednozrnných pieskovcov, hrubozrnné variety sú zastúpené menej. Lavice pieskovcov majú väčšinou hrúbku 60 až 120 cm, ale aj 3 – 6 m. Frakcia drobnozrnných zlepcov sa koncentruje na báze pieskovcových lavíc, alebo tvorí šošovky vnútri pieskovcov. Ďalší typ sú vápnité a jemnozrnné pieskovce hrubé 40 – 100 cm, ktoré sú obvykle homogénne zvrstvené. V celom profile vrstiev vystupujú v obmedzenej miere aj tenkolavicovité, konvolútne laminované pieskovce, aké sú v lupkovskom súvrství.

Cisnianske súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku 1 000 m v antiklinálnom pásme Novej Sedlice. Smerom na JZ sa jeho hrúbka znižuje. Vo vráse Brincovej, v nastožskom antiklinálnom pásme a v čiastkových štruktúrach pásma Miková – Snina dosahuje hrúbku 200 – 400 m (Koráb a Ďurkovič, 1978).

450 lupkovské súvrstvie: sivé a čierne ílovce, vápnité ílovce s fukoidmi a jemné, konvolútne laminované pieskovce; a) lupkovské vrstvy v račianskej jednotke (senón – paleocén);

listy: 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Lupkovské súvrstvie charakterizovali Koráb a Ďurkovič (1978) ako flyšové súvrstvie, kde ílovce v niektorých úsekoch profilu majú až 90 – 60-percentné zastúpenie. Všeobecne obsah pieskovcov vzrastá smerom do nadložia. Ílovce sú prevažne čiernej, tmavosivej, hnedej, menej sivej a sivozelenej farby. Typické, ale sporadické sú svetlosivé vápnité ílovce s lastúrovitým rozpadom a s *fukoidmi*. Klastické sedimenty zastupujú siltovce, jemnozrnné a strednozrnné vápnité pieskovce, menej časté sú kremenné pieskovce. Pieskovcové vrstvy sú hrubé 5 – 60 cm, vo vyššej časti súvrstvia 150 cm, ale aj 400 cm. Typickým znakom siltovcov a pieskovcov je konvolútna laminácia.

Ďurkovič (1966) doložil, že z mineralogicko-petrografického hľadiska horniny lupkovského a cisnianskeho súvrstvia nemožno navzájom jednoznačne rozlíšiť.

Lupkovské súvrstvie na zobrazenom území vystupuje v antiklinálnom pásme Novej Sedlice a v antiklinále Brincovej, kde dosahuje najväčšiu hrúbku (800 – 900 m). V ostatných štruktúrach – pásma Miková – Snina a jeho sribská šupina, antiklinálne pásma Malého Bukovca a nastožské antiklinálne pásma – je odkryté neúplne a dosahuje hrúbku 300 – 400 m (Koráb a Ďurkovič, 1978).

Z lupkovského súvrstvia boli určené foraminifery *Thalmaninella* aff. *appenninica* (RENZ), *Globotruncana* aff. *saratogensis* (APPLIN), *Gl. linneiana marginata* REUSS a *Hedbergella infracretacea* (GLAESS.) (Leško a Samuel, 1968), ako aj aglutinované druhy. Na základe foraminiferových a nanoplanktonových spoločenstiev určila Gašpariková (Gašpariková a Koráb, 1975) tri stratigrafické horizonty v rozpätí cenoman až mástricht¹.

Najvyššie časti lupkovského súvrstvia obsahujú paleocénne spoločenstvá foraminifer a vápnitého nanoplanktónu [*Coccolithus* (= *Ericsonia*) *cavus* (HAY et MOHLER), *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. nobilis* MART., *Toweius craticulus* syn. *pertusus* (SULL.) (op. cit.)]. Vo vrchnej časti súvrstvia sa našli inocerámy *Inoceramus balticus* BÖHM a *I. muelleri* PETRASCHEK (Nemčok, 1960).

450a Lupkovské vrstvy v račianskej čiastkovej jednotke boli pôvodne definované na južnom okraji smilnianskeho tektonického okna ako *inocerámové* vrstvy (Stránik, 1960), resp. ako *pieskovcovo-ílovcový vývoj* (Stránik in Buday et al., 1967)². Dominujú tu sivé modrasté ílovce,

¹Nie je vylúčené, že thalmaninely boli do lupkovského súvrstvia preplavené. Tým by sa vekové rozpätie súvrstvia zúžilo na mladšiu kriedu až paleocén.

²Leško a Samuel (1968) zaradili tento súbor do vrstvomého sledu smilnianskeho tektonického okna. Červené a zelené ílovce priradili Nemčok a Koráb (1963) k belovežským *vrstvám*. Kvôli objektívnemu posúdeniu geologickej (poznámka pokračuje na nasledujúcej strane)

sprevádzané vrstvami jemnozrnných laminovaných pieskovcov. Niektoré z nich majú vyšší podiel biotitu. Okrem toho sa v tejto oblasti vyskytujú aj tenšie horizonty, v ktorých sa striedajú červené a zelené ílovce, zelenkavé jemnozrnné kremenné pieskovce a vložky zelenosivých pelokarbonátov. Na základe spoločenstiev aglutinovanej mikrofauny tu bol stanovený vek v rozpätí mladšia krieda – paleocén.

Hrúbka v oblasti j. od smilnianskeho okna sa odhaduje približne na 800 m, zrejme však čiastočne navýšená tektonickým zošupinatením.

SMILNIANSKE TEKTONICKÉ OKNO

451 krosnianske súvrstvie: sivé vápnnité ílovce a tenkovrstvovité pieskovce (spodný oligocén);
list: 28 SVIDNÍK

Ílovce krosnianskeho súvrstvia v smilnianskom tektonickom okne sú sivé a hnedosivé, zvetrávajú do žltá, sú vápnnité a drobnosľudové, so siltovou prímiesou. Miestami sú v nich tmavosivé pevnejšie, črepinovito sa rozpadajúce ílovce. Jemne laminované pieskovce sú vápnnité, s muskovitom, sivej až modrosivej farby, zvetrávajú do žltá. Hrúbka jednotlivých vrstiev je 0,5 – 15 cm. Majú krivolupeňovitú odlučnosť, na plochách odlučnosti obsahujú muskovit a rastlinnú drvinu. V súvrství sa ojedinele vyskytujú aj silicifikované ílovce vo vrstvách hrubých asi 50 cm (Nemčok et al., 1990) a vložky pelokarbonátov hrubé do 8 cm. Maximálna doložená hrúbka súvrstvia na povrchu je okolo 200 m (Leško a Samuel, 1968).

452 smilnianske súvrstvie – menilitové vrstvy: čierne a hnedé tvrdé ílovce (vrchný eocén);
list: 28 SVIDNÍK

Súvrstvie tmavých ílovcov menilitového typu a rohovcov v smilnianskom tektonickom okne sa odlišuje od vývojov v duklianskej jednotke väčšou pestrosťou zastúpených litotypov. Preto bolo označené ako smilnianske (Nemčok a Koráb, 1963).

Typickým znakom smilnianskeho súvrstvia sú tmavosivé až hnedočierne, lúpeňovito a tabuľkovito deliteľné tvrdé ílovce. Na plochách odlučnosti majú hrdzavé a žlté síranové povlaky. Miestami sa nachádzajú tmavohnedosivé lupienkovité pevné sľudnaté ílovce s rybími šupinami. Pieskovce sú buď svetlé, bieložlté, jemnozrnné, vo vrstvách hrubých do 80 cm (*klivské pieskovce*), alebo stredno- až hrubozrnné, kremenno-drobové, s glaukonitom a muskovitom. Vo vyššej časti súvrstvia sú hnedo-sivočierne až čierne prekremené ílovce a rohovce s niekoľkými vrstvami jemnozrnných tmavosivých kremenných pieskovcov.

452a Rohovce sa v súvrství koncentrujú do zväzku s celkovou hrúbkou asi 10 m. Sú to smolovo čierne silicity popretínané kalcitovými a kremennými žilkami vo vrstvách hrubých 5 – 25 cm. Miestami sa na puklinách vyskytujú idiomorfne kremene – *marmarošské diamanty*.

Hrúbka smilnianskeho súvrstvia je okolo 100 m, podľa Leška (Leško a Samuel, 1968) až do 600 m. Vek súvrstvia na základe nanoplanktónu a foraminifer zo spodnej časti súvrstvia je mladší eocén s možným zásahom do staršieho oligocénu (op. cit.).

453 podsmilnianske súvrstvie: tenkovrstvovité pieskovce a zelené ílovce (stredný eocén); list: 28 SVIDNÍK

Je to flyšové súvrstvie so sivozelenými ílovcami vo vrstvách hrubých 5 – 60 cm s pieskovcami a glaukonitom. Vo vyššej časti súvrstvia sú aj tmavosivé až čierne ílovce menilitového typu. Ílovce sú prevrstvené s jemnozrnnými laminovanými pieskovcami a siltovcami, bežne zvrstvenými konvolútne. Podsmilnianske vrstvy sú ekvivalentom runinského súvrstvia duklianskej jednotky. Aj podľa Leška a Samuela (1968) majú prakticky zhodnú litologickú náplň a vekové zaradenie.

stavby jv. od Smilna na južnom okraji tektonického okna bude nevyhnuté túto oblasť nanovo zmapovať a prehodnotiť vzťahy medzi vystupujúcimi súvrstviami.

- 454 presne nerozčlenené flyšové súvrstvia (malcovské, raciborské, vychylovské, zábavné a belovežské súvrstvie): ílovce, vápnité ílovce, jemnozrné pieskovce a drobové pieskovce (eocén);** listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

Do tejto kategórie sme zaradili tie plochy, kde súvrstvia neboli dostatočne dokumentované po bio- a litostratigrafickej stránke, prípadne sú nedostatočne odkryté alebo boli tektonicky postihnuté. Tvoria ich prevažne tenkovrstvovité pieskovce a ílovce (aj vápnité) a drobové celistvé pieskovce.

Spoločným znakom tejto skupiny je zhruba vyrovnaný podiel ílovcov a pieskovcov, prípadne mierna prevaha ílovcov. Pieskovce sú jemnozrné, vyskytujú sa vo vrstvách hrubých od 2 do zhruba 15 cm, zväčša so štruktúrou $T_{(b)c}$ a hojným muskovitom na plochách laminácie. Ílovce sivých odtieňov vo vrstvách hrubých 2 – 20 cm sú nezriedka výrazne vápnité. Vek týchto sedimentov na základe určení z ojedinelých vzoriek v rôznych oblastiach je eocénny. Hrúbka na jednotlivých lokalitách je rôzna, nepresahuje však 400 m.

- 455 malcovské súvrstvie: vápnité ílovce, jemnozrné pieskovce a drobové pieskovce (vrchný eocén – spodný oligocén);** listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Zastúpené sú prevažne vápnité sivé, hnedastosivé, zelenosivé až tmavosivé ílovce. V čerstvom stave majú drobnolastúrnatú alebo laminovanú odlučnosť (podľa obsahu vápnitej a/alebo siltovej zložky). Jemnozrné až strednozrné pieskovce s muskovitom a rastlinnou sečkou sú zväčša laminované (tiež konvolútne zvrstvenie), niektoré obsahujú veľké foraminifery. Hrúbka pieskovcových vrstiev je od 5 do 90 cm, ílovcových vrstiev 10 – 50 cm. Ílovce sú z väčšej časti tenko odlučné, sivej farby. Pomer pieskovcov k ílovcom $P = 0,3$ až $0,2$.

V súvrství sa nachádzajú aj sklzové telesá s hrúbkou 0,5 – 2 m (napr. Hruštinka na Orave)³. V piesčitej, resp. piesčito-ílovitej základnej hmote sú intraklasty pieskovcov, ílovcov a siltovcov s veľkosťou do 1 m. Okrem toho boli v súvrství na viacerých miestach identifikované aj laminované *tylavské vápence* ako korelačný horizont (Potfaj, 1983).

Hrúbka malcovského súvrstvia vo východnom úseku sa odhaduje v račianskej jednotke na 800 – 1 000 m, v bystrickej jednotke okolo 300 m a na Orave okolo 550 m.

RAČIANSKA TEKTONICKO-LITOFACIÁLNA JEDNOTKA

Račianska čiastková tektonicko-litofaciálna jednotka má dve základné štruktúrne zóny: vnútornú a vonkajšiu (v Poľsku nazývanú aj ako *Śiary*). Náplň vnútornej zóny je zvlášť pestrá v západnom úseku (Kysuce a Orava), zatiaľ čo vonkajšia zóna má monotónnejšiu stratigrafiu. Vo východnom úseku magurského príkrovu je diferenciácia týchto zón menej zjavná, aj keď sú tu zachované najmladšie súvrstvia. Kriedové súvrstvia na našom území vystupujú na povrch iba v obmedzenom rozsahu, aj to nie všade sú identifikované bez pochybností. Hrúbka celého zachovaného vrstvomého sledu je asi 1 600 m.

- 456 menilitové súvrstvie: ílovce (prevažne vápnité), prachovce s polohami pieskovcov (vrchný eocén);** list: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

Charakteristické sú tvrdé lístkovité čokoládovohnedé a hnedosivé nevápnité ílovce a mäkké zelenkavé, slabo piesčité, často prekremenené, čiastočne vápnité ílovce s hojnými šupinami a skeletmi rýb. Bývajú potiahnuté sírnymi a limonitickými povlakmi alebo povlakmi MnO. Pieskovce sú modrosivé, jemnozrné, vápnité, hrubé 15 – 50 cm. Prítomné sú 0,5 – 5 cm hrubé vrstvičky hnedastých a tmavosivých rohovcov – menilitov, čiernosivé konkrécie oxidov

³Zlepcové telesá vyznačené na starších mapách (Stránik, 1965; Nemčok, 1980) sme na našej mape nakoniec samostatne nezobrazili.

Mn a drobozrnné karbonátové brekcie s numulitmi. Hrúbka menilitového súvrstvia v račianskej čiastkovej jednotke je 10 až 30 m (podľa Nemčoka et al., 1990). V západnom úseku račianskej jednotky sa menilitové súvrstvie na povrchu nevyskytuje.

457 *pestré vrstvy: červené ílovce a tenkovrstvovité pieskovce (vrchný eocén – spodný oligocén);* listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

Nachádzajú sa len v oblasti Stebníka a v širšom okolí Beloveže. Sú to cviklovočervené, zelené a zelenosivé, silne vápnité ílovce. Obsahujú Mn konkrécie s veľkosťou 5 – 10 cm, pelokarbonátové zhľuky, veľké v priemere až 25 cm, a laminované pieskovce. Pochádza z nich pravdepodobne redeponovaná strednoeocénna a *in situ* neskoroeocénna mikrofauna (Samuel, 1960; Hanzlíková in Matějka, 1964).

457 *zlínske súvrstvie s. l.: tenko- až strednovrstvovité pieskovce a sivé ílovce (kalovce); a) vsetínske vrstvy: jemnozrnné kremité pieskovce s galukonitom, ílovce bystrického typu, arkózové pieskovce a zlepenca (flyš); b) kýčerské vrstvy a makovické pieskovce: jemno- až hrubozrnné ličické drobové pieskovce, menej ílovce, sklzové telesá (pieskovcový flyš); c) babišké vrstvy: striedanie glaukonitových a „kýčerských“ pieskovcov, ílovce bystrického typu (flyš) (stredný až vrchný eocén); d) bystrické vrstvy: jemnozrnné laminované kremité pieskovce s glaukonitom, ílovce bystrického typu a ľáčké slieňovce; e) oščadnické vrstvy: zelenosivé ílovce, arkózové, kremenné a drobové pieskovce, bystrické ílovce, zelené ílovce, ojedinele pelokarbonáty a červené ílovce (flyš) (stredný eocén);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Zlínske súvrstvie račianskej jednotky je plošne najrozšírenejšie súvrstvie magurského príkrovu. Obsahuje viacero litofácií, podľa ktorých sa člení na nižšie litostratigrafické jednotky. Všeobecne je pomer pieskovcov k ílovcom zhruba vyrovnaný, aj keď v niekoľkok metrových až niekoľkodesať metrových polohách alternatívne prevládajú pieskovce alebo ílovce. V rámci súvrstvia sa postupne vyčlenili vsetínske, kýčerské, zborovské, makovické, oščadnické, babišké a bystrické vrstvy. Ako **zlínske súvrstvie s. l.** sú na mape vyznačené tie oblasti, kde toto súvrstvie zatiaľ nebolo rozčlenené na jednotlivé členy, resp. kde takéto členenie nebolo zreteľné.

Vyskytujú sa tu v zásade dva základné litotypy pieskovcov: drobové s muskovitom a kremenno-arkózové s glaukonitom. Ílovce sú sivozelené, modrasté, prípadne až tmavosivé, v určitých úrovniach aj vápnité. Zväčša obsahujú malý podiel siltovej prímеси so sericitom. Hrubšie, lavicovitité vrstvy majú lastúrnatú odlučnosť, charakteristickú pre ílovce tzv. *bystrického typu*. Miestami sa vyskytujú tenké vložky pelokarbonátov. Vek podstatnej časti zlínskeho súvrstvia s. l. je mladší eocén, spodné úrovne však môžu patriť ešte do mladšej časti stredného eocénu (bartónu). Najvyššia časť môže zasahovať až do staršieho oligocénu. Súvrstvie ako celok dosahuje hrúbku asi 800 m, miestami môže presahovať aj 1 000 m (Potfaj et al., 2003).

458a Vsetínske vrstvy majú flyšový charakter s premenlivým pomerom $P = 1 - 0,7$ – vyskytujú sa v podobe od tenko vrstvených intervalov až po hrubé lavice pieskovcov s niekoľkok metrovými vložkami ílovcov. Pieskovce sú jemno- až strednozrnné, kremenné, zväčša lepšie vytriedené, vrstvy sú hrubé 5 až 250 cm. Pri báze sú masívne, s nezreteľným gradačným zvrstvením, bežne je dobre vyvinutá paralelná a vo vyššej časti vrstvy alebo v prípade tenkých vrstiev aj zvlnená a konvolútna laminácia. Za čerstva sú modrosivé, s ostrým lomom. Obsahujú šupinky muskovitu a glaukonit (aj viacej ako 2 %). Cez tabuľkovito rozpadavé laminované pieskovce až siltovce plynulo prechádzajú do lastúrnatých ílovcov bystrického typu vo vrstvách hrubých 30 – 500 cm. V strednej časti račianskej jednotky na Kysuciach sa medzi glaukonitovými pieskovcami vyskytujú ojedinelé lavice drobových kýčerských pieskovcov. Hrúbka vsetínskych vrstiev na našom území je asi 600 m. Zdá sa, že po novom zmapovaní východného úseku račianskej jednotky bude možné aj tam vyčleniť niektoré pasáže ako vsetínske vrstvy.

458b Kýčerské vrstvy tvorí flyšový súbor s výraznou prevahou jemno- až strednozrnných drobových pieskovcov kýčerského typu (Potfaj et al., 2003). Iba lokálne nadobúdajú ílovce vyšší podiel. Pomer $p/i = 10/1$ až $5/1$. Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 5 až 250 cm (Löweho interval S_3 , iba v malej hrúbke je laminovaný interval $T_{(b)c}$). Bežne obsahujú ílovcové závalky, muskovit

a zuhoľnatenú rastlinnú sečku. Sú poprekľadané sivými siltovými až piesčitými ílovcami. Hrúbka pelitických intervalov je 0,3 – 6 m. Pieskovce na Babej hore a čiastočne aj v okolí Pilska majú znateľne vyšší obsah živcov – tie boli kedysi pokľadané aj za solárske pieskovce (Roth a Matějka, 1963).

Kremenné pieskovce „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom tvoria iba ojedinelé lavice alebo súbory hrubé do 40 m. Majú relatívne nízky obsah glaukonitu (0,1 – 0,2 %). Sú svetlé, špinavo-biele až žltohnedé, veľmi dobre zrnitostne aj minerálne vytriedené, na lome majú masívny zrnitý vzhľad. Vrstvy sú hrubé 1 až 3 m a masívne, naspodku s intervalom S₃, menej výrazná je laminácia intervalu T_b. Kýčerské vrstvy tvoria na Kysuciach a na Orave komplex hrubý asi 1 000 m. Ich vek je stredný až mladší eocén. Tieto pieskovce sa na poľskom území označovali ako magurské pieskovce (Ksiażkiewicz, 1948, 1972).

Makovické pieskovce (Nemčok, 1961) sú východný ekvivalent kýčerských vrstiev. V minulosti sa označovali aj ako *zborovské pieskovce – vrstvy* (Stráník, 1965). Komplex makovických pieskovcov vystupuje v nadloží belovežského súvrstvia a laterálne čiastočne prechádza do spodných častí *zlínskeho súvrstvia* (auct.). Tvoria ho prevažne masívne, jemno- až hrubozrné svetlé drobové pieskovce hrdzavožltej (začerstva modrosivej) farby, ojedinele aj so zrnami veľkými 2 mm, s muskovitom a zuhoľnatenou rastlinnou drvinou, vo vrstvách hrubých 30 až 200 (500) cm. V pieskovcoch sa kde-tu vyskytujú šmuhy drobnozrných zlepcov. Zriedkavejšie sú jemno- až strednozrné pieskovce, premenlivo glaukonitické, niekde aj hrubozrné a arkózové (40 – 80 cm). Sú masívne, gradačne zvrstvené a miestami paralelne laminované a konvolútne zvrstvené.

Ílovce sú zastúpené len nepatrne. Sú sivé, viac-menej vápnité a tvoria vložky medzi pieskovcami hrubé do 10 cm. Pomer pieskovcov a ílovcov P = 3 – 8. Vek makovických pieskovcov podľa superpozície je stredný eocén s možným zásahom do priabónu. Maximálna hrúbka súvrstvia je 900 – 1 200 m. Smerom na S sa prstovito vytrácajú v zlínskych „vrstvách“ (Stráník, 1965).

458c V strednej časti račianskej jednotky v Javorníkoch sa miešajú glaukonitový a kýčerský litotyp pieskovca. Podľa tohto kritéria boli vyčlenené **babišské vrstvy** (Teťák et al., 2004a). Lokálne sa dajú vyčleniť intervaly s prevládajúcim typom glaukonitových pieskovcov a intervaly s kýčerským litotypom pieskovcov. Glaukonitové pieskovce sú zastúpené dvomi základnými litotypmi: vysoko glaukonitové pieskovce a menej časté kremenné pieskovce „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom. Pomer pieskovcov k ílovcom pri vyššom zastúpení glaukonitových pieskovcov je vyrovnaný, pri kýčerských pieskovcoch pieskovce prevládajú. Babišské vrstvy dosahujú hrúbku 500 až 700 m.

458d Bystrické vrstvy v račianskej jednotke sa vyskytujú iba v jej interných štruktúrach sz. od Bytče a od Žiliny, kde laterálne nahrádzajú spodné luhačovické vrstvy. Je to flyšový súbor s prevahou ílovcov bystrického typu nad kremitými pieskovcami bohatými na glaukonit (Potfaj et al., 2003). V spodnej časti bystrických vrstiev je miestami zvýšený podiel pieskovcov. Pieskovce sú vo vrstvách hrubých 10 až 150 cm. Sú jemno- až strednozrné, výrazne kremité, s vysokým obsahom glaukonitu (okolo 5 %). Väčšinou sú laminované alebo masívne (Boumove intervaly T_{a(c)} až T_{abc}). Majú bielo zelený sklovitý vzhľad a ostrý lom. Ojedinele sú prítomné aj vrstvy pasierbieckych pieskovcov. Polohy ílovcov bystrického typu dosahujú až niekoľko metrov. Sú tmavšie aj svetlejšie sivé, viac-menej siltové, vápnité, s drobivým rozpadom.

Pod názvom *lqcké slieňovce* sú opísané svetlé, modrosivé až svetlosivé slieňovce až siltové vápnité ílovce s belavou patinou. Sú tvrdšie, masívnejšie a majú vyšší obsah CaCO₃ než ílovce bystrického typu. Vyznačujú sa masívnym lastúrnatým až misovitým rozpadom. Tvoria polohy hrubé 0,5 – 3 (až 8) m.

Pomer p/í v bystrických vrstvách je P < 1. Bystrické vrstvy račianskej jednotky dosahujú hrúbku 450 m. Od bystrických vrstiev bystrickej jednotky sa odlišujú o niečo vyšším podielom pieskovcov. Stratigraficky ich zaraďujeme do stredného eocénu.

458e Ošadnické vrstvy tvorí eocénna flyšová litofácia s tenšími vrstvami jemno- až strednozrných pieskovcov, hnedosivých a zelených, prevažne nevápnitých ílovcov a bystrických ílovcov (Potfaj et al., 2003). Majú flyšový charakter s decimetrovým rytmom. Pomer pieskovcov a ílovcov P = 0,5 – 1,2, index zvrstvenia I = 2 – 6 a celkový charakter súvrstvia je skôr pelitický. Z pestro zastúpených typov pieskovcov sú v prevahe kremenno-arkózové, niektoré až drobové

a kremenné pieskovce s glaukonitom (aj pasierbiecky litotyp). Prevláda v nich štruktúra vrstvy $T_{a(bc)}$, T_{ac} , menej T_{bc} . Ich hrúbka je od niekoľko cm do 85 cm, ojedinele aj 350 cm.

Ílovce sú sivozelené, zelené, tmavosivé, ojedinele až čierne, väčšinou obsahujú siltovú prímes a rozptýlený sericit. Vrstvy majú hrúbku od pár cm až do 1,5 m.

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 480 m a vek je stredný eocén s možným zásahom aj do mladšieho eocénu (Potfaj et al., 2003).

459 *papínske vrstvy: vápnné ílovce, prachovce a jemnozrnné pieskovce (stredný až vrchný eocén);* list: 28 SVIDNÍK

Papínske vrstvy v magurskej jednotke boli pôvodne vyčlenené v okrajovej časti račianskej jednotky zo zlínskeho súvrstvia na základe tzv. *zmiešaného magursko-duklianskeho charakteru* s prvkami zlínskych, krosnianskych a podmenilitových vrstiev (Leško a Samuel, 1968)⁴. Dukliansku zložku predstavujú vápnné svetlosivé a sivohnedé ílovce a laminované vápnné pieskovce s muskovitom krosnianskej litofácie, vo vyššej časti aj s vložkami čiernych ílovcov menilitového typu. Magurský prvok predstavujú glaukonitové kremenné pieskovce. Vzhľadom na problematické vyčlenenie papínske vrstvy nakoniec neboli na mape znázornené. V zóne Miková – Snina sú opísané pod indexom 449.

460 *vychylovske súvrstvie: laminované a glaukonitové pieskovce, polohy bystrických ílovcov (tenko vrstvený flyš) (stredný eocén);* list: 26 ŽILINA

V račianskej jednotke v nadloží belovežského súvrstvia vystupuje vychylovske súvrstvie (Potfaj et al., 2003), litofaciálne aj vekovo rovnocenné s pôvodne definovaným z bystrickej jednotky (Potfaj, 1989). Je charakteristické tenko až stredne vrstveným flyšom s prevahou pelitov nad pieskovicami a indexom zvrstvenia I vyšším než 6. V súvrství sa strieda belovežská fácia s bystrickou, zastúpenie bystrickej smerom do nadložia postupne narastá.

Belovežskú fáciu tu tvoria sivé a sivomodré jemnozrnné vápnné, výrazne laminované pieskovce s bioglyfmi a muskovitom. Pieskovce sa striedajú so zelenosivými nevápnnými aj zelenohnedými až hnedými vápnnými ílovcami. Bystrickú fáciu zastupujú sivozelené vápnné ílovce bystrického typu s ojedinelými vrstvičkami pelosideritov a tvrdými ľakkými slieňovcami. Vyskytujú sa tu aj ojedinelé lavice alebo súbory lavíc jemno- až strednozrnných vápnných glaukonitových pieskovcov.

Vek súvrstvia je stredný eocén a jeho hrúbka je 45 – 250 m.

461 *luhačovické súvrstvie: spodné luhačovické vrstvy: pieskovce až drobnozrnné zlepené pasierbieckeho typu (s glaukonitom); vrchné luhačovické vrstvy: s riečanským typom pieskovca (pieskovcový flyš) (spodný až stredný eocén);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

V luhačovickom súvrství výrazne prevládajú pieskovce nad ílovcami. V spodných luhačovických vrstvách sú to pieskovce pasierbieckeho typu a vo vrchných luhačovických vrstvách pieskovce riečanského typu. Pieskovce pasierbieckeho typu sú kremenné strednozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepené s výrazným obsahom glaukonitu (väčšinou viac ako 5 %). Lavice pieskovcov sú hrubé 0,5 – 2 m. Bežne sú amalgamované a vtedy vytvárajú intervaly hrubé 10 – 20 m. Hojné sú v nich klasty fylitov, živcov a organický detrit. Vystupujú aj ako jemno- až strednozrnné glaukonitové pieskovce, začerstva s ostrým lomom, spolu s pelitmi.

Pieskovce riečanského typu⁵ miestami obsahujú až drobnozrnné zlepené, sú bez glaukonitu. Tvoria lavice hrubé 0,5 – 2 m (niekde aj viac). Predovšetkým na bazách vrstiev sú hojné väčšie klasty, najmä fylitov (6 až 15 – 40 mm). V západnom úseku račianskej jednotky v južnejších štruktúrach vystupujú riečanské pieskovce spolu s kremennými pieskovicami „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom.

⁴Spôsob vyčlenenia papínskych vrstiev kriticky zhodnotili Koráb a Ďurkovič (1978).

⁵Je pravdepodobné, že novším mapovaním budú identifikované riečanské pieskovce aj vo východnom úseku račianskej jednotky.

Spodné luhačovické vrstvy dosahujú najväčšiu hrúbku 120 m (Teťák in Mello et al., 2005), na Orave až 450 m (Pivko et al., 1991). Vrchné luhačovické vrstvy dosahujú hrúbku 80 m (max. až 150 m). Laterálne smerom na juh aj na sever sedimenty nadobúdajú pelitickejší charakter a pieskovce sa vytrácajú. Vek súvrstvia je stredný eocén (Pesl, 1965; Mello, op. cit.).

Belovežské súvrstvie

Belovežské súvrstvie nemá v profile od juhu na sever jednotnú náplň. Zvlášť v západnom úseku sa jednotlivé litofácie navzájom vertikálne zastupujú a laterálne sa vytrácajú. Belovežské súvrstvie stratigraficky členíme na *spodné* a *vrchné belovežské vrstvy* a *dedovské vrstvy* (Potfaj et al., 2001, 2003; Mello et al., 2005; Stránik, 1965). Spodné belovežské vrstvy sú vo vývoji riečanských pieskovcov a tenko vrstveného flyšu s červenými a zelenými ílovcami. V oboch členoch súvrstvia je zastúpená tenko vrstvená flyšová litofácia.

461 *belovežské súvrstvie s. l., vrchné belovežské vrstvy: tenko vrstvený flyš (miestami aj ílovce bystrického typu a kremité pieskovce s glaukonitom) (spodný eocén – lutét); spodné belovežské vrstvy („pestré“): a) červené ílovce, tenko vrstvený flyš; b) riečanská litofácia: pieskovce až drobnozrnné zlepené riečanského typu (bez glaukonitu), vložky červených a zelených ílovcov (pieskovcový a tenko vrstvený flyš) (paleocén – ?stredný eocén); c) dedovské vrstvy: ílovce, ojedinele sliene, vložky bystrických ílovcov a kremenných/arkózových pieskovcov, jemnozrnné pieskovce s muskovitom (tenko vrstvený flyš) (paleocén – ?stredný eocén);*

listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Vrchné belovežské vrstvy tvorí tenko až stredne vrstvený flyšový súbor jemnozrnných laminovaných zelenosivých pieskovcov s muskovitom a zelenosivé, spravidla siltové ílovce. Vyššia časť súvrstvia má miestami prechodný, „belovežsko-vsetínsky“ charakter pripomínajúci vychylovské súvrstvie. Objavujú sa tu tenšie vložky ílovcov bystrického typu (0,2 – 3 m) a ojedinelé hrubšie lavice kremitých pieskovcov „cukrového“ vzhľadu s nízkym obsahom glaukonitu. Celkovo sú parametre súvrstvia takéto: $P < 1$ a $I = 4$ až 7 . V západnom úseku flyšového pásma do fácie tenko vrstveného flyšu klinovito vniká od juhu fácia luhačovických pieskovcov. Pokiaľ sa tieto pieskovce vyskytujú v súvrství iba ako ojedinelé vrstvy, sú priradené k belovežskému súvrstviu. Vyšší podiel pieskovcov v zväzkoch však charakterizuje už luhačovické súvrstvie.

Hrúbka vrstiev je 70 – 300 m, údaje o väčšej hrúbke vyplývajú pravdepodobne z tektonického nahromadenia. Cieszkowski a Waškowska-Oliwa (2001), Potfaj et al. (2003) a Mello et al. (2005) udávajú pre belovežské súvrstvie vek starší až stredný eocén⁶.

Spodné belovežské vrstvy:

462a Základný litotyp tvoria pestré (červené, zelené a tmavosivé) ílovce s tenkými vložkami zelenosivých jemnozrnných pieskovcov. Index zvrstvenia je pomerne nízky, $I = 0,1 - 5$, podobne podiel pieskovcov $P = 0,1 - 0,6$. Prevažne kremenné pieskovce sú vo vrstvách hrubých 2 – 10 cm (ojedinele až 25 cm), sú väčšinou jemne laminované, na plochách laminácie s muskovitom a rastlinnou sečkou (zvrstvenie T_c a T_{ac}). Vrstvy červených ílovcov dosahujú niekde aj viacmetrovú hrúbku, takmer bez akýchkoľvek pieskovcov (napr. v Skalitom na Kysuciach). Vekové rozpätie súvrstvia na lokalite pri Beloveži je paleocén až starší eocén (Hanzlíková, 1960; Samuel, 1960; Gašpariková, 1986). Stredný eocén z pestrých ílovcov belovežského súvrstvia bol interpretovaný napr. z Kysúc na základe prítomnosti *Cyclamina amplexans* GRZYB. (Kúšiková ex Potfaj et al., 2003). Hrúbka spodných belovežských vrstiev nepresahuje 250 m.

⁶Z niektorých oblastí udávaný až mladoeocénny vek vyvoláva pochybnosti o korektnom zaradení príslušného súvrstvia. Tieto údaje treba postupne preveriť.

462b Riečanskú litofáciu tvoria pieskovce až drobozrnne zlepené riečanského typu (bez glaukonitu) a vložky červených a zelených ílovcov (pieskovcový a tenko vrstvený flyš) – prevládajú tu pieskovce, ktoré tvoria 30 – 150 cm hrubé lavice (pri amalgamácii až 4 m) (Potfaj et al., 2003). Sú hrubozrnne, na báze vrstvy až drobozlepencové, s klastami hrubými 5 – 15 mm (max. až 60 mm) (Löweho S₃ a Boumova T_{ab(c)} sekvencie). Obsah živcov je až vyše 5 %, hojné sú aj fylity. Červené ílovce spolu s olivovo zelenými tvoria tenké vložky, sú nevápnité a pomerne mäkké. Miestami sa vyskytujú intervaly tenko vrstveného flyšu.

Hrúbka riečanskej litofácie je okolo 100 m.

462c Dedovské vrstvy: V rámci belovežského súvrstvia na Kysuciach vyčlenil dedovské vrstvy Potfaj (Potfaj et al., 2003) na základe väčšej faciálnej pestrosti, než majú vlastné belovežské vrstvy. Striedajú sa tu ílovce, ojedinele sliene, vložky bystrických ílovcov, kremenné/arkózové pieskovce a jemnozrnne pieskovce s muskovitom v tenko vrstvenom flyšovom súbore. Ílovce dedovských vrstiev sa od belovežských neodlišujú. Sú zelené, sivohnedé, sivé a okrovožlté, spravidla so siltovou prímiesou. Za sucha sú tvrdé, rozpadavé na drobné ostrohranné úlomky. Ich hrúbka je od 0,5 cm do 20 – 30 cm. Miestami sa však vyskytujú vrstvy tvrdých sivožltých vápnitých ílovcov – slieňov. Ílovce sú poprekladané laminami a vrstvami jemnozrných pieskovcov s muskovitom. Niektoré pieskovce vo vyššej časti dedovských vrstiev obsahujú menšie množstvo glaukonitu. Vyskytujú sa tu aj vrstvy kremenno-arkózových stredno- až hrubozrných pieskovcov s podobnými znakmi, ako majú jemnozrnne variety riečanského, prípadne ciežkowického pieskovca. Hrúbka dedovských vrstiev nepresahuje 100 m.

Solánske súvrstvie

V rámci najnižšieho zachovaného súvrstvia komplexu magurského príkrovu na našom území opisujeme ráztocké vrstvy, cebulské vrstvy a szczawinské pieskovce.

463 ráztocké vrstvy (pieskovcová litofácia): sivé kremenné a drobové pieskovce, miestami s biotitom, zelené a sivé ílovce (senón – paleocén); a) cebulské vrstvy (pieskovcovo-ílovcová litofácia): sivozelené a červené ílovce, jemnozrnne laminované pieskovce (tenko vrstvený a ílovcový flyš) (kampán – mástricht); b) szczawinské pieskovce: jemno- až strednozrnne pieskovce s muskovitom, vložky pestrých ílovcov (mástricht); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Ráztocké vrstvy: Západne od Čadce vystupuje komplex pieskovcovej litofácie, hrubý takmer 1 000 m. Ten sa smerom na juh vytráca. Pomer pieskovcov k ílovcom $P = 1 - 5$ (lokálne 0,3) a index zvrstvenia $I = 1,5 - 4$. Pieskovce sú pevné, kremité, zeleno-modrosivé, hrubé 10 až 250 cm. Sú jemno- až hrubozrnne, drobové až drobovo-arkózové, so zrnami živcov a šupinkami biotitu a/alebo bioklastami, s premenlivým, ale všeobecne nízkym obsahom glaukonitu, väčšinou so štruktúrou T_{a(bc)}. Tenšie vrstvy sú výrazne laminované. Ílovce tvoria iba tenké intervaly, zriedka až do 50 cm. Sú nevápnité, zelené až sivé, prevažne siltové, s drobným čriepkovitým rozpadom. Ojedinele sa vyskytujú aj vrstvičky pelosideritov. Vek pieskovcovej litofácie na základe superpozície a podľa určení Bubíka (1999) je stredný paleocén. Potfaj et al. (2003) pripúšťajú možný zásah do staršieho paleocénu.

463a Cebulské vrstvy (pieskovcovo-ílovcová litofácia): Komplex má charakter tenko vrstveného „zeleného“ flyšu, miestami s hrubšími vložkami ílovcov. Pomer pieskovcov k ílovcom $P = 0,2 - 1$ a index zvrstvenia $I = 5 - 12$. Ílovce majú nepravidelný drobový rozpad, sú väčšinou nevápnité, sivozelené, zelené až sivohnedé. Na Orave miestami prevládajú tmavočervené ílovce (Pivko et al., 1991). Pieskovce sú jemnozrnne (až siltovce), hrubé 2 – 25 cm, výrazne laminované, pevné, kremité, zelené až sivomodré, s rastlinnou sečkou a muskovitom. V najvyššej časti súvrstvia sa vyskytujú aj hrubšie vrstvy laminovaných pieskovcov (do 50 cm) a stredno- až hrubozrnne pieskovce *solánskeho* typu – viac-menej drobové, v laviciach hrubých 18 až 150 cm. Typické sú pevné slieňovce (4 – 25 cm) so svetlookrovou patinou a s bioturbáciami, bežne sa dajú nájsť vrstvičky a šošovky pelosideritov s hrúbkou do 6 cm. Zriedkavejšie sú lavice jemnozrných laminovaných pieskovcov s biotitom a vyšším obsahom schránok organizmov a karbonátového tmelu.

Hrúbka cebulských vrstiev je asi 150 m. Vek je kampán – mástricht s možným zásahom do staršieho paleocénu (napr. Švábenická et al., 1997; Bubík, 1999; Bubík et al., 1999; Bač, 1999).

463b Szczawinské pieskovce: Ich výskyt sme zaznamenali iba na severe Kysúc a Oravy. Základným stavebným prvkom sú modrosivé až sivé jemno- až hrubozrnné masívne arkózové pieskovce s vysokým obsahom muskovitu. Prevláda T_{ab} stavba vrstiev. Ich hrúbka je od 10 do 270 cm, no lavice bežne vytvárajú zoskupenia hrubé až 15 m. Pri báze sú viaceré vrstvy hrubozrnné až drobnozlepcové. Pieskovce sa striedajú so sivými, sivohnedými a sivozelenými ílovcami. Miestami sa vyskytujú aj vložky tmavočervených a červenohnedých ílovcov. Pelity spolu s tenko vrstveným flyšom vytvárajú decimetrové až niekoľko desiatok metrov hrubé súbory. Celková hrúbka szczawinských pieskovcov v pásme Skalitého dosahuje 350 m (Potfaj et al., 2003), v oblasti Pilska až 900 m (Pivko et al., 1991).

BYSTRICKÁ TEKTONICKO-LITOFACIÁLNA JEDNOTKA

V bystrickej jednotke je zastúpené belovežské, vychylovske a zlínske súvrstvie. Belovežské súvrstvie členíme na spodné belovežské a vrchné belovežské vrstvy bystrickej proveniencie. Zlínske súvrstvie tvoria monotónne bystrické vrstvy, ktoré sú pre bystrickú jednotku typické. Vychylovske súvrstvie tvorí striedavo belovežský a bystrický faciotyp.

Zlínske súvrstvie

464 zlínske súvrstvie s. l.: lastúrnaté rozpadavé ílovce (kalovce) a pieskovce (stredný až vrchný eocén); listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Zlínske súvrstvie bystrickej jednotky je kartograficky vyznačené tam, kde nebolo možné vyčleniť bystrické alebo iné vrstvy. Týka sa to predovšetkým východoslovenského úseku. Vyskytujú sa tu lastúrnato rozpadavé ílovce a tvrdé popolavosivé a modrasté slieňovce s lastúrnatou odlučnosťou – ľačké slieňovce. Zastúpené sú tri variety pieskovcov, uložené do vrstiev hrubých 20 – 400 cm: a) modrosivé, jemno- až hrubozrnné glaukonitické pieskovce, b) jemno- až strednozrnné, výrazne sľudnaté pieskovce, c) drobové pieskovce s muskovitom (Ďurkovič, 1960). Vek zlínskeho súvrstvia v bystrickej jednotke bol určený ako stredný eocén (Leško a Samuel, 1972). Zlínske súvrstvie dosahuje hrúbku od 500 m až do 1 000 m.

465 bystrické vrstvy: bystrické ílovce a glaukonitové pieskovce (flyš) (stredný až ?vrchný eocén); a) bystrické vrstvy s vrstvami magurských pieskovcov (?stredný eocén); b) pieskovce „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom spolu s riečanským typom pieskovca (pieskovcový flyš) (stredný eocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Bystrické vrstvy tvoria mohutný monotónny flyšový komplex s prevahou ílovcov nad pieskovcami (P < 1). Pelity sú uložené bežne v niekoľko metrov hrubých vrstvách ílovcov *bystrického typu*. Sú to tmavšie aj svetlejšie sivé vápnité ílovce so siltovou prímiesou, pri zvetraní majú svetlosivo modrastú patinu a ostrý lastúrnato-čriepkovitý rozpad. Vyskytujú sa aj masívnejšie typy vápnitých ílovcov, ktoré prechádzajú až do modrosivých tvrdých lastúrnatých slieňovcov ľačkého typu vo vrstvách hrubých 0,5 až 6 aj viac metrov.

Pieskovce tvoria lavice hrubé 10 až 150 cm. Väčšina z nich sú jemno- až strednozrnné, výrazne kremenné pieskovce, niektoré paralelne laminované. Majú pomerne vysoký obsah glaukonitu (viac ako 5 %). Sú bielozelenej až modrozelennej farby, na lome sklovitého vzhľadu. V spodnej časti bystrických vrstiev možno nájsť hrubozrnné variety tohto typu pieskovca s veľkými foraminiferami a iným organickým detritom (Köhler a Salaj, 1999). Menej hojné sú jemnozrnné pieskovce až siltovce s menším množstvom glaukonitu. Vrstvy hrubé do 150 cm sú paralelne laminované a plynulo prechádzajú do pelitov. Typický je pomerne vysoký obsah muskovitu a zuhoľnatená rastlinná sečka. Zriedkavejšie sa vyskytuje pieskovec s nižším obsahom glaukonitu, na báze hrubozrnný, vyššie výrazne paralelne laminovaný. Pri južnom okraji bystrickej jednotky môžu vystupovať aj zväzky lavíc drobových pieskovcov magurského typu (napr. j. od Riečnice na Kysuciach).

Hrúbka bystrických vrstiev je 700 až 1 300 m, ich vek je stredný (prípadne až mladší?) eocén (Potfaj et al., 2003).

465a Bystrické vrstvy s magurskými pieskovecami. – V bystrickej jednotke na Orave nebolo zatiaľ podrobnejšie špecifikované súvrstvie, v ktorom sa striedajú ílovce bystrického typu a pieskovce magurského, resp. kýčerského litotypu. Podľa charakteru a obsahu zastúpených litotypov by mohlo ísť o severný ekvivalent podobného komplexu z oravskomagurskej jednotky. Odhadovaná hrúbka súvrstvia je asi 400 m.

465b Pieskovcový flyš. – V oblasti Kolárovic (sz. od Bytče) je zlínske súvrstvie, ktoré litológiou a pozíciou skôr pripomína vrchné luhačovické vrstvy račianskej jednotky. Prevažujú tu pieskovce – riečanský typ (bez glaukonitu) – a pieskovce „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom. Pieskovce riečanského typu sú kremenné až arkózové, miestami až drobnozrnné zlepenice s klasťami epimetamorfitov do 6 až 15 mm. Tvoria hrubé lavice. Vyskytujú sa spolu so svetlými, špinavobielymi až žltohnedými masívnymi kremennými pieskovecami s obsahom glaukonitu 5 – 20 zrn/cm² a zrnitým lomom. Hrúbka tohto člena je niekoľko desiatok metrov a jeho vek pri porovnaní s luhačovickými vrstvami je stredný eocén.

466 vychylovské súvrstvie: tenko vrstvené polohy s laminovanými pieskovecami, glaukonitové pieskovce a polohy bystrických ílovcov (flyš) (stredný eocén);
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Súvrstvie tvorí prechod belovežského súvrstvia do nadložných bystrických vrstiev. Vyznačuje sa postupným narastaním podielu ílovcov bystrického typu na úkor belovežského faciotypu (Potfaj, 1989). Pomer pieskovcov a ílovcov je približne $P = 1 : 5$, počet vrstiev na 1 m profilu $I = 1 - 5$. Pasáže tenko vrstveného flyšu belovežského faciotypu tvoria modrasté, do hneda zvetrávajúce, 3 – 10 cm hrubé vápnité jemnozrnné pieskovce (prevažne zvrstvenia T_{bc} , vzácné T_{ac}) s muskovitom, uhoľnou sečkou a s prúdovými stopami. Muskovitické ílovce so siltovou prímesou, miestami slabo vápnité, sú zelenkastej, sivej až sivohnedej farby. Bystrický faciotyp zastupujú modrosivé jemno- až strednozrnné pieskovce s glaukonitom (0,2 – 1,2 m) a vápnitými hnedozelenými ílovcami s lastúrnatou až tenkodoskovitou odlučnosťou (0,3 – 1 m). Vek vychylovského súvrstvia je stredný eocén a v opisovaných výskytoch dosahuje hrúbku okolo 150 m (op. cit.).

Belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie

Belovežské súvrstvie bystrickej proveniencie členíme na spodné a vrchné belovežské vrstvy. V spodných belovežských vrstvách vystupujú prevažne pestré ílovce (červené a zelené ílovce, miestami s pieskovecami riečanského typu). Vrchné belovežské vrstvy tvorí tenko vrstvený flyš s prevahou ílovcov. Oproti belovežskému súvrstviu račianskej jednotky sa vyznačuje pravidelným zvrstvením a pomerne jednotným litofaciálnym vývojom.

467 vrchné belovežské vrstvy bystrickej proveniencie: tenko vrstvený flyš (bez červených ílovcov) (spodný eocén); a) spodné belovežské vrstvy: červené, sivé a zelené ílovce a laminované pieskovce (paleocén – spodný eocén); b) spodné belovežské vrstvy: pieskovce riečanského typu a červené ílovce (paleocén – spodný eocén);
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Pre **vrchné belovežské vrstvy bystrickej proveniencie** je charakteristické tenké pravidelné vrstvenie s pomerom $P = 0,5 - 1,2$ a indexom zvrstvenia $I = 8 - 15$. Základnú jednotku sekvencie tvorí modrosivý jemnozrnný kremenný pieskovec (s hrúbkou 2 – 15 cm) s náznakom gradácie a so šikmou lamináciou. Pieskovec ostro prechádza do hnedozeleného až zelenosivého, jemne piesčitého ílovca a modrosivého až hnedého ílovca s hrúbkou 3 – 30 cm. Hrúbka vrchných belovežských vrstiev je okolo 250 m (v dôsledku tektonickej deformácie je zväčša redukovaná). Pochádzajú z nich nanoplanktónové spoločenstvá charakterizujúce starší eocén, zónu NP 12 (porov. Potfaj et al., 2003).

467a Spodné belovežské vrstvy. – Vyskytujú sa v spodnej časti belovežského súvrstvia. Sú to červené a zelené, prevažne nevápnité ílovce vo vrstvách hrubých 4 – 15 cm (ojedinele až 150) cm, sprevádzané sivými jemnozrnnými laminovanými pieskovecami s hojným muskovitom, rastlinnou sečkou a bioglyfmi vo vrstvách hrubých 1 – 20 (50) cm. Pomer $P = 0,2 - 0,3$. Hrúbka spodných belovežských vrstiev je asi 150 m.

467b Pieskovce riečanského typu. – V severnej časti bystrickej jednotky sú červené ílovce, miestami sprevádzané hrubozrnnými pieskovecami riečanského typu s vyšším obsahom živcov a fylitov. Severne od Marikovej tvoria pieskovce interval hrubý 50 až 150 m. V sprievodnom, tenko vrstvenom flyši sú výrazne laminované jemnozrnné pieskovce s hojným muskovitom na plochách laminácie.

Podľa superpozície a rozloženia litofácií belovežského súvrstvia bystrickej a račianskej jednotky je vek belovežského súvrstvia bystrickej proveniencie ako celku definovaný v rozpätí paleocén – starší eocén.

ORAVSKOMAGURSKÁ A KRYNICKÁ TEKTONICKO-LITOFACIÁLNA JEDNOTKA

468 menilitové súvrstvie: čokoládovohnedé tvrdé ílovce (ílovité bridlice a kalovce), rohovce a pelokarbonáty (vrchný eocén – spodný oligocén); listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

Menilitové súvrstvie vychádza na povrch v krynickej jednotke len lokálne (Hervartov a Kobyly). Tvoria ho hnedé tenkovrstvovité a lupeňovité kalovce. Lokálne sa v nich vyskytujú čierne rohovce a pelokarbonáty tvoriace horizonty v kalovcoch. Vrchnoeocénny až spodno-oligocénny vek menilitového súvrstvia je odvodený z jeho pozície vo vzťahu k nadložnému malcovskému súvrstviu (Nemčok et al., 1990).

469 raciborské súvrstvie: pieskovce a ílovce (flyš) (stredný eocén – spodný oligocén); list: 26 ŽILINA

Je to flyšové súvrstvie s vyšším obsahom ílovcov a s jemno- až strednozrnnými pieskovecami. V celom súvrství je pomer pieskovcov k ílovcom v rozmedzí $P = 0,2 - 0,9$ a index zvrstvenia je $I = 0,9 - 6$. Pieskovce majú vyšší obsah karbonátových úlomkov. Vrstvy sú hrubé 5 – 35 – 90 cm, ojedinele až 250 cm. Prevládajú zvrstvenia typu T_{bc} a T_{abc} . Najmä v spodnej časti súvrstvia sú aj hrubo- až strednozrnné drobové pieskovce magurského typu (0,6 – 1,5 m). Vyskytujú sa aj piesčité sklzové telesá (1 – 4 m) a vo vyššej časti súvrstvia aj lavice tvrdých slieňovcov hrubé 0,15 až 3 m a lokálne vložky a konkrécie Fe pelokarbonátov. V rámci raciborského súvrstvia bol na Orave vylíčený interval s absolútnou prevahou vápnitých ílovcov – račovské vrstvy (Potfaj et al., 1991). V tejto mierke nie sú na mape vyznačené.

Hrúbka súvrstvia je 600 m a jeho vek je stredný eocén – starší oligocén(?).

470 inovské súvrstvie: červené ílovce a hnedé vápnité ílovce; a) pestré vrstvy: červené a zelené ílovce (kalovce), tenkovrstvovité pieskovce (stredný až ?mladší eocén); listy: 27 POPRAD, 38 MICHALOVCE

Inovské súvrstvie je pelitický súbor červenofialových, žltobielych a zeleno-modrosivých „pestrých“ ílovcov, ktoré vystupujú v obmedzenej hrúbke (do 10 m) na jv. okraji Inoviec pri styku s pročským súvrstviem.

Sú tu hnedosivé až hnedé vápnité ílovce/slieňovce. Niekoľko tvrdších vrstiev obsahuje zvyšky hnedých rybích šupín. Z tejto lokality pochádzajú nanoplanktónové spoločenstvá s *Dictyococites bisectus* (HAY, MOHLER et WADE) a *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Lanternithus minutus* STRAD., *Semihololithus biskayae* P.-N. a *Zygrhablithus bijugatus* (DEFL.), ktoré indikujú strednoeocénny, možno až priabónsky vek.

Toto súvrstvie sa prirovnávalo k Leškovým globigerínovým slieňom (Leško a Samuel, 1960; Leško et al., 1964) s vekom mladší eocén až starší oligocén (*Cibicides* cf. *lopjanicus* MJATLIUK a *Globigerina officinalis* SUBB. v globigerínových slieňoch) (Žec et al., 1997).

470a Pestré vrstvy čergovského súvrstvia. – Červené a zelené ílovce a pieskovce sú známe iba z východného úseku krynickej jednotky (napr. Livov a Malcov). Cviklovočervené, hrdzavočervené a sivozelené kalovce sú premenlivo piesčité, vápnité a jednotlivé variety sa prúžkovito striedajú. Sú poprekladané tenkými vrstvami špinavo zelených laminovaných pieskovcov s muskovitom. Hrubšie vrstvy drobových pieskovcov sú zriedkavé (Ďurkovič in Nemčok, 1972).

Strednoeocénnu mikrofaunu tu reprezentuje *Cyclammina amplexans* GRZYB. Pestré vrstvy sú späť s čergovským súvrstviem.

471 zábavné súvrstvie: vápnité ílovce, jemnozrnné pieskovce a drobové pieskovce (?spodný až stredný eocén); list: 26 ŽILINA

Zábavné súvrstvie bolo vyčlenené na s. svahu Kubínskej hole (Potfaj et al., 1991). Tvoria ho prstovito sa prelínajúce, 10 až 200 m hrubé intervaly s náplňou magurského, raciborského alebo malcovského charakteru – fácie. Magurskú fáciu reprezentujú 15 – 250 cm hrubé lavice drobových pieskovcov oddelené vrstvičkami muskovitických piesčitých ílovcov až zelenohnedých ílovcov, hrubými iba do 15 cm. Raciborskú fáciu charakterizujú zeleno- a hnedosivé vápnité ílovce (5 – 50 cm) a stredno- až jemnozrnné pieskovce s intervalmi $T_{bc} - T_{abc}$ hrubé 5 – 200 cm, pričom interval T_a je redukovaný. Pre malcovskú fáciu sú typické jemnozrnné pieskovce až siltovce so zvrstvením T_{ac} a T_c (3 – 15 až 25 cm) a modrosivé, sivé a svetlé vápnité ílovce. Pieskovcovú časť zábavného súvrstvia sme na našej mape priradili k magurským pieskovcom. Zostali tak vyznačené iba tie oblasti, ktoré obsahujú raciborskú alebo malcovskú fáciu.

Vek zábavného súvrstvia je starší(?) až stredný eocén a maximálna hrúbka je až 900 m (op. cit.). Vzťah k magurskému súvrstviu je v spodnej časti s laterálnym prechodom.

472 zákamenné vrstvy: jemnozrnné laminované pieskovce a vápnité ílovce (tenko vrstvený flyš) (stredný eocén); list: 26 ŽILINA

Zákamenné vrstvy⁷ sa vyskytujú na hornej Orave. Je to pomerne husté flyšové striedanie jemnozrnných laminovaných pieskovcov a viac-menej vápnitých ílovcov. Súvrstvie sa miestami podobá na malcovské vrstvy od Babína, miestami na belovežské vrstvy bystrickej proveniencie. Zatiaľ nepoznáme jeho vzťahy k magurským pieskovcom, v obkľúčení ktorých sa vyskytuje. Pravdepodobne tvorí akýsi hybrid medzi malcovským a zábavným súvrstviem.

Podľa predbežne identifikovaného nanoplanktónového spoločenstva je vek zákamenných vrstiev prinajmenšom stredný eocén. Ich hrúbku odhadujeme na 200 m.

473 čergovské a magurské súvrstvie: stredno- a hrubovrstvovité pieskovce s muskovitom a drobozrnné zlepenice s polohami ílovcov/kalovcov (spodný až stredný eocén); a) polohy zlepenic (?stredný eocén); b) magurské pieskovce s bystrickými ílovcami: drobové pieskovce a tvrdé ílovce (vrchný paleocén – stredný eocén);
listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

V čergovskom súvrství prevládajú pieskovce s intervalmi striedajúcich sa ílovcov, prachovcov a pieskovcov v desiatkach metrov. Súčasťou súvrstvia sú aj drobozrnné zlepenice buď v samostatných vrstvách, alebo častejšie na báze gradovaných zlepenicovo-pieskovcových vrstiev. Klasy sú veľké do 1 cm (ojedinelé klasy až do 40 cm uvádza Nemčok, 1990).

Pieskovcové vrstvy pozostávajú zo stredno- až hrubozrnných arkózových pieskovcov. Pieskovce majú ostré výmoľové bázy, hrúbka vrstiev zvyčajne nepresahuje 50 cm. Viaceré vrstvy pieskovcov sú amalgamované.

Pri južnom okraji krynickej jednotky j. od Raslavič a s. od Drienice pieskovce vytvárajú súbory hrubé do 20 m, navzájom oddelené intervalmi striedajúcich sa tenko vrstvených pieskovcov a ílovcov s hrúbkou 8 – 25 m. Modrosivé pieskovce sú masívne, prípadne gradačne zvrstvené,

⁷Pozn. redakcie: jazykovo správny názov zákamenných vrstiev alebo vrstvy Zákamenného.

v horných častiach s čerinovým alebo horizontálnym zvrstvením. Jednotlivé pieskovcové vrstvy sú oddelené tenkou polohou kalovcov alebo sú amalgamované. Hrúbka vrstiev je do 120 cm. Prúdové stopy poukazujú na prevažujúci smer paleoprúdov na SZ až Z.

Leško a Samuel (1972) uvádzajú spodnoeocénne spoločenstvo mikrofauny v spodných častiach súvrstvia pri Želmanovciach – *Uvigerina* sp., *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Globigerina* cf. *apertura* CUSH. a *Globigerapsis index* (FINLAY) – poukazujúce na mladší eocén.

473a Zlepence v pieskovcoch čergovského súvrstvia tvoria polohy predovšetkým v južnej časti územia listu Poprad (napr. s. od Orlova, z. od Ruskej Vole, sv. od Drienice a inde). Vyskytujú sa tu stredno- až hrubozrnné zlepence s obliakmi kremencov, rohovcov, karbonátov, kremenných porfýrov, bridlíc, rúl, jemnozrnných granitov červenej a ružovkastej farby a kremeňov.

473b Magurské pieskovce s bystrickými ílovcami sme vyčlenili v časti magurskej jednotky na Orave ako komplex zložený z dvoch striedajúcich sa faciotypov: magurských pieskovcov a bystrických ílovcov. Zastúpenie oboch zložiek vertikálne ani horizontálne nie je konštantné. Predpokladáme, že pôvodná pozícia sedimentačného priestoru bola niekde na prechode z vejára magurských pieskovcov do bystrickej pláne.

474 strihovské súvrstvie: kremenno-drobové pieskovce s polohami prachovcov a ílovcov s blokmi organogénnych vápencov a ílovcov; a) s polohami zlepencov; b) pestré (červené, zelené a modrosivé) ílovce (spodný až stredný eocén);

listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Strihovské súvrstvie definoval Leško (Leško et al., 1964) ako hrubé flyšové súvrstvie, zložené najmä z pieskovcov v *kochanovskej*, resp. *čerhovskej* čiastkovej jednotke magurského príkrovu. Neskôr bola zóna s výskytom strihovského súvrstvia vyčlenená ako strihovský čiastkový príkrov (Potfaj in Bezák et al., 2004a).

Pieskovce sú prevažne stredno- až hrubozrnné, kremenné až drobové, v čerstvom stave svetlosivej až modrosivej farby, po zvetraní okrové až hnedasté alebo bielosivé, rozpadavé na piesok. Zrnká kremeňa sú dobre zaoblené. Niektoré vrstvy smerom dohora postupne prechádzajú do jemnozrnného pieskovca, ktorý môže byť horizontálne a/alebo šikmo laminovaný. Hrúbka vrstiev je v rozmedzí 0,5 až 3 m, ojedinele až 8 m.

Pieskovcové lavice sú hojne amalgamované, pričom v spodnej časti nie je neobvyklá frakcia drobnozrnného zlepence. V pieskovcovej mase sa nezriedka vyskytujú diageneticky spevnené zvetrávajúce guľovité pieskovcové útvary (Leško a Samuel, 1968; Žec et al., 2005). Bežne sa vyskytujú intraklasty zelených ílovcov s priemerom 2 – 15 cm, zriedka viac ako 20 cm.

Pieskovcové lavice sú oddelené viac-menej piesčitými vápnitými ílovcami s hrúbkou do 20 cm.

Horizontálne laminované pieskovce s dominantným obsahom kremeňa sivozelenej až hnedastej farby sú v nepatrnom zastúpení, obsahujú len ojedinelé zrnká glaukonitu. Z lomu Košarovce pochádzajú veľké foraminifery *Assilina exponens* (SOW.) a *Nummulites* sp. s vekovým zaradením stredný eocén – bartón (Buček in Žec et al., 2005a).

Podľa obsahu vápnitého nanoplanktónu (Žecová in Žec et al., 2005a) a podľa určení najmladších klastov v zlepencoch (Mišík, Sýkora a Jablonský, 1991) je súvrstvie zaradené do staršieho až stredného eocénu. Maximálna hrúbka súvrstvia je okolo 1 000 m.

474a V pieskovcovom komplexe sa vyskytujú 1 – 10 m hrubé **polohy zlepencov** s obliakmi do 20 cm a blokmi organodetrítických a organogénnych vápencov veľkými až 0,7 m³ (napr. j. od obce Lukáčovce, s. od Inoviec). Niektoré zlepencové horizonty sú vlastne parakonglomeráty so základnou hmotou rozsypavých pieskovcov. V materiáli zlepencov prevládajú obliaky kremeňa, bežné sú kremenné pieskovce, droby, karbonáty a metamorfity. Ako najmladšie boli identifikované vápencové obliaky s *Discocyclus archiaci* (SCHLUMB.) a *Alveolina* ex. gr. *oblonga* D'ORB. (Mišík et al., 1991).

474b V pieskovcoch sú miestami hrubšie zväzky zelenkavých siltovcov a/alebo ílovcov s piesčitou prímесou. Väčšinou majú sivú, zelenkavú a modrastú farbu, niekde (napr. z. breh Domaše) s výrazným zastúpením červenofialových ílovcov.

475 jasenovské vrstvy: kremenno-karbonátové pieskovce a kremenno-drobové pieskovce (paleocén – spodný eocén); list: 38 MICHALOVCE

Jasenovské vrstvy vyčlenil Potfaj (in Žec et al., 2007) ako nový litofaciálny člen krynickej čiastkovej jednotky na východ od Domaše. Je to striedavý faciálny prechod medzi pročským a strihovským súvrstvím. Pročské fácie zastupujú sivé jemno- až strednozrné kremenno-karbonátové pieskovce a sivé ílovce. Ako strihovský faciotyp boli označené lavice stredno- až hrubo-zrnných pieskovcov. Sivé, viac-menej siltové a vápnité ílovce sú vo vrstvách hrubých do 20 cm.

476 pročské súvrstvie: kremenno-karbonátové pieskovce a sivozelenkavé ílovce, zlepenec; a) polohy pestrých ílov alebo ílovcov; b) polohy zlepenecov (paleocén – eocén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Pročské súvrstvie lemuje bradlové pásmo po jeho vonkajšom okraji na Strednom Považí a v šarišskom a beňatinskom úseku. Je to stredne až tenko vrstvené flyšové súvrstvie s prevahou pieskovcov nad ílovcami.

Pieskovce sú jemno- až hrubo-zrnné, kremenno-karbonátové, vo vrstvách 5 – 120 cm. Podľa Ďurkoviča (1970) ide o detritické vápence, resp. vápnité pieskovce (Leško a Samuel, 1968). Pieskovce sú veľmi dobre vytriedené, takmer bez muskovitu, no niektoré vrstvy majú vyšší obsah muskovitu. Kde-tu sa v nich nachádzajú aj zrnká glaukonitu. Vyššie časti lavíc majú na plochách laminácie roztrúsenú zuhoľnatenú rastlinnú sečku.

Možnú príbuznosť pročských vrstiev východného Slovenska s bielokarpatskou jednotkou naznačil Potfaj (in Žec et al., 1997; in Rakús et al., 1999). Útržky pročského súvrstvia boli interpretované aj pozdĺž styku bradlového a flyšového pásma na Strednom Považí (Mello et al., 2005). Vzhľadom na vyšší podiel ílovcov a vložky drobových pieskovcov by sa tieto výskyty mohli zaradiť aj k jasenovským vrstvám (475).

476a Polohy pestrých ílovcov hrubé 3 – 50 cm sú viac-menej vápnité, sivozelenkavé, miestami so siltovou prímесou. Pochádza z nich spoločenstvo nanoplanktónu vrchného paleocénu až staršieho eocénu (*Toweius* div. sp., *Prinsius dimorphus* (P.-N.), *Chiasmolithus solitus* (BRAM. et SULL.), *Discoaster multiradiatus* BRAM. et RIEDEL, *D. binodosus* MART. – Žecová in Žec et al., 2005).

476b V pročskom súvrství sa vyskytujú **polohy zlepenecov**. Sú to prevažne parakonglomeráty s obliakmi roztrúsenými v piesčito-ílovitej základnej hmote. Vrtmi a štôľňami v priestore priehradného múra na Domaši sa overili zlepenecové horizonty hrubé až 35 m (Gíra, 1962). V obliakoch prevládajú kremeň a kremence, nasledujú belavé, prevažne organoklastické vápence, kremenné porfýry a menej granitoidy. Bloky biohermových paleocenných riasovo-koralových vápencov na viacerých lokalitách (napr. Proč, Inovce, Radvanovce) dosahujú veľkosť až do 50 cm (Mišík, 1966; Leško a Samuel, 1968; Mišík et al., 1991b; Molnár in Kaličiak et al., 1991; Potfaj in Žec et al., 1999).

Okrem koralov, kôrovitých koralinných rias a sesílnych foraminifer, hľúz *Parachaetetes asvapatii* PIA a dasykladálnych rias sa v nich vyskytujú foraminifery tanetského veku: *Discocyclina seunesi* DOUV., *Operculina azulensis* TAMB., *O. heberti* MUN.-CHALM., *Polystrata alba* (PFEN.) DEN. a *Distichoplax biserialis* (DIET.) PIA (Köhler, 1995; Buček a Köhler, 2005).

Hrúbka celého pročského súvrstvia je od 300 do 800 m.

SKUPINA BIELOKARPATSKÝCH PRÍKROVOV

477 nepričlenené flyšové súvrstvia: pieskovce a ílovce; a) „pestré vrstvy“ – prevažne červené ílovce (?kampán – ?paleocén); listy: 25 BYTČA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Tento komplex charakterizujú červené, zelenosivé a modrosivé ílovce až íly s premenlivým podielom siltovej zložky, väčšinou s rozptýleným sericitom. Ojedinele sa vyskytujú laminy jemnozrnných kremenných pieskovcov, prípadne aj s glaukonitom. Ílovce sú v niekoľkých úrovniach – v spodnejších sú vložky zelených, slabo vápnitých ílovcov, vo vyšších zasa hnedosivé

vápnité ílovce. Väčšinou sú tektonicky redukované alebo prevrásnené, a tak ich hrúbku iba odhadujeme na niekoľko metrov až desiatok metrov.

V západnej časti územia bol stanovený paleocénny vek; starší eocén zo zárezu železnice pri zastávke Javorník (ČR) uvádza Stránik (Stránik et al., 1989a, c).

477a Súbor červených, zelených, sivých a čiernych ílovcov s ojedinelými jemnozrnnými pieskovcami medzi Skalicou a Myjavou sme označili ako „**pestré vrstvy**“. Vyskytujú sa v depresných formách terénu, sú zväčša silne zvetrané, prekryté hlinami, bežne sa na nich tvoria svahové zosuvy. To sťažuje definovanie ich vzťahu k okolitým litostratigrafickým celkom.

Ílovce sú prakticky nevápnité, drobno čriepkovito odlučné, ale väčšinou tektonicky deformované a zbridlíchnatené. Červené variety dominujú, zelené a sivé sú menej bežné. Čierne ílovce tvoria tenké vrstvy do 9 cm.

Pieskovce (obvykle zvetrané) sú jemnozrnné, zelenkavosivé, kremenno-drobové s muskovitom, ich hrúbka nepresahuje 18 cm. Popri červených ílovcoch sa ojedinele vyskytujú aj hrubo- až strednozrnné kremenno-arkózové pieskovce so zvetranými živcami.

Podobné ílovce z okolia Hluku obsahujú aglutinované bentické foraminifery zaradené do intervalu paleocén – starší eocén (Stránik et al., 1989). Na základe nanoplanktónového spoločenstva z okolia Blatničky sa červené ílovce zaraďujú do staršieho eocénu (op. cit.). Či však ide o zhodné súvrstvie s tým, ktoré sa vyskytuje na našom území, nevieme dnes vierohodne doložiť. Zatiaľ všetky výskyty pestrých vrstiev bielokarpatskej jednotky medzi Skalicou a Sobotišťom formálne pokladáme za ekvivalent paleocénnych pestrých vrstiev z moravského územia. Celkovú hrúbku súvrstvia odhadujeme na 50 – 100 m.

478 svodnické súvrstvie: flyš s prevahou sivých vápnných lastúrnatých ílovcov (paleocén – spodný eocén); listy: 25 BYTČA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Pre súvrstvie sú charakteristické sivé a hnedosivé vápnité ílovce hrubé 0,5 – 2,5 m s lastúrnatou odlučnosťou, niektoré sú pri báze siltové. Makroskopicky sú podobné ílovcom bystrických vrstiev. Okrem nich sa v súvrství vyskytujú zelenkavosivé ílovce a slabo piesčité sivé a čiernosivé, tabuľkovito odlučné ílovce v hrúbke do niekoľko cm. Vrchné časti mnohých ílovcov sú porušené bioturbáciami.

Pieskovce sú jemno- až hrubozrnné, muskovitické, začerstva ocel'ovosivé, mikroskopicky charakterizované ako drobovité pieskovce až vápnité droby (Potfaj, 1992). Pieskovcové vrstvy sú hrubé 5 – 30 cm, bežné sú aj lavice s hrúbkou až 1,5 m.

Vo vyššej časti súvrstvia je niekoľko vrstiev sivých kalových vápencov hrubých 20 až 70 cm s bielou patinou na povrchu. Obvykle sú v nich pri vrchu chodbičky typu *Chondrites* isp.

Pomer pieskovcov k ílovcom vo flyšovom súvrství kolíše v rozsahu 0,3 – 4,0, priemerne je 0,9. Z ílovcov boli určené aglutinované foraminifery senónsko-paleocénneho veku (Samuel in Potfaj et al., 1986; Švábenická, 1987, 1990).

Nanoplanktón z vápnných ílovcov [*Cruciplacolithus tenuis* (STRAD.), *Chiasmolithus danicus* (BROTZ.), *Ch. consuetus* BRAM. et SULL. a *Markalius inversus* DEFL.] reprezentuje starší paleocén. Z vyšších horizontov pochádza spoločenstvo toweiov a fascikulitov, charakteristické pre mladší paleocén. Severne od Hornej Súče sú prítomné aj *Neochiastozygus perfectus* P.-N., *N. chiastus* (BRAM. et SULL.), *Neococcolithes protenus* (BRAM. et SULL.), ojedinele *Pontosphaera multipora* (KAMPT.), *Tribrachiatos bramlettei* (BRAM. et STRAD.) a *Transversopontis pulcher* (DEFL.) (l. c.). Toto spoločenstvo indikuje už spodnoeocénny vek.

479 chabovské vrstvy: prevažne pieskovce, lokálne drobnozrnné zlepenca, piesčité ílovce – flyš (paleocén – spodný eocén); list: 35 TRNAVA

Je to komplex stredno- a hrubozrnných drobových pieskovcov s karbonátovými klastami a ojedinelými vložkami a „šmuhami“ drobnozrnných zlepenecov. Napatrne sú zastúpené zelenosivé, málo vápnité piesčité ílovce.

Základný minerál pieskovcov je kremeň. Z úlomkov hornín prevládajú vápenca, okrem iných sa zistil aj úlomok koralovo-rifového vápenca. Sporadicky sú zastúpené rohovce, úlomky vulkanitov diabasového typu, žúl a bližšie neidentifikovaných metamorfitov. Živce zastupuje

ortoklas v prevahe nad plagioklasmi a vzácné mikroklín. Biotit prevláda nad muskovitom. Organické zvyšky sú rotalidné a nodosaridné foraminifery, úlomky litotamnií a vzácné bryozoi, ojedinele kolumnálie krinoidov. Základná hmota je vápenatá, rekryštalizovaná.

Z ílovcov boli určené nanoplanktónové druhy: *Discoaster limbatus* BRAM. et SULL., *D. cf. multiradiatus* BRAM. et RIED., *D. cf. binodosus* MART., *D. cf. barbadiensis* TAN, *Coccolithus eopelagicus* (BRAM. et RIED.), *Toweius eminens* (BRAM. et RIED.), *Fasciculithus* sp. a redeponované kriedové druhy. Z bázy súvrstvia pochádzajú úlomky mladopaleocénnych druhov *Heliolithus kleinpellii* SULL., *Thoracosphaera* sp. a *Coccolithus pelagicus* (WAL.).

Vek chabovských vrstiev bol stanovený na najmladší paleocén až starší eocén (Potfaj et al., 1986). Vrstvy vystupujú v pozícii vrcholovej „čiapky“ v okolí vrchu Chabová (751). Zachovaná hrúbka chabovských vrstiev je asi 150 m.

480 rajkovecké vrstvy: tenko- až stredne vrstvený flyš s prevahou pieskovcov (paleocén);

listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Je to tenko- až stredne vrstvený flyšový komplex s výraznou prevahou pieskovcov (Began et al., 1988). Pieskovce sú jemnozrnné, zriedka strednozrnné, s muskovitom, vo vrstvách 2 až 40 cm, ojedinele až 2 m. Prevládajú paralelné a čerinové zvrstvenia, na spodných vrstvomých plochách sú hojné bioglyfy. Makroskopicky sú podobné pieskovcom javorinských vrstiev, mikroskopicky sú definované ako arkózové pieskovce. Vyskytujú sa však aj drobové pieskovce s premenlivým obsahom základnej hmoty.

Ílovce sú sivé, zelenosivé a tmavohnedosivé, v spodnej časti miestami slabo vápnité. Vyššia časť pelitického intervalu je obvykle tmavo škvrnitá po bioturbáciách. Hrúbka vrstvičiek je 1 – 5 cm, ojedinele viacej (do 30 cm).

Pomer $P = 3$, index zvrstvenia $I = 2 - 8$. Celková hrúbka rajkoveckých vrstiev je asi 500 m. Vrchné obmedzenie vrstiev je tektonické, severne od Horného Srnia sa stýkajú s bradlovým pásom. Spodná hranica bola definovaná ako postupný prechod z javorinských vrstiev.

Vek vrstiev na základe nanoplanktónu a foraminiferových spoločenstiev je paleocén so zásahom až do staršieho eocénu (Began et al., 1988; Švábenická in Stránik et al., 1989; Nižňanský et al., 1989).

Lopenické súvrstvie (kampán – mástricht)

Pre spodnú časť súvrstvia sú typické červené a sivé sliene s lavicami pieskovcov, prípadne červené ílovce, ktoré sú určujúcim znakom **ondrášoveckých vrstiev**. Podstatnú časť súvrstvia tvorí tenko vrstvený pieskovcový flyš **javorinských vrstiev**. Vo vrchnej časti súvrstvia sú hrubšie pieskovcové lavice, na základe ktorých sú odlišené **drietomické vrstvy**. Celková hrúbka lopenického súvrstvia je okolo 900 m. Vek súvrstvia je v rozpätí kampán – mástricht. Plošné rozšírenie súvrstvia je pozdĺž jv. okraja bielokarpatskej jednotky od Zubáka na JZ.

481a drietomické vrstvy: kremenno-karbonátové pieskovce a preplástky ílovcov;

listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA

Táto litostratigrafická jednotka sa vyskytuje vo vyššej časti lopenického súvrstvia. Od javorinských vrstiev sa drietomické vrstvy odlišujú prevahou hrubolavicovitých (0,5 – 1,5 m), jemno- až hrubozrnných kremenno-karbonátových pieskovcov s ojedinelými tenkými preplástkami ílovcov. Zloženie pieskovcov je rovnaké ako v javorinských vrstvách, štruktúrne prevládajú typy s intervalmi $T_{(a)b}$, $T_{(c)}$ a T_c . Maximálna hrúbka drietomických vrstiev v severnej časti je odhadom 200 m, smerom na JZ sa stenčujú. Vrstvy boli navrtané v doline Drietomice vrtom BKČ-1 (Drietomica) do hĺbky 150 m. Zo zlepenca vo vrte BKČ-1 boli určené: *Heterohelix* sp., *Elianella elegans* PFEND. et BASSE, *Helicorbitoides* sp., *Dasycladacea* gen. a koralínne riasy. Spoločenstvo determinuje vekové rozpätie kampán – dán (Potfaj, 1993).

Ohraničenie drietomických vrstiev od javorinských je nevýrazné. Na východe sú vrstvy prekryté chabovskými vrstvami, vrchná hranica bola interpretovaná ako erozívna. Vek drietomických vrstiev bol definovaný ako mástrichtský na základe superpozície nad javorinskými vrstvami.

481b javorinské vrstvy: jemnozrnné kremenno-karbonátové pieskovce a zelenosivé siltové ílovce – flyš; listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Je to tenko vrstvený, prevažne pieskovcový flyš s ojedinelými telesami hrubozrnných pieskovcov až mikrokonglomerátov (Potfaj, 1993). Prevládajúci litotyp sú tu jemnozrnné karbonátické pieskovce, vysoký je aj podiel paralelne laminovaných, dobre vytriedených pieskovcov s muskovitom. Začerstva majú oceľovosivú farbu, po zvetraní hnednú. Menej sa vyskytujú stredno- a hrubozrnné karbonátické pieskovce, mikroskopicky charakterizované ako vápencové pieskovce.

Hrúbka jednotlivých vrstiev je 1 – 20 cm, miestami až 1,5 m. Na spodných plochách pieskovcov sú bioglyfy a nevýrazné prúdové stopy s dominujúcimi smermi od juhu na sever a od východu na západ. Sporadicky sa vyskytujú aj drobové pieskovce s gradačným zvrstvením.

Hrubozrnné droby obsahujú určenú orbitoidnú vrchnomástrichtskú foraminiferu *Omphalocyclus macroporus* (LAM.) a v klastoch *Globochaete alpina* LOM. a *Globotruncana arca* (CUSH.). Východne od Novej Bošáče boli identifikované *Lepidorbitoides* cf. *campanensis* VAN GORSEL (det. E. Köhler ex Potfaj, 1993).

Ílovce majú sivé a zelené farebné odtiene, sú prevažne nevápnité alebo iba málo vápnité, vo väčšine prípadov so siltovou prímiesou. Vyššia časť ílovcových vrstvičiek je zväčša bioturbovaná. Hrúbka pelitických intervalov nepresahuje 30 cm, pomer pieskovce/ílovce je väčší ako 1, vo vyššej časti súvrstvia obvykle väčší než 3. Miestami sa vyskytujú vrstvy sivých siltovitých vápencov s belavou patinou, so šikmým zvrstvením a hrúbkou 5 – 30 cm.

Vek javorinských vrstiev je v rozpätí mladší kampán až mástricht. Ich celková hrúbka je 500 až 700 m.

Aglutinované foraminifery z ílovcov majú stratigrafické rozpätie mladší senón – starší paleocén. Zo stratigraficky významnejších nanoplanktonových druhov uvádzame: *Micula decussata* VEKS., *Microrhabdulus decoratus* DEFL., *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.), *Lucianorhabdus cayeuxii* DEFL., *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKS., *Quadrum gothicum* (DEFL.), *Cribrosphaerella ehrenbergii* (ARKH.), *Eifelithus eximius* (STOV.) a *Micula murus* (MART.) (Potfaj, 1993; Švábenická, 1986).

481c ondrášovecké vrstvy: jemnozrnné pieskovce, zelenosivé a červené ílovce a sliene;

listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Ondrášovecké vrstvy (Potfaj, 1993) majú flyšový charakter. Striedajú sa tu jemnozrnné pieskovce so zelenosivými vápnitými aj nevápnitými ílovcami s vrstvami červených ílovcov. Lokálne sa vyskytujú lavice stredno- až hrubozrnných drobových pieskovcov, miestami až mikrokonglomerátov so zrnami kremeňa a rozličných metamorfovaných hornín. Pieskovce dosahujú hrúbku 0,5 – 4 m. Medzi jednotlivými vrstvami sú piesčité ílovce hrubé niekoľko mm až cm. Niektoré vrstvy majú chaotické zvrstvenie, typické pre rýchlu sedimentáciu z hustých pieskových prúdov. Bežné je korytovité rozmývanie vrstvy pieskovca s opätovným vyplnením pieskovým materiálom.

Z červených, ale aj sivých ílovcov a sliňov boli určené nanoplanktonové spoločenstvá s *Micula* cf. *prinsii* P.-N., *Eifelithus eximius* (STOVER), *Quadrum gothicum* (DEFL.), *Ceratolithoides aculeus* (STRAD.), *Calculites obscurus* (DEFL.), *Broinsonia* cf. *enormis* (SHUM.), *Aspidolithus parvus* (STRAD.) a *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKS.), indikujúce strednokampánsky až mástrichtský vek ondrášoveckých vrstiev.

Spodné ohraničenie vrstiev je tektonické, vrchnú hranicu tvorí najvyšší výskyt červených ílovcov. Styk s nadložnými javorinskými vrstvami je na viacerých miestach s prstovitým previazaním. Hrúbka vrstiev je 50 – 200 m.

BRADLOVÉ PÁSMO S. L.

Bradlové pásmo je najkomplikovanejšia tektonická zóna Západných Karpát. Pri dĺžke viacej ako 700 km je extrémne úzke – iba niekoľko desiatok až stoviek metrov. Iba v území Stredného Považia dosahuje šírku až 20 km. V doterajších interpretáciách vzniku a stavby bradlového pásma sa zdôrazňuje význam opakovaných tektonických procesov, ktoré spôsobili roztrhanie pôvodných súvislých sledov a ich sformovanie do dnešného stavu. Už Andrusov (1938) tu odlíšil 5 vývojových fáz, z ktorých zvlášť významné sú laramská na rozhraní kriedy a paleogénu a spodnomiocénna – sávská (Andrusov, 1974; Aubrecht, 1997).

Podľa všeobecne akceptovanej predstavy je bradlové pásmo komplikovaný systém jurských a spodnokriedových, prevažne karbonátových šošoviek a blokov obklopených kriedovo-paleogénnymi slieňovcovými a flyšovými sedimentmi, ktorý vznikol v procese polyfázovej alpinotypnej deformácie (Biely et al., 1984). Nemožno však vylúčiť ani predstavu o sedimentárnom pôvode niektorých bradiel v určitých častiach bradlového pásma (napr. Nemčok, 1980; Plašienka, 2008).

BRADLOVÉ PÁSMO S. S.

KRIEDA

482a *flyšové vrstvy (jarmutské súvrstvie) a tzv. rašovský vývoj (kampán – mástricht);*

listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Flyšové vrstvy (jarmutské súvrstvie) majú tenko vrstvený flyšový charakter. Tvoria ich laminy a vrstvy jemnozrnných pieskovcov a siltovcov s premenlivým pomerom pieskovce/ílovcu ($P = 0,7 - 3$) a s indexom zvrstvenia $I = 10 - 25$. Pieskovce sú jemnozrnné, polymiktné, pomerne dobre vytriedené. Na plochách laminácie je muskovit a zuhoľnatená rastlinná sečka. Bežne sa vyskytujú drobné klasty červených kremencov, červených pelítov a glaukonitu. V pieskovcoch sú miestami úlomky lastúr inocerámov a klasty svetlých kalových vápencov. Pieskovce tvoria vrstvy od 5 do 18 až 30 cm, štruktúrované do intervalov T_{ac} a T_c , menej T_{bc} a T_{abc} (Potfaj in Janočko et al., 2000).

Pieskovce sú oddelené ílovcami až slieňmi so siltovou prímiesou. Sú svetlo- aj tmavosivé, zelenosivé, menej hnedasté, viac-menej vápnité. Miestami sa vyskytujú v tenko vrstvenom flyši so sivými slieňmi. Hrúbku súvrstvia odhadujeme najviac na 200 m.

Takzvaný rašovský vývoj. – Na typovej lokalite v okolí kóty Rašov rašovské zlepenec obsahujú rudistové a hipuritové vápence (Samuel et al., 1972). Smerom do nadložia v zlepenecovom súvrství postupne pribúdajú pieskovce a sivozelené slieňe. Súvrstvie rýchlo nadobúda flyšový charakter a jeho hrúbka je 50 – 100 m. V slieňoch je mikrofauna stredného a vrchného santónu. Ako celok bolo súvrstvie rašovských zlepenecov zaradené do koňaku – santónu (Kühn, 1937; Andrusov, 1942; Salaj, 1990b).

Severne od Bziniec pod Javorinou bolo podobné súvrstvie tiež označené ako *rašovský vývoj*, tu však s rozsahom santón – kampán (Salaj et al., 1987). Výskyt orbitoidných foraminifer a celková geologická pozícia súvrstvia nás nabádajú k tomu, aby sme ho tu pokladali za ekvivalent jarmutského súvrstvia.

482b *polohy zlepenecov;* listy: 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

Zloženie zlepenecov je pestré a tradované aj ako „exotické“: kremeň, kremence, porfýry, svetlé vápence a dolomitizované vápence... Ich pôvod sa odvodzuje z exotického kordiléry, novšie interpretovanej ako migrujúcej v priestore a čase (Potfaj, 1997, 1998; Potfaj et al., 2003). V jarmutskom súvrství sa nachádzajú aj horizonty drobnozrnných polymiktných zlepenecov s obliakmi

do 15 cm. Obliaky tvorí kremeň, kremence, granitoidy, ruly, svory, fylity, buližníky, svetlé „rifové“ vápence a dolomity. Oproti strihovským aj pročským zlepencom obsahujú iba nepatrné množstvo kremenných porfýrov (Potfaj in Janočko et al., 2000).

482c gregoriánske brekcie (cenoman – ?paleocén); list: 27 POPRAD

V pieninskom úseku bradlového pásma sz. od Starej Ľubovne sú menšie výskyty brekcií so slabo opracovanými karbonátovými úlomkami. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 1 do 10 cm. Ojedinele sa nájdu aj olistolity veľké 3 až 5 m. Dominujúcou zložkou sú karbonáty: krinoidové, hľuznaté a rohovcové vápence, slieňovce, škvrnité vápence a mikritické vápence vrchnej jury až staršej kriedy, ako aj červené a zelenosivé sliene púchovského typu. V brekciách sa sporadicky vyskytujú aj zaoblené zrná žilného kremeňa, žuly, melafýrov a epimetamorfovaných hornín. Brekcie sú väčšinou oligomiktné, miestami až monomiktné⁸. Z genetického hľadiska sa považujú za olistostrómy (Nemčok, 1990; Nemčok, Kullmanová a Ďurkovič, 1989).

482d flyšové súvrstvia bradlového pásma, nerozlíšené (Pavláškova skala, Ráztoky); (vrchná krieda – ?paleogén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

V rámci bradlového pásma sa vyskytujú územia budované flyšovými súvrstviami, ktoré sme v tomto štádiu mapovania nedokázali priradiť k niektorým z už vyčlenených súvrství. Dôvodom je nedostatočné odkrytie územia a/alebo nie celkom jasné vzťahy k okolitým celkom. Nemaľou mierou k tomu prispieva aj výrazná vzájomná podobnosť určujúcich charakteristických znakov súvrství. Snežnické, pupovské, nimnické a čiastočne aj sférosideritové súvrstvia sa tak v zložitých podmienkach nedajú jednoznačne oddeliť. Na mape sme takéto oblasti znázornili v jedinom komplexe ako *nerozlíšené*. V niekoľkých prípadoch nebolo možné jednoznačne stanoviť ani vek súvrstvia (týka sa to súvrstvia z Ráztok na Orave alebo Pavláškovej skaly, kde nemožno vylúčiť podozrenie, že môže ísť aj o paleogénne sedimenty).

482e pestré vrstvy (červené ílovce), nezaradené (Pavláškova skala, pročské vrstvy); (vrchná krieda – ?paleogén); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK

V rámci viacerých flyšových súvrství z rozhrania kriedy a paleogénu (snežnické, pročské s. l., ráztocké...) sa vyskytujú viac-menej priebežné vložky ílovcov červenej farby. Zaradili sme sem aj zatiaľ enigmatické červené súvrstvie Pavláškovej skaly zo Zázrivej. V teréne sú tieto horizonty pomerne ľahko identifikovateľné aj vo zvetranine a využívajú sa pri mapovaní ako oporné horizonty.

482f vulkanity a ich deriváty v bradlovom pásme⁹ (krieda?, neogén?) list: 25 BYTČA

V bradlovom pásme je niekoľko výskytov tmavých vulkanických hornín, ktoré prerážajú cez kriedové a jurské karbonátické sedimenty (Mišík, 1992).

O andezitových žilách s. od Hanigoviec podali informáciu Matějka a Fiala (1964). Mali by tu byť čiernosivé olivínicko-augitické andezity s biotitom a drobnými xenolitmi, neskôr však neboli overené.

Lepšie sú dokumentované výskyty v púchovskom úseku bradlového pásma. Pri Štepniciach jz. od Streženíc cez púchovské sliene santónsko-kampánskeho veku prerážajú andezitové žily a vytvárajú spečenú brekciu s úlomkami andezitov a kontaktne premenených slieňov. V sklovitej hmote sa nachádza magnetit, apatit a augit (Andrusov a Zoubek, 1929; Began, 1969).

Západne od Viesky-Bezdedova (časť Púchova) sú roztrúsené úlomky zelenočiernych vulkanických hornín s drobnými výrastlicami (Mello et al., 2005). Tu sa priamy kontakt s okolitou

⁸Do tejto skupiny môžeme zaradiť aj záskalské brekcie (mástricht – dán) pri Dolnom Kubíne (Marschalko, Haško a Samuel, 1979).

⁹Žily a neky v beňatinskom úseku bradlového pásma sú priradené jednoznačne k neogénnemu vulkanickému aparátu (324b, 328b) a ako také ich na tomto mieste nekomentujeme.

horninou zatiaľ nepodarilo stanoviť. Augitivity jz. od Mikušoviec tvoria kruhové neky (Began, 1969; Salaj a Began et al., 1983; Began et al., 1993). Hornina je tmavosivá až zelenkavá, má porfýrickú štruktúru s vitrofýrickou základnou hmotou. Podľa mineralogického zloženia a chemickej analýzy bola označená ako biotiticko-porfýrický augitit (Zorkovský, 1950).

Zatiaľ čo citovaní autori interpretovali vek uvedených výskytov ako mladokriedový, Mišík (1992) ich pokladá za neogénne.

Najnovšie boli opísané mafické alkalické vulkanity z púchovských (resp. lalinockých) slieňov zo s. svahu Chmeľovej a západne od Vršatského bradla. Bazaltové podmorské lávy a hyaloklastické brekcie kontaktne metamorfujú mladokriedové sliene s globotrunkánami (Spišiak, Bučová et al., 2008; Aubrecht et al., 2008).

Pre vulkanity v okolí Horného Moštenca, Slopnej, Podmanína, Praznova a na Bôrovej hôrke, ktoré prerážajú cez horniny manínskej sukcesie, zaviedol Salaj (1994) nevhodne názov košecké vrstvy. Názov je nevhodný vzhľadom na to, že ide o výlevné telesá, resp. prieniky (cf. Zorkovský, 1949, 1950). Ich hrúbka nepresahuje 40 m. Petrograficky sú to tmavohnedé až hnedozelenkavé, väčšinou alterované, silne chloritizované porfýrické augitivity sprevádzané tufmi, tufitmi, prípadne hyaloklastitmi (op. cit.). Na základe pozície ich možno situovať do staršieho albu.

483 *červené, sivé a zelené sliene a slieňovce („couches rouges“, púchovské súvrstvie) (santon – mástricht); a) zelenosivé a červenavé slieňovce (cenoman – turón);*
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 38 MICHALOVCE

Púchovské súvrstvie¹⁰ (auct.) tvoria červené, sivé a zelené sliene a slieňovce. Na niektorých odkryvoch je sfarbenie slieňovcov nepravidelné, fľakaté. V lokálnych variáciách sú v súvrství vložky jemnozrnných kremenno-karbonátických pieskovcov a siltovcov.

V pieninskom úseku bradlového pásma sú červené sliene/slieňovce vo vrstvách hrubých od pár cm po niekoľko metrov. Sú v nich tenké vrstvičky (0,5 – 5 cm) jemnozrnných pieskovcov až siltovcov s čerinovým zvrstvením. Na vrstvových plochách sa kde-tu vyskytujú bioglyfy. Pieskovce sú dobre vytriedené, bez muskovitu, resp. iba s ojedinelými šupinkami, zato sú prítomné „červené očka“ (Potfaj in Janočko et al., 2000).

Všeobecne je súvrstvie viac-menej tektonicky stlačené, budinované a bridličnaté. Jeho hrúbka je od niekoľko metrov do 180 m. Vek súvrstvia určili viacerí autori z rôznych lokalít a horizontov v pomerne širokom rozpätí, od cenomanu po mástricht (porov. Andrusov et al., 1985).

483a Na viacerých miestach v bradlovom pásme je možné odčleniť staršie (cenomansko-turónske) slieňovce a zobraziť ich na mape samostatne. Sú to **zelenosivé a červenavé slieňovce** a sliene¹¹, miestami s tmavými škvrnami, niekde aj so stopami po bioturbáciách. Aj keď ich identifikácia nie je vždy jednoznačná, zväčša sa dajú odlíšiť podľa vyššej tvrdosti oproti mladším „púchovským slieňom“ s. s.

BRADLÁ ČORŠTYNSKEJ A ČERTEZICKEJ SEKVENCIE (lias – spodná krieda)

484 *kalpionelové vápence, durštynské vápence a rogožnícké vápence: svetlosivé, málo krinoidové vápence (titón – barém); a) vršatecké vápence; b) čorštynská sekvencia vcelku (lias – spodná krieda);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Kalpionelové vápence sú svetlé, sivé, sivozelené a ružovkasté, lavicovité alebo celistvé, spravidla so stylolitmi, aptychmi, schránkami lastúrníkov, miestami s článkami krinoidov, machovkami, rádioláriami a ostňami ježoviek. Sú to biomikritické vápence, v ktorých prevláda

¹⁰Červené a zelenosivé sliene a slieňovce mladšej kriedy po celej dĺžke bradlového pásma sa označovali rôzne podľa jednotlivých autorov ako globotrunkánové, púchovské (sliene, súvrstvie), ihrištské, kysucké, lalinocké, gbelianske, hrabovské alebo couches rouges (Stur, 1860; Andrusov, 1938, 1968; Haško, 1979; Nemčok, 1980; Andrusov et al., 1985...). Názvy sa používali a zavádzali na odlíšenie daného lokálneho výskytu, či už z dôvodu odlišného veku, variácie v litofácii, alebo priradenia k vrstvovému sledu inej tektonickej jednotky. Pre mierku našej mapy sme zvolili jednotné označenie týchto výskytov už aj preto, lebo nie všetky názvy, určenia veku a priradenia do vrstvových sledov sú opodstatnené.

¹¹Stojí za úvahu, či by časť takto vyčlenených slieňovcov mohla tvoriť najvyššiu úroveň tisalských vrstiev.

mikroasociácia s *Calpionella alpina* LORENZ. Hrúbka vápencov je viac-menej do 20 m. Podobná litofácia sa vyskytuje takmer vo všetkých bradlových vrstvových sledoch.

Durštynské vápence sú béžové, žltkasté, miestami červenkasté alebo béžovo-zelenkavé, svetlosivé kalpionelové biomikritické vápence s izolovanými krinoidovými článkami. Birkenmajer (1977) pod názvom *durštynské súvrstvie* zahŕňa rozličné typy vápencov titónskeho veku, ktoré tvoria prechody medzi krajnými fáciami čorštynských vápencov a rogožnických vápencov.

Rogožnické vápence sú litofaciálne pestré, brekciovité alebo lumachelové, obsahujú početné skameneniny. V klastoch obsahujú vrchnojurské až spodnokriedové vápence, napr. ružové a biele lumachely (brekcie) s brachiopódmi, krinoidmi, aptychmi, amonitmi a inými fosíliami stmelené vápencovým tmelom (rogožnická lumachela). Ich maximálna hrúbka je asi 150 m.

484a) Vršatecké¹² vápence sú charakteristickým členom vršatského typu čorštynskej sukcesie. Túto litostratigrafickú jednotku definoval Mišík (1979a) z bradla Vršatského hradu, kartograficky ju vyčlenil Began (Began, Maglay et al., 1993). Sú to biele, svetloružové, oranžové a/alebo svetlosivé hrubolavicovité až masívne vápence s hrúbkou okolo 30 m. Organogénno-klastické vápence sú miestami značne rekryštalizované. Vyskytujú sa v nich dutiny s veľkosťou do niekoľko cm, ktoré sú vyplnené zväčša červeným mikritom, miestami s organickými zvyškami, najmä ostrakódmi.

Na základe mikrofaciálneho výskumu a analýzy makrofauny boli vršatecké vápence zaradené do oxfordu (Kochanová, 1979; Siblík, 1979)¹³.

484b Drobnejšie, zložito členené čorštynské a čertezické bradielka sme na mape znázornili ako nečlenenú **čorštynsku sekvenciu vcelku**. Bradielka obsahujú v podstate celé vrstvové sledy, alebo len ich časti, nezahrnuté do iných kategórií.

485 čorštynské vápence; a) rádioláriové vápence a rádiolarity; b) čorštynské a kalpionelové vápence spolu; c) čorštynské a krinoidové vápence spolu (kelovej – kimeridž);
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Čorštynské vápence. – Je to typový člen čorštynskej sekvencie. Sú to hľuznaté tmavočervené až ružovkasté lavicovité vápence. Ak prevláda červený, hematitom sfarbený vápnito-ílovitý tmel, sú rozpadavé, tenkodoskovité až bridličnaté. Hľuzy vápencov sú obklopené tmavočervenými bridlicami. Smerom do nadložia sa vápence postupne stávajú celistvejšími, lavicovitými, svetlejšej ružovej farby, obsahujú aptychy a rostrá belemnítov. Je to biomikritový sakokómový vápenec. Bežne sa vyskytujú jadrá amonítov vyčnievajúce z hľúz. Hrúbka čorštynských vápencov je zväčša do 30 m.

485a Rádioláriové vápence a rádiolarity sú zelenosivé, zelenohnedé, hnedosivé a červenkasté. V súvrství sa pravidelne striedajú vrstvy silicitov s tenšími bridličnatými preplástkami a prípadnými vápnitými polohami. Zbridličnatené ílovce majú zelenosivé alebo červenofialové sfarbenie. Kremitú hmotu tvorí chalcedón. Mikrofaciálne ide o biomikrity tvorené schránkami rádiolárií, väčšinou dobre viditeľnými lupou. Hoci sú rádiolarity veľmi pevné a odolné proti zvetrávaniu, sú krehké a tektonicky rozdrobené. Vek súvrstvia je kelovej až oxford a jeho hrúbka je do 20 m.

485b Čorštynské a kalpionelové vápence spolu. – Tam, kde ich nebolo možné kartograficky znázorniť pre veľkosť mierky, sú na mape vyznačené spolu.

485c Čorštynské a krinoidové vápence spolu. – Tam, kde ich nebolo možné kartograficky znázorniť pre veľkosť mierky, sú na mape vyznačené spolu.

486 krinoidové vápence; súvrstvie Hřbka¹⁴: červené ílovce (álen – bajok);
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Krinoidové vápence sú masívne, len zriedka nevýrazne lavicovité. V rámci tohto súboru je obsiahnuté viacero variet krinoidových vápencov.

¹²Pozn. redakcie: jazykovo správne vršatské.

¹³Novšie však Schlögl a Tomášových (2006) spochybňujú oxfordský vek a interpretujú vek súvrstvia ako starší bajok.

¹⁴V legende omylom označené Hřbika (označenie podľa kóty Hřbok nad Beřatinou).

Biele a sivozelené krinoidové vápence sú najspodnejší člen sekvencie v oravskom úseku. Sú jemno- až strednozrnné, masívne alebo nevýrazne lavicovité. Ide o biosparity. Biozložku takmer výlučne zastupujú články krinoidov. Miestami sa nájdu schránky ramenonožcov, ktoré poukazujú na vek álen – bajok (Andrusov, 1945). V rohovcových častiach horniny sú zastúpené ihlice silicispongií. Variety s vyšším podielom terigénnej prímеси s klastickým zaobleným kremeňom majú charakter slabo piesčitých krinoidových vápencov. Fauna zo svetlých krinoidových vápencov poukazuje na bajocký vek (Andrusov, 1945; Mišík, 1979). Západne od mestskej časti Púchova Vieska-Bezdedov v svetlých a sivých krinoidových vápencoch s rohovcami našiel Began (in Began et al., 1993) amonity *Calliphylloceras disputabile* (ZITT.), *Oppelia* sp. a *Teloceras* cf. *blagdeni* (SOW.) (určil Rakús). Podľa nich má táto fácia bajocký vek. V pieninskom úseku majú sivé krinoidové vápence hrúbku okolo 50 m.

Červené krinoidové vápence vystupujú v nadloží uvedených vápencov. Sú hrubolavicovité až masívne. Sú to rekryštalizované biosparity – jemnozrnné ružové a červené vápence s ramenonožcami batského veku (Pevný in Gross et al., 1993).

Biele krinoidové vápence vystupujú spravidla v nižšej stratigrafickej pozícii pod červenými krinoidovými vápencami. Ich hrúbka je asi 100 m.

Súvrstvie **Hřbka** vyčlenili pôvodne Rakús a Potfaj (in Žec et al., 1997) ako *súvrstvie červených ílovcov* v nadloží allgäuského súvrstvia na Beňatine. Sú to červené, miestami laminované, jemne piesčité íly až ílovce. Na báze vystupuje horizont zelených glaukonitových pieskovcov s hrúbkou okolo 180 cm a nad nimi zopár vrstiev tmavosivých piesčitých krinoidových vápencov. Súvrstvie Hřbka nepresahuje hrúbku 8 m. Jeho toarský vek paleontologicky doložili Schlögl et al. (2004).

487 allgäuské súvrstvie: tmavé škvritné sliene a slieňovce; murčisoniové vrstvy; dolnomlynské súvrstvie: pieskovce s vrstvičkami piesčitých ílov a piesčité vápence (pliersbach – toark); listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Allgäuské súvrstvie¹⁵ tvoria doskovité až lavicovité tmavosivé škvritné sliene a slieňovce (Began a Kantorová, 1961). Pochádzajú z nich amonity *Echioceras raricostatum* a *Uptonia* sp., ako aj vápnitá nanoflóra. Na základe toho bol stanovený vek súvrstvia v rozpätí pliersbach (amonity)¹⁶ – toark (nanoflóra) (Began et al., 1993). Hrúbka súvrstvia je asi 50 m (op. cit.), v beňatinskom úseku bradlového pásma o trochu väčšia ako 20 m (Žec et al., 1997).

Murčisoniové vrstvy¹⁷ sa vyskytujú v celom bradlovom pásme. Typické výskyty sú v Pieninách a v Ľubovnianskej vrchovine. Sú to čierne alebo modrosivé ílovité, miestami bituminózne bridlice a vápnité bridličnaté ílovce s diskovitými konkréciami pelokarbonátov (sférosiderity) s priemerom asi 20 cm, miestami až 50 cm. V jadrách niektorých konkrécii sa nachádzajú pyritizované skameneniny. Bežné sú aj pyritové konkrécie. Okrem nich je pyrit roztrúsený v podobe drobných kryštálikov a zhlukov v hornine. Hrúbka murčisoniových vrstiev je do 10 m, zriedkavo viac.

Dolnomlynské súvrstvie sa vyskytuje na typovej lokalite Dolný mlyn pri Novom meste nad Váhom a v lome v Beňatine¹⁸. Člení sa na spodný – pieskovcový – a vrchný – ílovcový člen (Rakús in Žec et al., 1997).

V spodnej časti sú to jemnozrnné sivé pieskovce až piesky s vrstvičkami zelených piesčitých ílov, miestami s konkréciami s limonitovými krustami. Vrchný člen – ílovcový – tvorí súbor tmavých, viac-menej vápnitých piesčitých ílovcov, vyššie s lavicami škvritných, jemne piesčitých slieňovcov s amonitmi. Sú to biomikrity s úlomkami echinodermát, ostrakód, článkami krinoidov a spikulami silicispongií.

Fauna zo spodnej časti (*Gryphaea arcuata* LAM.) a amonity z vrchného člena [*Coroniceras lyra* HYATT, *C. (Paracoroniceras) cf. charlesi* (DONOVAN)] dokladajú vek súvrstvia ako starší sinemúr (op. cit.). Jeho hrúbka je okolo 30 m.

¹⁵V izolovaných výskytoch nie je vždy možné súvrstvie spoľahlivo priradiť k niektorému z bradlových sledov.

¹⁶Schlögl et al. (2004) z Beňatiny uvádzajú dokonca zásah až do neskorého sinemúru.

¹⁷K murčisoniovým vrstvám preradili Aubrecht et al. (2004) aj zázrivské vrstvy (Haško a Planderová, 1977).

¹⁸Toto súvrstvie dlhšie unikalo pozornosti pre podobnosť s tmavými súvrstviami dogeru.

PRUSKÁ SEKVENCIA (*doger – spodná krieda*)

488 *hl'uznaté a kalpionelové vápence, rádiolarity (kelovej – berias); a) súvrstvie Samášky: tmavé bridlice a krinoidové vápence (álen – kelovej);* listy: 25 BYTČA 35 TRNAVA

V nadloží súvrstvia Samášky ležia podľa Begana et al. (1993) spodné **hl'uznaté vápence** vrchnokelovejského veku. Sú ružové, červenohnedé až hnedé. Ide o mikrity, miestami mikrosparity s úlomkami organizmov. Obsahujú hojne rádiolarie, často globochéty, úlomky schránok lastúrníkov, krinoidové články, ostrakódy, kadosíny, aptychy a ojedinele foraminifery. V najvyšších polohách tohto horizontu sú ojedinelé lavice kremitých vápencov a **rádiolaritov** červenej, zelenkavej alebo sivej farby. Medzi vrstvami rádiolaritov sú tenké polohy ílovitých bridlíc.

Vrchné hl'uznaté vápence zaberajú vekový interval kimeridž – vyšší titón. Sú červené alebo červenohnedé. Vápence v spodnej časti sú preplnené úlomkami schránok tenkostenných juvenilných lastúrníkov.

488a Súvrstvie Samášky je najstaršia zistená časť pruskej skupiny bradiel. Pozostáva z tmavých piesčitých bridlíc a krinoidových a silicifikovaných vápencov. Najstaršie horniny – tmavé bridlice – možno zaradiť k posidóniovým vrstvám¹⁹. Vyššia pasáž, v ktorej sa bridlice striedajú s lavicami krinoidových vápencov turbiditového charakteru, dosahuje hrúbku až 50 m. Krinoidové lavice majú rôznu hrúbku, od niekoľkokentimetrových dosiek až po lavice presahujúce 1 m. Túto časť Aubrecht a Ožvoldová (1994) označili ako súvrstvie Samášky.²⁰

BRADLÁ PODBIELSKEJ A NIŽNIANSKEJ SEKVENCIE (*lias – stredná krieda*)

489 *nečlenené (hetanž – alb);* list: 26 ŽILINA

V miestach, kde je plošný výskyt súvrství obmedzený, sú bradlá podbielskej a nižnianskej príslušnosti na mape označené ako nečlenené.

489a *nižniansky vápenec (apt – alb), pieninský vápenec (titón – barém);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Nižniansky vápenec. – Sú to organodetritické tmavosivé hrubozrnné vápence vystupujúce v nadloží škvrnitých slienitých vápencov spodnokriedového veku. Vápence majú organodetritickú štruktúru. Tvoria ich prevažne organické zvyšky: foraminifery, ostne ježoviek, filamenty tenkostenných lastúrníkov, riasy, vápnité hubky a problematiká. Scheibner (1967) tieto vápence opísal z okolia Nižnej.

Pieninský vápenec. – Kalpionelové vápence sú celistvé *sublitografické* lavicovité vápence, zriedkavo obsahujúce rohovce. Vrstvy (hrubé okolo 5 m) majú vrchnotitónsko-beriasky vek. *Rohovcové škvrnité vápence* sú pokračovaním vrstvomého sledu titónskych vápencov. Je to súvrstvie sivých a tmavosivých lavicovitých škvrnitých biomikritových vápencov. Zriedkavé sú v nich ihlice húb, kalcifikované ostrakódy a globochéty. Súvrstvie je hrubé okolo 20 m, jeho vek je berias – barém.

489b *rádiolarity, rádiolárové a ružové hl'uznaté vápence (bat – kimeridž), škvrnité slienité a kremité vápence, kozínske vrstvy (lotaring – domér);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Pod týmto indexom sú zlúčené spodnejšie súvrstvia podbielskej sekvencie, ktoré podrobne charakterizoval Haško (in Haško a Polák, 1979):

Ružové hl'uznaté vápence sú ružovej až hnedočervenej farby, celistvé až jemnozrnné. Ide o biomikritové vápence. Dominantnou zložkou biodetritu sú planktonické krinoidy rodu *Sacco-*

¹⁹ = harecygrundské súvrstvie (Birkenmajer, 1977)

²⁰ V podstate by sme mohli aj túto časť zahrnúť pod termín posidóniové vrstvy, podľa toho, ako vystupujú a boli opísané v bradle Brodňanka a Ladonhora na Kysuciach (Potfaj et al., 2003).

coma, vyskytujú sa aj kalcifikované rádiolárie, ostrakódy a amonity. Súvrstvie je hrubé asi 3 m, jeho vek je kimeridž až starší titón.

Rádiolarity a rádiolárieové vápence tvoria doskovité súvrstvie rozpukaných silicifikovaných vápencov a silicítov hnedočervenej a zelenohnedej farby. Mikrofaciálne ide o biomikrity, v ktorých 70 – 80 % hmoty tvoria kalcifikované rádiolárie. Súvrstvie je zaradené do oxfordu.

Spodné červené hľuznaté vápence vystupujú v nadloží škvŕnitých kremitých vápencov doméru. Sú tmavočervené, organodetrítické až pelitomorfne. Viaceré hľuzy tvoria schránky amonitov vyplnené vápencom, spojené hematitovo-vápnitým tmelom, ktorý často dominuje nad hľuzami. Na základe nálezov amonitov a belemnitov sa vrstvy zaraďujú do toarku.

Kozinské vrstvy vystupujú v okolí Zázrivej v nadloží škvŕnitých vápencov. Tvoria ich hrubolavicovité až masívne mikritické až biomikritické vápence, vo vyšších častiach pseudohľuznaté, sivozelenej, zriedkavo hnedočervenej farby, s konkréciami syngenetického pyritu. Na základe výskytu amonitov *Uptonia jamesoni* (SOW.) boli vápence zaradené do karixu. Ich hrúbka nepresahuje 30 m (Haško, 1975, 1977).

Škvŕnité kremité vápence tvoria lavice hrubé 10 – 40 cm. Medzi nimi sú 5 – 10-centimetrové vložky škvŕnitých slienitých bridlíc. Mikrofaciálne sú to biomikritické vápence s krinoidovo-spongiovou a spongiovo-rádiolárieovou mikrofaciou. Biozložku tvoria ihlice húb, úlomky krinoidov, kalcifikované rádiolárie a foraminifery. Hrúbka škvŕnitých kremitých vápencov je do 17 m.

Škvŕnité slieňovce, vápence a sliene sú najspodnejšie zistené súvrstvie podbielskej sekvencie. Vápence až slieňovce sú lavicovité, medzi lavicami sú vložky škvŕnitých slieňov. Biozložku mikritických vápencov zastupujú sporadicky sa vyskytujúce úlomky ihlic húb.

STREŽENICKÁ SEKVENCIA (*lias – stredná krieda*)

Streženickú sekvenciu opísali Began a Borza (1963) ako prechodný „vývoj“ medzi kysuckou a klapskou „sériou“. Tvorí jedno väčšie bradlo z. od Púchova pod Štepnickou skalou. Keďže mierka mapy neumožňuje znázornenie jednotlivých členov, je znázornené ako celok s jediným indexom.

490 **sliene, vápence a rádiolarity** (*lotaring – alb*); list: 25 BYTČA

Ako najstaršie známe vrstvy sú tu sivé škvŕnité sliene a ílovité vápence. Tie smerom do nadložia prechádzajú do svetlých celistvých vápencov, ktoré vyššie nadobúdajú viac detritický charakter a obsahujú vložky sivých vápencov. Vo vápencoch sú rekryštalizované rádiolárie a ihlice húb a vo vyšších polohách aj články krinoidov, schránky juvenilných lastúrníkov, spóry talofýt, ostne ježoviek a ostrakódy. Tento komplex je na základe analógie zaradený do lotaringu až doméru.

Vyšším členom sú sivé a hnedasté krinoidové vápence s hrubozrnnou granoblastickou štruktúrou. Krinoidové články majú čiastočne zachovanú sieťovitú štruktúru. V nadloží krinoidových vápencov vystupuje fácia, ktorá z iných pienidných sérií nie je známa²¹. V spodnej časti je to sivý lavicovitý vápenec, ktorý smerom nahor prechádza do nevýrazne hľuznatých tmavočervených alebo žltkastých vápencov. Okrem krinoidových článkov sú hojné aj ihlice húb, menej časté sú ostne ježoviek, rádiolárie, nodosárie, vyskytuje sa prímes klastického kremeňa a ojedinele glaukonit. Na základe porovnania s analogickými vrstvami z iných sekvencií možno predpokladať, že majú toarský, prípadne až spodnodogerský vek²². Spomenuté tmavočervené hľuznaté vápence sú bajockého veku, prípadne siahajú aj do batu.

Vyššie v hrúbke asi 0,5 m vystupujú doskovité červené a zelenkasté rádiolarity. Podobne ako v iných vrstvomých sledoch, aj tu sú pravdepodobne kelovejsko-oxfordské. V nadloží rádiolaritov sú sivoružové celistvé vápence s pseudoolitickou štruktúrou. Pseudoolity tvorí kalový až mikrozrnný vápenec. Z organických zvyškov sú prítomné rekryštalizované rádiolárie,

²¹Uvádza sa z alpského vývoja (Began, 1961) a z niektorých sérií subtatrika.

²²Podobná fácia z bradla Klape obsahuje fosílie umožňujúce zaradiť ju do álenu – bajoku.

ojedinele globigeríny, ostrakódy a bližšie neurčiteľné foraminifery, aptychy, ihlice húb a *Stomiosphaera minutissima* (COLOM). Hrúbka týchto vápencov je 1 m, pravdepodobný vek je kimeridž.

Dohora tieto vápence prechádzajú do sivých, slabo ílovitých vápencov prestúpených žilkami kalcitu. Štruktúra je organodetritická. Z organických zvyškov sa vyskytujú *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Globochaete alpina* LOMB., *Cadosina fusca* WANNER a rádiolárie.

Vyššie sú sivozelenkasté celistvé vápence s lastúrnatým lomom. Sú kalovo-mikrozrné. Obsahujú *Calpionella elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Cadosina fusca* WANNER, *Globochaete alpina* LOMBARD, rádiolárie spumeláriového a naseláriového typu a nanokóny. Hrúbka tohto súboru je 7 m, vekové zaradenie podľa uvedenej fauny je titón až berias.

Najmladší zistený člen sekvencie sú svetlosivé sliene a zelenkavé slienité bridlice. V sliedoch sú ostrakódy a lentikulíny, z aglutinovaných foraminifer *Ammodiscus tenuissimus* (GUEMBEL) a rádiolárie. Planktonické foraminifery zastupujú *Thalmaninella ticinensis* (GAND.) a *Th. Brotzeni* SIGAL. Pelagické prostredie indikuje *Pithonella sphaerica* (KAUFFMAN). Možno predpokladať, že tieto najmladšie členy majú albsko-spodnocenomanský vek.

BRADLÁ KYSUCKEJ SEKVENCIE A SEKVENCIE FODORKY (lias – stredná krieda)

491a lalinocké súvrstvie: pestré sliene, ílovce a pieskovce (cenoman – turón);

list: 25 BYTČA

Lalinocké súvrstvie²³ tvoria zelenosivé, tmavo- aj svetlosivé, fialovočervené, červené a ružovosivé, miestami fľakato-škvrité sliene a slieňovce. Bežné je bioturbačné porušenie chodbičkami vyplnenými tmavším materiálom. Slieňovce sú miestami bridličnaté a/alebo doskovité. Zo štruktúrneho hľadiska ich možno charakterizovať ako biomikrity, pričom biozložku tvoria výlučne foraminifery. Len ojedinele sa v súvrství vyskytujú laminy karbonátických siltovcov až jemnozrnných pieskovcov.

Mikrofauna planktonických foraminifer poukazuje na cenomanský, resp. až strednoturónsky vek. Hrúbka lalinockých vrstiev je okolo 30 m (Haško a Polák, 1979; Potfaj et al., 2003).

491b pieninské, koňhorské a tisalské súvrstvie: škvrité sliene a slienité vápence, kalpionelové a rohovcové vápence (titón – hoteriv);

listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Pieninské súvrstvie je nosné súvrstvie celej sekvencie. Bradlá z týchto vápencov vystupujú prakticky v celej dĺžke bradlového pásma. Pieninské vápence v spodnej časti sú sivé hrubolavicovité vápence typu „biancone“.²⁴ Vyššie sú doskovité sivé vápence s rohovcovými hľuzami. Na viacerých miestach sú zhluky pyritu, vyskytujú sa tmavšie škvritny po bioturbácii. Mikrofaciálne ide o biomikrity s dominanciou tintinoidných kalpionel. Vek súvrstvia je titón – barém.

Koňhorské vrstvy pozostávajú z čiernych až tmavohnedých bridličnatých ílovcov bohatých na zuhoľnatené úlomky rastlín. Bežná je prímes kremeňa a glaukonitu siltovej veľkosti, miestami s vrstvičkami zelenosivých škvritých slieňovcov hrubými do 10 cm so zrnkami glaukonitu (Michalík et al., 1999). Hojné sú aj pyritové konkrécie, v odkryvoch obyčajne zmenené na limonit. Vrstvy obsahujú asociácie planktonických foraminifer s vekovým rozpätím mladší apt až starší alb (Samuel et al., 1988). Hrúbka koňhorských vrstiev je vzhľadom na tektonické prepracovanie ťažko definovateľná, odhadom je asi 6 – 30 m.

Tisalské súvrstvie je rozšírené v pieninských vývinoch bradlového pásma. Sú to sivozelené a zelené škvrité doskovité (12 – 25 cm) vápnité ílovce až ílovité vápence s množstvom *fukoidov*.

²³V žilinskom úseku je súvrstvie na mape nedopatrením zobrazené s indexom 483.

²⁴Birkenmajer (1977) zahrnul do pieninského súvrstvia aj spodnú časť – titónske kalpionelové vápence. Niektorí autori ich oddeľujú a zobrazujú samostatne (Potfaj et al., 2003, 2002).

Medzi vrstvami sú miestami červenofialové vápnité ílovce. V nadloží v zelenosivých slieňovcoch sú aj polohy červených slieňovcov. Haško a Polák (1979) definovali vek tisalského súvrstvia ako alb – starší cenoman. Viditeľná hrúbka súvrstvia je do 80 m.

491c tisalské a koňhorské vrstvy, pieninské vápence (títón – alb); ružové hľuznaté a rádioláriové vápence, rádiolarity (bat – kimeridž); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 28 SVIDNÍK, 35 TRNAVA

Tam, kde pre veľkosť mierky nebolo možné kartograficky znázorniť jednotlivé súvrstvia samostatne, sú na mape vyznačené spolu.

492a rádiolarity a čorštynské súvrstvie: rádioláriové a hľuznaté vápence (kelovej – kimeridž); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA

Rádiolarity a rádioláriové vápence. – Sú to doskovité, prevažne zelené a červenofialové rádiolarity a rádioláriové prekremenené vápence. Medzi jednotlivými vrstvami rádiolaritov sú tenšie zbridlíčnatené ílovce zelenej alebo červenej farby.

Vek súvrstvia stanovený na základe rádiolárií je mladší kelovej – oxford (Ožvoldová, 1992). Rádioláriové vápence sú pri prechode do nadložia spojené s červenými hľuznatými vápencami.

Čorštynské súvrstvie. – Prechod z rádiolaritov do nadložia je indikovaný niekoľkými doskami fialovočervených vápencov v úhrnnej hrúbke do 2 m. Tie sú vyššie prekryté hľuznatými ružovými vápencami v červenofialovom zbridlíčnatenom ílovitom zapuzdrení. Vápence sú svetločervené a hnedočervené, celistvé, mikritické, jemnozrnné až strednozrnné. Na lome sú viditeľné prierezy sakokóm, aptychov a ojedinele aj drobných amonitov, ktoré majú viac-menej výrazné tmavočervené oxidačné lemy. Na povrchu hľúz a v bridličnatej hmote sa nachádzajú lastúrky aptychov. Na rozdiel od čorštynského vápenca v čorštynskej sekvencii, tu sú hľuzy menej výrazné.

Vek hľuznatých vápencov je kimeridž. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 15 m.

492b posidóniové a nadposidóniové vrstvy (álen – bat), allgäuské súvrstvie: škvrnité slienité a kremité vápence (lotaring – toark), grestenské vrstvy (hetanž – lotaring); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 35 TRNAVA

Nadposidóniové vrstvy sa zvolna vyvíjajú z podložných posidóniových vrstiev. Prevládajú v nich stredno- a hrubolavicovité až takmer masívne vrstvy tmavosivých a zelenkavých slieňovcov až vápencov s tmavými bioturbačnými škvrnami striedajúce sa s preplástkami tmavých kremitých bridličnatých slieňov až piesčitých ílovcov. Vzácné sú vrstvičky karbonátových pieskovcov. Hrúbka vrstiev v bradle Ladonhora na Kysuciach je do 200 m. Fauna hlavonožcov poukazuje na stredný bajok – bat (Potfaj et al., 2003).

Posidóniové vrstvy sú tmavosivé až hnedasté bridličnaté piesčité ílovce s vložkami čiernych a tmavosivých karbonátových pieskovcov. Typická je prítomnosť niekoľkých izolovaných lavíc sivých organodetrítických krinoidových vápencov s ostňami ježoviek. Vek posidóniových vrstiev má rozsah álen – stredný bajok. Hrúbka súvrstvia v žilinskom úseku bradlového pásma je okolo 500 m (Potfaj et al., 2003), aj keď iní autori uvádzajú (zrejme tektonicky redukovanú) hrúbku do 150 m.

Allgäuské súvrstvie tvoria tmavosivé až zelenočierne škvrnité slienité a kremité vápence s vložkami škvrnitých slieňov. Je to typické súvrstvie tzv. *fleckenmerglov*. Vápence tvoria lavice hrubé 10 – 25 cm. Mikrofaciálne ide o vápence mikritického charakteru. Tmavosivé „škvrnny“ sú bioturbačné stopy – väčšinou chodbičky s rôznym priemerom, deformované pri kompácii sedimentu. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na zhruba 50 m, presnejšiemu určeniu bránia tektonické zmnoženia a/alebo redukcie. Vek súvrstvia je lotaring až toark, podložený aj amonitom *Echiocearas varicostatum* (ZIET.) (Haško a Polák, 1979).

Grestenské vrstvy sú najstarší, liasový člen kysuckého vrstvového sledu. Pomerne dobre boli opísané výskyty v bradle Jedľovinka s. od Zázrivej a v bradlách severne od Revišného (Haško a Polák, 1979) a na Orave (Andrusov, 1931). V spodnej časti sú masívne hrubozrnné kremenné pieskovce žltej farby, miestami obsahujú pasáže drobnozrnných zlepcov s obliačkami karbonátov.

Vyššie vystupujú tmavosivé piesčité krinoidové vápence, jemnozrné pieskovce s muskovitom a tmavosivé piesčité bridličnaté sliene. Odtlačky amonitov rodu *Arietites* v týchto pieskovcoch inšpirovali Andrusova (1931) k zavedeniu neformálneho názvu *arietitové pieskovce*.

V krinoidových vápencoch sú polohy lumachel, z ktorých boli opísané brachiopódy a lame-libranchiáty *Rynchonella* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp. a *Modiola* sp. (op. cit.).

Vek grestenských vrstiev je hetanž až sinemúr, celková hrúbka asi 370 m.

DRIETOMSKÁ SEKVENCIA (vrchný trias – spodná krieda)

Vyčlenenie, definícia a stanovenie tektonickej príslušnosti drietomskej sekvencie (sukcesie, jednotky, sledu...) podliehalo od počiatku rôznym zmenám, podľa toho, ako rôzne boli predstavované jednotlivé paleogeografické modely (porov. Rakús, 1977; Began et al., 1993; Salaj, 1994; Rakús a Marschalko, 1997; Mello et al., 2004 a 2005). V posledne citovanom diele prijal Mello koncepciu, že drietomský sled siaha iba do albu, mladšie sedimenty priradil ku klapskej jednotke (l. c.). Takto sme s menšími úpravami prebrali situáciu aj do tejto mapy.

493 *pieninské súvrstvie: svetlé a sivé doskovité*²⁵ *vápence (titón – hoteriv);*

listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Pieninské súvrstvie drietomského sledu tvoria zvrchu doskovité škvrité slienité vápence – biomikrity – s ojedinelými hedbergelami a lentikulínami. Maximálna hrúbka je do 80 m. Spodnú časť súvrstvia budujú svetlé, svetlosivé a ružovkasté lavicovité biomikritické kalpionelové vápence typu „biancone” (hrúbka okolo 20 m). Ako celok toto súvrstvie je zaradené do titónu až hoterivu.

Ako najvyššia časť spodnej kriedy tejto sekvencie boli definované sivé jemnozrné organodetritické vápence s organogénno-gravelovou štruktúrou barémsko-aptského veku (Began et al., 1993). Príslušnosť týchto vápencov k drietomskému sledu je však diskutabilná.

494 *rádiolarity; čorštynské vápence: červené hľuznaté vápence (kelovej – kimeridž);*

listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

V nadloží liasových vápencov vystupuje súvrstvie červených a zelenkavých doskovitých **rádiolaritov** a rádioláriových vápencov v hrúbke 5 – 15 m. Medzi lavicami sú preplástky ílovitých bridlic. Na základe superpozície sú zaradené do kelovej – oxfordu.

Čorštynské vápence sú spravidla tenko vrstvené červené hľuznaté vápence. Sú to biomikrity s typickou sakokómovou mikrofáciou. Obsahujú globochéty, juvenilné schránky amonitov, ostrakódy, rádiolárie a krinoidy. Ich vek je kimeridž (porov. Salaj, 1994), celková hrúbka okolo 5 m.

495a *škvrité slienité vápence, krinoidové rohovcové vápence; grestenské vrstvy*

(hetanž – sinemúr); listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Škvrité slienité vápence, krinoidové rohovcové vápence. – V tomto komplexe je najrozšírenejšia fácia piesčitých až krinoidových vápencov so šošovkami alebo polohami sivých až tmavých rohovcov. Uprostred detritickej fácie sú hrubšie polohy škvritých vápencov, v ktorých sa v okolí Drietomy našli *Pleuroceras spinatum* (BRUG.), *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Erycites falax* (BENECKO) a *Haplopleuroceras* cf. *subspinatum* (BUCKM.).

Sem je zaradená aj podstatná časť bradla Chotuč, kde Schlögl (1998) vyčlenil *harcygrundské* a *podzámčianske* vrstvy (= posidóniové a nadposidóniové vrstvy). Tvoria ich tmavé aj zelenkavé bridlice, tmavosivé, sivé a hnedasté spongolity, polohy flákatých slienitých vápencov, turbiditné polohy jemno- až strednozrných krinoidových vápencov, hnedé silicity a brekcie. Vekovo sú zaradené do bajoku – batu, ich hrúbka je okolo 100 m.

²⁵Podľa viacerých definícií by pieninské vápence v drietomskej sekvencii mali byť bez rohovcov (Salaj et al., 1987).

Grestenské vrstvy tvoria sľudnaté pieskovce a bridlice. Pieskovce sú sivé až modrasté aj tmavosivé s vápnitým tmelom. Sú hrubo vrstvené, tenkolavicovité až bridličnaté. Hrubo-zrnnejšie polohy obsahujú lumachely bližšie neurčených brachiopódov. Pieskovce majú na povrchu šupinky sľúd. Bridlice sú pelitomorfne až jemnozrnne, obsahujú ihlice húb, rádiolárie, ojedinele krinoidy a drobné foraminifery. Podľa nájdených fosílií bolo toto súvrstvie zaradené do spodného liasu – hetanžu/sinemúru (Began, 1969).

495b kössenské vrstvy: bridlice, piesčité bridlice, tmavé organogénne a lumachelové vápence (rét); listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Sú to tmavosivé alebo zelenkavé ílované bridlice s polohami tmavých a tmavosivých vápnitých pieskovcov a sivých lumachelových vápencov. Bridlice sú pelitomorfne.

Lastúrniky z lumachelových vápencov z okolia Drietomy určila Kochanová (in Began et al., 1980): *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Gervillia praecursor* QUENST., *Plagiostoma* sp., *Modiolus minutus* (GOLDF.), *Dimyodon intusstriatus* (EMMR.) a *Isocyprina ewaldi* (BRON.). Podľa tejto fauny súvrstvie patrí jednoznačne do rétu.

Schlögl (1998) opísal piesčité vápence 1,5 km východne od Vršatského Podhradia. Majú charakter biomikritu, biomikrosparity až oobiospary s prímiesou siltovej a piesčitej frakcie. Vápence obsahujú ooidy, krinoidové články, úlomky ustríc, terebratulidné brachiopódy a ostrakódy. Odhadovaná hrúbka celého súvrstvia je asi 15 m.

496 súvrstvie karpatského keuperu: kremence a ílované bridlice (norik); listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Súvrstvie karpatského keuperu bradlového pásma z oblasti Chotuča a Vršatského Podhradia novšie charakterizoval Schlögl (1998). Sú to piesčito-ílované bridlice červenej, žltkastej, sivej alebo zelenej farby s polohami červenofialových klastických vápencov. Bridlice sa striedajú so svetlosivými, červenými alebo zelenými kemitými pieskovecami. Okrem toho sú v súvrství lavice svetlých kremencov.

Na klasickej lokalite nad Drietomou (Began et al., 1980; Andrusov, 1959) sú kremence stredno- až hrubo-zrnne, s náznakom gradácie, v hornej časti vrstiev je šikmé zvrstvenie. Kremenné zrná sú poloaoblené, najväčšie z nich majú priemer až do 5 cm. Vrstvy kremencov tvoria buď zväzky s celkovou hrúbkou 4 – 8 m, alebo sú izolované uprostred ílovcov. Miestami vystupujú na povrch šošovky fialovo sfarbených kremencov s laminami fialových ílovcov. Opísané sú aj deformované nepriebežné vrstvy sadrovcov od Záblatia s hrúbkou až do 8 m (op. cit.).

HOŠTINSKÁ SEKVENCIA

497 flyš, nerozčlenený (sromowiecke a snežnické súvrstvie, sliene Hatného, zlepence (koňak – santón); a) sromowiecke súvrstvie: pieskovce, ílovce, lokálne zlepence – flyš (santón – spodný kampán); b) snežnické súvrstvie: jemno- až strednozrnne pieskovce, siltové ílovce, lokálne zlepence; flyš s prevahou pieskovcov; c) sliene Hatného; d) zlepence (b, c, d – stredný až vrchný turón); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD

Flyš, nerozčlenený. – Uvádza sa všade, kde nebolo možné znázorniť ho v mierke mapy osobitne.

497a Sromowiecke súvrstvie (Birkenmajer, 1977) je reprezentované flyšovým súborom, v ktorom sa striedajú kremenno-karbonátové pieskovce s viac-menej vápnitými ílovcami. Pieskovce sú sivomodré, zvetrávajú do hnedá, ich hrúbka je 1 – 40 cm. Miestami sú gradačne zvrstvené, väčšinou však sa vyskytuje štruktúra vrstvy T_{bc}. Zelenkavosivé ílovce majú siltovú prímies. Sromowiecke súvrstvie pokladáme za ekvivalent snežnického súvrstvia, prinajmenšom v žilinskom úseku bradlového pásma (zhoduje sa litofaciálna náplň aj vek súvrstvia). Na Strednom Považí Mello et al. (2005) ponechali takéto Salajovo (1993) označenie flyšových sekvencií

so zlepenkami, zaradených k hoštinskému sledu, tam však boli priradené k drietomskej jednotke. Vzhľadom na nevyjasnené tektonické pomery sme toto územie na mape vyznačili samostatne.

497b Snežnické súvrstvie je tenko vrstvené flyšové súvrstvie, v ktorom prevládajú jemnozrnné pieskovce nad siltovitými ílovcami. Modrosivé kremenno-karbonátové pieskovce sú uložené vo vrstvách hrubých 1 – 20 cm. Obsahujú rozptýlené šupinky muskovitu a zuhoľnatenu rastlinnú sečku. Sú dobre vytriedené, vyskytuje sa zvrstvenie typu T_{ac} a $T_{(b)c}$. Na spodných plochách pieskovcových lavíc sú bioglyfy a menej zreteľné prúdové stopy. Smerom do nadložia vrstvy pieskovcov pomerne ostro prechádzajú do zelenosivých ílovcov so siltovou prímесou. V okolí Snežnice sa v súvrství vyskytujú aj nepriebežné polohy fialovočervených ílovcov. Lokálne sa tu vyskytujú zlepenkové polohy s pestrým zložením (tzv. *exotické*).

Celková hrúbka snežnického súvrstvia v typovej oblasti je 700 – 900 m (Potfaj et al., 2003). Jeho vek bol stanovený na stredný až vrchný turón (Scheibner a Scheibnerová, 1958; Salaj a Samuel, 1977; Haško, 1973).

497c) Sliene Hatného sú rozšírené jz. od Hatného. Podľa Begana (1993) ide o mohutný, 400 až 600 m hrubý komplex sivých slieňov s polohami červených slieňov, piesčitých slieňov a vápnitých pieskovcov s polohami orbitoidových vápencov, lokálne s blokmi organogénnych biohermných (rudistových) vápencov. Sliene prevládajú, orbitoidové vápence tvoria vrchnú časť súvrstvia.

497d Zlepence sa v snežnickom súvrství vyskytujú najmä vo vyššej časti ako polohy s pestrým materiálovým zložením: kremeň, kremence, granitoidy, ruly, kremenné porfýry, svetlosivé titónsko-neokómske vápence a dolomitizované vápence. Vyskytujú sa aj balvany s veľkosťou do 2 m. Z vložiek sivých a červených bridličnatých slieňov určil Samuel (in Haško a Polák, 1979) foraminifery *Globotruncana linneiana* (D'ORB.), *Gtr. angusticarinata* GAND., *Gtr. cf. sigali* REICHEL, *Gtr. tricarinata* (QUER.), *Sigalia deflaensis* (SIGAL) a iné. Toto spoločenstvo poukazuje na koňacko-santónsky vek. Maximálna hrúbka zlepenkového komplexu je 260 m. Pôvod zlepencov je odvodený z exotickej kordiléry migrujúcej v priestore a čase (Potfaj, 1997, 1998).

KLAPSKÁ JEDNOTKA

Termín *klapský vývoj*, *klapská jednotka*, *klapská séria*, *klapské pásmo*... sa v histórii menil a dopĺňal (Andrusov, 1938; Scheibner, 1961; Began, 1962; Marschalko a Kysela, 1980; Marschalko, 1986; Salaj, 1994). Ako tzv. *nomen conservandum* ho použili aj Mello et al. (2005), hoci nie všetky vzťahy súvrství v rámci vyčleňovaných sledov sú vyriešené. V oblasti klasického výskytu medzi Púchovom a Žilinou klapská jednotka tvorí sústavu strmých tektonických šupín (Kysela, l. c.). Dominantnou litologickou náplňou sú hrubé súbory albského (až turónskeho?) flyšu.

KRIEDA

498 flyš klapskej jednotky, nečlenený: pieskovce a bridličnaté slieňovce; („sférosideritové“ a pupovské, nimnické, uhrovské a upohlavské súvrstvie); a) zlepence; (alb – santón);
listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA

Základná charakteristika tohto súboru je flyšové striedanie kremenno-karbonátových pieskovcov a sivozelených ílovcov, tie sú zväčša s prímесou siltovej frakcie.

Sférosideritové sliene klapskej jednotky sú prakticky rovnaké ako tie z manínskej jednotky (praznovské súvrstvie). Poukazuje to na ich paleogeografickú príbuznosť.

Nimnické súvrstvie (= „sférosideritové“ vrstvy auct.). – Je to súvrstvie so širším spektrom flyšových facií s prevahou slieňov. Termín zaviedol Salaj (1990a). Zahŕňa tzv. sférosideritové sliene (Andrusov, 1945) a súvrstvie vápnitých pieskovcov, ktoré Salaj (1990b) pomenoval ako **uhrovské pieskovce**. V pieskovcoch sú hrubšie zrnité až drobnozlepenkové pasáže s pestrým materiálom. Charakteristickým znakom sú konkrécie pelokarbonátov, podľa ktorých bol súbor pôvodne nazvaný (Andrusov, 1945).

Nimnické súvrstvie s. s. sa zaraďuje do stredného až mladšieho albu na základe mikrofauny a amonitov (Vašíček a Rakús, 1993). Mello et al. (2005) udávajú pre súvrstvie ako celok rozsah alb – starší cenoman²⁶. Celková hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 400 – 500 m.

V **uhrovských pieskovcoch** prevládajú kremenno-karbonátové pieskovce nad sivozelenými vápniťmi ílovcami s konkréciami pelokarbonátov. Pieskovce sú jemno- až strednozrné, miestami až drobnozlepencové. Štruktúra jednotlivých vrstiev je $T_{a(c)}$, resp. $T_{a(bc)}$, smerom do nadložia pomerne strmo prechádzajú do siltových ílovcov. Ílovce sú zelenkavé, so siltovou prímiesou a so šupinkami sericitu na plochách zbridičnatenia. Vek pieskovcového komplexu je v rozpätí alb až starší cenoman, jeho hrúbka je okolo 250 m.

Pupovské vrstvy tvorí flyšový súbor s pomerne vysokým indexom zvrstvenia, $I = 5 - 11$, a s premenlivým podielom pieskovcov ($P = 0,8 - 3$). Sivé jemnozrné pieskovce majú kremenno-karbonátové zloženie, obsahujú muskovit a sečku. Charakteristickou črtou je množstvo odtlačkov organických stôp na spodnej ploche vrstiev. Pieskovce sú uložené vo vrstvách hrubých 2 – 20 cm. Striedajú sa so zelenosivými siltovými ílovcami, v mnohých z nich sú bioturbačné chodbičky.

Vek súvrstvia je turón až santón (Haško a Potfaj, 1976; Haško a Polák, 1978).

498a Uphlavské zlepenice v žilinskom a považskom úseku bradlového pásma majú hrúbku do niekoľko metrov. Sú to polymiktné zlepenice s pestrým „exotickým“ materiálom. Obsahujú najmä kremeň, kremence, porfýry, vápence a dolomity, niektoré polohy obsahujú obliaky s veľkosťou až do 50 cm. Materiálovým zložením sa podobajú na mladšie zlepenice v hoštinskom slede vo vyššej časti snežnických vrstiev. Celkovú hrúbku zlepencového komplexu odhadujeme na 100 – 200 m.

JURA – KRIEDA

499 pestré sliene (apt – spodný alb); svetlé lavicovité a škvornité vápence s polohami sliňov, ílovité vápence (títón – apt); sivé ílovité vápence až vápniť ílovce (valangin); list: 25 BYTČA

Pestré sliene. – Je to súvrstvie sivých vápniť ílovcov podobných butkovskému súvrstviu manínskej jednotky (Kysela et al., 1982) v nadloží ílovitých vápencov „mráznického súvrstvia“. Z týchto vápniť ílovcov uvádza Salaj (1990a, b) tenké medzivrstvičky zelených a vzácne aj červených vápniť ílovcov s foraminiferami mladšieho aptu až staršieho albu a pričleňuje ich k tisalskému súvrstviu²⁷. Celková hrúbka tu nepresahuje 10 m.

Svetlé lavicovité škvornité vápence s polohami sliňov, ílovité vápence. – Sú to sivé až svetlosivé ílovité vápence, miestami škvornité a vápniť ílovce, ktoré sú faciálne podobné mráznickému súvrstviu. Oproti typickému mráznickému súvrstviu je slienitejšie a celkovo svetlejšie. Známe je bohaté spoločenstvo foraminifer hoterivsko-barémskeho veku (Scheibnerová, 1961). Pozorovateľná hrúbka súvrstvia nepresahuje 50 m.

Sivé ílovité vápence až vápniť ílovce. – Spodnú kriedu v klapskej jednotke zastupujú len dva rudimentárne výskyty týchto svetlosivých škvornitých vápencov v hrúbke nepresahujúcej 30 m (Andrusov, 1957; Salaj, 1994).

Spodnokriedové ílovité vápence smerom do nadložia prechádzajú do sivých, prípadne sivozelených vápniť ílovcov, ktoré tvoria normálne podložie „sférosideritových vrstiev“ (= nimnické súvrstvie). Mello et al. (2005) považujú uvedené výskyty za člen klapskej jednotky. Nikde však nebol pozorovaný styk spodnokriedových sedimentov s vrchnojurskými vápencami klapského bradla.

²⁶Vekové rozpätie z nadpisu je uvedené až do santónu (napr. Mello et al., 2005, do turónu). Je to dôsledok toho, že zrejme nie všetky litosómy sú sem priradené správne.

²⁷Litologický charakter tisalského súvrstvia, či už z kysuckej jednotky pri Brodne (napr. Haško a Polák, 1979; Potfaj et al., 2003), alebo v klasickom vývoji na Zakarpatskej Ukrajine a v Rumunsku (Aroldi, 2001), je značne odlišný od výskytov, ktoré opísal Salaj.

JURA

500 *trlenské súvrstvie: piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (lias)*; list: 25 BYTČA

Toto súvrstvie je najstarší známy litologický člen klapskej jednotky, veľmi podobný vývoju spodného liasu manínskej jednotky. V bradle Klape ho tvoria sivé piesčité krinoidové vápence s premenlivým podielom psamitickej frakcie, kde dominujú kremenné zrnká. Miestami sú to až vápnité pieskovce. Veľkosť kremenných zrn je takisto premenlivá, ojedinele sa objavujú akumulácie obliačikov veľkých v priemere až do 2 cm. Okrem kremeňa sa vyskytujú aj drobné klasty karbonátov.

Mikrofaciálne sa vápence klasifikujú prevažne ako biomikrity s prevahou článkov echinodermát nad úlomkami schránok ramenonožcov, lastúrnikov, ostňov ježoviek a foraminifer. Pri spodku súvrstvia je zvrstvenie menej zreteľné, postupne do nadložia sú však piesčito-krinoidové vápence dobre zvrstvené a objavujú sa v nich sivé rohovce. Celková hrúbka súvrstvia je okolo 200 m, jeho vek je spodný lias – hetanž až sinemúr.

TRIAS

501 *wettersteinské vápence (ladin – karn)*; listy: 25 BYTČA

Svetlé organodetrilitické vápence, viac-menej rekryštalizované, tvoria v púchovskom úseku bloky a bradlá veľké až niekoľko desiatok metrov. Vystupujú v obkľúčení flyšových súvrství (najmä nimnického). Je to jeden z hlavných argumentov na určenie ich pôvodu ako olistolitov (Andrusov, 1959; Began et al., 1963). Vo vápencoch sa vyskytujú úlomky karnských koralov a brachiopódy (cf. Scheibner in Buday et al., 1967).

ŠEBEŠŤANOVSKÁ SEKVENCIA

502 *orlovské súvrstvie: pieskovce s polohami piesčitých slieňov (stredný cenoman – spodný turón)*; listy: 25 BYTČA

Orlovské súvrstvie je jeden z najdlhšie známych litologických členov bradlového pásma. Základné litologické členenie urobil Andrusov (1945). Marschalko a Samuel (1980) súvrstvie redefinovali a charakterizovali ho ako plytkovodné karbonatické pieskovce zložené z vrstvových telies usporiadaných do megacyklov, ktorých hrúbka smerom do nadložia narastá. Pieskovcové vrstvy sú preložené sivými vápnitými ílovcami, pričom so zväčšujúcou sa hrúbkou ílovcov klesá hrúbka pieskovcov. Piesčité ílovce sú hojne bioturbované, ale vyskytuje sa aj šikmá nízkouhlová laminácia.

Typickým znakom tejto litofácie sú akumulácie ustríc v laviciach. Na základe faunistického obsahu sú orlovské pieskovce zaradené do cenomanu, pričom nie je vylúčené zasahovanie do spodného turónu (Andrusov a Scheibner, 1960). Hrúbka orlovského súvrstvia je v rozpätí od 200 do 600 m.

503 *považskobystrické vrstvy (= „orbitolínové vrstvy“ auct.): pieskovce a piesčité slieňovce, ojedinele piesčité vápence (spodný až stredný cenoman); a) štepnické vrstvy: ílovce a íly (spodný cenoman)*; listy: 25 BYTČA

Považskobystrické vrstvy (= orbitolínové vrstvy auct.) sú vyvinuté v nadloží upohlavského a v podloží orlovského súvrstvia (Salaj, 1995). Sú to 10 až 40 cm hrubé pevné lavice vápnitých, jemno- až strednozrných modrastých, do hneďa zvetrávajúcich pieskovcov, piesčitých laminovaných slieňovcov a slieňov bohatých na makro- aj mikrofaunu (Andrusov, 1945; Salaj a Samuel, 1966).

Vekový rozsah považskobystrických vrstiev je starší cenoman až spodná časť stredného cenomanu.

503a Štepnické vrstvy. – Ílovcový horizont v nadloží upohlavského súvrstvia označil Salaj (1990a) ako štepnické ílovce, neskôr ako súvrstvie (Salaj, 1994). Je to súbor tmavosivých laminovaných piesčitých, viac-menej vápnitých ílovcov. Marschalko (1986) ich považuje za prechodný člen medzi hrubým flyšom upohlavského súvrstvia a paracyklickými orlovskými pieskovecami.

Celková hrúbka štepnických a považskobystrických vrstiev sa udáva v rozmedzí 50 – 80 m až 100 – 300 m.

504 nerozlíšené (flyš); a) nimnické a sférosideritové súvrstvie: flyš s prevahou slieňov; b) uhrovské súvrstvie: flyš s prevahou pieskovcov, miestami len pieskovce (alb – spodný cenoman); c) upohlavské zlepence (vrchný alb – spodný cenoman); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA

Územia s flyšovými súbormi v bradlovom pásme sa na viacerých miestach prakticky nedajú zaradiť k podrobnejšie definovaným súvrstviám podľa stanovených kritérií pre nedostatok špecifických odlišovacích znakov. Sú zahrnuté pod spoločným označením ako nerozlíšené – 504. Tam, kde to bolo možné, podrobnejšie členenie uvádzame.

504a Nimnické a sférosideritové súvrstvie. – Termín nimnické súvrstvie zaviedol Salaj (1990a). Pod tento názov sú zahrnuté aj tzv. sférosideritové sliene (Andrusov, 1945)²⁸ a súvrstvie vápnitých pieskovcov, ktoré Salaj (1990b) pomenoval ako *uhrovské pieskovce* so štatútom súvrstvia (pozri 504b).

V nimnickom súvrství prevládajú sivé vápnité ílovce hemipelagického charakteru s tenkými, asymetricky usporiadanými vrstvami vápnitých turbiditových pieskovcov (Marschalko, 1986). Charakteristickým znakom súvrstvia sú konkrécie pelokarbonátov.

Na základe mikrofauny a výskytu amonitov sa nimnické súvrstvie s. s. zaraďuje do stredného, najmä však do mladšieho albu. Celková hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 400 až 800 m.

504b Uhrovské súvrstvie. – Má vcelku flyšový charakter s prevahou pieskovcov, miestami sú však len pieskovce. Pieskovce prevládajú nad vápnitými ílovcami s konkréciami pelokarbonátov (Marschalko, 1986; Salaj, 1995a). Hrúbka súvrstvia je od 300 do 500 m, stratigraficky je zaradené do spodného albu.

504c Upohlavské zlepence. – Tvoria telesá v tenko vrstvenom flyšovom alebo pieskovcovom súvrství hrubé do 60 m. Zlepence sú polymiktné, miestami gradačne zvrstvené, s dobre zaoblenými obliakmi. Pôvod zlepenecov sa interpretuje rôzne. Zatiaľ čo Salaj (1995a) ich na základe prítomnosti solitérnych koralov a dasykladaceí považuje za plytkovodné, Marschalko (1986) nepochybuje o ich proximite, ale v hlbšom bazéne. Súvrstvie je datované foraminiferovými spoločenstvami ako albské (Salaj, 1994). Vyššiu časť upohlavských zlepenecov vyčlenil Salaj (l. c.) ako samostatný člen, tzv. exotické, prevažne karbonatické zlepence. Stratigraficky ich začlenil do najvyššieho albu – cenomanu. Podľa Mella (Mello et al., 2005) tieto zlepence netvoria samostatný člen, ale sú len varietou upohlavských zlepenecov.

Marschalko (1986) v albskom flyši klapskej jednotky v súlade s terminológiou Andrusova (1938a, 1945) vyčlenil tzv. *blokové bradlá*. Sú to balvany a bloky karbonátových hornín rôzneho veku s veľkosťou 3 – 120 – 450 m. Väčšinou sú obklopené slieňmi a/alebo flyšovým súvrstviem a tvoria morfológické bradlá.

PODHÁJSKA SEKVENCIA

Podhájsku *sukcesiu* opísal Salaj (1994) ako „prechodný faciálny vývoj“ medzi klapským a manínskym vrstvom sledom v rozpätí od titónu po santón. Vrchnokriedové členy označil Mello (Mello et al., 2001, 2005) ako *de facto* litostratigrafické členy podmanínskej skupiny v zmysle Kyselú (Kyselá et al., 1982)²⁹. Mello poníma podhájsku sekvenciu paleogeograficky ako súčasť internej časti sedimentačného priestoru kysuckej jednotky a tektonicky ju zaradil k jednotkám bradlového pásma (oravika) (op. cit.).

²⁸Sférosideritové sliene sú prakticky zhodné so slieňmi z manínskej jednotky (tam praznovské súvrstvie).

²⁹Podhájsky sled je v podstate zhodný s klapským až do mladšieho albu (sférosideritové sliene). Určité rozdiely vznikli v neskorom albe až cenomane, keď v podhájskom vývoji niet zlepenecov.

505a súvrstvie Hradiska: organodetritické vápence, pieskovce a sliene, polohy zlepcov (turón – mástricht); b) súvrstvie Hlbokého: sliene a pieskovce – flyš s vložkami „exotických“ zlepcov (vrchný kampán – mástricht); list: 25 BYTČA

505a Súvrstvie Hradiska pozostáva z vápнитých ílov až ílovcov žltohnedej a zelenej farby s ojedinelými vložkami turbiditových pieskovcov vo vyšších úrovniach. V mástrichtskej časti súvrstvia sa lokálne vyskytujú ílovce s obliakmi a úlomkami rudistov, gastropódov, koralov a foraminifer. Hrúbka súvrstvia je okolo 150 m, udávané stratigrafické rozpätie je turón až mástricht.

Súvrstvie sčasti alternuje s hrabovským a žadoveckým, ale najmä so súvrstvom Hlbokého (Kysela et al., 1982).

505b Súvrstvie Hlbokého tvorí flyšový súbor, kde sa striedajú vápнитé pieskovce s vápнитými ílovcami. V menšej miere sa vyskytujú ílovce s obliakmi, olistolity a piesčité vápence. V spodnej časti súvrstvia prevládajú pieskovce, zatiaľ čo vo vrchnej ílovce s olistostrómami. Hrúbka súvrstvia je 500 – 650 m. Na základe spoločenstva planktonických a veľkých foraminifer, ako aj nanoplanktónu sa zaraďuje do vrchného kampánu až vrchného mástrichtu (Kysela et al., 1982; Salaj, 1994).

506 hrabovské súvrstvie: pestré vápнитé ílovce s vložkami vápнитých pieskovcov („couches rouges“) (spodný kampán); listy: 25 BYTČA

Hrabovské súvrstvie³⁰ tvoria červené, sivé a sivozelené sliene, sliňovce a vápнитé ílovce. Pri Hrabovom prevládajú červené farby sliňov, pri Plevníku-Drienovom je pomer vyrovnaný a pri Praznove prevláda zelené sfarbenie. Vložky vápнитých pieskovcov hrubé 5 až 40 cm sa vyskytujú iba ojedinele.

Súvrstvie je dobre datované bohatými spoločenstvami planktonických foraminifer ako santón – spodný kampán (Kysela et al., 1982; Salaj, 1995b). Hrúbka je 50 – 100 m.

507 žadovecké súvrstvie: flyš, miestami s prevahou vápнитých ílovcov, s obliakovými ílovcami a tenkými polohami intraformačných konglomerátov (turón – santón); listy: 25 BYTČA

Žadovecké súvrstvie (Kysela et al., 1982) obsahuje pestrý súbor sedimentov, v ktorom dominuje flyšová litofácia. Vyskytujú sa tu aj pasáže bez pieskovcových vložiek s vrstvami sivých vápнитých ílovcov a obliakmi (*pebbly mudstones*). Dobre zaoblené obliaky kremitých porfýrov, vápencov, dolomitov a pieskovcov dosahujú veľkosť v priemere 2 – 20 cm. Okrem toho sa tu vyskytujú sklzové telesá siltových pieskovcov s redeponovanými koralmi.

Pelity z flyšovej fácie sú vápнитé, tmavo- až modrosivé, rovnako ako jemno- až strednozrnité vápнитé pieskovce. Hrúbka jednotlivých vrstiev sa pohybuje v intervale od 1 do 200 cm. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 300 m. Súvrstvie stratigraficky zodpovedá turónu až santónu (Salaj, 1995b).

MANÍNSKA A HALIGOVSKÁ JEDNOTKA

Na Strednom Považí je praznovské súvrstvie (= *vrstvy* auct.) (Štúr, 1860; emend. Scheibner a Scheibnerová, 1958a, b; Kysela et al., 1982) podmanínskej skupiny v oblasti súľovského erozívneho okna tektonicky prekryté sedimentmi spodného albu alebo mráznického súvrstvia fatrika. Na základe tejto skutočnosti je zjavné, že presun fatrika na manínsku jednotku sa udial v období po strednom turóne. Súčasne je zjavné, že sedimentácia v manínskej jednotke už po turóne nepokračovala. V manínskej jednotke sa nepreukázal neprerušovaný vrstvový sled medzi sedimentmi strednej a vrchnej kriedy. Predstava o príslušnosti sedimentov vrchnej kriedy k manínskej jednotke je založená na kompozitných litostratigrafických profiloch. Z tohto dôvodu chápeme podmanínsku skupinu v zúženom stratigrafickom rozsahu, t. j. len po stredný turón (Mello et al., 2001, 2005).

³⁰Názory na používanie termínu hrabovské súvrstvie sú rôzne. Salaj (1995) uprednostňuje termín púchovské súvrstvie.

KOSTOLECKÁ SEKVENCIA (*lias – krieda*)

508 *spongolitové a krinoidové vápence; hierlatzké súvrstvie; vilské súvrstvie; neokómske a urgónske vápence (lias – apt); a) butkovské súvrstvie (spodný alb – stredný cenoman);*
listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Spongolitové a krinoidové vápence (*spodný lias – lotaring*) sú najstaršie známe členy kostoleckej sekvencie, len rudimentárne vyvinuté v súľovskom bradle, v zoskupení Kremení a na báze kostoleckého bradla. Patria sem sivé doskovité (5 – 40 cm) organodetrické vápence, miestami spongolitové, ktoré sa striedajú s tmavosivými, viac-menej siltovými vápnitými ílovcami.

Smerom do nadložia sú vápence svetlejšie, zrnitejšie a pribúdajú krinoidové články, až vápence prejdú do krinoidových vápencov. Tie sú dobre odkryté na báze kostoleckého bradla. Vystupujú tam svetlohnedé až zelenkavé vrstvomité (5 až 10 cm), slabo krinoidové a jemne piesčité vápence s hojnými zrnkami glaukonitu a s hľuzami hnedastých spongolitov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s prechodmi do biosparitov.

Viditeľná hrúbka je 10 – 15 m. Stratigraficky tieto vápence zodpovedajú mladšiemu lotaringu až karixu.

Hierlatzké súvrstvie (*karix – domér*). – Krinoidové vápence smerom do nadložia prechádzajú do béžových a ružových krinoidových vápencov. Krinoidové biosparity obsahujú vložky šikmo laminovaných kalových vápencov s bioturbáciami a sú zakončené tmavočervenými vápencami.

Povrch domérskeho krinoidového vápencov je nerovný, s Fe krustami, na ktorých leží lamina okrového biomikritového vápencov s ojedinelými drobnými obliačikmi vápencov z podložných červených domérskeho vápencov alebo béžových biomikritov. Obličky bývajú obalené cyanobakteriálnymi krustami. Povrch tejto „mikrokonglomerátovej“ vrstvičky bol opätovne prekrytý hardgroundom, pričom celková hrúbka kondenzovaného horizontu nepresahuje 4 cm. Časový hiát v kondenzovanom horizonte zodpovedá toarku, álenu a bajoku, teda rozsahu asi 20 miliónov rokov. Nadložie tvoria ružové krinoidové biosparity.

Súvrstvie obsahuje bohatú faunu brachiopódov karixu a doméru (Siblík, 1966). Okrem nich sa tu vyskytujú aj *Chlamys (Aequipecten) priscus* (SCHL.), *Chl. cf. subradiata* (ROEM.), *Oxytoma sexcostata* (OPP.), *Lima duplicata* (SOW.), *Passalothoeutis milleri* (PHILL.), *Partschiceras striatocostatum* (MENEH.) a *Arietoceras* sp. (Rakús, 1965).

Hrúbka súvrstvia je okolo 60 – 70 m.

Vilské súvrstvie pozostáva z ružovkastých a červených krinoidových vápencov s ojedinelými rohovcami pri báze. Vo vyššej časti sú strednozrné krinoidové vápence rôznych farieb (červenkasté, zelenkasté až žltkavé). Sú pravidelne lavicovité (okolo 20 cm), ale vyskytujú sa aj pasáže s doskovitým zvrstvením. Klastickú prímies tvoria zrná kremeňa a rozložené karbonáty. Hrúbka vápencov je okolo 15 m (Mello et al., 2001; Rakús a Hók, 2005).

Vápence obsahujú typickú faunu batu: *Bositra buchi* (ROEM.), „*Terebratula*“ aff. *decipiens* EU.–DESL., *Lingulithiris curviconcha* (OPP.), *Zeilleria* aff. *cracoviensis* ROLLIER, *Morphoceras kostelecense* RAKÚS, *Nannolytoceras paucisulcatum* RAKÚS, *Cadomites* sp. a *Parkinsonia (Gonolites)* sp. (cf. Rakús, 1965).

Nad krinoidovými vápencami v bradle Vrchteplá/Okrúhle je vrstva ružových doskovitých až laminovaných biomikritov hrubá 1 m so schránkami *Bositra buchi* (ROEM.) (= *reitmauerské vápence*). V nadloží týchto vápencov sú ružové, béžové a pleťové, viac-menej hľuznaté biomikritické vápence (= *klauské vápence*) s *Globuligerina oxfordiana* (GRIG.), *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Calliphylloceras demidoffi* (REUSS), *Sowerbyceras* sp., *Lissoceratoides* sp., *Grossouvria* cf. *subtilis* (NEUM.) a *Perisphinctidae* div. sp. Toto spoločenstvo poukazuje na kelovejsko-oxfordský vek.

Vyššie v nadloží sú lavicovité, miestami pseudohľuznaté ružové až béžové biomikritické vápence s mikrofosíliami.

Spodnejšie časti obsahujú: *Globochaete alpina* LOMB., *Stomiosphaera* sp., *Cadosina lapidosa* VOGLER, *C. borzai* NAGY a *Saccocoma* sp. To potvrdzuje mladší oxford – kimeridž. Vrchné časti obsahujú asociácie tintinid *Crassicolaria intermedia* (DUR.-DELGA), *C. colomi* DOBEN, *C. parvula* REMANE a *Tintinnopsella carpathica* MURG. et FILIP. a amonitov *Phylloceras*

serum (OPP.), *Holcophylloceras* sp., *Ptychophylloceras* sp., *Protretragonites* cf. *quadrisulcatum* (D'ORB.), *Neolissoceras grassianum* (D'ORB.) a *Nebroditis* sp. Táto fauna indikuje titónsky vek.

Najvyššie časti vápencov sú lavicovité béžové biomikrity s bohatým spoločenstvom: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Crassicolaria intermedia* (DUR.-DELGA) a *Tintinnopsella carpathica* MUR. et FILIP. To zodpovedá titónu až staršiemu beriasu.

Celková hrúbka vápencového komplexu nepresahuje 40 m. Na povrchu vápencového komplexu je vyvinutý hardground, prekrytý butkovským súvrstvom.

V súľovskej skupine bradiel v nadloží kalpionelových vápencov neskorého titónu až raného beriasu sú sivé až hnedasté masívne vápence s hedbergelami, ktoré Borza (1970) zaradil do hotelivu. Do nadložia „hedbergelové“ vápence prechádzajú do sivastých zrnitých gravelových vápencov s mikroklastami mikritických vápencov s *Crassicolaria massutiana* (COL.). Výskyt klastov titónskych vápencov by potvrdzoval hiát vo valangine.

Neokómske a urgónske vápence (apt). – Ako najmladší člen kostoleckej skupiny vystupujú v súľovských bradlách svetlé, béžové masívne vápence s rudistami a orbitolínami – **urgónske vápence** aptského veku. Výskyt rudistových spodnokriedových vápencov bol známy už Štúrovi (1860).

Zo severného bradla Borza (1970) a Köhler (1980) uvádzajú: *Cuneolina* cf. *laurenti* SART. et CRESC., *Sabaudia minuta* (HOFK.) a *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.). Z južného bradla navyše pochádzajú rudisty (det. Dr. Czabalay – ex Mello et al., 2001): *Praecaprina gaudrii* PACQ., *P. varians* PACQ., *Offneria* cf. *rhodanica* PACQ., *Toucasia carinata* MATH., *Agriopleura* sp. a *Plesioptyxis* sp. Na základe uvedenej fauny boli tieto vápence zaradené do staršieho aptu.

508a Butkovské súvrstvie (Andrusov, 1945; Kysela et al., 1982) pozostáva z tmavosivých, modro- a zelenosivých ílovitých vápencov a z vápnitých ílovcov, poväčšine škvritých od bioturbácií. Vo vrchnej časti sú tenké vložky pieskovcov (= cementové sliene auct.). Bazálne časti vápnitých ílovcov nad hardgroundom obsahujú zrnká glaukonitu, ktorý je tu aj ako výplň foraminiferových schránok. Ojedinele sa vyskytujú vrstvičky a laminy jemnozrnných pieskovcov, najmä vo vyšších častiach súvrstvia.

Súvrstvie poskytlo foraminifery mladšieho albu až staršieho cenomanu: *Thalmaninella ticinensis ticinensis* (GAND.), *Th. appenninica balernaensis* GAND., *Lenticulina* (*L.*) aff. *gaultina* BERTH., *Anomalina* (*Gavelinella*) aff. *complanata* (REUSS), *A. (G.) cenomanica* BROTZ., *Hedbergella planispira* (TAPP.), *Epistomina* (*Brotzenia*) *spinulifera polyploides* (EICHENB.) a *Whiteinella stephani* (GAND.) (Samuel in Rakús, 1977; Kysela et al., 1982; Kysela a Rakús, 1983; Boorová, 1990; Salaj, 1995).

Typový profil v lome Butkov analyzovala Boorová (1989; Boorová a Salaj, 1992) a preukázala vekové rozpätie butkovského súvrstvia stredný alb – spodná časť stredného cenomanu. Celková hrúbka súvrstvia je od 40 m do 150 m.

PODMANÍNSKA SEKVENCIA (*stredná krieda*)

509 *kvašovské vrstvy*³¹ (*cenoman – turón*): *svetlohnedé organodetrítické piesčité vápence až hrubozrnné vápnité pieskovce* (*stredný cenoman – turón*); list: 25 BYTČA

Kvašovské vrstvy pozostávajú zo svetlohnedých organodetrítických piesčitých vápencov a stredno- až hrubozrnných masívnych alebo vrstvovitých pieskovcov s lokálnymi akumuláciami zlepcov s makrofaunou. V zlepenoch sa zriedkavo vyskytujú aj obliaky *exotických* hornín (1 – 30 cm). Mikroskopicky sa vo vápencoch zistili sesílné foraminifery, úlomky rudistov a iných lastúrnikov, úlomky koralinných rias, koralov a orbitolín. Šošovky organodetrítických vápencov, pieskovcov a zlepcov sa vyskytujú v rôznych stratigrafických úrovniach praznovského súvrstvia (Kysela et al., 1982). Litosómy organogénnych psamitov/psefitov majú

³¹V legende sú omylom uvedené ako súvrstvie.

na mape šošovkovitý tvar. Interpretuje sa to ako výplň podmorských kaňonov vrezaných do praznovského súvrstvia. Salaj (1995b) z kvašovských vrstiev uvádza spoločenstvá foraminifer cenomanu, Scheibner (1960) faunu koralov a litotamnií. Hrúbka súvrstvia je od 150 do 300 m (Salaj, 2005), podľa Kyselú et al. (1982) nepresahuje 50 m.

510 praznovské súvrstvie, nečlenené; a) sférosideritové sliene: sliene a ílovce, laminy pieskovcov, konkrécie pelokarbonátov; b) beluškoslatinské súvrstvie³²: hrubolavicovité vápnité pieskovce; c) zlepenca Hradnej (alb – cenoman);
listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA

Praznovské súvrstvie reprezentuje flyšový súbor hrubý 200 – 1 000 m, ktorý má v manínskej jednotke značné plošné rozšírenie (Kyselá et al., 1982). Vzhľadom na faciálnu rôznorodosť bolo rozčlenené na dve neformálne litofaciálne jednotky: a) litofáciu s prevahou pelitov (= sférosideritové sliene; Štúr, 1860), b) flyšovú litofáciu s prevahou psamitov (= beluškoslatinské súvrstvie s. Salaj, 1994).

510a Sférosideritové sliene. Litofáciu s prevahou pelitov charakterizujú modrosivé až tmavosivé vápnité ílovce a prachovce, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými až strednozrnnými vápnitými pieskovcami. Miestami nadobúda charakter tenko vrstveného flyšu. Hrúbka pelitov je v rozpätí 2 – 100 cm, pričom častejšie sa vyskytujú vrstvy hrubé 4 – 20 cm. Okrem toho sa tu vyskytujú tenké (do 2 cm) vložky a bochníkovité konkrécie pelosideritov s priemerom do 20 cm (odtiaľ názov sférosideritové sliene).

Pieskovce sú hrubé od 0,5 do 10 cm, hrubšie až do 40 cm. Štruktúra zvrstvenia je $T_{(a)(b)c}$, takmer 98 % vrstiev má interval T_c s rovnou spodnou erozívnu plochou a mierne sčerenou vrchnou plochou. Na základe týchto charakteristík ich Marschalko a Kyselá (1980) interpretovali ako konturity.

510b Beluškoslatinské vrstvy pozostávajú z tmavosivých až modrosivých vápnitých ílovcov až prachovcov hrubých 0,5 – 70 cm, ktoré sa striedajú so stredno- až hrubozrnnými vápnitými pieskovcami. Miestami sú v pieskovcoch tenké pasáže drobn- až strednozrnných zlepenčov. Obliaky (0,6 – 6 cm) sú prevažne kremenné, kremenné porfýry, vápence a dolomity. Hrúbka psamitov sa pohybuje v intervale 15 – 200 cm s normálnou turbiditovou postupnosťou textúr T_{abcd} .

Na základe mikrofauny beluškoslatinským vrstvám pripisuje Salaj (1995) vek spodný až stredný cenoman a udáva hrúbku do 350 m.

510c Zlepenca Hradnej vytvárajú v teréne dobre identifikovateľný člen praznovského súvrstvia, rozšírený predovšetkým v Súľovskej kotline. Sú to strednozrnné až balvanovité zlepenca s piesčitou základnou hmotou. Priemer dobre zaoblených obliakov je od 1 do 200 cm. Obliakové zloženie je pestré, sú tu rozličné vápence, kremence, kremenné porfýry, dolomity a žilný kremeň. Hradnianske zlepenca sa vyskytujú vo dvoch stratigrafických úrovniach, sú klasifikované ako tzv. plávajúce, resp. intraformačné zlepenca. Vo vrchnom zlepenčovom litosóme (pri Hradnej) sa vyskytujú obliaky až bloky piesčitých vápencov s orbitolínami. V praznovskom súvrství sa miestami nachádzajú aj horizonty ílovcov s roztrúsenými obliakmi (*pebbly mudstone*). Hrúbka jednotlivých litosómov je od 2 do 40 m.

Pelity z okolia nižšieho horizontu zlepenčov obsahujú mikrofaunu stredného cenomanu, stratigraficky vyšší pruh zlepenčov prebiehajúci cez Hradnú zodpovedá vrchnému cenomanu až spodnému turónu (Began et al., 1965; Kyselá et al., 1982).

³²Korektne by malo byť označenie **vrstvy** (pozri aj Salaj, 1995).

MANÍNSKO-BUTKOVSKÁ A HALIGOVSKÁ SEKVENCIA (stredný trias – stredná krieda)

- 511 *podhorské a manínske súvrstvie: organogénne až detritické vápence, tmavé mikritické vápence s rohovcami (barém – spodný alb); kalištské súvrstvie: lavicovité ílovité vápence s rohovcami, kalpionelové vápence, červenkasté hľuznaté vápence (oxford – hoteriv); a) svetlosivé masívne kalové vápence s rohovcami, organogénne, slabo krinoidové vápence s čiernymi rohovcami, rudistové vápence (titón – apt);*
listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA

Podhorské súvrstvie (Michalík in Borza et al., 1987; emend. Michalík, 1988e). – V manínskej oblasti je toto súvrstvie vyvinuté v jeho západnej časti (oblasť Manínca). Zdá sa, že smerom k Manínskej tiesňave je nahradené tmavosivými masívnymi gravelovými vápencami.

Základný litotyp sú tmavosivé, nevýrazne vrstvomité organodetritické vápence s čiernymi rohovcami. Súvrstvie sa začína brekciami (do 5 m) s nezreteľnou gradáciou. Klasy v brekcii tvoria organodetritické vápence, mikritové vápence, rohovce a nájdu sa aj úlomky bazických hornín. V butkovskom úseku je podhorské súvrstvie v podloží urgónskych vápencov (cf. Michalík a Vašíček, 1987a, b).

Podhorské súvrstvie je stratigraficky zaradené do stredného až vrchného aptu (cf. Michalík, 1988e), hoci Rakús a Hók (2005) obmedzujú jeho rozsah na stredný apt. Hrúbka súvrstvia je 65 – 75 m.

Manínske súvrstvie (Vašíček et al., 1994). – Tvorí klasický člen manínskej jednotky. Sú to predovšetkým sivé až svetlosivé masívne organogénno-gravelové vápence s akumuláciami rudistov, gastropódov, lastúrnikov, vápnných rias a orbitolín. Vek je určený na základe nálezov rudistov a orbitolín ako stredný až vrchný barém.

Manínske vápence, tak ako v butkovskom, aj v manínskom vývine sú prekryté hardgroundom, ktorý tu zakončuje jursko-spodnokriedovú sedimentáciu (Rakús, 1977). Hrúbka súvrstvia je od 50 m v oblasti Butkova do 120 m v oblasti Manínskej tiesňavy.

Kalištské súvrstvie. – Jeho spodné časti sú zložené zo svetlosivých, a najmä pleťových až svetlohnedých mikritických lavicovitých vápencov typu *biancone* stredno- až vrchnotitónskeho veku (Borza, 1969). Tieto vápence majú vo svojom nadloží litologicky temer identické vápence, ktoré však obsahujú polohy brekcií s materiálom z podložných vrchnotitónskych vápencov (= „ladecké vápence“ s. Michalík, 1988b).

Stratigrafický rozsah vápencov je berias – spodný valangin. Vápence sú smerom do nadložia ílovitejšie a prechádzajú do škvrnitých mikritických vápencov s čiernymi rohovcami a slieňovcami (= „mráznické súvrstvie“). Zo súvrstvia pochádzajú hlavonožce valanginu až spodného hoterivu.

Vlastné kalištské súvrstvie sa skladá z dvoch členov (cf. Michalík, 1988a). Spodný člen obsahuje zelenkastosivé vápence s tzv. *kontúrovými rohovcami* a s bohatým spoločenstvom aptychov, amonitov a belemnitov hoterivu.

Vyšší člen súvrstvia tvoria celistvé hnedosivé vápence s ojedinelými tmavosivými rohovcami. Najvyššie sú sivé slieňovce s vložkami škvrnitých vápencov a sivé lavicovité, do žltkasta zvetrávajúce mikritické vápence s „bochníkovitými“ hľuzami čiernosivých rohovcov (tzv. „belemnitové vápence“). Obsahujú množstvo fosílií, okrem iného početné jedince rodu *Baremites*, poukazujúce na barémsky vek.

511a Spodné časti tohto súboru tvoria nevýrazne vrstvené **svetlosivé masívne vápence** s náznakom hľuznatosti. Vyššie sú doskovité (asi 10 – 15 cm) kalové až jemnozrnné vápence so sivými, prípadne až čiernymi **rohovcami**. Mikrofaciálne sú to biomikrity s tintinidmi, ktorých spoločenstvo poukazuje na mladší titón (Boorová in Janočko et al., 2000). Rohovcové vápence je možné korelovať s lučivnianskym súvrstvím (Polák a Bujnovský, 1979). Komplex bol zaradený do titónu až valanginu, prípadne až hoterivu. Hrúbka súvrstvia je 50 – 80 m.

V nadloží sú tmavosivé organogénne, **slabo krinoidové detritické vápence s hľuzami čiernych rohovcov**. Mikrofaciálne sú to biointrasparty, v ktorých dominujú články echinodermát, úlomky machoviek, ojedinele aj hrubostenných lamelibranchiát a foraminifer. Tieto vápence zaraďujeme do hoterivu – barému. Ich hrúbka je približne 60 m.

Vyskytujú sa aj bloky sivohnedých až svetlosivých hrubolavicovitých organogénnych vápencov „urgónskeho“ typu (Birkenmajer, 1959) s detritom hrubostenných bivalvií. Vápence začleňujeme do barému – aptu. Ich hrúbka je zhruba 20 – 30 m (Rakús in Janočko et al., 2000). Vápence môžeme korelovať so súvrstvím Vysokej Turne (Lefeld et al., 1985).

- 512** *klauské súvrstvie: hľuznaté vápence a rádiolarity; a) sivozelené rádiolarity, svetlosivé hľuznaté vápence so svetlými rohovcami (kelovej – oxford); sivé piesčito-krinoidové vápence s čiernymi rohovcami (vrchný lias – ?oxford);*
listy: 25 BYTČA, 27 POPORAD, 35 TRNAVA

Klauské súvrstvie tvoria červené, niekde červenohnedé lavicovité biomikritické hľuznaté vápence a rádiolarity. Na báze pri styku s hrušovským horizontom je poloha (asi 70 cm) červeno-hnedých, nepravidelne vrstvených biomikritických vápencov. V Strážovských vrchoch je táto litofácia vyvinutá len rudimentárne („II. Štúrova brána – lom“), kde nepresahuje hrúbku niekoľko metrov.

512a Sivozelené rádiolarity až rádioláriové vápence sú tenkolavicovité až doskovité (2 – 5 až 10 cm), s dobre vyvinutými vrstvovými plochami. Lavice sú oddelené vrstvičkami zelených ílovcov hrubými 2 – 3 mm. Mikrofaciálne sú to rádioláriové biomikrity, miestami až rádioláriové vápence. Bežné sú dutinky po rozpustených rádioláriách vyplnené kalcitom, zriedkavejšie chalcédonom, a krátke „vlákna“ – lastúrky typu *Bositra*. Lokálne sú novovytvorené drobné kalcitové klence a kryštáliky autigénnych plagioklasov. Vyskytujú sa nepriebežné laminy s rádioláriami a ílovitou prímiesou. Rádiolarity nie sú staršie ako oxford a mladšie ako kimeridž. Ich hrúbka je iba 1,5 – 3 m (Rakús in Janočko et al., 2000).

Najmladšie v tejto pasáži sú svetlosivé, viac-menej hľuznaté mikritické vápence s ojedinelými hľúzkami hnedých rohovcov. Spodná časť vápencov má biomikritovú štruktúru. Styk medzi podložnými piesčito-krinoidovými vápencami a hľuznatými vápencami je nerovný. To môže naznačovať hiát. V nadloží spodných, nevýrazne hľuznatých vápencov je výrazná lavica svetlosivých vápencov s červeno-čiernymi rohovcami a vrstva svetlosivých hľuznatých vápencov. Hľuznaté vápence sú zaradené do oxfordu. Ich celková hrúbka nepresahuje 2 m.

Podstatnú časť haligovského bradla tvoria sivé až tmavosivé doskovité (5 – 35 cm) **piesčito-krinoidové vápence s hľuzami čiernych rohovcov** (op. cit.). Podiel detritickej zložky je premenlivý, ale celkove sú spodné časti detritickejšie. Mikrofaciálne sú to rekryštalizované biosparity s mikritickou základnou hmotou. Nájdená fauna svedčí o toarsko-álenkom veku vápencov. Ich hrúbka je približne 200 m.

V nadloží vystupuje pruh svetlosivých, skôr masívnych vápencov s ojedinelými hľuzami svetlých rohovcov. Tu sa hrúbka odhaduje zhruba na 50 m. Na základe hojného výskytu vláknovej mikrofácie zaradujeme tieto vápence do kelovej – oxfordu.

- 513** *trlenské, brtské a holiacke súvrstvie: piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (spodný hetanž – álen); a) svetlosivé hrubokrinooidové lavicovité a organogénno-oolitické vápence (hetanž – sinemúr); b) karpatský keuper (norik); c) tmavosivé masívne až hrubolavicovité, miestami dolomitické vápence (= gutensteinské vápence), sivé dolomity (stredný až vrchný trias);*
listy: 25 BYTČA, 27 POPORAD, 35 TRNAVA

Trlenské súvrstvie definovali vo Veľkej Fatre Bujnovský et al. (1979). Je to súbor sivých lavicovitých až masívnych piesčito-krinoidových vápencov s premenlivým obsahom sivých alebo tmavosivých rohovcov – spongolitov. Lokálne sa vyskytujú vápnité hrubozrné pieskovce, prípadne mikrokonglomeráty, pričom klastická prímies (prevažne kremeň) dosahuje až 40 % pri priemernej veľkosti 1 – 2 mm (ojedinele až 15 mm). Živce a úlomky rozložených dolomitov nepresahujú 3 mm (Kullmanová, 1968). Hrúbka súvrstvia v Manínskej tiesňave je približne 260 m.

Brtské súvrstvie (Rakús a Hók, 2005) sa vyskytuje v butkovskom úseku manínskej jednotky. Typová lokalita je v opustenom lome na svahu kóty Brts j. od Tunežíc. Súvrstvie tvoria sivé, nepravidelne lavicovité organodetritické, slabo piesčité vápence s hľuzami sivých až sivohnedých

rohovcov. Lavice sú oddelené tenkými vrstvičkami sivozelených vápnitých ílovcov. Vápencová sekvencia je zakončená výraznou, 30 cm hrubou lavicou, ktorá má na spodnej strane tlakové stopy. Hrúbka vápencovej sekvencie je 10,4 m.

V bezprostrednom nadloží rohovcových vápencov vystupujú sivé, pravidelne vrstvené, jemne piesčité vápence s vápnitými ílovcami so siltovou prímiesou, usporiadané vo vrstvách hrubých 5 – 8 cm. Ojedinele sa v nich vyskytujú rostrá belemnitov. Smerom do nadložia postupne prevládajú ílovce nad vápencami, pričom niektoré polohy ílovcov dosahujú hrúbku až 50 cm. Hrúbka tejto časti je 11,6 m.

Stratigrafické rozpätie brtského súvrstvia je ?mladší toark – álen, jeho celková hrúbka je okolo 30 m.

Holiacke súvrstvie pomenovali podľa kóty Holiak pri Belušských Slatinách Rakús a Hók (2005)³³. Viditeľná hrúbka súvrstvia tu je do 5 m, v ľavobrežnej strane Manínskej tiesňavy 30 až 150 m.

Patria sem tmavosivé až čierne organodetritické vápence s čiernymi silicitmi, ktoré sa striedajú s čiernymi ílovitými až siltovými bridlicami a bridličnatými slieňovcami. Zo silicitov sú známe ihlice hubiek a kalcifikované rádiolárie (Mišík, 1957). Vzhľadom na stratigrafickú pozíciu holiackeho súvrstvia pod trlenským súvrstviem (ktoré sa začína v mladšom hetanži) je odvodený jeho vek ako starší až stredný hetanž.

513a Svetlosivé hrubokrinooidové lavicovité a organogénno-oolitické vápence tvoria bazálny člen jurského vrstvomého sledu. Spočívajú transgresívne, ale bez uhlovej diskordancie na stredotriasových karbonátoch (Horwitz a Rabowski, 1929). Na kontakte s dolomitickými vápencami je vrstva karbonátových brekcií hrubá do 30 cm. Úlomky dolomitov a dolomitových vápencov sú stmelené svetlosivým krinooidovým biosparitom. Vyššie sú lavicovité krinooidové vápence, ktoré smerom do nadložia možno charakterizovať ako krinooidové biosparity. Z týchto vápencov uvádzajú *Avicula (Oxytoma) inaequalvis* WAAGEN, ktorá potvrdzuje sinemúrsky vek vápencov. Celková hrúbka krinooidových vápencov je približne 20 – 30 m (Rakús in Janočko et al., 2000).

V nadloží sú väčšinou masívne až hrubolavicovité vápence s organogénno-biomikritickou štruktúrou s lokálnymi akumuláciami oolitov (oosparity), zaradené do lotaringu. Hrúbka tejto časti je približne 80 m.

Vyššia časť súvrstvia je tmavosivá a prechádza do tmavých vápencov s faunou brachiopódov a bivalvií veku lotaring – karix (Horwitz a Rabowski, 1929). Hrúbka vápencov je do 100 m.

V nadloží sú svetlé „kvarcitické pieskovce“ zvetrávajúce do hrdzava, sprevádzané slienitými červenými bridlicami. Toto súvrstvie bolo začlenené do doméru.

513b Súvrstvie karpatského keuperu³⁴ litologicky zastupujú pestré, prevažne červené ílovce a bridlice s hojnými polohami červených kremitých pieskovcov. Vo vrchných častiach sú bežné polohy sivožltých primárnych dolomitov.

513c Triasové karbonáty haligovskej jednotky sú tektonicky postihnuté, preto je obťažné stanoviť presnú postupnosť vrstvomého sledu (Rakús in Janočko et al., 2000). Najstarší člen je súvrstvie sivých, pri spodku masívnych, potom hrubolavicovitých, vyššie doskovitých až laminovaných jemnozrných **dolomitických vápencov (= gutensteinských)**. V nadloží sú opäť hrubolavicovité až masívne vápence, viac-menej zrnité, s prechodmi do dolomitických vápencov až dolomitov.

Vo vrchnej časti karbonátového komplexu (lokalita Vápeník) je poloha sivých zrnitých **dolomitov** až dolomitických vápencov. V týchto karbonátoch sa dosiaľ nenašli určiteľné organické zvyšky. Zaradenie do stredného, možno až bázy neskorého triasu sa urobilo len na základe analógie – podľa celkového habitu sú porovnateľné s gutensteinskými vápencami aniského veku z centrálnych Karpát.

V Pieninách sa vyskytujú aj sivé zrnité, miestami až „cukrovité“ dolomity. Vytvárajú tektonické šošovky obklopené kriedovým flyšovým súvrstviem. Celková hrúbka triasových karbonátov je okolo 200 m.

³³Pod rôznymi neformálnymi názvami opisovali súvrstvie aj Andrusov (1931), Mišík (1957) a Mahel' (1962).

³⁴Súvrstvie vystupuje v haligovskom bradle. Na mape nie je zobrazené pre malý rozsah na povrchu.

PALEOALPÍNSKE TEKTONICKÉ JEDNOTKY VNÚTORNÝCH ZÁPADNÝCH KARPÁT

SILICIKUM

JURA

514 *rádiolarity a pestré sklzové brekcie (kelovej – oxford);* list: 37 KOŠICE

Rádiolarity sú najhojnejšie zastúpené jurské súvrstvie. Vystupujú buď v nadloží tmavých slienitých, miestami škvritých vápencov, alebo v nadloží horizontu brekciovitých vápencov v tektonickom podloží pestrých pieskovcov a bridlic spodného triasu.

Rádiolarity dosahujú hrúbku približne 20 – 30 m. Ich dogersko-malmský vek pomocou rádiolárií preukázali Dumitrica a Mello (1982) a neskôr Ondrejčíková (1990).

Uprostred rádiolaritov sa zistilo niekoľko telies pestrých sklzových brekcií s úlomkami do veľkosti 30 cm. Ide prevažne o rozličné typy červených, ale aj sivých pelagických vápencov, nájdu sa aj úlomky rádiolaritov.

515 *allgäuské vrstvy: tmavé slienité vápence a sliene; adnetské a hierlatzké vápence, brekcie (lias – spodný doger);* list: 37 KOŠICE

Allgäuské vrstvy sú vrstvy, v prípade ktorých sa názory na vek a pozíciu rozchádzali. Príslušnosť vrstiev k jure, predovšetkým na základe superpozície a nálezov fauny, doložil najmä Bystričský (1960a).

Litologicky sú to tmavé slienité vápence a sliene, miestami škvrité, ktoré vystupujú v nadloží červených krinoidových vápencov hierlatzského a adnetského typu.

Mikroskopicky sú tmavé vápence pomerne monotónne. Ide prevažne o mikrity, miestami s tmavšími šmuhami alebo s nepravidelnými polohami organického detritu, najmä krinoidov, foraminifer a úlomkov tenkostenných lamelibranchiát. V najvyšších častiach vrstiev na prechode do súvrstvia rádiolaritov miestami nadobúdajú charakter tmavých afanitických kemitých vápencov alebo sa v nich objavujú hľuzy rohovcov. Hrúbka vrstiev koliše, miestami je 15 – 30 m.

Litologický charakter adnetských a hierlatzkých vápencov a brekcií je veľmi pestrý. Prevládajúce sfarbenie vápencov je červené a ružové. Hľuznaté a krinoidové vápence často prechádzajú do pestrých brekciovitých vápencov. Vo väčšine prípadov je ich kartografické odčlenenie od brekciovitých vápencov problematické.

Litologicky ide prevažne o krinoidové biomikrity, ktoré prevládajú aj v úlomkoch a tmele brekciovitých vápencov.

Hrúbka vrstiev sa mení od niekoľko dm do niekoľko metrov (max. 10 – 15 m).

TRIAS – JURA

516 *krinoidové a slienité vápence, vápence Gošťanovej (rét – lias);*

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Nad vápencami Gošťanovej rétskeho veku ležia tmavé slienité a krinoidové vápence, ktoré majú pravdepodobne spodnojurský vek. Vystupujú na vrchole Gošťanovej (asi 5 km jv. od Pohronskej Polhory) vo forme malého synformného erózneho zvyšku. Rozsiahlejší výskyt jurských hornín nedávno opísali Rakús a Sýkora (2001). Z jurských hornín tu odlišili hierlatzké krinoidové vápence hrubé maximálne 1 m, tvoriace aj neptunické dajky v podložných dachsteinských vápencoch, a „allgäuské“, resp. geravské súvrstvie (tmavé slieňovce s polohami vápencov), ktoré tu je hrubé maximálne 10 m. Liasový vek potvrdzujú nálezy amonitov (l. c.).

TRIAS

517 *sivé a tmavosivé vápence (rét)*; list: 37 KOŠICE

Ich relikt sa vyskytujú s. a sz. od Dediniek (hrebeňová časť Geráv a sz. svahy Havranej skaly – k. 1 153). Vystupujú v podobe šošovkovitých polôh v podloží spodno- až vrchnoliastových tmavých vápencov, slieňovcov a pestrých krinoidových vápencov.

518 *zlambašské vrstvy, aflenzské vápence: tmavosivé slieňovce a vápence (norik – rét)*; list: 37 KOŠICE

Zlambašské vrstvy sa pozvoľna vyvíjajú z podložných hallstattských vápencov pribúdaním ílovej zložky a zmenou farby z ružovej cez hnedožltú na sivú. V spodnej časti zlambašských vrstiev dominujú sivé mikritické vápence, vyššie nasledujú sliene alebo slienité bridlice, v najvyššej časti sú to piesčité bridlice. Zlambašské vrstvy bez prerušenia prechádzajú do jurských vrstiev.

Na jedinom mieste v Slovenskom krase, na vrchole Ostrých vrškov na Plešivskej planine, v nadloží svetlých a ružovkastých vápencov so šošovkami krinoidových vápencov s brachiopódmi, lastúrnikmi, amonitmi a konodontmi tuvalsko-spodnonorického veku je zachovaných niekoľko lavíc tmavosivých lavicovitých vápencov s rohovcami. Označujeme ich ako aflenzské vápence. Podľa nálezov lamelibranchiát (Kochanová, 1987) najvyššia časť svetlých vápencov je až spodnonorická. Možno usudzovať, že aflenzské vápence sú srednonorické.

519 *hallstattské, dešťanské a pötschenské vápence: ružové, červené a sivé, miestami rohové vápence (norik)*; list: 37 KOŠICE

Najnápadnejším reprezentantom pelagických facií vrchného triasu v silickom príkrove sú hallstattské vápence. Vyskytujú sa sz. a v. od Silickej Brezovej, pri Bohúňove, jv. od Liciniec a v Drienčanskom krase. Väčšie rozšírenie majú na priľahlom maďarskom území.

Litologicky sú to ružové a červenkasté masívne miktirické vápence s vysokým podielom organických zvyškov. Zo sivého a ružovkastého vrstvovitého aj masívneho vápenca z pomerne bohatej konodontovej fauny (Gaál a Mello, 1983) sa preukázal spodný až stredný norik. V hallstattských vápencoch sú pozoruhodné neptunické dajky dvoch generácií s odlišnou výplňou. V oboch typoch je približne rovnaká mikrofauna. Vek výplne puklín v oboch prípadoch je vrchnosevatský. Je to aj najmladší vek preukázaný vo facií hallstattských vápencov. Za najvýznamnejšiu lokalitu sa pokladá chrbát z. od „starých“ lomov v Silickej Brezovej (Mock, 1980b).

Ako dešťanské vápence pomenoval Bystrický (1982) sekvenciu tmavých, miestami až čiernych hrubo- aj tenkolavicovitých vápencov s polohami sivých a čierosivých škvrnitých vápencov s náznakmi hľuznatosti a s charakteristickým „tree bark“ zo žltej, červenej, zelenej a karmínovej farby na povrchu jednotlivých lavíc.

Podľa Bystrického (l. c.) v profile Dešťanky a Kopa leží vápenec priamo na tisoveckom vápenci, v profile Belá na pestrom vápenci, ktorý mu pripomína hallstattský vápenec. Táto informácia je dnes spresnená v tom zmysle, že dešťanský vápenec tu všade leží na hallstattskom vápenci, ktorého spodná časť, tzv. „massiger Hellkalk“, je pre nezasväteného pozorovateľa ťažko odlíšiteľná od tisovského (waxeneckého) vápenca.

Pötschenské vápence v siliciku vyčlenil Havrila (in Havrila a Ožvoldová, 1996; in Havrila a Buček, 1998) v oblasti Ondrejjska a Spišského potoka. Podľa neho ide o sivé a žltosivé, dobre zvrstvené (10 – 30 cm) ílované, ?slabo metamorfované vápence s polohami ílovcov okrovej farby a s rohovcami.

Uvádza z nich konodonty norika: *Metapolygnathus abneptis* (HUCKR.), *M. spatulatus* (HAYASHI), *M. bidentatus* (MOSH.), *M. posterus* (KOZUR ET MOSTL.) a *Gondolella steinbergensis* (MOSHER). Časť týchto vápencov sa v minulosti zaraďovala do föderatskej skupiny. Havrila (l. c.) uvažoval aj o možnej príslušnosti k turnaiku. Zistil ich aj v oblasti Vyšnej záhrady, tu však zreteľne vystupujú ako súčasť stratenskej sekvencie.

520 *dachsteinské dolomity: dolomity so stromatolítmi a megalodontmi (?tuval – norik);*
list: 37 KOŠICE

Dachsteinské dolomity sú svetlosivé, svetlohnedosivé, tmavosivé aj tmavohnedosivé, mikrokryštalické, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10 – 50 cm), väčšinou s rovnými vrstvovými plochami so svetlou sivobiелou patinou. Podliehajú typickému dolomitovému rozpadu. Tmavé variety sú silno bituminózne. Bežne sú prítomné stromatolity.

Biely (in Biely et al., 1988) pre ne použil pomenovanie hlavné dolomity. Vzhľadom na zistenie loferitových cyklov typických pre dachsteinské súvrstvie Havrila (in Mello et al., 2000) dolomity nazval dachsteinský dolomit.

521 *dachsteinské vápence: svetlé rifové a lagunárne vápence (norik);*
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ide o vápence typu wettersteinských vápencov, pri ktorých sa na viacerých lokalitách preukázal norický vek. Dachsteinské vápence predstavujú pestrý súbor organogénnych a organodetrítických vápencov, miestami s prechodmi do onkolitových alebo kalových (mikritických) vápencov.

Rifový komplex budujú nepravidelne rozmiestnené vankúšovité rify (*patchreef*). Vo vzdialenejších častiach od nich vznikali rozmanité variety onkolitových, riasovo-foraminiferových alebo kalových vápencov.

Sivé a tmavosivé celistvé vápence v okolí krinoidovo-lumachelových šošoviek nemožno vždy litologicky ani kartograficky spoľahlivo oddeliť od dachsteinských vápencov. Možno v nich, tak, ako aj v dachsteinských vápencoch, nájsť polohy organodetrítických či organogénnych (korálových) vápencov.

522 *svetlé masívne vápence, nerozlíšené (?anis – ?norik);* list: 37 KOŠICE

Takto je označený komplex svetlých masívnych vápencov v miestach, kde nebolo možné odlíšiť wettersteinské a steinalmské, prípadne až dachsteinské vápence, či už pre nedostatok organických zvyškov, alebo preto, lebo medzi nimi nie sú vyvinuté vápence panvového alebo svahového typu. Je to najmä v území jz. od Dobšinskej ľadovej jaskyne, v. od Novoveskej Huty a na prevažnej časti Galmusu, hoci tu dominujú wettersteinské vápence. Vo východnej časti územia listu Košice – medzi Kojšovom a Opátkou – k tomuto komplexu zaraďujeme vápencové bralo Murovanej skaly.

523 *tisovecké (waxenecké) a furmanecké vápence: svetlé masívne vápence (jul – tuval);*
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Wettersteinské vápence na mnohých miestach Slovenského krasu bez prerušenia, resp. bez akejkoľvek viditeľnej hranice prechádzajú do julsko-tuvalských vápencov, ktoré sa označujú ako tisovské (waxenecké) (Krystyn et al., 1990). Ich vymedzenie je často subjektívne. Najväčšiu šancu ponúkajú pomerne vzácne sa vyskytujúce vrchnotriasové dasykladaceá, ktoré podľa Bystrického (1967a, 1972) zasahujú do julu a podľa Kozura a Mocka (1974b) až do spodného tuvalu.

V najvyššej časti wettersteinských vápencov sa vyskytuje niekoľko šošoviek hnedých pizolitických a onkolitových vápencov s hojnými zvyškami echiníd (nápadné sú najmä ostne ježoviek) a veľkých krinoidových článkov. Ide o šošovkovitý výskyt vápencov korelovateľných s vápencami, ktoré na Schneetalpe tvoria (spolu s bridlicami) bezprostredné podložie waxeneckých vápencov a sú odrazom reingrabenského „eventu“.

524 *lunzske vrstvy: tmavé bridlice a pieskovce (jul – ?tuval);* list: 37 KOŠICE

Lunzske vrstvy zložené z tmavých bridlic a hrdzavých pieskovcov tvoria vo vernárskom príkrove nesúvislý šošovkovitý horizont uprostred dolomitov.

525 „mürztalské“ vrstvy (tmavé vápence s polohami bridlíc) a reingrabenské bridlice (jul);
list: 37 KOŠICE

Názov „mürztalské“ vrstvy použil Bystrický (1982). Reprezentujú ich tmavé, spravidla lavicovité vápence s polohami tmavých bridlíc, identických s reingrabenskými bridlicami. Z vápencov sú známe hojné výskyty konodontov, pomocou ktorých sa spoľahlivo preukázal ich karnský vek.

Hoci v prípade reingrabenských bridlíc nejde v pravom zmysle slova o panvový či svahový sediment, predsa náhla sedimentácia tmavých až čiernych bridlíc, miestami s vložkami pieskovcov, v tomto období svedčí o vážnom zásahu do režimu sedimentácie podstatnej časti strednotriasovej karbonátovej platformy a o zmenách sedimentačného prostredia. Ich sedimentácia je odrazom významnej tektonickej a klimatickej udalosti, ktorá sa označuje ako „reingrabenský event“.

526 wettersteinské dolomity: svetlé masívne dolomity (ladin – kordevol);
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Wettersteinské dolomity vo wettersteinských vápencoch silického príkrovu sa svojim výskytom obmedzujú len na niektoré oblasti. V spodnej časti wettersteinských vápencov vytvárajú mohutné telesá.

Podobne ako v prípade steinalmských dolomitov ide o diagenetické dolomity, ktoré vznikli z wettersteinských vápencov. Svedčia o tom miestami zachované relikty pôvodných štruktúr.

527a wettersteinské vápence: svetlé masívne vápence, nerozlíšené (ladin – kordevol);
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Wettersteinské vápence sa podobajú steinalmskému vápencu. Sú prevažne biele, bielosivé a masívne, ale na rozdiel od steinalmských vápencov majú ladinsko-kordevolský vek. Budujú rozsiahle planiny Slovenského krasu a Slovenského raja a dosahujú značnú hrúbku (800 až 1 200 m). Sú najvýznamnejšou formáciou triasovej karbonátovej platformy.

Wettersteinské vápence sú neobyčajne bohaté na skameneniny (Bystrický, 1964; Mello, 1974, 1975b; Kochanová, Mello a Siblík, 1975), na základe ktorých ich možno rozdeliť na rifové a lagunárne. Zostalo len málo oblastí, kde sú nerozlíšené.

Wettersteinské vápence tvoria litofaciálne značne premenlivé súvrstvie. Vápence sú prevažne masívne, s organodetrítickou štruktúrou. Môžeme ich klasifikovať ako biosparity, resp. *wackestone*.

527b wettersteinské vápence: svetlé masívne vápence, rifové (ladin – kordevol);
list: 37 KOŠICE

Vo wettersteinských vápencoch možno nájsť rozsiahle telesá rifových vápencov (Mello, 1974, 1975a).

V častiach wettersteinských vápencov medzi úlomkami skeletov organizmov dominujú úlomky rifotvorných organizmov. Medzi nimi sú zastúpené úlomky koralov, vápnitých hubiek a rozličné druhy problematik. Nachádzajú sa v nich aj foraminifery typické pre rifovú oblasť, ktoré poukazujú na ladinský až karnský vek. Pre predrifovú oblasť je charakteristický výskyt evinospongiových štruktúr.

527c wettersteinské vápence: svetlé masívne vápence, lagunárne (ladin – kordevol);
list: 37 KOŠICE

Rifové vápence smerom do nadložia prechádzajú do lagunárnych variet. Pre ne je charakteristické zastúpenie úlomkov dasykladaceí a iných rias, tiež stromatolitov a onkolitov. Riasové wettersteinské vápence však majú omnoho menšie rozšírenie ako rifové (Bystrický, 1964).

528 *wettersteinské, krinoidové a steinalmské vápence, nerozlišené (anis – karn);*
list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Krinoidové vápence v príkrove Drienka tvoria litofaciálne značne premenlivé súvrstvie. Vápence sú lavicovité aj masívne, krinoidové články v nich sú miestami jediné bioklasty. Vertikálne aj laterálne prechádzajú do celistvých vápencov rôznych odtieňov (od tmavosivých až po bielosivé), v ktorých sa krinoidové články vyskytujú len sporadicky alebo vytvárajú nepravidelné hniezda a šmuhy. Obsahujú úlomky rozličných lastúrníkov, ulitníkov, drobných dasykladaceí a ramenonožcov. Podľa pozície a vzácneho nálezu druhu *Diplopora annulatissima* PIA, ktorý pochádza z tmavých organoklastických vápencov, Bystrický (1964) zaradil súvrstvie do ilýru.

Steinalmské vápence, nerozlišené. – Nad gutensteinskými vápencami leží asi 20 – 50 m hrubá vrstva svetlých masívnych vápencov. Majú organodetrítickú štruktúru a zodpovedajú wettersteinským vápencom. Na rozdiel od nich však majú aniský vek. Dokazujú to fosílie, ktoré sa v nich nachádzajú. Spočiatku to boli nálezy ramenonožcov (Pevný in Losert, 1963). Bystrický (1964) a Bystrický a Biely (1966) určili dasykladaceá, ktoré dokazujú aniský vek steinalmských vápencov.

529 *reiflinské a raminské vápence (sivé lavicovité vápence), argility a tufity (anis – ladin);*
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

V nadloží steinalmských alebo schreyeralmských vápencov vystupujú sivé a tmavosivé lavicovité hľuznaté vápence obsahujúce miestami viac, inde menej konkrécií tmavosivých rohovcov.

V južnejších štruktúrach silického príkrovu začiatok sedimentácie reiflinských vápencov spadá do obdobia začiatku riftingu v meliatiku a turnaiku, teda do pelsónu. Svedčia o tom nálezy pelsónskych konodontov (Gaál a Mello, 1983).

Vo forme niekoľkokocentimetrových až decimetrových vrstvičiek uprostred reiflinských vápencov a zelených pelitických bridlíc sú známe polohy argilitov a tufitov (Bystrický in Fusán et al., 1962).

Raminské vápence majú zvyčajne sivú alebo sivohnedú farbu. V podloží masívnych wettersteinských vápencov sa zistili lavicovité organodetrítické (alodapické) vápence svetlých farieb. Označujú sa ako lavicovité wettersteinské vápence (Mello, 1975b).

530 *nádašské a schreyeralmské vápence: červené a ružové lavicovité vápence (ilýr – fasan);*
list: 37 KOŠICE

Nádašské vápence sú ružovkasté, sivé, svetlé aj hnedasté, celistvé aj organodetrítické. Priopomínajú schreyeralmské vápence, ale chýba im výrazné červené a ružové sfarbenie, lavicovitost', hľuznatost' a rohovce. Veľmi typický je výskyt štruktúr typu stromataktis.

Mikrofaciálne sa odlišujú tak od podložných riasových steinalmských vápencov, ako aj od nadložných wettersteinských vápencov.

Schreyeralmské vápence sú lavicovité aj doskovité, svetlé, bledoružové aj červené. Povrch lavíc je hladký aj hľuznatý. Niektoré lavice obsahujú sýtočervené rohovcové konkrécie rôznej veľkosti.

Podľa amonitov, konodontov a brachiopódov majú schreyeralmské vápence ilýrsky až spodnofasanský vek.

531 *steinalmské dolomity: svetlé masívne dolomity (pelsón – ilýr);* list: 37 KOŠICE

Steinalmské dolomity tvoria buď nepravidelné polohy v rôznych častiach steinalmských vápencov, alebo takmer súvislú bázu steinalmských vrstiev. Sú prevažne drobnokryštalické – cukrovité. Prechody do svetlých vápencov sú často pozvoľné. V dolomitoch možno pozorovať dolomitizované reliktu organodetrítických vápencov a naopak, svetlé vápence sú často dolomitizované.

532 steinalmské vápence: svetlé masívne, menej lavicovité vápence (bityn – ilýr);

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Steinalmské vápence sú masívne, veľmi vzácne hrubolavicovité, prevažne svetlé až bielosivé, miestami ružovkasté. Ako nepravidelné polohy, resp. telesá nepravidelného tvaru a rôznej veľkosti sa v nich nachádzajú svetlosivé až bielosivé cukrovité dolomity.

Najvýznamnejšie skupiny skamenenín na stratigrafiu steinalmských vápencov sú dasykladacey a foraminifery. Sú tu zastúpené prakticky všetky druhy a rody, ktoré poukazujú na aniský vek.

533a gutensteinské súvrstvie: tmavé vápence (egej – bityn); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Gutensteinské tmavé vápence. – Nadložíťm verfénskeho súvrstvia alebo šošoviek rauvakov a brekcií sú spravidla hrubolavicovité, zriedkavejšie až doskovité tmavosivé a čierne vápence s charakteristickými žilkami bieleho kalcitu. Povrch lavíc je rovný, iba miestami sú na ňom nerovnosti pripomínajúce hieroglyfy a fukoidy, známe z vápencov najvyššej časti verfénskeho súvrstvia. Miestami sú vápence ťľakaté a pripomínajú „červíkovité vápence“, prípadne sú pseudoolitické, s navetranými drobnými gastropódmi. Ako polohy obyčajne v najvyšších partiách v nich vystupujú svetlosivé a ružové alebo červené lavicovité až doskovité vápence. Vyskytujú sa aj polohy dolomitov, v niektorých profiloch sa dolomity a vápence striedajú.

533b gutensteinské súvrstvie: tmavé dolomity (egej – bityn); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Gutensteinské dolomity sivých až tmavosivých odtieňov vystupujú nielen ako polohy v gutensteinských vápencoch, ale na mnohých miestach aj ako samostatný, dobre odlišiteľný člen v nadloží gutensteinských vápencov. Podobne ako v gutensteinských vápencoch, aj v dolomitoch sa vyskytujú polohy červených vápencovo-dolomitových a hematitových brekcií (Mello, Reichwalder et al., 1977).

V samotných dolomitoch sa nezistili skameneniny, okrem neurčiteľných zvyškov foraminifer. Podľa pozície v nadloží gutensteinských vápencov a v podloží svetlých vápencov pelsónu je však zrejme, že vrstvy dolomitov patria do spodného anisu (egej a bityn).

533c gutensteinské súvrstvie: nečlenené (egej – bityn); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ako nečlenené gutensteinské súvrstvie je znázornené v tých územiach, kde neboli rozčlenené vápence a dolomity pre veľmi nepravidelne vzájomné striedanie. Litologická charakteristika súvrstvia je identická ako pri gutensteinských vápencoch a dolomitoch, v závislosti od toho, ktoré vrstvy prevládajú.

Verfénske súvrstvie

534 sinské vrstvy: slieňovce, vápence a bridlice, rakovnické oolitové vápence (vrchný namal – spodný spat); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Najvyššiu časť spodnotriasového verfénskeho súvrstvia zastupujú sinské vrstvy. Sú to monotónne vrstvy sivých, do špinavožltá zvetrávajúcich slienitých bridlíc a sivých a tmavosivých lavicovitých a doskovitých vápencov, resp. slienitých zelenkavých vápencov, ktoré boli známe ako „kampilské“ vrstvy.

Vrstvy, rozšírené takmer všade pod strednotriasovým karbonátovým komplexom silického príkrovu, sú neobyčajne bohaté na skameneniny. Pomocou amonitov je veľmi dobre doložená prítomnosť spodného a stredného spatu. Najvyšší spat už podľa všetkého zaberajú prechodné a gutensteinské vrstvy.

Litologicky, podobne ako v silickojablonických vrstvách, ide o sediment zložený z troch zložiek: pelitickej, karbonátovej a (na rozdiel od nich) iba sporadicky psamitickej. Prevládajúce farby sú sivá a zelená.

Mikroskopický obraz vrstiev je pomerne monotónny: od pelitických, subparalelne usporiadaných štruktúr bridlíc a slienitých vápencov po mikritovú štruktúru kalových vápencov. Sprestrením sú iba piesčité polohy alebo laminy, sklzové štruktúry, výskyt foraminifer alebo krinoidových lamín (Mello, 1970).

Rakovnícké oolitové piesčité vápence sa sústreďujú najmä do šošoviek. Aj keď vrstvy ako celok nie sú na fosílie také bohaté ako sinské vrstvy, nálezy fauny v nich predsa len poskytli značné množstvo fosílií, najmä lamelibranchiát a gastropódov. V najvyššej časti sinských vrstiev lokálne prevládajú tmavosivé lavicovité, často laminované alebo červíkovité vápence, dosť podobné gutensteinským.

535 silickojablonické a bodvasilašské vrstvy: pieskovce, piesčité vápence a bridlice (griesbach – spodný spat); list: 37 KOŠICE

Silickojablonické vrstvy sú zastúpené najmä v okolí Silickej Jablonice, podľa ktorej boli nazvané.

Litologicky sú to hnedočervené a červené sľudnaté bridlice, pieskovce a rozličné typy doskovitých a lavicovitých, obyčajne piesčitých vápencov. Skameneniny sú pomerne časté v pieskovcoch aj bridliciach. Dosahujú tu hrúbku asi 300 m.

Keďže sa našli amonity typické pre spat (Bystrický, 1955a, 1957d, 1964), silickojablonické vrstvy sa na základe superpozície a nálezov amonitov zaraďujú do namalu – spodného spatu.

Bodvasilašské vrstvy sú pestré pieskovcovo-bridličnaté vrstvy. Názov bol kodifikovaný na príľahlom maďarskom území (Kovács et al., 1989) ako „Bodvaszilas Sandstone Formation“ namiesto termínu „seiské“ vrstvy, dovtedy bežne používaného v geologickom žargóne (i v literatúre).

Pozostávajú z pestrých pieskovcov a bridlíc (červených, fialových, zelených a sivých), miestami silno sľudnatých, a majú vcelku veľmi monotónny „flyšoidný“ ráz (streidanie pieskovcov, prevažne gradačne zvrstvených, a bridlíc). Miestami sa na povrchu pieskovcov alebo bridlíc vyskytujú hieroglyfy, stopy po dažďových kvapkách a krížové zvrstvenie.

536 verfénske súvrstvie, nerozčlenené: prevažne fialové bridlice a pieskovce (skýt); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ako nerozčlenené je verfénske súvrstvie znázornené v tých územiach, kde mierka mapy neumožňovala podrobnejšie členenie. Litologická charakteristika súvrstvia je identická ako pri bodvasilašských a sinských vrstvách, v závislosti od toho, ktoré vrstvy prevládajú.

537 kremité porfýry, ryolity, ich tufy a tufity (skýt); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

O stratigrafickom zaradení súvrstvia stále panujú nejasnosti. Niektorí autori dokonca spochybnili aj ich príslušnosť k tektonickej jednotke. Vzhľadom na ich spoločné vystupovanie so sedimentmi spodného triasu, zaraďovanými k vernárskemu príkrovu, by nemali byť pochybnosti o ich tektonickej príslušnosti a ich spodnotriasovom veku. Treba však povedať, že sa priradzovali skôr k vrchnej, resp. strednej časti spodného bridličnato-pieskovcového súvrstvia spodného triasu (Maheľ, 1957a), t. j. k bodvasilašským vrstvám. Vzhľadom na ich vystupovanie v bezprostrednom podloží karbonátov vernárskeho príkrovu sa zdá, že sú aj mladšie. Kontakt sedimentov spodného triasu a karbonátov je tu však pravdepodobne tektonizovaný, na čo možno usudzovať z redukovaného vystupovania, ba až chýbania gutensteinských vápencov. Kremité porfýry však zreteľne ležia aj v nadloží bridličnatého súvrstvia spodného triasu, ktoré už môže patriť k sinským vrstvám, resp. sa s nimi laterálne zastupujú. Poukazuje to na možnosť ich príslušnosti aj k vyššej časti spodného triasu. Biely (in Biely et al., 1992) zaradil kremité porfýry do skýtu.

TURNAIKUM

TRIAS

538 *pötschenské vápence, tmavé kryštalické a bridličnaté vápence, piesčité sliene (vrchný karn – norik);* list: 37 KOŠICE

Pötschenské vápence sú najcharakteristickejšie a najlepšie stratigraficky doložené vrstvy turnianskeho príkrovu a príkrovu Slovenskej skaly (Mello et al., 1983). Sú to sivé lavicovité rohovcové vápence, doložené konodontmi.

Tmavé kryštalické a bridličnaté vápence a piesčité sliene sa nachádzajú v nadloží vrchnokarnsko-spodnonorických pötschenských vápencov. Keďže ide o priame nadložie rohovcových vápencov upadajúcich smerom na S, je pravdepodobné, že je to najvrchnejší dosiaľ známy vrstvomý člen turnianskej sekvencie veku stredný norik a azda aj rét (Mello, 1979).

539 *dvornícke vrstvy: bridlice, fylity, pieskovce a silicity (?ladin – spodný karn);* list: 37 KOŠICE

V turnianskom príkrove aj v príkrove Slovenskej skaly medzi strednotriasovými a nadložnými vrchnotriasovými vápencami sa vyskytuje súbor tmavých bridlic, niekedy fylitických, s premenlivou hrúbkou, od niekoľko metrov až do 300 m. Prevládajú zelenosivé bridlice s hnedými škvrnami, miestami, najmä v spodných častiach, v nich možno nájsť aj polohy zelenosivých silicitov. Zistila sa v nich bohatá asociácia palynomorf (Planderová in Mello et al., 1983) poukazujúca na vek ladin – spodný karn.

Bridlice sú viac fylitizované, pieskovce, miestami až kvarcity, sú hojnejšie. Ojedinele sa nájdu aj šošovky hnedastých kryštalických piesčitých vápencov.

K dvorníckym vrstvám patria aj sivozelené bridlice až siltovce s prímiesou vulkanického materiálu popolovej frakcie.

540 *reiflinské vápence: tmavosivé rohovcové vápence (fasan – kordevol);*

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Litologicky sú to sivé rohovcové i bezrohovcové vápence s ojedinelými medzivrstvičkami zelených bridlic a ?tufitov, z ktorých sa získala ladinská konodontová mikrofauna (Mello a Mock, 1977). Z mikrofaciálneho hľadiska ide o typické nemetamorfované reiflinské vápence (mikrity s filamentmi a ojedinelými rádioláriami).

541 *nádašské a žarnovské vápence: červené a ružové lavicovité vápence (anis – kordevol);*

list: 37 KOŠICE

Nádašské vápence sú ružové lavicovité vápence (ladin – kordevol). Zistili sa iba v šupine Stráne v príkrove Slovenskej skaly sz. od obce Gemerské Teplice. Ide o červené a slabo ružové lavicovité rohovcové vápence, ktoré ležia bezprostredne na steinalmských vápencoch, len zriedka sa medzi nimi nájde niekoľko lavíc sivých vápencov.

Ich stratigrafické rozpätie zatiaľ nie je známe, možno však predpokladať, že majú vrchnoaniský až spodnoladinský vek. V tejto mierke mapy sa nedajú kartograficky znázorniť.

Žarnovské vápence sú červené lavicovité vápence (pelsón – fasan). Ide o ďalšiu spoločnú litostratigrafickú jednotku, charakterizovanú v rámci jednotky meliatika. Treba uviesť, že v turnaiku okrem tejto lokality v Žarnove nepoznáme ďalšie výskyty. Ani tu sa v tejto mierke mapy nedajú kartograficky znázorniť.

542 *hončianske vápence: kryštalické vápence, miestami dolomitizované (bityn – pelsón);*

list: 37 KOŠICE

Ide o ďalší veľmi charakteristický a najvrchnejší člen predriftového štádia turnaika, meliatika a príkrovu Bôrky. Vytvárajú morfológicky nápadné vyvýšeniny a bradlá. Sú svetlé až biele, nevrvstvité, na povrchu skrasovatené a podľa chemických analýz vysoko čisté. Obsahujú však polohy žltkavých dolomitov.

543a *gutensteinské vápence, b) dolomity (spodný anis: egej – spodný bityn);* list: 37 KOŠICE

Gutensteinské vápence sú menej rozšírené ako dolomity a sú slabo metamorfované. Vo vlastnej šupine Slovenskej skaly tvoria iba niekoľkometrové šošovky uprostred dolomitov. Z nich boli určené foraminifery poukazujúce na spodnoaniský vek.

V turnianskom príkrove je metamorfóza vápencov silnejšia. Na analógiu s gutensteinskými vápencami možno usudzovať iba na základe spätosti s menej postihnutými gutensteinskými dolomitmi. Ide o tmavé doskovité kryštalické vápence, miestami však aj v nich možno nájsť menej rekrystalizované partie. Hrúbka vrstiev je 2 – 40 m.

543b *gutensteinské dolomity (spodný anis: egej – spodný bityn);* list: 37 KOŠICE

Ide o veľmi charakteristické oporné vrstvy, ktoré aj napriek nedostatku skamenenín možno zaradiť do spodného anisu, a to na základe analógie so susednými jednotkami. Sú to sivé a tmavosivé jemnozrné, často zreteľne doskovité dolomity. Ničím sa nelíšia od gutensteinských dolomitov silického príkrovu. Dosiaľ sa v nich nenašli žiadne fosílie. Hrúbka je 40 – 200 m.

V turnianskom príkrove sa okrem typických sivých dolomitov častejšie nachádzajú aj žltkasté dolomity. Sú prevažne drobnozrné, majú mozaikovitú štruktúru, ale nájdu sa aj úplne afanitické variety.

Zo šupiny turnianskeho príkrovu pri Hačave sú známe aj červené detritické vápence a zlepenec (anis) v záreze cesty na Jasovskú planinu. Vzdialene pripomínajú richthofenské konglomeráty Južných Álp.

544 *jelšavské vrstvy (slietňovce), paklianske piesčité vápence a rauvaky (?namal – spat);* list: 37 KOŠICE

Spodnotriasové vrstvy v turnaiku reprezentujú paklianske piesčité vápence a jelšavské vrstvy. Odlišný charakter bodvasilašských a sinských vrstiev je spôsobený nielen metamorfným postihnutím, ale aj primárne čiastočne odlišným látkovým zložením a odlišným stratigrafickým rozpätím.

Jelšavské vrstvy sú bridličnaté vápence s medzivložkami chloritických bridlíc. Ide o veľmi charakteristické a ľahko poznateľné vrstvy. Hornina je svetlosivá, zelená alebo žltozelená. Striedajú sa v nej laminy alebo hľuzy svetlých kryštalických vápencov s laminami chloritických bridlíc, ktoré sú často detailne zvrásnené.

Mineralogické zloženie vzoriek s piesčitou prímесou je veľmi podobné ako pri predchádzajúcich vrstvách, zrná sú však menšie a na zložení sa vo väčšej miere podieľajú aj väčšie hypidiorfórné plagioklasy.

Vrstvy neposkytli žiadne fosílie. Do vrchnej časti spodného triasu sa zaradili na základe pozície vo vrstvovom slede a na základe analógie s nemetamorfovanými sinskými a sinpeterskými vrstvami silického príkrovu.

Paklianske piesčité vápence. – Ide o hnedé, žltohnedé a niekedy aj sivé piesčité lavicovité vápence, miestami až vápnité pieskovce. Zaradujú sa do štítnického súvrstvia gemerika. Vrstvy dosahujú značné rozšírenie a zrejme aj značnú hrúbku, 100 – 150 m.

Z vrstiev sa dosiaľ nezískali žiadne fosílie. Do spodného triasu sa zaradili na základe pozície vo vrstvovom slede a na základe analógie so silicokjablonickými vrstvami silického príkrovu.

Rauvaky, pestré brekciovité vápence a dolomity podobne ako v silickom príkrove vystupujú na rozhraní medzi spodnotriasovým verfenským súvrstvom a gutensteinským súvrstvom. Pestrosť súvrstvia je podmienená pravdepodobne tak sedimentárne, ako aj neskoršími tektonickými pohybmi medzi dvomi komplexmi s odlišnou kompetentnosťou. Tvoria šošovky hrubé zvyčajne len niekoľko metrov.

545 *sinské slietňovcové vrstvy (?namal – spat);* list: 37 KOŠICE

Vrstvy charakterizuje súbor slienitých bridlíc, ktoré obsahujú šošovky a vložky sivých, lokálne tmavých, často slienitých vápencov. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj sivé dolomity a rauvaky. Časť z nich má pravdepodobne tektonický pôvod. Bridlice sú žltohnedé, sivé alebo

sivozelené, slienité, ale vyskytujú sa aj tenké polohy ílovitých bridlíc. V oblastiach postihnutých metamorfózou obsahujú tmavozelené šmuhy a žilky chloritu. Smerom k podložiu miestami pribúdajú svetlé sludy. Táto litostratigrafická jednotka zodpovedá niekdajším „kampilským“ vrstvám (Kovács et al., 1989).

546 bodvasilašské pieskovce a bridlice (griesbach – ?namal); list: 37 KOŠICE

Z litologického a petrografického hľadiska vrstvy tvoria pestré ílovité, aleuritické až piesčité bridlice, ktoré obsahujú nepravidelné polohy pieskovcov. Spodnú časť budujú stredno- až jemnozrnné pieskovce až kvarcity striedajúce sa s jemne piesčitými kremitými a ílovitými bridlicami. Vo vyššej časti sa miestami objavujú aj tenké slienité vložky. Pieskovce sú najčastejšie sivé, zriedkavejšie červenkasté. Petrograficky zodpovedajú kremenným drobám. Spodnotriasový vek dokazujú lastúrniky (Bystrický, 1964). Vrstvy dosahujú hrúbku 400 – 600 m a tvoria najmä široké pásma smeru VSV – ZJZ v sásanskej a brusníckej antiklinále. Bridlice sú rôznej farby a zrnitosti, striedajú sa fialové bridlice so zelenými. Objavujú sa aj hrubé polohy sivých, miestami až tmavosivých bridlíc.

PERM A KARBÓN

Na základe výsledkov z vrtu BRU-1 v brusníckej antiklinále (Vozár et al., 1989) boli charakterizované litostratigrafické jednotky bazálnej časti jednotky turnaika (Vozárová, 1992; Vozárová a Vozár, 1992) a vymedzené dve samostatné súvrstvia, brusnícke a turiecke, ktoré je doložené aj biostratigraficky na základe konodontov (Ebner et al., 1990).

PERM

Brusnícke súvrstvie

547a bridlice, pieskovce s vložkami karbonátov a redeponovaných vulkanoklastických sedimentov; list: 37 KOŠICE

Tieto sedimenty predstavujú vrchnú časť brusníckeho súvrstvia. Charakteristické je striedanie vrstiev drobno- až strednozrnných pieskovcov s prachovcami a piesčitými bridlicami. Jednotlivé vrstvy majú laterálne nerovnomernú hrúbku.

Redeponované intraformačné acidné vulkanoklastiká tvoria tenké, nepravidelne rozmiestnené polohy s hrúbkou 1 – 2 m. Sporadicky sa vyskytujúce tenké šošovky karbonátov obsahujú značnú prímes ílovej a prachovej zložky.

547b pieskovce, polymiktné zlepence a acidné vulkanoklastiká; list: 37 KOŠICE

Sú to červenosivé a fialovočervené hruboklastické, len slabó štruktúrne vytriedené sedimenty. Vystupujú v bazálnych častiach troch veľkých sedimentárnych cyklov. Pieskovce tvoria nerovnomerne hrubé horizonty medzi zlepencami s hrúbkou asi 50 m. Majú typické červenosivé sfarbenie a petrograficky zodpovedajú litickým drobám.

S polohami polymiktných zlepencov sú priestorovo zviazané redeponované acidné vulkanoklastiká. Na základe faciálnej analýzy sa v nich odlišujú uloženiny malých riečnych korýt, zvyšky fosílnych bahnotokov a uloženiny prívalových prúdov a povodňových plošín.

KARBÓN

Turiecke súvrstvie

548 fylity, metamorfované prachovce, parazlepence, redeponované ryolitové vulkanoklastiká a lydity; list: 37 KOŠICE

Celý súbor metasedimentov má výrazné znaky flyšovej sedimentácie. Striedajú sa v ňom uloženiny distálnych turbiditov s uloženinami gravitačných prúdov a sklzov. Vrchná časť sek-

vencie je zložená z čiernych, horizontálne laminovaných fylitov a tmavosivých, obvykle gradačne zvrstvených metapieskovcov. Charakteristické je gradačné usporiadanie horizontálnej laminácie.

Súvrstvie sa koreluje so strednokarbónskym flyšom Hochwipfel v Alpách a s fylitmi Szendrő v rovnomennom pohorí.

MELIATIKUM

JAKLOVSKÁ SEKVENCIA (stredný trias – doger)

549 *rádiolarity, kremité ílovce a pieskovce (bat – kelovej); list: 37 KOŠICE*

Rádiolarity sú čiernej, červenej a žltohnedej farby. Makroskopicky ich často nie je možné odlíšiť od triasových rádiolaritov, ktoré vystupujú v olistolitoch. Rádiolarity vystupujú spoločne s čiernosivými prekremenými ílovcami a polohami jemnozrnných kremenných pieskovcov. Nachádzajú sa v oblasti Ondrejiska.

Jurský, batsko-kelovejský vek sa v nich preukázal na početných lokalitách (Ondrejčková, 1984, 1990; Gawlick a Frisch, 2003).

550 *tmavosivé a pestré bridlice, pieskovce, škvornité sliene, vápence a olistostrómy (lias – spodný malm); list: 37 KOŠICE*

Najcharakteristickejšie, najznámejšie a bezpochyby najrozšírenejšie súvrstvie meliatika sú tmavé bridlice. V spodnej časti, ale aj vyššie, obsahujú polohy pieskovcov (turbiditov), tmavých škvornitých sliňovcov, tmavých rádiolaritov, ale najmä olistostrómové polohy, v ktorých bloky rozličných hornín (olistolity) dosahujú veľkosť od niekoľko cm do niekoľko sto metrov.

Spodnojurské sedimenty pozostávajú najmä z hrubej flyšovej sekvencie zloženej z gradačne zvrstvených pieskovcov, siltovcov, bridlíc, trochu (škvornitých) vápencov a sliňov a olistolitov triasových hornín. Pre strednú juru sú charakteristické turbidity s mnohými olistolitmi triasových hornín. Vložky kremitých bridlíc a lavíc tmavých červených alebo žltohnedých rádiolaritov obsahujú bohatú álenskú až kelovejskú rádioláriovú faunu (Ondrejčková, 1990).

551 *sivé rohovcové vápence (ladin – norik); list: 37 KOŠICE*

V marginálnych častiach sedimentačného priestoru meliatika v karne sedimentovali doskovité až tenkolavicovité sivé až tmavosivé vápence a rohovcové vápence s medzivrstvičkami tmavých bridlíc.

Z podobných vápencov pochádzajú karnské konodonty (Gaál in Mello et al., 1983). Z tmavosivých lavicovitých vápencov s medzivrstvičkami sivých a tmavých bridlíc pochádzajú konodonty poukazujúce na longobard – spodný jul.

Tmavé vápence spolu so svetlými rohovcovými vápencami a vložkami tmavých silicítov sa nachádzajú v komplexe tmavých bridlíc.

552 *serpentinity (trias); list: 37 KOŠICE*

Najbežnejší horninový typ z metamorfovaných hornín triasovej ofiolitovej suity sú serpentinity. Najčastejšie vystupujú v tektonických zónach na hranici dvoch tektonických jednotiek v podobe protrúzií, vo forme úlomkov v evaporitových melanžiac na báze silického príkrovu alebo uprostred jurských meliatských bridlíc (protrúzie, olistolity a šupiny).

Výskumom mezozoických serpentinítov vnútorných Západných Karpát sa zaoberá množstvo prác [napr. Hovorka et al. (1985), ktorá obsahuje aj register všetkých známych výskytov serpentinítov so základnými údajmi]. Výskytom v oblasti Slovenského krasu sa už dávnejšie pripisuje triasový vek, ktorý dnes možno zúžiť na vek ofiolitovej formácie ako celku, teda na ladin – spodný karn (Kozur, 1991).

553 *paleobazalty/glaukofanity (ladin)*; list: 37 KOŠICE

V meliatskej jednotke sú už oddávna známe telesá bázických efuzív. Paleobazalty zmenené na glaukofanity sa zaraďujú do hačavskej formácie príkrovu Bôrky (Reichwalder, 1970; Gaál, 1987). Hovorka a Spišiak (1988) z nich vytvorili samostatnú formáciu Šugovskej doliny.

Z petrografického hľadiska je dôležité uviesť, že pôvodné pyroxény a bázické plagioklasy magmatickej proveniencie sa nezachovali. Asociácia albit – chlorit – rudné minerály zaraďuje dané horniny do skupiny metabazaltov, resp. skupiny zelených bridlíc. Napriek zreteľnej rekryštalizácii pôvodných fáz vulkanických hornín tieto horniny neobsahujú monoklinické amfiboly aktinolitovej, resp. tremolitovej skupiny.

Na bázické vulkanity meliatika sa lokálne priestorovo (a veľmi pravdepodobne aj geneticky) viažu železité (prevažne hematitové) sedimenty (hematitové bridlice, pieskovce a brekcie).

554 *rádiolarity a bazalty (ladin)*; list: 37 KOŠICE

Rádiolarity, červené, zriedkavo zelené pestré kremité bridlice, príležitostne tenké polohy tufitov a doskovité, väčšinou červené vápence s rohovcami, ojedinele so železitými jaspilitmi sa v minulosti označovali ako držkovské vrstvy (Kozur a Mock, 1985). Súčasne s rádiolaritmi vystupujú aj polohy bazaltov (Jaklovce).

Pomocou rádiolárií (a konodontov) Kozur (1991) dokladá, že vankúšovité lávy ofiolitovej sekvencie nie sú nikde mladšie ako kordevol, pretože všade ich prekrývajú strednokarnské a norické pestré rádiolarity s bohatou faunou. Sedimenty poskytli na viacerých ďalších lokalitách bohatú rádioláriovú faunu, ktorá dokladá rozpätie súvrstvia na rôznych lokalitách rôzne, ale celkove od pelsónu až do norika (Ondrejčíková, 1990; Kozur, 1991).

555 *hončianske vápence: svetlé masívne kryštalické vápence (egej – spodný pelsón)*; list: 37 KOŠICE

Ide určite o najtypickejší člen predriftového štádia meliatika. Na nerozoznanie podobné svetlé kryštalické vápence sa však vyskytujú aj v turnianskom príkrove a v príkrove Bôrky.

Ako hončianske vápence (aj s podložnými dolomitmi) ich pomenoval Gaál (1987a). Táto lokalita sa dnes zaraďuje do turnianskeho príkrovu. Termín *hončianske* však netreba opúšťať, pretože na severných svahoch Plešivskej planiny vystupuje niekoľko veľkých bradiel (olistolitov) svetlých kryštalických vápencov uprostred tmavých bridlíc (spolu s glaukofanitmi, tmavými vápencami a silicitmi), teda v komplexe zaraďovanom do meliatika.

Vrchnú hranicu na bityn, maximálne spodný pelsón určujú nálezy pelsónskych konodontov z červených vápencov, ktoré vyplňajú pukliny v svetlých kryštalických vápencoch (Kozur a Mock, 1973a, b). Pukliny vyplnené dajkami červených pelagických vápencov súčasne dokumentujú rozpad karbonátovej platformy a začiatok riftingu.

556 *sivé a žlté dolomity (anis)*; list: 37 KOŠICE

Na viacerých výskytoch hončianskych vápencov v bazálnych častiach možno nájsť polohy dolomitov. Sivé a žlté dolomity s hrúbkou asi 30 m sú však ešte zachované v podloží svetlých vápencov v údolí pod Kurtovou skalou.

557 *melanž meliatika*; list: 37 KOŠICE

Takto sú označené areály rozšírenia meliatika s. s., kde buď pre malú rozlohu, alebo pre veľmi rôznorodé zloženie a množstvo drobných blokov a útržkov nebolo možné vyčleniť jednotlivé litologické zložky.

PRÍKROV BÔRKY

TRIAS – JURA

558 *hačavské súvrstvie: čierne fylity, metapiesskovce, kryštalické vápence, silicity a hematity (vrchný trias – jura); list: 37 KOŠICE*

Najvyššiu časť na viacerých výskytoch príkrovu Bôrky tvoria tmavosivé až čierne, miestami škvrnité nevápnité fylity. Tvoria ich prevažne kremeň a sericit. Na základe prítomnosti tenších polôh metasiltovcov, jemnozrnných metapsamitov a vzácne aj redeponovaných ryolitových vulkanoklastík v nevápnitých metapelitoch možno toto súvrstvie spájať s faciou distálnych turbiditov. Lokálne sú v ňom prítomné tenšie nesúvislé polohy sivých doskovitých vápencov, prípadne bazických metavulkanitov. Ide pravdepodobne skôr o olistolity ako o normálne stratigrafické polohy v tomto súvrství. Toto súvrstvie vystupuje aj v podobe nesúvislých polôh na báze komplexu kryštalických vápencov.

Silicity červenej farby sú vo veľmi blízkom vzťahu s hematitovými bridlicami a so šošovkami svetlých kryštalických vápencov (?olistolity, ?šupiny). Časť silicitov vzhľadom na hojný výskyt rádiolárií možno označiť ako rádiolarity. Sedimentárny charakter hematitových bridlíc a hematitov je zrejмый z častého laminárneho striedania oboch zložiek a silicitov. Hematit vystupuje v sedimentárnych, resp. sedimentárno-efuzívnych rudách v troch formách: disperzný, kryštalický a šupinkový.

Vekové zaradenie silicitov a hematitov bolo rôzne. Z hľadiska dnešných poznatkov je najpravdepodobnejší strednojurský vek.

TRIAS

Dúbravské súvrstvie

559a *chloriticko-sericitické fylity s polohami kryštalických vápencov a metabázických hornín (prevažne metatufity) (pelsón – kordevol); list: 37 KOŠICE*

Vo vyšších častiach komplexov kryštalických vápencov, ale aj vo vyčlenenom komplexe metabazitov, predovšetkým v ich okrajových zónach, miestami vystupujú zmapovateľné polohy výrazne bridličnatých hornín zelenej, sivozelenej až tmavej farby fylitického charakteru. Ide pôvodne o horniny s prímiesou bazického tufitického materiálu, miestami s hojným karbonatickým matrixom. Lokálne obsahujú tenšie polohy bridličnatých kryštalických vápencov, prípadne metabazitov charakteru chloriticko-aktinolitických bridlíc, zriedkavejšie glaukofanitov.

559b *metabázické horniny (prevažne glaukofanity) (pelsón – kordevol); list: 37 KOŠICE*

Azda najtypickejšia litostratigrafická jednotka, prítomná na všetkých výskytoch, sú metabázické horniny. Ide o pestrú škálu metamorfovaných vulkanických a vulkanoklastických bazických hornín. Vyznačujú sa veľkou variabilitou petrografických typov, od metabazaltov cez zelené bridlice až po glaukofanity. Táto variabilita okrem východiskového zloženia hornín je predovšetkým odrazom meniacich sa podmienok metamorfózy od faciie zelených bridlíc po faciú glaukofánových (modrých) bridlíc, pravdepodobne tak počas prográdnej, ako aj retrográdnej fázy metamorfózy. Metamorfózu týchto hornín, ale aj ostatných litostratigrafických jednotiek príkrovu Bôrky spájame so subdukčno-akrečným procesom v etape uzatvárania meliatskeho oceánu počas jury. Okrem efuzívnych ekvivalentov sú v obmedzenom rozsahu prítomné aj hrubozrnejšie variety gabrového charakteru, predovšetkým v oblasti Bôrky.

559c sivozelené a svetlé bridličnaté kryštalické vápence s vulkanickým materiálom (pelsón – kordevol); list: 37 KOŠICE

Bridličnaté kryštalické vápence sú hojne rozšírený litologický typ. Klastický materiál má prevažne vulkanogénny pôvod. Jeho podiel a forma vystupovania v karbonátovom matrice sú značne premenlivé. Vyskytuje sa od pravidelnejšie rozptýleného jemnozrnného tufového materiálu cez súvislejšie tufové polohy vo vápencoch až po fragmenty, prípadne súvislejšie polohy bazaltových láv. Charakter prítomnosti vulkanického materiálu v karbonatických horninách poukazuje aspoň na čiastočnú synchrónnosť bázeickej vulkanickej aktivity a karbonátovej sedimentácie (Reichwalder, 1970), prinajmenšom v počiatočných štádiách vulkanizmu. V dôsledku variability pôvodného zloženia aj metamorfných prejavov existuje široká škála hornín odlišujúcich sa tak mineralogickým zložením, ako aj štruktúrnymi a textúrnymi charakteristikami.

Najrozšírenejší typ sú sivozelené až hnedasté, viac alebo menej intenzívne bridličnaté kryštalické vápence. Zriedkavejšie sú zastúpené kryštalické vápence so zachovanými súvislejšími polohami vulkanoklastického materiálu. Tie sú veľmi často veľmi intenzívne zvrásnené, pričom často možno pozorovať maximálne dva časovo aj kinematicky odlišné typy vrásových štruktúr. Charakteristické je selektívne zvetrávanie vulkanoklastického materiálu na povrchu týchto vápencov.

559d serpentinity (?ladin – spodný karn); list: 37 KOŠICE

Súčasťou subdukčno-akrečného komplexu príkrovu Bôrky sú aj telesá serpentinitov, hojne sa vyskytujúce na báze tektonických šupín. Z územia regiónu Slovenského krasu sú známe iba menšie telesá. Teleso serpentinitu je známe aj zo sedla v. od Slovenskej skaly a veľké teleso zastihol aj vrt jz. od Rozložnej. Drobné výskyty, pravdepodobne v príkrovovej pozícii, sú známe aj z. od Štítnika. Otázne je postavenie serpentinitov na rožňavskom zlome v údolí Miglinc (?príkrov Bôrky – ?meliatikum s. s.).

559e svetlé kryštalické vápence – mramory (spodný anis – spodný pelsón); list: 37 KOŠICE

Predstavujú najcharakteristickejší a najhojnejšie rozšírený litostratigrafický člen. Sú svetlé či biele, nevrstvovité, na povrchu skrasovatené a pomerne intenzívne rozpukané. Tvorí morfológicky nápadné kopce a dosahujú hrúbku rádovo desiatky až prvé stovky metrov. Stratigrafický vek kryštalických vápencov sa nepreukázal. V dôsledku intenzívnej metamorfózy je to pochopiteľné. Svojím vzhľadom, zložením aj pozíciou vo vrstvovom slede sú analogické so svetlým kryštalickým vápencom v priľahlých tektonických jednotkách (turniansky príkrov, meliatikum). Tam je ich stratigrafický rozsah limitovaný prítomnosťou červených vápencov pelsónskeho veku, vyplňajúcich neptunické dajky v svetlých kryštalických vápencoch alebo tvoriacich ich bezprostredné stratigrafické nadložie. Pri týchto vápencoch aj v príkrove Bôrky predpokladáme preto stratigrafický rozsah anis – spodný pelsón.

559f žltkasté zrnité dolomity, miestami bunkovité (rauvalky) (spodný anis); list: 37 KOŠICE

Na viacerých miestach vystupujú v najspodnejšej časti komplexu svetlých kryštalických vápencov tenšie (hrubé max. 10 m), šošovkovito sa vyklinujúce polohy jemnozrnných až celistvých lavicovitých a nevrstvovitých dolomitov hnedastej alebo žltkastej farby s typickým dolomitovým zvetrávaním a ostrohranným rozpadom. Často majú bunkovitú textúru (rauvalky), pričom jej pôvod môže byť v niektorých prípadoch tektonický. Styk dolomitov s podložíom je takmer výlučne tektonický. Polohy týchto dolomitov z litofaciálneho hľadiska predstavujú začiatok karbonátovej sedimentácie. Dolomity predstavujú charakteristické oporné súvrstvie, litostratigraficky korelovateľné s gutensteinskými dolomitmi susedných tektonických jednotiek (najmä turnianskeho príkrovu).

560 jelšavské vrstvy: dynamometamorfované zelené slieňovce a pieskovce (skýt);
list: 37 KOŠICE

Sú charakteristickým členom príkrovu Bôrky, ktorý považujeme za metamorfný ekvivalent vyššej časti verfénskeho súvrstvia. Laminárne alebo rôzne nepravidelne sa v nich striedajú rekryštalizované vápence s vložkami sivých a zelených bridlíc a ?vulkanického materiálu (dnes prevažne chlority). Vyznačujú sa charakteristickým „kôrovitým“ zvetrávaním.

V území so zložitou tektonikou je často problematické ich odlišenie od vrstiev 559a, pretože metamorfne postihnuté vrstvy sú navzájom veľmi podobné.

PERM

561 bučinské súvrstvie: metamorfované ryolitovo-dacitové vulkanoklastiká, ryolity-dacity a zmiešané piesčito-zlepenkové sedimenty (nečlenený perm); list: 37 KOŠICE

Bučinské súvrstvie je zložené predovšetkým z blastofelzicitických metaryolitov-dacitov a ich vulkanoklastík, asociovaných len s malým množstvom siliciklastických sedimentov, metapieskovcov a metazlepenčov. Podľa chemického zloženia patria tieto vulkanity k vápenato-alkalickej, peraluminiovej skupine magmatitov. Je pre ne charakteristický veľmi vysoký obsah B (med. hodn. = 887 ppm), miestami zvýšený obsah Zr a strmý sklon distribučnej krivky REE.

Pre celý súbor hornín bučinského súvrstvia je charakteristická veľmi intenzívna silicifikácia. Štruktúrno-deformačné prepracovanie má rovnaký charakter ako v jasovskom súvrství. Dominuje intenzívna „stretching“ lineácia, duktilné vytiahnutie a sploštenie klastov. Indexy kryštalinity illitu zistené v metapelitoch, ktoré tvoria ojedinelé polohy v bučinskom súvrství, indikujú teplotu vyššiu ako 300 °C (nepubl. údaje). Vysoký obsah seladonitovej zložky vo svetlej slúde indikuje taktiež vyšší tlak. Zhoduje sa to s ostatnými údajmi získanými z metasedimentov jasovského súvrstvia.

V horizonte bučinského súvrstvia v oblasti k. Bučina na západných výskytoch aj k. Golát na východných výskytoch sa okrem intenzívnej turmalinizácie zistili aj koncentrácie apatitu, s ktorými bola asociovaná U mineralizácia (Tréger, 1973; Rojkovič, 1997).

562 Jasovské súvrstvie list: 37 KOŠICE

Jasovské súvrstvie je litologicky monotónne, zložené z metazlepenčov, metapieskovcov a bridlíc, len s ojedinelými telesami ryolitov a ryolitových vulkanoklastík. Obliakový materiál v metazlepencoch, ako aj klastické zrná v metapieskovcoch tvorí predovšetkým kremeň. Len málo rozlíšiteľných litoklastov tvoria úlomky kyslých vulkanitov (synsedimentárnych) a jemnozrných metakvarcitov. To je základná podobnosť so sedimentmi rožňavského súvrstvia. V spodnej časti jasovského súvrstvia (oblasť Jasova) sú prítomné malé telesá ryolitov-dacitov a acidných vulkanoklastík.

Jasovské súvrstvie má výrazné odlišnosti v stupni štruktúrno-deformačného prepracovania. Výrazné zbridlíčnenie a „stretching“ lineácia a deformácia klastov v duktilných podmienkach sú charakteristické. V metasedimentoch sa zistili tieto minerálne asociácie: Ms + Pg + Ab, Cl_d + Chl + Ms + Pg, Chl + Ms ± Bt, Chl + Grt + Ms ± Bt. Vysokotlaková, prográdna časť regionálnej metamorfózy je zachovaná v reliktoch muskovitu s vysokým obsahom seladonitovej zložky. Bola doložená na základe chemického zloženia aj hodnôt b₀ svetlej slúdy (Arkai a Kovács, 1986; Mazzoli et al., 1992, 1998). Na základe minerálnych indikátorov teplota a tlak piku alpínskej metamorfózy boli odhadnuté na 500 °C a 12 kbar. P-T podmienky regresnej vetvy regionálnej metamorfózy udávajúce aj podmienky exhumácie zodpovedali približne 400 °C a tlaku 0,5 kbar (Mazzoli et al., 1998). Tieto údaje sú zhodné s tými, ktoré sa získali z komplexu glaukofanitov (Faryad, 1995, 1998; Faryad a Henjes-Kunst, 1995, 1997).

Na mape sú vymedzené:

562a fylity, metapieskovce a metazlepence; list: 37 KOŠICE

Fylity sú jemnozrnné horniny s výraznou bridličnatou textúrou, s dvojitým systémom priečnej kliváže. Metapieskovce sú zviazané s výskytmi oligomiktných zlepencov, s ktorými sa pozvoľna zastupujú. Výrazne plošne paralelná textúra je, navyše, porušená dvojitým systémom priečnej kliváže. Farba metapieskovcov je svetlosivá a svetlozelenosivá. Intenzívna tlaková deštrukcia klastických zŕn takmer úplne zastrela pôvodné sedimentárne znaky.

562b metamorfované ryolity a ich tufy; list: 37 KOŠICE

Evidentne prevládajú ryolity nad vulkanoklastikami. Metaryolity majú drobnoporfýrickú štruktúru s obsahom výrastlíc do 30 %. Výrastlice tvorí kremeň a plagioklas albitovo-oligo-klasového zloženia.

562c kvarcity, lokálne pieskovce s prímiesou acidného a bázického pyroklastického materiálu, polohy hematitovo-spekularitových brekcií; list: 37 KOŠICE

Horniny tejto fácie tvoria podstatnú časť výskytov príkrovu Bôrky pod mezozoikom silici-ka (Németh in Mello et al., 2000). Z petrografického hľadiska ide o kvarciticke až piesčité horniny veľkej farebnej variability, pričom základnou farbou je sivá s rôznymi farebnými odtieňmi – do žltá, zelena, hnedá, resp. biela. Ďalším charakteristickým znakom týchto hornín je prítomnosť hrdzavých prúžkov tvorených oxidmi Fe. Horniny sa vyznačujú silným plastickým pretvorením (mylonitizáciou) a prevrásnením.

Tmavozelené pieskovce z redeponovaného bázického materiálu sú prítomné v polohách menšej hrúbky, často s preplástkami kvarcitickej fácie. Častejšie je vystupovanie pieskovcov v nadloží kvarcitickej fácie. Tmavozelené pieskovce reprezentujú hrubo laminované horniny, textúrne korešpondujúce s ostatnými fáciami severogemridných výskytov príkrovu Bôrky. V prípade, že tieto pieskovce obsahujú prímies felzitického materiálu a hrdzavo zvetrávajúce polohy s prítomnosťou oxidov Fe, ich farba nadobúda variabilné odtiene. Častá je ich vyššia rekryštalizácia, prúžky karbonátov a prítomnosť spekularitu. Lokálne sú v horninách prítomné kaverny po zvetraných karbonátoch.

GEMERIKUM

VRCHNÉ PALEOZOIKUM – TRIAS

KOBELIAROVSKÁ SKUPINA (spodný až stredný trias)

563 svetlé kryštalické vápence (anis); list: 37 KOŠICE

Sú najmladším známym členom vrstvového sledu gemerika. Na rozdiel od doteraz uvedených členov, rekryštalizácia svedčí o metamorfovanom postihnutí, podobnom ako v turnaiku. V pôvodnom stave išlo zrejme o vápence podobné steinalmským či wettersteinským vápencom karbonátovej platformy.

564 gutensteinské vápence a dolomity (egej – bityn); list: 37 KOŠICE

Na báze strednotriasového karbonátového komplexu, podobne ako v iných tektonických jednotkách, sa vyskytujú rauvaky a brekcie. Je to zapríčinené obyčajne už primárne a druhotne ešte zvýraznené tektonicky, pretože ide o rozhranie dvoch reologicky odlišných komplexov.

Spodnú časť karbonátového komplexu tvoria sivé až tmavosivé dolomity, dobre korelovateľné s gutensteinskými dolomitmi iných jednotiek. Polohy žltkavých dolomitov sa vyskytujú aj vyššie uprostred svetlých vápencov. Tmavé vápence sa vyskytujú len ojedinele v okolí Kobeliarova. Pre mierku nie sú na mape graficky znázornené.

565 *verfénske vrstvy: bridlice a pieskovce (skýt); list: 37 KOŠICE*

Ide o typické „seiské“ (bodvasilašské) vrstvy verfénskeho súvrstvia, známe zo severného gemerika, turnaika i silicika. Šuf (1930, 1960) z nich uvádza nálezy spodnotriasových fosílií. Práve podobnosť týchto vrstiev so „seiskými“ vrstvami silického príkrovu viedla na geologickej mape Bajaníka et al. (1984) k zaradeniu týchto aj ďalších vrstiev do silického príkrovu. Z geologickej pozície je však jasné, že nejde o element tektonicky najvyšší (silický príkrov), ale najnižší, ležiaci pod príkrovom Bôrky, teda gemerický.

GOČALTOVSKÁ SKUPINA (perm – spodný trias)

Sedimenty a vulkanity gočaltovskej skupiny (v zmysle Bajaníka et al., 1981) reprezentujú mladopaleozoický obal juhogemerického fundamentu (v zmysle Vozárovej a Vozára, 1996). Klastické sekvencie gočaltovskej skupiny ležia na gelnickej skupine a štóskom súvrství uhlovo nesúhlasne pozdĺž celého južného okraja gemerika. Okrem toho sa tieto sedimentárne komplexy nachádzajú v podobe erozívnych zvyškov ležiacich na gelnickej skupine v nižnoslanskej depresii. Horninové komplexy gočaltovskej skupiny sú v tektonickom kontakte s mezozoickými komplexmi patriacimi k príkrovu Bôrky a k príkrovom turnaika. Gočaltovská skupina je zložená z dvoch súvrství – rožňavského a štítnického. Generálne sa sedimentačný model gočaltovskej skupiny interpretuje ako kontinentálny, s prechodom v jej vrchných častiach do príbrežno-morského lagunárneho prostredia.

566 *štítnické súvrstvie: piesčité dolomitové vápence, pieskovce v striedaní s bridlicami a šošovky fosforitov (perm – spodný trias); list: 37 KOŠICE*

Štítnické súvrstvie v porovnaní s rožňavským súvrstvím predstavuje pomerne monotónny súbor cyklicky sa striedajúcich pieskovcov, prachovcov a bridlíc so šošovkami kalcitizovaných dolomitov v jeho vrchnej časti. Vek štítnického súvrstvia je doložený iba v jeho najvrchnejšie časti. Němejce (in Šuf, 1963) na základe nálezu šupiny šišky a vetvičky druhu *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ) FLORIN a odtlačkov listov rodu *Sphenozamites* doložil vrchnopermský vek. Nález lastúrnikov (P. Marko) Šuf (1963) priradil k čeľadi *Antracosiidae* AMAL. 1982, resp. k rodu *Carbonicola* MCCOY 1855 a zaradil do spodného triasu až vrchného permu. Z vrchnej časti štítnického súvrstvia určila Planderová (1980) vrchnopermsko-spodnotriasové spoločenstvo mikroflóry.

V spodnej a strednej časti súvrstvia sa objavujú nepravidelné šošovky redeponovaného kyslého vulkanoklastického materiálu. Tieto horizonty sú miestami bohaté aj na novotvorený albit. Tento minerál je miestami taký hojný, že vznikli tenké šošovky albitolitov. V nadloží horizontov bohatých na albit opísal Tréger (1973) tenké šošovky fosfátických pieskovcov. Podľa detailnej analýzy Vozárovej a Rojkoviča (2000) je fosfor v týchto pieskovcoch koncentrovaný v dvoch formách: 1. nepravidelne rozptýlené intraklasty mikrofosforitov, 2. mikrokryštalický apatit tvoriaci v pieskovcoch sekundárny cement. Sedimentačný model štítnického súvrstvia bol interpretovaný ako aluviálno-jazerný, vo vrchnej časti progradujúci do príbrežných, lagunárnych facií (Vozárová a Vozár, 1988; Vozárová, 1996; Vozárová a Rojkovič, 2000). Určenie stupňa premeny sedimentov štítnického súvrstvia na základe kryštalinity illitu indikuje teplotu regionálnej premeny v rozsahu 200 – 250 °C (Šucha a Eberl, 1992). Empirické výpočty metódou chloritového geotermometra indikujú maximálnu teplotu metamorfózy nižšiu ako 300 °C, v rozsahu 250 – 290 °C (Vozárová a Rojkovič, 2000).

567 *rožňavské súvrstvie: oligomiktné a polymiktné zlepenice, masívne pieskovce, ryolity a ryolitové tufy (perm); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE*

Rožňavské súvrstvie tvorí v južnej časti gemerika temer súvislý horizont. Najstarší litologický člen rožňavského súvrstvia je laterálne nesúvislý horizont masívnych kremenných pieskovcov. V ich nadloží je vyvinutý súvislý horizont stredno- až drobnozrnných, prevažne oligomiktných zlepenecov (spodný zlepenecový horizont), ktoré sú súčasťou bázy prvého, regionálne rozšíreného megacyklu. Absolútne prevládajúci typ obliakového materiálu v týchto zlepencoch je kremeň

a úlomky kremenných metapieskovcov (metakvarcitov). Spodné zlepenca pozvoľna prechádzajú do komplexu malých aluviálnych cyklov, zložených na báze z drobnozrnných zlepenecov a z piesčitých zlepenecov a vo vrchných častiach z pieskovcov a piesčitých bridlíc. Vrchná časť rožňavského súvrstvia je zložená z vrchného horizontu zlepenecov. V porovnaní so spodným zlepenecovým horizontom je v týchto zlepencoch výrazná prímes kyslého vulkanoklastického materiálu.

Produkty vulkanickej aktivity sú v rožňavskom súvrství rozdelené na dva horizonty, ktoré sú významným korelačným horizontom. Prvý z nich je vyvinutý obvykle v priamom nadloží spodného horizontu zlepenecov. Tvoria ho najmä kryštaloklasticko-vitroklastické ryolitové tufy s kryštaloklastami kremeňa, plagioklasu a draselného živca. V rámci tohto horizontu vystupujú plošne málo rozsiahle výlevné telesá ryodacitov. Druhý vulkanogénny horizont je vyvinutý v rámci horizontu zlepenecov. Reprezentujú ho opäť ryodacitové tufy asociované s malými telesami ryodacitov.

Sekvencie rožňavského súvrstvia reprezentujú počiatok riftogénneho vývoja pôvodného „retro-arc foreland“ sedimentačného priestoru s vysokým obsahom minerálne zrelého detritu. Predpokladá sa, že vývoj celého sedimentačného priestoru sa začal v transpresno-transtenznom režime a následne progradoval do intenzívneho postvariského riftingu. Dominantný je aluviálny sedimentačný režim s prevahou korytových facií s unimodálnym transportným systémom (v dnešnej pozícii približne S – J), kombinovaný so systémom plošných splachov (Vozárová, 1996).

Sedimenty a vulkanity rožňavského súvrstvia sú alpínsky tlakovo deformované.

Vek rožňavského súvrstvia nie je dostatočne biostratigraficky doložený. Získaná mikroflóra poukazuje na spodopermský vek (Planderová, 1980).

KROMPAŠSKÁ SKUPINA (perm – ?spodný trias)

Predstavuje súčasť obalu severného gemerika. Je v superpozícii nad sekvenciami dobšinskej skupiny, pri absencii tejto skupiny priamo nad rakoveckou skupinou. Pôvodne bola krompašská skupina definovaná v práci Bajaníka et al. (1981) a Vozárovej a Vozára (1988) a vymedzená na geologickej mape regiónu Slovenské rudohorie-východ (Bajaník et al., 1983, 1984) a Slovenský raj, Galmus a Hornádska kotlina (Mello et al., 2000).

568 *spodnotriasové súvrstvie, nerozčlenené*; list: 37 KOŠICE

Takto je označené spodnotriasové súvrstvie gemerika v tzv. severogemerickej synklinále. Jeho litologický charakter je porovnateľný so spodnotriasovým súvrstvím silicika (bodvasilašské, len v menšej miere aj sinské vrstvy).

569 *novoveské súvrstvie: pieskovce, bridlice, evapority a rauvaky (vrchný perm – ?spodný trias)*; list: 37 KOŠICE

Novoveské súvrstvie je charakteristické prítomnosťou evaporitového horizontu. V bazálnej časti súvrstvia sa spolu s pieskovcami a bridlicami vyskytujú polymiktné, štruktúrne pomerne dobre vytriedené, prevažne strednozrnné zlepenca. Sú charakteristické obsahom množstva intraformačného obliakového materiálu, predovšetkým červených pieskovcov, prachovcov a ryolitovo-dacitových vulkanitov. Polohy evaporitov majú nepravú hrúbku. Je to prejav diapírovej tektoniky. Evapority reprezentuje najmä sadrovec a anhydrit, s ktorými sú v asociácii tenké vrstvy dolomitov. Izotopové analýzy síry (Kantor et al., 1982) umožňujú zaradiť evaporitové horizonty do najvrchnejšieho permu až spodného triasu.

Sedimenty novoveského súvrstvia odzrkadľujú prechod od riečného do príbrežno-sebchového a lagunárno-plytkomorského sedimentačného prostredia v semiaridných/aridných klimatických podmienkach. Izotopové analýzy (Kantor et al., 1982) z evaporitov dokumentujú zloženie vody zodpovedajúce vrchnému permu (zechstein) s maximálnym trvaním do spodného kampilu. Toto stratigrafické zaradenie vyplýva aj z pozície evaporitového horizontu v podloží faunisticky doložených siliciklasticko-karbonátových sedimentov otvoreného mora (Mahel' a Vozár, 1973) a s faunou foraminifer (Salaj in Vozárová et al., 1993), zodpovedajúcej strednému a vrchnému kampilu.

Fosílné stopy sú paralelné s vrstvovitosťou, je poznateľný slabý farebný kontrast fosílnych stopy a sedimentu. Bol určený jeden ichnorod – *Planolites* NICHOLSON, 1873 – a jeho dva ichnodruhy – *P. beverleyensis* (BILLINGS, 1862) a *P. montanus*, RICHTER 1973. Opísané fosílné stopy vznikali počas aktívneho požírania substrátu (Vozár, os. informácia).

570 petrovohorské súvrstvie (spodný perm); list: 37 KOŠICE

Súvrstvie je najmohutnejším súborom z permských litostratigrafických jednotiek (hrúbka 750 – 900 m). Jeho vek je doložený viacerými metódami: biostratigraficky, na základe sporomorfov a rádiometricky na základe izotopov Pb.

Asociácia sporomorfov dokladá širšie vekové rozpätie, autun – saxón (Planderová, 1979, rukopisné údaje). U/Pb-datovanie sulfidov z uránonosného horizontu prinieslo zo stratiformných akumulácií veľký rozsah veku, starší v rozpätí 240 ± 30 mil. rokov a mladší, alpínsky vek v rozpätí 110 až 178 mil. rokov (Arapov et al., 1984; Háber a Rojkovič, 1989). Uvedený rozptyl dokumentuje významnú alpínsku rejuvenizáciu stratiformného zrudnenia.

570a metaryolitové tufy, tufity, ryolity a dacity

Petrovohorské súvrstvie charakterizuje polyfázová vulkanická aktivita, pričom vulkanizmus je vápenato-alkalický, bimodálny, s absolútnou prevahou ryolitovo-dacitových členov a len s menšinovým zastúpením andezitov-bazaltov (Ivanov, 1953; Rojkovič a Vozár, 1972; Václav a Vozárová, 1978). Pomer vulkanoklastík k výlevným telesám vulkanitov je minimálne 9 : 1. Svedčí to o subaerickom explozívnom charaktere vulkanizmu s prevahou lito- alebo kryštaloklasticko-vitroklastických tufov, miestami sa striedajúcich s uloženinami pyroklastických prúdov so zachovanými reliktnými ignimbritovými textúrami. Ryolity, resp. dacity sa vyskytujú v okolí Novoveskej Huty, v oblasti medzi Krompachmi a Margecanmi a v Jahodnej pri Košiciach. Tvoria dve polohy v nadloží knolského súvrstvia. Ide o fialovosivé a zelenosivé kompaktné horniny s blastoporfyrickou štruktúrou. Výrastlice tvoria kremeň a živce.

Metaryolitové tufy a tufity sú kartograficky vyčlenené j. od Novoveskej Huty a pri Kolinovciach. Tvoria polohy hrubé 10 – 25 m. Sú to sivozelené jemnozrnné, mierne stlačené horniny, ktoré majú vitroklastickú štruktúru. Z kryštaloklastov sú prítomné kremeň, kyslý plagioklas a vzácne silno sericitizovaný ortoklas. Akcesoricky sa vyskytuje zirkón a turmalín.

570b prevažne fialové a zelené pieskovce, lokálne s vložkami zlepcov, bridlice

Vystupujú nad knolským súvrstvom medzi Dobšinou a Závadkou, v oblasti Novoveskej Huty a medzi Kolinovcami a Jaklovcami. Pieskovce majú nevýrazne usmernenú textúru a prevažne psamitovú štruktúru. Na minerálnom zložení sa podieľajú kremeň, albitizované plagioklasy, menej draselné živce a sľuda, z akcesórií leukoxenizovaný Ti minerál. Bridlice predstavujú jemnozrnné fialovočervené horniny zložené z kremeňa a sericitu (chloritu), rozptýlený je hematitový a grafitový pigment. Obliakový materiál v zlepcoch petrovohorského súvrstvia pochádza v značnej miere z intraformačných vulkanických zdrojov (dacity-ryolity, menej andezity, tufy, tufity, metakvarcity, sericitické fylity, intraformačné pieskovce a bridlice).

Špecifický litotyp sú šošovky albitolitov, sedimentov extrémne bohatých na albit. Vznikli v alkalických kontinentálnych jazerách, kde boli vhodné podmienky na rozklad kyslého vulkanického materiálu za vzniku zeolitov. Z nich pri následnej regionálnej premene vznikli albitolity.

Údaje o premene sedimentov dokladajú vrchnú časť anchizóny alebo hranicu anchi-epizóny (Šucha a Eberl, 1992; Šucha, 2001).

571 knolské súvrstvie: polymiktné zlepenca a brekcie, pieskovce; a) ojedinele šošovky metaryolitov (spodný perm); list: 37 KOŠICE

Bazálne knolské súvrstvie má laterálne nerovnomernú hrúbku (150 – 350 m). Je zložené predovšetkým zo stredno- až drobnozrnných polymiktných zlepcov, len s nepatrným množstvom medzivložiek litických pieskovcov. Vek sedimentov knolského súvrstvia nie je biostra-

tigraficky doložený. Na jeho spodnopermský vek sa usudzuje na základe pozície v nadloží vestfálskych formácií a v podloží petrovohorského súvrstvia. Litologicky sú sedimenty fialovej, sivofialovej a fialovočervenej farby. Ich charakteristickým znakom popri minerálnej nezrelosti je aj vysoký stupeň štruktúrnej nezrelosti. Vo vrchných častiach knolského súvrstvia sú zlepenec relatívne lepšie zrnitostne vytriedené, s nižším obsahom jemného matrixu, miestami s prejavmi imbrikácie alebo šikmého zvrstvenia. Reprezentujú uloženiny aluviálnych vejárov, sedimentované v hustých suspenziách. Zlepenec smerom do nadložia pozvoľna prechádzajú do pieskovcovej fácie. Stredno- až drobnozrnité pieskovce prevažne červenohnedej, červenosivej až pleťovej farby tvoria jednak tenšie (hrubé max. 10 m) vložky v sekvencii bazálnych zlepenecov, jednak vystupujú v ich nadloží. Vtedy predstavujú súvislejšie horizonty hrubých vrstiev. Zloženie pieskovcov zodpovedá sublitickým a litickým drobám. Obsahujú polohy piesčitých bridlíc, miestami s laminami popolového vulkanoklastického detritu.

571a) Vo vrchných častiach knolského súvrstvia sa ojedinele zistili metaryolity (vo forme šošoviek zistené na dvoch lokalitách v oblasti k. Čiernej hory s. od Dobšinej). Charakter týchto vulkanických hornín vrátane petrochemickej povahy je veľmi blízky produktom hlavnej vulkanickej činnosti petrovohorského súvrstvia.

DOBŠINSKÁ SKUPINA (vrchný karbón)

Dobšinská skupina, pôvodne definovaná Vozárovou in Bajaník et al. (1981), obsahovala ochtinské, rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie. Vozárová (1996) redefinovala litostratigrafické jednotky karbónu severného gemerika a z pôvodnej dobšinskej skupiny vymedzila ochtinskú skupinu so samostatným postavením v západnej časti gemerika. Jej ekvivalentom vo východnej časti je črnel'ská skupina. Dobšinská skupina ako súčasť jednotky severné gemerikum leží v priamom nadloží rakoveckej, resp. klátovskej skupiny a ich vzájomný styk je narušený zlomovo-prešmykovou tektonikou. Dobšinská skupina po redefinícii obsahuje rudnianske, zlatnícke a hámorské súvrstvie. Všetky sú zaradené do vrchného karbónu, s rozpätím **vestfál A až stefan A**.

572 hámorské súvrstvie: sivé pieskovce s polohami zlepenecov, čierne a piesčité bridlice (vestfál C – D); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Súvrstvie definoval Máška (1959) pod názvom hámorské vrstvy. Hrúbka hámorského súvrstvia sa pohybuje od 50 do 300 m. Charakteristické znaky sú prítomnosť výlučne klastických sedimentov, výrazne prejavovaná cyklickosť, neprítomnosť akýchkoľvek prejavov vulkanizmu, lokálna prítomnosť tenkých šošovkovitých vložiek antracitu, grafitový pigment a sivé, sivočierne až čierne sfarbenie.

Vekové zaradenie hámorského súvrstvia na základe mikroflóry zodpovedá vestfálu D – stefanu A (Ilavská, 1961; Planderová, 1979). Podľa výsledkov stratigrafickej korelácie kontinentálnych a morských tetýdnych a paratetýdnych sedimentačných bazénov vo vrchnom karbone a v spodnom perme možno tieto spoločenstvá mikroflóry korelovať s moskovom. To zodpovedá v kontinentálnych formáciách vestfálu C – D (Vozárová, 1998).

Sedimenty piesčitej a zlepenecovej veľkosti sú dobre štruktúrne vytriedené. Svedčí to o transporte v relatívne riedkych suspenziách. Bridlice s dobre vyvinutou planparalelne horizontálnou lamináciou svedčia, naopak, o sedimentácii v pokojných, stojatých vodách.

Zlatnícke súvrstvie (vestfál A – B); list: 37 KOŠICE

573a bázičné metavulkanity a metavulkanoklastiká; list: 37 KOŠICE

Bázičné metavulkanity a metavulkanoklastiká zlatníckeho súvrstvia reprezentujú metabazalty, metadolerity a metagabrá, ktoré na základe chemického zloženia majú výraznú afinitu k N-MORB až BABB bazaltom, čiastočne ovplyvneným blízkou subdukčnou zónou (Ivan, 1997). Bázičné vulkanity sú asociované s čiernymi fylitmi alebo s tmavými fylitmi s laminami metapieskovcov.

Metamorfne podmienky hornín zlatnickeho súvrstvia prekročili hranicu medzi veľmi nízkym a nízkym stupňom premeny. Indexy kryštalinity illitu z metapelitov dosiahli hodnoty, ktoré už zodpovedajú P-T podmienkam fácie zelených bridlíc (Vozárová a Šucha, nepubl. údaje). Predpokladaný vek metamorfózy je alpínsky.

573b metamorfované pieskovce, bridlice, vložky karbonátov, bazických metavulkanitov a metavulkanoklastík; list: 37 KOŠICE

Viažu sa na spodnejšie časti zlatnickeho súvrstvia. Vo väčšine prípadov vystupujú v nadloží zlepcovej fácie, z ktorej sa pozvoľna vyvíjajú cez drobnozrnné zlepcy v striedaní s pieskovcami. Grafické fylity a fylitické bridlice vystupujú prakticky v celom profile zlatnickeho súvrstvia. Ich charakteristická črta spočíva v tom, že v nižších častiach súvrstvia vytvárajú ojedinelé niekoľkometrové polohy, kým dominantné postavenie majú v najvyšších častiach zlatnickeho súvrstvia. Šošovky organodetrilitických karbonátov z oblasti Dobšinej obsahujú hojnú makrofaunu (Rakusz, 1932; Bouček a Příbyl, 1960). Vrchný baškir – moskov dokladá aj kondonotová fauna (Kozur et al., 1977).

574 rudnianske súvrstvie: zlepcy, pieskovce a piesčité bridlice (vestfál A – B); list: 37 KOŠICE

Určujúcim znakom rudnianskeho súvrstvia zloženého zo zlepcov, pieskovcov a piesčitých bridlíc je prevaha hrubozrnných siliciklastických sedimentov, v ktorých smerom do nadložía stúpa minerálna zrelosť a naopak, klesá veľkosť zrna. Prevládajúci litologický člen sú polymiktne zlepcy, na báze hrubozrnné až balvanovité, v strednej a vrchnej časti stredozrnné až drobnozrnné, len lokálne sa nájdu brekcie. Sedimentačné prostredie zlepcov rudnianskeho súvrstvia bolo interpretované ako deltovo-príbrežné, s hruboúlomkovitými uloženinami typu *delta-fan* a v miestach menej intenzívnej synsedimentárnej tektoniky s pobrežnými fáciami. Brekcie boli interpretované ako príbojové fácie (Vozárová, 1973). Všeobecným znakom zlepcov rudnianskeho súvrstvia je vysoký stupeň opracovania obliakov a priamo úmerne tomu aj vysoký stupeň sféricity. Vysoké hodnoty opracovania a sféricity predpokladajú prepracovanie v litorálnom sedimentačnom prostredí s intenzívnymi abrazívnymi procesmi (Vozárová, 1973).

Do komplexu zlepcov sa najmä v jeho stredných a vrchných častiach vkladajú polohy pieskovcov a tmavých bridlíc, pričom ich počet smerom do nadložía stúpa.

Do vestfálu A – B bolo rudnianske súvrstvie zaradené na základe makrofauny, prvýkrát súborne spracovanej v monografickom diele Rakusza (1932), ktorý vyčlenil šesť fosiliferých horizontov. Z nich jedine horizont α sa nachádza v rudnianskom súvrství.

Stupeň alpínskej regionálnej premeny dosiahol P-T podmienky začiatku fácie zelených bridlíc alebo najskôr hranicu anchi/epizóna. Index kryštalinity illitu sa pohybuje v rozsahu 0,21 – 0,23 2θ (Vozárová a Šucha, nepubl. údaje).

OCHTINSKÁ A ČRMEĽSKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

Je to samostatná jednotka (Vozárová, 1996) vymedzená z pôvodne rozšírenej dobšinskej skupiny (sensu Bajaník et al. 1981) na základe výsledkov doplnených štúdií v západnej a severovýchodnej časti gemerika. Jednotka je prevažne tektonicky obmedzená vo vzťahu k staršiemu paleozoiku gemerika a väčšinou aj vo vzťahu k ostatným mladopaleozoickým sekvenciám severného gemerika.

575 lubenícke súvrstvie: čierne metapelitey, dolomitické vápence, dolomity a magnezity (spodný karbón); list: 37 KOŠICE

Pre súvrstvie sú charakteristické karbonátové a klastické sedimenty neritického až litorálneho sedimentačného prostredia. Dominantné sedimenty sú tmavé bridlice a karbonáty (dolomity a dolomitické vápence), ktoré sú do značnej miery metasomaticky premenené na magnezit. Pôvodne predstavovali organodetrilitické vápence, ktoré boli v procese diagenetických a následných nízkometamorfných premien postupne zatlačené dolomitom a miestami epi-

geneticky premenené na magnezit. V reliktoch sú pomerne dobre rozlíšiteľné úlomky drobnozrnných intraklastov a bioklasty, reprezentované úlomkami echinodermát, lamelibranchiát, koralov a foraminifer. Z tohto horizontu pochádzajú aj nálezy fauny, ktorú pôvodne Bouček a Příbyl (1960) zaradili do namuru B – C. Neskôr, po náleze konodontov, ostrakód a skleritov holotúrií, bol vek lubeníckeho súvrstvia prehodnotený a stanovený oveľa precíznejšie. Súvrstvie bolo zaradené do spodného karbónu, konkrétne vrchného visénu – serpuchova (Kozur et al., 1976).

Hrádocké súvrstvie (spodný karbón); listy: 37 KOŠICE, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vrstvové sledy hrádockého súvrstvia sú zachované pri západnom obmedzení gemerika, v najväčšom rozsahu v oblasti Ochtiná – Jelšava. Vek hrádockého súvrstvia bol na základe spormorf doložený ako turnén – visén (Planderová, 1982; Bajaník a Planderová, 1985).

576a metabazalty, metabazaltové tufy a tufity, miestami amfibolity

V horninovom súbore tvorenom tmavými fylitmi s vložkami drobn- a strednozrnných metapieskovcov sa lokálne objavujú zelené bridlice (bazaltové metatufy a metatufity), ako aj malé telesá metabazaltov. Väčšie telesá metabazaltov a metadoleritov vystupujú vo vrchnej časti formácie, priamo v podloží lubeníckeho súvrstvia. Tieto drobnoporfýrické metabazalty a metadolerity patria svojim zložením ku skupine gabra a geochemicky majú MORB trend. Stupeň regionálnej premeny sedimentov hrádockého súvrstvia dosiahol P-T podmienky fácie zelených bridlíc (Sassi a Vozárová, 1987).

576b metamorfované pieskovce v striedaní s fylitmi, polohy metazlepencov, metabazaltov, tufov a tufitov

Najstaršiu známu časť hrádockého súvrstvia tvoria metazlepence, ktoré vytvárajú vrstvy hrubé maximálne 1 m. Tie sa viacnásobne nad sebou striedajú alebo obsahujú medzivrstvy metapieskovcov a tmavých fylitov. Metazlepence majú spravidla erozívne kontakty s podložnými vrstvami. Majú typickú textúru s podpornou štruktúrou matrixu, s turbiditovým typom gradáčného zvrstvenia. Veľkosť obliakového materiálu sa zväčša pohybuje v rozsahu 1 – 3 cm. Prevládajúcou zložkou medzi obliakmi je mliečnobiely kremeň. Bežnou súčasťou sú relikt metasedimentárnych (metaprachovce, metasilicity a fylity), menej vulkanogénnych (blastofelzity) litoklastov. Okrem metasedimentov a metavulkanoklastov sa medzi obliakmi vzácne zistili úlomky granitoidov s aplitickou štruktúrou. Najhrubšiu časť hrádockého súvrstvia tvorí monotónny komplex turbiditov tvorených tmavými fylitmi s vložkami drobn- a strednozrnných metapieskovcov.

Črnel'ské súvrstvie (spodný karbón); list: 37 KOŠICE

577a metabazalty a pyroklastiká

Metabazalty vystupujú prevažne v spojitosti s vulkanoklastikami, prípadne tvoria samostatné menšie telesá. Sú to svetlozelené jemnozrnné až celistvé horniny s blastoofitickou štruktúrou. Ich minerálne zloženie je takéto: amfibol, saussuritizované plagioklasy, chlorit, epidot, kremeň, kalcit a rudné minerály. Metabazaltové pyroklastiká dosahujú najväčšie rozšírenie v oblasti Košických Hámrov. Ide o sivozelené, často prúžkované horniny s doskovitou odlučnosťou, ktoré majú blastokryštaloklastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Lokálne, v tektonicky exponovanejších zónach možno pozorovať, že pôvodné efuzíva sú premenené na amfibolity.

577b grafitické a chloriticko-sericitické fylity s polohami metapsamitov

Grafitické a chloriticko-sericitické fylity sú prevládajúca litofácia črnel'ského súvrstvia. Vyznačujú sa tenkobridličnatou odlučnosťou. Ich farebný odtieň závisí od pomerného obsahu sericitu (chloritu), bituminózneho zložky a kremeňa. Z litologických odlišností treba spomenúť

predovšetkým výskyty kyslých vulkanoklastík v spodnej časti črnel'ského súvrstvia a polohy lydítov, asociovaných s tmavými metapelitmi v jeho vrchnej časti.

578 *ochtinská skupina, nečlenená: metazlepence, metapieskovce, fylity, lokálne metabazalty, metadolerity a serpentinity; a) magnezity a dolomity; b) ultrabáziká (vrchný visén – ser-puchov);* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Horninové súbory nečlenej ochtinskej skupiny vystupujú v podobe silne tektonicky redukovaných zvyškov v stykovej zóne gemerika a južného veporika v tzv. západogemerskej ostrohe medzi Rimavskou Baňou a Ružinou a v podobe niekoľkých príkrovových trosiek ležiacich na komplexoch veporika. Najnovšie sa výskyty metasedimentov ochtinskej skupiny zistili v tektonickom podloží muránskeho mezozoika v doline Furmanec (Plašienka a Soták, 2001).

Súbor spodnokarbónskych sedimentov vystupujúcich pri západnom obmedzení gemerika bol pôvodne definovaný ako súčasť karbónskych formácií dobšinskej skupiny (Bajaník et al., 1981). Naopak, litologicky obdobné sekvencie pri východnom obmedzení gemerika boli pôvodne definované ako samostatná litostratigrafická jednotka vyššieho rádu – črnel'ská skupina (in Bajaník et al., 1983, 1984; redefinovaná z pôvodného názvu „črnel'ská séria“, prvýkrát použitého Máškom in Fusán, 1959). Po biostratigrafickom datovaní veku oboch komplexov (spodný karbón na základe sporomorfy), a najmä po preukázaní výraznej podobnosti v ich litologických sledoch boli tieto litostratigrafické jednotky redefinované (Vozárová, 1996). Definovaná bola ochtinská skupina s tromi súvrstviami – hrádockým (na západných výskytoch) a črnel'ským (na východných výskytoch) v jej spodnej časti a lubeníckym v jej vrchnej časti. Na jv. úseku územia listu Banská Bystrica ochtinskú skupinu reprezentujú tektonicky silne redukované zvyšky hrádockého a lubeníckého súvrstvia, ktoré v tejto mierke je ťažké kartograficky rozčleniť.

Generálne je hrádocké súvrstvie zložené z komplexu siliciklastických turbidítov, drobnozrných metazlepencov, metapieskovcov a čiernych fylitov. Súčasťou komplexu sú polohy redeponovaných bázických vulkanoklastík zmenených na zelené bridlice, telesá metabazaltov a metadoleritov.

578a) Magnezity a dolomity vystupujú prevažne v lubeníckom súvrství, ktoré je charakteristické karbonátovými a klastickými sedimentmi neritického až litorálneho sedimentačného prostredia. Dominantné sedimenty sú tmavé bridlice a karbonáty (dolomity a dolomitické vápence), ktoré sú do značnej miery metasomaticky premenené na magnezit. Pôvodne predstavovali organodetrítické vápence, ktoré boli v procese diagenetických a následných nízkometamorfných premien postupne zatlačené dolomitom a neskôr miestami epigeneticky premenené na magnezit. V podobe menších či väčších telies sa vyskytujú v oblasti Ružinej a Cinobane.

Metapelity ochtinskej skupiny boli metamorfované v podmienkach nízkeho stupňa premeny (Sassi a Vozárová, 1987). Predpokladá sa, že vek regionálnej metamorfózy spodnokarbónskej sekvencie bol variský (na základe výskytu úlomkov z rovnako starého črnel'ského súvrstvia v obliakovom materiáli vestfálskych zlepencov; oblasť Košická Belá – Folkmar), za významného alpínskeho prepracovania.

578b) Ultrabáziká (serpentinity) sa vyskytujú vo forme niekoľkých tektonicky izolovaných telies v oblasti Brezničky. Ich celková dĺžka je asi 1,5 km a šírka 300 m. Petrograficky boli označené ako antigoritový serpentinit, miestami výrazne steatitizovaný (Hovorka et al., 1985). Základné horninotvorné minerály sú antigorit, Mg chlorit, mastenec a tremolit, rudné minerály sú ilmenit, magnetit, leukoxén, chalkopyrit, hematit, goethit, pentlandit, pyrit a kobaltit. Okrem antigoritu bol opísaný aj dlhovláknitý chryzotil (Hovorka et al., 1983), vyvinutý v hydrotermálne premenených zónach.

SPODNÉ PALEOZOIKUM

ŠTÓSKA TEKTONICKÁ JEDNOTKA

Štóske súvrstvie (?spodný karbón); list: 37 KOŠICE

579a laminované sericitické a sericiticko-chloritické fylity

Ide o horniny s výrazne páskovanou, plošne paralelnou textúrou (striedanie svetlozelených a sivozelených vrstvičiek s hrúbkou 0,5 – 2 mm). Dobre je vyvinutý systém strižných plôch S_2 , ktoré spôsobujú mikrovráskovanie laminácie, a tyčinkovitý rozpad horniny. Štruktúra horniny je granolepidoblastická až mikrogranolepidoblastická. Hlavné minerálne zložky tvoria kremeň, sericit a chlorit, menej sericitizovaný albit. Zo sprievodných minerálov je pomerne hojný rutil a turmalín, zriedkavejší je epidot a zirkón. Na foliačné plochy sa často viaže rudný pigment (hematit) a lokálne aj grafitická substancia.

579b metapieskovce a kremenné fylity

Tvoria viac opakujúcich sa relatívne hrubšie detritických polôh v jemnozrnných sericitických a sericiticko-chloritických fylitoch. V niektorých profiloch môžeme pozorovať postupné zjemňovanie, od strednozrnných až jemnozrnných kvarcítov cez kremenné fylity po laminované, prevažne sericitické fylity až skryto vrstvomité sericiticko-chloritické fylity. Minerálne zloženie metapieskovcov a kremenných fylitov je takéto: alotriomorfný kremeň s veľkosťou 0,1 – 0,5 mm so slabou rekryštalizáciou, silno sericitizovaný albit (zriedkavejšie šachovnicový albit) s veľkosťou 0,1 až 0,3 mm, muskovit, sericit, chlorit, grafitická substancia, z akcesórií zirkón, epidot-zoisit a granát.

KLÁTOVSKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

580 klátovský rulovo-amfibolitový komplex: amfibolity, ruly a striedanie oboch typov;

list: 37 KOŠICE

V klátovskom komplexe pozorujeme striedanie amfibolitov a rozličných typov rúl. Polohy striedajúcich sa hornín sú farebne odlišiteľné a majú hrúbku od niekoľko mm až do niekoľko m. Pri styku oboch typov je prechod medzi amfibolitom a rulou buď náhly, alebo pozvoľný, teda amfibolit – amfibolická rula – rula.

Makroskopicky sú amfibolity tmavozelené, výrazne usmernené horniny. Pozorujeme v nich striedanie svetlejších a tmavších, nepravidelných, často šošovkovitých polôh obsahujúcich kremeň (v malom množstve) a plagioklas. Mikroskopicky rozlišujeme amfibolit s. s. a epidoticko-zoisitický amfibolit.

Horniny patriace k rulám sú výrazne usmernené, drobno- až strednozrnné horniny sivej, sivozelenej, tmavosivej a zelenosivej farby. Mikroskopicky ruly rozdeľujeme na tri základné typy: biotitické, biotiticko-amfibolické a kremeňovo-plagioklasové.

V klátovskom amfibolitovo-rulovom komplexe sa lokálne vyskytujú amfibolovce a chloriticko-aktinolitické bridlice. Horniny sú masívne, celistvé, niektoré typy aktinolitických bridlíc výrazne usmernené, sivozelenej až tmavosivozelenej farby.

RAKOVECKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

581 metagabrú (?devón); list: 37 KOŠICE

Malé šošovkovité telesá vystupujúce v prostredí metabazaltových vulkanoklastík sa vyskytujú v oblasti asi 2 km jz. od Sykavky, na Grajnári a vo veľkej šošovkovitej polohe 2,5 km sv. od Nálepky. Ide prevažne o strednozrnné horniny tmavosivej a tmavozelenej farby so všesmernou, miestami nevýrazne usmernenou textúrou. Veľkosť jednotlivých minerálov sa pohybuje v rozmedzí 3 – 10 mm. Mikroskopicky majú horniny granulárnu, hypidiomorfnú štruktúru.

V hornine prevláda plagioklas nad ostatnými tmavými minerálmi. Plagioklas tvorí 60 – 70 % objemu horniny, amfíbol 0 – 15 %, chlorit 5 – 10 %, epidot 0 – 10 %, stilpnomelán 5 – 15 %. Časté hypidiomorfné, miestami alotriomorfné tabuľky plagioklasu sú polysynteticky zdvojitované. Zastupuje ich albit, oligoklas a zriedkavo až andezín. Sú poikilitické, uzatvárajú drobné zrná epidotu a amfibolu, špinavý chlorit a stilpnomelán. Tabuľky plagioklasu sú často značne rozlámané a sprehybané. Tieto minerály sú pravdepodobne produktom metamorfného rozkladu pôvodných olivínov. Akcesoricky nachádzame v hornine alotriomorfné zrná kremeňa, drobné zrná hematitu a výrazné zrná hematitizovaného magnetitu.

582 metadiabasy a diabasové metapyroklastiká s vložkami a polohami zelených, tmavozelených a fialových fylitov, vložky karbonátov a Fe-silicítov (?devón); list: 37 KOŠICE

Metadiabasy sú masívne celistvé tmavosivé až tmavosivozelené drobnozrné horniny. Miestami v nich makroskopicky pozorujeme drobné zrnká rudných minerálov. Mikroskopicky majú intersertálnu, zriedkavo ofitickú fluidálnu štruktúru s metamorfne rekryštalizovanou základnou hmotou. V hornine výrazne prevláda oligoklas (50 – 70 %). V metamorfne rekryštalizovanej základnej hmote nachádzame drobné zrná plagioklasu, epidotu a špinavý chlorit, zriedkavo tabuľky a ihličky amfibolu.

Metadiabasy sa striedajú s metapyroklastikami bázičného vulkanizmu. Sú to výrazne laminované drobnozrné usmernené horniny, v ktorých pozorujeme striedanie polôh s rôznym odtieňom zelenej, svetlozelenej, špinavo žltozelenej a žltosivej farby. Mikroskopicky majú granolepidoblastickú až lepidogranoblastickú štruktúru. Sú drobnozrné, pozorujeme v nich striedanie polôh bázičného vulkanického materiálu (metatufy) a polôh so sedimentárnou prímiesou (metatufity). Metatufy majú približne zhodné zloženie ako diabasy.

V komplexe diabasových metapyroklastík sa vyskytujú aj hrubé (10 – 100 m) polohy svetlo fl'akátých a tmavo fl'akátých (očkatých) rekryštalizovaných diabasových metapyroklastík. V nich sa vyskytujú nepravidelné „očká“ tmavozelenej až takmer čiernej farby s veľkosťou 3 – 10 mm. Mikroskopicky majú horniny blastoporfýrickú granonematoblastickú štruktúru.

Polohy fylitov v metadiabasoch a ich metapyroklastikách majú mikroskopicky granolepidoblastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň, chlorit, sericit a malé množstvo karbonátu.

Okrem vložiek fylitov v diabasovo-fylitickom komplexe sa vyskytujú aj polohy silicítov. Ide o svetlé horniny so zelenkavým a ružovkastým odtieňom. Tie majú mikroskopicky granoblastickú, miestami lepidogranoblastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň, chlorit, sericit a karbonát.

V metapyroklastikách aj bridliciach pozorujeme nepravidelné polohy tvorené karbonátom (kalcit a ankerit) a kremeňom s hrúbkou od 1 mm do niekoľko cm. Polohy sú nepravidelné, často sa šošovkovito vyklinujú.

Intenzívnejšie metamorfované typy opísaných hornín sú drobnozrné až hrubozrné horniny so znakmi metamorfného rekryštalizácie. Miestami v nich nachádzame vložky rekryštalizovaných svetlozelených, svetlosivých až fialových fylitov a kremenných (kvarcitických) fylitov.

GELNICKÁ TEKTONICKÁ JEDNOTKA

Hnilecké súvrstvie (vrchný devón); list: 37 KOŠICE

583a metaryolitové, zriedkavejšie metadacitové výlevné a extruzívne horniny, vložky zelenkavých metapelitov, zriedkavo silicity a Fe-jaspility

Predstaviteľom horninového súboru je metaryolit s polohami ryolitových masívnych metapyroklastík. Masívny ryolit je sivozelenkavej a sivej farby, s výrastlicami kremeňa a živca s veľkosťou 0,5 – 1,5 mm. Mikroskopicky majú porfýrickú štruktúru so sklovitou rekryštalizovanou základnou hmotou tvorenou drobnými zrnkami kremeňa a sericitu.

Najpočetnejší litologický typ gelnického porfýroidového komplexu sú metapyroklastiká intermediárneho vulkanizmu (zelenkavé porfýroidy). Vyskytujú sa najmä v košovskom a mní-

šanskom príkrove. Sú to usmernené horniny s výraznými oválnymi a šošovkovitými svetlými očkami v sivozelenej, miestami tmavšej zelenej hmote. Mikroskopicky má hornina granolepidoblastickú štruktúru.

Metapyroklastiká acidného vulkanizmu (sivé a bielosivé porfýroidy) sa zložením odlišujú od predchádzajúceho typu, a to predovšetkým výrazne nižším obsahom chloritu, plagioklasu, epidotu a neobsahujú aktinolit. Majú podstatne vyšší obsah kremeňa.

Silicity a Fe-jaspility v metapyroklastikách tvorí kremeň s malým podielom muskovitu a drobnými zrnkami rudných minerálov.

Zaujímavá hornina je metadacit, ktorý minerálnym zložením, štruktúrou a čerstvým vzhľadom, ako aj vystupovaním vo forme oválneho telesa (hrubé 10 – 15 m) vzbudzuje podozrenie, že je prírodným kanálom intermediárneho staropaleozoického alebo neogénneho vulkanizmu. Je to masívna jemnozrnná hornina svetlosivej až tmavosivej farby s výrastlicami svetlých farieb do veľkosti 3 – 5 mm. Mikroskopicky má porfýrickú štruktúru s rekryštalizovanou základnou hmotou. Obsahuje výrastlice plagioklasu a klinopyroxénu. Podiel výrastlíc plagioklasu (oligoklasu) v hornine je 10 – 30 %, klinopyroxénu 5 – 15 %. Výrastlice plagioklasu tvoria idiomorfne, výrazne zonálne a zdvojiténé tabuľkovité zrná.

Rekryštalizované až rulovité pyroklastiká acidného vulkanizmu sú svetlosivé, sivé a sivozelene masívne horniny s výrastlicami svetlých farieb (kremeň a živce) s veľkosťou do 5 – 8 mm. Mikroskopicky majú horniny lepidogranoblastickú, reliktné porfýrickú štruktúru.

Intenzívnejšie metamorfované bázičkejšie pyroklastiká sa od predchádzajúcich odlišujú vyšším podielom plagioklasových výrastlíc (20 – 30 %) a karbonátu (ankerit do 5 %), menej je muskovitu a kremeňa. Sľudnaté minerály miestami tvoria nepravidelné tenké polohy a zhluky. V hornine miestami pozorujeme nahromadenie idiomorfných zrn pyritu.

583b metamorfované produkty keratofýrového a diabasového vulkanizmu, silicity, jaspility, hematitové fylity, rudonosný horizont – typ Mníšek nad Hnilcom (vrchný pestrý vulkanický komplex)

Pestrý vulkanický komplex tvoria metasedimenty a metavulkanity bázičkeho aj kyslého charakteru. Je vyčlenený vo všetkých príkrovoch okrem rakoveckého, kde typická horninová asociácia nie je vyvinutá. Kompletný je v kojšovskom a mníšanskom príkrove s významnými lokalitami hrubozrnných doleritov, bazaltov, keratofýrov a stratiformného polymetalického zrudnenia.

Horniny keratofýrového vulkanizmu s vložkami silicitov sú na viacerých miestach prevládajúcim členom vrchného pestrého vulkanického komplexu. Keratofýry sú bielosivé a sivé horniny, miestami so zelenkavým odtieňom, masívne, iba lokálne nevýrazne usmernené. Pozorujeme v nich drobné výrastlice kremeňa a živcov do veľkosti 1 – 1,5 mm. Horniny majú lepidogranoblastické, reliktné porfýrické štruktúry.

Bázičke horniny sú zastúpené metapyroklastikami, metadiabasmi a metadoleritmi. Hrubozrnný diabas (dolerit) predstavuje masívnu horninu zelenej, tmavozelenej a tmavosivej farby. Miestami v ňom nachádzame rozptýlené drobné zrná karbonátov, prípadne plagioklasov. Mikroskopicky sú dolerity aj diabasy zhodné, majú granoblastické, reliktné intersertálne a reliktné fluviálne štruktúry. Metabazalty majú zhodné minerálne zloženie, no zrnitosť jednotlivých minerálov je podstatne nižšia (do 0,5 – 0,7 mm). Charakteristické sú početné drobné zrnká epidotu, rozptýlené v celej hornine. Prítomné sú aj drobné zrnká magnetitu.

Rudonosný (stratiformný) horizont (silicity, chloritické a hrubo laminované kremeňovo-chloritické fylity, vložky a pružky keratofýrových a diabasových metapyroklastík) je priestorovo aj geneticky spätý s vulkanickou činnosťou. Horninový komplex tvoria stredne až hrubo laminované bridlice a fylity tmavozelených a sivozelených farieb, pričom laminácia nie je veľmi výrazná a farebne je slabo odlišiteľná. Prítomné sú početné vulkanosilicity, ktoré dosahujú hrúbku 3 až 20 mm. V rámci zonálnosti mineralizácie v periférnej časti zrudnenia sa nachádzajú Fe-jaspility a hematitové bridlice.

Smolnícke súvrstvie (spodný až stredný devón)

584 *kojšovské metapsamity: lavicovité sivé, tmavosivé a zelenkavosivé metapsamity, kvarcitty s polohami fylitov, mikrokonglomerátov a sedimentárnych brekcií; list: 37 KOŠICE*

Doskovité a lavicovité sivé, tmavosivé a zelenkavé metapsamity a kvarcitty s laminami, vrstvičkami a vložkami čiernych, sivých alebo zelenkavých fylitov predstavujú veľmi charakteristický litologický súbor hornín staršieho paleozoika gemerika v prakovskom a jedľoveckom príkrove. Prevažnú časť tvoria metapsamity a kvarcitty, v ktorých nachádzame polohy a vložky metapsefitov, fylitov a zelenkavých rylitových metapyroklastík.

V metapsamitoch, najmä v západnej časti gemerika, sa miestami nachádzajú početné vložky mikrokonglomerátov. Sú to strednozrnné horniny s oválnymi obliakmi tmavých fylitov, psamitov, kremeňa a zriedkavo lyditov s veľkosťou do 0,5 – 1 cm. Tieto zlepenice predovšetkým horninovým zložením obliakov – úlomkov – miestami jasne indikujú intraformačné brekcie.

V metapsamitoch s vyšším stupňom metamorfózy vzrastá podiel novotvarov kremeňa, pričom dosahujú väčšie rozmery (do 1,1 – 3 mm), hornina je masívnejšia a očkatá. Vyšší je aj obsah stilpnomelánu.

585 *medzevské fylity: zelenkavé a zelenosivé laminované fylity s vložkami metapsamitov, v spodnej časti striedanie sivých a zelených fylitov; list: 37 KOŠICE*

Sú to stredne a hrubo laminované horniny, siltovcové, často kremenité, zelenkavej a zelenosivej farby. Miestami je laminácia takmer nevýrazná. Medzevské fylity, ktoré majú očkatú, resp. rulovitú („porfyroidovú“) textúru, obsahujú „oká“ s veľkosťou do 0,5 cm. Mikroskopicky majú lepidogranoblastické až granolepidoblastické štruktúry. V hornine sú výrazné blasty kremeňa a plagioklasov s veľkosťou do 5 – 6 mm.

Metapelity (fylity) majú mikroskopicky granolepidoblastickú štruktúru. Tvorí ju kremeň, chlorit a sericit. Základné minerály sa lokálne sústreďujú do pásikov, šmúh a šošoviek. Akcesoricky nachádzame turmalín, rudné minerály (leukoxenizovaný ilmenit, hematit a pyrit), organický pigment a epidot.

586 *fylity Zbojníckeho kameňa: hrubo laminované zelenkavé kremenné fylity s polohami hrubo laminovaných a doskovitých metapsamitov; list: 37 KOŠICE*

Sú to zelenkavé, stredne a hrubo laminované fylity s polohami laminovaných metapsamitov (s hrúbkou 20 – 30 cm). Charakteristickým makroskopickým znakom fylitov Zbojníckeho kameňa je ich prehnutenie („zhúžvanie“) s veľmi častými šošovkami, nepravidelnými hniezdami sekrečného kremeňa. Uvedené znaky sú prejavom silnejšej metamorfózy, ktorá je typická pre celý humelský príkrov a pre všetky jeho litologické typy.

Fylity Zbojníckeho kameňa tvorí kremeň, muskovit, chlorit a biotit, akcesoricky nachádzame drobné alotriomorfné zrnká pyritu. Laminácia horniny sa prejavuje aj rozdielnym minerálnym zložením lamín. V zónach so stúpajúcou intenzitou metamorfózy v hornine pribúdajú blasty kremeňa, plagioklasu, zhluky väčších šupiniek muskovitu a biotitu. Hornina má „rulovitú“ textúru a v dôsledku tektonického prepracovania sa textúrne podobá porfyroidom.

587 *fylity Jalovičieho vrchu: zelenkavé, jemne laminované siltovcové fylity a siltovce s vložkami jemnozrnných metapsamitov; list: 37 KOŠICE*

Horniny tvoria najmä metasiltovce, menej pelity žltosivozelennej farby s nevýraznou lamináciou a rovnoplochou štiepatelnosťou. Metasiltovce sú často doštičkovité až tenkolavicovité, zvrstvené (šikmé a gradačné zvrstvenie). Fylity Jalovičieho vrchu mikroskopicky majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Rozlišujeme v nich niekoľko typov.

Subfáciou fylitov Jalovičieho vrchu sú hutnodolinské fylity – je to ich laterálne najspodnejšia časť, v ktorej sa striedajú sivé a zelenkavé siltovcovo-pelitické typy, smerom do podložia s prevahou sivých fylitov.

588 *prakovské fylity: olivovozelené, tenko laminované fylity (metapelity), lokálne s pyroklastickým materiálom, miestami s polohami fialových fylitov;* list: 37 KOŠICE

Prakovské fylity sú olivovozelené, nevýrazne laminované metapelity, lokálne s pyroklastickým materiálom keratofýrovej a bazaltovej povahy, zriedkavo s laminami a polohami fialových fylitov. Mikroskopicky majú lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Tvoria ich kremeň (40 – 50 %), sericit (30 – 60 %) a chlorit (20 – 30 %). Akcesoricky nachádzame hypidiomorfné až idiomorfné zrnká pyritu a turmalínu s veľkosťou do 0,3 mm. Prítomné sú aj laminy až polohy s hematitovým pigmentom – fialové fylity.

Prakovské fylity, intenzívnejšie metamorfované, sú najmä v západnej časti gemerika. Majú očkatú až rulovitú textúru, sú masívne aj usmernené (stlačené).

Zelenkavé, hrubo laminované kremenné švedlárske fylity sú subfáciou prakovských fylitov. Od materského typu sa odlišujú väčším zastúpením kremeňa.

V spodnej časti prakovských fylitov sa striedajú laminované zelenkavé, sivé a čierne fylity, označené ako starovodské fylity. Sú subfáciou prakovských metapelitov.

589 *folkmarské fylity: zelené a žltkavozelené fylity s vložkami diabasového materiálu a fialových fylitov, menej často aj keratofýrových hornín;* list: 37 KOŠICE

Folkmarské fylity zastupujú tmavozelené, zelené a žltozelené metapelity s početnými vložkami fialových metapelitov a diabasových pyroklastík, miestami aj keratofýrových pyroklastík. Sú prehnetené, a preto aj nevýrazne laminované.

Mikroskopicky v nich pozorujeme granolepidoblastické až lepidogranoblastické štruktúry. Tvoria ich kremeň (30 – 40 %), sericit (20 – 55 %) a chlorit (20 – 45 %). Akcesoricky v nich nachádzame drobné zrnká leukoxénu, hematitu a pyritu.

Folkmarské fylity obsahujú aj fialové fylity s prúžkami a tenkými vložkami silicitov zelenkavej, fialovej a bielosivej farby, ako aj laminy, vložky a polohy diabasových a keratofýrových hornín. Zriedkavo sa nachádzajú aj tenké polohy karbonátov.

Folkmarské fylity vo vyššie metamorfovaných komplexoch sú očkaté až rulovité metapelity, najmä ak obsahujú vyšší podiel keratofýrovej zložky. Výrastlice sú z kremeňa a plagioklasu (andezín a albit). Vystupujú v rekryštalizovanej drobnozrnej hmote tvorenej kremeňom a sericitom.

590 *zlatnícke fylity: žltozelenkavé a žltosivé laminované kremenné sericitické fylity, vložky metasiltovcov a keratofýrových metapyroklastík;* list: 37 KOŠICE

Zlatnícke fylity sú vyvinuté najmä vo východnej, ojedinele aj v západnej časti gemerika. Sú to žltozelenkavé a sivožltozelenkavé, prevažne kremenné sericitické fylity, miestami karbonátické, s laminami a vložkami silicitov a keratofýrových metapyroklastík v rôznom stupni metamorfnej premeny. Sú v asociácii s folkmarskými fylitmi, resp. tvoria v nich aj polohy. Zlatnícke fylity môžu predstavovať subfáciu folkmarských fylitov alebo ekvivalent pestrého vulkanického komplexu s vývojom prevažne silicitov a keratofýrových pyroklastík.

Intenzívnejšie metamorfované zlatnícke fylity sú drobnoočkaté, s blastami kremeňa a plagioklasu a vyšším podielom šupiniek muskovitu.

591 *produkty keratofýrového a diabasového vulkanizmu, miestami dolerit, silicity, spodný rudonosný horizont – typ Smolník (spodný pestrý vulkanický komplex);* list: 37 KOŠICE

Horniny keratofýrového vulkanizmu sú zastúpené Na a K keratofýrmi a ich jemnozrnnými pyroklastikami. Metakeratofýry majú lepidogranoblastickú, reliktné porfýrickú štruktúru. Sú bielosivej, sivozelenkavej a zelenkavej farby. Nachádzame v nich výrastlice tvorené plagioklasom (albitom) a kremeňom. Ojedinele nachádzame chloritizované a baueritizované relikty výrazných šupiniek biotitu. Matrix tvoria drobné zrnká kremeňa a sericitu, pričom sericit v drobnozrnej hmote tvorí nepravidelné polohy. V súbore týchto hornín sú aj polohy sedimentov pelitického charakteru, ktoré oddeľujú jednotlivé výlevy efuzív.

V rámci bázik rozlišujeme metadiabasy, diabasové metapyroklastiká a amfibolové bridlice. Metadiabasy sú masívne horniny s granolepidoblastickou, reliktné porfýrickou štruktúrou. Výrastlice majú drobné rozmery (do 1 – 1,5 mm). Tvoria ich tabuľky slabo sericitizovaných plagioklasov (albit a oligoklas). Výrastlice obteká drobnejšia hmota tvorená kremeňom, plagioklasom, a najmä chloritom, zriedkavejšie sú prítomné drobné zrnká epidotu a aktinolitu. Metapyroklastiká majú menší podiel výrastlíc. V základnej hmote pribúda podiel sericitu, aj keď chlorit dominuje. Amfibolové bridlice tvorí drobnozrnný amfibol (70 – 95 %), kremeň (5 – 10 %), chlorit a titanit. Sú výrazne usmernené, majú nematoblastickú štruktúru.

Hrubozrnný diabas – dolerit – je masívny tmavozelený a sivozelený vulkanit s výraznými zrnami amfibolu tmavozelenej až čiernej farby s veľkosťou ojedinele až do 2 cm. Mikroskopicky majú nematogranoblastickú štruktúru. Tvorí ich plagioklas, oligoklas, amfibol, chlorit, epidot, kremeň a kalcit. Medzi výlevmi doleritu sa nachádzajú aj polohy bazaltových pyroklastík s rôznym zložením.

Súčasťou spodného pestrého vulkanického komplexu je aj rudonosný stratiformný horizont – rudonosné silicity, chloritické a hrubo laminované kremeňovo-chloritické fylity, vložky kyslých a bázických vulkanitov, lokálne jaspility, hematitové kvarcity a hematitové bridlice – tzv. smolnícko-hutianske rudonosné fylity.

Silnejšie metamorfované horniny spodného pestrého vulkanického komplexu (rulovité keratofýrové horniny, rekryštalizované diabasové horniny až amfibolity, vložky silicitov – kvarcitov – a kryštalické zelené metapelity s mineralizáciou) sa v komplexe staršieho paleozoika vyskytujú pomerne často.

Betliarske súvrstvie (vrchný silúr)

592 čierne a sivé fylity, miestami s lapilami až bombičkami kyslých vulkanitov; a) polohy lyditov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Horniny predstavujú čierne metapelity s vrstvičkami a polohami lyditov, ktoré miestami chýbajú, inde tvoria 30 – 80 % vrstiev. Vyskytujú sa laminované aj nelaminované typy.

Metapelity majú mikroskopicky lepidogranoblastickú až granolepidoblastickú štruktúru. Tvorí ich kremeň (40 – 70 %), sericit (30 – 60 %) a chlorit (0 – 15 %). Akcesoricky nachádzame drobné šupinky rudných minerálov (pyrit a limonit) a organický pigment. V laminovaných typoch pozorujeme striedanie polôh s rozdielnym zastúpením kremeňa, sericitu a organickej zložky. Niektoré polohy čiernych fylitov obsahujú väčší podiel karbonátov vo forme rozptýlených zrn, karbonatických lamín až tenkých polôh (cm).

592a) Vložky a polohy lyditov tvoria tmavosivé až čierne tvrdé laminy, vrstvičky až hrubé lavice. Majú granulárnu štruktúru. Tvorí ich kremeň (95 – 99 %) a organický pigment (2 – 5 %), ako aj rudné minerály (pyrit a hematit). V rámci lyditových polôh sú aj vložky čiernych fylitov s rozptýleným materiálom kyslých pyroklastík (lapily, bombičky až bomby), prípadne vulkanický materiál tvorí aj tenké (cm) polohy.

593 holecké vrstvy: čierna bridlica s vložkami lyditov, sivé a bielosivé karbonáty a karbonatické pieskovce; list: 37 KOŠICE

Pre holecké vrstvy je typický výskyt karbonátov bielej, sivej až tmavosivej farby. Tvorí ich vápenec, resp. dolomitický vápenec. Je zložený z dvojčatných zrn kalcitu. Jednotlivé zrná dosahujú veľkosť 0,1 až 5 mm. V malom množstve najmä v drobnozrnných častiach karbonátových vrstiev sú drobné alotriomorfné zrnká kremeňa s veľkosťou 0,1 – 0,2 mm. Polohy karbonátových hornín sú oddelené polohami fylitov a vulkanických hornín rôznej hrúbky. Okrem karbonátov sa v holeckých vrstvách vyskytuje aj piesčitý karbonát až karbonatický pieskovec.

Karbonáty holeckých vrstiev boli materskými horninami metasomatických premien Fe a Mg počas variských zrudňovacích procesov (typ Nižná Slaná a Mníšek nad Hnilcom).

**594 jedľovecké fylity: tenko laminované pelitické čierne fylity s vložkami a polohami meta-
drôba metapsamitov;** list: 37 KOŠICE

Jedľovecké fylity sú prevažne tenko laminované čierne fylity s vložkami a polohami metadrôb a metapsamitov. Vyskytujú sa v jedľoveckom a medzevskom príkrove. Podiel organickej hmoty je rovnaký ako v pelitoch holeckých vrstiev, podobne aj minerálne zloženie fylitov. Intenzívnejšia metamorfóza sa prejavuje predovšetkým rekryštalizáciou horniny, vznikom šupiniek grafitu a zrníčok antracitu, ako aj prekremenením horniny a vznikom očiek kremeňa.

**595 kloptanské fylity: hrubo laminované čierne a sivé fylity s vložkami sekrečného kremeňa,
polohy metapsamitov;** list: 37 KOŠICE

Sú to hrubo laminované zhúžvané čierne a sivé fylity (striedanie svetlých a tmavých lamín a polôh) s vložkami a polohami metapsamitov. Vyskytujú sa najmä v humelskom príkrove. Vzhľadom na intenzívnejšie prepracovanie kloptanských fylitov je charakteristická častá prítomnosť sekrečného kremeňa v rôznych formách. V metapsamitoch môžeme často pozorovať gradané a šikmé zvrstvenie a opakovanie sedimentačných cyklov.

Makroskopické striedanie polôh s rôznou zrnitosťou a farbou sa odráža aj v minerálnom zložení. Psamitické polohy tvorí kremeň (45 – 80 %) a sericit (20 – 45 %), akcesorický je pyrit a organická hmota (grafitický pigment). Organická hmota je bohatšie zastúpená (2 – 6 %) v pelitických polohách s výraznejším podielom sericitu (25 – 60 %). Tieto polohy bývajú často sprehybané a zvrásnené.

Intenzívnejšie metamorfované kloptanské fylity sú kryštalické až očkaté („porfyroidy“) a masívne horniny. Pozorujeme v nich výrazné výrastlice kremeňa a pertitického ortoklasu.

596 belianske fylity: prevažne hrubo laminované čierne a sivé fylity; list: 37 KOŠICE

Belianske fylity sú tenko až hrubo laminované čierne a sivé fylity (striedanie svetlých a tmavých lamín a polôh) s polohami metapsamitov. Vyskytujú sa v kojšovskom a rakoveckom príkrove. Makroskopicky aj mikroskopicky sú zhodné s kloptanskými fylitmi. Podobne sa správajú aj pri zvýšenej metamorfóze.

MAGMATICKÉ HORNINY

597 leukokratné granity, miestami porfýrické (perm); list: 37 KOŠICE

Vyskytujú sa vo Volovských vrchoch ako malé granitové telesá prenikajúce cez staropaleozoické, nízko metamorfované vulkanosedimentárne súvrstvia. Granity majú charakteristiku typov S a A, pričom typy S výrazne dominujú a označujú sa aj ako gemerické granity. Granity typu A sa zistili len ako malé telesá na lokalite Turčok, a preto sa nazývajú turčocké granity.

Gemerické granity boli opísané ako špecializované granity typu S (Uher a Broska, 1996; Broska a Uher, 2001). V porovnaní s ostatnými variskými granitoidmi Západných Karpát predstavujú výrazne odlišné granitové systémy, obohatené najmä o volatívne prchavé elementy B a F, ale aj o niektoré stopové prvky ako Rb, Sn, Li, Nb, Ta, W a Mo. Zvýšený obsah vody, bóru a fluóru sa prejavuje v špeciálnom charaktere mineralizácie týchto granitov. Granity majú permský vek, ktorý bol určený Rb/Sr metódou (Kováč et al., 1986), datovaním monazitov (Finger a Broska, 1999) a datovaním zirkónov (Poller et al., 2002). Permský vek týchto intrúzií nepriamo potvrdzuje aj Re-Os datovanie vysokoteplotnej Mo mineralizácie spätjej s granitmi (Kohút et al., 2004).

Špecializované granity typu S (gemerické granity) tvoria v oblasti Hnilca niekoľko samostatných telies (súľovské, delavské a pekliské). Horniny sú zastúpené prevažne strednozrnnými a jemnozrnnými muskovitickými monzogranitmi s turmalínom. V podloží vystupujú hrubozrnné až porfýrické granity s biotitom, nad nimi sú strednozrnné a ďalej jemnozrnné granity s výskytom

greisenov v kupole (Drnzík et al., 1982; Kubiš a Broska, 2003). Menší výskyt granitu sa zistil aj prieskumnými ryhami a vrtmi v doline Suroveckého potoka, ktorý je tvorený albitickými topásovo-zinnwalditovými granitmi (Malachovský, 1999). Výskyty v okolí Surovca v oblasti Vrchsúľovej sú tvorené lítnymi granitmi so zinnwalditom a protolítionitom (Petřík et al., 2007). V južnejšej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupujú porfýrické granity na lokalite Betliar. Vrtný prieskum preukázal prítomnosť granitu v Krátkej doline na lokalite Podsúľová, na lokalite Čučma a na lokalite Dlhá dolina. Na lokalite Dlhá dolina sú najhlbšie časti granitového telesa tvorené biotitickými porfýrickými granitmi s turmalínom (Malachovský et al., 1986; Dianiška et al., 1990). Vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria vystupujú granitové telesá v okolí Poproča, Zlatej Idky a Hummela. Tieto telesá sú zložené prevažne zo strednozrnných až hrubozrnných biotitických granitov.

598 ultrabázické horniny (?perm); list: 37 KOŠICE

Ultrabázické horniny tvoria menšie telesá vystupujúce v prostredí paleozoických komplexov. To však neznamená, že ich možno považovať za paleozoické.

K významnejším výskytom, znázorneným na geologickej mape, patria Vyšný Klátov a Bukovec (Dianiška a Hurný in Grecula et al., 1977). Na lokalite Vyšný Klátov antigoritický serpentinit tvorí sústavu šošovkovitých telies v úzkom pruhu (10 – 60 m) dlhom asi 1,2 km, ktoré sa nachádzajú v prostredí klátovského rulovo-amfibolitového komplexu staropaleozoického veku. Teleso je intenzívne tektonicky porušené. Hlavný minerál serpentinitu je antigorit, vedľajšie minerály sú chlorit, mastenec, tremolit, chryzotil, chromit, magnetit a hematit. Okolité amfibolity sú zmenené na albiticko-chloritické bridlice, v ktorých sú až 2 – 5-centimetrové polohy mastencovo-chloritických bridlíc a metasomatických kvarcitov so žilkami karbonátov.

Serpentinitové teleso Bukovec (asi 2 km jv. od obce Bukovec) má rozlohu zhruba 150 x 250 m a ohraničujú ho zlomy sv.-jz. smeru. Geologické prostredie a minerálne zloženie je podobné ako v prípade klátovského telesa.

Dva výskyty pri Dobšinej-Tešnáрке ležia v násunovej zóne medzi amfibolitovým komplexom a nižšie metamorfovanými horninami rakoveckej skupiny. Ultrabázika predstavujú dunity a peridotity rôzneho stupňa serpentinizácie. Často v nich nachádzame žilky chryzotilového azbestu, ktoré sa v oblasti Dobšinej priemyselne využívali.

V gelnickej skupine sa miestami vyskytujú malé telesá bazaltov s časťami, ktoré majú charakter ultrabázických hornín. Príkladom je výskyt na Strážnom vrchu s. od Medzeva. V serpentinite okrem antigoritu je prítomný mastenec, chlorit a magnetit (Rozložník a Varga, 1965).

HRONIKUM

MEZOZOIKUM

TRIAS – KRIEDA

599 sivé a červené vápence a slienité vápence (kimeridž – valangin); svetlosivé organodetritické vápence a vrstvovité rohovcové vápence (kelovej – oxford); hierlatzké vápence (pliensbach – ?bat); sivé lavicovité a krinoidové vápence s rohovcami (hetanž – lotaring); kössenské vrstvy: organodetritické a kalové vápence a slieňovce (rét); oberalmské vápence (titón – berias); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Oberalmské vápence. – Sú zložené z lavicovitých, doskovitých a rohovcových vápencov titónu a neokómu.

Sivé a červené vápence a slienité vápence – najmladšie jurské vrstvy. – Sú to sivé, sivozelené alebo červené slienité, niekedy nevýrazne hľuznaté vápence. Červené a zelené variety vápencov majú globochétovo-filamentovú mikrofáciu, niekedy s hojnými sakokómami. Svetlosivé kalové vápence sú aj biomikrity s rádioláriami a ostňami ježoviek. Opísané vrstvy majú vek kimeridž – titón – spodný berias, možno aj oxford (Kullmanová et al., 1984).

Svetlosivé organodetrítické vápence a vrstvomité rohovcové vápence. – V súčasnosti sú známe dve šošovky svetlosivých vápencov (j. od Čierneho Váhu). Litologicky sú to svetlosivé masívne alebo hrubolavicovité zvrstvené vápence, biomikritické, s úlomkami krinoidov, ježoviek, kalcifikovaných rádiolárií a iných organizmov. Vápence obsahujú hojnú makrofaunu (Pevný in Biely, 1962). Podľa tejto fauny je stratigrafické rozpätie vápencov kelovej – oxford.

Hierlatzké vápence. – Litologicky sú to červené krinoidové vápence, zväčša hrubozrnné, so zvyškami belemnítov a brachiopódov. Podľa fauny amonitov a brachiopódov majú hierlatzké vápence najskôr liasový vek.

Sivé lavicovité a krinoidové vápence s rohovcami. – Vystupujú na rozhraní bielovážskej a čiernovážskej sekvencie od Svarínskej doliny po Važec. Litologicky sú to sivé až čierne vápence, v niektorých polohách výrazne krinoidové, v iných slabo krinoidové až kalové. Vo väčšej časti vrstiev sa vyskytujú hľuzy sivých, čiernych alebo hnedastých rohovcov. Z biozložky sú prítomné úlomky lastúrníkov, brachiopódov, ostne ježoviek, ihlice húb a foraminifery. Podľa týchto fosílií majú rohovcové krinoidové vápence spodnoliasový vek (Kochanová in Biely, 1976).

Kössenské vrstvy. – Reprezentujú ich sivé organodetrítické krinoidové a kalové vápence a sivé až čierne slieňovce, do ktorých sú vložené lavice vápencov (Michalík, 1973, ich opísal ako hybské súvrstvie). Rétsky vek je paleontologicky dobre doložený (Biely et al., 1997).

TRIAS

600 *dachsteinské vápence, norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec: svetlé jemnozrnné vápence, organodetrítické vápence (norik – réty);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Najvyššie zastúpené litostratigrafické jednotky havranickej kryhy považského príkrovu v nadloží hlavných dolomitov vrchného triasu sú dachsteinské vápence a v menšej miere aj norovické súvrstvie.

Dachsteinské vápence sú litologicky biele, svetlo- aj hnedosivé, hrubolavicovité (5 – 25 cm) vápence s vrstvami brekciovitých oolitických vápencov.

V najvyššej časti dachsteinských vápencov sa nachádzajú šošovky lumachelových žltkasto-hnedých, hrdzavohnedých, sivohnedých, ružovkastých a svetlosivých vápencov s makrofaunou lastúrníkov a ramenonožcov norovického súvrstvia – mojtínsky vápenec s bohatým zastúpením mikrofosílií – lastúrníkov, ramenonožcov, krinoidov, ostrakódov, drobných ulitníkov, foraminifer a ostňov ježoviek (Buček et al., 1991). Norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec – na základe makrofauny ramenonožcov a lastúrníkov zaraďujeme do rétu. Obe súvrstvia dosahujú hrúbku 50 až 100 m.

Tento súbor vápencov noricko-rétskeho veku sa dávno koreloval s dachsteinskými vápencami. Látkové zloženie a obsah fosílií, najmä megalodontov, túto koreláciu potvrdzuje.

601 *mičinské súvrstvie: pestré ílovité bridlice a dolomity (norik);*

list: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Súvrstvie vystupuje v nadloží hlavných dolomitov v okolí Markovej a Mičinej. Litologicky ho tvoria pestré (červené, fialové, zelené) ílovité bridlice s vložkami sivožltých dolomitov. Súvrstvie má výraznú afinitu ku karpatskému keuperu.

Na základe palynologickej analýzy (Vaněková in Polák et al., 2003) bol vek súvrstvia stanovený na norik.

602 *hlavné dolomity: sivé lavicovité dolomity (karn – norik);* listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Litologicky sú dolomity sivé, svetlosivé, zriedkavejšie tmavosivé, prevažne lavicovité (hrubé 10 – 20 cm), miestami až hrubolavicovité (hrubé do 100 cm). Dolomity obsahujú intraklasty a niekedy prechádzajú až do intraformačných brekcií. Vrstvomité dolomity predstavujú najmä lagunárnu fáciu.

Zo štruktúrneho hľadiska ide najmä o biosparity. Z organizmov sú v dolomitoch zastúpené krinoidy, hydrozoá a vápnité hubky, menej lastúrniky, gastropódy a ježovky.

V bazálnej časti v nadloží lunzských vrstiev, ale niekedy aj vo vrchnej časti, sú často laminovane riasové rytmy stromatolitového typu.

Zo súvrstvia hlavných dolomitov pochádza pomerne bohatá fauna (Bujnovský a Kochanová, 1973).

603 *oponické vápence: tmavosivé slienité vápence a polohy slienitých bridlíc (karn);*
list: 35 TRNAVA

Oponické vápence sú vyvinuté len rudimentárne. Litologicky sú to tmavosivé až čierne slienité celistvé vápence, často s tenkými polohami slienitých bridlíc. Sú to zväčša sparitické vápence, často s úlomkami bivalvií. Kochanová (in Mahel' et al., 1985) na základe bivalvií stanovila vek na karn.

604 *hlavné, wettersteinské, ramsauské a gutensteinské dolomity, nerozlíšené (stredný až vrchný trias);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Litologicky ide o sivé a tmavosivé vrstvomité, často masívne dolomity. Sú celistvé, jemne kryštalické až cukrovité, často brekciovité, miestami silno pórovité. Póry sú zväčša po vylúhovaných organických zvyškoch.

Stanoviť ich stratigrafické postavenie je obťažné pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v podloží, resp. v nadloží, ktoré by napomohli ich bližšie stratigrafické zaradenie. Preto ich v tomto prípade zaraďujeme do stredného až vrchného triasu.

605 *lunzské vrstvy: ílovité a ílovito-piesčité bridlice, jemnozrnné pieskovce (jul – ?tuval); vyšnoslavkovské vrstvy: tmavosivé a čierne lavicovité vápence, čierne bridlice (jul – ?spodný tuval);* listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 46 LUČENEC

Lunzské vrstvy vystupujú obyčajne v nadloží korytnianskeho súvrstvia, resp. iných strednotriasových súvrství.

Litologicky ide o súvrstvie zložené zo sivých a čiernych ílovitých bridlíc, v ktorých sú vložky sivých a zelenkavých jemnozrnných pieskovcov v rôzne hrubých laviciach. Ílovité bridlice prevládajú nad pieskovcami, najmä v spodnej časti súvrstvia. Súvrstvie dosahuje hrúbku 10 – 25 m. Bohaté spoločenstvo sporomorfov a mikroplanktónu (Šabíková-Hlôšková in Bujnovský et al., 1995) poukazuje na stratigrafické rozpätie lunzských vrstiev jul – tuval.

Pri sv. zakončení Vyšného Slavkova na pravej strane Podhorského potoka, ako aj v záreze poľnej cesty vedúcej do Lačnova v nadloží ramsauských dolomitov vystupuje súvrstvie tmavosivých a čiernych, slabo slienitých vápencov. Vo vrchnej časti obsahujú vložky čiernych slienitých bridlíc. Súvrstvie dosahuje hrúbku 12 – 18 m a je odkryté v celom svojom rozsahu.

Pri makrofaciálnej korelácii sú tieto vápence podobné „aónovým vrstvám“, resp. „trachycera-sovým vrstvám“. Podrobná litofaciálna analýza, korelácia s faunistickou a mikrofaciálnou náplňou, ako aj stratigrafická pozícia ukázali, že súvrstvie z Vyšného Slavkova má stratigrafické rozpätie jul až ?spodný tuval.

Na základe uvedených skutočností sa vyčlenilo ako formálna litostratigrafická jednotka – vyšnoslavkovské vrstvy (Polák a Planderová, 1987).

606 *wettersteinské dolomity a dolomitové brekcie (il'yr – kordevol);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Wettersteinské dolomity sú plošne najrozšírenejšia litostratigrafická jednotka hronika. Litologicky sú to vrstvomité bielosivé, menej tmavohnedosivé bituminózne lagunárne dolomity

s dasykladálnymi riasami. Vystupujú v identických lokalitách ako wettersteinské vápence. Veľmi často sú rekryštalizované, miestami prechádzajú do výrazne organodetrilitických a krinoidových typov, časté sú polohy výrazne stromatolitových dolomitov.

Dasykladálne riasy (Buček in Bujnovský et al., 1995) potvrdzujú stratigrafické rozpätie ilýr až kordevol.

607 *wettersteinské vápence: svetlé masívne rifové vápence (?vrchný fasan – kordevol);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA, 46 LUČENEC

Wettersteinské vápence hronika vystupujú takmer vo všetkých jadrových pohoriach Západných Karpát.

Litologický sú to svetlé, sivobiele, prevažne lavicovité vápence s hojnými zvyškami dasykladacej a často organického detritu. Bazálne časti faciie sú hrubovrstvovité (hrúbka vrstiev okolo 50 cm), vyššie časti sú masívne. Skôr ojedinele obsahujú rifotvorné organizmy (hubky).

Biostratigrafické údaje získané priamo zo súvrstvia wettersteinských vápencov rifovej faciie pochádzajú napr. od Jablonského (1973, 1975) a Bučeka (in Havrila et al., 1995) z brekcií rifovej haldy. Stratigrafické rozpätie wettersteinských vápencov v oblasti štúreckého príkrovu je fasan až ?spodný longobard, na okraji bielovážskeho bazénu longobard až kordevol a v Strážovskej hornatine diplopóry dokumentujú stratigrafický rozsah anis až kordevol.

608 *wettersteinské vápence a wettersteinské dolomity (ladin – karn);* listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Vo veterlínskom príkrove v Malých Karpatoch sú svahové sedimenty grafensteinského vápenca a raminských vápencov prekryté komplexom predrifových facií, rifovými faciiami (wettersteinské vápence) a zarifovými faciiami (wettersteinské dolomity) (cf. Michalík, 1984; Masaryk, 1988, 1990; Buček, 1988, 1989; Buček et al., 1991).

V strednej časti veterlínskeho rifového komplexu predrifové hruboklastické faciie prechádzajú do telesa vlastného rifu. Organické zvyšky zastupujú vápnité hubky, kolóniové koralý, solenopóry a hydrozoá.

Vo wettersteinských vápencoch možno odlišiť dve zarifové biofacie: hubkovú s problematikami (cf. Jablonský, 1973) a riasovú. Spoločenstvo dasykladálnych rias (Buček, 1988, 1989; Buček in Buček et al., 1991) poukazuje na ladinský vek.

609 *raminské vápence: svetlé detritické vrstevité vápence (?vrchný fasan – kordevol); partnašské vrstvy: slienité bridlice a slienité vápence (fasan – kordevol); zámostské súvrstvie; reiflinské vápence (anis – kordevol); schreyeralmské vápence: červené hľuznaté rohovicové vápence (ilýr);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Raminské vápence. – Na mnohých miestach vystupujú v nadloží reiflinských vápencov. Charakteristickým znakom raminských vápencov, ktoré sú faciálnym prechodom medzi svahovými faciiami a hruboklastickými sedimentmi okraja platformy, je ich trend splytčovania smerom nahor a ich laterálna a vertikálna faciálna variabilita (Michalík et al., 1993). Vápence sú hrubolavicovité (hrubé 30 – 50 cm až 100 – 150 cm), svetlohnedé, hnedosivé a sivé, ojedinele obsahujú svetlohnedé rohovce a ílovité medzivrstvičky. Možno v nich pozorovať gradačné zvrstvenie, paralelnú lamináciu detritu, izolované veľké úlomky až bloky svetlých organogénnych vápencov a sklzové deformácie.

Partnašské vrstvy. – Litologicky sú to polohy slienitých bridlíc a slienitých vápencov. Nachádzajú sa v nadloží reiflinských vápencov.

Zámostské súvrstvie (veterlínsky príkrov). – Jasenské vápence tvoria hrubolavicovité (50 až 100 cm hrubé lavice v bazálnej časti) a lavicovité laminované (hrubé 15 – 20 cm až 30 – 40 cm) tmavohnedé až čierne biodetrilitické vápence. Najvyšší odlišiteľný horizont, litologicky zhodný s jasenským vápencom, tvoria doskovité tmavohnedé vápence s izolovanými čiernymi rohovcami s makrofaunou ramenonožcov aniského veku (Michalík in Buček, 1988; Buček et al., 1991).

V nadloží zámostského súvrstvia vystupujú jemne laminované lavicovité až tenkolavicovité (hrubé 2 – 10 až 40 cm) sivohnedé a sivé, výrazne hľuznaté rohovcové reiflinské vápence. Obsahujú početné hnedé a čierne rohovce rôznych tvarov. Vrchnú časť súvrstvia tvoria hrubolavicovité, lokálne až masívne hrubozrnné svetlosivé až sivé a sivohnedé rohovcové vápence. Spoločenstvo foraminifer a konodontov poukazuje na širšie stratigrafické rozpätie – ladin až kordevol – ?jul (Jendrejáková in Michalík et al., 1986; Jendrejáková in Buček et al., 1991).

Schreyeralmské vápence. – Litologicky sú to ružové a červené lavicovité, často hľuznaté vápence s červenými a čiernymi rohovcami. Zo súvrstvia pochádza pomerne bohatá konodontová mikrofauna (Havrila, 2006), potvrdzujúca vek súvrstvia pelsón – ilýr.

610 *partnašské vrstvy: tmavosivé ilovité vápence a ilovce (longobard – kordevol);*
list: 46 LUČENEC

Partnašské vrstvy v Západných Karpatoch ležia v nadloží reiflinských vápencov. Litologicky ich zastupujú sivé slienité bridlice až žltosivé sliene s vložkami slienitých vápencov. Časté sú polohy organodetrítických vápencov, v ktorých sú vyvinuté hľuzy a polohy rohovcov.

Na základe veľkého množstva konodontov (Havrila a Pevný in Havrila et al., 1988; Kozur a Mock, 1974) bol vek vrstiev stanovený na fasan – kordevol.

611 *reiflinské vápence a zámostské súvrstvie: svetlosivé až tmavosivé vápence s hľuzami rohovcov (ilýr – stredný fasan);* listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 46 LUČENEC

Charakteristický reprezentant bielovážskeho faciálneho vývoja sú reiflinské vápence. Litologicky ich charakterizujeme ako tmavosivé až čierne lavicovité hľuznaté rohovcové slienité vápence, často organodetrítické, s pomerne bohatými zvyškami makrofauny. Tá poukazuje na ich vekové rozpätie pelsón – ilýr (Biely, Bezák et al., 1997). Obsahujú pomerne bohatú mikrofaunu konodontov (Havrila in Polák et al., 1997b), na základe ktorých bolo stanovené stratigrafické rozpätie ilýr – spodný longobard.

Zámostské súvrstvie tvorí prechodné súvrstvie medzi steinalmskými vápencami pelsónskeho veku a reiflinskými vápencami.

612 *reiflinské a gaderské vápence, ramsauské dolomity, gutensteinské vápence a dolomity, nerozlíšené (anis – kordevol);* listy: 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 35 TRNAVA, 37 KOŠICE

Do tohto súboru sú začlenené uvedené litostratigrafické jednotky, ktoré nebolo možné jednotlivo kartograficky znázorniť. Týka sa to najmä územia v okolí Bystrianskej jaskyne.

613 *ramsauské dolomity: sivé lavicovité a masívne dolomity (anis – kordevol);*
listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ramsauské dolomity sú najrozšírenejší triasový člen hronika. Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Hrúbka lavíc je premenlivá, kolíše od niekoľko cm až do 1 m. Sú zväčša drobnokryštalické, celistvé, časté sú pórovité typy. Zriedkavejšie sú polohy organodetrítických typov s akumuláciou najmä krinoidov a detritu lamemeli-branchiát.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o sparity, resp. o biomikrosparity. Často sú rekryštalizované, nerovnomerne zrnité. Zriedkavo sú zachované v pomerne dobrom stave zvyšky dasykladaceí. Na základe uvedených fosílií zaradujeme súvrstvie ramsauských dolomitov do vrchného anisu (pelsónu) (Bystrický, 1976).

614 *steinalmské vápence: svetlosivé celistvé vápence (pelsón – ilýr);* list: 35 TRNAVA

Steinalmské vápence tvoria vrchnú časť karbonátového komplexu aniského veku. Litologicky je to komplex masívnych až hrubolavicovitých, miestami aj lavicovitých sivých a sivohnedých vápencov. Hrúbka vápencov je do 50 m.

Na základe zistených spoločenstiev mikrofosílií zaraďujeme steinalmské vápence do spodnej časti pelsónu (Bystrický, 1986).

615 *strážovské vápence: sivé až tmavosivé hrubolavicovité slienité a organodetrítické vápence (spodný pelsón);* list: 35 TRNAVA

Tieto vápence tvoria vo väčšine prípadov bazálnu časť považského príkrovu. Zistili sa na báze príkrovu pri Mojtíne a na severných svahoch Ostrej Malenice.

Litologický sú to mikrokryštalické svetlosivé, béžové, hnedosivé až tmavosivé hrubodoskovi-
té až hrubolavicovité (50 – 100 cm) vápence. Zriedka sa vyskytujú drobné hľuzy rohovcov. Ílovi-
tá prímes spôsobuje nenápadnú paralelnú lamináciu. Vápence sú mikrokryštalické, zriedkavo je
prítomný detrit krinoidových článkov a polohy dolomitov.

Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako mikrosparity a dolosparity. Z alochémov sú
fantómovo zachované ?pelety, oolity a foraminifery. V nerozpustnom zvyšku sa zistili (Havrila
a Pevný, 1991) v spodnej časti súvrstvia len zúbky rýb, v hornej časti články krinoidov, ostne
ježoviek, autigénny kremeň a ozúbkované a platničkovité konodonty, ktoré poukazujú na spodný
pelsón.

616 *ramsauské dolomity (vrchný anis); gutensteinské vápence: tmavosivé až čierne vápence (anis), gutensteinské dolomity a dolomitové brekcie (?spodný egej);*
list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ramsauské dolomity len v niekoľkých prípadoch ležia v nadloží gutensteinských vápen-
cov. Bazálne časti dolomitového komplexu sú výrazne tektonicky podrvené, miestami vytvárajú
polohy brekcií.

Dolomity sú predovšetkým svetlosivé a sivé, zriedkavejšie sú tmavé variety. Najčastejšie sú
lavicovité (10 – 100 cm), zriedkavejšie doskovité. Dolomity sú väčšinou mikrokryštalické, kryš-
talické, celistvé, miestami obsahujú zvyšky organizmov ako lamelibranchiáty a zvyšky dasykla-
daceí, najpravdepodobnejšie diplopóry.

Ako v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát v tejto tektonickej jednotke (Bystric-
ký, 1983) vekovo zodpovedajú vrchnému anisu – ladinu.

Gutensteinské vápence sú vyvinuté len rudimentárne. Litologicky sú to tmavosivé až čierne, sil-
no porušené, často brekciovité, v spodnej časti tenkolavicovité, vo vrchnej časti hrubolavicovité
vápence, resp. dolomitické vápence. Pomerne časté sú polohy čiernych lavicovitých (5 až 20 cm),
výrazne červíkovitých vápencov, ktoré sú miestami výrazne organodetrítické. Časté sú prejavy do-
lomitizácie.

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 50 m. Vek súvrstvia gutensteinských vápencov tejto tektonickej
jednotky Západných Karpát podľa Bystrického (1983) je spodný až stredný anis.

**617 *gutensteinské súvrstvie: tmavosivé a čierne vápence, červíkovité vápence (anis); tmavosi-
vé vrstvivité dolomity a dolomitové brekcie (?spodný egej); a) vrátane steinalmských
vápencov (anis);*** listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA,
36 BANSKÁ BYSTRICA

Strednotriasové gutensteinské súvrstvie zahŕňa viaceré typy vápencov a dolomitov aniské-
ho veku. Na báze strednotriasových karbonátov vystupujú tmavosivé až hnedosivé doskovité
a lavicovité (hrubé 10 – 40 cm) bituminózne gutensteinské dolomity. Miestami sú dolomity brek-
ciovité.

Gutensteinské vápence. – Litologicky ich tvoria tmavosivé až čierne vrstvivité, často stylo-
litické vápence s charakteristickými žilkami bieleho kalcitu. Hrúbka vrstiev varíruje od centi-
metrovných lamín do zhruba 1,5 m. Povrch vrstvových plôch je nerovný, pokrytý žltkastými
povlakmi. Sú bituminózne, miestami silne krinoidové a organodetrítické. V spodnejších čas-
tiach súvrstvia sa nachádzajú polohy červíkovitých typov vápencov. Obsahujú pomerne časté
polohy a vložky svetlých dolomitov. V spodných polohách sa v nich vyskytujú pomerne hrubé
polohy brekcií.

Vo vápencoch sa často nachádzajú zvyšky dasykladálnych rias. Na základe uvedených dasykladaceí bol vek súvrstvia gutensteinských vápencov stanovený na anis (cf. Biely, 1976; Bystrický a Biely, 1964). Podľa Bystrického (1983) vekovo zodpovedajú spodnému anisu – egeju.

617a) Steinalmské vápence sa vyskytujú iba na území listu 35 Trnava. Litologicky ich tvoria svetlosivé celistvé a organodetrilitické vápence. Na základe dasykladálnych rias (Bystrický, 1983) je stanovené vekové rozpätie pelsón – spodný ilýr.

618 bodvasilašské a sinské vrstvy: pestré jemnozrnné pieskovce, kremence, bridlice a slienité vápence (spodný trias); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na mnohých miestach šuňavské súvrstvie prstovito prechádza do bodvasilašského a sinského súvrstvia. Zastupujú ho pestrofarebné pieskovce s polohami bridlíc a súbor sivožltých a žltých bridlíc striedajúcich sa s doskovitými polohami dolomitov a organodetrilitických vápencov.

Keďže sa našli amonity typické pre spat (Bystrický, 1955a, 1957d, 1964), silickojablonské vrstvy sa na základe superpozície a nálezov amonitov zaraďujú do namalu – spodného spatu.

619 benkovské a šuňavské súvrstvie: pieskovce, ílovité a ílovito-piesčité bridlice (griesbach – namal); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Benkovské a šuňavské súvrstvie vystupuje na báze komplexu triasu hronika v rôznych čiastkových príkrovových jednotkách, predovšetkým na severných svahoch Nízkych Tatier. Litologicky je to alternácia pestrých (červených, fialových, zelených a svetlosivých) tenkovrstvovitých (5 – 15 cm), veľmi jemnozrnných pieskovcov, ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc a prachovcov. Jemnozrnné pieskovce sú často výrazne šikmo zvrstvené a laminované. V bridliciach sa miestami vyskytujú polohy bohaté na zvyšky schránok lastúrníkov *Claraia* sp. *Costatoria costata* (ZENK). Táto fauna poukazuje na vek súvrstvia spodný trias (griesbach – ?namal).

Benkovské a šuňavské súvrstvie na území listu Košice vystupuje v Branisku vo výraznom pruhu od poľanovského zlomu východným smerom až do oblasti Lipoviec j. od prameňa Salvátor. Súvrstvie sa vyvíja z podložného komplexu. Tvoria ho tmavosivé a zelenkavé slienité, menej ílovité bridlice, ktoré obsahujú vložky (lavičky) a šošovky tmavosivých a hnedosivých piesčitých, často silno brekciovitých a zbridličnatých vápencov. Vo vrchnej časti častejšie obsahujú polohy hnedastých, okrových rauvakov. Bazálne časti súvrstvia sú väčšinou zložené z konglomerátov sivej a ružovej farby. Smerom do nadložia akcesorických minerálov je prítomný najmä zirkón. Sludy zastupuje prevažne sericit. Živce reprezentujú predovšetkým plagioklasy.

VRCHNÉ PALEOZOIKUM

IPOLTICKÁ SKUPINA (vrchný karbón – perm)

Predstavuje vulkanicko-sedimentárny súbor kontinentálnych klastických sedimentov, ktoré sú v permskej časti sekvencie asociované s andezitovo-bazaltovými výlevmi a ich sprievodnými vulkanoklastikami. Skupinu, v rámci ktorej bolo charakterizované nižnobocianske a malužinské súvrstvie, definovali Vozárová a Vozár (1981) na severných svahoch Nízkych Tatier s platnosťou pre celé Západné Karpaty. Spodným členom je nižnobocianske súvrstvie, litologicky osobitne vymedzené a stratigraficky zaradené na základe flóry do stefanu B – C (Sitár a Vozár, 1973). Malužinské súvrstvie bolo rozčlenené na tri neformálne litostratigrafické jednotky nižšieho rádu (členy) – I., II. a III. megacyklus, ktoré majú regionálne rozšírenie. Megacykly boli pozorované buď v kompletnej vývoji, alebo v rôznom stupni redukované na všetkých povrchových aj podpovrchových výskytoch hronika v Západných Karpatoch (Vozárová a Vozár, 1988). Každý z megacyklov dosahuje hrúbku okolo 500 metrov a viac. Vzhľadom na ich hrúbku, regionálne zachovanie v celej šírke ich výskytov, ich odlišné vekové zaradenie (Planderová, 1973; Planderová a Vozárová, 1982) a prítomnosť osobitných vulkanických fáz (I. erupčná fáza v rámci I. megacyklu a II. erupčná fáza v rámci III. megacyklu) môžeme tieto cykly porovnať s cyklami III.

rádu. Dĺžka trvania každého z cyklov je niekoľko miliónov rokov a ich vznik bol v priamej závislosti od globálnych zmien v úrovni hladiny morí a oceánov. Hrubozrnné aluviálne sedimenty (predovšetkým uloženiny divočiach riek) zodpovedajú v sekvenčnej stratigrafii štádiu LS, keď bola hladina svetových morí veľmi nízka. Tomu zodpovedalo v kontinentálnej časti maximálne dvíhanie znosovej oblasti, strmý gradient riečnych tokov a maximálny prínos siliciklastického detritu. Vrchné časti megacyklov, pre ktoré sú charakteristické jemnozrnné jazerné fácie a fácie playa, zodpovedajú obdobiu stúpania svetovej hladiny morí a oceánov, štádiu HS, keď bol znížený gradient znosovej oblasti a sedimentačného bazénu na minimum. Krátkodobé periodické klimatické zmeny sa prejavili vznikom cyklov V. a VI. rádu.

Malužinské súvrstvie (perm)

620 *žilné telesá doleritických bazaltov, perm*; list: 37 KOŠICE

Tieto horniny sa nachádzajú prednostne v dvoch najväčších výskytoch malužinského súvrstvia (Vozár a Vozárová in Biely a Bezák – ed., 1997), a to v Nízkych Tatrách a v Malých Karpatoch. Podpovrchové vulkanické ekvivalenty bazaltových efúzií sú v malužinskom súvrství zastúpené v rôznych stratigrafických úrovniach. V najspodnejšej časti malužinského súvrstvia sa nachádzajú v podobe konkordantne uložených medzivrstvových ložných intrúzií s hrúbkou okolo 0,5 – 2 m (Spišské Bystré – záver Bystrej doliny). Podobné ložné žily sú situované v kravianskych vrstvách (Spišské Bystré – úvod do Bystrej doliny). V Malých Karpatoch sú to lokality jv. od Sološnice (Dolné a Horné Žliabky). Najväčšie teleso – na Spálenom vrchu v Čiernej hore – tvoria tri petrografické typy dioritu: strednozrnný amfibolicko-pyroxénický diorit, afanitický pyroxénický diorit a mikropegmatitický diorit. Menšie telesá sú známe v závere Črmeľskej doliny a na výskytoch s. od sedla Branisko. Bazaltové dajky v spodnom perme sú generálne dvoch typov: prvý typ je identický s vysoko solidifikovanými bazaltmi situovanými v karbónskych sedimentoch nižnobocianskeho súvrstvia (pozri vysv. 625b), druhý typ je sklovitý a obsahuje plagioklasy, ktoré často vytvárajú glomeroporfýrické agregáty.

Na základe geologickej pozície a petrografickej analógie s dioritovými telesami vo vrchnom karbone hronika sa uvedené horniny považujú za žilné ekvivalenty permského andezitovo-bazaltového vulkanizmu (Vozár, 1968; Vozárová a Vozár, 1979, 1988).

III. megacyklus (turing):

621a *pestrofarebné piesčité zlepence, pieskovce a bridlice*; listy: 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Vek sedimentov III. megacyklu podľa údajov Planderovej (1973) zodpovedá turingu. Dokladajú to určujúce palynomorfy: *Calamospora nathorstii* KLAUS, *Klausipollenites* div. sp., *Carpathisporites sittleri* PLAND., *Lueckisporites parvus* KLAUS, *Vittatina angulistriata* KLAUS a *Monosulcites minimus* COOKSON.

Pre III. megacyklus malužinského súvrstvia je charakteristická prevaha vulkanitov II. erupčnej fázy nad množstvom sedimentov. Sedimentačný cyklus sa začína hrubými lavicami drobnozrnných zlepenčov a veľmi hrubozrnných pieskovcov svetlosivej farby. V porovnaní s predchádzajúcimi dvomi megacyklami sú však tieto hruboklastické sedimenty na báze III. megacyklu hrubé len niekoľko metrov. Na väčšine lokalít ich strieda mohutný vulkanogénny horizont II. erupčnej fázy, ktorý miestami dosahuje hrúbku až niekoľko sto metrov. V nadloží vulkanického horizontu vystupujú cyklicky sedimentované pestré pieskovce a bridlice, pričom v tesnom podloží spodného triasu je vyvinutý horizont horizontálne laminovaných červených bridlíc. Ten má regionálne nerovnomernú hrúbku, pretože spodný trias miestami leží priamo na vulkanitoch.

Pieskovce III. megacyklu sú v porovnaní s pieskovecami z prvých dvoch megacyklov relatívne minerálne najzrelejšie. Patria medzi subarkózy (kremeň 76 %, plagioklas 9 %, alkalický živec 3 %, klastické sľudy 2 %, úlomky vulkanitov 6 %; n = 5) a arkózové droby obohatené o kremeň (kremeň 84 %, plagioklasy 2 %, alkalické živce 3 %, klastické sľudy 4 %, úlomky vulkanitov 7 %; n = 5).

621b andezity-bazalty II. erupčnej fázy a ich vulkanoklastiká; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Vulkanity II. erupčnej fázy tvoria súbor mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich tenkých výlevov, ktoré sú miestami oddelené polohami vulkanoklastík alebo nevulkanických sedimentov. V lávových telesách vo vrchnej časti horizontu boli miestami pozorované textúry pahoe-hoe. Chemickým zložením zodpovedajú kontinentálnym tholeiitom andezitovo-bazaltového zloženia (Vozár, 1977; 1997; Dostal et al., 2003). Intermediárne až bazické vulkanity maluzinského súvrstvia boli charakterizované ako kontinentálne tholeiity derivované zo subkontinentálneho litosférického plášťa v procese riftingu.

Obsah SiO_2 v bazaltoch sa pohybuje v rozsahu 47,5 až 52,5 hmot. %. Hodnota Mg # je v rozsahu 45 až 75. Poukazuje to na tholeiitický trend obohatenia o Ti v smere stúpajúcej diferenciacie, aj keď v najviac frakcionovaných horninách sa zaznamenali klesajúce hodnoty (Dostal et al., 2003). V porovnaní s bazaltmi ostrovných oblúkov sú vulkanity maluzinského súvrstvia obohatené o Ti a HSSE a naopak, v porovnaní s alkalickými bazaltmi majú nízku koncentráciu Ti a P. So stúpaním diferenciacie vo vulkanitoch možno pozorovať klesanie obsahu Mg, Ni, Cr a pomeru Al/Ca pri súčasne takmer konštantnom obsahu Si, Al, Sr a pomere Ti/Zr a stúpaní obsahu TiO_2 . Tento trend je konzistentný s frakciáciou plagioklasu, klinopyroxénu a olivínu. Pomer Ti/V je v týchto horninách vysoký (>40), čo je typické pre kontinentálne tholeiity (Shervais, 1982).

II. megacyklus (autun – saxón):

622a pestrofarebné bridlice, pieskovce, zlepence, sporadicky karbonáty; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pre druhý megacyklus je charakteristické chýbanie výraznejšieho vulkanického horizontu. Vystupuje v ňom iba niekoľko malých telies andezitov-bazaltov. Je zložený z pestro sfarbeného súboru klastických sedimentov, ktorého typickým znakom je zmenšovanie zrnitosti smerom do vrchných častí. Horizont bazálnych hrubých klastík obsahuje v detritickej zložke už redeponované bazické vulkanity z I. erupčnej fázy. Sedimentačný model ukladania klastík II. megacyklu pokračuje charakteristickými znakmi alúvií so strmým sklonom, pričom smerom do vrchných častí sa strmosť gradientu znižuje. Je to doložené stúpaním množstva jemnozrnných červených sedimentov v malých aluviálnych cykloch. Vrchná časť megacyklu je zložená opäť z horizontu jemnozrnných sedimentov s polohami pedogénnych karbonátových hľúz, karbonátových konkrécií a miestami aj šošovkovitých vrstiev karbonátov. V jemnozrnných sedimentoch sú hojné prejavy bioturbačnej aktivity organizmov. Telá dobre zachovaných červov opísala Vozárová (1981).

Zo sedimentov II. megacyklu maluzinského súvrstvia určila Planderová (1973; in Planderová a Vozárová, 1982) autunsko-saxónske spoločenstvo palynomorf: *Latensina trileta* ALP., *Potonieisporitus novicus* BHARADW., *P. radiosus* SCHWARZ. a *Jugasporites delassaucei* KLAUS. Predpoklad, že ide o tento vek, sa potvrdil aj na základe U/Pb izotopových analýz. Z uránonosného horizontu v oblasti Kozích chrbtov (mimo územia zobrazeného na tomto liste) bol doložený vek 263 – 274 mil. rokov (Legierski in Rojkovič et al., 1992).

Pieskovce sú v porovnaní s pieskovecami I. megacyklu chudobnejšie na úlomky živcov (kremeň 49 – 58 %, plagioklasy 8 – 9 %, alkalický živec 10 %, klastické sľudy 6 – 7 %, úlomky vulkanitov 1 – 3 %, úlomky ostatných hornín 0,5 – 1 %, obsah základnej hmoty 15 – 22 %; $n = 5$). Z pieskovcov II. megacyklu sa metódou Ar/Ar analyzovali klastické sľudy, z ktorých sa zistil vek chladnutia zdrojovej oblasti 342 mil. rokov (Frank in Vozárová et al., 2005).

622b tholeiitové bazalty, andezity, tufity a tufitické pieskovce; list: 37 KOŠICE

Druhý megacyklus je charakteristický chýbaním výraznejšieho vulkanického horizontu. Vyskytuje sa v ňom iba niekoľko malých telies andezitov-bazaltov v sprievode vulkanoklastík z od obce Spišské Bystré. Svojím mineralogickým a chemickým zložením sú zhodné s vulkanitmi I. erupčnej fázy.

I. megacyklus (autun):

623a pieskovce, zlepenca, bridlice a živcové droby (bystrianske a červenecké vrstvy);

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Sedimenty I. megacyklu sú regionálne rozšírené najmä na severných svahoch Nízkych Tatier, kde boli opísané typové profily (Vozár a Vozárová, 1988). Vek sedimentov I. megacyklu bol doložený na základe palynomorf získaných z profilov na severnej strane Nízkych Tatier. Planderová (1973; in Planderová a Vozárová, 1982) opísala spoločenstvo, ktoré korelovala s autunom: *Spinoporites exiguus* UPTHAW-HEDL., *Thymospora* div. sp., *Columinisporites ovalis* PEPPERS, *Punctatisporites speciosus* KALIB., *Cordaitina* div. sp., *Illinites unicus* KOS. a *Vittatina* div. sp.

Sedimenty I. megacyklu majú na báze vyvinutý hrubý horizont drobnozrnných zlepenčov a zlepenčových pieskovcov s typickými litologickými znakmi korytových sedimentov zdivočenných riek. Smerom do vrchných častí sa sedimenty výraznejšie diferencujú do malých aluviálnych cyklov, ktoré sa viackrát striedajú s niekoľko desiatok metrov hrubými horizontmi korytových sedimentov, vrstiev dobre zrnitostne vytriedených pieskovcov so šikmou a prúdovou lamináciou. Vrchné časti I. megacyklu sú tvorené jemnozrnnými litofáciami, a to buď cyklickým striedaním vrstiev jemnozrnných pieskovcov, prachovcov a ílovcov červenej farby, alebo monotónnym horizontom prachových ílovcov hrubým niekoľko desiatok metrov. Pre tieto litofácie je charakteristický hojný výskyt bioturbačných horizontov. Bežné sú znaky pedogenézy, výskyt karbonátových konkrécií a tenké šošovky evaporitov (Drnzík, 1969; Ďurovič, 1968; Novotný a Badár, 1971). Reprezentujú sedimentačné prostredie občasných jazier a playa, charakteristické pre obdobia rapídneho zníženia reliéfu zdrojovej oblasti a zníženia synsedimentárnej tektonickej aktivity.

Pieskovce, ktoré sú najrozšírejší litologický člen I. megacyklu (so zlepencami až 70 %), minerálnym zložením zodpovedajú arkózam a arkózovým drobám. Obsahujú 43 – 48 % zrn kremeňa, 10 – 19 % plagioklasov, 9 – 19 % alkalických živcov, 1 – 2 % klastickej sludy, 2 – 5 % úlomkov vulkanitov, 0,5 – 1 % úlomkov ostatných typov hornín a 10 – 29 % základnej hmoty (podľa výsledkov 29 modálnych analýz; Vozárová a Vozár, 1988). V zlepencoch sa okrem kremeňa zistili úlomky granitoidov, ryolitovo-dacitových vulkanitov a sporadicky nízkostupňových metasedimentov.

Zo sedimentmi I. megacyklu je asociovaný výrazný vulkanický horizont s vulkanitmi I. erupčnej fázy (Vozár, 1971, 1973).

623b tholeiitové bazalty, andezity, polohy vulkanoklastík – vulkanity I. erupčnej fázy;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Tvoria tenké, mnohonásobne nad sebou sa opakujúce výlevné telesá. Sú tmavofialovo-čiernej, prípadne sivozelenej farby. Makroskopicky majú poróznu, drobnoporfýrickú a mandľovcovú textúru. Dominantnou časťou štruktúry sú dlhoprizmatické tenké kryštály plagioklasov usporiadané do ofitickej, subofitickej a drobnoporfýrickej štruktúry. Plagioklasy sú albitizované, pričom pôvodná Ca zložka je vo forme sekundárnych kalcitov. Priestory medzi plagioklasmi vyplňa devitrifikovaná sklovitá hmota. Obsahuje množstvo drobných kryštálov Fe-Ti oxidov, drobných zrn kalcitu, jemných šupiniek chloritu a agregátov prehnitu. Mafické fenokrysty, pokiaľ zostali zachované, tvoria klinopyroxén. Majú zloženie augitu, typické pre klinopyroxény intraplatňových tholeiitov ($Wo_{41-43}En_{43-48}Fs_{9-15}$; in Dostal et al., 2003). Obvykle sú však úplne opacitizované. Drobné póry vyplňa kalcit.

Andezitovo-bazaltové vulkanity maluzinského súvrstvia boli na základe chemického zloženia priradené k tholeiitovému magmatickému radu. Majú znaky obohatenia o Si, Fe, Ti, Zr a V a ochudobnenia o alkálie. Krivka vzácnych zemín normalizovaná na chondrity preukazuje slabé obohatenie o LREE a len slabú Eu anomáliu (Vozár, 1997; Dostal et al., 2003).

Polohy vulkanoklastík sú jemnozrnné, často s horizontálnou alebo šikmou lamináciou. Bežné sú horizonty autoklastických brekcií. S vulkanickým horizontom sú asociované aj epiklastické sedimenty a detrit z redeponovaných vulkanitov zmiešaný s nevulkanickým arkózovým detritom.

Malužinské súvrstvie, nečlenené na megacykly (perm):

624a *pestré, cyklicky usporiadané pieskovce, drobnozrnné zlepenca a bridlice;*

listy: 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

V súbore sedimentov prevládajú dobre štruktúrne vytriedené pieskovce nad bridlicami (subarkózy, sublitanity, litické arenity). V pieskovcoch je charakteristický nízky obsah matrixu, pomerne vysoký stupeň opracovania zŕn a dobré zrnitostné vytriedenie. Polohy drobnozrnných zlepenecov obsahujú úlomky granitoidov, ortorúl, acidných, intermediárnych a bázických vulkanitov, menej rozličných typov fylitov, muskovitových metakvarcitov, svorov a pararúl. O jeho permskom veku sa uvažuje na základe korelácie s typovými profilmi v Nízkych Tatrách.

624b *tholeiitové andezitovo-bazaltové vulkanity a ich vulkanoklastiká;* listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Vulkanické horniny malužinského súvrstvia zaradené pod túto vysvetlivku sa nachádzajú na území listu Malacky (Rohožník – Sološnica – Plavecký Mikuláš). V jeho podloží vystupuje nižnobocianske súvrstvie. Nadložie tvoria sedimenty raného triasu veterlínskeho príkrovu. Medzi nimi sú časté vložky vulkanoklastík. Na kontakte lávy s podložnými sedimentmi môžeme pozorovať účinky kontaktnej metamorfózy (Vozárová a Vozár, 1981). Hrúbka súvrstvia je 700 až 900 m. Melafýrové a vulkanoklastické horniny Malých Karpát opísal Vozár (1964, 1965, 1966, 1967).

624c *malužinské súvrstvie, nečlenené;* list: 34 MALACKY

Sedimenty nečleneného malužinského súvrstvia sa nachádzajú len na území listu Malacky. Základnými znakmi súvrstvia sú: a) pestrosť v zafarbení sedimentov (červená, fialovočervená a svetlosivá), b) výrazne prejavená cyklickosť, c) prejavy synsedimentárneho andezitovo-bazaltového vulkanizmu. Všetky tieto znaky sú zhodné s litostratigrafickou definíciou malužinského súvrstvia na typových profiloch v Nízkych Tatrách (Vozárová a Vozár, 1981).

Nižnobocianske súvrstvie (kasimov – gzel)

625a *sivé litické pieskovce s polohami drobnozrnných polymiktných zlepenecov a tmavých bridlic, vložky vulkanitov;* listy: 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Súbor sivých, zelenosivých a čiernych, cyklicky usporiadaných sedimentov predstavuje litostratigrafickú jednotku definovanú ako ipoltická skupina (Vozárová a Vozár, 1981). Je zachovaná v tektonicky redukovanej forme v bazálnej časti spodného príkrovu hronika. Nižnobocianske súvrstvie vrchného karbónu bolo stratigraficky zaradené na základe makroflóry a spoločenstiev mikroflóry. Sitár a Vozár (1973) na základe nálezov makroflóry *Asterotheca arborescens*, *Asterotheca miltonii*, *Cordaites palmaeformis* a *Callipteridium gigas* ho zaradili do stefanu B – C. Planderová (1979) rozlíšila dve spoločenstvá mikroflóry: stefan A – B – charakterizované palynomorfami *Torispora securis*, *Lycospora pusilla*, *Crassispora kosankei*, *Laevigasporites vulgaris* a *Thymospora pseudothiessenii*; stefan C – D – charakterizované palynomorfami *Cyclogranisporites densus*, *Cadiospora magna*, *Allatisporites verrucosus*, *Disaccites stratiti* a *Potonieisporites* div. sp. Okrem týchto autochtónnych spoločenstiev opísala aj redeponované vestfálske spoločenstvá.

Nižnobocianske súvrstvie bolo definované ako súbor sivých až čiernych siliciklastických sedimentov. Je zložený z mnohonásobne nad sebou sa opakujúcich cyklov VI. rádu a má výraznú tendenciu hrubnutia klastického materiálu smerom do vrchných častí (Vozárová, 1981). Táto tendencia sa potvrdila na všetkých jeho výskytoch. Usporiadanie litofácií a trendom hrubnutia si nižnobocianske súvrstvie zachováva znaky typické pre regresné formácie. Keďže nepoznáme bázu celého súboru, nemôžeme potvrdiť, či sedimentárna sekvencia mala skutočne regresný trend, a teda vyvíjala sa

postupným prechodom z morského prostredia do kontinentálneho. Viac je pravdepodobné, že tento trend je zdanlivý a súvisí s pulzujúcou synsedimentárnou tektonikou (hruboklastická báza so zjemňovaním dovrchu a opätovným hrubnutím).

Obliakový materiál v zlepenoch nižnobocianskeho súvrstvia má nasledujúce zloženie: kremeň, granitoidy, aplity, ortoruly, zelené bridlice, rozličné typy fylitov, miestami s krenulačnou klivážou, metakvarcity, metapieskovce, lydity a úlomky z intraformačných dacitov a ich vulkanoklastík. Medzi obliakmi prevláda kremeň, granitoidy a ruly. Adekvátne tomu je aj minerálne zloženie asociovaných pieskovcov, ktoré sú pri pomernom zastúpení litofácií v súvrství dominantné (od 30 – 40 obj. % v spodnej časti súboru až do 60 obj. % v jeho vrchných častiach). Okrem kremeňa (37 – 51 %) obsahujú živce (pričom plagioklasy prevládajú nad alkalickými živcami; 11 – 29 %), klastické sludy (2 – 7 %) a úlomky hornín (12 – 19 %). Medzi úlomkami prevládajú úlomky zo synsedimentárnych ryolitov-dacitov a len tretinu detritu tvoria fragmenty nízko metamorfovaných hornín (fylity, metapieskovce a lydity). Osobitným fenoménom sú vrstvy tufitických pieskovcov, ktoré obsahujú 50 až 60 % redeponovaného vulkanoklastického detritu. Samostatné polohy vulkanitov alebo ich tufov sa zistili len zriedkavo (dolina Chorupnianskeho potoka na s. svahoch Nízkych Tatier).

Datovaním klastických slúd metódou Ar/Ar sa zistil vek $309 \pm 2,7$ mil. rokov zo spodnej časti nižnobocianskeho súvrstvia, $317,8 \pm 2,2$ mil. rokov zo strednej časti a $329,3 \pm 2$ mil. rokov z jeho vrchnej časti (Frank in Vozárová et al., 2005).

625b žilné telesá doleritických bazaltov; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Charakteristickou súčasťou vrchnokarbónskeho nižnobocianskeho súvrstvia z rôznych lokalít Západných Karpát sú žilné telesá vulkanických hornín. Tieto horniny sú známe najmä z Nízkych Tatier. Boli lokalizované aj v pohoriach Tribeč a Čierna hora. Ide o intruzívne produkty permského vulkanizmu, ktoré sú petrogeneticky analogické so spodnopermským bazaltom až bazaltickým andezitom maluzinského súvrstvia hronika. Makroskopicky ide o masívne horniny s belasými až zelenkastými plagioklasmi a tmavozelenými až čiernymi pyroxénmi. Štruktúra hornín varíruje medzi subofitickou a intersertálnou. Magmatické minerály zastupuje euhedrálne plagioklas (kompozične labrador až oligoklas), subhedrálne ilmenit a intersticiálny augit a kremeň. Lokálne je prítomný hnedý amfibol. Alpínsku metamorfnú minerálnu asociáciu reprezentuje kremeň, pumpellyit a prehnit (Vrána a Vozár, 1969), ktoré sú asociované s chloritom, epidotom, kalcitom a sericitom.

FATRIKUM A SEVERNÉ VEPORIKUM

MEZOZOIKUM

KRIEDA

626 porubské súvrstvie (stredný alb – spodný cenoman); nolčovské vrstvy (apt – stredný alb); tmavosivé slienité bridlice, piesčité a organodetrítické vápence (vrchný barém – spodný alb); vlkolínske brekcie (barém – stredný alb); a) párnické vrstvy (apt): listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 38 MICHALOVCE

Porubské súvrstvie z litologického hľadiska tvorí charakteristická alternácia tmavosivých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc a jemnozrnných piesčitých vápencov. Súvrstvie predstavuje najmladšiu litostratigrafickú jednotku krížňanskeho prikrovu Západných Karpát. Vo vyšších častiach sú to tmavosivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce, zväčša lavicovité (10 – 30 cm).

Na základe foraminiferevej mikrofauny je vek súvrstvia stredný alb – spodný cenoman.

Nolčovské vrstvy. – Bázické vulkanity (hyaloklastity) ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vyčlenili Hovorka a Spišiak (1988). Telesá vulkanických hornín ležia v súvrství aptu – stredného albu. Dosahujú hrúbku maximálne 10 m pri smernej dĺžke niekoľko desiatok metrov. Majú synsedimentárny charakter. Kontaktne metamorfovali a deformovali slienité vápence, do ktorých prenikali.

Hyaloklastity sú prevládajúci typ horniny v krížňanskom príkrove Veľkej Fatry. Prevládajúcim typom hyaloklastitov sú drobnopórovité, drobnomandľovcovité typy.

Vlkolínske brekcie opísal Jablonský (in Jablonský, 1988) ako chaoticky usporiadané úlomky (od niekoľko mm) až bloky (veľké niekedy viac ako 10 m) spodných (spodnokriedových) vápencov a slieňovcov. Základnú hmotu tvoria slieňovce, úlomky vápencov a pieskocov. Úlomky a olistolity sú zložené z rozličného materiálu prevažne z podložia. Sú tu zastúpené kalpionelové vápence, spodnokriedové vápence a slieňovce.

Typová lokalita je v záreze poľnej cesty vedúcej z Vlkolínca do horského sedla jz. od vrchu Hýrová.

626a) párnické vrstvy

Na území listu Bytča sa vyskytujú na ľavom brehu Oravy pri Párnici (typová lokalita). Ich výskyt je pomerne malý.

627 muránske vápence: svetlé organodetritické a urgónske vápence (vrchný hoteriv – spodný apt); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD

Spodnokriedový vrstvomý komplex čiastkového príkrovu Havrana tvorí súvrstvie muránskych vápencov, ktoré vystupujú najmä vo východnej časti Tatier a predstavujú výrazný morfológický celok tvoriaci masív Muráňa.

Litologicky ich tvoria sivé, výrazne organodetritické masívne hrubolavicovité vápence. Morfológicky tvoria muránske vápence jedno veľké a niekoľko menších telies zložených z organodetritických vápencov alodapického pôvodu.

Na základe bohatej mikrofauny bol vek súvrstvia stanovený na hoteriv – spodný apt.

628 doskovité rohovcové a bioklastické vápence (padlovodské, hľbočské a bohatské súvrstvie) (berias – apt); listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Bazálne kriedové (berias) súvrstvie Padlej vody tvoria svetlé lavicovité rohovcové vápence typu biancone s polohami intraformačných vápencových brekcií (nozdrovická brekcia). Nadložné hľbočské súvrstvie pozostáva z tenkodoskovitých slienitých vápencov s množstvom rohovcových hľúz (valangin – spodný barém). Bohatské súvrstvie barémsko-aptského veku budujú doskovité biodetritické vápence, vo vrchnej časti s glaukonitickými vápencami a feromangánovými kruskami raného albu (Michalík in Plašienka et al., 1991).

629 bazalty (spodná krieda); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Koutek (1931) opisuje bazaltové horniny uprostred neokómskych vápencov a slieňov v doline Štiavnického potoka v Nízkych Tatrách. Petrograficky ich charakterizoval ako augititové mandľovce a tufy. Bujnovský (1979) opísal tieto bazaltické telesá uprostred dolomitov a vápencov stredného triasu. Bujnovský, Kantor a Vozár (1981) rádiometrickým datovaním potvrdili spodnokriedový vek týchto bazaltických hornín.

Na liste Banská Bystrica sú bazalty znázornené ako šošovka, chybne označené č. 700, ktoré podľa legendy zodpovedá tatrickým žilným a výlevným telesám.

JURA – KRIEDA

630 mraznické súvrstvie: sivé slienité vápence, slieňovce a slienité bridlice (valangin – spodný barém); osnické súvrstvie: svetlosivé, slabo slienité kalpionelové vápence a slienité bridlice (vrchný titón – spodný valangin); listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Mraznické súvrstvie tvorí plošne jedno z najrozšírenejších súvrství krížňanského príkrovu. Z litologického hľadiska súvrstvie predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápen-

cov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10 – 30 cm). Bridlice tvoria polohy, ktoré miestami dosahujú hrúbku až 200 cm. Hranica s podložným osnickým súvrstvom je neostrá.

Na základe pomerne bohatej mikro- a makrofauny (Eristavi, 1961) mraznícké súvrstvie stratigraficky zaradujeme do obdobia valanginu – spodného barému.

Osnické súvrstvie reprezentujú sivé a svetlosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom. Sú pravidelne vrstvomité až doskovité (10 – 40 cm), s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vystupujú v bezprostrednom nadloží jaseninského súvrstvia a v podloží mrazníckého súvrstvia.

Na základe mikrofauny vek osnického súvrstvia bol stanovený na najvyšší titón – spodný valangin.

JURA

631 jaseninské súvrstvie: slienité doskovité a hľuznaté sakokómovo-apterichové vápence (kimeridž – titón); ždiarske súvrstvie: doskovité a lavicovité pestré rádioláριοvé vápence a rádiolarity (vrchný kelovej – oxford); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Jaseninské súvrstvie je vyvinuté v identických oblastiach ako podložné rádioláριοvé vápence a rádiolarity. Litologicky súvrstvie tvoria sivé, zelenkavé, červené a fialové, slabo slienité tenkolavicovité až doskovité (3 – 10 cm) vápence. Vápence sú často silno zbridličnatené. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc. Zriedkavo, najmä v spodných častiach súvrstvia, sa objavujú tenké polohy a lavice červených hľuznatých vápencov.

Na základe bohatej mikrofauny (Polák et al., 1997) jaseninské súvrstvie stratigraficky zaradujeme do kimeridžu – titónu.

Ždiarske súvrstvie predstavuje jednu z najvýraznejších litostratigrafických jednotiek fatrika, typickú najmä pre hlbokovodnú zliechovskú sekvenciu (Maheľ, 1964). Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádioláριοvé vápence s hľuzami a polohami rádiolaritov. Vápence sú obyčajne výrazne lavicovité, s hrúbkou vrstiev 10 – 25 cm. Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlnený, nerovný, často obsahuje polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc.

Na základe priamych paleontologických dôkazov (Polák a Ondrejčíková, 1993) sa po prvýkrát vo Veľkej Fatre preukázal vek ždiarskeho súvrstvia ako kelovej – oxford.

Hrúbka súvrstvia je maximálne 30 m.

TRIAS – JURA

632 „kremítý fleckenmergel“ (álen); adnetské a hierlatzké vápence (toark); allgäuske súvrstvie (lotaring); kapienecké súvrstvie (hetanž – sinemúr); a) vrátane fatranských vrstiev (rét); listy: 25 BYTČA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 38 MICHALOVCE

Súvrstvie „kremitého fleckenmergelu“ tvoria tmavosivé kremité škvornité vápence a krinoidové vápence. Na základe postavenia vo vrstvomom slede stratigraficky patrí najpravdepodobnejšie do álenu.

Adnetské a hierlatzké vápence tvoria ružové slienité vápence, červené hľuznaté vápence a bridlice. Vystupujú prevažne v nadloží allgäuskeho súvrstvia. Z litologického hľadiska ich tvoria v spodnej časti ružové, slabo slienité až kalové tenkolavicovité (5 – 10 cm) vápence. Tie postupne prechádzajú do červených, slabo slienitých, výrazne hľuznatých vápencov, ktoré vytvárajú súbor hrubších lavíc (30 – 50 cm). Červené slienité bridlice tvoria časté polohy s hrúbkou do 10 cm. Na základe fosílnych zvyškov súvrstvie zaradujeme do toarku.

Len miestami v tenkých šošovkách sú v nadloží adnetských vrstiev vyvinuté tmavosivé celistvé kremité škvornité vápence. Sú výrazne lavicovité (15 – 30 cm). Obsahujú časté hľuzy čiernych rohovcov. Miestami sa v súvrstvách vyskytujú lavice výrazne organodetrítických vápencov, zložených prevažne z detritu krinoidových článkov.

Allgäuské súvrstvie predstavujú tmavosivé slienité škvrnité vápence a slienité bridlice. Litológicky súvrstvie pozostáva zo súboru alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10 až 25 cm), výrazne škvrnitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Pre vápence je charakteristická prítomnosť hojných čiernych škvŕn.

Bohatá fauna amonitov (Polák et al., 1997) dovoľuje súvrstvie zaradiť do lotaringu.

Kopienecké súvrstvie tvoria tmavosivé a zelenkavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice, vápnite pieskovce a piesčité vápence, ktoré tvoria bázu jurského sedimentačného cyklu, s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Smerom do nadložia na celom území pribúdajú polohy krinoidových vápencov. Vo vyššej časti sa zvyšuje podiel organodetrítických a lumachelových vápencov. Najvyššiu časť komplexu tvoria tmavosivé slienité bridlice s vložkami čiernych slienitých a slabo detritických vápencov.

Na základe bohatej makrofauny (Nemčok et al., 1993; Polák et al., 1996) zaraďujeme kopienecké súvrstvie fatrika do hetanžu – sinemúru.

632a) fatranské vrstvy

Litológicky sú to tmavosivé až čierne organodetrítické lumachelové, často silno krinoidové a oolitické lavicovité (10 – 200 cm) vápence. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice koralových vápencov.

633a rét – jura zliechovskej sekvencie (kössenské, kopienecké, allgäuské, ždiarske a jaseninské súvrstvie); listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Do tejto skupiny zaraďujeme vymenované litostratigrafické jednotky, ktoré pre túto mierku nebolo možné jednotlivo znázorniť na mape.

633b rét – jura iľanovskej, d'určinskej a belianskej sekvencie (kössenské a kopienecké vrstvy, hľuznaté rohovcové vápence, hierlatzké vápence, ammonitico rosso);

listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Pri dnešnom usporiadaní štruktúry fatrika iľanovskú sekvenciu na základe prítomnosti plytkovodných sedimentov v jurskom sedimentárnom zázname zaraďujeme do skupiny vysokých príkrovov.

Iľanovská sekvencia je rozšírená medzi Demänovskou a Jánskou dolinou v Nízkych Tatrách. V nadloží kössenských vrstiev vystupujú sivé vrstvomité jemnozrnné vápnite pieskovce a piesčité vápence striedajúce sa s tmavosivými bridličnatými slieňovcami. Nad nimi sa striedajú sivé a hnedočervené, viac alebo menej piesčité vápence. Obsahujú polohy oolitických a vo vyššej časti aj lumachelových vápencov. Vyším členom je poloha sivých, tu i tam červenkavých, viac alebo menej zreteľne zvrstvených oolitických vápencov. Kochanová (1967) uvádza z lumachelovej lavice faunu mäkkýšov, ktorá zodpovedá hetanžu.

Charakteristická litostratigrafická jednotka sú ružové, červené alebo svetlosivé krinoidové vápence hierlatzského typu. Z makrofauny obsahujú dosť časté schránky belemnitov a brachiopódov (Pevný in Biely, 1976). Podľa tejto fauny vápence zodpovedajú strednému a vrchnému liasu. Mahel' (1964) z vrchnej časti vápencov uvádza vložky hľuznatých a hematitových vápencov s *Marpoceras* sp. Dokumentuje to ich vrchnoliasový vek.

Najvyššiu litostratigrafickú jednotku jury predstavuje súbor pestrých vrstvomitých, viac alebo menej hľuznatých vápencov typu *Ammonitico rosso* hrubý 20 – 30 m a v najvyššej časti aj bridličnatých ílovitých vápencov až slieňovcov.

Podľa Rakúsa hlavonožce indikujú vrchnodogerský až spodnomalmský vek vrstiev. Vyššou časťou súboru sú červené hľuznaté vápence, miestami s polohami svetlosivých a zelenkavých hľuznatých vápencov alebo strakatých vápencov. Na základe zastúpenia mikrofosílií od podložia do nadložia datujú celý súbor do oxfordu až kimeridžu.

634 *sedimenty sekvencie Veľkého boku (lias, lokálne aj réť);* listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Súbor hornín v liase sekvencie Veľkého boku vystupuje v oblasti synklinály Chvatimechu a na s. svahoch Kráľovohoľských Tatier. Zastupujú ho tmavosivé až čierne vrstvomité vápence s polohami organodetrilitických vápencov. Súbor obsahuje polohy a vložky tmavých bridlíc. Mikrofaciálne sú to biosparity s úlomkami krinoidov, lamelibranchiát a prímiesou klastického kremeňa. Celý súbor je intenzívne metamorfovaný, stavebné zložky sú lineárne usmernené. Tento súbor pravdepodobne zodpovedá kössenským vrstvám (Kettner, 1940; Biely et al., 1997). V nadloží vystupujú tmavosivé až čierne ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami tenkolavicovitých až doskovitých zbridličnatých vápencov. Mikrofaciálne sú to biosparity so zriedkavými úlomkami ihlic spongií a krinoidov. Pravdepodobne ide o intenzívne dynamometamorfované súvrstvie „fleckenbergelu“. V ich nadloží vystupuje asi 3 m hrubá poloha ružových až červených bridličnatých, jemne kryštalických vápencov s náznakmi hľuznatosti, ktoré látkovo aj pozíčne môžu zodpovedať adnetským vápencom.

Liasové súvrstvia sekvencie Veľkého boku sú v detailoch dosť premenlivé. Charakterizujú ich vrstvomité sivé, viac alebo menej oragonodetrilitické krinoidové, miestami rohovcové vápence s vložkami a polohami ílovito-vápnitých bridlíc. V širšom okolí Benkovského potoka sa v tomto súvrství vyskytujú vložky (do 2 m) mangánových bridlíc, ktoré boli v minulosti predmetom kutacích prác. Vo vyššej časti pribúdajú biele, béžové, ružové a červené krinoidové vápence, ktoré silne pripomínajú hierlatzké typy vápencov.

635 *pestré vápence, bridlice a silicity, prevažne piesčito-krinoidové a hľuznaté vápence (fatranské, kopianecké a prístodolské súvrstvie) (lias);* listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Litologicky a faciálne pestré vápence rétu až neskorej jury sú pre malú hrúbku na mape združené. Sú to pre vysokú sekvenciu typické sedimenty – sú prevažne relatívne plytkovodné, prahové či svahové. Vrchnorétske fatranské súvrstvie tvoria fosiliférne neritické vápence (Michalík, 1977).

Bazálne časti kopianeckého súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne vápnité pieskovce s vložkami piesčitých bridlíc, smerom do nadložia pribúdajú silno piesčité a krinoidové lavicovité (20 až 25 cm) vápence. Pomerne časté sú polohy čiernych, výrazne oolitických vápencov. Miestami sa nachádzajú tenké polohy cyanofytových vápencov.

Vyššie ležia silicifikované sivé a červené krinoidové vápence (vývratské súvrstvie pliensbachu – Koša, 1998) a sivé, ružové a červené hľuznaté vápence adnetského typu (prístodolské súvrstvie).

Allgäuske súvrstvie litologicky pozostáva zo súboru alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10 – 25 cm), výrazne škvrnitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Pre vápence je charakteristická prítomnosť hojných čiernych škvŕn.

Zo súvrstvia allgäuských vrstiev pochádzajú amonity, ktoré spoľahlivo dovoľujú zaradiť súvrstvie do lotaringu (Polák et al., 1997, 2003).

Adnetské vápence vystupujú prevažne v nadloží allgäuského súvrstvia. Z litologického hľadiska ich tvoria v spodnej časti ružové, slabo slienité až kalové tenkolavicovité (5 – 10 cm) vápence. Tie postupne prechádzajú do červených, slabo slienitých, výrazne hľuznatých vápencov, ktoré vytvárajú súbor hrubších lavíc (30 – 50 cm). Červené slienité bridlice tvoria časté polohy s hrúbkou do 10 cm. Len miestami v tenkých šošovkách v nadloží adnetských vrstiev sú vyvinuté tmavosivé celistvé kremité škvrnité vápence. Sú výrazne lavicovité (15 – 30 cm). Obsahujú časté hľuzy čiernych rohovcov. Na základe fosílnych zvyškov (Rakús, 1964) zaraďujeme súvrstvie do toarku.

Hierlatzké vápence vystupujú v nadloží spodnoliasového kopianeckého karbonátového komplexu. Litologicky sú to pestré, ružové, biele, béžové a červenokavé, výrazne krinoidové lavicovité (10 – 30 cm) vápence, ktoré je možné korelovať s hierlatzkou litofáciou. Z týchto vápencov pochádza veľké množstvo amonitovej a brachiopódovej fauny (Andrusov et al., 1973; Mišík, 1964). Na jej základe bol vek súvrstvia stanovený na lotaring – ?pliensbach.

Prístodolské súvrstvie. – Smerom do nadložja, resp. laterálne hierlatzské vápence prechádzajú do ružových a ružovosivých krinoidových vápencov s nejasne ohraničenými hľuzami tvorenými ružovým biomikritickým vápencom. Charakteristickou črtou je prítomnosť brekciovitých typov, pričom intraklasty pozostávajú predovšetkým z krinoidových vápencov. Tento typ vápencov môžeme korelovať s prístodolským súvrstvom (Košá, 1998). Na základe tohto faunistického spoločenstva bol stanovený vek súvrstvia na domér. Hrúbka celého súboru nepresahuje 40 m.

TRIAS

636 *fatranské vrstvy: čierne lumachelové, slienité a koralové vápence (rét);* listy: 25 BYTČA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Litologicky sú to tmavosivé až čierne organodetrilitické lumachelové, často silno krinoidové a oolitické lavicovité (10 – 200 cm) vápence. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice koralových vápencov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Sú to charakteristické, pomerne dobre opracované úlomky bivalvií, brachiopódov, gastropódov, krinoidových článkov, koralov, ostrakódov a foraminifer.

Na základe týchto fosílií bol stanovený vek fatranských vrstiev ako najvyšší trias (rét).

637 *karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity a kremité pieskovce (norik);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Súvrstvie karpatského keuperu má v krížňanskom príkrove, resp. fatriku pomerne veľké plošné rozšírenie, pričom vytvára v teréne charakteristický reliéf.

Litologicky je toto súvrstvie zložené z troch základných komponentov: pelitického – bridlice, karbonátového – dolomity, psamitického – pieskovce.

Pelitický komponent tvoria pestré (červené, fialové, zelené a čierne) ílovité bridlice, ktoré výrazne prevládajú nad ostatnými komponentmi. Dolomity tvoria bežnú alternujúcu zložku. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité (20 – 60 cm) primárne dolomity. Medzi lavicami sa niekedy vyskytujú preplástky pestrofarebných ílovitých a dolomitických bridlíc. Charakteristickým znakom týchto dolomitov je to, že sa v nich vyskytujú menšie alebo väčšie zhluky silicítov – bielych, sivých a červených. Psamitickú zložku tvoria pieskovce, resp. kremité pieskovce. Sústreďujú sa predovšetkým do spodných častí celého komplexu, kde tvoria polohy do hrúbky asi 5 m. Litologicky sú to ružové svetlé pieskovce, resp. kremenné pieskovce.

Vek súvrstvia na základe litostratigrafického postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam je norik (Bystrický, 1983).

638 *hlavné dolomity: lavicovité svetlosivé celistvé a jemnokryštalické dolomity (vrchný karn);* listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA

V nadloží lunzských vrstiev na niektorých miestach vystupujú svetlosivé a sivé vrstvivité až hrubolavicovité (20 – 150 cm) celistvé, jemne kryštalické dolomity. Hlavné dolomity na základe postavenia vo vrstvovom slede a podľa Bystrického (1983) stratigraficky začleňujeme do vrchného karnu (tuvalu).

639 *sivé lavicovité dolomity (hlavné a ramsauské dolomity, nerozlíšené) (stredný až vrchný trias);* listy: 35 TRNAVA, 37 KOŠICE

Tieto dolomity vystupujú izolovane na niekoľkých miestach v okolí Dúbravy a sz. od sedla Chvalabohu (Branisko). Vo východnej časti Nízkych Tatier tvoria veľké plochy v oblasti Panskej hole a kóty Kolibisko.

Litologicky ide o sivé a tmavosivé hrubolavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, jemne kryštalické až cukrovité, často brekciovité. Miestami sú silno pórovité, póry sú zväčša po vyúhňovaných organických zvyškoch.

Stanoviť ich stratigrafické postavenie je veľmi obtiažné pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v podloží, resp. v nadloží, ktoré by mohli napomôcť ich zaradenie. Preto ich v tomto prípade zaradíme do stredného až vrchného triasu.

640 lunzské vrstvy: sivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice a jemnozrnné pieskovce (jul);
listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Lunzské vrstvy vystupujú v priamom nadloží ramsauských dolomitov. Litologicky sú to tmavosivé, hnedosivé a zelenkasté ílovité a ílovito-piesčité bridlice, ktoré tvoria prevažne spodné časti súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia sa objavujú vložky a hrubšie polohy hnedosivých a sivých, veľmi jemne zrnitých pieskovcov. Pieskovce sú obyčajne tenkolavicovité (10 – 15 cm), bridlice mierne prevládajú nad pieskovcami.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit a úlomky angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie, ojedinelý je sericit. Pieskovce sú zložené z úlomkov angulárneho kremeňa v množstve 50 – 75 % veľkostnej kategórie do 1,5 mm. Okrem toho obsahujú Ca-Na a K živce, sericit, biotit, ojedinelý je chlorit. Akcesórie zastupuje prevažne zirkón, ojedinele rutil.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a peľovej analýzy podľa Bystrického (1983) zaradíme toto súvrstvie do spodného karnu (julu).

641 ramsauské dolomity: lavicovité dolomity (ladin); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 38 MICHALOVCE

Ramsauské dolomity na území listu Banská Bystrica tvoria základný litostratigrafický element krížňanského prikrovu. Vyskytujú sa vo Veľkej Fatre v oblasti Tureckej, Rakytova a na ďalších miestach, v Nízkych Tatrách v okolí Salatína, Pustého, v okolí Pavčinej Lehoty, v širšom okolí Panskej hole a s. od Heľpy. Litologicky sú to tmavosivé, výrazne vrstvomité (10 až 100 cm) celistvé jemnozrnné kryštalické cukrovité, často pórovité dolomity. Obsahujú pomerne frekventované polohy a vrstvy organodetrítických, zväčša krinoidových a lumachelových dolomitov.

Na území listu Košice ramsauské dolomity predstavujú najrozšírenejšie súvrstvie mezozoika v Branisku a v Čiernej hore. Je rozšírené najmä j. od sedla Chvalabohu, tvorí masív Rajtopíkov, tiahne sa po severných svahoch Čiernej hory od Hrabkova až po Drienovskú Novú Ves a vytvára veľké plochy v okolí Veľkej Lodiny.

Z dolomitov pochádzajú pomerne bohaté zvyšky vápnitých rias (Bystrický in Bujnovský et al., 1983; Biely et al., 1997; Polák et al., 1990), na základe ktorých bol stanovený vek ramsauských dolomitov.

Ramsauské dolomity na území listu Michalovce vystupujú priamo v nadloží gutensteinských vápencov. Ide o plošne najrozšírenejšie súvrstvie, ktoré je zastúpené v každej šupine humenského mezozoika.

642 podhradské vápence: tmavosivé organodetrítické (krinoidové, lumachelové) vápence; vysoké súvrstvie: hrubolavicovité tmavosivé vápence (pelsón – spodný íl'yr); ramsauské dolomity: vrstvomité tmavosivé celistvé a kryštalické dolomity (ladin); gutensteinské vápence: hrubolavicovité tmavosivé vápence a dolomitické vápence (anis);
listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 38 MICHALOVCE

Do tohto súboru sú začlenené uvedené litostratigrafické jednotky, ktoré nebolo možné kartograficky znázorniť jednotlivo pre použitú mierku mapy.

643 podhradské vápence: tmavosivé organodetritické (krinoidové, lumachelové) vápence (ilýr –ladin); listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na území listu Banská Bystrica vystupujú podhradské vápence spravidla uprostred ram-sauských dolomitov, kde tvoria polohy hrubé miestami do 50 m. Nachádzajú sa v Belianskej a Necpalskej doline a na ďalších miestach. V Nízkyh Tatrách sa vyskytujú v širšom okolí De-mänovskej doliny v podobe šošoviek.

Litologicky ide o tmavosivé až čierne lavicovité (10 – 50 cm) vápence. Sú prevažne organo-detritickej povahy, zväčša krinoidové, menej frekventované sú lumachelové typy.

Na základe bohatého paleontologického materiálu (Biely et al., 1997) bol stanovený vek jed-notlivých polôh podhradských vápencov od ilýru po ladin.

644 gutensteinské vápence: hrubolavicovité tmavosivé vápence a dolomitické vápence (egej –pelsón); listy: 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Gutensteinské vápence vystupujú zvyčajne v nadloží spodnotriasových sedimentov, resp. v priamom nadloží kryštalinických hornín. Litologicky ich tvoria tmavosivé a čierne, často červí-kovité, výrazne lavicovité až hrubolavicovité (10 – 200 cm) vápence. V bazálnych častiach sa nachádzajú polohy hnedých rauvakov. Podľa Bystrického (1983) tieto vápence zodpovedajú anis-kému horizontu.

Gutensteinské vápence na území listu Poprad vystupujú v tektonickom nadloží kryštalinic-kých hornín. Vytvárajú pomerne veľké plochy prebiehajúce od Bielovodskej doliny východne cez Javorinku a Štefanku po Napájadlový potok a v severnej časti v oblasti Gáflovky cez Bujačí vrch až po Tatranskú kotlinu.

Na území listu Banská Bystrica plošne väčšie výstupy sú na kóte Košiar, na severných sva-hoch chrpta Breziny a odtiaľ sa ich pruh cez Ramžinú tiahne do Dolného Harmanca. Rozsiahlu plochu zaberajú na Jelenskej skale, kde sa viacnásobne striedajú s dolomitmi. Výskyty guten-steinských vápencov v erózných čiapkách nachádzajúcich sa s. od Španej doliny a na Končitom vrchu sú sporadické.

Gutensteinské vápence vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu vo forme šošoviek (15 až 20 m) v nadloží spodnotriasových ílovcov na južnom svahu kóty Rajtopíky a na sútoku Belej s Hornádom pod hladinou Ružínskej priehrady (Jacko, 1975, 1979).

Lúžňanské súvrstvie (spodný trias)

Ako formálnu litostratigrafickú jednotku lúžňanské súvrstvie definovala Fejdiová (1980). Typickými reprezentantmi tejto litostratigrafickej jednotky sú minerálne a štruktúrne zrelé silici-klastické drobnozlepcové a piesčité sedimenty, ktoré smerom do nadložia pozvoľna striedajú bridlice, prachovce a jemnozrnné pieskovce, vo vrchnej časti s medzivložkami dolomitov a rau-vakov. Skýtsky vek súvrstvia sa predpokladá na základe superpozície jeho bazálnych členov v nadloží permskej sekvencie a v podloží strednotriasových karbonátov.

645a pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremencov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Na území listu Banská Bystrica lúžňanské súvrstvie vystupuje spravidla v nadloží pre-dajnianskeho súvrstvia. Lemuje ľubietovskú skupinu medzi Podbrezovou a Ľubietovskou doli-nou a v izolovaných tektonických kryhách na JZ od Ľubietovej. Vystupuje v niekoľkých, silne tektonicky redukovaných pruhoch na východnej a západnej strane Osrblianskej doliny a vo väčšej koncentrácii aj s. od Podbrezovej a sv. od Ponickéj Huty. V oblasti starohorského polo-kna vystupuje v okolí Harmanca v priamom nadloží špaňodolinského permského súvrstvia. Hrúbka súvrstvia je maximálne 100 m, no v západnej časti regiónu v Ľubietovskej doline až 100 – 150 m. Tu je možné pozorovať aj viacnásobné prevrásnenie strednej časti súvrstvia. V Kráľovohoľských Tatrách vystupujú ílovité a ílovito-piesčité bridlice lúžňanského súvrstvia ako lem kraklovského pásma kryštalinika.

Na území listu Trnava bazálnu časť tvoria prevažne hrubozrnné kremence až konglomeráty, často s výrazným gradačným zvrstvením. Tie prechádzajú zväčša do svetlosivých a ružových lavicovitých (10 – 100 cm) kremencov, kremitých pieskovcov, miestami arkóz. Maximálna hrúbka súvrstvia je 100 m.

Z mineralogického hľadiska sú kremence zložené z angulárnych úlomkov kremeňa, ktoré predstavujú 85 – 95 %. Nestabilnú zložku zastupujú predovšetkým K živce, okrem toho Ca-Na živce, muskovit, resp. sericit, vybielený biotit a zriedkavo chlorit. Akcesorické minerály zastupuje prevažne zirkón, ojedinele je prítomný rutil. Základná hmota je rekryštalizovaná, kremito-sericitická, tmel je kremitý. Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka vo forme pestrých bridlíc.

645b kremence a kremenné pieskovce, lokálne s vložkami pestrých bridlíc; listy: 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Klastiká spodného triasu tvoria prevažnú časť severoveporickej sekvencie Braniska. Vystupujú v pruhu od obce Šindliar a tiahnu sa západným smerom až do oblasti j. od k. Smrekovica (1 200 m) a končia sa na tektonickej línii j. od Poľanoviec. Bazálne časti súvrstvia väčšinou tvoria konglomeráty sivej a ružovej farby. Obliaky, prevažne zložené z kremeňa, dosahujú maximálnu veľkosť 5 cm. Smerom do nadložia možno pozorovať výrazné gradačné zvrstvenie. Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové a hnedasté lavicovité (10 – 100 cm) kremence, resp. kremenné pieskovce, prípadne droby.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 75 – 95 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rozličných typov. Z akcesorických minerálov je zastúpený predovšetkým zirkón. Len ojedinele je prítomný rutil. Nestabilnú zložku zastupuje predovšetkým sericit. Živce sú reprezentované predovšetkým plagioklasmi. Draselné živce sú prítomné len sporadicky. Vo vyššej časti súvrstvia sa nepravidelne vyskytujú vložky a vrstvičky hnedastých sericitických a ílovitých bridlíc.

645c nečlenené lúžňanské súvrstvie; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Nečlenené lúžňanské súvrstvie má pomerne veľké rozšírenie. V Tribeči lemuje mladopaleozoické sedimenty tiahnuce sa v pruhu s. od Debnárovho štálu po Sokolský vrch, v úzkom pruhu j. od Veľkého Poľa na Veľkú Ostrú, Hrubý vrch, Oselnú skalu až do Drahožickej doliny. V Strážovskej hornatine vytvára pruh tiahnuci sa v. od Valaskej Belej po Jaseninskú dolinu. Na území listu Košice vystupuje spravidla v priamom nadloží permských súvrství. Tiahne sa v pruhu od Dúbravy po sv. svahoch Čiernej hory smerom na Bystré, stáča sa k Lemešanom a väčšie plochy tvorí v okolí Kysaku. Vo východnej časti Nízkych Tatier tvorí pruhy na západných svahoch Panskej hole a južných svahoch Úplazu. Tvorí spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité (10 až 80 cm), jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené v prevažnej časti z kremenných obliakov. Len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál. Maximálna hrúbka súvrstvia je 100 m.

Vek súvrstvia nie je priamo doložený. Na základe analógie v pohoriach Západných Karpát a postavenia vo vrstvovom slede ho zaradujeme do spodného triasu, do jeho spodnej časti.

PERM

STAROHORSKÁ SKUPINA

Monotónny súbor pestrých hruboklastických sedimentov vystupujúcich v oblasti Starých hôr uhlovo nesúhlasne na kryštaliniku a v podloží diskordantne uložených spodnotriasových sedimentov lúžňanského súvrstvia bol definovaný ako starohorská skupina (Vozárová a Vozár, 1988). Nesúhlasná pozícia permu s erozívnym kontaktom s podložným kryštalinikom je známa už od čias Koutka (1931). Diskordantná pozícia spodného triasu na permských sedimentoch sa

spomína v prácach Koutka (1931), Jaroša (1965) a Náprstka (1966, 1971). V rámci sedimentov starohorskej skupiny bolo vyčlenené špaňodolinské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1988), z ktorého sa neskôr ako lokálny litostratigrafický člen oddelili harmanecké vrstvy.

Sporadicky nájdené spoločenstvá mikroflóry z vrchnej časti špaňodolinského súvrstvia doložili vek saxón – turing (Planderová a Vozárová, 1982; Planderová a Čillík, 1990). Planderová (l. c.) opísala nasledujúce formy: *Punctatisporites* sp., *Nuskoisporites klausii* GREBE, *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS a *Marsupipollenites striatus* (BALME et HENN.) FOSTER. Z horizontu harmaneckých vrstiev opísala Planderová (1974) kordaitovú mikroflóru druhov *Potonieisporites* div. sp. a *Nuskoisporites* sp. Podľa nej uvedené druhy najpravdepodobnejšie zodpovedajú vrchnému permu – turingu.

646 harmanecké vrstvy: sivé pieskovce a piesčité bridlice, lokálne s karbonátovými konkréciami (turing); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Harmanecké vrstvy boli regionálne vymedzené na JZ od Harmanca s typovými výskytmi v doline Cenovo. Celý súbor sedimentov dosahuje hrúbku niekoľko desiatok metrov. Charakteristický znak je striedanie tenkých vrstiev sivých pieskovcov a tmavých bridlíc, v ktorých sú často obsiahnuté polohy drobných konkrécií pelosideritov. Celý súbor sedimentov má dobre vyvinutú vrstvosť s planparalelnou horizontálnou lamináciou, zvýraznenou koncentráciou klastických slúd. Sedimenty sú obohatené o organickú zložku, ktorá spôsobuje sivé a tmavosivé zafarbenie. Tento horizont prejavuje zvýšenú radiáciu. Predpokladá sa, že rádioaktívne prvky sa prednostne viazali na horizonty obohatené o bitúmen. Fe-karbonátové konkrécie obsahujú prímes ílových minerálov a v ich centrálnych častiach autigénne kryštály dolomitu a albitu. Sedimenty harmaneckých vrstiev sa interpretujú ako jazerné sedimenty.

647 špaňodolinské súvrstvie: pestré polymiktné zlepenca, arkózy a arkózové droby a piesčité bridlice (saxón – turing); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Súvrstvie bolo opísané z oblasti Starohorských vrchov a nazvané podľa obce Špania Dolina (Vozárová a Vozár, 1988). Pestrý, cyklicky sedimentovaný súbor klastických sedimentov dosahuje hrúbku okolo 300 – 450 metrov. K základným litologickým znakom špaňodolinského súvrstvia patrí: 1. usporiadanie sedimentov v rámci malých aluviálnych cyklov, 2. zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí za súčasného zväčšovania hrúbky jemnozrnných sedimentov v rámci jednotlivých sedimentárnych cyklov, 3. fialovočervená, červenosivá, fialová a hrdzavosivá farba sedimentov. Sedimenty špaňodolinského súvrstvia sú všeobecne štruktúrne a minerálne nezrelé. V bazálnych častiach súvrstvia, ktoré sú najbohatšie na zlepenkové sedimenty, sa objavujú súbory vrstiev s korytovým šikmým zvrstvením. Obliakový materiál v zlepencoch je okrem mliečnobieleho kremeňa zložený predovšetkým z granitoidov, aplitov a ortorúl. Znamená to, že zdrojová oblasť bola bohatá na hlbinné magmatické horniny. Sedimentačné prostredie, ktoré viedlo k uloženiu sedimentov špaňodolinského súvrstvia, bolo generálne aluviálne. Epizodický charakter sedimentácie a pestré sfarbenie dovoľujú predpokladať striedanie aridných a semiaridných klimatických podmienok.

648 korytnianske súvrstvie: metamorfované hrubozrnné droby s polohami zlepenca a piesčitých bridlíc (?vrchný perm); list: 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sedimenty korytnianskeho súvrstvia (ako litostratigrafickú jednotku definovali Vozárová a Vozár, 1988) vystupujú v niekoľkých izolovaných výskytoch na S od priesmyku Branisko, po oboch stranách údolia riečky Svinka, na Z od k. Smrekovica a na V od obce Korytné. Hrúbka korytnianskeho súvrstvia nepresahuje 200 – 300 m. Súvrstvie je zložené v prevažnej miere z hruboklastických sedimentov, polymiktných zlepenca a veľmi hrubozrnných arkóz a arkózových drôb. Sedimenty sa vyznačujú veľmi nízkym stupňom minerálnej zrelosti a nízkym stupňom štruktúrnej zrelosti. Súbor sedimentov má textúrne znaky aluviálnych vejárov. Na zložení obliakového materiálu v zlepencoch sa okrem rozličných typov kremeňa podieľajú predovšetkým úlomky aplitických granitoidov, migmatitov a granátovo-biotitových rúl. Vek ko-

rytnianskeho súvrstvia nebol doložený biostratigraficky. O jeho permskom veku svedčí pozícia na kryštalinických komplexoch a v podloží spodného triasu.

EUBIETOVSKÁ SKUPINA

Jej klasické výskyty sa nachádzajú v pohorí Čierťaz. So sekvenciami ľubietovskej skupiny sa korelujú aj výskyty sedimentov v bazálnej časti obalovej série skupiny Veľkého boku v kráľovohofskej časti Nízkych Tatier. Skupina je zložená z dvoch litostratigrafických jednotiek, brusnianskeho a predajnianskeho súvrstvia (Vozárová, 1979), ktoré sa navzájom veľmi významne líšia minerálnym zložením klastického detritu. Spoločnými znakmi všetkých spomenutých výskytov je fundament, na ktorom vznikali kryštalinické komplexy severného veporika, a kontinentálny charakter sedimentácie s prevahou aluviálnych hruboklastických sedimentov. Sedimenty oboch súvrství vzhľadom na ich litologický vývoj a pozíciu v podloží spodného triasu a v nadloží kryštalinika severného veporika sa aj bez biostratigrafických dôkazov považovali za permské (Zoubek, 1936; Vozár, 1965; Kamenický, 1961; 1977). Prvé biostratigrafické dôkazy o veku sa získali z predajnianskeho súvrstvia vo vrte LU-3 (Ilavský et al., 1978, 1994). Planderová (l. c.) opísala nasledujúce, zle zachované formy, ktoré zaradila všeobecne do permu: *Monosulcites minimus* COOKSON, *Gnetaceaepollenites* sp., *Karpatisporites minimus* PLANDEROVÁ, *Monosulcites minimus* JANS., *Punctatisporites* sp., *Reticulatisporites* sp. a *Florinites* sp. Neskôr sa tento vek spresnil na saxónsky (Planderová a Vozárová, 1982).

649 *predajnianske súvrstvie: polymiktné metazlepence, litické metadroby a fialové bridlice (spodný až vrchný perm)*; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Súvrstvie sa nachádza v pohorí Čierťaz pri západnom obmedzení Slovenského rudohoria, v bazálnej časti sekvencie Veľkého boku (kráľovohofska časť Nízkych Tatier) a v severnej časti Tribeča. So sekvenciami ľubietovskej skupiny sa korelujú aj výskyty permských sedimentov v Čiernej hore. Na rozdiel od podložného brusnianskeho súvrstvia má pestré sfarbenie, od sivej a fialovosivej až po fialovú farbu. Neobsahuje žiadne znaky synsedimentárnej vulkanickej aktivity. Od svojho stratigrafického nadložia, spodnotriasových pieskovcov, je oddelené diskordanciou. Spodnotriasové sedimenty ležia na rôznych litologických členoch predajnianskeho súvrstvia. Vek podľa mikroflóry zodpovedá saxónu? – turingu (Planderová a Vozárová, 1982). Vek však nie je dobre dokumentovaný, pretože spoločenstvo mikroflóry je veľmi chudobné. Po litologickej stránke má pestré zloženie. Sú v ňom výrazne zastúpené dva horizonty hrubých až balvanovitých polymiktných zlepencov, medzi ktorými vystupujú litické droby a fialové piesčité bridlice (Vozárová, 1979). Minerálne zloženie sedimentov je silne ovplyvnené zdrojom z kryštalinických masívov tvorených pararulami a svormi. Pieskovce svojím minerálnym zložením zodpovedajú litickým metadrobám, v ktorých prevládajú úlomky hornín a klastických slúd nad živcami. Sedimentačné prostredie bolo generálne charakterizované ako aluviálne, s vývojom facií marginálnych a distálnych aluviálnych vejárov, smerom do stredu depocentra prechádzajúcich cez aluviálny systém bolsonových plošín do prostredia efemérnych jazier. Občasné výskyty obliakov s náznakmi eolického obrúsenia a vložky minerálne zrelých pieskovcov s čerinovým šikmým zvrstvením signalizujú existenciu eolickej činnosti v aluviálnej nížine.

650 *vulkanogénny horizont Harnobisu: kyslé až intermediárne vulkanity a vulkanoklastiká, zmiešané hrubozrnné sedimenty (spodný perm)*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Súčasťou brusnianskeho súvrstvia je vulkanogénny horizont Harnobisu. Je zložený prevažne z ryolitovo-dacitových vápenato-alkalických vulkanitov a vulkanoklastík, ktoré boli ďalším zdrojom detritu v sedimentoch. Tieto kyslé členy majú miestami zachované ignimbritové textúry. Kyslé vulkanity brusnianskeho súvrstvia na základe chemického zloženia patria k vápenato-alkalickému radu, peraluminiovému typu. Okrem kyslých členov sa v menšom množstve zistili andezity až andezitové bazalty (Tribeč). V pohorí Čierťaz sú prítomné najmä v podobe reponovaných epiklastík v nadloží kyslých vulkanitov (Vozárová, 1979).

651 brusnianske súvrstvie: metaarkózy a arkózové metadroby, sporadicky metazlepence (?spodný až vrchný perm); a) predajnianske a brusnianske súvrstvie, nerozlíšené (perm);
listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Názov brusnianske súvrstvie (Vozárová, 1979) je odvodený od obce Brusno na Horehroní (listy: 35 a 36). Reprezentujú ho predovšetkým metaarkózy a arkózové a živcové metadroby. Monotónne súvrstvie arkózových sedimentov svetlosivej a svetlozelenosivej farby nie je dosiaľ spoľahlivo stratigraficky datované. Chudobné spoločenstvá mikroflóry zistené vo vrte LU-3 pri osade Podlipa v oblasti Lubietovej Planderová (in Vozárová a Planderová, 1982) zaradila do saxónu?. V kontinentálnych sedimentárnych formáciách je však ťažké stratigraficky odlíšiť autun od saxónu, čiže v zóne severného veporika nemôžeme presne stanoviť začiatok sedimentácie. Isté je, že sedimenty brusnianskeho súvrstvia sedimentovali na značne tektonicky rozčlenenom fundamente. Svedčí o tom ich laterálne veľmi nerovnomerná hrúbka. Na základe vrtných profilov v oblasti Lubietovej (Ilavský et al., 1994) a výsledkov z povrchových výskytov jeho hrúbka varíruje od 100 do 750 metrov. Je to následok nerovnomernej subsidencie jednotlivých blokov podložia, pričom nerovnosti reliéfu sa vyplňali prínosom klastického materiálu systémom centripetálne orientovaných riečnych tokov (Vozárová, 1979). Súbor sedimentov brusnianskeho súvrstvia je svojím minerálnym zložením monotónny. Tvoria ho metaarkózy a arkózové metadroby, len miestami s polohami obliakového materiálu (kremeň, granitoidy a synsedimentárne vulkanity). Jemnozrnné sedimenty a piesčité bridlice sú objemovo málo zastúpené. V pohorí Tribeč vystupuje v s., resp. v sz. a v. časti rázdielskeho masívu. Leží v priamom stratigrafickom nadloží kryštalinika severného veporika, ktoré v tejto časti Tribeča reprezentujú mylonitizované granitoidy a blastomylonity. Ležia v tektonickej pozícii subhorizontálne jednak na spodnej šupine kryštalinika veporika, jednak na kryštaliniku tatrika. V severozápadnej časti rázdielskeho bloku je brusnianske súvrstvie nasunuté priamo na permské sedimenty tatrika, na slopnianske súvrstvie. Svojím litologickým a minerálnym zložením tieto metasedimenty zodpovedajú brusnianskemu súvrstviu, tak, ako boli opísané na typových profiloch v pohorí Čierťaž (Vozárová, 1979).

651a) predajnianske a brusnianske súvrstvie, nerozlíšené (listy 36 a 37)

Podstatnú časť tvoria sivé až červenofialové *droby a bridlice*. Bazálny, často hematitizovaný matrix drôb prevláda nad obvykle angulárnymi klastami živcov, kremeňa a redeponátmi vlastného súvrstvia. Štruktúrne nezrelé červenofialové sľudnaté bridlice a prachovce prevládajú vo vrchných úsekoch súvrstvia. Tmavofialové *ryolitovo-dacitové vulkanity* tvoria ložné, smerne sa vyklinujúce telesá metrovej hrúbky v bazálnej časti súvrstvia. Včítane vulkanoklastík sa vyskytujú najmä medzi Veľkou Lodinou a stredným tokom Sopotnice. Fenokrysty kremeňa, plagioklasov, K živca a biotitu majú maximálnu veľkosť 1–3 mm, ich sumárny modulus v priemere nepresahuje 25 % (cf. Jacko, 1979, 1981). Zvyčajne blastofelzitový matrix je bohatý na hematitový pigment.

VRCHNÝ KARBÓN – PERM

652a bazaltové andezity a ich vulkanoklastiká (vrchný karbón – perm)

V súbore metasedimentov sa vyskytujú nepravidelné polohy bazaltových andezitov a ich vulkanoklastík. Malé telieska sa nachádzajú v pohorí Tribeč v doline Drahožica j. od Veľkých Uheriec. Na území listu Trnava je teliesko nesprávne označené č. 656.

Prvýkrát tieto výskyty opísali Ďurovič et al. (1992) ako propylitizované bazalty a plagiobazalty. Tvoria niekoľko lávových prúdov striedajúcich sa nad sebou spolu s pyroklastikami. Výskyty týchto vulkanitov korelujeme s vulkanogénnym horizontom Harnobisu, ktorý definovala Vozárová (1979) v pohorí Čierťaž. Predajnianske a brusnianske súvrstvie tvoria prevažne sivé a sivozelené metamorfované bridlice s decimetrovými až metrovými vložkami produktov permského intermediárneho vulkanizmu.

652b metamorfované droby, piesčité bridlice, metazlepence a vločky bázičných vulkanoklastík (vrchný karbón); list: 37 KOŠICE

Vrchný karbón je zastúpený súborom tmavosivých bridlíc, sľudnatých pieskovcov a zlepcov v nadloží sv. okraja kryštalinika Čiernej hory medzi údolím Bystrej a Miklušovcami. Po prvýkrát ich odlíšil Fusán (in Fusán et al., 1954) a zaradil do karbónu. Jacko (1975) doložil kontinuálne pokračovanie súvrstvia smerom na JV až po jeho tektonickú redukciu na styku kryštalinika s obalovými útvarmi sv. od Ružína. Súvrstvie nepriebežne pokračuje sz. od údolia Bystrej až na sv. svahy Sľubice (Jacko, 1984; Zacharov, 1993).

Oligomiktné metazlepence sú typicky vyvinuté na sv. svahoch Bystrej, kde tvoria smerne elongované, 1 – 10 m hrubé telesá v metadroboch a metabridliciach. Vo foliácii výrazne deformované klasty s veľkosťou 3 – 8 cm pozostávajú temer výlučne zo sekrečného kremeňa. Matrix horniny sa skladá z drôb. Najrozšírenejšia hornina súvrstvia sú sivé a tmavosivé droby. Metaaleurity sú dynamometamorfované na zelenosivé kremenno-sericitické fylity. Obvykle majú krenulovanú aleuriticko-lepidogranoblastickú štruktúru so zrnitosťou komponentov 0,0X mm. Len klasty kremeňa, sľúd a turmalínu ojedinele dosahujú veľkosť až 0,2 – 0,4 mm.

JUŽNÉ VEPORIKUM

TRIAS

FÖDERATSKÁ SKUPINA

653 sivé a svetlosivé, miestami tmavosivé dolomity (hlavné dolomity?) (vrchný karn – ?norik);
list: 37 KOŠICE

Ide o stratigraficky najvyššie súvrstvie föderatskej skupiny. Tvoria ho svetlé masívne cukrovité rozpadavé dolomity, často na veľkých plochách rauvakizované.

Nachádzajú sa v oblasti Tuhára a na ľavej aj pravej strane doliny Dobšinského potoka v nadloží tmavosivých až čiernych vápnných bridlíc s vločkami čiernych vápencov. Severne od k. Tri kopce vystupujú spolu s kremencami v podobe tektonických šupín, pravdepodobne zavrásnených v slatvinskom súvrství. Ich vystupovanie spolu s kremencami naznačuje, že môže ísť aj o dolomity stredného triasu, ktoré vystupujú v rámci gutensteinských vrstiev. Rozsiahlejšie plochy svetlých aj tmavých dolomitov sú aj v tektonickom okne föderatskej skupiny pod muránskym príkrovom. Vek súvrstvia je karn – ?norik.

654 tmavosivé až čierne bridličnaté rohovcové vápence, tmavosivé slienité vápence s rohovcami, tmavosivé až čierne vápnné bridlice s polohami čiernych vápencov (ladin – karn);
list: 37 KOŠICE

V dobšinskom polokne vystupujú v nadloží ružových a sivobielych vápencov. Smerom do nadložia sa postupne v nich objavujú polohy bridlíc. V oblasti Kráľovej hole vystupujú v troch väčších šupinách: s. od Telgártu, v oblasti Holej Pálenice a v dvoch malých šupinách na tektonickom kontakte s kryštalinikom v hornej časti doliny Čierneho Váhu s. od k. Tri kopce. V oblasti kóty Struženík (resp. Strundžaník) z. od Val'kovne vystupujú spolu s dolomitmi. Vo všetkých výskytoch sú vápence silne rekryštalizované, laminované, plasticky deformované a prevrásnené. Častý je v nich výskyt rohovcov, klastický a autigénny kremeň.

Jediný stratigraficky datovaný horizont föderatskej skupiny sú vrchnotriasové tmavé, drobno rozpadavé piesčité bridlice zvetrávajúce do okrova s polohami tmavých rohovcových vápencov (Straka, 1978, 1981). Ide o súvrstvie striedajúcich sa vápencov a bridlíc s kvantitatívnou prevahou bridlíc. Sľudnaté tmavé bridlice často obsahujú sedimentárne štruktúry – sú tu znaky rytmickej sedimentácie. Nachádzajú sa v nich aj tenké polohy pieskovcov zvetrávajúcich do hrdzavohneda. Vrstvy pripomínajú reingrabenské bridlice a lunszké vrstvy. Vek súvrstvia je ladin – karn.

655 tmavosivé doskovité až zbridličnatené vápence, rauvaky (gutensteinského typu), svetlé (ružové a sivobiele) doskovité až masívne vápence, pestré kryštalické vápence a mramory (anis – ladin); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

V komplexe föderatskej skupiny môžeme pozorovať postupné prechody rozličných facií vápencov do čiastočne rauvakizovaných polôh obsahujúcich úlomky vápencov, prípadne dolomitov, až do rauvakov s rebrovitou štruktúrou. Rauvakmi sa obvykle začína aj karbonátová sekvenčia v nadloží kvarcitov a arkóz.

V nadloží kremencov a rauvakov sa sporadicky vyskytujú horniny, ktoré Vrána (1966) opísal ako „karbonatické fylity až svory“. Ich genézu a deformačný postih opisuje Plašienka (1981). Nadložný stredotriasový komplex hornín je charakteristický svojou rôznorodosťou a evidentným metamorfným postihom. Pozostáva z tmavých a tmavosivých lavicovitých, lokálne masívnych vápencov (gutensteinského typu), miestami dolomitizovaných, s bielymi kalcitovými žilkami. Hrúbka lavíc je 15 – 30 cm.

Smerom do nadložia postupne nastupuje súvrstvie svetlých, intenzívne metamorfovaných vápencov striedajúcich sa s polohami sivých lavicovitých vápencov. Rozdiely vzhľadu vápencov sú dôsledkom metamorfózy, ktorá pravdepodobne zapríčinila ich vybielenie a ktorá bola miestami taká intenzívna, že z vápencov vznikali rauvaky. Ich vek – aj vzhľadom na metamorfný postih – nie je paleontologicky dokázaný. Výrazný alpínsky metamorfný postih karbonátov föderatskej skupiny dokumentujú údaje získané štúdiom kryštalinity illitu (Plašienka et al., 1989). Svetlé vápence sú masívne, len ojedinele lavicovité. Charakterizuje ich rôzny stupeň rekryštalizácie, vysoká čistota a neprítomnosť sedimentárnych textúrnych a štruktúrnych znakov. Vek súvrstvia je v rozpätí anis – ladin.

656 bridličnaté biele a zelenkasté kremence, na báze ojedinele zlepenice, kvarcitty s polohami sericitických bridlíc (spodný trias); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Súvrstvie spodnotriasových kvarcitov tvoria metamorfované jemnozrnné kremenné pieskovce svetlých farieb, v bazálnych častiach aj drobnozrnné kremenné a arkózové zlepenice. Niekedy v nich možno pozorovať zachované gradačné a šikmé zvrstvenie.

Litologicky zodpovedajú lúžňanskému súvrstviu tatrika a severného veporika. V prevahe sú strednozrnné lavicovité kremence bielej, sivozelenkastej, zelenkastej a krémovej farby. Bazálne časti lavíc sú hrubozrnné, vrchné partie prechádzajú do sľudnatých piesčitých fialových, tenko laminovaných bridlíc. Pomerne bežné sú polohy zelenkastých chloriticko-sericitických bridlíc a tmavých jemnozrnných bridlíc uprostred kremencov. Prechod medzi podložnými permkými arkózami a spodnotriasovými kremencami je pozvoľný, kremence predstavujú normálne pokračovanie vrstvového sledu.

Kremence sa vyznačujú zreteľným tektonodeformačným prepracovaním. Svedčí o tom ich silná silicifikácia a hojnosť novovytvoreného sericitu až muskovitu na plochách odlučnosti. Zvetrávajú do bledoběžova.

Metamorfóza kremencov dosahuje stupeň faciie zelených bridlíc (Plašienka et al., 1989; Korikovskij et al., 1992) – minerálna asociácia: kremeň, sericit, chlorit a albit. Kremence sú často zbridličnatené, s výrazne vyvinutou lineárnou stavbou.

Smerom do nadložia v kvarcitoch pribúdajú polohy bridlíc, až vrstvy kremencov plynule prejdú do jemnozrnných sedimentov. Pôvodne ílovité bridlice sú vplyvom slabej metamorfózy zmenené na zelenkasté sericitické bridlice s hodvábnym leskom. V ich stratigrafickom nadloží sú najčastejšie rauvaky. Vek súvrstvia je spodný trias.

VRCHNÝ KARBÓN – PERM

REVÚCKA SKUPINA

Bezprostredný obal kryštalinika južného veporika reprezentuje súbor metamorfovaných klastických sedimentov so sporadickým výskytom vulkanických hornín, ktoré sa korelujú s re-

vúckou skupinou (Vozárová a Vozár, 1982, 1988) zloženou zo slatvinského a rimavského súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1979).

Sedimenty slatvinského súvrstvia (vrchný karbón – stefan) sa usadili na hercýnsky štrukturalizovanom kryštalinickom podklade. Sú produktom cyklickej plytkovodnej deltovej sedimentácie v humídnom prostredí (Vozárová a Vozár, 1982). Z geotektonického hľadiska predstavovali hercýnsku molasu znamenajúcu konsolidáciu oblasti po hlavnej fáze hercýnskeho orogénu. Bezprostredným nadložíom slatvinského súvrstvia je rimavské súvrstvie (perm). To sedimentovalo nielen na slatvinské súvrstvie, ale najmä na kryštalinikum.

657 rimavské súvrstvie: metamorfované arkózy a arkózové droby, miestami s vulkanogénnym materiálom, metamorfované pestré bridlice a kremité zlepence (perm);

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Nad deformovanými granitoidmi, prípadne nad vrchokarbónskymi metapelitmi, metapsamitmi a metavulkanitmi ležia svetlé strednozrnné až hrubozrnné arkózové sedimenty, ktorým sa priraduje (Vozárová a Vozár, 1982, 1988) permský vek. Rimavské súvrstvie (hrúbka max. okolo 500 m) je zložené z klastických sedimentov, predovšetkým z hrubozrnných metapiesskovcov. Vyskytujú sa v nich polohy metazlepenčov, ktoré však tvoria iba dva regionálne nesúvislé horizonty. Podobne len sprievodnou zložkou sú pôvodne jemnozrnné sedimenty – piesčité fylity a jemnozrnné metapiesskovce. Vek súvrstvia je biostratigraficky doložený iba na dvoch lokalitách (pri obci Kociha a v Revúckej doline na SZ od obce Sirk). Planderová (in Planderová a Vozárová, 1982) tam nájdené druhy spór rodu *Lueckisporites* zaradila do spodného permu, rozpätia autun – saxón.

Stupeň regionálnej premeny nepresahuje fáciu zelených bridlíc stredno- až vysokotlakového typu. Hranica s mladšími členmi obalu veporika (trias föderatskej skupiny) je zvýraznená tektonicky, o čom svedčí častá redukcia tak permu, ako aj triasu.

Rimavské súvrstvie je na tektonickom styku veporika a gemerika výrazne tlakovo deformované. Autochtónnu, resp. paraautochtónnu pozíciu arkóz na mylonitizovaných granitoidoch potvrdzuje nejasná hranica medzi granitoidmi a arkózami. Často nie je možné stanoviť, kde sa končia granitoidy, silno mylonitizované a vybielené, a kde sa začínajú nadložné hruboklastické metasedimenty. Arkózy ležia na kryštaliniku zvyčajne subhorizontálne, s maximálnym úklonom 30° na JV až V. Len v doline Dobšinského potoka sú silno prevrásnené a strmo uložené.

Rimavské súvrstvie v oblasti Prednej hole, najmä okolo kóty Úplaz (k. 1 554,6), leží na horninách slatvinského súvrstvia, resp. tvorí podložie naň prešmyknutej sekvencie Veľkého boku. Hrúbka súvrstvia v študovanej oblasti je maximálne 200 m.

Metaarkózy až arkózové metadroby predstavujú stredno- až hrubozrnné horniny zložené z klastických zrn kremeňa a živcov veľkosti 2 – 4 mm a úlomkov acidných felzitov dosahujúcich veľkosť až do 1 cm, ležiacich v drobnozrnnnej základnej hmote. Sedimenty sú zvyčajne dosť silno tlakovo deformované, keď sú zrná a úlomky intenzívne kataklasticky drvené a lineárne usmerené. Štruktúra metaarkóz a metadrôb je blastopsamitická, s lepidogranoblastickou základnou hmotou. Na ich minerálnom zložení sa podieľajú: kremeň, K živce, plagioklasy, klastické sludy, úlomky metasedimentov a ?vulkanitov, v akcesorickom množstve turmalín, zirkón, apatit a opakované minerály (pyrit a magnetit). K novovytvoreným metamorfným minerálom okrem kremeňa, sericitu a chloritu patrí aj albit, epidot-zoisit, karbonáty a hematit. P-T podmienky alpínskej metamorfózy na základe minerálnych asociácií a použitia minerálnej termobarometrie boli stanovené takto: teplota 350 – 500 °C a tlak 2 – 4 kbar (Korikovský et al., 1990), teplota 530 – 560 °C a tlak 6 – 8 kbar (Lupták et al., 2000). Na základe kryštalinity illitu a chloritovej termometrie Lupták et al. (2003) stanovili teplotu 310 – 380 °C a tlak 4 – 4,5 kbar. Odhadovaný geotermálny gradient a tlak na základe hodnôt b_0 muskovitov zodpovedal 10 °C/km pri teplote okolo 470 °C a tlaku 12 kbar (Mazzoli et al., 1992).

Metazlepence vystupujú v podobe tenkých šošovkovitých polôh v opísaných horninách, ktoré sa kartograficky nedajú samostatne vyčleniť. Obliakový materiál týchto hornín s veľkosťou 0,2 až 2 cm je polymiktný, pričom absolútne prevláda kremeň. Menej hojné sú klastické sludy a úlomky granitoidov.

V rimavskom súvrství sa zistili ojedinelé telesá ryolitov a ryolitových vulkanoklastík. Vulkanity sú bohaté na felzitickú zložku, len s malým množstvom fenokrystov kremeňa.

Slatvinské súvrstvie (vrchný karbón – stefan)

658a metabazaltové tufy až tufity, epidoticko-chloritické fylity (vrchný karbón – stefan); list: 37 KOŠICE

Uvedený horninový súbor patrí k charakteristickej zložke vyššej časti slatvinského súvrstvia. Časť metabázických hornín sa môže zaradiť aj do permu. V takomto prípade by tvorili už súčasť rimavského súvrstvia. V oblasti Prednej hole (list Košice) bolo možné spomínané horniny vyčleniť aj kartograficky v mierke 1 : 200 000, pretože tvoria aj rozsiahlejšie telesá. Súbor je najviac vyvinutý v severnej časti územia (Smrečinské sedlo – Predná hoľa) a je aj na povrchu veľmi dobre odkrytý. Po krátkom prerušení tieto horniny pokračujú smerom na východ v podobe úzkeho súvislého pruhu cez Pálenicu až do doliny Mlynnej. Najrozšírenejší litologický člen tohto súboru sú metabazaltové tufy a tufity. Ide o jemnozrnné, svetlo- až tmavozelené horniny, charakteristické laminovanou textúrou. Tá je veľmi často deformovaná výraznou alpínskou strižnou klivážou za vzniku strižných vrások milimetrových až centimetrových rozmerov.

Bajaník (in Bajaník et al., 1979) opisuje v horninovom súbore (zaradenom do komplexu Prednej hole) aj telesá metabazaltov, v ktorých sú zachované reliktory porfýrických a ofitických štruktúr, ako aj reliktory výrastlíc plagioklasov a pyroxénov.

658b sivé jemnozrnné metamorfované pieskovce, sivé až čierne fylitické bridlice, sporadicky telesá bázických a acidných vulkanitov a vločky ich vulkanoklastík (stefan C – D); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Tento súbor metasedimentov na území listu Banská Bystrica je v teréne dobre rozlíšiteľný najmä na základe sivej, tmavosivej a čiernej farby. Aj napriek pomerne zložitému metamorfnému vývoju má relatívne dobre zachovanú litologickú stavbu. Spoločenstvá mikroflóry poukázali na vek stefan C – D (Planderová a Vozárová, 1982).

Na základe spoločenstva sporomorf, ktoré sa našlo na výskytoch v Uhliarskej a Revúckej doline (Planderová, l. c.) a na výskytoch medzi Hrachovom a Poltárom (Planderová a Vozárová, 1982), bolo slatvinské súvrstvie [výskyt rodov a druhov *Potonieisporites* BHARDW. 1957, *Illinites* KOS. 1950, *Stratosaccites jizba*, *Florinites* S. W. et B. 1944 a *Thymospora thiessenii* (KOS.) WILS. et WENK] zaradené do stefanu C.

Dominantné je striedanie vrstiev bridlíc a pieskovcov, ktoré sú v rámci odkrytov cyklicky usporiadané. Regionálne sú rozšírené dve pomerne hrubé polohy grafitických bridlíc, ktoré najskôr reprezentujú jazerné uloženiny. Predpokladá sa sedimentácia v uzavretom bazéne v redukčných podmienkach. Bridlice sú bohaté na zuhoľnatený rastlinný detrit (Planderová in Planderová a Vozárová, 1982).

Pieskovce sú relatívne bohaté na kremenný detrit. Z ostatných horninotvorných zložiek sú prítomné reliktory zrn plagioklasov a alkalických živcov, len vzácné klastických slúď. To, že sú tieto sedimenty relatívne obohatené o kremeň, spôsobili mierne až teplé a humídne podmienky v zdrojovej oblasti aj počas transportu. Značná časť živcov sa úplne rozložila, zmenila sa na ílové minerály a stala sa súčasťou základnej hmoty. Humídnu klímu dokumentuje dostatok rastlínstva. Prejavom toho je bohatosť na organickú hmotu a redukčnosť sedimentačného prostredia. Významný litologický člen slatvinského súvrstvia sú grafitické bridlice čiernej farby s lesklými a hladkými foliačnými plochami. Jednotlivé polohy dosahujú maximálnu hrúbku 30 – 50 m. V grafitických bridliciach sa zistil hojný zuhoľnatený rastlinný detrit (Planderová a Vozárová, 1978). Syntsedimentárna vulkanická aktivita sa zväčša prejavuje iba niekoľko metrov hrubými polohami vulkanoklastík, zriedka výlevných telies dacitovo-andezitového až bazaltového zloženia. Stupeň premeny sedimentov slatvinského súvrstvia dosahuje teplotno-tlakové podmienky fácie zelených bridlíc stredno- až vysokotlakového typu.

Magmatické horniny

Neohercýnske postkolízne granitoidy (stredný karbón – perm)

659 granitové porfýry, kremenné porfýry a porfyroidy (perm); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Granitové a kremenné porfýry tvoria v priestore kryštalinika severného veporika niekoľko telies orientovaných sv.-jz. smerom. Najväčšie telesá vystupujú v Ľubietovskom pásme a s. od Bacúcha. Často sú veľmi silne tektonometamorfné postihnuté a majú vzhľad porfyroidov. V takom prípade je veľmi problematické odlíšenie intruzívnych a vulkanických členov. Ide o peraluminózne horniny s prechodným zložením medzi ryolitmi – trachyryolitmi – a dacitmi. Dacity sa vyskytujú najmä v oblasti Ľubietovského kryštalinika s. s. (Kolba – Podbrezová) a ryolity v oblasti doliny Osrblianky (Hruškovo), Ľubietovej a Povrazníka. Významnou črtou týchto hornín je prítomnosť výrastlíc kremeňa, ktoré sú skorodované v magmatickom štádiu vývoja horniny a indikujú rýchly výstup taveniny mimo poľa stability kremeňa (Petrík, 1996a, b). Rovnako aj vývoj lištovitých živcov poukazuje na kryštalizáciu v subvulkanických podmienkach. Sú tu aj úlomky hornín strhnuté pri umiestňovaní žilných telies. Podobný jav bol opísaný aj v mikroaplitoch v oblasti výskytu granitu typu Hrončok (Petrík, 1995). Tieto horniny postihla krehká deformácia.

Permský vek týchto hornín predpokladal už Zoubek (1957). Neskôr Vozárová (1979) na základe nálezu obliakov v bazálnom súvrství spresnila vek na spodný perm. V prácach Zoubka (1931 – 1957) sú opísané najmä porfyroidy, fylitizované kremenné porfýry a ich tufy a tufity. Považuje ich za paleoryolity a prívodné kanály permského vulkanizmu. Kamenický (1968) ich zaradil ku granitovým porfýrom až granodioritovým porfýritom hercýnskeho vulkanizmu. Permský vek potvrdili Bezák et al. (2008).

660 leukokratné granity až granodiority, miestami porfýrické, miestami aplitické (perm); listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Do tejto skupiny sa zaraďujú viaceré typy potektonických, väčšinou leukokratných granitoidov. Ide o menšie telesá vystupujúce v okrajových zónach veporika (granit typu Hrončok, granit klenoveckého typu a malé masívy aplitoidných granitov na Sinci a v okrajových častiach granitu typu Dubovo) a taktiež granity v oblasti Čiernej Lehoty, ktoré majú kontaktný účinok na vrchnokarbónske slatvinské súvrstvie. Vo väčšine prípadov na základe viacerých indícií sa predpokladá ich permský vek.

Granit typu Hrončok považoval Zoubek (1936) za kyslejší diferenciát veporidných granitoidov a porovnával ho s prašivským typom. Kubíny (1959) ho považoval za kriedovú intrúziu. Petrík et al. (1995) zastávajú názor, že ide o permské granity s tendenciou k typu A, intrudujúce do neohercýnskej tektonickej zóny sv.-jz. smeru, ktorá bola alpínsky rejuvenizovaná. Tieto granity majú obyčajne porfýrické K živce, albity s An_{10} , vysoko železitý biotit a obsahujú akcesorický granát, monazit a zirkón. Plastická deformácia granitu je opísaná v štruktúrno-tektonických štúdiách (Hók a Hraško, 1990; Putiš, 1991; Pitoňák a Spišiak, 1994). Permský vek potvrdili aj U-Pb datovaním (278 ± 11 mil. rokov; Kotov et al., 1996). Putiš et al. (2000) posunuli vek granitu až do obdobia triasu, na $238,6 \pm 1,4$ mil. rokov, (U/Pb datovanie zirkónu). Datovanie metódou SHRIMP však znovu potvrdilo permský vek hrončockého granitu (267 ± 2 mil. rokov; Uher et al., 2008).

Monzogranity a granity-porfýry typu Klenovec v kohútskom pásme vystupujú na povrch najmä v areáli výskytu albitických rúl klenoveckého komplexu, alebo sú v hĺbke (indikované najmä geofyzikálne) pochované pne dvojsľudových (leuko-)granitov a granitov-porfýrov s granátom (Hraško et al., 1997). Najznámejšie teleso zachytil vrt KS-1 (Hraško et al., 1989).

Aplity, aplitické granity a muskovitické granity, vystupujúce väčšinou v žilných formách v južnom veporiku, sú ďalšia varieta neskorohercýnskych granitoidov, hoci v niektorých prípadoch nie je vylúčený ani ich alpínsky vek.

661 biotitické granodiority až granity; a) s ružovými výrastlicami K živcov (stredný až vrchný karbón); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sú to charakteristické granitoidy v južnej časti veporika, definované ako ipeľský typ (Krist, 1979). Pôvodne sa medzi ipeľské typy zaraďovali len porfýrické variety s ružovým K živcom, biele K živce majú granitoidy veporského typu. Ide o intrúzie rôznych petrografických variet, kde sú aj neporfýrické, svetlé, miestami dokonca aj s bielymi výrastlicami K živcov. Väčšinou sú málo deformované. Dôležitým zistením je ich kogenetický vzťah so sihlianskymi typmi. Potvrdili to aj izotopické datovania ipeľského granitoidu (305 ± 5 mil. r.; Michalko et al., 1998). Na mape sú odlišené neporfýrické a porfýrické variety.

Medzi neporfýrickými varietami prevládajú svetlé, drobno- až strednozrné granodiority – monzogranity. Tvoria najmä centrálnu časť telies, lemovanú porfýrickými varietami. Severozápadným smerom sa postupne ponárajú pod tonality typu Sihla s. s.

661a) Porfýrické variety obsahujúce prevažne ružové výrastlice K živcov vystupujú najmä v jv. leme sihlianskeho tonalitu – granodioritu, prípadne tvoria malé pne intrudujúce do sihlianskeho typu. Tvoria aj okrajovú fáciu predchádzajúceho typu. Tvoria ich svetlosivé až pleťové biotitické až dvojsľudové granodiority. Draselné živce sú mäsovo ružové až pleťové. Tvoria idiomorfne výrastlice, veľké zvyčajne do 1 cm (zriedka do 3 cm).

662 biotitické tonality až granodiority; a) miestami porfýrické (vrchný karbón);

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ich najvýznamnejším predstaviteľom sú granitoidy typu Sihla, ktoré pomenoval Zoubek (1936). Ich výskyt bol pôvodne obmedzený len na areál veporika, kde tvoria pomerne veľké intrúzie. Broska a Petřík (1993a) definovali tzv. typ Sihla s. l., ku ktorému zaraďujú analogické granitoidy typu I aj v ďalších pohoriach Západných Karpát. Typ Sihla s. l. zahŕňa napr. allanitovo-magnetitový typ tonalitu v Tribeči a čiernohorský tonalit (doliny Sopotnice a Sokol). Sihlianský typ patrí k najbázickejším granitoidom v regióne Západných Karpát. Boli v ňom identifikované aj bázicko-intermediárne mafické mikrogranulárne enklávy (Broska a Petřík, 1993b), ktoré dokladajú koexistenciu bázického magmatizmu vrchnoplášťovo-spodnokôrového pôvodu spolu s granitoidným magmatizmom, pričom práve vrchnoplášťové magmatické členy iniciovali tavenie spodnej kôry. Plagioklasy majú v jadrách An_{45-50} , biotit má zvýšený obsah Mg. Je v nich hojný apatit, zirkón, magnetit a titanit.

Typický reprezentant granitoidu typu Sihla je homogénny biotitický tonalit až granodiorit (sihlianský typ s. s.). Vyskytujú sa však aj porfýrické variety (**662a**). Výrastlice tvoria najčastejšie plagioklasy, menej K živce.

Geochronologické výskumy priniesli konkordantné zirkónové datovania (Bibikova et al., 1990; Michalko et al., 1998), ktoré poukazujú na vek asi 303 ± 2 mil. rokov.

Mezohercýnske kolízne granitoidy (vrchný devón ?– spodný karbón)

663 leukokratné aplitické granity až aplity; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Vyskytujú sa vo viacerých varietach v rôznych typoch granitoidov a metamorfítov najmä vo Veporských vrchoch. Aplity leukotonalitov a aplitické kremeňovo-plagioklasové granitoidy tvoria zvyčajne svetlé polohy v rulách a migmatitoch, umiestnené konkordantne s foliáciou najmä v distálnych častiach vo vzťahu ku granitoidným intrúziám.

Aplity a aplitické kremeňovo-plagioklasovo-muskovitické granitoidy predstavujú muskovitizované tonalitové aplity až aplitické granitoidy alebo albitizované a muskovitizované granodioritové až granitové aplity.

664 leukokratné granity, miestami porfýrické; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Vyskytujú sa najmä v kohútskom pásme veporika (napr. v masíve Sinca) a v Čiernej hore v komplexe Bujanovej, kde tvoria súvislé teleso v granodioritoch sv. od Folkmarského vrchu s rozmermi 0,3 x 4,5 km.

V prípade porfýrických variet ide o dobre odlišiteľný typ svetlosivých granitoidov, pretože preň sú typické výrastlice živcov s veľkosťou až 0,8 cm. Majú porfyroplasticko-granitickú štruktúru a podstatné minerálne súčiastky tvoria kremeň, plagioklasy, draselné živce a muskovit. Kremeň vytvára veľké jedince alebo polykryštalický agregát veľkých zŕn, ktoré sú pomerne silno puklinovité, na okrajoch podrvené a silno undulózne. Živce vystupujú v podobe porfyroplastov, ktoré sú často silno strižne deformované, vzácné až vyvalcované do pretiahnutých šošoviek. Muskovit je pomerne hojný, má zväčša alotriomorfný vývoj a v takejto forme vyplňa medzery medzi tabuľkami, resp. šošovkami kremeňa a živcov. Biotit je podstatne zriedkavejší. Často je chloritizovaný alebo baueritizovaný, pričom vznikajú opakové minerály Fe (magnetit, ilmenit a hematit). Štruktúra hornín je porfyroplasticko-mylonitická, hlavná minerálna asociácia je kremeň, živce, muskovit a biotit. Mylonitizácia sa prejavuje intenzívnou granuláciou svetlých minerálov, najmä kremeňa, veľmi silnou sericitizáciou živcov a baueritizáciou biotitu.

665 *biotitické až dvojsľudové granity až granodiority*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na území listu Banská Bystrica vystupujú najmä vo Veporských vrchoch v oblasti Uhorské – České Brezovo – Zlatno – Lehota nad Rimavicou. Ide v podstate o rimavický komplex granitoidov v zmysle Bezáka (1982), resp. o granitoidy typu Dubovo v zmysle Hraška et al. (2005). Z južnej a jv. strany, ale aj v centrálnych častiach masívu cez ne prenikajú dajky a pne mladších muskovitických granitov a aplítov.

Tvoria ich porfýrické, biotitické až dvojsľudové granity a granodiority. Sú masívne, svetlé, len miestami obsahujú šlíry biotitu a ojedinele resorbované a rekryštalizované amfibolické diority ako xenolity. Miestami sú prítomné aj lupene – glomeroblasty – veľkých „nestrávených“ biotitov. Granity majú komplikovanú kryštalizačnú históriu, ktorá sa odráža v zonalite horninotvorných minerálov a ich vzájomných vzťahoch.

666 *biotitické až dvojsľudové granodiority až granity*; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyskytujú sa v kohútskej zóne pri Poltári v susedstve dvojsľudových granitov typu Dubovo a leukokratných granitov. Predstavujú menšie telesá a ide zrejme o bázičkejšie diferenciáty typu Dubovo.

667 *porfýrické biotitické granity až granodiority*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

V masíve Kráľovej hole sú najrozšírenejším typom granitoidov. Ich najvýraznejší znak je zbridlčnenie pôvodnej masívnej granitoidnej horniny a deformácia pôvodných minerálnych komponentov za vzniku porfyroplastov z výrastlíc K živcov, ktoré dosahujú veľkosť 1 – 6 cm. Deformácia prebiehala za podmienok biotitovej až granátovej zóny, pričom vznikal novotvorený kremeň, albit, jemnozrnný muskovit, biotit, miestami granát, turmalín a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Preto boli horniny označené aj ako metagranitoidy (napr. Lehotský et al., 1969), prípadne blastomylonitické okaté ortoruly (Putiš in Biely et al., 1997). O veku deformácie sa vedú polemiky. Najčastejšie sa uvádza alpínsky vek, ale v poslednom čase sa pripúšťa aj hercýnsky vek súvisiaci so vznikom príkrovovej stavby kryštalinika. Najpravdepodobnejšie je, že deformácia a metamorfóza prebehla v oboch etapách.

Pôvodnou predmetamornou horninou boli porfýrické granity až granodiority. Výrastlice K živcov boli hypidiomorfné, často aj idiomorfné a uzatvárajú pôvodne magmatické biotity a plagioklasy, ktoré sú väčšinou premenené. Ostatné hlavné minerálne zložky tvorili kremeň, biotit a muskovit.

668 *porfýrické biotitické až dvojsľudové granodiority až granity*; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Základný predstaviteľ je veporský typ granitoidov rozšírený na veľkých plochách najmä v kohútskej a kráľovohorľskej zóne veporika. Vystupujú aj ako dajkové telesá v hybridnom komplexe alebo subhorizontálne lakolitové formy (Lexa a Bezák, 1996).

Zložením zodpovedajú granodioritu až granitu. Draselné živce bielej až sivej farby veľké do 2 – 3 cm sú často rotované, pertitické, miestami sú kataklázované alebo undulózne.

Veporský typ granitoidov sa väčšinou vyznačuje výraznou deformáciou a rekryštalizáciou. Vrána (1966) ich roztriedil podľa stupňa deformácie na 5 skupín (DR typy 1 – 5). Často sú prítomné súvislé foliačné plochy bohaté na sericit. Metamorfná paragenéza predstavuje svetlé sludy (fengit-muskovit), epidot-(klino)zoisit, retiazkovitý titanit, kremeň, biotit a granát. Plagioklasy sú rozložené v asociácii albit, oligoklas, fengit, klinozoisit ± granát.

669 biotitické granodiority až tonality; a) deformované a metamorfované, lineované;
listy: 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 37 KOŠICE

V Čiernej hore v komplexe Bujanovej sú zastúpené najmä biotitické granodiority, prítomné vo všetkých eleváciách komplexu medzi Margecanmi a Košicami. Doskovito tu intrudujú do kliváže osovej roviny variských vrás čiže terajšej bridličnatosti metamorfítov (Jacko, 1975; Jacko, 1979). Ich styk s plášťom obvykle sprostredkujú telesá hybridných granodioritov, obojstranne pozvoľna ohraničené.

Relatívne tmavšie a bázickejšie variety biotitického a amfibolicko-biotitického granodioritu až tonalitu sa vyskytujú na území listu Poprad najmä v oblasti Benovej dolky a potoka Kanné v Branisku.

669a) Tektonicky intenzívne prepracované granitoidy sa vyskytujú najmä v rázdielskej časti Tribeča. Ich textúra bola príčinou ich častého označovania aj ako migmatity (Krist, 1959, 1971), prípadne ortoruly. Biotitické granodiority sú aj v bujanovskej elevácii, často intenzívne dynamo-metamorfované.

670 biotitické tonality až granodiority; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Vyskytujú sa v Kráľovohol'ských Tatrách ako telesá, ktoré ležia na kryštalických bridliciach. Na tonalitoch leží permsko-mezozoická sekvencia Veľkého boku.

Prevládajú stredno- až hrubozrnné biotitické tonality, do rôzneho stupňa blastomylonitizované.

V minulosti sa tieto horniny považovali za hrubozrnné „granitoidné“ fácie permských hypoabysálnych intrúzií (Zoubek in Mahel' et al., 1964). Vek zirkónov granitoidov z Leňušskej doliny je 370 mil. rokov (stanovené na základe pomeru $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – in Bagdasarjan et al., 1977). Hodnoty 97 – 104 mil. rokov získané K/Ar metódou poukazujú na obdobie ich alpínskej dislokačnej premeny. Vtedy sa horniny zmenili na kataklazity, porfyroklastické (okaté) granitoidné mylonity, ako aj rekryštalizované blastomylonity. Dislokačná metamorfóza dosiahla úroveň kremenno-albitovo-epidotovo-biotitovej, lokálne až kremenno-albitovo-epidotovo-almandínovej subfácie, fácie zelených bridlíc.

671 hybridné (nehomogénne, šlírové) granodiority až tonality (usmernené alebo všesmerné, miestami porfýrické); a) prevažne porfýrické; b) deformované a retrográdne premenené, s častými xenolítmi rúl a migmatitov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Základný petrografický typ je biotitický granodiorit až tonalit, menej granit. Sú prevažne nehomogénne, často usmernené, vystupujú v najužšom kontakte s pôvodným, vysoko metamorfovaným rulovo-migmatitovým plášťom najmä v južnom veporiku. V menšej miere sú prítomné aj v s.-sz. leme sihlanskeho tonalitu na jeho styku s rulovým plášťom. Hlavným znakom hybridných granitoidov je ich usmernená textúra tvorená šmuhami biotitu (anizotropné granitoidy v zmysle Siegla, 1982) a častý výskyt rulových enkláv s prechodmi do páskovaných typov migmatitov.

Podľa Siegla (l. c.) ide o málo mobilné autochtónne granitoidné magmy sprevádzajúce synkinematické metamorfné vrásnenie. Ich štruktúrne prvky sú zhodné so štruktúrami metamorfovaného plášťa (rôzny stupeň anizotropie, orientácia enkláv, modálna inhomogenita biotitu).

Základný a najrozšírenejší typ sú usmernené alebo všesmerné, miestami porfýrické hybridné granitoidy. Tieto typy majú zloženie blízke sihlanskemu granitoidu. Sú prítomné aj draselné variety, pričom pri sihlanskom type sú niektoré ďalšie odlišné charakteristiky (prítomnosť mafických mikrogranulárnych enkláv, allanitovo-magnetitová akcesorická asociácia, nižší pomer

Rb/Sr). Makroskopická príbuznosť so sihlianskymi typmi sa niekedy odráža v nejasnom priestorovom definovaní tonalitov spojených s hybridným (rulovo-migmatitovým) komplexom a mladšími tonalitmi typu Sihla. Prevládajúcou skupinou sú nevýrazne usmernené typy s prechodmi do všesmerných, relatívne rovnomerne zrnitých masívnych granitoidov s monotónnym zložením (kremeň, plagioklas, K živec, biotit a muskovit). Niekedy sa vyskytuje v porfýrickom vývoji, ktorý vykazuje afinitu ku granitickému zloženiu a prenikajú ním aplitické granity. Iným typom sú hybridné granitoidy v „perlovom“ až porfýrickom vývoji (**671a**), kde výrastlice tvorí plagioklas s veľkosťou zhruba do 6 mm.

Podľa U/Pb zirkónových datovaní (Michalko et al., 1998) spadá vek týchto granitoidov na koniec mezohercýnskej kolízie (360 – 340 mil. rokov). Na separovaných muskovitoch a biotitoch bol stanovený izochrónny vek 319 mil. rokov (Cambel et al., 1986). Tento vek môže byť ovplyvnený mladšou termálnou udalosťou súvisiacou s intrúziou sihlianskeho typu granitoidov. Všesmerné hybridné granitoidy často prechádzajú do výrazne usmernených typov. Usmernené typy granitoidov niekedy prechádzajú do migmatitov a často ich je ťažké kartograficky vyčleniť. Preto sú zaradené k migmatitom.

671b) Deformované a retrográdne premenené hybridné granitoidy sa na najväčšej ploche vyskytujú v jz. časti Veporských vrchov j. od divínskeho zlomu (oblasť Lovinobane). Ide o horniny zelenkavej farby bohaté na chlorit. Vystupujú v nich očká bielych deformovaných rotovaných plagioklasov. Textúra je väčšinou usmernená, ale niekedy aj makroskopicky masívna.

V Čiernej hore sa vyskytujú aj na jv. hrebeni Bujanovej a na severných svahoch Šľuchty jv. od Margecian. Sprostredkujú styk granodioritov s plášťom a obsahujú jeho materiálovo-štruktúrne xenolity milimetrových až metrových rozmerov indikujúce hybridný pôvod horniny. Modálne aj petrochemicky (cf. Jacko a Petrik, 1987) patria k melagranodioritom, resp. v koncových úsekoch so zvýšeným obsahom restitov plášťa k tonalitom.

Ostatné magmatické horniny

672 diority; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Diority vystupujú najmä vo Veporských vrchoch väčšinou v hybridnom komplexe, menej v sihlianskych granitoidoch a dvojsľudových monzogranitoch spolu s bioitickými pararulami. Tvoria telesá hrubé rádovo niekoľko desiatok metrov. Sú to tmavozelenosivé horniny so strednozrnnou, hypidiomorfne zrnitou dioritickou štruktúrou s makroskopickým amfibolom tmavozelenej farby. Ide o magmatickú horninu. Svedčí o tom aj prítomnosť titanomagnetitov rozpadnutých na ilmenit a magnetit. Textúra je všesmerná, prítomné sú však aj usmernené typy. Na styku dioritov a okolitých granitoidov možno občas pozorovať lemy leukotonalitov. Aplitové žily často nepravidelne prenikajú aj priamo do dioritového telesa a na ich okrajoch sú vyvinuté biotitové lemy.

Objavujú sa aj drobné telesá masívnych hrubozrnných dioritov až gabier. Diority možno považovať za samostatné postmetamorfné intruzívne prieniky, ktoré sa pravdepodobne sformovali v závere herecýnskeho granitoidného magmatizmu.

673 serpentinity; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ultrabázické horniny premenené na serpentinity sa v kryštaliniku ojedinele vyskytujú vo forme šošoviek veľkých niekoľko metrov až desiatky metrov, najmä v južnom veporiku v svoroch a hybridnom komplexe. Ide o jemnozrnné homogénne masívne horniny s rôznymi odtieňmi zelenej farby. Intenzívne premeny (zriedkavé magmatické reliktory predstavujú najčastejšie pyroxény) znemožňujú bližšiu genetickú charakterizáciu (vek, geotektonická príslušnosť) týchto hornín. Popri serpentinite môžeme makroskopicky pozorovať lupene chloritu, tremolitu a fuchsitu, časté sú rudné minerály veľké 1 – 2 mm (bežný je napr. magnetit a pyrotín), niekedy sa vyskytujú aj jemné žilky antigoritu či chryzotilu. Telesá bývajú po okrajoch aj druhotne steatitizované alebo vo forme žilných prienikov. Výskyty, minerálne paragenézy aj možnosti genézy veporských serpentinizovaných ultramafitov sumarizuje práca Hovorku et al. (1985).

674 hornblendity; list: 37 KOŠICE

Sú súčasťou šlírovitých hybridných granitoidov a preniká cez ne granitoidná magma. Tvoria telesá veľké do niekoľko 100 m. Najväčšie telesá vystupujú v oblasti doliny Štítického potoka, na jeho styku s dolinou Lazárky (s. od Čiernej Lehoty) a v Dlhej doline na severných svahoch masívu Stolice. Kryštály hornblendu (často väčšie ako 2 cm) tvoria často viac než 90 % objemu horniny. Plagioklas vystupuje ako intersticiálny.

Metamorfity (proterozoikum? – spodné paleozoikum)

675 metakarbonáty; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Karbonátové telesá nachádzajúce sa v prostredí metamorfítov v južnom veporiku sa interpretujú ako synsedimentárne rifové formácie (Kučvart, 1955). Väčšinou sú uložené v muskoviticko-chloritických bridliciach s vložkami amfibolitov (sinecký komplex). Karbonáty kompozične väčšinou prináležia k dolomitu, zriedkavo k dolomitickému vápencu, no z hospodárskeho hľadiska pozornosť pútali predovšetkým výskyty magnezitu a mastenca. Pri absencii paleontologických údajov sa Mg karbonáty vzhľadom na svoju pozíciu a odlišnú litologickú a metamorfnú povahu vo vzťahu ku gemerickému karbónu priradujú k tzv. veporickému typu (Abonyi a Abonyiová, 1981). Nie je však vylúčený ani ich spodnokarbónsky vek, t. j. identický ako v prípade metakarbonátov ochtinského súvrstvia.

Telesá karbonátov okrem bežnej prímеси kremeňa niekedy obsahujú charakteristické metamorfné minerály ako amfibol tremoliticko-aktinolitckej skupiny, rozličné typy chloritu a flogopit. V kalciticko-(dolomitickom) matrixe sa vyskytuje klinozoisit, v akcesorickom množstve aj diopsid, vezuvián, granát a ojedinele wollastonit (Turan a Vančová, 1980; Turanová et al., 1997). Autori tieto minerály opísané z oblasti Mútnika považujú za produkt kontaktnej metamorfózy a označujú ich ako Ca skarny.

676 metakvarcity; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide väčšinou o pomerne čisté metakvarcity svetlých farieb, ktorých štruktúrna pozícia nehovorí v prospech ich zaradenia do spodného triasu. Ojedinele sa vyskytujú uprostred kryštalínika južného veporika (napr. v deformovaných hybridných granitoidov pri Kotmanovej, v biotitických fylitoch j. od Hnúšte), miestami dokonca ako utopené kryhy v intrúziách granitoidov (Kokava nad Rimavicou). Niekedy sú tmavé a majú pomerne vysoký obsah grafitu.

677 diafiority a tektonity prevažne fylitového charakteru (fylonity) s možnými zvyškami nízko metamorfovaných komplexov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Kryštalínikum severného veporika sa vyznačuje vysokým stupňom naložených deformácií v nízkoteplotných podmienkach. Tieto deformácie vznikali najmä v paleoalpínskej, ale aj neohercýnskej etape tektonického vývoja. Ich výsledkom je celá škála diafiorizovaných hornín, z ktorých prevládajú fylonity.

Sú to horniny s pomerne jednoduchým minerálnym zložením – kremeň, sericit, chlorit a albit. Makroskopicky majú pomerne monotónny vývoj, a preto boli zmapované ako jeden komplex. Väčšinou sú zelenosivej farby. Množstvo základných minerálov (sericitu, chloritu, albitu a kremeňa) je rôzne a závisí od pôvodného východiskového materiálu. Z akcesórií je najčastejší hematit, limonit, ale miestami aj granát, chloritoid, metaantracit a turmalín. Vystupujú tu aj polohy zelených chloritických bridlíc, ktoré zrejme predstavujú premenené bázičné vulkanické produkty alebo diafiority amfibolitov. Nie je vylúčené, že tektonizované zóny obsahujú zavrásnené aj pôvodné progresívne metamorfované horniny typu fylitov.

Preto v interpretácii pôvodu týchto hornín stále panuje istá nejednoznačnosť. Už Zoubek (1928, 1930) si uvedomoval ťažkosti v rozlišovaní progresívne metamorfovaných fylitov a diafioritov vysoko metamorfovaného kryštalínika. Tento horninový súbor sa na základe terénneho a petrografického výskumu väčšinou hodnotil ako silno fylonitizované pararuly (Kubíny, 1958;

Zoubek in Maheľ et al., 1964; Kamenický in Maheľ a Buday, 1967). V prospech tohto názoru svedčia aj budinované polohy pararúl v rámci tohto komplexu. Iná skupina názorov sa prikláňa skôr k nízko metamorfovaným horninám (Miko, 1981; Klinec et al., 1987; Korikovskij a Miko, 1992). Podľa Korikovského a Míka (l. c.) tieto horniny predstavujú nízko metamorfované, pravdepodobne staropaleozoické (na základe palynologickej analýzy) vulkanosedimentárne súvrstvie s prevahou metasedimentov.

678 diafority svorového charakteru; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Do tejto skupiny zaraďujeme horniny prevažne svorového charakteru s veľkolupeňovitým muskovitom. Na základe pozície v rámci strižných zón v hybridnom komplexe alebo reliktovej pôvodných hornín ich možno považovať za tektonity. Vznikali diaforézou väčšinou z rúl hybridného komplexu, na ktoré sa priestorovo viažu. V závislosti od intenzity diaforézy vznikli buď diaforetické svory, alebo až fylonity. Proces diaforézy bol zrejme viacaktový (hercýnsky aj alpínsky). Svedčia o tom aj niektoré rádiometrické údaje z muskovitov týchto hornín (Cambel et al., 1990).

Diaforetické svory sú muskoviticko-chloritické alebo muskovitické, často s granátom. Majú drobno zrnitý a obyčajne heteroblastický vývoj podmienený postkinematickými porfyrblastami muskovitu a chloritu vystupujúcimi v drobnozrnnej kremeňovo-chloritovej alebo kremeňovo-sericitickej základnej hmote. Sú výrazne bridličnaté, so sprehybanými a hrbolčekovitými plochami bridličnatosti. Štruktúra je blastoporfýricko-lepidogranoblastická až zvirená lepidogranoblastická.

Diaforéza sa prejavuje najmä vývojom slúdu a chloritu, nezriedka aj rekryštalizáciou granátu. Rekryštalizačná minerálna asociácia (kremeň, muskovit₂, biotit₂, epidot-klinozoisit, chlorit, albit a miestami granát₂) je zreteľne naložená na progresívne metamorfnú, resp. magmatickú asociáciu (kremeň, plagioklas, draselný živec, muskovit, biotit a granát).

679 chloriticko-muskovitické bridlice s polohami metakarbonátov; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tento komplex vyčlenil Bezák (1982) pod názvom sinecký komplex. Vyskytuje sa v tektonických šupinách len v južnej časti veporika. Najsúvislejší pruh sa nachádza na severných svahoch masívu Sinca. Magnezity a mastence, ktoré sú súčasťou tohto komplexu, tu boli predmetom ťažby. Vzhľadom na litologickú skladbu podobnú ochtinskému súvrstviu a palynologické indície (Planderová, ústna informácia) predpokladáme, že tento komplex má spodnokarbónsky vek.

V tomto litologicky pestrom súbore prevládajú chloriticko-muskovitické a muskoviticko-chloritické bridlice s polohami chloritických a grafitických bridlíc, amfibolitov a metakarbonátov. Do tohto súboru sú pravdepodobne sčasti zaradené aj horniny deformačne a metasomaticky postihnutého veporického kryštalinika. Pri vyššom stupni mylonitizácie sa totiž granitoidy, ako aj severnejšie rozšírené biotitické ruly menia až na chloriticko-sericitické bridlice. Ich odlišenie od bridlíc sineckého komplexu je obťažné.

Bridlice sú zelankavosivé alebo svetlosivé, s rovnými tenkými lesklými plochami bridličnatosti, často s paralelnými žilkami kremeňa hrubými 1 – 2 mm. Štruktúra je lepidoblastická alebo lepidogranoblastická. Základom sú tenké, dokonale usmernené lišty muskovitu a chloritu. Medzi nimi sa nachádzajú kremene, buď ako samostatné zrná, alebo v žilkách. Často sa vyskytuje priečny postkinematický muskovit, zriedkavo aj biotit. Menej časté sú polohy zelenkavých chloritických bridlíc a v nich sú ojedinelé telesá metamorfovaných bázických vulkanitov.

V bridliciach sa vyskytujú šošovky metakarbonátov. Tvoria ich magnezit a dolomit, miestami sa vyskytujú relikty metasomaticky nezatlačeného kryštalického vápenca a v nich prevažne na okrajoch sa vyvíja mastenec.

680 chloriticko-muskovitické bridlice, chloritické bridlice, miestami kremité bridlice;

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Tieto typy bridlíc vystupujú najmä v jz. časti kohútskej zóny, menej vo východnej časti, kde sú aj v mylonitových zónach v aplitických granitoch. Ich genéza nie je jednoznačná (progre-

sívne alebo retrográdne metamorfované horniny?). Tektonická pozícia spolu s litologickým zložením ich umožňuje považovať skôr za diaforyty.

Prevládajú sivozelenkavé bridlice s kremeňom a lokálne s albitom. Horniny bývajú často zložito prevrásnené, vcelku prevláda lepidogranoblastická štruktúra. Muskovit sa vyskytuje jednak vo forme až 2 – 3-milimetrových blastov, jednak ako jemnozrnné sericitické vrstvičky. Tieto vrstvičky obsahujú v premenlivom množstve chlorit (väčšinou ripidolit) a klinozoisit.

681 muskoviticko-kremenné bridlice, miestami s uhlíkatou hmotou;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tieto svetlé bridlice s pomerne monotónnym litologickým charakterom sa vyskytujú v užších alebo širších pásmach najmä v najjužnejších častiach veporika (jz. časť kohútskej zóny) v prostredí rúl a granitoidov. Predstavujú buď progresívne metamorfované sedimenty psamitického typu, alebo produkty mylonitizácie kryštalinika (pravdepodobne granitoidov). Vzhľadom na polydeformačné prepracovanie a nedostatok vhodných rozlišovacích prvkov ich genetické začlenenie nie je doriešené. Ďalšia, takisto nie vždy uspokojivo vyriešená otázka je odlišovanie týchto bridlíc od metamorfovaných obalových permských sericiticko-kremitých bridlíc.

V zložení dominujú kremenné pásiky s granoblastickou štruktúrou, ktoré sú prevrstvené s lamínami muskovitu či sericitu. Kremeň sa zvyčajne vyskytuje v dvoch základných zrnitostiach, ktoré sa striedajú vo forme prúžkov paralelných s foliáciou. V matrixe prevažuje priemerná zrnitosť okolo 0,1 mm, zatiaľ čo v čírejších monominerálnych vrstvičkách je veľkosť zrn zhruba 0,3 – 0,5 mm. Miestami sú tieto horniny obohatené o uhlíkatú hmotu. Čierny pigment sa zvyčajne viaže na laminy s drobnozrnným vývojom kremeňa. V nich sa často striedajú úzke vrstvičky muskovitu/sericitu. V niektorých litologických varietach je v menšom množstve zastúpený chlorit, prípadne albit. Tie sa však väčšinou, podobne ako miestami sa vyskytujúci 1 – 2-milimetrový čierny turmalín, viažu na druhotné procesy.

682 biotitické rohovcové fylity, miestami ruly; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Na území listu Banská Bystrica vystupujú najmä v masíve Sinca. Niekoľko menších výskytov sa zaznamenalo v oblasti s. od Rimavskej Bane, kde vystupujú spod metamorfovaných vrchnokarbónskych sedimentov slatvinského súvrstvia. Druhá väčšia oblasť výskytu je úzky pruh v. od Hnúšte smerom na obec Polom. Aj tam tvoria podložie metasedimentov slatvinského súvrstvia. Ďalší výskyt je pruh medzi Uhorským a Kocihou na kontakte s granitoidmi typu Dubovo.

Tieto horniny tvoria metamorfný plášť intrúzií leukokratných granitoidov typu Dubovo. Pôvodne boli vyčlenené ako séria Hladomornej doliny (Klinec, 1966) vo východnej časti veporika. Najlepšie študovateľné odkryvy sú priamo oproti železničnej stanici v Hnúšti.

Makroskopicky ide o sivé, tmavosivé až čiernosivé jemnozrnné biotitické kremité fylity, v partiách obohatených o plagioklas majú charakter biotiticko-živcových rúl. Častá je prítomnosť regionálne metamorfného granátu. Vystupujú vždy v úzkej asociácii s aplitmi a aplitickými granitmi, ktoré do nich prenikajú v podobe žíl po bridličnatosti, ale aj priečne cez ňu. V niektorých úsekoch je frekvencia granitových žíl pomerne vysoká. Metamorfity v kontakte s granitmi majú charakter rohovcových až migmatizovaných rúl. Z hľadiska metamorfózy horniny prekonali dva procesy – regionálnu metamorfózu v biotiticko-granátovej zóne a kontaktne metasomatickú mladšiu metamorfózu spôsobenú intrúziami svetlých granitov a aplitov.

683 biotitické albitické ruly; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Najväčší areál výskytu je v okolí Klenovca s pokračovaním na JZ po Krnú. Predstavujú pomerne monotónny komplex s prevahou biotitických a dvojsľudových pararúl, ktoré nezriedka obsahujú granát s veľkosťou 0,5 – 2 mm. Lokálna feldšpatitizácia sa prejavuje vo forme živcových očiek (Hovorka in Kuthan et al., 1963), ale bližšia genéza infiltrácie je vcelku neznáma. Vzhľadom na regionálne rozšírenie naloženej albitizácie je tento horninový súbor definovaný ako albitizované biotitické ruly, ktoré boli spoločne s vložkami kremeňovo-živcových rúl a grafitických bridlíc vyčlenené pod názvom klenovecký komplex (Bezák, 1982).

684 muskovitické a chloriticko-muskovitické svory; list: 37 KOŠICE

Horniny svorového typu v centrálnej časti kohútskeho pásma možno rozdeliť na niekoľko litogeochemických skupín (Kováčik, 1993), ktoré zároveň odrážajú povahu základnej predalpínskej metamorfnej blastézy. Okrem kremeňa, plagioklasu, muskovitu a chloritu obsahujú niektoré typy svorov, granát, chloritoid alebo biotit. V svoroch s vysokým obsahom hliníka a železa vystupuje chloritoid spolu so sericitom (muskovit a paragonit) vo forme pseudomorfóz a predstavuje retrográdny produkt po staurolite (Kováčik, 1993).

Alpínska deformácia, ale aj metamorfna rekryštalizácia sa v porovnaní s ostatnými horninami kryštalínika prejavuje v plastických svoroch najvýraznejšie. Deformáciu zvyčajne sprevádza rekryštalizácia fylosilikátov, lemovanie kataklázovaného staršieho granátu novotvorenou grossulárovou zložkou, intenzívna muskovitizácia, albitizácia, prekremenenie, chloritizácia a vývoj biotitu, turmalínu, klinozoisitu a pod.

685 svory; a) prevažne diaftorizované; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Rozličné typy svorových hornín vystupujú na území listu B. Bystrica najmä v južnej časti veporika poväčšine v alpínskych transpresných štruktúrach. Najväčšie oblasti výskytu sú v masíve Striebornej, Chrobče a Ostrej a v oblasti Hačavy s. od Hnúšte. V zmysle koncepcie Bezáka (1994) boli svory pôvodne súčasťou spodnej hercýnskej litotektonickej jednotky. V starších ponímaniach išlo o granátické svory (Zoubek, 1932), hronský komplex (Klinec, 1966), svory typu Brezina (Klinec, Vrána in Mahel' et al., 1967) alebo komplex Ostrej (Bezák, 1982).

K základnej minerálnej asociácii svorov patrí kremeň, muskovit, chlorit a plagioklas. Granát hercýnskeho regionálneho metamorfneho štádia dosahuje veľkosť do 0,5 cm. Naložené fylosilikáty vrátane novotvoreného biotitu bývajú jemnozrnnejšie, zatlačajú najmä plagioklas a granát a na jeho úkor sa niekedy vyvíjajú glomeroblasty chloritu. Drobnozrnny novotvorený granát často uzatvárajú 3 – 4 mm veľké výrastlice plagioklasu. K bežným akcesorickým minerálom patrí ilmenit a zonálny turmalín, ten sa však spolu s ojedinelým magnetitom viaže skôr na naložené procesy.

685a) Svory, prevažne diaftorizované, sú typicky vyvinuté najmä v kryštalíniku Čiernej hory na území listu Košice. Vyskytujú sa vo viacerých varietach. Najčastejšie sú granátické a kremenné, lokálne aj so staurolitom a andaluzitom.

Granátické svory vystupujú len pri južnom okraji lodinského komplexu jv. od Rolovej huty. Tvoria detailne prevrásnený, niekoľko sto metrov široký pruh sz.-jv. smeru v nadloží diaftorizovaných kremenných svorov segmentovaný fylonitmi. Sú to sivozelené tenkodoskovito odlučné horniny s milimetrovými porfyroblastami granátu, staurolitu ± andaluzitu (Jacko, 1984).

Kremenné svory tvoria nepriebežné šošovkovité polohy s hrúbkou 10 – 100 m v sz.-jv. foliácii fylonitov prevažne v južnej časti lodinského komplexu. Priestorovo aj reliktnou paragenézou asociujú s diaftorizovanými drobnozrnými kremenno-živcovými rulami. Vznikali sčasti z týchto rúl intenzívnejším tektonometamorfým prepracovaním.

Svory so staurolitom a andaluzitom sa vyskytujú zriedkavo aj v komplexe diaftorizovaných rúl v Kráľovohoľských Tatrách. V niektorých kryštáloch staurolitu možno vidieť esovité usporiadanie uzavrenín grafitu a kremeňa. To poukazuje na synkinematický rast. Retrográdne zmeny sa prejavujú sericitizáciou, muskovitizáciou, chloritizáciou a sagenitizáciou.

686 svory, svorové ruly až ruly; a) prevažne diaftorizované; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Svory, svorové ruly až ruly tvoria spodnejšie časti komplexu svorových hornín najmä vo východnej časti kohútskeho pásma (list Košice) v blízkosti ich styku s typickými pararulami. Majú väčší podiel plagioklasov, ktorý miestami tvorí súvislé polohy. Predstavujú menej hlinitý litotyp oproti typickým svorom. Častá je hojná prítomnosť polôh grafitických metakvarcitov, telies amfibolitov a ojedinele serpentinitov. Granát je menej častý.

686a) Ide o mohutné pásmo prevažne diaftorizovaných hornín najmä južne od Hrona. Horniny sú postihnuté diaftorézou rôzneho stupňa, pričom vznikajú retrográdne nízkoteplotné minerál-

ne asociácie. Ako retrográdna metamorfna predalpínska minerálna asociácia sa uvádza kremeň, muskovit, albit, chlorit a chloritoid. Je charakteristická pre hercýnske diafiority pararúl, svorových rúl až svorov. Zmeny minerálneho zloženia sú odrazom zmien litologického zloženia (striedanie ílovitých bridlíc, drôb a kremenných pieskovcov).

Alpínsky dynamometamorfované ekvivalenty majú povahu fylonitov s novotvorenou minerálnou asociáciou kremeň, chlorit, sericit, muskovit, albit, ± turmalín, zväčša na úkor starších minerálov.

687 *pararuly a svory; a) prevažne diafiorizované;* listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pôvodne bol tento litotyp rozdelený na dva. Pri kartografickom znázornení vzhľadom na široké prejavy diafiorézy ostal použitý index len pre diafiorizované typy (687a). Na území listu Banská Bystrica sú dominujúcimi horninami kryštalinika Kráľovohoľských Tatier. Sú to jemno- až drobnozrnné tmavosivé horniny, miestami s prechodmi k drobnookatej textúre. V predmetamorfnom vývoji mali prevahu zrejme ílovito-drobové sedimenty so zvýšeným podielom vulkanoklastík bázických eruptív. Horniny sú jemno- až drobnozrnné (0,2 – 0,5 mm), ojedinele aj hrubozrnejšie (viac ako 1 mm). Okrem plošne paralelnej textúry je častá aj lineárne plošne paralelná textúra, podmienená drobným (rozмеры väčšinou v mm až cm, zriedkavejšie dm až m) synmetamorfovaným zvrásnením metamorfnej foliácie.

Základnú progresívno-metamorfnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, muskovit, biotit, kyslý plagioklas (albit, oligoklas – kyslý andezín), často granát almandínového typu a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny. Zmeny minerálneho zloženia sú odrazom pomerne častých zmien litologického zloženia. Celý komplex charakterizuje striedania pararúl, svorových rúl, svorov a ich kvarcitických ekvivalentov až metakvarcitov, bežne aj v rámci odkryvu. Miestami ich spestrujú vložky amfibolicko-biotitických a grafitických bridlíc, tenšie, ale aj hrubšie telesá rozličných typov amfibolitov, ojedinele aj drobné telesá amfibolických peridotitov a serpentinitov.

Hoci sú diafiorizované pararuly a svory základný litotyp lodinského komplexu, v kryštaliniku Čiernej hory (list Košice) v celom priebehu sa vyskytujú len vo forme neostro ohraničených šošovkovitých polôh s hrúbkou 10 – 100 m v sz.-jv. zónach fylonitov. Sú to sivozelené, detailne zvrásnené drobnozrnné horniny (0,2 – 1,0 mm) so súvislým filmom slúd na foliačných plochách. Kompozične patria k muskoviticko-chloritickým rulám s výraznou prevahou sčasti baueritického muskovitu nad intenzívne chloritizovaným biotitom. Z týchto rúl Dallmayer (1993, osobná informácia) Ar/Ar metódou stanovil vek hrubolupeňovitého (baueritického) muskovitu $311,8 \pm 0,2$ mil. rokov. Tento údaj spolu s ďalšími údajmi (cf. Jacko, 1998) potvrdzuje vrchnokarbónske dosunutie jednotiek kryštalinika a jeho nízkotermálno-diafioretické metamorfné parametre. Hercýnske prográdne paragenézy minerálov z týchto hornín podrobne charakterizoval Jacko (1975).

688 *pararuly (biotitické, granáticko-biotitické, miestami amfibolické, miestami diafiorizované, miestami migmatizované); a) prevažne diafiorizované;* listy: 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pararuly sú typický predstaviteľ kryštalinika, a to tak vo veporiku, ako aj v tatriku. Vyskytujú sa prakticky vo všetkých zónach veporika. Azda najtypickejšie sú v hybridnom komplexe kohútskeho pásma, ale najmä v tzv. komplexe beňušských rúl (Klinec, 1976) po oboch stranách Hrona. Ide väčšinou o tmavé alebo sivočierne drobnozrnné biotitové alebo muskovitovo-biotitové plagioklasové pararuly, často s granátom. Pôvodnú minerálnu asociáciu reprezentuje granát almandínovo-pyropového zloženia, biotit, plagioklas, kremeň a muskovit. V prípade vyššieho obsahu pyropovej zložky (až okolo 25 %), prípadne prítomnosti bázickejšieho plagioklasu (~ oligoklas/andezín) možno metamorfózu stotožňovať s teplotnými podmienkami strednej až vyššej zóny amfibolitovej fácie. Teplotno-tlakové účinky granitoidov na metamorfné dotváranie rúl pravdepodobne reprezentuje lokálny vývoj myrmekitického kremeňa v plagioklase a muskovite.

Vyskytujú sa v nich aj polohy grafitických rúl a amfibolitov. Niekedy sa vyskytujú aj polohy kremitých rúl. Lokálne, ak protolit obsahoval vulkanickú prímes, je pozorovateľný amfibol. V mnohých prípadoch je príznačná lokálna prítomnosť granitoidov, ktoré najčastejšie prenikali pozdĺž foliácie (migmatizované ruly).

688a) Prevažne diaftorizované pararuly. – Diaftoretické premeny podmienili vznik celej škály hornín, od svorových rúl cez svory až po fylonity. S mylonitizáciou súvisí aj intenzívna látková infiltrácia, najmä sericitizácia-muskovitizácia, chloritizácia, prekremenenie a pod.

689a *migmatity, ortoruly, usmernené hybridné granitoidy, menej pararuly a amfibolity (hybridný komplex); b) s prevahou metabázik; c) s častými retrográdnymi premenami;*
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Najstaršie horniny kryštalinika predstavujú stredne a vysoko metamorfované ruly s polohami amfibolitov. Počas tektonometamorfného vývoja v nich prebiehali procesy migmatizácie a boli prostredím intrúzie granitoidov. Vznikol tak nehomogénny, tzv. hybridný komplex, často s neostrými prechodmi medzi tromi základnými zložkami – rulami, migmatitmi a usmernenými granitoidmi.

Hybridný komplex je zachovaný najmä z oboch strán mohutných centrálnych granitoidných intrúzií vo Veporských vrchoch. V severnej aj južnej časti mal pôvodne úklon na S, resp. SZ a SV a podľa Bezáka (1994) pôvodne tvoril strednú hercýnsku litotektonickú jednotku.

Prevládajúci typ v hybridnom komplexe sú stromatitické migmatity a biotitické ortoruly až nebulitické migmatity s deformovanými a budinovanými leukokratnými granitoidnými žilami, menej časté sú vysokoteplotné ruly injektované granitoidmi (tonalit, leukogranit a porfýrický granit). Charakteristická je ich paralelná, páskovaná až páskovano-lavicovitá textúra s lokálnymi, ale veľmi jasnými tektonickými prejavmi, miestami až ptygmatitického charakteru. Často obsahujú enklávy jemnozrnných biotitových pararúl niekedy až rohovcového charakteru.

V oblasti j. od Cinobane má hybridný komplex významné až prevládajúce zastúpenie metabázik, najmä amfibolitov (**689b**).

V neskorších tektonických etapách hybridný komplex podľahol retrográdnym premenám a mylonitizácii, v rôznych zónach s rôznou intenzitou. Na mape sú väčšinou zaznačené len významnejšie zóny s retrográdnymi premenami (**689c**).

Vyšší stupeň tektonizácie a diaforézy je charakteristický najmä pre severnú oblasť Veporských vrchov (medzi Čiernym Balogom a Osrbľím), kým v južnej časti (medzi Málincom a Korkavou nad Rimavicou) je pôvodný charakter hornín a štruktúr zachovalejší.

690 *migmatity, migmatizované pararuly a pararuly s polohami granitoidov;*
listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pre komplex migmatitov, migmatizovaných pararúl a pararúl s polohami granitoidov sú charakteristické pozvoľné prechody. Základné minerálne zloženie migmatitov tvorí kremeň, plagioklas (albit-oligoklas), biotit, muskovit, ± granát, akcesorický turmalín, monazit, apatit a ilmenit. Svetlé pásiky, leukosóm, tvorí najmä kremeň a plagioklas. Tmavé pásiky, mezosóm, prípadne melanosóm, tvorí biotit, granát, muskovit a akcesórie.

Okrem zvýšeného obsahu biotitu a apatitu je melanosóm migmatitov analogický ako zloženie biotitických pararúl. Tvorí nesúvislé, často aj difúzne ohraničené pružky a hniezda vo foliácii horniny. Aj zloženie leukosómu je porovnateľné so zložením migmatizovaných úsekov biotitických pararúl. Rozdiely sú vo vyššej frekvencii, veľkosti jeho intrafoliačných agregátov a v zrnitosti (0,8 – 1,2 mm) kremeňa, K živca a plagioklasov (An_{25-27}).

Tieto typy hornín vystupujú napríklad v južných častiach ľubietovského kryštalinika. Migmatizované pararuly sú zastúpené aj v Čiernej hore v komplexe Bujanovej. Vo vzťahu k rulám a granitoidom obvykle tvoria smerne predĺžené, neostro ohraničené zóny, ktorých kontúry, stavba aj zloženie sú často alpínsky výrazne modifikované. Styk s granitoidmi obvykle sprostredkujú diaexitické migmatity (Jacko, 1978, 1979).

691a drobnozrnné kremenno-živcové ortoruly (kyslé metavulkanity?);

listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Najznámejšie výskyty svetlých drobnozrnných kremenno-živcových ortorúl na území listu Banská Bystrica sa nachádzajú v kohútskej zóne veporika v. od Tisovca a v oblasti Klenovca a na južných svahoch Ostrej. Jemno- až strednozrnné svetlé ortoruly, nezriedka s jemne páskovanou textúrou, vystupujú vo forme šošovkovitých polôh hrubých niekoľko desiatok metrov. Petrograficky sa daným horninám podrobnejšie venoval Kužvart (1955), ktorý udáva toto priemerné zloženie: K živce 30 – 50 %, kremeň 30 – 40 % a plagioklas 20 – 30 %. Draselný živce je opísaný ako ortoklas, ktorý býva pertitický a v strede zatlačený sericitom. Plagioklas predstavuje albit s An do 20 %. Občas je prítomný baueritizovaný a chloritizovaný biotit a pričný biotit, zriedka sa vyskytuje aj drobný granát.

Petrogenéza týchto ortorúl nie je dosiaľ celkom vyjasnená. Muránske ortoruly predstavujú tektonický, metamorfný i vekový ekvivalent svorov kohútskej zóny (Klinec, 1976; Hovorka et al., 1987). Boli metamorfované v nižšej až strednej časti amfibolitovej fácie, podobne ako susediaci rulovo-svorový komplex, a majú ordovický vek (Gaab et al., 2006). Pri danom stupni metamorfózy a niekoľkonásobnej deformácii, ale aj relatívnej variabilite hornín (niekedy prevláda plagioklas nad K živcom, alebo je výraznejšie zastúpený granát) nemožno vo všetkých prípadoch s určitosťou stanoviť, či pôvodne išlo o arkózu, produkt kyslého paleovulkanizmu alebo synkinematický granit.

691b hrubozrnné až jemnozrnné ortoruly s polohami amfibolitov; listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Prevládajúci základný litotyp tvoria svetlé až ružovkasté stredno- až hrubozrnné ortoruly. Pozostávajú predovšetkým z kremeňa, plagioklasu a K živca, ktorý niekedy vystupuje v porfýrickom vývoji. Deformačné pretvorenie, predovšetkým lineácia, ale aj menej výrazná foliácia vtlačajú pôvodne masívnejšej hornine usmernenú textúru. Nevýrazné plochy deformácie kopíruje povedľa deformovaných pásikov kremeňa jemnozrnný biotit alebo muskovit, ktorého zriedkavé lupene dosahujú veľkosť až okolo 1 mm. Zvyčajne prevažuje biotit nad muskovitom, väčšie zastúpenie slúd nie je pre tieto horniny typické. Z akcesorických minerálov je prítomný drobný granát a allanit.

Popri prevažujúcich primárne magmatických horninách sa v danom komplexe sporadicky vyskytujú rôzne variety jemnozrnných pararúl. Ruly pôvodne predstavovali pieskovcový materiál, pričom v prípade variet bez muskovitu a/alebo s prítomnosťou K živca možno predpokladať aj prímies acidného vulkanického materiálu. Charakteristický je aj výskyt ložných amfibolitových telies s hrúbkou od niekoľko dm až do niekoľko metrov.

691c diaftorizované drobnozrnné ortoruly; list: 37 KOŠICE

V kryštaliniku Čiernej hory sú po diaftorizovaných pararulách druhý najrozšírejší litotyp lodinského komplexu. Tvoria v ňom šošovkovito predĺžené segmenty aj súvislejšie, niekoľko desiatok až stoviek m hrubé polohy vo fylonitoch s reliktnými alpínskej aj variskej vrásovej stavby (Jacko a Rajlich, 1973). Sú to mimoriadne húževnaté zelenosivé horniny s bridličnatosťou podľa kliváže osovej roviny vrás. Sú pre ne typické izometrické oká K živca s veľkosťou 1,0 – 3,0 mm. Z varisky prográdnej paragenézy minerálov sú okrem K živcov, plagioklasu, biotitu, kremeňa a muskovitu prítomné akcesórie apatit, zirkón, xenotím ± allanit.

692a páskované a okaté ortoruly a migmatity s polohami amfibolitov a pararúl;

listy: 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Ortoruly tohto typu patria k základným členom kryštalinika veporika a tatrika. Petrografický charakter je v oboch základných jednotkách identický, rozdiel je iba v intenzívnejších retrográdnych premenách vo veporiku. Vo veporiku sa vyskytujú najmä v Branisku a Čiernej hore,

v ľubietovskom pásme a v Kráľovoľských Tatrách. Okrem toho sú v odlepených presunutých častiach príkrovov fatrika v Starohorských vrchoch.

Textúrne možno vyčleniť dva základné typy ortorúl: páskované a okaté. Ich textúrne rozdiely sú dané konkrétnym zložením protolitu a stupňom deformácie v plastickom režime. Vystupovanie oboch typov sa veľmi prelína a hranice tvoria pozvoľné prechody. Štruktúra ortorúl varíruje od hrubozrnej, relatívne homogénnej, až po silne usmernenú, foliovanú, lepidogranoblastickú, definovanú zhlukmi biotitu a fenokrystami K živca do veľkosti často až niekoľko cm, prípadne iba deformovanými očkami plagioklasov. Obsahujú tenké polohy amfibolitov a pararúl.

692b *prevažne mylonitizované drobnozrnné ortoruly s polohami pararúl;*
list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tieto typy ortorúl vystupujú najmä v osrblianskej tektonickej zóne jz. od synformy Mojžišovho vrchu. Sú sivej až svetlosivej farby, jemnozrnné a tiež obsahujú polohy diaftorizovaných pararúl a amfibolitov.

693 *nízko metamorfované bázické horniny (zelené bridlice);* list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Nízko metamorfované bázické horniny predstavujú pravdepodobne len posledný stupeň diaftoretických premien pôvodných amfibolitov (Hovorka a Méres, 1996), preto sme ich nakoniec na mape zahrnuli pod diaftorizované amfibolity (695c).

Predstavujú zväčša jemnozrnné až afanitické horniny tmavosivozelenej farby. Podstatnú zložku tvorí chlorit, albit, epidot-zoisit a karbonáty.

694 *amfibolické ruly;* listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE

Pôvodne predstavovali pravdepodobne sedimenty s prínosom produktov bázického vulkanizmu. Ruly sú tmavosivé, drobn- až strednozrnné. Majú lineárne plošne paralelnú, často nevyrazne páskovanú textúru. Obsahujú amfibol, kremeň, plagioklas a biotit.

Vystupujú najmä v oblasti od Revúcej po Muránsku Zdychavu vo Veporských vrchoch.

695a *amfibolity, miestami diaftorizované; b) páskované amfibolity; c) amfibolity, prevažne diaftorizované;* listy: 36 BANSKÁ BYSTRICA, 37 KOŠICE, 46 LUČENEC

Amfibolity sa vyskytujú na mnohých miestach kryštalinika veporika a tatrika. Ich najväčšia koncentrácia je však v severnom veporiku v Kráľovoľských Tatrách. Telesá majú šošovkovitý tvar a dĺžku od niekoľko metrov do 3 – 5 km. V južnom veporiku v kohútskom pásme okrem roztrúsených výskytov väčšia koncentrácia je v okolí Lovinobane a v masíve Sedem chotárov. Hojnejšie telesá, najmä v prostredí ortorúl, sú aj v Čiernej hore.

Amfibolity sú väčšinou drobn- až strednozrnné, masívne (**695a**) alebo páskované (**695b**). Masívne, ale najmä páskované typy obsahujú v určitých polohách aj granát a pri jasných znakoch parciálnej anatexie obsahujú aj žily, taveniny trondhjemitického zloženia.

Pôvodné základné zloženie amfibolitov je amfibol, plagioklas, menej kremeň, biotit a akcesorické minerály Fe-Ti skupiny. Amfibolity sú vo všeobecnosti viac alebo menej diaftorizované, hoci spomedzi hornín kryštalinika sú najviac rezistentné.

Intenzívne diaftorizované amfibolity (**695c**) často obsahujú aj Ca amfibol, prípadne aktinolit. Plagioklasy sú premenené. V najintenzívnejšie premenených zónach dostáva hornina vzhľad zelených bridlíc. Diaftorizované amfibolity sú biotitizované, hydrotermálne premenené, prekremenené a chloritizované (Ivan et al., 2001).

TATRIKUM

MEZOZOIKUM

VRCHNÁ KRIEDA

HORNOBELICKÁ SKUPINA

Územie Hradisko (k. 732) – horáreň Belice – Čierny vrch (k. 591,4) – Javorie (k. 729,1) – Humienec (k. 609,4) – Mníchova Lehota charakterizujú sedimenty tzv. hornobelickej skupiny. Reprezentujú ju vápnité bridlice, pieskovce, zlepenca a rádiolarity. V týchto sedimentoch vrchnokriedového veku vystupujú telesá svorovo-rulových hornín, spodnotriasových kremencov, strednotriasových a jurských karbonátov, rádiolaritov a spodno- a vrchnokriedových karbonátov vo forme olistolitov. Územie v uvedenom pásme je tektonicky veľmi komplikované, postavenie tejto jednotky je diskutabilné a v súčasnosti ju považujeme za súčasť tatrika.

696 hrantské súvrstvie (kampán – spodný mástricht); list: 35 TRNAVA

Litologicky ho tvoria dva základné typy hornín: sedimentárne brekcie – polymiktné mixtitové brekcie (cf. Plašienka et al., 1994) – a tzv. červený flyš, pričom brekcie sú v prevahe.

Mixtity – polymiktné mixtitové brekcie – sa vyskytujú v nadloží bazálnych brekcií, od ktorých sú oddelené rázovským súvrstvom. Ide o polymiktné brekcie s variabilným podielom ílovito-piesčitého matrixu. Ako materiál sa vyskytujú litoklasty svorov, triasových kremencov, červeno-fialové psamitické ílovce/bridlice, piesčito-krinoidové alebo detritické vápence liasu, hierlatzské vápence, sivobéžové kremité vápence a zelené rádiolarity.

Termín „červený flyš“ zaviedol Marschalko (in Plašienka et al., 1994) pre súvrstvie červených, viac-menej piesčitých alebo vápnitých ílovcov s polohami sivozelených vápnitých pieskovcov a kalkarenitov s olistostrómami. Do súvrstvia „červeného flyšu“ Rakús (in Ivanička et al., 2005) vzhľadom na geologickú situáciu začlenil aj svinické slieňovce, ktoré na typovej lokalite ležia v nadloží rázovského súvrstvia.

697 rázovské súvrstvie (koňak – kampán); list: 35 TRNAVA

Tento litologický člen hornobelickej sekvencie má najväčšie plošné rozšírenie v Považskom Inovci a zároveň tvorí hlavnú horninovú masu.

Litologicky je to asi 500 m hrubý komplex prevažne sivých siltových ílovcov a vápnitých pieskovcov s polohami karbonatických zlepenčov. Okrem toho sú tu často prítomné rôzne veľké bloky – olistolity spodných hornín triasu až jury a v nepatrnej miere aj vrchnej kriedy.

Spodnú časť súvrstvia tvoria bazálne brekcie viazané na miesta, kde v kryštalinickom fundamente vystupujú fragmenty mladopaleozoických a mezozoických horninových sledov.

Vekové zaradenie nie je zatiaľ paleontologicky preukázané. Rakús (in Ivanička et al., 2005) predpokladá, že by malo ísť o vrchnokriedové sedimenty (?turón – ?koňak), ktorými sa začína vrchnokriedový sedimentárny cyklus.

SPODNÁ AŽ VRCHNÁ KRIEDA

698 porubské súvrstvie: sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice, vápnité pieskovce (spodný alb – stredný turón); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Porubské súvrstvie (Jablonský, 1988; Polák et al., 1997) sa pozvoľna vyvíja z podložných čiernych vápencov aptu. Litologicky je zložené v spodnej časti zo sivých ílovito-piesčitých vápencov s vysokým podielom tmavosivých ílovito-piesčitých bridlíc. Smerom do vyšších častí pribúda klastický komponent, slienité vápence prechádzajú do piesčitých vápencov, resp. vápnitých pieskovcov. Najvyššie časti súvrstvia už tvorí flyšoidná a flyšová sedimentácia, kde prevládajú psamitické typy sedimentov.

699 *sivé hrubovrstvovité vápence (apt); a) solírovske súvrstvie: piesčité biodetritické vápence (barém – apt);* listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Za horniny aptského veku sa považujú vápence vystupujúce na území listu Nitra v nadloží neokómu, ktoré sú úzko späté s nadložnými porubskými vrstvami. Tieto vápence, na rozdiel od vekovo identických vápencov v ostatných pohoriach Západných Karpát, majú odlišný charakter makroskopickej identifikácie a je o nich nedostatok paleontologických údajov.

Litologický sú to sivé a svetlosivé celistvé, jemne kryštalické, prevažne masívne a hrubolavičité (80 – 120 cm) vápence. Ojedinele možno pozorovať jemnú organodetritickú štruktúru. Je pre ne charakteristický vysoký stupeň skrasovatenia. Majú ostrohranný nepravidelný lom.

Mikrofaciálne sú to mikrosparity a sparity. Organickú zložku zastupuje niekoľko úlomkov echinodermátových článkov a iného drobného, bližšie neurčiteľného detritu. Len zriedkavo obsahujú klastickú prímes vo forme angulárnych zŕn kremeňa. Celá hornina je mierne dynamometamorfovaná.

699a) Solírovske súvrstvie vyskytujúce sa na území listu Trnava bolo opísané v práci Jablonského et al. (1993) ako súbor tmavosivých hemipelagických škvrnitých slieňovcov a sivých doskovitých až lavicovitých piesčitých biodetritických vápencov (kalciturbiditov) barémsko-spodnoaptského veku hrubý 20 – 60 m. Jeho podložie tvoria spodnokriedové pelagické doskovité rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia. V nadloží sú tmavosivé slienité bridlice a potom siliciklastické flyšové porubské súvrstvie. Vek súvrstvia bol určený na základe foraminifer z pelagických vrstiev.

JURA – KRIEDA

700 *žilné a výlevné telesá bázických eruptív, hyaloklastity, limburgity a ich vulkanoklastiká (Považský Inovec); a) trachytické andezity neistého veku (titón – apt);* listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tieto vulkanity a ich klastiká vystupujú vo forme šošoviek v oblasti Bobroveckej doliny až po masív Osobitej (listy: 26, 34, 36). Uhlig (1898) ich označil ako diabasy. Rabowski (1931) ich označil ako limburgity a limburgitové tufy. Hovorka a Spišiak (1988) komplexne spracovali tieto výskyty a vyčlenili v nich niekoľko typov štruktúr: lávové prúdy s lokálne vyvinutými pillow-lávami a hyaloklastitové telesá. Autori charakterizujú horniny lávových prúdov, resp. nepremených hyaloklastov ako porfýrické typy s pôvodným sklovitým, resp. drobnozrným matrixom. Porfýrické olivíny sú intenzívne sekundárne premenené, klinopyroxény zodpovedajú Ti augitom. Tieto vulkanity svojím zložením zodpovedajú skupine alkalických bazaltov, pričom môžu byť označené ako hyalobazanity či mandľovcové hyalobazanity. Pre známe výskyty efuzívnych hornín je charakteristická prítomnosť rôzne veľkých, obyčajne ostrohranných xenolitov karbonátov, ktoré boli asimilované pôvodnou lávou alkalických bazaltov.

Vek týchto bázických vulkanických hornín (Kotanski, 1959) bol stanovený na titón – spodný barém.

700a) *Trachytické andezity* neistého veku sa vyskytujú na viacerých miestach Považského Inovca na území listu Trnava. Na povrchu vystupujú v podobe menších či väčších telies oválneho, častejšie pozdĺžneho tvaru, ktoré buď ležia konkordantne, alebo diagonálne prenikajú cez komplex kryštalinických hornín svorovo-rulového zloženia. Hrúbka telies je od 20 cm až do 5 m. Dĺžka dajok je od niekoľko metrov až do 400 m. Charakteristická je hrubá stĺpcová až bloková odlučnosť kolmá na steny dajky. Miestami môžeme pozorovať náznaky intruzívneho kontaktu telies s okolitými horninami. Svedčí o tom aj ich intenzívna silicifikácia v zóne širokej 5 – 10 m.

Makroskopicky ide o horniny vulkanického pôvodu, ktoré majú masívny vzhľad a zelenosivé, zelenohnedé až zelené zafarbenie. Zväčša majú drobnú- až strednoporfýrickú textúru. Výrastlice tvorí magmaticky skorodovaný plagioklas a kremeň. Matrix je chloritizovaný, tvoria ho drobné ihličky plagioklasov, chloritov a karbonátov. Prítomné sú aj rudné minerály a ojedinele apatit. Pre telesá je charakteristická aj prítomnosť žiliek s kremenno-hematitovou výplňou.

Podľa pozorovaných vlastností horniny a jej zloženia konštatujeme, že ide o horniny blízke trachytickým andezitom s kremeňom – TAQ (P. Konečný in Ivanička et al., 2006). Ich vek je s najväčšou pravdepodobnosťou starší ako neogény (kriedový?).

Roj dajok andezitov trenčianskeho hradného kopca presekáva karbonáty trenčianskeho hradného kopca. Doteraz boli zaevidované 4 dajky. Horninou je drobno- až strednoporfýrický andezit sivozelenkavej a zelenosivej farby. Vek dajok nie je dosiaľ jasne stanovený.

701 *pestré kondenzované vápence (adnetské) a neptunické žily (jura – krieda);*

list: 34 MALACKY

Do tohto celku sú zahrnuté aj výskyty stredotriasových gutensteinských vápencov preniknutých jurskými neptunickými dajkami, ktoré sa miestami vyskytujú v podloží jurských vápencov (Michalík et al., 1994). Liasové dudziniecke súvrstvie bolo tiež identifikované len miestami, kým nadložné adnetské súvrstvie toarku je najtypickejším členom kadlubskej sekvencie, hoci je hrubé len pár metrov. Tvoria ho kondenzované, výrazne červené hľuznaté a brekciovité vápence s hardgroundmi a feromangánovými krustami. Podobné červené vápence vyplňajú aj rozsadliny v podložných gutensteinských vápencoch. Stredno- až vrchnojurské súvrstvie Raptawickej Turnie tvorí masívne a nevýrazne hľuznaté mikritové vápence s brekciovitými polohami. Spodnokriedový sled reprezentuje oberalmské súvrstvie sivých doskovitých mikritových vápencov s občasnými rohovcami. V jurských a spodnokriedových vápencoch sa nachádzajú neptunické žily s výplňou vrchnojurských, beriasových a albských sedimentov (Michalík et al., l. c.).

702 *čierné slienité vápence, ilovité slienité bridlice a rohovce (apt); lučivnianske súvrstvie: tmavosivé slienité vápence, bridlice a silicity (valangin – barém); svetlosivé slienité kalpionelové vápence (titón – berias);* listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA

Lučivnianske súvrstvie na mnohých miestach pozvoľna prechádza do tmavosivých až čiernych slienitých lavicovitých (10 – 25 cm) vápencov, ktoré sa takmer pravidelne striedajú s čiernymi ilovitými a slienitými bridlicami. Miestami vápence, predovšetkým v spodnej časti, obsahujú hľuzy čiernych nedokončených rohovcov. Vek súvrstvia na základe mikrofauny (Polák et al., 1997) je barém – apt.

Lučivnianske súvrstvie je charakteristická litostratigrafická jednotka spodnej kriedy šiprúnkej sekvencie. Litologicky bolo vyčlenené (Polák a Bujnovský, 1979) ako súbor tmavosivých slienitých vápencov, výrazne lavicovitých (10 – 30 cm), s častými vložkami a vrstvičkami sivých až čiernych slienitých bridlíc. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť tmavosivých až čiernych silicitov, ktoré majú najčastejšie formu oválnych hľúz, resp. niekedy vytvárajú polohy a súvislé pásy. Toto súvrstvie sa vyvíja pozvoľna z podložných kalpionelových vápencov.

Stratigrafické rozpätie lučivnianskeho súvrstvia je valangin – barém, hrúbka je maximálne 150 m.

Svetlosivé slienité kalpionelové vápence vystupujú v nadloží sakokómových vápencov. Reprezentujú ich svetlosivé, výrazne slienité lavicovité (10 – 30 cm) vápence s rovnými vrstvomými plochami. Obsahujú časté vrstvičky slienitých bridlíc. Vo vrchných častiach súvrstvia sa začínajú objavovať malé hľuzky čiernych rohovcov.

Zo súvrstvia bolo určených mnoho druhov mikrofauny, ktorá poukazuje na stratigrafické rozpätie tohto súvrstvia titón – spodný berias.

JURA

703 *pestré slienité doskovité a hľuznaté vápence (kimeridž – spodný titón); rádioláriové vápence a rádiolarity (vrchný bat – kelovej);* listy: 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Toto charakteristické súvrstvie je významný markerový horizont v mezozoiku tatrika. Priame podložie tvorí zväčša allgäuske súvrstvie toarského veku (Mišík a Rakús, 1964).

Litologicky súvrstvie tvoria pestré, prevažne červené a fialové rádiolárióvé vápence. Sú výrazne lavicovité (10 – 20 cm), so zvlhčenými vrstvomými plochami. Obsahujú veľké množstvo hlúz červených rádiolaritov, ktoré v niektorých laviciach vytvárajú aj súvislé polohy. V súvrství sú časté polohy ílovitých a slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vek súvrstvia na základe rádiolárií bol stanovený na bat – kelovej (Polák a Ondrejčíková, 1995).

V bezprostrednom nadloží rádiolárióvých vápencov a rádiolaritov vystupujú ružové a červené, prevažne hľuznaté, slabo slienité vápence, v ktorých sú vložky červených slienitých bridlíc. Vyššie tieto vápence prechádzajú do výrazne hľuznatých lavicovitých vápencov (20 – 30 cm), v ktorých sa nachádzajú vložky drobnodetritických vápencov.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia na základe prítomnosti mikrofauny bolo stanovené na kimeridž – spodný titón.

704 súvrstvie Slepého: sivé klastické rohovcové vápence, slieňovce a silicity (doger – malm);
listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Súvrstvie Slepého borinskej sekvencie tvoria sivé doskovité klastické vápence s tenšími medzipolohami sivých slieňovcov. Sú to alodapické vápence uložené turbiditovými prúdmi alebo zrotokmi. Klastickú zložku tvoria klasty zrejme triasových karbonátov a biodetrit (najmä krinoidy a úlomky machoviek pripúšťajú vekové zaradenie do strednej až neskej jury; Zágöršek, osobná informácia).

Súvrstvie Slepého orešianskej sekvencie tvoria sivé doskovité klastické vápence s hľuzami tmavosivých rohovcov s tenšími medzipolohami sivých slieňovcov a silicitov. Sú to alodapické vápence uložené turbiditovými prúdmi alebo zrotokmi. Klastickú zložku tvoria zrná zrejme triasových karbonátov. Celková hrúbka súvrstvia presahuje 200 metrov. Je zložené z troch cyklov, ktoré smerom nahor hrubnú a končia sa brekciovými vápencami s ostrohrannými klastami dolomitov. Na mape je súvrstvie Slepého združené s tenkým podložným súvrstvom čiernych brekciovitých vápencov (plešská brekcia), sivých spikulitových slieňovcov a silicitov.

705 vápence, tmavé bridlice a silicity (pliensbach – oxford); listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Bazálne súvrstvie kuchynskej sekvencie (dudziniecke – Michalík et al., 1994) tvoria lokálne vyvinuté sivé masívne extraklastové brekciovité vápence, sčasti pokrývajúce spodnotriasové kremence, väčšinou však priamo hlboko erodovaný kryštalinický fundament. Doň prenikajú aj vo forme neptunických dajok červených vápencov až niekoľko desiatok metrov pod predliasový povrch. Nad kondenzovaným vrchnoliasovým horizontom s belemnitovými a brachiopódovými lumachelami leží toarská *plešská brekcia*. Doger a spodný malm reprezentujú tmavé anoxické ílové a silicifikované bridlice s laminami siltovcov, vyššie aj tmavých silicitov (marianske a ruhöldínske súvrstvie). Miestami sa vyskytujú dosky krinoidových kalciturbiditov podobných súvrstviu Slepého. V solírovskej sekvencii nie sú prítomné bazálne vápencové členy, pretože solírovská jednotka sa na horizonte dogerských tmavých bridlíc odlepila a sčasti spätne juhovergentne prešmykla na orešiansku jednotku v zázemí.

706 masívne organogénne vápence (doger – malm); listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD,
36 BANSKÁ BYSTRICA

Doger v sekvencii Červenej Magury v Nízkych Tatrách reprezentuje kartograficky nerozčlenený komplex vápencov, v ktorom Bujnovský (in Biely et al., 1997) opísal takúto postupnosť:

Jemnozrnné až kalové vápence s polohami lumachelových vápencov. – Z nich pochádza fauna indikujúca bajok – kelovej (c. f. Maheľ et al., 1964);

Krinoidové lumachelové doskovité vápence. – Lumachely pozostávajú zo schránok amonitov, bivalvií, brachiopódov a aptychov. Vápence majú povahu sparruditov. Bujnovský (1971) z nich uvádza faunu indikujúcu oxfordsko-kimeridžský vek.

Svetlosivé a béžové doskovité mikritické vápence veku titón – spodný berias. – Tento typ vápencov tvorí aj najvyššiu časť donovalskej sekvencie. V donovalskej sekvencii krieda doteraz nebola identifikovaná.

707 kemité vápence a silicity (doger – malm); list: 44 BRATISLAVA

Vystupujú spoločne s neokómskymi vápencami len na malom brale Slovinec na jz. okraji mestskej časti Devínska Nová Ves pod pieskoviskom Sandberg. Vrstvový sled je tu obrátený, takže v tektonickom nadloží (stratigrafickom podloží) vystupujú najskôr sivoružové a béžové tenkodoskovité až bridličnaté kemité a slienité vápence a sivozelené silicity (rádiolarity, cf. Kullmanová, 1965) aj sivoružové celistvé doskovité vápence s hľuzami rohovcov prechádzajúce do ružových a sivozelených, nevýrazne hľuznatých vápencov.

708 súvrstvie Somára: polymiktné mixtité brekcie, pieskovce a extraklastové vápence (doger – malm); listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Súvrstvie Somára je najvyššie súvrstvie borinskej sekvencie. Leží v nadloží všetkých opísaných súvrství, pričom s marianskym súvrstvím sa tiež čiastočne laterálne zastupuje. Súvrstvie Somára je hrubé 500 m a viac. Predpokladáme, že podstatná časť súvrstvia má dogersko-malmský alebo malmský vek.

Hlavnou zložkou súvrstvia Somára sú mohutné masy nestratifikovaných polymiktných brekcií, označovaných ako brekcie Somára či Somárskeho vrchu (Cambel, 1954a). Komplex brekcií sa skladá z niekoľkých cyklov (v oblasti Somára ich je 5 – 6) s opakujúcim sa horninovým sledom. Bázu cyklov tvorí poloha pieskovcov a vápencov hrubá 10 – 40 m. Vo vápencoch bazálneho cyklu na hrebeni Klokočín pri Perneku zistila Reháková (in Maheľ, 1986) okrem iných aj biomikritické vápence s filamentovou mikrofaciou a s ostrakódami, globochétami, foraminiferami, krinoidmi a kalcifikovanými rádioláriami s *Colomisphaera pieniniensis* (BORZA). Na základe toho ich zaraďuje do keloveja – oxfordu. Spodné polohy vápencov často obsahujú extraklasty dolomitov, vrchné zase fylitov a amfibolitov, ktoré sa postupne stávajú hlavnou zložkou horniny. Ich medzernú hmotu tvorí vápenec. Aj vo vyššie ležiacich brekciách často nachádzame nepravidelne obmedzené šošovky a „útržky“ vápencov s úlomkami hornín kryštalinika alebo len ich tenké prúžky lemujúce klasty.

Hlavné masy nestratifikovaných brekcií sú v jednotlivých cykloch hrubé 100 – 150 m. Klasty sú zložené predovšetkým z rozličných typov fylitov a metabazitov s rôznym vertikálnym a horizontálnym proporcionálnym zastúpením. Zriedkavé sú úlomky triasových kremencov a karbonátov, vo vyšších cykloch aj granitoidov a rúl. Veľkosť úlomkov kolíše od mikroskopických rozmerov až po megaolistolity. Väčšina brekcií je bez tmelu a matrixu (ide o mixtity). Len sporadicky možno okrem vápencového matrixu pozorovať aj piesčité a ílovité základnú hmotu.

709 pestré krinoidovo-piesčité vápence a rohovce (doger); listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Súvrstvie dogeru má pomerne veľké plošné rozšírenie. Z litologického hľadiska ho tvoria ružové, červené, fialové, žltosivé a svetlé až biele vápence. V malomagurskej sekvencii prevládajú tmavosivé až čierne krinoidovo-piesčité vápence s čiernymi rohovcami (Polák, 1976). Vápence sú zväčša výrazne lavicovité (10 – 30 cm), prevažne krinoidové, piesčito-krinoidové, piesčité, často však tieto vápence prechádzajú až do vápnitých pieskovcov. Vápence obsahujú hľuzy a tenké polohy tmavosivých a čiernych, miestami červených silicitov.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biosparity s vysokým obsahom klastickej prímеси. Organické zvyšky sú zastúpené úlomkami a článkami echinodermát, lamelibranchiát, brachiopódov a ojedinele belemnítov.

Rohovce pozostávajú prevažne z kryptogénnych silicitov, to znamená, že ich tvorí jemnozrný chalcedón s častými klencami karbonátov. V niekoľkých prípadoch boli vo výbrusovom materiáli identifikované zvyšky rádiolárií. Ojedinele sú prítomné ihlice húb.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a fauny bivalvií súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do dogeru (Maheľ, 1961).

710 piesčito-krinoidové a rohovcové vápence (lias – álen); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v priamom nadloží sivých piesčito-krinoidových vápencov. Litologicky sú to prevažne masívne hrubolavicovité, silne piesčité krinoidové vápence. V spodnej časti sú sivéj a svetlosivej farby, smerom do nadložia prechádzajú do ružových až červených, hrubo krinoidových, silne piesčitých vápencov. Mikrofaciálne sú to biosparity. Hlavnou zložkou v nich sú úlomky krinoidových článkov, brachiopódov, lamelibranchiát, ostňov ježoviek a ostrakódov. Detritické komponenty sú často usporiadané lineárne.

Z vrchných častí súvrstvia uvádza Bujnovský (1983) brachiopód *Spiriferina rostrata* (ZIET.). Vek súvrstvia je najpravdepodobnejšie stredný lias – álen.

711 marianske súvrstvie: čierne ílovité a slienité bridlice s doskami čiernych detritických vápencov (toark – bat); listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Marianske súvrstvie vystupujúce j. od Perneka patrí k borinskej sekvencii. Reprezentuje pravdepodobne vyššiu, strednojurskú časť tohto súvrstvia, podľa zvyškov palynomorf zasahujúcu až do batu (Mikleová a Planderová in Plašienka et al., 1989). So súvrstvom Slepého sa zastupuje laterálne alebo leží v jeho podloží aj nadloží. Vyznačuje sa prevahou tmavosivých a čiernych ílovitých a kremitých bridlíc, lokálne s doskami čiernych krinoidovo-piesčitých detritických vápencov charakteru kalkarenitov. Marianske súvrstvie leží v južnejších oblastiach v nadloží tak súvrstvia Korenca, ako aj súvrstvia Prepadlého, pričom tvorí klin, ktorý smerom na SZ hrubne. Súvrstvie Somára leží v jeho nadloží a čiastočne sa s ním laterálne – prstovito – zastupuje. Marianske súvrstvie dosahuje hrúbku 300 – 400 m.

712 sivé hrubokrinooidové vápence (lotaring – toark); list: 45 NITRA

Vystupujú v nadloží spodnoliasového súvrstvia. Litologicky sú to sivé, tmavosivé, miestami aj ružovkasté, výrazne hrubokrinooidové vápence. Od spodnoliasových vápencov sa odlišujú svetlejšou farbou, podstatne hrubozrnnejšou štruktúrou a veľkosťou detritu krinoidových článkov. Majú podstatne nižší obsah úlomkov klastického kremeňa. Výnimočne obsahujú rohovce. Vápence sú prevažne lavicovité až hrubolavicovité (20 – 100 cm).

Mikrofaciálne ide o sparity, biosparity, resp. pseudosparity vzniknuté ako produkt metamorfózy. Organické zvyšky, prevažne články echinodermát, sú prítomné vo forme fantómov. Ojedinele sa nájdu úlomky belemnitov. Klastický komponent je zastúpený podstatne menej ako v podložnom súvrství.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie zaraďujeme súvrstvie do vyššieho liasu.

713 súvrstvie Korenca: pieskovce, ílovité bridlice, piesčité vápence a slieňovce (sinemúr – toark); list: 44 BRATISLAVA

Súvrstvie Korenca zaberá najväčšie plochy budované borinskou sekvenciou medzi Borinkou a Pernekom. Jeho podložie nepoznáme, nadložie tvorí marianske súvrstvie alebo súvrstvie Somára. Na JV laterálne prechádza do súvrstvia Prepadlého.

Prevládajúcim členom súvrstvia Korenca je súbor pieskovcov a ílovitých bridlíc. Striedajú sa v ňom doskovité polohy pieskovcov s hrúbkou 10 – 30 cm s hrubšími polohami sivých ílovitých bridlíc. Pieskovce majú kalcitový tmel, často aj vápnitý matrix a prechádzajú až do piesčitých vápencov. Podobne polohy ílovitých bridlíc zvyšovaním podielu vápnitej zložky prechádzajú do slieňovcov. Hrubozrnnejšie variety pieskovcov s hojnými horninovými úlomkami sú často gradáčne zvrstvené. Uprostred slieňovcov súvrstvia Korenca vystupujú aj šošovkovité telesá masívnych sivých borinských vápencov.

Celková hrúbka súvrstvia Korenca je až 800 m. Predpokladaný vek je sinemúr – pliensbach až toark.

714 súvrstvie Prepadlého: borinské vápence, slieňovce, biodetritické piesčité vápence a kremenné pieskovce (sinemúr – toark); list: 44 BRATISLAVA

Súvrstvie Prepadlého vystupuje predovšetkým v doline Prepadlé od Medených hámrov a na Z od kóty Somár v Malých Karpatoch. Jeho podložie presne nepoznáme (pravdepodobne horniny triasu), v nadloží vystupuje buď súvrstvie Korenca, alebo marianske súvrstvie a v oblasti Somára priamo súvrstvie Somára. V horninovom súbore súvrstvia Prepadlého rozlišujeme borinské vápence, slieňovce, biodetritické piesčité vápence a kremenné pieskovce.

Borinské vápence budujú podstatnú časť súvrstvia Prepadlého. Základným litotypom sú sivé masívne alebo hrubolavicovité, väčšinou beztextúrne jemnozrnné až celistvé vápence. Pre značnú časť borinských vápencov sú typické vtrúsené ostrohranné úlomky triasových karbonátov (najmä dolomitov) rôznej veľkosti.

Masívne biodetriticko-piesčité vápence tvoria nepravidelné telesá približne uprostred karbonátového komplexu súvrstvia Prepadlého. Obsahujú hojný organický detrit (najmä krinoidy) a klasty karbonátov (zrejme triasových) až do veľkosti 2 cm. Prevláda však piesčitá frakcia. Prítomné sú aj sivé a červenkasté laminované krinoidové vápence, lumachelové a oolitické biodetritické vápence.

S vápencami borinského typu sa často vyskytujú nestratifikované pieskovce, ktoré vo vápencoch tvoria nepravidelné, rôzne veľké žily a šošovky. Hrubšie polohy pieskovcov, nachádzajúce sa najmä v nadloží borinských vápencov, tvoria prechod do nadložných terigénnych súvrství Korenca a Somára.

715 allgäuské vrstvy: tmavosivé slienité škvornité vápence, slienité bridlice (lotaring – toark); trlenské súvrstvie: piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice (hetanž – sinemúr); listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

V nadloží trlenského súvrstvia vystupujú zvyčajne allgäuské vrstvy (Gümbel, 1856), synonymum súvrstvie Janovky (Gaždzicki et al., 1979). Allgäuské súvrstvie je pomerne dobre stratigraficky dokumentované dosť bohatou makrofaunou amonitov, na základe ktorých bol stanovený vek súvrstvia (Polák et al., 1980, 1997).

Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé slienité, výrazne škvornité vápence, prevažne lavicovité (10 – 1 cm), striedajúce sa s tmavosivými až čiernymi slienitými bridlicami. Charakteristickou črtou vápencov je prítomnosť čiernych škvŕn, ktoré sú zväčša paralelné s vrstvosťou. Ide najpravdepodobnejšie o produkt po činnosti vrtavých organizmov – červov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s pomerne veľkou frekvenciou výskytu organických zvyškov, predovšetkým rozličných typov spongií húb (monoaxóny, triaxóny, tetraaxóny, zriedkavejšie sphaery).

Trlenské súvrstvie vyčlenili Bujnovský, Kochanová a Pevný (1979). Z litologického hľadiska je súvrstvie zložené z rytmického sledu sivých až čiernych piesčito-krinoidových vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence a bridlice sú laminované a často majú krížové zvrstvenie. Vápence obsahujú časté polohy a hľuzy čiernych pórovitých rohovcov. Mikrofaciálne ide prevažne o biomikrity a biosparity s pomerne pestrým výskytom alochémov.

716 brekciovité vápence s karbonátickými extraklastami a kalové vápence (lias – spodný doger); list: 44 BRATISLAVA

Prítomnosť liasových vápencov uprostred karbonátového komplexu v devínskom úseku Malých Karpát bola síce už dávnejšie preukázaná paleontologicky (cf. Mišík, 1986), kartograficky sa však tieto vápence doteraz nepodarilo odlíšiť od triasových karbonátov. Príčinou je to, že liasové vápence vo forme neptunických žíl v podložných triasových karbonátoch vyplňajú hlboké rozsadliny (napr. Wajtov lom), len zriedkavo tvoria hrubšie masy (devínska hradná skala) a často vystupujú len ako drobné nepravidelné „hniezda“ a žilky uprostred triasových karbonátov (severné svahy Devínskej Kobyly, lomy Stockerau). Poukazuje to na vrchnoliasovú transgresiu, na členený, hlboko erodovaný terén.

V liasových vápencoch možno odlišiť dva typy – sivé biodetritické vápence s hojnými krinoidmi, belemnitmi (cf. Beck, 1903) a brachiopódmi (podľa Michalíka et al., 1994, vrchnoliasového až spodnodogerského veku). Karbonátové extraklasty sú zložené z rozličných typov strednotriasových vápencov a dolomitov, opísané boli aj rétske lumachelové vápence (Kochanová et al., 1967).

Druhý typ predstavujú svetlé, pleťovožlté kalové vápence, takisto s karbonátovými extraklastami, ale aj s čiernymi úlomkami fosfatických hornín a fosfatizovaných arietidných amonitov (Kahan et al., 1973), zubov rýb rodu *Saurichtys* (Toula, 1901; cf. Mišík, 1986) a fosfatizovaných žraločích zubov. Na devínskej hradnej skale obsahujú aj miskovité úlomky hematitickej horniny (preplavený hardground?). Kalové vápence uzatvárajú aj oválne intraklasty sivých biodetritických vápencov, a teda sú relatívne mladšie.

Hrúbka liasových vápencov vzhľadom na vyplňanie nerovností podložia veľmi kolíše. Ich najväčšia hrúbka na povrchu (okolo 50 m) sa zistila v okolí Devína.

717 trlenské súvrstvie: sivé piesčito-krinoidové vápence a rohovce (hetanž – sinemúr);
listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA

Litologicky sú to tmavosivé až čierne jemnozrné celistvé krinoidové a krinoidovo-piesčité vápence. Vápence sú prevažne lavicovité až tenkolavicovité (30 – 5 cm), zriedkavo obsahujú vložky tmavých, čiernych piesčitých bridlíc. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť tmavosivých až čiernych rohovcov – silicitov, ktoré vytvárajú nepravidelné hľuzy s veľkosťou 5 – 20 cm. V bazálnych častiach sú vyvinuté polohy vápnitých pieskovcov.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené sparitmi, resp. biosparitmi. Hornina má vo väčšine prípadov čisto sparitický (pseudosparitický) charakter. Organická zložka sa zachovala len zriedkavo, prevažne vo forme fantómov. Sú to predovšetkým krinoidové články, úlomky bivalvií, brachiopódov a úlomky rastier belemnitov. Ojedinele možno pozorovať zvyšky po oolitoch. Výraznou stavebnou zložkou je klastický komponent, ktorý zastupujú úlomky kremeňa prevažne angulárneho tvaru.

Trlenské súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do spodného liasu (?hetanžu – sinemúru), a to len na základe jeho postavenia vo vrstvovom slede.

TRIAS

718 tomanovské súvrstvie: tmavé ílovito-piesčité bridlice, pieskovce a piesčité vápence s vložkami oolítických a lumachelových vápencov (rét); list: 26 ŽILINA

Toto súvrstvie vystupuje len vo Vysokých Tatrách v Tichej doline, v poľskej časti Tatier v oblasti Czerwonych Zlebkow (na mape vyznačené farbou a šrafoú bez číselného indexu). Prvýkrát vyčlenil tomanovské vrstvy Raciborski (1890). Uhlig (1897) rozdelil tento komplex na spodnú, pestrú časť, ktorú koreloval s karpatským keuperom, a vrchnú, karbonátovú časť, ktorú považoval za grestenské vrstvy.

Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami tmavosivých pieskovcov, miestami s malými konkréciami sideritu. Michalík, Planderová a Sýkora (1976) stanovili vek súvrstvia ako rét. Z pieskovcovej lavice opísali stopy jaštera určeného ako *Coelurosaurichnus tatricus ichnosp.* Nález kontinentálnej fauny je dosiaľ jediný opísaný nález na území Západných Karpát. Na základe tohto paleontologického materiálu sa súvrstvie považuje za produkt kontinentálnej sedimentácie.

719 kössenské vrstvy: krinoidové, oolítické a organodetritické vápence, sivé a hnedasté bridlice (rét); list: 45 NITRA

Súvrstvie najvyššieho triasu sa nachádza v oblasti Kalvárie a Katruše v izolovaných mezozoických ostrovoch jz. od Nitry. Tieto výskyty sú v súčasnosti prekryté antropogénnymi navážkami. Na spomenutých lokalitách kössenské vrstvy opísali Hauer (1865) a Biely (1962). Uvádzajú z nich faunu lamelibranchiát.

Litologicky to boli tmavosivé až čierne, slabo krinoidové, veľmi často oolitické, miestami lumachelové a organodetrítické vápence s vložkami slabo piesčitých bridlíc zvetrávajúcich do tmavohneda (Ivanička et al., 1998b).

720 karpatský keuper: kremenné pieskovce, arkózy, zlepence, ílovité bridlice a dolomity (vrchný karn – norik); listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Karpatský keuper predstavuje jednu z najcharakteristickejších litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Jedným z typických znakov obalových sekvencií karpatského keuperu je podstatne vyšší podiel psefitického a psamitického materiálu ako v keuperi križňanského príkrovu.

Súvrstvie karpatského keuperu tvoria pieskovce, konglomeráty a bridlice, ojedinele sú prítomné aj karbonáty.

Pieskovce z litologického hľadiska pozostávajú z ružových, fialových a zelenosivých jemno- až hrubozrnných, prevažne kremenných pieskovcov, miestami arkóz. Sú zväčša lavicovité (10 až 50 cm).

Z petrografického hľadiska je kremeň najvýraznejšie zastúpený minerál. Jeho obsah kolíše od 70 do 95 %.

Zlepence ako také sú sústredené predovšetkým v bazálnych častiach súvrstvia. Často však tvoria aj nepravidelné polohy v pieskovcoch, zvyčajne s hrúbkou do 20 cm. Zväčša ide o svetlé, ružové a sivé stredno- až hrubozrnné konglomeráty s obliakmi s veľkosťou až do 5 cm. Obliaky tvorí prevažne svetlý kremeň subangulárneho, prípadne semioválneho tvaru, časté sú úlomky granitoidných a metamorfovaných hornín (fylity).

Bridlice tvoria predovšetkým tenké vrstvičky, najmä vo vrchnejších častiach súvrstvia, v pieskovcoch. Majú výrazne pestré farby, predovšetkým červené odtiene s vysokým obsahom koloidov Fe. Ílovitú zložku tvorí najmä illit, menej sericit.

Dolomity v súvrství karpatského keuperu v obalových sekvenciách sú skôr výnimkou. Pozorovali sme ich v tenkých polohách v Belianskej doline vo Veľkej Fatre. Sú to hnedosivé celistvé mikritické dolomity pravdepodobne primárneho charakteru.

Vek súvrstvia na základe jeho postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam je určený ako norik.

Sedimenty najvyššieho triasu (rétu) v obalovej sekvencii Veľkej a Malej Fatry chýbajú. Toto obdobie predstavuje výrazný stratigrafický hiát v takmer všetkých obalových sekvenciách Západných Karpát.

721 ramsauské dolomity: lavicovité dolomity; došnianske vrstvy: čierne vápence a polohy sivých dolomitov (ladin – karn); a) vrátane gutensteinských vápencov (anis); listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 35 TRNAVA, 44 RATISLAVA, 45 NITRA

Ramsauské dolomity (listy: 35, 36 a 45) vystupujú väčšinou v priamom nadloží gutensteinských vápencov, napríklad v oblasti Sliačskej doliny. Litologicky sú to prevažne tmavosivé, zväčša lavicovité (20 – 100 cm) dolomity. V Belianskej doline sú na báze vyvinuté svetlosivé až ružové, silno krinoidové až organodetrítické typy. Tu v nadloží ramsauských dolomitov vystupuje, resp. pozvoľna sa z nich vyvíja súvrstvie sivých celistvých jemnozrnných lavicovitých dolomitov, ktoré často obsahujú vložky a medzivrstvičky čiernych ílovitých slienitých, často bituminóznych bridlíc a ílovcov hrubé od 3 do 20 cm.

721a) Gutensteinské vápence (listy: 26, 34, 35, 36 a 45) vystupujú prevažne v priamom nadloží spodnotriasových súvrství, geograficky sú rozmiestnené v identických lokalitách. Litologicky sú tmavosivé až čierne, lavicovité (10 – 100 cm), často hrubolavicovité (do 2,5 m). V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné polohy charakteristických červíkovitých vápencov. Časté sú polohy výrazne krinoidových vápencov.

Vek gutensteinských vápencov bol stanovený ako anis, ramsauských dolomitov ako ladin (Bystrický, 1983), došnianskych vrstiev ako ladin – spodný karn (Planderová a Polák, 1976).

722 *gutensteinské vápence: vápence a metamorfované vápence (anis);* listy: 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 45 NITRA

Vystupujú prevažne v priamom nadloží spodnotriasových súvrství s. od osady Mistríky a v oblasti Hrubého vrchu. V Nízkych Tatrách sa táto litostratigrafická jednotka vyskytuje nad spodnotriasovými kremencami obalu granitu vrásky Tlstej, kde tvorí bázu karbonátov vrstvomého sledu sekvencie Červenej Magury. Niekoľko zmapovateľných výskytov je v synklinále Trangošky. Na odkryvoch pozdĺž čertovickej línie sú dolomity zväčša premenené na raubaky. Vo Veľkej Fatre sú výrazne vyvinuté vo východnej časti Ľubochnianskej doliny.

Gutensteinské vápence sú litologicky tmavosivé až čierne, lavicovité (10 – 100 cm), často hrubolavicovité (do 2,5 m). V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné polohy charakteristických červíkovitých vápencov. Časté sú polohy výrazne krinoidových vápencov. Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrity s pomerne nízkym obsahom organickej zložky. Tú zastupujú úlomky krinoidov, lamelibranchiát, brachiopódov, gastropódov, ostrakódov, foraminifer a časté sú pelety. Klastická prímes je vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Vek gutensteinských vápencov bol stanovený ako anis (Bystrický, 1983).

723 *lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, droby, zlepenca, pestré piesčité bridlice a vložky pieskovcov (spodný trias);* listy: 25 BYTČA, 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA, 45 NITRA

Klastiká spodného triasu ležia spravidla diskordantne, prevažne v transgresívnej pozícii, zriedkavejšie tektonicky na kryštálických horninách kryštalinického jadra.

Na zložení lúžňanského súvrstvia sa litologicky podieľajú svetlosivé ružové kremence, kremenné pieskovce, droby a arkózové pieskovce, miestami v bazálnych polohách aj konglomeráty. Kremence sú väčšinou lavicovité, hrúbka lavíc koliše od 0,1 do 0,8 m. V bazálnej časti vystupujú zväčša polohy konglomerátov, resp. mikrokonglomerátov, zložených prevažne z obliakov kremeňa.

Štruktúra pieskovcov lúžňanského súvrstvia je psamitová, rovnomerne aj nerovnomerne zrnitá. Z petrografického hľadiska v zmysle Pettijohna, Pottera a Sievera (1972) patria do skupiny arenitov. Podstatná minerálna zložka je kremeň.

Súvrstvie pestrých bridlíc je bezprostredne späté s podložnými lúžňanskými vrstvami. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšeným výskytom vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín. Charakteristickým znakom je ich pestré sfarbenie (fialové, červené a zelenkavé farebné odtiene).

Petrograficky zodpovedajú ílovito-piesčitým bridliciam až prachovcom. Obsahujú vložky drobnozrnných kremenných pieskovcov.

VRCHNÉ PALEOZOIKUM

PERM

724a *meďodolské súvrstvie: brekcie, zlepenca, pieskovce až bridlice (?vrchný perm);* listy: 27 POPRAD

Meďodolské zlepenca sú opísané z Belianskych Tatier, konkrétne z Kopského sedla. Pôvodne ich definoval Limanowski (1903) ako „koperšadské zlepenca“ (podľa starého geografického názvu Koperšady). Považoval ich za staré lateritické zvetraniny. Neskôr Sokolowski (1948) charakterizoval tieto sedimenty ako aluviálne, s predpokladaným transportom iba na krátku vzdialenosť, vyplňajúce nerovnosti na granitovom podloží v podobe nevytriedených ostrohranných zlepencových šošoviek. Sú to sedimenty zložené z granitového detritu – arkózy a žulové zlepenca s menším podielom hrdzavočervených piesčitých bridlíc. Andrusov (1958) v súbore týchto sedimentov, ktoré pomenoval ako meďodolské zlepenca, popri ostrohranných zlepencoch rozlišuje aj pieskovce a ílovito-piesčité bridlice. Klastické úlomky v bazálnych častiach sekvencie dosahujú miestami veľkosť až 30 cm. Permský vek týchto sedimentov predpokladal už Uhlig (1903) a po

ňom všetci autori, ktorí v tejto oblasti pracovali. Hlavným argumentom bola ich diskordantná pozícia v nadloží kryštalinika a v podloží minerálne zreých sedimentov spodného triasu.

Celkovú hrúbku meďodolského súvrstvia na území listu Poprad odhadujeme na 10 – 15 m. Pre mierku tejto mapy nie je súvrstvie kartograficky znázorniteľné, ale uvádzame ho v legende kvôli dôležitosti výskytu permu v Tatrách.

724b devínske súvrstvie: zlepenca, pieskovce a bridlice (perm); listy: 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Na území listu Bratislava vystupuje najmä na hrebeni Devínskej Kobyly a na devínskej hradnej skale. Na mape je súvrstvie združené s lúžňanským súvrstvom. Reprezentujú ho arkózové metadroby a polymiktné drobnozrné zlepenca.

725 vážňanské súvrstvie: arkózové metadroby, lokálne s polohami polymiktných zlepenecov a pestrých bridlíc (vrchný perm); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Sedimenty vážňanského súvrstvia (Vozárová a Vozár, 1988) sú zachované iba v podobe drobných výskytov vystupujúcich v podloží spodotriasového lúžňanského súvrstvia a v nadloží kryštalinických komplexov tatrika. Bolo pomenované podľa lokality Vážna v západnej časti Ďumbierskych Tatier. Tam tieto sedimenty tvoria malé, iba niekoľko metrov hrubé šošovkovité telesá. Ďalšie, relatívne rozsiahlejšie výskyty sú v oblasti k. Okrúhly vrch v záverovej časti Svätajánskej doliny.

Sedimenty vážňanského súvrstvia sú litologicky monotónne, je pre ne charakteristické striedanie hrubých vrstiev pieskovcov a zlepenecov len so sporadickými medzivložkami fialových piesčitých bridlíc. Dominantný sediment sú arkózové metadroby svetlosivej a fialovosivej farby. Sú bohaté na živcový detrit, pričom alkalické živce prevládajú nad kyslými plagioklasmi.

726 krivosúdske súvrstvie: vulkanoklastické droby, arkózy, jemnozrné pieskovce, pestré bridlice, mikrokonglomeráty a šošovky ryolitov (vrchný perm); list: 35 TRNAVA

Krivosúdske súvrstvie vystupuje v severnej časti Považského Inovca sv. a z. od Selca spolu s kálnickým a seleckým súvrstvom. Svojím pomerne svojráznym litologickým charakterom (vulkanoklastická prímes) možno krivosúdske súvrstvie veľmi dobre identifikovať. Na základe pozície vo vzťahu k spodopermským členom a postupného (litologického) prechodu do nadložných spodotriasových kremencov nemožno pochybovať o jeho vrchnopermskom veku. Súvrstvie reprezentujú svetlozelené, zelené a sivozelené (len miestami fialové), jemnoaž hrubozrné vulkanoklastické droby s prechodmi prevažne do drobnozrných zlepenecov. Ojedinele sa vyskytujú polohy fialových, menej zelených bridlíc. Zvrstvenie je najčastejšie pozitívne gradačné aj v rámci celého súvrstvia a zrnitosť sa smerom do nadložia zjemňuje (Štimel et al., 1984). Vo vrchných častiach súvrstvia ubúda vulkanoklastických zložiek a pribúdajú šošovkovité polohy (s plynulými prechodmi) kremenných pieskovcov a kremencov. Litofaciálne naznačujú prechod k spodotriasovým kremencom. Celková hrúbka krivosúdskeho súvrstvia je od 100 do 250 m.

Šošovky ryolitov vystupujú na západných svahoch Klenkovho vrchu a južnejšie v úzkom pruhu ssv.-jjz. smeru. Západne od Polámaného vrchu po Sevaldovu kopanicu (Hôrčanská dolina – Hlboká dolina) sa v spodnej časti krivosúdskeho súvrstvia nachádza teleso ryolitov so sprievodnými tufitmi.

727 selecké súvrstvie: droby, drobové pieskovce, prachovce a konglomeráty sivých, sivozelených a hnedočervených farieb, lokálne s vulkanogénnymi horninami kyslého charakteru; a) drobnomandľovcové bazalty a bázické tufy (spodný perm); list: 35 TRNAVA

Typová lokalita seleckého súvrstvia je sz. od Selca a nachádza sa aj v pruhu medzi Hôrčanskou dolinou a dolinou Kňažia v severnej časti Považského Inovca. Predstavuje široké spektrum sedimentárnych hornín s rôznym podielom vulkanoklastickej prímesi a samotných vulkanických

hornín. Do litologickej škály spadajú arkózové a drobové pieskovce, zlepenec (častejšie s otvorenou štruktúrou), zelené a sivé tufitické pieskovce, droby, prachovcové pieskovce, menej kremence, bridlice, tufy, tufity, ignimbity, ojedinele kryštaloklasticko-hyaloklastické tufity (s biotitom) a vzácné tufolávy paleoryolitov (Štimmel et al., 1984). Hlavný diagnostický znak seleckého súvrstvia je výrazný podiel kyslej vulkanoklastickej prímеси (najmä vo vrchnej časti), ako aj prítomnosť samotných vulkanických hornín (Klenkov vrch, Prostredná dolina, štólne č. 60 a 61) v podobe ryolitov. Druhý typ vulkanických hornín, situovaných skôr v spodnej časti súvrstvia, reprezentujú najmä zelenkavé bázické tufy, menej mandľovcové bazalty a ich pyroklastiká (Hôrčanská dolina). Na základe datovania primárnej, syngenetickéj U mineralizácie v tomto súvrství bol vek súvrstvia stanovený na 280 ± 30 mil. rokov (Archangel'skij a Daniel, 1981 in Štimmel et al., 1984). Celková hrúbka tohto spodnopermského súvrstvia je asi 400 m. Ide o vulkanosedimentárnu sekvenciu so zastúpením bimodálneho vulkanizmu a prevahou aluviálno-fluviálneho typu sedimentácie.

727a) Vulkanické horniny, situované skôr v spodnej časti seleckého súvrstvia, reprezentujú najmä zelenkavé bázické tufy, drobnomandľovcové bazalty a ich pyroklastiká (Hôrčanská dolina).

728 kálnické súvrstvie: polymiktné konglomeráty červenohnedých a sivofialových farieb, pieskovce až fialové prachovce (spodný perm); list: 35 TRNAVA

Nachádza sa v severnej časti Považského Inovca na lokalitách z. od Selca a v. od Kálnice (Krajná, resp. Kálnická dolina). Odtiaľ ho opísal (Štimmel in Daniel et al., 1980). Súvrstvie reprezentuje celý rad hornín, od tmavofialových siltovcov a pieskovcov drobového charakteru až po sivofialové až hnedočervené polymiktné zlepenec. Pieskovcové variety obsahujú muskovit (v rôznom pomere), kalcitický cement a polohy kremeňovo-karbonátových úlomkov, železito-dolomitové konkrécie (opísané iba z vrto) alebo sú viac-menej kremité. Pieskovce sú často postihnuté chloritizáciou. Polymiktné zlepenec kálnického súvrstvia, podobne ako novianske súvrstvie, obsahujú obliakový materiál diaforizovaného kryštalínika: diaforizované amfibolity, diafority rúl, úlomky sedimentov karbónu, klastov kremeňa a živcov, v neposlednom rade aj intraklasty permských bridlíc, pieskovcov a drobnozrných zlepenecov. Kálnické súvrstvie dosahuje hrúbku do 450 m (vrty 853, 854, 855). Štruktúrne nevytriedenie a erozívne vzťahy medzi vrstvami naznačujú dynamické podmienky sedimentácie s charakterom hustých prúdov – úlomkotokov, hrubšie polohy pieskovcov s asociovanými karbonátovými konkréciami poukazujú na sedimentačné prostredie aluviálnej plošiny.

729 kamennoporubské vrstvy: pestré, cyklicky sedimentované zlepenec, pieskovce a bridlice, pedogénne horizonty a polohy karbonátových konkrécií, piesčitých a ílovitých dolomitov (perm); list: 26 ŽILINA

Pestré sedimenty, na geologickej mape Lúčanskej Malej Fatry (Rakús et al., 1988) pomenované ako kamennoporubské vrstvy, sa vyskytujú v oblasti na J a JV od obce Kamenná Poruba. Typový profil bol opísaný v doline Porubského potoka a v profile vrtu KV-1 (Vozárová a Vozár, 1980). V sedimentoch kamennoporubských vrstiev sú dobre zachované sedimentárne textúry poukazujúce na ich vznik v aluviálnom sedimentačnom režime s pretrvávajúcimi semiaridnými klimatickými podmienkami. O permskom veku kamennoporubských vrstiev sa uvažuje najmä na základe ich vystupovania v podloží sedimentov spodného triasu a ich charakteristického litologického zloženia. Jediné stratigrafické dôkazy o veku kamennoporubských vrstiev sú známe od čias Štúra (1860). Zo sivých bridlíc v Kunerádskej doline opísal permskú prasličkovitú formu *Anarthrocana deliquescens* GÖPP (UNGER) = *Calamites leioderma* GUTT. (cf. Andrusov a Kuthan, 1944). V súvislosti s tektonickým zaradením boli vyslovené úvahy o priradení kamennoporubských vrstiev k jednotnému obalu tatrika (Rakús et al., 1988) alebo k permu fatrika (Rakús a Hók, 2003). Na základe litologických charakteristík (o. i. bázické vulkanoklastiká a celá sekvencia vrátane vrtu KV-1 s hrúbkou až 900 m) sa tieto sedimenty korelovali aj s maluzinským súvrstvím hronika (Vozárová, 1978; Vozárová a Vozár, 1983).

Podľa najnovších výskumov (Olšavský, 2008, nepublikované údaje) sú kamennoporubské vrstvy zložené z dvoch litostratigrafických jednotiek triasového veku. Výrazné odkryvy na pravej strane kamennoporubského potoka reprezentujú vrchnú časť spodného triasu. Nachádzajú sa tu

charakteristické sedimentárne štruktúry ako heterolitické zvrstvenie, bahenné praskliny, čeriny, intraklasty, ale najmä bioturbáty s charakteristickou ichnostavbou *Diplocraterion parallelum*. Tá stratigraficky determinuje tzv. verfénske vrstvy (Olšavský a Šimo, 2007). Kremence a arkózy lúžňanského súvrstvia reprezentujú podstatnú časť spodného triasu (lokalita Korelice, Pod Kopanou, Pod Jabraňom). Druhú litostratigrafickú jednotku reprezentuje karpatský keuper v širokej palete klastických sedimentov. Karpatský keuper sa nachádza po oboch stranách výskytu spodného triasu (lokalita Kamenný diel, Kopaná, Ďurišovská, Jedľoviny). V spodnej časti sú prítomné karbonátové zlepenca (tzv. jedľovinské vrstvy sensu Rakús a Hók, 2003) a klastické dolomity, polohy pestrých ílovcov, hrubé polohy svetlých kemitých zlepenecov a laminované pieskovce.

730 *stráňanské súvrstvie: polymiktné metazlepenca, metaarkózy, arkózové metadroby, menej pestré piesčité bridlice (perm)*; list: ŽILINA

Pomenovanie bolo odvodené od názvu Stráňanského potoka (na dnešných mapách Stránsky potok) a hájovne Stráňany na JV od obce Stránske (Vozárová a Vozár, 1983). Odhadovaná hrúbka stráňanského súvrstvia je zhruba 500 m. Vystupuje v jz. časti Lúčanskej Malej Fatry, v oblasti severných a južných svahov kóty Žiar (1 028 m), medzi Turím, Medzibrodskou dolinou, Kunerádom a dolinou Bystričky ako súčasť obalovej série tatrika (antiklinálna štruktúra Kozla podľa Andrusova, 1958). Základný litologický znak stráňanského súvrstvia je výrazná prevaha svetlosivých a svetlosivozelenkavých sedimentov s drobnozlepenecovou a hrubopiesčitou zrnitosťou, len s nevýraznou tendenciou zmenšovania veľkosti zrna do vrchných častí. Zachované sedimentárne textúry indikujú aluviálne sedimentačné prostredie s prevládajúcimi korytovými sedimentmi. Vektorové merania planárnych šikmých zvrstvení indikujú smer transportu zo SZ na JV (podľa dnešnej orientácie). Petrografické zloženie všetkých typov sedimentov signalizuje infrakrustálnu zdrojovú oblasť zloženú z granitoidových a ortorulových horninových komplexov. Sedimenty stráňanského súvrstvia sú alpínsky deformované a metamorfované za vzniku bridličnatosti, deformácie klastických zŕn a rekryštalizácie ílových minerálov na illit-sericit (Vozárová a Vozár, 1983, 1988). Vek stráňanského súvrstvia nie je biostratigraficky doložený. Jeho permský vek (bez podrobnejšieho zaradenia) sa predpokladá na základe charakteristického litologického a petrografického zloženia, ako aj pozície v podloží diskordantne uložených, minerálne a štruktúrne výrazne zrelších spodnotriasových sedimentov.

731 *slopnianske súvrstvie: fialovosivé a fialové bridlice a drobnozrnné pieskovce (perm)*; list: 35 TRNAVA

Súvrstvie prvýkrát vymedzili a definovali Vozár a Vozárová (in Ivanička et al., 1992) v Tribeči ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vystupujúcu v nadloží skýcovského súvrstvia a v priamom podloží sedimentov spodného triasu. Bolo pomenované podľa kóty Malá Slopňa na VJV od osady Klížske Hradište. Od podložného skýcovského súvrstvia sa líši výrazne jemnozrnným zložením sedimentov a fialovým zafarbením. Všeobecne prevládajú bridlice a piesčité bridlice nad pieskovecami. V najvrchnejších častiach slopnianskeho súvrstvia sa vyskytujú polohy s karbonátovými konkréciami, prípadne polohy bohaté na karbonátový cement. Svedčí to o sedimentácii v aridných klimatických podmienkach v občasných jazerách v prostredí aluviálnej nížiny. Vek slopnianskeho súvrstvia nebol doložený biostratigraficky. Na základe vystupovania je evidentné, že je mladšie ako skýcovské súvrstvie a zároveň staršie ako spodnotriasové lúžňanské súvrstvie.

732 *skýcovské súvrstvie: arkózy, arkózové a živcové droby a zlepenca (perm)*; list: 35 TRNAVA

Sedimenty skýcovského súvrstvia tvoria bazálnu časť obalovej sekvencie tatrického kryštalinika v pohorí Tribeč. Jeho priestorové rozšírenie je silne tektonicky redukované. V dôsledku toho je pozdĺž prešmyku kryštalinika veporika kataklasticky deformované. Súvrstvie bolo definované ako kontinentálna hruboklastická formácia zložená z arkóz a arkózových drôb, v menšej miere zlepenecov, s variabilne rozptýleným kyslým vulkanoklastickým detritom (Vozárová a Vozár, 1988). Jeho vek nebol biostratigraficky doložený. Dôvodom na zaradenie

týchto sedimentov do permu je ich pozícia v nadloží komplexov kryštalinika, ako aj ich charakteristické litologické a minerálne zloženie. V priamom podloží spodnotriasových sedimentov vystupuje iba v záverových častiach doliny Vyčoma na S od Skýcova. V tejto oblasti prekrývajú spodnotriasové sedimenty obe permské súvrstvia. To svedčí o intenzívnej predtriasovej erózii. Súbor sedimentov má charakteristické znaky sedimentácie v krátkych alúviách s nízkou sínusoidou. Je to charakteristické pre sedimentačný model zdivočených riek, typických pre tektonicky aktívne extenzné bazény. Minerálne zloženie pieskocov odráža zdrojovú oblasť, tektonicky rejuvenizovaný fundament bohatý na granitoidové komplexy.

733a dioritové porfyrity (?perm); list: 35 TRNAVA

V horných častiach Uhrovej doliny v Tribeči v leukokratných granitoidoch (pravdepodobne nízkoteplotný diferenciát granitového zloženia) sa nachádzajú izolované šošovky sivozelených masívnych hornín. V jemnozrnej základnej hmote je makroskopicky pozorovateľný prizmatický tmavý minerál a zrnká kremeňa. Hornina má porfýricko-granulárnu až lepidogranulárnu štruktúru. Štvrtina až tretina minerálneho zloženia pripadá na 0,5 – 4-milimetrové výrastlice, kde prevláda hypidiomorfný až idiomorfný plagioklas. Horniny majú málo kremeňa, a to najčastejšie vo forme nepravidelne zaoblených výrastlíc. Chlorit pennínového zloženia tvorí tiež výrastlice. Považujeme ho za produkt premeny biotitu. Základnú hmotu s premenlivou veľkosťou zrna (0,0X – 0,2 mm) buduje predovšetkým plagioklas, sericit a vzácne kremeň. Z akcesórií dominuje pyrit nad zriedkavými zrnkami zoisitu.

Uvedený horninový typ posudzujeme ako intermediárny vulkanický až subvulkanický derivát – biotitický paleoandezit až leukokratný dioritový porfyrit (sensu Kamenický a Hovorka, 1972; Hejtman, 1981). Predpokladáme, že ide o horniny permského veku, ktoré opísali aj Ďurovič et al. (1992).

733b lamprofýry (?perm); list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Lamprofýry (kersantity – spessartity) tvoria roj žíl vo Veľkej Železnej doline (Koutek, 1931) v Ďumbierskych Tatrách, pričom bolo možné pozorovať ich prechody do dioritov. Horniny sú tmavozelenej farby, s výrastlicami biotitu a obyčajného amfibolu. Základnú hmotu tvorí biotit, zelený amfibol, plagioklas a apatit. Z rudných minerálov je hojný pyrit. V širšom okolí Jarabej Kamenický (1962), Hovorka (1967) a Krist (1967) opísali kersantity a diferencované spessartity s prechodmi do kremitých dioritových porfyritov. Často sú autometamorfne, pneumatoliticky až hydrotermálne premenené.

KARBÓN

734 novianske súvrstvie: sľudnaté pieskovce a sivozelené, sivé až čierne ílovito-piesčité bridlice s jemnou lamináciou (vrchný karbón); list: 35 TRNAVA

Súvrstvie bolo opísané z Novianskej doliny (Nová Ves nad Váhom) v severnej časti Považského Inovca (Novotný a Mihál in Štimmel et al., 1984). Novianske súvrstvie reprezentuje najspodnejšiu časť seleckej sukcesie (Ivanička et al., 2005). Tvoria ho výlučne horniny sedimentárneho charakteru. Ide o klastické horniny radu zlepenec/ílovec. Prevládajú sedimenty sivých, zelenosivých až čiernosivých odtieňov. Najrozšírenejší litologický typ sú jemno- až hrubozrnné arkózovité pieskovce s lokálnymi ílovito-piesčitými bridlicami s prevahou klastickej sľudy. Na niekoľkých miestach sa vyskytujú šošovky polymiktných zlepenecov, hrubé maximálne okolo 30 m. Materiál je v podstate zložený z diafaktorizovaného kryštalinika s úlomkami diafaktorizovaných amfibolitov, pararúl, ortorúl, muskovitických svorov, kremitých rúl, kremeňa, živcov a svetlých sľúd a tiež intraklastov samotných karbónskych sedimentov. Karbónsky vek súvrstvia bez bližšieho určenia je doložený na základe mikroflóry (Čorná a Kamenický, 1976) z čiernych bridlíc z Novianskej doliny. Na základe jeho pozície vo vzťahu k nadložnej permskej sekvencii, ako aj litologických charakteristík podobných súvrství zo Západných Karpát je možné považovať ho za karbón. Hrúbka novianskeho súvrstvia je okolo 300 m.

KRYŠTALINIKUM TATRIKA

MAGMATICKÉ HORNINY

Neohercýnske postkolízne granitoidy: stredný až vrchný karbón – perm

735a biotitické tonality až granodiority, miestami tektonometamorfne prepracované (stredný až vrchný karbón); listy: 35 TRNAVA, 45 NITRA 26 ŽILINA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Tieto neohercýnske biotitické tonality až granodiority sa vyskytujú v pohorí Tribeč a hlohoveckom bloku Považského Inovca. Majú plagioklasy s An₄₀ v jadrách a biotit so zvýšeným obsahom Mg. Častý je akcesorický apatit, magnetit, allanit, ale aj titanit a miestami amfibol. Prevládajú tonality a granodiority, ale prítomné sú aj granity. Niektoré polohy hrubozrnných tonalitov sú miestami s drobnozrnnými mafickými enklávami bochníkovitého tvaru, ktoré majú tonalitické alebo dioritické zloženie (Petřík a Broska, 1989). Enklávy sa chápu ako dôkaz miešania a miesenia bázičiek a kyslých magiem, pričom bázičké magmy na báze kontinentálnej kôry boli zdrojom tepla pre tavenie kyslých granitoidov. Miestami sú postihnuté naloženou metamorfózou, a to najmä v hrebeňovej časti ako v oblasti Medvedieho vrchu a Malého a Veľkého Tribeča. Konvenčné U/Pb datovanie zirkónov poskytlo vrchnokarbónsky vek intrúzie, 306 ± 10 mil. rokov (Broska et al., 1990).

Do skupiny neohercýnskych granitoidov patrí zrejme aj tonalit smrekovického typu vo Veľkej Fatre, hoci na mape na liste Banská Bystrica bol zahrnutý pod mezohercýnske granitoidy (743).

Vek smrekovických tonalitov bol spoľahlivo stanovený viacerými metódami. Už prvé datovanie vychladnutia biotitov tohto horninového typu v ⁴⁰K/⁴⁰Ar izotopovom systéme na 313,5 ± 10,5 mil. rokov ukázalo odlišnosti od veku chladnutia ostatných typov granitoidov Veľkej Fatry (Kohút et al., 1998). Výsledkom U-Pb datovania zirkónov iónovou sondou bol vek 304 ± 2 mil. rokov, resp. 307 ± 20 mil. rokov (Poller et al., 2000b) a kombinovaného datovania iónovou sondou + TIMS vek 315,8 ± 2,7 Ma, respektíve 307,9 ± 9,6 mil. rokov (Poller et al., 2005). Porovnateľný vek poskytlo aj datovanie monazitov na EMP, 308 ± 30 mil. rokov (Finger et al., 2003).

735b leukokratné granity, miestami aplitoidné; stredný karbón (perm?); listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Leukokratné granitoidy tvoria malé polohy a často sa vyskytujú vo forme žíl. V sukcesii granitoidov sú zvyčajne najmladšie. Sú rovnomerne strednozrnné, sivé, s jednoduchým zložením – albit, K živec a kremeň, ale miestami nadobúdajú drobnozrnný aplitický vzhľad. Draselný živec má pertitickú textúru, kremene sú prevažne mozaikové. Veľké svetlé lupene svetlých slúd majú prevažne sekundárny pôvod. Z akcesórií prevláda monazit. Nachádzajú sa v Tribeči a v Nízkych Tatrách v oblasti Malého Železného, kde sa v nich našlo aj Mo zrudnenie (Michalenko, 1959). Tu sa podľa ich geologickej pozície usudzuje na permský vek (Bezák et al., 2002)

Mezohercýnske kolízne granitoidy (vrchný devón? – spodný karbón)

736 leukokratné aplitické granity až aplity; list: 35 TRNAVA

Vyskytujú sa najmä v Tribeči a Strážovských vrchoch. Ide o jemno- až strednozrnné svetlosivé, niekedy svetloružovkasté granity s aplitickou, resp. jemne naznačenou páskovanou textúrou. Štruktúra leukokratných granitov je blastogranitická, pri silnejšie tektonizovaných varietach až porfyroklasticko-mylonitická. Hlavné minerálne súčasti sú kremeň > draselné živce > plagioklasy. Draselné živce zastupuje mikroklin, ktorý je hojnejší ako ortoklas. Plagioklasy svojou bazicitou zodpovedajú albitu-oligoklasu. Sú tiež pomerne silno sericitizované. Zo slúd ako vedľajšej zložky (max. do 5 %) prevláda muskovit. Akcesoricky sú prítomné zirkón, turmalín a apatit.

Ivanička et al. (1998) opisujú tieto horniny ako kyslé alkalické granity prislúchajúce k peraluminóznym typom, ktoré sa bežne priradujú ku granitom typu S.

737 leukokratné granity, miestami porfýrické; a) s usmernenou textúrou; listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA

Tento typ hornín je zastúpený v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Veľkej Fatre, Strážovských vrchoch, Tribeči a v Ďumbierskych Tatrách.

Leukokratné granitické horniny sa vo všeobecnosti označujú ako relatívne mladšie granitoidy, pričom miestami prerážajú cez staršie, bázičkejšie typy granitoidov. Sú tu zahrnuté geneticky rôznorodé kyslé horninové typy. Sú masívne, jemnozrnné až drobnozrnné, svetlých farieb, s prevahou muskovitu nad biotitom. Štruktúra týchto hornín je panxenomorfná až hypautomorfne zrnitá. Podstatné zastúpené minerály sú kremeň a plagioklas s oligoklasovým až albitovým zložením, z K živcov je zastúpený mikroklínpertit, často so šachovnicovým albitom.

Vo Veľkej Fatre ich reprezentujú muskovitické a dvojsľudové granity až granodiority. Kartograficky znázorniteľné telesá týchto granitov sa vyskytujú po oboch stranách doliny Ľubochnianky, ako aj v oblasti Kantorskej doliny a Dedíkovho vrchu. Tento typ granitoidov sa označuje ako Ľubochniansky typ (Kohút, 1992). Ich vek bol určený na základe TIMS a chemického datovania monazitu (343 ± 18 Ma; Finger et al., 2003), pričom spodnokarbónsky vek potvrdzujú aj Sr a Nd izotopy (Kohút et al., 1999) a vek chladnutia muskovitu a biotitu ($341,1 \pm 4,6$ Ma, resp. $340,9 \pm 8,4$ Ma; Kohút et al., 1998).

V Ďumbierskych Tatrách sú tieto fácie granitoidov pomerne rozšírené na viacerých miestach. Boli zmapované napríklad s. od Chabenca a Kotlísk a v sedle Poľany. Väčšie rozšírenie dosahujú po oboch stranách Demänovskej doliny. Odtiaľ pokračujú do oblastí s. od Ludárovej hole. Opísal ich už Kubíny (1956). Podľa Siegla (1976) ich ohraničenie od ostatných facií je zreteľné, nie však ostré.

V Považskom Inovci ako frakcionované produkty granitických tavenín sa bežne vyskytujú vo forme žíl s hrúbkou 1 – 5 m v ostatných typoch granitoidov, ale aj v metamorfovaných horninách. Vytvárajú však aj samostatné veľké teleso medzi Podhradím a Duchonkou v oblasti Lipová – Žiačková – Soľnísko v hrebeňovej oblasti v nadloží biotitických pararúl a ortorúl (Ivanička et al., 2007).

737a) Leukokratné granity s usmernenou textúrou alebo s páskovanou textúrou vystupujú v Tribeči na sv. okraji rázdielskeho kryštalinika (medzi Drahožickou a Hlbokou dolinou). Štruktúra týchto granitov je graniticko-kakiritická, v prípade silnejšie tektonizovaných variet až porfýroklasticko-mylonitická (Ivanička et al., 1998).

738 biotitické až dvojsľudové granity až granodiority; listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA

Sú základným typom bratislavského masívu, ale tvoria intrúzie aj vo Veľkej Fatre, Západných Tatrách a Žiari (tzv. žiarsky typ podľa Klinca, 1958). Dvojsľudové granity v Malých Karpatoch podľa práce Cambela a Vilinoviča (1987) majú zonálne plagioklasy s albitovými lemami, ktoré často uzavierajú oválny kremeň a biotit. Draselný živec je prítomný v podobe pertitických výrastlíc, býva karlovarsky zdvojčatený a mriežkovaný. Tieto horniny obsahujú hojný myrmekit. Biotit je hnedý, s početnými inklúziami akcesorického monazitu a zirkónu, s vysokým podielom Ti a nízkym podielom Mg. Muskovit je sekundárny, ale sčasti sa považuje za primárny. V bratislavskom masíve dvojsľudové granity obsahujú početné žily pegmatitov, lokálne so vzácnoprvkovou mineralizáciou berylovo-columbitového subtypu (Uher et al., 1994, 2007). Zdrojové horniny, z ktorých sa tavili dvojsľudové granity, boli droby (Petřík, 2000).

Vo Veľkej Fatre podľa typických výskytov v oblasti Nižnej Lipovej bol tento typ nazvaný ako lipovský granit (Kohút, 1992). Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné horniny, veľmi často sú nerovnomerne zrnité až porfýrické. Farba závisí od obsahu a pomeru sľúd a rôzneho zastúpenia živcov. Pohybuje sa od svetlých odtieňov až po sivozelenkavé, miestami s pleťovým nádychom. Výrastlice tvorí ružovkastý K živec (veľkosť 1 – 1,5 cm) vyplnený biotitom a zelenkavý plagioklas (veľkosť do 1 cm). Pre tento typ granitoidov sú príznačné aj väčšie lupene sľúd, najmä muskovitov do 5 – 7 mm. Štruktúra týchto hornín je granitická – hypidiorfne zrnitá a blastogranitická, v prípade postihnutých deformovaných typov kataklastická.

Vek lipovských granitov bol stanovený U-Pb datovaním zirkónov na 356 ± 25 mil. rokov (Kohút et al., 1997). Je to v zhode s vekom vychladnutia muskovitov a biotitov zisteným v izotopovom systéme Ar/Ar a K/Ar, $349,1 \pm 12,1$ až $333,8 \pm 10,7$ mil. rokov, resp. PA $338,0 \pm 4,2$ mil. rokov (Kohút et al., 1998).

739 porfýrické biotitické granity až granodiority; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Nachádzajú sa najmä v pohorí Žiar v centrálnom bloku ležiacom sv. od Nedožier-Brezian a Pravenca. Ide o hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority, lokálne s výrastlicami K živcov. Relatívne hrubozrnný charakter týchto granitoidov spolu s nepravidelným, „hniezdovitým“ výskytom porfýrických variet v rámci tohto typu viedol Klinca (1958) k ich označeniu ako „pegmatitoidné“ granity. Obsahujú zrná svetlých minerálov (plagioklas + kremeň ± K živec) s veľkosťou do 0,8 cm, ako aj fenokrysty bieleho K živca s veľkosťou do 4 až 6 cm, v menšej miere aj ružovej farby. Draselný živec poikiliticky uzatvára plagioklas, kremeň a biotit. Textúra hrubozrnných granitoidov je všesmerne zrnitá, masívna, miestami porfýrická. Majú hypidiomorfne zrnitú a nerovnomerne porfýrickú štruktúru. Asociácia akcesorických minerálov je takáto: apatit, monazit, zirkón, xenotím, ilmenit, magnetit, epidot, zoisit a anatas (Miko a Határ, 1976; Pivec et al., 1994).

740 biotitické až dvojsľudové granodiority až granity; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Tento typ granitoidov tvorí podstatnú masu granitických hornín Vysokých a Západných Tatier. Miestami je pomerne ťažké odlíšiť ich od kyslejších variet biotitického tonalitu až granodioritu vysokotatranského typu sensu Kohút a Janák (1994), preto bol nazvaný „tatranský základný typ“. Tento typ granitoidov tvorí poloblúk, ktorý od severu lemuje vysokotatranský typ od oblasti Kriváňa cez vrcholy Bášt a Mlynára do oblasti Prostredného hrotu a Lomnického štítu. Lokálne sa vyskytujú vo vysokotatranskom type vo forme nepravidelných telies s neostými hranicami. Tento typ sa pomerne často vyskytuje v Západných Tatrách od západného ohraničenia v oblasti Košarísk cez Ostrý Roháč až do oblasti Tichej a Kôprovej doliny. V minulosti sa často mylne pokladal aj za „leukogranit“ (pozri mapu Nemčok et al., 1993).

Zirkónové datovania (Poller a Todt, 2000; Poller et al., 2000) dokumentujú vznik granitoidov v Západných Tatrách pred 369 ± 19 až 347 ± 14 mil. rokov, kým granitoidy vo Vysokých Tatrách majú vek 341 ± 11 až 311 ± 16 mil. rokov.

Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné, nevýrazne porfýrické horniny svetlosivých odtieňov. Textúra býva všesmerne zrnitá a porfýrická. Výrastlice tvorí biely plagioklas s veľkosťou do 1,5 cm, lokálne aj ružovkastý K živec s veľkosťou do 1 cm. Oproti vysokotatranskému typu sa zväčšuje veľkosť šupín muskovitu do 3 mm.

Tento typ granitoidov sa vyskytuje v Malých Karpatoch v rámci bratislavského masívu, a to v jeho západnej časti, a v Považskom Inovci, kde predstavuje dominantný typ granitoidných hornín. Buduje južnú časť bojníanskeho bloku po oboch stranách Hradnej a Bojnianskej doliny v oblasti medzi Urbárskymi horami a Čiernou horou. Vystupuje aj v oblasti Beňovská – Obora medzi Závadou a Podhradím, v oblasti Bojnianskych lúk, Hatkovho údolia a podstatnej časti striebornického ostrova.

741 porfýrické biotitické až dvojsľudové granodiority až granity; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Makroskopicky sa dajú dobre odlíšiť od ostatných typov granitov na základe prítomnosti veľkých mäsovočervených alebo ružových výrastlíc K živca. Vyskytujú sa najmä v Ďumbierskych Tatrách (*prašivský typ*), vo Veľkej Fatre (*kornietovský typ*), v Tatrách (*typ Goryczkowej*) a v Malej Fatre.

Sú to stredno- až hrubozrnné porfýrické horniny sivých a svetlosivých odtieňov s červeným „nádychom“ od výrastlíc K živcov. Na stavbe horniny sa podieľajú plagioklas An_{20-35} a K živec – okrem intersticiálnych zrn sú hojné aj výrastlice s veľkosťou do 2 cm, ktoré uzatvárajú takmer

všetky minerály podieľajúce sa na stavbe horniny. Plagioklas tvorí viac generácií. Kremeň sa vyskytuje v podobe xenomorfných deformovaných zŕn s veľkosťou do 2 – 3 mm, biotit v podobe alotriomorfných šupín do 1,5 mm, často v zhlukoch s muskovitom a akcesóriami. Muskovitu je menej ako biotitu a tvorí deformované lupienky veľké do 1 mm. Z akcesórií je prítomný apatit, zirkón, magnetit, allanit, ± ilmenit a monazit. Teplota kryštalizácie granitoidov prašivského typu bola stanovená na 670 – 700 °C (Lukáčik, 1981).

Vek kornietovských granodioritov vo Veľkej Fatre na základe U-Pb „single grain“ datovania monazitov z typomorfnej lokality bolo stanovený na 340 ± 2 Ma (Kohút et al., 1997). Je to v zhode s vekom vychladnutia muskovitov a biotitov z tohto typu granitoidov, $341,1 \pm 4,6$ až $336,2 \pm 11,6$ mil. rokov (Kohút et al., 1998).

Na základe U-Pb konvenčného datovania zirkónov z lokality Kľačianska Magura v Malej Fatre bol určený vek 346 ± 10 Ma (Hrdlička et al., 2005).

742 biotitické granodiority až tonality; a) miestami tektonometamorfne prepracované;

listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Tento typ hornín sa vyskytuje najmä v Tribeči a modranskom masíve Malých Karpát. Má rovnomerne zrnitú textúru s plagioklasom s komponentom An do 25, biotitom so zvýšeným obsahom Ti (asi 4 hm. %) a pomerom Fe/(Fe + Mg) viac ako 0,5. Pre horniny je typická zvýšená koncentrácia monazitu a miestami aj čierneho pigmentovaného apatitu. V oblasti Kovariet sa vyskytujú aj pokročilejšie diferenciáty všesmerne zrnitých leukokratických granitov s pomerom K/Rb 380 a so zvýšeným obsahom Ta, Nb a Be (Uher a Broska, 1992).

Chemická izochrónová metóda datovania monazitov (CHIME datovanie) poskytla vek zhruba 355 mil. rokov (Finger et al., 2003). Suita granitoidov s charakterom typu S je teda produktom mezohercýnskeho kolízneho režimu a časovo zodpovedá spodnému karbónu.

742a) Granitoidy, miestami tektonometamorfne prepracované sa vyskytujú najmä v Tribeči a majú menej či viac lineárne usmernenú textúru. Pri takýchto typoch sa potom mení farba od svetlejších sivozelených odtieňov až po tmavosivé a sivozelené v prípade silnej mylonitizácie (napr. Veľká Somorová, Čerešňová dolina s. a z. od Zlatna). Je to spôsobené intenzívnou chloritizáciou biotitu. Veľkosť zŕn živcov a kremeňa je bežne okolo 5 mm, menej často aj do 10 mm. Biotit má veľkosť bežne 2 – 3 mm, zriedkavejšie do 5 mm.

743 biotitické tonality až granodiority; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 34 MALACKY, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Biotitické tonality až granodiority tvoria podstatnú časť granitoidného masívu Ďumbierskych Tatier (ďumbiersky typ), vystupujú aj vo Veľkej Fatre (smrekovický typ), v Malej Fatre, v modranskom masíve Malých Karpát a v centrálnej časti Vysokých Tatier.

Makroskopicky sú to strednozrné až hrubozrné horniny, rovnomerne zrnité. Na mnohých miestach je zreteľná prednostná orientácia biotitu a nevýrazne plošne paralelná textúra. V mikroskope možno pozorovať túto minerálnu asociáciu: plagioklasy sú prevažne hypautomorfné, majú veľkosť do 5 – 10 mm, bazicita je v rozsahu An₂₆ – 37, sú albiticky aj karlovarsky zdvojitované, zonálne a miestami zreteľne selektívne sericitizované. Inklúzie v plagioklase tvorí prevažne kvapkovitý kremeň s veľkosťou 0,1 – 0,2 mm. Biotity sú prevažne xenomorfné, menej hypautomorfné, veľké od 0,5 mm do 5 mm, s hnedozeleným pleochroizmom. Uzatvárajú zrná zirkónu, apatitu a rudných minerálov. Draselné živce sú prítomné v nevýznamnom množstve. Vypĺňajú medzizrné priestory medzi plagioklasmi a kremeňom. Zrná dosahujú veľkosť 2 mm a majú pseudoautomorfné obmedzenie za vzniku albitických reakčných lemov. Z pertitu je zastúpený len kryptopertit. Kremene sú xenomorfné, ich veľkosť je 2 – 5 mm. Podobne K živce vystupujú v intergranulárnych priestoroch, undulózne zháňajú. V kataklaticky postihnutých typoch sú na okrajoch podrvené. Akcesórie zastupuje zirkón, apatit, zoisit, epidot a opakované minerály (Zoubek, 1931; Macek a Kamenický, 1979; Dupej a Siegl, 1982). Teplota kryštalizácie magmatogénnych minerálov týchto hornín bola 690 – 730 °C (Lukáčik, 1981). Rb/Sr metódou boli tieto granitoidy datované na 362 ± 21 mil. rokov (Isr = 0,707 9; Bagdasarjan et al., 1985), konvenčným zirkónovým datovaním na 343 ± 3 mil. rokov (Putiš et al., 2003).

Takýto typ granitoidných hornín sa vyskytuje v centrálnej časti Vysokých Tatier. Od klasických mezohercýnskych tonalitov sa líši v podstate iba mladším vekom, $314 \pm 4 \sim 311 \pm 16$ mil. rokov (Poller a Todt, 2000), a len zriedkavou prítomnosťou amfibolu. Vo Vysokých Tatrách je rozšírený v širokej oblasti Velickej doliny sa označuje sa aj ako *vysokotatranský typ* (Kohút a Janák, 1994). Buduje centrálnu časť Vysokých Tatier v priestore medzi Hrebienkom a Mengusovskou dolinou s najvyššími vrcholmi Gerlachovský štít, Vysoká a Rysy.

V tejto oblasti je aj najväčší výskyt xenolitov metamorfovaných hornín, najmä tonalitických (plagioklasových) rúl, ako aj teliesok dioritov pri Dlhom plese. V menšej miere sa tieto granitoidy vyskytujú aj v oblasti Kmeťovho vodopádu. Tento typ granitických hornín reprezentujú najmä biotitické tonality a biotitické až muskoviticko-biotitické granodiority. Makroskopicky sú prevažne strednozrnné a majú tmavosivú až sivozelenkavú farbu. Textúra je všesmerne zrnitá, miestami aj usmernená.

V Malej Fatre tieto horniny majú charakteristiky typu I svedčiace o príspevku zemského plášťa počas tavenia spodnej kôry (Broska et al., 1997). Staršie konvenčné U-Pb datovanie z lokality Dubná skala poskytlo vek $353 \pm 5 - 11$ mil. rokov (Scherbak et al., 1990), Rb-Sr geochronologické analýzy zasa vek 361 ± 10 mil. rokov (Bagdasarjan et al., 1992). V tonalitoch Malej Fatry sa miestami (napr. kameňolom Dubná skala, tunel Višňové) vyskytujú mafické žilné telesá lamprofýrov s hrúbkou do 2 m. Sú zložené z klinopyroxénu, biotitu, plagioklasu a zriedkavého amfibolu (Spišiak a Hovorka, 1998). Vek nie je exaktne stanovený, autori (l. c.) predpokladajú permský vek.

744 *hybridné nehomogénne granodiority až tonality, miestami porfýrické, s častými xenolitmi rúl a migmatitov*; listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vystupujú v Malej Fatre, Ďumbierskych Tatrách, Žiari a Považskom Inovci.

Hybridné typy sa vyskytujú v lúčanskej časti Malej Fatry v oblasti kóty Veľká lúka, z. a v. od nej, v Trebostovskej, Valčianskej a Stupnianskej doline. Smerom na západ od hrebeňa sa znižuje podiel xenolitov, rúl, resp. nehomogenít. Na hrebene tieto granity možno označiť ako šlírové. Najrozšírenejšia skupina granitoidných hornín tohto typu sú tonality, lokálne trondhjemitického charakteru. Rozporuplná je juhovýchodná až východná hranica s metamorfovaným komplexom. Polohy para- a ortorúl a migmatitov sa postupne miešajú s leukokratnou zložkou granitoidnej taveniny, pričom ich hranice sú pozvoľné. V profile smerom do západnej časti pohoria pribúda granitoidnej taveniny a ubúda metamorfných hornín – xenolitov. Textúra tonalitov je usmernená, kopíruje smery metamorfnej foliácie metamorfítov. Z hľadiska zrnitosti nepresahuje 5 mm. Pomerne sporadické sú výskyty hrubozrnných pegmatitoidných členov s modálnym tonalitovým zložením. Plagioklas je najčastejšie subhedrálny, bazicitou nepresahuje 40 % anortitovej molekuly a často je viditeľná jeho oscilačná zonalita. Bazicita smerom k okraju klesá, nelíši sa však viac ako o 10 % od bazicity jadra. Kremeň je euhedrálny, polykrystalický. Biotit býva úplne nahradený sekundárnou asociáciou minerálov: chlorit, titanit, rutil a kremeň. Draselný živec sa vyskytuje lokálne, je intersticiálny. Spolu s biotitom sa lokálne vyskytuje bledozelený amfibol. Prehnit, pumpellyit a granát sa vyskytujú ako produkty postmagmatických metamorfných procesov.

V Považskom Inovci predstavujú prechodné horniny medzi rulovými a granitickými horninami v procese parciálnej anatexie alebo asimilácie – hybridizácie, ale už s dominujúcim magmatickým charakterom. Vyskytujú sa po oboch stranách potoka Bojnianka, v oblasti Bojnianskych lúk, Andrášovej a Hlbokého dolu, ako aj v oblasti Vartovky v Hradnej doline a v oblasti východného hrebeňa pod Bieleným vrchom uprostred bežných biotitických a dvojsľudových granodioritov až granitov, ktoré tvoria podstatnú časť bojnianskeho bloku kryštalinika Považského Inovca.

Tieto horniny budujú južný okraj nízkotatranského plutónu v pásme medzi Sopotnickou a Lomnistou dolinou. Ide o heterogénne horniny, ktoré v závislosti od stupňa granitizácie nadobúdajú vzhľad granitoidov, inokedy, ak je podiel prevažne biotického substrátu väčší, až vzhľad nebulitických migmatitov. Substrát takýchto hornín vystupuje v podobe početných neostrých šmúh. Metatekt reprezentuje hrubozrnný kremenno-živcový materiál. Tam, kde plagioklasy nadobúdajú izometrický vývoj, majú horniny vzhľad perlových rúl. Podľa Siegla (1976) uvedené faciálne typy tvoria primárnu hranicu nízkotatranského plutónu. Smerom na

sever pozvoľna prechádzajú do oblastí s anizotropnou stavbou granitoidov. Minerálne zloženie týchto hornín je takéto: plagioklas s bazicitou An_{25-30} , K živec, kremeň, biotit, sillimanit, kordierit a granát.

Hybridné biotitické granodiority až tonality v Žiari vystupujú v južnej časti pohoria spolu s metamorfítmami a tvoria aj malý výskyt na SV pohoria v oblasti Slovenského Pravna. Predstavujú produkt kontaminácie a hybridizácie granitoidnej magmy horninami metamorfovaného plášťa. Tie sú v nich často prítomné vo forme xenolitov, ako aj nevýrazných šmúh. Hybridné biotitické granitoidné horniny Žiaru sú väčšinou drobnozrnné, s usmernenou šmuhovito-šlírovou textúrou. V orientovane hypidiomorfnej štruktúre bývajú často prítomné blastolepidogranoblastické šmuhy bohaté na biotit. V hybridných granitoidoch prevládajú kremeň a plagioklasy, kým K živec sa vyskytuje v podstatne menšej miere. Zo sľudnatých minerálov dominuje biotit, muskovit sa vyskytuje v menšej miere. Z akcesórií sú prítomné apatit, zirkón, monazit, epidot-zoisit, opakované minerály, sillimanit ± granát.

Ostatné magmatické horniny

745 diority; listy: 26 ŽILINA, 27 POPRAD, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA

Vyskytujú sa vo forme menších telies v Tatrách, Ďumbierskych Tatrách a v Malých Karpatoch najmä v okolí Bratislavy.

V Tatrách tvoria malé teleso na východnom hrebeni Krížnej medzi Tichou a Kôprovou dolinou, drobné výskyty podľa údajov v literatúre sú aj na Liptovskej Tomanovej a na Baranci (Nemčok et al., 1993; Gawęda et al., 2005). Ďalší výskyt je vo Velickej doline pri Dlhom plese (Nemčok et al., 1993; Gawęda et al., 2005). Makroskopicky sú to tmavosivé až tmavozelenočierne horniny so stredne zrnitou, všesmerne zrnitou a lokálne aj usmernenou textúrou. Väčšinou majú hypidiomorfne zrnitú štruktúru, miestami aj porfýrickú. Na minerálnom zložení sa podieľa plagioklas, obyčajný amfibol, kremeň, biotit ± K živec. V akcesorickom množstve sa vyskytuje apatit, titanit, zirkón, magnetit, pyrit ± allanit. Plagioklasy sú silne alterované, s náznakom oscilačnej zonálnosti, s An_{25-45} . Amfiboly sú zatlačené biotitom, lokálne sú aj chloritizované. Biotit sa vyznačuje pleochroizmom hnedých odtieňov, prerastá sa s amfibolom (Gawęda et al. 2005).

Vek týchto dioritických hornín na základe U-Pb datovania zirkónov (Poller a Todt, 2000) bol stanovený na 341 ± 1 mil. rokov. Je to starší vek, ako majú okolité granitické horniny (tonalitické horniny typu I *vysokotatranského typu*), 314 ± 4 mil. rokov (Poller a Todt, l. c.). Z toho sa dá usúdiť, že tieto diority predstavujú skôr väčšie bloky, ktoré sa solidifikovali pred intrúziou okolitých granitov, než synplutonické žily alebo mafické enklávy.

V Nízkych Tatrách vystupujú v prostredí granitoidov prašivského typu. Tvoria enklávy s. od Liptovskej Lúžnej, na V na hrebeni medzi Bôrom (k. 1 886 m) a Jaloviarkou (k. 1 429 m), v doline Demänovky alebo v blízkosti granitov typu Železné. Textúry týchto hornín sú nehomogénne, miestami s ostrou hranicou, inde s postupnými prechodmi do okolitých granitoidov. Sú masívne, stredno- až hrubozrnné, buduje ich obyčajný amfibol, biotit, plagioklas, K živec metasomatického pôvodu, niekedy v menšej miere aj kremeň. Akcesorické minerály zastupuje titanit, apatit, allanit, zirkón, epidot, hypersten a rudné minerály. V oblasti doliny Veľké Železné sa spolu s dioritmi vyskytujú aj roje žíl lamprofýrov pravdepodobne permského veku.

V bratislavskom masíve sa vyskytujú v širšom centre Bratislavy najmä na Hlbokej ceste, na Kalvárii, nad Krasňanmi a na Západnom rade. Na minerálnom zložení sa podieľajú plagioklas, obyčajný amfibol, kremeň, biotit a v malej miere K živec, sporadicky obsahujú aj pyroxén. Zloženie amfibolov obyčajne varíruje v rozsahu Mg hornblend až aktinolit (Cambel et al., 1981).

Diority v Malých Karpatoch (MK) tvoria telesá veľké niekoľko desiatok až stoviek metrov, no najväčšie teleso na Hlbokej ceste má takmer 1 km. Na styku dioritov a okolitých granitoidov možno občas pozorovať lemy leukotonalitov. Aplitové a pegmatitové žily často nepravidelne prenikajú aj priamo do dioritových telies a na ich okraji sú vyvinuté biotitové lemy. Diority tu predstavujú produkty staršieho nezávislého bázičného magmatizmu s uplatnením procesov miešania a miesenia pri intrúzii granitoidov bratislavského masívu (Uher et al., 2001).

Sú to metaultramafity tmavosivej farby, stredno- až hrubozrnné, masívne a len slabo foliované. Vyskytujú sa len na kóte Veľká lúka v pohorí Malá Fatra. Podľa prác Hovorku a Spišiaka (1985) a Hovorku et al. (1985) peridotit je zložený z olivínu, klinopyroxénu, ortopyroxénu, tremolitu a spinelu. Podľa týchto autorov ide o „deuteroperidotit“, ktorý vznikol pri teplote 640 až 680 °C kontaktnou metamorfózou intrudujúceho granitu na serpentinit. Korikovský et al. (1998) však predpokladá, že ide o prográdnú metamorfózu peridotitu, ktorý sa pričlenil k spodnej kontinentálnej kôre počas hercýnskych tektonometamorfných udalostí pri teplote 700 až 800 °C.

Amfibol v metaperidotite je svetlozelený a tvorí malé inklúzie v olivíne a ortopyroxéne, ale aj veľké prizmatické kryštály v matrice. Zloženie amfibolových inklúzií a veľkých zŕn je podobné a zodpovedá Mg hornblendu s nízkym obsahom Na ($\text{Na}_2\text{O} = 0,24 - 0,88 \%$) a relatívne vysokým obsahom Al ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8,8 - 10,6 \%$). Hornblend býva niekedy nahradený tremolitom. Ortopyroxén je prítomný vo forme subhedrálных svetlozelených zŕn, niekedy uzaviera amfiboly. Olivín je obyčajne idiomorfný a slabo serpentinizovaný. Jeho zloženie zodpovedá forsteritu. Hercynitové spinely navzájom prerastajú s amfibolmi, ortopyroxénmi a olivínmi.

Metamorfity (proterozoikum? – spodné paleozoikum)

747 *metakarbonáty*; listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA

Nízko metamorfované vápence až vápenato-silikátové rohovce (erlany) sa vyskytujú len v kryštaliniku Malých Karpát. Tvoria stratiformné polohy uprostred fylitov až kontaktných rohovcov harmónskej série. Priestorové rozšírenie karbonátových šošoviek dosahujúcich hrúbku až do desiatok metrov je obmedzené na územie medzi Kráľovou pri Modre, Harmóniou, Dubovou a Pílou. Vápence boli stratigraficky datované ako silúrske (Chlupáč in Andrusov, 1958) alebo pravdepodobnejšie ako spodno- až strednodevónske (Horný a Chlupáč in Buday et al., 1961). Na priamom kontakte s granitoidnými horninami modranského masívu sa nezriedka vyvíjajú pestrofarebné masívne vápenato-silikátové skarny s charakteristickou kontaktnometamorfnou minerálnou asociáciou (Cambel, 1954a; Cambel et al., 1989; Gaweda a Kohút, 2007).

748 *fylity, bridlice, metapieskovce a metavulkanity; a) fylity a ruly (prevažne periplutonické)*; listy: 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA

Tieto typy hornín sú najviac rozšírené v kryštaliniku Malých Karpát (harmónska séria, časť pezinsko-perneckého kryštalinika), menšie výskyty sú v Považskom Inovci, Tribeči a Ďumbierskych Tatrách.

V Malých Karpatoch túto skupinu hornín zastupuje predovšetkým harmónska séria s predpokladaným devónskym vekom. Ide o metamorfované sedimenty pôvodne ílového až piesčitého charakteru s variabilným zastúpením kremeňa a alumosilikátov – živcov, muskovitu, biotitu a chloritov. Lokálne majú fylity zvýšený obsah uhlíkatej organickej hmoty, lokálne bázičného pyroklastického materiálu a plynule prechádzajú do metamorfovaných čiernych bridlíc (uhlíkátých metapelitov). Základný regionálny metamorfný stupeň harmónskej série neprekračuje stredné časti fácie zelených bridlíc. Podľa pribúdajúceho stupňa kontaktnej termickej metamorfózy možno rozlíšiť chloriticko-sericitické fylity bez biotitu, biotitické fylity a kontaktné škvritné fylity až rohovce s kordieritom a andaluzitom ako dôsledok zonálnej kontaktnej metamorfózy zapríčinennej intrúziou modranského granitového masívu (Korikovskij et al., 1985). Druhá skupina malokarpatských fylitických hornín je nízko metamorfovaná súčasť tzv. pezinsko-perneckého kryštalinika. Prevažujúci litologický typ tu budujú sericiticko-biotitické fylity, často s vysokým zastúpením kremeňa (Cambel in Mahel' a Cambel, 1972).

Kontaktným účinkom najmä modranského granitoidu boli fylity periplutonicky metamorfované a na kontakte prechádzajú až do hornín rulového charakteru (**748a**).

V Považskom Inovci sa grafitické bridlice až grafitické metapieskovce vyskytujú ako polohy v rámci metamorfného komplexu Hlavinky (Kohút a Havrila, 2006) pod Marhátom, ale aj ako

samostatné výskyty v podloží spodnotriasových kvarcitov v oblasti Ardanoviec. Makroskopicky ide o jemnozrnné sivé až tmavosivé horniny s jemne prúžkovanou textúrou. Štruktúra odráža pôvodnú lamináciu. Striedajú sa v nej mikrogranolepidoblastické prúžky s lepidoblastickými prúžkami, pričom sú zachované reliktly blastopsamitovej štruktúry. Pôvodne klastické zrná s veľkosťou zhruba 0,1 mm tvorí výlučne kremeň. Ostatnú časť štruktúry tvorí agregát metamorfných minerálov. Medzi nimi prevláda kremeň, sericit a grafit. Len veľmi vzácné sa zistili zrná albitu. Bežný akcesorický minerál je červenohnedý rutil. Asociácia metamorfných minerálov dovoľuje zaradiť horninové vzorky ku skupine metamorfítov nízkeho stupňa premeny, zodpovedajúceho P-T podmienkam fácie zelených bridlíc.

V Tribeči sa nachádzajú len v podobe malého šošovkovitého telesa asi 2 km v. od Horných Lefantoviec v ľavom svahu Lefantovského potoka. Sú obmedzené zlomovou dislokáciou oddeľujúcou hrubozrnné biotitické granodiority od leukokratných granitov.

V Ďumbierskych Tatrách zmapoval Koutek (1931) prevažne fylitovú sekvenciu umiestnenú medzi granitom a spodnotriasovými kremencami v hornom údolí Ľupčianky. Opísal ju pod názvom „kryštalické bridlice Kliniska“, pretože sa zásadne odlišuje od rulových komplexov južného svahu Ďumbierskych Tatier. Fylity sú jemnozrnné, lupeňovité, sivohnedastej až hnedej farby, miestami zelenkavé. Majú plošne paralelnú bridličnatú textúru, bývajú aj nevýrazne páskované. Štruktúra hornín je blastopsamitická, lepidogranoblastická, lokálne heteroblastická. Kremeň býva často rekryštalizovaný. Biotit je dosť rovnomerne rozptýlený, miestami chloritizovaný a vybielelý. Albit tvorí miestami porfyroblasty. Prítomný je aj sericit, resp. muskovit. V akcesorickom množstve sa nachádzajú turmalín, apatit a zirkón, ojedinele granát, rutil a rudné minerály. V horninách je prítomná aj prímes uhlíkatej hmoty (obsah okolo 0,1 %) v semigrafitickej a grafitickej forme. Jej izotopové zloženie poukazuje na organický pôvod. Teplota premeny hornín nepresiahla 450 °C (stanovené pomocou grafitového geotermometra). Staropaleozoický vek „kryštalických bridlíc Kliniska“ pomocou palynomorf signalizovali Čorná a Kamenický (1976). Planderová v nich zistila tasmanitovú a leiosphaeridovú flóru indikujúcu spodný devón. Bezák et al. (2002) predpokladajú ich tektonické umiestnenie na granitoidoch Ďumbierskeho masívu v neohercýnskej tektonickej etape.

749 svory, svorové ruly až ruly, miestami diaftorizované; a) prevažne diaftorizované, miestami až fylonity; listy: 26 ŽILINA, 34 MALACKY, 35 TRNAVA, 44 BRATISLAVA

Muskovitické svory až svorové pararuly s výrastlicami staurolitu alebo granátu, často diaftorizované a chloritizované, tvoria hrubý metasedimentárny komplex zaberajúci východnú časť Považského Inovca s. od hrádockej línie. V prípade svorov ide o strednozrnné, prevažne však hrubozrnné sivozelenkavé horniny, ktoré sú metamorfne usmernené, nezriedka intenzívne tektonodeformačne prepracované. Klivážové prevrásnenie, blastéza sekundárneho, hrubo lupeňovitého muskovitu na foliačných plochách, časté sekrečné žily, šošovky a budiny mliečneho kremeňa, prítomnosť žíl alpského typu (kremeň, chlorit a albit) a celková rekryštalizácia hlavných minerálnych súčastí naznačujú, že ide o diaftority pôvodne rulových hornín, ako to už predpokladal Kamenický (1956). Keďže tieto typy vo forme veľkých klastov nachádzame už vo vrchnokarbónskych a permských sedimentoch, prvú diaftorézu môžeme zaradiť už do variského obdobia. Ďalší vývoj kliváže, rekryštalizácia a fylonitizácia v okolí strižných zón môže už súvisieť s paleoalpínskymi a mezoalpínskymi tektonodeformačnými procesmi.

Najintenzívnejšie diaftorizované svory (najmä v rázdielskej časti Tribeča) prechádzajú až do fylonitov (**749a**).

Hrubo lupeňovité muskovitické (muskoviticko-chloritické) a granátické svory vystupujú aj v okrajových západných častiach svahov Považského Inovca. Ich pozícia je tektonická – svory v podobe tenkej, maximálne niekoľko desiatok metrov hrubej šupiny sú nasunuté na vrchnokarbónske a permské sedimenty.

Svory a svorové ruly s prechodmi do dvojsľudových rúl tvoria základnú náplň spodnejšej jednotky vystupujúcej v jz. časti kryštalínika Západných Tatier. Tieto horniny, pôvodne predstavujúce metapelity, obsahujú polohy metapsamitov, väčšinou so zvýšeným obsahom kremeňa. Ide teda o flyšový vývoj pôvodnej sedimentácie, na ktorý poukázal najmä Kahan (1967). Metapelity

a metapsamity sa miestami pravidelne striedajú, pričom jednotlivé polohy dosahujú hrúbku niekoľko cm až niekoľko m. Vyznačujú sa bridličnatou textúrou s detailne zvrásnenými plochami foliácie s prítomnosťou miestami makroskopicky viditeľného staurolitu, kyanitu a granátu. Sekrečný kremeň vytvára žilky prebiehajúce paralelne s foliáciou alebo naprieč ňou. Jej plochy sú pokryté lesklými šupinkami biotitu a muskovitu. Kryštáliky kyanitu miestami dosahujú veľkosť až niekoľko centimetrov a väčšinou vytvárajú segregácie v sekrečnom kremeň. Výskyt minerálov bohatých na Al v kryštaliniku Západných Tatier už v minulosti opísal Kahan (1967). Po tektonickej deformácii a retrográdnych premenách za vzniku chloritu, muskovitu a miestami aj chloritoidu, margaritu a turmalínu (Janák et al., 1988) nadobúdajú tieto horniny až charakter fylonitov.

Svorové ruly až ruly sa vyskytujú aj v plášti bratislavského masívu. Sú to jemnozrnné až drobnozrnné horniny tmavosivej až sivočiernej farby. Majú lepidoblastické až granoblastické štruktúry a lokálne sú niekedy porfyroblastické. Majú typické bridličnaté, páskované textúry. Páskovanie obyčajne spôsobujú šupinky biotitu, orientované rovnobežne s bridličnatosťou horniny, hoci biotity ojedinele vytvárajú v základnej hmote aj priečne porfyroblasty veľké až 1 mm. Najväčšie porfyroblasty, niekedy s veľkosťou až 4 – 5 mm, však tvorí staurolit.

Základnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, plagioklas, muskovit a indexové minerály (granát, staurolit, chlorit a fibrolitický sillimanit). Hercýnska kontaktne periplutonická metamorfóza týchto sedimentov pod vplyvom intrúzie bratislavského granitového masívu dosiahla podmienky amfibolitovej fácie pri teplote 400 – 550 °C a tlaku 300 – 350 MPa (Korikovskij et al., 1984).

750 *biotitické až dvojsľudové pararuly, miestami grafitické, kremenné alebo amfibolické; a) prevažne diaftorizované; b) svetlé kremenno-živcové pararuly*; listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vyskytujú sa vo viacerých jadrových pohoriach. Makroskopicky sú to horniny sivej, hrdzavosivej, prípadne zelenosivej farby, s usmernenou textúrou, masívne, jemne prúžkované, prípadne s drobnými porfyroblastami (veľkosti 1 – 3 mm). V súlade s textúrami majú ruly lepidogranoblastickú, nematolepidogranoblastickú a poikiliticko-lepidogranoblastickú štruktúru.

Grafitické ruly vystupujú ako vložky – ložné telesá hrubé niekoľko dm až m v biotitických pararulách a v migmatitoch. Kremenné biotitické pararuly miestami vytvárajú hrubé polohy uprostred biotitických pararúl. Vystupujú aj ako xenolity v granitoidoch a migmatitoch. Častejšie sú to doskovité až masívne horniny s prechodom do biotitických kvarcitov.

V Tribeči sa hlavné výskyty nachádzajú v oblasti asi 3 km jv. od Krnče, kde vystupujú v podobe malých šošovkovitých telies v prostredí granitoidov. V Považskom Inovci sú biotitické pararuly hlavný typ metamorfovaných hornín v bojníanskom bloku. V kontaktných oblastiach s granitoidnými horninami sú často muskovitizované, niekedy obsahujú granát a sillimanit, ale aj andaluzit. V Strážovských vrchoch biotitické až dvojsľudové pararuly vytvárajú v granitoidných horninách komplexy hrubé až niekoľko 100 m, ale aj tenšie polohy a restity rôznej veľkosti a tvaru. Časté je striedanie pararúl s granitmi na krátkych úsekoch pri zachovaní ostrých kontaktov. Pararuly sa nachádzajú v menšom množstve aj vo Veľkej Fatre a Žiari. V Ďumbierskych Tatrách vystupujú vo forme úzkych polôh v ortorulách. Ich najväčší výskyt je však v jz. časti, kde sú v prevažnej miere diaftorizované (**750a**).

750b) Svetlé kremenno-živcové pararuly vystupujú len v severnom bloku Považského Inovca ako integrálna súčasť svorovo-rulového komplexu vo forme ložných telies s premenlivou hrúbkou a premenlivým plošným rozsahom. Častejšie ich nachádzame v asociácii s telesami metabazitov. Prevládajúcimi minerálmi sú kremeň a kyslé plagioklasy, menej zastúpená je svetlá sľuda, sporadicky rozložený biotit. Hrubozrnné variety nápadne pripomínajú okaté ortoruly, svetlé horniny v asociácii s metabázikami zase acidné metamorfované vulkanoklastiká.

751 *kvarcitické ruly až metakvarcity*; list: 26 ŽILINA

Polohy s vyšším obsahom kremeňa sa pomerne často vyskytujú uprostred komplexu svorov a pararúl najmä v Západných Tatrách, ale aj v iných pohoriach. Ich zrnitosť je značne variabilná – od jemnozrnných metakvarcitov až po hrubozrnné kvarcitické ruly. Foliácia je nevýrazná,

naznačuje ju len usmernený biotit a žilky kremeňa. Niekedy sú tmavé a majú pomerne vysoký obsah uhlíkatej hmoty, resp. grafitu.

752 *pararuly a migmatitizované pararuly, migmatity s polohami ortorúl a granitoidov, miestami diaftorizované*; list: 27 POPRAD

Najväčší výskyt týchto hornín je v oblasti ústia Velickej doliny vo Vysokých Tatrách, kde vychádzajú spod granitoidných más po oboch stranách doliny, a v stene Večného dažďa. Ďalšie menšie výskyty sú v oblasti Gerlachovského štítu, v sedle Pod drúkom a na hrebeni medzi Ostrvou a Tupou (Gorek, 1969). Okrem toho sa tieto horniny vyskytujú v podobe menších xenolitov v granitoidoch.

Litologicky prevládajú tmavé biotitické pararuly, ktoré sú prevažne migmatitizované. Prechádzajú do migmatitov s polohami granitoidov. Miestami sa nachádzajú aj polohy metabazitov a vápenato-silikátových hornín, ktoré Gorek (1969) označil ako erlany.

753a *páskované a okaté ortoruly a migmatity s polohami amfibolitov a pararúl*;

listy: 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Ide o komplex páskovaných a okatých ortorúl, prevažne migmatitizovaných, s viac alebo menej častými polohami pararúl a amfibolitov. Patria k základným horninovým typom kryštalinika Západných Karpát. Plošne najrozsiahlejší výskyt je v Ďumbierskych Tatrách.

V páskovaných typoch sa striedajú tmavšie pásiky prevažne bohaté na biotit so svetlejšími, kremenno-živcovými. Aj preto sa tieto horniny v minulosti súhrne označovali ako páskované (stromatitické) migmatity. Existujú rozličné variety s nerovnomerne, nevýrazne, prípadne tenko paralelne páskovanými textúrami prechádzajúcimi až do hrubo páskovaných.

Štruktúra týchto hornín je prevažne heteroblastická, so striedaním lepidogranoblastickej a granoblastickej. V prípade väčšieho nahromadenia sludových materiálov je štruktúra hornín granolepidoblastická až lepidoblastická, biotit miestami vytvára glomeroblastické zhluky. Na zložení svetlej časti hornín sa podieľajú kremeň a živec. Plagioklas s bazicitou oligoklas – kyslý andezín (An_{22-30}) býva polysynteticky lamelovaný. Je kataklasticky porušený a premenený na sekundárne minerály.

V okatých varieties sú markantné oká K živcov s veľkosťou až do niekoľko cm. Draselné živce sú zastúpené v rôznom objeme. Často sú pertitické a v dôsledku neskoršieho porušenia albitizované. Biotit, zväčša výrazne pleochroický, sa podstatnou mierou podieľa na zložení hornín. Býva do rôzneho stupňa deformovaný a chloritizovaný, epidotizovaný a vybielený, s tmavými vylúčeninami. Skoro vždy prevláda nad muskovitom. Z akcesórií treba spomenúť zirkón, apatit, sillimanit, granát a rudné minerály.

Ortoruly predstavujú v prevažnej miere vysoko metamorfované a deformované granitoidy typu S (napr. Petřík et al., 1998; Kohút, 2004), ktoré majú prevažne kambricko-ordovický vek (Putiš et al., 2008).

753b *prevažne mylonitizované drobnozrnné ortoruly s polohami pararúl*;

list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

V juhozápadnej časti Ďumbierskych Tatier s. od Medzibrodu sa ortoruly vyskytujú v tektonicky silne namáhanom pásme usporiadanom do šupín kryštalinika oddeleného obalovými kremencami. Ortoruly v tomto pásme sa vyznačujú drobnozrnným vývojom spôsobeným deštrukciou pri mylonitizácii. Aj sprievodné polohy pararúl podľahli mylonitizácii a diaftoréze (rekryštalizácia kremeňa, chloritizácia, albitizácia atď.).

754 *ortoruly, pararuly, migmatity a menšie polohy hybridných granitoidov*; listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA

Vysoko metamorfované kryštalinické komplexy sú často litologicky pomerne pestré. Striedajú sa v nich najmä ortoruly, pararuly rozličných petrografických variet a polohy amfibolitov. Významné sú prejavy migmatitizácie. Miestami sa intruzívny účinok granitoidov prejavuje aj

polohami granitoidov v metamorfitech a naopak, uprostred granitoidov sú časté xenolity metamorfítov z plášťa. Takéto komplexy sú typicky vyvinuté v Považskom Inovci, Malej Fatre a v Západných Tatrách.

Ortoruly predstavujú duktilne deformované a metamorfované granitoidy tonalitového až granitového zloženia s porfyroklastami živcov.

Najčastejšia varieta pararúl sú biotitické pararuly s granátom a sillimanitom. Vyznačujú sa prítomnosťou prizmatického sillimanitu a miestami makroskopicky viditeľného granátu. Ojedinele sú prítomné reliktky kyanitu, ktorý sa väčšinou zmenil na sillimanit (Janák, 1994; Janák a Lupták, 1997). V oblasti Západných Tatier je v migmatitoch prítomný aj kordierit (Janák et al., 1999; Ludhová a Janák, 1994). Muskovit často narastá naprieč lineáciám ostatných minerálov. V menšej miere sa vyskytujú pararuly s grafítom, amfibolické pararuly a kremité pararuly.

Migmatizácia sa prejavuje diferenciaciou svetlých a tmavých minerálnych zložiek. K tomu sa pripája aj kontaktný účinok granitoidov. Ohraničenie jednotlivých zložiek je často neostré a hornina nadobúda nebulitickú textúru, v ktorej prevláda svetlá kremenno-živcová zložka, biotit tvorí len šlíry. Najčastejšie typy migmatitov sú páskované a očkaté. V minerálnom zložení okrem kremeňa a živcov sa vyskytujú biotit, muskovit a ojedinele aj granát.

Teplotno-tlakové podmienky metamorfózy rúl v Malej Fatre boli stanovené na základe geotermobarometrie na 700 – 750 °C a 5 – 6 kbar (Janák a Lupták, 1997). V rúlach Západných Tatier je možné miestami pozorovať aj reliktky predchádzajúceho vysokotlakového štádia metamorfózy (prítomnosť kyanitu spolu s granátom, rutilom, biotitom, plagioklasom a K živcom), ktorá sa odohrávala pri teplote vyššej ako 700 °C a tlaku 10 – 12 kbar (Janák, 1994). Je to v súlade s P-T podmienkami v okolitých metabazitoch.

V Považskom Inovci v komplexe hornín j. od hrádockého zlomu je charakteristické striedanie rozličných typov ortorúl, pararúl a diaforizovaných pararúl s prechodmi do migmatitov až do hybridných granitoidov.

755 migmatity, ortoruly, usmernené hybridné granitoidy, menej pararuly a amfibolity (hybridný komplex); list: 35 TRNAVA

Tieto horniny sa vyskytujú najmä v jadrách Strážovských vrchov. Vystupujú v samostatných pruhoch v hrúbke až niekoľko km, rozložených súhlasne s priebehom pararúl a granitoidných telies. Charakteristická pre ne je pestrosť textúrnych typov a premenlivosť obsahu.

Najhojnejšie sú páskované (stromatitické) migmatity s výrazným obsahom paleosómu, prípadne až s okatou textúrou, a migmatizované ortoruly. Menšie polohy v nich tvoria hybridné granitoidy, pararuly a amfibolity. V oblasti Liešťan stromatitické migmatity postupne prechádzajú do migmatitov nebulitického typu s prevahou granitoidného materiálu a nepravidelnými šmuhami paleosómu. Tieto hlbínnejšie typy migmatitov vystupujú hojnejšie v Malej Magure v Bystrej, Kamenistej a Chvojnickej doline (Kahan, 1978). S migmatitmi asociujú aj telesá ortorulových hornín. Typické je striedanie týchto hornín s pararulami nielen v hrubých pruhoch (až niekoľko km), ale aj v tenkých polohách.

V rámci biotitových rúl sa miestami objavujú aj migmatitové horniny s páskovanou alebo okatou textúrou. Na viacerých miestach sa vyskytujú aj oválne alebo až centimetrové doskovité útvary zložené z polykryštalického agregátu kremeňa (zrná až do 1 mm) roztláčajúce okolitú biotitovú hmotu. V daných horninách sa primárny muskovit ani K živec prakticky nevyskytuje. Uvedené fenomény pravdepodobne zapríčinili vyššieteplotné účinky hercýnskej granitizácie, keď horniny makroskopicky nadobúdajú ortorulový vzhľad.

756 komplex metabázik s polohami fylitov a grafitických bridlíc; listy: 34 MALACKY, 44 BRATISLAVA

Slabo metamorfované bázické horniny majú maximálne rozšírenie v oblasti Perneka. Tvorí ich mohutný komplex amfibolitov, doleritických gabier a metabázických pyroklastík (aktinolitické bridlice) s rôznym podielom organickej hmoty (čiernych bridlíc) a stratiformnými pyritovo-pyrotínovými polohami (Cambel, 1952). Amfibolity patria medzi charakteristické a hojne zastúpené horninové typy. Ide o jemnozrnné až celistvé masívne a tvrdé horniny

tmavosivej až čiernej farby. Vyznačujú sa nevýraznou metamorfnou foliáciou až všesmernou textúrou. Metagabrá predstavujú strednozrnné až hrubozrnné tmavosivé horniny s nápadnými výrastlicami bieleho plagioklasu. Hlavnou minerálnou súčasťou amfibolických hornín je vápenatý amfibol (hornblend), v menšej miere je zastúpený plagioklas a minerály epidotovo-zoisitovej skupiny, lokálne biotit, chlority, albit a kalcit. V akcesorickom množstve je prítomný magnetit (často titánový magnetit), titanit, apatit, kremeň, pyrit a pyrotín (Cambel, l. c.).

V súčasnosti sa tieto horniny ponímajú ako relikty oceánskej kôry. Poukazujú na to metabazalty typu N-MORB a nekompletná ofiolitová sukcesia (Ivan et al., 2001). Na základe geochemicko-petrologického výskumu boli metamorfované bázické horniny vyčlenené z pezinsko-perneckého kryštalinika a definované ako samostatná, tzv. pernecká skupina (Ivan a Méres, 2006).

757 amfibolické ruly; list: 36 BANSKÁ BYSTRICA

Horniny tohto typu sú známe napr. z hrebeňa medzi Gelfúsovou a Špiglovou dolinou v Ďumbierskych Tatrách. Na rozdiel od iných rúl obsahujú v podstatnom množstve amfibol. Od vlastných amfibolitov sa líšia vyšším obsahom plagioklasov a kremeňa (kremeňa viac ako 10 % objemu). Prítomný je biotit, niekedy aj granát.

Pôvodne predstavovali pravdepodobne sedimenty s prínosom produktov bázického vulkanizmu. Ruly sú tmavosivé, drobno- až strednozrnné. Majú lineárne plošne paralelnú, často nevýrazne páskovanú textúru. Hrúbka svetlejších i tmavších páskov býva 2 – 3 cm aj viac. Štruktúra hornín je heteroblastická, so striedaním lepidonematogranoblastickej s lepidogranoblastickou a granoblastickou.

758 amfibolity; listy: 26 ŽILINA, 35 TRNAVA, 36 BANSKÁ BYSTRICA, 44 BRATISLAVA

Amfibolity sú spravidla tmavej, sivočierno-zelenkavej farby, masívne, drobno- až strednozrnné, s výrazne lineárne plošne paralelnou textúrou. Štruktúra je granonematoblastická až lepidogranonematoblastická, miestami kataklastická. Základná asociácia minerálov je amfibol + plagioklas ± kremeň ± biotit ± klinozoisit ± apatit ± granát. Obsah amfibolu v horninách kolíše. Zrná amfibolu majú svetlozelené pleochroické zafarbenie, miestami sú poikiloblastické. Bývajú do rôzneho stupňa chloritizované, biotitizované a epidotizované. Podľa Hovorku (1976) zloženie metabazitov je blízke tholeiitickým bazaltom až bazaltom bohatým na Al gabroperidotitovej formácie.

Textúrne výrazný typ sú páskované amfibolity. Páskovaná textúra je pravdepodobne prejavom parciálnej anatexie a duktilnej deformácie za vzniku tonaliticko-trondhjemitickej taveniny (Janák et al., 1995). Menšie telesá masívnych, granáticko-klinopyroxénických amfibolitov predstavujú pravdepodobne relikty eklogitov (Hovorka a Méres, 1991). Zachovali sa len ojedinele v podobe rigidných šošoviek a budín. P-T podmienky na základe termobarometrie počas retrográdnej reekvilibrácie zodpovedajú teplote 700 – 750 °C pri tlaku 10 – 14 kbar (Janák et al., 1996).

ZEMPLINIKUM

TRIAS

759 ladmovské súvrstvie: tmavosivé lavicovité vápence a svetlé dolomity, miestami s vložkami ílovitých bridlíc, rauvakov a brekcií (anis – ladín); list: 38 MICHALOVCE

Vystupuje na povrch iba v širšom okolí Ladmoviec a je overené mnohými vrtmi v ladmovskom aj brezinskom bloku. Tvoria ho prevažne karbonátové horniny, menej časté sú polohy slienitých bridlíc (Barkáč a Trégerová, 1974; Kobulský, 1975; Grecula a Együd, 1977; Grecula et al., 1979; Grecula a Együd, 1981 a i.).

Vo vrte ZO-10 pri Ladmovciach sme zistili (Kobulský in Grecula et al., 1981), že spodnú časť karbonátov tvoria svetlosivé, sivohnedé až hnedočervené dolomitické brekcie a nad nimi sú tmavosivé, sivé až sivočierne dolomity s vložkami ílovitých a slienitých bridlíc. Nad litofá-

ciou dolomitov sú najmä tmavosivé lavicovité a doskovité, slabo piesčité vápence, ktoré miestami prechádzajú do sivohnedých, ružovkastých a sivozelenkastých kalových vápencov.

760 brezinské súvrstvie: pieskovce, kremence, zlepenca, pestré ílovité bridlice, vyššie vložky dolomitu, vápnitých bridlíc a sadrovca (spodný trias); list: 38 MICHALOVCE

Brezinské súvrstvie, ktoré definovali Grecula a Együd (1981, 1982), je rozšírené v južnej časti Zemplínskych vrchov. Názov súvrstvia bol odvodený podľa kopca Brezinka (v súčasnosti Brezina), ktorý je asi 1,5 km jv. od obce Černochovej, a zodpovedá lúžňanskému súvrstviu v zmysle členenia na geologickej mape regiónu Východoslovenská nížina, južná časť, a Zemplínske vrchy (Vozárová in Baňacký et al., 1989). Za typový profil súvrstvia určili vrt ZO-1 a severný a južný svah uvedeného kopca.

Podľa Greculu a Együda (ibid.) pre brezinské súvrstvie sú charakteristické tri litologické typy, a to zlepenca (viničianske vrstvy), kremence (hatfánske vrstvy) a bridlice (černochovske vrstvy). Iba zriedkavo v oblasti kopca Brezina zistili, že kremité pieskovce až kremence postupne prechádzajú do piesčitých hornín, ktoré sú vápnité, sivej a sivožltej farby, miestami s vložkami sivožltých bridlíc. Piesčité vrstvičkovité vápence a rauvakizované karbonáty považovali za prechodný horizont do stredotriasových dolomitov a vápencov.

PERM – TRIAS

761 černochovske súvrstvie: tenkovrstvovité hnedočervené prachové ílovce, zlepenca, pestré pieskovce a prachovce (vrchný perm? – spodný trias); list: 38 MICHALOVCE

Podľa Vozárovej (1983) je to najmladšia litostratigrafická jednotka mladšieho paleozoika v danej oblasti vrchného permu zemplínskej skupiny. Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku toto súvrstvie definovali a vymedzili Bouček a Příbyl (1959). Bázu súvrstvia tvoria polymiktné drobnozrné zlepenca žltohnedej a hnedoružovej farby. V zložení zlepenecov prevládajú obliaky acidných vulkanitov, ktoré sú často intenzívne kaolinizované. Základná hmota je tufitická a tmel zlepenecov je karbonátový (prevažne kalcitový).

Smerom nahor od zlepenecov sa striedajú pestrofarebné, červeno-hnedo-zelené tufitické pieskovce, prachovce a bridlice s konkréciami pelosideritu a s tenkými vložkami zelených, béžovo-hnedých a červenkastohnedých tufitických zlepenecov. Hrúbka *zlepencového horizontu* je od 10 do 60 m. Do nadložia sa postupne sedimenty zjemňujú a začínajú prevládať jemnozrné páskované červenohnedé, zeleno škvrité pieskovce. Najvyššie časti súvrstvia zastupujú polohy jemnozrných sľudnatých drôb s vložkami bridlíc, ílovcov a bridličnatých prachovcov červenohnedej a červenej farby (charakteristický znak černochovske vrstiev v zmysle Boučka a Příbyla, 1953, 1959) s drobnými konkréciami ružových karbonátov a tenkými žilkami lupeňovitého chloritu. Hrúbka súvrstvia vo vrtoch sa pohybuje v rozmedzí od 100 do 150 m.

PERM

762 barské súvrstvie: polymiktné zlepenca, pestré pieskovce a bridlice s U-horizontom, ojedinele vložky vulkanoklastík (vrchný perm); list: 38 MICHALOVCE

Barské súvrstvie podľa Greculu a Együda (1981, 1982) sa nachádza v typickom vývoji na povrchu pri obci Bara a je rozšírené iba v južnej a juhovýchodnej časti Zemplínskych vrchov. Typový profil je vo vrchnej časti vrtu ZO-10. Hranica s podložím je pozvoľná. Hrúbka tohto súvrstvia sa pohybuje okolo 250 – 300 m. Podľa prioritného členenia Boučka a Příbyla (1969) a Vozárovej (1983) je barské súvrstvie ekvivalentom spodnej časti černochovskeho súvrstvia.

Pre barské súvrstvie sú typické polymiktné červenohnedé nevytriedené zlepenca s veľmi slabo opracovanými obliakmi. Droby a drobové pieskovce pestrých farieb tvoria vložky v zlepencoch. Materiál je v nich oveľa menej vytriedený ako v podložných súvrstviach. Bridlice sú ojedinelé. Vulkanické horniny sú tiež veľmi zriedkavé a tvoria vložky (10 – 60 cm) v drobových pieskovcoch. Podľa textúrnych znakov ide pravdepodobne o redeponované drobnozrné

vulkanoklastiká z podložných súvrství. Sedimentačné prostredie barského súvrstvia je typické kontinentálno-riečne, s nevytriedeným materiálom a s krátkym transportom. Súvrstvie bolo bez paleontologických dôkazov stratigraficky zaradené do vrchného permu. Iba vo vrte ZO-10 v tektonickom nadloží barského súvrstvia sa zistili sporomorfy vrchnopermského veku (Planderová in Grecula et al., 1981).

Kašovské súvrstvie (spodný perm)

763a pestré pieskovce a bridlice s polohami zlepencov; list: 38 MICHALOVCE

Názov kašovského súvrstvia je odvodený podľa obce Kašov, kde sa nachádza typový profil na povrchu od kóty Rozhl'adňa až po západný okraj obce (Grecula a Együd, 1981, 1982).

Rozšírenie kašovských vrstiev je najväčšie v severovýchodnej časti Zemplínskych vrchov, menšie výskyty sú v južnej časti vrchov. Podľa Greculu a Együda (1982) kompletný typový profil súvrstvia s prechodom do podložného súvrstvia je vo vrte ZO-9. Tu vymedzené kašovské súvrstvie (sensu Grecula a Együd, 1981, 1982) pôvodne Bouček a Příbyl (1969) a neskôr Vozárová (1983) vymedzili a definovali ako cejkovské súvrstvie (spodný perm) podľa typového profilu pri rovnomennej obci. Až v jeho podloží citovaní autori (l. c.) definovali kašovské súvrstvie s. s. ako vrchný karbón – stefan C. Časť z neho, v ktorej prevládajú vulkanity, zase Grecula a Együd (1981, 1982) vyčlenili ako horizont súvrstvia Šimonovho vrchu.

Kašovské súvrstvie tvoria drobové pieskovce, droby, litické droby a živcové droby, ktoré sú prevládajúci horninový typ. V spodnej časti sú sivé až sivočierne, vyššie majú pestré sfarbenie. Sú silne sľudnaté, miestami doštičkovité až bridličnaté. Samostatné polohy pieskovcov a drôb sú doskovité až lavicovité. V spodných častiach sú polohy zlepencov sivej a sivozelenkavej farby, vyššie aj hnedasto-červenkastej farby. Typickým členom súvrstvia sú fialové, zelené a červené ílovité, aleuritické a piesčité bridlice. Tvoria samostatné polohy, ale zvyčajne sa striedajú s pieskovcami. Oproti karbónskemu podložíu neobsahujú výrazné polohy karbonátov, ale prevažne iba pelosideritové konkrécie a závalky. Spodnopermský vek súvrstvia bol stanovený iba na základe sporomorf a peľu vo vrtoch ZO-9 a ZO-10 (Planderová in Grecula a Együd, 1981).

763b s polohami ryolitov a ich vulkanoklastík; list: 38 MICHALOVCE

V rámci súvrstvia sa objavuje niekoľko smerne sa vyklinujúcich polôh ryolitov a ich vulkanoklastík s hrúbkou od 0,5 – 1 m až do desiatok metrov.

KARBÓN

Súvrstvie Šimonovho vrchu (stefan C – D)

Toto súvrstvie definovali Grecula a Együd (1982) ako vulkanogénny horizont v rámci časti kašovského súvrstvia v zmysle Boučka a Příbyla (1969) a neskôr Vozárovej (1983). Najväčšie zastúpenie súvrstvia na povrchu je medzi kašovským a zemplínskym zlomovým pásmom. V 70. rokoch minulého storočia sa súvrstvie overilo vo vrte ZO-4 (pri Malej Tíni) a vrtoch ZO-9 a ZO-10 (pri Kašove a Ladmovciach). Sú to typové litologicko-sedimentologické profily vyčleneného súvrstvia vo východnej časti Zemplínskych vrchov. V rámci tohto súvrstvia boli vymedzené **pieskovce a bridlice s polohami zlepencov, ryolitov a ryolitovo-dacitových vulkanoklastík.**

764a pieskovce a bridlice s polohami zlepencov; list: 38 MICHALOVCE

Podľa Greculu a Együda (ibid.) typickým reprezentantom súvrstvia sú sivozelené pieskovce a bridlice a jemnozrnné vulkanoklastické horniny sivozelenkavej farby s ostrohranným lomom. Často sú laminované, resp. zvrstvené. Je to spôsobené rozdielnym zastúpením klastickej a vulkanickej zložky. Okrem vulkanických a vulkanoklastických členov sú pre súvrstvie Šimonovho vrchu typické aj drobné- až strednozrnné polymiktné ortozlepence.

Polohy jemnozrnných ryolitov a vulkanoklastík sú sivej a tmavosivej farby a majú hrúbku 6 – 7 m. Vek vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia Šimonovho vrchu stanovila Planderová (Planderová et al., 1981) na stefan C – D.

Třňanské a luhynské súvrstvie

Predstavujú spodnú a strednú časť vrchnokarbónskej sekvencie – stefan A až stefan B. Třňanské súvrstvie zodpovedá v podstatnej časti pôvodnej klasifikácii Boučka a Příbyla (1969) *toroňským* vrstvám. Podľa Vozárovej (1983) boli redefinované ako třňanské súvrstvie, z ktorého ako samostatnú litostratigrafickú jednotku vyčlenila luhynské súvrstvie zaradené do najspodnejšieho stefanu A so zvyškami flóry a zuhoľnatených kmeňov stromov. Typový profil je v opustenom kameňolome pri obci Luhyňa. Vzhľadom na mierku zostavenj mapy nebolo možné túto litostratigrafickú jednotku vymedziť osobitne.

765 třňanské súvrstvie: cyklické striedanie drobnozrnných zlepcov, pieskovcov a tmavých bridlíc, často s uhoľnými slojmi (stefan A – B); list: 38 MICHALOVCE

Grecula a Együd (1981, 1982) karbónske sekvencie spodného stefanu v Zemplínskych vrchoch na základe hlbokých vrtov (ZO-2, ZO-3, ZO-4, ZO-5) začlenili do veľkotřňanského a malotřňanského súvrstvia. Podľa autorov (ibid.) veľkotřňanské súvrstvie sa vyskytuje iba v oblasti Veľkej Třne a malý výskyt je aj pri Cejkove. Neskoršie po realizovaní mnohých vrtov (Együd, 1985; Kobulský et al., 1989, 1992) sa zistil veľký počet cyklotém. Z toho sme usúdili, že už pôvodne prebiehala postupná, miestami až takmer úplná redukcia malotřňanského súvrstvia (oblasť Veľkej Třne). Veľkotřňanské a malotřňanské súvrstvie pre nejednoznačnosť litologických a sedimentologických kritérií na ich vyčleňovanie a pre časté laterálne zastupovanie sme nahradili názvom třňanské súvrstvie. Z litologického hľadiska je pre súvrstvie charakteristická prítomnosť čiernych bridlíc s uhoľnými slojmi.

766 čerhovské súvrstvie: cyklické striedanie hrubozrnných zlepcov, pieskovcov a bridlíc, zriedkavo so slojčkami uhlia (vestfál C – D); list: 38 MICHALOVCE

Čerhovské súvrstvie podľa Greculu a Együda (1982) je na povrchu rozšírené v sz. časti Zemplínskych vrchov, a to na čerhovsko-luhynskom chrbte v úseku od obce Malá Třňa po cestu Čerhov – Veľaty. Súvrstvie v podstate zodpovedá členeniu Vozárovej (1983) a v porovnaní s Boučkom a Příbylom (1969) je to najspodnejšia časť nimi definovaných *toroňských* vrstiev. Typový profil uvádzajú z vrtov ZO-8 a ZO-7. Overená hrúbka súvrstvia vo vrtoch bola 200 až 350 m, ale autori predpokladali, že môže byť okolo 400 – 600 m. Spodná hranica súvrstvia nie je na povrchu známa. Podľa vrtu ZO-8 predpokladali (l. c.), že ju tvorí násunová plocha príkrovu, resp. prešmyku, a súčasne predpokladali, že aj prípadný styk súvrstvia v iných oblastiach s kryštalinikom je tektonický. Vrchná hranica je pozvoľná a tvorí ju třňanské súvrstvie.

Typický reprezentant sú polymiktné veľkoobliakové zlepence, často hrubolavicovité (lavice hrubé až 2 m), sivej až tmavosivej farby, ktoré majú najväčšie zastúpenie a pestré zloženie obliakov. Menší podiel v opisovanom súvrství majú aj psamitické variety, a to arkózy, menej droby. Nepatrne zastúpené sú piesčité tenkovrstvovité až laminované bridlice, ktoré sa zvyčajne striedajú s arkózami. Z typických sedimentárnych znakov súvrstvia autori (l. c.) opísali sklzové textúry, intraformačné brekcie a menej časté gradačné a križové zvrstvenie. Sedimentačné prostredie čerhovského súvrstvia zodpovedá limnickým plytkovodným podmienkam v delte s rozvetveným ústím. Zaoblenosť klastického materiálu, ako aj veľká pestrosť litotypov poukazujú na znos z veľkej plochy, ako aj z blízkeho okolia so značne členitým reliéfom a pestrú geologickou stavbou.

Mikroflóra z bridličnatých vložiek z vrchnej časti súvrstvia, resp. z prechodnej časti do nadložného třňanského súvrstvia poukazuje na vestfál D až stefan A, a to na základe spór *Triguitrites* a *Tripartites* (Planderová et al., 1981).

767 byštiansky komplex: ruly, amfibolity, migmatity a blastomylonity; list: 38 MICHALOVCE

Najstaršie útvary vystupujú na povrch len pri Byšte a vo vrte BB-1 (Vozár et al., 1986, 1987). Komplex metamorfítov definovala Vozárová (1987, 1989, 1991) ako byštianske súvrstvie na základe typového profilu vrtu BB-1. Do tejto litostratigrafickej jednotky možno zaradiť aj kryštalinikum zachytené vrtmi v sz. časti zemplínskeho ostrova pri Veľkej Tíni (ZO-8, TR-59, -61; Grecula et al., 1982; Kobulský et al., 1989), ako aj vrtmi v Maďarsku pri Vilyvitány.

Na základe starších údajov Pantóa (1965) kryštalinikum tvoria rozličné typy svorov, rúl, amfibolitov, kvarcitov, ale aj nižšie metamorfovaných hornín, ktoré porovnáva s horninami Spišsko-gemerského rudohoria. Vzájomný vzťah vyššie a nižšie metamorfovaných hornín interpretuje ako príkrovový. Rádiometrické datovanie z vyššie metamorfovaných hornín na základe Rb/Sr metódy dokladá proterozoický vek metamorfózy (984 ± 108 až 962 ± 39 mil. rokov). Z nízko metamorfovaných hornín sa získali údaje o hercýnskom veku metamorfózy (394 ± 52 a 450 ± 130 mil. rokov). Pri použití K/Ar metódy z tých istých vzoriek sa zistili údaje 258 ± 10 a 262 ± 0 mil. rokov, ktoré poukazujú na neskorohercýnsku metamorfnú etapu (Pantó et al., 1967; Faryad a Balogh, 2002).

Koncom 70. rokov minulého storočia bolo kryštalinikum pri Veľkej Tíni po prvýkrát zastihnuté aj vrtom ZO-8 (Grecula et al., 1981). Ďalšie výsledky štúdia kryštalinika, cez ktoré pri Byšte prenikol vrt BB-1, nepotvrdili údaje získané z územia Maďarska. Podľa Vozárovej (1987) vrt v úseku od 76 do 220 m prenikol cez zónu intenzívne mylonitizovaných metamorfítov a potom až do konečnej hĺbky (645,6 m) cez rôzne intenzívne kataklasticky deformované ruly, amfibolity a migmatity. Petrológiu a metamorfózu kryštalinických komplexov zemplínika podrobne spracovali Vozárová (1991) a Faryad a Vozárová (1997).

ZÁVER

Prehľadná geologická mapa Slovenska v mierke 1 : 200 000 završuje takmer polstoročnú etapu geologických výskumov na Slovensku. Je zostavená na báze publikovaných geologických máp regiónov v mierke 1 : 50 000 a vysvetliviek k nim. Spolu s nimi prináša množstvo informácií, resp. odkazy na práce, kde môžeme nájsť ďalšie podrobné informácie.

Mapy v mierke 1 : 200 000 majú v systéme geologických máp svoje nezastupiteľné miesto. Sú to mapy prehľadné, syntetické a umožňujú vytvoriť si obraz o geologickej stavbe širších území. K tomu prispieva aj to, že sú v podstate odkryté – kvartérne uloženiny sa zobrazujú len v panvách, kde dosahujú veľkú hrúbku, alebo ide o útvary, ktoré významným spôsobom ovplyvňujú geologický ráz územia.

Syntéza vyjadrená na prehľadných geologických mapách a korelácie geologickej stavby celého územia Slovenska majú veľký význam pre ďalšie aplikované a nastavbové geologické disciplíny, ktoré už priamo súvisia s hospodárskou činnosťou. Tieto mapy zároveň slúžia na koreláciu geologickej stavby s mapami v mierke 1 : 200 000 susedných štátov a na širšie geologické korelácie v medzinárodnom meradle, najmä v alpsko-karpatskom horskom systéme.

Prehľadné geologické mapy 1 : 200 000 predstavujú veľké syntetické dielo prakticky dvoch generácií slovenských geológov. Tým sa však poznávanie extrémne zložitej a tým aj zaujímavej stavby Slovenska nekončí. Je potrebné zdôrazniť nutnosť nepretržitého geologického výskumu a mapovania, najmä v takom extrémne geologicky a morfológicky komplikovanom území, ako sú Západné Karpaty. Každá mapa predstavuje len model geologickej stavby územia, ktorý sa viac alebo menej približuje skutočnosti a v danom čase zodpovedá stupňu vývoja poznania a metódik. Tento model, resp. obraz geologickej stavby je vždy zaťažený aj istou dávkou subjektivity. Preto geologické mapovanie musíme chápať ako permanentný proces spresňovania informácií o geologickej stavbe daného územia.

Skutočnosťou je, že práve pri zostavovaní geologickej mapy 1 : 200 000 sa ukázalo množstvo nedoriešených problémov vyplývajúcich z rôzneho obdobia vzniku jednotlivých máp. Regionálny geologický výskum je naďalej potrebný, pretože geologické mapy zastarávajú, a najmä mapy väčších mierok (1 : 50 000, 1 : 25 000) je potrebné minimálne v 20 – 30-ročných cykloch obnovovať.

Poukážeme len na niektoré z nedoriešených problémov, ktorým sa treba venovať v budúcnosti. Problémové oblasti sú usporiadané podľa stratigrafických útvarov, tak, ako sa zostavovala aj prehľadná geologická mapa.

Kvartérne uloženiny. – Z hľadiska dosiahnutia porovnateľnej úrovne poznania kvartéru na celom území je nevyhnutné zamerať sa najmä na tie oblasti, kde sú už podklady zastarané. Ide najmä o regióny, z ktorých kvartérne údaje vôbec nezodpovedajú súčasným poznatkom o kvartérnom vývoji a stavbe, trendom v zobrazovaní a kvalitatívnej náplni sedimentov, prípadne sa im pri mapovaní a zostavovaní máp v minulosti venovala nedostatočná pozornosť.

Neogénne sedimenty. – Komplexne boli spracované počas geologického mapovania regiónov v mierke 1 : 50 000. Na území Slovenska tvoria výplň veľkých panví (Viedenská, Podunajská, Juhoslovenská, Východoslovenská), ako aj výplň vnútrohorských kotlín. Ich vznik a vývoj je spätý s alpínskymi orogenetickými procesmi a závisí od ich umiestnenia v rámci alpsko-karpatského oblúka.

Pri riešení problematiky spojenej s dešifrovaním sedimentačných procesov sa javí nevyhnutné riešiť vzťah so súvekými vulkanitmi. Kvôli ozrejmeniu vzájomnej geologickej stavby je dôležité korelačné geologické profilovanie oblastí prechodu vulkanických pohorí do sedimentačných bazénov. Rádiometrické datovanie vulkanických komplexov vyžaduje aj kontrolu metódami biostratigrafie. Toto korelačné profilovanie je potrebné urobiť najmä v Podunajskej a Východoslovenskej panve.

Neovulkanity. – V poslednom období boli spracované modernými metódami litofaciálneho a štruktúrno-vulkanologického výskumu aj v rámci zostavovania regionálnych geologických máp v mierke 1 : 50 000, ktoré sa využili ako podklad na zostavenie prehľadnej geologickej mapy

1 : 200 000. V oblasti neovulkanitov je aktuálne doriešenie geologickej stavby v niektorých jej úsekoch. Je to najmä preskúmanie vzájomných pozičných a časových vzťahov jednotlivých neovulkanických pohorí a ich litostratigrafických jednotiek v oblasti ich styku.

Vnútrokarpatské paleogénne panvy. – V budúcnosti v nich bude potrebné urobiť najmä litostratigrafické členenie v oblastiach, kde sa doteraz neurobilo, a kartograficky doriešiť vzťah myjavsko-hričovskej a podtatranskej skupiny.

Flyšové pásmo. – Cieľom ďalších prác by malo byť zjednotenie mapovaných útvarov flyšového pásma medzi našimi, českými a poľskými geológmi. Vo vybraných oblastiach s nedoriešenou problematikou geologickej stavby je nevyhnutné mapovanie, pretože pri zostavovaní mapy 1 : 200 000 sa vynoril problém nejednotnosti formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek flyšového pásma. Je potrebné dokončiť aj výskum stykovej zóny magurskej a duklianskej jednotky vonkajšieho flyšového pásma. V rámci toho je nutné reambulovať úseky geologickej mapy Nízke Beskydy – východná časť – a územie spracovať tak, aby sa mohli vydať dosiaľ chýbajúce textové vysvetlivky. Nie je hotová regionálna mapa severnej Oravy, ktorú treba projektovo pripraviť.

Bradlové pásmo. – Úlohou je detailné mapovanie vybraných úsekov bradlového pásma. Potrebné je najmä riešenie stavby bradlového pásma medzi Žilinou a Trstenou a v šarišskom úseku. Dôvodom je to, že členenie je potrebné prispôbiť poznatkom zo Stredného Považia, kde bola spracovaná nová geologická mapa, a zjednotiť ho s týmito poznatkami. Na celom území bradlového pásma je potrebné zjednotiť zaradenie jednotlivých geologických jednotiek s vypracovaním porovnávacích štúdií nielen vekovej, ale aj litologickej korelácie a revidovať doteraz používané názvy litostratigrafických jednotiek. Treba oddeliť jednotky bradlového paleogénu v zmysle nových poznatkov. Ďalej je potrebné venovať pozornosť charakteristike a pozícii kriedového flyšu najmä pomocou podrobného biostratigrafického výskumu a ich následnému tektonickému začleneniu.

Mezozoické útvary. – Pokrývajú veľkú časť územia Západných Karpát. Podstatná časť mezozoických útvarov je geologicky a kartograficky spracovaná na vydaných geologických mapách v mierke 1 : 50 000. Pri zostavovaní prehľadnej mapy 1 : 200 000 na báze týchto máp sa zistilo, že na mnohých územiach (najmä v oblastiach, kde existujú len staršie geologické mapy) bude potrebné aktualizovať a spresniť geologickú stavbu v jednotlivých základných paleoalpínskych tektonických jednotkách.

Aktuálna je aj potreba moderne kartograficky a litostratigraficky spracovať mezozoické členy tatickej obalovej sekvencie Suchého a Malej Magury v Strážovských vrchoch. Dôležitým uzlom, ktorý dosiaľ nie je uspokojivo vyriešený, je územie v oblasti styku Veľkej Fatry a Nízkych Tatier. To si bude vyžadovať riešenie problematiky vzťahu a formy kontaktu mezozoických sekvencií tatrika Červenej Magury v Nízkych Tatrách a hlbokovodnej šiprúnskej sekvencie Veľkej Fatry. V tejto oblasti je aktuálnou témou aj riešenie tektonického postavenia vrásky Tlstej, ale aj vzťah šiprúnskej a donovalskej sekvencie. Bude potrebné doriešiť problém infratatrika (borinská jednotka, belická jednotka). Výrazné špecifiká vyčleňujú tieto jednotky z radu typických mezozoických jednotiek západokarpatského tatrika.

V oblastiach budovaných fatickými tektonickými jednotkami bude potrebné vo všeobecnosti zrekonštruovať ich príkrovovú stavbu, keďže je zrejmé, že vo viacerých pohoriach Západných Karpát vystupuje niekoľko tektonických telies fatrika (Strážovské vrchy, Žiar, Chočské vrchy, Malá Fatra, Nízke Tatry). Dôležité je podrobne spracovať litostratigrafickú náplň plytkovodných sekvencií, ako napríklad belianska sekvencia, a objasniť ich tektonický vzťah s hlbokovodnými sekvenciami zliechovského faciálneho vývoja. Na riešenie tohto problému bude najvhodnejším územím oblasť Strážovských vrchov, kde je sústredená najväčšia časť čelových častí fatrika. Súčasťou riešenia tejto problematiky by mala byť aj korelácia plytkovodných belianskych sledov s manínskou jednotkou predovšetkým v oblasti Trenčína.

V oblasti výskytu obalových mezozoických sekvencií veporika bude potrebné doriešiť postavenie a vzťah severo- a juhoveporických sekvencií najmä v oblasti Horehronského podolia.

V mezozoiku hronika je tiež viacero nedoriešených problémov, ktoré by mali byť predmetom ďalšieho výskumu a reambulácie (týka sa to najmä hronika v Strážovských vrchoch).

V turnaiku nie je jednoznačná definícia jednotky a líšia sa aj predstavy o jej paleogeografickom pôvode a tektonickej pozícii. Cieľom ďalších prác by malo byť zjednotenie názorov na túto jednotku medzi našimi a maďarskými geológmi. U nás je to napríklad otázka, či príkrov Slovenskej skaly je súčasťou turnaika, alebo nejakej inej jednotky. Podobnou otázkou je aj príslušnosť k turnaiku v prípade niektorých ďalších výskytov v západnej časti Slovenského krasu.

V siliciku treba zistiť, či pelagický sled v okolí Červenej skaly a Tisovca tvorí pod celou Muránskou planinou samostatné príkrovové teleso ako spodný muránsky príkrov, alebo či tento sled nie je súčasťou muránskeho príkrovu. Je potrebné potvrdiť aj tektonickú príslušnosť vernárskeho príkrovu a príkrovu Drienku k tektonickej jednotke silicika.

Mladopaleozoické komplexy. – Veľmi problematickým územím a mimoriadne zaujímavým problémom, dôležitým pre objasnenie geologickej stavby v Malej Fatre, je antiklinála Kozla. Riešenie si bude vyžadovať geologické mapovanie – reambuláciu územia v podrobnej kartografickej mierke. Veľmi potrebné je aj reambulovanie permských súvrství v rázdielskej časti Tribeča. Treba sa zaoberať aj problematickými mladopaleozoickými súbormi ležiacimi na ľavom okraji Hrona západne od Heľpy. V mladšom paleozoiku hronika by bolo dobré riešiť charakter rozhrania perm/spodný trias a koreláciu sedimentov a vulkanitov v oblasti Podbrezovej a na severných svahoch Nízkych Tatier.

Kryštalinikum. – Aj tu existujú viaceré nedoriešené problémy. Geologické mapy niektorých regiónov budovaných kryštalinikom sú zastarané. Vtedajšie metodiky a úroveň poznania nedovoľovali dostatočné riešenie geologickej stavby. Preto aj ich korelácia s novými geologickými mapami susedných regiónov bez reambulácie nie je možná. Príkladom sú územia po oboch stranách Horehronského podolia až po hrebeň Fabovej hole na juhu a hrebeň Kráľovohoľských Tatier na severe alebo jz. časť kohútskej zóny po styk s neovulkanitmi (kryštalinikum v regióne Lučenská kotlina). Ďalším okruhom problémov v rámci kryštalinika je reambulácia zastaraných úsekov máp jadrových pohorí, najmä v Tatrách, Malej Fatre a Strážovských vrchoch. Problémy kryštalinika Západných Karpát treba riešiť v kontexte s modernými petrologickými metódami výskumu.

LITERATÚRA

- Abónyi, A., 1971: Stratigraficko-tektonický vývoj karbónu gemerid západne od štítického zlomu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 57, s. 339 – 348.
- Abónyi, A. a Abonyiová, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. Monografia. Bratislava, Alfa, 125 s.
- Ambrož, J., 1980: Studium hrubě klastických sedimentů spodního miocénu v karpatské předhlubni a vídeňské pánvi na Moravě a Slovensku. Manuskript. Brno, archiv Kat. geol. a paleont. PF UJEP.
- Andrusov, D., 1930: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpát – VI. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, s. 221 – 232.
- Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska. Praha, Nakl. Sbor. pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi při Slovanském Ústavu v Praze, 111 s.
- Andrusov, D., 1938: Dnešní pojetí geologické stavby Západních Karpát. In: Rozpr. Věd. spol. při UK (Praha), 53.
- Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV, V. In: Práce Štát. geol. Úst. (Bratislava), 13, s. 1 – 176.
- Andrusov, D., 1952: Zpráva o výskumných geologických prácach a vrtaní v Domanižskej pánvi za účelom hľadania Al-surovín. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 18 s. (Geo 2172/29).
- Andrusov, D., 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 5, č. 1 – 4, s. 255 – 269.
- Andrusov, A., 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4361/1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D., 1958: Geológia československých Karpát, I – II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 304.
- Andrusov, D., 1958: Geologická mapa druhohorného pásma Západných Tatier 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archiv Kat. geol. a paleont. FGGV UK.
- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 375.
- Andrusov, D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 10, č. 1, s. 97 – 132.
- Andrusov, D., 1959: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. In: Carpatica (Praha), II, s. 3 – 50.
- Andrusov, D., 1962: Karpatský pieskovec, karpatská séria, karpatská formácia (Karpatian). In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 12, č. 2, s. 175 – 179.
- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát III. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 392 s.
- Andrusov, D., 1972: Nová koncepcia stavby pieninského bradlového pásma. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 13, č. 4, s. 236 – 237.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the geological Structure of the West Carpathians. Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of Carpath.-Balc. Geol. Assoc., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 44.
- Andrusov, D., 1985: Piešťanské vrstvy (formácia). In: Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 138.
- Andrusov, D. a Zoubek, 1929: O výskytu andesitové brekieie u Štěpnic západně Púchova v útesovém pásmu v Pováží (Sur le gisement d'une breche andésitique...). In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5, s. 183 – 193.
- Andrusov, D. a Matějka, A., 1931: Guide des excursion dans les Carpathes occidentales. 13A. Praha, St. geol. Úst.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska, list Žilina (4361/2) v M 1 : 25 000. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 10, s. 1 – 196.
- Andrusov, D. a Zorkovský, V., 1950: Zpráva o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), č. 20, s. 63 – 76.
- Andrusov, D. a Homola, V., 1951: Geologická mapa oblasti Lúčka – Bôrka – Hačava. In: Kamenický, J., 1957: Serpentina, diabázy etc. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 45, príl. č. 4.
- Andrusov, D., Koutek, J. a Zoubek, V. et al., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského krystalinického jádra v roce 1950. Manuskript. Praha – Bratislava.
- Andrusov, D., Kveton, P. a Zorkovský, V., 1951: Závěrečná zpráva o ložiskách železných rud v oblasti medzi Zádielskou dolinou a Drnavou. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D. a Scheibner, E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošínom. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 11, č. 2.
- Andrusov, D. a Köhler, E., 1963: Nummulites, facies et développement pré-tectonique des Karpates Occidentales Centrales au Paléogène. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 1, s. 175 – 192.

- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guidebook for geol. excur. 10 Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.
- Andrusov, D., Samuel, O. (eds.) et al., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A – K). 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 448 s.
- Andrusov, D., Samuel, O. (eds.) et al., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 (L – Z), 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Andrusovová, V., Bystrický, J. a Jendrejáková, O., 1973: Biostratigrafia triasu na základe cefalopodov, dasykladaceí a foraminifer. Spr. pre prieb. oponent. za etapu 1971 – 1973. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Arapov, J. A., Bojcov, V. J., Cesnokov, N. J., Djakonov, A. V., Halbrstat, J., Jakovjenko, A. M., Kolek, M., Kominek, J., Kozyrev, V. N., Kremcukov, G. A., Lazansky, M., Milovanov, I. A., Novy, V. a Sorf, F. (red.), 1984: Československá ložiska uranu. Praha, SNTL, 365 s.
- Archangel'skij, S. A. a Daniel, J., 1981: Správa o výsledkoch výskumov Pb izotopných vzťahov a rozloženia doprovdných prvkov v uránových permských sedimentoch. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres.
- Arkai, P. a Kovács, S., 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek-Rudabánya Mts. (Northeast Hungary). In: Mafí Évi jelent. az 1985 év., Budapest, s. 295 – 307.
- Aubrecht, R. a Ožvoldová, L., 1994: Middle Jurassic – Lower Cretaceous Development of the Pruské Unit in the Western Part of the Pieniny Klippen Belt. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 4, s. 211 – 223.
- Bacsó, Z., 1964: Potriasové skarnové ložiská pri Tisovci. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 31, s. 13 – 55.
- Bacsó, Z., 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. In: Miner. slov. (Bratislava), 11, s. 21 – 53.
- Bacsó, Z., 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 18, č. 2, s. 97 – 120.
- Bačo, P., 1987: Záverečná správa a výpočet zásob Merník VP-Hg. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bagdasarjan, G. P., Konečný, V. a Vass, D., 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 47 – 69.
- Bagdasarjan, G. P., Slávik, J. a Vass, D., 1971: Chronostratigrafický a biostratigrafický vek niektorých významných neovulkanitov východného Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 55, s. 87 – 96.
- Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselskij, J. a Gukasjan, R. Ch., 1977: Kalij-arogonovye opredelenija vozrosta porod krystaliničeskich komplexov Zapadnych Karpat i predvoritel'naja interpretacija rezul'tatov. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 28, č. 2, s. 219 – 242.
- Bagdasarjan, G. P., Gukasjan, R. K. H. a Cambel, B., 1986: Rb-Sr izochronnyj vozrast granitoidov veporskogo plutona. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 365 – 374.
- Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. a Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 7 – 28.
- Bajaník, Š., Gregor, T., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1979: Vysvetlivky a geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajaník, Š. a Reichwalder, P., 1979: Outline of the paleotectonic development of the Gemeric and its relation to adjacent tectonic units. In: Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, s. 141 – 154.
- Bajaník, Š. a Vozárová, A., 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 39 – 49.
- Bajaník, Š., Hovorka, D., Miko, O. a Vozár, J., 1981: Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. In: Paleovulkanizmus Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 27 – 39.
- Bajaník, Š., Vozárová, A. a Reichwalder, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 75, s. 27 – 50.
- Bajaník, Š., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 223.
- Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bajaník, Š. a Planderová, E., 1985: Stratigrafická pozícia spodnej časti ochtinského súvrstvia gemerika medzi Magnezitovcami a Magurou. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82, s. 67 – 76.
- Bajaník, Š., Snopková, P. a Vozárová, A., 1986: Litostratigrafia črmeľskej skupiny. In: Region. geol. Západ. Karpát, Spr. geol. Výsk. (Bratislava) č. 21, s. 65 – 68.

- Bağ, M., 1999: Uppermost mastrichtian radiolaria from the Magura nappe deposits, Czech outer Carpathians. In: *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 69, s. 137 – 159.
- Bako, J., 1958: Výpočet zásob diatomitu v Dúbravici v kategórii C₂. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Báldi, T., 1971: A magyarországi alsómiocén. In: *Földt. Közl. (Budapest)*, roč. 101, č. 2 – 3, s. 85 – 90.
- Báldi, T., 1983: Magyarországi oligocén es alsómiocén formációk. Budapest, Akad. Kiadó, 293 s.
- Báldi, T., 1986: Mid-tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary. Budapest, Akad. Kiadó, 201 s.
- Báldi, T. a Seneš, J. (eds.), 1975: Egerien, Chronostratigrafie und Neostratotypen, 5. Bratislava, Veda, 577 s.
- Báldi, T. a Báldi-Béke, M., 1985: The evolution of the Hungarian Paleogene basins. In: *Acta Geol. Hung.*, 28, s. 5 – 28.
- Balogh, K. a Kovács, S., 1981: A Szőlősardó 1. sz. fúrás. In: *Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. az 1979 év. (Budapest)*, s. 39 – 63.
- Bañacký, V. a Sabol, A., 1969: Základný geologický výskum kvartéru Záhorskej nížiny. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 149.
- Bañacký, V. et al., 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám VSN 1 : 25 000, listy 38-324, 38-342, 38-413, 38-431, 38-433. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bañacký, V., Vass, D., Kaličiak, M., Remšík, A. a Pospíšil, L., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Východoslovenskej nížiny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 117 s.
- Bañacký, V. (ed.), Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 143 s.
- Bañacký, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Straka, P., Škvarka, L., Šucha, P., Vass, D., Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape južnej časti Východoslovenskej nížiny a Zemplínskych vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- Bañacký, V., Elečko, M., Potfaj, M. a Vass, D., 1996a: Geologická mapa Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bañacký, V. (ed.), Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, Ľ. a Čechová, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Chvojnickej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra 144 s.
- Baráth, I., 1993: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne Alpsko-karpatského styku. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Baráth, I., 1993a: Vrchnobádenský rífový komplex na východnom okraji Viedenskej panvy. In: Hamršmíd, B. (ed.): *Nové výsledky v terciéru Západných Karpát (Sborník referátů z 10. konferencie o mladším terciéru, Brno, 27. – 28. 4. 1992)*. *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 15, s. 177 – 197.
- Baráth, I., 1993b: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti spodno a strednomiocénnych hrubých klastík v zóne alpsko-karpatského styku. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. In: *Misc. micropaleont.*, IV, *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 9, s. 55 – 86.
- Baráth, I., Nagy, A. a Kováč, M., 1994: Sandberské vrstvy – vrchnobádenské marginálne sedimenty východného okraja Viedenskej panvy. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 99, s. 59 – 66.
- Baráth, I. a Kováč, P., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v Komjatickej depresii dunajskej panvy. In: *Miner. Slov. (Bratislava)*, roč. 27, s. 236 – 242.
- Baráth, I., Kováč, M., Soták, J. a Lankreijer, A., 1997: Tertiary collision, metamorphism and basin forming processes in the Eastern Slovakia (central Western Carpathians). In: Grecula, P. et al. (eds.): *Geological evolution of the Western Carpathians*. Bratislava, *Miner. slov., Monograph.*, s. 65 – 79.
- Baráth, I., Hlavatý, I., Kováč, M., Hudáčková, N. a Šály, B., 2001: Northern Vienna Basin history: Depositional systems within the Miocene time framework. In: *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. Brun., Geo. (Brno)*, 30 (2000), s. 123 – 141.
- Barkáč, Z. a Trégerová, R., 1974: Ladmovce – DP, stav. kameň. Záverečná správa a výpočet zásob. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 61 s.
- Barkáč, Z., 1985: Drienovec – bauxit. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Barkáč, Z., Hrinko, V. et al., 1985: Záverečná správa Drienovec – bauxit. Vyhľadávací prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 7872).
- Bartek, V., 1989: Nové litostratigrafické členenie vrchného panónu a pontu v slovenskej časti Viedenskej panvy. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 21, s. 275 – 281.
- Beck, H., 1903: Geologische Mitteilungen aus den Kleinen Karpathen. In: *Verh. geol. Reichsanstalt (Wien)*, 103.

- Began, A., 1961: Správa za rok 1960 o podrobnom geologickom výskume bradlového pásma v okolí Púchova a Považskej Bystrice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava) 11, s. 55 – 103.
- Began, A., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape bradlového pásma Javorníkov 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 16 s.
- Began, A. a Kantorová, V., 1961: Krieda bradlového pásma Považia v úseku Púchov – Bošacká dolina. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 22, s. 69 – 81.
- Began, A. a Borza, K., 1963. Nová séria – streženická – vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 2, s. 217 – 220.
- Began, A., Salaj, J., Hanáček, J., Rakús, M., Nemčok, J., Marschalko, R., Gabčo, R., Kalaš, L. a Kullman, E., 1963: Záverečná správa za úlohu Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000, list M-34-97-D Považská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 198.
- Began, A., Borza, K., Salaj, J. a Samuel, O., 1965: On the age of Upohlava conglomerates. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 36, s. 123 – 138.
- Began, A., Borza, K. a Salaj, J., 1966: Výskyty manínskej série západne od Trenčína. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40, s. 168 – 170.
- Began, A. a Samuel, O., 1969: Vzťah kriedy a paleogénu na západnom Slovensku. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 49 (Geo 23138).
- Began, A., Salaj, J., Horniš, J., Čechová, A. a Szalaiová, V., 1993: Čiastková záverečná správa. Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1 : 50 000, časť bradlové pásmo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 108 s.
- Began, A., Horniš, J., Maglay, J. a Salaj, J., 1993: Geologická mapa Bielych Karpát, časť Bradlové pásmo, M = 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9203).
- Beleš, F., Hasch, J., Januš, J., Mikoláš, S. a Medo, S., 1990: Strážovské vrchy. Surovina: bauxit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 79 (Geo 76102/I).
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, III., C. C. a Aubry, M. P., 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W. A., Keint, D. V. a Hardenbol, J. (eds.): Geochronology, time scale and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for an historical geology. Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists. Mineralogists Tulsa), 54, s. 129 – 212.
- Bezák, V., 1982: Komplexy metamorfítov a granitoidov v kohútiskom pásme veporíd (Západné Karpaty). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 65 – 70.
- Bezák, V., 1982: Niektoré problémy metamorfózy a tektoniky v juhozápadnej časti kohútiskeho pásma. In: Zborník z konf. Metamorf. procesy v ZK. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 65 – 67.
- Bezák, V. a Lexa, J., 1983: Genetické typy ryolitových vulkanoklastík v okolí Žiaru nad Hronom. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 79, s. 83 – 112.
- Bezák, V. (ed.), Hraško, E., Kováčik, M., Madarás, J., Siman, P., Pristaš, J., Dublan, L., Konečný, V., Plašienka, D., Vozárová, A., Kubeš, P., Švasta, J., Slavkay, M. a Liščák, P., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – západná časť 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 178 s.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Elečko, M., Havrila, M., Ivanička, J., Janočko, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Plašienka, D., Polák, M., Potfaj, M. a Vass, D., 2004b: Vysvetlivky k tektonickej mape Slovenskej republiky. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 71 s.
- Bezák, V. (ed.), Broska, I., Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J., Polák, M., Havrila, M., Mello, J., Biely, A., Plašienka, D., Potfaj, M., Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004a: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, Ministerstvo živ. prostr. SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petřík, I. a Vozárová, A., 1997: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 261 – 268.
- Bezák, V., Šefara, J., Bielik, M. a Kubeš, P., 1997: Models of the Western Carpathian lithosphere. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., s. 25 – 34.
- Bezák, V., Jacko, S., Janák, M., Ledru, P., Petřík, I. a Vozárová, A., 1997b: Main Hercynian lithotectonic units of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolutions of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 261 – 268.
- Bezák, V., Kováč, M., Lexa, J. a Plašienka, D., 2002: Polystage tectonic evolution on the Western Carpathian crust. In: Krystalinikum (Praha), 28, s. 189 – 196.
- Bezák, V., Michálek, J. a Král, J., 2002: Sú fylity Kliniska v Nízkyh Tatrách hereýnskym príkrovom? In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, č. 3 – 4, s. 203 – 206.

- Bibikova, E. V., Korikovskiy, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. a Arakelians, M. M., 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor Pluton (Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 41, č. 4, s. 427 – 436.
- Bieda, F., 1957: Fauna veľkých foraminifer vrchného eocénu Slovenska. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 8, č. 1, s. 28 – 71.
- Biely, A., 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribeča. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 62, s. 205 – 218.
- Biely, A., 1962a: Geológia mezozoika Tribča. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1976: Vysvetlivky k mezozoiku severných svahov Nízkych Tatier – východná časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. a Vozár, J., 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. a Bezák, V. (eds.), Biely, A., Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 232 s.
- Biely, A. a Samuel, O., 1982: K otázke veku červených vajsokvských zlepcov v Lopejskej kotline. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 77, s. 103 – 110.
- Bílek, K., 1966: Burdigalská fauna chropovských slepenců. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphie units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 45, s. 1 – 158.
- Blaško, D., Lafférs, F., Gembalová, M., Lukaj, M. a Kontrošová, A., 1989: Záverečná správa, Slovensko – lignit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Blaško, D., Lukaj, M. a Juriš, F., 1983: Záverečná správa, Obyce – Madunice. Uhlie, VP. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Böhmer, M., 1977: Hlbinný výskum štruktúr Kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrto KŠ-1, KZ-1, KR-3 a regionálny geochemický výskum na liste Kremnica 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bondarenková, Z., Michalič, J. a Fendek, M., 1990: Termálny vrt Bánovce nad Bebravou – hydrogeologická skúška. Manuskript. Bratislava, archív IGHPŽilina.
- Bónová, K., 2005: Mineralógia, petrológia a P-T podmienky kryštalizácie andezitov telies Maliniak a Lysá Stráž formácie Lysá Stráž – Oblík, východné Slovensko. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 4, s. 503 – 512.
- Boorová, D., 1989a: Biostratigrafická pozícia butkovského súvrstvia manínskej jednotky na typovom profile. In: Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Region. geol. Západ. Karpát, Bratislava, s. 61 – 63.
- Boorová, D., 2005: Vyhodnotenie výbrusov na liste Prašice 35-411. In: Kohút, M., Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K. a Baráth, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-411 Prašice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D. a Salaj, J., 1992: Remarks on the biostratigraphy of Butkov. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 43, č. 2, s. 123 – 126.
- Borza, K., 1962: Petrografický výskum valúnov sedimentárných hornín kriedových a paleogenných zlepcov Brezovského pohoria a Myjavskej pahorkatiny. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 13, č. 2, s. 241 – 256.
- Borza, K., 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpathen. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 302.
- Borza, K., 1970: Mikrofazies mit *Glomospira densa* (Pantič) aus der Mittleren Trias der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. (Bratislava), roč. 21, č. 1, s. 175 – 182.
- Borza, K., Martiny, E. a Pospíšil, A., 1959: Správa o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 15, s. 169 – 174.
- Borza, K., Michalík, J. a Vašíček, Z., 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. [Lithological, biofacial and geochemical characterisation of the Lower Cretaceous pelagic carbonate sequences of Mt. Butkov]. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 323 – 348.
- Bouček, B. a Příbyl, A., 1953: Stratigrafický a paleontologický výskum slovenského karbónu v okolí Dobšíné. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, s. 875 – 877.
- Bouček, B. a Příbyl, A., 1959: O geologických poměrech Zemplinského pohorí na východním Slovensku. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 52, s. 185 – 222.
- Bouček, B. a Příbyl, A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 20, s. 5 – 49.

- Brestenská, E., 1954: Výskyt paleogénu na východnom svahu Považského Inovca na sz. od Topoľčian. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 1.
- Brestenská, E., 1955: Správa o geologickom a mikropaleontologickom vyhodnotení vrtu SB-1 na sv. od Sv. Beňadikta. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., 1963a: Ročná správa o základnom geologickom výskume a mapovaní na liste Vráble a Levice. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., 1963b: Mikropaleontologická dokumentácia povrchových odkryvov a vrtov na liste Vráble, Levice a Zl. Moravce. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., 1977: Mikrobiostratigrafia miocénu Bánovskej kotliny. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brestenská, E., Buday, T., Ivan, L. a Seneš, J., 1961: Sekcia C – Neogén. In: Sjazdový sprievodca. XII. sjazd Čs. spoločnosti pre mineralógiu a geológiu, Slovenský výbor. Čs. spoločnosť pre mineralógiu a geológiu. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 87 – 111.
- Brestenská, E., Havrila, M., Kullmanová, A., Lehotský, I., Remšík, A., Vaškovec, I., Gross, P. a Maheľ, M., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky k regiónu Bánovskej kotliny (1 : 50 000). Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brlay, A., 1964: Správa o základnom geologickom výskume na liste Pukanec. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brlay, A., Forgáč, J., Miháliková, A. a Dovina, V., 1980: Štruktúrny vrt MEB-1 Prochot'. Čiastk. záver. správa. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Brodňan, M., 1970: Geologická stavba nováčkeho uhoľného ložiska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 38, s. 35 – 59.
- Broska, I. et al., 1990: Variský magmatizmus v tribečsko-zoborskom kryštaliniku. Manuskrpt. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Broska, I. a Uher, P., 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite/monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 42, č. 5, s. 271 – 277.
- Broska, I., Kohút, M. a Uher, P., 1993: Variscan granitoid rocks of the Tatry Mts. and their relation to other granitoids of the Western Carpathians. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 4, s. 252 – 253.
- Broska, I. a Petřík, I., 1993: Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 104 – 108.
- Broska, I. a Uher, P., 2001: Whole-rock chemistry and genetic typology of the West-Carpathian Variscan granites. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 52, č. 2, s. 79 – 90.
- Broska, I., Petřík, I. a Benko, P., 1997: Petrology of the Malá Fatra granitoid rocks (Western Carpathians, Slovakia). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 48, s. 27 – 37.
- Březina, J., 1959: Předběžná zpráva o nových nálezech pyroklastického materiálu v miocénnych sedimentech na Moravě a na západním Slovensku. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, s. 14 – 15.
- Březina, J., 1959a: Zpráva o petrografii spodnopanónských sedimentu z Pováží – tzv. „vrstev u Piešťan“. Zpr. geol. Výzk. v r. 1957, s. 15 – 16.
- Březina, J. a Buday, T., 1957: Rhyolitové tufity ve svrchním helvetu a sarmatu Dolnomoravského úvalu. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 32, s. 178 – 182.
- Bubík, M., 1999: Results of taxonomic research on Cretaceous – Paleogene flysch-type agglutinated foraminifera. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, s. 17 – 19.
- Bubík, M., Bağ, M. a Švábenická, L., 1999: Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Rača units in the Uzgrůň section (Magura group of nappes, Czech Republic). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, č. 1, s. 33 – 48.
- Buček, S., 1988: Dasykladálne riasy a biostratigrafia triasu Bielych hôr (Malé Karpaty). Dizertačná práca. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S., 1989: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát. In: Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii. Zborník z paleontologickej konferencie, Ružbašská Milava, 1988, (Samuel, O., ed.), Konferencie, Sympóziá, Semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 133 – 138, tab. I – III.
- Buček, S., 2004a: Príloha č. 1: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminifer z listu 35-221 Pružina. In: Havrila, M., Buček, S., Maglay, J., Boorová, D., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Pružina (35-221) a časť listu Valaská Belá (35-223). Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 42.
- Buček, S., 2004b: Príloha č. 1: Biostratigrafické vyhodnotenie bentózných veľkých foraminifer z kriedových a paleogénnych sedimentov z listu 25-424 Bytča a 25-442 Súľov-Hradná. In: Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Siráňová, Z., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-424 Bytča. Manuskrpt. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 87.

- Buček, S., 2004c: Príloha č. 1: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminifer z listu 26-313 Žilina. In: Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A., Potfaj, M. a Boorová, D., 2004c: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-313 Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 41.
- Buček, S., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Puškárová, K., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 92, s. 29 – 51.
- Buček, S. in Buček, S. a Mello, J., 1999: B. Litologicko-biostratigrafické zhodnotenie kriedových a paleogénnych rífových vápencov Stredného Považia (na základe publikovaných a nepublikovaných prác). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S. a Mello, J., 1999: Návrh legendy a vysvetliviek k hričovsko-žilinskej, súľovskej a podtatranskej skupine pre geologickú mapu Stredného Považia 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 8.
- Buček, S., Filo, I., Maglay, J., Siráňová, Z., Žecová, K., Zlinská, A., Vaněková, H., Nagy, A. a Köhler, E., 2004: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-331 Višňové, 26-332 Vrútky, 26-333 Kamenná Poruba. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S., Janočko, J. a Jacko ml., S., 2005: Biostratigrafia podtatranskej skupiny paleogénu severovýchodne od Humenských vrchov. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 315 – 320.
- Buček, S. a Köhler, E., 1987: The Dasycladacean alga *Sarosella* in West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 6, s. 669 – 676.
- Buday, T., 1939: Tři lokality tortonské fauny na západním úpatí Malých Karpat. In: Příroda, roč. 32, č. 3, s. 94 – 96.
- Buday, T., 1955: Současný stav stratigrafických významů v spodním a středním miocénu dolnomoravského úvalu. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 30.
- Buday, T., 1955a: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu pro generální mapu ČSR na listech Hodonín, Trenčín a Bratislava v roce 1955. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buday, T., 1956: Zpráva o geologickém mapování v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1955 (Praha), s. 5 – 7.
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu Malých Karpat a Pováží. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha), s. 22 – 24.
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turčianskej kotliny. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
- Buday, T., 1962: Neogén Turčianské kotliny. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol. (Praha), č. 27, s. 475 – 502.
- Buday, T. a Cicha, I., 1956: Nové názory na stratigrafii spodního a středního miocenu Dolnomoravského úvalu a Pováží. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 43, s. 5 – 56.
- Buday, T. (ed.), Cambel, B., Mahel', M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullmann, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zařko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXXV, M-33-XXXVI, Wien – Bratislava. Bratislava, Geofond – Vyd., s. 5 – 248.
- Buday, T. (ed.), Cambel, B., Kamenický, J. a Mahel', M., 1962: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, listy M-33-XXXV Wien a M-33-XXXVI Bratislava. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Buday, T., Benešová, E., Březina, J., Cicha, I., Čtyrkoký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendrejáková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kheil, J., Köhler, E., Kullmanová, A., Mahel', M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., 238 s.
- Buday, T. (ed.), Buday, T., Cicha, J., Paulík, J., Dornič, J., Dvořák, J., Kamenický, J., Mahel', M., Matějka, A., Salaj, J., Scheibner, E. a Zelman, J., 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Buday, T., Cicha, I. a Seneš, J., 1965: Miozän der West Karpaten. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 295.
- Buday, T., Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, Západ. Karpaty, zv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., Acad., 651 s.
- Buday, T. a Špička, V., 1959: Geologický vývoj slovenských částí Vídeňské panve ve světle podrobných výzkumů lakšárske elevace. In: Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), roč. 69, č. 4, s. 3 – 83.
- Bujnovský, A., 1971: Mezozoikum sz. části Nizkyh Tatier (oblasť medzi Lupčiankou a Revúcou). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, tab. I – XXVII, 95 s.
- Bujnovský, A., 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nizkyh Tatier a revúckom zlomovom pásme. In: Konferencie, Sympóziá, Semináre, Tektonické profily Západných Karpát. (Mahel', M., ed.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 85 – 98.
- Bujnovský, A. a Kochanová, M., 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 60, s. 1 – 27.

- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1979: Trlenská Formation – a new lithostratigraphical unit of the Liassic of the Šipruň group. (Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka liasu šipruňskej skupiny). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 49 – 60.
- Bujnovský, A., Kantor, J. a Vozár, J., 1981: Radiometric dating of mesozoic basic eruptive rocks of the Krížna nappe in the NW part of Low Tatra. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 221 – 230.
- Bujnovský, A., Dovina, V., Hanáček, J., Kullman, E., Lukáčik, E. a Stankovič, J., 1983: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-124 Donovaly. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 86 s. (AP 6821).
- Bujnovský, A. a Lukáčik, E., 1983: Geologická stavba západnej časti Nízkych Tatier a príľahlej časti Veľkej Fatry (oblasť medzi Korytnicou a Sopotnickou dolinou). In: Liptov (Martin), 7, s. 9 – 23.
- Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Liščák, P., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 102 s. (AP 9584).
- Burian, J., Knésl, J., Gavora, S., Veľký, P. et al., 1984: Stredoslovenské neovulkanity – prognózy rudných surovín. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bůžek, Č., Čtyrský, P. a Zlocha, J., 1987: Nové stratigrafické výzkumy paleogénu v Drienovci na východnom Slovensku. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1987 (Praha).
- Bůžek, Č., Čtyrský, P. a Zlocha, J., 1989: Stratigrafický výzkum paleogénu Turnianské kotliny v okolí Drienovce na východnom Slovensku. In: Zborník z paleontol. konf. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 175 – 179.
- Bystrická, H., 1963: Die unter-eozänen Coccoliphoridae (Flagellata) des Myjavaer Paläogens. In: Gel. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 2, s. 269 – 281.
- Bystrická, H., 1990: The first finding of Rupelian nannoflora in the Turčianska kotlina depression. In: Západ. Karpaty, Sér Paleont. (Bratislava), č. 14, s. 47 – 55.
- Bystrický, J., 1955a: Stratigrafia a tektonika Juhoslovenského krasu (západná časť). Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. D. Štúra, 69 s. (AP 1435).
- Bystrický, J., 1955d: Príspevok k stratigrafii Juhoslovenského krasu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 3, s. 36 – 64.
- Bystrický, J., 1960: Príspevok ku geológii Slovenského krasu (územie medzi Silicou a Domicou). (Beitrag zur Geologie des Gebirges Slovenský kras (Das Gebiet zwischen Silica und Domicia). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 17, s. 5 – 27.
- Bystrický, J., 1960a: Niekoľko poznámok o jure Slovenského krasu. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 18, 3 – 47.
- Bystrický, J., 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. (Stratigraphie und Dasycladaceae des Gebirges Slovenský Kras). Bratislava, Ústř. Úst. geol., s. 1 – 204.
- Bystrický, J., 1967a: Die obertriadischen Dasycladaceen der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 18, č. 2, s. 285 – 309.
- Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. In: Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb. – Studenten Österr. (Innsbruck), roč. 21, č. 1, s. 289 – 310.
- Bystrický, J. (ed.), 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion “D” X-th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 137.
- Bystrický, J., 1976: Bemerkungen zu dem Artikel R. Mock: Über Trias-Conodonten und einige Probleme der Trias-Stratigraphie der Westkarpaten. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 8, č. 5, s. 469 – 474.
- Bystrický, J., 1976: Genus Dactylopora Lamarck, Digitella Morellet et Morellet und Broeckella Morellet et Morellet (Dasycladaceae, Algae) in Kalken des Paläozäns der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 2, s. 247 – 272.
- Bystrický, J., 1976: *Munieria grambasti* sp. nov. in Kalk-Geröllen der „Upohlav-Konglomerate“ des mittleren Váh-Gebietes (Klippenzone, Westkarpaten). In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 27, č. 1, s. 45 – 64.
- Bystrický, J., 1978: Prvý nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západných Karpatoch. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 10, č. 1, s. 17 – 22.
- Bystrický, J., 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe the West Carpathians Mts. Slovakia. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 4, s. 437 – 462.
- Bystrický, J., 1983: Gutensteinský vápenec (Gutensteiner Kalk), trias. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A – K). Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.) et al., 1983. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 321 – 324.
- Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladal algae in the West Carpathians Mts., Triassic. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 18, č. 4, s. 289 – 321.

- Bystrický, J. a Biely, A., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 15, č. 2, s. 173 – 188.
- Bystrický, J. a Biely, A., 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. Trias der Westkarpaten, Exkursionführer. Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 64 s.
- Bystrický, J., Fusán, O. a Maheľ, M., 1956: Prehľadná geologická mapa Spišsko-gemerského rudohoria 1 : 100 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bystrický, J. a Mello, J., 1973: Zakázané – Middle Triassic of Silická planina. In: Bystrický, J. et al., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. 10 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Guide to excursion D. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 42 – 44.
- Cambel, B., 1954a: Poznámky k otázke kremencov v Malých Karpatoch. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 1, s. 20 – 25.
- Cambel, B., Medveď, J. a Pitoňák, P., 1981: Geochemie und Petrogenese Dioritischer Gesteine der Kleinen Karpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 189 – 220.
- Cambel, B. a Korikovskij, S. P., 1986: Variscijskij retrogradnyj metamorphism i alpinskiy diaftorez v kristalinikume Zapadnyh Karpat. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, s. 335 – 364.
- Cambel, B. a Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. Bratislava, Veda, s. 1 – 247.
- Cambel, B., Kráľ, J. a Burchart, J., 1990: Isotope geochronology of crystalline complexes in the Western Carpathians. Bratislava, Veda, 183 s.
- Cicha, I., 1957: Zpráva o mikrobiostratigrafických výzkumech neogénu na západním a východním úpatí Malých Karpat. In: Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogenu pro generální mapu ČSR. Listy Žilina, Bratislava, Česká Třebová. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cicha, I. a Kheil, J., 1962: Mikrobiostratigrafie miocénu východoslovenské neogenní oblasti. In: Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont. (Praha), 27, s. 315 – 348.
- Cílek, V., 1955: Dílčí závěrečná zpráva o strukturálním průzkumu v širokém okolí Lakšárske Nové Vsi. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Cílek, V., 1960: Neogén v severovýchodním okolí Bratislavy. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 11, č. 2, s. 213 – 234.
- Cílek, V. a Cicha, I., 1956: Zpráva o geologii neogenu v širokém okolí Lakšárske Nové Vsi ve vnitroalpské pánvi. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Csontos, L., 1992: Mesozoic geologic and geodynamic problems of the Gemer-Bükk region. In: Terra abstracts, Abstr. suppl. No. to Terra nova, 4, 12 – 13, Graz, 1 – 3 July, 1992, Blackwell Sc. Publ. Oxford, London etc.
- Čechovič, V., 1950: Správa o výskumných prácach v teréne medzi Banskou Bystricou a Zvolenom. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Čechovič, V., 1952: Geológia juhoslovenskej uhoľnej panvy. In: Geol. Práce, Soš. (Bratislava), č. 33, s. 1 – 50.
- Čechovič, V., 1959: Príspevok ku geológii handlovskej uhoľnej panvy. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 53, s. 5 – 58.
- Čechovič, V. a Vass, D., 1960: Geológia južnej časti Košickej kotliny. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 59, s. 215 – 242.
- Čičel, B., 1958: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojtína. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 14, s. 40 – 55.
- Čierna, E., 1974: Mikropaläontologische und Biostratigraphische Untersuchungen einiger Bohrproben aus der weiteren Umgebung von Rohožník. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, s. 113 – 187.
- Činčura, J., 1990: Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic stage in the West Carpathian Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 5, s. 601 – 614.
- Činčura, J., 1994: About the age of paleokarst plateaux of Plavecký Karst, Malé Karpaty Mts. In: Slov. Kras (Martin), 32, s. 47 – 49.
- Činčura, J., Gross, P. a Köhler, E., 1991: Dôkazy paleokrasu kriedovo-paleogénneho veku v Malých Karpatoch. In: Slov. Kras (Martin), 29, s. 69 – 82.
- Čorná, O. a Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des kristalinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 1, s. 117 – 132.
- Čtyrský, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Pováží. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 51, s. 55 – 140.
- Čtyrský, P., 1960a: Zpráva o paleontologickém výzkumu sedimentů svrchního burdigalu na Winterbergu u Skalice na západním Slovensku. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958 (Praha), s. 21 – 23.
- Čtyrský, P., 1960b: Fauna svrchního burdigalu z Wintenbergu u Skalice na západním Slovensku. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 17, s. 115 – 134.

- Čtyroký, P., 1961a: Zpráva o paleontologickém výzkumu spodnoburdigalských slepenců v okolí Chropova v severovýchodní části Dolnomoravského úvalu. In: Zpr. Geol. Výzk. v Roce 1959 (Praha), s. 122 – 123.
- Čtyroký, P., 1961b: Fauna spodnoburdigalských slepenců z okolí Chropova na západním Slovensku. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 6, č. 1, s. 6 – 14.
- Čtyroký, P., 1961c: Zpráva o výzkumu měkkýších faun karpatské formace na Slovensku. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960 (Praha), s. 159 – 161.
- Čverčko, J., Ďurica, D. a Rudinec, R., 1969: Příspěvek k hranici torton – sarmat ve východoslovenské neogénní pánvi. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1967 (Praha), s. 252 – 254.
- Daniel, J. a Kartusek, J., 1980: Správa o geologicko-priekumných prácach za r. 1979. Československý uránový priemysel, odborový podnik, Příbram, odštepny závod Geologický prieskum, Liberec. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Uranpres.
- Dlabač, M., 1966: Litofaciální výzkum lábského obzoru ve vídeňské pánvi. In: Zpr. geol. Výzk. V Roce 1965 (Praha), s. 259 – 260.
- Dlabač, M., 1971: Dvě studie o sedimentaci v badenu (torton) Vídeňské pánve na Slovensku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 56, s. 89 – 108.
- Dlugi, A. a Svoboda, S., 1958: Příspěvek k biostratigrafické charakteristice neogénu západní části Malé dunajské nížiny. In: Dlugi, A., Fischer, J., Homola, V., Janák, J., Mořkovský, M., Slavík, J., Svoboda, S., Šmeral, J. a Uhman, J.: Opěrná vrstva Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. Práce úst. pro naftový výzkum (Brno), 12, 43, s. 41 – 58.
- Dott, R. L., 1964: Wacke, greywacke and matrix – What approach to immature sandstone classification. In: J. sed. Petrology (Tulsa), 34, s. 625 – 632.
- Dostál, J., Vozár, J., Keppie, J. D. a Hovorka, D., 2003: Permian volcanism in the Central Western Carpathians (Slovakia): Basin-and-Range type rifting in the southern Laurussian margin. In: Geol. Rdsch. (Stuttgart), 92, s. 27 – 35.
- Drnzík, E., 1969: O zrudnení typu mednatých pieskocov v perme melafýrovej série na sv. svahoch Nízkyh Tatier. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 1, č. 1, s. 7 – 38.
- Dublan, L., 1976: Stavba ryodacitového komplexu Poľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dublan, L., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Poľana. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dublan, L., 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Dublan, L. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Bujnovský, A., Halouzka, R., Hraško, L., Köhlerová, M., Marcin, D., Onačila, D., Scherer, S., Vozárová, A., Vozár, J. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Poľany 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 240 s.
- Dumitrica, P. a Mello, J., 1982: On the Age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Držkovce and Bohúňovo). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 77, s. 17 – 28.
- Dupej, J. a Siegel, K., 1984: Geology of the Králička granite and its environment (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 35, č. 3, s. 395 – 411.
- Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Ulrych, J. a Veselovský, F., 1981: Mineralógia severnej časti Slánskych vrchov. Bratislava, Miner. slov. – Monogr. 2, Alfa, s. 1 – 98.
- Ďuďa, R. a Kaličiaková, E., 1987: Mineralogicko-paragenetické pomery na Hg ložisku Merník. In: Miner. slov. (Bratislava), č. 5, s. 423 – 442.
- Ďurica, D., 1965: Vulkanické štruktúry vo východoslovenskej neogénnej panve a ich význam. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 37, s. 45 – 54.
- Ďurica, D., Kaličiak, M., Kreuzer, M., Müller, P., Slávik, J., Tözsér, J. a Vass, D., 1978: Sequence of volcanic events in eastern Slovakia in the Light of recent radiometric determinations. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 53, č. 2, s. 78 – 88.
- Ďurkovič, T., 1960: Contribution to Petrography of the Krosno and Magura Flysch in East Slovakia. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 17.
- Ďurkovič, T., Koráb, T. a Rudinec, R., 1982: Hlboký štruktúrny vrt Zboj-1. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 16, s. 1 – 76.
- Ďurkovič, T., Lukáčik, E., Samuel, O., Halouzka, R., Kováčik, M. a Jetel, J., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Toporec, Podolíne, Stará Ľubovňa, Plaveč. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ďurovič, V., 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanosedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 350 s.
- Ďurovič, V., Korikovskij, S. P., Laputina, I. P. a Ďurovičová, M., 1992: Propylitizované bazalty a plagiobazalty z permských metasedimentov Tribeča. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 24, č. 5 – 6, s. 407 – 412.

- Ebner, F., Vozárová, A., Straka, P. a Vozár, J., 1990: Carboniferous conodonts from Brusník Anticline (Southern Slovakia). In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Praha – Wien, ÚÚG – GBA, s. 249 – 252.
- Ebner, F., Vozárová, A., Kovács, S., Kräutner, H. G., Krstić, B., Szederkenyi, T., Jamičić, D., Balen, D., Belak, M. a Trajanova, M., 2008: Devonian – Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. In: . Carpath. (Bratislava), roč. 59, č. 2, s. 159 – 195.
- Elečko, M. (ed.), Pistotnik, J., Dudko, A., Elečko, M., Vass, D., Hók, J., Šefara, J. a Nagy, A., 1998: Danube Region Vienna – Bratislava – Budapest. Tectonic map 1 : 200 000, DANREG (Danube region Environmental Geology programme). In: Magy. áll. földt. Intéz. (Geol. Inst. Hung.).
- Elečko, M., Pristaš, J., Gross, P. a Šimon, L., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-242 (Prievidza-2). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Elečko, M. a Vass, D., 2001: Litostratigrafické jednotky usadenín sarmatského veku vo Viedenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 1 – 6.
- Együd, K., Gerhart, S., Bondarenková, A. a Varga, M., 1985: Veľká Trňa – antracit, VP. Záver. spr. a výpočet zásob. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 151 s.
- Faryad, S. W., 1990: Rulovo-amfibolitový komplex gemerika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, s. 303 – 313.
- Faryad, S. W., 1992: Petrologická charakteristika byštianskeho súvrstvia vo vrte TR-59. (In: Kobulský, J. et al., 1992: ZS úl. Veľká Trňa – II. podetapa, antracit, VP.) Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 19 s.
- Faryad, S. W., 1992: Litológia a metamorfóza kryštalinika zemplanika. In: Kobulský, J. et al., 1992: ZS úl. Veľká Trňa – II. podetapa, antracit, VP. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 27 s.
- Faryad, S. W., 1997: Metamorphic petrology of the Early Paleozoic low-grade rocks in the Gemericum. In: Grecula, P. et al. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 309 – 314.
- Faryad, S. W. a Balogh, K., 2002: Variscan pegmatite and K-Ar and Ar/Ar dating from basement rocks of the Zemplín Unit, Western Carpathians. In: Acta Geo. Hung. (Budapest), roč. 45, č. 2, s. 193 – 205.
- Faryad, S. W. a Henjes-Kunst, F., 1995: Metamorphism of the Meliata high-pressure rocks (Western Carpathians, Slovakia). In: Terra Abstracts, Terra Nova, 7, s. 319.
- Faryad, S. W. a Henjes-Kunst, F., 1997: Petrologic and Geochronologic constraints on the tectonometamorphic evolution of the Western Carpathians. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Miner. slov., Monogr. Bratislava, s. 145 – 154.
- Fejdiová, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 95 – 102.
- Fejdiová, O., 1994: Analýza ťažkých minerálov, granulometrická a petrologická analýza neogénnych sedimentov v Chvojnickej pahorkatine. In: Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L., Modlitba, I. a Čechová, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-224 (Hodonín-4), 34-242 (Holíč-2), 34-422 (Kúty-2), 35-133 (Myjava-3), 35-311 (Senica-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fendek, M., Bodiš, D., Franko, O., Havrila, M., Jančí, J., Kohút, M., Král, M., Priechodská, Z. a Vozárová, A., 1989: Výskumný geotermálny vrt FGTZ-1 Topoľčany. In: Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 24, s. 1 – 57.
- Ferenczi, I., 1916: Az Inovec-hegység Pöstyénntől keletre eső részének geologiai viszonyai. In: Magy. kir. földt. Intéz. évi Jelent. 1915 (Budapest), s. 131 – 159.
- Ferenczi, I., 1918: Az Inovec déli felének földtani viszonyai. In: Föld. Közl. (Budapest), 48, 10 – 12, s. 381 – 38.
- Fiala, F., 1961: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955 – 1960. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Filo, I., Maglay, J., Mello, J., Vozár, J., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z. a Snopková, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000; listy: M-34-113-B-a Hranovnica, M-34-113-B-b Hrabušice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Filo, I., Mello, J., Maglay, J., Siráňová, Z., Širáňová, V., Jetel, J. a Kováčik, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepko, Rudňany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1996: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 102, s. 41 – 49.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Hornádske a chrastianske vrstvy – nové oblastné litostratigrafické jednotky podtatranskej skupiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 103, s. 35 – 51.

- Filo, I., Siráňová, Z., Vaněková, H. a Žecová, K., 2006: Reambulácia vnútrokarpatského paleogénu Žilinskej kotliny, Turčianskej kotliny a Horehronského podolia – litológia, petrografia, biostratigrafia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Filó, M., 1968: Detailné geomagnetické merania v Spišsko-gemerskom rudohorí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Finger, F. a Broska, I., 1999: The generic S-type granites in southeastern Slovakia: Late Paleozoic or Alpine intrusion? Evidence from the electron-microprobe dating of monazite, *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt. (Wien)*, 79, s. 439 – 443.
- Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, L., Kohút, M., Krenn, E., Petrik, I., Riegler, G. a Uher, P., 2003: Electron-microprobe dating of monazites from Western Carpathian basement granitoids: plutonic evidence for an important permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. In: *Int. Jour. Earth Sci.*, roč. 92, č. 1, s. 86 – 98.
- Finger, F., Broska, I., Haunschmid, B., Hraško, L., Kohút, M., Krenn, E., Petrik, I. a Riegler, G., 2004: Chemical Th(U)-Pb dating of accessory monazites from Western Carpathians basement granitoids by means of the electron microprobe. In: *Int. Jour. Earth Sci.*, 92, s. 86 – 98.
- Fordinál, K., 1993: Biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Chvojníckej pahorkatiny a severnej časti Borskej nížiny na základe mäkkýšov i ostrakódov (listy Holíč-2, Holíč-4, Kúty-2 a Myjava-3). In: Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, L., Modlitba, I. a Čechová, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-224 (Hodonín-4), 34-242 (Holíč-2), 34-422 (Kúty-2), 35-133 (Myjava-3), 35-311 (Senica-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., 1993a: Genus *Melanopsis* (Gastropoda) in Upper Miocene sediments in the Bratislava area. In: *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, č. 17, s. 57 – 69.
- Fordinál, K., 1993b: Representatives of genus *Parvidacna* (Bivalvia) in Pannonian sediments of the Bratislava area. In: *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, č. 17, s. 71 – 79.
- Fordinál, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 99, s. 67 – 75.
- Fordinál, K., 1995: Bivalvia (Dreissenidae, Cardiidae) from Upper Miocene Sediments in Bratislava. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 100, s. 27 – 36.
- Fordinál, K., 1996: Terrestrial gastropods of the Upper Pannonian in the northern part of the Danube basin. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, č. 1, s. 5 – 16.
- Fordinál, K., 1997: Mollusc (gastropoda, bivalvia) from the Pannonian deposits of the western part of the Danube Basin (Pezinok – clay pit). In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, roč. 3, č. 4, s. 263 – 283.
- Fordinál, K., 1998: Freshwater gastropods of Upper Pannonian age in the northern part of the Danube basin. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, roč. 4, č. 4, s. 293 – 300.
- Fordinál, K., 2000: Pannonian fauna of the northern part of the Danube Basin (Slovakia). In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, roč. 6, č. 2 – 3, s. 127 – 129.
- Fordinál, K., Nagy, A. a Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeladince (západný okraj pohoria Tríbeč). In: *Miner. slov. (Bratislava)*. Roč. 28, č. 4, s. 307 – 311.
- Fordinál, K. a Zlinská, A., 1998: Fauna vrchnej časti holičského súvrstvia (sarmat) v Skalici (Viedenská panva). In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 30, č. 2, s. 137 – 146.
- Fordinál, K., Zlinská, A., Halášová, E., Slamková, M. a Brzobohatý, R., 2003: Stratigrafia bádenských sedimentov okolia Stupavy (viedenská panva, Slovensko) a rekonštrukcia paleoekologických pomerov. In: *Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň. (Ostrava), Ř. horn.-geol.*, roč. XLIX, mim. č. 4. Paleont. semin. Ostrava 17. – 18. 6. 2003, Ostrava, s. 90 – 92.
- Fordinál, K., Maglay, J., Plašienka, D., Buček, S., Potfaj, M., Kováčik, M., Bezák, V. a Broska, I., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 200 000, list 34 (Malacky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., Nagy, A. a Vass, D., 2001: Problémy stratigrafie a litostratigrafie vrchného miocénu dunajskej panvy. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 33, č. 1, s. 7 – 14.
- Fordinál, K., Zágöršek, K. a Zlinská, A., 2006: Early Sarmatian biota in the northern part of the Danube Basin (Slovakia). In: *Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 57, č. 2, s. 123 – 130.
- Forgáč, J., 1975: Štruktúrne vrty HF-1 Hliník nad Žiarom a JF-1 Jalná. In: *Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava)*, č. 4, 110 s.
- Forgáč, J. a Pulec, M., 1975: Geologická stavba vulkanitov a sedimentov neogénu juhovýchodnej časti Kremnického pohoria (list Kováčová a Malachov). Vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O., Bodiš, D., Brestenská, E., Ondrejčíková, A., Priečhodská, Z., Remšík, A. a Vass, D., 1982: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGDŽ-1 Dvory nad Žitavou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Franko, O., Fendek, M., Bodiš, D., Brestenská, E., Priechedská, Z. a Vass, D., 1985: Správa o výskumnom geotermálnom vrte FGG-2 Galanta. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O. a Gazda, S., 1968: Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O. a Gazda, S., 1970: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 52, s. 237 – 261.
- Fuchs, Th., 1866: Die Tertiärablagerungen in der Umgebung von Pressburg und Hainburg. III. Teil von F. Karrer und Th. Fuchs: Geolog. Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 276.
- Fusán, O., 1957: Paleozoikum gemeríd. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 17, s. 46.
- Fusán, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 55, s. 171 – 180.
- Fusán, O., Bystrický, J., Čechovič, V., Franko, O., Hanáček, J., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Lukniš, M. a Regásek, F., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Rimavská Sobota. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 123 s.
- Gaál, E., 1987a: Súčasná otázky stratigrafie meliatskej skupiny. (Present Problems of the Meliata Group Stratigraphy, Summary). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 86, s. 143 – 156.
- Gaál, E., 1987b: Kras Rimavskej kotliny. In: Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), 25, s. 5 – 27.
- Gaál, E. a Mello, J., 1983a: Nové údaje o stratigrafii triasových vápencov západnej časti silického príkrovu a ich odraz v tektonickej stavbe. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 15, č. 4, s. 303 – 330.
- Gaál, E. a Mello, J., 1983b: Stratigrafická schéma meliatskej jednotky. In: Mahel', M., 1986: Geologická stavba československých Karpát, Palealpínske jednotky 1. Bratislava, Veda, 78 s.
- Gabčo, R., 1969: Správa o sedimentárno-petrografickej charakteristike sedimentov vo vrte DB-12 (Svinná). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., 1965: Zpráva o orientačnom vrte TRSTÍN-1, okres Trnava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašparik, J., 1989: Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 90, s. 43 – 55.
- Gašparik, J., Brestenská, E., Forgáč, J., Franko, O., Hajošová, M., Hanáček, J., Marková, M., Matkulčík, E., Planderová, E. a Sitár, V., 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). In: Region. geol. Záp. Karpát (Bratislava), č. 3, s. 7 – 97.
- Gašparik, J., Miko, O. a Žáková, E., 1991: Geologický vývoj juhozápadnej časti Turčianskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 92, s. 9 – 27.
- Gašparik, J. (ed.), Halouzka, R., Miko, O., Gorek, J., Rakús, M., Bujnovský, A., Lexa, J., Panáček, A., Samuel, O., Gašpariková, V., Planderová, E., Snopková, P., Fendek, M., Hanáček, J., Modlitba, I., Klukanová, A., Žáková, E., Horniš, J. a Ondrejčíková, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- Gašpariková, V., 1965: Mikrofaunistické vyhodnotenie vzoriek z vrtu G-11, lokalita Piešťany. In: Rebro, A., 1965: Hydrogeologický prieskum na ochranu a rozšírenie zdrojov termálnych vôd v Piešťanoch – vrt G-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1983: Mikropaleontologické vyhodnotenie hydrogeologických vrtoch na južných svahoch Nízkych Tatier. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra,
- Gašpariková, V., 1986: Výskyt vrchnej kriedy v Rimavskej kotline. In: Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 21, s. 97 – 100.
- Gašpariková, V. a Slávik, J., 1967: Spodný tortón s. l. v severozápadnej časti Vihorlatu. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 43, s. 119 – 124.
- Gašpariková, V., Žecová, K. a Kullmanová, A., 1992: Doplnky k stratigrafii karbonátových brekcií typu Kržľa v Malých Karpatoch. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 59 – 61.
- Gaweda, A., Doniecki, T., Burda, J. a Kohút, M., 2005: Petrogenesis of quartz-diorites from the Tatra Mountains (Central Western Carpathians): an example of the magma hybridisation. In: Neu. Jb. für Mineral., Abh. (Stuttgart), 181, 1, s. 95 – 109.
- Gaweda, A. a Kohút, M., 2007: Calc-silicate rocks from the Malé Karpaty Mts. & The Považský Inovec Mts., Western Carpathians, Slovakia: A comparative study. In: Mineral. pol., Spec. Pap. (Kraków), 31, s. 119 – 124.
- Gawlick, H.-J. a Frisch, W., 2003: Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics – an overview. In: Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 23, s. 163 – 213.

- Gaždžicki, A., Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 5, s. 119 – 148.
- Gaža, B., 1966a: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B., 1966b: Záverečná vrtné geologická správa o hlbokom štruktúrnom vrte Obdokovce-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B., 1967a: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra..
- Gaža, B., 1967b: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B., 1968: Geologické zhodnotenie hlbokého štrukt. vrtu Ripňany-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B., 1968a: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Trakovice-4. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B., 1968b: Geologické zhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu Šurianky-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gaža, B. a Beinbauerová, M., 1976: Príspevok ku geológii zlatomoravského zálivu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 8, č. 3, s. 221 – 240.
- Gaža, B., Němec, F., Jiříček, R., Kocák, A., Mayer, S., Hromec, J., Pěničková, M., Dvořáková, V., Brzobohatý, J., Pašiak, J., Peřina, J. a Bajglová, J., 1983: Závěrečná zpráva úkolu „Vyhledávací průzkum živic ve vídeňské pánvi“. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gorek, A., 1969: Postavenie zvyškov metamorfneho plášťa v granitoidnom masive Vysokých Tatier a ich vzťah ku kryštalickým bridliciam a migmatitom v Západných Tatrách. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 18.
- Górka, A., Jawor, E., Jawor, W. a Moryc, W., 1989: Zawoja-1 (posz.). In: Anonym (ed.). (Dane z skróconej metryki otworu ZPNIg Kraków). Manuskript. Krakow, ZPNIg.
- Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Bratislava, Miner. slov. – monografia, Alfa, s. 1 – 263.
- Grecula, P. et al., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Grecula, P. a Együd, K., 1977: Pozícia zemplínskeho ostrova v tektonickom pásme Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 6, s. 449 – 462.
- Grecula, P., Dianiška, I., Ďuďa, R., Hurný, J., Kobulský, J., Kusák, B., Malachovský, P., Matula, I. a Rozložník, O., 1977: Geology, tectonics and metalogeny of Eastern part of the SGR Mts. SGR Mts. – East, Cu + complex appreciation. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 390 (in Slovak).
- Grecula, P., Kaličiak, M. a Varga, I., 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 6, s. 419 – 448.
- Grecula, P., Hrinko, V. a Valko, P., 1979: Ladmovce-sever, vápence – ZP. Závěrečná správa a výpočet zásob. Doplňok č. 1. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 72 s.
- Grecula, P. a Együd, K., 1981: Zemplínsky ostrov – polymetalické rudy a uhlie. Závěrečná správa. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 178 s.
- Grecula, P. a Együd, K., 1982: Litostratigrafia mladšieho paleozoika a spodného triasu Zemplínskych vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 14, s. 221 – 239.
- Grecula, P., Bartalský, B., Gazdačko, L., Hojnoš, M., Kotulák, P., Kucharič, L., Návesňák, D., Németh, Z., Radvanec, M., Steiner, A. a Syčev, V., 1992: SGR – geofyzika, VP rudy a nerudy. Závěrečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Grill, R., 1941: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. In: Öl u. Kohle (Berlin), 37, s. 595 – 602.
- Grill, R., 1943: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Becken. In: Mitt. Reichsamts Bodenforsch. (Freiberg i. Sa.), č. 6, s. 33 – 44.
- Gross, P., 1980: Paleogén Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape Liptovskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 80 s.
- Gross, P., 1998: Kežmarské vrstvy – nový člen paleogénu podtatranskej skupiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 103, s. 27 – 33.
- Gross, P., Franko, O. a Samuel, O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 52, s. 19 – 34.

- Gross, P., Köhler, E., Biely, A., Franko, O., Hanzel, V., Hricko, J., Kupčo, G., Papšová, J., Priechodská, Z., Szalaoiová, V., Snopková, P., Stránska, M., Vaškovec, I. a Zbořil, E., 1980: Geológia Liptovskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 242 s.
- Gross, P., Mello, J., Haško, J. a Dovina, V., 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list Chlebniče. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 81, s. 103 – 117.
- Gross, P. a Köhler, E., 1987: O eocénnej transgresii v oravskom úseku bradlového pásma. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 86, s. 157 – 164.
- Gross, P. a Köhler, E., 1989: Nové poznatky o paleogénnych sedimentoch Malých Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 90, s. 23 – 41.
- Gross, P., Köhler, E., Haško, J., Halouzka, R., Mello, J., Nagy, A., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O. a Snopková, P., 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 319 s.
- Gross, P., Halouzka, R., Ďurkovič, T., Siráňová, Z., Jetel, J., Spišák, Z., Samuel, O., Snopková, P. a Raková, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000; listy: M-34-101-D-c Poprad; M-34-101-D-d Spišský Štvrtok; M-34-101-D-a Veľká Lomnica; M-34-101-D-b Kežmarok; M-34-101-B-c Tatranská Lomnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., Ďurkovič, T., Jetel, J., Kováčik, M., Samuel, O., Žecová, K. a Túnyi, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy M-34-102-C-a Lubiccké Kúpele, M-34-102-C-b Torysky, M-34-102-C-c Levoča, M-34-102-C-d Jablonov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9594), Gbely, archív Nafta.
- Gross, P., Buček, S., Borza, V., Ďurkovič, T., Filo, I., Halouzka, R., Janočko, J., Karoli, S., Kováčik, M., Lukáčik, E., Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Spišák, Z., Vozár, J., Žec, B., Jetel, J., Raková, J., Samuel, O., Siráňová, Z., Túnyi, I., Zlinská, A., Žecová, K. a Snopková, P., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 162 s. (AP 9591).
- Gross, P., Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Karoli, S., Maglay, J., Nagy, A., Halouzka, R., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Mello, J., Polák, M. a Janočko, J., 1999: Geologická mapa Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Gross, P. (ed.), Buček, S., Ďurkovič, T., Filo, I., Maglay, J., Halouzka, R., Karoli, S., Nagy, A., Spišák, Z., Žec, B., Vozár, J., Borza, V., Lukáčik, E., Janočko, J., Jetel, J., Kubeš, P., Kováčik, M., Žáková, E., Mello, J., Polák, M., Siráňová, Z., Samuel, O., Snopková, P., Raková, J., Zlinská, A., Vozárová, A. a Žecová, K., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Gümbel, C. W., 1856: Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 7, s. 1 – 39.
- Gyalog, L. (ed.), 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. In: Magy. áll. földt. Intéz. Alk. kiad., č. 187, s.1 – 171.
- Haas, J., Hámor, G., Jámor, Á., Kovács, S., Nagymarosy, A. a Szederkényi, T., 2001: Geology of Hungary. Budapest, Eötvös University Press.
- Háber, M. a Rojkovič, I., 1989: Metallogeny of the Permian of the Slovenske rudohorie Mts., Czechoslovakia. In: XIV. Congress Carpatho-Balkan Geological Association, Sofia, s. 1 355 – 1 358.
- Halásiová, E., Hudáčková, N., Holcová, K., Vass, D., Elečko, M. a Pereszlenyi, M., 1996: Sea ways connecting the Fiľakovo/Pétervására Basin with the Eggenburgian/Burdigalian open sea. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 2, č. 2, s. 351 – 362.
- Halouzka, R., 1977: Príspevok k stratigrafii travertínov Ipel'skej pahorkatiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 67, s. 135 – 140.
- Halouzka, R., 1987: Stratigrafia a geologicko-paleogeografický vývoj kvartéru v Západných Tatrách a ich predpolí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hámor, G., 1985: A Nógrád-Cserhádi kutatási terület földtani viszonyai (Geology of the Nógrád-Cserhát area). In: Geologica hung., Ser. geol. (Budapest), č. 22, s. 1 – 307.
- Hanáček, J., 1954: Geology of the Nédzov Mts. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, s. 1 – 4.
- Hanáček, J., 1956: Geológia Nédzovského pohoria. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, 1 – 4, s. 59 – 83.
- Hanáček, J., Zlocha, J., Ferenc, P., Medo, S. a Mikoláš, S., 1984: Bauxity Slovenska, štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.

- Hansen, H. J., Rasmussen, K. L. a Gwozd, R., 1990: Paleomagnetic stratigraphy and iridium abundance of the Cretaceous-Tertiary boundary at Žilina, Slovakia. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 41, č. 1, s. 23 – 28.
- Hanzlíková, E., 1960: Mikrostratigrafické vysvetlivky ku kridě a paleogénu na listu generální mapy Košice a Zborov. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzlíková, E., 1972: Mikropaläontologische Zoneneinteilung und Stratigraphie der Istebna-Schichten und ihres unmittelbaren Hangenden. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 47, č. 2, s. 69 – 77.
- Harčár, J. a Schmidt, Z., 1965: Kvartér v okolí Strekova na Hronskej pahorkatine. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 34, s. 143 – 151.
- Haško, J., 1973: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma Oravy a Kysúc spojené s geologickým mapovaním v mierke 1 : 10 000 a 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 62 s.
- Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Hauer, F., 1865: Geologische Verhältnisse der Umgegend von Neutra. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 15, Verh., s. 38 – 40.
- Havrila, M., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Čiastk. záver. spr. In: Havrila, M. a Buček, S., 1992. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 22.
- Havrila, M. a Buček, S., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 územia medzi Besníkom a Ladovou jaskyňou. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Pevný, J., 1991: Profil Ostrá Malenica (stratigrafia na základe konodontov a holotúrií). Čiastk. spr. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8961) – príloha k čiastk. záv. spr. Salaj, J. et al., 1991: list 25-443 (Pružina) (AP 8960).
- Havrila, M., Šabíková-Hlôšková, Z., Borza, V., Buček, S. a Pevný, J., 1995: Biostratigrafické vyhodnotenie triasových profilov hronika. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. (ed.), Buček, S., Maglay, J., Boorová, D., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M., 2004: Geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35 221) a časť listu Valaská Belá (35 223). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. (ed.), Buček, S., Fordinál, K., Kohút, M., Maglay, J., (autori čiastkových správ: Boorová, D., Buček, S., Siráňová, Z., Zlinská, A., Žecová, K.), 2006: Geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 list Horná Streda (35 322). Čiastk. spr. č. 7. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hejtman, B., 1981: Petrografie. Praha, Alfa, s. 1 – 261.
- Hladilová, Š., 1991: Results of preliminary studies of the molluscan fauna from the Rohožník locality. In: Scr. geol. (Leiden), 21, s. 91 – 97.
- Hók, J. a Hraško, L., 1990: Deformačná analýza západného úseku pohorelskej línie. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 1, s. 69 – 80.
- Hók, J., Kováč, M., Rakús, M., Kováč, P., Nagy, A., Kováčová-Slamková, M., Sitár, V. & Šujan, M., 1998: Geologic and tectonic evolution of the Turiec depression in the Neogene. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 3, s. 165 – 176.
- Holec, P., 1973: Fish-Otolithen aus dem oberen Baden (Miozän) des nordöstlichen Teiles des Wiener Beckens (Gebiet von Rohožník). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 2, s. 393 – 414.
- Holec, P., 1975: Fish-Otolithen aus dem Baden (Miozän) des nördlichen Teiles des Wiener Beckens und der Donau-Tiefebene. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 26, č. 2, s. 253 – 266.
- Holec, P., 1981: Occurrence of Hipparion primigenium (H. v. Meyer, 1829) (Mammalia, Equidae) remnants in the Neogene of the West Carpathians (Slovakia, Czechoslovakia). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 4, s. 427 – 447.
- Holec, P., 1995: Lower Miocene Shark (Chondrichthyes, Elasnobranchii) and Whale Faunas (Mammalia, Cetacea) near Mučín, Southern Slovakia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 100, s. 37 – 52.
- Holec, P., 2001: Miocénne drsnokožce a kostnaté ryby (Chondrichthyes et Osteichthyes, Vertebrata) z Viedenskej panvy pri Bratislave (Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 2, s. 111 – 134.
- Holec, P., Papšíková, M., Kraus, I. a Fordinál, K., 1987: Rekonstruktion der Lebensbedingungen an der Wende Pannon-Pont auf der Lokalität Pezinok-Lehmgrube der Ziegelei (SO Rand der Kleinen Karpaten). In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 43, s. 181 – 191.
- Homola, V., 1958: Opěrná vrstva Báhoň-1 v západní části Malé dunajské nížiny. In: Práce Úst. naft. Výzk., roč. 12, č. 43, s. 1 – 106.
- Horská, A., Faryad, S. W., Gerhart, S. a Kobulský, J., 1989: Litologicko-sedimentologická a technologická charakteristika vrtu TR-59. In: Vozárová, A. a Vozár, J., 1989: Mladšie paleozoikum Zemplínskych vrchov a východnej časti Slovenského rudohoria. XI. Exkurzia uhoľno-geologického seminára Katedry ložiskovej geológie PF UK v Prahe, s. 9 – 13.
- Horwitz, L. a Rabowski, F., 1929: Przewodnik wyciecki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pini-ny. In: Roczn. Pol. Tow. geol. (Krakow), 6, s. 18 – 21.

- Hovorka, D., 1967: Genetic types and stratigraphy of ultrabasic rocks in the West Carpathians. *Carp. Balc. geol. Assoc., VIII Congr., Repls. Petrol. and Metamorphism*, Beograd.
- Hovorka, D., 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 8, č. 2, s. 113 – 132.
- Hovorka, D. a Lukáčik, E., 1972: Xenoliths in andesites of the massifs Karanc and Siatoros (Southern Slovakia) and their geological interpretation. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 23, č. 2, s. 297 – 309.
- Hovorka, D. a Rojkovič, I., 1976: Ultrabázické teleso pri Hodkovicach (východné Slovensko). In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 29, s. 5 – 77.
- Hovorka, D. a Fejdi, P., 1979: Materiál vrchného plášťa v mladopaleozoickej provincii alkalických olivinitických bazaltov (bazanitov) Západných Karpát. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 11, č. 3, s. 282.
- Hovorka, D. et al., 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, s. 481 – 504.
- Hovorka, D. et al., 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians Czechoslovakia. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 258 s.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1985: Petrogenéza metamorfítov amfibolitovej fácie v oblasti Rudnian. In: *Campbell, B. a Jarkovský, J. (eds.): Rudnianske rudné pole – geochemicko-metalogenetická charakteristika*. Bratislava, *Veda*, s. 78 – 103.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, *Veda*, 263 s.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1990: Clino-pyroxenen-garnet metabasites from the Tribeč Mts. (Central Slovakia). In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 22, s. 533 – 538.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1991: Amfibolitizované eklogity v predkarbónskych komplexoch Západných Karpát. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 23, č. 4, s. 346.
- Hovorka, D. a Méres, Š., 1996: Dva genetické typy metabazitov v juhozápadnej časti veporika. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 28, s. 273 – 280.
- Hraško, L., Bezák, V. a Klinec, A., 1981: Geologicko-tektonická štúdia PVE Devínsky zlom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hraško, L., Molák, B. a Chmelík, J., 1989: Niekoľko pozantkov o petrogenéze hornín z vrtu KS-1 (vju. Okolie Klenovca). In: *Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava)*, s. 113 – 120.
- Hraško, L., Madarás, J., Németh, Z., Kováčik, M., Siman, P., Demko, R., Kráľ, K., Maglay, J., Šimon, L., Nagy, A., Vozárová, A., Radvanec, M. a Putiš, M., 2005: Hodnotenie geologicko-surovinového potenciálu Slovenské rudohorie – západ a možnosti jeho využitia pre rozvoj regiónu. Časť: 1 – Geologická časť. Čiastk. spr. k záver. spr. geol. úlohy č. 2898 a mapa Slovenské rudohorie, západná časť 1 : 50 000 (Hraško, L., Madarás, J., Németh, Z. et al.). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 404 s.
- Hrdlička, M., Broska, I., Siman, P. a Košler, J., 2005: Nové geochronologické údaje granitov kryštalinika Malej Fatry. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 37, č. 3, s. 243 – 245.
- Hrnčár, A. (ed.), 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky – okres Banská Bystrica, Liptovský Mikuláš a Poprad, M = 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hromec, J., 1959: Zpráva o doplňujúcom štruktúrnom prieskume vrchno-pannonskej poklesovej kry v obl. Mor. Sv. Ján. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hromec, J., 1961: Zpráva o štruktúrnom prieskume oblasti Bohdanovce – Špačince za rok 1959 – 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hromec, J., 1962: Zpráva o štruktúrnom prieskume katloveckej hráste a širšieho okolia za rok 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hudáčková, N. a Kováč, M., 1993: Zmeny sedimentačného prostredia východnej časti Viedenskej panvy vo vrchnom bádene a sarmate. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 25, č. 3, s. 202 – 210.
- Huraiová, M. a Konečný, P., 1994: Pressure-temperature conditions and oxidation state of the upper mantle in southern Slovakia. In: *Acta geol. hung.*, 37, s. 33 – 44.
- Huraiová, M., Konečný, P., Simon, K. a Hurai, V., 1996: Mafic and salic igneous xenoliths in Late Tertiary alkaline basalts: fluid inclusions and mineralogical evidence for deep-crustal magmatic reservoir in the Western Carpathians. In: *European Journ. Geol.*, 8, s. 901 – 916.
- Ilavská, Ž., 1961: Sporen und Hystrichospheritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 15, s. 2, 227 – 232.
- Ilavská, Ž., 1961: In: *Chmelík, J. et al., 1962: Geologické vyhodnotenie vrtu G-37, Dobšiná – Hámor*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ilavský, J., Vozárová, A. a Vozár, J., 1994: Ľubietová – štruktúrno-vyhľadávacie vrty LU-1, LU-2 a LU-3. *Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava)*, č. 29, s. 3 – 77.
- Ivan, P., 1997: Rakovec and Zlatník Formations: two different relics of the pre-Alpine back-arc basin crust in the Central Western Carpathians. In: *Grečula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the western Carpathians*. Bratislava, *Miner. slov. – Monografia*, s. 281 – 288.

- Ivan, P., Hovorka, D. a Méres, Š., 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathians – geodynamic setting as inferred from the metavolcanic studies. In: Terra nova, Abstract suppl., 2, vol. 4, 34.
- Ivan, P., Méres, Š., Putiš, M. a Kohút, M., 2001: Early Paleozoic metabasalts and metasedimentary rocks from the Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians): evidence for rift basin and ancient oceanic crust. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 52, s. 67 – 78.
- Ivanička, J., 1986: Geologická mapa a vysvetlivky ku geologickej mape listu 30-241 (Pohronska Polhora-1, Beňuš). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Snopko, L. a Snopková, P., 1986: Geologicko-litologické a palinologické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. In: Region. geol. Západ. Karpát, Spr. geol. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), č. 21, s. 51 – 54.
- Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P. a Vozárová, A., 1989: Gelnica Group – Lower Unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians), Early Paleozoic. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 40, č. 4, s. 483 – 501.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernátsch, G., Brlay, A., Vranovská, A. a Jánová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske-3 (35-423). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. a Szalaiová, V., 1998b: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 240 s.
- Ivanička, J., Olšavský, M., Hók, J., Bezák, V., Polák, M., Rakús, M., Havrila, M., Pristaš, J., Elečko, M., Kováčik, M., Demko, R., Šimon, L., Konečný, P., Boorová, D. a Vaněková, H., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-142 Beckov (časť) a 35-231 Trenčianska Turná (časť). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S. a Zuberec, J., 2006: Vysvetlivky ku Geologickej mape regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Kováčik, M., Madarás, J., Olšavský, M., Hók, J., Polák, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S. a Šimon, L., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Olšavský, M., Hók, J., Kováčik, M., Madarás, J., Polák, M., Rakús, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S., Šimon, L., Kubeš, P., Scherer, S., Zuberec, J., Dananaj, I. a Klukanová, A., v tlači: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Považský Inovec a jv. časť Trenčianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ivanov, M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 4, č. 3 – 4, s. 705 – 750.
- Jablonský, E., 1973: Neue Erkenntnisse ueber die Morphologie der Art *Cryptocoelia zitteli* Steinmann, 1882 (*Sphinctozoa*) [Nové poznatky o morfológii druhu *Cryptocoelia zitteli* Steinmann, 1882]. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 16, č. 2, s. 185 – 187.
- Jablonský, E., 1973a: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 2, s. 415 – 423.
- Jablonský, E., 1973b: Segmentierte Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) aus Wettersteinkalken einiger Gebirge der Westkarpaten. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 26, s. 189 – 202.
- Jablonský, E., 1973c: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 1, s. 107 – 111.
- Jablonský, E., 1975: *Colospongia andrusovi* n. sp. eine neue Art von segmentierten Kalkschwämmen (*Sphinctozoa*) aus der Trias der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 26, č. 2, s. 267 – 273.
- Jablonský, E., 1988: Vlkolínska brekcia, krieda. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Samuel, O. (ed.) et al., 1988. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 61.
- Jacko, S., 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Košice, archív BF VŠT s. 1 – 304.
- Jacko, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 3, s. 59 – 80.
- Jacko, S., 1979a: Geologický profil pásmom Čiernej hory. In: Mahel', M. (ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 185 – 193.
- Jacko, S., 1979b: Vzájomné vzťahy granitoidov a plášťa v kryštaliniku Bujanovej. Celoslovenský seminár Granity Západných Karpát. Abstrakt. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 11, č. 4, s. 372.

- Jacko, S., 1984: Štruktúrno-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 295 s.
- Jacko, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82, s. 127 – 133.
- Jacko, S. a Rajlich, P., 1973: The Alpine and pre-Alpine folds of the Čierna hora crystalline complex. In: Sbor. geol. Věd., Geol. (Praha), s. 149 – 158.
- Jacko, S. a Petrik, I., 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid rocks. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 5, s. 515 – 544.
- Jacko, S., Korikovskij, S. P. a Boronichin, V. A., 1990: Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, s. 231 – 239.
- Jacko, S., Sasvári, T., Zacharov, M., Schmidt, R. a Vozár, J., 1996: Contrasting style of Alpine deformations at the Eastern part of the Veporicum and Gemericum units, Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2, s. 151 – 164.
- Janáček, J., 1957: Předběžná zpráva o nových stratigrafických poznatcích ve svrchním pannonu vnitroalp-ské pánve vídeňské. In: Geol. práce, Zpr. (Bratislava), č. 10, s. 5 – 48.
- Janáček, J., 1959b: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie východního Slovenska. In: Geol. Práce, Soš. (Bratislava), č. 52, s. 71 – 182.
- Janáček, J., 1967: Stratigrafické poznatky v mladých sedimentoch centrálnej časti Podunajskej panvy. Čiastk. záver. spr. za r. 1965 – 1966. Nové poznatky o tektonike centrálnej časti Podunajskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Janák, M., 1994: Variscan Uplift of the Crystalline Basement Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser Probe Dating of Biotite and P-T-t Paths. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 5, s. 293 – 300.
- Janák, M., Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1993. Banded amphibolite rocks from the Low and Western Tatra Mts.: evidence of the lower-crustal components in the pre-Alpine basement of the Western Carpathians. In: Pre-Alpine events in the Western Carpathians realm. Stará Lesná.
- Janák, M., Bezák, V., Broska, I., Fritz, H., Kahan, Š., Kohút, M., Neubauer, F., O'Brien, P. J., Onstott, T. C., Reichwalder, P. a Uher, P., 1993: Deformation, metamorphism and granitoid magmatism in the Tatra Mts. (Central Western Carpathians, Tatric unit): records of Variscan and Alpine orogeny. In: Pitoňák, P., Spišiak, J. (eds.): PAEWCR conference – Excursion guide, s. 51 – 65.
- Janák, M., Pitoňák, P., Spišiak, J., Petrik, I. a O'Brien, P. J., 1995. Tonalitic-trondhjemitic melts in the Western Carpathian basement: implications for partial melting of amphibolite and the differentiation of the lower crust. In: Terra abstracts EUG8.
- Janák, M., O'Brien, P. J., Hurai, V. a Reutel, C., 1996: Metamorphic evolution and fluid composition of garnet-clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. In: Lithos (Oslo), 39, s. 57 – 59.
- Janák, M. a Kohút, M., 1996: Cordierite-bearing migmatites from the Veľká Fatra Mts., Western Carpathians: geothermobarometry and implications for Variscan decompression. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, č. 6, s. 359 – 365.
- Janák, M. a Lupták, B., 1997: Pressure-temperature conditions of high-grade metamorphism and migmatization in the Malá Fatra crystalline complex, the Western Carpathians. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 48, č. 5, s. 287 – 302.
- Janák, M., Hurai, V., Ludhová, L., O'Brien, P. J. a Horn, E. E., 1999. Dehydration melting and devolatilization of high-grade metapelites: the Tatra Mountains, Western Carpathians. In: Journal Metamorph. Geol., 17, s. 379 – 396.
- Janák, M., Finger, F., Plašienka, D., Petrik, I., Humer, B., Méres, Š. a Lupták, B., 2002: Variscan High P-T Recrystallization of Ordovician Granitoids in the Veporic Unit (Nízke Tatry Mountains, Western Carpathians): New Petrological and geochronological Data. In: Geolines, 14, s. 38 – 39.
- Janák, M., Méres, Š. a Ivan, P., 2007: Petrology and metamorphic P-T conditions of eclogites from the northern Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 58, č. 2, s. 121 – 131.
- Janočko, J., 1990: Sedimentačné prostredie hrubých detritov vrchného bádenu v severnej časti Košickej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, s. 539 – 546.
- Janočko, J., 2002: Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, s. 159 – 180.
- Janočko, J., Hamršmid, B., Jacko, S. a Siráňová, Z., 1998: Suprafan and channel-and-levee deposits near Tichý Potok, Levoča Mts.; Central-Carpathian Paleogene Basin, Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 1, s. 3 – 15.
- Janočko, J., Gross, P., Jacko, S. ml., Buček, S., Karolí, S., Žec, B., Polák, M., Rakús, M., Potfaj, M. a Halouzka, R., 2000: Geologická mapa Spišskej Magury 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Janočko, J., Gross, P., Polák, M., Potfaj, M., Jacko, S. ml., Rakús, M., Halouzka, R., Jetel, J., Petro, L., Kubeš, P., Buček, S., Köhler, E., Siráňová, Z., Zlinská, A., Halásová, E., Hamršmíd, B., Karoli, S., Žec, B., Fejdiová, O., Milička, J., Boorová, D. a Žecová, K., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 174 s.
- Janočko, J. a Elečko, M. (eds.), 2003: Tectono-Sedimentary Evolution of Western Carpathian Tertiary Basins. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, č. 3 – 4, s. 161 – 290.
- Janočko, J., Elečko, M. et al., 2003: Tektogenéza terciérnych panví Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Janočko, J. a Prekopová, M., 2005: Depozičný systém v Markušovciach – kužeľová delta s dominanciou záplav. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 327 – 329.
- Jaroš, J., 1965: Tektonický charakter krížňanskej jednotky v okolí Banskej Bystrice. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 35, s. 41 – 52.
- Jiríček, R., 1972: Problém hranice sarmat/panón ve Vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvi. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 14, č. 4, s. 39 – 81.
- Jiríček, R., 1974: Biostratigrafia pliocénu komjatickej depresie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jiríček, R., 1982: Stratigrafické pomery v neogéne žitavského zálivu. In: Slovák, L., Hromada, J., Tabak, J., Jezný, M., Urban, V. a Bondarenková, A., 1983: Žitavský záliv – lignit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Jiríček, R., 1985: Deltový vývoj spodního panonu v jižní části vídeňské pánve. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 30, č. 2, s. 161 – 186.
- Jiríček, R., 1988: Stratigrafie, paleogeografie a mocnost sedimentů neogénu vídeňské pánve. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 33, č. 4, s. 583 – 622.
- Joniak, P., 2002: Early Vallesian rodents from Borský Sv. Jur (Slovakia). In: Michalík, J., Hudáčková, N., Chalupová, B. a Starek, D. (eds.), 2002: Paleogeographical, Paleocological, Paleoclimatical Development of Central Europe, Abstract Book, 5 – 7th June 2002. Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 21 – 23.
- Jurková, M., 1976: Stavba karpatské předhlubně a flyšových příkrovů na sv. Moravě. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 21, č. 4, s. 349 – 362.
- Kahan, Š., Šajgalík, J. a Mock, R., 1973: Die Verhältnisse des Areals der Burg Devín von dem Gesichtspunkt seiner Sanierung. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, s. 243 – 267.
- Kaličiak, M., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 206 s.
- Kaličiak, M., 1977: Geologicko-ložisková charakteristika zlatobanského rudného poľa. In: Ložiskotvorné procesy ZK. Bratislava, s. 154 – 158.
- Kaličiak, M., 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v sev. časti Slanských vrchov. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 114.
- Kaličiak, M., Ďuďa, R. a Burda, P., 1977: Cu-mineralizácia severnej časti Slanských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 6, s. 495 – 500.
- Kaličiak, M., Ďuďa, R., Burda, P. a Kaličiaková, E., 1977: Geologicko-ložisková charakteristika dubnických opálových ložísk. In: Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. AB, s. 7 – 21.
- Kaličiak, M. et al., 1979: Záverečná správa a výpočet zásob úlohy Kapušany – Slanec VP – Hg a polymetalické rudy (časť Zlatá Baňa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 168 s.
- Kaličiak, M. et al., 1984: Vysvetlivky k listu mapy 38-131. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., Konečný, V. a Lexa, J., 1984: Štruktúro-vulkanologická schéma Vihorlatu a Popriečného v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., 1985: Development of the Neogene volcanic complex of the Slanské vrchy Mts. In: Kongres KBGA, Krakow, s. 381 – 382.
- Kaličiak, M., Janočko, J., Karoli, S., Baňacký, V. a Spišiak, Z., 1987: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list Banské. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M. a Repčok, I., 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), č. 5, s. 401 – 415.
- Kaličiak, M. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Zlatá Baňa 38-111. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M. et al., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 50 000 Slánske vrchy a Košická kotlina (severná časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., Karoli, S., Molnár, J. a Žec, B., 1988: Pozícia a stavba neovulkanitov v terciérnych sedimentoch severne od Prešova. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 50, č. 5, s. 435 – 453.
- Kaličiak, M. a Žec, B., 1990: Intruzívny komplex vo východnej časti stratovulkánu Strechový vrch (Slánske vrchy) a jeho prognózný význam. In: Geol. práce, Spr. (Bratislava), č. 91, s. 41 – 48.

- Kaličiak, M., Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L., Priechodská, Z., Syčev, V., Škvarka, L., Vozár, J., Zlinská, A. a Žec, B., 1991a: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.
- Kaličiak, M. (ed.), Baňacký, V., Jacko, S., Janočko, J., Karoli, S., Molnár, J., Petro, L. a Spišák, Z., 1991b: Geologická mapa Slanských vrchov a Košickej kotliny – severná časť v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J. a Konečný, P., 1995: Geologická stavba Vihorlatských vrchov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 18, s. 1 – 98.
- Kaličiak, M., Baňacký, V., Bodnár, J., Dubéciová, A., Jacko, S., Janočko, J., Jetel, J., Karoli, S., Petro, L., Syčev, V., Zlinská, A. a Žec, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 206.
- Kaličiaková, E., 1987: Petrografické intruzívne komplexy stratovulkánu Strechový vrch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kamenický, J., 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. slovník, VII. Bratislava.
- Kamenický, J., 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkych Tatier. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 24, s. 123 – 141.
- Kamenický, J., 1977: Der geologische Bau des NW Teiles des Vepor-Erzgebirges. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 32.
- Kamenický, J. a Hovorka, D., 1972: Štruktúry predterciálnych erupčných a metamorfovaných hornín Západných Karpát. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 24, s. 1 – 407.
- Kandera, K., Januš, J. a Hudáček, J., 1996: Regionálna štúdia nerastných surovín okresu Považská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 21 (Geo 81424).
- Kantor, J., 1980: To the problem of the metamorphism age of amphibolites in the Rakovec Group of the Gemeric from Klátov – Košická Belá. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, s. 451 – 456.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K., Rybár, M., Garaj, M. a Ferenčíková, E., 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantor, J., Repčok, I., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. a Wiegerová, V., 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického dátovania. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Eliáš, K. a Repčok, I., 1988: Izotopický výskum metalogenetických, petrogenetických a hydrogenetických procesov Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantor, J., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1990: Rádiometrické datovanie niektorých horninových komplexov K/Ar metódou. In: Izotopový výskum petrogenetických procesov, II. časť. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantorová, V., 1956: Mikrobiostratigrafický výskum vnútrokarpatského paleogénu na listoch Trenčín, Spišská Nová Ves a východoslovenského flyšu na liste Stakčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantorová, V. a Andrusov, D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum vrchnej kriedy Považia a Oravy. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 9, č. 2.
- Karoli, S., 1993: Faciálny vývoj a sedimentačné prostredie permotriasových evaporitov gemerika, silicika a meliatika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Karoli, S., Janočko, J., Jetel, J., Spišák, Z., Samuel, O., Raková, J. a Ďurkovič, T., 1994: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-115-A-a, M-34-115-A-b, M-34-115-A-c, M-34-115-A-d, M-34-103-C-c. Manuskript. Gbely, archív Nafta.
- Karoli, S., Nagy, A., Žec, B., Spišák, Z., Buček, S., Maglay, J., Borza, V., Jetel, J., Zlinská, A. a Ďurkovič, T., 1995: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-102-B-d, M-34-102-D-b, M-34-103-C-a, M-34-103-C-c a M-34-103-C-b. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra – Gbely, archív Nafta.
- Keith, J. F. Jr., Vass, D., Kanés, W. H., Pereszlényi, M., Kováč, M. a Král, J., 1989: Sedimentary basins of Slovakia, Part II., Final report on the Hydrocarbon potential of Danube Lowland Basin, vol. 1, Manuskript Univ. South Carolina, ESRI, Technical Report 89-0019, s. 1 – 143.
- Keith, J. F. Jr., Vass, D. a Kováč, M., 1994: The Danube Lowland Basin. ESRI, Univ. S. C., Occasional Publ. 11 A, Columbia, s. 63 – 87.
- Keith, J. F. Jr., Vass, D., Elečko, M. a Karoli, S., 1994: The East Slovak Basin. Columbia, ESRI, Univ. S. C., Occasional Publ., 11, s. 17 – 41.
- Kernáts, G., Nagy, A., Gross, P., Modlitba, I., Vozárová, A., Polák, M. a Káčer, Š., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-234 (Bánovce nad Bebravou). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Kettner, R., 1940: Zpráva o geologickém mapování na listu Brezno (4463) – v zprávě o činnosti St. geol. Úst. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), 15.
- Kilényi, E. a Šefara, J. (eds.), 1989: Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Budapest, Eotvös Lóránd Geophysical Institute.
- Klinec, A., 1958: Kryštalínium sv. časti Malej Magury. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 12, s. 93 – 101.
- Klinec, A., 1958: Predbežná zpráva o mapování v centrálnej časti gemeríd medzi Smolníkom a Drnavou. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 13.
- Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalínika. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 6, s. 7 – 28.
- Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ) 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Knésl, J., Dvoršťač, J., Knéslová, A., Maťová, V., Minko, J. a Šuchová, M., 1990: Kremnica – VP, Au-Ag rudy. Záverečná správa s výpočtom zásob, stav k 30. 6. 1990. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kobulský, J., 1975: Geologické pomery územia medzi obcami Černochovej – Viničky – Zemplín – Cejtkov. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 52 s.
- Kobulský, J., Gerhart, S., Dubéci, B. a Varga, M., 1989: Záverečná správa úlohy Veľká Tŕňa – okolie, antracit a čierne uhlie, VP. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 134 s.
- Kobulský, J., Dubéci, B., Hrínko, V., Pacindová, N., Horská, A., Horský, S., Stupák, J. a Seliga, J., 1992: Záverečná správa úlohy Veľká Tŕňa – II. podetapa, antracit, VP. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 149 s.
- Kodým, O., 1937: Výskyty uhlia pri Pustej Vsi. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kohút, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. In: Vozár, J. (ed.): The paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians, Eastern Alps a Dinarides. Spec. Vol. IGCP-276. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 79 – 92.
- Kohút, M., 2002: Hercynské granity ako potenciálny zdroj mineralizácie kryštalínika Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, č. 1, s. 1 – 18.
- Kohút, M., 2004: Ortoruly Západných Karpát – Prehľad poznatkov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 36, č. 3 – 4, s. 141 – 155.
- Kohút, M. a Janák, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field Relations and Petrogenetic Implications. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 5, s. 301 – 311.
- Kohút, M., Todt, W., Janák, M. a Poller, U., 1997: Thermochronometry of the Variscan basement exhumation in the Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia). In: Terra Abstracts (Strasbourg), 9, 1, EUG 9, s. 494.
- Kohút, M., Král, J., Michalko, J. a Wiegerová, V., 1998: The Hercynian cooling of the Veľká Fatra Mts. Massif – evidences from $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry and the current status of thermochronometry. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, s. 253 – 264.
- Kohút, M., Poller, U., Todt, W., Nabelek, P. a Janák, M., 1999a: Na-rich and High-Al Granitoid Magma in the Tatra Mts. (Western Carpathians, Slovakia) – Melting of the Amphibolitic Lower Crust? In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, Spec. Iss., s. 107 – 109.
- Kohút, M., Kotov, A. B., Salnikova, E. B. a Kovach, V. P. 1999b: Sr and Nd isotope geochemistry of Hercynian granitic rocks from the Western Carpathians – implications for granite genesis and crustal evolution. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, s. 477 – 487.
- Kohút, M. a Sherlock, S. C., 2003: Laser microprobe ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of pseudotachylite and host rocks from the Tatra Mountains, Slovakia: Evidence for Late Paleogene seismic/tectonic activity. In: Terra Nova, roč. 15, č. 6, s. 417 – 424.
- Kohút, M., Poller, U., Nabelek, P., Todt, W. a Gaab, A., 2003: Granitic Rocks of the Branisko Mts. – Partial Melting Products of the Patria Amphibolite – Gneissic (Greenstone) Complex. In: Journal Czech Geol. Soc., 48, s. 78 – 79.
- Kohút, M., Sherlock, S. C., Poller, U., Konečný, P., Siman, P. a Holický, I., 2004: The indications of the Pre-Hercynian and Hercynian evolution in the Patria crystalline complex – the Branisko Mts. (Western Carpathians, Slovakia). ESSEWECA conference, Electronic publ. Bratislava, s. 1 – 4.
- Kohút, M. a Havrila, M., 2006: Devón v Považskom Inovci: litológia, geodynamické konzekvencie vo vývoji paleozoika a stavby ZK. Prednáška. IV. výročný predvianočný seminár SGS. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 38, č. 2, Geovestník.
- Kochanová, M., 1967: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov na lokalite Bleskový prameň pri Drnave. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4246).
- Kochanová, M., 1967: K problému hranice réť – hetang v Západných Karpatoch. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 7, s. 7 – 102.

- Kochanová, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropodov v Slovenskom krase a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 97 (AP 6340).
- Kochanová, M., 1987: Obertriassische Muscheln von Ostré vršky (Slowakischer Karst). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 12, s. 31 – 46.
- Kochanová, M., Peržel, M. a Salaj, J., 1967: Vorkommen der Rhaet-Gesteine inmitten der liassischen Kalk-Dolomitbrekzien der tatrigen Hüllenserie in den Kleinen Karpaten. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 43, s. 207 – 208.
- Kochanová, M., Mello, J. a Siblík, M., 1975: Fosílie wettersteinských vápencov Slovenského krasu (lokality Silička). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 55 – 66.
- Konečný, V., 1967: Genetic types of hyaloclastite rocks in Mts. Javorie. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 42.
- Konečný, V., 1969: Stavba vulkanosedimentárnych formácií južnej periférie neovulkanitov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51.
- Konečný, V., 1977: Mechanizmus erupčných procesov submarínneho vulkanizmu južných okrajov Krupinskej Planiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 68, s. 113 – 140.
- Konečný, V. a Miháliková, A., 1966: K problémom subakválneho vulkanizmu v oblasti Javoria. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 40.
- Konečný, V., Planderová, E., Ondrejčíková, A., Lehotayová, R., Klableňová, K. a Škvarka, L., 1966: Záverečná správa z vrtu GK-3, Horné Rykynčice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Bagdasarjan, G. P. a Vass, D., 1969: Evolution of Neogene volcanism in Central Slovakia and its confrontation with Absolute Ages. In: Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 13, s. 245 – 258.
- Konečný, V., Lexa, J. a Havrila, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu kúpeľov Sklené Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 9, s. 1 – 203.
- Konečný, V., Miháliková, A., Halouzka, R., Škvarka, L., Stolár, M., Planderová, E., Panáček, H. a Šefara, J., 1986: Vysvetlivky k listu geologickej mapy 1 : 25 000 Krupina-1 (36-341). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J. a Hók, J., 1993: Geologická mapa Centrálnnej zóny Štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 10 000 a vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, P., Konečný, V., Lexa, J. a Huraiová, M., 1995: Mantle xenoliths in alkali basalts of Southern Slovakia. In: Acta Vulkanologica (Neapoly, Italy), 7, s. 241 – 247.
- Konečný, V. (ed.), Bezák, V., Halouzka, R., Konečný, P., Miháliková, A., Marcin, D., Iglárová, E., Panáček, A., Štohl, J., Žáková, E., Galko, I., Rojkovičová, E. a Onačila, D., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Javoria 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 304 s.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Dublan, L., Šimon, L., Stolár, M., Nagy, A., Polák, M., Vozár, J., Havrila, M. a Pristaš, J., 1998: Geologická mapa Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Konečný, V., Lexa, J., Halouzka, R., Hók, J., Vozár, J., Dublan, L., Nagy, A., Šimon, L., Havrila, M., Ivaníčka, J., Hojstričová, V., Miháliková, A., Vozárová, A., Konečný, P., Kováčiková, M., Fiľo, M., Marcin, M., Klukanová, A., Liščák, P. a Žáková, E., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (Štiavnický stratovulkán, I. a II. diel. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 473.
- Konečný, V., Kubeš, P. a Zuberec, J., 2000: Geologicko-geofyzikálny prieskum maarových štruktúr na Slovensku. In: Zborn. z konferencie V. Čechovič, Liptovský Ján 8. – 9. november 2000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 50 – 52.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2000: Structure and evolution of the Neogene Štiavnica stratovolcano (Central Slovakia). In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 32, s. 217 – 220.
- Konečný, V. a Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 179 – 196.
- Konečný, V., Balogh, K., Orlický, O., Vass, D. a Lexa, J., 2002: Timing of the Neogene – Quaternary Alkali basalt volcanism in Central and Southern Slovakia (Western Carp.). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 53 (CD electronical Form).
- Koráb, T. a Kotlarczyk, J., 1977: Młodszy paleogen jednostki dukielskiej w Karpatach Slowackich i próba jego powiazania z paleogenem polskim. In: Ann. Soc. geol. Pol. (Krakow), roč. 47, č. 1, s. 95 – 114.
- Koráb, T. a Ďurkovič, T., 1978: Geológia dukelskej jednotky (flyš východného slovenska). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 194 s.

- Korikovskij, S. P. a Miko, O., 1992: Nízokoteplotné metasedimenty kraklovskej formácie veporického kryštalínika (Západné Karpaty). In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 24, s. 381 – 391.
- Korikovskij, S. P., Jacko, S., Boronichin, V. A. a Šucha, V., 1992: Illite-Paragonite layer intergrowths from the Gemericum nappe in the se part of the Čierna hora Mts. Veporicum (Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 43, č. 1, s. 49 – 55.
- Koša, E., 1998: Litostratigrafická a sedimentologická štúdia spodno- a strednotriasových sedimentov gl'ackej jednotky stratenského príkrovu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 12 s. + príl.
- Koša, E., 1998: Lithostratigraphy and depositional environment of Lower – Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 49, s. 329 – 339.
- Kotanski, Z., 1959: Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. In: Acta geol. pol. (Warszawa), roč. 9, č. 2, s. 113 – 145.
- Kotov, A. B., Miko, O., Putiš, M., Korikovskij, S. P., Salnikova, E. B., Kovách, V. P., Yakovleva, S. Z., Bereznaya, N. G., Král, J. a Krist, E., 1996: U/Pb dating of zircons of postorogenic acid meta-volcanics metasubvolcanics: a record of Permian-Triassic taphrogeny of the West-Carpathian basement. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, s. 73 – 79.
- Koutek, J., 1931: Geologické studie na SZ Nížkyh Tater. In: Sbor. St. geol. Úst. (Praha), 9, s. 414 – 615.
- Koutek, J., 1931: La Fenetre de Stare Hory. In: Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13.
- Koutek, J., 1936: O nálezu nubeculariových vápenců v Československu. In: Příroda (Brno), 29, s. 222 – 223.
- Koutek, J. a Zoubek, V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000 list Bratislava 4758. In: Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 18, s. 1 – 150.
- Kovács, S., Less, Gy., Piros, O., Réti, Zs. a Róth, L., 1989: Triassic Formations of the Aggtelek – Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary). In: Acta geol. hung. (Budapest), roč. 32, č. 1 – 2, s. 31 – 63.
- Kovács, S., Haas, J., Császár, G., Szederkényi, Buda, G. a Nagymarosy, A., 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. In: Acta geol. hung. (Budapest), roč. 43, č. 3, s. 225 – 328.
- Kováč, A., Svingor, E. a Grecula, P., 1986: Rb-Sr isotopic ages from granitoid rocks from Spišsko-gemerské Rudohorie Mts., West Carpathians, Eastern Slovakia. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 18, č. 1, s. 1 – 14.
- Kováč, M., 1985: Origin of Jablonica Formation conglomerates in the light of peple analysis. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 36, č. 1, s. 95 – 105.
- Kováč, M., 1986: Lower Miocene sedimentation in the area of Jablonica depression – a model bound to oblique-slip mobile zone. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 1, s. 3 – 15.
- Kováč, M., Baráth, I., Marko, F., Šutovská, K., Uher, P., Fordinál, K. a Tuba, L., 1991: Neogene Sequences. Malé Karpaty Mts., Geology of the Alpine-Carpathian Junction. Guide to excursions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 61 – 74.
- Kováč, M., Šutovská, K., Baráth, I. a Fordinál, K., 1992: Planinské súvrstvie – sedimenty otnansko-spodnokarpatského veku v severnej časti Malých Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 47 – 50.
- Kováč, P. a Hók, J., 1994: Geologická stavba federátskej skupiny v doline Dobšinského potoka. In: Gargulák, M., Beňka, J., Határ, J., Hók, J., Hraško, L., Ivanička, J., Kováč, P., Kováčik, M., Martinský, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1994: Etapová správa za čiastkový projekt „Zákonitosti vzniku a lokalizácie rudných ložísk v styčnej zóne veporika a gemerika“. Názov projektu: Výskum nerastných surovín Slovenska, 1991 – 1993. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 245 s. (79 061).
- Kováč, M. a Zlinská, A., 1998: Change of paleoenvironment as a result of interaction of tectonic events and sea level oscillation tn the east Slovakian Basin. In: Przegl. geol. (Warszawa), roč. 46, č. 5, s. 403 – 409.
- Kováčik, M., 1993: Metamorfný vývoj staršieho paleozoika vybraných oblastí kohútskej a krakľovskej zóny veporika. In: Konferencie, Sympóziá, Semináre, Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 189 – 194.
- Kovanda, J., 1971: Kvartémní vápence Československa. In: Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), 7, s. 147 – 158.
- Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. In: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 87, s. 109 – 135.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973a: Die Bedeutung der Trias-Conodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpaten. In: Geol.-paläont. Mitt. (Innsbruck), roč. 3, č. 2, s. 1 – 14.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973b: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 2, s. 365 – 374.
- Kozur, H. a Mock, R., 1974: Holothurien – Sklerite aus der Trias der Slawakei und ihre stratigraphische Bedeutung. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 26, s. 113 – 143.

- Kozur, H. a Mock, R., 1974a: Zwei neue Conodonten – Arten aus der Trias des Slowakischen Karstes. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 19, č. 2, s. 135 – 139.
- Kozur, H. a Mock, R., 1974b: Obergrenze der karnischen Dasycladaceen – Kalke in der Lokalität Silická Brezová (Slowakischer Karst). In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 49, s. 223 – 226.
- Kozur, H., Mock, R. a Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Vise Sepukhovian (Namur A). In: Geol.-paläont. Mitt. (Innsbruck), roč. 6, č. 1, s. 1 – 29.
- Kozur, H. a Mock, R., 1977: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 22, č. 3, s. 209 – 305.
- Kozur, H. a Mock, R., 1985: Erster Nachweis von Jura in der Meliata-Einheit der südlichen Westkarpaten. In: Geol.-paläont. Mitt. (Innsbruck), roč. 13, č. 10, s. 223 – 238.
- Köhler, E., 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 12, č. 1, s. 17 – 28.
- Köhler, E., 1962: Veľké foraminifery v senóne Brezovského pohoria. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 13, č. 1, s. 91 – 128.
- Köhler, E., 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Köhler, E., 1966: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. In: Gel. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40, s. 55 – 63.
- Köhler, E., 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec- und Turiec-Kessels (Westkarpaten). In: Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 5, s. 5 – 87.
- Köhler, E., 1971: Veľké foraminifery a stratigrafia vnútorného „pribradlového“ pruhu medzi Belušou a Žilinou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 195 (Geo 30091).
- Köhler, E., 1985: Postavenie paleogénu Bukovskej depresie a jej vzťah ku pribradlovému vývoju. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Köhler, E., 1988: Ekosystémy rífových a biohermných vápencov paleogénu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 86, 25 fototab.
- Köhler, E., 1995: Paleocénny rífový komplex v Západných Karpatoch. Dokt. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 238.
- Köhler, E. a Borza, K., 1984: Oberkreide mit Orbitoliden in den Kleinen Karpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 35, č. 2, s. 195 – 204.
- Köhler, E., Salaj, J. a Buček, S., 1993: Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (Western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 6, s. 373 – 380.
- Köhler, E. a Gross, P., 1994: Rekonštrukcia vrstevného sledu v pribradlovom pásme na Orave. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 47 – 57.
- Köhler, E. a Salaj, J., 1999: Orthophragminae (veľké foraminifery) v magurskej jednotke Nízkych Javorníkov (západné Slovensko). In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 44, s. 73 – 81, 3 – 9.
- Král, J., Frank, W. a Bezák, V., 1996: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ spektrá z amfibolu amfibolických hornín veporika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, s. 501 – 513.
- Krist, E., 1967: Geologicko-petrografické pomery spessartit-kersantitovej žily v Nízkych Tatrách. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 12, s. 63 – 75.
- Krist, E., 1979: Granitoid rocks of the southwestern part of the veporide crystalline complex. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 157 – 179.
- Krystyn, L., Lein, R., Mello, J., Riedel, P. a Piller, W., 1990: „Tisovec Limestone“ an example of the problems of lithostratigraphical correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central West Carpathians. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Festive Vol. 30 years Vienna, Prague, s. 125 – 136.
- Ksiazkiewicz, M., 1948: Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry (Stratigraphy of the Magura series north of the Babia Góra, Western Carpathians – Summ.). In: Biul. Inst. geol. (Warszawa), 48, s. 3 – 35.
- Ksiazkiewicz, M., 1972: Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 3, Karpaty 1st Edition. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne, 228 s.
- Kubíny, D., 1956: Správa o výskume ústrednej časti d'umbierskeho masívu. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 9, s. 110 – 119.
- Kučerová, K., 1986: Bádenské a sarmatské ostrakódy íloviska v Rohožníku. In: Region. geol. Západ. Karpát, Spr. výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), s. 113 – 115.
- Kukal, Z., 1964: Geologie recentních sedimentů. Praha, Naklad. Čs. Akad. Věd, s. 1 – 441.
- Kullmanová, A., 1965: Litologicko-petrografický výskum mezozoických karbonátov Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 119.
- Kullmanová, A., 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodno kriedových vápencov manínskej jednotky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 86, príl. 1 – 7, tab. 10.

- Kullmanová, A., 1968: Geologický výskum mezozoika bradlového a manínskeho pásma západnej časti Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A. a Vozár, J., 1964: Petrografické vyhodnotenie vrtu S-1 Lošonec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 45.
- Kullmanová, A., Rakús, M. a Biely, A., 1984: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkych Tatier. Časť II (chočský a štúrecký príkrov). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 67.
- Kuthan, M., 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologická štúdia v s. časti Prešovských hôr. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), č. 17, s. 87 – 174.
- Kuthan, M., Biely, A., Brestenská, E., Brlay, A., Krist, E., Kullman, E. a Mazúr, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra, M-34-XXX. Bratislava, Geofond, s. 1 – 171.
- Kuthan, M., Biely, A., Boehm, V., Čechovič, V., Fusán, O., Hovorka, D., Mazúr, E. a Regásek, F., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Zvolen. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 132.
- Kužvart, M., 1955: Geologické a petrografické pomery mastkových ložísk a jejich okolí u Hnúšťa na Slovensku. In: Sbor. Ústř. Úst. geol. (Praha), 22, s. 145 – 195.
- Kúta, L., 1954: Průzkum Al surovin 1952 – 53, Markušovce. Manuskript. Praha, archív Geofond.
- Kysela, J., 1988: Mikrofaciálna analýza, typy porozity litavských vápencov a vrchnotriasových dolomitov z podložia Viedenskej panvy. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 13, s. 7 – 142.
- Kysela, J., Marschalko, R. a Samuel, O., 1982: Litostratigrafická klasifikácia vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 143 – 167.
- Kysela, J. a Rakús, M. et al., 1983: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list 25-442 (Považská Bystrica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6919).
- Lankreijer, A., Kováč, M., Cloetingh, S., Pitoňák, P., Hláška, M. a Biermann, C., 1995: Quantitative subsidence analysis and forward modeling of the Vienna and Danube Basins. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 252, s. 433 – 451.
- Leake, B. E., 1978: Nomenclature of amphiboles. In: Min. Mag. (London), 42, s. 533 – 563.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, Ch. E., Birch, W. D., Gilbert, M. Ch., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandrino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M., Schumacher, J. C., Simth, D. C., Stephenson, N. C., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. a Yozhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. In: Amer. Mineralogist (Washington), 82, s. 1 019 – 1 037.
- Lefeld, J. (ed.), Gaździcki, A., Iwanow, A., Krajewski, K. a Wójcik, K., 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains/Jurajskie i kredowe jednostki litostratigraficzne Tatry. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 84, s. 1 – 93.
- Lehotayová, R., 1977: Vápňitá nanoflóra z okolia lokality Chanava. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lehotayová, R., 1977: New data on calcareous nannoflora in pelites of the brick-kiln at Devínska Nová Ves. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 2 – 3, s. 175 – 188.
- Lehotayová, R., 1982: Miocene nanoplankton zones in West Carpathians. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 8, s. 91 – 110.
- Lehotayová, R. a Ondrejčíková, A., 1966: Fauna lanzendorfskej série od Bajtavy (jv. časť Podunajskej nížiny). In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40, s. 39 – 54.
- Lehotský, M., 1969: Dialnica D-61, tunel Banka pri Piešťanoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lehotský, I., Klinec, A., Petro, M., Hanzel, V., Zelman, J., Marschalko, R. a Ďurovič, V., 1969: Základný výskum kryštalinika veporíd. Záver. spr. za list Pohorelá 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4497).
- Leško, B., 1957: Geológia východnej a južnej časti Ondavskej vrchoviny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 46, s. 281 – 322.
- Leško, B., 1958: Prehľad geológie paleogénu južnej časti Levočského pohoria a priľahlých kotlín. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 12, s. 14 – 26.
- Leško, B. a Samuel, O., 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 245 s.
- Leško, B. a Samuel, O., 1972: Recenzia práce V. V. Gluško – S. S. Kruglov a kol.: Geologičeskoe strojenie i gorjučije iskopajemyje Ukrainkich Karpat, Moskva 1971. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 59, s. 307 – 310.
- Leško, B., Ďurkovič, T., Gašpariková, V., Kullmanová, A. a Samuel, O., 1978: Nové poznatky o geológii Myjavskej pahorkatiny na základe vrtu Lubina-1. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 35 – 56.

- Leško, B. a Varga, I., 1980: Alpine elements in the West Carpathian structure and their significance. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 12, s. 97 – 130.
- Leško, B., Samuel, O., Snopková, P., Ďurkovič, T., Smetana, J., Wunder, D., Širáňová, V., Rudinec, R., Losík, L., Píchová, E., Karkoška, F., Filková, V., Janků, J. a Hradil, F., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5 700 m). Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 22.
- Leško, B. et al., 1987: Oporný vrt Smilno-1 (5 700 m). Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 22, 133 s.
- Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovec horst Based on geophysical investigation. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39, s. 195 – 216.
- Lexa, J., 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 56, s. 67 – 80.
- Lexa, J., 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 55, s. 139 – 146.
- Lexa, J., 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J., 1978: Geológia a petrografia mladých vulkánov severnej časti Kremnického pohoria. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J. a Hojstričová, V., 1980: Litologické a petrografické štúdium turčeckej formácie v Kremnických vrchoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J., Havrila, M., Halouzka, R., Hojstričová, V., Dovina, V., Fiľo, M., Šefara, J. a Knesl, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 listy 36-143 (Banská Bystrica) a 36-321 (Sliač). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J. et al., 1988: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-132 Horná Štubňa, 36-134 Kremnica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J., Konečný, V., Kaličiak, M. a Hojstričová, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, M. a Vozár, J. (eds.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 57 – 70.
- Lexa, J. a Bezák, V., 1996: Pophyric granitoids in the western part of Slovenské rudohorie Mts.: Emplacement and deformation in shear zones. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 189 – 197.
- Lexa, J. (ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 308.
- Lexa, J. a Konečný, V., 1998: Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 219 – 240.
- Limanowski, M., 1903a: Compte-rendu des nouvelles recherches géologiques dans les monts Tatra. Circulaire á l'usage des membres du 9^e Congrès géol. intern., Kraków.
- Limanowski, M., 1903b: Perm i trias ładowy w Tatrach. Pamętnik Towarzystwa tatrzańskiego. Kraków.
- Lóczy, L., 1915: Geologische Verhältnisse der Gegend zwischen Vaguhely, Oszombat und Jablanc in den Nordwest-Karpathen. In: Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 8.
- Ludhová, L. a Janák, M., 1999: Phase relations and P-T path of cordierite-bearing migmatites, Western Tatra Mountains, Western Carpathians. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, č. 4, s. 283 – 293.
- Lukáčik, E., 1981: Petrológia granitov – granodioritov prašivského typu v západnej časti Nízkych Tatier. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), č. 8, s. 121 – 142.
- Lunga, S., 1963: Zpráva o štruktúrnom průzkumu v piešťanském zálivu za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lunga, S., 1964a: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v piešťanskom zálive za rok 1963. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lunga, S., 1964b: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume geofyzikálnej elevácie Bučany-juh. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lunga, S., 1965: Geologická zpráva o štruktúrnom prieskume v oblasti Bučan za rok 1964. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lunga, S., 1965a: Geologická zpráva o štruktúrnom průzkumu v topolčianskem zálivu za rok 1964. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lunga, S., 1966: Geologická zpráva o štruktúrnom průzkumu v oblasti Bučany-sever za rok 1965. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lupták, P., 1995a: First evidence of the Turolian Carnivorous species *Perunium ursogulo* ORLOV, 1948 (Mustelidae, Mammalia) from Slovakia. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 1, č. 2, s. 171 – 174.
- Lupták, P., 1995b: *Ictitherium viverrinum* (Carnivora Hyaenidae) from Upper Miocene of Western Slovakia. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 46, č. 6, s. 349 – 356.
- Macek, J., Petrik, I., Bezáková, G. a Kamenický, L., 1979: Ein Beitrag zur Modellen Charakteristik der Granitoide der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 235 – 251.

- Maglay, J., Fordinál, K., Havrila, M., Határ, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1998: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-323 Drahovce, 35-341 Hlohovec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 739, Geo 82 503/80)
- Maglay, J., Pristaš, J., Nagy, A., Fordinál, K., Elečko, M., Buček, S., Havrila, M., Kováčik, M., Hók, J., Kernátsová, J., Baráth, I., Kubeš, P., Kucharič, L., Malík, P., Zuberec, J., Klukanová, A., Ondrášik, M., Čurlík, J. a Ševčík, P., 2005: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 50 000 listy: 35-14 (Nové Mesto nad Váhom-časť), 35-31 (Senica-časť), 35-32 (Piešťany-časť), 35-44 (Malacky-časť), 35-33 (Trnava-časť), 35-34 (Hlohovec-časť), 44-22 (Bratislava-časť), 45-11 (Senec-časť), 45-12 (Galanta-časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., 1957a: Geológia Stratenskej hornatiny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 48, s. 1 – 200.
- Mahel', M., 1961: Geologická stavba Malých Karpát. In: Zjazdový sprievodca XII. Zjazd Čs. spoločnosti pre Miner. a geol. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 45 – 67, 80 – 82.
- Mahel', M., 1961: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 21, s. 5 – 28.
- Mahel', M., 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21, s. 29 – 70.
- Mahel', M., 1964: Die Gliederung des zentralkarpatischen Mesozoikums und seine Beziehung zu den Ostalpinen Einheiten. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 39, č. 5, s. 353 – 361.
- Mahel', M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 9, č. 4, s. 393 – 401.
- Mahel', M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 47, s. 7 – 29.
- Mahel', M., 1983b: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 89.
- Mahel', M., 1985a: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 221.
- Mahel', M., 1985b: Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 10, s. 7 – 37.
- Mahel', M., 1986: Chočské pohorie. In: Geologická stavba československých Karpát 1. Palealpínske jednotky. Monografia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 503 s.
- Mahel', M. (ed.), Andrusov, D., Čechovič, V., Kamenický, L., Kuthan, M. a Matějka, A., 1964: Geologická mapa ČSSR, mapa predštvrtohorných útvarov 1 : 200 000, list Žilina. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., Andrusov, D., Buday, T., Franko, O., Ilavský, J., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, M., Mazúr, E., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E. a Zoubek, V., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVI Banská Bystrica. Bratislava, Ústř. Úst. geol. – Čs. Akad. Vied, s. 1 – 270.
- Mahel', M. in Buday, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR 2, Západní Karpaty 2. Praha, Ústř. Úst. geol., 651 s.
- Mahel', M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR II, Západní Karpaty. Praha, Čs. Akad. Vied – Ústř. Úst. geol., s. 1 – 496.
- Mahel', M. a Cambel, B., 1972: Geologická mapa Malých Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M. a Vozár, J., 1973: Geologická a litologická charakteristika štruktúrnych vrtoch SM-1, SM-2 (Smižany). Region. geolog. Západ. Karpát (Bratislava), č. 1, s. 5 – 81.
- Mahel', M. a Gross, P., 1975: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000, listy Kšinná, Nitrianske Rudno (sčasti Nitrianske Sučany) – južná časť Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M., Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M. et al., 1984: Tektonická mapa ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Mahel', M. a Salaj, J., 1987: Upper Cretaceous-Paleogene sequences in the Myjavská pahorkatina Upland. Guide to excursions. Inter. Conf. Structural Development of the Carpathian-Balkan orogenic Belt. Bratislava, s. 1 – 82.
- Maluski, H., Rajlich, P. a Matte, P., 1993: Ar-39/Ar-40 dating of the inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. In: Tectonophysics (Amsterdam), 223, s. 313 – 338.
- Marko, F., Kováč, M., Fodor, L. a Šútovská, K., 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 22, s. 399 – 410.
- Marko, F. a Kováč, M., 1995: Vznik, vývoj a zánik spodnomiocénnych sedimentačných priestorov v pribradlovej zóne (Vaďovská kotlina, Západné Karpaty). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marschalko, R., 1961: Sedimentologic Investigation of Marginal Lithofacies in Flysch of Central Carpathians (the North of Čierna Hora and the East of Branisko). In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 60, s. 197 – 231.

- Marschalko, R., 1962: Ročná správa o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina (M-34-97-D-d), úloha 01-A-6. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marschalko, R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových flyšových litofáciách. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 34, s. 75 – 102.
- Marschalko, R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská hornatina). In: Západ. Karpaty (Bratislava), 5, s. 7 – 102.
- Marschalko, R., 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of central West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 19, č. 1, s. 69 – 94.
- Marschalko, R., 1968: Wildflyš. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 48, s. 175 – 187.
- Marschalko, R., 1970: Výskum sedimentárnych textúr, štruktúr a paleoprúdová analýza bazálnych formácií. (Paleogén centrálnych Západných Karpát sev. od Spišsko-gemerského rudohoria). In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 19, s. 129 – 163.
- Marschalko, R., 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (východné Slovensko). In: Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 10, 143 s.
- Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 139 s.
- Marschalko, R. a Radomski, A., 1970: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových facií eocénného flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 53, s. 85 – 100.
- Marschalko, R., Haško, J. a Samuel, O., 1979: Zászkalské breccie a proces vzniku olistostromov (Bradlové pásmo na Dolnej Orave) (Záskalie breccias and genesis of olistostromes - Summary). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 75 – 88.
- Marschalko, R. a Kysela, J., 1980: Geológia a sedimentológia bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 6, s. 7 – 79.
- Marschalko, R. a Samuel, O., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepcov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 17, s. 7 – 38.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. In: Proceeding of 2nd planktonic conference, Roma, s. 739 – 785.
- Márton, E., Vass, D. a Túnyi, I., 1995: Mladoterciérne rotácie megajednotky Pelso a príslušných častí Západných Karpát. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), č. 16, s. 97 – 108.
- Márton, E., Vass, D. a Túnyi, I., 1996: Rotation of the South Slovak paleogene and Lower Miocene rocks indicated by paleomagnetic data. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, č. 1, s. 31 – 41.
- Márton, E., Vass, D. a Túnyi, I., 2000: Counterclockwise rotations in the East Slovakian Basin. In: Geol. carpath. (Bratislava), 159 – 168.
- Masaryk, P., 1988: Mikrofaciálna charakteristika triasových sekvencií vyšších príkrovov Bieleho pohoria Malých Karpát a ich korelácia s podložíom Viedenskej panvy. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 6a, Miscell. micropalaeont. (1987), II/1, s. 153 – 189.
- Masaryk, P., 1990: Sedimentológia a mikrofacie triasových karbonátových hornín v severozápadnej časti Malých Karpát. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Máška, M., 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika SGR (III. Karbón). In: Zpr. Geol. Výzk. v r. 1957 (Praha).
- Matějka, A., 1949: Přehlad geologických poměrů Malé Dunajské nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A., 1958: Výskyt bauxitových hornín od Drienovca na jižním Slovensku. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), roč. 38, č. 4, s. 279 – 281.
- Matějka, A. a Kodym, O., 1937: Zpráva o geologickém mapování na listě Malacky (4658) v roce 1936. In: Věst. St. geol. Ust. (Praha), roč. 13, č. 6, s. 233 – 235.
- Matějka, A., Buday, T., Březina, J., Cícha, I., Čechovič, V., Čtyrkoký, P., Dornič, J., Eliáš, M., Fusán, O., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Kuthan, M., Kvitkovič, J., Marschalko, R., Mazúr, E., Nemčok, J., Porubský, A., Pesl, V., Slávik, J., Stráňík, Z., Švagrovský, J. a Zorkovský, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXXII – M-34-XXVIII Zborov – Košice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 254.
- Matějka, A. a Fiala, F., 1964: Žilný biotiticko-pigeonitický andezit z bradlového pásma od Hanigovců. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1963 (Praha), s. 266 – 268.
- Mazzoli, C. a Vozárová, A., 1989: Further data concerning the pressure character of the Hercynian metamorphism in the West Carpathians (Czechoslovakia). Rend. Soc. Ital. Min. Petr. (Milano), roč. 43, č. 3, s. 635 – 642.
- Mazzoli, C., Sassi, R. a Vozárová, A., 1992: The pressure character of the Alpine metamorphism in the Central and Inner Western Carpathians (Czecho-Slovakia). In: Vozár, J. (ed.): Special volume to the problems of the Paleozoic geodynamic domains, IGCP Project No. 276. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 109 – 117.
- Melioris, L. a Vass, D., 1982: Hydrogeologické a geologické pomery levickej žriedelnej línie. In: Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), č. 4.

- Mello, J., 1970: Geologická stavba Plešiveckej planiny. (Rigorózna práca). Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK.
- Mello, J., 1974: Facial Development and Facial Relations of the Slovak Karst Middle and Upper Triassic (West Carpathians, Southern Part of Gemerids). In: *Schr.-Reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss (Wien)*, zv. 2, s. 147 – 155.
- Mello, J., 1974: Geologická stavba územia medzi údoliami Bodvy a Turny v. od Zádielskej doliny. RS za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mello, J., 1975b: Pelagic and Reef Sediment Relations of the Middle Triassic in the Silica Nappe and Transitional Strata Nature (the Slovak Karst, West Carpathians). In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 26, č. 2, s. 237 – 252.
- Mello, J., 1979: Meliatska séria v turnianskom tektonickom okne (Slovenský kras, Záp. Karpaty). In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 72, s. 61 – 76.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 11, č. 3, s. 279 – 281.
- Mello, J., 1993: Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 104 Müzzuschlag. In: *Jb. Geol. Bundesanst. (Wien)*, roč. 136, č. 3, s. 598 – 601.
- Mello, J., 1993: Geologická stavba Slovenského krasu. In: Rozložník, M. et al., 1993: *Chránená krajinná oblasť – biosférická rezervácia Slovenský kras*. Brzotín, s. 12 – 22.
- Mello, J. a Snopková, P., 1973: Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov gombaseckého lomu. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 61, s. 239 – 253.
- Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Hanáček, J., Hanzel, V. a Elečko, M., 1977: Geologická mapa a Vysvetlivky, listy Hrhov a Hostovce 1 : 25 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mello, J. a Salaj, J., 1982: Nález vápencov gosauskej kriedy v údolí Miglinc (Slovenský kras). In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 77, s. 49 – 54.
- Mello, J., Mock, R., Planderová, E. a Gaál, E., 1983: Nové stratigrafické poznatky o meliatskej skupine. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 79, s. 55 – 81.
- Mello, J. a Gaál, E., 1984: Meliatska skupina v čoltovskej rokli. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 81, s. 51 – 62.
- Mello, J. (ed.), Elečko, M., Pristaš, J., Reichwalder, P., Snopko, L., Vass, D., Vozárová, A., Gaál, E., Hanzel, V., Hók, J., Kováč, P., Slavkay, M. a Steiner, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 256 s.
- Mello, J., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1998: Bôrka Nappe: high-pressure relic from the subduction-accretion prism of the Meliata Ocean (Inner Western Carpathians, Slovakia). In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, s. 261 – 273.
- Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalaiová, V. a Žáková, E., 2000: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 304 s.
- Mello, J., Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Boorová, D., Siráňová, Z., Iglárová, E., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, A., Marcin, D. a Zuberec, J., 2004: Geologická mapa regiónu stredné Považie v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. geol. úst. D. Štúra.
- Mello, J., Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Boorová, D., Siráňová, Z., Iglárová, E., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, A., Marcin, D. a Zuberec, J., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape stredného Považia 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Menčík, E., Adamová, M., Dvořák J., Dudek, A., Jetel, J., Jurková, A., Hanzlíková, E., Houša, V., Peslová, H., Rybářová, L., Šmíd B., Šebesta, J., Tyráček, J. a Vašíček, Z., 1983: *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Praha, Ústř. Úst. geol., 304 s.
- Merlich, B. a Spitzkovskaja, S. M., 1974: *Glubinnye razlomy, neogenovij magmatism i orudnenje Zakarpatja*. Lvov, Lvov State University, 175 s.
- Michalík, J., 1973a: Paläogeographische Studie des Täts der Krížna-Decke des Strážov-Gebirges und einiger Anliegender Gebiete. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 24, č. 1, s. 123 – 140.
- Michalík, J., 1973b: Biostratigrafia a litofaciálny výskum triasu Západných Karpát II-8-1/1 (stratigrafia a fácie súvrstvia rétu Krížňanského príkrovu). Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Michalík, J., 1973c: Locality 21: Híreška, Carpathian Rhaetic Facies. In: Bystrický, J.: *Triassic of the West Carpathians, Guide X. Congr. CBGA, Exc. D. Bratislava*, s. 128 – 132.
- Michalík, J., 1977: Paläogeographische untersuchungen der Fatraschichten des nördlichen Teiles des Patrikums in der Westkarpaten. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 28, s. 71 – 94.

- Michalík, J., 1984: Locality Bystrô. In: Rakús, M. (ed.): Guide to pelagical excursion in the West Carpathian Mts. 15 – 21. Oct. 1984, IGCP Proj. No. 198. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 66 – 68.
- Michalík, J., 1984: Palinspastické rekonštrukcie a mezozoický paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 107 – 115.
- Michalík, J., 1984: Some remarks on the interpretation of geological development and structure of the northwestern part of Malé Karpaty Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 35, č. 4, s. 489 – 504.
- Michalík, J., 1988a: Kališčiánske súvrstvie, krieda. In: Samuel, O. (ed.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 25 – 27.
- Michalík, J., 1988b: Ladecké súvrstvie, krieda. In: Samuel, O. (ed.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 32.
- Michalík, J., Planderová, E. a Sýkora, M., 1976: To the West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 2, s. 299 – 318.
- Michalík, J., Borza, K., Buček, S., Masaryk, P., Jendrejáková, O., Bystrický, J. a Köhler, E., 1986: Stratigrafia a stavba príkrovov Malých Karpát s ohľadom na vyjasnenie štruktúrnych anomalíí v podloží Viedenskej panvy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Michalík, J. a Kochanová, M., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámostie Limestones (Upper Pelsonian – Lower Illyrian) of the Choč Nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 4, s. 501 – 531.
- Michalík, J. a Vašíček, Z., 1987: Geológia a stratigrafia okolia ložiska spodnokriedových vápencov Butkov (manínska jednotka, stredné Považie). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 19, č. 2, s. 115 – 134.
- Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Buček, S., 1993: Facies, Paleogeography and Diagenetic Evolution of the Ladinian/Carnian Veterlín Reef Complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 1, s. 17 – 34.
- Michalík, J., Reháková, D. a Žítt, J., 1993b: Upper Jurassic and Lower Cretaceous facies, microplankton and crinoids in the Kuchyňa unit, Malé Karpaty Mts. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, s. 161 – 176.
- Michalík, J., Reháková, D. a Soták, J., 1994: Environments and setting of the Jurassic/Lower Cretaceous Succession in the Tatric area, Malé Karpaty Mts. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 45, s. 45 – 56.
- Michalík, J., Kováč, M., Reháková, D., Soták, J. a Baráth, I. 1999: Geológia stratigrafických sekvencií – základy sekvenčnej stratigrafie. Bratislava, Veda, s. 2 – 23.
- Michalík, J., Soták, J., Reháková, D., Salaj, J. a Činčura, J., 2000: Localities of the 6th International Cretaceous Symposium field trip (B). Vienna, Austria.
- Michalenko, J., 1959: Predbežná správa o výskyte molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žulách v Malej železnej doline. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 16, s. 101 – 104.
- Michalko, J., Bezák, V., Král, J., Huhman, H., Mäntäri, I., Vaasjoki, M., Broska, I., Hraško, L. a Határ, J., 1998: U/Pb zircon data from the Veporic granitoids (West Carpathians). In: Krystalinikum, (Brno), 24, s. 91 – 104.
- Miko, O., 1981: Srednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 4, s. 465 – 474.
- Milička, J. a Vass, D., 2001: Geochemia organickej hmoty šomodského súvrstvia – paleogeografické interpretácie (turnianska depresia, východné Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 45 – 52.
- Mišík, M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. VIII, č. 2, s. 242 – 258.
- Mišík, M., 1964: Lithofazielles Studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, s. 9 – 92, tab. I – XV.
- Mišík, M., 1966: Mikrofacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians (Mikrofacie vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát). Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 1 – 269.
- Mišík, M., 1976: Geologické exkurzie po Slovensku. Bratislava, SPN, s. 7 – 359.
- Mišík, M., 1979: Sedimentologické a mikrofaciálne štúdium jury bradla vršateckého hradu (neptunické dajky, biohermný vývoj oxfordu). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 5, s. 7 – 56.
- Mišík, M., 1980: Miocene sinter crusts (speleothems) and calcrete deposits from neptunian dykes, Malé Karpaty Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 4, s. 495 – 512.
- Mišík, M., 1986: Petrographic-microfacial analysis of pebles and interpretation of sources areas of the Jablonica conglomerates (Lower Miocene of the NW margin of the Malé Karpaty Mts.) In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 4, s. 405 – 448.
- Mišík, M., 1992: Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 16, s. 47 – 64.
- Mišík, M., 1997: The Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneering works of D. Andrusov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 48, č. 4, s. 209 – 220.
- Mišík, M. a Rakús, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, s. 157 – 199.

- Mišík, M., Fejdiová, O. a Köhler, E., 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 46, s. 161 – 171.
- Mišík, M., Gulička, J. a Urvichiarová, E., 1974: Devínska Kobyla. Geologické pomery, kvetena a fauna. Bratislava, Obzor, 102 s.
- Mišík, M. A Sýkora, M., 1980: Jura der Silica-Einheit rekonstruiert aus gerollen und oberkretazische Susswasser-Kalke des Gemerikum. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 3, s. 239 – 262.
- Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. a Jablonský, J., 1980: Štúdium vápencov mezozoika a terciéru Západných Karpát s ohľadom na paleotektonické typy jury a spodnej kriedy. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Mišík, M., Sýkora, M. a Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiliéra. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 14, s. 7 – 72.
- Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. a Jablonský, J., 1991: Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from Neopieninic exotic ridge. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 46, s. 9 – 101.
- Mořkovský, M., 1956: Závěrečná zpráva strukturního průzkumu oblasti Láb pokleslá kra – Vysoká – Zohor – Lozorno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mořkovský, M., 1957: Závěrečná zpráva o mělkém strukturním průzkumu za r. 1956 v Malé dunajské nížine. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mořkovský, M., 1959: Zpráva o strukturním průzkumu z oblasti Zvončín, Špačince, Nižná v severozápadní části Malé dunajské nížiny provedeném v roce 1957 a 1958. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Nagy, A., Baráth, I. a Ondrejčíková, A., 1993: Karloveské vrstvy – marginálne sedimenty sarmatu východného okraja Viedenskej panvy. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 97, s. 69 – 72.
- Nagy, A., Fordinál, K., Brzobohatý, R., Uher, P. a Raková, J., 1995: Vrchný miocén juhovýchodného okraja Malých Karpát (vrt Ma-1, Bratislava). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, s. 113 – 132.
- Nagy, A., Halouzka, R., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Fordinál, K., Havrila, M., Vozár, J., Kubeš, P., Liščák, P., Stolár, M. a Dulovičová, K., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny (východná časť) 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 7 – 187.
- Náprstek, V., 1966: Nové poznatky o vývoji hraničných vrstev verrucana a werfenu krížňanske jednotky severozápadne od Banské Bystrice. In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 11, č. 4, s. 457 – 460.
- Náprstek, V., 1971: Odras tektonických fází ve vývoji hraničných vrstev verrucana a werfenu sz. Od Banské Bystrice. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 57, s. 361 – 367.
- Nairn, A. E. M., 1967: Paleomagnetic investigations of the Tertiary und Quaternary rocks: III. A paleomagnetic study of the East Slovak Province. In: Geol. Rdsch. (Stuttgart), č. 56, s. 408 – 419.
- Nemčok, A., 1961: Inžiniersko-geologické podmienky pre budovanie vodných diel na Hrone. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 23, s. 5 – 83.
- NEMČOK, J., 1980: Non-traditional view of east-Slovakian Klippen Belt. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 4, s. 563 – 568.
- Nemčok, J., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 131.
- Nemčok, J. a Koráb, T., 1963: Contribution to the geology of Smilno tectonic window and adjacent part of the Magura Flysch. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 14, č. 1.
- Nemčok, J., Kullmanová, A. a Ďurkovič, T., 1989: Vývoj a stratigrafické postavenie gregoriánskych breccii bradlového pásma na východnom Slovensku (Facies- and stratigraphical analyses of Gregoriánka breccias in Klippen Belt of East Slovakia). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 89, s. 11 – 37.
- Nemčok, J., Zakovič, M., Gašpariková, V., Ďurkovič, T., Snopková, P., Vrana, K. a Hanzel, V., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 131 s.
- Nemčok, J., Bezák, V., Janák, M., Kahan, Š., Ryka, W., Kohút, M., Lehotský, I., Wieczorek, J., Zelman, J., Mello, J., Halouzka, R., Raczkowski, W. a Reichwalder, P., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 136.
- Nemčok, J. (ed.), Bezák, V., Biely, A., Gorek, A., Gross, P., Halouzka, R., Janák, M., Kahan, Š., Kotaňski, J., Lefeld, J., Mello, J., Reichwalder, P., Raczkowski, W., Roniewicz, P., Ryka, W., Wieczorek, J. a Zelman, J., 1994: Geologická mapa Tatier v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, M. a Nemčok, J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. In: Tectonophysics (Amsterdam), č. 239, s. 81 – 109.
- Němejc, F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. In: Rozpr. Čs. Akad. Věd., Ř. mat. přír. Věd (Praha), 56, s. 1 – 37.
- Němejc, F., 1956: Správa o paleontologickém výskume neogénních uloženin v kremnické a štiavnické vulkanické oblasti. In: Spr. geol. Výsk. v roce 1955 (Praha).

- Nemějč, F., 1962: Paleofloristické výzkumy v hnědouhelní oblasti modrokamenské (Juhoslovensko). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 24, s. 205 – 208.
- Němejc, F., 1967: Paleofloristické studie v neogénu Slovenska. In: Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B, roč. XXIII B, č. 1, s. 1 – 32.
- Němejc, F. a Obrhel, J., 1958: Zprávy o výsledcích vyšetření některých sběrů rostlinných otisků z permokarbonu na Slovensku. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1957. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 165 – 166.
- Neubauer, F. a Vozárová, A., 1990: The Noetsch-Veitsch-North Gemeric Zone of Alps and Carpathians: correlation, paleogeography and significance for Variscan orogeny. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.): Thirty years of geolog. coop. between Austria and Czechoslovakia. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 167 – 171.
- Novotný, L. a Badár, J., 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky sv. časti Nízkych Tatier. In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 9, č. 3, s. 23 – 40.
- Novotný, M. a Rojkovič, I., 1981: Uránové zrudnenie v Západných Karpatoch. In: Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby Československa. Zborn. ref. z konf. v Smoleniciach 1979. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 327 – 347.
- Oberhauser, R., 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tetonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 111, s. 115 – 145.
- Olšavský, M. a Šimo, V., 2007: Diplocraterion: výrazná ichnofaciálna črta spodnotriasových súvrství Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 39, č. 3, s. 173 – 184.
- Ondrejčíková, A., 1958: Nová paleontologická lokalita Skačany. Diplomová práca. Manuskript. Praha, archív Karl. Univ.
- Ondrejčíková, A., 1972: Eggenburgian mollusc of Southern Slovakia. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 16, s. 5 – 147.
- Ondrejčíková, A., 1975: Mäkkýše z miocénnych sedimentov Bánovskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondrejčíková, A., 1979: Eggenburgian Molluscs of Bánovská kotlina depression. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 81 – 104.
- Ondrejčíková, A., 1984: Radiolária z lokality Meliata. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 7411).
- Ondrejčíková, A., 1987: Mäkkýšové asociácie zo západnej časti „Veľkej Bratislavy“ a ich biostratigrafická interpretácia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ondrejčíková, A., 1990: Radiolárie triasu a jury Slovenského krasu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Orlický, O., Pagáč, P. a Slávik, J., 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 21, č. 1, s. 153 – 166.
- Orlov, A., 1937: První výskyt bauxitu v Československu. In: Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), roč. XLVII, č. 13, s. 1 – 22.
- Oszczypko, N. a Tomaš, A., 1985: Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch in the Middle Miocene. In: Kwart. geol. (Kraków), roč. 29, č. 1, s. 109 – 128.
- Oszczypko, N. a Žytko, K., 1987: Main stages in the Evolution of the Polish Carpathians During Late Paleogene and Neogene Times. In: Leonov, G. Y. a Khain, V. E. (eds.): Global Correlation of Tectonic Movements, s. 187 – 198.
- Oszczypko, N., 1998: The Western Carpathian Fordeep – development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 49, č. 6, s. 415 – 431.
- Ožvoldová, L., 1992: The discovery of a Callovian Radiolarian association in the Upper Posidonia beds of the Pieniny succession of the Klippen Belt (Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 43, č. 2, s. 111 – 122.
- Pálfalvi, F., 1975: Záverečná správa o výsledkoch priekumných vrtov FGS-1/A a FGS-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pantó, G., 1956: Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. In: Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., roč. XLIV, č. 2, s. 328 – 637.
- Pantó, G., Kovács, A., Balogh, K. a Sámsoni, Z., 1967: Rb/Sr check od Assyntian and Caledonian metamorphism and igneous activity in NE Hungary. In: Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), roč. 11, č. 1 – 3, s. 279 – 282.
- Papp, K., 1915: Magyar Birodalom vasércés kőszénkészlete. Budapest, Franklin – Társulat nyomdája, 1964.
- Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. In: Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39 – 41, s. 99 – 193.
- Papp, A. a Rögl, F. (eds.), 1973: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. M₂ – Ottangien. Bratislava, Veda, 841 s.

- Papšová, J., 1968: Záverečná správa o makropaleontologických výskumoch na liste Prievidza. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Papšová, J., 1970: Nové nálezy v paleogéne okolia Bojníc. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 52, s. 285 – 300.
- Péczkay, Z. et al., 1986: Geochronological investigations on the Neogene volcanics of the Tokaj Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, s. 633 – 655.
- Péczkay, Z., Lexa, J., Szakács, A., Balogh, K., Seghedi, I., Konečný, V., Kovács, M., Márton, E., Kaličiak, M., Széky-Fux, V., Póka, T., Gyarmati, P., Edelstein, O., Rosu, E., a Žec, B., 1995: Space and time distribution of Neogene-Quaternary volcanism in the Carpatho-Pannonian Region. In: Acta Vulcanol., Spec. Iss. Neogene and related magmatism in the Carpatho-Pannonian Region (Pisa – Roma), roč. 7, č. 2, s. 15 – 28.
- Pesl, V., 1965: Litofaciálné zóny spodného oddílu paleogénu vo vnějších jednotkách západní časti magurského flyše. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 3, s. 179 – 212.
- Peslová, H., 1971: Výskyt a charakteristika tilloidných slepenců v ístebňanských vrstvách (Moravsko-slezské Beskydy). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 55, s. 187 – 201.
- Peterčáková, M., 1987: Calcareous nannoplankton of the Palaeogene of Domaniža depression (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 6, s. 705 – 722.
- Petrík, I., 1996a: Genetická interpretácia ortorúl, migmatitov a granitoidov ľubietovského pásma Veporika. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 18 s.
- Petrík, I., 1996b: Nie leptit, ale mikroplit: genetická reinterpretácia horninového typu zo západnej časti veporika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, č. 1, s. 45 – 55.
- Petrík, I., 2000: Multiple sources of the Western Carpathian Variscan granitoids: A review of Rb/Sr and Sm/Nd data. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 51, s. 145 – 158.
- Petrík, I. a Broska, I., 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians: geochemistry and petrology. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 40, č. 6, s. 667 – 696.
- Petrík, I., Broska, I. a Bezák, V., 1993: Príspevok ku geochémii a mineralógii granitoidov západnej časti Slovenského rudohoria. In: Geodynamický model a hlbinná štruktúra Západných Karpát (Rakús, M. a Vozár, J., eds.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 207 – 218.
- Petrík, I., Broska, I., Bezák, V. a Uher, P., 1995: Granit typu Hrončok – hercýnsky granit A-typu v strižnej zóne. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, č. 5, s. 351 – 364.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, E. R., 1972: Sand and Sandstone. 1. ed. Berlin – Heidelberg – New York, Springer-Verlag, s. 1 – 618.
- Pevný, J., 1963: Brachiopódová fauna Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (11 363).
- Pipík, R., 1998: Salinity changes recorded by Ostracoda assemblages found in pannonian sediments in the western margin of the Danube Basin. In: Crasquin-Soleau, S., Braccini, E. a Lethiers, F. (eds.): What about ostracoda? 3rd European ostracodologists meeting Paris – Bierville (France), July 8 – 12 th 1996. Memoire (Pau), 20, s. 167 – 177.
- Pipík, R. a Holec, P., 1998: Panónske lastúrničky (Crustacea, Ostracoda) a stavovce (Chordata, Vertebrata) z hliniska tehelne v Borskom Svätom Jure. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, č. 3, s. 185 – 194.
- Pipík, R., Fordinál, K., Slamková, M., Starek, D. a Chalupová, B., 2004: Annotated checklist of the Pannonian microflora, evertbrate and vertebrate community from Studienka, Vienna Basin. In: Scripta Fac. Sci. Nat. Univ. Masaryk. brun., Geol., (Brno), č. 31 – 32, s. 47 – 54.
- Pitoňák, P. a Spišiak, J., 1994: Blastomylonity hrončockého granitu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, č. 3, s. 171 – 176.
- Pivec, E., Lang, M., Uher, P. a Miko, O., 1994: Výrastlice draselného živca z granitu Žiaru – variácie ich štruktúrneho stavu a chemického zloženia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, s. 165 – 170.
- Pivko, D., Beňuška, P., Kováčik, M. a Vranovská, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape okolia Pilska 1 : 25 000 na listoch 26-142 Mútne a 26-231 Oravské Veselé. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.
- Planderová, E., 1973: Výsledky palinologického výskumu melafýrovej série chočskej jednotky v jz. časti Nízkych Tatier medzi Spišským Štiavnikom a Vikártovcami. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 60, s. 143 – 168.
- Planderová, E., 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 6, č. 1, s. 63 – 67.
- Planderová, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 72, s. 31 – 59.
- Planderová, E., 1979: Biostratigrafické zhodnotenie bridličnatých sedimentov rožňavsko-železnickej a meliatskej série na základe palinológie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Planderová, E., 1980: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železnickej“ skupiny. New Data on Age of „Rožňava-Železni“ Group. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 113 – 129.

- Planderová, E., 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 84, s. 113 – 118.
- Planderová, E., 1991: Ekostratigrafický výskum terciéru Kremnických vrchov a priľahlých oblastí. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Planderová, E. a Snopková, P., 1960: Palynologické vyhodnotenie diatomitového ložiska pri obci Dúbravica. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 19, s. 171 – 191.
- Planderová, E. a Snopková, P., 1970: Mikropaleobotanický výskum terciéru bojnicko-nováckej oblasti. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 52, s. 301 – 344.
- Planderová, E. a Polák, M., 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 65, s. 75 – 79, 1 obr., 3 tab.
- Planderová, E. a Vozárová, A., 1978: Vrchný karbón v južnej časti veporíd. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 129 – 142.
- Planderová, E., Sitár, V., Grecula, P. a Együd, K., 1981: Biostratigrafické zhodnotenie grafitických bridlíc Zemplínskeho ostrova. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 13, s. 97 – 128.
- Planderová, E. a Vozárová, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. (Ed.: Sassi, F. P.). Padova, Newsletter No. 4, Project No. 5, s. 67 – 71.
- Planderová, E. a Čillík, J., 1990: Vek pestrých bridlíc z oblasti meďonosného ložiska v Španej Doline. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 5, s. 411 – 416.
- Plašienka, D., 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 153 s.
- Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. a Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinite illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, s. 43 – 51.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 42, č. 4, s. 195 – 208.
- Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. et al., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, s. 311 – 334.
- Plašienka, D., Grecula, P., Putiš, M., Kováč, M. a Hovorka, D., 1997: Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. In: Grecula, P., Hovorka, D. a Putiš, M. (eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monograph., s. 1 – 24.
- Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M., (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International conference held on the occasion of Centennial of Dimitrij Andrusov. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Plašienka, D., Soták, J. a Prokešová, R., 1998: Structural profiles across the Šambron – Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, s. 173 – 184.
- Polák, M., 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatrídnych obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Kandidátska dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 5 650).
- Polák, M., 1980: Mezozoikum západnej časti Veľkej Fatry. In: Výskum anorganickéj prírody Gaderskej a Blatnickej doliny v Chránenej krajinskej oblasti Veľká Fatra. Ochr. Prír., Výsk. Práce Ochr. Prír. (Bratislava), Vyd. Príroda, 3A, s. 13 – 38.
- Polák, M., 1990: Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 6, s. 527 – 532.
- Polák, M. a Bujnovský, A., 1979: The Lučivná formation. (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians.) In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 61 – 70.
- Polák, M. a Kohút, M., 1990: Problémy geologickej stavby východnej časti Veľkej Fatry. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 91, s. 27 – 32.
- Polák, M., Kohút, M., Halouzka, R., Modlitba, I., Malík, P. a Šucha, P., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-121 Donovaly-1. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 741).
- Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 6, s. 391 – 410.
- Polák, M. a Ondrejčíková, A., 1995: Lithostratigraphy of Radiolarian Limestones and Radiolarites of the Envelope Sequence in the Veľká Fatra Mts. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 2, s. 153 – 158
- Polák, M., Vozár, J., Jacko, S., Kohút, M., Karolí, S., Filo, I., Vozárová, A., Gazdačko, L., Wagner, P., Maglay, J., Siráňová, Z. a Malík, P., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Tunela Branisko 1 : 5 000.

- Litologicko-petrografické vyhodnotenie vrtvov TB-1, TB-2, TB-3, TB-4, TB-5, TB-6 Branisko. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Polák, M., Filo, I., Pristaš, J., Kováč, P., Siráňová, Z., Havrila, M. a Pevný, J., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-114 Turčianske Teplice, 36-112 Valča, 36-132 Horná Štubňa. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 293 – 310.
- Polák, M., Jacko, S. (eds.), Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Polák, M., Jacko, S., Vozárová, A., Vozár, J., Gross, P., Harčár, J., Zacharov, M., Baláž, B., Liščák, P., Malík, P., Zakovič, M., Karoli, S., Kaličiak, M. a Sasvári, T., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 202 s.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Pristaš, J., Havrila, M., Vozár, J., Mello, J., Rakús, M., Buček, S. a Lexa, J., 1997a: Geologická mapa Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – GS SR.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M. (eds.), Pristaš, J., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstričová, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 204 s.
- Polák, M., Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšovský, M., Siman, P., Buček, S., Siráňová, Z., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J., Šimon, L., Pristaš, J., Kubeš, P., Zakovič, M., Liščák, P., Žáková, E., Boorová, D. a Vaněková, H., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 216 s.
- Poller, U., Janák, M., Kohút, M. a Todt, W., 1999: Early Variscan Magmatism in the Western Carpathians: U-Pb Zircon Data from Granitoids and Orthogneisses of the Tatra Mts. (Slovakia). In: Int. J. Earth Sci. (Geol. Rdsch.), 89, s. 336 – 349.
- Poller, U., Broska, I., Finger, F., Uher, P. a Janák, M., 2000: Permian ge of generic granites constrained by single zircon and EMPA monazite dating. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, s. 189 – 190.
- Poller, U. a Todt, W., 2000: U-Pb single zircon data of granitoids from the High Tatra Mountains (Slovakia): implications for the geodynamic evolution. Trans. Earth Sci. Roy. Soc. (Edinburgh), 91, s. 235 – 243.
- Poller, U., Todt, W., Kohút, M. a Janák, M., 2000b: Geochemical and Isotopic Characteristics of the Granitoids from the Veľká Fatra (W-Carpathians) in Combination with U-Pb Ion-Microprobe and TIMS Single Zircon Dating. Conf. Abs. In: Journal, 5, 2, s. 811.
- Poller, U., Kohút, M., Todt, W. a Janák, M., 2001: Permian granite magmatism in the Western Carpathians: new U-Pb single zircon grain results on S-type granites and orthogneiss from the Veľká Fatra Mountains. EUG 11, Strasbourg, Journal Conf. Abs., 6, s. 596 – 597.
- Poller, U., Kohút, M., Anders, B. a Todt, W., 2005: Multistage geochronological evolution of the Veľká Fatra Mountains – a combined TIMS and ion-microprobe study on zircons. In: Lithos, DOI:10.1016/j.lithos.2004.12.009.
- Pospišil, L., 1971: Zpráva o výpočte zásob podzemních vod kvartéru středního toku Váhu. Manuskript. Brno, archív Geotest.
- Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 79, s. 117 – 140.
- Potfaj, M., 1989: Vychyľovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (paleogén Kysúc a Oravy). In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 25, s. 43 – 49, tab. I.
- Potfaj, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 98, s. 55 – 78.
- Potfaj, M., 1997: Relation of the Klippen belt and the Flysch zone in the territory of western Slovakia. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 119 – 125.
- Potfaj, M., 1997: Stratigrafické národné referenčné profily na Slovensku – diskusný príspevok k článku J. Michalíka et al. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, s. 455 – 456.
- Potfaj, M., 1997: Terminológia zlepencových klastov. In: Miner. slov., Geovestník (Bratislava), roč. 29, č. 6, s. 27 – 27.
- Potfaj, M., 1997: Relation of the Klippen Belt and the Flysch zone in the territory of western Slovakia. In: Plašienka, D. et al. (ed.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 119 – 125.

- Potfaj, M., 1998a: Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 143 – 154.
- Potfaj, M., 1998b: Svederník – geologická mapa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 2 s. + príl.
- Potfaj, M., 1998c: Vyhodnotenie geologickej situácie v okolí štôlne Dolný Hričov – Ovčiarsko. Manuskript. Žilina, archív Ingeo, s. 1 – 12 (25 str. príloh).
- Potfaj, M., Samuel, M., Raková, J. a Samuel, O., 1991: Geologická stavba Kubínskej hole (Orava). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 15, s. 25 – 66.
- Potfaj, M., Teťák, F. a Šlepecký, T., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 25-243 (Makov) a 25-421 (V. Javorník). Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s.
- Potfaj, M., Maglay, J., Šlepecký, T. a Teťák, F., 2002: Geologická mapa regiónu Kysúc 1 : 50 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Priehodská, Z. a Harčár, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 114.
- Pristaš, J., Vass, D., Konečný, V. a Lexa, J., 1980: Vysvetlivky k základnej geologickej mape v mierke 1 : 25 000, listy: M-34-134-D-a (Demandice), M-34-134-D-b (Plášťovce), M-34-D-c (Ipeľský Sokolec), M-34-134-D-d (Šahy). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pristaš, J., Horniš, J., Halouzka, R., Tkáčová, H. a Šefara J., 1993: Litogenetická mapa a mapa hrúbok kvartéru. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pristaš, J., Elečko, M., Polák, M., Mello, J., Gross, P., Határ, J., Vozárová, A., Havrila, M., Fordinál, K., Fejdiová, O. a Žáková, E., 1997: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy: 35-421 Partizánske, 34-411 Prašice (časť), 35-412 Chynorany, 35-413 Bojná a 35-431 Preseľany. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pristaš, J., Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Tkáčová, H., Tkáč, J., Liščák, P., Jánová, V., Švasta, J., Remšík, A., Žáková, E. a Töröková, I., 2000b: Vysvetlivky ku geologickej mape Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 250.
- Pulec, M., 1966: Geologický výskum terciérnych vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M., 1974: Záverečná správa z vrtu OH-1 (Hladovka – Oravská kotlina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M., 1976: Výskum neogénu v Oravskej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M. (ed.), 1976: Záverečná správa z vrtu OH-1 (Hladovka – Oravská kotlina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pulec, M., Bystrická, H., Franko, O., Gazda, S., Karolus, K., Karolusová, E., Kraus, I., Papšová, J., Plandetrová, E., Samuel, O., Sitár, V., Snopková, P., Škvarka, L., Vaňová, M. a Vrána, S., 1967: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pupin, J. P., 1980: Zircon and granite petrology. In: Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 73, s. 207 – 220.
- Putiš, M., 1983: Outline of geological-structural development of the crystalline complex and envelope Paleozoic of the Považský Inovec, Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 34, č. 4, s. 457 – 482.
- Putiš, M., 1986: Cataclastic metamorphism of metapelitic and metabasic rocks in the Malé Karpaty Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, s. 225 – 243.
- Putiš, M., 1991: Geology and petrotectionics of some shear zones in the West Carpathian crystalline complexes. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, Newsletter 3, IGCP-276, s. 447 – 457.
- Putiš, M., Kotov, A. B., Uher, P., Salnikova, E. B. a Korikovskiy, S. P., 2000: Triassic age of the Hrončok pre-orogenic A-type granite related to continental rifting: a new results of U-Pb isotope dating (Western Carpathians). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 51, č. 1, s. 59 – 66.
- Putiš, M., Sergejev, S., Ondrejka, M., Larionov, A., Siman, P., Spršiak, J., Uher, P. a Paderin, I., 2008: Cambrian-Ordovician metaigneous rocks associated with Cadomian fragments in the West-Carpathian basement dated by SHRIMP on zircons: a record from the Gondwana active margin setting. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 59, s. 3 – 18.
- Rabeder, G., 1978: Die Säugertiere des Badenien. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (eds.), 1978: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. VI, M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, s. 467 – 480.

- Rabowski, F., 1931: Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne. In: Ann. Soc. géol. Pol. (Kraków), 7, s. 108 – 119.
- Raciborski, M., 1890: Über eine fossile in der Tatra. Eine vorläufige Mitteilung. In: Verh. K.-Kön. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Rakús, M., 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, s. 93 – 156.
- Rakús, M., 1965: Biostratigrafia jury kosteleckého bradla. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 37, 163 – 177, tab. 9 – 10.
- Rakús, M., 1977: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom (jz. časť Veľkej Fatry). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 67, s. 287 – 288.
- Rakús, M., 1995: The First Appearance of *Dactioceratidae* in the Western Carpathians. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 2, s. 165 – 170, 1 obr.
- Rakús, M., Gorek, J., Vozár, J., Pulec, M., Gašparik, J., Šucha, P., Kohút, M., Havrila, M., Halouzka, R., Horniš, J., Dovina, V., Vozárová, A., Kullmanová, A., Kullman, E. a Krippel, M., 1988: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8291).
- Rakús, M. (ed.), Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kyselá, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa lúčanskej časti Malej Fatry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. a Sýkora, M., 2001: Jurassic of Silicium. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 1, s. 53 – 84.
- Rakús, M. a Hók, J., 2003: Geologická stavba antiklinály Kozla. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 35, s. 75 – 88.
- Rakús, M. a Hók, J., 2005: Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 1, s. 9 – 26.
- Rakusz, Gy., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. In: Geol. hung., Ser. Paleont. (Budapest), 8, s. 1 – 219.
- Rebro, A., 1965: Hydrogeologický prieskum na ochranu a rozšírenie zdrojov termálnych vôd v Piešťanoch – vrt G-11. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Reichwalder, P., 1970: Niekoľko poznámok k výskytu glaukofanických hornín v okolí Hačavy. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 53, s. 157 – 165.
- Repčok, I., 1977: Stopy delenia uránu a možnosti ich využitia pre datovanie na príklade vulkanických skiel. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), č. 3, s. 175 – 196.
- Repčok, I., 1978: Vek niektorých stredoslovenských neovulkanitov zistených metódou stôp po delení uránu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 71.
- Repčok, I., 1980: Datovanie stredoslovenských neovulkanitov metódou „fission track“ (III. etapa). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Repčok, I., 1981: Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 8, s. 59 – 104.
- Repčok, I., 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Repčok, I., 1987: Vek niektorých vulkanitov Krupinskej planiny, Burdy a Cerovej vrchoviny metódou stôp po štiepení uránu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 86, s. 173 – 177.
- Rojkovič, I., 1997: Uranium Mineralization in Slovakia. Bratislava, Acta geol. geogr. Univ. Comen., Monogr., s. 1 – 117.
- Rojkovič, I. a Vozár, J., 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern Gemericides and Choč unit. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 23, č. 1, s. 87 – 98.
- Rojkovič, I., Franců, J. a Čáslavský, J., 1992: Association of organic matter with uranium mineralization in the Permian sandstones of the Western Carpathians. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 43, s. 27 – 34.
- Roth, R. (ed.) et al., 1962: Vysvetlivky k prehľadné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 Žilina. Praha, Geofond.
- Rozložník, P., 1935: Die geologischen Verhältnisse der gegend von Dobšiná. In: Geologica hung. Ser. geol. (Budapest), 5, s. 1 – 118.
- Roure, F., Roca, E. a Sassi, W., 1993: The Neogene evolution of the Outer Carpathian flysch units (Poland, Ukraine and Romania): kinematics of a foreland / fold-and-thrust belt system. In: Sedimentary Geol. (Amsterdam), 86, s. 177 – 201.
- Royden, L., 1985: The Vienna Basin a thinskinned pull-apart basin. In: Biddle, K. a Christie-Blick, N. (eds.): Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Tulsa), Mem., č. 37, s. 319 – 338.
- Rudinec, R. a Tereska, C., 1972: Naftovo-plynónádejnosť vulkanických štruktúr vo východoslovenskom neogéne. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 4, č. 4, s. 23 – 28.
- Rudinec, R. a Magyar, J., 1980: Zakryté vulkanické štruktúry na východnom Slovensku vo svetle ropného prieskumu. In: Geol. Průzk. (Praha), č. 22, s. 193 – 195.

- Ryłko, W., 1992: Litostratigrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). In: Biuletyn. (Państw. Inst. geol.), č. 368, s. 37 – 63.
- Salaj, J., 1960b: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 18, s. 119 – 130.
- Salaj, J., 1961: Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 22, s. 83 – 97.
- Salaj, J., 1962a: Mikrobiostratigrafia kriedových sedimentov krížňanskej a manínskej jednotky a ich vzájomný vzťah. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 245 – 259.
- Salaj, J., 1962b: Mikrobiostratigrafia spodnej a vrchnej kriedy Západných Karpát (Slovensko). Kandid. dizert. Práca. Manuskript. Praha, archív PF UK – Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1962c: Správa o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1990a: Geologická stavba bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a litologická klasifikácia kriedových sedimentov novovymedzených sekvencií. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 22, č. 2, s. 155 – 174.
- Salaj, J., 1990b: Nové poznatky o geológii a paleogeograficko-tektonickom vývoji bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jeho problematika. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9a, s. 93 – 168.
- Salaj, J., 1993: The Súľov Paleogene of the Domaníža Basin in the light of new findings. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 2, s. 95 – 104.
- Salaj, J., 1993a: Geologická mapa stredného Považia. Manuskript. Hodonín, Moravské naftové doly.
- Salaj, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape stredného Považia v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 152 (AP 9434).
- Salaj, J., 1994a, b: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 39, č. 3, s. 195 – 291 (1. časť), roč. 39, č. 4, s. 297 – 395 (2. časť).
- Salaj, J., 1995: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 40, č. 1, s. 3 – 51 (3. časť s geologickou mapou).
- Salaj, J., 1998a: Odras paleoklímy v sedimentoch paleogénu Stredného Považia. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 42, č. 3, s. 171 – 178.
- Salaj, J., 2001: Nové poznatky o stratigrafii a paleogeograficko-tektonickom vývoji súľovského paleogénu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, s. 81 – 90.
- Salaj, J., 2002: Reflection of paleoclimate in Paleogene sediments of Súľov, Biele Karpaty and Javorníky areas (Slovakia). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, s. 147 – 158.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 291.
- Salaj, J. a Kysela, J., 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásmu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J. a Polák, M., 1978: *Meandrospira deformata* SALAJ ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. In: Vozár, J. (ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 213 – 220.
- Salaj, J. a Kysela, J., 1979: Textové vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 list Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J. a Began, A., 1983: Senonian to Paleogene palaeographic and tectonic development of the Myjavská pahorkatina Upland (West Carpathians, Czechoslovakia). In: Zitteliana (München), 10, s. 173 – 181.
- Salaj, J. a Gašpariková, V., 1983: Turonian and Coniacian microbiostratigraphy of the Tethys regions on the basis of foraminifera and nannofossils. In: Zitteliana (München), 10, s. 595 – 607.
- Salaj, J. (ed.), Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A. a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.
- Salaj, J. a Priečhodská, Z., 1988: Porovnanie gosauských vývojov senónu a paleogénu Myjavskej pahorkatiny a Severných Vápencových Álp. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 19, č. 6, s. 499 – 521.
- Salaj, J., Nagy, A., Horniš, J., Iglárová, L., Szalaiová, V. a Remšík, A., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 25-443 (Pružina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8960).
- Samuel, O., 1960: Mikrobiostratigrafické pomery centrálne-karpatského paleogénu medzi Braniskom, Čiernou horou a riekou Torysou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Samuel, O., 1961: Predbežné mikrobiostratigrafické vyhodnotenie paleogénnych vzorkov z listu Považská Bystrica (1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 17 (Geo 8849/1).
- Samuel, O., 1968: Záverečná správa o mikrostratigrafii paleogénu v okolí Bojníc. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Samuel, O., 1972: Phylogenesis of Paleogene planktonic Foraminifera. In: Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 18, s. 223 – 240.
- Samuel, O., 1975: Foraminifera of Upper Priabonian from Ľubietová (Slovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 1, s. 111 – 176.
- Samuel, O., 1988: Kambühelské vápence. In: Samuel, O. (ed.) et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 27 – 28.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, Vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 1, s. 1 – 5.
- Samuel, O., Salaj, O. a Vaňová, M., 1964: Formational biostratigraphy of central Carpathians. Intern. Geol. Congr., Report of the XXIInd session; vol. of abstracts, New Delhi, s. 124.
- Samuel, O., Salaj, J., Köhler, E. a Borza, K., 1967: Relation of the Cretaceous to the Paleogene in the Klippen Belt of the Váh Riverside (West Carpathians). In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 18, č. 1, s. 125 – 132.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1968: Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 232.
- Samuel, O., Borza, K. a Köhler, E., 1972: Microfauna and Lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 246.
- Samuel, O. a Haško, J., 1978: Nové poznatky o paleogéne sv. časti Žilinskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 83 – 90.
- Samuel, O., Salaj, J. a Began, A., 1980: Litostratigrafická charakteristika vrchnokriedových a paleogénnych sedimentov Myjavskej pahorkatiny. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 6, s. 8 – 111.
- Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds.), 1983: 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion Guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 215 s.
- Samuel, O. a Fusán, O., 1992: Rekonštrukcia substrátu a rýchlosti sedimentácie centrálno-karpatského paleogénu (Západné Karpaty). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 16, s. 7 – 45.
- Sassi, F. P. a Vozárová, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemicum (West Carpathians, Czechoslovakia). In: Rend. Soc. Ital. Min. Petr. (Milano), 42, s. 73 – 81.
- Sassi, R. a Vozárová, A., 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemicum and Veporicum (West Carpathians, Czecho-Slovakia). In: Boll. Soc. geol. ital. (Roma), 111, s. 33 – 39.
- Seneš, J., 1952a: Oligocén medzi Šahami a Lučencom. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 3, č. 1 – 2, s. 103 – 133.
- Seneš, J., 1952b: Štúdium o akvitanskom stupni. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 31, s. 1 – 75.
- Seneš, J., 1953: Spodnosarmatská fauna pri Malej nad Hronom. In: Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 3, č. 3 – 4, s. 193 – 257.
- Seneš, J., 1955a: Stratigrafický a biofaciálny výskum niektorých neogénnych sedimentov východného Slovenska na základe makrofauny. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 40, s. 3 – 171.
- Seneš, J., 1955b: Výsledky geologického výskumu na území medzi Kokošovcami a Rankovcami na západnom úpätí Prešovsko-tokajského pohoria. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 4, s. 32 – 60.
- Seneš, J., 1958: Pectunculus-Sande und Egerer Faunentypus im Tertiär bei Kováčov im Karpatenbecken. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), Monogr., s. 1 – 232.
- Seneš, J., Báldi, T., Brestenská, E., Bogsh, L., Cicha, I., Gheroghian, D., Gheorgian, M., Hámor, G., Jámboor, A., Janoschek, R., Kóky, J., Kollmann, K., Krach, W., Kucinski, T., Luczkowa, E., Marinescu, F., Motas, I., Papp, A., Pišvanová, L. S., Popescu, G., Rögl, F., Rusu, A., Slávik, J., Steininger, F., Suru, N. a Vass, D., 1971: Korrelation des Miozäns der zentralen Paratethys (Stand 1970). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 22, č. 1, s. 3 – 9.
- Serra-Kiel, J., Hottinger, L., Caus, E., Drobne, K., Ferrandez, C., Jauhri, A. K., Less, G., Pavlovec, R., Pignatti, J., Samsó, J. M., Schaub, H., Sirel, E., Strougo, A., Tambareau, Z., Tosquella, J. a Zakrevskaya, E., 1998: Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. In: Bull. Soc. géol. France (Paris), roč. 169, č. 2, s. 281 – 299.
- Scháleková, A., 1969: Zür näheren kenntnis der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben – Neudorf) in der Süddwestslowakei. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 18, s. 93 – 102.
- Scháleková, A., 1973: Oberbadenische Corallinaceen aus dem Steinbruch Rohožník – Vajar an dem Wsthang der Kleinen Karpaten. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, s. 211 – 221.
- Scháleková, A., 1978: Riasové (litotamniové) vápence v bádene Viedenskej, podunajskej a juhoslovenskej panvy Západných Karpát. Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Scheibner, E., 1960: Some new occurrences of Corals in the Klippen Belt in Slovakia. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 11, č. 2, s. 281 – 282.
- Scheibner, E., 1967: Nižná subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 18, č. 1, s. 133 – 140.
- Scheibner, E., 1967: Karpatské pásmo bradlové. In: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západ. Karpaty, sv. 2 (red. T. Buday et al.). Praha, Ústf. Úst. geol., s. 7 – 105.

- Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1958a: O veku praznovských vrstiev v Považí. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 9, č. 1, s. 40 – 51.
- Scheibner, E. a Scheibnerová, V., 1958b: Kysucké a snežnické vrstvy – nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 9, č. 2, s. 178 – 181.
- Scheibnerová, V., 1961: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 261 – 265.
- Scherbak, N. P., Cambel, B., Bartnitsky, E. N. a Stepanyuk, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the quarry Dubná Skala – Malá Fatra Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 41, č. 4, s. 407 – 414.
- Schlögl, J., 1998: Geologická stavba bradlového pásma medzi Vršateckým Podhradím, Červeným Kameňom a Dolnými Dúžavami. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleontol. PriF UK, 70 s.
- Schlögl, J. et al., 2004: Beňatina Klippe – lithostratigraphy, biostratigraphy, paleontology of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). In: Slovak Geol. Mag. (LBratislava), roč. 10, č. 4, s. 241 – 262.
- Schlögl, J., Aubrecht, R., Bučová, J. a Mikuš, V., 2008: STOP3 – Vršatec area – group of klippen of various paleogeographic origin. Proceedings and Excursion Guide (SlovTec08) – 6th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 13th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), Upohlav (Slovakia), 23. – 26. 4. 2008. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 221 – 226.
- Schmidt, Z., 1976: *Emys orbicularis* (L.) from travertines of the Vápnik in Mýtne Ludany in the Ipeľská pahorkatina upland. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 2 – 3, s. 227 – 232.
- Schmidt, Z. a Halouzka, R., 1970: Nová fauna vertebrát villafranchienu zo Strekova na Hronskej pahorkatine (Podunajská nížina). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 173 – 183.
- Siblík, M., 1979: Brachiopods of the Vršatec Castle Klippen (Bajocian – ?Berriasian) near Ilava (Slovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 35 – 64.
- Siegl, K., 1976a: Vrásové deformácie d'umbierskeho kryštalinika. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 28, s. 115 – 125.
- Siegl, K., 1976b: The structure of the Low Tatra Pluton (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 1, s. 149 – 164.
- Siegl, K., 1982: Structure of the vepor pluton (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 2, s. 171 – 175.
- Siman, P. a Janák, M., 2005: Štúdium ortorulových hornín ako najstarších granitoidných hornín Západných Karpát na príklade vývoja vo vybraných oblastiach tatrika a veporika s aspektom ich vekového a metamorfného zaradenia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 56 s.
- Siráňová, Z., 2004: Petrografické vyhodnotenie pieskovcov z neogénu Považského Inovca (piešťanské vrstvy). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sitár, V., 1965: Základný geologický výskum severných a sv. výbežkov Podunajskej nížiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sitár, V. a Vozár, J., 1973: Die ersten Makrofloren Funde in dem Karbon der Choč Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 2, s. 441 – 448.
- Sitár, V. a Dianiška, J., 1979: Flóra v mladoterciérnych vulkanitoch od Vyšného a Nižného Skálnika. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 147 – 159.
- Sitár, V. a Kvaček, Z., 1992: A review of Tertiary floras in the Western Carpathians. In: Paleofloristic and paleoclimatic changes during Cretaceous and Tertiary. Proc. of the international symposium Sept. 1992. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 80.
- Slávik, J. (ed.), 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, Ústř. Geol. Úrad – Bratislava, Slov. vyd. tech. lit., s. 1 – 510.
- Slávik, J. (ed.), 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 264 – 296.
- Slávik, J., 1968: Chronology and tectonic background of the Neogene volcanism in Eastern Slovakia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 44 – 45, s. 199 – 214.
- Slávik, J., 1974: Schéma „Dunajskej vulkanickej zóny“. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Slávik, J., Cmuntová, M., Horáková, M. a Volfová, J., 1960: Biostratigrafické a petrografické zhodnotenie vrtu Čelovce-1. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 18, s. 71 – 88.
- Slávik, J. a Tözsér, J., 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 1, s. 23 – 52.
- Slávik, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Tözsér, J., Orlický, O. a Vass, D., 1976: Radiometričeskije vozrasty vulkaničeskich porod Vigorlata i Slanskich gor. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 8, č. 4, s. 319 – 334.

- Snopková, P., 1979: Palynological data on weakly metamorphosed rocks of the Veporides and of the Gelnica Group in Spišsko-gemerské rudohorie Mts. In: Proc. inter. conf. of IGCP. Praha, 22 s.
- Snopková, P., 1987: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrtovej lokality Drienovec. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Sokolowski, S., 1948: Tatry Bielskie. Geologia zbcoczy poludniowych. In: Prace spec. (Państw. Inst. geol. Warszawa), 4, s. 1 – 47.
- Soták, J., Bebej, J. a Biroň, A., 1996: Detrital Analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 345 – 349.
- Soták, J., Pereszélyi, M., Marschalko, R., Milička, J. a Starek, D., 2001: Sedimentology and hydrocarbon habitat for the submarine-fan deposits of the Central-Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). In: Mar. Petrol. Geol., 18, s. 87 – 114.
- Soták, J., Vozárová, A. a Vozár, J., 2002: The East Slovak triple point junction area: Collisional puzzle of the West Carpathian-Pannonian-East Carpathian units. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 53, špec. vyd., s. 23 – 125.
- Soták, J., Biroň, A., Dunkl, I., Lebedev, V., Magyar, J. a Prokešová, R., 2005: Syntéza poznatkov o iňáčovskej jednotke – litostratigrafické, metamorfne, geochronologické a štruktúrno-tektonické dáta. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, s. 20 – 213.
- Spišiak, J., Hovorka, D. a Ivan, P., 1985: Klátov Group the representative of the Paleozoic amphibolite facies metamorphites on the Inner Western Carpathians. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82, s. 205 – 220.
- Spišák, Z., Petro, L., Polaščinová, E. a Klukanová, A., 1988: Základná inžiniersko-geologická mapa 1 : 10 000 južnej časti košicko-šarišského regiónu (Košice-juh). Manuskript. Košice, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 198.
- Spišiak, J., Bučová, J., Plašienka, D. a Mikuš, T., 2008: Cretaceous alkali volcanites in the Chmeľová region (Vršatec klippen area, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). In: Proceedings and Excursion Guide (SlovTec 08) – 6th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 13th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), Upohlav (Slovakia), 23. – 26. 4. 2008. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 124 – 125.
- Stache, G., 1864: Sedimentärschichten im Inovec-Gebirge. In: Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst., roč. 14, č. 2, s. 68 – 72; Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIV.
- Steininger, F. F., Seneš, J., Kleemann, K. a Rögl, F. (eds.), 1985: Neogene of the mediterranean Tethys and Paratethys. University of Vienna, 1, s. 1 – 189, 2, s. 1 – 536.
- Straka, P., 1981: O veku série Foederata. In: Geol. Práce. Spr. (Bratislava), č. 75, s. 57 – 62.
- Stráňik, Z., 1959: Vysvetlivky k centrálně-karpatskému paleogénu Súľovské hornatiny a Žilinské kotliny na listu gen. mapy Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 53417).
- Stráňik, Z., 1965: Geologie magurského flyše Čerchovského pohorí a západní časti Ondavské vrchoviny. In: Sbor. geol. Vied., Západ. Karpaty (Bratislava), 3.
- Stráňik, Z., Krejčí, O. a Menčík, E., 1989: Příspěvek ke geologii bělokarpatské jednotky. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1986 (Praha), s. 143 – 146.
- Stráňik, Z., Vůjta, M., Krejčí, O., Marschalko, R., Švábenická, L., Bubík, M. a Hanzlíková, E., 1989: Ke stratigrafii a sedimentologii hluckého vývoje bělokarpatské jednotky. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1987 (Praha), s. 121 – 124.
- Stráňik, Z., Dvořák, J., Krejčí, O., Müller, P., Přichystal, A., Suk, M. a Tomek, Č., 1993: The contact of the North European epivariscian platform with the West Carpathians. In: J. Czech geol. Soc., 38, s. 21 – 29.
- Sztanó, O., 1994: The Tide-influenced Pétervására sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. In: Geologica ultraiect. (Utrecht), č. 120, s. 1 – 155.
- Šimon, L., 1986: Litologicko-petrografická charakteristika formácie Kľakovskej doliny južne od Novej Lehoty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 57.
- Šimon, L., 1991: Faciálny model formácie Kľakovskej doliny južne od Handlovej. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Šimon, L., 1997: Geologická stavba neovulkanitov Vtáčnika. Doktorand. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Šimon, L., Lexa, J., Halouzka, R., Macinská, M., Jánová, V., Vranovská, A., Stolár, M., Ďurkovičová, J., Vozár, J., Novosad, P., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 36-311 Janova Lehota. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 107 s.
- Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Pristaš, J., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E., Jánová, V., Raková, J., Snopková, P., Samuel, O., Stolár, M., Vozár, J., Kováč, P., Vass, D., Marcin, D., Ďurkovičová, J., Sládková, M. a Wiegerová, V., 1994a: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Šimon, L., Pristaš, J., Macinská, M., Elečko, M., Jánová, V., Stolár, M. a Marcin, D., 1994b: Vysvetlivky ku geologickým mapám 35-422 (Bystričany), 35-421 (Partizánske-časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimon, L., Konečný, V., Halouzka, R., Dublan, L., Lexa, J., Macinská, M., Stolár, M., Marcin, D., Jánová, V., Fiľo, M. a Ardová, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-313 (Hliník nad Hronom), 36-331 (Žarnovica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimon, L., Konečný, V., Dublan, L., Lexa, J., Polák, M., Halouzka, R., Pristaš, J., Köhlerová, M., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 35-424 (Veľké Pole-časť), 35-442 (Nová Baňa-časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 281 s.
- Šimon, L., Elečko, M., Lexa, J., Pristaš, J., Halouzka, R., Konečný, V., Gross, P., Kohút, M., Mello, J., Polák, M., Havrila, M. a Vozár, J., 1997: Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000. Bratislava, GS SR.
- Šimon, L. (ed.), Elečko, M., Lexa, J., Kohút, M., Halouzka, R., Gross, P., Pristaš, J., Konečný, V., Mello, J., Polák, M., Vozárová, A., Vozár, J., Havrila, M., Köhlerová, M., Stolár, M., Jánová, V., Marcin, D. a Szalaiová, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 282 s.
- Škvarka, L., Vass, D., Ondrejčíková, A. a Elečko, M., 1989: Nové poznatky o južnej časti strhársko-trenčskej prepadliny. In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 25, s. 69 – 74.
- Špička, V., 1966a: Paleogeografie a tectogeneze Vídeňské pánve a príspevek k její naftově geologickej problematice. In: Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. příř. Věd (Praha), roč. 76, č. 12, s. 3 – 118.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1963: Nástin celopánevní korelace karpát v československé části vídeňské pánve. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1962 (Praha), s. 233 – 235.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1964: Nástin korelace karpát v československé části vídeňské pánve. In: Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha), 5, s. 127 – 156.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1965: K problému korelace a členění tortonu v československé části vídeňské pánve. In: Sbor. geol. Věd, Geol. (Praha), 8, s. 125 – 160.
- Špička, V. a Zapletalová, I., 1972: Příspěvek k problematice spodního miocénu na sv. okraji vídeňské pánve. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 59, s. 141 – 155.
- Štimmel, I., Novotný, L. a Mihál', F., 1984: Závěrečná správa o geologicko-prieskumných prácach v oblasti Považského Inovca v rokoch 1965 – 1983. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra s. 1 – 220.
- Štohl, J. et al., 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), č. 2, s. 7 – 40.
- Štohl, J. a Onačila, D., 1997: The Gold mineralization Javorie – Slovakia. In: Conf. Europe's major gold deposit, New Castle, Northern Ireland.
- Štúr, D., 1860: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v povodí Váhu a Nitry. Prehľad z Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, s. 17 – 151.
- Štúr, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), roč. 18, č. 3, s. 337 – 426.
- Štúr, D., 1868: Vorlage der geologischen Karte des oberen Gran- u. d. oberen Waagthales. In: Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 7, s. 146 – 148.
- Šuf, J., 1963: Zpráva o geologickém průzkumu v okolí Štítniku. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 27, s. 63 – 68.
- Šucha, V. a Eberl, D. D., 1992: Postsedimentárna premena sedimentov permu severného gemerika a hronika Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 24, s. 399 – 407.
- Šusta, V., 1931: O karbonu na Slovensku. In: Horn. Věst. (Praha), 13, 25, s. 417 – 422.
- Šutovská, K., 1990: Paleoekológia bentózných foraminifer oligocénu a miocénu tylovej a vnútornej molasy Západných Karpát. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Šutovská-Holcová, K., Vass, D. a Kvaček, Z., 1993: Opatovské vrstvy: vrchnoegerské sedimenty delty v Ipeľskej kotline. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, s. 428 – 436.
- Švagrovský, J., 1950: Štrková formácia pri Varhaňovciach (vých. Slovensko). In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 1, č. 2 – 4, s. 247 – 249.
- Švagrovský, J., 1952: Geologické pomery a fauna severnej časti Košickej kotliny. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 3, č. 3 – 4, s. 259 – 292.
- Švagrovský, J., 1956: Zpráva o geologických mapovacích prácach prevedených v r. 1956 v západnej časti Turčanskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (2361).

- Švagrovský, J., 1964: Zur Torton – Sarmat Grenze im ostslowakischen Neogen. In: Geol. Sbor. Geol. (Bratislava), roč. 15, č. 1, s. 79 – 86.
- Švagrovský, J., 1971: Das Sarmat der Tschechoslowakei und seine Molluskenfauna. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 20, s. 7 – 473.
- Švagrovský, J., 1978: Faciostratotypus: Devínska Nová Ves – Sandberg bei Bratislava. In: Papp, A., Cicha, I., Seneš, J. a Steininger, F. (eds.), 1978: Chronostratigraphie und Neostratotypen. Miozän der Zentralen Paratethys. Bd. VI, M₄ Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien). Bratislava, Veda, s. 188 – 194.
- Švagrovský, J., 1981a: Lithofazielle Entwicklung und Molluskenfauna des oberen Badenians (Miozän, M_{4d}) in dem Gebiet Bratislava – Devínska Nová Ves. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 7, 203 s.
- Švagrovský, J., 1981b: Bivalvia des Oberen Badenians (Miozän) von Borský Mikuláš (NO-teil des Wiener Beckens) und ihr Lebensmilieu. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 4, s. 387 – 426.
- Švagrovský, J., 1982a: Gastropoda, Prosobranchia, Teil I. Archaeogastropoda und Mesogastropoda des oberen Badenians von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 3 – 50.
- Švagrovský, J., 1982b: Gastropoda, Prosobranchia, Teil II. Neogastropoda des oberen Badenians von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 4, s. 383 – 435.
- Švagrovský, J., 1984: Gastropoda, Euthyneura, Opistobranchia des oberen Badenians aus der Umgebung von Borský Mikuláš (NO-Teil des Wiener Beckens) und ihre stratigraphische Bedeutung. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 35, č. 2, s. 165 – 194.
- Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O. a Stráník, Z., 1997: Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 48, č. 3, s. 179 – 191.
- Tanistrák, J., 1969: Litologický popis mechanických jadier odobraných na vrte Madunice-3. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ťapák, M., 1979: Dielčia správa: Badín – Sielnica – Turová, štúdia hnedé uhlie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tereska, C., 1969: Geologická stavba južnej časti Potisskej nížiny so zreteľom k problematike výskytu živíc. Manuskript. Michalovce, archív Nafta Gbely.
- Tkáčová, H., Kováčik, M., Caudt, L., Elečko, M., Halouzka, R., Hušták, J., Kubeš, P., Malík, P., Nagy, A., Petro, L., Piovarčí, M., Pristaš, J., Rapant, S., Remšík, A., Šefara, J. a Vozár, J., 1996: Podunajsko – Danreg – národný projekt – geofyzikálny prieskum, vypracovanie máp a štúdií. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tollmann, A., 1976: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Mongr. der Nördl. Kalkalpen, Bd. 2, XV, 710 s., 256 Abb., 3 Taf., Wien, Deuticke.
- Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich, Bd. 2. Wien, Franz Deuticke, 711 s.
- Tollmann, A., 1990: Paleogeographic maps and profiles in the Eastern Alps and the relationship of the Eastern Alps to neighboring terrains. In: Mém. Soc. géol. France (Paris), 154, III, s. 23 – 38.
- Tomašových, A., 1998: Bádenské mäkkýše z tehelne Devínska Nová Ves (Bratislava, Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, č. 5, s. 357 – 386.
- Toula, F., 1901: Die sogenannten Grauwacken oder Liaskalke von Theben – Neudorf. In: Verh. Ver. Natur- u. Heilkde (Pressburg), neue F., 23.
- Törökóvá, I. a Fordinál, K., 1999: Fresh-water limestones of the Hlavina Bed in the Rišňov furrow and Bánovce Depression. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 5, č. 3, s. 213 – 226.
- Tragelehn, D., 1996: Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark) – Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie und Fossilführung des „Kambühelkalkes“ und assoziierter Sedimente. In: Diss. Univ. Erlangen, I: VI + 216 s., II: tab. 1 – 67.
- Tréger, M., 1973: Výskyty uránonosných fosfátov v Spišsko-gemerskom rudohorí. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 5, č. 1, s. 61 – 64.
- Tulis, J. a Novotný, L., 1989: Jaskynný systém Stratenskej jaskyne. Liptovský Mikuláš, Slov. speleol. spoločnosť.
- Tulis, J. a Novotný, L., 1998: Zhodnotenie geologických prác na U-rudy v mladšom paleozoiku hronika v severnej časti Nízkych Tatier a Kozích chrbtov – revízne a ukončujúce práce na rádioaktívne suroviny. Manuskript. Spišská Nová Ves, Uranpres, 144 s., 5 d.
- Túnyi, I., Márton, E., Žec, B. a Vass, D., 2005a: Paleomagnetizmus neovulkanitov Vihorlatských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 268 – 271.
- Túnyi, I., Vass, D., Karoli, S., Janočko, J., Halásová, E., Zlinská, A. a Beláček, B., 2005: Magnetostratigraphy of Badenian evaporites deposits (East Slovak Basin). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 56, č. 3, s. 237 – 284.

- Turan, J. a Vančová, L., 1980: Die metamorphen minerale von karbonatkörpern des kristallinikum der Kle-novec-subzone der Veporiden. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 3, s. 343 – 357.
- Turanová, L., Turan, J. a Stankovič, J., 1997: Skarnoidná mineralizácia v ložisku Hnúšťa – Mútnik. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, s. 417 – 426.
- Uher, P., Černý, P., Novák, M. a Siman, P., 1994: Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mountains, Western Carpathians, Slovakia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, s. 157 – 164.
- Uher, P. a Broska, I., 1996: Post-orogenic Permian granitic rocks in the Western Carpathian-Panonian area: geochemistry, mineralogy and evolution. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, s. 113 – 121.
- Uher, P., Petřík, I., Kohút, M. a Ambuš, J., 2001: Dioritic rocks of the Western Carpathians. In: Petřík, I., Kohút, M. a Broska, I. (eds.): Granitic plutonism of the Western Carpathians. Monograph. Bratislava, Veda, s. 39 – 43.
- Uher, P., Žitňan, P. a Ozdín, D., 2007: Pegmatitic Nb-Ta oxide minerals in alluvial placers from Limbach, Bratislava Massif, Western Carpathians, Slovakia: compositional variations and evolutionary trend. In: J. Geosci. (Tókyó), 52, s. 133 – 141.
- Uher, P., Putiš, M., Ondrejka, M., Kohút, M. a Sergeev, S., 2008: Postoorogénne granity typu A v Západných Karpatoch – nové výsledky datovania zirkónu metódou SHRIMP. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 40, č. 3 – 4, Geovestník, s. 204 – 205.
- Uhlig, V., 1897 – 1898: Die Geologie des Tatragebirges I. In: Denkschriften (Kais. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl (Wien), 64, 68, s. 643 – 684.
- Uhlig, V., 1903: Pieninische Klippenzone und Tatragebirge (Exkursion in die pieninische Klippenzone und in des Tatragebirge). IIIc: Führer-Exkurs in Österreich IX. Int. Geol. Kongr., Wien.
- Uhlig, V., 1903a: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau und Bild Österreichs, Wien – Leipzig, s. 651 – 911.
- Uhlig, V., 1903b: Zur Umdeutung der Tatrischen Tektonik durch M. Lugeon. In: Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).
- Uhlig, V., 1904: Über die Klippen der Karpaten. In: Comptes Rendus IX. Congres géol. internat. de Vienne 1903. Wien, s. 427 – 454.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. In: Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss., Kl. (Wien), 116, Abt. 1.
- Ulrich, F. a Bouček, B., 1931: Výskyty skaměnelin v magnezitové zóně Slovenského rudohoří. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), VII, s. 203 – 221.
- Václav, J. a Vozárová, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen. (Bratislava), č. 5, s. 83 – 108.
- Vachtl, J., 1938 – 1939: O karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské rudohoří). In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), XII.
- Vaňová, M., 1955: Burdigalská fauna z okolia Dolných Motešíc (Gaus-Krügerov listoklad, M-34-109-C-b). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1960: Sarmatská mákkýšová fauna zo sv. časti Podunajskej nížiny (Stručný súhrn o hodnotení sarmatských faun v r. 1954 – 57). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1964: Zpráva o hodnotení numulitov z lokalít Uhrovec, Závada, Omastiná. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1965: Správa o vyhodnotení veľkých formínifer z centrálnekarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. In: Spr. geol. Výsk. v r. 1963, Práce Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava).
- Vaňová, M., 1968: Záverečná správa o výskume veľkých foraminifer v okolí bojnických kúpeľov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Varga, I., 1971: Prejavy hercynských orogénnych fáz vo vývoji permu gemeríd. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 57, s. 349 – 360.
- Vass, D., 1964: Tektogenéza Ipeľskej kotliny v miocéne. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, Knížnica Geol. lab. Slov. Akad. Vied.
- Vass, D., 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 2, s. 145 – 198.
- Vass, D., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 126 s.
- Vass, D., 1989: Lithostratigraphy of West Carpathians Neogene, meeting of KBGA Comission on Stratigraphy, Paleogeography and Paleontology. Liptovský Ján 1989, nepublikované.
- Vass, D., 1995: Odras globálnych zmien morskej hladiny na severnom okraji maďarského paleogénu, vo fiľakovskej a v novohradskej panve (juž. Slovensko). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, č. 3, s. 193 – 206.
- Vass, D., 1998: Geodynamic development of the Carpathian Arc in the neogene. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic development of the West Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 155 – 188.

- Vass, D., 2002: Litostratigrafia Západných Karpát: neogén a budínsky paleogén. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 202 s.
- Vass, D. a Gabčo, R., 1964: Predbežná zpráva o výskume miocénu na južnom úpätí stredoslovenských neovulkanitov. In: Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963 (Bratislava), 2.
- Vass, D., Tözsér, J., Bagdasarjan, G. P., Kaličiak, M., Orlický, O. a Ďurica, D., 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 71, s. 77 – 88.
- Vass, D. a Gašparik, J., 1978: Štúdiá o pevných palivách v Západných Karpatoch (Slovensko). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D., Konečný, V. a Šefara, J., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 277 s.
- Vass, D., Konečný, V., Šefara, J. et al., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 280 s.
- Vass, D., Brestenská, E., Fejdiová, O., Franko, O., Gazda, S., Lehotayová, R., Marková, M., Ondrejčíková, A., Planderová, E., Reichwalder, P. a Vozárová, A., 1981: Štruktúrny vrt ŠV-8 (Dolné Semerovce, Ipeľská pahorkatina). Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 14, s. 1 – 106.
- Vass, D. et al., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-442. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vass, D. a Elečko, M., 1982: Litostratigrafické jednotky kišcelu až egenburgu Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny (južné Slovensko). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 77, s. 111 – 124.
- Vass, D. (ed.), Konečný, V. a Pristaš, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 126 s.
- Vass, D. a Čverčko, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 82, s. 111 – 126.
- Vass, D. a Kraus, I., 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 17, s. 435 – 440.
- Vass, D. (ed.), Bodnár, J., Elečko, M., Gaál, L., Hanáček, J., Hanzel, V., Lexa, J., Mello, J., Pristaš, J., Vass, D. a Vozárová, A., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a prilahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 180 s.
- Vass, D., Elečko, M., Kantorová, V., Lehotayová, R. a Klubert, J., 1987: Prvý nález morského otnangu v juhoslovenskej panve. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 19, č. 5, s. 417 – 422.
- Vass, D., Repčok, I., Balogh, K. a Halmaj, J., 1987: Revised Radiometric time-scale for the Central Paratethys Neogene. In: Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., Proc. of the VIIth RCMNS Congress, roč. LXX, s. 423 – 434.
- Vass, D. (ed.), Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemčok, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra – Geofond.
- Vass, D., Nagy, A., Kohút, M. a Kraus, I., 1988: Devínskonovoveské vrstvy: Hruboklastické sedimenty na juhovýchodnom okraji viedenskej panvy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 20, č. 2, s. 109 – 122.
- Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, L., Fiľo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 162 s.
- Vass, D., Elečko, M., Pristaš, J., Lexa, J., Hanzel, V., Modlitba, I., Jánová, V., Bodnár, J., Husák, L., Fillo, M., Májovský, J. a Linkeš, V., 1989: Geológia Rimavskej kotliny. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 149 s.
- Vass, D., Kraus, I. a Elečko, M., 1989: Výplň Rožňavskej kotliny a údolia rieky Slaná pri Slavci. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, č. 1, s. 71 – 75.
- Vass, D., Elečko, M. (eds.), Bezák, V., Bodnár, J., Konečný, V., Lexa, J., Molák, B., Straka, P., Stankovič, J., Stolár, M., Škvarka, L., Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.
- Vass, D. a Šucha, V., 1994: Rekonštrukcia geologického vývoja sedimentov Lučenskej kotliny: štúdium ílových minerálov. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 39 – 46.
- Vass, D., Elečko, M., Horská, A., Petřík, F., Barkáč, Z., Mello, J., Vozárová, A., Radócz, Gy. a Dubéci, B., 1994: Základné črty geológie turnianskej depresie. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 7 – 22.
- Vass, D., Elečko, M., Horská, A., Petřík, F., Barkáč, Z., Mello, J., Vozárová, A., Radócz, Gy. a Dubéci, B., 1994: Základné črty geológie turnianskej depresie. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 99, s. 7 – 22.
- Vass, D., Holcová, K., Karolí, S. a Suballyová, D., 1996: Príspevok k poznaniu vývoja kladzianskeho súvrstvia (mladší karpát) vo východoslovenskej panve. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 102, s. 71 – 78.
- Vass, D. a Beláček, B., 1997: Konvolutné deformácie v medokýšných vrstvách Ipeľskej kotliny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, s. 391 – 400.
- Vass, D. a Pereszlyényi, M., 1998: Assymmetric lithospheric stretching in Danube basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 1, s. 61 – 74.

- Vass, D., Pereszélyi, M., Milička, J. a Bartek, V., 1999: Coal in Bukovinka Formation (Eggenburgian, Southern Slovakia). In: Věst. Čes. Geol. Úst. (Praha), roč. 74, č. 2, s. 131 – 134.
- Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Karoli, S., Pereszélyi, M., Slávik, J. a Kaličiak, M., 2000: Paleogeography of the East-Slovakian Basin. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 4, s. 377 – 407.
- Vass, D., Elečko, M., Zlinská, A. a Túnyi, I., 2003: Miocénne sedimenty na severnom úpätí Vihorlatských vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 95 – 100.
- Vass, D., Král, J., Fordinál, K. a Elečko, M., 2003: Hodnotenie výsledkov stronciovej izotopovej stratigrafie juhoslovenského kenozoika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 117 – 124.
- Vass, D., Holcová, K., Beracko, I. a Beláček, B., 2004: Príspevok k poznaniu terciérnych sedimentov a minerálnych vôd Lučenskej kotliny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 109, s. 23 – 32.
- Vass, D. a Pereszélyi, M., 2005: Nový pohľad na kľúčové otázky genézy a stavby východoslovenskej panvy. Príspevok prednesený v sekcii B kongresu Slovenskej geologickej spoločnosti, Medvedia hora, Zemplínska Šírava, jún 2005.
- Vass, D. a Elečko, M. (eds.): Geologická stavba Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, v tlači.
- Vašíček, Z. a Rakús, M., 1993: Upper Albian ammonites from locality Považský Chlmec near Žilina (Klappe unit, Klippen Belt, Slovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 17, s. 41 – 56, 3 tab.
- Vašíček, Z., Michalík, J. a Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. In: Beringiana, Heft 10, Würzburg, s. 1 – 55.
- Vaškovský, I., Bárta, R., Hanzel, V., Halouzka, R., Harčár, J., Karolus, K., Pristaš, J., Remšík, A., Šucha, P., Vass, D. a Vaškovská, E., 1982: Vysvetlivky ku geologickej mape juhovýchodnej časti Podunajskej nížiny 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 115 s.
- Vaškovský, I., Kohút, M., Nagy, A., Plašienka, D., Putiš, M., Vaškovská, E. a Vozár, J., 1988: Geologická mapa Bratislavy a okolia 1 : 25 000. In: Atlas máp. Bratislava, SGÚ – Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J., 1964: Predbežná zpráva o výskume melafýrov Malých arpát. In: Zpr. geol. Výsk. v r. 1963 (Bratislava), 2, s. 68 – 69.
- Vozár, J., 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporid. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 35, s. 33 – 40.
- Vozár, J., 1966: Melafýrové pyroklastiká Malých karpát. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40, s. 87 – 92, tab. XV.
- Vozár, J., 1967: Petrografická charakteristika melafýrov Malých Karpát. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 41, s. 153 – 165.
- Vozár, J., 1971: Viacfázový charakter permského vulkanizmu chočskej jednotky v Nížkyh Tatráh. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 55, s. 131 – 137.
- Vozár, J., 1973: Chemismus der Permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpathen. In: Náuka o Zemi, Sér. Geol. (Bratislava), 7, s. 1 – 84.
- Vozár, J., 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nížkyh Tatier. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém Lož. (Bratislava), č. 1, s. 7 – 49.
- Vozár, J., 1975: Diskusia o zastúpení karbónu a permu chočského príkrovu v pohorí Považský Inovec. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 227 – 229.
- Vozár, J., 1977: Tholeiitické magmatické horniny v permu chočského príkrovu (Západné Karpaty). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 4, s. 241 – 258.
- Vozár, J., 1977a: Magmatické horniny tholeiitickej série v permu chočského príkrovu Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 9, č. 4, s. 241 – 320.
- Vozár, J., 1977b: Permian volcanic rocks of the West Carpathians. In: Proc. XI. Congr. CBGA, Kiev, s. 245 – 246.
- Vozár, J., 1984: Permian volcanic activity in the Variscan molasse evolutions in the West Carpathians. In: Magmatism of the molasse forming epoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 147 – 156.
- Vozár, J., Vozárová, A., Straka, P. a Hanzel, V., 1986: Geologický projekt štruktúrneho vrtu BRU-1 (Brusník). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J., Vozárová, A., Bodiš, D., Ebner, F., Gargulák, M., Hanzel, V., Ondrejčíková, A., Planderová, E. a Straka, P., 1989: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu BRU-1, lokalita Brusník. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozár, J. a Vozárová, A., 1992: Strednokarbónsky flyš v Západných Karpatoch – príspevok k tektonike južnej časti Slovenského rudohoria na základe výsledkov vrtu BRU-1, Brusník. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 24, č. 1 – 2, s. 53 – 62.
- Vozár, J., 1997: Rift-related volcanics in the Permian of the Western Carpathians. In: Grecula, P. a Hovorka, D. (Eds.): Geological evolution of the Western Carpathians. Bratislava, Miner. slov. – Monogr., s. 225 – 234.
- Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, L. et al., 2002: Guide to geological excursions. Zbor. Zo XVII. Kongr. KBGA, Bratislava.

- Vozárová, A., 1973: Sedimentárna petrografia hornín Rožňavsko-železníckej série. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (31630).
- Vozárová, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepcov Spišsko-gemerského rudohoria. (Pebble analysis of Late Paleozoic conglomerates from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). In: Zbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), č. 18, s. 7 – 98.
- Vozárová, A., 1977: Petrografia mladopaleozoických sedimentov v juhovýchodnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), č. 3, s. 147 – 174.
- Vozárová, A., 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 10, č. 3, s. 227 – 282.
- Vozárová, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 6, s. 61 – 116.
- Vozárová, A., 1981: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 8, s. 143 – 199.
- Vozárová, A., 1981: Príspevok k poznaniu vývoja a členenia variských molás Západných Karpát. In: Zbor. ref. zo 4. slov. geol. konf., Sekcia 02 – Geol. a sur. Spiš.-gemer. rudohoria. Bratislava, ČSVTS, s. 154 – 161.
- Vozárová, A., 1983: Litotektonické profily variskou molasou v Malej Fatre a v Zemplínskych vrchoch. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 84.
- Vozárová, A., 1983: Petrografia metasedimentov z oblasti Jasenia. In: Scheelitovo zlatonosné zrudnenie v Nízkyh Tatrách. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 49 – 54.
- Vozárová, A., 1986: Problémy litostratigrafického členenia permokarbónu Zemplínskych vrchov a charakteristika luhyňského súvrstvia. In: Region. geol. Zád. Karpát (Bratislava), č. 21, s. 39 – 46.
- Vozárová, A., 1990: Development of metamorphism in the Gemeric/Veporic contact zone (Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 41, č. 5, s. 475 – 502.
- Vozárová, A., 1991: Petrológia hornín kryštalínika zemplinika. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 14, s. 7 – 59.
- Vozárová, A., 1992: Nové litostratigrafické jednotky v brusníckej antiklinále. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 25 – 32.
- Vozárová, A., 1993: Pressure-temperature conditions of metamorphism in the Northern part of the Branisko crystalline complex. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 4, s. 219 – 232.
- Vozárová, A., 1993: Proveniencia metapiepskovcov gelnickej skupiny a vzťah ku paleotektonike sedimentačného bazénu. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), č. 16, s. 7 – 54.
- Vozárová, A., 1993c: Stupeň premeny dúbavských vrstiev. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 227 – 231.
- Vozárová, A., 1993: Variská metamorfóza a krystalný vývoj v gemeriku. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 16, s. 55 – 117.
- Vozárová, A., 1995: Spätné násuny na severnom okraji gemerika. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 100, s. 119 – 124.
- Vozárová, A., 1996: Tectono-sedimentary evolution of Late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 251 – 271.
- Vozárová, A., 1996: The Variscan metamorphism in the Gemericum. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101, s. 16 – 18.
- Vozárová, A., 1998: Prehodnotenie a doplnenie výskumu obliakového materiálu rudňanských zlepcov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s.
- Vozárová, A., 1998: Late Carboniferous to Early Permian time interval in the Western Carpathians: Northern Tethys margin. In: Geodiversitas (Paris), roč. 20, č. 4, s. 621 – 641.
- Vozárová, A., 2000: Plagiogranite pebbles in the conglomerates of Rudňany Formation: their characteristics and geotectonic significance. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, s. 187 – 188.
- Vozárová, A., 2005: Reconstruction of fluvial bars from the Lower Triassic “Buntsandstein Facies” (Lúžna Formation) in the Western Carpathians (Slovakia). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 56, č. 1, s. 41 – 55.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 13, č. 5, s. 385 – 403.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1983: Subdivision and stages of development of Variscan molase of the Czechoslovakian West Carpathians. In: Veröff. Zent.-Inst. Phys. Erde (Berlin), 77, s. 49 – 57.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 314.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1992: Tornaicum and Meliaticum in bore-hole Brusník BRU-1, Southern Slovakia (Brusník Anticline, Rimava Depression). In: Acta geol. hung. (Budapest), roč. 35, č. 2, s. 97 – 116.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1993: Pre-alpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. In: Rakús, M. a Vozár, J. (ed.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 129 – 143.

- Vozárová, A. a Ivanička, J., 1996: Geodynamic setting of Gelnica Group acid volcanism. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4, s. 245 – 250.
- Vozárová, A., Soták, J. a Ivanička, J., 1998: A new microfauna from the Early Paleozoic formations of the Gemicum (foraminifera): constrains for another fossils or subfossils. In: Rakús, M. (ed.): Geodynamic Development of the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 63 – 74.
- Vozárová, A. a Rojkovič, I., 2000: Permian lacustrine phosphatic sandstone in the Southern Gemic Unit, Western Carpathians, Slovakia. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, č. 4, s. 265 – 278.
- Vozárová, A., Frank, W., Král, J. a Vozár, J., 2005: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of detrital mica from the Upper Paleozoic sandstones in the Western Carpathians (Slovakia). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 56, č. 6, s. 463 – 472.
- Vozárová, A., Konečný, P., Vozár, J. a Melko, M., 2008: Upper Jurassic-Lower Cretaceous tectono-thermal events in the Southern Gemic Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite (Western Carpathians, Slovakia). In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 59, č. 2, s. 89 – 102.
- Vozárová, A., Ebner, F., Kovács, S., Kräutner, H.-G., Szederkenyi, T., Krstič, B., Sremac, J., Aljinovič, D., Novak, M. a Skaberne, ???, 2009: Late Variscan (Carboniferous to Permian) environments in the Circum Pannonian Region. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 60, č. 1, s. 71 – 104.
- Vozárová, A., Šarinová, K., Larionov, A., Presnyakov, S. a Sergeev, S., 2009: Late Cambrian/Ordovician magmatic arc type volcanism in the Southern Gemicum basement, Western Carpathians, Slovakia: U-Pb (SHRIMP) data from zircons. In: J. Earth Sci. DOI 10. 1007/s00531 – 009 –0454 – 0.
- Vrána, S., 1966: Alpidische Metamorphose der Granitoide und Foederata – serie im Mittelteil der Veporiden. In: Sbor. Geol. Vied, Záp. Karpaty (Bratislava), 6, s. 29 – 84.
- Vrána, S. a Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit – prehnit – kremennej fácie Nizkych Tatier. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 49, s. 91 – 100.
- Wagreich, M. a Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. In: Geol. Rdsch. (Stuttgart), 84, s. 187 – 199.
- Watyh, L., 1976: Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. In: Kwart. geol. (Warszawa), roč. 20, č. 3, s. 575 – 587.
- Woletz, G., 1963: Charakteristische abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide – und Alttertiät-Schichten der nördlichen Ostalpen. In: Jb. Geol. Bundesantalt (Wien), 106, s. 89 – 119.
- Woletz, G., 1966: Schwermineral analysen von Kreidesandstein aus den wistlichen Karpaten (Bericht 1966). In: Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 51, 1.
- Zágoršek, K. a Macko, A., 1994: Carboniferous Bryozoa from the Jedľovec quarry in Ochtiná Formation (Gemicum, Western Carpathians). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, č. 5, s. 335 – 346.
- Zapletalová, J., 1960: Stratigrafie a biofáciální vývoj opěrného vrtu Sečovce 1 ve světle mikropaleontologického výzkumu. In: Práce Výzk. Úst. čs. naft. Dolů (Praha), roč. 55, č. 61, s. 95 – 119.
- Zoubek, V., 1935: La tectonique de la valeé supérieure du Hron et sa relation avec la distribution des sources minerales. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), roč. 11, s. 85 – 115.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. In: Věst. St. Geol. Úst. (Praha), roč. 12, č. 6, s. 207 – 239.
- Zlinská, A., 1992: Zur biostratigraphischen Gliederung des Neogens des ostslowakischen Beckens. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 96, s. 51 – 57.
- Zlinská, A., 1993: Biostratigrafické zhodnotenie vzoriek z Chvojnickej pahorkatiny. In: Baňacký, V., Elečko, M., Vass, D., Potfaj, M., Slavkay, M., Iglárová, E., Modlitba, I. a Čechová, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 34-224 (Hodonín-4), 34-242 (Holíč-2), 34-422 (Kúty-2), 35-133 (Myjava-3), 35-311 (Senica-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2004: Príloha č. 3: Zhodnotenie mikrofauny z listu 26-331 Višňové, 25-442 Súľov-Hradná, 25-444 Rajec. In: Buček, S., Filo, I., Maglay, J., Siráňová, Z., Žecová, K., Zlinská, A., Vaněková, H., Nagy, A. a Köhler, E., 2004a: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-331 Višňové, 26-332 Vrútky, 26-333 Kamenná Poruba. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 12.
- Zlinská, A., 2004: Príloha č. 3: Zhodnotenie mikrofauny z listu 25-424 Bytča. In: Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Siráňová, Z., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-424 Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 5.
- Zlinská, A., 2004: Príloha č. 4: Zhodnotenie mikrofauny z listu 26-313 Žilina. In: Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A., Potfaj, M. a Boorová, D., 2004c: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-313 Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 4.
- Zlinská, A., Andrejeva-Grigoričová, A. a Filo, I., 2001: Biostratigrafická analýza vzoriek z odkryvov sz. od Lubietovej. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 105, s. 71 – 76.
- Zlocha, J. a Radócz, G., 1987: Földtani metszet a drienoveci barnaköszén lefordulás (Kassai-Tornaimedence) – és a komjátii lignittelerek (Észak-Borsod) területről. Geologický rez z oblasti drienovských

-
- hnedouhoľných výskytov (Košicko-turnianska kotlina) a komjatských lignitových slojov – západná časť Boršodu. Manuskript.
- Zlocha, J., 1989: Výskyt horľavých a olejonosných hornín pri Drienovci. In: Geol. Průzk. (Praha), roč. 31, č. 7, s. 199 – 201.
- Zoubek, V., 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophyllien et éruptives des galets exotiques des conglomérats sénoniens et paléogènes des Carpathes Occidentales. In: Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, s. 353 – 359.
- Zoubek, V., 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. In: Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, s. 237 – 251.
- Zoubek, V., 1931: Navětrávání balvanu d'umbierské žuly. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7, s. 116 – 124.
- Zoubek, V., 1931: Tektonická skizza širšieho okolí Brezna nad Hronom. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7.
- Zoubek, V., 1932: Předběžná zpráva o mapování na listu Velká Revúca. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8.
- Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 12, s. 207 – 227.
- Zoubek, V., 1957: Hranice gemeríd s veporidami. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 46, s. 38 – 50.
- Zoubek, V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohorí Veporu v okolí Brusna. In: Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
- Žec, B., 1992: Rekonštrukcia andezitového stratovulkánu Bogota a monogenetického vulkánu Košický Klečenov na základe litofaciálnych analýz. In: Geologický výskum východného Slovenska. Výsledky a perspektívy. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 15 – 33.
- Žec, B., 1992: Petrograficko-petrologická charakteristika vulkanických hornín stratovulkánu Bogota. Čiastk. záver. spr. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. et al., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Sečovce (4) 38-134. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Žec, B. a Ďurkovičová, J., 1992: Chronostratigrafické zaradenie vybraných formácií južnej časti Slánskych vrchov. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 25, č. 2, s. 109 – 116.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko ml., S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, E. a Spišák, Z., 1997: Geologická mapa Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Žec, B. (ed.), Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Jacko ml., S., Baňacký, V., Karoli, S., Potfaj, M., Rakús, M., Petro, E., Spišák, Z., Bodnár, J., Jetel, J., Boorová, D. a Zlinská, A., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vihorlatských a Humenských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 254 s.
- Žec, B., Bónová, K., Košuth, M. a Ďuďa, R., 2005: Nové výsledky zo štúdia andezitových telies formácie Lysá Stráž – Oblík. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 37, č. 3, s. 292 – 297.

ABSTRAKTY JEDNOTLIVÝCH LISTOV

List 25 – Bytča

Geologická mapa: Michal Potfaj – redaktor, František Teťák a Klement Fordinál
Textové vysvetlivky: Michal Potfaj – redaktor, Ján Mello, František Teťák, Milan Havrila,
†Miloš Rakús, Juraj Maglay a Klement Fordinál

Geologická mapa listu Bytča zobrazuje geologicky veľmi zložitý úsek na styku vonkajších a vnútorných Západných Karpát. K vonkajším Karpatom zaraďujeme flyšové a bradlové pásmo. Vnútorné Karpaty zahŕňajú fatrikum a hronikum, prekryté sedimentmi myjavsko-hričovského (žilinského) a vnútrokarpatského paleogénu. Len v malom plošnom rozsahu sa na stavbe podieľajú neogénne vnútrohorské panvy a kvartérne terasy Váhu. Najkomplikovanejším úsekom územia je považský úsek bradlového pásma.

Litostratigrafický obsah fatrika zodpovedá zliechovskému vrstvovému sledu so stratigrafickým rozsahom od liasu po alb. Do plytkovodného belianskeho vrstvového sledu sa zaraďuje oblasť v okolí antiklinály Kozla v Lúčanskej Fatre.

Hronikum na území listu sa člení na čiastkové príkrovy – Ostrej Malenice, považský príkrov a príkrov Homôľky. Litostratigrafický obsah príkrovov tvorí prevažne bielovážska sekvencia so stratigrafickým rozsahom od anisu po staršiu kriedu.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu zastupuje podtatranská skupina, ktorá prekrýva hronické a fatričné komplexy vo východnej časti Turčianskej a Žilinskej kotliny.

Púchovský úsek bradlového pásma má zložitú stavbu. Sú tu zastúpené vlastné bradlové vrstvové sledy (kysucký, čorštynský a streženický) aj jednotky patriace svojím pôvodom do vnútorných Západných Karpát (manínska a klapská). Pozdĺž sz. okraja sú do bradlového pásma vkladné aj šupiny a štruktúry budované paleogénnymi pročskými vrstvami, ktoré sme priradili už do skupiny magurských príkrovov. Niekoľko bradielok sa vyskytuje aj za hranicou vlastného bradlového pásma s. s., zacviknutých v štruktúrach bystrickej jednotky.

Na geologickej stavbe flyšového pásma sa podieľajú od SZ na JV tieto jednotky: sliezsky príkrov, magurská jednotka a bielokarpatská jednotka. Sliezsky príkrov na naše územie zasahuje iba v obmedzenej miere a na povrch vystupujú len jeho najvyššie litostratigrafické jednotky. Na šikmú rampu sliezskeho príkrovu sú od juhu nasunuté šupinové vrásy magurskej jednotky, budovanej čiastkovými tektonickými jednotkami – račianskou a bystrickou. Od doliny Vlára smerom na JZ je pri okraji s bradlovým pásmom vyčlenená bielokarpatská jednotka, a to jej zubácky príkrov.

Neogénne sedimenty sa zachovali iba ako rezíduá vyzdvihnutých bývalých vnútrohorských kotlín alebo vo výplni Iľavskej kotliny, prekryté riečnymi náplavmi v doline Váhu medzi Pruským a Belušou. Túto výplň tvorí čausianske súvrstvie egenburského veku, na ktorom ležia transgresívne pliocénne klastické sedimenty. Kvartérne sedimenty sú zastúpené najmä fluvialnými a proluvialnými genetickými typmi.

List 26 – Žilina

Geologická mapa: Milan Polák – redaktor, Michal Potfaj, Ivan Filo, Igor Broska, Milan Kohút, Ján Mello, Vladimír Bezák, František Teťák, Pavel Gross, Anton Biely, †Miloš Rakús, Jozef Hók, Jozef Vozár, Alexander Nagy a Juraj Maglay
Textové vysvetlivky: Milan Polák – redaktor, Michal Potfaj, Igor Broska, Milan Kohút, Ivan Filo, Ján Mello, František Teťák, Vladimír Bezák, Milan Havrila, Anna Vozárová, Anton Biely, Marián Janák, †Miloš Rakús, Jozef Hók, Juraj Maglay a Alexander Nagy

Územie listu Žilina predstavuje dôležitý segment na styku vnútorných a vonkajších Západných Karpát.

Vonkajšie Západné Karpaty buduje flyšové pásmo, ktoré tu tvoria dva veľké príkrovy. Na severe je to sliezsky príkrov, ktorý je v godulskom vývoji zastúpený niekoľkými litostratigrafickými jednotkami so stratigrafickým rozpätím senón – raný oligocén. Podstatnú časť flyšového pásma tvorí magurská skupina príkrovov. V rámci tejto skupiny príkrovov sú vyčlenené tektonicko-litofaciálne jednotky: račianska, bystrická a oravskomagurská.

Bradlové pásmo je deliaci element medzi vonkajšími a vnútornými Karpatmi. Na stavbe bradlového pásma sa zúčastňujú bradlá hlbokovodnej kysuckej sekvencie a bradlá plytkovodnej podbielskej, nižnianskej, čorštynskej a čertezickej sekvencie so stratigrafickým rozsahom hetanž – alb. Bradlový obal v tektonickom zmysle tvoria litostratigrafické jednotky s rozsahom cenoman až mástricht a flyš klapskej jednotky s rozsahom alb až ?santón.

Na geologickej stavbe vnútorných Západných Karpát sa podieľajú paleoalpínske predvrchnokriedové jednotky: tatrikum, fatrikum a hronikum. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, neogénu a kvartéru už nie sú súčasťou týchto jednotiek, ale ako vekovo mladšie ich do rôznej miery pokrývajú.

Tatrikum vystupuje v Tatrách, Malej Fatre a Veľkej Fatre. Buduje ho kryštalinikum a jeho sedimentárny obal, zastúpený mladopaleozoickými klastikami a mezozoickými sekvenciami – šiprúnskou v oblasti Veľkej a Malej Fatry a vysokotatranskou v oblasti Západných Tatier.

V rámci fatrika vyčleňujeme dve samostatné tektonické jednotky – d'určinský a krížňanský príkrov. D'určinský príkrov vystupuje v Lúčanskej Fatre a zastupuje ho plytkovodná d'určinská sekvencia, v ostatných pohoriach ho zastupuje krížňanský príkrov v zliechovskom faciálnom vývoji.

Hronikum vystupuje v severnej časti Malej a Veľkej Fatry, Nízkyh Tatrách a Tatrách a tvorí podstatnú časť Chočských vrchov. Pozostáva najmä z karbonátových hornín so stratigrafickým rozpätím spodný až vrchný trias.

Sedimenty podtatranskej skupiny prekryli paleoalpínsku tektonickú stavbu. Ich sedimentácia sa začala kontinentálnymi sedimentmi, pokračovala transgresívno-morskými zlepenkami a pieskovicami a kulminovala flyšovými sedimentmi značnej hrúbky. Neogénne sedimenty vystupujú len v severnej časti Turčianskej kotliny. Kvartérne sedimenty majú najmä fluvialny a proluviálny pôvod. V Tatrách sú zachované glacifluviálne sedimenty.

List 27 – Poprad

Geologická mapa: Milan Polák – redaktor, Juraj Janočko, Stanislav Jacko ml., Michal Potfaj, Michal Elečko, Milan Kohút, Igor Broska a Juraj Maglay

Textové vysvetlivky: Milan Polák – redaktor, Juraj Janočko, Michal Potfaj, Milan Kohút, Michal Elečko, Juraj Maglay, Stanislav Jacko ml., Vladimír Bezák, Igor Broska, Stanislav Jacko st., Mário Olšavský, Anna Vozárová, J. Vozár, Anton Biely a Branislav Žec

Územie listu Poprad zahŕňa jednotky vonkajších a vnútorných Západných Karpát oddelených bradlovým pásmom. Vonkajšie Západné Karpaty buduje flyšové pásmo. Hlavnú časť flyšového pásma tvorí magurská skupina príkrovov. V rámci tejto skupiny príkrovov sú vyčlenené nasledujúce tektonicko-litofaciálne jednotky: račianska, bystrická a krynická.

Na stavbe bradlového pásma sa zúčastňujú bradlá hlbokovodnej kysuckej sekvencie a bradlá plytkovodnej oravskej, čertezickej a haligovskej sekvencie so stratigrafickým rozsahom hetanž – alb. Bradlový obal tvoria litostratigrafické jednotky s rozsahom cenoman – mástricht.

Vo vnútorných Západných Karpatoch na území listu vystupuje tatrikum, fatrikum, veporikum a hronikum. Tatrikum vystupuje v Tatrách. Buduje ho kryštalinikum a jeho sedimentárny obal, zastúpený vysokotatranskou sekvenciou v oblasti Belianskych Tatier a Vysokých Tatier. Severné veporikum s kryštalinickým soklom a jeho mezozoickým obalom vystupuje v Branisku a Čiernej hore. Fatrikum je vo Vysokých a Belianskych Tatrách zastúpené príkrovom Bujačieho vrchu v zliechovskom faciálnom vývoji a príkrovom Havrana v plytkovodnom vývoji. Hronikum v území znázornenom na liste Poprad zastupujú najmä triasové horniny so stratigrafickým rozpätím spodný až vrchný trias.

Sedimenty podtatranskej skupiny majú na tomto území značný plošný rozsah. Vystupujú v Levočských vrchoch a Popradskej kotline.

Kvartérne sedimenty sú zastúpené najmä glacifluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi v Tatrách. S Vysokými Tatrami výrazne kontrastujú priľahlé časti územia, najmä Popradskej kotliny, ktorá je oblasťou výraznejšej akumulácie kvartérnych sedimentov. Dominujúce postavenie tu majú fluvialne sedimenty terás Popradu, Dunajca a jeho prítokov. Sporadicky sú vyvinuté proluviálne sedimenty tvoriace náplavové kužele.

List 28 – Svidník

Geologická mapa: Michal Potfaj a M. Kováčik – redaktori, Ján Bóna, Branislav Žec, Ján Pristaš a Juraj Maglay

Textové vysvetlivky: Michal Potfaj a Branislav Žec – redaktori, František Teřák, Martin Kováčik, Ján Bóna, Stanislav Buček, Michal Elečko a Ján Pristaš

Územie listu Svidník v prevažnej miere tvoria jednotky flyšového pásma. Flyšové pásmo vystupuje ako oblúk v čele Západných Karpát a na naše územie zasahuje v úseku, ktorý je veľmi dôležitý pre pochopenie jeho stavby ako celku. Veľmi dôležitý je úsek duklianskej tektonickej jednotky vo východnej časti územia, na ktorej v príkrovovej pozícii leží skupina magurských príkrovov. Tú tvoria čiastkové tektonicko-litofaciálne jednotky: račianska, bystrická a krynická.

Niektorí autori zaraďujú k vonkajším Západným Karpatom aj bradlové pásmo. Jeho jurské bradlá sporadicky vystupujúce na povrch sú obklopené pestrými slieňovcami a flyšovým súvrstvom vrchnokriedového veku.

Vnútorne Západné Karpaty sú zastúpené len na malej ploche. Na povrch tu vystupujú paleogénne súvrstvia podtatranskej skupiny. Tie sú prekryté mladšími neogénnymi sedimentmi a sú preniknuté neogénnymi vulkanitmi.

List 34 – Malacky

Geologická mapa: Klement Fordinál – redaktor, Juraj Maglay, Dušan Plašienka, Michal Potfaj, Stanislav Buček, Vladimír Bezák, Igor Broska a Mário Olšavský

Textové vysvetlivky: Klement Fordinál – redaktor, Juraj Maglay, Dušan Plašienka, Stanislav Buček, Michal Potfaj, Martin Kováčik, Vladimír Bezák a Igor Broska

Na geologickej stavbe územia listu Malacky sa podieľajú paleoalpínske tektonické jednotky – tatrikum, fatrikum a hronikum, paleogénne horniny vnútorných Karpát a vonkajšieho flyšového pásma (bielokarpatská jednotka), neogénne a kvartérne usadeniny Viedenskej panvy a v nepatrnej miere aj kvartérne sedimenty Podunajskej panvy.

Tatrikum, na rozdiel od ostatných jadrových pohorí, sa bohato člení na celú sústavu čiastkových príkrovových jednotiek zahŕňajúcich tak predalpínsky fundament, ako aj viacero často zásadne odlišných mezozoických sukcesí. Podľa vystupovania sa čiastkové tatrické jednotky členia na dve skupiny – subautochtónne jednotky vystupujúce v najnižšej štruktúrnej pozícii odokrytej tektonickej stavby. Takými sú borinská a orešianska jednotka a nad nimi vystupuje bratislavský príkrov. Fatrikum na tomto území reprezentuje najmä spodnejšia, vysoká jednotka. Hronikum reprezentujú dve čiastkové jednotky – spodnejší, veterlínsky (veternický) príkrov a vyššia, havranická kryha považského príkrovu.

Paleogénne sedimenty sú súčasťou výplne paleogénnej panvy, ktorej relikty sa zachoval v úzkej synformnej depresii – Bukovskej brázde. Severnú časť územia tvorí bielokarpatská jednotka, ktorú reprezentuje svodnícke súvrstvie s červenými ílovcami paleocénneho veku.

Neogénne sedimenty tvoria výplň Viedenskej panvy. Reprezentujú ich morské až sladkovodné sedimenty miocénneho až pliocénneho veku. Zastúpené sú hlbokomorské a okrajové morské sedimenty, ako aj kontinentálne jazerné, fluvialne a močiarné sedimenty.

Kvartérne sedimenty reprezentujú viaceré genetické typy. Z hľadiska hrúbky, plošného rozsahu a vývoja majú dominantné postavenie fluvialne akumulácie v stratigrafickom diapazóne od spodného pleistocénu po holocén. Najstaršie fluvialne sedimenty, na báze s lokálne zachovanými prechodnými fluvialno-limnickými súvrstviami (vrchný pliocén/spodný pleistocén), sú známe z bazálnych častí kvartérnych výplní kútskej a zohorsko-marcheggskej depresie Viedenskej panvy, reprezentované lokálnym superpozičným vývojom depozície aj počas kvartéru. Strednopleistocénna výplň uvedených depresí pozostáva z fluvialných sedimentov Moravy. Bazálne spodnopleistocénne časti výplne kútskej depresie tvorí materiál miestnych tokov a pravdepodobne Dyje.

List 35 – Trnava

- Geologická mapa: Michal Elečko – redaktor, Juraj Maglay, Ján Pristaš, Klement Fordinál, Alexander Nagy, Vlastimil Konečný, Ladislav Šimon, Michal Potfaj, Pavel Gross, Jozef Salaj, Milan Polák, Ján Mello, Milan Havrila, Ján Ivanička, Stanislav Buček, Mário Olšavský, Milan Kohút, Martin Kováčik, Vladimír Bezák, Anna Vozárová, Jozef Hók, Igor Broska a Ján Madarás
- Textové vysvetlivky: Michal Elečko – redaktor, Milan Polák, Klement Fordinál, Vladimír Bezák, Ján Ivanička, Ján Mello, Vlastimil Konečný, Ladislav Šimon, Alexander Nagy, Michal Potfaj, Juraj Maglay, Igor Broska, Stanislav Buček, Pavel Gross, Milan Havrila, Jozef Hók, Milan Kohút, Martin Kováčik, Ján Madarás, Mário Olšavský, Ján Pristaš, Jozef Salaj a Anna Vozárová

Územie listu Trnava má zložitú geologickú stavbu. Podieľajú sa na nej jednotky vonkajších a vnútorných Západných Karpát.

Vonkajšie Západné Karpaty tvorí flyšové a bradlové pásmo. Flyšové pásmo zastupuje bielokarpatská jednotka, ktorá sa na juhu tektonicky stýka s bradlovým pásmom. Bielokarpatský príkrov tvoria čiastkové príkrovy – bošácky, zubácky a javorinský. V rámci celej bielokarpatskej jednotky boli vyčlenené dva základné vrstvové sledy – hlucký a vlársky.

Do bradlového pásma sa okrem pieninských jednotiek (oravika) zaraďujú aj jednotky s vnútrokarpatskou afinitou – manínska a klapská (drietomská sekvencia sa považuje za súčasť klapskej tektonickej jednotky). Ide o jednotky, ktoré sa v minulosti označovali aj ako pribradlová zóna. V manínskej jednotke sú vyčlenené manínsko-butkovská a podmanínska sekvencia. V klapskej jednotke sú to drietomská a šebešťanovská sekvencia. V kysuckej tektonickej jednotke sú to kysucká a hoštínska sekvencia, v bradlách prechodných sekvencií je to pruská sekvencia. V čorštynskej jednotke sú to čorštynská a púchovsko-jarmutská sekvencia.

Na geologickej stavbe vnútorných Západných Karpát sa podieľajú paleoalpínske tektonické jednotky – tatrikum, fatrikum a hronikum. K formáciám vnútorných Západných Karpát naloženým na paleoalpínsku príkrovovú sústavu patria relikty sedimentov vrchnokriedových a paleogénnych panví, neovulkanické komplexy a sedimentárne panvy s neogénou a kvartérou výplňou.

Kryštalinické komplexy tatrika vystupujú na území listu v Tribeči, Považskom Inovci, Malých Karpatoch, Suchom a Malej Magure. Mladopaleozoické horniny tatrika Tribeča reprezentuje dioritový porfýr karbónskeho veku a permské spodné, skýcovské súvrstvie a vrchné, slopnianske súvrstvie. V Považskom Inovci sú to jednotky seleckej sukcesie vrchnokarbónsko-permského veku – novianske (vrchný karbón), kálnické, selecké (spodný perm) a krivosúdske (vrchný perm) súvrstvie. V Malých Karpatoch je zastúpené devínske súvrstvie (perm).

Mezozoické súvrstvia tatrika sú zastúpené sekvenciami vystupujúcimi v jadrových pohoriach Tribeč, Strážovské vrchy, Považský Inovec a Malé Karpaty (malomagurská, šiprúnska, tribečská, selecká, inovecká, orešianska a solírovská sekvencia). Neistú príslušnosť má hornobelické súvrstvie.

V jednotke fatrika v Tribeči je zastúpené na báze kryštalinikum a vyššie mladopaleozoické súvrstvia ľubietovskej skupiny – brusnianske a predajnianske súvrstvie (perm). Mezozoické horniny zastupuje sekvencia Veľkého Poľa a krížňanský príkrov v zliechovskom vývoji. V Považskom Inovci mezozoické horniny fatrika zastupuje tak plytkovodný, ako aj hlbokovodný faciálny vývoj v stratigrafickom rozsahu stredný trias – spodná až stredná krieda (beckovská a zliechovská sukcesia). V Strážovských vrchoch je fatrikum zastúpené zliechovským a belianskym príkrovom.

Hronikum vystupuje v Tribeči, Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Brezovských a Čachtických Karpatoch a Strážovských vrchoch. Pozostáva zo sústavy spravidla troch príkrovov ležiacich nad sebou, ktoré majú v jednotlivých pohoriach vlastné názvy. Mladopaleozoické horniny zastupuje ipoltická skupina (karbón, perm). Sedimenty nižnobocianskeho (vrchný karbón) a malužinského súvrstvia (perm) sú zastúpené v Malých Karpatoch a Tribeči. V Považskom Inovci je prítomná iba vrchná časť malužinského súvrstvia a v Strážovských vrchoch ide o vrchnopermské sedimenty a bazalty. Mezozoické sedimenty hronika v Tribeči zastupuje benkovské a šuňavské súvrstvie (spodný trias). Stredný trias tvorí platformová karbonátová sedimentácia, reprezentovaná v spodnej časti gutensteinskými vápencami spodného anisu a ramsauskými dolomitmi vrchného anisu až ladinu. K strednému triasu až ladinu zaraďujeme wettersteinské

vápence. Spodný karn zastupuje málo hrubé súvrstvie lunzských vrstiev. Najmladšie súvrstvie predstavujú hlavné dolomity norika.

Na území listu sú zastúpené vrchnokriedové a paleogénne sedimenty v Myjavskej pahorkatine, a to brezovská a myjavská skupina. V Bukovskej brázde sú zastúpené vrchnokriedové a paleogénne sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny.

Sedimenty podtatranskej skupiny – borovské, terchovské, hutianske a zuberecké súvrstvie (bartón – raný oligocén) – sú zastúpené v Hornonitrianskej a Bánovskej kotline a ako denudačné reliktiky v Považskom Inovci.

Neovulkanické horniny sú na území listu zastúpené andezitovými produktmi dvoch stratovulkánov – štiavnického a Vtáčnika – bádenského a sarmatského veku. Okrem toho sa tu vyskytuje vulkán Putikov vrch s bazaltmi strednopleistocénneho veku.

Sedimenty neogénu (egenburg – dák) sa nachádzajú vo Viedenskej panve, dobrovodskej a vad'ovskej depresii, v blatnianskej, rišňovskej a komjatickej priehlbine Podunajskej panvy, v Trenčianskej, Ilavskej, Bánovskej a Hornonitrianskej kotline.

Kvartérne sedimenty predstavujú najmä fluviálne sedimenty terás a novej akumulácie, sedimenty dolinných nív tokov pleistocénneho až holocénneho veku a eolické sedimenty vrchnopleistocénneho veku (spráše a polygenetické sedimenty sprášového charakteru).

List 36 – Banská Bystrica

Geologická mapa: Vladimír Bezák, Milan Polák a Vlastimil Konečný – redaktori, Anton Biely, Michal Elečko, Ivan Filo, Jozef Hók, Ľubomír Hraško, Milan Kohút, Jaroslav Lexa, Ján Madarás, Juraj Maglay, Ján Mello, Mário Olšavský, Ján Pristaš, Pavol Šiman, Ladislav Šimon, Dionýz Vass a Jozef Vozár

Textové vysvetlivky: Vladimír Bezák, Milan Polák, Vlastimil Konečný a Ladislav Šimon – redaktori, Anton Biely, Michal Elečko, Ivan Filo, Jozef Hók, Ľubomír Hraško, Milan Kohút, Jaroslav Lexa, Ján Madarás, Juraj Maglay, Ján Mello, Mário Olšavský, Ján Pristaš, Pavol Šiman, Ladislav Šimon, Dionýz Vass, Anna Vozárová a Jozef Vozár

Poloha územia zobrazeného na liste Banská Bystrica v strednej časti Slovenska ho predurčuje na to, že sa na ňom vyskytujú všetky hlavné paleoalpínske tektonické jednotky vnútorných Západných Karpát – silicikum, turnaikum, gemerikum, hronikum, fatrikum, veporikum a tatrikum. Na tieto jednotky sú naložené popříkrovové formácie – vnútrokarpatské paleogénne sedimenty, neogénne panvy, neovulkanity a kvartérne sedimenty.

Pripovrchové príkrovové jednotky silicika, turnaika, hronika a fatrika pozostávajú najmä z formácií mezozoických hornín odlepených od kryštalinika, v menšej miere aj z vrchnopaleozoických hornín, v ojedinelých prípadoch (fatrikum) sú súčasťou príkrovov aj šupiny kryštalinika. Stavba kôrových tektonických jednotiek tatrika, veporika a gemerika je odlišná. V prípade tatrika a veporika základom je kryštalinický fundament a na ňom spočíva vrchnopaleozoický, a najmä mezozoický obal. Kostrou gemerika sú nízko metamorfované súbory spodnopaleozoických sedimentov a vulkanitov a na okrajoch sú zachované obalové formácie prevažne vrchného paleozoika. Zvláštnou jednotkou sú spodnokarbónske formácie ochtinskej jednotky.

Kryštalinikum sa vyznačuje pestrou a komplikovanou stavbou, ktorá je výsledkom niekoľkoetapových hercýnskych a alpínskych tektonických procesov. Kryštalinické komplexy vystupujú v morfológicky vyzdvihnutých častiach územia – hrastiach, a to buď v jadrových pohoriach (Žiar, Veľká Fatra, Nízke Tatry), alebo vo Veporských vrchoch. Tektonicky je kryštalinický fundament v jadrových pohoriach (okrem Kráľovoľskej časti Nízkych Tatier) súčasťou tatrika a vo Veporských vrchoch a Kráľovoľských Tatrách súčasťou veporika. V Starohorských vrchoch je kryštalinikum súčasťou odlepenej pripovrchovej tektonickej jednotky fatrika.

V pohoriach Žiar a Veľká Fatra absolútne dominujú granitoidy rozličných typov. Jadro Ďumbierskych Tatier tvoria v severnej časti granitoidy, v južnej časti vysoko metamorfované komplexy s prevahou ortorúl. V severnej časti je ojedinelý výskyt nízko metamorfovaných hornín v oblasti Kliniska. V Starohorských vrchoch sa vyskytujú najmä ortoruly.

Vo veporickom kryštaliniku možno vydeliť tri pásma s odlišným zastúpením komplexov. V severnom pásme (ľubietovské a kraklovske pásmo v zmysle Zoubka, 1955) prevládajú para- a ortorulové horniny, v rôznej miere diaforetické, a pásma bridlic a fylitov, ktorých genéza nie je spoľahlivo doriešená. Môže íť tak o progresívne, ako aj o retrográdne metamorfované horniny. V strižných zónach prenikali malé permské intrúzie granitov typu A. Stredné pásmo (kráľovohofské) budujú mohutné granitoidné intrúzie. Ich základom sú tonality až granodiority typu S, ktoré intrudovali do hercýnskej tektonickej stavby paralelne s foliáciou metamorfítov (prevládajú úkony foliácie na S). Sú tu však hojne zastúpené aj neohercýnske granitoidné intrúzie typu I vrchnokarbónskeho veku. Južné pásmo (kohútske) budujú prevažne strednokôrové hercýnske komplexy (hybridný komplex a rimavické typy granitoidov so svojím metamorfovaným plášťom), pomedzi ktoré sa tektonicky vkladajú v transpresných alpínskych zónach metamorfované komplexy pôvodne spodnej hercýnskej štruktúrnej úrovne (najmä svory). V južnej zóne majú významný podiel aj pásma bridlic nejasnej genézy. Zvláštnym komplexom sú bridlice s polohami metakarbonátov (sinecký komplex).

Na veporické kryštalinikum sú z juhu pozdĺž lubeníckej línie nasunuté nízko metamorfované komplexy gemerika (ochtinská a gelnická jednotka), ktoré však na povrch v tomto území vystupujú len na malej ploche (väčšinou sú prekryté sedimentmi neogénu).

Mohutné vývoje permských sedimentov, miestami aj s polohami vulkanitov, sú súčasťou najmä obalu severného veporika (ľubietovské pásmo, severné svahy Kráľovohofských Tatier) a tiež významnou súčasťou sekvencií fatrika v Starohorských vrchoch. Permské obalové sekvencie sa vyskytujú aj v južnej časti veporika na styku s gemerikom (rimavské súvrstvie), kde v ich podloží vystupujú aj obalové sekvencie vrchného karbónu (slatvinské súvrstvie).

Mezozoické komplexy na území tohto listu sú súčasťou paleoalpínskych tektonických jednotiek buď celokôrového charakteru (tatrikum a veporikum), alebo pripovrchových príkrovových jednotiek (fatrikum, hronikum, silicikum a turnaikum).

Tatrikum zastupuje donovalská a šiprúnska sekvencia so stratigrafickým rozsahom spodný trias až stredná krieda. Veporické obalové mezozoikum má dva vývoje – v severnom veporiku je to sekvencia Veľkého boku a v južnom veporiku föderatská sekvencia. Fatrikum je v hlbokovodnom vývoji (zliechovská sekvencia so stratigrafickým rozsahom trias – alb) a plytkovodnom vývoji (iľanovská sekvencia). Hronikum zastupujú viaceré čiastkové príkrovy. V súčasnosti sa hronikum chápe ako bezkoreňová sústava čiastkových príkrovov a šupín zložených z mladopaleozoickej ipoltickej skupiny a bielovážskej a čiernovážskej triasovej sekvencie. Silicikum na území listu reprezentuje príkrov Drienka (v oblasti Poník) a muránsky príkrov. Stratigrafický rozsah sedimentov je spodný až vrchný trias.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu diskordantne pokrývajú predterciérne jednotky. Sú zachované v terajších vnútrohorských kotlinách (Turčianska, Hornonitrianska, Liptovská a Zvolenská kotlina, Horehronské podolie), lokálne vystupujú v erózných oknách spod stredoslovenských neovulkanitov (Štiavnické vrchy). Výplň Turčianskej a Liptovskej kotliny tvoria sedimenty klasickej podtatranskej skupiny (borovské, hutianske a zuberecké súvrstvie). Hornonitrianska kotlina, Zvolenská kotlina a Horehronské podolie sa vyznačujú prítomnosťou psamiticko-psefitických predtransgresívnych sedimentov, chýbaním typickej flyšovej fácie zubereckého typu a vývojom psamiticko-psefitických sladkovodných sedimentov regresívnej fázy.

Sedimenty budínskeho paleogénu až raného miocénu vznikali v panve v južnej časti Slovenska a severnej časti Maďarska. Sedimenty kišcelu (čížske súvrstvie) a egeru (lučenské súvrstvie) tvoria výplň Ipeľskej a Lučenskej kotliny a zasahujú na juh územia listu. Do južnej a jv. časti tohto územia zasahuje neogénna výplň Ipeľskej a Lučenskej kotliny, väčšinou zakrytá vulkanitmi Krupinskej planiny.

V oblasti Horehronského podolia sa v neogéne, v spodnom miocéne vytvorili podmienky na sedimentáciu v kontinentálnom, ale aj v morskom prostredí. Neogénne sedimenty Hornonitrianskej kotliny sú od bádenu úzko späté s vulkanitmi Vtáčnika. Intravulkanické kotliny, Žiarska a Zvolensko-slatinská, sú vyplnené najmä pliocénnymi vulkanosedimentárnymi horninami.

Štiavnický andezitový stratovulkán v západnej časti stredoslovenského neovulkanického areálu reprezentuje rozsiahlu stratovulkanickú stavbu. Tá vznikla počas mladšieho obdobia neogénu (báden, sarmat, panón) v priebehu niekoľkých etáp explozívno-efuzívnej a intruzívnej aktivity, ktoré sa striedali s obdobiami dočasného vulkanického pokoja, späťými s denudáciou a deštrukciou povrchovej stavby. Stratovulkán sa vyznačuje širokou škálou diferencovaných vulkanických hornín (od bazaltov-andezitov po intermediárne až acidné andezity, ryodacity a ryolity), vývojom subvulkanických až intravulkanických

komplexov (diorit, granodiorit, granodioritový porfýr) a vznikom kaldery veľkých rozmerov. V závere vývoja stratovulkánu sa vyzdvihla hodruško-štiavnická hrast'.

Andezitový stratovulkán Javorie situovaný vo východnej časti stredoslovenských neovulkanitov bol vybudovaný v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity v období bádenu až sarmatu. Severnejšie sa vyvíjal stratovulkán Poľana. V priebehu jeho vývoja sa v centrálnej časti sformovala kaldera menšieho rozsahu. Aj východne od Poľany sa na starších útvaroch Veporských vrchov nachádzajú erozívne zvyšky vulkanických produktov. Stavba vulkanitov Kremnických vrchov je nejednotná, značne závislá od lokalizácie vulkanických centier a synvulkanického tektonického rozčlenenia do hrast'ovo-prepadlinovej stavby. V oblasti handlovského a malachovského chrbta dosahujú vulkanity hrúbku len niekoľko stoviek metrov, zatiaľ čo v kremnickom grabene ich hrúbka narastá až na 1 500 m. Geologická stavba Vtáčnika je pomerne komplikovaná v dôsledku zlomovej tektoniky. Je pre ňu charakteristická neogénna hrast'ovo-prepadlinová stavba.

Priestorové rozloženie jednotlivých genetických typov kvartérnych sedimentov je plošne aj objemovo nerovnomerné. Akumulácie sú sústredené najmä do oblasti kotlín, dolín väčších tokov a úpätných pásiem pohorí. V samotných pohoriach prevažujú svahoviny a sutiny, ktoré sa na mape nezobrazujú.

List 37 – Košice

Geologická mapa:	Ján Mello a Ján Ivanička – redaktori, Pavol Grecula, Juraj Janočko, Stanislav Jacko st., Michal Elečko, Ján Pristaš, Dionýz Vass, Milan Polák, Jozef Vozár, Anna Vozárová, Ľubomír Hraško, Martin Kováčik, Vladimír Bezák, Anton Biely, Zoltán Németh, Ján Kobulský, Ľubomír Gazdačko, Ján Madarás a Mário Olšavský
Textové vysvetlivky:	Ján Mello a Ján Ivanička – redaktori, Vladimír Bezák, Anton Biely, Michal Elečko, Pavol Grecula, Milan Havrila, Ľubomír Hraško, Ján Ivanička, Stanislav Jacko st., Juraj Janočko, Ján Kobulský, Martin Kováčik, Ján Madarás, Zoltán Németh, Milan Polák, Ján Pristaš, Dionýz Vass, Anna Vozárová a Igor Broska

Na geologickej stavbe územia listu sa podieľa šesť paleoalpínskych tektonických jednotiek (odspodu nahor): veporikum, hronikum, gemerikum, meliatikum, turnaikum a silicikum. Vrchnokriedové, paleogénne a kvartérne sedimenty už nie sú súčasťou týchto jednotiek, ale ich prekrývajú.

Meliatikum, turnaikum, silicikum a hronikum majú formu superficiálnych príkrovov. Sú zložené z mezozoických a čiastočne z mladopaleozoických hornín. Stratili spojitosť so svojím pôvodným fundamentom, teda ich pôvodný podklad nie je známy, a často nie je známe ani umiestnenie priestorov, z ktorých pochádzajú.

Jednotka veporika má zachovaný pôvodný kryštalinický fundament, v ktorom je možné viac alebo menej spoľahlivo rekonštruovať aj reliktu hercýnskej stavby. Tá je však zastretá a prepracovaná do alpínskych štruktúr. Obalové formácie sú reprezentované sedimentmi vrchného paleozoika a mezozoika (sekvencia Veľkého boku a föderatská sekvencia).

Hronikum reprezentuje sústava bezkoreňových príkrovov. Na území listu sa vyskytujú najvnútornejšie časti hronika. Sú tu zastúpené najmä mladopaleozoické (ipoltická skupina) a len v menšom rozsahu aj triasové horniny (betlanovská šupina).

Gemerikum zastupujú jednak staropaleozoické skupiny (gelnická, rakovecká, klátovská a štóska), jednak mladopaleozoicko-mezozoické skupiny (ochtinská, dobšinská a krompašská na severe, gočaltovská a kobeliarovská na juhu).

Tektonickú jednotku meliatikum tvoria útržky pochádzajúce z oceánskeho a paraoceánskeho triasovo-jurského priestoru. Z tejto jednotky sú tu známe iba výskyty nevelkého rozsahu, ktoré možno zaradiť jednak k meliatiku s. s., jednak k príkrovu Bôrky.

V turnaiku možno vyčleniť dva čiastkové príkrovy – turniansky príkrov a príkrov Slovenskej skaly. Pôvodná sedimentačná panva bola medzi sedimentačnými priestormi meliatika a silicka.

Silicikum je najdôležitejší stavebný element Slovenského krasu, Slovenského raja, Muránskej planiny a Galmusu. Nápadné sú najmä hrubé komplexy stredno- a vrchnotriasových vápencov a dolomitov, ktoré predurčili celkový krasový ráz týchto pohorí s neobyčajne veľkým výskytom krasových fenoménov. Jurské sedimenty sú zachované iba v nepatrnom rozsahu, spodnokriedové nie sú známe a vrchnokriedové sa už nepovažujú za súčasť paleoalpínskych príkrovov. V jednotke silicika sa rozlišuje silický, bodviensky, stratský, muránsky a vernársky príkrov. Tie sa ďalej delia na čiastkové príkrovy, resp. šupiny.

Vrchnokriedové sedimenty gosauskej skupiny sa usadili po dlhšej prestávke v sedimentácii, počas ktorej prebehli orogenetické procesy a tvorba paleoalpínskej príkrovovej sústavy. V paleogéne sa na túto príkrovovú sústavu usadili sedimenty podtatranskej skupiny a budínskeho paleogénu. Neogénne sedimenty vyplňajú Turniansku, Moldavskú, Rimavskú a Prešovskú kotlinu. Zastúpené sú sedimenty bádenu až pliocénu, v Rimavskej kotline aj vulkanity. Kvartérne sedimenty zobrazené na liste majú najmä fluviaľný a proluviaľny pôvod.

List 38 – Michalovce

Geologická mapa: Michal Kaličiak, Michal Elečko a Vlastimil Konečný – redaktori, Dionýz Vass, Ján Pristaš, Michal Potfaj, Ján Kobulský, Anna Vozárová, Stanislav Jacko ml. a Milan Polák

Textové vysvetlivky: Michal Kaličiak – redaktor, Michal Elečko, Ján Kobulský, Vlastimil Konečný, Ján Pristaš, Dionýz Vass, Anna Vozárová, Stanislav Jacko, Milan Polák a Michal Potfaj

V južnej časti územia listu Michalovce v Zemplínskych vrchoch a pri Byšte vystupujú horniny zemplíniky. Táto časť pozostáva z predkarbónskeho kryštalinika (byštiansky komplex) a obalu zastúpeného sekvenciami mladšieho paleozoika a spodného a stredného triasu.

Byštiansky komplex (proterozoikum – spodné paleozoikum) je zložený zo súboru regionálne metamorfovaných hornín (ruly, vložky biotiticko-amfibolických rúl, amfibolity, migmatity a blastomylonity).

Súbor vrchnopaleozoických súvrství predstavuje reliktný výplne bazénu, ktorý vznikol na podklade tektonicky aktivizovaného masívu kryštalinika. Vyčleňujeme v ňom tieto súvrstvia: čiernohorské (vestfál ?B – C), čerhovské (vestfál C – D), trňanské (stefan A – B), Šimonovho vrchu (stefan C – D), kašovské (spodný perm), barské a černochovské (vrchný perm).

Mezozoikum je zastúpené brezinským súvrstvím (spodný trias) a ladmovským súvrstvím (stredný trias).

Vonkajšie Západné Karpaty na tomto území zastupuje flyšové a bradlové pásmo. Z flyšového pásma zasahuje od severu duklianska jednotka a skupina magurských príkrovov s račianskou a bystrickou čiastkovou jednotkou a strihovským príkrovom. Problematické je začlenenie pročského súvrstvia vystupujúceho popri severnom okraji bradlového pásma. Vzhľadom na svoju súčasnú pozíciu by sa mohlo ponímať aj ako súčasť bradlového pásma, no paleogeograficky bolo včlenené k magurským sledom, resp. k skupine bielokarpatských príkrovov.

Bradlové pásmo patrí k šarišskému a beňatinskému úseku. Oproti západnejším úsekom je najmä šarišský úsek pomerne nevýrazný, pretože v ňom na povrch vystupuje podstatne menej bradiel a dominujú tu kriedové a paleogénne flyšové a slieňovcové súvrstvia.

Mezozoikum Humenských vrchov je súčasťou fatrika (karbonáty stredného triasu až strednej kriedy). Nachádzajú sa tu gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, karpatský keuper a fatranské, kopienecké, allgäuské, hierlatzké, osnické, mraznické a porubské súvrstvia.

Paleogénne sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny (chmeľovsko-beňatinský paleogén) zastupuje súľovské súvrstvie s blokmi biohermných vápencov, krúžické vrstvy (flyš s prevahou pelitov) a ovčiarske vrstvy (zlepencový flyš) so stratigrafickým rozsahom ?spodný eocén – ?priabón. Severozápadne od Slanských vrchov a j. od Humenského pohoria vystupujú paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny zastúpené borovským a hutianskym súvrstvím, pucovskými a merníckymi zlepencami a zubereckým súvrstvím v rozsahu bartón až priabón.

Neogénne sedimenty a neovulkanity Východoslovenskej panvy sú zastúpené sedimentmi, vulkanitmi a vulkanoklastikami egenburgu (na povrchu nevystupujú), karpátu (teriakovské, soľnobanské a kladzianske súvrstvie), bádenu (nižnohrabovské, vranovské, zbudzské a lastomírske súvrstvie), sarmatu [klčovské súvrstvie, andezitové vulkanity v oblasti Zemplínskych vrchov, stretavské, kochanovské a galgavölgyské („tokajské“) súvrstvie, ryolity a ryodacity v okolí Zemplínskych vrchov, lúčanské vulkanoklastiká, závadské vrstvy a ptrukšianske súvrstvie], panónu (sečovské súvrstvie, albinovské tufy, hažínske tufity, hnojníanske vrstvy a senianske súvrstvie) a pliocénu až dáku a rumanu (čečehovské súvrstvie).

Východoslovenská panva je autonómna časť Transkarpatskej panvy so svojším geologickým vývojom a tektonickým režimom. Panva má hlavné znaky typickej panvy pri horizontálnom posune. Vo vzťahu k vulkanickému oblúku sa panva vyvíjala v pozícii predoblúkovej a od sarmatu v pozícii vnútrooblúkovej

panvy. Porušujú ju tri zlomové systémy, sz.-jv., sv.-jz. a s.-j. Vznik a aktivitu týchto zlomov podmienili tlaky a sily v čase sa meniaceho paleostresového poľa. Zlomy sa prejavovali ako zlomy poklesové, ale pri mnohých z nich bola významná aj horizontálna zložka pohybu. Zo zlomových systémov sa najvýznamnejšie prejavuje vo vzťahu k panve pozdĺžny sz.-jv. zlomový systém. Zlomy tohto systému členia panvu na celý rad vysokých a poklesnutých krýh, resp. hrastí a prepahlín. Zlomy sv.-jz. systému sa uplatňujú v stavbe panvy menej výrazne. Sú to pravdepodobne staršie zlomy než zlomy sz.-jv. systému. Poukazuje na to okolnosť, že paleozoikum Zemplínskych vrchov je členený zlomami sv.-jz. smeru, ako aj to, že zlomy sv. smeru sú často segmentované a majú nesúvislý priebeh. Napriek tomu je možné vyčleniť v panve niekoľko štruktúrnych jednotiek vymedzených a členených týmito zlomami.

Neovulkanity Slanských vrchov sú reprezentované andezitovými stratovulkánmi Šebastovka, Šťavica, Zlatá Baňa, Makovica, Rankovské skaly, Vecheč, Strechový vrch, Košický Klečenov, Bogota, Hradisko, Bradlo a Veľký Milič. Sú sarmatského až spodnopanónskeho veku. Majú výraznú zonálnu stavbu (centrálne, prechodné a periférne vulkanické zóny). Vulkanická činnosť mala spočiatku bimodálny charakter (kyslé a intermediárne horniny) s postupným prechodom k asociácii vulkanitov andezitového zloženia. V južnej časti územia vystupujú extruzívne telesá ryolitu.

Neovulkanity Vihorlatských vrchov sú reprezentované monogenetickými a polygenetickými andezitovými vulkánmi a komplexmi extruzívnych telies v časovom rozpätí stredný sarmat (extruzívne telesá komplexu Vinné), resp. vrchný sarmat až spodný panón (stratovulkány Morské oko, Diel, Popriečny, Kyjov, Sokolský potok a Vihorlat).

Kvartérne sedimenty vyplňajú predovšetkým Východoslovenskú nížinu, pokrytú prolúviálnymi sedimentmi. Nízke pahorkatiny sú pokryté prolúviálnymi a sprašovými sedimentmi. Na Medzibodroží sú vyvinuté presypy viatych pieskov.

List 44 – Bratislava

Geologická mapa: Juraj Maglay – redaktor, Ján Pristaš, Klement Fordinál, Alexander Nagy, Dušan Plašienka, Milan Kohút, Vladimír Bezák, Igor Broska a Stanislav Buček

Textové vysvetlivky: Juraj Maglay – redaktor, Ján Pristaš, Klement Fordinál, Alexander Nagy, Dušan Plašienka, Stanislav Buček, Vladimír Bezák, Milan Kohút, Igor Broska a Jozef Hók

V rámci územia listu Bratislava sa na geologickej stavbe predterciálnych útvarov podieľa iba tatrikum. Príkrkové systémy fatrika a hronika vystupujú až severnejšie mimo mapovaného územia. Tatrikum sa člení na sústavu čiastkových príkrkových jednotiek zahŕňajúcich predalpínsky fundament aj obalové jednotky mezozoika.

Zvláštne postavenia má borinská jednotka, ktorá vystupuje v najnižšej štruktúrnej pozícii. Na povrchu ju tvoria temer výlučne jurské anchimetamorfované sedimenty. Tektonicky vyššie vystupuje bratislavský príkrv, ktorý zaberá plošne najväčšiu časť v rámci územia. Je zložený z pestrých komplexov predalpínskeho fundamentu a jeho mezozoického sedimentárneho obalu. Kryštalinický fundament pozostáva zo stredno- až nízkostupňových metamorfitov a telies herečnských granitoidov. Stavba fundamentu je v dôsledku rôznych štruktúrnych a metamorfných úrovní kryštalinika zložitá.

Mladopaleozoické sedimenty sú tvorené lokálnymi, nepravidelne hrubými terestrickými klastikami devínskeho súvrstvia. Spodnotriasové klastiká pozostávajú najmä z pieskovcového lúžňanského súvrstvia. Strednotriasové karbonátové komplexy sa vyznačujú značnou pestrosťou facií, celkove ich však možno korelovať s gutensteinskými vápencami a ramsauskými dolomitmi. Zo štyroch samostatných sekvencií jursko-spodnokriedových sledov Malých Karpát vystupuje na území listu len devínska sekvencia.

Neogénne sedimenty tvoria výplň Viedenskej a Podunajskej panvy. Zastúpené sú hlbokomorské, okrajové morské, kontinentálne jazerné, fluviaálne a močiarné sedimenty.

V rámci územia listu spodné členy Viedenskej panvy tvoria karpatské sedimenty reprezentované lábskymi vrstvami. V ich nadloží sa nachádza spodnobádenské lanžhotské súvrstvie s hruboklastickými sedimentmi bazálnych kútskych vrstiev a okrajových „zohorských konglomerátov“. Nad nimi sa vyskytuje jakubovské súvrstvie (stredný báden) s okrajovými sedimentmi devínskonovoveských vrstiev a „lábskych“ pieskov.

Uvedené sedimenty prechádzajú do vrchnobádenského studienčanského súvrstvia s okrajovým vývojom sandberských vrstiev. V nadloží sa nachádzajú sedimenty sarmatského veku, reprezentované prevažne

pelitickým holičským súvrstvím prechádzajúcim do skalického súvrstvia s marginálnymi karloveskými vrstvami. Panónske sedimenty reprezentuje bzenecké (spodný až stredný panón), čárske a gbelské súvrstvie (vrchný panón).

Hlavnú masu sedimentárnej výplne Podunajskej panvy tvoria uloženiny vrchnobádenského až pliocénneho veku. Medzi neogénnou sedimentárnou výplňou a horninami jej podložia sú na území listu zachované šurianske vulkanity spodnobádenského veku. Vo vrchnom bádene sa v morskom prostredí usadili horniny báhonského súvrstvia. V ich nadloží sú zachované brakické sarmatské sedimenty reprezentované vrábeľským súvrstvím. Nad nimi sú brakické a sladkovodné usadeniny ivanského súvrstvia (panón) a beladického súvrstvia (pont). Obdobie pliocénu reprezentujú kontinentálne štrkovito-piesčité usadeniny volkovského (dák) a kolárovskeho súvrstvia (roman).

Z kvartérnych sedimentov sú najvýznamnejšie fluvialne akumulácie (pleistocén až holocén). Najstaršie fluvialne sedimenty (vrchný pliocén/spodný pleistocén) sú známe z bazálnych častí kvartérnych výplní kútskej a zohorsko-marcheggskej depresie Viedenskej panvy, ako aj z gabčíkovskej depresie v centrálnej časti Podunajskej panvy. Na ostatnom území listu sa fluvialne sedimenty vyskytujú vo forme terás a terasovaných kužeľov.

S fluvialnými sedimentmi sú úzko geneticky späté proluviálne akumulácie náplavových kužeľov malokarpatských potokov lemujúce úpätie Malých Karpát (spodný až vrchný pleistocén).

Významným fenoménom sú eolické pokryvy spraší a sprašových hĺn v rôznych varietách (vrchný pleistocén) a pokryvy naviatych pieskov (vrchný pleistocén). Na niektorých miestach sa vyvinuli sprašové série (stredný až vrchný pleistocén) s obsahom fosílnych pôdnych komplexov.

List 45 – Nitra

Geologická mapa: Alexander Nagy – redaktor, Juraj Maglay, Klement Fordinál, Vlastimil Konečný a Jozef Hók

Textové vysvetlivky: Alexander Nagy – redaktor, Juraj Maglay, Klement Fordinál, Jozef Hók, Vlastimil Konečný a Ján Pristaš

Geologická mapa, list Nitra, spolu s textovými vysvetlivkami k nej, na rozdiel od prechádzajúcej generácie prehľadných geologických máp predštvrtohorných útvarov zo začiatku 60. rokov, zohľadňuje aj kvartérny pokryv.

Predterciérne horniny, až na niekoľko výnimiek v oblasti Tribeča a Levíc nevystupujú na povrch. Tvoria ich paleozoikum a mezozoikum hronika a komplexy tatrika a veporika (kryštalinikum a jeho obalové jednotky). Južnú časť tvorí jednotka Pelső. V oblasti Štúrova sa na predterciérnom podloží nachádzajú sedimenty paleogénu pokryté mladšími jednotkami.

Prevažnú časť listu Nitra tvorí sedimentárna výplň reprezentovaná neogénnymi sedimentmi s vekovým rozpätím od spodného bádenu po pliocén, ktorú však prekrývajú kvartérne akumulácie. Na povrch vystupujú iba pri severnom okraji územia. V severovýchodnom cípe územia geologickej mapy vystupujú na povrch neogénne vulkanické formácie štiavnického stratovulkánu.

Keďže takmer celú plochu územia listu Nitra pokrývajú sedimenty kvartéru, dosahujúce v oblasti gabčíkovskej priehlbiny hrúbku až 500 m, plošné rozšírenie jednotiek predterciérneho podložia a neogénnej výplne kvôli prehľadnosti zobrazujú schematické mapky.

Tektonická stavba predstavuje predovšetkým poklesové zlomy dvoch systémov zhruba sz.-jv. a sv.-jz. smeru podieľajúcich sa na kryhovej stavbe územia.

List 46/47 – Lučenec/Rimavská Seč

Geologická mapa: Michal Elečko a Vlastimil Konečný – redaktori, Dionýz Vass, Ján Pristaš, Alexander Nagy, Milan Havrila a Martin Kováčik

Textové vysvetlivky: Michal Elečko, Vlastimil Konečný – redaktori, Dionýz Vass, Jaroslav Lexa, Ján Pristaš, Alexander Nagy, Milan Havrila a Martin Kováčik

Na stavbe územia sa podieľajú najmä terciérne a kvartérne sedimenty a vulkanity, menej komplexy veporika (kryštalinikum, permské rimavské súvrstvie, trias föderatskej skupiny) a súvrstvie hronika.

Terciérne sedimenty sú zastúpené sedimentmi egeru (lučenské súvrstvie), egenburgu (fil'akovské a bukovinské súvrstvie), otnangu (salgótarjánske súvrstvie), karpátu (modrokamenské súvrstvie), bádenu (príbelský piesok, bajtavské a pozbianske súvrstvie), sarmatu (vrábeľské súvrstvie), panónu (ivanské súvrstvie), pontu (poltárske súvrstvie) a dáku (volkovské súvrstvie).

Neovulkanické horniny bádenského až sarmatského veku sú výsledkom andezitového alkalicko-vápenatého vulkanizmu Burdy (formácia Burdy), Krupinskej planiny (vinická, čelovská a lysecká formácia), štiavnického stratovulkánu (sebechlebská formácia, ladzianske súvrstvie, baďanská formácia, zbrojnícke súvrstvie, bielokamenské súvrstvie, sitniansky efuzívny komplex), stratovulkánu Javorie (javorská formácia) a Cerovej vrchoviny (šiatorský intruzívny komplex). Produkty alkalického bazaltového vulkanizmu majú panónsky vek (bazaltový prúd v oblasti Devičie), pontský vek (podrečianska bazaltová formácia) a pliocénno-pleistocénny vek (cerová bazaltová formácia).

Uloženy kvartéru (pleistocénu a holocénu) tvoria súvislejšie pokryvy v dolinách Ipľa, Rimavy, Slanej a ich prítokov, v menšej miere aj Hrona, kde sú vyvinuté najmä výrazné fluvialne a proluviaľne sedimenty.

SUMMARY

Introduction

The General Geological Map of the Slovak Republic at Scale 1 : 200 000 encompasses a synthesis of up-to-date knowledge of the geological setting of Slovakia, which has been enhanced since the first edition of geological maps at 1 : 200 000 in the 1960-ties.

The general maps of this scale are of utmost importance, because they enable the perception of the geological setting in the scope of the entire territory. They are convenient for synthetic scientific works and for issues of applied geology. The maps of these scales have been regularly compiled in many European countries. From the above point of view the scale 1 : 50 000 is too large; it does not enable correlations and the depiction in the map is too minute. On the other hand a map of a smaller scale, for instance 1 : 500 000 (the last one issued by Biely et al., 1996) has limitations in its depiction potential.

The main source of the knowledge was systematic geological mapping on basic sheets of 1 : 25 000 scale in the scope of integrated regions delineated as independent geomorphologic units. Based upon these maps there were compiled, opposed and approved and finally printed out regional geological maps at scale 1 : 50 000. Since the issuing of the pilot map of the Malé Karpaty Mts. in 1972 up to present there have been published 47 regional maps, some of them going through revisions and new editions. From the overall 51 regions distinguished in Slovakia we have still pending geological maps at 1 : 50 000 of four regions. Some outdated sections and the sections with notably problematic geological setting ask for upgrade. In order to solve this issue a project – *Actualization of the Geological Setting in Slovakia* – has been prepared.

The 1 : 50 000 geological maps provide a basis for the creation of the *General Geological Map at the scale 1 : 200 000*. In the territories with missing maps there were used after respective upgrade manuscript maps at 1 : 25 000, or thematic maps. Similarly, some territories of outdated regions, where the depiction of the geological setting did not correlate with innovated maps, had to be upgraded, as well.

The following approach was used in creating the maps at 1 : 200 000 scale. In the first phase an initial variant of the unified legend was elaborated and coordinators of single stratigraphic systems (scientific editors) were nominated, who had to prepare these systems within a unified and well-balanced format for all respective regions. In the second phase, based upon the above groundwork, individual sheets at scale 1 : 200 000 were compiled, supervised by the editors of map sheets. After the approbation of single map sheets in the third phase the definite common legend and common explanatory text were derived from the text explanations to single sheets.

The General Geological Map covers thirteen sheets of the current sheet-layout. However, only sheet 36 (Banská Bystrica) is full; the territories depicted on the other sheets are restricted by the state border. Accounting for small area sheets 25, 34 and 44 and 46/47 they are depicted in one print-out format. Thus, as a result we have 10 maps, which are complemented by geological sections, sketches of the tectonic units and the scheme of authors' contributions.

The maps are prepared in electronic form, which enables interconnection among single sheets. Due to the need for interconnection among the single sheets in order to compile an integrated geological map of the entire territory SR, there had to be created a common legend, which was printed out separately. The main objective of the creation of a common legend has been to correlate individual complexes throughout the Slovak territory. The legend encompasses 767 items; among them 300 items are devoted to neovolcanites, which demanded individual volcano discrimination in detail. Separately are presented the items, which are depicted solely in cross-sections; apart from the common legend there is also a legend to tectonic sketches, which was compiled in accord with the principles of the *Tectonic Map SR 1 : 500 000* (Bezák et al., 2004).

The single sheets were complemented by comprehensive text explanations amended on lithostratigraphic columns and further annexes. Due to a huge extent of the explanations, and mainly due to a necessity of correlation and unified explanatory text for the items of the common legend, the explanations for the entire map of Slovakia at the scale 1 : 200 000 were prepared for the print-out processing. The explanations to single sheets are made available in Geofond as well as on CD. Besides the initial chapters, all explanations contain a brief synopsis of the geological setting of the sheet territory, characterization of geological

units delineated on a map sheet, description of tectonic conditions and conclusions, which are focused mainly on the “unsolved geological hot spots” within the territory of single map sheets. The list of map sheets with participating authors and a brief description of the geological setting in the form of an abstract is provided, as well.

The project General Geological Map SR 1 : 200 000 comprises two separately issued works, which suitably complement the map and explanations. The monograph History of Geology in Slovakia in two volumes describes in detail the advance in geological knowledge and history of geological research. The second work is the Tectonic Map of the Slovak Republic 1 : 500 000 with explanations (Bezák et al., 2004); the authors present an up-to-date perception of the Slovak territory tectonics and complement the synoptic geological setting and description of geological units introduced in these explanations.

In the compilation of maps at 1 : 200 000 and text explanations participated a collective of geologists, dominantly from the State Geological Institute of D. Štúr, but also from the Slovak Academy of Sciences, Faculty of Natural Sciences and Faculty BERG Technical University, as well as a supporting technical team; without them the technical processing from manuscripts till DTP output would not have been possible. Altogether 44 authors participated in the map creation, headed by Editor-In-Chief V. Bezák. Compilation of these common text explanations is based synopsis of the individual map sheet explanations by scientific editors. Authors of maps and explanations of individual map sheets are listed in the abstracts. In the technical processing the following experts were involved: cartographic processing and preparation of texts and annexes I. Filo, B. Slováková, M. Žilavá, J. Dvořák, M. Husárová, L. Dugovič, J. Takáčová, R. Balážová and Z. Remžíková; technical editor R. Fritzman; digital processing and map print-out correctors Š. Dzurenda and M. Nováčková; Slovak editor J. Hrtusová, English translation P. Liščák, text editor G. Šipošová.

Map citation:

Bezák, V., Elečko, M., Fordinál, K., Ivanička, J., Kaličiak, M., Konečný, V., Kováčik, M., (Košice), Maglay, J., Mello, J., Nagy, A., Polák, M., Potfaj, M., Biely, A., Bóna, J., Broska, I., Buček, S., Filo, I., Gazdačko, L., Grecula, P., Gross, P., Havrila, M., Hók, J., Hraško, L., Jacko, S., ml., Jacko, S., st., Janočko, J., Kobulský, J., Kohút, M., Kováčik, M., (Bratislava), Lexa, J., Madarás, J., Németh, Z., Olšovský, M., Plašienka, D., Pristaš, J., † Rakús, M., Salaj, J., Siman, P., Šimon, L., Teťák, F., Vass, D., Vozár, J., Vozárová, A. and Žec, B., 2008: General geological map of the Slovak Republic 1 : 200 000. Bezák, V. (Ed.). Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra. ISBN 978-80-89343-21-8

Brief overview of geological setting of Slovakia

The current basic structure and tectonic subdivision of the Western Carpathians reflects recent major tectonic processes which began at the end of Palaeogene and occurred mainly during the Neogene up to the present (Neoalpine stage of tectonic evolution). In this period the movement of the Inner Carpathian Block against the north-lying stable European Platform had enclosed a sea space, in which voluminous sands and clays (flysch sediments) were deposited since the Cretaceous and mainly during the Palaeogene. Flysch sediments were folded and overthrust over each other and over the platform in the form of nappes. Thus, a massive Flysch zone – Outer Carpathians, evolved. From the Inner Carpathians it is separated by a narrow tectonic zone, which manifests the most remarkable signs of an oblique shift and in which there are squeezed out the units within the contact zone between both blocks. Thanks to the tectonic nature this zone has been designated as the Klippen Belt.

Concurrently, similar sediments had been settled in epicontinental conditions upon a block of the Inner Western Carpathians (Inner Carpathian Upper Cretaceous and Palaeogene basin), but in contrast to the Outer zone they were not as thick and they were not folded.

In the Neogene period the Inner Carpathian Block was broken, it occurred an extension and uplift vs. subsidence of individual partial blocks. At the same time, magmatic stopping of the crust from the Earth's underneath led to powerful manifestations of volcanic activity. Along with these processes mountain ranges were formed with exposed Pre-Tertiary units, the basins were filled with Neogene and Quaternary sediments and extensive volcanic mountains in the central and eastern Slovakia were formed.

Palaeoalpine Cretaceous internal structure of the Inner Carpathian Block can be divided into three basic Palaeoalpine crustal units (in upward sense the Tatricum, Veporicum, Gemericum) and a system of detached near-surface sheets (nappe system of Fatricum, Hronicum, Meliaticum, Turnaicum, Silicicum). The crustal units are made of the crystalline basement, mainly, and its Upper Palaeozoic-Mesozoic envelope. On the other hand, the nappe units consist mainly of the Mesozoic sediments; partly they contain also Permian rocks (Hronicum, Fatricum).

During the earliest Palaeozoic tectonic phase the crystalline basement of the Inner Carpathian Block was created. This crystalline basement is composed of metamorphosed rocks (gneisses, mica schists, amphibolites) and igneous rocks (mostly different types of granitoids). They were formed during the Palaeozoic within the deep crust environment in a quite distant space from the present occurrence.

Main geological units of Slovakia

FORMATIONS SUPERIMPOSED ON THE NAPPE STRUCTURES

Neogene and Quaternary sediments

In the map, the Quaternary fill is displayed only in the lowlands, where it constitutes greater accumulations of larger rivers; some particular types of deposits are displayed, as well (aeolian, fluvio-glacial).

Neogene sediments were deposited in tectonically originated basins. According to these tectonic factors the Neogene basins can be divided into post-collision depressions and the syn-collision and/or pre-collision basins and depressions. The territory of Slovakia allocates a system of these Neogene basins: Vienna, Danube and Eastern-Slovakia basins and Miocene Southern-Slovakia Basin. Besides them the Neogene sediments fill-up the small intermountain basins.

Neogene and Quaternary volcanites

The andesite volcanism activity in the Central Slovakia territory lasted from the Lower Badenian (15.5 Ma) till Pannonian (8.5 Ma) and it resulted in the emergence of the Central Slovakia Neovolcanic Field covering an area of approximately 5 000 km². The andesite volcanism was preceded by acid rhyodacite-rhyolite volcanism of the areal type. The centres of this volcanic activity situated within the Pannonian

basin in the northern Hungary produced large volumes of pyroclastic ash-pumice material which was deposited in the southern and eastern Slovakia in marine sediments of Eggenburgian, Karpatian and Lower Badenian ages.

The basalt-andesite to andesite volcanism of the island arc type was active in Upper Badenian-Middle Sarmatian period in the area of East Slovakian Basin and is characteristic of intensive volcanic activity tied to the fault systems at the margins of the basin. This volcanic activity resulted in the origin of volcanic mountains of Slanské vrchy and Vihorlat having distinct linear arrangement of andesite stratovolcanoes.

The alkaline basalt volcanism active during the Pannonian, Pliocene and Pleistocene periods represents the final stage of the volcanic activity on the territory of Slovakia.

Palaeogene and Upper Cretaceous sediments

The sediments of the Buda Basin (Palaeogene – Egerian) encroach on the territory of Slovakia from the south to the area of Štúrovo; they fill up the Ipeľská, Lučenská and Rimavská kotlina basins, Cerová vrchovina Highlands and Turnianska kotlina Basin.

Inner Carpathian Palaeogene sediments, which discordantly overlap the Pre-Tertiary Inner Western Carpathian units, are retained within Inner Carpathian basins, as well as north of the zone of Core Mountains, locally they are exposed in the erosional windows from below Central Neovolcanites (Štiavnické vrchy Mts.).

The Upper Cretaceous (Senonian) sediments belong to Gosau Group. They were deposited after the main phase of displacement of Inner Carpathian nappes and covered them transgressively. Superficially they outcrop mainly in the Brezovské Karpaty Mts. and in the Myjavská pahorkatina upland. In the innermost zones of Western Carpathians the Senonian sediments are known only in rudimentary occurrences.

NEOLAPINE TECTONIC UNITS OF THE OUTER CARPATHIANS (FLYSCH BELT)

The Flysch Belt of the Western Carpathians forms a characteristic arc around the outer perimeter of the Carpathians. It reaches the territory of Moravia, Slovakia, Poland and Ukraine, where it connects with the Flysch Belt of the Eastern Carpathians. The Flysch Belt is built up by partial nappes and overthrust slices. These structures are divided according to the lithofacial filling of their bed successions on outer (Krosno) Group of nappes, and inner (Magura) Group of nappes. In the territory of Slovakia the substantial part of the Flysch Belt is formed by the Magura Group of nappes. From the outer (Krosno) Group of nappes in the western part of the country only Silesian nappe outcrops in small territorial extent, and in the eastern part – in north-eastern borderland the Dukla nappe occurs.

KLIPPEN BELT S. L.

The designation Klippen Belt describes internally complicated narrow tectonic zone, trending from Podbranč through Považie to Orava region, where it submerges beneath the Neogene sediments of the Orava Basin. It emerges on Polish territory and in the Pieniny area it reaches Slovakia again. Further in the straight direction to SE it is trending beneath the volcanic complexes of Vihorlat and near Beňatina village it leaves the Slovak territory to Ukraine. The Klippen Belt contains several more-and-less fragmented bed successions. Complete sequences are preserved only rarely. Recent shape of Klippen Belt is the result of mainly Tertiary destruction of Mesoalpine fold-nappe system.

Into the structure of the Klippen Belt s. l. there were dragged, besides Klippen Belt s. s., also the units from the original sedimentation area adjacent to the Klippen Belt s. s. These belong mainly to the Klapý, Manín and Haligovce tectonic units.

In the Klippen Belt s. s. the Jurassic and Lower Cretaceous carbonatic formations of various klippen sequences form the morphological and structural klippen of metre to kilometre dimensions. Their origin was poly-phase, the last more important movements and tectonic break-off occurred approximately between Badenian and Sarmatian. The Middle and Upper Cretaceous flysch and marly formations formed

originally the overlies of older klippen formations. Recently they are squeezed into or pulled out from normal stratigraphic successions and strongly tectonized due to low competency. By this way they form the cementing material among individual klippen – so-called the Klippen Cover.

PALAEOALPINE TECTONIC UNITS OF THE INNER WESTERN CARPATHIANS

The Palaeoalpine tectonic units comprise the whole-crust units as well as a system of near-superficial nappes. The crustal tectonic units – Tatricum, Veporicum, Gemicum and Zemplinicum are built up with crystalline basement and incorporated fragments of Hercynian tectonic units, as well as the cover formations of Upper Palaeozoic and Mesozoic. The Palaeoalpine near-superficial nappe units comprise the nappe system of Fatricum, Hronicum, Meliaticum, Turnaicum and Silicicum.

Silicicum represents the horizontal or subhorizontal nappe body consisting of sediments of the age ranging from uppermost Permian to Upper Jurassic. This extended body was segmented during overthrusting or after its displacement into several partial structures and blocks. The strongly disturbed parts were removed by erosion and denudation, so the Silicicum as an uppermost known tectonic unit of the Inner Western Carpathians has been preserved only in isolated tectonic structures, e. g. in the Slovak Karst, Slovak Paradise, Galmus, Muráň Plateau and in the surrounding of Drienok near Poniky. The Jurassic formations, but also the Upper Triassic ones, are preserved only rudimentarily. The largest extent have the Middle and Upper Triassic sediments.

Turnaicum is the Upper Palaeozoic-Jurassic metamorphosed tectonic unit deposited on a continental crust. This unit includes the system of nappes, which lithostratigraphic content corresponds to original position between sedimentary zones of Meliaticum and Silicicum, that means the continental slope to basin types. In the Middle and Upper Triassic the basin and slope facies prevailed. Jurassic rocks are similar to those in the Meliaticum. The characteristic feature of the Turnaicum is the metamorphic overprint of formations (prevailing in the anchizonal to greenschists facies conditions).

The definition of **Meliaticum** covers the Triassic-Jurassic metamorphosed tectonic unit formed on oceanic crust. The oceanic trough originated in the period between Pelsonian and Carnian and died out during collision in Upper Jurassic (Oxfordian).

The characteristic feature of the Meliaticum is the presence of deep-water sediments of Jurassic age mainly. The sedimentation during active rifting was accompanied with submarine volcanic activity (origin of basic and ultrabasic rocks of ophiolitic suite).

Gemicum is a Palaeoalpine crustal tectonic unit overthrust on the Veporicum. It comprises fragments of Hercynian tectonic units (Gelnica, Štós, Rakovec, Klátov, Ochtiná and Črmeľ tectonic units) and Carboniferous, Permian and Triassic cover formations.

The cover formations are represented by the Kobeliarovo Group (Early to Middle Triassic), Gočaltovo Group (Permian – Early Triassic), Krompachy Group (Permian – ?Early Triassic) and Dobšiná Group (Late Carboniferous).

The Gelnica tectonic unit outcrops in the southern zone of the Gemicum. Thick Lower Palaeozoic volcanogenic flysch sequences with synsedimentary volcanism are genetically related to the development of magmatic arc on active continental margin. Supposed age of sedimentary sequences of the Gelnica unit is Upper Cambrian till Lower Devonian. The alternative genetic interpretation of the Gelnica tectonic unit prefers the model of riftogenesis on continental crust.

The Štós tectonic unit is located in the southern part of Gemicum. We suppose the tectonic contact of the Štós and Gelnica units. Because of overlapping of both units with Permian continental sediments of Gočaltovo Group, this tectonic contact is interpreted to be a relict of Hercynian tectonics.

Rakovec tectonic unit outcrops in the northern part of the Gemicum. It is built of thick piles of basic metavolcanics and metavolcanoclastics. Only small amount of pelitic metasediments is associated with metavolcanics. In the lower part of the Rakovec unit the fine-grained clastic metasediments are also present. The prevailing part of metasediments and metavolcanics contains mineral assemblages corresponding to P-T conditions of low-pressure greenschists facies.

The Klátov tectonic unit is located in the northern part of the Gemicum. It is built up by rocks of gneiss-amphibolite complex (amphibolite facies of metamorphism).

Ochtiná and Črmeľ tectonic units (Lower Carboniferous) outcrop in the northern part of the Gemicum. Their lithofacial development, mineralogical content of sediments, character of volcanism, as well

as the grade of metamorphism indicate their distinct similarities. They are built by flyschoid Sequence of coarse- to fine-grained sediments associated with metabasalts and their metavolcanoclastics. Biostratigraphically confirmed age of this Sequence is Tournaisian-Visean. Upwards this rock Sequence gradually passes into shallow-water pelitic-carbonatic facies with organodetritic carbonates altered to magnesites.

Hronicum represents a complicated tectonic unit – the system of nappes in the overlier of Tatricum, Fatricum and Veporicum. It is characterized by Carboniferous and Permian sedimentary-volcanic sequences and Triassic sediments, mostly carbonates. Two basic, lithologically different bed successions with different thicknesses of sediments were distinguished, named as the Čierny Váh and Biely Váh developments, respectively. They were interpreted as facies areas of one fundamental sedimentary area. The first bed succession represents the carbonate platform, the second one represents an intraplatform basin, but there are also alternative palaeogeographic interpretation in the Middle and partially also in Upper Triassic.

Fatricum represents a system of near-surface nappes overlying the Tatricum. It consists of Permian and Mesozoic sequences, locally with relicts of crystalline basement. In the Fatricum we have distinguished formations with Jurassic and Lower Cretaceous deep-water sediments, being represented by the Zliechov Sequence, as well as the formations with shallow-water sediments in Jurassic and Lower Cretaceous (Vysoká, Belá, Ilanová sequences), outcropping in several partial nappes.

Veporicum represents the crustal tectonic unit of the Inner Western Carpathians being formed during the Palaeoalpine collision. It overthrusts the Tatricum along the Čertovica thrust zone, and submerges beneath Gemericum along the Lubeník and Margecany tectonic zones. The Veporicum crustal unit is composed of crystalline basement and Upper Palaeozoic and Mesozoic cover formations. The relicts of various Hercynian tectonic units in recent Veporicum had common Palaeozoic development.

The Veporicum cover formations are divided into the Northern Veporicum and Southern Veporicum ones. The Northern Veporicum cover sequences are represented by Upper Palaeozoic clastic sediments of Permian age, mainly, as well as the Mesozoic Sequence ranging from Lower Triassic to Lower Cretaceous. It is lithofacially nearly identical with Mesozoic lithology of the Fatricum with characteristic sediments of the Carpathian Keuper (Veľký bok Sequence). The Upper Palaeozoic lithology of the Southern Veporicum zone is represented by the Upper Carboniferous to Permian sediments of the Revúca Group. The Mesozoic complex is built by Triassic sediments without presence of the Carpathian Keuper in the Stružník (Foederata) and Tuhár sequences. The strong dynamometamorphic overprint is the characteristic feature of these sequences.

Tatricum represents the deepest outcropped tectonic unit of the Inner Western Carpathians. It outcrops in Core Mountains and is built up by crystalline basement, clastic sediments of Carboniferous and Permian age and Mesozoic sequences.

Taking into account the different development in Jurassic and Lower Cretaceous the Tatricum Mesozoic units are also divided into units containing either deep-water sediments (Šiprúň unit) or shallow-water sediments (Červená Magura Sequence and Vysoké Tatry Sequence). The Triassic development in both units is of shallow water character. Also the Upper Palaeozoic formations have corresponding development and are represented mainly by the Upper Permian clastic sediments (mainly in the Tribeč, Považský Inovec and Malé Karpaty Mts.). The Upper Carboniferous sediments are present only in the Považský Inovec Mts. The crystalline basement contains relicts of Hercynian tectonic units.

Tectonic unit of the **Zemplinicum** became a part of the Inner Western Carpathian Block obviously only during the youngest Neogene phases of tectonic development. Its former competence is not known. It can be a part of more southern units with the Cadomian basement. This unit is consisting of crystalline basement and Upper Palaeozoic-Mesozoic cover. The Upper Palaeozoic sediments of the Zemplinicum have their peculiarities in comparison with other units of the Western Carpathians.

Abstracts of individual map sheets

Sheet 25 – Bytča

The geological map of the sheet Bytča depicts a very complicated section at the contact of the Outer and Inner Western Carpathians. The Outer Carpathians involve the Flysch Belt, which is in a tectonic contact with the Klippen Belt. The Inner Carpathians are made of the Fatricum and Hronicum, which are covered by the sediments of the Myjava-Hričov Palaeogene and Inner Carpathian Palaeogene. The Neogene intramountain basins and Quaternary terraces of the river Váh have only limited areal extent.

The lithostratigraphic range of the Fatricum represented here by the Zliechov Sequence, is from Lias till Albian. Within the neritic Belá Sequence we rank also the area of the Kozel anticline in the Lúčanská Fatra Mts.

The Hronicum in the map sheet area is divided into partial nappes of Ostrá Malenica, Považie and Homôľka nappes. The lithological content of the nappes involves the dominant Biely Váh Sequence of stratigraphic range from Anisian till Earlier Cretaceous.

The Inner Carpathian Palaeogene sediments are represented by the Subtatric Group, which overlies the Hronicum and Fatricum complexes in the eastern part of the Turiec and Žilina basins.

The Púchov sector of the Klippen Belt is of a complicated structure. There are present Klippen sequences s. s. (Kysuca, Czorsztyn, Streženice), and also the units ranked among the Inner Western Carpathians (Manín, Klapy). Along the NW rim there wedged in the Klippen Belt also slices and structures made of the Palaeogene Proč Member, which have been affiliated to the Magura Group of nappes. Several smaller klippens are scattered also out of the Klippen Belt s. s., enclosed in the structures of the Bystrica unit.

In the geological setting of the Flysch Zone participate from NW towards SE these tectonic units: Silesian nappe, Magura unit and Biele Karpaty unit. The Silesian nappe is extended to our territory in a limited extent and crops out only with its uppermost lithostratigraphic units. The oblique ramp of the Silesian nappe served for the northward overthrust of sliced folds of the Magura unit, made of partial tectonic units: Rača and Bystrica. Southwest of the Vlára Valley, at the contact with the Klippen Belt we distinguish the Biele Karpaty unit, which forms here the Zubák nappe.

The Neogene sediments have been preserved only in form of elevated residua of former intramountain depressions or in the Ilava Basin fill, topped by alluvial fans in the Váh Valley between Pruské and Beluša. This fill is made of the Čausa Formation of the Eggenburgian age, which overlay Pliocene clastic sediments progressively. The Quaternary sediments are represented by fluvial and proluvial genetic types, mainly.

Sheet 26 – Žilina

The Žilina map sheet territory is an important segment at the contact of the Inner and Outer Western Carpathians.

The Outer Western Carpathians are made of the Flysch Belt; in this territory it consists of two huge nappes. In the North it is the Silesian nappe in the Godula development with several lithostratigraphic units of the stratigraphic range Senonian – Early Oligocene. The substantial part of the Flysch Belt is made of the Magura Group of nappes. In the scope of this group of nappes are identified Rača, Bystrica and Oravská Magura tectono-lithofacial units.

The Klippen Belt is a separating element between the Outer and Inner Western Carpathians. In the Klippen Belt setting participate the neritic sediments of the bathyal Kysuce Sequence and klippens of Podbiel, Nižná, Czorsztyn and Czertezik neritic sequences, of stratigraphical range Hettangian – Albian. The Klippen tectonic envelope is made of lithostratigraphic units of the range Cenomanian – Maastrichtian and the flysch Klapy unit of the range Albian – ?Santonian.

In the geological setting of the Inner Western Carpathians participate palaeoalpine Pre-Late Cretaceous tectonic units: Tatricum, Fatricum, Hronicum. The Inner Carpathian Palaeogene sediments, Neogene and Quaternary sediments are not components of these units; they are just superimposed over them with various spatial extent.

The Tatricum crops out in the Tatry, Malá Fatra, Veľká Fatra Mts. and is made of crystalline and its sedimentary envelope, represented by Late Palaeozoic clastics and Mesozoic sequences – Šiprúň Sequence and in the area of the Veľká Fatra and Malá Fatra Mts. and Vysoké Tatry Sequence in the area of Západné Tatry Mts.

In the scope of Fatricum we delineate two autonomous tectonic units – Ďurčiná and Krížna nappes. The first one crops out in the Lúčanská Fatra and is represented by the neritic Ďurčiná Sequence, in the other mountains ranges dominates the Krížna nappe in the Zliechov facial development.

The Hronicum crops out in the northern parts of the Veľká and Malá Fatra, Nízke Tatry and Tatry Mts. and builds up a substantial part of the Chočské vrchy Mts. It is made of carbonate rocks, mainly, of the stratigraphic range Early – Late Triassic.

The Subatric Group sediments covered the palaeoalpine tectonic structure. Their sedimentation began with terrestrial sediments, continued with transgressive-marine conglomerates, sandstones and culminated in deposition of flysch sediments of notable thickness. The Neogene sediments crop out only in the northern part of the Turiec Basin. The Quaternary sediments are of fluvial and proluvial origin, mainly. In the Tatry Mts. glacialfluvial sediments have been preserved.

Sheet 27 – Poprad

The Poprad map sheet area comprises units of the Outer and Inner Western Carpathians, split from each other by the Klippen Belt.

The Outer Western Carpathians are made of the Flysch Belt. The main part of the Flysch Belt is made of the Magura Group of nappes. In the scope of this group of nappes there are distinguished the following tectonic units: Rača, Bystrica and Krynica partial tectonic units.

In the Klippen Belt setting participate klippens of the bathyal Kysuce Sequence, klippens of the neritic Orava, Czertezik and Haligovce Sequences, with the stratigraphical range Hettangian – Albian. The klippen tectonic envelope is made of the lithostratigraphic units range Cenomanian – Maastrichtian.

In the Inner Western Carpathians in the map sheet area are present: Tatricum, Fatricum, Veporicum, Hronicum. The Tatricum crops out in the Tatry Mts. It is made of crystalline and its sedimentary envelope, represented by the Vysoké Tatry Sequence in the area of the Belianske Tatry and Vysoké Tatry Mts. The Northern Veporicum comprises crystalline basement and its Mesozoic envelope; it crops out in the Branisko and Čierna hora Mts. The Fatricum is in the Vysoké and Belianske Tatry represented by the Bujačí nappe in the Zliechov facial development and Havran nappe in the neritic development. The Hronicum in the territory depicted in the sheet Poprad is represented by Triassic rocks, mainly, of the stratigraphical range Early – Late Triassic.

The sediments of the Subatric Group are of a notable areal extent in the map sheet area. They crop out in the Levočské vrchy Mts. and Popradská kotlina Basin.

The Quaternary sediments are represented by glacialfluvial and proluvial sediments in Tatry Mts., mainly. Adjacent parts of the territory are in distinct contrast with the Vysoké Tatry Mts., mainly those of the Popradská kotlina Basin, which is characteristic of rather extensive Quaternary sediments accumulation. Dominant are fluvial terrace sediments of Poprad, Dunajec and their tributaries. Proluvial sediments are developed rather sporadically forming proluvial fans.

Sheet 28 – Svidník

The territory of the sheet Svidník is dominantly made of the Flysch Belt units.

The Flysch Belt is positioned as an arch at the front of the Western Carpathians and on the Slovak territory it is extended in the key sector important for the overall understanding of the structure in a whole. Very important is the Dukla tectonic unit sector in the eastern part of the map sheet, with the superimposed Magura Group of nappes. It is made of the following partial tectonic units: Rača, Bystrica and Krynica tectono-lithofacies units.

Sporadical outcrops of the Klippen Belt in the form of Jurassic klippens are encompassed by variegated marlstones and Flysch Formation of the Late Cretaceous age.

The Inner Western Carpathians are represented only by tiny occurrences of Palaeogene formations affiliated to the Subatric Group. These are covered by younger Neogene sediments and are intruded by the Neogene volcanites.

Sheet 34 – Malacky

In the geological setting of the sheet Malacky participate palaeoalpine tectonic units, (Tatricum, Fatricum, Hronicum) and Palaeogene rocks of the Inner Carpathians and Outer Flysch Belt (Biele Karpaty unit) as well as Neogene and Quaternary deposits of the Vienna Basin and to a limited extent also Quaternary sediments of the Danube Basin.

In opposite to other core mountain ranges the Tatricum is expressively divided into whole system of partial overthrust units comprising both Prealpine fundament, as well as several Mesozoic successions, strongly differing from each other. According to presence of the partial Tatricum units we discriminate two groups – sub-autochthonous units positioned in the lowest structural position of uncovered tectonic structure – like Borinka and Orešany tectonic units, and atop crops out the Bratislava nappe. The Fatricum is represented by the lower Vysoká unit, mainly. The Hronicum is represented by two partial units – the lower Veterlín (Veterník) nappe and the upper Havranica block of the Považie nappe.

The Palaeogene sediments are a component of the basin fill, which relict has been preserved in form of a narrow synform trough – Bukovská brázda (furrow). The northern part of the territory sheet is made of the Biele Karpaty unit, which is represented by Svodnice Formation with red claystones of the Palaeocene age.

The Neogene sediments build up the Vienna Basin fill. They are represented by marine till freshwater sediments of Miocene/Pliocene age; present are the bathyal and neritic sediments as well as continental limnic, fluvial and marsh sediments.

The Quaternary sediments are represented by several genetic types. From the viewpoint of thickness, areal extent and development a clearly dominant position occupy fluvial accumulations in the stratigraphic range from Early Pleistocene till Holocene. The oldest fluvial sediments, with locally preserved transitional fluvio-limnic sequences (Late Pliocene/Early Pleistocene) at the base, are known from the basal parts of the Quaternary fills of the Zohor – Marchegg depression and of the Vienna Basin, represented by local normal order of deposition also during Quaternary. The Middle-Pleistocene fill of the above depressions consists of fluvial sediments of Morava. Basal Early-Pleistocene part of the Kúty depression fill is made of local streams material and probably of Dyje River.

Sheet 35 – Trnava

The territory of the sheet Trnava is of complex geological setting with the involvement of the Outer and Inner Western Carpathians units.

The Outer Western Carpathians are made of Flysch Belt. The Flysch Belt is represented by the Biele Karpaty tectonic unit, which is in a tectonic contact with the Klippen Belt. The Biele Karpaty unit is made of partial nappes Bošáca, Zubák and Javorina. In the scope of the Biele Karpaty unit there were identified two principal sedimentary sequences – the Hluk and Vlára ones.

Besides the Pieniny unit s. s. (Oravicum) the Klippen Belt involves also units of the Inner Carpathians affinity – Manín and Klapý (the Drietoma Sequence is perceived as a component of the Klapý tectonic unit). In the past the above units were also termed as Near-Klippen Zone. In the Manín unit there are delineated the Manín-Butkov and Podmanín Sequences. In the Klapý unit are the Drietoma and Šebešťanová Sequences; in the Kysuce tectonic unit the Kysuce and Hoštín Sequences, in the klippens of transitional Sequence it is the Pruské Sequence. In the Czorsztyn unit are the Czorsztyn and Púchov-Jarmuta Sequences.

In the geological setting of the Inner Western Carpathians participate palaeoalpine tectonic units – Tatricum, Fatricum and Hronicum. Among the formations of the Inner Western Carpathians superimposed over the palaeoalpine nappe system belong sediments' relics of the Late Cretaceous and Palaeogene basins, neovolcanic complexes and sedimentary basins with Neogene and Quaternary fill.

Within the map sheet area the Tatricum Crystalline complexes are present in the Tribeč, Považský Inovec, Malé Karpaty, Suchý and Malá Magura mountain ranges. The Late Palaeozoic rocks of the

Tribeč's Tatricum are represented by diorite porphyry, Permian Lower Skýcov and Upper Slopná Formations. In the Považský Inovec are present the units of the Selce succession, Late Carboniferous-Permian in age – Novianska dolina (Late Carboniferous), Kálnica, Selce (Early Permian) and Krivosúd (Late Permian) Formations. In the Malé Karpaty crops out the Devín Formation (Permian).

The Mesozoic Tatricum formations are represented by sequences cropping out in the Core Mountains Tribeč, Strážovské vrchy, Považský Inovec and Malé Karpaty (Malá Magura, Šiprún, Tribeč, Selce, Inovec, Orešany and Solírov sequences); of a vague affiliation is the Belice Group.

In the Fatricum unit the Tribeč Crystalline is present at the base and upwards the Late Palaeozoic formations of Lúbietová Group – Brusno and Predajná Formations (Permian). The Mesozoic rocks are represented by the Veľké Pole Sequence and Križna nappe in the Zliechov facies. In the Považský Inovec Mts. the Fatricum Mesozoic rocks are represented by neritic as well as bathyal facies development in the stratigraphic range covering Middle Triassic to Early-Middle Cretaceous (Beckov and Zliechov Successions). In the Strážovské vrchy Mts. Fatricum is represented by the Zliechov and Belá nappes.

The Hronicum is present in the Tribeč, Malé Karpaty, Považský Inovec, Brezová and Čachtické Karpaty and Strážovské vrchy Mts. As a rule, it consists of a system of three overlapping nappes, which have their specific names in accord with the mountain ranges of their occurrences. The Late Palaeozoic rocks are represented by the Ipolitica Group (Carboniferous, Permian). The sediments of the Nižná Boca (Late Carboniferous) and Malužiná Formations (Permian) are cropping out in the Malé Karpaty and Tribeč Mts., whereas in the Považský Inovec Mts. there is present only the upper horizon of the Malužiná Formation and in the Strážovské vrchy Mts. there are present the Late Permian sediments and basalts. The Mesozoic Hronicum sediments in the Tribeč Mts. are represented by the Benkovský potok and Šuňava Formation (Lower Triassic). The Middle Triassic is made of platform carbonate sedimentation, represented in the basal part by the Gutenstein limestone (Early Anisian) and Ramsau dolomites (Late Anisian-Ladinian). To the Middle Triassic – Ladinian we rank Wetterstein limestone. The Early Carnian is represented by the thin Lunz Member. The Norian Hauptdolomites stand for the youngest formation.

In the map sheet area are present the Late Cretaceous and Palaeogene sediments in the Myjavská pahorkatina Upland – Gosau Brezová and Myjava Group. In the Buková Trough are present the Late Cretaceous and Palaeogene sediments of the Myjava-Hričovské Podhradie Group.

The sediments of Subtatric Group – Borová, Terchová, Huty and Zuberec Formations (Bartonian – Early Oligocene) are present in the Horná Nitra and Bánovce Basins and in form of denudation relics in the Považský Inovec Mts.

Neovolcanic rocks are represented in the map sheet area by andesite products of two stratovolcanoes – Štiavnica and Vtáčnik, Badenian and Sarmatian in age. Besides them there is present the Putikov vŕšok volcano – basalts of Middle Pleistocene age.

The Neogene sediments (Eggenburgian-Dacian) are present in the Vienna Basin, Dobrá Voda and Vaňovce depressions, in the Blatné, Rišňovce and Komjatice depressions of the Danube Basin and in the Trenčín, Ilava, Bánovce and Upper Nitra depressions.

The Quaternary sediments are represented mainly by fluvial deposits of terrace and bottom accumulation, sediments of alluvial plain, Pleistocene – Holocene in age, aeolian Late Pleistocene sediments (loess and polygenetic sediments of loess-like character).

Sheet 36 – Banská Bystrica

The position of the sheet Banská Bystrica in the central part of Slovakia predestines it for getting together all main Palaeoalpine tectonic units of the Inner Western Carpathians – Silicicum, Turnaicum, Gemericum, Hronicum, Fatricum, Veporicum, Tatricum. These units are overlain by the post-nappe formations – Inner Carpathian Palaeogene sediments, Neogene basins, neovolcanites and Quaternary sediments.

The near-surface nappe units Silicicum, Turnaicum, Hronicum and Fatricum are made of detached formations of Mesozoic rocks, mainly; to lesser extent also of Late Palaeozoic rocks. In sporadic cases (Fatricum) became a component of the nappes also slices of crystalline. The structure of the crustal tectonic units Tatricum, Veporicum and Gemericum is different. In the case of the Tatricum and Veporicum the crystalline fundament is overlain by the Late Palaeozoic and mainly Mesozoic envelope. The Gemericum structural elements are low-metamorphosed suits of the Early Palaeozoic sediments and volcanites and at

the margins there are preserved envelope formations of the Late Palaeozoic age, in prevail. A particular unit represent Early-Carboniferous formations of the Ochtiná unit.

The crystalline basement is typical of variegated and complicated structure, which originated from multistage Hercynian and Alpine tectonic processes. The Crystalline complexes crop out in the morphologically elevated parts of the territory – horsts; either in the Core Mountains (Žiar, Veľká Fatra, Nízke Tatry) or in the Veporské vrchy Mts. From the tectonic point of view the Core Mountains crystalline fundament (with exception of the Kráľova hoľa part of Nízke Tatry Mts.) is a component of the Tatricum and in the Veporské vrchy Mts. and Kráľova hoľa Tatry a component of the Veporicum. In the Starohorské vrchy Mts. the crystalline basement is a component of detached near-surface Fatricum tectonic unit.

The mountains ranges Žiar and Veľká Fatra are absolutely dominated by granitoids of various types. The core of the Ďumbierske Tatry Mts. section in the northern part is made of granitoids, in the southern part of high-metamorphosed complexes with prevalent orthogneisses. In the northern part the only occurrence of low-metamorphosed rocks is in the area of Klinisko. Orthogneisses are dominant in the Starohorské vrchy Mts.

In the Veporicum crystalline basement it is possible to delineate three zones with presence of different complexes. In the northern zone (Ľubietová and Kraklová belts in sense of Zoubek 1955) dominant are para- and orthogneiss rocks diaphthorized to various degree and zones of slates and phyllites, which genesis has not been verily solved yet. They could be both progressively, as well as retrogradely metamorphosed rocks. The shear zones were intruded by tiny Permian intrusions of A-type granites. The central zone (Kráľova hoľa Belt) is made of extensive granitoid intrusions. Their parental rocks are S-type tonalites – granodiorites, which intruded into the Hercynian tectonic structure parallel to metamorphic foliation (the foliation is sloping northwards dominantly). However, very abundant are also Neohercynian granitoid intrusions of I-type, Late Carboniferous in age. The southern zone (Kohút Belt) is made of intracrustal Hercynian complexes, in prevail (Hybridic Complex and Rimavica types of granitoids with their metamorphosed mantle), between them are tectonically wedged in the transpress alpine zones of metamorphosed complexes of the former Lower Hercynian structural level (mainly mica schists). In the southern zone important are also zones of schists of vague origin. A peculiar complex are slates with layers of meta-carbonates (so-called Sinec Complex).

From the south, along the Lubeník tectonic zone, there were thrust low-metamorphosed Gemicum complexes (Ochtiná and Gelnica units) over the Veporicum crystalline; however, in the map sheet area they crop out only in limited occurrences (mostly they are covered by Neogene sediments).

Huge developments of the Permian sediments, locally with layers of volcanites, are present in the northern Veporicum envelope mainly (Ľubietová Zone, northern flanks of Kráľova hoľa Tatry) and they also became an important component of the Fatricum sequences in the Starohorské vrchy Mts. The Permian envelope sequences are present also in the southern part of the Veporicum at the contact with Gemicum (Rimava Formation), where at their basement are present also Late Carboniferous envelope sequences (Slatvina Formation).

The Mesozoic complexes within the map sheet area are component of palaeoalpine tectonic units either of the crust character (Tatricum, Veporicum) or near-surface overthrust units (Fatricum, Hronicum, Silicicum, Turnaicum).

The Tatricum is represented by Donovaly and Šiprúň Sequence of Early Triassic – Middle Cretaceous stratigraphical range. The Veporicum Mesozoic envelope is present in two developments – in the northern Veporicum it is the Veľký bok Sequence and in the southern Veporicum Foederata Sequence. The Fatricum is present in the bathyal development (Zliechov Sequence of Triassic – Albian stratigraphical range) and the neritic one (Ľanová Sequence).

The Hronicum is represented by several partial nappes. To date the Hronicum is perceived as a rootless system of partial nappes and slices composed of the Late Palaeozoic Ipoltica Group, Biely Váh and Čierny Váh Triassic Sequences. The Silicicum is represented by the Drienok nappe (in the area of Poniky) and is present in the Muráň nappe. The stratigraphic range of these sediments is Early – Late Triassic.

The Sediments of the Inner Carpathian Palaeogene overlay discordantly the Pre-Tertiary units. They have been preserved in the Inner intramountain basins (Turiec, Horná Nitra, Liptov and Zvolen Basins, Horehronské podolie); locally they crop out in the erosional scissions from below Central Slovakia neovolcanites (Štiavnické vrchy Mts.). The fill of the Turiec and Liptov basins is made of sediments of classical Subtatric Group (Borové, Huty and Zuberec Formations); Horná Nitra Basin, Zvolen Basin and Horehron-

ské podolie are typical of a presence of psammitic-psefitic pre-transgression sediments, lacking of typical flysch facies of the Zuberec type and development of psammitic-psefitic freshwater sediments of the regression phase.

The sediments of the Budín Palaeogene to Early Miocene were deposited in the basins of Southern Slovakia and Northern Hungary). The sediments of Kiscelian (Číž Formation) and Egerian (Lučenec Formation) make up the fill of the Ipeľ and Lučenec basins and they are extended up to the southern margin of the sheet territory. The southern and south-eastern part of the territory is covered by the Neogene fill of the Ipeľ and Lučenec basins, and mostly by the volcanites of the Krupinská planina Plateau.

During the Neogene period, in the Early Miocene in the area of the Horehronské podolie ruled the conditions for sedimentation both in the continental, as well as marine environment. Since Badenian the Neogene sediments of the Horná Nitra Basin have been closely linked with volcanites of Vtáčnik. The Žiar and Zvolen-Slatina intravolcanic basins are filled with Pliocene volcanosedimentary rocks, mainly.

The Štiavnica andesite stratovolcano in the western part of the Central Slovakia neovolcanic field represents an extensive stratovolcanic structure, which originated during Younger Neogene (Badenian, Sarmatian, Pannonian) in the course of several stages of explosive-effusive and intrusive activity alternating with periods of temporal volcanic standstill accompanied by denudation and destruction of the uppermost structure. The stratovolcano is typical of wide range of differentiated volcanic rocks (from basaltic-andesites through intermediary to acidic andesites, rhyodacites and rhyolites), development of differentiated subvolcanic to intravolcanic complexes (diorite, granodiorite, granodiorite porphyry) and of large-scale caldera formation. In the final stage of the stratovolcano's development the Hodruša-Štiavnica Horst was uplifted.

The andesite stratovolcano Javorie situated in the eastern part of the Central Slovakia neovolcanites was built in the course of explosive-effusive activity in the period of Badenian – Sarmatian. To the North is situated Poľana stratovolcano with small caldera. To the East of Poľana relics of volcanic products in the Veporské vrchy Mts. occur too.

The structure of the Kremnické vrchy Mts. volcanites is complex, notably depending on localisation of volcanic centres and synvolcanic tectonic partition into horst-graben structure. In the area of Handlová and Malachov ridges the volcanites attain a thickness of several hundreds metres only, whereas in the Kremnica graben their thickness increases up to 1 500 m. The geological setting of Vtáčnik is rather complicated due to fault tectonics and is characterised by Neogene horst-graben structure.

Within the map range a spatial distribution of individual genetic types of Quaternary sediments is spatially irregular. Accumulations are concentrated mainly within depressions, valleys of larger streams and foothills, whereas in the mountains themselves dominant are deluvia and scree, which are not depicted in the map.

Sheet 37 – Košice

In the geological setting of the map sheet territory participate six Palaeoalpine tectonic units (in bottom-up sense): Veporicum, Hronicum, Gemericum, Meliaticum, Turnaicum and Silicicum. Late Cretaceous, Palaeogene and Quaternary sediments are not components of these units, but they overlay them.

The Meliaticum, Turnaicum, Silicicum and Hronicum are present in form of superficial nappes. They are composed of Mesozoic and partly Late Palaeozoic rocks. They were detached from their original sedimentary space thus their former basement is unknown, as well as the localisation of spaces from which they originated.

The Veporicum unit has preserved former crystalline fundament, in which it is possible to reconstruct also the Hercynian structure relics more or less reliably, which however are suppressed and reworked by the alpine structures. Envelope formations are represented by the Late Palaeozoic and Mesozoic sediments (Veľký bok and Foederata Sequences).

The Hronicum represents system of rootless nappes. The territory of map sheet contains the Hronicum innermost part. In the territory depicted in the map are present mainly the Late Palaeozoic (Ipolťica Group) and only in limited range also Triassic rocks (Betlanovce slice).

The Gemericum is represented both by the Early Palaeozoic groups (Gelnica, Rakovec, Klátov, Štós) and Late Palaeozoic-Mesozoic groups (Ochtiná, Dobšiná, Krompachy – in the north, Gočaltovo, Kobeliarovo – in the south).

The Meliaticum tectonic unit is made of fragments coming from oceanic and paraoceanic Triassic-Jurassic space. From these units are known only occurrences of limited range, which may be affiliated either to Meliaticum s. s. or to the Bôrka nappe.

In the Turnaicum it is possible to discriminate two partial nappes – Turňa and Slovenská skala nappes. Original sedimentary position was between sedimentary spaces of Meliaticum and Silicicum.

The Silicicum is the most important structural element of the mountain ranges Slovenský kras, Slovenský raj, Muránska planina Plateau and Galmus. Very conspicuous are thick complexes of the Middle and Late Triassic limestones and dolomites mainly, which predestined generally karst character of these mountain ranges with unique occurrence of karst phenomena. The Jurassic sediments are preserved to almost negligible extent, Early Cretaceous is unknown. In the unit Silicicum there are distinguished Silica, Bodva, Stratená, Muráň and Vernár nappes; they are further subdivided into partial nappes, or slices.

The Late Cretaceous sediments of the Gosau Group were deposited after longer break in the sedimentation, in the course of which orogenic processes and formation of palaeoalpine nappe system occurred. In the Palaeogene atop this overthrust system deposited sediments of the Subtatric Group and Buda Palaeogene. The Neogene sediments fill in Turňa, Moldava, Rimava and Prešov basins; present are Badenian to Pliocene sediments, in the Rimava Basin also volcanites. The Quaternary sediments depicted in the map sheet are of fluvial and proluvial origin, mainly.

Sheet 38 – Michalovce

In the southern part of the map sheet Zemplinicum complexes are present. They are made of crystalline rocks (Byšta Complex) and Late Paleozoic and Triassic sequences.

The Byšta Complex consists of the set of the regionally metamorphosed rocks (gneiss, intercalations of biotitic-amphibolic gneiss, amphibolites, migmatites and blastomylonites). The Byšta Complex is ? Proterozoic – Early Palaeozoic in age and was tectonometamorphically reworked during Variscan orogeny. Set of Late Palaeozoic formations has been preserved as a relict basin filling, which originated atop tectonically active Crystalline basement. The Late Palaeozoic rocks are represented by Čerhov (Westphalian C-D), Trňa (Stephanian A-B), Šimonov vrch (Stephanian C-D), Kašov (Early Permian), Bara (Late Permian) Formations and Černocho (Late Permian? – Early Triassic). The Mesozoic Triassic rocks of Zemplinicum are represented by Brezina (Early Triassic) and Ladmovce (Middle Triassic) Formations.

The Outer Western Carpathians Units on the map sheet territory are represented by Flysch and Klippen Belts. The Flysch Belt is represented by the Dukla Unit and Magura Group of nappes with Rača, Bystrica and Strihov partial nappes; these units reach up to the northern part of the territory of the map sheet. Still problematic unit is the Proč Fm. along the northern border of the Klippen Belt, which, in regard to its today position, may be considered also as a component of the Klippen Belt, but palaeogeographically has been affiliated to the Magura or the Biele Karpaty Group of the nappes.

The Klippen Belt encompasses the Šariš and Beňatiná sectors. When comparing with the west-located sectors, the Šariš sector is relatively indistinct, because only a few klippens are cropping out and dominating are Cretaceous and Palaeogene flysch and marlstone formations.

The Humenské vrchy Mts. Mesozoic is a component of the Fatricum unit (carbonates of Middle Triassic – Middle Cretaceous). There are represented by Gutenstein limestones, Ramsau dolomites, Carpathian Keuper, Fatra, Kopianec, Algäu, Hierlatz, Osnica, Mráznica and Poruba Formations.

The Palaeogene sediments of the Myjava-Hričov Group (Chmeľov-Beňatiná Palaeogene) belong to Súľov Formation with blocks of bioherm limestones (kintite), Krúžik Mb. (flysch with dominance of pelites) and Ovčiarsko Mb. (conglomerate flysch) with stratigraphical range ? Early Eocene - ? Priabonian. North-west of the Slanské vrchy Mts. and south of the Humenské vrchy Mts. crop out Palaeogene sediments of the Borové and Huty Formations, Pucov and Merník conglomerates, Zuberec Formation of the Podtatranská (Subtatric) Group in the stratigraphic range Bartonian – Priabonian.

The Neogene rock complexes of the East Slovakian Basin are represented by sediments, volcanites and volcanoclastics of the age Eggenburgian (not on the surface), Carpathian (Teriakovce, Soľná Baňa and Kladzany Formations), Badenian (Nižný Hrabovec, Vranov, Zbudza and Lastomír Formations), Sarmatian (Kľčov Formation, andesite volcanites in the Zemplínske vrchy Mts. m Stretava, Kochanovce and Galgavolgy Formations, rhyolites and rhyodacites in the vicinity of the Zemplínske vrchy Mts., Lúčky volcano-

clastics, Závada Mb., and Ptukša Formation), Pannonian (Sečovce Formation, Albinov tuffs, Hažín tuffites, Hnojné Mb., Senné Formation) and Pliocene – Dacian and Romanian (Čečehov Formation.).

The neovolcanites of the Slanské vrchy Mts. are represented by andesite stratovolcanoes Šebastovka, Šťavica, Zlatá Baňa, Makovica, Rankovské skaly, Vehec, Strehový vrch, Košický Klečenov, Bogota and Veľký Milič. They are of Sarmatian to Early-Pannonian age. They are of conspicuous zonal structure (central, transitional and peripheral volcanic zones). At the beginning, the volcanic activity was of bimodal character (acid and intermediary rocks) with gradual transition into volcanites association of andesitic composition. In the southern part of the territory protruded extrusive rhyolite bodies.

The neovolcanites of the Vihorlat Mts. are represented by monogenetic and polygenetic andesite volcanoes and complexes of extrusive bodies ranging from Middle Sarmatian (extrusive bodies complex Vinné) to Late Sarmatian – Early Pannonian (stratovolcanoes Morské oko, Diel, Popriečny, Kyjov, Sokolský potok and Vihorlat).

The Quaternary sediments fill up first of all the East Slovakian Lowland; present are mainly proluvial sediments, loess sediments, to a lesser extent also dunes of wind-blown sands.

Sheet 44 – Bratislava

In the scope of the Bratislava sheet territory in the geological setting of Pre-Tertiary units takes part only Tatricum. Nappe systems of Fatricum and Hronicum crop out to the north, out off the map sheet territory. The Tatricum is divided into system of partial overthrust units comprising Prealpine fundament, and also Mesozoic envelope units.

Of a specific status is the Borinka unit, which crops out in the lowest structural position. At the surface it is made of almost exclusively Jurassic anchi-metamorphosed sediments. In a tectonical superposition is the Bratislava nappe, which covers the largest part of the map area. It is composed of variegated complexes of Prealpine fundament and its Mesozoic sedimentary envelope. The crystalline fundament consists of meso- to epimetamorphites and bodies of Hercynian granitoids. The fundament structure is complicated due to various structural and metamorphic levels within crystalline.

The Late Palaeozoic (Permian) sediments are made of local, irregularly thick terrestrial clastics of the Devín Formation. The Early-Triassic clastics consist of Lúžna sandstone. The Middle-Triassic carbonate complexes are typical of remarkable facies variety, however all-in-all it is possible to correlate them with Gutenstein limestones and Ramsau dolomites. From four Jurassic – Early Cretaceous sequences of the Malé Karpaty Mts. only the Devín Sequence occurs within the map sheet area.

The Neogene sediments make the fill of the Vienna and Danube basins. There are present bathyal, neritic, continental limnic, fluvial and marsh sediments.

Within the map sheet the Karpatian sediments represented by Láb Member are the lowest fill complexes of the Vienna Basin. Atop of them is deposited the Early-Badenian Lanžhot Formation with coarse-clastic sediments of the basal Kúty Member and marginal “Zohor conglomerates”. They are overlain by the Jakubov Formation (Middle Badenian) with marginal sediments of the Devínska Nová Ves Member and “Láb” sands.

The above sediments transit into the Late Badenian Studienka Formation with marginal development of the Sandberg Member. Atop of them are the sediments of Sarmatian age represented by the pelitic Holíč Formation in prevail, which transits into the Skalica Formation with the marginal Karlova Ves Member. The Pannonian sediments are represented by the Bzenec (Early – Middle Pannonian), Čáry and Gbely Formations (Late Pannonian).

The main volume of the sedimentary fill of the Danube Basin is made of deposits of Late Badenian to Pliocene age. Between the Neogene sedimentary fill and basement rocks of the map sheet area are preserved Šurany volcanites of Early-Badenian age. In the Late Badenian in the marine environment deposited rocks of the Báhoň Formation. Atop of them are preserved brackish Sarmatian sediments represented by the Vráble Formation overlain by brackish and freshwater deposits of the Ivanka Formation (Pannonian) and Beladice Formation (Pontian). The Pliocene period is represented by continental gravelly-sandy deposits of the Volkovce (Dacian) and Kolárovo Formations (Romanian).

Among the Quaternary sediments the most important are the fluvial accumulations (Pleistocene to Holocene). The oldest fluvial sediments (Late Pliocene/Early Pleistocene) are known from basal parts of the Quaternary fills of the Kúty and Zohor-Marchegg depressions of the Vienna Basin, as well as from

the Gabčíkovo depression in the central part of the Danube Basin. At the rest of the map sheet area the fluvial sediments occur in form of terraces and terrace-shaped cones.

With the fluvial sediments are closely genetically linked proluvial accumulation alluvial cones of the Malé Karpaty Mts. The streams, running off the foothills of the mountain range (Early – Late Pleistocene).

An important phenomenon are sheets of aeolian loess and loess-like loams in various varieties (Late Pleistocene) and sheets of wind-blown sands (Late Pleistocene). At places the loess series evolved (Middle – Late Pleistocene) containing fossil soil complexes.

Sheet Nitra – 45

The geological map along with corresponding text explanations, in opposite to previous generation of regional geological maps of Pre-Quaternary lithological complexes issued by the beginning of 60-ties of previous century, accounts also for the Quaternary cover.

The Pre-Tertiary rocks, except for several cases in the area of Tribeč and Levice, are covered by younger sedimentary rocks. They consist of the Hronicum Palaeozoic and Mesozoic and granitoids, schists and envelope units of the Tatricum and Veporicum. The southern part is built by the Pelsö unit.

In the area of Štúrovo atop the Pre-Tertiary basement are Palaeogene sediments covered by younger units.

Dominant part of the sheet Nitra is made of sedimentary fill represented by the Neogene sediments of stratigraphic range from Early Badenian to Pliocene. They crop out in the northern rim of the sheet only.

The north-eastern corner of the geological map area is covered by the Neogene volcanic formation belonging to the Štiavnica Stratovolcano.

Almost the entire area of the sheet Nitra is covered by the Quaternary sediments, which in the area of Gabčíkovo depression attain a thickness of ca 500 m, the areal extent of the Pre-Tertiary basement units and Neogene fill is depicted in sketch maps in order to present them.

The tectonic structure is first of all dominated by normal faults of two systems of approx. NW-SE and NE-SW directions, thus forming a blocky structure of the sheet territory.

Sheet 46/47 – Lučenec/Rimavská Seč

In the territory setting participate rocks mainly of Tertiary and Quaternary sediments and volcanites, less present are complexes of the Veporicum (Crystalline, Permian Rimava Formation, Triassic Foederata Group) and the Hronicum units.

The Tertiary rocks are represented by Egerian sediments (Lučenec Formation), Eggenburgian (Fiľakovo and Bukovinka Formations), Ottnangian (Salgótarján Formation), Karpatian (Modrý Kameň Formation), Badenian (Príbelce sand, Bajtava and Pozba Formations), Sarmatian (Vráble Formation), Pannonian (Ivanka Formation), Pontian (Poltár Formation) and Dacian (Volkovce Formation).

The neovolcanic rocks of the Badenian to Sarmatian age are a result of andesite alkali-carbonate volcanic activity of Burda (Burda Formation), Krupinská planina Plateau (Vinica, Čelovce and Lysec Formations), Štiavnica Stratovolcano (Sebechleby Formation, Ladzany Formation, Baďany Formation, Zbrojníky Formation, Biely kameň Formation, Sitno effusive complex), Javorie Stratovolcano (Javorie Formation), Cerová vrchovina Upland (Šiator intrusive complex). The products of alkali-basalt volcanic activity are of Pannonian (basalt flow in the area of Devičie), Pontian (Podrečany basalt Formation) and Pliocene-Pleistocene age (Cerová basalt Formation).

The Quaternary deposits (Pleistocene and Holocene) are made of rather contiguous fills of the valleys of Ipeľ, Rimava, Slaná and their tributaries, to a lesser extent also Hron, with conspicuous fluvial and proluvial sediments mainly.

**VYSVETLIVKY K PREHLADNEJ GEOLOGICKEJ MAPE
SLOVENSKEJ REPUBLIKY**

1 : 200 000

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2009

Vedúca vydavateľstva: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Preklad do anglického jazyka: RNDr. Pavel Liščák, CSc.

Návrh obálky: RNDr. Ladislav Martinský

Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-28-7

