

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

STREDNÉHO POVAŽIA

1 : 50 000

Zostavil: Ján Mello



ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA
BRATISLAVA 2011

**VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska**

Vedecký redaktor:

RNDr. Milan Polák, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Vladimír Bezák, CSc., RNDr. Michal Elečko, CSc., RNDr. Vladimír Hanzel, CSc., RNDr. Milan Kohút, CSc., RNDr. Vlastimil Konečný, CSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., RNDr. Pavel Liščák, CSc., RNDr. Ján Mello, CSc., RNDr. Michal Potfaj, CSc., RNDr. Ján Pristaš, CSc., doc. RNDr. Stanislav Rapant, DrSc.

Ján Mello, Daniela Boorová, Stanislav Buček, Ivan Filo, Klement Fordinál, Milan Havrila, Ľubica Iglárová, Peter Kubeš, Pavel Liščák, Juraj Maglay, Daniel Marcin, Alexander Nagy, Michal Potfaj, Miloš Rakús[†], Stanislav Rapant, Anton Remšík, Jozef Salaj[†], Zuzana Siráňová, František Teťák, Ján Zuberec, Adriana Zlinská, Katarína Žecová

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

STREDNÉHO POVAŽIA

1 : 50 000

Zostavil: Ján Mello

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2011

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

ISBN 978-80-89343-49-2

O B S A H

ABSTRAKT

ÚVOD (J. Mello)	7
Regionálny a geologický prehľad (J. Mello)	12
Prehľad geologických výskumov a prác (J. Mello, J. Salaj, S. Buček, M. Havrila, M. Potfaj a F. Teťák)	15
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK	23
CENTRÁLNE PÁSMO	23
TATRIKUM (I. Filo)	23
VEPORIKUM (FATRIKUM)	24
Ďurčinský príkrov (I. Filo a M. Rakús)	24
Križňanský príkrov (J. Mello a M. Rakús)	29
HRONIKUM (M. Havrila)	34
Príkrov Homôľky (M. Havrila)	37
<i>Skupina Rohatej skaly</i> (M. Rakús)	43
Príkrov Ostrej Malenice (M. Havrila)	54
Považský príkrov (M. Havrila)	61
BRADLOVÉ PÁSMO	76
JEDNOTKY S CENTRÁLNOKARPATSKOU AFINITOU	77
Manínska jednotka (M. Rakús)	78
<i>Manínsko-butkovská skupina</i>	79
<i>Podmanínska skupina</i>	87
<i>Kostelecká skupina bradiel (olistolity v praznovskom súvrství)</i>	90
Klappská jednotka (M. Rakús, J. Mello a J. Salaj)	94
<i>Drietomská sekvencia</i> (J. Mello a J. Salaj)	97
<i>Klappská sekvencia</i> (M. Rakús)	102
<i>Sekvencia Šebešťanovej</i> (M. Rakús, J. Salaj a J. Mello)	104
PIENINSKÉ JEDNOTKY (ORAVIKUM)	110
Kysucká jednotka	110
<i>Kysucká sekvencia</i> (J. Mello, M. Potfaj a J. Salaj)	110
<i>Podhájska sekvencia</i> (M. Rakús)	115
<i>Hoštinská sekvencia</i> (J. Mello a M. Potfaj)	118
Prechodné pieninské vrstvové sledy (J. Mello a J. Salaj)	126
<i>Streženická sekvencia</i>	126
<i>Pruská a marikovská sekvencia</i>	128
<i>Oravská sekvencia</i>	130
<i>Sekvencia Fodorky</i>	132
Čorštynská jednotka (J. Mello, M. Potfaj a J. Salaj)	133
<i>Čorštynská sekvencia</i>	133
<i>„Púchovsko-jarmutská“ skupina</i>	136
FLYŠOVÉ PÁSMO (F. Teťák a M. Potfaj)	139

SKUPINA BIELOKARPATSKÝCH PRÍKROVOV (M. Potfaj)	139
Zubácky a javorinský príkrov	139
<i>Lopenické súvrstvie</i>	139
<i>Brvništská šupina</i>	142
MAGURSKÝ PRÍKROV	143
Oravskomagurská jednotka (M. Potfaj)	143
Bystrická jednotka (F. Teťák)	145
Račianska jednotka (F. Teťák)	147
PALEOGÉNNE SEDIMENTY NA PRÍKROVOCH CZK	161
Myjavsko-hričovská skupina (S. Buček a A. Nagy)	162
<i>Kontinentálne predtransgresívne sedimenty</i>	164
<i>Hričovskopodhradské súvrstvie</i>	165
<i>Jablonovské súvrstvie</i>	170
<i>Súľovské súvrstvie</i>	176
<i>Domanižské súvrstvie</i>	182
Podtatranská skupina (I. Filo, S. Buček, Z. Siráňová, K. Žecová, A. Zlinská a A. Nagy)	188
<i>Borovské súvrstvie</i>	188
<i>Hutianske súvrstvie</i>	191
NEOGÉNNE SEDIMENTY (K. Fordinál)	199
Miocén	199
<i>Čausianske súvrstvie</i>	199
Pliocén	202
KVARTÉRNE SEDIMENTY (J. Maglay)	203
Pleistocén	205
Holocén	219
TEKTONIKA (J. Mello, F. Teťák, M. Potfaj, S. Buček, I. Filo a K. Fordinál)	222
Poznámky k vzťahu niektorých tektonických jednotiek (M. Rakús)	231
GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (J. Mello, J. Maglay, A. Nagy, F. Teťák a K. Fordinál)	236
Príklad podrobnej rekonštrukcie geologického vývoja tektonickej jednotky – história vzniku hronika (M. Havrila)	245
GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (J. Maglay)	248
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (P. Kubeš)	254
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák, S. Rapant a E. Iglárová)	258
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (A. Remšík a D. Marcin)	269
NERASTNÉ SUROVINY (J. Zuberec)	288
EXKURZNÉ LOKALITY (J. Mello, D. Boorová, S. Buček, M. Potfaj, M. Rakús a F. Teťák)	302
LITERATÚRA	320
SUMMARY	371

ABSTRAKT

Geologická mapa regiónu Stredné Považie 1 : 50 000 zahŕňa zbernú oblasť (povodie) rieky Váh medzi Žilinou a Trenčianskou Teplou. Na pravej strane rieky Váh zaberá sv. časť Bielych Karpát a podstatnú časť Javorníkov, na ľavej strane dominujú Strážovské a Súľovské vrchy. Osobitné postavenie má Podmanínska pahorkatina so svojimi dominantami – Manínom a Butkovom. Z kotlín sem patria najmä Iľavská, Žilinská a Rajecká kotlina.

Územie sa nachádza v sz. časti Západných Karpát. Z hľadiska geologickej stavby predstavuje dôležitý segment horstva. Na jeho stavbe sa podieľa viacero alpínskych (najmä mladoalpínskych) tektonických jednotiek, zoradených do troch pásiem na styku vonkajších a centrálnych Západných Karpát (od vonkajška smerom dovnútra):

- flyšové pásmo,
- bradlové pásmo,
- centrálné pásmo.

Hoci v území dominuje príkrovová stavba, tá, najmä v prvých dvoch pásmach, nie je taká výrazná ako v centrálnom pásme. Je zastretá, resp. deštruovaná účinkami mladších transpresno-transtenzných pohybov, ktoré spôsobili segmentovanie územia na šupiny a bloky, často vztýčené alebo až prevrátené. Oddeľujú ich plochy horizontálnych posunov alebo spätné prešmyky.

Flyšové pásmo

Podieľa sa na stavbe podstatnej časti Bielych Karpát a Javorníkov. Tvorí ho magurská a bielokarpatská skupina príkrovov. V magurskom príkrove sú zastúpené od severu račianska, bystrická a oravskomagurská tektonofaciálna jednotka. V bielokarpatskej skupine príkrovov, ktorá sa vkladá medzi bystrickú jednotku a bradlové pásmo, rozlišujeme javorinský a zubácky príkrov a brvništskú šupinu. Ich litostratigrafickú náplň tvoria mladokriedové a staropaleogénne súvrstvia.

Bradlové pásmo

Je to najkomplikovanejšie pásmo Západných Karpát. Pozostáva zo zložitého systému najmä jurských a starokriedových, prevažne karbonátových šošoviek a blokov (bradiel), ktoré sú obklopené strednokriedovo-paleogénnymi slieňovcovými a flyšovými sedimentmi (tzv. bradlovým obalom). Pripomína akúsi megabudináž či „roztrhané série“.

Tak v rámci bradiel, ako aj obalov sa už v minulosti vyčlenilo množstvo litostratigrafických sekvencií. Je možné zoskupiť ich do niekoľkých faciálno-tekto-

nických jednotiek. Rozlišujú sa jednotky pienidné (oravické) a jednotky s centrálnokarpatskou afinitou. K pienidným jednotkám (oraviku) patria čorštynská a kysucká jednotka a zaraďujú sa sem aj prechodné bradlové sekvencie – pruská, streženická, oravská a sekvencia Fodorky. Stredno-, ale najmä mladokriedové až paleocénne bradlové obaly sa zaraďujú do púchovsko-jarmutskej sekvencie (čorštynská jednotka), resp. do hoštinskej a podhájskej sekvencie (kysucká jednotka).

Centrálné pásmo

Centrálné (alebo podľa niektorých členení vnútorné) pásmo Západných Karpát predstavuje predgosauskú skupinu príkrovových jednotiek (odspodu nahor): tatrikum, veporikum (fatrikum) a hronikum, ktoré pochádzajú z oblasti j. od penninského oceánu. Do dnešnej pozície sa nasunuli na vzdialenosť niekoľko desiatok a možno až stoviek kilometrov z domovských oblastí tatrika, ultratatrika (fatrikum), veporika a ultraveporika (hronikum). Štrukturalizácia centrálneho pásma a vznik príkrovovej sústavy sa odohrali pred senónom. Jeho jednotky od senónu tvoria kvázi jednotný blok, narušený iba horizontálnymi posunmi, spätnými prešmykmi a najmladším systémom zlomov, podľa ktorých sa rozčlenili na hrasti a grabeny. Odtiaľ pochádza aj dnes už menej používaný názov pásmo jadrových pohorí.

Tatrikum. Po preradení d'určinskej jednotky do veporika zastupuje v regióne na povrchu len mladotriasovo-liasové súvrstvie Slávikovej doliny na sz. úpäť Malej Fatry.

Veporikum (fatrikum). Na okraji Lúčanskej Fatry zasahujú do územia regiónu formácie mladšieho paleozoika a mezozoika budujúce antiklinálu Kozla. V súčasnosti sa považuje za súčasť d'určinskej sekvencie *d'určinského príkrovu* fatrika (veporika).

Významné zastúpenie v regióne má aj *krížňanský príkrov*. Sedimentárne súbory patriace do tejto tektonickej jednotky sa vyskytujú najmä v j. časti územia. Sedimenty, ktoré tu vystupujú, z litofaciálneho hľadiska patria do zliechovskej faciálnej oblasti, to znamená s hlbokododnými sedimentmi (allgäuske súvrstvie a rádiolarity) v jure.

Krížňanský príkrov tektonicky spočíva na praznovskom súvrství manínskej jednotky a je prekrytý príkrovom Homôľky.

Hronikum na území regiónu zastupujú tri tektonické jednotky (zoraďené od spodnej jednotky po hornú): príkrov Homôľky, príkrov Ostrej Malenice a považský príkrov.

Spodné príkrovové teleso hronika – *príkrov Homôľky* – charakterizujú pelagické fácie stredného až neskorého triasu, distálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia, trachycerasové vrstvy, oponické vápence a veľká hrúbka lunzských vrstiev a hlavného dolomitu. Je to teda v strednom až neskorom triase (do ranej časti tuvalu) bazénová (dobrovodská) sekvencia.

Pozornosť si v tomto príkrove zasluhuje pomerne bohaté zastúpenie súvrství rétu – ranej kriedy, pretože mladšie než triasové súvrstvia sú v hroniku známe iba z niekoľkých lokalít. Zaraďujú sa tu do sekvencie Rohatej skaly. Príkrov vystupuje najmä v masíve Rohatej skaly a v južnom okolí Mojtína.

Príkrov Ostrej Malenice – stredné príkrovové teleso hronika v Strážovskej hornatine – charakterizujú pelagické súvrstvia neskorého pelsónu až neskorého longobardu a proximálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia ?neskorého longobardu – kordevolu (t. j. dobrovodská sekvencia, podobne ako v príkrove Homôľky). Prechádzajú do nadložia bez prítomnosti lunzských vrstiev (na rozdiel od príkrovu Homôľky) do plytkovodných súvrství karbonátovej platformy (t. j. do bebravskej sekvencie). Súčasťou sledu tohto príkrovu sú aj súvrstvia rétu a liasu.

Považský príkrov. Vrchné príkrovové teleso hronika charakterizujú fácie rozhrania panvy a okraja platformy, t. j. schreyeralmské vápence a proximálna časť raminsko-göstlinského súvrstvia (mojtínska sekvencia). Smerom do nadložia prechádzajú do plytkovodných facií karbonátovej platformy, t. j. do rifových a lagunárnych wettersteinských vápencov a lagunárnych wettersteinských dolomitov (bebravská sekvencia). Bazálnu časť tvorí sekvencia jednotnej karbonátovej platformy (spoločná pre všetky tri príkrovy).

Paleogénne sedimenty na príkrovoch centrálnych Západných Karpát

Osobitné postavenie majú paleogénne sedimenty centrálného pásma. Kolmujú paleoalpínsku príkrovovú stavbu a nie sú súčasťou týchto príkrovov.

Myjavsko-hričovská skupina

Sedimenty novovyčlenenej myjavsko-hričovskej skupiny sa litologicky aj vekovým rozpätím odlišujú od podtatranskej skupiny. Vyskytujú sa v príbradlovej oblasti v Súľovských vrchoch, v z. časti Žilinskej kotliny pri Lietave a v čiastkovej Pružinskej kotline, kde transgresívne ležia na príkrovoch centrálnych Západných Karpát.

Patria k nim kontinentálne predtransgresívne sedimenty (bauxity, blokovité karbonáty) vyplňajúce pukliny a nerovnosti v podloží karbonátoch mezozoického veku. Nad nimi sú karbonátové pieskovce, zlepenec, breccie, ílovce, pestré slieňovce a olistoly rifových vápencov hričovskopodhradského súvrstvia paleocénno-ranoecénneho veku. Vrchnú časť súvrstvia tvoria sedimenty zlepencového flyšu predstavujúce ovčiarske vrstvy.

Okrajový vývoj reprezentujú organodetrické pieskovce, piesčité vápence, dolomitové pieskovce a breccie jablonovského súvrstvia paleocénno-ranoecénneho veku spolu s jablonovskými vápencami ranoecénneho veku.

V nadloží opísaných sedimentov ležia horniny súľovského súvrstvia, v spodnej časti predstavované súľovskými zlepencami rano- až strednoecénneho veku

na báze s blokmi karbonátov, olistolitmi wettersteinských vápencov, resp. rífových paleogénnych vápencov. Vrchnú časť tvoria organodetrítické vápence a pieskovce strednoeocénneho veku.

Najmladšia súčasť myjavsko-hričovskej skupiny je domanižské súvrstvie. V spodnej časti ho reprezentuje zlepenový flyš paštinozávadských vrstiev strednoeocénneho veku, ktorý smerom do nadložia prechádza do ílovcov a pieskovcov s blokmi rífových vápencov, medzivrstvami karbonátových zlepencov, organodetrítických pieskovcov a piesčitých vápencov strednoeocénneho (lutétskeho) veku.

Podtatranská skupina

Najstaršie horniny podtatranskej skupiny sú hruboklastické sedimenty borovského súvrstvia strednoeocénneho veku. Predstavujú ich karbonátové pieskovce, jemnozrné zlepence a organoklastické piesčité vápence na báze s dolomitovými brekciami, zlepenkami a pieskovcami.

Nad nimi sú zachované prevažne pelitické sedimenty s medzivrstvami jemnozrných pieskovcov, silicitmi, mangánovými ílovcami, organoklastickými piesčitými vápencami, vápnitými pieskovcami, globigerínovými slieňovcami, karbonátovými zlepenkami a brekciami hutianskeho súvrstvia strednoeocénneho až ranooligocénneho veku. Spolu s nimi sa vyskytuje vývoj Hájika – pestré ílovce, pelokarbonáty, pieskovce a zlepence.

Sedimentačný cyklus je zakončený pieskovcami od Konskej ranooligocénneho veku. Okrem pieskovcov ich reprezentujú aj medzivrstvy prachovcov a ílovcov a šošovky uhlia.

Neogénne formácie

Z neogénnych sedimentov sa na území Stredného Považia nachádzajú ranoiocénne (čausianske súvrstvie) a pliocénne sedimenty. Sú zachované v niekoľkých úzkych pretiahnutých, tektonicky ohraničených grabenoch. Svedčí to o veľmi mladých a intenzívnych tektonických pohyboch v tejto oblasti.

Strednomiocénny vek (báden) majú aj ojedinelé výskyty erupzívnych hornín v bradlovom pásme (Streženice, Horné Srnie), predtým považované za mezozoické.

Kvartérne sedimenty

Kvartérna akumulácia nastupuje na už erodované predkvartérne podložie, takže sedimenty kvartéru sú na styku s ním uložené erozívne a diskordantne. Hranica medzi podložími a kvartérnymi klastickými sedimentmi je litologicky vždy veľmi výrazná, čo sa obyčajne prejavuje aj vizuálne. Priestorové rozloženie sedimentov je tu plošne aj objemovo veľmi premenlivé a nerovnomerné. Kvar-

térna akumulácia sa sústreďuje najmä do kotlinových úsekov dolín Váhu, Rajčianky, Kysuce, Vlára a dolín ich väčších bočných prítokov.

Z celkovej škály zachovaných genetických typov majú síce čo do objemu hmoty najväčšie rozšírenie rozličné druhy pleistocénno-holocénnych svahových sedimentov a ich kombinácií, ale ich význam a stratigrafický rozsah nie je pre kvartérny vývoj územia dôležitý. Preto sa na mape zohľadnila len hrúbka odhadom prevyšujúca 2 m a na miestach, kde sú k dispozícii významné údaje o podloží horninách, neboli zobrazené vôbec.

Na rozdiel od deluviálnych svahovín a sutín, v tomto regióne z hľadiska genézy, datovania, rozsahu a pozície výskytov jednoznačne dominantné postavenie majú fluviálne a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Na zmapovanom území sú komplexy riečnych terás, kužeľov a dnových aj nivných akumulácií sústredené v dnách dolín a v prípade terás prerušovane po oboch stranách pozdĺž hlavných dolín. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spojená s rôzne intenzívnou, ale v globále pozitívnou neotektonickou dynamikou územia zapríčiniła striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie, teda akumuláciu fluviálnych aj proluviálnych sedimentov v etapách. Komplexy riečnych terás a kužeľov sú zachované najmä v doline Váhu, Kysuce (zobrazená časť ľavobrežia od Kysuckého Nového Mesta po Kysuckú bránu), Rajčianky a v ostatných dolinách ich väčších prítokov.

Významným fenoménom najmä v oblastiach Žilinskej, Bytčianskej a Ilavskej kotliny sú neskoropleistocénne piesčité spraše a sprašové hliny, popřípade postgenetické vápňité aj nevápňité splachy z nich. Tento typ eolických sedimentov najčastejšie pokrýva fluviálne štrky stredných terás a miestami až vrchné terasy.

Antropogénne sedimenty sú vyznačené len v miestach najväčšieho rozšírenia. Predstavujú skládky domového a priemyselného odpadu, haldy pri lomoch a násypy. Rozsiahlejšie pozdĺžne navážky súvisiace s cestnými a železničnými komunikáciami, rovnako ako stavebné úpravy terénu v sídlach a intravilánoch nie sú na mape zohľadnené.

ÚVOD

Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000 (Mello et al., 2005) vznikla v rámci projektu 12/94 *Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000*, financovaného MŽP SR v dvoch etapách. V rokoch 1995 až 2001 vznikla účelová *Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000* v terajších kontúrach, ale bez Rajeckej a Žilinskej kotliny (Mello et al., 2001).

Zmenou projektu sa rozhodlo o dopracovaní účelovej geologickej mapy 1 : 50 000 na úroveň geologickej mapy regiónu, o doplnení Rajeckej a Žilinskej kotliny a následnom vydaní geologickej mapy tlačou (jeseň 2001 – 2005).

Na zostavení geologickej mapy Stredného Považia sa podieľal široký okruh odborníkov (pozri záhlavie mapy). Podstatná časť územia bola v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000 zmapovaná nanovo, ďalšie časti sa reambulovali a časť bola prevzatá zo starších podkladov (pozri kapitolu *Prehľad geologických výskumov a prác*).

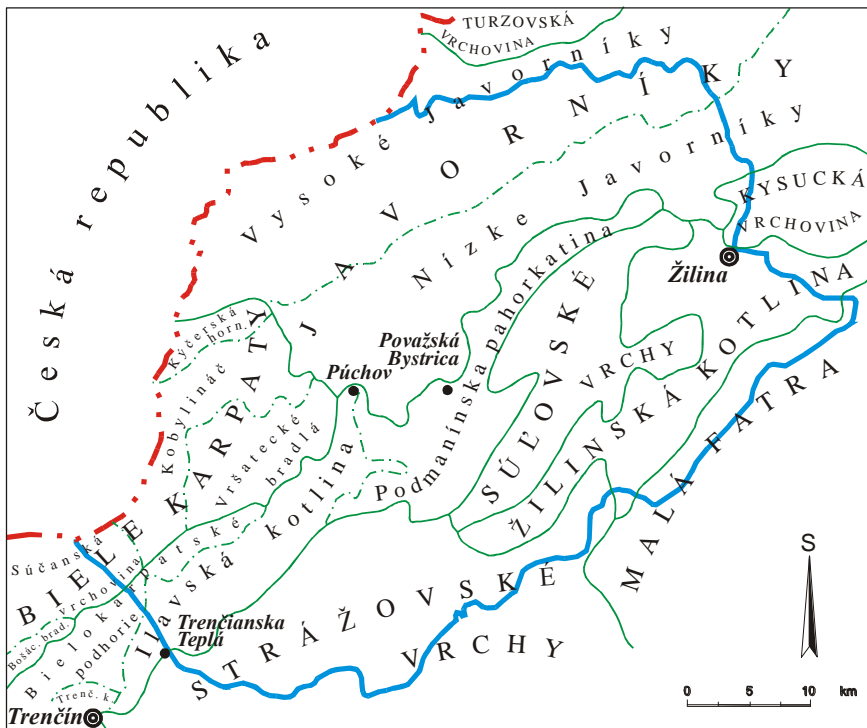
Účelová geologická mapa slúžila ako podklad či východisko pre ďalšie druhy máp, ktoré sa zostavovali v rámci projektu, ako sú mapy hydrogeologická, kvality prírodných vôd, geochemických typov hornín, prirodzenej rádioaktivity, inžinierskogeologická, geochemie riečnych sedimentov, pedologická, pedochemická, kritických záťaží a geochemicko-ekologická. Po dopracovaní na úroveň regionálnej geologickej mapy je, samozrejme, k dispozícii aj ako klasická geologická mapa potrebná na poznávanie geologickej stavby územia a posúdenie možností jeho využitia (napr. na získavanie nerastných surovín, ochranu životného prostredia alebo urbanistické plánovanie).

Jednou z podmienok, resp. jedným zo zámerov projektu bolo predložiť jednotlivé mapy aj na elektronickom médiu. Účelová geologická mapa a legenda sú spracované v programe MapInfo. Tlačená *Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000* je spracovaná v programe Adobe Illustrator. Je zakomponovaná aj do formátov jednotnej digitálnej geologickej mapy Slovenska 1 : 50 000, kde je užívateľom prístupná aj v elektronickej forme.

Autorské čistokresby po technickej stránke pripravili p. Božena Slováková a čiastočne p. Ladislav Dugovič. Na vypracovaní príloh k mape a vysvetľujúcemu textu sa okrem nich podieľali aj p. Ivan Filo a Ján Dvořák. Technický redaktor mapy je p. Roman Fritzman. Kartograficky a počítačovo mapu spracoval kolektív pod vedením Mgr. Mariána Sterza.

Regionálny a geologický prehľad

S cieľom uľahčiť orientáciu v geologickej problematike regiónu pri čítaní ďalšieho textu uvedieme najskôr stručný prehľad geograficko-geomorfologického rozdelenia a náčrt geologickej stavby regiónu.



Obr. 1. Pozícia geologickej mapy regiónu Stredné Považie (podľa regionálneho geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša, 1980).

Ako vyplýva z obr. 1, *Geologická mapa regiónu Stredné Považie 1 : 50 000* zahŕňa zbernú oblasť (povodie) rieky Váh medzi Žilinou a Trenčianskou Teplou. Na pravej strane rieky Váh zaberá sv. časť Bielych Karpát a podstatnú časť Javorníkov, na ľavej strane dominujú Strážovské a Súľovské vrchy. Osobitné postavenie má Podmanínska pahorkatina so svojimi dominantami Manínom a Butkovom. Z kotlín sem patrí najmä Ilavská, Žilinská a Rajecká kotlina (podrobnejšie údaje sú uvedené v kapitole *Geografická a geomorfologická charakteristika*).

Územie sa nachádza v severozápadnej časti Západných Karpát. Z hľadiska geologickej stavby predstavuje dôležitý segment, na ktorého stavbe sa podieľa množstvo alpských (najmä mladoalpínskych) tektonických jednotiek, zoradených do troch pásiem na styku vonkajších a centrálnych Západných Karpát (od vonkajška smerom dovnútra):

- flyšové pásmo,
- bradlové pásmo,
- centrálné pásmo.

Hoci v území dominuje príkrovová stavba, tá, najmä v prvých dvoch pásmach, nie je taká výrazná ako v centrálnom pásme, pretože je zastretá, resp. deštruovaná účinkami mladších transpresno-transtenzných pohybov. Tie spôsobili segmentovanie územia na šupiny a bloky, často vztyčené alebo až prevrátené, ktoré sú oddelené plochami horizontálnych posunov (*wrench faults*) alebo plochami spätných prešmykov.

Na stavbe **flyšového pásma**, ktoré buduje Biele Karpaty a Javorníky, sa podieľajú račianska, bystrická a oravskomagurská jednotka magurského príkrovu a skupina bielokarpatských príkrovov. Tie sa ďalej v súlade s tým, čo sme už uviedli, členia na čiastkové jednotky (antiklinálne pásma) a šupiny (porovnaj tektonickú schému).

Bradlové pásmo je najkomplikovanejšie pásmo Karpát. Je dlhé 600 km a široké iba niekoľko km. Pozostáva z komplikovaného systému najmä jurských a starokriedových, prevažne karbonátových šošoviek (bradiel), ktoré sú obklopené strednokriedovo-paleogénnymi slieňovcovými a flyšovými sedimentmi (tzv. bradlovým obalom). Pripomína akúsi megabudínaz či „roztrhané série“. Tak v rámci bradiel, ako aj obalov boli rekonštruované viaceré sukcesie, resp. sekvencie. V území zobrazenom na tejto mape sú to okrem klasickej čorštynskej (plytkovodnej) a kysuckej (hlbokovodnej) sekvencie aj prechodné sekvencie – pruská, streženická, oravská a sekvencia Fodoriky.

Do bradlového pásma zaraďujeme okrem uvedených pieninských (oravicých) jednotiek aj jednotky s centrálnokarpatskou afinitou, teda klapskú a manínsku jednotku. Aj tie pozostávajú z viacerých sekvencií a skupín. Do klapskej jednotky zaraďujeme aj predalbskú drietomskú sekvenciu, teda v mapovanom území ju nevyčleňujeme ako osobitnú tektonickú jednotku na úrovni klapskej a manínskej. Povahu samostatnej tektonickej jednotky (?príkrovu) mala zrejme v predalbskej príkrovej sústave. Do strednokriedového flyšu klapskej jednotky na Strednom Považí bola zakomponovaná už iba v podobe bradiel.

Niekdde v priestore bradlového pásma by malo byť v hĺbke ponorené aj pokračovanie tektonickej jednotky váhika (resp. južného penninika), prípadne podľa niektorých autorov aj zvyšky hypotetického, tzv. exotického chrbta, ktorý dodal obrovské množstvo klastického materiálu do stredno- až mladokriedových flyšových sedimentov, najmä klapskej a kysuckej jednotky.

Centrálné pásmo pozostáva z jednotiek tatrika, veporika (fatrika) a hronika. Štrukturalizácia centrálného pásma a vznik príkrovej sústavy sa odohral pred senónom. V rámci jednotky hronikum sa vyčleňuje príkrov Homôľky, Ostrej Malenice a považský príkrov, v rámci veporika, resp. fatrika¹ križňanský a ďurčinský príkrov.

Osobitné postavenie majú paleogénne sedimenty centrálného pásma. Kolmajú paleoalpínsku príkrovovú stavbu a nie sú súčasťou príkrovov.

¹To, či zaradíme križňanský príkrov k veporiku alebo k fatriku, závisí od toho, či odvodzujeme jeho pôvod z veporického alebo z pohlteneho ultratridného sedimentačného priestoru (t. j. fatrika).

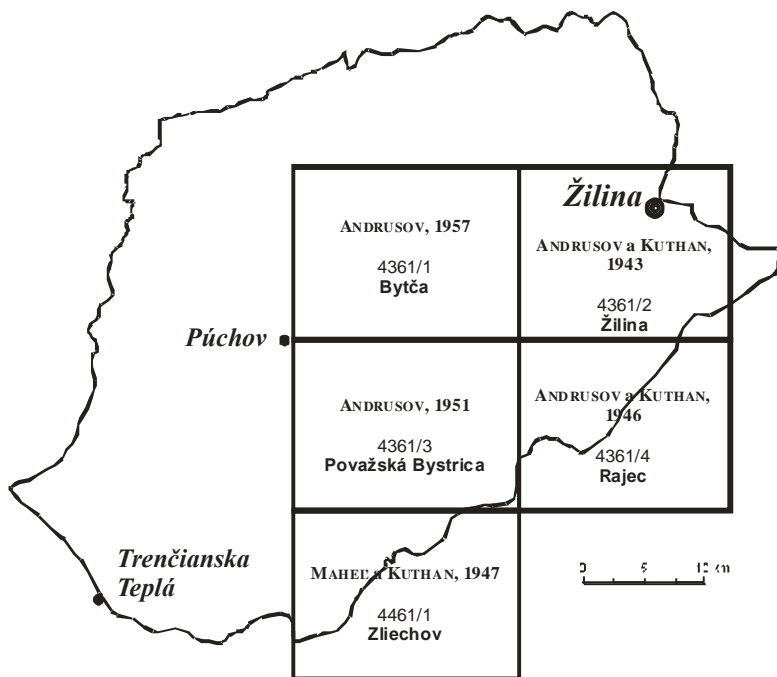
Prehľad geologických výskumov a prác

Územie zobrazené na geologickej mape bolo už v minulosti oblasťou, ktorá pútala zvýšenú pozornosť geologických bádateľov. Platí to najmä o bradlovom, čiastočne aj o centrálnom pásme. Menej sa pracovalo vo flyšovom pásme.

Bradlové pásmo

Prehľad výskumov bradlového pásma do roku 1945 je obsiahnutý najmä v monografických prácach Andrusova (1931, 1938a, 1945, 1959).

Ak odhliadneme od listu Zlatá Baňa, z územia Stredného Považia pochádzajú prvé publikované geologické mapy listov 1 : 25 000 územia Slovenska (obr. 2).



Obr. 2. Z územia Stredného Považia pochádzajú prvé publikované geologické mapy listov v mierke 1 : 25 000 územia Slovenska [listy Žilina, Rajec, Zliechov, Považská Bystrica a Bytča – v listoklade mnohostenného (polyedrického) zobrazenia]. Zostavil J. Mello, 2005.

Prvé ucelené regionálnogeologické údaje priniesli Andrusov a Kuthan (1943) publikovaním geologickej mapy 1 : 25 000, list Žilina, so sprievodnými vysvetlivkami (1944). Ďalšou nasledoval list Rajec (Andrusov a Kuthan, 1946). Andrusov (1951) vydal geologickú mapu, list Považská Bystrica, a v roku 1957 list Bytča. Maheľ a Kuthan (1947) pridali list Zliechov.

Andrusov (1972a, b) predložil novú tektonickú interpretáciu geologickej stavby. Uvažoval o existencii manínskeho príkrovu so zastúpením litostratigrafických jednotiek od liasu po mástricht, jednotku považoval za laramskú.

Predmetom diskusií bola často úloha sedimentov typu „*couches rouges*“ a tektonického členenia podľa ich zastúpenia (Andrusov a Koutek, 1927; Andrusov a Samuel, 1973a). Sčasti odlišný názor na tektonickú interpretáciu publikoval Rakús (1975). Sedimenty typu „*couches rouges*“ nepovažuje za súčasť manínskeho príkrovu, ale za súčasť pieninskej série bradlového pásma, ktorá sa tu má vynárať v tektonických oknách. Pri takejto interpretácii zotrval aj neskôr (Rakús a Hók, 2005) a bola prijatá aj v tejto mape.

V ďalšom období bol výskum územia zameraný na prípravu edície generálnych máp. Výsledky výskumov z tohto obdobia sú obsiahnuté na listoch Gottwaldov a Žilina a vo vysvetlivkách k týmto listom (Buday et al., 1963, 1963a; Mahel et al., 1962, 1964).

V ďalšej etape sa geologický výskum bradlového pásma uberal dvomi smermi. Jeden bol zameraný na zostavenie máp a vysvetliviek 1 : 25 000 a 1 : 50 000, druhý sa orientoval na detailné biostratigrafické, mikrofaciálne a paleogeografické štúdiá.

Kvôli zámeru následného zostavenia geologickej mapy 1 : 50 000 bolo predmetom podrobnejšieho mapovania a litostratigrafických štúdií územie na listoch 1 : 25 000 Púchov a Beluša (Began, 1959; Began et al., 1963), Pruské (Salaj et al., 1983) a Nemšová (Began et al., 1988). Neskôr bolo podrobne (v mierke 1 : 25 000) zmapované územie na liste 25-44 Považská Bystrica (Kysela a Rakús et al., 1983; Salaj et al., 1989, 1991, 1992).

Z hlavných výsledkov tohto obdobia treba uviesť vymedzenie streženickej sekvencie (Began a Borza, 1963), stanovenie litostratigrafických sledov v čorštynskej, kysuckej a pruskej sukcesii. Bola stanovená stratigrafia a paleogeografický obraz rozšírenia flyšových facií strednej kriedy (Began, Kantorová a Salaj in Began, 1962) a stanovila sa aj stratigrafia jarmutských vrstiev a pestrých paleočno-spodnoeocénnych ilovcov v širšom okolí Kvašova (Salaj, 1961).

Detailnú stratografiu kriedy na základe foraminifer urobili Salaj a Samuel (1966). Súborný prehľad vtedajšieho stavu biostratigrafie a geologickej stavby bradlového pásma Stredného Považia podal Began (1969).

Treba spomenúť aj vymedzenie drietomskej série (Rakús, 1977). Autor pôvodný sedimentačný priestor tejto série situoval v jure a spodnej kriede medzi pieninským sedimentačným priestorom na severe a šiprúnskym trogom na juhu. Okrem typickej drietomskej sekvencie bola definovaná a opísaná sekvencia Chotuča (Salaj, 1986) ako jeden z vývojov jury – spodnej kriedy drietomskej sekvencie.

Geologické mapy širšieho okolia Považskej Bystrice v mierke 1 : 25 000 a legendu, ako aj účelové mapy pre IGHP Žilina zostavil Salaj (1988). Spolu s uvedenými štyrmi geologickými mapami v mierke 1 : 25 000 na liste Považská Bystrica 25-44 boli aj podkladom geologickej mapy regiónu Stredného Považia v mierke 1 : 50 000 (bez flyšu magurského pásma) v úseku Ilava – Žilina (Salaj,

1993b). Poznatky o regióne s názvom *Geológia Stredného Považia* s uvedenou mapou v mierke 1 : 50 000 publikoval Salaj (1995a, b, c).

K drietomskej sekvencii na Strednom Považí sa pričlenili a boli opísané mladšie vrstvomvé členy ako sukcesia Stupného (stredný alb – vrchný cenoman) a Hoštinej (stredný alb – spodný eocén), v ktorých boli faciálne a stratigraficky definované jednotlivé súvrstvia (Salaj, 1990a).

Podrobnú tektonickú analýzu na liste 35-211 Nemšová urobil M. Nemčok (1988) a na základe štruktúrnych meraní stanovil sukcesiu a prejavy jednotlivých tektonických fáz.

Aj druhý smer výskumu, ktorý bol orientovaný na detailné faciálne, mikrofaciálne a mikrobiostratigrafické analýzy, priniesol dôležité poznatky.

Began (1962) opísal sekvenciu bradla Klapy a zaoberal sa postavením flyšo-veho albu uprostred bradlového pásma.

Podrobnou analýzou upohlavských zlepcov sa zistilo, že nie sú transgresívne, ale sú súčasťou flyšových súvrství rôzneho veku (Began, Borza, et al., 1965). Štúdiom fácie orbitoidových vrstiev a ich priestorovým rozšírením sa zaoberali Salaj (1961) a Borza et al. (1977). Vrstvovým sledom senónu a ich priestorovému rozšíreniu je venovaná práca Salaja a Begana (1963).

Andrusov (1972c), vychádzajúc z poznania širšieho okolia bradla Chotuč, sa zaoberal jeho príslušnosťou, vymedzením manínskej, kysuckej a klapskej sekvencie a vzťahom medzi nimi a zvláštnu pozornosť pritom venoval úlohe (vekovému zaradeniu) „upohlavských konglomerátov“ a karpatského keuperu.

Marschalko a Samuel (1975) analyzovali a vekovo doložili albsko-cenomanský hruboklastický flyš klapskej jednotky (upohlavské súvrstvie). Dospeli k záveru, že jeho zdrojom bolo krátko fungujúce intrageosynklinálne pásmo umiestnené medzi klapským a manínskym flyšovým trogom. Stotožnili sa s názorom Samuela et al. (1972), že toto súvrstvie má iné znaky ako santónsko-kampánske konglomerátové súvrstvie.

Boorová (1989a, b, 1990, 1991a, b, 1992, 1997) a Boorová a Salaj (1996) sa venovali litofaciálnemu a biostratigrafickému štúdiu jurských a kriedových sedimentov manínskeho príkrovu.

Samuel et al. (1967) študovali vzťah mladokriedových a paleogénnych sedimentov v profile pri Hlbokom nad Váhom. Dospeli k záveru, že sedimenty sú v „genetickom“ vzťahu.

Salaj (1962a) na základe mikrofauny preukazoval v manínskej jednotke plynulé prechody v staršej aj mladšej kriede (napr. medzi urgónom a albom). Dokazoval dokonca prechody medzi aptom krížhanskej jednotky a albom – cenomanom manínskej jednotky.

Špecifickým postavením bradlového pásma a jeho tektonikou sa zaoberal Mahel' (1981a, b). Vymedzil váhikum, ktoré podľa neho charakterizuje najmä „čierny vývoj“ jury.

Biely (1975) korigoval pôvodnú fixistickú definíciu peripieninského lineamentu.

Významnou prácou, ktorá sa zaoberá sedimentológiou a mikrofaciami jury vršateckého bradla, je práca Mišíka (1979a). Vyčlenil vršatecké vápence ako rifovú faciú čorštynskej sekvencie a poukázal na prítomnosť viacerých horizontov neptunických dajok. Z tejto lokality Siblík (1979) a Kochanová (1979) spracovali faunu brachiopód a lastúrníkov.

Ďalšia významná práca Mišíka a Sýkoru (1981) sa zaoberá analýzou upohlavských zlepcov a ich pôvodom. Na túto prácu nadväzuje práca Mišíka a Marschalka (1988), v ktorej analyzujú viaceré možnosti pôvodu a transportu týchto klastík do vznikajúcich flyšových súvrství strednej kriedy.

Began a Salaj (in Salaj, 1982) na základe analýzy upohlavských zlepcov usudzujú, že materiál pochádza z kordiléry v klapskom sedimentačnom priestore, čo podľa nich potvrdzujú olistolity (mladší trias – urgón) prítomné v albsko-cenomanskom flyšovom súvrství klapskej jednotky (Salaj, 1990a, b, 1991b).

Stratigrafiu a litológiu mnohých súvrství bradlového pásma boli venované diplomové práce Grossa (1959), Elečka (1970), Jurkovičovej (1980), Rehákovéj (1979), Filipovičovej (1981), Halajovej (1981) a ďalších.

O tektonickú a paleogeografickú syntézu sz. časti Západných Karpát s viac než kontroverznými závermi sa pokúsil Salaj (1982). Mnohé závery ako nepodložené a odporujúce dovtedajším interpretáciám neboli všeobecne akceptované.

K poznaniu extenzných etáp vývoja – najmä jurského riftingu v pieninskom priestore – významne prispelo štúdium neptunických dajok (synsedimentárne extenzné fraktúry vyplnené súvekým sedimentom, podľa ktorého môžu byť dobre datované), najmä v jurských sledoch bradlového pásma (Birkenmajer, 1958; Jurkovičová, 1980; Halajová, 1981; Aubrecht, 1992; Mišík, 1979a, b, 1993a, b; Mišík a Sýkora, 1993; Mišík, 1994; Mišík et al., 1994a, b; Aubrecht et al., 1997, 1998; Aubrecht a Túnyi, 2001; Túnyi et al., 2004).

Podrobnejší prehľad výsledkov výskumu jednotlivých špecialistov je uvedené v úvodných pasážach k jednotlivým tektonickým jednotkám, resp. pri charakteristike litostratigrafických jednotiek.

Flyšové pásmo

Najstarší geologický prieskum a mapovanie v študovanej oblasti uskutočnili Štúr (1858, 1860) a Babánek (1864, 1866). Andrusov (1943) robil v oblasti medzi Marikovou a Veľkým Rovným mapovanie a prospekčné práce na zemný plyn. Flyšové súbory podrobnejšie nečlenil. Pre poznanie geologickej stavby tejto oblasti bol rozhodujúci systematický geologický výskum Matějku a Rotha (1949, 1956). V magurskom flyši vymedzili račiansku, bystrickú a bielokarpatskú faciálno-tektonickú jednotku s litostratigrafickými stupňami spodným a vrchným oddielom magurského paleogénu. Do spodného oddielu paleogénu zaradili solánske a belovežské vrstvy (paleocén – stredný eocén). Vrchný oddiel paleogénu nazvali v račianskej jednotke zlínske vrstvy račianskeho vývoja a v bystrickej jednotke zlínske vrstvy bystrického vývoja (alebo bystrické vrst-

vy). Po štruktúrno-tektonickej stránke rozdelili jednotlivé čiastkové jednotky na antiklinálne a synklinálne pásma. Uvedené práce slúžili ako podklad na zostavenie geologickej mapy v mierke 1 : 200 000 (Buday et al., 1963).

Litostratografiou západného úseku račianskej jednotky sa zaoberal aj Pesl (1962) na profiloch v oblasti Girovej a Makova, kde vyčlenil biotitovú fáciu solánskych vrstiev. Pesl a Hanzlíková (1963) rozdelili paleocénne solánske vrstvy na pieskocovo-ílovcové, pestré ílovcové, ílovcovo-pieskocové a pieskocové vrstvy.

Pesl (1965) vyčlenil litofaciálne zóny pre spodný oddiel paleogénu. Do študovaného územia zasahuje luhačovická, trnavsko-stašovská a bystrická zóna.

Pesl (1968) v súhrnnej práci opísal litostratigrafické členy magurského príkrovu a podľa ich rozšírenia určil litofaciálne zóny. Korelácia aj s okolitými oblasťami a štátmi s určitým zjednodušením bola urobená na geologických mapách 1 : 500 000 a vo vysvetlivkách k nim (Potfaj in Biely et al., 1996a, b; Lexa et al., 2000).

Za pomoci analýzy ťažkých minerálov a obliakov sa podarilo lepšie spoznať geologickú stavbu sliezskej a juhomagurskej kordiléry (Krystek, 1962; Eliáš, 1961a, b; Winkler a Slaczka, 1994; Štelcl, ml., 1989; Cieszkowski et al., 1999, Hanžl et al., 1999).

V 60. rokoch bolo opísaných niekoľko výskytov kriedy na násunovej ploche magurského príkrovu (Menčík a Pesl, 1958; Pesl a Menčík, 1965). Sedimentmi kriedového veku sa neskôr podrobnejšie zaoberali Pesl a Švábenická (1988), Švábenická et al. (1997), Bubík (1999), Bubík et al. (1999) a Bał (1999).

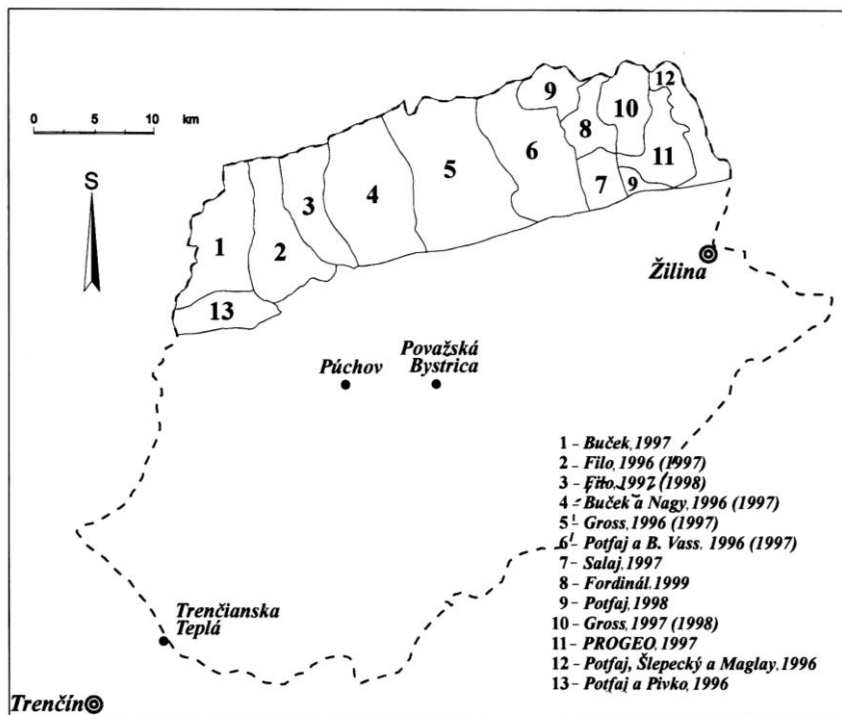
Problém riečanských (= skawských = ciężkowických) pieskocov na poľskom území riešili Cieszkowski et al. (1999), Waškowska-Oliwa (2000) a Cieszkowski a Waškowska-Oliwa (2001).

Sedimentárnymi a tektonickými štruktúrami na lokalitách Babiše a Veľké Rovné (lomy) sa zaoberali Starek (1977), Starek a Pivko (2001) a Marko et al. (2000).

Sedimenty račianskej jednotky sa analyzovali aj geofyzikálnymi a geochemickými metódami – vápnitosť sedimentov spracovali Pesl a Žúrková (1967), petrofyziku Ondra a Hanák (1992) a izotopy Adamová (1993). Študovaným územím prechádzajú viaceré seizmické rezy (315/86, 316/85, 256/79, 108/88), územie je pokryté gravimetrickým a geomagnetickým meraním (Kubeš et al., 2001).

V rámci bielokarpatskej jednotky boli vymedzené niektoré nové súvrstvia: pestré sliene (kampán – mástricht), javorinské flyšové súvrstvie (kampán – mástricht), svodnické a chabovské flyšové súvrstvie (paleocén – starší eocén) (Potfaj, 1993).

Zatiaľ posledný geologický výskum magurského príkrovu sa vykonával v rámci zostavovania účelovej geologickej mapy Stredného Považia (Salaj, 1996, 1997, 1997b; Buček a Nagy, 1997; Potfaj a Vass, 1997; Filo, 1997; Gross, 1997, 1998; Fejdiová, 1998; Filo a Siráňová, 1998; Buček, 1998; Fordinál, 1997, 1999; Siráňová, 1997, 2001) (obr. 3) a následne v rámci zostavovania mapy regiónu Stredné Považie (Filo et al., 2003; Teťák et al., 2004a, b; Buček et al., 2004b, c

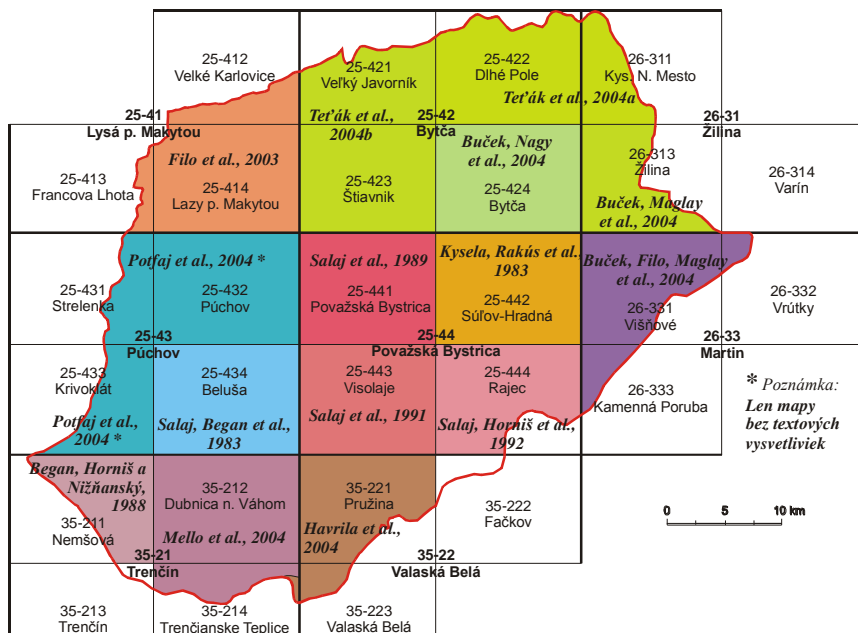


Obr. 3. Prehľad mapovania flyšového pásma na Strednom Považí v rámci zostavovania účelovej geologickej mapy Stredného Považia v rokoch 1996 – 2001 (zostavil J. Mello, 2005).

(obr. 4). V území vykonávali geologické mapovacie práce, ktoré riešili litostratigrafickú náplň a tektonickú stavbu územia. S tým súviseli aj diplomové práce Stareka (1997) a Bakovej (1997). Planimetrické analýzy výbrusov robila Siráňová (1997, 2001) a ťažké minerály spracovala Fejdiová (1998). Biostratigrafické vyhodnotenie robil Salaj (1996, 1997). Mapované územie na severe susedí a čiastočne sa aj prekrýva s územím zobrazeným na geologickej mape regiónu Kysúc 1 : 50 000 (Potfaj et al., 2002, 2003).

Centrálne pásmo

História výskumov tohto pásma v regióne je prakticky identická s históriou výskumov v Strážovskej hornatine. Údaje o nich možno nájsť v publikácii Maheľa (1985a, s. 8 – 12). Podrobná analýza výskumov hronika je pri opise tejto jednotky v kapitole *Charakteristika vyčlenených jednotiek* (M. Havrila).



Obr. 4. Prehľad geologických máp 1 : 25 000 (väčšina s textovými vysvetlivkami), ktoré boli použité ako podklad na zostavenie Geologickej mapy regiónu Stredné Považie 1 : 50 000. Zostavil J. Mello, 2005.

Paleogénne sedimenty Žilinskej kotliny

Boli predmetom geologického výskumu v rámci zostavovania generálnej mapy 1 : 200 000 (list Žilina) v 2. polovici 50. rokov 20. storočia (Stránik a Pícha, 1957; Stránik, 1959; Matějka, 1959; Pícha, 1964). Stránik a Pícha (l. c.) odlišili v Rajeckej kotlině bazálne vrstvy a psamiticko-pelitické vrstvy. Výsledky geologického výskumu paleogénu sumarizoval vo vysvetlivkách Matějka na základe výskumov Stránika, Matějku, Čechoviča, Brestenskej a Píchu (in Mahel' et al., 1962), mezozoikum na základe starších údajov spracoval Mahel' (in Mahel' et al., 1962, 1964). Mapa samotná poskytuje z tohto územia obraz veľmi podobný mape Andrusova a Kuthana (1943) a sú na nej vymedzené litostratigrafické jednotky centrálneokarpatského flyšu (stredný a mladší eocén) a paleozoikum.

Andrusov (1965) odlišil v južnej časti Žilinskej a Rajeckej kotliny súľovské súvrstvie biaritzského veku (= bartón), nad nimi priabónske flyšové súvrstvie (zakopanské vrstvy) s vložkami ilovcov typu menilitových bridlic, menilitových rohovcov, mangánových rúd a globigerínových slieňov. V ich nadloží je súvrstvie rozpadavých pieskocov (= pieskovce od Konskej sensu Andrusov a Köhler, 1963) mladšieho priabónu.

Chmelík (in Buday et al., 1967) v rámci pribradlového paleogénu (myjavsko-žilinského pásma) v Žilinskej kotline (s čiastkovou rajeckou oblasťou) a severných výbežkov Strážovskej hornatiny vymedzil zlepcové súvrstvie (súľovské zlepcy) a ílovcovo-pieskovcové súvrstvie (s vložkami Mn rúd a menilitových vrstiev).

Paleogénom Rajeckej kotliny, priľahlou mezozoickou časťou rajeckoteplickeho ostrova a okrajom Malej Fatry v okolí Rajeckých Teplíc sa zaoberali Rakús et al. (1984). Na priloženej geologickej mape 1 : 25 000 rozlíšili chočský a krížňanský príkrov a tatrikum. Približne rovnaké územie mapovo spracoval pre potreby IGHP aj Salaj (1988).

Geomorfologickými pomermi vrátane litologického a genetického vyhodnotenia kvartérnych sedimentov sa podrobne zaoberal Mazúr (1963).

Sedimentologickým výskumom „vnútrokarpatského paleogénu“ územia sa zaoberali Marschalko a Kysela (1980) a konkrétne súľovskými zlepcami Marschalko a Samuel (1993).

Jediný starší údaj o numulitoch Rajeckej kotliny sa nachádza v posmrtno vydanéj práci slávneho švajčiarskeho znalca numulitov De la Harpeho (redigovanej Rozlozsnikom, 1926), ktorý pri opise *Nummulites distans* uvádza lokalitu Raicza pri meste Sillein. Nepochybne ide o Rajec pri Žiline (cf. Köhler, 1965, s. 10; 1967, s. 9).

V 60. rokoch 20. storočia boli publikované ďalšie biostratigrafické práce týkajúce sa paleogénnych sedimentov Rajeckej kotliny (Andrusov, Bystrická a Köhler, 1962; Andrusov a Köhler, 1963; Borza a Köhler, 1964; Samuel a Salaj, 1968). Köhler pokračoval v biostratigrafických výskumoch paleogénu Rajeckej kotliny na základe štúdia veľkých foraminifer (Köhler, 1965, 1966a, b, 1967, in Samuel et al., 1974; in Šalaga et al., 1976).

Hydrogeologickým výskumom Žilinskej kotliny sa zaoberali: Šalaga (1969, 1987), Šalaga a Hornung (1970a, b, 1974a, b, c), Šalaga a Frličková (1975, 1984), Šalagová et al. (1981), Šalaga et al. (1970, 1973, 1978, 1995), Šalagová (1980), Šalagová a Frličková (1984). Hydrogeologickým výskumom a prieskumom mezozoických komplexov sa zaoberali Zakovič et al. (1976) a Kullman (in Zakovič et al., l. c.). Prieskumom žriedelnej štruktúry v Rajeckých Tepliciach sa zaoberal Klago et al. (1976).

Geofyzikálny prieskum Rajeckej kotliny, zameraný najmä na zistenie hrúbky paleogénnej výplne, vykonali Májovský (1968), Hricko a Medo (1969, 1970, in Šalaga a Hornung, 1974c), prieskum ochranného pásma Rajeckých Teplíc Arđová a Lizoň (1985). Geofyzikálny prieskum Žilinskej kotliny urobili Zbořil et al. (1983a, b).

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK

CENTRÁLNE PÁSMO

Centrálne (alebo podľa iných členení vnútorné) pásmo Západných Karpát predstavuje predgosauskú skupinu príkrovových jednotiek (odspodu nahor): tatrikum, veporikum (fatrikum) a hronikum, ktoré pochádzajú z oblasti j. od peninsulského oceánu. Tieto jednotky od senónu tvoria kvázi jednotný blok, narušený iba horizontálnymi posunmi, spätnými prešmykmi a najmladším systémom zlomov, podľa ktorých sa rozčlenili na hrasti a grabeny. Odtiaľ pochádza aj dnes už menej používaný názov pásmo jadrových pohorí.

Z územia regiónu sem spadá časť Strážovskej hornatiny a Lúčanskej Fatry so Žilinskou a Rajeckou kotlinou.

TATRIKUM

Po preradení väčšiny sedimentov antiklinály Kozla z tatrika (Rakús et al., 1993) do veporika (v zmysle Rakúsa a Hóka, 2003) tatrikum v území zastupuje len neskorotriasovo-liasové súvrstvie Slávikovej doliny na sz. úpätí Malej Fatry. Nečlenené tatrikum je znázornené v geologickom reze 3 – 4 (187).

186 súvrstvie Slávikovej doliny: tmavosivé vápnité prachovité ílovice, ílovité vápence; (rét) – lias

Súvrstvie Slávikovej doliny vystupuje na okraji Lúčanskej Fatry medzi dolinou Zábystričia a dolinou Porubského potoka j. od Kuneradu a Kamennej Poruby (Kýčery). Tvoria ho tmavosivé až čierne vápnité ílovice s premenlivým podielom prachovej zložky a polohami piesčito-krinoidových a celistvých vápencov podobného tmavého sfarbenia s hrúbkou $x \cdot 10^{-1}$ m. Vyššiu časť súvrstvia tvoria prevažne vápnité ílovice a ílovité vápence. Vápence mikrofaciálne zodpovedajú biomikritom s prímiesou klastického ostrohranného kremeňa a karbonátov veľkosti okolo 0,3 mm, ojedinele sú prítomné ooidy. Organickú zložku tvoria úlomky schránok ramenonožcov, ježoviek a lastúrníčkov. Ílovice miestami nadobúdajú habitus grafitických bridlíc, pomerne často sa v nich vyskytujú zrnká pyritu.

Makrofauna z okolia Kuneradu [*Gervilleia* cf. *praecursor* QUEN., *Bakewelia dunkeri* (TERQ.)] blízko nad bázou súvrstvia (Rakús in Rakús et al., 1989; Rakús a Hók, 2003) poukazuje na neskorý rét až najstarší hetanž.

Ďurčinský príkrov

Na okraji Lúčanskej Fatry zasahujú do územia regiónu formácie mladšieho paleozoika a mezozoika budujúce antiklinálu Kozla. Na tektonickú príslušnosť tejto štruktúry panujú rôzne názory. V súčasnosti Rakús a Hók (2003) považujú sedimenty antiklinály Kozla za súčasť Ďurčinskej sekvencie čiastkového Ďurčinského príkrovu veporika (fatrika).

185 kamennoporubské súvrstvie: červené pieskovce, piesčité a ílovito-dolomitové bridlice; perm

Kamennoporubské súvrstvie vystupuje na okraji Lúčanskej Fatry (Kýčery) pri vyústení doliny Porubského potoka j. od Kamennej Poruby. Na *Geologickej mape Lúčanskej Malej Fatry* (Rakús et al., 1993) je táto litostratigrafická jednotka označená ako kamennoporubské vrstvy. Rekategorizáciu odporúčajú Rakús a Hók (2003).

Súvrstvie predstavuje cyklicky usporiadaný komplex, ktorý tvoria červené lavicovité pieskovce a piesčité bridlice. V bazálnych častiach cyklov sa vyskytujú lavice drobné až jemnozrnných petromiktných zlepcov, vo vrchných partiách horizonty ílovitých dolomitov a červených ílovitých bridlíc s karbonátovými konkréciami. Sedimenty sú zreteľne vrstvovité, s vyvinutou horizontálnou a šikmou lamináciou a gradačným zvrstvením. Na povrchu vrstiev sú bežné prúdové čeriny, stopy po vtlačaní, bahenné praskliny, erózne rozmyvy, v jemnozrnných sedimentoch znaky bioturbačného prepracovania. Bežne sa vyskytujú sadrovcové žilky. Pieskovce zložením zodpovedajú prevažne drobám, zriedkavejšie subarkózam. Vozárová a Vozár (in Rakús et al., 1989) kamennoporubské vrstvy korelujú s malužinským súvrstviem hronika.

Poznámka: Pri revíznej túre do Kamennoporubskej doliny v apríli 2005 (Dr. Hók, Dr. Mello, Dr. Polák, Dr. Vozár) sa ukázalo, že do kamennoporubského súvrstvia je z. od vrtu KV-1 (a možno aj inde) zahrnuté aj súvrstvie karpatského keuperu.

184 stráňanské súvrstvie: zlepenec, pieskovce (živcové droby, arkózy), piesčité bridlice; mladší perm

Stráňanské súvrstvie zasahuje na mapované územie v doline Stránskeho potoka v. od Kuneradu na okraji Lúčanskej Fatry (Lúčanské Veterné hole).

Prevládajúcim litotypom stráňanského súvrstvia sú drobné a jemnozrnné zlepenec a hrubozrnné pieskovce svetlosivej a svetlosivozelenej, menej často fialovosivej farby. Jemnozrnné ílovité pieskovce a piesčité ílovce sú zastúpené len nepatrne. Sedimenty sú mineralogicky a štruktúrne nezrelé, homogénne alebo gradačne zvrstvené, miestami s planárnou šikmou lamináciou. Typický je výskyt

erózných kanálov a korýt s reliktní dnovej výplne. Pieskovce pozostávajú z kremeňa, plagioklasu, draselného živca, klastickej sľudy, úlomkov metamorfítov, migmatitov, granitoidov a veľmi zriedkavo vulkanitov s podstatným podielom základnej hmoty. V klastickom materiáli zlepencov sa nachádza kremeň, granitoidy, pararuly a vulkanity. Sedimenty sú alpínsky kataklasticky deformované, rekryštalizované a sericitizované.

Lúžňanské súvrstvie (starší trias)

Lúžňanské súvrstvie vystupuje na okraji Lúčanskej Fatry medzi Uhliskom (j. od Turia v Lúčanských Veterných holiach) a Kamenným dielom j. od Kamennej Poruby (Kýčery). V rámci súvrstvia sú rozlíšené tri členy, spodný – psamiticko-psefitický, stredný – prevažne psamitický, a vrchný – prevažne bridlicový (pelitický – verfénske vrstvy).

183 kremenné a oligomiktné zlepence, hrubozrné kremenné pieskovce

Spodný, psamiticko-psefitický člen lúžňanského súvrstvia vystupuje na okraji Lúčanskej Fatry medzi Polomcom v. od Stránskeho a Kamenným dielom j. od Kamennej Poruby (Kýčery).

Zlepence sú lavicovité (0,3 – 0,6 m), svetlosivej až svetlosivozelenej farby (miestami s fialovosivými škvrnami), drobnozrné, oligomiktné až kremenné. Klastický materiál tvorí v prevažnej miere ostrohranný alebo slabo opracovaný hrubozrný polykryštalický kremeň veľkosti 20 – 30 mm. Sporadicky sú prítomné kyslé vulkanity s výrastlicami kremeňa (kremenné porfýry), v bazálnych častiach sa objavujú úlomky zelenosivých a fialových bridlíc (pochádzajúcich z podložných permských formácií). Pieskovce sú hrubozrné, svetlosivej farby, okrem kremeňa obsahujú zrná mikroklínu, kyslých vulkanitov, klastickú sľudu, vzáčne plagioklas. Horniny sú zreteľne vrstvovité, bežne sa v nich vyskytuje gradačné zvrstvenie, horizontálna a šikmá laminácia. Kontakty medzi vrstvami sú ostré, miestami erózivne.

182 kremence, kremenné pieskovce, arkózy a droby

Stredný, prevažne psamitický člen lúžňanského súvrstvia vystupuje na okraji Lúčanskej Fatry medzi Uhliskom (j. od Turia v Lúčanských Veterných holiach) a západným úpäťm Žiaru, na malej ploche aj pri vyústení Hlučkej doliny v. od Kamennej Poruby (Kýčery).

Pieskovce sú doskovité až lavicovité (vrstvy dosahujú hrúbku prevažne 0,05 až 0,2 m), svetlosivej a fialovosivej farby, jemno- až strednozrné. Bežne sa v nich vyskytuje horizontálna laminácia, sklzové a bioturbačné textúry. Mineralogickým zložením (kremeň > alkalické živce, plagioklas, klastická sľuda, vulkanity, matrix) pieskovce zodpovedajú prevažne kremenným arenitom a subarkózam,

		mil. rokov (ODIN, 1997)		KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV	ĎURČINSKÝ PRÍKROV
		88		zliechovská faciálna oblasť	
MLADŠIA KRIEDA	turón	92			
	cenoman	96			
STARŠIA KRIEDA	alb	108		porubské 167 a: senkovské vrstvy súvrstvie 100 – 200 m b: slieňa Homôčky c: ľudrovianske a čavojské vrstvy	
	apt	110		168 párnické súvrstvie a b	174 jedľovinské vrstvy
	barém	113		100 – 150 m zlatodieľské vápence vikolínska brekcia	
	hoteriv	117		169 mraznícke súvrstvie 300 m	175 mraznícke súvrstvie ~ 50 m
	valangin	123		intraform. (nozdrovické) brekcie organodetrilitické rohovcové vápence	
	berias	131		170 osnícke súvrstvie: kalpionetové vápence 30 – 50 m	
MLADŠIA JURA	titón	135			
	kimeridž	141		171 červené, sčasti hľuznaté vápence 10 m	
	(MALM) oxford	146			
STREDNÁ JURA (DOGER)	kelovej	154			
	bat	160		172 rádiolarity a rádiolárové vápence 2 – 30 m	
	bajok	164			
	álen	170			
STARŠIA JURA (LIAS)	toark	175			
	piensbach	184		173 allgäuske súvrstvie: 200 m škvrité slieňa a vápence	176 sivé krainoidové vápence 20 m
	sinemúr	191			
MLADŠÍ TRIAS	hetanž	200			177 kopianecké súvrstvie 30 m
	rét	203			178 kössenské vrstvy 50 m
	norik				
	karn	220			179 súvrstvie karpatského keuperu 100 m
STREDNÝ TRIAS	ladin	230			180 ramsauské dolomity 100 m
	anis	233			181 gutensteinské vápence 200 m
STARŠÍ TRIAS (SKÝT)	spät	240			182, 183 lúžňanské súvrstvie 100 m
	namal				
	griesbach	250			
MLADŠÍ PERM	tűring				184 stráňanské súvrstvie 200 m
STARŠÍ PERM	saxón				185 kamennoporubské súvrstvie 600 m
	autun				

Obr. 5. Litostratigrafické jednotky veporika (fatrika) regiónu Stredné Považie: krížňanský a ďurčinský príkrov. Zostavili J. Mello, I. Filo a M. Rakús, 2005.

zriedkavejšie arkózovým drobám. Nerovnomerne rekrystalizovaná ílovitá základná hmota obsahuje illit, sericit, chlorit, kalcit a hematitový pigment. V pieskovochoch sa priebežne nachádzajú polohy zelenosivých a fialových ílovitých bridlic obsahujúcich klastickú prímes kremeňa a sľudy. Miestami sa v nich vyskytujú drobné karbonátové alebo chloritové konkrécie, klence dolomitu a zhľuznité anhydritu.

V nadloží kremencovo-pieskovcového člena lúžňanského súvrstvia na okraji Malej Fatry pri vyústení bezmennej doliny jv. od Čipčia (j. od Turia) vystupujú verfenské vrstvy. Tvoria ich len niekoľko m hrubé červené až červenofialové piesčité bridličnaté ílovce a sivé pieskovce nepravidelného (šošovkovitého) tvaru, spôsobeného tektonickou redukciou.

181 gutensteinské vápence: lavicovité tmavosivé mikritické vápence, polohy dolomitov; anis

Gutensteinské vápence vystupujú na sv. okraji Lúčanskej Fatry medzi Polomom a Valientovým dielom j. od Stráňav a Višňového a na západnom svahu kóty Čipčie j. od Turia (Lúčanské Veterné hole), ako aj v. od kóty Kojšová j. od Strečna.

Vápence sú lavicovité (0,4 – 1 m) až pseudomasívne (skrytovrstvitité), sivé až tmavosivé (miestami modrasté), celistvé, premenlivo dolomitické, s hojnými žilkami sekundárneho kalcitu. Pomerne často sa v nich vyskytuje paralelná laminácia. Z mikrofaciálnej stránky ide väčšinou o mikrity (až biomikrity) s rôznym podielom organickej zložky. Vápence sa intenzívne ťažia vo veľkom lome Polom j. od Stráňav. Okrem základného typu sa tam vyskytujú aj bridličnaté, červíkovité a oolitické vápence, vápence s rohovcami (Domanický, 1985), viacero polôh premenlivo vápнитých dolomitov hrúbky $x \cdot 10^{-2} - x \cdot 10^{-1}$ m s preplástkami sliených bridlíc (s hrúbkou do 0,7 m), bridlice s vysokým podielom bitúmenu, endostratické brekcie a podmorský zosuv tvorený útržkami a blokmi tmavého vápenca, chaoticky rozmiestneného v žltkastej slienitej základnej hmote (Mišík, 1969; Rakús in Gorek et al., 1986).

180 ramsauské dolomity: svetlosivé hrubolavicovité jemnozrné dolomity ?mladší anis – ladín [podľa Rakúsa (in Rakús et al., 1989)]

K ramsauským dolomitom zaraďujeme dolomity vystupujúce v nadloží gutensteinských vápencov medzi Polomom a Valientovým dielom j. od Stráňav a jv. od Višňového na okraji Lúčanskej Fatry (Lúčanské Veterné hole).

Dolomity sú biele, svetlosivé, sivé až tmavosivé, v bazálnych častiach lavicovité (0,2 – 0,35 m), zriedkavo až doskovité, jemnozrné, laminované, smerom do nadložia prechádzajú do hrubolavicovitých až masívnych, zrnitých, ojedinele ílovitých. Lokálne sa vyskytujú tzv. cukrové dolomity. Ojedinele sa v nich nachádzajú akumulácie článkov ľalioviek dadokrinového typu. Dolomity z mikrofaciálneho hľadiska zodpovedajú prevažne sparitom, zriedkavo mikritom, ojedinele sú prítomné zvyšky rias a ľalioviek (biosparity). Väčšinou sú rozpukané, s hustou sieťou tenkých žltkastých žiliek kryštalického dolomitu, často sú zbrekciovatené, miestami kavernózne, prípadne rozdrvené a rozložené až na tzv. dolomitovú múčku.

179 súvrstvie karpatského keuperu: pestré ílovce, pieskovce a dolomity; norik

Súvrstvie karpatského keuperu je v ťurčinskej sekvencii (Rakús a Hók, 2003) zastúpené v typickom vývoji ílovitých bridlíc s vložkami kremitých pieskovcov a ílovitých dolomitov (s hrúbkou 0,5 až 10 m) s ojedinelou polohou

sivého klastického vápenca (so subangulárnymi až angulárnymi pyritizovanými klastami slieňovca). Súvrstvie dosahuje hrúbku okolo 100 m.

Na základe toho, čo je uvedené pri opise kamennoporubského súvrstvia, možno v tomto území očakávať väčšie rozšírenie súvrstvia karpatského keuperu, ako je známe dnes.

178 kössenské vrstvy: lumachelové, organogénne a koralové vápence s vložkami slieňovcov; rêt

Kössenské vrstvy (= fatranské súvrstvie) d'určinskej sekvencie je vyvinuté v klasicom vývoji tmavosivých lumachelových, krinoidových, oolitických a koralových vápencov, vo vyššej časti s polohami sivých až čiernych slieňovcov (Rakús a Hók, 2003). Vrstvy dosahujú hrúbku 50 m.

177 kapienecké súvrstvie: sivé až čierne vápnité ílovce s vložkami piesčitých krinoidových vápencov; hetanž [podľa Rakúsa a Hóka (2003)]

Spodný lias d'určinského príkrovu vystupuje na okraji Malej Fatry v jv. okolí Rajca. Charakteristickým horninovým typom sú tmavosivé až čierne vápnité ílovce s prímiesou prachovitej frakcie. V ílovcoch sa miestami nachádzajú polohy piesčitých, krinoidových a lumachelových vápencov. Hrúbka kapieneckého súvrstvia je okolo 30 m.

176 sivé krinoidové vápence s tmavými rohovcami; pliensbach [podľa Rakúsa a Hóka (2003)]

Stredný lias d'určinského príkrovu zastupujú doskovité až lavicovité (0,1 až 0,6 m) sivé ± krinoidové vápence s hľuzami až polohami čiernych a hnedastých rohovcov. Lokálne sa vyskytujú vrstvičky zelenkastých vápnitých ílovcov. Vápence obsahujú faunu belemnítov stredného liasu (karix). Ich hrúbka je 30 – 50 m.

175 mraznické súvrstvie: sivé ílované vápence; valangin – barém

Mraznické súvrstvie d'určinskej sekvencie zastupujú tenkolavicovité sivé, slabo slienité vápence s polohami sivých bridličnatých slieňovcov s hrúbkou okolo 50 m (Rakús a Hók, 2003).

174 jedľovinské vrstvy: porfýrické alkalické lamprofýry; barém – apt

Dajkové subvulkanické teleso bázičného zloženia prerážajúce cez gutenstein-ské vápence vystupuje na sv. rázsoche Hoblíka j. od Stráňav na okraji Lúčanskej Fatry (Lúčanské Veterné hole).

Bázické vyvreniny pri vyústení Stráňavskej doliny opísali Andrusov a Kuthan (1944) ako tmavosivé až čierne jemnozrnné horniny holokryštalickej štruktúry s výrastlicami titánu-augitu, postihnuté sekundárnymi premenami. Porovnávali ich s podbeskydskými tješínitmi. Zorkovský (1949) ich priradil k augititom, Hovorka a Spišiak (1988) ich považovali za subvulkanické telesá prívodných ciest hyaloklastitových brekcií. V ďalšej práci tí istí autori (Hovorka a Spišiak, 1990) zaviedli pre kriedové vulkanity z uvedenej lokality, z lomu Polom a z okolia Varína termín jedľovinské vrstvy, ktoré zaradili ku „krížňanskému spodnokriedovému vulkanickému komplexu“ (v rozpore s autormi geologických máp, ktorí ich tak v oblasti Varína, ako aj v Stráňavskej doline začlenili do tatrika; porov. Haško a Polák, 1979; Rakús et al., 1993). Novšie Spišiak (1999) charakterizoval túto horninu ako dajku alkalického lamprofýru s porfýrickou štruktúrou (s výrastlicami Ti diopsidov a amfibolov) barémsko-aptského veku (K/Ar celohorninová analýza $115 \pm 4,5 \cdot 10^6$ r.).

Krížňanský príkrov

Sedimentárne súbory patriace do tejto tektonickej jednotky sa vyskytujú najmä v južnej časti územia. Vystupujú najmä v okolí Dubnice, Omšenia a Košeca, odkiaľ sa vo viac alebo menej širokom pruhu tiahnu cez Nozdrovické lúky až po Súľovskú kotlinu. Okrem toho sa tu vyskytujú menšie izolované kryhy (Pasianky, Zlatý dielec). Významné výskyty sú aj v Rajeckej kotline. Sedimenty, ktoré tu vystupujú, z litofaciálneho hľadiska patria do zliechovskej faciálnej oblasti (predtým zliechovský vývin), to znamená s hlbokovodnými sedimentmi v jure. V okolí Trenčianskej Teplej a Trenčianskych Teplíc (mimo mapovaného územia) sa vyskytujú aj sekvencie s plytkovodnejším vývinom liasu, porovnateľné s belianskou, resp. manínskou jednotkou (porov. Maheľ, 1985a).

Krížňanský príkrov tektonicky spočíva na praznovských vrstvách manínskej jednotky. Prekrýva ho príkrov Homôľky alebo príkrov Ostrej Malenice hronika.

173 allgäuské súvrstvie: škvornité sliene a vápence – („fleckenmergel“); stredný a mladší lias

Ide o súvrstvie škvornitých slienitých vápencov, slieňov a slieňovcov, hrubé až 250 m. Je to typický zástupca zliechovskej sekvencie, charakteristický striedaním tmavosivých slienitých vápencov (lavice s hrúbkou 0,5 až 20, ale aj 60 cm) s tenkými polohami (3 – 5 – 10 cm) slienitých bridlíc s lupienkovitým rozpadom. Charakteristickým znakom súvrstvia sú tmavé škvrnky v slienitých bridliciach, najmä však vo vápencoch. Sú to zvyšky po akumulácii uhľikátých látok a chodbičky po červoch (rôzne typy chondritov). Súvrstvie je často tmavosivé, najmä v spodnejších častiach má až charakter euxínskych facií.

Biofaciálne súvrstvie charakterizujú početné amonity a belemnity, červy a huby. Vápence sú v podstate biomikrity s obsahom kalcifikovaných ihlic spon-

gii, detritu článkov echinodermát, foraminifer *Fronicularia* a *Vidalina*, ostrakód, ostňov ježoviek a úlomkov bivalvií.

Základná hmota vápencov je pelitomorfna, niekedy jemnozrná, silne znečistená globulkami pyritu, čo poukazuje na nevetrané morské dno pri rýchlej sedimentácii. Klastický kremeň je zriedkavejší (0 – 1,5 %). Ide o panvový, pomerne hlbokovodný sediment.

Netypický, silne vápnitý fleckenmergel sz. od Trenčianskych Teplíc, jv. od kóty 298,0, obsahuje lotarinskú faunu: *Oxynoticeras oxynotum* (QUENST.), *Microderoceras birchi* (SOW.), *Paltechioceras nodotianum* (d'ORB.), *Eoceras armatum* (SOW.), *Eparietites denotatus* (SIMPSON), *Partschiceras* sp., *Xiphoceras* sp., *Oxytoma inaequalvis* (SOW.), *O. münsteri* (GOLDF.), *Inoceramus* cf. *undulatus* (ZIET.), *I. vetustus* SOW (Maheľ, 1985a, s. 40).

Viacere lokality amonitov sú známe aj od Dubnice (Maheľ, l. c.) – sv. od Starého hája (Kračinovho vrchu): *Paltechioceras nodotianum* (d'ORB.), *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Gleviceras subguibalianum* (PIA); Dubnická dolina, severný svah: *Paltechioceras nodotianum* (d'ORB.), *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Paltechioceras elicatum* BUCKM., *Cruciloboceras crucilobatum* BUCKM., *Xiphoceras* sp.; Dubnická dolina nad včelínom: *Paltechioceras nodotianum* (d'ORB.), *Microderoceras birchi* (SOW.), *Eparietites denotatus* (SIMPS.); pri Dubnici nad majerom Prejta v doline asi 170 m j. od kóty 463,5 Pliešky: *Microderoceras birchi* (SOW.), *Oxytoma muensteri* (GOLDF.).

Zaujímavé výskyty mladšieho liasu sú pri Dubnici. Sú to pomerne svetlé až béžové vápence s malým podielom slienitých bridlíc. Majú organodetritickú štruktúru pri peliticko-ílovitej základnej hmote s hojnými úlomkami kalcifikovaných ihlic húb, s ojedinelými foraminiferami nodosáriového typu a zriedkavými rekryštalizovanými článkami echinodermát. V zhlukoch sa nájdu zrníčka pyritu. Na Ostrom vrchu pri Dubnici svojim typom pripomínajú biankonové vápence titónu, majú však hojné tmavé škvrny. Na Dubovej pri Trenčianskej Teplej sa v tomto type fleckenmergelu našli amonity pliensbachu až doméru (Rakús, 1967, recte Maheľ, 1985a, s. 41).

172 rádiararity a rádioláriové vápence; doger

Podľa Maheľa (1985a) ide o súvrstvie tenkých lavicovitých až doskovitých kremitých rádioláriových vápencov a rádiolaritov, často rytmicky sa striedajúcich s medzivrstvičkami (3 – 4 cm) bridlíc. Hrúbka lavíc (10 – 15 cm) vo vertikálnom a horizontálnom smere sa na veľké vzdialenosti nemení. Ohraničenie lavíc je ostré, často lemované zvetrávajúcimi pásmi rohovcov. Hľuzy rohovcov sú rozptýlené aj v samotných vápencoch. Rádiararity sú preštúpené výraznými žilkami kalcitu.

Základná hmota rádioláriových vápencov tvorená karbonátovým kalom obsahuje mikrokryštalický SiO₂. Jeho obsah sa pohybuje od 34,2 do 49 %, v prípade rádiolaritov je to 64,6 % SiO₂. Prítomné sú globulky pyritu, ílovité minerály

a augitické plagioklasy. Sú to biomikrity rádiolárovej mikrofacie s rádiolármi, zriedkavejšie s kalcifikovanými ihlicami hubiek. Nájdu sa aj prierezy vlákien lamelibranchiát. V zelenkastosivých a sivých kremitých vápencoch s polohami rádiolaritov sú hojné kalcifikované rádiolárie, zriedkavo *Globochaete alpina* LOMBARD, krinoidové články, aptychy a jemný organogénny detrit. Klastický kremeň a hydrosľudy sa nájdu len ojedinele.

Stratigrafické zaradenie súvrstvia vyplýva z pozície medzi hornou hranicou allgäuského súvrstvia (toark – álen) a nadložnými červenými vápencami s protoglobigerínovou mikrofaciou (kimeridž).

Doskovité rádiolarity a rádiolárove vápence s polohami slieňov sú tmavosivej a sivej farby. Spodná aj horná hranica súvrstvia nie je výrazná. Dosky dosahujú hrúbku 5 – 10 cm.

Najvyššiu časť zastupujú červenkasté, miestami žltkavé rádiolárove vápence a rádiolarity, doskovité, s medzivrstvičkami červených ílovcov a slieňovcov. Rádiolarity sú prestúpené sieťou výrazných kalcitových žiliek. Mikroskopicky táto hornina vykazuje organogénnu kalovú štruktúru s hojným podielom silicifikovaných a kalcifikovaných rádiolárií, ojedinele aj foraminifery. Rádiolárie vytvárajú svetlé okrúhle útvary, ktoré výrazne vystupujú v základnej hmote. Polohy vápencov uprostred pestrých rádiolaritov vykazujú mikritickú prekremenenu základnú hmotu s prierezmi vlákien a článkov krinoidov.

Hranica medzi rádiolárovým dogerom a malmom je častejšie problematická, obzvlášť tam, kde celé súvrstvie dosahuje hrúbku len málo metrov. Súvislejší profil je odkrytý napríklad v záreze cesty na Zelenú žabu v Trenčianskych Tepličiach (Mahel', 1985a).

171 červené hľuznaté vápence; malm

Vo vrchnejších polohách malmu sú častejšie doskovité a zbridličnatené vápence s hľuzami červených rohovcov. V nich sú početné rádiolárove, ale aj sakokómové výskyty medzi Zliechovom a Košeckým Rovným a aptychy rodu *Lamellaptychus*.

Vápence sú mikritové, miestami slabo rekryštalizované, bohaté na organický detrit, kalcifikované rádiolárie, ihlice húb, úlomky schránok bivalvií (filamenty), krinoidové články, juvenilné aptychy a belemnity, zriedkavé zrná kremeňa, lupienky muskovitu, chloritu a hydrosľudy a ojedinelé kryštáliky autigénneho kremeňa.

170 osnické súvrstvie: kalpionelové vápence; titón – berias

Vrchný titón – berias zastupujú kalpionelové vápence typu biancone. Sú prevažne svetlosivé, zelenkasté, zriedkavejšie červenkasté, s hladkým lastúrnatým lomom, dokonale vrstvomité (30 – 40 cm), s medzivrstvičkami slienitých bridlic hrúbky 30 – 50 m. Vrchnotitónske vápence sa veľmi často vyvíjajú z aptychových sakokómových vápencov, prípadne z vápencov typu *ammonitico rosso*.

Vápence sa mikroskopicky javia ako biomikrity, v ktorých sú v jemnej mikritickej karbonátovej hmote rozptýlené minerály, globulky pyritu a drobné aleuritické zrnká klastického kremeňa. Od vápencov neokómu sa častejšie líšia vyšším obsahom CaCO_3 (80 – 86 %) a nižším obsahom ílovitých minerálov. Zo spoločenstva mikroorganizmov sú charakteristické hojné krasikolárie, prvé masovejšie vystupujúce tintinidy, popri nich sú hojné aj globochéty.

Pre vrchný titón sú charakteristické kalpionely (K. Borza, 1979b): *Crassicolaria intermedia* (DUR.-DELGA), *C. brevis* REMANE, *C. colomi* DOBEN, *C. parvula* REMANE, *C. massutiniana* (COLOM), prvé malé formy *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), zriedka *Calpionella alpina* LORENZ, *Colomisphaera minutissima* (COLOM) a *Globochaete alpina* LOMBARD. Nájdu sa rádiolárie, ojedinelé úlomky krinoidových článkov a ostrakóda. Z makrofauny zvlášť charakteristické sú aptychy.

169 mraznické súvrstvie: striedanie tmavosivých a škvrnitých ílovitých vápencov a slieňov s vložkami: a) intraformačných brekcií (= nozdrovické brekcie); b) organodetrítických vápencov s rohovcami; valangín – barém

Pod týmto termínom rozumieme hrubé (asi do 200 m) súvrstvie sivých ílovitých vápencov, často škvrnitých, ktoré sa striedajú s vápnitými ílovcami tej istej farby (= „neokóm“ auct.). Lokálne sa v nich vyskytujú polohy (max. niekoľko dm) intraformačných brekcií (= nozdrovická brekcia sensu Michalík) alebo sivých organodetrítických až slabo krinoidových vápencov s ojedinelými rohovcami (= strážovecké vrstvy sensu Michalík). Stratigraficky ho zaraďujeme do valangínu až barému (Kysela a Rakús, 1983).

Vystupuje v tektonickom nadloží porubského súvrstvia a v tektonickom podloží hronika. Tvorí súvislý pruh tiahnuci sa od sedla Blažovec smerom na J do sedla nachádzajúceho sa 350 m sv. od kóty Homôľka (907 m), odtiaľ k samote Senkovi a k lokalite Nad Senkovicami.

Súvrstvie tvoria sivé až žltosivé ílovité, dobre vrstvomité rovinoploché mikrokryštalické až kalové vápence (prevažne tenkovrstvomité, s hrúbkou vrstiev 1 až 5 cm), často prestúpené kalcitovými žilkami a sivými vápnitými lupeňovitými (laminovanými) ílovcami-slieňovcami (bridlicami). Pre vápence je charakteristická svetlosivá patina vzniknutá zvetrávaním. Pomer zastúpenia vápencov a ílovcov je premenlivý (raz slieňovce tvoria polohy vo vápencoch, inokedy je to naopak) a vzhľadom na slabú odkrytosť územia ho nemožno bližšie charakterizovať.

V súvrství sa vyskytujú ešte mixtity, t. j. horniny vzniknuté pravdepodobne sklzom ešte nie celkom litifikovaných horninových súborov, pôvodne pozostávajúcich zo striedajúcich sa slieňovcov a vápencov. Vo vzniknutej hornine potom vápence tvoria „plastikasty“ utopené v slienitej základnej hmote žltosivej (béžovej) farby.

Nozdrovické brekcie podľa Borzu et al. (1980, s. 556) a Michalíka (1985) predstavujú výrazný horizont v mraznickom súvrství. Ide o jemnozrnné detritické vápence s hojnými nepravidelnými vápencovými úlomkami rozličnej farby a veľkosti (0,5 – 5 cm). Sú to úlomky starších vápencov titónskeho, beriaskeho a ranovalanginského veku. Vápence majú sivú farbu a obsahujú slabú slienitú prímes. V ich podloží sú titónsko-beriaské vápence typu „biancone“, najvyššia časť pomerne plynule prechádza do nadložných slienitých vápencov. Hrúbka sa pohybuje od niekoľko decimetrov do 1,5 metra.

Všetky dosiaľ nájdené organické zvyšky sú redeponované, s úlomkami starších vápencov (mikroproblematiká, tintinidy a úlomky amonitov a belemnitov). Väčšina organizmov vo fragmentoch prislúcha k zóne *Calpionella* (vrchný titón – berias), zriedkavejšie sú spodnotitónske formy, nadložné horizonty patria do valanginu. Podľa toho možno usudzovať na vrchnoberiaský až spodnovalanginský vek brekcie.

168 párnické súvrstvie: tmavosivé laminované vápnité ílovcy s polohami: a) organodetritických a rohovcových vápencov (zlatodielecké); b) parabrekcií (vľkolínska brekcia); apt – starší alb

Súvrstvie reprezentuje 100 – 150 m hrubý súbor sivých bridličnatých a laminovaných vápnitých ílovcov s polohami parabrekcií (typ vľkolínska brekcia sensu Jablonský) a tmavosivých až čiernych organodetritických, niekedy biomikritických vápencov s rohovcami, pre ktoré by bolo možné zaviesť názov **zlatodielecké** (= „douvelleicerassové“) vápence (podľa lokality Zlatý Dielec pri Vrchteplej; Rakús, 1977, s. 27). Prítomnosť vápencov v spodnom albe zliechovského vývinu v Strážovských vrchoch bola známa už v 60. rokoch. Mahel' a Kullmanová (1961, s. 79) a Mahel' (1985a, s. 52) z nich uvádzajú (lokalita Dvory pod Malenicou) faunu belemnitov – *Neohibolites* cf. *wohlemani* STOLL. a *N. stramberki* MÜLLER (určil prof. Krymgolc), ktorá poukazuje na vek vrchný apt – spodný alb. Okrem „neohibolitov“ sa tu vyskytuje (lokalita Zlatý Dielec a lokalita s. od Gbelian) veľmi charakteristický zónový amonit spodného albu *Douvelleiceras mammilatum* (SCHLOTH.), ako aj početné mikroorganizmy (Borza, 1980). Tieto vápence sa ukázali ako veľmi dobrý litostratigrafický marker, na základe ktorého je možné spoľahlivo odlišiť manínsku jednotku od krížňanského príkrovu.

Jeden z najkomplexnejších profilov vápencového člena je odkrytý na severnom svahu kóty Svinorné (j. od Butkova). Podrobne ho spracovali Boorová a Rakús (1997). V podloží vápencov spodného albu sa vyskytuje poloha (pravdepodobne kanálová výplň) svetlosivých biosparitov s početnými úlomkami schránok pachyodontov.

Párnické súvrstvie stratigraficky zodpovedá aptu až staršiemu albu (Kysela a Rakús et al., 1983; Rakús, 1997).

167 porubské súvrstvie: flyšové súvrstvie; stredný alb – stredný cenoman:
a) senkovské vrstvy (najmä pieskovce), b) sliene Homôľky, c) ludrovské vrstvy (najmä pieskovce s konglomerátmi)

Toto typicky flyšové súvrstvie pozostáva z tmavosivých vápнитých ílovcov až ílovcov s občasnými konkréciami pelosideritov, ktoré sa striedajú s vrstvami jemno- až strednozrnných, ojedinele hrubozrnných vápнитých polymiktných pieskovcov s turbiditovými intervalmi $T_a - T_c$ alebo $T_b - T_c$. Tam, kde zlatodielecké vápence chýbajú (napr. oblasť Slopnej a Horného Moštenca), býva kartografické odlišenie porubského súvrstvia od kvašovského dosť problematické).

Porubské súvrstvie sa delí na niekoľko členov. Priamo v území znázornenom na mape sa nachádza typová lokalita *slieňovcov Homôľky* (Jablonský, 1988b). Podľa Jablonského (l. c.) ide o slieňovce rôznych odtieňov sivej farby, s rôznym zastúpením rozptýlenej piesčitej a prachovej prímesi. V rámci porubského súvrstvia sa ešte vyčleňujú (porov. Jablonský, 1988a) *čavojské vrstvy* (len v tatriku), *senkovský flyš* (typový profil je 300 m jv. od Homôľky; Jablonský, 1988c) a *ludrovské vrstvy* (na mape *ludrovianske vrstvy*) – ide o polohy polymiktných, drobnozrnných a hrubozrnných ortokonglomerátov a gradačne zvrstvených pieskovcov (referenčné profily sú aj na mapovanom území v záreze štátnej cesty 2 km ssz. od Homôľky a 2,4 km ssv. od Veľkého Košeckého Podhradia, vrstvy sa vyskytujú aj pri Dubnici nad Váhom; Jablonský, 1988d).

Albské súvrstvie sa v niekoľkých vrtoch zastihlo aj v podloží paleogénu v. od Prečína (vrt RK-25, hĺbka 554,0 – 1 001,4 m), vo Vrchteplej (RK-26, hĺbka 3,50 až 20,80 m a RK-26A, hĺbka 33,60 – 56 m) a v Pružine (RK-27, hĺbka 34,0 až 58 m). Albský vek potvrdili bohaté nálezy mikrofauny a palynoflóry (Šalaga et al., 1976).

Stratigraficky sa porubské súvrstvie všeobecne zaraďuje do stredného albu až cenomanu.

HRONIKUM

Hronikum na mapovanom území v zmysle prác Havrila (in Havrila a Boorová, 2002; in Polák et al., 1996; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998) tvoria nasledujúce príkrovové telesá, uvedené podľa ich pozície v príkrovej stavbe smerom odspodu hore: príkrov Homôľky², príkrov Ostrej Malenice a považský (bývalý strážovský) príkrov³.

²Sekvencia nesúca známe meno séria Rohatej skaly (Andrusov, 1932a) je tiež súčasťou tohto príkrovu. Názov príkrov Rohatej skaly sa ukázal nevhodný, pretože termín Rohatá skala bol už použitý pre sekvenciu vrchnotriasovo-spodnokriedových hornín. Preto sa názov príkrovu odvodil od názvu inej známej lokality, Homôľky, ležiacej v centre výskytu príkrovu a zároveň s dobre odkrytým profilom. Termín séria Rohatej skaly (Andrusov, 1932a) sa litostratigrafickým obsahom kryje s termínom *Klippenserie* (Kulcsár, 1916). Zásadný rozdiel je v tektonickej príslušnosti série. Kulcsár (l. c.) ju chápal ako súčasť bradlového pásma, Matějka (1927) ako vrchný subatranský

Z toho vyplýva, že považský príkrov, na rozdiel od predchádzajúcich prác, sa tu v zmysle citovaných prác chápe ako súčasť hronika. V prospech takejto pozície považského príkrovu hovorí aj Maheľov (1979c, s. 107; 1985a, s. 158) poznatok, že „*chočský príkrov je redukovaný v celom rade priestorov, kde sa objavuje strážovský príkrov. I pri odčleňovaní strážovského príkrovu ako samostatnej jednotky vyššieho rádu sme si vedomí, že obsahová i štruktúrna spätosť chočského príkrovu so strážovským je oveľa väčšia než...*“. Rovnaká pozícia považského príkrovu vyplýva aj z formulácie Krivého (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 50): „*Vo vzťahu tektonických jednotiek je potrebné poukázať na inverzné vzťahy fácií, t. j. že v nadloží plynkovodnej série chočskej jednotky vystupujú paňnové fácie strážovskej jednotky, kým v nadloží paňnových fácií bielovážskej série chočskej jednotky vystupujú fácie plynkovodných plošín a bioheriem strážovského príkrovu*“.

Príkrovové teleso, ktoré sa tu nazýva príkrov Homôľky, zaradil Maheľ (1971, 1985a, obr. 65) na základe vystupovania reiflinských vápencov a hrubých lunzských vrstiev sčasti k bielovážskej „jednotke“⁴ a na základe veľkých plôch dolomitu⁵ (zjavne bol použitý plošný, nie priestorový pohľad) sčasti k čiernovážskej

príkrov a Andrusov (1932a) ako vyššiu digitáciu krížňanského príkrovu, neskôr (1936) ako súčasť poludnického príkrovu.

³Treba poznamenať, že mimo územia regiónu poznáme v Strážovskej hornatine ešte iné tektonické teleso hronika. Rozprestiera sa medzi Zliechovom a Fačkovom. Jeho súčasťou je aj kóta Strážov, podľa ktorej bol pomenovaný strážovský príkrov. Názov strážovský príkrov mal však správne patriť telesu, ktorého súčasťou je kóta Strážov. Za strážovský príkrov sa však dnes považuje teleso rozprestierajúce sa medzi Mojtiňom a Fačkovom. Je to teleso ležiace v nadloží telesa, ktorého súčasťou je kóta Strážov (svedčí o tom presunová línia, znázornená na mape Maheľa in Maheľ et al., 1982, oddeľujúca v úseku Hrubá Kečka – Sádocký vrch spomenuté dve telesá hronika). Havrila in Kováč a Havrila (1998, obr. 3) prezentoval strážovský príkrov ako súčasť veľkého havranicko-jablonicko-nedzovsko-strážovského príkrovu (tento zložený názov mal názorne odrzkaďovať obsah a rozsah príkrovu), ktorý pre ťažkopádnosť tohto názvu neskôr premenoval na považský príkrov (Havrila in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9, s. 36). Preto používanie termínu strážovský príkrov v budúcnosti nie je vhodné.

⁴Termín jednotka uvedený autor používal v rôznych významoch (fáciálnom, tektonickom) a nie vždy je možné z kontextu pochopiť, v akom význame bol práve použitý.

⁵Hlavného dolomitu, teda normálneho nadložia reiflinských vápencov a lunzských vrstiev, s ktorými dolomity tvoria jednu sekvenciu bielovážskeho typu (z toho vyplýva, že čiernovážska sekvencia tu nie je zastúpená, navyše, používanie tohto termínu v Strážovských vrchoch by bolo nevhodné z rovnakých dôvodov ako používanie termínu bielovážska sekvencia), ktorá sa tu nazýva dobrovodská skupina. Tento nový názov sa použil preto, lebo sekvencia pochádza z bazénu Dobrej Vody (nie z bielovážskeho bazénu) a je obsahom samostatného tektonického telesa, ktoré nie je totožné s bielovážskym príkrovom. V súvislosti s konštatovaním, že čiernovážska sekvencia v Strážovskej hornatine nejestvuje a že je totožná s bielovážskou sekvenciou, a v súvislosti so začlenením strážovského príkrovu do príkrovového systému hronika treba upozorniť na to, že aj Bystrického kritika (1982, s. 83) Maheľových názorov stráca oprávnenie. Bystrický (l. c.) napr. považoval za nemožné Maheľovo (1979b, s. 27) tvrdenie, že by „... bebravská skupina, t. j. najvyšší dielčí príkrov chočského príkrovu laterálne prechádzala do čiernovážskej skupiny, t. j. do najspodnejšieho dielčieho príkrovu chočského príkrovu“. Keď sa stotožní „čiernovážska“ skupina s bielovážskou skupinou, už nie je najspodnejším čiastkovým príkrovom chočského príkrovu, a preto už môže laterálne prechádzať do

„jednotke“ chočského príkrovu⁶. Aj podľa geologickej mapy Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1982) je zrejme, že uvedený priestor, ktorý Maheľ (in Maheľ et al., 1982) zaradil k chočskému príkrovu, patrí celý k jeho bielovážskej jednotke, a teda čiernovážska jednotka tu nevystupuje. Teleso príkrovu Ostrej Malenice Maheľ (1985a, obr. 65) zaradil buď k čiernovážskej jednotke, alebo k bebravskej jednotke (Maheľ, 1985a, s. 157) chočského príkrovu. K chočskému príkrovu ho zaradil Maheľ aj v práci Maheľ a Malkovský (1984). Príkrovové teleso, ktoré sa tu nazýva považský príkrov, v prácach Maheľa (1973a; in Maheľ – ed., 1974a, 1982, 1985a; in Maheľ a Malkovský, 1984) malo názov strážovský príkrov. Chápal ho však ako samostatnú jednotku vyššieho rádu, resp. ako súčasť spišského príkrovu (na rozdiel od starších prác⁷, kde ho chápal ako súčasť chočského príkrovu).

„Nové“ názvy tektonických telies sa zaviedli vzhľadom na spomenuté, ako aj mnohé ďalšie nedôslednosti Maheľa, pre ktoré je často zložitá až nemožná pochopiť, či má na mysli laterálne faciálne zmeny v rámci jedného tektonického telesa, alebo či hovorí o viacerých tektonických telesách. Okrem toho aj preto, že v prácach Havrila (l. c.) sa preukázalo, že v hroniku je viac plytkovodných a hlbokovodných priestorov, ako sa dovtedy predpokladalo (teda nielen bielovážsky a čiernovážsky). Termíny bielovážsky a čiernovážsky (používané raz vo faciálnom, inokedy v tektonickom význame) použité v Nízkych Tatrách pre plytkovodný a hlbokovodný vývoj chočského príkrovu možno naďalej používať aj v Strážovských vrchoch (a teda aj v celom hroniku). Možno ich však používať nanajvýš vo faciálnom význame ako názvy faciálnych oblastí, rozhodne nie v tektonickom význame. Ide o telesá, ktoré nie sú totožné, majú len rovnaký litologický obsah. Navyše, pochádzajú z celkom inej časti hronika (iného bazénu či inej platformy).

Vo všetkých príkrovoch hronika Strážovských vrchov, s výnimkou príkrovu Homôľky, sú zastúpené len vzájomne sa líšiace sekvencie hornín triasu⁸. Príkrov Homôľky obsahuje aj sekvenciu hornín rétu – spodnej kriedy,⁹ nazývanú (spolu s dolomitmi) sekvencia Rohatej skaly.

bebravskej skupiny, t. j. najvyššieho čiastkového príkrovu chočského príkrovu. Toto chybné chápanie sérií chočského príkrovu sa objavuje v mnohých prácach Maheľa (napr. 1974b) a prevzali ho aj publikovali mnohí autori. Preto je potrebné zvážiť každú citáciu ohľadom zaradenia vrstvového sledu ku konkrétnej sérii chočského príkrovu v Strážovskej hornatine .

⁶Príkrov Homôľky k čiernovážskej jednotke zaradil aj Krivý (1975, príl. 1).

⁷Napr. Maheľ (1959a, s. 63; in Maheľ et al., 1962, s. 109; 1964; in Maheľ et al., 1967, s. 65, 153, 166; 1970, s. 22).

⁸Sekvencie príkrovových telies hronika Strážovských vrchov sa líšia len v časovom období od vrchného permu po skončenie sedimentácie lunzských vrstiev, t. j. v časovom období, keď hronikom bolo sústavou karbonátových plošín a paniev (v tomto období sa predpokladá individualizovanie sedimentačných priestorov budúcich príkrovov spôsobené vytvorením krýh uplatnením zlomovej tektoniky). Pred týmto obdobím bol v celom priestore hronika jednotný sled, pretože celý priestor tvorila jednotná karbonátová plošina.

⁹Sekvencia hornín rétu a jury plošne zanedbateľného rozsahu vystupuje aj v príkrove Ostrej Malenice na lokalite Stráne.

Príkrov Homôľky

Spodné príkrovové teleso hronika charakterizujú pelagické fácie stredného až vrchného triasu, distálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia, trachycerasové vrstvy¹⁰, oponické vápence a veľká hrúbka lunzských vrstiev a hlavného dolomitu. Je to teda v strednom až vrchnom triase (do spodnej časti tuvalu) bazénová (*dobrovodská*) skupina.

Pozornosť si v tomto príkrove zaslужuje pomerne bohaté zastúpenie súvrstvi rétu až spodnej kriedy, ktoré sa zaraďujú do *sekvencie Rohatej skaly* (Andrusov, 1932a), pretože v hroniku mladšie než triasové súvrstvia sú známe iba z niekoľkých lokalít.

Príkrov (v nadloží tektonických telies veporika a v podloží vyšších tektonických telies hronika, t. j. príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu) vystupuje v masíve Rohatej skaly a v južnom okolí Mojťina. Odtiaľ sa smerom na J tiahne na hrebeň tvorený kótami (od západu) Stupičie, Pancier a Gábrišské vrchy a cez Podhradskú dolinu na J po Homôľku. Jeho východné ohraničenie tvorí línia Horná Stredná, Dolná Stredná, Košecké Rovné a Javorina. Odtiaľ ho možno sledovať cez Hluchú dolinu (údolie Mojťinskeho potoka) cez sedlo Červíková do údolia Bieleho (Strážovského) potoka.

Spoznanie triasovej časti vrstvového sledu príkrovu Homôľky, t. j. bielo-vážskej série chočského príkrovu Strážovskej hornatiny (v zmysle Maheľa in Maheľ et al., 1967), resp. bielovážskej jednotky (Maheľ, 1970) bolo oveľa jednoduchšie a rýchlejšie ako spoznanie vrstvového sledu strážovského príkrovu. Pomerne presne bol jeho vrstvový sled načrtnutý v mnohých prácach Maheľa (in Maheľ et al., 1967, s. 152 – 153; 1970, s. 22; 1971), pričom pre litostratigrafické jednotky sa pomerne skoro začalo uplatňovať názvoslovie zaužívané v Severných Vápencových Alpách a pomerne dobre boli tieto jednotky aj stratigraficky definované.

Tektonická príslušnosť tohto sledu má pomerne pestrú históriu. Kulcsár (1916) ho pod termínom *Klippenserie* chápal ako súčasť bradlového pásma, Matějka (1927, s. 566; 1932) ako vrchný subatranský príkrov, Andrusov (1932a) ako vrchnú digitáciu križňanského príkrovu, neskôr (1936) ako súčasť poludnického¹¹ príkrovu, Maheľ (1946a, b, in Maheľ a Kuthan, 1947) ako súčasť stredného subatranského (chočského) príkrovu.

¹⁰Pre ílovité vápence vystupujúce v tejto pozícii vo vrstvovom slede hronika sa doteraz v Západných Karpatoch použilo viacero termínov (aónové vrstvy, trachycerasové vrstvy, svarínske vrstvy, korytnický vápenec, nepomenované „aónové vrstvy“ od Turíka a iných lokalít). Pomenovanie tejto fácie je nateraz nevyriešené.

¹¹Tento termín mal nahradiť termíny stredný subatranský príkrov, vrchný subatranský príkrov a chočský príkrov.

Na území regiónu sa z jej sedimentov v rámci príkrovu Homôľky zachovali najmä dolomity, pravdepodobne ramsauské (chočské). Gutensteinské vápence sú zachované len v malom rozsahu. Mahel' (1971, s. 25) o nich konštatoval, že do nadložia pozvoľna prechádzajú do reiflinských vápencov. Keďže mal problémy s odčlenením oboch facií, tvrdil, že sú späté do jednotného komplexu a že miestami sa laterálne zastupujú. Laterálne zastupovanie tmavosivých vápencov (gutensteinský typ) a reiflinských vápencov uvádzal už Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 111; in Mahel' et al., 1967, s. 153), ale aj Krivý (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 13).

166 ramsauské (chočské) dolomity: ?starší pelsón

Vystupujú len v dvoch samostatných areáloch s. až sv. od kóty Homôľka (907 m). Tvoria vrcholovú časť hrebeňa tiahnuceho sa od sedla Blažovec k sedlu nachádzajúcemu sa 350 m sv. od kóty Homôľka (907 m) a „ostrov“ vynárajúci sa spod reiflinských vápencov, ktorý sa tiahne zo severu od hornej časti údolia Nitrice na J v dĺžke asi 1 km. Rozsiahlejšie výskyty sú j. od Iliavky, s. od Omšenia a Trenčianskych Teplíc.

Dolomity sú sivé až hnedosivé, mikrokryštalické, dobre vrstvomité, s hrúbkou vrstiev 5 – 20 cm, s rovnými vrstvomými plochami, s paralelnou lamináciou (?stromatolity). Majú ílovitú prímes. Vyskytujú sa aj dolomitové sedimentárne brekcie. Ostrohranné klasty veľkosti od niekoľko mm do 10 cm tvorené opísaným litologickým typom sú utopené v zrnitejšej a tmavšej základnej hmote.

Stýkajú sa (tektonicky) s lunzskými vrstvami, prevažne však s reiflinskými vápencami. Vzhľadom na erózne zvyšky reiflinských vápencov v ich nadloží usudzujeme, že ich možno zaradiť k ramsauským dolomitom tvoriacim jadrá antiklinálnych štruktúr.

Mahel' (1946b, s. 31 – 32; in Mahel' a Kuthan, 1947) v priestore budovanom príkrovom Homôľky a považským príkrovom vyčlenil len jeden typ dolomitu la-dinského veku, ktorý označil ako chočský dolomit. Len ojedinele naznačil existenciu hlavného dolomitu. K týmto dolomitom teda zahrnul ramsauské (chočské) a hlavné dolomity príkrovu Homôľky a tiež wettersteinské dolomity príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu.

V bielovážskom faciálnom vývoji sa pre dolomity vystupujúce pod reiflinskými vápencami používa aj názov chočské dolomity.

165 tmavosivé vápence; anis

Vystupujú iba v jz. časti výskytu jednotky hronika s. od Trenčianskych Teplíc, Omšenia, na Slopskom vrchu a pri Košeckom Podhradí. Vystupujú buď na báze príkrovu, alebo častejšie tvoria výrazné skalné pásy (hrúbka 40 – 50 m)

uprostred ramsauských dolomitov. Sú hrubolavicovité až masívne, mikritické, bez organických zvyškov. Smerom do nadložia prechádzajú do súboru panvových facií.

Dobrovodská skupina

Zahŕňa panvové karbonátové faciie mladšieho pelsónu – kordevolu, sedimentujúce po rozpade jednotnej karbonátovej gutensteinskej plošiny, distálnu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia (? mladšieho longobardu – kordevolu a siliciklastické súvrstvie lunzských vrstiev mladšieho julu – spodného tuvalu, ktoré vyplnili depresiu dobrovodského bazénu. Vyššie nasleduje sedimentácia v podmienkach novej jednotnej karbonátovej plošiny – plošiny hlavného dolomitu.

164 súbor panvových facií: reiflinské vápence, partnašské súvrstvie, trachycerasové vrstvy; najmladší pelsón – kordevol, raminsko-göstlinské súvrstvie: raminské a göstlinské vápence; ? najmladší longobard – kordevol

V okolí Homôľky vystupujú panvové faciie, podobne ako ramsauské dolomity, v dvoch samostatných areáloch.

V rámci súboru panvových facií boli pri mapovaní identifikované (na mape však nie sú odlišené) reiflinské vápence, partnašské súvrstvie a trachycerasové vrstvy. Nezistilo sa zámostské súvrstvie.

Reiflinské vápence tvoria spodnú časť súboru panvových facií. Vystupujú napr. okolo Homôľky na južných svahoch kót 752, 786 (Kociarov), 778, 804 v okolí Iliavky a s. od Trenčianskych Teplíc.

Sú svetlosivé až hnedosivé, mikrokryštalické, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 3 až 40 cm). Vrstvové plochy sú v prevažnej miere zvlnené. Charakteristickým znakom sú hľuzy až priebežné polohy rohovcov tmavosivej až čiernosivej farby. V okolí Homôľky sa reiflinské vápence vyznačujú extrémnym množstvom hľuz rohovcov.

Maheľ (1971, s. 27) uvádza z reiflinských vápencov z lokality Homôľka foraminifery *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN a *Colamilla* sp.

Vyššiu časť súboru panvových facií tvorí *partnašské súvrstvie*, ktoré je pomerne dobre odkryté na hrebeni s. od sedla Blažovec a v záreze lesnej cesty na jv. svahoch kóty 786 (Kociarov). Jeho základnými členmi sú vápence a vápnité ílovce (bridlice). Vápence, hoci sú oproti reiflinským vápencom nápadne íloviťšie (a často sú dolomitizované), sa na pohľad od nich až tak nelíšia. Výrazne odlišným znakom sú však mnohé polohy žltosivých (po zvetraní) vápnitých ílovcov, hrubnúce smerom do nadložia. Dosahujú hrúbku maximálne 2 – 3 m (ílovito-slienité polohy, z najvrchnejšej časti reiflinských vápencov z okolia Homôľky

ich opísal už Krivý, 1969a, b). V území sa zistili aj typické partnašské mixtity, t. j. vrstvovité horniny vzniknuté sklzom ešte nie celkom litifikovaných slieňovcov. Litifikovanejšie vápence, ktoré v nich pôvodne tvorili polohy, sa pri sklze rozpadli na klasty-plasty (plastiklasty). Klasty mikrokryštalických vápencov sú svetlo- až tmavosivej farby, základná slienitá hmota je žltosivá.

Mock (1971) zo zárezu cesty vedúcej z Homôľky do Ilavy (asi 400 m od hotela Homôľka v smere do Ilavy) z polôh (hrubých do 25 cm) slienitých tmavosivých, slabo hľuznatých a škvrnitých vápencov vystupujúcich uprostred tmavých až čiernych slienitých bridlíc, ktoré považoval za lunzské vrstvy (podľa tejto mapy ide o polohy partnašských vápencov uprostred partnašských bridlíc), získal túto konodontovú asociáciu, ktorú zaradil do ladinu: *Gladiogondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE) a *Hindeodella* sp. Mock (l. c.) na základe ústneho oznámenia Maheľa zverejnil, že v „lunzských vrstvách“ (pravdepodobne znovu ide o partnašské sliene) Strážovskej hornatiny sa našla aj *Daonella lommelli* WISSMAN, určujúca skamenenina pre longobard.

Najvyššiu časť súboru panvových facií tvoria *trachycerasové* vrstvy, ktoré niektorí autori (Krivý in Ďurovič a Krivý et al., 1980) označili ako aónové vrstvy¹². Zistili sa v záreze lesnej cesty na východnom svahu kóty 786 (Kociarov). Sú to tmavosivé až čiernosivé bituminózne, silno ilovité vrstvovité vápence bez textúrnych znakov alebo s paralelnou lamináciou. Makroskopicky sú podobné základnej mase korytnických vápencov (úplne však chýba organodetrit).

K reiflinským vápencom zaradil Maheľ (1982) aj vápence vystupujúce v nadloží lunzských vrstiev v Kopeckej doline, ktoré najpravdepodobnejšie možno stotožniť s oponickými vápencami a v rovnakej pozícii a na rovnakej lokalite kartograficky znázornil aj tmavé vápence anisu.

V rámci raminsko-göstlinského súvrstvia boli pri mapovaní identifikované (na mape však nie sú odlišené) raminské, a najmä göstlinské vápence, t. j. prechodný (spojovací) článok medzi súvrstviami karbonátovej platformy a panvovými súvrstviami. Vystupujú vo vrchnej časti panvovej sekvencie. Majú tu zanedbateľnú hrúbku.

Raminské vápence zistené na severnom hrebeni k. 752 aj v Prejtianskej doline sú proximálnym členom tohto radu. Sú béžovej, svetlo- až tmavosivej farby, výrazne vrstvovité, pričom hrubozrnnosť a hrúbka vrstiev týchto vápencov sa pohybuje v závislosti od vzdialenosti od zdroja organodetritu a klastického karbonátového materiálu vôbec. V okolí Homôľky sú to len malé, prevažne však hrubozrnné a hrubovrstvovité telesá.

Göstlinské vápence mladšieho longobardu – kordevolu zistené napr. na východnom svahu kóty 786 (Kociarov) možno dobre odlíšiť najmä v okolí lokality

¹²Aj podľa Maheľa (1948, s. 25; 1980, s. 61) v podloží lunzských vrstiev (v okolí Šipkova) je v Strážovskej hornatine súvrstvie bridličnatých čiernych vápencov, resp. slienitých bridlíc (aónové vrstvy) s *Halobia rugosa* GÜMBEL a *Trachyceras* (*Trachyceras*) *anoides* (MOJSISOVICS).

Blažovec, kde tvoria južné svahy hrebeňa s kótami 775 m a 767 m. Vystupujú aj na hrebeni z. až jz. od samoty Senkovci. Sú distálnym členom spomenutého turbiditového radu. Göstlinské vápence vystupujúce v okolí Homôľky majú litologicky veľmi podobný, ba až zhodný vývoj s vápencami typovej lokality. Sú to tmavosivé až čiernosivé bituminózne, dobre vrstvomité laminované vápence s gradačnou textúrou paralelných lamín, pozorovateľnou najmä mikroskopicky, s charakteristickými drobnými hľuzami, najmä však laminovanými tenkými lamínami čiernych rohovcov.

Maheľ (1946b, s. 32; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1971) celú túto sekvenciu v okolí Homôľky zhrnul pod termín reiflinský vápenc.

163 lunzské vrstvy; mladší jul – starší tuval

Lunzské vrstvy vystupujú v okolí Homôľky (v súvislom pruhu medzi sedlom Blažovec, bezmenným sedlom 300 m v. od kóty 865 m a samotou Senkovci). Nachádzajú sa aj v údolí prítoku Nitrice prameniacom 400 m sz. od samoty Senkovci a v okolí osady Kopec (vystupujú v nadloží súboru panvových facií a kopírujú – sledujú – ich vystupovanie v teréne a potom pokračujú v podloží hlavného dolomitu smerom na východ po južných svahoch hrebeňa Trstenice a Hrubej Zliezajne; spod hlavného dolomitu sa vynárajú ešte s. od tohto hrebeňa v hornej časti Kopeckej doliny). Hojné sú aj jv. od Ilavy a v okolí Iliavy.

Lunzské vrstvy majú flyšový charakter. Tvoria ich tmavosivohnedé až čiernosivé nevápnité ílovcy striedajúce sa s pieskovecami. V severovýchodnom okolí Homôľky sa vyznačujú mohutným pieskovcovým vývojom. Sivozelené, do hrdzava vetrajúce jemno- až hrubozrnné siliciklastické pieskovce sú nekarbonátové, čím sa výrazne odlišujú od pieskovcov porubského súvrstvia. Kaolinizované živce im dodávajú svetlejší odtieň. Patria k arkózam až subarkózam. Pochádzajú z granitických zdrojov. Vrstvy pieskovcov sú negradačné, v hornej časti s paralelnou lamináciou. Z lunzských vrstiev v Strážovskej hornatine z lokalít Šipkov a Uhrovské Podhradie (obe mimo mapovaného územia) sú známe aj sloje uhlia (Štúr, 1860; Andrusov, 1950, 1959; Maheľ in Maheľ et al., 1967). V ich podloží sa našli ílovité bridlice so zvyškami *Equisetites arenaceus* (JÄG.) (l. c.).

Kochanová (1967, s. 10 – 11; 1968, s. 4 – 5; 1971, s. 28) zo slienitých bridlíc lunzských vrstiev j. od Šipkova, resp. asi 300 m jv. od kóty 425,9 na V od Šipkova (mimo mapovaného územia) uvádza spoločenstvo makrofauny preukazujúce karn: *Halobia rugosa* GÜMBEL, *Cardita* cf. *guembeli* PICHLER a *Sisenna turbinata* (HOERN.). *Cardita* cf. *guembeli* PICHLER sa vyskytuje aj v sivých vápencoch vystupujúcich v lunzských vrstvách na lokalite asi 500 m jz. od kóty 475,5 sv. od Šipkova (Kochanová, 1968, s. 4 – 5).

Zahŕňa plytkovodné karbonátové sedimenty – oponické vápence a hlavné dolomity. Hlavné dolomity z historického hľadiska sú súčasťou sekvencie Rohatej skaly (Andrusov, 1932).

162 oponické vápence; ?mladší tuval

Vyšším členom vrstvomého sledu sú oponické vápence. Vystupujú na východných aj západných svahoch Kopeckej doliny a j. od Trstenice. Hojnejšie sú aj v. od Ilavy v nadloží lunzských vrstiev.

V bezprostrednom nadloží lunzských vrstiev a podľa mapy Maheľa (in Maheľ et al., 1982) tiež v spodnej časti hlavných dolomitov vystupujú svetlosivé, svetlohnedosivé až tmavosivé mikrokryštalické vápence. Sú vrstvomité, skôr hrubovrstvomité (s hrúbkou vrstiev 5 – 40 cm), až masívne. Vrstvomé plochy sú nerovné. Zriedkavo sa vyskytujú vrstvy s organickým detritom, ojedinele hlúzy svetlých rohovcov. Z textúrnych znakov sa vo vrchnej časti vrstiev, skôr ojedinele, vyskytuje paralelná laminácia. Tieto vápence sú sprevádzané rauvakmi a podľa Maheľa (1985a, s. 93) aj dolomitmi. S oponickými vápencami ich stotožnil Maheľ (1946b, s. 32, 33; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1971, s. 31; 1982, 1983, 1985a; in Maheľ et al., 1982). Na mape sú vyčlenené: a) vápence, b) rauvaky.

Časť týchto vápencov (v Kopeckej doline) považoval Maheľ (in Maheľ et al., 1982) za reiflinské vápence, a to napriek ich pozícii v nadloží lunzských vrstiev. Zaradil k nim aj vápence, ktoré sa dnes považujú za strážovské vápence považského príkrovu, vystupujúce na sv. svahoch Hrubej Zliezajne v tektonickom nadloží hlavného dolomitu príkrovu Homôľky.

Nálezy lumachel s početnou, ale druhovo chudobnou makrofaunou karnského veku zverejnili Maheľ (1948; in Maheľ et al., 1962; in Maheľ et al., 1967; 1971; 1982; 1983) a Kochanová (1962, in Kochanová a Pevný 1976, s. 10). Od lazú Martinčania v Škripovej doline pri Valaskej Belej, t. j. neďaleko od hranice regiónu, určila Kochanová (l. c.) toto spoločenstvo: *Newagia obliqua* (MÜNSTER), *Schafhaeutlia mellingi* (HAUER), *Lopha montiscaprilis* (KLIPSTEIN) a *Ammusium incognitum* (BITTNER).

Maheľ (in Maheľ et al., 1967, s. 153; 1971, s. 24; 1980, s. 61; 1985a, s. 93) tieto vápence označil aj ako karditové vrstvy a bez udania lokality z nich uvádza časť spomínanej fauny.

161 hlavný dolomit s vložkami pestrých ílovcov; norik – ?staršia časť rétu

Plošne aj hrúbkou súvrstvia dominantným súvrstviem skupiny je hlavný dolomit. Od juhu na sever tvorí celé masívy Trstenice, Hrubej, Malej a Strednej Zliezajne, celý masív Čierneho vrchu (s výnimkou vrcholovej časti), pokračuje na severné svahy Podhradskej doliny a cez hrebeň (s najvyššou kótou Stupičie –

798,4) až po masív Rohatej skaly, v ktorej dolomity tvoria jadrá antiklinál. Rozšírený je aj západnejšie na Norovici a jv. od Ilavy.

Andrusov (1932a) tieto dolomity pokladal za ladinské, Kulcsár (1915) a Maheľ (1948, s. 26) za vrchnotriasové.

Hlavné dolomity dosahujú hrúbku 200 – 300 m. Majú rôzne odtiene sivej až zelenkastosivej farby, sú zreteľne vrstvovité, s hrúbkou vrstiev prevažne 5 až 50 cm (niektoré vrstvy dosahujú až 100 cm), s rovnými vrstvovými plochami, zrnité až kalové, často ílovité, so svetlomodrosivou až béžovou patinou. Pripomínajú tým chemogénne dolomity karpatského keuperu. Bežné sú laminované typy. Vyskytujú sa aj loferity. Inak sú sterilné na organodetrit. Zjavne sú bituminózne. Charakteristický je dolomitový rozpad. Často sú rozpadnuté na piesok až štrk.

Podľa Maheľa (1946b, s. 32 – 33; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1948, s. 26; in Maheľ et al., 1962, s. 113; in Maheľ et al., 1967, s. 152; 1971, s. 30; 1980b, s. 59) v spodnej časti súvrstvia dolomity (napr. pri Košeckom Rovnom) obsahujú niekoľko dm (10 – 50 cm) hrubé polohy pestrých sivozelených a červených ílovcov pripomínajúcich faciú karpatského keuperu. Považoval ich za ekvivalent keuperu krížňanského príkrovu. V ich bezprostrednom podloží sú podľa neho lunzské vrstvy. Aj podľa Matějku (1932) pred koncom Porubskej doliny a pri úpätí ľavého údolného svahu Podhradskej doliny pred Košeckým Podhradím sa objavujú medzi dolomitovými lavicami preplástky zelených a červených ílovitých bridlíc. To môže podľa neho nasvedčať na prítomnosť vrchnotriasových dolomitov vo vyššom subtatranskom príkrove. V ňom by bol vrchný pestrý trias, naznačený len slabými vložkami pestrých bridlíc.¹³ V spodnej časti tohto pestrého súvrstvia sa vyskytujú zvyšky gastropód a rias (Maheľ, 1985a, s. 91). Vo vrchnej časti dolomitového súvrstvia sa vyskytujú polohy tmavosivých a žltosivých ílovcov hrubé 1 – 20 cm a polohy vápencov hrubé do niekoľko metrov.

Charakteristický je výskyt tenkých šošovkovitých hľúz rohovcov svetlej farby. Z textúrnych znakov sa zriedkavo vyskytuje paralelná laminácia.

Skupina Rohatej skaly

Na rozdiel od viacerých iných jadrových pohorí, v hroniku Strážovských vrchov je jurský útvar zachovaný v úplnom stratigrafickom slede, od hetanžu až po titón. Skupina Rohatej skaly však v zmysle pôvodnej definície zahŕňa aj ré-

¹³Tieto polohy červených a zelených bridlíc zo Strážovských vrchov uvádza aj Andrusov (1936, s. 13). Maheľ (1961a, s. 25; 1961b, s. 7; in Maheľ et al., 1967, s. 251; 1974, s. 125; 1979a, s. 20) ich výskyt neoprávnene spája s čiernovážskou podjednotkou. Vyskytujú sa aj v regionálnejšom rozsahu. Zistili sa v okolí Brusna na Horehroní (Maheľ, 1956; Andrusov, 1959, s. 69) (tu sa neskôr preukázalo, že ide o krížňanský príkrov; porov. Biely, (1992), vo Vysokých Tatrách (Maheľ, in Maheľ et al., 1967, s. 251; 1979b, s. 39) a v Branisku (Maheľ, in Maheľ et al., 1967, s. 328; 1979b, s. 39). V súčasnosti sa v širšom okolí Banskej Bystrice potvrdilo (Polák in Polák et al., 2002), že vložky pestrých ílovcov v hlavnom dolomite majú v hroniku regionálnejšie rozšírenie. Boli pomenované ako mičinské súvrstvie (Polák et al., 2003).

ske súvrstvie. Samotné hronikum má imbrikovanú príkrovovú stavbu, pričom jurské sedimenty sú zachované len v dvoch nižších príkrovoch: v príkrove Homôľky a v príkrove Ostrej Malenice. V oboch príkrovoch má jura jednotný vývin, ktorý môžeme označiť ako skupina Rohatej skaly. Názov zaviedol Andrusov (1932a, s. 72). Sú aj definície, podľa ktorých sekvencia Rohatej skaly sa začína už hauptdolomitom (Mahel', 1971, 1983b, 1985a, 1986), resp. norovickým súvrstviem (porov. obr. 6).

Jurské sedimenty, podobne ako v iných častiach hronika, sú tu transgresívne a s prerušením spočívajú na mojtínskych vápencoch norovického súvrstvia rétskeho veku. Lias má všeobecne plytkovodný charakter. Jeho cyklus je zakončený významnou kondenzáciou (hrušovský horizont). Doger – malm majú zreteľne hlbokovodnejší faciálny režim s pomerne pestrým vývojom vápencov. Najvyššiu juru – titón charakterizujú pelagické fácie.

Hlavné východy jurských sedimentov sú medzi Košecou a Zemianskym Podhradím (Norovica), s. a j. od Rovnianskej doliny (Rohatá skala, Čierny vrch), v Mojtínskej doline („II. Štúrova brána“), vjv. od Mojtína (Gábrišské vrchy, Javorinka a Javorina), v zakončení doliny Bieleho potoka (z. od kóty Mažiar), na vrchu Strážov a Zákľuka, j. od Pružiny-Predhoria a v doline Biely potok (Dobusek – Široké pažite). Ďalšia skupina východov je medzi Rokytníkom a Ostrou Malenicou, jv. od Trstia – kóta Trnie, Tarabová a Stráne. Tento posledný výskyt však patrí do príkrovu Ostrej Malenice.

Najstaršie jurské sedimenty sú dobre vyvinuté na viacerých lokalitách. Na rozdiel od spodného liasu hronika v Nízkych a Vysokých Tatrách, nie sú tu na báze cyklu vyvinuté brekie a styk je „intímnejší“. Reprezentuje ho nerovný povrch (?rozmyv), na ktorom spočívajú organodetritické vápence neskorého hetanžu (tíňanské vápence).

160 norovické súvrstvie – mojtínsky vápenc: koralové a iné organogénne vápence; mladšia časť rétu

Súvrstvie vystupuje na Čiernom vrchu pri Košeckom Rovnom, v priestore Rohatej skaly a v širšom okolí Mojtína.

Súvrstvie sa v starších prácach označovalo ako kössenské vrstvy (Kulcsár, 1918, s. 196; Koutek et al., 1938 in Koutek a Svoboda, 1939), resp. ako rétu (Andrusov, 1932a), prípadne ako rétske vápence (Mahel', 1971, s. 32). Litologicky ho charakterizoval napr. Rakús (in Began et al., 1963).

Mojtínsky vápenc ako formálnu litostratigrafickú jednotku definovali Gazdzicki a Michalík (1980, s. 73). Predstavuje vrchný člen norovického súvrstvia, ktoré sa podľa Gazdzického a Michalíka (1980, s. 61, 72, fig. 10) delí na tri členy (odspodu): spodný vápenc, vápenc Sivej Wody a mojtínsky vápenc. Všetky tri členy sú však zastúpené len na lokalite Siwianska Turnia v Chocholovskej doline. Na ostatných lokalitách (Lejowa dolina, Norovica, Trstie) vystupuje len mojtínsky vápenc. Lokalitu Norovica Gazdzicki a Michalík (1980, s. 70) ozna-

VEK		LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY		
		príkrov Homôľky	príkrov Ostrej Malenice	považský príkrov *2
M E Z O Z O I U M	KRIEDA	barém		
		hoteriv	154 rosfeldské súvrstvie 15 – 20 m	
		valangin	oberalmské súvrstvie	
		berias	155 100 – 150 m	
		titón		
	JURA	kimeridž	156 rotensteinské vápence	
		oxford		
		kelovej bat	157 košecké vápence b, klauské súvrstvie a, javorinské súvrstvie c	*1
		bajok		
		álen	hrušovský horizont	
O I U M	toark	158		
	lias	158 hierlatzké súvrstvie		
	domer karix	159 rovníanske súvrstvie 20 – 40 m	146	
	lotarinská	159a trníanske vápence		
	hetanž	160 norovické súvrstvie - mojtínske vápence 30 -- 50 m		
M E Z O Z O I U M	mladší	rét		
		sevat	h l a v n é d o l o m i t y	
		alaun	161	149
		lák	162 oponické vápence	
		tuval	63 lunzské vrstvy raminské váp., trachycerasové vrstvy	149a Junzské vrstvy
	kern	jul	göstlinské vápence	150 raminské vápence
		kordevot		wetterstein, rif. váp. w e t t e r s t e i n s k é
		longo-bard	164	zásahovanie raminskej a göstlinskej fácie
		ladín	partnašské súvrstvie	141, 140 vápence
		fasan	reiflinské vápence	142 schreyeralmské vápence
stredný	ilýr	164	zámostské súvrstvie 20	
	pelsón	166 ramsauské (chočské) dolomity	144	
	bityn	165 tmavosivé (gutensteinské) vápence		
	egej		143 steinalmské vápence	
	anís		145 gutensteinské vápence	

Poznámky:



*1 – skupina Rohatej skaly *2 – doteraz strážovský príkrov

Obr. 6. Litostratigrafická tabuľka hronika na Strednom Považí. Zostavili M. Havrila a M. Rakús, 2005.

čili za typovú lokalitu norovického súvrstvia a Michalík (in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 94) za litostratotyp tohto súvrstvia. Za hypostratotyp norovického súvrstvia Gazdzicki a Michalík (1980, s. 70) vybrali lokalitu Trstie (profil v záreze štátnej cesty Trstie – Pružina v južnom úpätí Trudovca), ktorú Michalík (in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 94) označil za paralitostratotyp tohto súvrstvia. Súčasne túto lokalitu vybrali (Gazdzicki a Michalík, 1980, s. 73; Michalík in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 67) za hypostratotypový profil mojtínskeho

vápence. Lokalita Mojttín (zárez št. cesty Beluša – Mojttín v pravom svahu Mojttínskej doliny 1,5 km od Mojttína) bola označená ako typový profil mojttínskeho vápence (Gazdzicki a Michalík, l. c., s. 73), resp. za jeho stratotypový profil (Michalík in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 67).

Podľa opisu Gazdzického a Michalíka (l. c., s. 73) mojttínsky vápenec tvoria červenkastohnedé až svetlosivé celistvé oolitické a organogénne (krinoidovo-organodetrítické) vápence „dachsteinskej fácie“ s hojnými schránkami foraminifery *Triasina hantkeni* MAJZON, s občasnými vložkami slieňa a dolomitu. Spodná časť opisovanej jednotky na študovanom území údajne vykazuje plynulý sedimentárny prechod z podložného hauptdolomitu¹⁴. Vrchná hranica je totožná s vrchnou hranicou norovického súvrstvia. Celkovú hrúbku mojttínskych vápencov odhadujú autori na 50 m. V nadloží vystupujú krinoidové vápence liasu¹⁵.

Stratigraficky mojttínsky vápenec zodpovedá vyššej časti rétu.

Skameneniny: Z južného svahu Gábrišských vrchov uvádza Foetterle (1865, s. 17) *Gervillia inflata*. Kulcsár (1917; 1918, s. 197) z vrchnej časti doliny tiahnucej sa od sedla medzi Javorinou a Červenou skalou (810 m) do Rovnianskej doliny z tmavosivých lumachelových vápencov určil: *Avicula contorta* PORTL., *Gervillia inflata* SCHAFFH., *Anomya* sp., *Cardita austriaca* (HAUER) a *Protocardium* cfr. *rhaeticum* MER. Na lokalite s. od Košeckého Rovného našiel *Terebratula gregaria* SUESS, zo ssv. svahu Čierneho vrchu určil *Spiriferina uncinata* SCHAFFH., z prvého hrebeňa za Suchým vrchom v smere od Mojttína k Belušským Slatinám (pravdepodobne ide o Hádiu skalú) určil *Spiriferina uncinata* SCHAFFH. a *Waldheimia* cfr. *austriaca* ZUGM. juv. Siblík (1960, s. 2 – 4) z trasy diaľkového elektrického vedenia z južného svahu medzi k. 810,5 a 935,2 z okraja lúky Poľany z nadmorskej výšky 840 m a z lokality 1 000 m vsv. od k. 451,2, z kôpok v. a sv. od k. 805,0 a tiež Kochanová (1961) zo zárezu cesty pred Mojttínom powyše autogarží a z priľahlých svahov Slatinského potoka uvádzajú *Rhaetina gregaria* (SUESS) a úlomky koralov. Rovnakú fosíliu v spoločnosti s *Austrirhynchia cornigera karpatica* (ZUGM.) a *Euxinella fissicostata* (SUESS) zo zárezu cesty do Mojttína (nad starými garážami ČSAD) z lokality 18 uvádza Pevný (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 36; PEVNÝ, 1963a, s. 15). Kochanová (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 19) z lokality 25 v. od k. 1032,3 Sokolie v doline Široké pažite

¹⁴Na lokalite Třstie tento prechod nemožno sledovať, keďže dolomity vystupujúce v „podloží“ mojttínskeho vápence patria k nadložnej tektonickej jednotke (příkrovu Ostrej Malenice), čo preukázal už Hanáček (1974b).

¹⁵Kochanová (1961; in Maheľ, 1962a, s. 137 – 138) zo svetlosivých celistvých vápencov (dovtedy považovaných za rétu) vystupujúcich v skalnom odkryve pri hradskej do Mojttína zistila faunu hetanžu. Podľa Maheľa (1962a, s. 138) zrejme ide o vrchnejšie časti komplexu svetlosivých vápencov, v spodnejších polohách ktorých sa našli vložky tmavosivých lumachelových vápencov s faunou rétu. Táto fácia by mala byť staršia ako krinoidové vápence nasledujúce nad rétom, rovnako ako „grestenský vápenatý pieskovec“, ktorý zistil Kulcsár (1918, s. 201) z nadložia kössenských vrstiev j. od Mojttína.

uvádza tieto druhy „rétu“: *Placunopsis alpina* (WINKLER) a *Trapezium* cf. *suevicum* (OPEL-SUESS). Salaj (in Hanáček, 1974c, s. 12) z lokality v údolí Podhradie z ľavej strany cesty Mojštin – Beluša asi 500 m sz. od Mojštína (výbr. S-75) určil *Angulodiscus pokorny* SALAJ, *Semiinvolutina clari* KRIST.-TOLLM., *Trocholina permodiscoides* OBERH., *T. acuta* OBERH. a (výbr. S 964) *Triasina hantkeni* (MAJZ.), z pravej strany údolia (výbr. S-661, S-675) *Angulodiscus friedli* KRIST.-TOLLM.

Skameneniny zo svetlosivých kompaktných organodetrítických vápencov s vložkami oolitického, brachiopódového a koralového vápenca a vložkami dolomitov a slieňov z lokality Trstie, jz. svah Trudovacu, nachádzajúcej sa v záreze cesty Trstie – Pružina uvádzajú Račková (1979) a Gazdzicki a Michalík (1980). Sú to: koraly *Retiophyllia clathrata* (EMM.), *R. paraclathrata* RON., brachiopóda *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Zugmayerella uncinata* (SCHAFF.), bivalvie *Atreta intusstriata* (EMMR.), *Placunopsis alpina* (WINKL.), gastropóda – neurčiteľné, foraminifery *Triasina hantkeni* MAJZ., *Aulotortus friedli* KRIST.-TOLLM., *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH., *A. tenuis* KRISTAN, *A. tumidus* (KRIST.-TOLLM.), *Auloconus permodiscoides* OBERH., *Semiinvoluta clari* KRIST., *Trocholinnia crassa* KRIST., *Trochamina* sp./aff. *alpina* (KRIST.-TOLLM.), *Trochamina turris* TREUT., *Involutina* aff. *turgida* KRIST.-TOLLM., *?Rhaeophax* sp., *Tetrataxis* sp., riasy *Cylindroporella* sp., sklerity holotúrií *Theelia semiradiata* (ZANKL), *T. variabilis* (ZANKL), *T. stellifera* (ZANKL) a *Achistrum* sp.

Niekoľko metrov hrubé polohy svetlohnedosivých mikrokryštalických vápencov zistených j. od k. 876,5 na severných svahoch Podhradskej doliny a medzi kótami 790,5 a 600,3 v doline Slatinského potoka, zdanlivo vystupujúcich v hlavnom dolomite, možno najpravdepodobnejšie považovať za vápence norovického súvrstvia, zavrásnené do hlavného dolomitu. Tieto vápence sú často dolomitizované, zreteľne vrstvovité, s hrúbkou vrstiev 5 – 50 cm, s rovnými vrstvovými plochami. Bežne sú bez organodetrítu, resp. je zriedkavý (len úlomky lastúrnikov a krinoidov) a vyskytuje sa voľne rozptýlený.

159 rovníanske súvrstvie: sivé lavicovité krinoidové vápence s rohovcami; hetanž – lotaring,

a) trňanské vápence: sivé organodetrítické vápence

Názov je odvodený od typovej lokality Rovníanskej doliny medzi Košeckým Podhradím a Košeckým Rovným v Strážovských vrchoch. Typová lokalita sa nachádza 250 m s. od kríža v Rovníanskej doline na jz. hrebienku nepomenovanej kóty 805,0 m. Doplnkové profily: severné svahy Čierneho vrchu (j. od Rovníanskej doliny), kóta Tŕnie 715,7 m sv. od Podskalja a kóta 616,0 m Tarabová sv. od Zemianskej Závady. Neformálne názvy: sivé krinoidové vápence s rohovcami (hetanž – toark), krinoidové vápence (pars; Mahel', 1985a, s. 97); sivé lavicovité krinoidové vápence s rohovcami (hetanž – lotaring) (Biely et al., 1997). Hrúbka: 40 m na typovej lokalite, 20 m na lokalite Tŕnie.

Litologické zloženie: súvrstvie sivých, niekedy tmavosivých, inokedy aj sivozelených, dobre vrstvitých (10 – 15 – 25 – 30 cm, ojedinele aj viac), slabo piesčitých (siltová prímes) krinoidových vápencov s hľuzami sivých alebo sivohnedých rohovcov. Bázu súvrstvia tvoria organodetritické vápence, ktoré tu vyčleňujeme ako samostatný člen.

159a trňanské vápence: sivé organodetritické vápence

Názov je odvodený od lokality Trnie, kóta 715,7 m, sv. od Podskalia. Doplňkový profil: jz. hrebienok od kóty 805,0 m, Rovnianska dolina. Hrúbka: od niekoľko dm (svahy Rovnianskej doliny) po 4 m (Trnie).

Litologické zloženie sivé, niekedy sivohnedé organodetritické, nepravidelne vrstvité, slabo krinoidové vápence (biomikrity) s ostrohrannými litoklastami drobných (1 – 2 mm) žltých zvetraných karbonátov. Vo vyšších častiach sa môžu ojedinele vyskytnúť drobné hľuzky svetlých rohovcov.

Stratigrafické rozpätie: z lokality Trnie pochádza fauna lamellibranchiát (Kochanová a Pevný, 1976): *Entolium hehli* (d'ORB.), *Pseudolimnea* cf. *hettangiensis* (TERQ.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Anomia striatula* OPP., *Myoconcha scabra* TERQ. et PICT., *Pleuromya striatula* AGASSIZ, *Pholadomya* sp. Na základe tohto spoločenstva vápencov zaradujeme do neskorého hetanžu.

Priamo nad týmito vápencami sú sivé vrstvité krinoidové vápence s rohovcami (= vlastné rovnianske súvrstvie). Z týchto vápencov pochádza fauna: *Oxytoma sinemuriensis* (d'ORB.), *Entolium lunare* (ROEMER), *E. cf. calvum* (GOLD.), *Chlamys* sp., *Gryphaea arcuata* (LAM.) (in Kochanová a Pevný, 1976). Našli sa tu aj amonity: *Caenisites* sp., *Asteroceras* (A.) ex gr. *obtusum* (SOW.), *Arnioceras* sp. a *Promicroceras* sp. To hovorí o lotarinskom veku tejto časti vápencov. O niečo vyššie z tých istých vápencov pochádza *Gryphaea obliqua* (GOLD.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.) a *Spiriferina tumida* (BUCH.), ktoré takisto potvrdzujú lotarinský vek.

Z klasického profilu pochádza pomerne bohaté spoločenstvo lastúrníkov, brachiopód a amonitov (Kochanová a Pevný, 1976): *Oxytoma sinemuriensis* (d'ORB.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *Cirpa fronto* (QU.), „*Rynchonella*“ *belemnitic* (QU.), *Lobothyris andleri* (OPP.), *L. punctata* (SOW.), *L. cf. edwardsi* (DAV.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.) a *Z. subnumismalis* (DAV.).

Z amonitov sme určili: *Epideroceras* cf. *steinmanni* (HUG), *A. cf. lorioli* (HUG), *Audaxlytoceras* cf. *audax* (MGH.), *Paltechioceras* cf. *oosteri* (DUM.), *P. cf. bavaricum* (BÖSE), *Eoderoceras* cf. *armatum* (SOW.) a *Gemmellaroceras* (G.) cf. *fischeri* (HAUG). Uvedená fauna poukazuje na lotaring, zónu *raricostatum* →?karix. Z komplexu rovnianskeho súvrstvia (Suchá dolina s. od Zliechova, Biely potok) uvádza Kulcsár (1916) bohatú faunu brachiopód liasu.

Na južnom svahu Rohatej skaly medzi kótami 810,5 a 935,2 pri báze sivých krinoidových vápencov sa našiel *Arnioceras* ex gr. *semicostatum* (Y. et B.), ktorý poukazuje na sinemúr. Z vrchných partií sivých krinoidových vápencov s ro-

hovcami z južných svahov Rohatej skaly uvádza Mahel' (1946a, b; s. 35) *Echioceras raricostatum* (ZIET.) a *Paltechioceras nodotianus meigeni* (HUG), ktoré dokladajú vyšší lotaring.

Na lokalite Tarabová sa v tomto súvrství našla fauna *Juraphyllites planispiroides* RAKÚS, *Asteroceras* sp. a *Spiriferina* sp., ktorá má taktiež lotarinský vek.

158 hierlatzké súvrstvie: ružové a červené krinoidové vápence zakončené Fe-Mn kôrami (hrušovský horizont); domér – starší bajok

Toto súvrstvie takmer všade sprevádza predchádzajúce súvrstvie, ktoré je v jeho podloží. Sú to ružové, niekedy červené až tmavočervené (Javorina), inokedy sivoružové až svetlosivé (Košeca-lom), viac alebo menej zreteľne vrstvomité (dm lavice) krinoidové vápence (krinoidové biosparity), ktoré v spodnej časti mávajú hľuzy červených rohovcov (Rovnianska dolina). Smerom do nadložia sa však rohovce vytrácajú a vápence sú masívne, bez vrstvomitosti. Najvyššie časti súvrstvia (Rohatá skala) sú opäť lavicovité až tenkolavicovité s vyklinovaním lavíc, ako aj (\pm) s výrazným šikmým zvrstvením. Táto časť súvrstvia býva často obohatená o hematitickú pigmentáciu. Inde, napríklad v Košeckom lome, najvyššie časti hierlatzského súvrstvia tvorí svetlosivý masívny krinoidový vápenec.

Mikrofaciálne ide o krinoidové biosparity – dominujú články krinoidov. Vyskytujú sa tu aj drobné (do 1 – 2 mm) litoklasty žltých, resp. okrovohnedých karbonátov. Súvrstvie je vo všeobecnosti bohaté na faunu brachiopód. Pevný (in Kochanová a Pevný, 1976) uvádza bohaté nálezy najmä z lokalít „II. Štúrova brána“ a Košeca-lom (zoznam nájdených druhov pozri pri opise týchto exkurzných lokalít). Okrem toho, 150 m jv. od k. 810,0 sa našla *Quadrihynchia quadrata* (BUCKM.) a *Spiriferina* cf. *davisoni* EUD.-DESL.

Vzácné sa v sivých varietách hierlatzkých vápencov našli aj amonity *Amaltheus* sp. juv. (cf. *A. gibbosus* (SCHLOTH.) a ?*Pleuroceras* sp. (približne 1 km j. od lokality Košeca-lom na sz. svahu Norovice). Uvedená fauna poukazuje na karix (zóna ibex) až domér (zóna margaritatus).

Hierlatzké súvrstvie je zakončené významným kondenzovaným horizontom, ktorý reprezentuje ferolitická krusta – *hardground*. Z hľadiska hrúbky je zanedbateľný, ale je dobre identifikovateľný. Navyše, skoro vždy obsahuje faunu amonitov, ktorá ho dobre stratigraficky datuje. Tento horizont má regionálne rozšírenie, a preto preň Rakús (v tlačí) zaviedol pomenovanie hrušovský horizont.

Hrušovský horizont

Litologické zloženie: väčšinou sú to tmavočervené, niekedy okrové (Košeca-lom), inokedy až čierne („II. Štúrova brána“ – lom) hematitické karbonáty až ferolitické krusty – ferolity s častými konkréciami (Rakús, 1987). Priemerná veľkosť konkrécií je do 5 cm, ale vyskytujú sa aj oveľa väčšie, až decimetrových

rozmerov (Strážov). Konkrécie, resp. konkrecionálne útvary majú zložitú vnútornú stavbu, ktorá pozostáva z mnohonásobného striedania tenkých lamín cyanobakteriálneho, resp. stromatolitického pôvodu (Rakús, 1987).

Stratigrafické rozpätie: väčšinou ide o stredný až vrchný toark (*zóny bifrons* → *thouarsense*), miestami však rozpätie môže byť väčšie a zasahuje až do bajoku (Strážov), prípadne až do najvyššieho batu – spodného keloveju (Košeca-lom).

Hoci tento horizont sa vyskytuje na viacerých lokalitách, najviac informácií poskytli tri lokality: tzv. II. Štúrova brána – lom v Mojtínskej doline, vrch Strážov (západný svah) a Košeca-lom. V porovnaní s liasom je *stredná jura* faciálne oveľa pestrejšia, hoci jej faciálny režim hovorí o hlbokovodnejších podmienkach. V nadloží hrušovského horizontu a v podloží červených hľuznatých vápencov oxfordu – kimeridžu (rotensteinské súvrstvie) je možné rozlíšiť tri súvrstvia, ktoré sa navzájom priestorovo zastupujú. Vzhľadom na hlbokovodnejšie fácie je prítomnosť makrofosílii vzácna, ale v poslednom čase sa podarilo časť týchto súvrství paleontologicky datovať (Polák a Ožvoldová, 2001).

V rámci strednej jury sme rozlíšili tri súvrstvia: klauské, košecké (nový názov) a javorinské súvrstvie (nový názov).

157a klauské súvrstvie: červené hľuznaté vápence; bajok – oxford

Termín do alpskej literatúry zaviedol Suess (1852, s. 171; pozri Tollmann, 1976, s. 329) pre súvrstvie červených hľuznatých vápencov bohatých na amonity so stratigrafickým rozsahom vrchný bajok/bat (zóna *parkinsoni/zigzag*) až po stredný oxford (zóna *transverzarium*; cf. Krystyn, 1971, s. 204). V Západných Karpatoch sa tento termín používal len výnimočne (Mahel', 1946a, b, s. 36; Kullmanová a Gašpariková, 1983, s. 56; Ondrejčíková et al., 1993, s. 178, obr. 2).

V 70. rokoch min. stor. Birkenmajer (1977, s. 66) zaviedol pre súvrstvie červených hľuznatých vápencov pieninského bradlového pásma identického časového rozpätia názov czorsztynské súvrstvie, ktoré neskoršie použili Lefeld et al. (1985, s. 28) pre hľuznaté vápence vysokotatranskej skupiny. Podobne postupovali Borza a Michalík (1987), ktorí použili tento termín pre červené hľuznaté vápence manínskej a vysockej sekvencie. Vzhľadom na to, že názov czorsztynské vápence je mladší, pričom jeho litológia a stratigrafický rozsah sú zhodné s klauským súvrstvím, posledný z názvov by mal mať prioritu. Treba však brať do úvahy, že názov czorsztynské vápence je veľmi frekventovaný v karpatskej literatúre, najmä v bradlovom pásme. *Vychádzajúc z tejto situácie odporúčame, aby sa termín klauské vápence používal pri opisoch v centrálnych Západných Karpatoch, zatiaľ čo pre bradlové pásmo by mohol zostať termín czorsztynské vápence.*

Litologicky sú to červené, niekedy červenohnedé lavicovité biomikritické hľuznaté vápence. Na báze pri styku s hrušovským horizontom je poloha (asi 70 cm) červenohnedých, nepravidelne vrstvomitých biomikritických vápencov.

V Strážovských vrchoch je táto litofácia vyvinutá len rudimentárne („II. Štúrova brána“ – lom) a nepresahuje hrúbku niekoľko metrov. V hľuznatých vápencoch sa našiel *Holcophylloceras* sp., ktorý však bližšie neurčuje vek.

V oblasti medzi Mojtínom – Javorinkou – Javorinou v „dogersko-malmskom“ súvrství sa vyskytujú pasáže červených hľuznatých vápencov klauského typu, ktoré alternujú so sivými vápencami s rohovcami.

157b košecké vápence – nový názov (in prep.): okrové až červenohnedé lavicovité vápence; bat – kelovej

Tieto vápence na lokalite Košeca-lom nahrádzajú klauské vápence. Názov na úrovni člena je odvodený od lokality rovnakého mena, kde vystupujú v strednej časti opusteného lomu. Neformálne názvy: červenohnedé až okrové vápence (Rakús, 1984, s. 25) a kalové vápence (vrchný doger; Salaj et al., 1987, s. 94). Hrúbka je 9 až 11 m.

Litologické zloženie: pri báze okrové, potom červenohnedé lavicovité až hrubolavicovité (časté amalgamované lavice) až masívne biomikritické vápence. Tesne nad okrovou limonitickou polohou majú vápence chuchvalcovitú štruktúru, ktorá vzniká nepravidelným, klkovitým rozmiestnením biodetritu v základnej kalovej hmote. Ojedinele sa na báze nájdú solitérne stromatolity typu *Collenia undosa*. Mikrofaciálne sú to biomikrity s foraminiferami: *Lenticulina* sp., *Fron-dicularia* sp. a *Globuligerina* sp. Vyskytuje sa tu aj vláknovo-rádioláriová mikrofaciá, články krinoidov, ako aj prierezy juvenilných amonitov. Vo vrchných častiach vápence môžu mať pleťové až svetlé farby s hojným výskytom *Globuligerina oxfordiana* GRIGELIS.

Z bazálnych častí košeckých vápencov pochádza pravdepodobne fauna, ktorú cituje Mahel' (1962a, b, s. 117 a 1985a, s. 99): *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Procerites* sp., *Perisphinctes* sp., *Lamellaptychus sparsilamellosus* (GÜMB.), *Lamellaptychus* ex gr. B. TRAUTH, „*Rhynchonella*“ *agassizi* ZEUCHN., *Lacunosella* cf. *arolica* (OPP.), *L. lacunosa* (QU.), *L. ex gr. aparicosta* QU., „*Terebratula*“ aff. *mitis* SÜSS.

Mahel' (1985a, s. 99) uvádza výskyt *Choffatia* cf. *Ch. artli* (KREUKEL), *Phylloceras kudernatschi* (HAU.) a *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.) z červených vápencov pri ceste do Mojtína.

157c javorinské súvrstvie: sivé lavicovité rohovcové vápence; kelovej

Neformálne názvy: spodný a stredný doger – rohovcové vápence (Mahel', 1985a, s. 98). Typová lokalita: 750 m sv. od kóty 1 009,9 Javorina s. od Zliechova v záreze lesnej cesty. Ďalšie výskyty: z. od Mojtína (cf. Polák a Ožvoldová, 2001), okolie kóty 810,5 (Rohatá skala), jz. svahy Strážova. Hrúbka: 30 až 47m.

Litologické zloženie: javorinské súvrstvie sa skladá z troch faciálnych typov, ktoré je možné vyčleniť ako samostatné členy:

1. Ako najspodnejší člen vystupujú zelenosivé až sivozelené lavicovitité (5 až 14 – 20 cm) biomikritické vápence s hľuzami svetlosivých (Strážov) až tmavosivých silicítov s rádioláriami (Mojtín). Celková hrúbka je asi 5 m. Z profilu z. od Mojtína Polák a Ožvoldová (2001) uvádzajú *Hsuum* sp. a *Triactoma mexicana* PESSAGNO et YANG. Vychádzajúc z profilu na Strážove môžeme usudzovať, že tieto vápence sú mladšie ako vrchný bajok.

2. V nadloží predchádzajúcich vápencov ležia lavice sivých až tmavosivých zrnitých až drobnokrinooidových vrstvovitých vápencov (lavice 5 – 10 – 15 cm), často s nepravidelným šošovkovitým tvarom, čo vytvára dojem „pseudohľuznatosti“. V spodnej časti sú časté medzivrstvičky tmavých vápnitých ílovcov (zvážnica sv. od kóty 1 009,9 Javorina). Celková hrúbka je okolo 25 m. Tieto vápence sa laterálne čiastočne zastupujú so sivými vápencami s rohovcami. Stratigraficky nie sú zatiaľ doložené, ale pravdepodobne zodpovedajú batu.

3. Sivé zrnité biomikritické lavicovitité vápence s hľuzami červených silicítov, ktoré obsahujú rádiolárie. Tento faciálny typ je narozšírenejší a zároveň najpremenlivejší. Okrem sivých variet tu nájdeme prechody do červenkavých až červenofialových vápencov s hľuzami, ktoré sú častejšie vo vrchných častiach súvrstvia. Z tohto súvrstvia Polák a Ožvoldová (2001) uvádzajú bohatú faunu rádiolárii, z ktorých vyberáme: *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA, *Stichocapsa robusta* MATS., *Gongylothorax akawaensis* MATS. a *Kilinora spiralis* (MATS.). Podľa týchto autorov uvedené spoločenstvo zodpovedá neskorému batu až ranému keloveju. Celková hrúbka je do 10 m.

156 rotensteinské vápence: červené až žltkasté lavicovitité vápence, v spodnej časti s hľuzami silicítov; oxford – starší titón

V Strážovských vrchoch je toto súvrstvie dobre vyvinuté. Vzhľadom na svoju litologickú povahu tvorí dobre rozpoznateľný a zároveň aj zmapovateľný člen vrstvomého sledu skupiny Rohatej skaly. Viaceré dobré odkryvy týchto vápencov možno študovať na juh od Mojtínskej doliny, v širšom okolí kóty 1 009,9 Javorina, na Norovici, resp. na Tarabovej.

Súvrstvie rotensteinských vápencov sa postupne vyvíja z podložného javorinského súvrstvia bez toho, aby bola medzi nimi ostrá litologická zmena. Ide o niekoľko desiatok metrov hrubé súvrstvie červených, ružovkastých, niekedy, naopak, žltkastých lavicovitých až doskovitých, slabo slienitých vápencov, ktoré v spodných častiach majú časté, stratiformne pretiahnuté hľuzy silicítov. Smerom do nadložia sú vápence ílovitejšie a zároveň sa stávajú hľuznatými, pričom sa tu stále vyskytujú hľuzky silicítov. Mikrofaciálne sú to biomikrity – mikrobiosparity – s pestrým spoločenstvom: *Globochaete alpina* LOMB., *Colomisphaera minutissima* COL., *Cadosina parvula* NAGY, *Stomiosphaera mollucana* WANN. a *Saccocoma* sp. V najvyšších častiach súvrstvia sa objavuje *Parastomiosphaera malmica* (BORZA) (Borza in Mahel', 1985a, b, s. 99). Z červených hľuznatých vápencov v košeckom lome pochádza táto fauna (Mahel', 1962a, b): „*Rhyncho-*

nella“ *coarctata* (OPP.), *Calliphylloceras* cf. *flabelatum* (NEUM.), *C.* cf. *disputabile* (ZITT.), *Perisphinctes* cf. *subinvolutus* MOESCH, *Aspidoceras* sp., *Hybonotoceras* sp., *Crussoliceras tenuicostatum* GEYER a *Progeronia ernesti* (LORIOLO) (určil Dr. Barthel). Toto spoločenstvo poukazuje na kimeridž až ?starší titón.

Z červených hľuznatých vápencov sz. od lokality Tŕnie pochádzajú *Holcophylloceras* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.) a *Perisphinctidae* div. spec. (Rakús, 1962), čo poukazuje na oxford.

155 oberalmské súvrstvie: svetlosivé až biele lavicovité kalcionelové vápence; titón – berias

Toto súvrstvie je reprezentované hrubým (asi 100 – 150 m) a silno prevrátnym monotónnym súborom svetlosivých až bielych lavicovitých (decimetrové lavice) až doskovitých jemnozrných až kalových vápencov typu biancone. Mikroskopicky sú to biomikrity s hojným výskytom tintiníd. Mahel' (1962a, b; 1985a, b) uvádza aj prítomnosť hľúz čiernych silicítov, ktoré sa však vyskytujú len sporadicky. Na rozdiel od nedzovského príkrovu, vložky alodapických barmsteinských vápencov tu chýbajú. O ich existencii však svedčí ich výskyt v súľovských zlepenkoch.

Stratigraficky zodpovedajú titónu – beriasu. Poukazuje na to hromadný výskyt *Calpionella alpina* LORENZ. V opustenom košeckom lome sa našli: *Punctaptychus* ex aff. *punctatus* (VOLZ.) a *Lamellaptychus* sp. (Mahel', 1962a, b, s. 118). Z Mojtínskej doliny pochádza nález *Beriasella pontica* RET., ktorá už potvrdzuje najspodnejšiu kriedu.

154 rosfeldské súvrstvie: zelenosivé vápnité fľovce s vložkami jemnozrných vápnitých pieskovcov; mladší hoteriv – starší barém

Táto litostratigrafická jednotka je vyvinutá rudimentárne. Je zachovaná len na jednom mieste – v záreze cesty do Mojtína (Mojtínska dolina, za tzv. II. Štúrovou bránou). Ide o málo hrubé (asi 15 až 20 m) súvrstvie zelenosivých vápnitých ± siltových fľovcov, ktoré obsahujú tenké polohy (lavice nepresahujú 5 – 10 cm) tmavosivých, jemne piesčitých laminovaných vápencov až vápnitých pieskovcov. Tie tvoria synklinálnu štruktúru v oberalmskom súvrství. Charakteristickým znakom je prítomnosť chromspinelového detritu (osobné oznámenie Dr. Jablonského). Z tejto lokality pochádza toto spoločenstvo foraminifer a nanoplanktónu (určila Gašpariková, 1980): *Lenticulina* (*L.*) ex gr. *muensteri* (ROEMER), *Lenticulina* (*L.*) sp. a *Anomalina* (*Gavelinella*) aff. *sigmoicostosa* DAM. Toto spoločenstvo hovorí o mladohoterivskom až starobarémskom veku.

Z vápnitého nanoplanktónu určila tieto formy: *Ellipsagelosphaera* ex gr. *ovata* (BURKY) BLACK, *E.* ex gr. *coronata* (GARTNER) BLACK, *E.* ex gr. *kaftalrempti* GRÜN a *Parhabdolithus* aff. *embergeri* (NOEL). Toto spoločenstvo podľa nej je možné začleniť do mladšieho hoterivu.

Príkrov Ostrej Malenice

Stredné príkrovové teleso hronika v Strážovskej hornatine charakterizujú pelagické súvrstvia vrchného pelsónu – vrchného longobardu a proximálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia ?vrchného longobardu – kordevolu (t. j. *dobrovodská skupina*, podobne ako v príkrove Homôľky). Do nadložia prechádzajú bez prítomnosti lunzských vrstiev (na rozdiel od príkrovu Homôľky) do plytkovodných súvrství karbonátovej platformy (t. j. do *bebravskej skupiny*¹⁶). Súčasťou sledu tohto príkrovu sú aj súvrstvia rétu a liasu.

Príkrov na mapovanom území vystupuje medzi Predhorím, Riedkou, Ostrou Malenicou, Rohatínom, Suchým vrchom, Gábrišskými vrchmi, Sokolím a Bielým (Strážovským) potokom. Zhora ho ohraničuje transgresívna plocha sedimentov súľovskej skupiny vystupujúcich v okolí Mojtína a Svinských chlievov a severne od spojnice Riedka – Predhorie.

Tektonická príslušnosť spomenutého vrstvomého sledu nebola interpretovaná jednoznačne. Kulcsár (1918, s. 203) ho zaradil k príkrovu triasového vápenca a dolomitu, Andrusov (1932a) k najvyššiemu subtatranskému (mojtínsko-strážovskému) príkrovu, neskôr (1936, s. 18) k nižšej šupine (malenickej) ?strážovského príkrovu, neskôr (Andrusov, 1942¹⁷, 1951) k chočskému príkrovu, Koutek a Svoboda (1938) k strážovskému príkrovu¹⁸, Maheľ (1946a, b¹⁹; 1948, s. 28; in

¹⁶Maheľ (in Maheľ a Konečný, 1980, príl. 2, Tektonika – in Atlas Slovenskej socialistickej republiky, s. 20) na tektonickej mape v chočskom príkrove (do ktorého v tomto prípade nevčlenil strážovský príkrov) včlenil okrem iného aj bebravský typ. K bebravskému typu zaradil priestor budovaný havranickým, jablonickým, nedzovským a tematínskym príkrovom, príkrovom Ostrej Malenice a tiež severnú časť Tribeča, oblasť v. od Bánoviec n. Bebravou, oblasť vrásky Tlstej vo Veľkej Fatre, šturecký príkrov a priestor Braniska. Zrejme to mala byť oblasť (paleogeografická provincia) budovaná wettersteinskou faciou (t. j. wettersteinskými vápencami a dolomitmi), resp. svetlými vápencami a dolomitmi. Prioritné označenie pre tento sled hornín má termín strážovská séria (Maheľ, in Maheľ et al., 1967, s. 133). Používanie termínu strážovská séria bolo však od začiatku spojené nielen s wettersteinskou faciou, ale aj so strážovským príkrovom a s jeho typovou lokalitou – kótou Strážov. Podľa súčasných znalostí na kóte Strážov wettersteinská fácia nevystupuje. Rovnako už neplatí, že jediným litologickým reprezentantom strážovského (považského) príkrovu je wettersteinský vápenec, resp. wettersteinská fácia. Sled tohto príkrovu má pestršie zloženie a obsahuje aj pelagickjšie fácie, teda nielen fácie karbonátovej platformy. Takto pozmenenú strážovskú sériu opísal už Maheľ (1962a, s. 138; in Maheľ et al., 1967, s. 153). Nie je preto vhodné naďalej spájať strážovskú sériu len s wettersteinskou faciou. Spojenie tejto fácie sa zdá vhodnejšie s termínom bebravská séria (sled, sekvencia).

¹⁷Andrusov (1942) vychádzal z mapy Koutka et al. (1938, in Koutek et al., 1939). Spravil v nej však podstatnú zmenu – oddelil dolomity (spolu s rétom, jurou a spodnou kriedou) ležiace v podloží wettersteinských vápencov strážovského príkrovu a pričlenil ich k chočskému príkrovu. Túto zmenu (vzhľadom na to, že sa stratila uvedená mapa) možno konštatovať len na základe slovných vyjadrení autora, ktorý (l. c., s. 10) hovorí, že strážovská séria sa skladá iba z jedného súvrstvia, z wettersteinských vápencov.

¹⁸Zaradili ho tak napriek tomu, že členy vrstvomého sledu ležiace nad dolomitom prirovnali (l. c., s. 7) k sérii Rohatej skaly.

Maheľ et al., 1962; in Maheľ et al., 1964; in Maheľ et al., 1967, s. 157, obr. 21 a s. 168, obr. 28; 1979c, s. 109, obr. 3; 1982; in Maheľ a Malkovský, 1984; 1985a, s. 155, obr. 74, s. 150, obr. 68 a s. 174, obr. 86; 1986, s. 149, obr. 65, s. 272, obr. 98a) k chočskému príkrovu, Krivý (1971) k chočskému príkrovu, Krivý (1975, príl. 1) sčasti k strážovskej a sčasti k čiernovážskej jednotke, Hanáček (in Began et al., 1963; 1974b, s. 3; 1974c, s. 28, 29, 31; 1975; 1976) k strážovskému príkrovu a Havrila a Pevný (1991) rovnako k strážovskému príkrovu.

Skupina jednotnej karbonátovej gutensteinskej plošiny

Skupina je zachovaná len útržkovite na báze príkrovu. Reprezentujú ju ramsauské (chočské) dolomity a strážovské vápence, t. j. sedimenty pelsónu a staršie sedimenty.

153 ramsauské (chočské) dolomity; starší pelsón a) šošovky gutensteinského vápenca

Zistili sa len v úlomkových odkryvoch na báze príkrovu z. od kóty Ostrá Malenica. Západne od Hornej Poruby vystupujú v tektonických troskách príkrovu na Beňovej skale a Slopskom vrchu. Sú najspodnejšou známou litostratigrafickou jednotkou príkrovu (spolu so strážovskými vápencami, porov. obr. 6).

152 strážovské vápence; starší pelsón

Zistili sa na báze príkrovu pri Mojtíne a na severných svahoch Ostrej Malenice.

Spolu s opísanými dolomitmi sú *strážovské vápence* (v minulosti považované za *gutensteinské vápence s. l. – annaberské vápence* – alebo za *gaderské vápence*) najspodnejšia známa litostratigrafická jednotka príkrovu. Sú hrubodoskovité až hrubolavicovité, s prevažne rovnými vrstvomými plochami, menej mierne sprehýbanými. Prevažne sú hnedosivé, ale aj sivé a pri obsahu ílovitej hmoty žltosivé. Ílovitá prímes spôsobuje nenápadnú paralelnú lamináciu. Vápence sú mikrokryštalické. Zriedkavo je prítomný detrit krinoidových článkov. Zriedkavo sa vyskytujú aj 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, ozúbkované konodonty a z platničkovitých konodontov *Neospathodus kockeli* (TATGE) a úlomky *Gondolella cf. constricta* MOSHER et CLARK.

¹⁹Príkrov Homôľky a príkrov Ostrej Malenice v oblasti Rohatína a Malenice považoval za prevrátené krídlo digitácie jedného tektonického telesa, teda za jeden vrstvomý sled (podobne aj Andrusov, 1951). V prevrátenej pozícii tu v skutočnosti vystupuje len sled príkrovu Homôľky. Sled príkrovu Ostrej Malenice, ktorý vystupuje nad ním, leží v normálnej pozícii, čo preukázal Hanáček (1974b).

Zahŕňa panvové karbonátové fácie vrchného pelsónu – vrchného longobardu, ako aj proximálnu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia vrchného longobardu – kordevolu, sedimentujúce po rozpade jednotnej karbonátovej gutensteinskej plošiny.

151 súbor panvových facií: partnašské súvrstvie; longobard, reiflinské vápence; fasan, zámostské súvrstvie; mladší pelsón – starší fasan

Stratigrafická príslušnosť tejto časti vrstvomého sledu (spolu so strážovskými vápencami) prešla zložitou históriou. Koutek a Svoboda (in Koutek et al., 1938, 1939) ju zaradili k wettersteinským vápencom, Andrusov (1942, s. 8) k svetlosivým vápencom, t. j. k prechodnej facií od typického gutensteinského vápenca k wettersteinskému vápencu aniského veku. Maheľ (1946a, b, s. 51) celý sled zaradil raz ku gutensteinskému vápencu anisu (príčom ale tvrdil, že „... je miestami podobný rétu... vzhľadom sa blíži k wettersteinskému vápencu strážovského príkrovu“), inokedy k rétu (Maheľ, 1946a, s. 53; 1946b, s. 67; 1961; in Maheľ et al., 1967, s. 168, obr. 28; 1969). K rétu ho zaradil aj Andrusov (1951). Hanáček (in Maheľ, 1971, s. 26; 1974b) na základe masovo sa vyskytujúceho druhu *Glomospira densa* (PANTIČ) spolu s *G. deformata* na severných svahoch Tupej Malenice (výbr. S-986) zaradil celú časť sledu²⁰ do stredného anisu (pelsónu – spodného ilýru).

Tento súbor panvových facií (spolu so strážovskými vápencami) Hanáček (1976, vysvetlivky ku Schematickej geologickej mape...) v priestore strážovského príkrovu²¹ Strážovských vrchov medzi Mojtínom a Fačkovom súhrnne označil ako „tmavošedé, šedé a pestré, často rohovcové vápence (nerozlíšené) pelsón – ilýru“²². Maheľ (1982) tento súbor facií rozčlenil (nie však na mape) na: tma-

²⁰Charakterizoval (Hanáček, 1976, s. 126) ho takto: „Za najspodnejší člen strážovského príkrovu v sv. časti Strážovskej hornatiny považujeme komplex litologicky dosť pestrých vápencov, obsahujúci často polohy šedých dolomitov, ktoré miestami vystupujú i na jeho báze“.

²¹Hanáček (1975a, 1976) však do strážovského príkrovu zahrnul v dnešnom poňatí okrem strážovského príkrovu aj príkrov Ostrej Malenice. Boli tu teda zahrnuté dve rôzne sekvencie „tmavošedých, šedých a pestrých, často rohovcových vápencov pelsón-ilýru“.

²²Pod tento termín, ako sa neskôr preukázalo, bolo zahrnutých viacero litostratigrafických jednotiek strážovského príkrovu sensu Hanáček (1975, 1976), t. j. príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu. Už Hanáček (1972) v legende k mape vyčlenil odspodu: 1. sivé dolomity (anis); 2. prevažne sivé a tmavosivé, často rohovcové vápence s polohami krinoidových vápencov a dolomitov (anis); 3. prevažne ružové, hnedé, svetlé a červené vápence s polohami krinoidových vápencov (anis); 4. svetlé, svetlosivé dolomity (ladin); 5. wettersteinské vápence koralovo-hubovej fácie (ladin); 6. wettersteinské vápence riasovej biofácie (ladin – ?spodný karn). Fácie 2 a 3 však na mape nevedel ohraničiť. Ostatné fácie, s výnimkou wettersteinskej, neboli pomenované, hoci na základe opisu možno 3. faciú stotožniť so schreyeralmskými vápencami. Termín schreyeralmské vápence použil Hanáček (1976, s. 127, 129) len v texte, kde použil (1969, s. 59; 1976, s. 129) aj termín reiflinské vápence. Z jeho tvrdenia (1976), že v týchto vápencoch (rozumej tmavých vápencoch ani-

vosivé vápence anisu, sivé vápence s rohovcami a pseudohľuznaté vápence pelsónu – ladinu a rohovcové vápence reiflinského typu ilýru – ladinu. Vzápätí Mahel' (1983b) tento súbor facií rozčlenil (opäť nie na mape) na: tmavosivé vápence anisu (gutensteinský typ), sivé a pestré hľuznaté rohovcové vápence ilýru (niekedy pripomínajúce reiflinský, inokedy schreyeralmský typ) a rohovcové vápence reiflinského typu ilýru – ladinu. Následne Mahel' (1985a) tento súbor facií rozdelil na dve tektonické jednotky: 1. chočského príkrovu, 2. strážovského príkrovu. Vrstvový sled prvého (zodpovedajúci v súčasnosti príkrovu Homôľky a príkrovu Ostrej Malenice) pozostáva z tmavosivých gutensteinských vápencov anisu a reiflinských vápencov vrchného anisu – ladinu. Vrstvový sled druhého pozostáva z tmavosivých a sivých vápencov spodného až stredného anisu a zo sivých a pestrých hľuznatých a rohovcových vápencov ilýru – fasanu.

Aj keď sa v strážovskom príkrove Strážovských vrchov postupne začali používať názvy litostratigrafických jednotiek, ich vzťahy, najmä však ich vymedzenie na mape boli nejasné, resp. až doteraz neboli vymedzené.

Tento sled Havrila a Pevný (1991) podrobne spracovali na profile Ostrá Malenica a na základe konodontov a holotúrií stanovili stratigrafický rozsah pelsón – kordevol. V rámci tohto súboru charakterizovali a odlišili (nie však na mape): gutensteinské vápence s. l. – annaberské vápence (pelsón), ktoré sa novšie označujú ako „gaderské vápence“ (Polák et al., 1996), v súčasnosti považované za strážovské vápence. V rámci reiflinských vápencov ako ich spodnú časť vyčlenili krinoidové vápence s rohovcami (vrchný pelsón – spodný fasan), novšie chápané ako zámostské súvrstvie, reiflinské vápence (fasan) a ?partnašské vrstvy (spodný až stredný longobard). Podrobnejšie údaje o histórii a stratigrafickej príslušnosti uvádzajú Havrila a Pevný (1991).

Táto postupnosť hornín vystupuje na báze príkrovu v súvislom pruhu tiahnucom sa od Mojtína smerom na S po svahoch Rohatina a Ostrej Malenice. V profile je dobre odkrytá v záreze lesnej cesty na severných svahoch Ostrej Malenice. Odtiaľ je podrobne spracovaný profil Ostrá Malenica (Havrila a Pevný, in Salaj et al., 1991) nachádzajúci sa asi 0,7 km sv. od kóty Ostrá Malenica (909,0). Prístupný je z osady Tŕstie.

Krinoidové vápence s rohovcami (?zámostské súvrstvie) sú vrstvitité, hru-bodoskovité, svetlo- aj tmavosivé, menej často sivé vápence s hojným detritom

su) sa vyskytujú nepravidelné vložky sivých dolomitov, možno usúdiť, že časť spomenutých vápencov patrí aj ku gutensteinským vápencom (možno to potvrdiť na základe tejto mapy). Z jeho konštatovania (1969, s. 60; 1976) o prítomnosti krinoidových vápencov možno pravdepodobne usúdiť na prítomnosť raminských vápencov. Vek (anis) týchto vápencov (rozumej tmavých vápencov anisu) stanovil na základe výskytu foraminifer vo vložkách krinoidových vápencov v oblasti Kačiek. Hanáček (1974) uvádza prakticky zhodný vrstvový sled so spresnením veku facií 1 – 3 na ?pelsón – ilýr. Hanáček (1975 in Hanáček, 1976) zľučil 2. a 3. faciú a spresnil vek 1. – 3. fácie na pelsón – ilýr. Hanáček (1976) na základe fosílií síce preukazuje vrchnoaniský vek tmavých vápencov, väčšinou však nemožno presne usúdiť, pre ktoré z dnes známych facií príslušnej časti vrstvového sledu príkrovových telies tento vek platí. Navyše, dnes vieme, že tento vek nereprezentuje celé rozpätie sukcesie týchto facií, ale iba ich spodnú časť.

krinoidových článkov, nerovnomerne distribuovaných a triedených. Vzhľad potom kolíše od mikrokryštalických vápencov až po krinoidové vápence s hojnými brachiopódami. Pevný (in Havrila a Pevný, 1991) z nich určil *Mentzelia mentzeli mentzeli* (DUN.) a *Schwagerispira schwageri* (BITT.) so stratigrafickým rozpätím anis – ladin. Vápence sú miestami hľuznaté. Hľuzy tvorí hnedastý mikrit s nepatrne zastúpenou organickou zložkou (krinoidové články). Táto jemnozrná fácia tvorí aj jadrá brachiopód. Polohy s rozdielnym obsahom organickej zložky, a teda aj s rozdielnou zrnitosťou sú v rámci vrstvy oddelené styroliticky. Organodetrít je „nasypaný“ a mení tak vzhľad fácie. Z mikrofácií v spodnej časti prevládajú natlačené biomikrity s vláknami a krinoidmi. Vyššie sú zastúpené biomikrity s vláknami a tie prechádzajú do biomikritov s ihlicami hubiek. Zastupuje ich aj biopelmikrit. Z alochémov sa vyskytujú vlákna, krinoidy, holotúrie, gastropóda, foraminifery, ostne ježoviek, ostrakóda, ihlice hubiek, bivalvie a punktátne brachiopóda. Do nadložia obsah alochémov zreteľne klesá a zjemňuje sa. V nerozpuštnom zvyšku sa zistili (Havrila a Pevný, 1991): platničkovité konodonty *Gondolella cornuta* (BUD. et STEF.), *G. excelsa* (MOSH.), *G. constricta* MOSH. et CLARK, *G. szaboi* KOVACS, *Gondolella* sp., *G. basisymmetrica* (BUD. et STEF.), ozúbkované konodonty, holotúrie *Priscopodatus triassicus* MOST., *P. tyrolensis* MOST., *P. sp.*, *Theelia petasiformis* KRIST.-TOLL., *Theelia* sp. a glaukonitové jadrá foraminifer a gastropód, punktátne brachiopóda, ostne ježoviek, šupiny rýb, interambulakrálne doštičky ježoviek, rybie zúbky, ostrakóda a krinoidy.

Zo severných svahov Tupej Malenice Hanáček (1976, s. 131) bez uvedenia fácie uvádza výskyt *Glomospira densa* (PANTIČ). Najpravdepodobnejšie možno predpokladať, že pochádza z fácie krinoidových (zámostských) vápencov.

Reiflinské vápence sú vrstvovité hrubodoskovité mikrokryštalické vápence sivej až žltosivej farby s tmavohnedosivými nepravidelnými hľuzami rohovcov. Vrstvové plochy sú nerovné, zvlnené, uzlovité, s povlakmi ílovitých bridlíc žltosivej a zelenosivej farby. V oblasti Rohatína sa sčasti zastupujú so schreyeralmskými vápencami. V ich hornej časti vystupujú polohy hľuznatých vápencov a mixtitov (čo asi signalizuje už nastupovanie partnašského súvrstvia) – „klasty“ tvorí sivý mikrokryštalický vápenc a základnú hmotu žltosivý ílovitý vápenc. Z mikrofácií sú zastúpené natlačené biomikrity a biopelmikrity. Spomedzi alochémov vystupujú najmä vlákna, krinoidy, juvenilné brachiopóda, foraminifery a ostrakóda. V nerozpuštnom zvyšku sa zistili (Havrila a Pevný, 1991) platničkovité konodonty *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella excelsa* (MOSH.), *G. constricta* MOSH. et CLARK, *G. suhodolica* (BUD. et STEF.), ozúbkované konodonty, holotúrie *Calclamna germanica* FRIZZELL-EXLINE, *Tetravirga perforata* MOSTLER, *Priscopodatus tyrolensis* MOST., *P. horridus* MOST., *Theelia undata* MOST., *T. zapfei* KOZ. et MOST., *Theelia* sp, bivalvie, ostrakóda, zúbky rýb a foraminifery.

Partnašské súvrstvie obsahuje dobre vrstvovité, tenko- až hrubodoskovité vápence a ílovité vápence. V prevažnej miere ide o karbonátové mixtity, t. j. horniny svahovej sklzovej genézy nápadne pestrých farieb (sivé, ružovosivé,

žltosivé). Sčasti je to podmienené podielom ílovitej hmoty. Pri sklzávaní nastáva premiešanie polôh čistejšej sivej, litifikovanejšej vápnitej hmoty (tvorí potom klasty) a žltosivej, ílovitejšej hmoty (tvorí potom základnú hmotu). Vápence sú mikrokryštalické, s voľne rozptýleným, skôr ojedinelým detritom ľalioviek. Výraznou črtou sú hľuznaté polohy a nepravidelné hľuzy rohovcov a hráškových rohovcov. V úsekoch zakrytých kvartérom je pravdepodobný výskyt polôh ílovitých bridlic. V hornej časti smerom do nadložía miznú charakteristické črty súvrstvia: znižuje sa podiel ílovitej substancie, miznú rohovce a mixtity. Z mikrofácií v spodnej časti prevládajú sterilné pelmikrity, smerom do nadložía prechádzajú do biomikritov a mikritov, ktoré sa viacnásobne striedajú. Sú tu zastúpené aj biopelmikrity. Z alochémov sa vyskytujú najmä vlákna, foraminifery a rádiolárie, menej ostrakóda. Zjavné sú štruktúry turbiditov (patriace už asi k nastupujúcim raminským vápencom): rozmyvy, gradačné, mnohonásobne sa opakujúce zvrstvenie biomikritu. Polohy vystupujúce vo vyššej časti súvrstvia, pripomínajúce už raminské vápence, sú mikritické a pelmikritické, s peletami, vláknami, rádioláriami, ostrakódami a krinoidmi. V nerozpustnom zvyšku sa zistili (Havrila a Pevný, 1991) platničkovité konodonty: *Gladigondolella tethydis* (HUCK.), *Gondolella excelsa* (MOSH.), *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VEGH), ozúbkované konodonty, holotúrie *Thelia* sp., ihlice hubiek, rádiolárie, zúbky rýb a foraminifery.

150 raminské vápence; longobard – kordevol

Vystupujú na západných svahoch Rohatína, na severných svahoch Ostrej Malenice, v Prejtianskej doline a inde.

Raminské vápence tvoria prechodný, spojovací článok medzi súvrstviami karbonátovej platformy a panvovými súvrstviami. Je to detritická fácia. Detrit je derivovaný z wettersteinských rifových vápencov okraja platformy a následne je redeponovaný („nasypaný“) do panvy, kde vstupuje do vrchnej časti partnašského súvrstvia a postupne zakončuje jeho vývoj.

Vápence sú béžovej, svetlo- a tmavosivej farby, výrazne vrstvovité. Hrúbka vrstiev v závislosti od vzdialenosti od zdroja organodetritu a klastického karbonátového materiálu sa pohybuje od 0,1 až 1,0 m (na lokalite Svinské chlievy v považskom príkrove) do 1 – 2 dm (na lokalite Ostrá Malenica v príkrove Ostrej Malenice). Podstatnou zložkou organodetritu sú úlomky ľalioviek, vyskytujú sa však aj zvyšky makrofauny, najmä brachiopóda. Z mikrofácií sú zastúpené biopelmikrit (v spodnej časti s vláknami, vyššie aj s ihlicami hubiek), biomikrit a pelsparit. Okrem už spomenutých alochémov sú zastúpené aj foraminifery, hrubostenné foraminifery, ľaliovky, ostrakóda, problematiká (*Ladinella porata* OTT; MELLO, 1977, tab. XCVI, obr. 3), globochéty a rádiolárie. V nerozpustnom zvyšku sa zistili (Havrila a Pevný, 1991) platničkovité konodonty *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., *G. foliata inclinata* KOVACS, *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Metapolygnathus* cf. *diebeli* (KOZUR et MOCK), ozúbkované

konodonty, problematika *Irinella canalifera* KRIST.-TOLL., osteokríny, krinoidy, rádiolárie, foraminifery a zúbky rýb.

Vrstvový sled pokračuje fáciou, ktorá bola v minulosti označená ako svetlé vápence ladinu. Neskôr ju Hanáček (1975b, 1976) a Maheľ (1982) označili ako wettersteinské vápence ladinu – spodného karnu.

Stratigrafická príslušnosť aj tejto časti sledu prešla zložitou históriou. Maheľ (1946a) ho zaradil ku gutensteinskému vápencu anisu (pričom ale tvrdil, že „... je miestami podobný rétu... vzhľadom sa blíži k wettersteinskému vápencu strážovského príkrovu“), inokedy k rétu (Maheľ, 1946a, s. 53), resp. k svetlým vápencom rétu (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 168, obr. 28). K rétu ho zaradil aj Andrusov (1951).

Bebravská skupina

Zahŕňa plytkovodné rifové i lagunárne súvrstvia wettersteinskej fácie, t. j. súvrstvia karbonátovej plošiny. Vyššie nasleduje sedimentácia novej jednotnej karbonátovej plošiny hlavného dolomitu.

149 wettersteinské a hlavné dolomity: jul – staršia časť rétu: a) šošovky lunzských vrstiev; jul –?starší tuval

Neformálne názvy: chočský dolomit (Andrusov, 1942, s. 8; Maheľ, 1946b, s. 31, použil tento názov pre hlavné dolomity série Rohatej Skaly).

Vystupujú medzi Predhorím, Riedkou, Ostrou Malenicou, Rohatínom, mlynom Uhliská a Svrčinovcom. Je to najhrubšie súvrstvie sekvencie, dominantné aj plošným rozšírením.

Vzhľadom na neprítomnosť, resp. iba veľmi obmedzené vystupovanie lunzských vrstiev v tejto sekvencii (pozri ďalej) neboli kartograficky odlišené wettersteinské dolomity od hlavných dolomitov. Spolu tvoria najhrubšie súvrstvie sekvencie. Wettersteinské dolomity sú svetlosivé až bielosivé, mikrokryštalické, takmer všeobecne silno rekryštalizované. Sú vrstvovité, často s fantómovou zachovanou paralelnou lamináciou. Pre rekryštalizovanosť je ťažké stanoviť genézu laminácie. Hlavné dolomity majú zachované loferitické textúry a často aj dobre poznateľnú vrstvovitosť. Charakteristickým a nápadným znakom je rozpad na štrk až piesok. V dôsledku toho sú úložné pomery často neurčiteľné.

Ide o plytkovodný sediment vzniknutý v prostredí karbonátovej platformy. Fosílie sa v nich doteraz nezistili.

Komplex wettersteinských a hlavných dolomitov len ojedinele obsahuje šošovky lunzských vrstiev, napríklad v opustenom lome 2 km z. od Rajca (tab. II, foto 4). Ide o šošovku hrubú asi 20 m, tvorenú tmavými bridlicami.

148 wettersteinské vápence: a) nečlenené, b) rifová fácia; mladší kordevol – ?starší jul

Malé telesá wettersteinských vápencov vystupujú na báze mohutného telesa wettersteinských dolomitov na západných svahoch Rohatina a na severných svahoch Ostrej a Tupej Malenice. Z tohto priestoru ich poznali už Hanáček (1976, s. 135) a Mello (1977).

V najspodnejšej časti sú tenkodoskovité až hrubolavicovité, s polohami sedimentárnych brekcií (prechod od raminských vápencov). Sú svetlosivé až biele a tiež tmavohnedosivé, mikrokryštalické, dolomitizované a rekryštalizované. Miestami sú výrazne organodetrítické. Zo severných svahov Ostrej Malenice z nich z výbrusu č. S-1114 Jablonský (in Hanáček, 1974b, s. 17) určil ?*Dictyococelia manon* (MÜNST.) a *Uvanella irregularis* OTT.

147 norovické súvrstvie – mojtínsky vápenec: koralové a iné organogénne vápence; mladšia časť rétu

Jediný nevelký výskyt mojtínskeho vápenca (erózný zvyšok) zaradený do tejto tektonickej jednotky sa nachádza na Stráňach (k. 836) j. od Zemianskej Závady.

Ide o sivé mikritické alebo aj svetlé hrubolavicovité vápence, v ktorých možno nájsť organodetrítické aj organogénne polohy (koralové, lumachelové a organodetrítické vápence). Nájdú sa aj piesčité vápence, ojedinelé sú vložky slieňov.

Rétsky vek potvrdzujú okrem koralov *Thecosmilia clathraata* EMMR. aj foraminifery *Angulodiscus friedli* (KRIST.-TOLLM.) a *Triassina hantkeni* MAJZON (SALAJ, 1995b, s. 324).

Dosahujú hrúbku 30 – 50 m.

146 rovníanske súvrstvie: sivé lavicovité krinoidové vápence s rohovcami; hetanž – sinemúr

Prítomné sú tiež len v uvedenej oblasti kóty Stráne (Salaj, 1995b, s. 324). Ide o súvrstvie (20 – 40 m) stredno- až hrubolavicovitých, slabo piesčitých vápencov. Hľuzy rohovcov hnedastej farby sú nepravidelne roztrúsené.

Považský príkrov

Vrchné príkrovové teleso hronika charakterizujú fácie rozhrania panvy a okraja platformy, t. j. schreyeralmské vápence a proximálna časť raminsko-göstlinského súvrstvia (*mojtínska skupina*), smerom do nadložia prechádzajúce do plytkovodných facií karbonátovej platformy, t. j. do rifových a lagunárnych wettersteinských vápencov a lagunárnych wettersteinských dolomitov (*bebravská skupina*). Bazálnu časť tvorí skupina jednotnej karbonátovej platformy.

Považský príkrov vystupuje medzi Predhorím, Sokolím, Javorinou (1 009,5 m), Gábriškými vrchmi (935,2 m), lokalitou Poľany na hrebeni medzi Podhradskou dolinou a dolinou Slatinského potoka, Suchým vrchom (855,0 m), Rokytníkom (806,9 m), Borovou (685,0 m), mlynom – samotou Uhliská, Svrčinovcom (800,5 m) a Predhorím. Jeho denudačné zvyšky – tektonické čiapky – sú zachované v oblasti Tupého hrádka (674,0 m), kóty Dievča a Svinských chlievov (674,0 m). Odtiaľ sa, sčasti zakryté sedimentmi paleogénu, tiahnu cez Riedku a Radovú (578,0 m) k Predhoriu. Tam sa napájajú na súvislé teleso považského príkrovu. Jeho denudačné zvyšky – tektonické čiapky – sú zachované aj na hrebeňových častiach Trstenice, Suchej hory, Hrubej a Malej Zliezajne.

Tektonická príslušnosť spomenutého vrstvomého sledu sa v minulosti neinterpretovala jednoznačne. Kulcsár (1918, s. 203) ho zaradil k príkrovu triasového vápenca a dolomitu. Za samostatnú tektonickú jednotku vyššieho rádu (vyšší, resp. najvyšší subtratanský príkrov – strážovský príkrov) ho považovali Andrusov (1932a²³; 1935²⁴; 1936c²⁵; 1942; 1959; 1968), Koutek a Svoboda (1938, 1939), Maheľ (1946a, b²⁶; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1948; 1973a; in Maheľ et al. 1974; 1983a, b; in Maheľ a Malkovský, 1984; 1985a) a Hanáček (1974c, s. 28, 29, 31; 1975a, b; 1976²⁷).

S novým názorom prišiel Maheľ (1959a, s. 63), ktorý tvrdil, že „... *Za lokálne vývinu chočskej série treba považovať i série tzv. strážovského, veterníckeho a nedzovského príkrovu s väčším podielom svetlých až bielych vápencov v strednom a vrchnom triase*“. Ešte pregnantnejšie tento názor sformuloval Maheľ (1959b, s. 5 – 6), keď napísal: „... *je zjavná neopodstatnenosť strážovskej i ostatných sérií zo skupiny tzv. vyšších príkrovov*.“ Štúdiá v Strážovskej hornatine ukazujú, že tzv. strážovský príkrov nie je ničím iným ako jednou zo štruktúr chočskej série s menšími faciálnymi odchýlkami od jej typického vývinu. Samotná chočská jednotka nie je totiž sériou s jednotným vývinom, a to ani v tom istom pohorí. Tieto rozdiely nie sú však zvlášť nápadné, keďže ide o sériu budovaných v podstatnej miere vápencami a dolomitmi stredného a vrchného triasu, pričom ich stratigrafia je len málokde rozpracovaná detailnejšie. Pri podrobnejších štúdiách v Strážovskej hornatine a východnej časti Nízkych Tatier (Maheľ, 1957)... *dospel som k záveru, že susedné štruktúry chočskej jednotky majú značné faciálne rozdiely, pravda úmerné k celkovému charakteru sedimentácie*.

²³ Pomenoval ho mojtínsko-strážovský príkrov.

²⁴ Premeňoval ho na strážovský čiže strážovsko-mojtínsky príkrov.

²⁵ Premeňoval ho na strážovský príkrov.

²⁶ Časť príkrovu, t. j. celý vrstvomý sled vystupujúci v podloží wettersteinského vápenca a dolomitu z. od Mojťína (napr. na Suchom vrchu), ktorý zaradil k svetlému vápencu anisu, zaradil však Maheľ (1946b, s. 29; in Maheľ a Kuthan, 1947) aj spolu so spomenutými wettersteinskými dolomitmi k chočskému príkrovu, neskôr (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 152) k čiernovážskej sérii chočského príkrovu. Možno to konštatovať na základe toho, že v odseku venovanom čiernovážskej sérii cituje faunu brachiopód, ktorú našiel Kulcsár (1917; 1918, s. 198) pri Mojťíne.

²⁷ V jeho chápaní zahrňoval aj príkrov Ostrej Malenice.

... nemôže byť pochybnosti o tom, že... (tzv. *veternický príkrov* – Andrusov, 1936) patrí k chočskej jednotke. ... Podľa toho niet ani v Malých Karpatoch, takzv. vyšších subtatranských príkrovov. I takzv. *jablonicko-prašnický a nedzovský príkrov* (Andrusov, 1936, 1938) je iba osobitnou štruktúrou chočskej jednotky s menšími *faciálnymi odlišnosťami niektorých členov*...“. Napriek tomu, že tieto názory boli formulované v čase vrcholiaceho „protipríkrovového ťaženia“ v Západných Karpatoch, čas ukázal ich opodstatnenosť.

Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 109) strážovský príkrov včlenil do chočského príkrovu. Svedčí o tom jeho názor, „... že *vzťahy medzi chočskou a strážovskou jednotkou sú užšie a zložitejšie a že netvorí osobitné tektonické jednotky vyššieho rádu. Strážovská séria predstavuje len jeden z troch okrajových typov, či sérií chočskej jednotky*...“. Na mape však Maheľ (in Maheľ et al., 1964) tektonické telesá, považované dnes za súčasť považského príkrovu, oddelil od chočského príkrovu presunovou líniou. Keďže tieto dve práce spolu súvisia (ide o mapu a vysvetlivky k nej), nevedno, či presunovú líniu treba chápať ako líniu medzi čiastkovými príkrovmi chočského príkrovu, alebo či autor za dva roky uplynuté medzi vydaním vysvetliviek a mapy zmenil názor. Rovnaký názor prezentuje Maheľ (in Maheľ et al., 1967), keď strážovskú sériu považuje za súčasť chočskej jednotky (l. c., s. 65, 153, 166), ale zároveň ju oddeľuje od nej (?v rámci nej) presunovou plochou (l. c., s. 157, obr. 21). Z jeho formulácie „... *Najčastejšie vystupujú nad sebou dve až tri dielčie tektonické jednotky chočského príkrovu*“ možno usudzovať, že presunovú líniu treba chápať ako líniu medzi čiastkovými príkrovmi chočského príkrovu. Strážovský príkrov za súčasť chočského príkrovu považoval ešte Maheľ (1970, s. 22).

Strážovský (mojtínsko-strážovský) príkrov mal pôvodne (Andrusov, 1932a, s. 73) pozostávať najmä z dolomitov, vzápätí (Andrusov, 1936a, s. 17; 1951), už po premenovaní na strážovský, najmä zo svetlých wettersteinských vápencov²⁸, ktoré mali byť jeho typickou (charakteristickou) faciou²⁹. Ako príklad sa uvádzala lokalita Strážov (ale aj Mažiar, Sokolie a ďalšie), po ktorej príkrov dostal aj meno (*locus typicus*). Vápence na Strážove k wettersteinským vápencom zaradil aj Maheľ (1946b, s. 65, obr. 3; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1962a, c). Treba však povedať, že na Strážove nevystupujú wettersteinské vápence, ale ide o vápence ležiace v pozícii gutensteinských vápencov, ktoré sú však oproti gutensteinským vápencom veľmi svetlé³⁰. Pravdepodobne sú prechodnou faciou k steinalmským

²⁸Koutek a Svoboda (1938, 1939) síce v strážovskom príkrove vyčlenili odspodu dolomity a biele masívne vápence – wettersteinské, dnes ale vieme, že dolomity, ktoré na mape zobrazili pod wettersteinským vápencom, patria k príkrovu Ostrej Malenice. Preto aj v ich prípade zostáva v platnosti, že wettersteinský vápenc bol jediným reprezentantom strážovského príkrovu. Podľa súčasných znalostí len časť týchto dolomitov (v okolí Mojtína) leží nie pod, ale nad wettersteinskými vápencami a patrí k strážovskému príkrovu.

²⁹Andrusov (1959, s. 45) pripúšťa ich široké stratigrafické rozpätie (vrchný anis – vrchný trias).

³⁰Že sú svetlejšie ako gutensteinské vápence, konštatoval aj Maheľ (1971, s. 26). Tento fakt ešte stále spôsoboval problémy pri zaradení tejto fácie. Svedčí o tom aj to, že Maheľ (1971, s. 25, 26) sa týmto

vápencom³¹. Ku gutensteinským vápencom ich na základe mapových podkladov Hanáčka (1969; in Maheľ, 1971) v priestore medzi Mojtiňom a Fačkovom (a teda aj na Strážove) zaradil Maheľ (1971, s. 24 – 26). Na základe mikrofosílií získaných Hanáčkom (in Maheľ, 1971, s. 26) ich súčasne zaradil do anisu (na mape však v rámci nich na mnohých miestach použil šrafu, ktorú v bielovážskej sérii chočského príkrovu použil pre reiflinské vápence stredného triasu). Do anisu k sivým, tmavosivým a pestrým vápencom s foraminiferami a vložkami dolomitov ich v tom istom priestore zaradil Hanáček (in Maheľ, 1971, s. 26; 1972, 1974c, s. 13). Zdôraznil, „... že tu nejde o wettersteinské vápence“. K tmavosivým, sivým a pestrým, často rohovcovým vápencom (nerozlíšeným) pelsónu – ilýru (v tom istom priestore a aj na kóte Strážov) ich na základe mikrofosílií zaradil Hanáček (1974c, s. 14; 1975, b; 1976, s. 131 až 132)³². Maheľ (in Maheľ et

problémom zaoberá v texte v časti o gutensteinských vápencoch, ale zároveň na geologickej mape (l. c.) na kóte Strážov pre túto fáciu použil dva indexy, a to T₂ (správne podľa legendy malo byť T_{2a}) aj wT₂₋₃ (pravdepodobne označujúci wettersteinské vápence, hoci v legende pre ne použil index T₂). Na mape na tomto území vidno, že tu pravdepodobne bola pôvodne použitá šrafa, ktorá v legende znázorňuje wettersteinské vápence. Či tu ide o pôvodný stav alebo dodatočné úpravy, nemožno už zistiť. Rovnaké problémy mal Maheľ (1971, s. 25) aj v oblasti Zliezajne, kde túto fáciu, bez paleontologických dôkazov priradenú k strážovskému príkrovu, rozdelil na tmavosivé vápence anisu a na wettersteinské vápence ladinu – karnu (Maheľ, 1982). Navyše, vápence, ktoré tu vystupujú v rovnakej pozícii, t. j. v nadloží hlavných dolomitov príkrovu Homôľky, zaradil ku karditovým vrstvám a oponickým vápencom tohto príkrovu.

³¹V iných areáloch výskytu strážovského príkrovu, napr. v širšom okolí Omšenia, karbonátové komplexy „strážovskej jednotky“ sa už skôr členili (Maheľ, 1970, s. 22) na: 1. tmavosivé vápence anisu, 2. svetlé wettersteinské vápence najvrchnejšieho anisu(?) – ladinu – spodného karnu, 3. wettersteinské dolomity ladinu. Rozdelenie masy vápencov strážovského príkrovu na tmavé vápence anisu a svetlé vápence ladinu sa uplatnilo už aj skôr (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 153). Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 110) si uvedomoval problém a napísal: „... celé komplexy šedých vápencov v severnej časti Strážovskej hornatiny, v tzv. strážovskom príkrove, sa považovali za wettersteinské, kým podobný typ v tzv. chočskom príkrove sa opisoval ako gutensteinské vápence.“ Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 111; in Maheľ, 1967, s. 153) v strážovskej sérii vyčlenil svetlosivé vápence, v ktorých podľa neho možno odlišiť dva typy: spodnejšie, biele až sivé, s polohami hnedastých vápencov, ojedinele s hľuzami rohovecov (napr. na hrebeni od Bieleho potoka k Mažiaru) a s brachiopódami (dnes vieme, že sú to steinalmské a schreyeralmské vápence) – zaradil ich k vrchnému anisu; druhé sú biele vápence s výskytom korálov a rias (dnes vieme, že sú to wettersteinské vápence) – zaradil ich do ladinu. V podstate rovnako rozdelil masu vápencov strážovského príkrovu (v priestore vymedzenom obcami Trstie a Mojtiň, kótami Mažiar a Sokolie a potokmi Radotina a Biely potok) Hanáček (1962, s. 2 – 3). Vyčlenil (nie však na mape): a) sivé vápence, na viacerých miestach s hľuzami rohovecov (bližšie nelokalizoval priestor, v ktorom vystupujú), b) biele vápence (ktoré lokalizoval do priestoru medzi Mlynom Uhľská, údolím potoka Radotina a údolím Bieleho potoka). Väčšiu pestrosť triasových vápencov strážovského príkrovu zaraďovaných pod wettersteinské vápence si musel uvedomovať už Maheľ (1946b, s. 30; 1947), keď v oblasti z. od Mojtiňa vyčlenil svetlý vápenc anisu (dnes vieme, že tu zahrnul gutensteinsko-steinalmské, steinalmské a schreyeralmské vápence), ktorý však zaradil do chočského príkrovu.

³²Krivý (1975, s. 7) tieto nerozlíšené vápence zahrnul pod termín aniský karbonátový komplex. Zahrnul doň (l.c., s. 8 – 9) vápence gutensteinského, reiflinského a schreyeralmského typu a tiež krinoidové vápence. Na základe práce Kozura a Mocka (1974) upozornil na ich širšie stratigrafické rozptáie (anis – spodný ladin).

al., 1982) ich (na k. Strážov, Mažiar, Sokolie a inde) na základe už uvedených prác Hanáčka zaradil k tmavosivým vápencom anisu. Z toho jasne vyplýva, že pod takto označené vápence uvedení autori zahrnuli viacero litostratigrafických jednotiek a len časť zvyšku vrstvového sledu strážovského príkrovu patrí k wettersteinským vápencom³³. Wettersteinské vápence tak postupne prestali byť jediným predstaviteľom strážovského príkrovu. Neskôr sa vrstvový sled ešte viac obohatil a skompletizoval. Najkompletnejšie ho predstavujú práce Maheľa (in Maheľ et al., 1982, 1985a.)³⁴. V spodnejšej časti anisu sú to vápence, ktoré Maheľ (in Maheľ et al., 1982) charakterizoval ako tmavosivé vápence anisu, resp. spodného až stredného anisu (Maheľ, 1985a). Smerom do nadložia prechádzajú do sivých vápencov s rohovcami a pseudohľuznatých vápencov ilýru, miestami pelsónu – ladinu (Maheľ, in Maheľ et al., 1982), resp. do sivých a pestrých vápencov s hľuzami a rohovcových vápencov vrchného anisu, miestami čiastočne ladinu (Maheľ, 1985a). Tie potom prechádzajú do wettersteinských vápencov ladinu – spodného karnu (Maheľ, in Maheľ et al., 1982), resp. do svetlých vápencov wettersteinského typu ladinu (Maheľ, 1985a). Nasledujú dolomity stredného až vrchného triasu (Maheľ, in Maheľ et al., 1982), resp. svetlé dolomity, čiastočne patriace k ladinu, prevažne však k vrchnému triasu (Maheľ, 1985a).

Skupina jednotnej karbonátovej gutensteinskej plošiny

Je zachovaná na báze príkrovu. Na zmapovanom území ju reprezentujú gutensteinské, strážovské a steinalmské vápence, t. j. sedimenty karbonátovej plošiny. Ich vývoj sa sčasti skončil ešte počas ilýru.

145 gutensteinské vápence; egej – bityn

Gutensteinské vápence sa zistili len j. od Mojtína na severných svahoch Gábrišských vrchov. Sú to hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10 – 100 cm) mikrokryštalické bituminózne vápence tmavohnedosivej až čiernosivej farby. Vyskytujú sa v nich telesá červíkovitých vápencov a dolomitov.

144 strážovské vápence (nový názov); starší pelsón

Tieto vápence tvoria vo väčšine prípadov bazálnu časť považského príkrovu. Vystupujú z. a sz. od Mojtína, tam sa od „tretej Štúrovej brány“ tiahnu na Suchý vrch (855,0 m) a odtiaľ pokračujú na JZ na hrebeň oddeľujúci depresiu Mojtína od Podhradskej doliny, t. j. na masív Kroštenice. V súvislom pruhu ich ešte

³³ Wettersteinské vápence od ostatnej masy vápencov v priestore medzi Mojtínom a Bielym potokom kartograficky odčlenil Hanáček (1969; in Maheľ, 1971; 1972).

³⁴ Po tomto rozčlenení sa zistilo, že stratigrafické rozpätie (vrchný anis – vrchný trias), ktoré predpokladal Andrusov (1959, s. 45) pre svetlé wettersteinské vápence, je rozpätím celej sekvencie.

možno sledovať od Gáabrišských vrchov cez Hluchú dolinu na kótu Mažiar (947 m) až do údolia Bieleho potoka. Okrem toho v podobe trosiek vystupujú aj na hrebeňových častiach Trstenice, Suchej hory, Hrubej a Malej Zliezajne.

Podľa vzhľadu sú na rozhraní gutensteinských a steinalmských vápencov (možno ich charakterizovať ako gutensteinsko-steinalmské vápence). Sú to mikrokryštalické svetlosivé, béžové, hnedosivé až tmavosivé, celkove však skôr svetlé ako tmavé, zreteľne vrstvovité vápence s premenlivou hrúbkou vrstiev, prevažne však skôr hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 10 – 100 cm, prevažne však 50 až 100 cm). Sú v nich aj 5 – 10 cm hrubé polohy „laminovano-robačkovitých“ vápencov. Vrstvové plochy hrubovrstvovitých vápencov sú pomerne rovné. Niektoré vrstvy zreteľne obsahujú ílovitú prímes. Organické zvyšky temer nie sú prítomné. Ojedinele sa vyskytujú články ľalioviek. Na nedostatok organických zvyškov v tejto fácií v oblasti Malá a Hrubá Zliezajňa upozornil aj Krivý (1975, s. 14 – 15). Zistil v nich len ojedinelé schránky ostrakód, foraminifer a článkov krinoidov. Vápence majú svetlú modrosivú patinu vetrania. Zriedka sa vyskytujú drobné hľuzy rohovcov, usporiadané v horizontoch paralelných s vrstvovitosťou. Z textúr sa vyskytujú náznaky paralelnej laminácie. Vyskytujú sa aj stylolity paralelné s vrstvovitosťou. Vápence sú často dolomitické, s dolomitovým rozpadom. Najmä v spodnej časti sú zreteľné polohy dolomitov, čo svedčí o plytkovodnom prostredí vzniku. Vytvárajú stenové odkryvy. Krivý (1975, s. 19) ich charakterizoval ako mikrity a mikrosparity, zriedkavejšie dismikrity, vo vyššej časti súvrstvia aj ako biomikrity a pelmikrity, zriedkavo oosparity a pseudoosparity.

Vo vrchnej časti podobných až zhodných vápencov vystupujúcich v príkrove Ostrej Malenice (t. j. v spodnejšom tektonickom telese) na profile Ostrá Malenica sa zistili (Havřila a Pevný, 1991) konodonty *Neospathodus kockeli* (TATGE) a *Gondolella* cf. *constricta* MOSHER et CLARK potvrdzujúce pelsón. Je pravdepodobné, že z tejto pozície a z týchto vápencov považského príkrovu z okolia Mojtína pochádza konodont *Neospathodus kockeli* (TATGE), ktorý uvádzajú Puškárová (1980) a Krivý (1981).

Štúr (1860, s. 86) tieto vápence na kóte Strážov pokladal za neokómsky dolomit. Na Gáabrišských vrchoch a Javorine ich Kulcsár (1918, s. 197) charakterizoval ako hrubé lavice svetlosivého vápenca, kým na Javorinkách ako tmavosivý hrubovrstvovitý vápenc. Zrejme preto, lebo makroskopicky sú niekde medzi gutensteinskými a steinalmskými vápencami. Maheľ (in Maheľ et al., 1982) ich časť na lokalitách Suchá hora a Hrubá Zliezajňa zaradil k tmavosivým vápencom anisu, resp. ku gutensteinským vápencom (Maheľ, 1971, s. 25) a časť k wettersteinským vápencom ladinu – spodného karnu. Západne od Mojtína ich Maheľ (1946a, b, s. 29 – 30; in Maheľ a Kuthan, 1947) spolu s inými litostratigrafickými jednotkami zahrnul pod termín svetlý vápenec, resp. svetlý masívny vápenec aniského veku.

Časť týchto vápencov (sv. svahy Hrubej Zliezajne) Maheľ (in Maheľ et al., 1982) zaradil k oponickým vápencom, časť pravdepodobne zahrnul do sekvencie

príkrovu Homôľky (polohy uprostred hlavného dolomitu na severných svahoch Trstenice a Suche hory).

Pre vápence uvedeného stratigrafického postavenia sa vo Veľkej Fatre použil názov gaderské vápence (Polák et al., 1996), ktorý však zahrnoval aj ďalšie fácie.

143 steinalmské vápence: mladší pelsón – ilýr

Malé telesá týchto vápencov sa zistili z. od Mojtína, t. j. južne od „tretej Štúrovej brány“ a na južných svahoch Suchého vrchu. Súvislejšie vystupujú na severných svahoch Hlučej doliny a v okolí lokalít Mažiar a Sokolie medzi Mojtínskym a Bielym potokom.

Dosahujú malú hrúbku. Netvoría súvislý horizont. Sú to svetlé (sivobiele, svetlohnedosivé) mikrokryštalické masívne vápence. Vo vrchnej časti súvrstvia obsahujú organodetrit (detrit krinoidových článkov).

Na existenciu steinalmských vápencov v strážovskom príkrove v oblasti Basky (mimo zmapovaného územia) na základe biostratigrafických údajov poukázal Bystrický (1982, s. 82).

Mojtínska skupina

Zahrnuje tu panvové a svahové karbonátové fácie vrchného ilýru – vrchného longobardu, ako aj proximálnu časť karbonátových turbiditov ramínsko-göstlinského súvrstvia vrchného ilýru – kordevolu, sedimentujúce po rozpade jednotnej karbonátovej gutensteinskej plošiny.

142 schreyeralmské vápence; mladší ilýr – mladší longobard

Vystupujú z. od Mojtína v širokom okolí kóty 876,5 m, na Suchom vrchu (855,0 m), z. od Rokytníka (806,9 m), j. od Borovej (685,0 m) a v súvislom pruhu tiahnucom sa od Mojtína na V cez Javorinky do Hlučej doliny, na kótu Mažiar (947 m), odtiaľ na SV do doliny Bieleho potoka temer k Predhoriu a odtiaľ na J, resp. na Z cez hrebeň v mieste medzi kótou Zadné kruhy (704 m) a kótou 755,0 m cez údolie na kótu Svrčinovec (760 m). Vystupujú aj v doline Radotiny, t. j. v údolí Bieleho potoka v úseku medzi Predhorím a Riedkou a v izolovanej tektonickej troske Tupého hrádku. Menší zvyšok je aj na Gábrišských vrchoch.

Prítomnosť schreyeralmských vápencov bola známa viacerým starším autorom, väčšinou ich však považovali za súčasť iných litostratigrafických jednotiek.

Prvý ich pravdepodobne odlíšil Kulcsár (1918, s. 199), ktorý tvrdil: „*Na severnom konci Svinských chlievov ako i Svrčinovci tiahnu sa k Predhoriu, vystupujú vedľa svetlošedých vápencov (rozumej wettersteinských) aj pevné, červenkasté alebo svetločervené, miestami rohovcové vápence, medzi ktorých hrubými lavicami ležia hnedošedé, doskovité vápence*“.

Koutek a Svoboda (1939, s. 6), z lokality „... na vrchole z. od šachty nad Lo-pušnou“ a tiež zo Svrčinovca opísali sivé celistvé vápence s početnými hľuzami sivého rohovca. Považovali ich za najvyššiu polohu vápencového komplexu (takú pozíciu však majú len na uvedenej lokalite). Na mape ich však od wettersteinského vápenca neoddelili.

Mahel' (1971, s. 26) ich zahrnul ku gutensteinským vápencom. Vo vysvetľujúcom texte ku gutensteinským vápencom napísal: „V oblasti Sokolia... nájdu sa vápence hnedasté s hľuzami rohovcov. Sú mikritické až pelmikritické. Polohy hľuznatých vápencov, rohovcov pripomínajú reiflinské vápence“. Neskôr ich v tom istom priestore už považoval za schreyeralmské vápence (Mahel', 1985a, s. 101). Západne od Mojštína ich Mahel' (1946b, s. 29 – 30; in Mahel' a Kuthan, 1947; 1962a, s. 138) spolu s inými litostratigrafickými jednotkami zahrnul pod termín svetlý vápenc, resp. svetlý masívny vápenc aniského veku.

Hanáček (1972) v legende k mape vyčlenil aj „prevažne ružové, hnedé, svetlé, červené vápence s polohami krinoidových vápencov (anis)“, ktoré síce na mape nevedel presne ohraničiť, ale šrafou ich naznačil (v okolí k. Tupý hrádok, v okolí osady Riedka, v údolí Radotiny, j. od kóty Borová, v. od Mojštína, sv. od kóty Sokolie, v údolí Bieleho potoka, v. a jv. od Svrčinovca) v rámci ostatných nečlenených vápencov anisu. Na základe jeho opisu možno faciú stotožniť so schreyeralmskými vápencami. Termín schreyeralmské vápence použil Hanáček (1974b, s. 7; 1976, s. 127, 129) len v texte, kde ich charakterizoval ako „... ružovkasté, tenkovrstevnaté hľuznaté vápence...“ a považoval ich „za vyšší člen tohto karbonátového pruhu (rozumej vápencovo-dolomitového pruhu anisu)...“. Hanáček (1974b, s. 7) spresnil vek faciú na ?pelsón – ilýr a neskôr (Hanáček, 1975 in Hanáček, 1976) na pelsón – ilýr. Možno sem začleniť aj časť vápencov, ktoré Hanáček (1974b, s. 7) označil ako „šedé rohovcové vápence – annabergské? (pelsón – ilýr?)“, ktoré charakterizoval ako „... šedé i slaboružové lavicovité vápence. Obyčajne však šedé vrstevnaté vápence..., často s obsahom rohovcových hľúz..., prevažne mikritické vápence so schránkami tenkostenných lamelibranchiát, miestami i foraminiferovo-krinoidové biosparity“. Druhú časť takto označených a charakterizovaných vápencov možno zaradiť k raminským vápencom.

V nadloží strážovských a steinalmských vápencov pelsónu vystupujú pestré sivohnedé, ružovosivohnedé, červenohnedé až ružové (často ide o prelivy spomenutých farieb) mikrokrystalické vápence, hľuznaté, prevažne však vrstvomité, s hrúbkou vrstiev 3 – 25 cm, so zvlňenými vrstvomými plochami, s organickým detritom a so zriedkavými hľuzami rohovcov. Tenké povlaky červenej slienitej hmoty sú zachované najmä v depresiách zvlňených vrstvomých plôch. Miestami sa v schreyeralmských vápencoch vyskytujú vrstvy nápadne rovnoploché svetlosivých vápencov s organickým detritom, t. j. raminské vápence. Krivý (1975, s. 22) konštatoval, že z biofaciálneho hľadiska ich charakteristickým znakom je masový výskyt juvenilných lamelibranchiát, skleritov holotúrií, konodontov a lokálne aj rádiolárií. Podľa neho najrozšírenejším štruktúrnym typom sú v nich

biopelmikrity až biomikrity, bežné sú aj pelmikrity, zriedkavejšie sú čisté mikrity, vo vrchných častiach súvrstvia sú najčastejšie biosparity až oobiosparity. V nich spomedzi bioklastov zistil fragmenty schránok lamelibranchiát, úlomky krinoidov, ježoviek, schránky foraminifer, zriedkavejšie aj koraly, ostrakóda a hľuzky cyanofýceí. V hľuzách rohovcov zistil kalcifikované rádiolárie a ihlice hubiek.

Sedimentácia schreyeralmských vápencov bola v ich vrchnej časti spočiatku len prerušovaná. Neskôr sa celkom skončila v dôsledku nasypania raminských vápencov derivovaných z progradujúceho wettersteinského rifu. Z najvyšších častí schreyeralmských vápencov tvoriacich polohy v raminských vápencoch sa doteraz na tomto území nepodarilo získať biostratigrafické údaje a stanoviť tak horné stratigrafické rozhranie tejto fácie, resp. stanoviť tak vek progradovania wettersteinských rifov.

Staršie biostratigrafické údaje pochádzajú od Kulcsára (1917; 1918, s. 198), ktorý z ľavej strany cesty Mojtín – Belušské Slatiny s. od k. 646 našiel a určil *Spiriferina fragillis* SCHLOTH., *Sp. (Mentzelia) Mentzelii* DUNK. a *Sp. (M.)* cfr. *Köveskaliensis* (SUSS) BÖCKH.³⁵

Z hnedastých vápencov s ojedinelými hľuzami rohovcov z lokality na hrebni od Bieleho potoka k Mažiaru Maheľ (1962a, s. 138, in Maheľ et al., 1962, s. 111; s. 138; in Maheľ et al., 1967, s. 153) uvádza nasledujúce spoločenstvo brachiopód: *Spiriferina manca* BITT., *Aulacothyris angustaeformis* (BOECKH.), *Mentzelia* aff. *mentzelii* DUN. a *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.).

Pevný (1963a, s. 6) z lokality Predhorie – hrebeň z. od Bieleho potoka – z hnedastých vápencov určil *Mentzelia* aff. *mentzelii* DUNKER³⁶, potvrdzujúcu stredný trias. Ďalšie brachiopóda z tejto lokality (sv. od k. 1 032,3 Sokolie) zistil Pevný (1972, s. 3). Sú to opäť druhy potvrdzujúce anis: *Mentzelia mentzelii mentzelii* DUN. a *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.). Z tej istej lokality Pevný (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 37, lok. 24) určil: *Mentzelia mentzelii* DUN., *M. aff. mentzelii* DUN., *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) a *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.). Celé spoločenstvo brachiopód a konodontov z lokality Sokolie zhrnul Pevný (1981).

Zo sivých (resp. ružovo-hnedastých hľuznatých) vápencov vystupujúcich v údolí Radotiny z. od Predhoria Pevný (1972, s. 3) určil *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), potvrdzujúci anis³⁷.

³⁵ Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 111) túto faunu považoval za súčasť sivých a hnedosivých vápencov podobných gutensteinským vápencom vystupujúcim na báze vápencového komplexu strážovskej série a (Maheľ, 1971, s. 25) za súčasť gutensteinských vápencov anisu. To isté súvrstvie mu potom vo vrstvovom slede vystupovalo dvakrát.

³⁶ Podľa informácie Maheľa (1971, s. 26) brachiopód *Mentzelia mentzeli* DUNK. našiel severne od kóty Sokolie v slabo krinoidových vápencoch Hanáček. Hanáček (1972, s. 35; 1976, s. 129) tvrdí, že to bolo 300 m v. od k. Sokolie a že druh určil Pevný. Brachiopóda z tejto oblasti poznal už Maheľ (1962a), ktorý na ich základe zaradil vápence do vrchného anisu.

³⁷ Fosiliu našiel Hanáček (1976, s. 130) – d. b. č. 610.

Z hnedoružových vápencov na východnom svahu kóty Svrčinovec z. od k. 433,6 uvádza Hanáček (1974c, s. 8; 1976, s. 130) uvádza *Citaella dinarica* (KOCHANŠKY-DEVIDE et PANTIĆ) a *Glomospira densa* (PANTIĆ). Podrobný prehľad ďalších nálezov glomospír a citael z týchto vápencov Havrila (in Havrila et al., 2004).

Bohaté spoločenstvá mikrofauny získala Puškárová (1977) z okolia Riedkej. Z profilu Riedka I (pozostávajúceho z 26 vrstiev, z ktorých bolo spracovaných 7 vzoriek), v záreze cesty z Riedkej do doliny Radotiny na ľavej strane doliny (zhruba zodpovedá d. b. č. 27/96 Havrilu in Havrila et al., 2004), t. j. zo spodnejšej časti súvrstvia (najspodnejšia časť môže byť urezaná presunovou plochou) z vápencov (červených, sivoružových až ružových, ružovočervených, fľakatých mikritických hl'uznatých a tmavosivých mikritických vápencov), ktoré považovala za reiflinské (PUŠKÁROVÁ, l. c.), získala a určila bohaté spoločenstvá ozúbkovaných konodontov bez väčšieho stratigrafického významu, neurčené sklerity holotúrií, *Globochaete alpina* LOMB., *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Aeolisaccus* sp., foraminifery, ale najmä stratigraficky cenné platničkovité konodonty *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *M. mungoensis* (DIEBEL), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. navicula* HUCKR. a *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.). Z profilu Riedka II v záreze tej istej cesty (zhruba zodpovedá d. b. č. 26/96 Havrilu in Havrila et al., 2004), t. j. z vrchnejšej časti súvrstvia z výrazne lavicovitých fialovoručových až červených jemných kalových vápencov Puškárová (l. c.) získala a určila okrem už spomenutých druhov aj *Gondolella foliata* (BUDUROV). Vek súvrstvia stanovila takto: Profil Riedka I považuje za spodný longobard (medzi zónami curionii a archelaus) a profil Riedka II považuje za vrchný longobard (zóna archelaus). Na základe výskytu *Gondolella excelsa* (MOSHER) v profile Riedka II možno vek profilu obmedziť len na spodnú časť zóny archelaus.

Vzhľadom na to, že v okolí Riedkej, ako aj v širšom areáli považského príkrovu do sedimentačnej oblasti schreyeralmských vápencov (najmä v ich vyššej časti) vstupujú „nasypania“ raminského vápencá³⁸ derivovaného z okraja wettersteinského rifu, uvedené stratigrafické rozpätie zahŕňa aj fáciu raminských vápencov. Vrchná časť schreyeralmských a spodná časť raminských vápencov sa časovo pokrývajú.

Pretože raminské vápence sú derivované z okraja wettersteinského rifu (na lokalite Riedka sa v nich zistili *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Aeolisaccus* sp. a foraminifery), možno tento vek vzťahovať aj na fáciu wettersteinských rifových vápencov.

Predbežne sa ukazuje, že stratigrafické rozpätie schreyeralmských vápencov (ich hornej hranice) považského príkrovu rastie smerom od V, resp. JV na Z,

³⁸Vzhľadom na mnohonásobné striedanie týchto dvoch facií v profile často najmä na mape (napr. v okolí Riedkej, ale najmä v okolí Tupého hrádku) nie je možné určité oblasti zaradiť k jednej či druhej fáci.

resp. na SZ (na lokalite Sokolie sa horná hranica pohybuje v rozpätí ilýr – fasan, presnejšie nie je stanovená, keďže údaj pochádza len z bodovej vzorky; na lokalite Mojtín sa preukázal vrchný fasan, zóna curionii, s možnosťou, že hranica je ešte vyššie; na lokalite Riedka preukázaná horná hranica je spodná časť vrchného longobardu, spodná časť zóny archelaus), čo svedčí o progradácii wettersteinského rifu v tomto smere).

Konodonta a holotúrie získal Pevný (1984) aj z niekoľkých lokalít v okolí Mojtína: z lokality č. 1 (zodpovedá približne d. b. č. 55/96 Havrilu in Havrila et al., 2004) z hnedastých vápencov určil: *Gondolella excelsa* (MOSH.), *G. constricta* MOSH. et CLARK, *Gondolella* sp., *Prioniodina venusta* (HUCKR.), *Didymodella alternata* (MOSH.), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina (Cypriododella) muelleri* (TATGE). Z lokality 2 (neďaleko od lokality 1) zo svetlosivých až žltkastých celistvých vápencov určil: *Gondolella* sp., *Prioniodina (C.) muelleri* (TATGE), *Theelia undata* MOSTLER, *Acanthoheelia spinosa* FRIZZ. et EXLINE, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Priscopodatus staurocumitoides* MOSTL. a *Achistrum* sp. Z lokality 3 (zodpovedá približne d. b. č. 361/02 Havrilu in Havrila et al., 2004) zo svetloružových vápencov určil: *Gondolella excelsa* (MOSH.), *G. constricta* MOSH. et CLARK, *Prioniodina venusta* (HUCKR.), *Lonchodina posterognathus* (MOSH.), *Prioniodina (C.) muelleri* (TATGE), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Theelia undata* MOSTL., *Acanthoheelia spinosa* FRIZZ. et EXLINE, *Priscopodatus tyrolensis* MOSTL., *Tetravirga perforata* MOSTL., *Eocaudina subhexagona* GUTSCH., CANIS et BRILL a *Calclamna* sp. Z lok. 4 (zodpovedá približne d. b. č. 81/96 Havrilu in Havrila et al., 2004) z tenkovrstvovitých celistvých ružových a žltkastých vápencov určil: *Prioniodina venusta* (HUCKR.), *Theelia undata* MOSTL. a *Priscopodatus triassicus* MOSTL. Asociáciu mikroorganizmov na všetkých lokalitách hodnotí ako ilýrsku. Po revízii treba asociáciu považovať za ilýrsko-fasanskú.

Novšie biostratigrafické údaje zo schreyeralmských vápencov sa získali z okolia Mojtína. Získané konodonta (najmä zo spodnejšej časti súvrstvia, kde sa zaznamenal aj výskyt brachiopód) spracovali Havrila a Pevný (in Havrila, 1997b). Podrobne sú uvedené v práci Havrilu et al. (2004).

Na základe uvedených údajov bolo možné spresniť stratigrafické rozpätia vápencov. Sedimentácia pelagických facií (schreyeralmských vápencov) v považskom príkrove v okolí Mojtína sa začala vo vrchnom ilýre. Dokumentuje to spoločenstvo brachiopód anisu (pelsónu – ilýru) publikované Kulcsárom (1917, 1918, s. 198) a spoločenstvo konodontov (vzorky č. 948, 949 in Havrila et al., 2004). Už v spodnej časti súvrstvia však prebieha rozhranie ilýru a fasanu (vzorka č. 950, l. c., už zodpovedá spodnému fasanu). Vrchná hranica súvrstvia nie je dobre datovaná, len na lokalite Riedka, kde bol stanovený vek spodná časť vrchného longobardu (spodná časť zóny *archelaus*), sa dosiahli presnejšie výsledky. Najpravdepodobnejšie je, že ich sedimentácia sa skončila počas zóny *archelaus*.

141 schreyeralmské vápence s „nasypaniami“ raminských vápencov; ?mladší ilýr – ?mladší longobard

Na niektorých lokalitách v schreyeralmských vápencoch sa vyskytujú „nasypania“ raminských vápencov, pričom pomer oboch facií je vyrovnaný. Preto nemožno rozhodnúť, ku ktorej facií tieto lokality zaradiť. Preto sú na mape znázornené samostatne.

140 raminské vápence; mladší ilýr – kordevol

Dobre odlíšiteľné sú v širšom okolí kóty Svrčinovec (760 m), medzi Riedkou a kótou Radová a tiež j. od Tupého hrádku.

Za raminské vápence s. l. možno považovať „... *polohy šedých slabokrinooidových až krinooidových vápencov... zväčša organodetritickej štruktúry s dobre zachovanými článkami krinooidov...*“, ktoré zistil Hanáček (1969, 1976, s. 127) v rámci nerozlíšených vápencov pelsónu – ilýru napr. na s. svahoch Bieleho potoka, v údolí Radotiny a na Tupom hrádku. Podľa neho „... *ide o krinooidovo-foraminiferový, slabo premytý biosparit, miestami o biomikrit s článkami krinooidov a prierezmi schránok lamelibranchiátov*“.

Raminské vápence sú proximálny člen raminsko-göstlinského detritického turbiditného súvrstvia. Sú to dobre vrstvomité rovnoploché, v proximálnej časti (je zachovaná v považskom príkrove) svetlosivé, bielosivé až svetlohnedosivé, stredno- až hrubozrnné hrubovrstvomité (na lokalite Tupý hrádek hrúbka vrstiev dosahuje 5 – 85 cm) detritické vápence s organodetritom a s drobnými brachio-pódami, s tenkostennými lamelibranchiátmi a amonitmi. Hrúbka vrstiev klesá so vzdialenosťou od zdroja (wettersteinského rifu), z ktorého je detrit derivovaný, smerom do panvy. Týmto smerom klesá aj hrúbka zrna a mení sa (tmavne) farba vápencov. Distálnejšia časť raminskej facií je zachovaná v spodnejšom príkrove – v príkrove Ostrej Malenice. Distálny člen súvrstvia (göstlinské vápence) je zachovaný v príkrove Homôľky a vstupuje do partnašskej bazénovej facií, čím zakončuje jej vývoj. Na rozdiel od toho, proximálny člen súvrstvia (raminské vápence) vstupuje do sedimentačného priestoru schreyeralmských vápencov. Ich sedimentáciu vo vrchnej časti spočiatku len prerušuje, neskôr celkom zakončuje.

Zo sutiny sivých krinooidových vápencov v údolí Radotiny na južných svahoch kóty Radová uvádza Hanáček (1976, s. 130) *Citaella dinarica* (KOCHAN.-DEVIDE et PANTIČ) a *Glomospira densa* (PANTIČ). Masový výskyt *Glomospira densa* (PANTIČ) uvádza (l. c.) z hnedých krinooidových vrstvomitých vápencov nachádzajúcich sa uprostred hnedosivých až ružovohnedých, miestami hľuznatých masívnych alebo vrstvomitých vápencov v údolí Radotiny z. od Predhoria.

Rozpúšťaním vápencov z najvyššej časti raminských vápencov z bezprostredného podlažia wettersteinských vápencov (in Havrila et al., 2004) s cieľom zistiť ich vek pomocou konodontov a holotúrií sa zatiaľ nedospelo k výsledku.

Z lokality Tupý hrádok Havrila a Pevný určili toto spoločenstvo spodného fasa-
nu: *Gondolella cornuta* (BUD. et STEF.), *G. longa* KOVACS, KOZUR et MIETTO,
G. excelsa MOSHER, *G. szaboi* KOVACS, *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.),
Hindeodella (Metaproniodus) spengleri (HUCKR.), *Ozarkodina tortilis* TATGE,
Enantiognathus petreviridis (HUCKR.), zúbky rýb, šupiny rýb, glaukonitové jadrá
gastropód, ostrakóda a ojedinelé foraminifery. V príkrove Ostrej Malenice vek
hornej hranice tohto súvrstvia je kordevol. V považskom príkrove, z priestoru
ktorého sa progradácia okraja platformy začala, treba uvažovať so starším vekom
hornej hranice fácie, keďže progradácia potom pokračovala do priestoru príkrovu
Ostrej Malenice. Spodná hranica je stanovená na základe horného rozpätia fácie
schreyeralmských vápencov. V ich hornej časti sa už vyskytujú násypy ramini-
ských vápencov.

Bebravská skupina

Zahrnuje dolomitové brekcie rifovej haldy a plytkovodné rifové aj lagunárne
súvrstvia wettersteinskej fácie, t. j. súvrstvia karbonátovej plošiny a jej okraja.

139 dolomitové brekcie rifovej haldy; ladin – kordevol

Zastúpené sú na malom priestore. Vystupujú v nadloží schreyeralmských vá-
pencov a v podloží wettersteinských vápencov v tenkom pruhu tiahnucom sa od
Javoriniek do Hlučej doliny na jej severné svahy. Odtiaľ sa v podobe šošoviek,
sporadicky vystupujúcich pod wettersteinskými vápencami, ťahajú až k Predho-
riu. Väčší izolovaný výskyt je v údolí s. od Mažiaru. Podmienečne sem možno
zaradiť aj dolomity vynárajúce sa spod wettersteinských vápencov v závere údo-
lia smerujúceho spod hrebeňa Svrčinovec – Mažiar, ústiaceho do doliny Rado-
tiny.

Tvorí ich detrit derivovaný z okraja karbonátovej platformy. Klasty tvorené
svetlosivým dolomitom sú utopené v dolomitovom piesku.

Krivý (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 46), ktorý ich podľa Sartheina
(1965) označil termínom talusové organogénne brekcie (*Riffblockschutt – Riff-
schuttblockablagerung*), konštatoval ich neprítomnosť.

138 wettersteinské vápence: a) nečlenené, b) rifová fácia, c) lagunárna fá- cia ?mladší ilýr – kordevol

Neformálne názvy: kriedový biely vápenec (Foetterle, 1865); biely vápenec,
svetlosivý biely riasový vápenec zhodný s wetterlinským vápencom (Kulcsár,
1918, s. 198); veternický vápenec (Andrusov, 1936, s. 17; Koutek et al., 1938 in
Koutek a Svoboda, 1939); wettersteinský vápenec (Andrusov, 1951).

Tvorí mohutné teleso narezané prítokom Mojtínskeho potoka v Hlučej
doline. Odtiaľ ho možno sledovať na V cez hrebeň spájajúci kótu Svrčinovec
(760 m) a kótu Mažiar (947 m) a cez sz. hrebeň Sokolia do údolia Bieleho poto-

ka smerom k Predhoriu a na kótu Sekaná. Pokračovanie telesa možno nesúvisle sledovať v okolí Mojštína, kde vápence vystupujú v okolí „tretej Štúrovej brány“. Odtiaľ sa v tenkom pruhu ťahajú na S ku kóte Rokytník (806,9 m), k Borovej (685,0 m) a k mlynu – samote Uhliská. Menšie výstupy sú na kóte Dievča, v podloží paleogénu v okolí Svinských chlievov a v údolí Radotiny.

Wettersteinské vápence vystupujú v nadloží schreyeralmských vápencov, prípadne aj priamo v nadloží steinalmských vápencov. Vzhľadom na to, že ide o litologicky podobné typy vápencov (steinalmských a wettersteinských), ich vzájomné odlišovanie a vedenie hranice medzi nimi je v tomto prípade obťažné. Wettersteinské vápence sú svetlé až biele, mikrokryštalické, rekryštalizované a väčšinou bez poznateľných úložných pomerov.

V oblasti z. od Hlučej doliny dosahujú relatívne malú hrúbku. Sú svetlé (sivobiele, pleťové, svetlohnedosivé), mikrokryštalické, často bez zreteľnej vrstvitosti, inokedy prevažne hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 20 – 50 cm, často však 50 – 200 cm). Len na báze súvrstvia sú lokálne vyvinuté tmavšie rovnoploché tenkovrstvovité vápence malej, niekoľkometrovej hrúbky. Vo vrchnej časti súvrstvia obsahujú organodetrit (detrit krinoidových článkov). Sedimentárne textúry sme nepozorovali. Hanáček (1976) a Mahel' (in Mahel' et al., 1982) ich v tejto oblasti prekvapivo zaradili k tmavým vápencom anisu.

Wettersteinské vápence na tomto území zastupuje rifová aj lagunárna fácia. Hanáček (1974c, s. 20; 1976, s. 135) lokalizoval rozšírenie rifovej (koralovo-hubkovej) fácie do priestoru medzi mlynom Uhliská v. od Mojštína a Predhorím, konkrétne na severné svahy kóty Sokolie, oblasť Mojštína a údolie Bieleho potoka. V údolí Bieleho potoka podľa neho tvoria telesá rôznej veľkosti a nepravidelného tvaru. Hanáček (1974c, s. 17; 1976, s. 135) ich charakterizoval takto: „... *ide o mikritické a mikrosparitické vápence. Dosť rozšírenou mikrofáciou sú však aj organodetritické vápence (biosparity) preplnené úlomkami organických zvyškov, a organogénne rifové vápence (biolity), preplnené predovšetkým článkovanými vápnitými hubami, koralmi, riasami, lamelibranchiátmi, ojedinele i foraminiferami... a problematickými organickými zvyškami. Pre tieto vápence sú typické... evinospongiové textúry*“. Krivý (1975, s. 25 – 26) ich charakterizoval takto: „... *koralovo-hubovú (rozumej subfáciou),... reprezentujú organodetritické, menej organogénne vápence. Základnými zložkami organodetritických typov sú úlomky rozmanitých organizmov, tmelené hmotou chemogénnej povahy. Podstatnú časť klastov tvoria fragmenty zelených rias, siných rias, vápnitých húb, solenopór, koralov, brachiopódov, lamelibranchiátov, gastropódov, foraminifer a pod... Sediment zodpovedá ruditovej a arenitovej kategórii, spevnenej inkrušťačným a drúzovým tmelom. Rozšírené sú i intraklasty kalových a pelmikitických vápencov. ... Zdá sa, že najvýraznejšie je zastúpený sediment otvoreného litorálu tvorený klastickými úlomkami organizmov rozmanitých skupín arenitovej a ruditovej frakcie. ... Rifové organogénne vápence, pre ktoré sú charakteristické evinospongiové textúry, vystupujú vo forme enkláv uprostred organodetritických vápencov. ... menších rozmerov dosahujú v oblasti kóty Svrčinovec (800,5),*

k. 870,3 a v údolí Biely potok ... Základnými konštrukčnými elementami rifov sú koralý, vápňité hubky a solenopóry...“.

Podľa Krivého (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 46) „Členitosť sedimentačného priestoru v spodnom ladine nebola ešte výrazná, v biotope prevládali rastlinné spoločenstvá a celá oblasť mala ráz riasovej plošiny. Až vo vyššom ladine objavujú sa súvislejšie rifové telesá, ktoré pravdepodobne lemovali riasovú plošinu na V a JV okraji.“

O zastúpení aj lagunárnej fácie svedčia údaje Bystrického (in Hanáček, 1972, s. 57; Hanáček, 1974, s. 25; in Hanáček, 1976, tab. 3) z kóty Sekaná v. od Predhoria, kde sa zistila *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA a *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA. Spoločné vystupovanie uvedených rias svedčí o spodnokarnskom veku vápencov. Druh *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA uvádza aj Mahel' (1962a; 1971, s. 18 – 20, 28) z bližšie neurčenej lokality z údolia Bieleho potoka, od mlyna Uhliská a z hrebeňa kóty Sekaná v. od Predhoria. Na hrebene kóty Sekaná sa pomerne bežne vyskytujú loferitové textúry. Tie sa zistili aj na kóte Svinské chlievy, čo svedčí o rozsahu rozšírenia lagunárnej fácie. Krivý (1975, s. 26) riasové vápence charakterizoval takto: „... V prevažnej časti sú to biosparsity... v menšom rozsahu biomikrity a biopelmikrity“. Prvé fosílie (Gyroporelly) z bieleho vápence anisu (rozumej wettersteinských vápencov) tohto územia s. od Mojtína v Hluchej doline na južných svahoch Svrčinovca našiel Kulcsár (1915, s. 117; 1918, s. 200).

Z wettersteinských vápencov koralovo-hubkovej fácie z údolia Bieleho potoka j. od Predhoria bohaté ladinské spoločenstvo uvádzajú Kochanová (1962, s. 6), Pevný (1968, s. 3), Kochanová a Pevný (1976, s. 18 – 19), Siblík (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 37, z lok. 21): *Diplospirella* ex gr. *sufflata* (MÜNST.) a *Euractinella* ex gr. *contraplecta* (MÜNST.). Mahel' (1985a, s. 105) tvrdí, že Siblík z údolia Bieleho potoka určil aj *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *T. subdichotoma* MÜNST., *Hexaster* sp.,³⁹ *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYR.) a *Tetractinella cislonensis* (BITT.). Z viacerých lokalít Jablonský in Hanáček (1971, 1972, 1974c, 1976) určil *Collosporgia catenulata* (OTT), *Vesicocaulis* cf. *alpinus* OTT, *Follicatena cautica* OTT, *Girtyocoelia oenipontana* OTT, *Uvanella irregularis* OTT a *Dictyocoelia manon* (MÜNST.). Všetky uvedené taxóny sú podľa neho charakteristické len pre ladin. Z nemenovaných lokalít uvádza *Tubiphytes obscurus* MASLOV.

Hubky sa novšie našli aj na južných svahoch kóty Svinské chlievy a v záreze cesty z Riedkej do Trstia pri lome.

Podľa Mahel'a (in Mahel' et al., 1982) wettersteinské vápence vystupujú aj v oblasti Zliezajne. Na tejto mape ich považujeme za strážovské vápence.

³⁹ Toto sú jediné určenia koralov zo študovanej oblasti. O existencii koralov, ako sme už uviedli, sa zmieňujú aj Hanáček (1976) a Krivý (1975, 1980). Koralý z lokalít mimo zmapovaného územia spracoval Kolosváry (1958).

137 wettersteinské dolomity; ?fasan – ?starší tuval

Neformálne názvy: kriedový dolomit (Foetterle, 1865); svetlosivý alebo biely cukrový alebo brekciovitý dolomit (Kulcsár, 1918, s. 198).

Vystupujú medzi Suchým vrchom, Rokytníkom, Borovou a Mojtínom a na kóte 876,5 m z. od Mojtína v nadloží wettersteinských vápencov.

Litologicky sú zhodné s wettersteinskými dolomitmi príkrovu Ostrej Malenice. Sú svetlosivé až bielosivé, mikrokryštalické až zreteľne zrnité v dôsledku rekryštalizácie. Často sú pórovité. Pre ich rozpadavosť na piesok až štrk je ťažké stanoviť ich úložné pomery.

V priestore okolo Mojtína sa vyskytujú aj brekciovité typy dolomitov. Pravdepodobne ide o rifovú sutinu.

BRADLOVÉ PÁSMO (obr. 7, 8)

Ide o tektonickú jednotku s osobitným – bradlovým – tektonickým štýlom, ktorá leží na rozhraní vonkajších a centrálnych Západných Karpát. Od oboch sa líši chaotickejšim štýlom stavby – ide o tektonickú, ale čiastočne aj sedimentárnu melanž, megabudináž, miestami o megamylonitovú zónu, ktorá tvorí dlhú a úzku, prevažne strmo vztýčenú zónu na rozhraní týchto jednotiek. Vznikla v mobilnej zóne na styku dvoch megablokov – stabilnej Európy a centrálnych Západných Karpát. Bradlové pásmo sa vymyká z rámca „normálnej“ tektonickej jednotky, ktorá má určitý geometrický tvar a väčšinou ľahko definovateľnú litologickú náplň.

Pre bradlové pásmo je charakteristická bradlovo-šupinová stavba s množstvom tzv. bradlových sekvencií (čorštynská, kysucká, prechodné) jursko-spodnokriedového veku s litologicky jednotnejším stredno- a mladokriedovým obalom („púchovsko-jarmutská skupina“, šebešťanovská, hoštinská a podhájska sekvencia). Do bradlového pásma sa zaraďujú jednak tzv. pieninské jednotky (oravikum), jednak manínska a klapská jednotka (jej súčasťou je aj predalbská drietomská sekvencia), ktoré majú centrálnokarpatskú afinitu, resp. vznikli v trogoch v predpolí centrálnych Západných Karpát. Súčasťou bradlového pásma sú niekedy aj šupiny alebo útržky sekvencií z flyšového pásma.

Formovanie bradlového pásma prebiehalo kontinuálne v meniacom sa paleogeograficko-tektonickom režime (pozri kapitolu *Geologický vývoj*). Medzníkmi vo formovaní bradlového pásma boli však najmä tektonické procesy v jure (rifting – otvorenie sedimentačného priestoru pieninika), v albe [vytvorenie predalbskej, s vysokou pravdepodobnosťou príkrovovej sústavy (= vznik „exotickej“ kordiléry)], eocéne (štrukturalizácia bradlových „obalov“) a v miocéne (dotvorenie stavby v transpresno-transtenznom režime – horizontálne posuny blokov, vznik prevrátených šupín a kulisovej stavby).

V bradlovom pásme pracovalo veľké množstvo geológov. Pokým starší bádatelia sa zameriavali najmä na štúdium jursko-spodnokriedových bradiel (Andru-

sov, 1931, 1938a, 1945, 1953), neskôr sa pozornosť sústredila najmä na ich stredno- až mladokriedový „obal“, ktorý je z hľadiska pochopenia vývoja a stavby bradlového pásma bezpochyby rovnako, ba možno ešte omnoho dôležitejší. V tomto ohľade sú priekopníckymi práce Salaja (1961, 1990a, 1991b), Kyselú (1975), Marschalka a Kyselú (1980), Kyselú et al. (1982), Marschalka (1986) a i.

Treba však povedať, že v tejto otázke mal jasno už aj Andrusov (1945, s. 89), keď sa pridžal Haugovho (1920) rozdelenia kriedy na tri oddiely. Uvádza: „... *toto je pre bradlové pásmo jedine možná klasifikácia, a to vzhľadom na to, že každý z troch podútvarov má tu celkovú samostatnosť. Najmä však vrchná krieda (senón – dán), ktorá je na strednú kriedu uložená diskordantne*“.⁴⁰ V ďalšom texte potom podrobne a samostatne opisuje:

1. s p o d n o k r i e d o v é súvrstvia, prakticky však iba „neokóm“ bradiel pieninskej a maninskej sekvencie, keďže ostatné bradlové série už neobsahujú spodnokriedové vrstvy;

2. s t r e d n o k r i e d o v é súvrstvia (alb a cenoman), ktoré sa prejavujú ako spodný oddiel bradlového obalu;

3. m l a d o k r i e d o v é súvrstvia (senón – ?dán), ktoré tvoria vrchný oddiel bradlového obalu.

Zásadným problémom bradlového pásma je otázka, či „obal“ normálne nadväzuje na bradlá, alebo je tu iný druh kontaktu [hiát, tektonický kontakt, iný kontakt (napr. olistolitu s matrixom)].

Andrusov (1938a, 1945, s. 115) uvádza, že „*styk albských slietov, resp. sférosideritových vrstiev albu s bezprostredne spodnejšími vrstvami je len málokedy stratigrafický. S bradlami pieninskej a subpieninskej série je vždy tektonický*“.

Ako vyplýva z tejto geologickej mapy, súvislé vrstvomvé sledy od jury po paleogén neexistujú. Dôvody prerušenia sú od jednotky k jednotke (resp. od sekvencie k sekvencii) odlišné. Otvorené sú otázky vzťahu domnejšej transgresívnej vrchnej kriedy, tzv. rašovskej sekvencie (Andrusov, 1959; Salaj, 2004), k hoštinskej a podhájskej sekvencii (na mape je priradená k hoštinskej sekvencii) a prerušenia sedimentácie medzi vrchnou kriedou a paleocénom.

JEDNOTKY S CENTRÁLNOKARPATSKOU AFINITOU

Ide o jednotky, ktoré sa v minulosti označovali aj ako pribradlová zóna (Maheľ in Maheľ et al., 1967, 1986; Salaj, 1990a, b, 1991b, 1995a, b, c). Tektonické jednotky tejto zóny (alebo ich časti) sa zahŕňajú do bradlového pásma v súlade s pôvodnými definíciami Andrusova (1945, 1959, 1968). Bradlové pásmo na Považí tak dosahuje šírku až 20 km.

⁴⁰Tu treba poznamenať, že to, kde je „vrchná krieda“ uložená diskordantne a kde už je v súvislom vrstvomvom slede, je doteraz jedna z najdelikátnejších a dosiaľ nie celkom spoľahlivo vyriešených otázok.

Viaceré časti týchto jednotiek majú tiež bradlový štýl stavby (napr. výrazné manínsko-butkovské bradlá, bradlo Klape, Chotuč a iné), resp. skutočné pieninské bradlové horniny vystupujú uprostred nich vo forme tektonických okien alebo šupín. Nové, ale nakoniec aj staršie zistenia však poukazujú na to, že tieto jednotky majú centrálnokarpatský charakter, históriu a pôvod (príp. vznikli v trogoch v ich predpolí). Zaujímavý a hodný úvahy je aj názor Plašienku et al. (1995a) a niektoré neskoršie práce, ktorý „pokusne“ priraduje predvrchnoturónske časti drietomskej, klapskej a manínskej jednotky k fatriku. Vo vrchnom turóne sa údajne presunuli nielen cez tatrikum, ale aj cez váhikum až na oravikum. Bradlový štýl stavby získali dodatočne pozíciou v mobilnej pribradlovej zóne. Tajomný „exotidný“ chrbát ako zdrojová oblasť množstva klastického materiálu by tak zrazu mal konkrétnu podobu – práve vyvrásnené vnútorné Západné Karpaty (VZK).

Tieto jednotky sa vyznačujú mnohými spoločnými znakmi, najmä však mohutným vývojom strednokriedového flyšu a chýbaním mladokriedových a paleogénnych sedimentov. Staršie horniny vystupujú prevažne vo forme bradiel, strednokriedové sedimenty tvoria samostatné sedimentačné cykly.

Manínska jednotka

Na stratigrafický rozsah, tektonické zaradenie a paleogeografickú pozíciu manínskej (a klapskej) jednotky existujú vo všeobecnosti dve skupiny názorov.

Andrusov (1938a) manínsku jednotku spájal s bradlovým pásmom, no prítomnosť typickej urgónskej fácie v manínskej, ako aj vo vysokotatranskej „sérii“ ho viedla k myšlienke o ich paleogeografickej proximite. Explicitne ju v paleogeografickom obraze kládol medzi bradlové pásmo a tatrikum. Takéto chápanie manínskej jednotky pretrvávalo zhruba do polovice sedemdesiatych rokov min. stor. (Andrusov, 1959, 1968, 1972a, b, c, 1974a, b; Rakús, 1975 a 1977). Tektonicky sa manínska jednotka chápala ako samostatné pásmo transformované do príkrovovej podoby.

K odlišnému chápaniu manínskej jednotky dospel Mahel' (1946a, b, 1948, 1950a, b), ktorý vo svojich prácach akcentoval paleogeografickú nadväznosť manínskej jednotky smerom k tatrickým jednotkám, t. j. na obalovú inoveckú „sériu“. To ho viedlo k zavedeniu názvu manínsko-inovecká séria (Mahel', 1950a). Neskôr (Mahel', 1978a, b) svoj názor modifikoval a manínsku „sériu“ zaradil do skupiny vysokých príkrovov fatrika. V paleogeografickom zmysle to znamená, že manínsku jednotku umiestňuje južnejšie (resp. vnútornejšie) od tatrika. S touto interpretáciou sa stotožnilo viacero autorov (Borza, 1980; Michalík et al., 1987, 1990, 2003; Michalík a Reháková, 1995; Reháková a Michalík, 1992; Plašienka, 1995b). Vyčlenenie klapskej jednotky (Marschalko a Kysela, 1980), ktorá sa považovala za súčasť manínskej jednotky, problém situovania manínskeho sedimentačného priestoru zvýraznilo. Snahu o atraktívne riešenie problému paleogeografického umiestnenia manínskej a klapskej jednotky ponúka

			Pieninské jednotky (oravikum)		Jednotky s centrálnokarpatskou afinitou	
			Čorštyňská jednotka	Kysucká jednotka	Klappská jednotka	Manínska jednotka
PALE- OGÉN	EOCÉN PALEOCÉN					
K R I E D A	mladšia	MÁSTRICHT KAMPÁN SANTÓN KOŇAK	púchovsko- -jarmutská skupina		hoštinská a podhájska sekvencia	
	stredná	TURÓN CENOMAN ALB				
	staršia	APT BARÉM HOTERIV VALANGIN BERIAS	čorštyňská sekvencia		prechodné pieninské vrstevné sledy	
J U R A	MALM	TITÓN KIMEDRIDŽ OXFORD				
J U R A	DOGER	KELOVEJ BAT BAJOK ÁLEN	kysucká sekvencia		drietomská sekvencia	
	LIAS	TOARK PLIENSBACH SINEMÚR HETANŽ				
T R I A S	mladší	RÉT NORIK KARN			klappská sekvencia	
	stred.	LADIN ANIS				
					sekvencia Šebešťanovej	podmanínska skupina
					manínsko-butkovská sekvencia	kostolecká skupina bradiel

Obr. 7. Schematické znázornenie vzťahu litostratigrafických a tektonických jednotiek v bradlovom pásme Stredného Považia. Zostavil J. Mello, 2005.

hypotéza Plašienku (1995b). Tá však naráža na komplikácie, ktoré ju do značnej miery spochybňujú (porov. Mišík, 1996).

Z pohľadu litologického rozčlenenia vrstvového sledu manínskej jednotky môžeme vyčleniť dve skupiny sedimentárnych sekvencií.

Prvú skupinu možno stotožniť s **manínsko-butkovskou skupinou** (sensu Rakús, 1977, 1997) a druhú s **podmanínskou skupinou** (sensu Kysela et al., 1982), z ktorej sme však vyňali štyri súvrstvia a zaradili sme ich do novodefinovanej podhájskej jednotky (pozri Rakús a Hók, 2005).

V manínskej jednotke pri jej južnom ohraničení vyčleňujeme ešte **kostoleckú skupinu bradiel**, ktorej jursko-spodnokriedové sedimenty sa zaradzovali do najrôznejších tektonických jednotiek. Výskum kostoleckých bradiel však ukázal, že táto sekvencia, resp. jej bradlá sú olistolity v praznovskom súvrství.

Manínsko-butkovská skupina

Aj keď manínsko-butkovská skupina ako celok má veľa spoločných znakov, predsa je možné pozorovať rozdielnosti vo faciálnom vývine medzi oblasťou Malého a Veľkého Manína a butkovskou oblasťou. Hlavný rozdiel spočíva vo vývoji vrchného liasu a dogeru. V manínskom úseku v tomto období prevládal plytkovodnejší režim sprevádzaný hiátom medzi toarkom a batom a chýbaním rádiolaritov. V butkovskom úseku je vrstvový sled kompletnejší a faciálne hlbší. Menšie rozdielnosti sú aj vo faciálnom vývoji barému/aptu až spodného albu.

Uvedené rozdiely viedli v minulosti k ich rozdeleniu na dva litofaciálne výviny (Rakús, 1977):

- **manínsky vývoj s. s.** (oblasť Veľkého a Malého Manína),
- **butkovský vývoj** (oblasť Butkov – Kalište – Nozdrovice).

136 holiacke súvrstvie: tmavosivé organodetrítické vápence s čiernymi silicitmi a bridlicami; starší až stredný hetanž

Typová lokalita je 250 m jz. od kóty Holák (predtým Holiak, 415 m) pri Beľušských Slatinách a na ľavobrežnej strane Manínskej tiesňavy pri vyústení (pod zachyteným prameňom). Neformálne názvy: tmavosivé až čierne jemnozrné, slabo piesčité vápence a sivé sliene (Andrusov, 1931); súvrstvie tmavosivých slienitých vápencov s čiernymi silicitmi (Mišík, 1957); tmavé až čierne, nepravidelne rozpadavé celistvé až zrnité vápence (Rakús, 1961); tmavosivé až čierne jemnozrné vápence (Mahel', 1962b; Mahel' et al., 1962). Hrúbka: na typovej lokalite do 5 m (viditeľná), v Manínskej tiesňave 30 – 150 m.

Litologické zloženie: tmavosivé až čierne organodetrítické vápence s čiernymi silicitmi, ktoré sa striedajú s čiernymi ílovitými až siltovými bridlicami. Zo silicitov sú známe ihlice hubiek a kalcifikované rádiolárie (Mišík, 1957). Podiel klastickej zložky je premenlivý. Ojedinele sa vyskytujú až pieskovcové vložky, ktoré majú pestré minerálne zloženie (Mahel', 1962b; Mahel' et al., 1962).

Stratigrafické rozpätie: súvrstvie nie je nateraz stratigraficky datované, ale vzhľadom na jeho pozíciu pod trlenským súvrstvom, ktoré sa stratigraficky začína vo vrchnom hetanži, uvažujeme o veku starší až stredný hetanž. Chudobná fauna brachiopód *Terebratula* sp. (Rakús, 1961) takéto vekové zaradenie nepopiera.

V nedávnom čase Salaj (1995b, s. 300 – 301) zaradil toto súvrstvie do dogeru, ale bez toho, aby pre takéto zaradenie uviedol akýkoľvek dôkaz.

135 trlenské súvrstvie: sivé piesčito-krinoidové vápence s rohovcami; mladší hetanž – starší toark

Súvrstvie definovali vo Veľkej Fatre Bujnovský et al. (1979). Neformálne názvy: piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (rôzni autori) a tunežické vápence (Michalík et al., 1987). Hrúbka: približne 260 m (Manínska tiesňava).

Litologické zloženie: pod týmto označením sme vyčlenili predovšetkým komplex sivých lavicovitých (10 až 50 cm), inokedy hrubolavicovitých až masivných piesčito-krinoidových vápencov s premenlivou prítomnosťou sivých alebo tmavosivých rohovcov – spongolitov. Klastický materiál v krinoidových vápencoch je rozmiestnený nerovnomerne. Lokálne sa vyskytujú vápnité hrubozrnné pieskovce, prípadne mikrokonglomeráty, pričom klastická prímes dosahuje až 40 % (Kullmanová, 1968a). Hlavnú časť klastického materiálu tvorí kremeň s priemernou veľkosťou 1 – 2 mm (ojedinele od 0,5 do 15 mm), živce a úlomky rozložených dolomitov (do 3 mm).

Stratigraficky začleňujeme trlenské súvrstvie do mladšieho hetanžu – staršieho sinemuru až doméru, prípadne do toarku, a to na základe fauny (oblasť Veľkého a Malého Manína): *Gryphaea arcuata* (LAM.), *G. obliqua* (GOLDF.), *Cardina* sp., *Terebratula punctata* (SOW.) a *Chlamys (Aequipecten) aequivalvis* (SOW.) (Andrusov, 1931).

Z butkovskej oblasti je známa bohatá fauna lastúrnikov, predovšetkým ustríc: *Gryphaea obliqua* GOLDF., *Gr. cymbium* GOLDF., *Spiriferina tumida* (BUCH), *Sp. oxyptera* (DOUV.), *Cuneirhynchia retusifformis* (OPP.), *Oxytoma muensteri* (GOLDF.), *Chlamys (Aequipecten) acutiradiatus* (SOW.) a vzácné *Coroniceras cf. lyra* HYATT (južné svahy Kališťa). Z najvyšších častí trlenského súvrstvia (starý lom v Tunežiciach) pochádza fauna belemnitov (určila Dr. Činčurová) – *Passalotheutis apicicurvatus* (BLENV.), *P. elongatus* (MILLER) a *Nannobelus penicilatus* (BLENV.), ktorá poukazuje na domér.

Do trlenského súvrstvia sme začlenili ešte jeden litologicky dobre odlišiteľný člen, ktorý však vzhľadom na jeho malú hrúbku nie je kartograficky vyjadriteľný. Zaradíme sem sivozelené až zelené, často hnedasté, viac alebo menej krinoidové lavicovité (5, 10, 15 cm) vápence s medzivrstvičkami až polohami (5 až 45 cm) zelených siltových vápnitých ílovcov. Tak vápence, ako aj ílovce obsahujú glaukonit, ktorý niekedy zvetráva do okrovohneda (Rakús, 1977). Aj keď pôvodne tieto vápence neboli pomenované (op. cit.), je evidentné, že termín **tunežické vápence** zavedený Michalíkom et al. (1987) by sa mal vzťahovať len

na tieto glaukonitické vápence, a nie na celý komplex piesčito-krinoidových vápencov. Na základe nálezov amonitov považujeme vápence za toarkské, presnejšie strednotoarkské, na čo poukazujú: *Calliphylloceras nilsoni* (HÉB.), *Lytoceras* sp., *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *H. sublevisoni* FUC. a *Dactylioceras* sp. Celková hrúbka je 4,2 m. V oblasti Veľkého a Malého Manína však hrúbka tunežických vápencov klesá na menej ako 1 m a chýbajú medzivrstvičky zelených vápnitých ílovcov.

134 brtské súvrstvie: tmavosivé lavicovité piesčité organodetritické vápence s čiernymi rohovcami a s polohami vápnitých ílovcov; mladší toark – álen

Súvrstvie definovali a formalizovali Rakús a Hók (2005). Typová lokalita: západné svahy kóty Brts (453,8 m) j. od Tunežíc v opustenom lome na ľavej strane. Súvrstvie sa vyskytuje len v butkovskom úseku manínskej jednotky. Neformálne názvy: sivé a tmavosivé lavicovité, slabo krinoidové vápence s hľuzami čiernych rohovcov a preplástkami sivých bridlíc (Rakús, 1977). Celková hrúbka súvrstvia je okolo 30 m.

Litologické zloženie: súvrstvie sivých, nepravidelne lavicovitých (zvlnené povrchy lavíc) organodetritických, slabo piesčitých vápencov s hľuzami sivých až sivohnedých rohovcov. Lavice bývajú oddelené tenkými medzivrstvičkami sivozelených vápnitých ílovcov. Sekvencia vápencov je zakončená výraznou lavicou (30 cm), ktorá má na spodnej strane tlakové stopy (*load cast*). Vápencová sekvencia má hrúbku 10,4 m.

V bezprostrednom nadloží rohovcových vápencov vystupujú sivé, pravidelne lavicovité (10, 15, 20 cm), slabo piesčité vápence s medzivrstvičkami (5 – 8 cm) vápnitých ílovcov so siltovou prímiesou. Ojedinele sa tu vyskytujú rostrá belemnitov. Celková hrúbka je 11,6 m. Smerom do nadložia zreteľne prevládajú ílovce nad vápencami, pričom niektoré polohy ílovcov dosahujú hrúbku až 50 cm. Z týchto častí pochádza nález *Tmetoceras* sp. (Rakús, 1977), ktorý môže poukazovať na starší doger – álen. Merateľná hrúbka tejto sekvencie bohatej na vápnité ílovce je 7,2 m.

V okolí kóty Kalište a Tlstej hory (Butkov) sú zastúpené len tmavosivé rohovcové vápence, ktoré tvoria podložie dogerského sledu.

Stratigrafické rozpätie: ?mladší toark – álen.

133 klauské súvrstvie: sivozelené lavicovité krinoidové a červené hľuznaté vápence, zelené a červené rádiolarity, masívne ružové vápence; ?bajok – starší titón

Názov súvrstvia pochádza od Suessa (1852), emend. Krystyn (1971).

Na používanie tohto termínu sa v Západných Karpatoch pozabúda, hoci po litostratigrafickej stránke je vyhovujúce a, navyše, má prioritu. Borza a Michalík

(1987) zaviedli pre červené hľuznaté vápence termín czorsztynské vápence (Birkenmajer, 1977), ktorý sa dovtedy používal len pre bradlové sekvencie. Vzhľadom na isté, aj keď malé rozdielnosti, ale aj tradície by bolo dobré, keby sa termín czorsztynské súvrstvie naďalej používal len pre bradlové sekvencie.

Litologické zloženie: klauské súvrstvie v *manínskom vývoji* obsahuje zelené krinoidové vápence, veľmi podobné tunežickým vápencom. Vápence prekrýva typický *hardground*, reprezentovaný Fe/Mn krustami a hematitovými konkréciami. Nad ním je lavica (38 cm) tmavočervených, miestami do zelena sfarbených biomikritových vápencov s hľuzami červených rohovcov v spodnej časti. Z vrchnej časti lavice pochádza nález *Parkinsonia (Gonolites)* cf. *schloenbachi* (SCHLIPPE), ktorý indikuje spodný bat (Rakús, 1977).

V nadloží sú červené hľuznaté vápence, ktoré v spodnej časti majú krinoidový detrit. Vlastné klauské vápence sú tu výrazne hľuznaté, väčšinou zreteľne vrstvovité, pričom len v spodnej časti sú dve polohy (20 a 46 cm) slienitejších pasáží, kde hľuzy sú utopené v slienitom matrixe (cf. Rakús, 1977). Smerom do nadložia sú vápence hrubolavicovité až masívne a len veľmi zriedka obsahujú drobné hľuzy červenakých rohovcov (Malý Manín). Mikrofaciálne sú to najmä biomikrity s „vláknovou“ alebo „protoglobigerínovou“ mikrofaciou (Mišík, 1957; Borza, 1969). Zvláštnosťou je prítomnosť glaukonitu (Mišík a Šucha, 1994). Z vápencov pochádza zriedkavá fauna amonitov (Rakús, 1977): *Flabellisphinctes* sp., *Lissoceras* aff. *psilodiscum* (SCHL.), *Ptychophylloceras* cf. *honnairei* (D'ORB.), *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Calliphylloceras* cf. *disputabile* (ZITTEL). Fauna poukazuje na bat až kelovej.

Vyššie časti klauského súvrstvia sú masívnejšie, pričom sfarbenie sa stáva ružovým až pleťovým, s prechodmi do svetlosivej farby. Mikrofaciálne sú to biomikrity s hojným výskytom *Saccocoma* sp., *Cadosina parvula* NAGY a *C. lapidosa* VOGLER (Borza, 1969). Zo spodnej časti ružových vápencov pochádza fauna amonitov a vzácne aj lastúrnikov: *Lytoceras polycyclum* NEUM., *Physodoceras* sp., „*Perisphinctes*“ *rollieri* LORIOL, *Aspidoceras* cf. *wolffi* NEUM. a *Planopsis elliptica* LORIOL (Rakús, 1962). Fauna poukazuje na oxford – kimeridž.

Vzhľadom na litologický prechod viac alebo menej hľuznatých ružových vápencov do pleťových lavicovitých vápencov je vymedzenie hornej hranice klauského súvrstvia problematické. Oba tieto typy obsahujú bohaté spoločenstvá kadosín, ako aj kalpionel, ktoré sú titónsko-beriaskeho veku (Borza, 1969). Celková hrúbka je okolo 55 m.

Litológia klauského súvrstvia v *butkovskom vývoji* je, na rozdiel od manínskej oblasti, pestrejšia (Rakús a Ožvoldová, 1999):

- sivozelené vrstvovité krinoidové vápence s hľuzami sivých až červenkastých rohovcov (6 m);
- červené doskovité až tenkolavicovité drobnokrinoidové vápence s belemnitou lavicou (1,8 m);
- červené hľuznaté vápence bez slienitého matrixu (3 m);

– červené hľuznaté vápence so slienitým matrixom. Vápence sa končia dvojitou lavicou pevných hľuznatých vápencov s červenými rohovcami. Z vápencov pochádza fauna amonitov (Rakús a Ožvoldová, 1999): *Holcophylloceras* cf. *mediterraneum* (NEUM.), *Nannolytoceras* cf. *tripartitum* (RASP.), *Oxycerites* sp., *?Morphoceras* sp. a *Choffatia* (*Subgrossouvria*) sp. Spoločenstvo amonitov poukazuje na stredný bat. Je veľmi pravdepodobné, že fauna amonitov, ktorú uvádza Andrusov (1945), pochádza práve z týchto hľuznatých vápencov, pretože jej druhové a rodové zloženie je, bezpochyby, batské. Podobne (aspoň sčasti) je to aj s amonitovou faunou, ktorú uvádza Telegdi-Roth (1915). Ich hrúbka je 1,8 m;

– žltozelené doskovité až lavicovité rádiolarity („banánové“ rádiolarity sensu Michalík, Gašpariková et al., 1990). Hrúbka je 1,23 m;

– červené doskovité až lavicovité rádiolarity (1,23 m). Žlté aj červené rádiolarity poskytli bohaté spoločenstvo rádiolárií (Rakús a Ožvoldová, 1999), ktoré zodpovedajú asociačným jednotkám U. A. zóny 7, čo je neskorý bat – raný kelovej;

– červené, vo vyšších častiach svetločervené až ružové, v najvyšších častiach béžové hľuznaté hrubolavicovité až masívne hľuznaté vápence. V spodnej časti, ktorá má slienitý matrix, sa objavujú polohy intraformačných brekcií. Faciálne sú to biosparity s „vláknovo-protoglobigerínovou“ mikrofáciou. Vyššie sa objavuje najmä sakokómová mikrofácia (Kullmanová, 1961).

Z bázy najvyššej časti hľuznatých vápencov pochádza nález (lok. Kalište) *Bullatimorphites* sp., ktorý poukazuje na neskorý bat (Rakús a Ožvoldová, 1999). Z vyšších častí súvrstvia (na pravobrežnej strane Slatinského potoka) pochádza nasledujúca fauna amonitov: *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM.), *Lytoceras polycyclum* NEUM., *Properisphinctes orbigny* (LORIOU), *P.* cf. *pralairi* (FAVRE), *Ataxioceras* ex gr. *polyplacum* (REIN.); (Rakús, 1961). Toto spoločenstvo poukazuje na oxford až spodný kimeridž.

Vymedzenie hornej hranice klauškého súvrstvia, podobne ako v manínskom úseku, je dosť problematické. Najvyššie časti ružových hľuznatých vápencov, ktoré obsahujú už titónske spoločenstvo kalpionel (Kullmanová, 1961; Borza, 1969), pozvoľna prechádzajú do pleťových jemných biomikritických vápencov. Celková hrúbka hľuznatých vápencov je 12 m.

132 kalištské súvrstvie: svetlé, miestami brekciovitú lavicovitú slienité vápence, smerom do nadložja rohovcové; stredný titón – barém (Michalík in Borza et al., 1987; emend. Michalík, 1988a)

Termínom kalištské súvrstvie označujeme pôvodne vyčlenené štyri „súvrstvia“ (ladčianske, mraznícke, kalištské a lúčanské) neskorej jury až spodnej kriedy, ktorých hierarchické postavenie nie je dostatočne presne definované. Pôvodne sa chápali ako súvrstvia (op. cit.). Už z ich originálneho opisu je však zrejmé, že ich vzájomné odlišenie je vo väčšine prípadov problematické, najmä v dôsledku podobnosti ich faciálneho vývoja, ako aj vzájomných prechodov.

Navyše, v niektorých prípadoch (mraznické súvrstvie) je emendácia v rozpore s originálnou definíciou. Konkrétne ide o prítomnosť rohovcov v tomto súvrství, ktoré sa uvádzajú v pôvodnej definícii (cf. Michalík in Borza et al., 1987), no neskôr (Michalík a Vašíček, 1987; Michalík, 1988a) už v opise nefigurujú. Táto, zdanlivo nepodstatná okolnosť má však ďalekosiahly význam pri tektonickom zaradení sedimentov. Prítomnosť rohovcov vo vrchnej jure až spodnej kriede je lokalizovaná na horninové sekvencie manínskej jednotky, tatrcké obalové sekvencie a vysokú fáciu fatrika. V zliechovskom faciálnom vývoji fatrika rohovce chýbajú. Z tohto pohľadu je aj výber typovej lokality Mraznica problematický, pretože je, bezpochyby, v zliechovskom vývine a neobsahuje rohovce.

Litologicky spodné časti kalištského súvrstvia tvoria svetlosivé, ale najmä pleťové až svetlohnedé mikritické lavicovité vápence typu „biancone“, ktoré sú 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 (= ladčianske vápence sensu Michalík, 1988b, s. 32, tab. 65). Stratigrafický rozsah vápencov je vrchný berias – spodný valangin (l. c., s. 32). Vápence sa smerom do nadložia stávajú slienitejšími a prechádzajú do škrvnitých mikritických vápencov s čiernymi rohovcami a slieňovcami (= „mraznické súvrstvie“ sensu Michalík, 1988d, s. 40, tab. 65). Zo súvrstvia pochádza fauna hlavonožcov, ktorá poukazuje na neskorý valangin až raný hoteriv. Vašíček a Michalík (1986) uvádzajú: *Duvalia dilatata* (BLENV.), *Pseudobelus brevis* PAQ., *Neocomites (Teschentites) neocomiensiformis* (UHLIG), *N. (T.) cf. jordaniensis* (DOUV.), *N. (T.) cf. pachydicranus* THIEULOY, *Elenicerias tchekitevi* BRESK.

Ďalším a najcharakteristickejším zástupcom súvrstvia je vlastné kalištské súvrstvie, ktoré sa skladá z dvoch členov (cf. Michalík, 1988a). Spodný charakterizujú zelenkasté až zelenosivé vápence s tzv. kontúrovými rohovcami. Vrchný člen súvrstvia tvoria celistvé hnedosivé vápence s ojedinelými tmavosivými rohovcami. Zo spodného člena uvádza Michalík (l. c.) bohaté spoločenstvo aptychov, amonitov a belemnitov spodného až vrchného hoterivu: *Lamelaptychus angulicostatus longuas* TRAUTH, *L. angulicostatus angulicostatus* (PICT. et LOR.), *Lytoceras subfimbriatum* (D'ORBIG.), *Crioceratites (Cr.) duvali* (D'ORBIG.), *Plesiospitidiscus* sp., *Partschicerias infundibulum* (D'ORBIG.), *Duvalia* sp., *Pseudobelus brevis* PAQ.

Najvyšší člen kalištského súvrstvia sú sivé slieňovce s vložkami škrvnitých vápencov, ale podstatnú časť tvoria sivé lavicovité (tzv. belemnitové vápence), dožltkasta vetrajúce mikritické vápence s „bochnikovitými“ hľuzami čiernosivých rohovcov (lúčanské vápence = lúčkovské podľa Michalíka, 1988c, s. 34, tab. 65). Tie obsahujú bohaté spoločenstvo fauny (l. c., s. 35): *Hibolites longior* SCHWETZ, *Vaunagites pistiliformis* (BLAINV.), *Duvalia binervis* (RASP.), *D. dilatata* (BLAINV.), *Mesohibolites jaculoides* SWINN, ako aj početných zástupcov rodu *Baremites*. Táto fauna poukazuje na barémsky vek.

Celková hrúbka v butkovskom úseku je 175 – 180 m, v manínskom úseku je okolo 220 m.

131 podhorské a manínske súvrstvie: svetlosivé až tmavosivé lavicovité až masívne organodetrítické vápence s čiernymi rohovcami v spodnej časti; barém – najstarší alb

Podhorské súvrstvie (Michalík in Borza et al., 1987, emend. Michalík, 1988e)

Litologické zloženie: základným litotypom sú tmavosivé, nevýrazne vrstvité organodetrítické vápence s čiernymi rohovcami. Súvrstvie sa začína brekciami (do 5 m) s nezreteľnými gradáciami. Klasy v brekcii sú tvorené organodetrítickými vápencami, mikritovými vápencami, rohovcami a zriedkavo sa nájdu aj úlomky bázických hornín. V butkovskom úseku je podhorské súvrstvie v podloží urgónskych vápencov (cf. Michalík a Vašíček, 1987). V manínskej oblasti je toto súvrstvie vyvinuté len v jeho západnej časti (oblasť Manínca). Smerom k Manínskej úžine je pravdepodobne nahradené tmavosivými masívnymi gravelovými vápencami.

Stratigraficky súvrstvie zodpovedá strednému, najmä však vrchnému aptu. Na takéto stratigrafické začlenenie poukazuje fauna (cf. Michalík, 1988e): *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.), *Mesorbulina parva* DOUG., *Orbitolinopsis simplex* (HENSON), *Koskinobullina socialis* CHERCHI et SCHR., *Praecolomiella trejoi* BORZA, *P. boneti* BORZA, *Deflandronella veracruzana* (TREJO), *Parachitinoidea cuvillieri* TREJO a belemnit *Mesohibolites elegans* SCHWEITZ.

Celková hrúbka súvrstvia je 65 – 75 m.

Manínske súvrstvie (Vašíček et al., 1994) (= urgónske vápence auct. div.)

Toto súvrstvie tvorí zďaďa najtypickejší člen manínskej jednotky. Sú to predovšetkým sivé až svetlosivé masívne organogénno-gravelové vápence s hojnými akumuláciami rudistov, gastropód, lastúrníkov, vápnitých rias a orbitolín. Mikrofaciálne patria do skupiny intraklastovo-rudistových grainstonov až rudstonov s premenlivým zastúpením alochémov (Boorová a Salaj, 1996). Vek, aj keď sa neponíma jednotne, je dlhodobo známy najmä vďaka nálezom rudistov a orbitolín. Andrusov a Kühn (1942) a Andrusov (1945) z týchto vápencov opísali *Praecaprotina* sp. a *Offneria* sp., ktoré poukazujú na barém – apt. Takéto stratigrafické zaradenie potvrdil aj prof. J. P. Masse (Univ. Marseille – ústna informácia), ktorý spracoval rudisty z Manínskej úžiny. Podľa neho rod *Offneria*, ktorý je pôvodom z africkej bioprovincie, sa vyskytuje len v spodnom apte. Naproti tomu, Köhler (1980) na základe veľkých foraminifer *Valserina* cf. *brönnimani* SCHÖR. et CONRAD, *Paleodictyoconus barremianus* (MOULL.) a *Sabaudia minuta* (HOFKER) ich považuje za stredný až vrchný barém.

Manínske vápence, tak v butkovskom, ako aj v manínskom vývine prekrýva typický hardground (Rakús, 1977), ktorý zakončuje jursko-spodnokriedový sedimentárny cyklus.

Celková hrúbka súvrstvia je premenlivá a varíruje približne od 50 m (oblasť Butkova) do 120 m (oblasť Manínskej úžiny).

130 skalická brekcia: konglomerátové brekcie typu debris flow; starší alb (Michalík a Vašíček, 1984)

Pod týmto neformálnym označením rozumieme neveľké výskyty sedimentárnych brekcií pri Dolnom Moštenci, j. od Považskej Bystrice a pri Podmaníne (Marschalko a Kysela, 1980). Sú to konglomerátové brekcie typu *debris-flow*. Tvoria ich klasty „urgónskych“ vápencov manínskeho súvrstvia, tmelené zelenými vápnitými ílovcami s hojným glaukonitom. Brekcie predstavujú pravdepodobne kanálové výplne, ktoré sú prekryté sivými rohovcovými vápencami spodnoalbského veku. Stratigraficky sa vápence začleňovali do aptu (Andrusov a Kollárová-Andrusovová, 1971). Podobné stratigrafické rozpätie uvádzajú aj Michalík a Vašíček (1984), ktorí opísali spoločenstvo hlavonožcov: *Phylloceras* (*Hypophylloceras*) *moreti* (MAHM.), *Acanthohoplites* ex gr. *bigouretti* (SEUNES), *Acanthohoplites* sp., *Melchiorites* cf. *melchioris* (TIEZE), *Mesohibolites falauxi* (UHLIG) a *Neohibolites inflexus* cf. *angelanicus* ALI-ZADE.

Celková pozorovateľná hrúbka je okolo 20 m.

129 súvrstvie Jelenej skaly: sivé rohovcové vápence; starší alb (Rakús a Hók, 2005)

Medzi východným zakončením Butkova (kóta 519 m Hradište) a bradlom Skalica pri Dolnom Moštenci vystupuje niekoľko izolovaných bradiel (Jelenia skala, Bôrová hôrka, Jankov háj, Skalica pri Moštenci). Tvoria ich predovšetkým sivé až tmavosivé vrstvovité vápence s tmavými rohovcami. Pretože toto súvrstvie sa ukázalo ako významná litologická súčasť manínskej jednotky (najmä v butkovskom úseku), súvrstvie Jelenej skaly ako novú litostratigrafickú jednotku definovali Rakús a Hók (2005).

Typová lokalita: Jelenia skala, kóta 465,7 m vjv. od Belušských Slatín (cf. Boorová, 1997). Doplnujúce profily: Belušské Slatiny – kameňolom (cf. Boorová, 1990); Jankov háj – opustený kameňolom v zákrute štátnej cesty medzi Visolajami a Dolným Lieskovom (Boorová, 1997); vrchná časť bradla Skalica pri dolnom Moštenci (Michalík a Vašíček, 1984). Neformálne názvy: sivé rohovcové vápence auct. div.

Litologické zloženie: súbor tmavosivých, jemnozrnných až zrnitých doskovitých a lavicovitých (15 – 20 cm) vápencov s hľuzami tmavosivých rohovcov. Z hľadiska vekového zaradenia sedimentov majú rozhodujúci význam planktonické foraminifery reprezentované *Ticinella roberti* (GAND.) a kolomielydy za-

stúpené *Colomiella recta* BONET (cf. Boorová, 1997). Okrem týchto vápencov sa vyskytujú aj ďalšie typy (najmä v butkovskej oblasti), ktoré však netvoria väčšiu hrúbku: brekciovité vápence, piesčité vápence/vápnité pieskovce, celistvé, tzv. kalciferulové vápence (sensu Borza, 1980) a sivé masívne vápence. Z rohovcových vápencov pochádza bohatá mikrofauna (Boorová, 1990): *Hedbergella infracretacea* (GLAES.), *Ticinella roberti* (GAND.), *Gaudrina* sp., *Dorothia* cf. *oxycona* (REUSS), *Meandrospira washitensis* LOEBL. et TAPP., *Charentia nanna* ARNAUD-VANNEAU. Zo základnej hmoty brekciovitých vápencov pochádza fauna orbitolín (Boorová, l. c.): *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva* DOUG. a *Orbitolinopsis* (*Iraqia*) *simplex* (HENSON). Z piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov pochádza *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) ex gr. *texana* (RÖMER) (určenia E. Köhlera). Nadložné sivé celistvé vápence okrem ticinel a hedbergel obsahujú aj *Calciphaerula innominata* BONET.

Sivé masívne vápence, ktoré zakončujú profil a na ktorých je vyvinutý hard-ground, poskytli okrem ticinel aj *Paracoskinolina sunnilandensis* (MAYNC) (cf. Gašpariková a Salaj, 1984).

Hrúbka je premenlivá; v starom butkovskom kameňolome len niekoľko decimetrov, no sv. smerom (kameňolom Belušské Slatiny) – Jelenia skala – Skalica narastá najmenej na 30 m.

Stratigraficky toto súvrstvie zaraďujeme v súlade s Boorovou (1990, 1997) do spodného albu.

128 hyaloklastity + bázické alterované vulkanity; alb

Salaj (1995b) pre vulkanity manínskej sukcesie zaviedol názov košecké vrstvy. Vzhľadom na to, že ide o výlevné telesá, resp. prieniky (cf. Zorkovský, 1949, 1950), názov vrstvy nie je opodstatnený. Dosahujú len nevelikú hrúbku (max. do 40 m) a vyskytujú sa najmä v okolí Horného Moštenca, Slopanej, Podmanína, Praznova a na Bôrovej hôrke.

Petrograficky sú to tmavohnedé až hnedozelenkavé, väčšinou alterované, silne chloritizované porfýrické augitity (Zorkovský, 1949, 1950), sprevádzané tufmi, tufitmi, prípadne hyaloklastitmi.

Stratigraficky ich na základe pozície vo vrstvovom slede možno situovať do spodného albu.

Podmanínska skupina

Podmanínska skupina (sensu Kysela et. al., 1982) pôvodne zahŕňala 450 až 1 500 m hrubý súbor hemipelagických a flyšových sedimentov, ktorého stratigrafické rozpätie bolo alb až mástricht, resp. dán.

V oblasti súľovského erozívneho okna sú praznovské vrstvy (stredný turón) podmanínskej skupiny tektonicky prikryté sedimentmi spodného albu alebo mraznického súvrstvia fatrika. Na základe tejto skutočnosti je možné uvažovať

o čase presunu fatrika na manínsku jednotku, ktorý sa musel odohrať po strednom turóne. Zároveň je možné z tejto skutočnosti vyvodiť, že sedimentácia v manínskej jednotke nemohla pokračovať po období presunu fatrika, t. j. po turóne. V manínskej jednotke sa nepreukázal neprerušený vrstvový sled medzi sedimentmi strednej a vrchnej kriedy. Predstava o príslušnosti sedimentov vrchnej kriedy k manínskej jednotke je založená na kompozitných litostratigrafických profiloch. Preto podmanínsku skupinu chápeme v zúženom stratigrafickom rozsahu, t. j. len po stredný turón praznovského súvrstvia. Stratigraficky vyššie členy, ktoré sa pôvodne začleňovali do podmanínskej skupiny (Marschalko a Kysela, 1980; Kysela et al., 1982), považujeme za súčasť inej tektonickej jednotky. Tento predpoklad podporuje aj diametrálne odlišný paleoprúdový režim sedimentov vrchnej kriedy (cf. Kysela et al., 1982; Marschalko, 1986).

Do podmanínskej skupiny zaraďujeme nasledujúce litostratigrafické jednotky:

127 butkovské súvrstvie: vápnité ílovce (= cementové sliene auct.), vo vrchnej časti s tenkými lavicami pieskovcov; mladší alb – stredný cenoman

Butkovské súvrstvie formalizovali Kysela et al. (1982). Pozostáva z tmavosivých, modrosivých a zelenosivých ílovitých vápencov a vápnitých ílovcov (= cementové sliene v zmysle Andrusova, 1945), poväčšine škvrnitých (bioturbácie). Bazálne časti vápnitých ílovcov nad hardgroundom často obsahujú glaukonit vo forme zŕn alebo ako výplne schránok planktonických foraminifer. Ojedinele sa vyskytujú tenké vrstvičky (do 3 cm) jemnozrnných pieskovcov, najmä vo vyšších častiach súvrstvia.

Súvrstvie poskytlo bohaté spoločenstvá foraminifer vrchného albu až spodného cenomanu (Samuel in Rakús, 1977, s. 29; Kysela et al., 1982, s. 149; Kysela a Rakús, 1983, s. 22; Boorová, 1990, s. 180; Salaj, 1995b, s. 304: *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 polyplodes* (EICHENB.), *Withinella stephani* (GAND.).

Typový profil butkovského súvrstvia (lom Butkov) podrobne študovala Boorová (1989a). Preukázala tu stratigrafické rozpätie stredný alb – spodná časť stredného cenomanu.

Celková hrúbka je od 40 do 150 m.

122 praznovské súvrstvie: sivé a sivozelené vápnité ílovce s polohami pieskovcov (nečlenené); cenoman (podľa niektorých fosílií až stredný turón, pozri ďalej)

(Štúr, 1860, s. 92; emend. Scheibner a Scheibnerová, 1958a, b; Kysela et al., 1982, s. 148 – 152)

Praznovské súvrstvie reprezentuje hrubý (200 – 1 000 m) flyšový súbor, ktorý má v manínskej jednotke značné plošné rozšírenie. Samotný flyš je možné rozčleniť na dve neformálne litofaciálne jednotky:

- jemnorytmická flyšová litofácia s prevahou pelitov (= sférosideritové slie-
ne; Štúr, 1860),
- flyšová litofácia s prevahou psamitov (= beluškoslatinské súvrstvie; sensu
Salaj, 1994).

122a tenko vrstvený flyš („sférosideritové slie-“)

Litofáciu s prevahou pelitov charakterizujú modrosivé až tmavosivé vápnité ílovcy a prachovce, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými až strednozrnnými vápni-
tými pieskovecami. Hrúbka pelitov varíruje v rozpätí 2 – 100 cm, no najčastejšie
sa vyskytujú vrstvy hrubé 4 – 20 cm. Okrem toho sa tu vyskytujú tenké (do
2 cm) vložky pelosideritov a sféroidické konkrécie (odtiaľ názov sférosideritové
slie-
ne) s priemerom do 20 cm.

Lavice pieskocov bývajú hrubé od 0,5 do 40 cm, pričom najpočetnejšie sú
vrstvy od 2 do 10 cm. Štúdium sedimentárnych textúr ukázalo neprítomnosť
definovateľného gradačného zvrstvenia, len v niektorých prípadoch sa našiel
interval T_b spodnej paralelnej laminácie. Takmer 98 % vrstiev má vyvinutú šik-
movrstvovitú lamináciu T_c s rovnou spodnou erozívnu plochou a mierne sčerenú
vrchnú plochu. Na základe týchto charakteristík Marschalko a Kysela (1980) pred-
pokladajú, že ide o konturity.

122b hrubolavicovité vápnité pieskovce (beluškoslatinské súvrstvie)

Litofácia s prevahou psamitov je zastúpená v menšom rozsahu. Pozostáva zo
striedajúcich sa tmavosivých a modrosivých vápnitých ílovcov až prachocov
hrubých 0,5 – 70 cm a strednozrnných až hrubozrnných vápnitých pieskocov.
Miestami sa v pieskovecoch objavujú tenké pasáže drobo- až strednozrnných
zlepencov (veľkosť obliakov je 0,6 – 6 cm). Obliaky sú prevažne z kremeňa, kre-
menných porfýrov, vápencov a dolomitov. Hrúbka psamitov sa pohybuje v in-
tervale 15 až 200 cm s normálnou turbiditovou postupnosťou textúr, t. j. T_a – T_d.

Ojedinele (pri osade Dolina) sa vyskytujú menšie olistolity svetlosivých kalo-
vých vápencov s globuligerínovou mikrofaciou.

Pelity z flyšového súvrstvia obsahujú foraminiferové a nanoplanktónové spo-
ločenstvo indikujúce vrchnoalbský, najmä však cenomanský až strednoturónsky
vek praznovského súvrstvia: *Thalmaninnella ticinensis* (GAND.), *Th. appenica*
(BROTZ.), *Th. deecke* (FRANKE), *Rotalipora montsalvensis* (MORN.), *R. cushma-
ni* (MORR.), *Praeglobotruncana gibba* (KLAUS), *Dicarinella imbricata* (MORN.),
Helvetotruncana helvetica (BOLLI) (in Kysela et al., 1982). Nanoplanktónové
spoločenstvo obsahuje tieto druhy: *Watznaueria barnense* (BLACK), *Praedisco-*

sphaera cretacea (ARCHAN.), *Broinsonia lata* (NÖEL), *Zygoolithus* ex gr. *compactus* (Gašpariková, 1980, 1984).

Okrem mikrofauny z pelítov pochádza vzácné aj makrofauna (Súl'ovská kotlina): *Puzosia* (*P.*) ex gr. *mayoriana* (D'ORB.), *Stoliczkaia* (*S.*) cf. *tenuis* RENZ, *Inoceramus crippsi* MANTEL, *I.* cf. *etheridgei* WOODS, ktorá poukazuje na najvyšší alb, zónu *Stoliczkaei dispar*.

122c hradnianske zlepence

Napriek neveľkej (2 – 40 m) hrúbke hradnianske zlepence predstavujú významný a v teréne dobre identifikovateľný člen praznovského súvrstvia, ktorý je rozšírený predovšetkým v Súl'ovskej kotline. Litofaciálne sú to strednozmrné až balvanovité zlepence s piesčitou základnou hmotou, ktorá miestami prevláda. Geneticky ich môžeme zaradiť do tzv. „plávajúcich“, resp. intraformačných zlepenčov, kde veľkosť dobre zaoblených obliakov kolíše od 1 do 200 cm. V obliakoch prevládajú vápence (až 80 %) (datované ako trias, malm, barém, apt a spodný alb; Samuel et al., 1972; Borza, 1979a, b; Mišík a Sýkora, 1981). Sú tu aj kremence (5 %), kremenné porfýry (4 %), dolomity (2,3 %) a žilný kremeň (1,7 %). Vo vrchnom zlepenčovom litosóme (pri Hradnej) sa vyskytujú obliaky až bloky piesčitých vápencov s orbitolínami a klastami s *Rhynchostreon suborbicularis* (LAM.). Vzácné sú prítomné aj ílovce s obliakmi (*pebbly mudstone*). Zlepence majú silne pretiahnutý tvar a ich genézu možno interpretovať podobne ako v prípade kvašovských vrstiev.

Hradnianske zlepence sa vyskytujú v dvoch stratigrafických úrovniach. Západne od Hradnej a v. od Súl'ova pelity z bezprostrednej blízkosti zlepenčov obsahujú mikrofaunu *Thalmaninella appenínica* (RENZ), ktorá poukazuje na stredný cenoman (Began et al., 1965; Kysela et al., 1982). Stratigraficky vyšší pruh zlepenčov prebiehajúci cez Hradnú zodpovedá vrchnému cenomanu až spodnému turónu. Z vápnitých ílovcov sa zistili (Kysela et al., 1982, s. 154) *Rotalipora cushmani* (MORROW) a *Dicarinella imbricata* (MORN.). Z výkopu studne v Hradnej určila Gašpariková (os. informácia, 1977) *Helvetotruncana helvetica* (BOLLI), ktorá indikuje stredný turón.

Kostolecká skupina bradiel (123 – 127, olistolity v praznovskom súvrstvi)

Príslušnosť kostoleckej sekvencie (teda sekvencie zostavenej asi z desiatich väčších a množstva menších bradiel, ktoré tu vystupujú) bola dlhodobo problematická. Raz sa chápala ako súčasť klapského vývoja (Andrusov, 1931), inokedy ako súčasť vyšších príkrovov (Andrusov, 1938a). V posledných rokoch sa síce väčšinou dávala do súvisu s manínskou jednotkou, ale rozhodujúce dôkazy chýbali. Až v osemdesiatych rokoch vrt preukázal jej olistostromatický pôvod (Kysela a Rakús, 1983). Kostolecké bradlá so zachovanými jursko-spodnokriedovými vrstvomými sledmi sú v podstate olistolity, ktoré „plávajú“ v praz-

novskom súvrství vrchnoalbského veku. Tieto praznovské vrstvy, nepochybne, patria k manínskej jednotke, presnejšie k jej jablonovsko-praznovskej šupine (Marschalko a Kysela, 1980). Aubrecht (2001) skúmal siliciklastickú prímes v liasových krinoidových vápencoch. Jej skúpost' potvrdzuje podľa neho názor Andrusova (1938a) o príslušnosti kostoleckého bradla k jure chočského príkrovu.

Kostolecká sekvencia vystupuje vo forme relatívne väčších bradiel, ktoré sú dnes zoradené do viacerých, viac alebo menej lineárnych zoskupení: zoskupenie Kremení, zoskupenie Hoľazní, zoskupenie Kostolec – Vysoká hora a najvnútornejšie je zoskupenie Okružle – Súľov.

Litologická skladba je pomerne pestrá. Vyskytujú sa tu viaceré typy vápencov patriace k spodnému liasu až aptu, ktoré nateraz nemajú formalizované pomenovanie. Hoci stratigrafický rozsah sekvencie je dosť veľký, charakteristickým znakom kostoleckej sekvencie je prítomnosť hiátov (Rakús, 1997), ako aj redepozície (Borza, 1970). Rovnako ako v manínskej jednotke, aj tu butkovské súvrstvie prostredníctvom hardgroundu spočíva na rôznych stratigrafických členoch kostoleckej sekvencie. Kompozitný sled kostoleckej sekvencie je možné zostaviť takto:

123 spongolitové a krinoidové vápence; starší lias – lotaring

Tieto litologické členy sú najstaršie známe členy kostoleckej sekvencie. Sú len rudimentárne vyvinuté v súľovskom bradle, v zoskupení Kremení a na báze kostoleckého bradla. Vzhľadom na nedostatočnú odkrytosť je vymedzenie jednotlivých litotypov obťažné. Preto uvádzame súhrnný opis. Zahŕňame sem sivé lavicovité, prípadne až doskovité (5 až 40 cm), miestami spongolitové organodetrítické vápence, ktoré sa striedajú s tmavosivými, viac alebo menej siltovými vápnitými ilovcami. Zo súľovského bradla uvádza Andrusov (1931) výskyt: *Gryphaea* sp., *Asteroceras stelare* (SOW.), *Microderoceras bispinatum* (GEYER), *Arnioceras* sp., *Oxynoticeras* sp. Zo zberov D. Andrusova určila Činčurová (1971) tieto druhy belemnítov: *Nannobelus alveolatus* (WERNER), *Passalotheutis virgatus* (MAYER) a *P. elegans* PHILLIPS; spoločenstvo poukazuje na lotaring, zóny *obtusum* a *oxynotum*.

Smerom do nadložia sa vápence stávajú svetlejšími, zrnitejšími, pribúdajú články krinoidov, až prejdú do krinoidových vápencov (biomikritov). Vápence s prevahou krinoidových článkov – krinoidové vápence – sú dobre odkryté na báze kostoleckého bradla. Vystupujú tam svetlohnedé až zelenkavé lavicovité (5 až 10 cm), slabo krinoidové a jemne piesčité vápence s hl'uzami hnedastých spongolitov. Mikrofaciálne sú to biomikrity s prechodmi do biosparitov. Pomerne časté sú zrniečka glaukonitu (?degradované chlority). Z organických zvyškov sa tu vyskytujú úlomky lastúrnikov a silicifikované ihlice hubiek vyplnené chalcédom. Zo spodných polôh pochádza fauna lastúrnikov (určila Dr. Kochanová): *Chlamys (Camptochlamys) subreticulata* (STOLICKA), *Oxytoma muensteri*

(GOLDF.), *Lima* aff. BORNEI COSSMAT, *Spiriferina walcoti* (SOW.), *Sp. obtusa* OPPEL, *Sp. alpina* OPPEL, *Dispiriferina davidsoni* (EU.-DESLONG.), *Piorhynchia juvenis* (QUENST.) a *Gibbirhynchia cueviceps* (QUENST.). Viditeľná hrúbka je okolo 10 – 15 m. Tieto vápence stratigraficky zodpovedajú vrchnému lotaringu – karixu.

124 hierlatzké súvrstvie; mladší lias (karix – domér)

Opísané vápence smerom do nadložia prechádzajú do béžových a ružových krinoidových vápencov – biosparitov (typické hierlatzké vápence). Obsahujú veľmi bohatú faunu brachiopód karixu a doméru (Siblík, 1966). Okrem nich sa tu vyskytujú aj: *Chlamys (Aequipecten) priscus* (SCHLOT.), *Chl. cf. subradiata* (ROEMER), *Oxytoma sexcostata* (OPP.), *Lima duplicata* (SOW.), *Passalotheutis milleri* (PHILL.), *Partschiceras striatocostatum* (MENEH.) a *Arietoceras* sp. (Rakús, 1965). Najvyššie časti krinoidových biosparitov obsahujú vložky šikmo laminovaných kalových vápencov s bioturbáciami a sú zakončené tmavočervenými vápencami.

Povrch domérskeho krinoidových vápencov je nerovný, sprevádzaný ferolitickými krustami. Na nich leží tenká vrstvička (0 – 2 cm) okrového biomikritového vápenca s ojedinelými drobnými, väčšinou slabo opracovanými obličkami vápencov z červených podložných domérskeho vápencov alebo béžových biomikritov. Obličky bývajú obalené cyanobakteriálnymi krustami. Povrch tejto „mikrokonglomerátovej“ vrstvičky je opätovne prekrytý hardgroundom, pričom celková hrúbka kondenzovaného horizontu nepresahuje 4 cm. Časový hiát, materializovaný v kondenzovanom horizonte, je obrovský. Zodpovedá toarku, álelu a bajoku, čo reprezentuje približne 17 miliónov rokov! Nadložie tvoria ružové krinoidové biosparity (= vilské súvrstvie) baty.

Celková merateľná hrúbka súvrstvia je okolo 60 – 70 m.

125 vilské súvrstvie; doger (bat)

(Hauer, 1853, s. 768 in Tollmann, 1976, s. 336)

Podobne ako v predchádzajúcom prípade, kvôli mierke mapy sme museli zľúčiť viacero litotypov vápencov. Ako najspodnejší člen, ktorý spočíva na kondenzovanom horizonte, vystupujú ružové krinoidové biosparity (= vilské vápence), makroskopicky nerozlišiteľné od domérskeho. Obsahujú však typickú faunu baty: *Bositra buchi* (ROEM.), „*Terebratula*“ aff. *decipiens* EU. – DESL., *Lingulithiris curviconcha* (OPP.), *Zeilleria* aff. *cracoviensis* ROLLIER, *Morphoceras kosteleckense* RAKÚS, *Nannolytoceras paucisulcatum* RAKÚS, *Cadomites* sp. a *Parkinsonia (Gonolkites)* sp. (cf. Rakús, 1965).

Nad krinoidovými vápencami (bradlo Vrchteplá/Okrúhle) je tenká poloha (1 m) ružových doskovitých až laminovaných biomikritov preplnených natlačnými schránkami *Bositra buchi* (= *reitmauerské vápence*). V nadloží týchto vá-

pencov sú ružové, béžové a pleťové, nevýrazne hľuznaté a 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 vek kelovej – oxford.

Smerom do nadložia vystupujú **hrubolavicovité**, prípadne **lavicovité**, **niekedy pseudohľuznaté ružové až béžové biomikritické vápence** s bohatým spoločenstvom mikrofosílií. Spodnejšie časti obsahujú *Globochaete alpina* LOMB., *Stomiosphaera* sp. *Cadosina lapidosa* VOGLER, C. borzai NAGY a *Saccoma* sp., čo potvrdzuje vrchný oxford – kimeridž. Vrchné časti obsahujú jednak bohaté asociácie tintiníd – *Crassicolaria intermedia* (DUR.-DELGA), *C. colomi* DOBEN, *C. parvula* REMANE, *Tintinnopsella carpathica* MURG. et FILIP., jednak amonity – *Phylloceras serum* (OPP.), *Holcophylloceras* sp., *Ptychophylloceras* sp., *Protetragonites* cf. *quadrisulcatum* (D'ORB.), *Neolissoceras grassianum* (D'ORB.) a *Nebroditites* sp. Táto fauna indikuje najvyššiu juru – titón. Najvyššie časti vápencov sú lavicovité, béžové, biomikritovej povahy, s bohatým mikrospoločenstvom – *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Crassicolaria intermedia* (DUR.-DELGA), *Tintinnopsella carpathica* MUR. et FILIP., čo zodpovedá titónu – spodnému beriasu. Celková hrúbka je 38 – 40 m. Na tieto vápence prostredníctvom hardgroundu priamo nasadá **butkovské súvrstvie**.

V súľovskej skupine bradiel v nadloží kalpionelových vápencov vrchného titónu – spodného beriasu sú **sivé až hnedasté masívne vápence** s *Hedbergalla* sp., ktoré Borza (1970, s. 140) zaraďuje do hoterivu. To môže znamenať hiát vo valangine. Smerom do nadložia „hedbergelové“ vápence prechádzajú do **sivastých zrnitých gravelových vápencov s mikroklastami mikritických vápencov** s *Crassicolaria massutiana* (COLOM). Prítomnosť klastov titónskych vápencov tiež potvrdzuje hiát vo valangine.

126 neokómske a urgónske vápence; apt

Ako najmladší člen kostoleckej skupiny v súľovských bradlách vystupujú svetlé, béžové masívne vápence s rudistami a orbitolínami – **urgónske vápence**, ktoré patria do aptu. Prítomnosť rudistových spodnokriedových vápencov bola známa už Štúrovi (1860, s. 120, rez 10). Zo severného bradla Borza (1970, s. 141) a Köhler (1980, s. 16) uvádzajú: *Cuneolina* cf. *laurenti* SART. et CRESC., *Sabaudia minuta* (HOFK.) a *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.). Z južného bradla pochádza bohatá fauna rudistov (určila Dr. Czabalay, Budapest): *Praeacprina gaudrii* PACQ., *P. varians* PACQ., *Offneria* cf. *rhodanica* PACQ., *Toucasia carinata* MATH., *Agriopleura* sp. a *Plesioptyxis* sp. Okrem rudistov sa vyskytujú aj miliolidné foraminifery, úlomky litotamnií a *Sabaudia minuta* (HOFK.). Na základe rudistov tieto vápence zaraďujeme do spodného aptu.

121 kvašovské vrstvy: svetlohnedé organodetritické piesčité vápence až hrubozrnné vápnité pieskovce; stredný cenoman – turón

Kvašovské vrstvy pozostávajú zo svetlohnedých organodetritických piesčitých vápencov a stredno- až hrubozrnných masívnych alebo vrstvovitých pieskovcov s lokálnymi akumuláciami zlepcov s makrofaunou. V zlepcoch sa zriedkavo vyskytujú obliaky exotických hornín (1 – 30 cm). Mikroskopicky sa vo vápencoch zistili sesilne foraminifery, úlomky rudistov a iných lastúrnikov, úlomky koralinných rias, koralov a orbitolín.

Litosómy organogénnych psamitov/psefitov majú šošovkovitý tvar. Môže to byť dôsledok vyplňania podmorských kaňonov vrezaných do litifikovaných častí podložného praznovského súvrstvia. Šošovky organodetritických vápencov, pieskovcov a zlepcov sa vyskytujú v rôznych stratigrafických úrovniach praznovského súvrstvia. Často obsahujú úlomky schránok a celé schránky druhu *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAM.) (= *Exogyra columba*). Salaj (1995b, s. 305) z kvašovských vrstiev uvádza spoločenstvá foraminifer cenomanu, Scheibner (1960) faunu koralov a litotamnií.

Hrúbka je od 150 do 300 m.

Klapská jednotka

Termín klapský vývoj v litostratigrafickom zmysle prvýkrát použil Andrusov (1931, s. 41) pre jurské vápence na bradle Klape, ktoré zaraďoval do bradlového pásma. Neskoršie klapský vývoj (Andrusov, 1938a, s. 10) preradil do tzv. kosteleckej série, pretože na bradle Klape nie je v typickom vývine(!). V tej istej práci Andrusov (l. c., s. 16) poukazuje na „*podivuhodnú zrodu s niektorými členmi vyšších príkrovov Západných Karpát*“. Túto myšlienku zvlášť zvýraznil v neskorších rokoch (Andrusov, 1959), keď klapské a kostelecké bradlá považoval za bradlá tzv. švajčiarskeho typu, t. j. príkrovové trosky najvyšších príkrovov.

V štruktúrno-tektonickom zmysle sa však termín klapská jednotka objavuje až koncom 50. rokov. Hlavný dôvod na vyčlenenie klapskej jednotky treba hľadať v skutočnosti, že Began (1961) v okolí Považskej Bystrice kartograficky vyčlenil z tzv. bradlového obalu horninové súbory zložené z vápnitých ilovcov [sférosideritové vrstvy (auct. div.)], lavíc karbonatických pieskovcov, a najmä z polymiktných zlepcov, ktoré stratigraficky zaradil do vrchného albu.

Formálne termín „*Klape series*“ prvýkrát použil Scheibner (1961b, s. 156). Hoci definícia Scheibnera (l. c.) nespĺňala ustanovenia litostratigrafického kódu, môžeme tento názov vzhľadom na jeho vžitosť považovať za tzv. *nomen conservandum*. V nasledujúcich rokoch bol termín doplnený litologicky a stratigraficky (Began, 1962; Marschalko a Kysela, 1980; Marschalko, 1986; Salaj, 1995a).

V oblasti klasického výskytu, t. j. od Púchova po Žilinu, klapskú jednotku reprezentuje sústava tektonických šupín (prvé kilometre v smere dlhšej osi), ktoré sú väčšinou v prevrátenej pozícii. Dominantnou zložkou sú hrubé prizmy albského flyšu. Na sedimenty albu transgredujú sedimenty paleogénu, ktoré sú však zastúpené len pri Považskej Bystrici (kóta Svätá Helena).

Bradlo Klape tvoria takmer výlučne jurské horninové členy, ktorých litostratigrafiu opísal Began (1962). Mladšie litostratigrafické členy než stredná/vrchná jura neboli známe. Pri jz. zakončení bradla sa nám na základe kalpionel podarilo preukázať aj beriaský vek (svetlé až béžové mikritické vápence).

Bradlo Klape obklopuje slienito-flyšový komplex (nimnické súvrstvie sensu Salaj (1995a). Began (1962) predpokladal ich vzájomnú genetickú súvislosť. Vzhľadom na to, že obklopujúce flyšové sledy sú v prevrátenej polohe a nikde sme nepozorovali priamy kontakt medzi jurou bradla a flyšom, nemáme istotu, že jura až najspodnejšia krieda klapského bradla a albský flyš tvoria jeden kontinuálny vrstvový sled. Vynára sa problém, ako vysvetliť vystupovanie bradla Klape uprostred sedimentov flyšu. Možné sú dva varianty vysvetlenia, pričom oba môžu byť teoreticky správne. Bradlo Klape predstavuje tektonickú šupinu, alebo je to olistolit.

Prvý variant navrhol Kysela (1984b). Podporujú ho drobné výskytu šupín/bradiel spodnej kriedy na JZ od bradla Klape, na brehu nosickej priehrady a väčších tektonických šupín v jz. okolí Považskej Bystrice.

V prospech druhého variantu svedčí situácia medzi Púchovom a Nasicami, kde na pravobrežnej strane Váhu už Andrusov (1938a) opísal viacero menších bradiel (niekoľko 10 m³) tvorených sivými lavicovitými krinoidovými vápenkami s rohovcami. Tieto vápence sa svojou litologickou povahou podobajú bradlu Klape. Vzhľadom na ich vystupovanie vo flyšovom súvrství albu by sme ich však mohli považovať za olistolity. Bradlá wettersteinských vápencov pri Púchove (Salaj, 1990b, 1994) môžu mať rovnaký pôvod. Podobne je známych viacero menších bradielok – olistolitov urgónskych vápencov vo vápnitých ílovcoch nimnických vrstiev (= „sférosideritové vrstvy“ auct. cf. Andrusov, 1938a, tab. 6, obr. 3; Andrusov, 1957, mapa 1 : 25 000, list Bytča).

Nehľadiac na ktorúkoľvek z uvedených možností, jurské horniny bradla Klape boli pravdepodobne súčasťou alebo proximálnou oblasťou klapského flyšového bazénu už vo vrchnom albe. Vychádzajúc z tejto úvahy môžeme predpokladať, že jurské sedimenty bradla Klape a sprievodné bloky spodnej kriedy tvoria súčasť klapskej jednotky. Tento predpoklad podporuje aj malý faciálny gradient medzi sedimentmi vrchnej jury až najspodnejšej kriedy na klapskom bradle a blokmi spodnej kriedy v jeho blízkosti.

Vzhľadom na plytkovodný charakter spodnoliasových sedimentov klapskej jednotky môžeme uvažovať o ich transgresívnom charaktere. V takomto prípade by sa sedimentačný cyklus klapského bazénu mohol začínať v spodnej jure. Pokiaľ ide o prítomnosť sedimentov triasu v klapskej jednotke, sme postavení pred rovnaký problém ako v pieninskom bradlovom pásme, kde sú triasové sedimenty

zastúpené len v jedinom bradle (Mariková). Z prítomnosti rozložených karbonátov v spodnoliasových sedimentoch môžeme usudzovať, že sedimenty triasu tu boli prítomné. Ich hrúbka však bola pravdepodobne značne redukovaná (prípadne lokálne mohli aj chýbať).

Prítomnosť triasových sedimentov typu karbonátovej platformy (wettersteinská rifová fácia) v klapskom priestore (Salaj, 1990a, b) nepovažujeme za pravdepodobnú. Tento typ sedimentov je paleogeograficky lokalizovaný na interné zóny karpatského priestoru. Blokový výskyt wettersteinských vápencov v albskom flyši klapskej jednotky je možné vysvetliť ako olistolity z čelných častí najvyšších príkrovov. (Takúto možnosť však spochybnil Mišík, 1996).

Salaj (1990a, b) začlenil do klapského pásma streženickú jednotku, drietomskú jednotku a vlastnú klapskú jednotku, pričom v rámci týchto jednotiek rozlíšil viacero sekvencií (op. cit.: 158 – 162 a 305 – 308). Z uvedených jednotiek len drietomská obsahuje vrchný trias vo fácií karpatského keuperu a lumachelové vápence rétu. Pričlenenie drietomského vrstvového sledu ku klapskej jednotke je stále problematické, ale napriek značným rozdielom vo faciách jury nie je vylúčené.

Podobne ako počiatok, tak aj zakončenie sedimentácie v klapskom bazéne je otvorený problém. Autori, ktorí sa dosiaľ zaoberali klapskou jednotkou, sem zahŕňali aj sedimenty vrchnej kriedy (cf. Marschalko a Kysela, 1980; Maheľ, 1981a, b; Marschalko, 1986; Salaj, 1990a, b, 1995a, b; Plašienka, 1995a, b). Sedimenty vrchnej kriedy začlenené do klapskej jednotky majú hlbokovodný charakter, ktorý je v príkrej sedimentologickej kontradikcii s plytkovodným vývojom orlovského súvrstvia, na ktorom by mali spočívať (Marschalko, 1986). Táto skutočnosť spolu s redepozitmi orlovských pieskovcov vo vyšších stratigrafických úrovniach (santón – kampán) a diametrálne odlišnými paleoprúdovými smermi v mladokriedových sekvenciách (Marschalko, 1986) sa dosiaľ nebrala do úvahy. V dôsledku toho sa do stratigrafickej postupnosti dali vrstvové sledy, ktoré pôvodne nemohli byť nad sebou.

Ak vezmeme do úvahy celkový sedimentárny trend v klapskej jednotke počnúc spodnou jurou, môžeme konštatovať, že od spodnej jury pozorujeme postupné prehlbovanie sedimentačného priestoru. Tento trend nie je prerušený ani vo vrchnom albe, keď sú v bazéne akumulované hrubé prizmy divokého flyšu. Ako preukázal Marschalko (1986), ide o hlbokomorské prostredie.

V relatívne krátkom období spodného cenomanu (štepnické súvrstvie; Salaj, 1990a, b) mal klapský bazén hemipelagický charakter sedimentov, sprevádzaný málo vetraným prostredím (?anoxia) s faunou aglutinancií. Následne sa začal zaplňať faciou orlovských pieskovcov, ktorá s najväčšou pravdepodobnosťou klapský bazén vyplnila na úroveň plážového prostredia, čím sa skončila sedimentácia. Charakter vrchnoalbských sedimentov poukazujúci na proximálny zdroj a smery paleotransportu materiálu nasvedča tomu, že klapský bazén (*rim basin*) môžeme situovať pri hrane centrálnych Karpát. V danom prípade by sme nemuseli hľadať hypotetický exotický zdroj materiálu (tzv. Andrusovov chrbát).

Spomenutá palinspastická pozícia by harmonizovala so zakončením sedimentácie pri vonkajšej hrane bloku centrálnych Karpát.

V rámci klapskej jednotky Salaj (1990a, b, 1995a, b) vyčlenil viacero vývojov – sukcesí. Ich vzájomné odlišenie pri extrémnej tektonizácii, akou, bezpochyby, klapská jednotka je postihnutá, je prakticky nerealizovateľné, najmä pokiaľ ide o mladokriedové sledy.

Sekvencie vrchnej kriedy, ktoré sa dosiaľ začleňovali do klapskej jednotky, možno bez vážnych ťažkostí považovať za súčasť externejších jednotiek. Najpravdepodobnejšie patria ku kysuckej jednotke s. l. Litologická skladba sedimentov tomu neodporuje.

V súlade s tým na tejto mape klapská jednotka pozostáva iba z troch sedimentárnych sekvencií – drietomskej, klapskej a šebešťanovskej.

Drietomská sekvencia

Na to, čo je drietomská sekvencia či jednotka, existujú rôzne názory. Tieto názory sa v priebehu času vyvíjali a menili. Vychádzajúc z rôznych definícií a predstáv, ako aj spôsobu vystupovania v regióne, pri konštrukcii geologickej mapy Stredného Považia sa prijal variant, že drietomská sekvencia siaha len do spodného albu. Mladšie flyšové sedimenty zaraďujeme do šebešťanovskej sekvencie a obe sekvencie do klapskej jednotky.

V oblasti Myjavskej pahorkatiny sa drietomská jednotka považuje za súčasť pribradlového, klapského pásma (Salaj et al., 1987). Zaberá tu podobnú pozíciu ako krížňanský alebo manínsky príkrov na Strednom Považí, teda v predpolí (?podloží) tektonickej jednotky hronika centrálnych Západných Karpát (CZK). Na základe toho sa jurské a spodno- až strednokriedové členy pred rokom 1987 zaraďovali prevažne k manínskej „sérii“ (porov. napr. Leško et al., 1982), podobne, ako aj v území medzi Novým Mestom nad Váhom a Trenčínom (Began et al., 1966). Na oficiálnej geologickej mape Myjavskej pahorkatiny 1 : 50 000 (Began et al., 1984) názov klapská ani drietomská nebol použitý. Stalo sa tak až vo vysvetlivkách (Salaj et al., 1987) s tým, že k drietomskej sekvencii bol zaradený aj albsko-turótsky flyš pásma Vrzávky (l. c., obr. 6, 7, 17). Rakús (1977) sedimenty od Drietomy nazval drietomská „séria“ a dával ich do vzťahu so šiprúnskym trogom. Mahel' (1978a, b) triasové členy priradil k obalovej sérii Inovca a mladšie sedimenty rozčlenil medzi krížňanskú a bošácku „sériu“. Aubrecht (2004) predturónske členy drietomskej a bošáckej jednotky považuje tiež za pravdepodobnú súčasť sedimentačného priestoru fatrika.⁴¹

Na dokreslenie pozície drietomskej jednotky v oblasti Myjavskej pahorkatiny treba uviesť, že je prevažne prekrytá mohutným súborom senónskych – gosauských (brezovská skupina) – a paleogénnych sedimentov (myjavská skupina). Vrt LU-1 sa realizoval v paleocénno-spodnoeocénnych sedimentoch do hĺbky

⁴¹Vymedzenie (a odčlenenie) drietomskej sekvencie má, samozrejme, význam iba vtedy, ak ju nestotožňujeme so zliechovskou sekvenciou a pripisujeme jej iný tektonický aj paleogeografický význam.

1 917 m (Leško et al., 1982). Geologický profil okolia vrtnu LU-1 (Leško a Potfaj in Leško et al., 1982) poskytuje podobnú predstavu o stavbe, akú navodzuje aj geologická mapa Myjavská pahorkatiny (Began et al., 1984). Otázne, pravda, je, či drietomská jednotka sa podsúva až tak ďaleko a plocho pod tatrikum.

Tak, ako možno v prípade drietomskej sekvencie z hľadiska litostratigrafickej náplne špekulovať o možných vzťahoch niektorých členov k tatrickým, krížňanským či manínskym sekvenciám, je nesporné, že má viaceré jurské aj kriedové členy podobné až zhodné aj s kysuckou sekvenciou (napr. rádiolarity, hľuznaté, kalové a rohovcové vápence), dokonca do takej miery, že vznikajú problémy so zaradením jednotlivých bradiel, najmä ak vystupujú vedľa seba. Klasickým príkladom môžu byť „škvrnité slienité vápence, krinoidové vápence a bridlice“ vyššieho liasu až batu drietomskej jednotky, na ktoré podľa mapy plynule nadväzujú rádiolarity a hľuznaté vápence keloveju až kimeridžu, kalpionelové vápence a škvrnité rohovcové vápence titónu až hoterivu kysuckej sukcesie v bradlách Starý hrad a Blatnica pri Rudníku (porov. Began et al., 1984). Podobne sa bradlá „miešajú“ aj z. od Púchova.

Úzky vzťah kysuckej a drietomskej jednotky je zrejmy v celom juhozápadnom priestore ich rozšírenia (Myjavská pahorkatina a Biele Karpaty). Drietomská jednotka vystupuje spravidla južnejšie od kysuckej.

Salaj (1995a) za súčasť drietomskej jednotky považoval aj *sukcesiu Hoštinej*, ktorú definoval. Na našej mape strednokriedové členy tejto sukcesie považujeme za súčasť klapskej jednotky (šebešťanovskej sekvencie). Redefinovanú mladokriedovo-spodnoeocénnu *hoštinskú sekvenciu* považujeme za samostatnú sekvenciu nového, mladokriedového cyklu. Je možné zaradiť ju na pomedzie kysuckej a klapskej jednotky, alebo skôr ju považovať za sekvenciu zaberajúcu až kysucký sedimentačný priestor (podobne ako podhájsku jednotku, ktorá má veľmi podobný až identický vrstvomý sled).

Keď porovnáme vrstvomý sled drietomskej alebo chotučskej jury s jurou bradla Klape (zreteľne plytkovodný typ), musíme konštatovať značné rozdiely. Tento odlišný vývoj môže zdanlivo vyvolať pochyby o korelácii uvedených sekvencií s klapskou jednotkou, nehľadiac na to, že aj pozícia samotného bradla Klape môže byť problematická (Rakús a Marschalko, 1997).

Uvedené rozdiely viedli Rakúsa a Marschalka (1997) k úvahám o tom, či jursko-spodnokriedové členy drietomskej a chotučskej sukcesie tvorili jeden vrstvomý sled s albskými flyšovými komplexmi s klapskou afinitou, alebo nie. Tento moment je podľa nich rozhodujúci pri posudzovaní príslušnosti ku klapskej jednotke. Domnievame sa, že hoci tu nejde o priamy a súvislý vrstvomý sled (šebešťanovský flyšový trog sa otvoril v dôsledku udalostí, ktoré sa odohrali počiatkom albu), obe sekvencie, nepochybne, patria do jednej jednotky. Šebešťanovská sekvencia reprezentuje nový sedimentačný cyklus, v ktorom sa usadilo obrovské množstvo strednokriedových flyšových sedimentov. Tieto flyše tvoria základ – kostru – klapskej jednotky. Drietomské a klapské bradlá zaberajú v tejto jednotke na Strednom Považí maximálne 5 – 10 % objemu.

Began, Salaj et al. (1993, s. 9) konštatujú, že v drietomskej zóne bola sedimentácia do spodného albu jednotná s kysuckým priestorom. Od vyššej časti spodného albu v dôsledku výrazného riftingu v drietomskom sedimentačnom priestore nastúpila flyšová sedimentácia, ktorá sa od stredného turónu rozšírila aj do kysuckej oblasti a v oboch priestoroch trvala do konca santónu. Vo viacerých horizontoch je podľa nich preukázané zasahovanie fácie pestrých slieňov z kysuckej zóny do strednokriedového flyšu drietomskej sukcesie. K tomu možno iba dodať, že v zásade to platí aj dnes. Nastali iba zmeny v terminológii a drobné zmeny v stratigrafickom zaradení. [Strednokriedový flyš sa nenazýva drietomský, ale klapský (šebešťanovský), nezasahuje až do santónu, ale končí sa v spodnom turóne. Fácia pestrých slieňov predstavuje zrejme autochtónny sediment v oboch sedimentačných priestoroch. Pestré vrstvy sa usadili len v obdobiach slabého alebo žiadneho prínosu klastík.]

Schlögl (1998) po podrobnom mapovaní v území medzi Vršatským Podhradím a Chotučom z dovtedajšej drietomskej sekvencie odčlenil oravskú jednotku (tri menšie bradlá) a vrátil sa k pôvodnej klasifikácii drietomskej jednotky – flyš zaradil opäť do klapskej jednotky, teda zo štúdia malého územia dospel k záveru, aký sa z väčšieho územia črtá celkom zreteľne.

120 súvrstvie karpatského keuperu: kremité pieskovce, kremence, pestré bridlice, vložky dolomitov a sadrovca; norik

Ide o súvrstvie piesčito-ílovitých bridlíc červenej, žltkastej, sivej alebo zelenej farby s polohami červenofialových klastických vápencov. Bridlice sa striedajú so svetlosivými, červenými alebo zelenými kremitými pieskovecami. Ak sú bridlice zastúpené len sporadicky, súvrstvie tvoria svetlé alebo svetlosivé kremence. Kremence sú masívne, zriedka lavicovité.

Zaradené sú sem aj kremence, ktoré vystupujú v bradle sz. od Dolnej Marikovej (pre malú hrúbku nie sú na mape vyznačené). Sú to svetlé a svetlosivé hrubozrné masívne kremence, silno tektonicky postihnuté. Ich viditeľná hrúbka je tu asi 4 m. Tektonicky sa stýkajú s titónsko-neokómskymi vápencami.

Súvrstvie karpatského keuperu z oblasti v. od Chotuča a Vršatského Podhradia podrobnejšie charakterizoval Schlögl (1998, s. 30).

119 kössenské vrstvy: organogénne a lumachelové vápence, bridlice; rét

Sú to tmavosivé alebo zelenkavé ílovité bridlice s polohami tmavých a tmavosivých vápnitých pieskovecov a sivých lumachelových vápencov. Bridlice sú pelitomorfne.

Lumachelové vápence v okolí Drietomy obsahujú faunu lastúrnikov, ktorú spracovala Kochanová: *Rhaeticula 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, s. 31) opísal výskyt piesčitých vápencov 1,5 km v. od Vršatského Podhradia. Majú charakter biomikritu, biomikrosparitu až oobiosparitu s veľmi silnou prímесou siltovej a piesčitej zložky. Z ťažkých minerálov je zastúpený granát, turmalín, rutil, apatit, zirkón, amfibol a staurolit. Vápence obsahujú veľa ooidov, krinoidových článkov, úlomkov ustríc, terebratulidných brachiopód a ostrakód. Niektoré ostrakóda, ustrice a ooidy sú selektívne zatlačené autigénnym kremeňom. Prítomný je autigénny živec a fosfatické zvyšky (najmä zúbky rýb). Fe-Mn kôrky svedčia o kondenzácii sedimentu. Nemožno sa tu podľa neho vyjadriť o hrúbke súvrstvia, pretože je veľmi slabo odkryté. Salaj (1995a) udáva hrúbku 10 – 15 metrov.

118 „grestenské“ vrstvy: sľudnaté pieskovce, bridlice; hetanž – sinemúr

Považujú sa za ekvivalent grestenských vrstiev. Pieskovce sú sivé až modrasté aj tmavosivé, s vápnitým tmelom. Sú hrubolavicovité, častejšie tenkolavicovité až bridličnaté. Hrubozrnnejšie polohy obsahujú lumachely bližšie neurčiteľných brachiopód. Pieskovce na povrchu lavíc majú hojne sľudu. V týchto pieskovcoch v záreze cesty Pruské – Vršatec pri osade Horné Džavy sa našli fosílie *Vermiceras spiratissimum* (QUENST.) a *Plicatula hettangensis* D'ORBIG. (Began, 1969).

Bridlice sú pelitomorfne až jemnozrné, obsahujú ihlice húb, rádiolárie, ojedinele krinoidy a drobné foraminifery. Opísané súvrstvie možno zaradiť do spodného liasu – hetanžu/sinemúru.

117 škvrité slienité vápence, krinoidové rohovcové vápence; sinemúr – bat

V tomto súvrství je najrozšírenejšia fácia piesčitých až krinoidových vápencov, uprostred ktorých sú šošovky, lavice alebo polohy sivých až tmavých rohovcov. Mikroskopicky sú to intrabiosparity s hojnými zrnami kremeňa, hojné sú krinoidy a ihlice húb. Uprostred tejto detritickej fácie sú hrubšie polohy škvritých vápencov, v ktorých sa najmä v okolí Drietomy (mimo mapovaného územia) našli tieto formy: *Pleuroceras spinatum* (BRUG.), *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *Amaltheus margaritatus* MONTF., *Erycites falax* (BENECKO) a *Haplopleuroceras* cf. *subspinatum* (BUCKM.).

K tomuto súvrstviu patrí aj podstatná časť bradla Chotuč, kde Schlögl (1998) vyčlenil harcygrundské a podzámčenské vrstvy (posidóniové a nadposidóniové vrstvy). Tvoria ich tmavé aj zelenkavé bridlice, tmavosivé, sivé a hnedasté spongolity, polohy fľakatých slienitých vápencov, turbiditné, jemno- až strednozrné polohy krinoidových vápencov, hnedé silicity a brekcie. Vekovo sa zaraďujú do bajoku – batu. Na Chotuči majú hrúbku minimálne 100 m.

116 rádiolarity; kelovej – oxford

V nadloží liasových vápencov vystupuje súvrstvie červených a zelenkavých tenkolavicovitých, 5 až 15 m hrubých rádiolaritov a rádiolárových vápencov. Medzi lavicami sú časté preplástky ílovitých bridlíc. Na základe superpozície ich zaraďujeme do keloveju – oxfordu.

115 čorštynské vápence: červené hľuznaté vápence; kimeridž

Nadložné červené hľuznaté vápence sú obyčajne tenkolavicovité. Ide o biomikrity s typickou sakokómovou mikrofaciou. Obsahujú *Globochaete alpina* LOMBARD, *Cadosina carpathica* (BORZA), *C. fusca* WANNER, juvenilné schránky amonitov, ostrakóda, rádiolárie a krinoidy. Zaraďujeme ich do kimeridžu.

114 pieninské súvrstvie: svetlé vápence, rohovcové vápence; titón – hoteriv

Sú to svetlé, svetlosivé a ružovkasté lavicovité biomikritické vápence typu „biancone“, ktoré vystupujú v nadloží hľuznatých vápencov. Obsahujú bohatú mikrofaunu tintiníd – *Crassicollaria intermedia* (DUR.-DELGA) a *Cr. brevis* REMANE, vyššie *Calpionella alpina* LORENZ a *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.).

Vyššie vystupujú rohovcové tenkolavicovité škvrité slienité vápence. Ide o biomikrity s ojedinelými hedbergelami a lentikulínami. Celé toto súvrstvie zaraďujeme do titónu – hoterivu.

113 organodetrítické vápence; barém – apt

Najmladšiu, vápencovú časť staršej kriedy tejto sekvencie predstavujú sivé jemnozrné organodetrítické vápence. Majú organogénno-gravelovú štruktúru. Z organických zvyškov sa zistili krinoidové články, foraminifery, ostne ježoviek, machovky, úlomky schránok lastúrnikov a *Colomiella recta* BONET. Vápence považujeme za barémsko-aptské.

112 tissalské vrstvy: sivozelené a tmavé sliene; mladší apt – starší alb

Pôvodne definovaná sekvencia Hoštinej (Salaj, 1990a) obsahovala ako najspodnejší člen tissalské (koňhorské) vrstvy. Tie boli neskôr (Salaj, 1993b) zaraďené ako najvyšší člen drietomskej sekvencie.

Podľa geologickej mapy Salaja a Begana (in Salaj et al., 1983) sú hojne rozšírené v drietomskej sukcesii s. od Lednických Rovní a jz. od Púchova. Podľa nich ide o sivozelené a tmavé sliene so stratigrafickým rozpätím apt – stredný alb.

Tissalské vrstvy sú zmapované aj sv. od Púchova a v. od Nových Nosíc v klapskej sekvencii (Salaj et al., 1989, vysv. č. 59). Podľa mapy tu spolu s ďalšími členmi zreteľne tvoria súčasť bradiel, sporadicky roztrúsených v uhrovskom súvrství (tissalské vrstvy ako najmladší člen bradiel).

V okolí Prosného (porov. geol. mapu Papradna in Salaj et al., 1989, AP 8593) sa zdá, akoby tvorili normálny spojovací článok medzi kalpionelovými a škvrnitými vápencami titónu – neokómu a nimnickými vrstvami albu. Aj tu však môžeme pozorovať zreteľné roztrhanie titónsko-neokómskych vápencov a s nimi tissalských vrstiev na bradlá.

Ide o pasáž sivozelených a tmavých tenkovrstvovitých slieňov aptu – staršieho albu medzi podložným súvrstvom neokómskych (valangin – barém) slienitých rohovcových vápencov a nadložným flyšovým súvrstvom albu – cenomanu. Táto pasáž je najlepšie dokumentovaná v oblasti Chotuča pri Vršatskom Podhradí (Began et al., 1993, tab. 11, obr. 2).

Mikrofaunu v slieňoch zastupujú najmä tieto druhy: *Planomalina (Globigerinelloides) algeriana* (CUSHMAN et TEN DAM), *Discorbis wassoewizi* DJAFF. et AGALAR., *Gaudryina dividens* GRAB., *Ticinella roberti* (GAND.) a *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). Potvrzuje aptský až spodnoalbský vek slieňov. Hrúbka je 8 – 10 m.

Klappská sekvencia

Počiatok sedimentácie v klapskom bazéne kladieme do spodného liasu. Prítomnosť triasových sedimentov sa nepotvrdila, ale ani nevyklúčila. Ak bola triasová sedimentácia prítomná, tak jej sedimenty mali plytkovodný charakter a pravdepodobne malú hrúbku. Transgresiou spodného liasu boli deštruované. Svedčia o tom úlomky karbonátov v jurských sedimentoch. Najväčšia rýchlosť sedimentácie a s tým spojená hrúbka sedimentov sa stratigraficky viaže na obdobie stredného albu až cenomanu (sekvencia Šebeš'anovej). V cenomane až spodnom turóne sa klapský bazén vyplnil. Svedčí o tom plytkovodný charakter orlovského súvrstvia.

Vzhľadom na intenzitu deformácie klapskej jednotky je evidentné, že postupnosti vrstiev, ktoré uvádzame, treba chápať sčasti ako kompozitné.

111 wettersteinské vápence a dolomity; ladin – karn

Sú známe z viacerých lokalít púchovskej oblasti vo forme olistolitov v nimnickom súvrství (Andrusov, 1959; Began, Salaj et al., 1963; Salaj, 1995a). Ide o svetlé organodetrítické vápence s pestrou paletou úlomkov schránok organizmov, medzi ktorými sa vyskytujú aj koralý.

110 trlenské súvrstvie: „hierlatzké“ piesčito-krinoidové vápence, vo vyššej časti s rohovcami; hetanž – sinemúr; rohovcové a hľuznaté vápence; lias – oxford

Toto súvrstvie predstavuje najstarší známy litologický člen klapskej jednotky, pričom litologicky je veľmi podobné vývoju spodného liasu manínskej jednotky. Na bradle Klape ho tvoria sivé piesčito-krinoidové vápence s premenlivým podielom prímеси psamitickéj frakcie, ktorej hlavnou zložkou sú zrná kremeňa. Miestami, podobne ako v manínskej jednotke, podiel piesčitej prímеси môže byť variabilný. Preto niekedy je presnejšie hovoriť o vápnitých pieskovcoch. Podobne aj veľkosť zrn kremeňa je premenlivá a ojedinele sa objavujú akumulácie drobných obliačikov s veľkosťou až do 2 cm. Vrstvovitost' je spočiatku menej zreteľná, postupne sú však piesčito-krinoidové vápence dobre vrstvité a objavujú sa v nich sivé rohovce. Okrem klastického kremeňa častú prímес tvoria drobné klasty zvetraných karbonátov. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity, kde prevládajú články echinodermát nad úlomkami schránok rameonožcov, lastúrníkov, ostňov ježoviek a foraminifer. Celková hrúbka je značná, až okolo 200 m.

Vzhľadom na litologický charakter toto súvrstvie stratigraficky začleňujeme do spodného liasu – hetanžu až sinemúru.

109 hľuznaté vápence; kimeridž

Ide o svetlé, žltkasté a ružové kalové vápence (hrúbka 8 m), najpravdepodobnejšie kimeridžské. Z organických zvyškov sa vyskytujú články echinodermát, kalcifikované ihlice húb, vzácne sakokómy a foraminifery patriace k rodom *Lenticulina*, *Fronicularia* a *Vidalina*.

Vápence sú prítomné aj v olistolitoch vystupujúcich vo flyšovom súvrství albu v širšom okolí Púchova (Salaj, 1995a).

108 svetlé lavicovité a škvrnité vápence s polohami slieňov, slienité vápence; titón – apt

Sú to sivé až svetlosivé ílovité vápence, niekedy škvrnité a vápnité ílovce bez rohovcov, ktoré sú faciálne porovnateľné s mrazníckým súvrstvím. Na rozdiel od typického mrazníckeho súvrstvia je slienitejšie a celkovo svetlejšie. Z výskytov pri Považskej Bystrici (zárez št. cesty) je známe bohaté spoločstvo foraminifer (Scheibnerová, 1961) hoterivsko-barémskeho veku. Odtiaľ pochádza aj nález jediného amonitu, *Asteridiscus morleti* (KILIAN) (Pevný in Salaj a Samuel, 1966, s. 34). Z vápnitých ílovcov na Kalvárii v Považskej Bystrici uvedení autori uvádzajú foraminifery barému (l. c., s. 34). Dnešná pozorovateľná hrúbka súvrstvia nepresahuje 50 m.

107 sivé ílovité vápence až vápnité ílovce; valangin

Spodná krieda v klapskej jednotke je zastúpená len rudimentárne, dvomi výskytmi:

Prvý je situovaný v z.-jz. pokračovaní bradla Klape (pozri mapu Andrusova, 1957, 1 : 25 000, list Bytča), kde vystupuje niekoľko menších bradielok sivých ílovitých vápencov a vápnitých ílovcov.

Druhý výskyt je situovaný jz. od Považskej Bystrice pri ceste do Svarepca a jeden malý výskyt je na Kalvárii v Považskej Bystrici (Salaj, 1995b, s. 298, obr. 9, ho priraduje k podhájskej sukcesii).

Styk spodnokriedových sedimentov s vrchnojurskými sedimentmi klapského bradla sme nikde nezaznamenali. Vzhľadom na to, že najmladšie zachované sedimenty jury klapského bradla majú „pelagickejší“ charakter, faciálny skok medzi týmito vápencami a hemipelagickými vápencami spodnej kriedy nie je veľký. Táto skutočnosť podporuje názor o ich možnej sedimentárnej nadväznosti.

Pretože v oboch prípadoch smerom do nadložia spodnokriedové ílovité vápence prechádzajú do sivých, prípadne sivozelených, ojedinele červenavých vápnitých ílovcov (= tissalské súvrstvie sensu Salaj, 1990a, s. 162, obr. 4; 1990b, s. 104, obr. 2), ktoré tvoria normálne podložie tzv. sférosideritových vrstiev (= nimnické súvrstvie), uvedené výskyty považujeme za člen klapskej jednotky.

106 pestré sliene (= tissalské); mladší apt – starší alb

Smerom do nadložia sivé ílovité vápence „mraznického súvrstvia“ prechádzajú do súvrstvia sivých vápnitých ílovcov podobných butkovskému súvrstviu manínskej jednotky (Kysela et al., 1982). Z týchto vápnitých ílovcov uvádza Salaj (1990a, s. 163; 1990b, s. 104, obr. 2) tenké medzivrstvičky zelených a vzácne červených vápnitých ílovcov s faunou foraminifer vrchného aptu až spodného albu (l. c., s. 163) a pričleňuje ich k tissalskému súvrstviu. Poznamenávame, že litologický charakter pravého tissalského súvrstvia je čiastočne odlišný, najmä tým, že je vápnitejšie a ako celok má svetlejšie farby. Výskyty, ktoré opísal Haško in Haško a Polák (1979) z kysuckej jednotky pri Brodne, sú bližšie ku klasickému vývoju na Zakarpatskej Ukrajine ako výskyty, ktoré opísal Salaj. Celková hrúbka nepresahuje 10 m.

Sekvencia Šebešťanovej

Sekvencia pozostáva najmä z mohutného albsko-cenomanského flyšového súboru hrubého vyše 1 km. Tvoria ho sliene (slieňovce), pieskovce a zlepenec. Už v minulosti sa autori snažili odčleniť litofácie s prevahou jednotlivých litológií [napr. binárne členenie používal na svojich mapách už Andrusov, ktorý

sliene zarad'oval do albu („sférosideritové vrstvy“) a pieskovce do orlovských pieskoviec cenomanu (zlepence vtedy ešte považoval za mladokriedové)].

Dnes sa podľa prevládania slieňov, pieskoviec, resp. zlepencov vyčleňuje nimnické, uhrovské a upohlavské súvrstvie (porov. Salaj, 1993a, 1995a). Možno namietat', že takéto členenie dostatočne nevystihuje dynamiku a vzťahy jednotlivých flyšových litosómov a litofácií v tomto významnom flyšovom komplexe, do ktorého dodávala obrovské množstvo materiálu exotická pieninská kordiléra. Treba však povedať, že významným prínosom je zreteľné oddelenie stredno- a mladokriedových flyšových komplexov (šebešťanovského a hoštinského) a ich zaradenie do odlišných tektonických jednotiek (klapskej a kysuckej).

105 nimnické, uhrovské a upohlavské súvrstvie (nečlenené); stredný alb – turón

Súvrstvie je rozšírené najmä v západnej časti regiónu, kde medzi Horným Sním a Púchovom (a potom aj ďalej na JZ až k Bošáci) tvorí akýsi matrix, na ktorý sa viažu staršie bradlá. Doteraz sa tu toto súvrstvie zarad'ovalo do drietomskej sekvencie. Súvrstvie je však prakticky neodlíšiteľné od rovnovekých, v názve uvedených súvrství šebešťanovskej sekvencie – ide len o distálnejšiu fáciu. V albsko-cenomanskom flyši sú „napadané“ rôzne bradlá, napr. v okolí Vršatského Podhradia sú to bradlá drietomskej, kysuckej a oravskej sekvencie (porov. Schlögl, 1998).

Lavice zlepencov sa viažu najmä na vrchnú časť súvrstvia patriacu do cenomanu. Klastiká exotických upohlavských zlepencov sú prevažne karbonátové. Sú tu aj klastiká fylitov, žúl a kremeňa. Tmel je vápnitý. Slieňovce, ktoré prevládajú nad pieskovicami a zlepencami v pomere 3 : 1, sa študovali najmä v oblasti Vršatského Podhradia (Began et al., 1993, s. 36). Sú bohaté na mikrofaunu a nanoplanktón.

Stredný cenoman dokladá bohatá mikrofauna zóny *Rotalipora montsalvensis* (MORN.), *Thalmaninella reicheli* MORNOD, *Th. appenninica* (RENZ) a *Th. evoluta* (SIGAL). V strednom cenomane sa vyskytuje aj najviac zlepencových polôh. Týmto sa alb – cenoman „drietomskej sekvencie“ výrazne odlišuje od albu – cenomanu klapskej (= šebešťanovskej) sekvencie. Rovnako to dokladá aj prítomnosť polôh pestrých slieňov, ktoré v strednokriedovom flyši šebešťanovskej sekvencie chýbajú (l. c.). Aj tieto polohy pestrých slieňov svedčia o distálnejšej pozícii súvrstvia – ide o enklávy autochtónneho sedimentu, do ktorého zasahovali flyšové jazyky.

Celková hrúbka albsko-turónskeho flyšového súvrstvia kolíše v rozpätí 150 až 600 m.

104 uhrovské súvrstvie: flyš s prevahou pieskovcov, miestami len pieskovce; alb – starší cenoman

Litologicky aj sedimentologicky uhrovské súvrstvie podrobne spracovali Marschalko (1986) a Salaj (1995a). Je to flyšové súvrstvie s prevahou pieskovcov nad vápniťmi ílovcami s konkréciami pelokarbonátov. Salaj (l. c., s. 219) udáva hrúbku flyšového súvrstvia od 300 do 500 m. Na základe *Ticinella roberti* (GANDOLFI) a *Haplophragmoides nonionides* (REUSS) ho stratigraficky začleňuje do spodného albu.

Aj keď vzťah slienitej časti súvrstvia, t. j. „sférosideritových slienov“ a vápnitých pieskovcov priamo nie je dobre pozorovateľný, z kartografického rozloženia vidno, že pieskovce by mali byť relatívne staršie, resp. tieto dve litofácie sa čiastočne zastupujú (Salaj, 1995a, s. 219). Salaj, (1990a, obr. 4) zobrazil uhrovské pieskovce ako priame nadložie „tissalského“ súvrstvia. Z celkovej štruktúrálnej situácie na JV od bradla Klape je ale zrejmé, že tento vzťah bude komplikovanejší, keďže vrstvy sú tu v obrátenej pozícii.

103 nimnické súvrstvie: flyš s prevahou slienov („sférosideritové vrstvy“); alb – starší cenoman; a) olistolity – „urgónske“ vápence; apt – starší alb

Tento termín zaviedol Salaj (1990a s. 163). Pod názov sa zahŕňajú tzv. sférosideritové sliene (Štúr, 1860, s. 92, emend. Andrusov, 1945, s. 109) a súvrstvie vápniťných pieskovcov, ktoré Salaj (1990b, s. 102) pomenoval ako uhrovské pieskovce so štatútom súvrstvia (sú vyčlenené osobitne).

Na rozdiel od predchádzajúceho súboru, v nimnickom súvrství prevládajú sivé vápniťné ílovce hemipelagického charakteru s tenkými, asymetricky usporiadanými vrstvami vápniťných turbiditových pieskovcov (Marschalko, 1986, s. 37). Charakteristickým znakom súvrstvia sú však konkrécie pelokarbonátov, podľa ktorých sa v minulosti nazývali (Andrusov, 1945).

Nimnické súvrstvie s. s. sa stratigraficky zaraďuje do stredného, najmä však do vrchného albu, a to na základe mikrofauny (Salaj, 1995a, s. 221) a výskytu amonitov na lokalite Považský Chlmec (Vašíček a Rakús, 1993). Prítomnosť druhov ako *Diploceras* (*D.*) *cristaum* (DELUC in BROGN.) a *Hysterocheras orbigny* (SPATH) potvrdzuje zónu s *Mortoniceras* (*M.*) *inflatum*, t. j. spodnú časť mladšieho albu. Celková hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 400 až 800 m.

Je pozoruhodné, že tzv. sférosideritové sliene klapskej jednotky majú pendant v manínskej jednotke (praznovské súvrstvie). Táto skutočnosť môže poukazovať na ich paleogeografickú proximitu.

103a olistolity – „urgónske“ vápence; apt – starší alb

Pri južnom okraji tzv. hlavnej klapskej šupiny sa tiahne pruh vápnitých ílovcov (= vnútorná klapská šupina, cf. Salaj, 1995a, s. 221), v ktorej sa vyskytuje viacero olistolitov najmä „urgónskych“ vápencov.

102 upohlavské súvrstvie: zlepenca s exotickými obliakmi, pieskovce, ojedinele ílovce; mladší alb – starší cenoman

(Štúr, 1860; emend. Andrusov, 1945, s. 127; Marschalko a Samuel, 1975; upohlavské súvrstvie Salaj, 1995a, s. 221 = exotické zlepenca auct. div.)

Dôležitý obrat v pochopení pozície upohlavského súvrstvia nastal v 70. a 80. rokoch, keď Marschalko a Samuel (1975) a Marschalko (1986) preukázali jeho intraformačný, a nie transgresívny charakter, ako sa dovtedy predpokladalo. Upohlavské súvrstvie je zložené predovšetkým z hrubých telies (až do 60 m) polymiktných, prevažne gradačných zlepenecov vložených do tenkorytmického flyšu alebo pieskovcov. Petrograficky a sedimentologicky zlepenca spracovalo množstvo autorov, napr. Zoubek (1931), Krivý (1969), Elečko (1970), Samuel et al. (1972), Kamenický et al. (1974), Marschalko a Samuel (1975), Marschalko et al. (1976), Šimová a Krivý (1976), Marschalko a Kysela (1979, 1980), Mišík et al. (1981), Mišík a Sýkora (1981) a Marschalko (1986). Pôvod zlepenecov sa chápe rozdielne, často až kontroverzne. Niet však pochýb o ich proximálnom charaktere (Marschalko, 1986), pričom zdrojová oblasť sa nachádzala smerom dovnútra, t. j. na J – JV v dnešnej orientácii.

Salaj (1995a, s. 222) vyššiu časť upohlavských zlepenecov vyčlenil ako samostatný člen, tzv. exotické, prevažne karbonatické zlepenca, pričom ich stratigraficky začlenil do najvyššieho albu – cenomanu. Tieto zlepenca považuje za plytkovodné na základe prítomnosti solitérných koralov, dasykladaceí atď. nachádzajúcich sa v tmele. Podľa nášho názoru tieto zlepenca netvoria samostatný člen, ale sú len varietou upohlavských zlepenecov. Stratigraficky je súvrstvie datované foraminiferovými spoločenstvami ako vrchný alb (Salaj, 1995a, s. 221).

Marschalko (1986, s. 64) v albskom flyši klapskej jednotky v súlade s terminológiou Andrusova (1938a, 1945) vyčlenil tzv. blokové bradlá, čo sú balvany a bloky karbonátových hornín premenlivej veľkosti (3 – 120 – 450 m), tvaru a rôznej stratigrafickej príslušnosti. V dnešnej terminológii by sme ich nazvali olistolity. Najčastejšie sú obklopené hemipelagickými slieňmi flyšu a pripomínajú bradlá.

Podľa Marschalka (l. c., s. 65) chýbanie pieskovcov alebo prachovcov v okolí bradiel naznačuje, že sa kĺzali v bahnotokoch, ktorým chýbali prechodné veľkosti zrn. Podľa neho nepochádzajú z čela prikrivov, ale odpadávali z čela melanže.

Hrúbka súvrstvia je okolo 450 m.

101 štepnické súvrstvie: ílovcce a íly; starší cenoman

(Salaj, 1995a, s. 222)

Smerom do nadložía upohlavské súvrstvie prechádza do tmavosivých laminovaných, silne piesčitých, viac alebo menej vápnitých ílovcov, ktorých litofaciálne postavenie sa chápe rozdielne. Salaj (1990a, s. 165) ich pôvodne nazval štepnické ílovcce. Neskoršie ich povýšil na súvrstvie (Salaj, 1995a, s. 222). Názo-ry na povahu tohto litologického člena sa rôznia. Zatiaľ čo Marschalko (1986, s. 39) ich považuje za prechodný člen z hrubého flyšu do paracyklických vývo-jev (orlovské pieskovce), Salaj (1990a, s. 165) ich, naopak, chápe ako hemipela-gické sedimenty s aglutinovanou mikrofaunou (l. c., s. 165). Navyše, Salaj (1995a, s. 222) vyčlenil považskobystrické súvrstvie (= orbitolínové vrstvy auct. div.), ktorých prítomnosť signalizoval na ľavobrežnej strane Váhu už Andrusov (1945, s. 119). Toto súvrstvie spolu so štepnickým súvrstvom by malo tvoriť pre-choď medzi upohlavským konglomerátovým súvrstvom a orlovskými pieskov-cami. Vzhľadom na už aj tak veľký počet nových litostratigrafických jednotiek na úrovni súvrství by sme ich mali považovať len za vrstvy, a nie za súvrstvie. Celková hrúbka vlastných štepnických ílovcov a považskobystrických vrstiev sa udáva v rozmedzí 50 – 80 až 100 – 300 m. Na základe mikrofauny sú stratigra-ficky začlenené do spodného cenomanu až bázy stredného cenomanu (Salaj, 1990a, s. 165).

100 považskobystrické súvrstvie („orbitolínové vrstvy“): pieskovce a pies-čité slieňovce, ojedinele piesčité vápence; starší až stredný cenoman

Podľa Salaja (1995a, s. 222) tieto „vrstvy“ sú vyvinuté v nadloží upohlavské-ho a v podloží orlovského súvrstvia stredného až vrchného cenomanu. Tvoria ich 10 až 40 cm hrubé pevné lavice vápnitých, jemno- až strednozrnných modras-tých, dohneda zvetrávajúcich pieskovcov, piesčitých laminovaných slieňovcov a slieňov, bohatých tak na makrofaunu, ako aj na mikrofaunu (Andrusov, 1945; Salaj a Samuel, 1966). Prevládajú nad pieskovcami v pomere 2 : 1.

Z petrografického hľadiska v pieskovcoch prevládajú (asi 60 %) ostrohranné, prípadne slabo zaoblené zrnká kremeňa nad dobre opracovanými a dobre zaoble-nými, bližšie neurčiteľnými karbonátovými zrnkami. Tmel je mikrosparitový, s rozptýleným hematitom. Z ťažkých minerálov Woletzová (1963, in Salaj, 1990b) určila chromit, granát, rutil, zirkón, turmalín, apatit, pyroxén a sillimanit.

Najznámejšia faunistická lokalita týchto vrstiev je v Považskej Bystrici (Ku-kučínova ul. 1). Toto súvrstvie je síce v nadloží exotických zlepcov vrchného albu, ale styk oboch súvrství je tektonický. Vzťah „orbitolínových“ vrstiev k podložíu a k nadložiu sme študovali v záreze lesnej cesty sz. od k. 447 (z. od Považského Podhradia). V nadloží upohlavských vrstiev s. s. (súvrstvie je v prevrátenej polohe) je asi 40 – 50 m štepnických ílovcov s polohami vápnitých pieskovcov. Vlastné „orbitolínové vrstvy“ (hrúbka asi 100 – 300 m) z litologic-

kého, faunistického aj chemického hľadiska sú odrazom výrazného skoku, pokiaľ ide o hĺbkové pomery. Z hlbokododnejšieho prostredia nastáva veľmi výrazné postupné splytčovanie pred nástupom sedimentácie orlovských vrstiev.

Výrazná zmena je v pelitickom komponente „orbitolínových“ vrstiev. Ílovce, ktoré sedimentovali v albe, sú zmenené na slieňovce s vysokým obsahom CaCO_3 (29, 67 – 32, 13 %) (Ďuriš in Salaj, 1990a). Vápnité pieskovce obsahujú uhoľnú sečku, neritickú faunu, miestami koraly, lamelibranchiáta, brachiopóda, ostne ježoviek a orbitolíny. Prítomnosť planktonických foraminifer I. hĺbkového pásma (hedbergely) a II. hĺbkového pásma (talmaninely) aspoň v niektorých horizontoch (Salaj a Samuel, 1966) potvrdzuje, že hĺbka mora v tomto období bola menšia ako 50 – 100 m.

Považskobystrické súvrstvie má vekový rozsah starší cenoman až spodná časť stredného cenomanu. Potvrdzuje to prítomnosť druhu *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) (Salaj a Samuel, 1966). Spodnocenomanskú mikrofaunu z profilu Štepnica uvádzajú Marschalko a Samuel (1980). Vrstvy, ktoré obsahujú orbitolíny, považujeme za nesprávne pričleňovať k orlovskému súvrstviu.

99 orlovské súvrstvie: pieskovce s polohami piesčitých slieňov; stredný cenoman – starší turón

(Štúr, 1860, s. 88 – 89; Andrusov, 1945, s. 117 – 122; Marschalko a Samuel, 1980)

Tento typický člen klapskej jednotky patrí k jedným z najstarších známych litologických členov vyčlenených v bradlovom pásme už v predminulom storočí. Základné litologické členenie urobil Andrusov (l. c., s. 118 – 121), pričom ho aj dostatočne stratigraficky doložil.

Marschalko a Samuel (l. c.) redefinovali orlovské súvrstvie a charakterizovali ho ako plytkododné karbonatické pieskovce, zložené z lineárnych vrstvových telies usporiadaných do megacyklov, ktorých hrúbka smerom do nadložia narastá. Vrstvy pieskovcov sú vložené do sivých vápnitých ílovcov, pričom so zväčšujúcou sa hrúbkou ílovcov klesá hrúbka pieskovcov. Piesčité ílovce sú často bioturbované, ale vyskytuje sa aj šikmá nízkouhlová laminácia.

Typický sprievodný druh tejto litofácie sú akumulácie uštic druhu *Rhynchostreon suborbiculatum* (LAM.) (= *Exogyra columba silicea*) v laviciach. Vyskytuje sa tu však aj iná fauna (cf. Andrusov, 1945; Andrusov a Scheibner, 1960). Na základe fauny sa orlovské pieskovce zaraďujú do cenomanu, pričom zasahovanie do spodného turónu nie je vylúčené. Celková hrúbka orlovského súvrstvia je premenlivá, od 200 do 600 m.

Poznámka: K orlovskému súvrstviu sa v minulosti začleňovali (cf. Began et al., 1963, mapa 1 : 50 000) aj pieskovce striedajúce sa s piesčitými vápnitými ílovcami v nadloží samotných orlovských pieskovcov, ktoré obsahujú turónsku až spodnosantónsku mikrofaunu (cf. Salaj a Samuel, 1966, s. 48 – 49). Vzhľadom na rozdielny genetický pôvod tohto flyšového súvrstvia sa zaraďuje do inej

litostratigrafickej jednotky (cf. Marschalko a Samuel, 1980, s. 91). Salaj (1993) spodnú časť tohto súvrstvia priradil k snežnickému súvrstviu, zatiaľ čo vrchnú časť k *chrastovskému* súvrstviu (koňak – spodný santón, cf. Salaj, 1993, mapa 1 : 50 000).

Litostratigrafické zaradovanie a definícia vyšších stratigrafických členov ako cenoman, t. j. mladších ako orlovské súvrstvie, je značne rozporné. Ako sme už spomenuli, Salaj (1990a, b, 1995a) vytvoril v rámci klapského pásma viacero nových litostratigrafických vývojov a sukcesí, ktorých opodstatnenie je podľa nášho názoru problematické. Problém vidíme predovšetkým v tom, že autor ich odvodil na základe stratigrafie a podstatne menej bral do úvahy zmenu faciálneho vývoja. Navyše, v tom čase problém redepozitov mikrofauny sa nebral do úvahy v takej miere, akú by v tomto type sedimentov bolo potrebné uplatniť. Ako posledný dôvod uvádzame extrémnu tektonizáciu územia, ktorá znemožňuje mať istotu, že postupnosti vrstvových sledov sú reálne.

PIENINSKÉ JEDNOTKY (ORAVIKUM)

Ide o jednotky bradlového pásma s. s. (pieninika), nazývané aj oravikum, t. j. jednotky, ktoré pochádzajú z pienidného sedimentačného priestoru, pôvodne značnej šírky a variability. Sedimenty, ktoré v ňom vznikli, boli neskôr zväčša pohltené, resp. prekryté centrálnokarpatským blokom. Na zmapovanom území sa z nich zachovali zvyšky v podobe podhájskej, hoštinskej, kysuckej, čorštynskej a „púchovsko-jarmutskej“ sekvencie a bradiel, tzv. prechodných sekvencií.

Kysucká jednotka

Kysucká jednotka je jedna z dvoch hlavných tektonických jednotiek oravika na území Slovenska. Na rozdiel od doterajších členení, keď sa v kysuckej jednotke vyčleňoval iba jeden vrstvový sled – kysucký, na tejto mape z neho odčleňujeme vrchnú, flyšovú časť ako hoštinskú sekvenciu. Dôvodom je zmena sedimentačného režimu – flyšová sedimentácia sa v turóne presunula z klapského sedimentačného priestoru (šebešťanovského, ktorý zanikol) do kysuckého. Do kysuckej jednotky začleňujeme aj redefinovanú [v zmysle Rakúsa a Hóka (2005), teda nie v zmysle Salaja (1995b)] podhájsku sekvenciu, ktorá má veľa spoločných znakov s (redefinovanou) hoštinskou sekvenciou.

Kysucká sekvencia

Kysucká sekvencia vystupuje v území vo forme šupín alebo bradiel. Najstaršou súčasťou sekvencie (mimo zmapovaného územia – na Orave) sú liasové grestenské vrstvy, typická fácia južných okrajov európskej platformy.

Jednotka sa faciálne líši od vnútornejších jednotiek (klapskej), a to najmä v strednej kriede typickým vývojom karbonátových pelagických vrstiev (tissalské vrstvy), rozšírených od Viedne po Ukrajinu. Ich malá hrúbka a neprítomnosť klastík naznačujú obdobie „prázdnoty“ pieninskej geosynklinály (Marschalko, 1986).

Podľa Salaja (1995a) kysucká sekvencia siaha len do turónu. Koňacko-santónsky flyš a mladšie členy patria podľa neho do drietomskej jednotky, pretože bazálne časti flyšu ležiace tektonicky nad peštrými slieňmi turónu sú vrchnocenomanské [obsahujú *Rotaliopora cushmani* (SALAJ, l. c.)]. Ani podľa nás v oblasti tzv. Kysuckej brány nejde o súvislý vrstvový sled kysuckej sekvencie až do mástrichtu. Viaceré dôvody nás však vedú k tomu, že hranicu kladieme na bázu snežnického súvrstvia, ktorým sa tu podľa nás začína hoštinská sekvencia (ale kysuckej, nie drietomskej jednotky).

Kysucká sekvencia sa štandardne opisovala v rozpätí od liasu („fleckenmergel“) po mástricht (gbelianske vrstvy) (napr. Haško in Haško a Polák, 1980; Potfaj et al., 2003). Oproti tejto schéme, na našej mape kysucký vrstvový sled siaha iba po stredný turón – po lalinocké súvrstvie. Snežnické súvrstvie turónsko-santónskeho veku sme zaradili už do hoštinskej sekvencie. K takejto interpretácii sme dospeli na základe niekoľkých faktov a úvah:

a) snežníckym súvrstvím sa začína v kysuckej sedimentačnej oblasti nový výrazný flyšový sedimentačný cyklus reprezentovaný hoštinskou sekvenciou; svedčí o masívnom vpáde detritického materiálu do kysuckého sedimentačného priestoru, podobného tomu, aký sa odohral v strednokriedovom období v klapskom sedimentačnom priestore (šebešťanovská sekvencia);

b) flyšové snežnické súvrstvie turónsko-santónskeho veku má porovnateľné litofaciálne parametre ako ostatné bradlové flyše reprezentované nimnickým, uhrovským, upohlavským, sromovieckym (mimo zobrazeného územia) a jarutským súvrstvím, a to aj napriek tomu, že väčšinou sú odlišného veku;

c) flyšové súvrstvia turónsko-santónskeho veku s charakteristikou snežnického súvrstvia sa na Strednom Považí vyskytujú aj mimo oblasti s vlastným kysuckým sledom (= po lalinocké súvrstvie), bez nadväznosti na staršie litostratigrafické jednotky;

d) v bradlovom pásme prakticky nikde nepoznáme profil, kde by sa dala jednoznačne a bez pochybností preukázať kontinuita vrstvového sledu medzi lalinockým a snežníckym súvrstvím. V Lalinku je medzi oboma celkami výrazná tektonická diskordancia, lalinocké súvrstvie tu v podstate vystupuje v tektonickom okne spod snežnického súvrstvia. V klasickom kysuckom bradle v Hornom aj Dolnom Vadičove a v Snežnici sú vrstvy na rozhraní medzi pieninskými vápencami a snežníckym súvrstvím (teda koňhorské a čiastočne aj tissalské) disharmonicky zvrásnené a okrem celkovej postupnosti prerušované odkrytých súvrství nemožno inak potvrdiť plynulosť vrstvového sledu.

98 allgäuské súvrstvie: škrvnité sliene, slienovce a slienité vápence; mladší lias (lotaring – toark)

Ide o najstaršiu litostratigrafickú jednotku kysuckej sekvencie zistenú v regióne. Hojné výskyty sú sv. od Zubáka a s. od Dohnian.

Súvrstvie pozostáva z lavicovitých, výrazne škrvnitých vápencov (dôsledok bioturbácie) s polohami a preplástkami slienov. Began (1960, 1969, 1993) uvádza z vápencov z Krivoklátskej doliny bohatú amonitovú faunu, ktorá poukazuje na zasahovanie súvrstvia až do álenu (v prípade chýbania posidóniových vrstiev).

97 posidóniové a nadposidóniové vrstvy: tmavé bridlice, škrvnité vápence; álen – kelovej

V súčasnosti ako **posidóniové vrstvy** označujeme sivé až čierne tenkobridličnaté slienité bridlice s typickým nerovným povrchom, často s mnohými odtlačkami *Posidonia alpina* (GRASS) a ojedinelými amonitmi. Časté sú aj vložky tmavosivých pieskovcov a piesčitých vápencov, zväčša škrvnitých. Okrem uvedených vložiek sa vyskytujú aj vložky pelitomorfných, škrvnitých, spongiových, spongiovo-krinoidových a spongiovo-rádioláriových vápencov. Charakterizuje ich spongiová mikrofácia. Hrúbka je asi 150 m. Vyskytujú sa nad liasovým allgäuským súvrstvom. Hlavná časť posidóniových vrstiev je álenského veku. Nad posidóniovými vrstvami sú vyvinuté nadposidóniové vrstvy strednobajockého až batsko-spodnokelovejského veku (porov. Andrusov, 1985, s. 153).

Podľa Birkenmajera (1953) **nadposidóniové vrstvy** predstavujú tmavé škrvnité zvrstvené, mierne kremité vápence a sliene alebo bridlice podobného charakteru ako bridlice v posidóniových vrstvách, z ktorých sa pozvoľna vyvíjajú. Typická pre ne je hubová a hubovo-rádioláriová mikrofácia.

Tieto vrstvy boli opísané v bradlovom pásme Pienin, vyskytujú sa však v celom bradlovom pásme. Ich hrúbka je asi 30 m. Fauna hlavonožcov poukazuje na stredný bajok, bat a pravdepodobne aj spodný kelovej.

Skameneniny: v Pieninách *Sominia deltafalcata* (QUENST.), *Oppelia praeradiata* DOUV., *O. subradiata* SOW., *Stephanoceras bigoti* MUNIER – CHALMAS, *Teloceras blagdeni* (SOW.) a i. (porov. Andrusov a Samuel, 1985, s. 81).

96 čajakovské súvrstvie: rádiolarity a rádioláriové vápence; kelovej – oxford

Súvrstvie vystupuje v nadloží nadposidóniových vrstiev. Ide o kremité horniny tvoriace polohy v karbonatickom komplexe.

Z vrchu Keblie pri Púchove z nich Ožvoldová (1975) uvádza bohaté spoločenstvo rádiolárií – medzi nimi aj dva nové rody a šesť nových druhov. Pokiaľ ide o určenie veku (vzhľadom na to, že ide o rádiolárie, ktoré obyčajne poskytujú veľmi presné údaje), je určenie veku ako vrchná jura – spodná krieda veľmi širo-

ké. Porovnáva ich pritom s rádiolaritmi v Podhradskej doline s. od Pruského, kde vek rádiolaritov bol určený veľmi presne ako kelovejský (argovský), a to pomocou amonitov nájdených v podložných a nadložných hľuznatých vápencoch (Began, 1959) [rádiolarity „sendvičované“ uprostred červených hľuznatých vápencov sú však skôr typické pre oravskú (= klapskú) alebo manínsku sekvenciu].

Zistili sa aj v Upohlave. V poľskej časti bradlového pásma sú rádiolarity oxfordské (porov. Birkenmajer a Widz, 1995; Widz, 1991).

95 čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté vápence; kimeridž

Nadväzujú na rádiolarity a rádioláριοvé vápence v podloží. Vápence sú svetločervené a hnedočervené, celistvé, mikritické, jemnozrné až strednozrné. Na rozdiel od čorštynského vápenca v čorštynskej sekvencii, hľuzy sú menej výrazné.

94 pieninské súvrstvie: kalové kalpionelové a rohovcové vápence; titón – barém

Bradielka, bradlá aj celé pásy skalných brál z týchto vápencov vystupujú prakticky v celom regióne, napr. sz. od Púchova medzi Dohňanmi a Hatným. Vynárajú sa tu spod stredno- a mladokriedových súvrství šebešťanovskej a hoštinskej sekvencie. V takejto pozícii vystupujú aj v Upohlave.

Odlíšny charakter majú vápence v bradle Horná Lysá v oblasti Vršatca. Sú lavicovité, s hnedými rohovcami. Obsahujú horizonty s krinoidovým detritom a redeponované vrchnotitónske klasty s krasikoláriami. Beriasko-hoterivský vek *hornolyseckých vápencov* sa preukázal pomocou rádiolárií (Mišík, Sýkora et al., 1994; Mišík, 1997).

93 koňhorské a tissalské súvrstvie: čierne bridličnaté sliené a zelené škvrnité slienité vápence; barém – starší cenoman

Vymedzili ich Andrusov a Samuel (1973b) a neskôr formálne definovali Haško a Samuel (1977) v kysuckej jednotke v rámci dovtedajších globigerínovo-rádioláριοvých vrstiev (sensu Birkenmajer, 1953; porov. Samuel, 1983c, b, s. 410; Andrusov a Samuel, 1985d). Ešte predtým tieto vrstvy pomenoval Scheibner (in Buday et al., 1967) ako brodnianske, čo sa však neujalo (porov. Andrusov a Samuel, 1983, s. 235).

Zistili sa aj v Upohlave, v tektonickom okne kysuckej jednotky.

Koňhorské vrstvy v profile Rochovica nedávno z rôznych hľadísk podrobne študovali Michalík et al. (1999, 2002), Lintnerová a Michalík (2002) a ďalší. Pozostávajú zo 6 – 20 m hrubej vložky čiernych až tmavohnedých ilovcov bohatých na zuhoľnatené úlomky rastlín. Bežná je prímes kremeňa a glaukonitu siltovej veľkosti. Hojně sú aj pyritové konkrécie, obyčajne zmenené na limonit. Z organizmov sa nájdu zvyšky planktonických foraminifer a jemné laminy s rádioláriami. Sedimentácia koňhorských vrstiev je odrazom spodnoaptského,

tzv. *Selli eventu* uprostred vápencov typu „majolica“ (tu medzi pieninskými a brodnianskymi vápencami).

Skameneniny: *Aucellina graphaeoides* (SOW.), *Thalmaninella ticinensis ticinensis* (GAND.), *T. ticinensis subticinensis* (GAND.), *Hedbergella trocoidea* (GAND.), *H. roberti* (GAND.), *Planomalina (P.) buxtorfi* (GAND.). Na Zakarpatskej Ukrajine sa z nich uvádza aj mikrofauna cenomanu (*Thalmaninella appenninica* RENZ), ale nie je isté, či nepochádza z nadložných vrstiev, vymedzených na Považí ako lalinocké vrstvy (najvyšší alb až stredný cenoman).

V prípade tissalských vrstiev ide o tenké vrstvy modrosivých a zelených slieňov striedajúcich sa so zelenkastými vápencami. Sú to rozmanité, najmä zelené, menej často čierne a sivé slieňe a argility so zriedkavými vložkami vápencov alebo aj pieskocov s množstvom fukoidov, najmä v slieňoch. Viditeľná hrúbka je 80 – 90 m.

Tissalské vrstvy sú rozšírené v pieninských vývinoch bradlového pásma alebo v podobných vývinoch od Zakarpatskej Ukrajiny až po Ibsitz v Rakúsku. Z varínskeho úseku bradlového pásma opisujú tissalské vrstvy Haško a Samuel (1977) a stratigraficky ich kladú do albu.

Staršie synonymum tissalského súvrstvia sú globigerínovo-rádiolárové vrstvy, ktoré pri rekategorizácii litostratigrafických jednotiek v roku 1977 Birkenmajer nahradil názvom kapustnícké súvrstvie. Synonymom tissalských vrstiev sú aj brodnianske a rudinské vrstvy.

92 lalinocké súvrstvie: pestré slieňe, ojedinele laminy pieskocov; cenoman – stredný turón

Lalinocké súvrstvie pozostáva z červených bridličnatých slieňov až slieňocov s polohami jemnozrnných oligomiktných pieskocov s karbonátovým tmeľom. Lavice pieskocov sú hrubé 5 – 15 cm a smerom do nadložia ich pribúda. Pravidelné striedanie pieskocov s polohami slieňov je prejavom zvýšeného prínosu detritického materiálu a odrazom výraznejších paleogeografických zmien nielen v pienidnej, ale v celej karpatskej geosynklinále.

Haško a Samuel (1977, s. 52 – 53) definujú lalinocké súvrstvie (vtedy ešte vrstvy) takto: „*Lalinocké vrstvy sú tvorené z červenošedých, ružovosivých alebo svetlošedých, často škrvntých slieňov až slieňocov, ktoré sú miestami bridličnate. Z mikrofaciálneho hľadiska ich možno charakterizovať ako biomikrity, pričom biozložku tvoria výlučne foraminifery. Obsah CaCO₃ v slieňoch sa pohybuje od 53 až 67 %...*“. V ich najvyšších častiach sa začínajú objavovať vložky vápnitých pieskocov, ktoré signalizujú nástup sedimentácie flyšových facií reprezentovaných kysuckými a snežnickými vrstvami.

Mikrofauna: *Thalmaninella appenninica* (RENZ), *T. evoluta* (SIG.), *T. globotruncanoides* SIG., *T. reicheli* (MORNOD), *T. greenhornensis* (MORROW), *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), *R. ex gr. cushmani* (MORROW) a i.

Pestré sliene tohto veku vyčlenili Began et al. (1993a, b) v. od Zubáka na jz. a jv. úpätí kysuckého bradla Hladký vrch (k. 627). Bradlo tu, podobne ako niekoľko ďalších výskytov, leží uprostred (alebo sa vynára spod?) komplexov zaraďovaných do hoštinskej sekvencie. Ďalší výskyt zaznamenali 1,5 km s. od Tuchyne v bradle uprostred jarmutských vrstiev. Pestré sliene sú tu, ako uvádzajú (s. 30), spočiatku zelenkavé, majú preplástky fialových a karmínovočervených slieňov, ktoré postupne prevládajú. V najvyššej časti vrstiev sú najmä červené sliene. Ich celková hrúbka je tu 10 – 15 m. V spodnej časti pestrých slieňov je ešte mikrofauna zóny *Thalmaninella brotzeni*, vyššie je prítomná mikrofauna zón *Th. appenninica*, *Rotalipora montsalvensis* a *R. cushmani*. Mikrofaunu spodného turónu datuje *Dicarinella imbricata* (MORNOD) a stredný turón je datovaný druhom *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI).

Podhájaska sekvencia

Názov podhájaska jednotka alebo sukcesia zaviedol do literatúry Salaj (1990a, s. 168 = prvé oficiálne uverejnenie) pre kompozitný vrstvomý sled, ktorý mal reprezentovať prechodnú jednotku medzi klapskou a manínskou jednotkou, pričom obe tieto jednotky mali byť na podhájsku jednotku nasunuté od SZ (Salaj, l. c., s. 168). V pôvodnom znení bol stratigrafický rozsah tejto jednotky uvedený ako neokóm – stredný cenoman. Neskôršie ten istý autor (Salaj, 1995b, s. 298 až 300, obr. 9) vrstvomý rozsah rozšíril a uvádza ho od titónu do turónu/santónu. Keďže mladokriedové horninové sekvencie sú identické s podmanínskou skupinou (sensu Kysela et al., 1982), paleogeograficky túto jednotku pričlenil k manínskej jednotke.

Porovnanie vrstvomých sledov spodnej až strednej kriedy klapskej jednotky (= sukcesia Šebešťanovej sensu Salaj, 1995a, b) so súvekými sledmi v podhájскеj jednotke ukazuje, že sú takmer identické. Isté rozdielnosti sa začínajú prejavovať od cenomanu vyššie, no miera rozdielnosti podľa nášho názoru nie je taká veľká, aby bolo potrebné vytvorenie novej jednotky. Preto vrstvomé sledy spodnej a strednej kriedy podhájскеj jednotky (sensu Salaj, 1995a, b) považujeme len za faciálnu varietu klapskej jednotky, pričom obe paleogeograficky pochádzajú z jedného bazénu. V prospech takejto interpretácie hovorí aj spoločný vývoj neskorej spodnej kriedy – tzv. sférosideritových vrstiev, ktoré sú v oboch vývinoch rovnaké.

Manínska jednotka tektonicky prekrýva klapskú jednotku vrátane podhájскеj jednotky, ktorá je situovaná pri jej vnútornom okraji. V oblasti medzi Dolným Moštencom a Podmanínom vystupujú tzv. *couches rouges* (sensu Rakús, 1975; = hrabovské súvrstvie sensu Kysela et al., 1982, alebo púchovské súvrstvie sensu Salaj, 1995b, s. 305) z podložia manínskej spodnej kriedy. Proti začleneniu spomenutého súvrstvia do vrchnej kriedy manínskej jednotky (podmanínska skupina sensu Kysela et al., 1982), resp. podhájскеj jednotky (sensu Salaj, 1993b, 1995b) hovorí skutočnosť, že najmladší zistený člen vrst-

vového sledu manínskej jednotky sú hradnianske zlepenca praznovského súvrstvia, ktoré sú tektonicky prekryté spodným albom fátrika. Štruktúrna situácia medzi Dolným Moštencom a Podmanínom, ako aj v Súľovskej kotline dokumentuje fakt, že vlastná manínska jednotka po strednom turóne už bola tektonicky prekrytá, a teda bez sedimentácie. To umožňuje, aby sedimenty mladšie ako turón, ktoré Kysela et al. (1982) doteraz zaraďovali do podmanínskej skupiny, sme z nej vyňali a pričlenili ich k podhájskej jednotke. Tú však chápeme rozdielne ako Salaj (1993b, 1995a, b). Vrstvový sled podhájskej sekvencie reprezentujú mladšie litostratigrafické členy podmanínskej skupiny (sensu Kysela et al., 1982). Názov podmanínska skupina však neponechávame pre rozdielne chápanie jej paleogeografického umiestnenia a tektonickej pozície. Podhájsku sekvenciu paleogeograficky chápeme ako súčasť internej (južnej) časti sedimentačného priestoru kysuckej jednotky. Tektonicky ju zaraďujeme k jednotkám bradlového pásma (oravika).

Litostratigrafické členy podhájskej sekvencie:

Ako sme naznačili, podhájska jednotka s klapskou jednotkou majú prakticky rovnaký litofaciálny vývoj až do vrchného albu (tzv. sférosideritové sliene = nimnické vrstvy). Isté rozdielnosti sa začali prejavovať počas neskorého albu/cenomanu, keď v podhájskom vývoji chýbajú litosómy zlepenčov. Tie sú čiastočne nahradené olistostrómovými akumuláciami z urgónskych vápencov (pozri opis nimnického súvrstvia s. s.).

91 žadovecké súvrstvie: flyš, miestami s prevahou vápnitých ílovcov, s obliakovými ílovcami a tenkými polohami intraformačných konglomerátov; turón – santón
(Kysela et al., 1982, s. 154)

Vystupuje medzi Svrepcom a Kvašovským dvorom a buduje kopec Chrašť s. od Vrtížera [tu podľa Salaja (1993b, 1995a) ide o snežnické a novovyčlenené chrašťovské súvrstvie sekvencie Šebešťanovej]. Súvrstvie obsahuje pestrý súbor sedimentov, v ktorom dominuje flyš. Vyskytujú sa tu aj sivé vápnité ílovce bez pieskovcových vložiek s obliakmi (*pebbly mudstones*). Dobre zaoblené obliaky sú najmä z kremitých porfýrov, vápencov, dolomitov a pieskovcov. Ich veľkosť sa pohybuje v rozmedzí 2 – 20 cm. Okrem toho sa tu vyskytujú sklzové telesá prachovcových pieskovcov s redeponovanými koralmi.

Flyšové pelity sú vápnité, tmavo- až modrosivé, jemno- až strednozrné vápnité pieskovce. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v intervale od 1 do 200 cm. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 300 m a stratigraficky zodpovedá turónu až santónu (Salaj, 1995b, s. 305). Ten istý autor (l. c., s. 299) označuje toto súvrstvie v okolí Svrepca ako snežnické, čiastočne ako sromowské súvrstvie.

90 hrabovské súvrstvie: pestré vápnité ílovice s vložkami vápnitých pieskovcov („couches rouges“); starší kampán
(Kysela et al., 1982, s. 156)

(= „*couches rouges*“ – Rakús, 1975, s. 212). Názory na používanie termínu hrabovské súvrstvie sa rôznia. Salaj (1995a, s. 305) uprednostňuje termín púchovské súvrstvie. Je pravda, že po litostratigrafickej stránke nie sú vážne problémy nepoužívať ho. My ho však používame s tým, že jeho nahradenie termínom púchovské súvrstvie je akceptovateľné.

Toto súvrstvie charakterizujú sivé, sivozelené, inokedy červené vápnité ílovice až ílovité vápence (Hrabové). Pomer červených a sivozelených, prípadne zelených farieb je premenlivý: pri Hrabovom prevládajú červené farby, pri Plevníku-Drienovom je pomer rovnaký a pri Praznove, naopak, prevláda zelené sfarbenie. Ojedinele sa vyskytujú aj vložky (5 až 40 cm) vápnitých pieskovcov.

Stratigraficky toto súvrstvie dobre datujú bohaté spoločenstvá planktonických foraminifer ako vrchný santón – spodný kampán (Kysela et al., 1982, s. 158; Salaj, 1995b, s. 305). Hrúbka je 50 až 100 m.

89 súvrstvie Hlbokého: sliene a pieskovce – flyš s vložkami „exotických“ zlepcov; mladší kampán – mástricht
(Kysela et al., 1982: 158)

Podobne ako pri predchádzajúcom súvrství, aj tu existuje rozdielny názor na platnosť názvu. Salaj (1995b, s. 305) uprednostňuje termín ihrištské súvrstvie. Z originálneho opisu vyplýva, že po sedimentologickej stránke súvrstvie Hlbokého predstavuje hlbokovodnejší faciálny vývoj než ihrištské súvrstvie. Táto skutočnosť oprávňuje nezávislé používanie tohto termínu.

Súvrstvie Hlbokého je tvorené flyšovým súborom, kde sa striedajú vápnité pieskovce s vápnitými ílovcami. V menšej miere sa vyskytujú ílovice s obliakmi, olistolity a piesčité vápence. V spodnej časti súvrstvia prevládajú pieskovce, zatiaľ čo vo vrchnej ílovice s olistostrómami. Hrúbka súvrstvia je približne 500 až 650 m. Na základe spoločenstva planktonických a veľkých foraminifer, ako aj nanoplanktónu sa stratigraficky zaraďuje do vrchného kampánu až vrchného mástrichtu (Kysela et al., 1982, s. 159; Salaj, 1995b, s. 306).

88 súvrstvie Hradiska: organodetrítické vápence, pieskovce a sliene, polohy zlepcov; mladší mástricht
(Kysela et al., 1982, s. 159)

Vzhľadom na geologickú situáciu v klasickom území, ktorá je komplikovaná silnou tektonizáciou, stanovenie litostratigrafických vzťahov tohto súvrstvia je veľmi obťažné. Z tohto dôvodu tu vzniká možnosť mylných interpretácií. Význam a dôležitosť tohto súvrstvia spočíva však v tom, že prechádza (aj keď s kondenzáciou) do sedimentov dánu až paleogénu.

Ako uvádzajú Kysela et al. (l. c., s. 161, tab. 1), toto súvrstvie aspoň sčasti alternuje s hrabovským súvrstvom, ale najmä so súvrstvom Hlbokého. Pri tektonickej situácii, ktorá tu existuje, je spoľahlivé rozlíšenie týchto súvrství skôr želaním než realitou. Ďalšiu komplikáciu vidíme v doteraz udávanom stratigrafickom rozsahu súvrstvia – vrchný turón až mástricht. Najmä spodné rozpätie považujeme za príliš veľké. Vzhľadom na charakter sedimentov nie je vylúčené, že foraminifery určujúce tento vek sú preplavené. Tieto problémy by však vyžadovali ďalší špecializovaný výskum.

Súvrstvie pozostáva z vápnných ílov až ílovcov žltohnedej a zelenej farby so zriedkavými vložkami turbiditových pieskovcov (v kampáne a vrchnom mástrichte). V mástrichtskej časti súvrstvia sa vyskytujú zlepenca (*pebbly mudstone*), ktoré predstavujú kanálovú výplň. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 150 m, pričom udávané stratigrafické rozpätie je vrchný turón až vrchný mástricht.

Hoštinská sekvencia

Hoštinskú sekvenciu definoval pôvodne Salaj (1990a) ako stredno- a mladokriedový obal drietomskej jednotky. Podľa nášho názoru strednokriedové súvrstvia tejto jednotky sú buď identické so strednokriedovými členmi šebešťanovskej jednotky, alebo aspoň ich možno bez problémov k nim zaradiť. Preto opúšťame definíciu hoštinskej jednotky v zmysle Salaja (l. c.). Stratigrafický rozsah hoštinskej jednotky zužujeme na obdobie stredného cenomanu až staršieho eocénu. Hoštinská sekvencia sa usadila v dovtedajšom kysuckom sedimentačnom priestore.⁴² Sedimentáciu výrazne ovplyvnil prínos terigénneho materiálu. Spôsobilo to priblíženie „exotickej“ kordiléry k tomuto sedimentačnému priestoru (pod tlakom ešte stále sa prisúvajúceho bloku CZK).

V zmysle teórie polarity orogénu hoštinská sekvencia v čase a priestore smerom navonok nadväzuje na šebešťanovskú sekvenciu (klapská jednotka), kde sa sedimentácia skončila orlovskými pieskovecami v spodnom turóne. Následne šebešťanovská sekvencia (aspoň jej južné časti) bola vyzdvihnutá a stala sa súčasťou „exotickej“ kordiléry, ktorá dodávala materiál do hoštinského sedimentačného priestoru, najmä v období koňaku – santónu [známe sú redepozity z orlovských pieskovcov, resedimentáciu upohlavských zlepenecov zaznamenal o. i. Salaj (1990a, s. 164)].

Sedimentačný záznam v hoštinskej sekvencii siaha do spodného eocénu, keď aj tu (resp. v blízkom okolí) došlo k splytčeniu a sedimentácii rifových vápencov.

Do hoštinskej sekvencie zaraďujeme strednocenomanské až paleogénne sedimenty, ktoré sú zachované v troch synklinálnych pruhoch, resp. poklesnutých kryhách (od SZ na JV):

- a) pruh Ihřište – Brvnište – Višňové,

⁴²[Podľa Salaja (1990a, s. 160) v albe až turóne bol bazén tejto sekvencie obdukčne sunutý a postupne prekryval pôvodný bazén pienených sérií].

- b) pruh Udiča – Jasenica,
- c) pruh jz. od Považskej Bystrice.

Okrem toho sme sem zaradili aj mladokriedové sedimenty medzi Divinkou a Vraním, doteraz zaradované ku kysuckej sekvencii.

Porovnateľné senónske sedimenty, ktoré vystupujú ďalej k vnútrajšku a ktoré sa donedávna zaradovali k manínskej jednotke, sú na tejto mape zaradené k podhájskej sekvencii. Táto sekvencia podľa Rakúsa (pozri stať o podhájskej sekvencii) má tiež afinitu ku kysuckej jednotke. Porovnanie vrstvových sledov s hoštinskou sekvenciou ukazuje, že sú takmer identické.

Najnovšie Salaj (2004) predložil odlišnú interpretáciu. Senónsko-paleogénne sedimenty v pruhu Udiča – Jasenica a jz. od Považskej Bystrice považuje za sedimenty gosauského typu porovnateľné s tými, ktoré vystupujú v Myjavskej pahorkatine. Pôvodne tieto gosauské sedimenty s rašovskými transgresívnymi zlepenkami na báze podľa neho prekryvali celú oblasť medzi uvedenými pruhmi, dnes sú medzi nimi zachované len erózne zvyšky exotických zlepenčov (kóty Hradište – Vápenica – Veľký Žiar a Holíš).

Takáto interpretácia však nemôže fungovať pre viacero dôvodov: 1. neprekázal sa senónsky vek zlepenčov na uvedených kótach; 2. zlepence tu nie sú transgresívne, ide o zlepence vo flyši – výplne jednotlivých žľabov (porov. napr. tab. VI, foto 4) a sedimenty podmorských kužeľov; 3. ak sa mladokriedová transgresia odvodzuje z opísanej situácie, znázornenej na geologickej mape Salaja (1993), potom „rašovské“ zlepence museli transgredovať na prevrátené klapkové vrstvové sledy; to je nanajvýš nepravdepodobné, pretože k prevráteniu došlo až po senóne.

87 hatnianske súvrstvie: sliene, piesčité sliene, pieskovce; stredný cenoman – turón

Súvrstvie zmapoval Began (1993) na jedinej lokalite – na jz. svahoch k. 407,4 sv. od obce Hatné. Salaj (1995a, b), ktorý súvrstvie pomenoval, ho vyčlenil aj v okolí Hoštinej.

V zmysle Salaja et al. (1989, text. tab. 7) súvrstvie pozostáva zo sliňov, piesčitých sliňov, pieskovcov orlovského typu, polôh zlepenčov a pestrých sliňov.

86 snežnické súvrstvie: tenko vrstvený flyš; turón – starší santón

Flyšové formácie hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky sa skladajú z dvoch základných súvrství: zo snežnického súvrstvia naspodku a z exotického zlepencového flyšu navrchu (Marschalko a Kysela, 1980, s. 24; Salaj, Began et al., 1989).

Snežnické súvrstvie definovali Scheibner a Scheibnerová (1958b), neskôr ho opísal Scheibner (1967). Podrobnejšiu charakteristiku možno nájsť v prácach Haška a Samuela (in Buday et al., 1977) a Samuela (1985c, s. 223). Snežnické

súvrstvie je podľa Scheibnera a Scheibnerovej (1958b, s. 179) súvrstvie flyšového charakteru, ktoré sa pozvoľna vyvíja z kysuckých vrstiev. Uvedení autori definujú snežnické (vtedy) vrstvy takto (l. c., s. 179): „... čierne slienité bridlice sú vystriedané šedými, tmavošedými, slienitými slabo piesčitými bridlicami, ktoré sa striedajú s pieskovecami. Spočiatku bridlice prevládajú nad pieskovecami, neskôr však je pomer medzi slienmi a pieskovecami opačný. Lavice pieskovecov sú tenké, najčastejšie o hrúbke do 10 cm, šedej farby, navetrané, hrdzavohnedé. Sú strednozrnné, polymiktné s kalcitickým tmelom. Na vrstevných plochách pieskovecov sú veľmi hojné hieroglyfy rôzneho pôvodu, mechanoglyfy i organoglyfy... Striedanie dvoch litologicky odlišných členov dáva tomuto súvrstviu ráz drobnorytmického flyšu... Mocnosť tohto súvrstvia je značná a miestami presahuje 200 m“.

V súvis s ich stratigrafickým začlenením konštatujú: „... na niekoľkých miestach vo veľkom počte zistili *Globotruncana linneiana linneiana* (D'ORBIG.). Táto skutočnosť a existencia pozvoľného prechodu do podložných kysuckých vrstiev... oprávňuje zaradiť ich do spodného turónu“.

Podľa neskorších výskumov Haška a Samuela (1977, s. 54 – 55) snežnické vrstvy na typovej lokalite obsahujú veľmi charakteristické asociácie zodpovedajúce regionálnej karpatskej strednoturónskej biozóny *Praeglobotruncana* (= *Helvetoglobotruncana*) *helvetica*. Z vyšších častí zo sivých slieňov bola identifikovaná asociácia, ktorá sa odlišuje od predchádzajúceho spoločenstva a je charakteristická už pre vrchnoturónsku biozónu *Globotruncana* (= *Marginotruncana*) *schneegansi*. V najvyšších častiach snežnických vrstiev sa objavujú asociácie s dominujúcim postavením *Globotruncana coronata* BOLLII na jednej strane, a bez indexových turónskych foriem na druhej strane. Tento typ asociácie indikuje až koňacký vek. Z toho vyplýva, že snežnické vrstvy, tak, ako sú definované, zasahujú až do koňaku. V sivých slieňoch našiel J. Haško *Inoceramus labiatus* (SCHLOTH.), ktorý stratigraficky indikuje najvyššiu časť spodného turónu. Tento nález, ako aj foraminifery potvrdzujú plynulý prechod a čiastočne alternujúcu pozíciu kysuckých a snežnických vrstiev, ktorých vekové rozpätie je stredný turón až spodný koňak.

Podľa výskumov Haška a Samuela (1977) snežnické vrstvy tvoria: „... najväčší vrstevný komplex (400 – 500 m), ktorý je podľa hieroglyfov často v prevládajúcej pozícii...“.

Mikrofauna: stredný turón – *Praeglobotruncana oraviensis oraviensis* (SCHEIB.), *P. oraviensis trigona* (SCHEIB.), *P. biconvexa biconvexa* (SAMUEL et SALAJ), *P. biconvexa gigantea* (SAMUEL et SALAJ), *P. imbricata* (MORNOD), *P. hagni* SCHEIB., *P. turona* (OLBERTZ), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLII) atď.; vrchný turón – *Globotruncana* ex gr. *linneiana* (D'ORBIG.), *G. renzi* GANDOLFI, *G. coldriensis* GAND., *Marginotruncana schneegansi* (SIGAL), *Stensioeina praexsculpta* (KELLER); koňak – *Globotruncana coronata* BOLLII, *G. ex gr. kinneiana* (D'ORBIG.) atď.

V území znázornenom na mape dosahujú značné plošné rozšírenie (niekoľko km²) v severnom okolí Žilinskej Lehoty, odtiaľ sa tiahnu smerom na V do oblasti

Divinky, Lalínka, Považského Chlmca a Vranieho (porov. geol. mapu in Marschalko a Kyselá, 1980, obr. 3).

Podľa uvedených autorov pieskovce snežnických vrstiev tu utvárajú profily hrubé 100 – 400 m. V nich možno detailne študovať zoskupenie vrstiev do megarytmov, ako aj sedimentárne textúry, ktoré umožňujú rekonštruovať spôsob transportu a prostredie uloženia.

V území medzi Púchovom a Višňovým turónsko-santónsky flyš s polohami exotických zlepcov na pomerne rozsiahlych areáloch zmapoval Began (1993). Potfaj (in Teťák et al., 2004b) zaradil značnú časť tohto flyšu k snežnickým vrstvám.

85 pieskovce a bridlice s polohami exotických zlepcov – flyš (?sromovské súvrstvie); koňak – santón

Flyšové súvrstvie vrchného turónu – santónu s polohami exotických zlepcov možno sledovať od Viesky-Bezdedova po Višňové (pozri Began, 1993, geol. mapa). Salaj (1988, 1995a, b) v ňom odlíšil časti s polohami a s prevahou exotických zlepcov.

Najvýchodnejší výskyt sromovského súvrstvia je známy v. od Kotešovej (Salaj, 1997b). Výskyt senónskych sedimentov tu po prvýkrát zaznamenali Andrusov a Kuthan (1944). Ich santónsky a spodnokampánsky vek (v prípade pestrých púchovských slieňov) na základe foraminifer preukázali Salaj a Kyselá (1975) a Salaj, Kyselá et al. (1979).

Sromovské súvrstvie je tu podľa Salaja (l. c.) reprezentované stredno- až hruborytmickým flyšom. Sú to prevažne sivomodrasté pevné, dohneda zvetrávajúce vápnité pieskovce, hrubé 1 – 40 cm, miestami gradačne zvrstvené (T_{bc}). Prevažná časť je bezštruktúrna.

Zlepcový koňacko-santónsky flyš „kysuckej skupiny“ (na tejto mape hoštinskej sekvencie) sa podľa Marschalko a Kyselá (l. c.) vyznačuje veľkou hrúbkou. Jednotlivé telesá sú hrubé od 2 do 12 m, často gradačne zvrstvené alebo s inverznou gradáciou dobre zaoblených úlomkov veľkosti balvanov (2,5 m) až prachu. Domnievajú sa, že zlepenec nie sú plytkomorské a transgresívne útvary, ale vznikli rýchlymi tokmi zín (lavíny štrkopiesku), ktoré zanášali materiál na náplavové kužele vyúsťujúce z hrdiel podmorských kaňonov. Z meraní vyplýva, že tieto toky prichádzali od J a JV na S a SZ, kde autori predpokladajú otvorený flyšový žľab.

Abvznikli také rozsiahle akumulácie zlepcového flyšu (5 – 10 km²), boli potrebné prudké príľahlé svahy, neustále oživované rýchlym zdvihom po zlomoch príľahlých k zdrojom a hypersubsidenciou flyšového žľabu. Zlepcový flyš náhle prechádza do pestrých slieňovcov a v nich zaniká. Zlepenec najvyšších stratigrafických polôh majú typické štruktúry simmiktitov, sklzov a rozsiahlych olistostróm. To indikuje nestále, nevyrovnané svahové podmienky ešte aj v štádiu zanikania zdrojovej oblasti. Pretože pestré slieňové nemajú

flyš ani prímes klastických sedimentov, zánik zdrojov musel prebiehať veľmi rýchlo (l. c.).

Flyšové zlepenec sú nezrelé tak petrografickým zložením, ako aj štruktúrne. Prvládajú v nich úlomky labilných horninových komplexov zmiešané s menším množstvom hlbinných a metamorfovaných hornín. Karbonátové úlomky tvoria asi 50 %, podiel vulkanických hornín je stále vysoký. Prítomné sú aj opracované úlomky kremencov a kremenných zlepenecov značnej veľkosti a lokálne žilný kremeň. Zdroj týchto hornín nemožno porovnávať so žiadnymi v súčasnosti odkrytými sériami tatridného bloku. Skutočnosť, že spolu s týmito „exotickými“ horninami vystupujú úlomky súvekých alebo starších flyšových a neflyšových komplexov (napr. pieskovce s *Exogyra columba*) prilahlých štruktúrnych pásiem, poukazuje na to, že zdroje exotických hornín sa rozprestierali vnútri pie-ninskej geosynklinály. Podľa autorov nemožno vylúčiť, že dobre zaoblené obliaky pochádzajú z predchádzajúcich zlepenecových cyklov.

K tomuto súvrstviu možno zaradiť aj *karbonátové exotické zlepenec a vápni-té pieskovce s hipuritovými vápencami, označované aj ako rašovské*. Ako uvádza Salaj (1995a, s. 225), súvrstvie koňacko-spodnosantónskeho veku tvoria exotické zlepenec s obdobným zložením ako albsko-cenomanské upohlavské zlepenec. Ojedinelé sú polohy pieskovcov, prípadne slieňov. Rifové telesá pozostávajú najmä z hipuritových vápencov. Časté sú polohy – hniezda a bloky – bioherm-ných koralových, rudistových a hipuritových vápencov. Časť zlepenecového materiálu pochádza zrejme z resedimentovaných albsko-cenomanských upohlav-ských zlepenecov.

Ako typová lokalita rašovských zlepenecov sa označuje kóta Rašov (sz. od Visolaj, d. b. 16; Samuel et al., 1972, s. 3). Odtiaľ tieto zlepenec pokračujú v pruhu na kóty Lieštie, Brekovec a Húštie – Pod Húštím. Na týchto lokalitách vystupujú aj najznámejšie rudistové a hipuritové vápence, ktoré spomína Andrusov (1959). Postupne smerom do nadložia v zlepenecovom súvrství pribúdajú pieskovce a sivozelené sliene. Súvrstvie rýchlo nadobúda charakter flyšu (hrúbka 50 – 100 m), ktorý na mape nie je samostatne vymedzený, ale je pričlenený do spoločnej kolónky spolu so zlepencami. V slieňoch sa vyskytuje mikrofauna stredného a vrchného santónu zón *Ventilabrella decoratissima* a *Globotruncana manauensis/Ventilabrella alpina*. Je to úsek asi 5 m pred nástupom sedimentácie spodnokampánskych pestrých slieňov, ako je to možné dokumentovať v priestore bývalého Roľníckeho družstva Rašov pri Beluši. Vyskytujú sa v súvrství rašovských zlepenecov. Faunistický obsah hipuritových vápencov študovali najmä Kühn, Andrusov (1937, 1942) a neskôr Salaj (1990b).

Najviac zastúpené druhy sú: *Hippurites (Vaccinites) boehmi* DOUV., *H. inaequicostatus* MÜNSTER, *Cretastrea andrusovi* KÜHN, *Heliopora partschi* (REUSS), *Elephantaria linstroemi* OPPH. a i. Na základe superpozície a faunistickeho obsahu tieto vápence, ako aj súvrstvie rašovských zlepenecov zaraďujeme do koňaku – spodného santónu.

84 púchovské súvrstvie: pestré sliene; starší kampán

Ide o rozšírenú fáciu známu z Álp, Apenín a Pyrenejí pod označením „*sca-glia*“, alebo „*couches rouges*“. Aj na Strednom Považí sa vyskytuje vo viacerých jednotkách. Vekové rozpätie kolíše, najrozšírenejšia je táto fácia v kampáne.

O veku sa v minulosti viedli diskusie (Andrusov a Koutek, 1927; Kantorová, 1953; Rakús, 1975; Andrusov, 1983b), z čoho rezultovali aj rôzne lokálne a nové označenia ako gbelianske (Kantorová a Andrusov, 1958), hrabovské (Kysela et al., 1982) a košariské (Samuel et al., 1980) vrstvy či súvrstvie.

Pestré (prevažne sivé a červené) spodnokampánske sliene sú väčšinou tenkolavicovité, s nepravidelným rozpadom. Mikrofauna je veľmi bohatá a tvorí ju najmä asociácia planktonických foraminifer zóny *Globotruncana arca* (Began, 1993, s. 12).

Púchovské sliene sú dobre vyvinuté na klasických lokalitách Brezie, Hrabovka a Ihrište, ktoré opísal už Štúr (1860) (porov. Salaj, 1991b, s. 308).

Hojne sú rozšírené jz. od Púchova – až k Lednickým Rovniam. Známe sú aj z oblasti v. od Kotešovej (Andrusov a Kuthan, 1943, 1944; Salaj, 1997a).

Kampánsky vek potvrdila aj gbelianska mikrofauna [Kantorová a Andrusov (1958, s. 165 – 178)] pochádzajúca zo slieňov, obyčajne žltkastosivých.

Sliene, ktoré Štúr (l. c.) označil ako púchovské, majú však rozličný vek a patria k rôznym tektonickým jednotkám. Časť týchto vrstiev našiel Štúr najprv pri Vršatskom Podhradí a pri Bohuniciach. Červené púchovské sliene pri čorštynských bradlách patria do strednej a vrchnej kriedy v čorštynskom vývine (tu označené ako tzv. púchovsko-jarmutská skupina); obsahujú mikrofaunu cenanu, turónu, koňaku, santónu a kampánu.

83 ihrištské súvrstvie: sliene, pieskovce a zlepenec, inocerámové sliene, orbitoidové vápence; mladší kampán – mástricht

Ako uvádzajú Began et al. (1993, s. 39), ide o laterálny plytkovodnejší ekvivalent jarmutského flyšového súvrstvia. Súvrstvie je podľa nich dokonale odkryté najmä v pruhu Hrabovka – Keblie (najmä kóta Keblie a jej okolie). Tu v spodnej časti prevládajú inocerámové sliene s polohami červených slieňov a turbiditných tenkolavicovitých distálnych jemnozrnných karbonátových pieskovcov (pre túto časť súvrstvia možno akceptovať názov podbradlianske vrstvy; Samuel et al., 1980).

Sliene v opisovanom súvrství prevládajú. Najlepšie vyvinuté sú na lokalite Ihrište. Na základe toho Štúr (1860) zaviedol názov ihrištské sliene. Celý opisovaný komplex označil Salaj (1990a, b) ako ihrištské súvrstvie.

V lome pri Vieske-Bezdedove sú vyvinuté masívne telesá biohermných organodetritických rudistových vápencov, prevažne s drvinou schránok rudistov. Pre tieto biohermné vápence Salaj (1990a, b) zaviedol názov bezdedovské vápence.

Vrchnú časť ihrištského súvrstvia okrem inocerámových slieňov tvoria orbitoidové vápence. Miestami sú prítomné aj karbonátové zlepenca, podobné zlepencom v jarmutských vrstvách.

Began et al. (l. c.) zdôraznili, že jarmutské súvrstvie sa od ihrištského súvrstvia výrazne odlišuje faciálnym charakterom (flyš s exotickými zlepenkami), batymetrickým charakterom (je hlbokovodnejšie), faunistickým charakterom (prevládajú hlbokovodné aglutinované foraminifery, planktonické a orbitoidové foraminifery) a priestorovým umiestnením. Okrem toho má aj inú zdrojovú oblasť.

Ak prínos materiálu do jarmutského súvrstvia bol najmä zo severne situovanej bielokarpatskej kordiléry, tak do ihrištského súvrstvia bol prínos materiálu z ultrapieninských kordilér, ktoré menili svoje miesto v priestore aj v čase.

Ihrištské súvrstvie je datované najmä pelagickou mikrofaunou (okrem pasáže orbitoidových vápencov s *Orbitoides media* a *Orbitoides apiculata*) zóny *Globotruncana arca rugosa* (vrchný kampán), zóny *Globotruncana falsostuarti* (starší mástricht) a *Racemiguembelina varians* (mladší mástricht).

Najviac rozšírené je jz. od Hatného. Podľa Begana (1993, s. 12) ide tu o mohutný, 400 – 600 m hrubý komplex sivých slieňov s polohami červených slieňov, piesčitých slieňov, vápnitých pieskocov s polohami orbitoidových vápencov, lokálne s blokmi organogénnych biohermných (rudistových) vápencov. Sliene prevládajú, orbitoidové vápence tvoria vrchnú časť súvrstvia.

Salaj et al. (1989, strat. kolónka – obr. 7) do ihrištského súvrstvia ako spodný člen zaradili aj strednokampánske podbradlianske vrstvy (50 – 150 m) – sivé a červené sliene s polohami pieskocov a jemnozrnných zlepenecov. Vrchný člen rozpätia mladší kampán – mástricht podľa nich reprezentujú bradlianske vrstvy (inocerámové sliene, piesčité sliene, pieskovec, orbitoidové organodetrítické vápence a jemnozrnné karbonátové zlepenca).

Ihrištské súvrstvie je známe aj v. od Kotešovej (Salaj, 1997a).

82 flyš s polohami piesčitých jemnozrnných a rifových vápencov; mástricht – ?starší eocén

Ako uvádza Salaj (1995b, s. 315), toto súvrstvie je vyčlenené v „synklinálnej“ štruktúre (poklesnutej kryhe) Ihrište – Hatné (porov. geol. mapy Began, 1993; Salaj, 1993b).

Súvrstvie (50 – 300 m) tenko- až hrubolavicovitých (10 – 50 cm), prevažne piesčitých vápencov, jemnozrnných zlepenecových vápencov, karbonátových zlepenecov a vápnitých pieskocov vystupuje v nadloží ihrištského súvrstvia (v prevrátenej pozícii).

Mikroskopicky ide o kalkarenity až kalcirudity s jemno- až hrubosparitickým tmelom. V jemnozrnejších typoch je zastúpený ostrohranný až poloopracovaný kremeň, maximálne do 30 %, v hrubodetrítických typoch maximálne do 10 %.

Prevládajúcim typom intraklastov sú karbonátové, dobre opracované obliaky (0,1 mm až 1 cm) biomikritového až biosparitového charakteru. Sú to úlomky jurských mikritov s rádioláriami, ihlicami húb a kalpionelami. Hojne sú zastúpené sparity až dolosparity vrchnotriasových hornín (hlavný dolomit). Prítomné sú aj úlomky bázických vulkanitov. V tmele sú hojne miliolidné a textularoidné foraminifery a ostrakóda. Ojedinele sú prítomné globotrunkány. V tmele organodetritických vápencov (kóta Upohlavský diel) sú prítomné tri typy koralov, odlišných od koralov v koňacko-spodnosantónskych rifových vápencoch rašovského súvrstvia. Vzácnne sa vyskytujú dasykladálne riasy, gastropóda, machovky, ostne ježoviek, úlomky lamelibranchiát a rudistov.

Ide o komplex hornín sedimentovaných v plytkovodnom neritickom prostredí. Na základe superpozície ho začleňujeme do mástrichtu až ?spodného landénu (= tanetu). Smerom na SV sú v tomto súvrství prítomné aj polohy piesčitých slieňov a slieňov.

81 šafranické súvrstvie: sliene, vápnité pieskovce, organodetritické vápence, karbonátové zlepenca s polohami rifov; paleocén – starší eocén

Podľa geologickej mapy Begana (1993) tieto vrstvy sú rozšírené jz. od Hatného, sv. od Ihrišťa a s. a sz. od Udiče (vrstvy č. 41).

Už Salaj (1988) vyčlenil prakticky v rovnakých kontúrach tieto vrstvy pod č. 46 (mástricht – spodný eocén: flyš, polohy piesčitých vápencov, jemnozrnných vápencov a rifové vápence). Salaj (1993b) vrstvy od Udiče zaraďuje do šafranického súvrstvia (paleocén – spodný eocén) paleogénu pribradlovej zóny, vrstvy od Hatného a Ihrišťa však zaraďuje do mástrichtu – ?spodného eocénu sukcesie Hoštinej.

Vo vrstvách pri Udiči sa zistila bohatá asociácia foraminifer (Began, 1993, s. 13).

V oblasti 6 km z. od Púchova (okolie Hornej Breznice) Salaj a Began (1983) zmapovali v paleocéne tzv. kvašovského vývoja pestré íly. Na tejto mape sú však zaradené k javorinským vrstvám bielokarpatskej jednotky.

80 kravárikovské súvrstvie; zlepenca s obliakmi a blokmi rifových vápencov; ilerd – starší eocén

Na šafranickom súvrství v „synklinálnej“ štruktúre pri Udiči aj jz. od Považskej Bystrice na rôznych vrstvách spočívajú zlepenca s obliakmi až blokmi rifových vápencov tanetského až ilerdského veku. Zlepenca sa sriedajú s vápnitými pieskovicami, vápencami až slieňmi. Ako uvádza Salaj (1995b, s. 314), obsahujú litotamnie a drobné exempláre rozbitých numulitov a diskocyklín. Súvrstvie s hrúbkou 50 – 110 m paralelizuje so spodnou časťou kravárikovského súvrstvia Myjavskej pahorkatiny.

Prechodné pieninské vrstvomé sledy

Streženická sekvencia

Ako prechodný „vývoj“ medzi kysuckou a klapskou „sériou“ ju opísali Began a Borza (1963). Od pruskej sekvencie sa líši iba prítomnosťou škvrnitých slienov. V podstate ide o jedno väčšie bradlo, ktoré sa nachádza z. od Púchova pod Štepnickou skalou. Je znázornené spoločnou vysvetlivkou, pretože mierka mapy neumožňuje znázornenie jednotlivých členov. Began a Borza (l. c.) a Began et al. (1993, s. 43 – 47) však podrobne opisujú celú sekvenciu. Z opisu vyberáme:

79 škvornité sliene, ružové vápence, rádiolarity, hľuznaté a krinoidové vápence, kalpionelové vápence, sliene; lotaring – alb

Sivé škvornité sliene a slienité vápence sú najstaršie známe vrstvy. Smerom nahor prechádzajú do svetlých celistvých vápencov, ktoré vyššie nadobúdajú detritickejší charakter. Obsahujú vložky sivých vápencov. Vápence obsahujú rekryštalizované rádiolarie, prierezy ihlic monaxónnych a triaxónnych húb. Vo vyšších polohách k ihliciám húb pribúdajú rekryštalizované články krinoidov, juvenilné schránky lastúrnikov, spóry talofýt, ostne ježoviek a ostrakóda. Celú túto pasáž s hrúbkou asi 15 až 16 m zaradili na základe analógie do lotaringu – doméru.

Vyšším členom sú sivé a hnedasté *krinoidové vápence*. Ich štruktúra je grano-blastická, hrubozrnná. Tvoria ich krinoidové články, ktoré si čiastočne zachovali sieťovitú štruktúru, čiastočne sú rekryštalizované. Okrem krinoidov sa ojedinele nájdu foraminifery textuláriového a nodosáriového typu. Obsahujú klastickú prímes kremeňa, dolomitu a ojedinele zrná glaukonitu. Hrúbka týchto krinoidových vápencov je 110 cm. V nadloží krinoidových vápencov je 30 cm hrubá poloha nevýrazne hľuznatých vápencov, ktoré smerom nahor prechádzajú do ružovkastých jemných krinoidových vápencov (70 cm). Okrem krinoidových článkov sú hojné aj ihlice húb, menej časté sú ostne ježoviek, rádiolarie, nodosárie, prítomná je klastická prímes kremeňa, ojedinele glaukonit. Ani tieto vrstvy hrubé 210 cm sa nepodarilo priamo datovať. Na základe porovnania s analogickými vrstvami z iných sekvencií možno predpokladať ich toarský, prípadne až spodnodogerský vek.

V nadloží krinoidových vápencov vystupuje zaujímavá fácia, v iných pienidných sériách neznáma. Uvádza sa však jednak z alpského vývoja (Began, 1961), jednak z niektorých sérií subtatika. V spodnej časti ide o sivé lavicovité vápence, ktoré smerom nahor prechádzajú do nevýrazne hľuznatých tmavočervených alebo žltkastých vápencov, kde prevláda množstvo tmavočerveno sfarbeného tmelu. Vyššie sú tieto hľuznaté vápence kompaktnjšie. Cez vápence prenikajú nepravidelné žilky druhotného kalcitu. Preplástky tmelu sú slienité a majú zvýšený obsah Fe. Vápence majú organodetritickú štruktúru. Obsahujú články krino-

idov, ktoré sú čiastočne rekryštalizované. Hojné sú aj rekryštalizované rádiolárie. Vyskytujú sa tu aj úlomky juvenilných schránok lastúrnikov, ostrakóda a nodosárie. Z klastickej prímеси obsahujú úlomky dolomitu a zrnká kremeňa. Červené sfarbenie spôsobuje jemne rozptýlený železitý pigment, ktorý miestami vytvára jemné šmuhy. Z epigenetických minerálov sa vyskytuje pyrit vo forme zhlukov. Celková hrúbka je 3,5 m.

Podobná fácia ako táto sa vyskytuje v bradle Klape pri Považskej Bystrici. Obsahuje pomerne hojnú faunu, ktorá ju dovoľuje stratigraficky zaradiť do áľenu – bajoku. Pravdepodobne aj tieto tmavočervené hľuznaté vápence sú bajocké, prípadne siahajú aj do batu.

Vyššie pozorujeme 0,5 m hrubú polohu červených a zelenkastých *rádiolaritov*. Podobne ako v ostatných sériách pravdepodobne zastupujú kelovej – oxford. V nadloží rádiolaritov sú vyvinuté sivoružové celistvé vápence, prestúpené nepravidelnými žilkami druhotného kalcitu. Majú pseudoolitickú štruktúru. Pseudoolity tvorí kalový až mikrozrnny vápenec. Veľkosť pseudoolitov sa pohybuje od 0,05 do 0,3 mm. Sú prevažne sférické. Vápenec je kryptokryštalický až mikrozrnny. Z organických zvyškov môžeme zriedkavo pozorovať rekryštalizované rádiolárie, ojedinele aj globigeríny, ostrakóda a bližšie neurčiteľné prierezy foraminifer. Zriedkavo sa vyskytujú prierezy aptychov, ihlice húb a *Stomiosphaera minutissima* (COLOM). Z klastickej prímеси v nepatrnom množstve sa nachádza kremeň. Hrúbka týchto vápencov je 1 m. Zastupujú pravdepodobne kimeridž.

Vyššie tieto vápence prechádzajú do sivých, slabo slienitých vápencov prestúpených nepravidelnými žilkami druhotného kalcitu. Majú organodetrítickú štruktúru. Vápenec je kalovo-kryptokryštalický. Z organických zvyškov sa vyskytujú *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Cadosina fusca* WANNER a rádiolárie.

Vo vyšších častiach sú sivozelenkasté, slabo slienité celistvé vápence s lastúrnatým lomom. Sú kalovo-mikrozrnné. Z organických zvyškov obsahujú *Calpionella elliptica* CAD., *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *Cadosina fusca* WANN., *Globochaete alpina* LOMB., rádiolárie spumeláριοvého a naseľáριοvého typu a nanokóny. Hrúbka týchto vápencov je 7 m. Na základe uvedenej fauny zastupujú titón – berias.

Zatiaľ najmladším zisteným členom sekvencie sú svetlosivé sliene a zelenkavé slienité bridlice.

V svetlosivých slieňoch sme zistili bohatú prítomnosť ostrakód (*Cythereis* sp., *Cytheralla* sp.), pomerne veľa lenticulín, z aglutinovaných foraminifer sú ojedinele prítomné *Ammodiscus tenuissimus* (GUEM.) a rádiolárie. Z planktonických foriem sú tu *Thalmaninella ticinensis* (GAND.) a *Th. brotzeni* SIGAL. Pelagické prostredie indikuje prítomnosť formy *Pithonella sphaerica* (KAUFF.).

Možno predpokladať, že tieto najmladšie členy majú albsko-spodnocenomanský vek. Podľa Dr. Salaja (ústna informácia) je to streženická sekvencia.

Bradlá pruskej sekvencie sa interpretujú ako prechodný typ medzi čorštynskou a kysuckou sekvenciou (= ekvivalent niedzickej sekvencie v Poľsku). Najväčšie rozšírenie má táto sekvencia v regióne Bielych Karpát (Began et al., 1993). Tu v Podhradskej doline sz. od Pruského je aj typová lokalita tejto sekvencie. Vymedzil a definoval ju Andrusov (1938a). Jej maximálne rozšírenie je však už mimo regiónu Stredné Považie, v oblasti medzi Drietomou a Nemšovou.

Sekvencia pozostáva zo starších jursko-spodnokriedových bradiel, strednoaž mladokriedový obal je z pestrých slieňov. Began et al. (l. c.) predpokladajú, že aj tu, podobne ako v čorštynskej sekvencii, sa medzi nimi mohlo prejavíť prerušenie sedimentácie, hoci „nenašli hardground“ (l. c., s. 27). Na viacerých miestach pruská sekvencia – jednotlivé členy, ale aj kompletne „sledy“ (bradlá + obal) – tvoria olistolity v albsko-turónskom súvrství klapskej jednotky – porovnaj napríklad bradlo sv. od Bolešovskej doliny. Takáto situácia sa zvykne vysvetľovať aj ako tektonické okno. Na základe celkovej konfigurácie by však takéto vysvetlenie bolo veľmi nepravdepodobné a násilné.

Neskôr pruskú sekvenciu na lokalite Samášky pri Hornom Srní podrobne skúmali Aubrecht a Ožvoldová (1994).

78 súvrstvie Samášky: tmavé bridlice, krinoidové vápence; álen – bat

Najstaršia zistená časť pruskej skupiny bradiel pozostáva z tmavých piesčitých bridlic a krinoidových a silicifikovaných vápencov. Zo všetkých členov pruskej sekvencie tieto dogerské bradlá dosahujú najväčšie rozšírenie. Najsevernejšie sa zistili v okolí Kebliá (Began et al., 1993). Vyskytujú sa v pruhu pestrých slieňov asi albsko-turónskeho veku.

Najstaršie horniny – tmavé bridlice – možno zaradiť k *harcygrundskému* súvrstviu. Pre slabú odolnosť proti zvetrávaniu však iba zriedka vytvárajú odkryvy ako napríklad v brehoch Podhradskeho potoka pri Pruskom.

Lepšie býva zachovaná vyššia pasáž, v ktorej sa bridlice striedajú s lavicami krinoidových vápencov turbiditového charakteru. Dosahuje hrúbku až 50 m. Krinoidové lavice (porov. tab VIII, foto 2) majú rôznu hrúbku, od niekoľkokocentimetrových dosiek až po lavice presahujúce 1 m. Túto časť Aubrecht a Ožvoldová (1994) označili ako súvrstvie Samášky.

77 spodné hľuznaté vápence, rádiolary, vrchné hľuznaté vápence; mladší kelovej – mladší titón

V nadloží súvrstvia Samášky ležia podľa Begana et al. (1993) spodné hľuznaté vápence vrchnokelovejskeho veku. Sú ružové, červenohnedé až hnedé. Ide o mikrity, miestami mikrosparity s úlomkami organizmov. Hojne obsahujú rádiolárie, často globochéty, úlomky schránok lastúrníkov, krinoidové články,

ostrakóda, kadosíny, aptychy a ojedinele foraminifery. V najvyšších polohách tohto horizontu sa objavujú ojedinelé lavice kremitých vápencov a rádiolaritov.

V nadloží ležia oxfordské rádiolarity. Podľa charakteristiky Begana et al. (1993, s. 25) sú výrazne lavicovité, červenej, zelenkavej alebo sivej farby. Medzi lavicami rádiolaritov sú tenké polohy ílovitých bridlíc. Vo výbrusoch sa dajú určiť rody *Stichocapsa* sp., *Sphaerzoum* sp. a prierezy aptychov. Kremité vápence a rádiolarity tvorí mikrovláknitý a krátkovláknitý chalcedón s rôznym množstvom karbonátovej prímеси.

Vrchné hľuznaté vápence zaberajú interval kimeridž – vyšší titón. Podľa Begana et al. (l. c.) sú červené alebo červenohnedé. Mimo mapovaného územia pri Dolnej Súči dosahujú hrúbku až 10 m. Vápence v spodnej časti sú preplnené úlomkami schránok tenkostenných juvenilných lastúrníkov. Iba ojedinele sa nachádzajú nevýrazné prierezy sakokóm. Okrem toho sa vyskytujú *Cadosina sublapidosa* VOGLER a *C. cf. pulla* (BORZA). Vyššie časti sú na mikrofaunu bohatšie (porov. Began et al., l. c.).

Z Podhradskej doliny uvádza Andrusov (1945) z týchto vápencov amonity a aptychy: *Holcophylloceras polyolcum* (BEN.), *H. mediterraneum* (NEUM.), *Protetragonites quadrisulcatum* (D'ORB.), *Perisphinctes* sp. a *Lamellaptychus beyrichi* (OPP.). Zaraduje ich do kimeridžu.

76 pieninské vápencové súvrstvie: svetlé mikritické rohovcové a kalpionelové vápence; mladší titón – berias

Ide o svetlé až biele lavicovité, prevažne silno rohovcové vápence (napr. s. od vrchu Kremenica, k. 369, v. od Horného Srnia, tab. VIII, foto 3).

Štúdiu kalpionelíd aj z týchto vápencov, najmä rodu *Remaniella*, ktorého reprezentanti sa začínajú objavovať vo vrchnej časti spodného beriasu (subzóna *ferasini*), sa venovala Reháková (1998). Zo sivých mikritických vápencov strednoberiaskeho veku (podzóna *elliptica*) z Horného Srnia uvádza a vyobrazuje *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Remaniella cadischiana*, *R. filipesculi* a *Tintinnopsella carpatica*. Pozoruhodné sú vložky rádioláriových „packestones“ s ihlicami húb v jemnozrnnom slienitom vápenci, tiež beriaskeho veku (l. c., tab. II, obr. 3, 4).

Bradlá **marikovskej sekvencie** vystupujúce v oblasti Michalovej hory z. od Dolnej Marikovej uprostred šupiny klapského spodnokriedové flyšu vo flyšovom pásme sa vyznačujú niektorými odlišnosťami oproti vyčleneným pienidným sledom. Niektorých bádateľov to zväzda k špekulovaniu o externejšom pôvode týchto bradiel.

Pozoruhodné sú nezreteľne vrstvomité až masívne biopelmikritické, tzv. dolnomarikovské vápence (Aubrecht et al., 1998, s. 441) oxfordského veku (podľa Sýkoru et al., in op. cit.). Salaj (1991b, 1995a, s. 213) ich predtým zaradoval k ladinsko-karnským raminským vápencom.

Predmetom diskusií je aj príslušnosť nevelkých výskytov dolomitov, ktoré však spolu s pieskovecami a kremencami sú pravdepodobne súčasťou súvrstvia karpatského keuperu.

Oravská sekvencia

Schlögl et al. (2000) zaradili k tejto sekvencii tri bradlá (Dúbravka, Strapková a jedno bezmenné bradielko sv. od Vršatského Podhradia), ktoré sa predtým zaraďovali k drietomskej jednotke (Salaj a Began, 1983; Began et al., 1993a, b). Bradlá ležiace v prevrátenej pozícii podrobne preštudovali a zrekonštruovali súvislý vrstvový sled od lotaringu (vrchného sinemúru) až po najvyšší berias. Domnievajú sa, že oravská sekvencia má v bradlovom pásme hojnejšie zastúpenie, než je doteraz známe (ak v bradlách nie je zastúpená typická liasovo-álsenská časť, je ťažké ich odlišiť napr. od kysuckých či drietomských bradiel).

Oravská sekvencia pri Vršatci má podľa Schlögla et al. (l. c.) niektoré odlišnosti od sekvencie na Orave: kondenzovanejšiu spodnojurskú časť a masové zastúpenie rohovcov a konturitov vo vrchnojursko-spodnokriedovej časti (konturity nie sú z iných pienidných jednotiek známe).

75 allgäuské, kozinecké a adnetské súvrstvie: lavicovité, doskovité a hľuznaté vápence; lotaring – toark

Pre malú hrúbku (spolu asi 24 m) sú na mape zahrnuté pod jednou značkou. Podľa Schlögla et al. (2000), ktorí ich podrobne študovali, **allgäuské súvrstvie** reprezentujú tenkolavicovité (do 8 cm) slienité škvrnité mikritické vápence až slieňovce. Smerom nahor prechádzajú do zelenkavých, menej slienitých, stredne lavicovitých (10 – 14 cm), nezreteľne škvrnitých vápencov, ktoré obsahujú bohatú amonitovú faunu s *Paltechioceras raricostatum quenstedti* (BÖSE) a *Echioceeras raricostatum* (ZEITZ.). Tieto druhy indikujú lotarinský vek súvrstvia, ktorého hrúbku odhadujú najmenej na 15 m.

Nasleduje **kozinecké súvrstvie**, ktoré predstavuje zelenkavé až sivozelenkavé, mierne slienité mikritické vápence, ktoré smerom nahor prechádzajú do červených pseudohľuznatých vápencov. Vápence sú stredne lavicovité (do 12 cm). Obsahujú fosílie amonitov *Productylioceras davoei* (SOW.), *Androgynoceras ex gr. capricornum* (SCHLOTH.), *Eodeoceras tardecrescens* (PIA), *Paltechioceras nodotianum* (D'ORB.) a *P. ?tardecrescens* (HAUER), ramenonožcov (napr. *Cirpa langi* AGER, *Spiriferina alpina* OPPEL a iné) a lastúrnikov [*Oxytoma sinemuriensis* (D'ORB.)]. Amonity podľa nich indikujú vrchnolotarinský vek (karix). Hrúbka súvrstvia je 3,5 m.

Domérsku časť sekvencie reprezentuje 1,2 – 2-metrový úsek zelenkavých až žltozelenkavých doskovitých slienitých vápencov až slieňovcov s priemernou hrúbkou vrstiev 5 cm [ekvivalent škvrnitých vápencov v zmysle Haška a Samue-

la (1977) a Haška (1978a, b)]. Vápence podľa týchto autorov (l. c.) obsahujú bohatú amonitovú faunu.

Najvyššiu časť liasovej sekvencie tvorí podľa Schlöglä et al. (l. c.) **adnetské súvrstvie** (pravdepodobne toarkského veku). Ide o silno kondenzované červené hľuznaté vápence so svetločervenými hľuzami v tmavšom matrixe. Často sú medzi nimi neurčiteľné jadrá amonitov. Súvrstvie má hrúbku 1 – 3 m.

74 podzámočné a čajakovské súvrstvie: spongolity a rádiolarity; álen – starší kimeridž

Strednojurský (a čiastočne vrchnojurský) interval reprezentuje hrubý silicito-vý komplex, v ktorom podľa Schlöglä et al. (l. c.) možno odlíšiť spodné, spongiolitové (podzámočné) a vrchné, rádiolaritové (čajakovské) súvrstvie.

Spongolity (podzámočné súvrstvie) sú strednolavicovité (lavice hrubé do 30 cm), veľmi tvrdé zelenkavé až sivé kremité vápence, obyčajne s čiernymi rohovcami. Kremeň pochádza prevažne z kostier kremitých húb. Vo vrchnej časti sa vyskytuje niekoľko lavíc sivých krinoidových kalciturbiditov. Súvrstvie má hrúbku 12,5 m.

73 čorštynské súvrstvie: červené hľuznaté lavicovité vápence; kimeridž – stredný titón

Vyvíja sa pozvoľna z podložných červených rádiolaritov. V spodnej časti vápence ešte obsahujú hľuzy rohovcov a vložky červených bridlíc. Farba vápencov varíruje od ružovej po červenohnedú. Typický hľuznatý vápenec je vyvinutý vo vyššej časti súvrstvia (veľkosť hľúz do 8 cm). Vápence sú jemno- až strednozrné (zvýšený obsah krinoidového detritu). Mikroskopicky ide o biomikrity (*wackestony* až *packestony*) so sakokómovou až sakokómovo-filamentovou mikrofáciou. Hojné sú kalcisferulidy. Vyššia časť čorštynského vápenca hojne obsahuje kalpionelidy. Prechodné vrstvy do pieninského vápenca obsahujú *Praetintinopsela andrusovi* BORZA, ktorá reprezentuje osobitnú zónu *range* v spodnej časti vrchného titónu (sensu Reháková a Michalík, 1977).

72 pieninské vápencové súvrstvie: svetlé kalpionelové vápence, rohovcové vápence; mladší titón – berias

Vyvíja sa pozvoľna z podložného čorštynského vápenca. Podľa Schlöglä et al. (l. c.) pri báze sú vápence mierne zelenkavé, smerom nahor sú biele až svetlosivé, s početnými rohovcami. Ide o biomikrity s kalpionelidnou mikrofáciou, hojné sú stylolity. Obsahujú početné kalpionely, od zóny *andrusovi* až po subzónu *oblunga*. Najmä v hrubej podzóne *elliptica* sa hojne vyskytujú konturity. Hrúbka súvrstvia je 45 – 50 m.

Sekvenciu definovali Salaj a Began (in Salaj, 1988, s. 126). Charakteristický pre ňu je podľa nich vývoj (fácia) „čiernej kriedy“. Jej sedimentačný priestor bol údajne situovaný s. od čorštynskej sekvencie, ktorá je dnes na ňu nasunutá (porov. napr. geologický rez 1 – 2 in Began et al., 1993).

Podľa Salaja (1990b) má preukázateľný rozsah titón – turón, resp. až kampán. Vystupuje najmä v jednom z kameňolomov v oblasti Horného Srnia. Tento kameňolom sa nachádza asi 500 m v. od Ostrej hory a asi 500 m j. od hájovne Fodorka, podľa ktorej je sekvencia pomenovaná (Salaj a Began in Began et al., 1992, 1993, s. 11).

Ide tu o silno prevrásnený komplex pozostávajúci z troch tvrdších jadier (?antiklinál) z titónskych (pravdepodobne aj kimeridžských) a neokómskych (beriasko-barémnských) vápencov. Sú obklopené tmavými, modrastými až čiernymi („čierna krieda“) slieňovcami aptu – spodného albu a flyšovým súvrstvom albu – turónu. Toto súvrstvie vystupuje bezprostredne v nadloží spodnoalbských slieňovcov, v ktorých sa pozvoľna začínajú objavovať tenké lavičky vápnných pieskocov. Ich príslušnosť k tejto sukcesii sa však zdala problematická už Beganovi et al. (1993, s. 12).

Flyšové súvrstvie vystupujúce v nadloží spodnoalbských slieňovcov sme zaradili do klapskej jednotky.

71 svetlé kalové a rohovcové vápence; titón – barém

Ako uvádzajú Began et al. (1993, s. 13), svetlé titónsko-beriaské lavicovitité (10 – 30 cm) biele až krémové biomikritické vápence typu „biancone“ dosahujú na typovej lokalite hrúbku asi 10 m. Sú bohaté na kalpionely a rádiolárie. Z kalpionel sú zastúpené prevažne *Calpionella alpina* LORENZ a *C. undelloides* COLOM. Vyššie pribúdajú *Tintinnopsella carpathica* (MURG. et FILIP.), *T. longa* (COLOM) a *Calpionellopsis simplex* (COLOM).

Vyššie sú podľa nich zastúpené rohovcové mikritické vápence (asi 15 – 20 m) s hojnou *Calpionella alpina* LOR. v spodnej časti, ešte vyššie sú preukázané hedbergely, reprezentované okrem iného aj druhom *Hedbergella sigali* MOULLADE, ktorá potvrdzuje barémsky vek vyššej časti vápencov.

70 čierne a modrasté sliene a vápence; apt – starší alb

Ako uvádzajú Began et al. (1993, s. 13), ide o súvrstvie tmavých, modrastých až čiernych slieňov (asi 30 – 40 m) s tenkými polohami modrastých vápencov s 2 – 3 polohami brekciovitých intrabiomikritických vápencov. Intraklasty sú tvorené úlomkami titónsko-beriaských vápencov s *Calpionella alpina* LORENZ.

Sliene v spodnej časti obsahujú vzácne sa vyskytujúcu aglutinovanú mikrofaunu: *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus tenuissimus* GUÉM. a *Verneuilinoides* sp., vyššie vystupujú vzácne zastúpené druhy *Discorbis wassoewizi* DIAFF. et

AGALAR. Potvrdzujú aptský vek spodnej a strednej časti slieňov. Spodnoalbský vek vrchnej časti slieňov potvrdzuje bohaté spoločenstvo jedincov druhov *Haplophragmoides nonionionides* (REUSS) a *Ticinella roberti* (GAND.).

Čorštynská jednotka

Čorštynská jednotka je po kysuckej jednotke druhá hlavná tektonická jednotka oravika. Pozostáva z dvoch sekvencií – čorštynskej a „púchovsko-jarmutskej“. Čorštynská sekvencia v území so zachovaným rozsahom plienschbach – neokóm sa vyznačuje prevažne plytkomorským charakterom jurských súvrství. „Púchovsko-jarmutská“ skupinu (spodný alb – mástricht) oddeľuje od čorštynskej sekvencie stratigrafický hiát.

Čorštynská sekvencia

Bradlá tejto sekvencie vystupujú najmä na severnom okraji bradlového pásma na styku s bielokarpatskou jednotkou (Krasín pri Dolnej Súči, vršatské bradlá, Červený Kameň, Lednica), vnútornejší je výskyt v okolí Mikušoviec (skupinový typ bradiel). Vystupujú aj uprostred bielokarpatskej jednotky (Čakanov, Bolešovská dolina) (Began et al., 1993, s. 14).

Sedimentačný priestor čorštynskej sekvencie interpretuje Mišík (1993a, b) ako relatívne úzky, ale niekoľko sto kilometrov dlhý pelagický chrbát prebiehajúci paralelne s pobrežím kontinentu. Po oboch stranách bol lemovaný hlbokými trogovými štruktúrami – magurskými a kysucko-pieninskými.

Prehľad všeobecných údajov o čorštynskej sekvencii („sérii“) podáva napr. Samuel (1983a). Andrusov a Scheibner (1960) zaraďujú k čorštynskej sérii aj sivé triasové dolomity sz. od Marikovej a strednotriasové koralové vápence z okolia Hrabovky a Púchova. Čorštynskej sekvencii je venovaných viacero novších prác Aubrechta (1990, 1992, 1993, 2000, 2004), Aubrechta et al. (1997, 1998), Aubrechta a Sýkoru (1998), Aubrechta a Méresa (2000), Aubrechta a Túnyiho (2001) a i.

Schlögl (1998) podrobne zmapoval a charakterizoval päť väčších bradiel tejto sekvencie jv. od Vršatského Podhradia. Vršatské Podhradie a jeho okolie (najmä vršatské bradlo) je už dávno cieľom geologických exkurzií (porov. kapitolu *Geologické lokality*).

69 allgäuské súvrstvie: tmavé škvrnité sliene a slieňovce; plienschbach – toark

Je to dosiaľ najstarší známy člen čorštynskej sekvencie (Began a Kantorová, 1961). Pôvodne sa táto fácia považovala za opalínové vrstvy, tiež ako najstarší člen (Andrusov, 1945) strednoálenského veku. Vrstvy sú však staršie, keďže sa v nich našli amonity *Echioceras raricostatum* a *Uptonia* sp. a vápnitá nanoflóra

zóny *Crepidolithus crassus*. To stanovuje rozpätie vrstiev na pliensbach (amony) – toark (nanoflóra).

Zmapoval ich Began (in Began et al., 1992, 1993) 1 km jz. od Bolešova. Hrúbka vrstiev škvrnitých slieloh a slielohcov je podľa neho asi 50 m. Je však otázne, nakoľko spoľahlivo možno škvrnité sliene a slielohce zaradiť k niektorému bradlovému vývinu v izolovanom výskyte. Argumentom na zaradenie k čorštynskej sukcesii tu bol zrejme výskyt priamo v púchovských slielohoch. Je však pravdepodobné, že tento výskyt patrí ku kysuckej sekvencii.

68 murčisoniové vrstvy: čierne a modrosivé bridlice, slienité fly s pelokarbonátmi; álen – starší bajok

Murčisoniové vrstvy pozostávajú z čiernych alebo modrosivých bituminóznych bridlíc, ílovitých bridlíc a ílov a slienitých ílov s diskovitými alebo elipsovitými konkréciami pelokarbonátov (sférosideritov) veľkých asi 20 cm, zriedkavo 50 cm. V jadrách konkrécií sa vyskytujú spravidla pyritizované skameneniny. Často sa objavujú aj pyritové konkrécie. Okrem toho pyrit je roztrúsený v podobe drobných kryštálikov a zhlukov. Murčisoniové vrstvy majú hrúbku do 10 m, zriedkavo viac (Andrusov in Andrusov a Samuel et al., 1985, s. 75).

Murčisoniové vrstvy sa vyskytujú v celom bradlovom pásme. Najtypickejšie výskyty sú v Pieninách a v Ľubovnianskej vrchovine. Na mapovanom území sú zachované najmä medzi prvým a druhým hrebeňom Vršatca (Began et al., 1993).

67 krinoidové vápence: červené; bat, svetlé; bajok – oxford

V súlade s Beganom et al. (1993) je do tejto vysvetlivky zhrnuté viacero variet krinoidových vápencov, pretože mierka mapy nedovoľuje znázorniť ich osobitne.

Najrozšírenejšia je fácia tzv. *svetlých krinoidových vápencov* (predsa však s rôznymi farebnými odtieňmi). Sú sivé, žltkasté aj zelenkavé. Krinoidové články tvoria prevládajúcu masu horniny, ostatné organické zvyšky sú zastúpené len nepatrne. V rohovcových častiach horniny sú zastúpené ihlice silicispongií. Kvôli hojnosti terigénnej prímеси majú niekedy charakter slabo piesčitých krinoidových vápencov. Okrem značného obsahu kremeňa hornina obsahuje úlomky vápencov a dolomitov a pestrých bridlíc karpatského keuperu.

Rohovcové konkrécie alebo lavice rohovcov sú zvlášť hojné v západnom pokračovaní vršatského bradla smerom ku Krivoklátskej doline. V niektorých bradlách tam lavice tmavozelených rohovcov majú prevahu nad piesčitými krinoidovými vápencami.

Fauna zo svetlých krinoidových vápencov prevažne poukazuje na ich bajocový vek (Andrusov, 1945; Mišík, 1979). Západne od osady Vieska-Bezdedov vo svetlých a sivých krinoidových vápencoch s rohovcami Began (in Began et al., 1993, s. 16) našiel amonity *Calliphylloceras disputabile* (ZITT.), *Oppelia* sp.

a *Teloceras cf. blagdeni* (SOW.) (určil Rakús), podľa ktorých táto fácia má bajocký vek.

Ďalšia fácia sú *červené krinoidové vápence*. Sú to rekryštalizované biosparity. Okrem echinodermových článkov sú zastúpené úlomky machoviek a serpúl, nájdu sa aj ramenonožce. Sú o niečo mladšie – patria do batu.

Vo väčšine bradiel čorštynskej sekvencie v Bielych Karpatoch podľa Begana et al. (l. c.) v nadloží červených krinoidových vápencov ležia červené hľuznaté vápence – čorštynské – kelovejsko-kimeridžského veku.

66 vršatské vápence: biele biohermné vápence; oxford

Túto litostratigrafickú jednotku vyčlenil Mišík (1979a) na typovej lokalite bradla Vršatského hradu. Sú to biele, svetloružové, oranžové alebo svetlosivé hrubolavicovité až masívne vápence s hrúbkou viac ako 30 m. Ide o organogénno-klastické vápence, niekedy značne rekryštalizované. Je v nich prítomný jeden z typických znakov bioherm – dutiny s vnútornou sedimentáciou, ktoré sú vyplnené zväčša červeným mikritom so zriedkavými organickými zvyškami, najmä ostrakódami.

Na základe mikrofaciálneho výskumu spomínaného autora (1979a, s. 19) a analýzy makrofauny Kochanovej (1979) a Siblika (1979) vršatské vápence patria k oxfordu. Sú charakteristickým členom vršatského typu čorštynskej sukcesie.

Fosílie: lastúrniky – *Spondylopecten cardinatus* (QUENST.), *Limea duplicata* (MÜN.), *Plagiostoma* aff. *mutabile* (ARKELL), *P.* cf. *renevieri* (ETALLON), *Placunopsis* cf. *jurensis* (ROEM.), *Chlamys* cf. *subtextoria* (MÜNST. in GOLD.) a *Ch.* aff. *subarticulata* (D'ORBIG.) (Kochanová, 1979); koralý – *Calamophylliopsis* cf. *stokesi* (MILNE, EDW. et HAIME), ?*Thecosmilia dichotoma* KOPY, *Th. trichotoma* (GOLDF.), *Complexastrea carpatica* MORYC., *C. kouteki* ELIÁŠ. a *Verticillodesmis clavaeformis* DRAG. et MIŠÍK.

Podľa Begana et al. (1993, s. 17) vápence takéhoto typu s *Lima* (*Plagiostoma*) *paradoxa* (ZITT.) opísal z Krivoklátu Borza (1960). Považoval ich však za titónsko-neokómske. Ako vršatské ich kartograficky vyčlenil Began (in Began et al., 1992).

65 čorštynské hľuznaté vápence; kelovej – kimeridž

Ide o najtypickejší člen čorštynskej sekvencie. Ako čorštynský tento vápenec označil už Mojsisovics (1867). Dnes sa pod čorštynským vápencom rozumie sled červených, tmavoružových alebo bledoružových, zriedkavo zelenkastých a žltkastých hľuznatých vápencov, ktorých hľuzy zodpovedajú jadrám amonitov. Povrch lavíc je nerovný. Vápenec je mikritický, ešte častejšie organodetrický a obsahuje množstvo skamenenín. Stratigraficky patrí do keloveju až kimeridžu (Andrusov, 1983a, s. 257), maximálne stratigrafické rozpätie – spodný bat až spodný titón – uvádza Rakús (1990).

Na tieto vápence sa viažu aj výskyty mangánovej rudy pri Mikušovciach (Stoček, 1924; Hanáček in Salaj, Began et al., 1983).

V niekoľkých bradlách tzv. mestečianskeho vývoja (Aubrecht, 1992: Mestečianska skala, Babiná, Štepnická skala, Podhorie) je čorštynský vápenec zastúpený kalovým masívnym *bohnickým vápencom* (Mišík et al., 1994) s hojnými stromataktisovými štruktúrami.

64 kalpionelové vápence „biancone“; titón – berias

Ružovkasté a svetlosivé kalpionelové vápence sú lavicovité alebo nevrvstevité, stylolitické, s priereznymi aptychov, schránok lastúrnikov a s článkami krinoidov. Ide o biomikritové vápence s hojnou *Calpionella alpina* LORENZ, menej sa vyskytujú *Tintinnopsela carpathica* (MURG. et FILIP.), *Calpionella elliptica* CADISH, *Cadosina fusca* WANNER a *Remaniella cadischiana* (COLOM).

63 slienité vápence; „neokóm“

Za pravdepodobne najvyšší člen čorštynskej sekvencie pod strednokriedovým hiátom považujú Began et al. (1993, s. 19) ružové až svetloružové a lumachelovo-krinoidové vápence. Okrem článkov krinoidov, rádiolárií a ostňov ježoviek obsahujú aj nanokóny a *Cadosina fusca* WANNER. Považujú ich za valanginsko-hoterivské.

Z južného okraja vršatského bradla opisujú Mišík et al. (2000) sivé krinoidové biomikrity vyššieho neokómu (hoteriv). Okrem echinodermových článkov obsahujú foraminifery, úlomky lastúrnikov, brachiopód, machoviek, ojedinelé schránky juvenilných amonitov, aptychy, ostne ježoviek, ostrakóda a občas aj intraklasty s kalpionelidmi beriasu až valanginu, pochádzajúce z podložných hornín. Ide o vápenec, na ktorý tu transgredovali albské sedimenty. S tým je spojené množstvo fenoménov, ktoré podrobne opisujú (rôzne dutiny a ich výplne, P-Fe-Mn stromatolity, hardground).

„Púchovsko-jarmutská“ skupina

Stredno- až mladokriedový „obal“ bradiel čorštynskej sekvencie, ktorý pozostáva z púchovského a jarmutského súvrstvia, nemá u nás pomenovanie. Zatiaľ sme ho pracovne označili ako „púchovsko-jarmutská“ skupina. Na rozdiel od poľskej časti bradlového pásma (Birkenmajer, 1977), u nás nepozorujeme diskordanciu medzi oboma súvrstviami. Flyš jarmutského súvrstvia podľa všetkého naznačuje, že v najvyššej kriede „exotický chrbát“ začal dodávať materiál popri kysuckom priestore aj do čorštynského sedimentačného priestoru. Protirečia tomu však sedimentologické výskumy, podľa ktorých klastický materiál jarmutského súvrstvia má odlišný pôvod (porov. s údajmi pri ihrišskom súvrství, v. 83).

62 púchovské súvrstvie: pestré sliene; starší alb – starší kampán

Ide o **transgresívnu formáciu** v čorštynskej zóne po prerušení sedimentácie od spodného beriasu, resp. valanginu – hoterivu (Began, 1969, s. 62). Dokazujú to pestré sliene ležiace v transgresívnej pozícii na viacerých bradlách s hardgroundom (bohnické čorštynské bradlo a ďalšie; porov. Mišík et al., 2000).

Problematicku stredno- a mladokriedovej sekvencie čorštynskej jednotky na profiloch jz. od Vršatského Podhradia a od Dolného mlyna riešili Sýkora et al. (1997). Albskú transgresívnu sekvenciu porovnávajú s poľskými Pieninami a aplikujú tamojšiu litostratigrafickú terminológiu [na báze transgresívnej sekvencie súvrstvie Chmielovej a Pomiedznika, vyššie súvrstvie Jaworki, ktoré sa delí na skalské sliene naspodku (spodný až stredný turón) a pustelniacke sliene navrchu (stredný turón – kampán)].

Na zložení súvrstvia sa okrem pestrých slieňov podieľajú aj červené bridličnaté, hľuznaté, rohovcové a kremité vápence.

Takzvané globigerínovo-rádiolárové vrstvy, ktoré opísal Scheibner (1967), zodpovedajú na poľskej strane chmielovskému a pomiedznickému súvrstviu (porov. Birkenmajer, 1977, s. 105 – 106). Litologicky sú zložené zo zelených a tmavých škvrnitých vápencov s tmavými rohovcami striedajúcimi sa s rovnako sfarbenými slienitými bridlicami (= pomiedznické súvrstvie sensu Birkenmajer, l. c.). Podľa Scheibnera (l. c.) stratigraficky zodpovedajú albu až spodnému cenomanu.

Spodnoalbskú transgresiu (ingresiu) v bradle Vršatského hradu preukázal Mišík (1979). Ako uvádzajú Mišík et al. (2000), albské až cenomanské sedimenty môžu v čorštynskej jednotke nasadať na rôzne členy od titónu až do hoterivu. Nasadenie na staršie členy sa vyskytuje len v podobe neptunických dajok. Samotný povrch pod albskými sedimentmi v čorštynskej jednotke bol evidentne postihnutý eróziou a skrasovatením. Pod bázou albských stromatolitov boli zvyšky rias, ktoré môžu patriť k sladkovodným sedimentom.

V oblasti Hradišťa 1 km jv. od Vršatského Podhradia Schlögl (1998, s. 17) v červených globotrunkánových slieňoch („púchovské sliene“) našiel bohatú faunu foraminifer poukazujúcu na kampán: *Globotruncanella havanensis* (VOORW.), *Gl. sp.*, *G. arca* (CUSH.), *G. cf. arca* (CUSH.), *G. cf. tricarinata* (QUER.), *Heterohelix globulosa* (EHREN.), *H. striata* (EHREN.), *Hedbergella holdelensis* (OLSSON) a iné.

61 jarmutské súvrstvie: sliene, pieskovce, zlepenice; kampán – mástricht

Podľa Andrusova a Samuela (in Andrusov a Samuel 1983, s. 374) v doline Váhu sa nachádza nedokonalý ekvivalent jarmutských vrstiev (opísaných z poľských Pienin). Je to súvrstvie slieňov a pieskovcov s orbitoidmi.

Sú značne rozšírené jz. od Púchova. Vystupujú tu na ploche niekoľko km². Salaj a Began (1983) ich zaradili do drietomskej sukcesie, resp. do kvašovského

vývoja senónu a paleogénu klapskej jednotky. Na prvý pohľad je nápadné, že na rozdiel od podložných súvrství prakticky neobsahujú olistolity starších hornín [v tomto smere je trochu nejasná situácia na sv. svahoch kopca Keblie (trig. 546,2), kde niektoré olistolity môžu vystupovať v bazálnych častiach vrstiev].

Jarmutské a príbuzné vrstvy z. od Púchova zmapovali Began et al. (1992). Ako uvádzajú vo vysvetľujúcom texte k mape (Began et al., 1993), nadložie pestrých púchovských sliênov reprezentujú dva faciálne typy – jarmutské a ihrištské súvrstvie. V prvom prípade ide o flyšovú sekvenciu sedimentovanú v hlbšom, viac-menej panvovom prostredí, druhá fácia je prevažne karbonátová (inocerámové sliene, orbitoidové vápence a polohy turbiditových pieskovcov), svojím vznikom viazaná na prostredie externej platformy a svahu bezprostredne priliehajúceho k platforme.

Podľa tejto mapy jarmutské súvrstvie je súčasťou čorštynskej jednotky a ihrištské súvrstvie kysuckej (= hoštinská sekvencia).

Jarmutské súvrstvie, ktoré je najviac rozšírené v oblasti Červeného Kameňa, Kvašova, Dolnej Breznice a Hornej Breznice, sa pozvoľna vyvíja z pestrých púchovských sliênov spodného kampánu. V súvrství tu prevládajú jemnozrnné až hrubozrnné vápnnité pieskovce s hojnými polohami jemnozrnných až strednozrnných, gradačne zvrstvených vápnnitých exotických zlepcov (Began et al., 1992, 1993). V zlepcoch sa vyskytujú obliaky žúl, porfýrov, fylitov a melafýrov. Prevláda však karbonátový materiál – úlomky dolomitov a obliačky mikritických a sparitových, pravdepodobne stredno- a vrchnotriasových vápencov (podobný „centrálno-karpatský“ materiál ako v olistolitoch v strednokriedovom flyšovom súvrství z oblasti Dolnej Marikovej). Prítomné sú aj obliačky kalpio-nelovo-rádioláriových biomikritických vápencov titónu – beriasu. Z kriedy sú prítomné obliačky pieskovcov s orbitolínami cenomanu.

Podľa spomínaných autorov nie je vylúčené, že jarmutské súvrstvie v bradlovej zóne bolo miestami transgresívne, tak, ako to v bradlovom pásme v Poľsku dokumentoval Birkenmajer (1977). Tým dokumentoval významnú horotvornú fázu v bradlovom pásme v rozsahu vrchný kampán – spodný mástricht.

Vek jarmutských vrstiev je doložený najmä aglutinovanou mikrofaunou: *Horrosina ovulum gigantea* GEROCH, *Dendrophyra robusta* GRZYBOW., *Rhabdammina cylindrica* GLAESS. a *Trochamminoides* div. sp. Okrem toho vo vápnnitých pieskovcoch, resp. jemnozrnných zlepcoch sú prítomné orbitoidové foraminifery: *Orbitoides media* (D'ARC.), *O. cf. apiculata* (SCHLUMB.) a *Pseudosiderolites vidali*. Táto mikrofauna, ako aj superpozícia samotných jarmutských vrstiev dokumentuje vrchnokampánsky a mástrichtský vek jarmutského súvrstvia (Began et al., 1992, 1993).

FLYŠOVÉ PÁSMO

V rámci flyšového pásma sú zastúpené *račianska, bystrická a oravskomagurská jednotka magurského príkrovu a skupina bielokarpatských príkrovov*. Račianska a bystrická jednotka sú odlišené na základe rozdielnej litofaciálnej náplne (Matějka a Roth, 1949, 1956). Zatiaľ čo Vass et al. (1988) spájajú račiansku, bystrickú a bielokarpatskú jednotku (bielokarpatský flyš) do magurského flyšu, Potfaj (1993) vyčleňuje bielokarpatskú jednotku z magurského príkrovu. V tomto regióne stratigrafický rozsah vrstvových sledov račianskej jednotky je kampán – mladší eocén, bystrickej jednotky starší až stredný eocén, oravskomagurskej jednotky eocén a bielokarpatskej jednotky kampán – stredný eocén.

SKUPINA BIELOKARPATSKÝCH PRÍKROVOV (obr. 9)

V západnej časti územia sa vkladuje medzi bystrickú jednotku a bradlové pásmo. Bielokarpatská jednotka bola známa už dávno ako jedna zo skupiny magurských jednotiek (Roth in Buday et al., 1967). Potfaj (1993) na základe litofaciálnych kritérií jednotku povýšil na úroveň magurskej. V rámci nej sú rozlíšené čiastkové príkrovy – *javorinský a zubácky* (in Tektonická mapa Slovenska – Bezák et al., 2004) – a dve skupiny (vývoje) – **hlucká a vlárska**. Hlucká skupina má charakteristický vrstvový sled, odlišný od vrstvových sledov magurskej jednotky, v rozpätí barém až eocén. Vlárska skupina má afinitu k mladším okrajovým sekvenciám bradlového pásma. Jej vekové rozpätie je kampán – starší eocén.

Na zmapovanom území sa z hluckej skupiny vyskytuje iba svodnické súvrstvie, z vlárskej skupiny sú zastúpené lopenické súvrstvie a rajkovecké vrstvy.

Zubácky a javorinský príkrov

Lopenické súvrstvie

Lopenické súvrstvie tvorí základ vrstvového sledu vlárskej skupiny. Je to flyšové súvrstvie s kremenno-karbonátovými pieskovecami a zelenými (v spodnej časti aj červenými) ílovcami. Jeho vek je kampán – mástricht a hrúbka asi 1 100 m (Potfaj, 1993). Pôvodne sa pokladalo za eocénne ako „vyšší oddiel paleogénu“ (Roth in Buday et al., 1967). Kriedový vek bol preukázaný biostratigraficky (Potfaj, 1993).

Súvrstvia tvoria tri litostratigrafické jednotky – zdola nahor: ondrašovecké, javorinské a drietomické vrstvy. Na území regiónu sa vyskytujú prvé dve.

60 ondráševecké vrstvy: jemnozrné pieskovce, zelenosivé a červené ílovce; kampán – mástricht

Ondráševecké vrstvy sú tvorené pestrými vrstvami ílovcov – typické sú červené, zelenkavé a sivé ílovce a sliene s vrstvami pieskovcov (Potfaj, 1993).

Ondráševecké vrstvy tvoria bázu javorinského príkrovu bielokarpatskej jednotky na severných svahoch Kobylinca (k. 911) s. od Červeného Kameňa. Spodná hranica je tektonická, smerom nahor (a čiastočne aj laterálne prstovite) prechádzajú do javorinských vrstiev. Vrchná hranica je daná vymiznutím pestrých (najmä červených) ílovcov.

Hrúbku ondráševeckých vrstiev odhadujeme na 120 – 240 m.

59 javorinské vrstvy: tenko vrstvený flyš s prevahou pieskovcov; kampán – mástricht

Javorinské vrstvy boli vymedzené v oblasti Veľkej Javoriny a Lopeníka. Menší areál výskytu je sz. od Púchova, kde bezprostredne priliehajú zo severnej strany k južnému pruhu bradlového pásma (Potfaj et al., 1986; Potfaj, 1993, Stráňík et al., 1986).

Javorinské vrstvy tvorí tenkovrstvový, prevažne pieskovcový flyš s lavicami hrubozrných pieskovcov až mikrokonglomerátov. Prevládajúci litotyp sú jemnozrné kremeno-karbonátové pieskovce s muskovitom. Ílovce sú sivé a zelené, väčšinou so siltovou prímесou, miestami sa vyskytujú vrstvy sivých siltových vápencov. Hrúbka vrstiev je 500 – 700 m.

58 rajkovecké vrstvy: tenko až stredne vrstvený flyš s prevahou pieskovcov; paleocén

Je to pieskovcové, tenko až stredne vrstvené flyšové súvrstvie s prevahou jemno- až strednozrných kremeno-karbonátových pieskovcov a so zelenkavosivými laminami siltových až piesčitých ílovcov.

Pomer $P = 1,5 - 3$ a index zvrstvenia je vyšší ako 4. Vrstvy majú značné rozšírenie medzi jz. okrajom regiónu a Krivoklátom a aj ďalej na SV.

Názov je odvodený od typovej lokality v kameňolome Rajkovec 3 km sz. od Horného Srnia (Began, Nižňanský et al., 1988). Názov vrstiev formalizoval a podrobnejšie ich definoval Potfaj (1993, s. 64).

Pieskovce sú jemnozrné, zriedka strednozrné, s muskovitom, vo vrstvách 2 – 40 cm, ojedinele až 2 m. Prevláda paralelné a čerinové zvrstvenie, na spodných vrstvových plochách sú hojné bioglyfy. Ílovce sú sivé, zelenosivé a tmavohnedé, v spodnej časti miestami slabo vápnité. Vyššia časť pelitického intervalu je obvykle tmavoškvritá po bioturbáciách. Hrúbka vrstvičiek je 1 až 5 cm, ojedinele viac (do 30 cm).

VEK	zubácky príkrov	javorinský príkrov	brvništská šupina	litologický vývoj				
PALEOGEN	EOCÉN SIBIRI							
	PALEOGEN	svodnické súvrstvie 57	rajkovecké vrstvy 58	pročské súvrstvie 56	57 svodnické súvrstvie drobové pieskovce, vápnnité ílovice, sliedovce (flyš) <700 m	58 rajkovecké vrstvy kremenno-karbonátové pieskovce, ílovice so siltovou prímesou (flyš) ~500 m	56 pročské súvrstvie kremenno-karbonátové pieskovce, drobové pieskovce, vápnnité ílovice ~250 – 400 m	
KRIEIDA	KAMPAŇ - MASTRICH	javorinské vrstvy 59	lopenické súvrstvie 60		59 javorinské vrstvy kremenno-karbonátové pieskovce, ílovice so siltovou prímesou, lokálne drobnozrné zlepence (flyš) ~700 m	lopenické súvrstvie		
	KOBYLKA - SANTON				60 ondrašovecké vrstvy zelené a červené ílovice, sliene, jemnozrné pieskovce ~200 m			
	FENOMAN - TURSCH							
	BARĚM - ALE							

Obr. 9. Litostratigrafická tabuľka skupiny bielokarpatských príkrovov (podľa: Potfaj, 1993, čiastočne upravené 2005).

Vek rajkoveckých vrstiev na základe určení nanoplanktónu a foraminiferových spoločenstiev určili viacerí autori ako paleocén so zásahom až do staršieho eocénu (Began et al., 1988; Švábenická in Stráňik et al., 1989; Began, Nižňanský et al., 1988).

Began et al. (1993) priradujú vrstvám odlišné stratigrafické rozpätie než Potfaj (1993) alebo Stráňik et al. (1989). Považujú ich za spodno- až stredneocénne.

57 svodnické súvrstvie: flyš s prevahou sivých vápnnitých lastúrnatých ílovcov; paleocén – starší eocén

Svodnické súvrstvie buduje pomerne výrazný pruh, ktorý sa prerušovane tiahne z južných svahov Kobylince (k. 911) až k Bytči. Pre súvrstvie sú charakteristické hrubé (0,5 – 2,5 m) sivé a hnedosivé vápnnité ílovce, pri báze siltovité, s lastúrnatou odlučnosťou. Makroskopicky sú podobné ílovcom bystrických vrstiev. Okrem nich sa v súvrství vyskytujú zelenkavé ílovce, slabo piesčité sivé ílovce a čiernosivé ílovce v hrúbke do niekoľko cm. Vrchné časti mnohých ílovcov sú porušené bioturbáciami.

Pieskovce sú jemnozrné, kremenno-drobové, v doskách asi do 15 cm, alebo sa vyskytujú strednozrné, drobovejšie pieskovce v hrúbke do 1,5 m. Pomer $P = 1 - 0,5$, $I = 1 - 4$.

Na južných svahoch Kobylinca sa svodnické súvrstvie vynára spod javorinských vrstiev presunutého javorinského príkrovu.

Ako uvádza Potfaj (1993, s. 70), z litofaciálneho hľadiska možno vidieť istú podobnosť medzi svodnickým a bystrickým súvrstvím: v oboch sa vyskytujú bahnovce bystrického typu s lastúrnatou odľučnosťou, v svodnickom súvrství sú pomerne hojné. Bystrické ílovce sú však mladšie (stredný eocén).

Brvništská šupina

Medzi Dolnou Marikovou a Hvozdnicou pozdĺž severného okraja bradlového pásma je slabo odkrytá zóna s pomerne pestrým zložením. Vyskytujú sa tu sivé jemnozrné, šikmo zvrstvené kremenno-karbonátové pieskovce s množstvom muskovitu na plochách laminácie, s drobnými bioglyfmi na spodkoch vrstiev, sivé, viac-menej vápnité ílovce a strednozrné až hrubozrné kremenno-karbonátové pieskovce s úlomkami litotamnií. Niektoré pieskovce obsahujú aj zrnká glaukonitu.

56 pročské súvrstvie: kremenno-karbonátové pieskovce, vápnité ílovce; paleocén – starší eocén

Len niekoľko odkryvov v. od Dolnej Marikovej umožňuje definovať približný charakter súvrstvia. Prevládajú sivé vápnité ílovce v hrúbke 10 – 150 cm nad jemnozrnými pieskovecami (do 25 cm). Lokálne sa vyskytujú vrstvy (30 až 110 cm) a zväzky vrstiev strednozrných pieskovcov. Tie obsahujú aj bioklasty veľkých foraminifer, planktonické foraminifery globigerinoidného typu, úlomky stielok litotamnií a vzácné aj paleocénny *Distichoplax biserialis*.

Hoci z úlomkov vo zvetraninách je miestami možné odlíšiť plochy s prevahou jemnozrných pieskovcov od areálov, kde je zvýšený výskyt stredno- a hrubozrných pieskovcov, na tejto mape sme ich zatiaľ neoddelili.

Z ílovcov sme získali nanoplanktónové spoločenstvo s druhmi indikujúcimi neskoropaleocénny až ranoeocénny vek: *Tribrachiatus bramleteti* (BRÖN. et STRAD.), *Discoaster multiradiatus* BRAM. et RIED., *D. cf. Binodosus* MART., *Fasciculithus thomasi* P. – N., *F. tympaniformis* HAY et MOHLER, *Toweius tovae* P. – N., *T. pertusus* (SULL.), *Heliolithus kleinpellii* SULL., *H. cf. Riedelii* BRAM. et SULL., *Ericsonia cava* (HAY et MOHLER) a ďalšie.

Celková hrúbka súvrstvia je asi 250 – 400 m.

Oravskomagurská jednotka

Pozdĺž severného okraja bradlového pásma s. od Rochovice a j. od Diviny je asi 1 km široký pruh s rozdrobenými útržkami litostratigrafických jednotiek. Ich tektonofaciálnu príslušnosť sme identifikovali ako oravskomagurskú jednotku. Celá tektonická zóna je pomerne zle odkrytá. Aj v niekoľkých existujúcich odkryvoch vystupujú tektonicky porušené horniny. Preto na mnohých miestach bolo možné stanoviť litologickú príslušnosť iba na základe úlomkového materiálu. Na mape sme vyznačili súvrstvie magurských pieskocov a v spoločnom súbore malcovské a raciborské súvrstvie.

55 magurské pieskovce: prevažne strednozrnné drobové pieskovce, ílovce; paleocén – eocén

Súvrstvie reprezentujú sivé, stredno- až hrubozrnné drobové pieskovce s kremennými zrnkami do 3 mm. Na viacerých miestach (najmä s. od Rochovice) sa vyskytujú aj typy výrazne obohatené o muskovit. Z ojedinelých výskytov s merateľnými parametrami sme overili hrúbku gradačne zvrstvených lavíc od 40 do 120 cm. Niektoré z nich majú na spodných vrstvových plochách náznakových stôp. Vek súvrstvia udávame na základe analógie ako paleocén – starší eocén (Potfaj et al., 1991). Na základe celkovej distribúcie magurských pieskocov v tektonizovanej zóne možno povedať, že ich maximálna hrúbka nepresahuje 250 m.

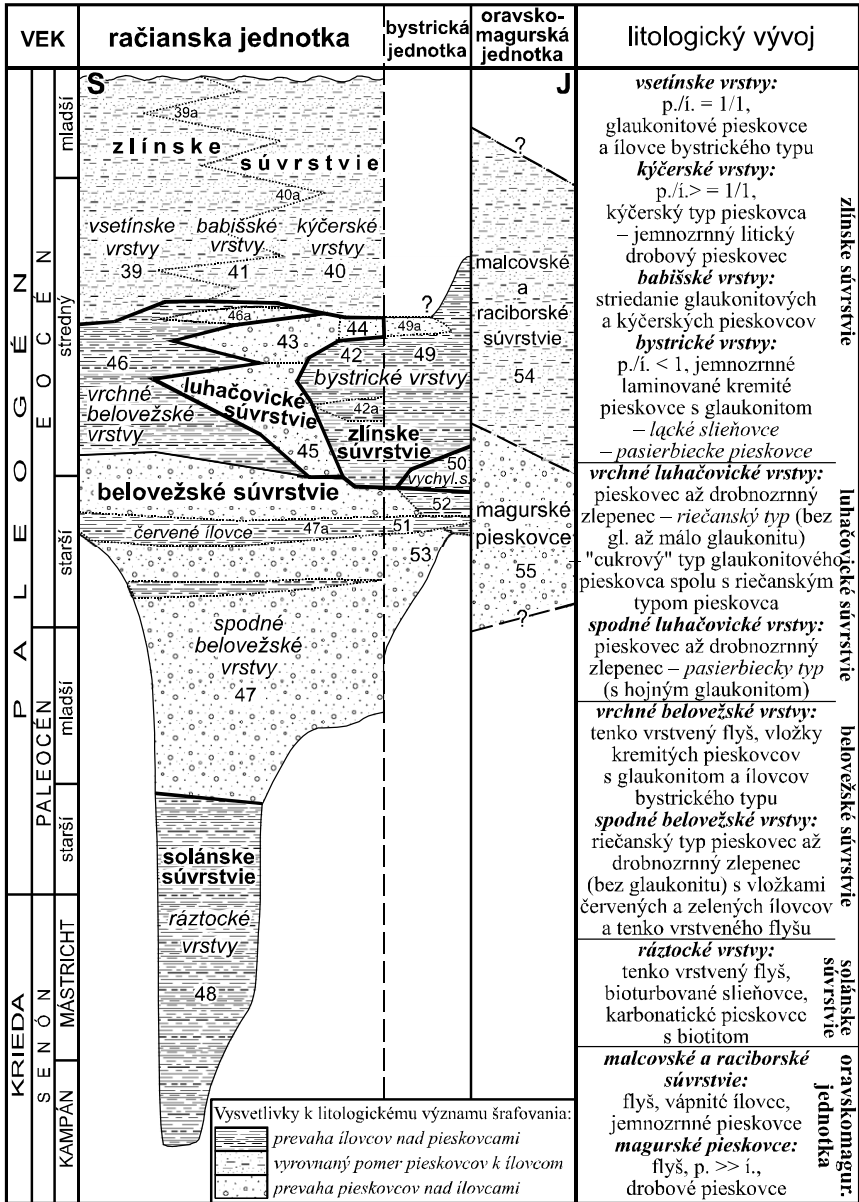
54 malcovské a raciborské súvrstvie, nečlenené: pieskovce, ílovce; stredný až mladší eocén

Patria sem tektonické reliktu pri okraji bradlového pásma s. od Rochovice. Na povrchu sú to tektonicky rozdrvené pieskovce a ílovce, viac-menej vápnité.

Vyskytujú sa tu jemnozrnné vápnité pieskovce a masívne sivé, stredno- až hrubozrnné drobové pieskovce s kremennými zrnkami do 3 mm podobné magurskému litotpu, bežné sú aj výrazne muskovitové typy.

Ílovce sú sivé, rôznych odtieňov. Sú vápnité, zväčša s prímiesou siltovej frakcie. K malcovskému alebo raciborskému súvrstviu (Potfaj, 1983; Potfaj et al., 1991) sú zaradené aj na základe celkového charakteru paragenézy hornín. Vzhľadom na tektonické prehnutenie nie je možné stanoviť parametre súvrstvia; podľa podielu úlomkov jednotlivých hornín sa zdá, že ílovce sú v miernej prevahe nad pieskocami.

Vek týchto súvrství bol definovaný ako mladší eocén – starší oligocén (l. c.). Na území zobrazenom na liste Kysucké Nové Mesto sme identifikovali strednoeocénne spoločenstvá nanoplanktónu (Potfaj a Šlepecký et al., 1996) a paleocénnu *Discocyclina seunessi* DOUVILLÉ.



Obr. 10. Litostratigrafická tabuľka jednotiek magurského príkrovu flyšového pásma. Zostavil F. Teťák, 2005.

Zachovanú hrúbku súvrstvia možno určiť iba odhadom asi na 200 m. Na Orave tieto súvrstvia spolu dosahujú hrúbku okolo 400 – 600 m.

Bystrická jednotka

V bystrickej jednotke je zastúpené belovežské, vychylovske a zlínske súvrstvie. Belovežské súvrstvie vystupuje iba v úzkom páse v severnej časti jednotky. Zlínske súvrstvie tvoria monotónne bystrické vrstvy, typické pre bystrickú jednotku.

Belovežské súvrstvie (paleocén – starší eocén)

- 53 riečanský typ pieskovca: hrubozrnné kremenno-arkózové pieskovce**
- 52 tenko vrstvený flyš, zelenosivé, hnedasté a tmavé ílovce, jemnozrnné pieskovce a siltovce**
- 51 červené ílovce**

V severnej časti bystrickej jednotky sme sledovali výskyty **červených ílovcov (51)**, miestami (najmä v západnej časti) sprevádzané zvetranými hrubozrnnými **pieskovecami riečanského typu (53)** s vyšším obsahom živcov a fylitov. Najvýchodnejší výskyt pieskovcov riečanského typu sme zistili v sedle medzi Veľkým Rovným a Dlhým Poľom. V Marikovskej doline tvoria riečanské pieskovce výraznú polohu (antiklinálne jadro) hrubú 50 až 150 m. Sprievodný **tenko vrstvený flyš (52)** sa prejavuje úlomkami výrazne laminovaných jemnozrnných pieskovcov s hojným muskovitom na plochách laminácie. Nižšie členy sa nezachovali. V tesnom styku s riečanskými pieskovecami vystupujú v nadloží glaukonitové pieskovce zlínskeho súvrstvia. V južnejších šupinách bystrickej jednotky v zmapovanom území sa červené ílovce nenašli. Pre zlú odkrytosť a silné tektonické postihnutie je belovežské súvrstvie poznané iba útržkovito a jeho tektonicky redukovaná hrúbka sa odhaduje maximálne na niekoľko desiatok metrov.

Vychylovske súvrstvie

- 50 tenko vrstvený flyš, bystrické ílovce, pieskovce s glaukonitom; staršia časť stredného eocénu**

Zistili sa len veľmi obmedzené výskyty vychylovskeho súvrstvia v okolí Kolárovc a Petrovc na báze tektonických šupín (Buček et al., 2004b). Výskyt, ktorý opísal Salaj (1997), zaradujeme k belovežskému súvrstviu a bystrickým vrstvám. Vychylovske súvrstvie odráža prechod belovežského súvrstvia do nadložných bystrických vrstiev. Prebieha s postupným narastaním podielu ílovcov

bystrického typu na úkor belovežského faciotypu (Potfaj, 1989). Súvrstvie je reprezentované tenko vrstveným flyšom. Tvoria ho modrasté, dohneda vyvetrávajúce, 3 – 10 cm hrubé vápnité jemnozrnné glaukonitické pieskovce (prevažne T_{bc} , vzácné T_{ac} typy), na spodných vrstvových plochách s prúdovými stopami, stopami *Paleodictin* a s uhoľnou sečkou. Prachovcové muskovitické ílovce, miestami slabo vápnité, sú zelenkastej, sivej až sivohnedej farby. Pevné ílovce s lastúrnatou odlučnosťou sa vyskytujú prakticky v celom súvrství. Pomer pieskovcov a ílovcov je približne 1 : 5.

Vek vychylovského súvrstvia je stredný eocén [podľa Potfaja (1989), mimo zmapového územia]. Vychylovské súvrstvie dosahuje hrúbku asi 15 m.

Zlínske súvrstvie

49 bystrické vrstvy: bystrické ílovce, glaukonitové pieskovce, p./í. < 1 (flyš); stredný eocén – starší priabón; a) kremenné pieskovce s glaukonitom spolu s riečanským typom pieskovca

Pomer pieskovcov k ílovcom je okolo 1 : 3. Bežné sú aj niekoľkometrové súbory ílovcov. Pieskovce tvoria lavice hrubé 10 až 150 cm. Je ich niekoľko typov:

- Prevažnú väčšinu pieskovcov tvoria jemno- až strednozrnné, výrazne kremité, väčšinou paralelne laminované pieskovce. Nápadne vysoký je obsah glaukonitu (viac než 5 %). Majú bielo zelenú až modrozelenú farbu, kremitý až sklovitý vzhľad a ostrohranný lom. V spodnej časti bystrických vrstiev možno nájsť hrubo zrnnejší variant tohto typu pieskovca, v ktorom sú hojné navetrané okrové veľké foraminifery a iný organický detrit.
- Menej hojným typom pieskovca je jemnozrnný pieskovec až siltovec s menším množstvom glaukonitu. Je paralelne laminovaný a plynulo prechádza do pelitov. Typický preň je hojný muskovit a zuhoľnatená rastlinná drvina.
- Pomerne zriedkavý je typ pieskovca s nižším obsahom glaukonitu. Na báze je hrubo zrnny, vyššie je výrazne paralelne laminovaný. Vrstvy sú hrubé až 1,5 m. V ňom sa pri k. Kočí zámok (610 m) našiel žraločí zub a numulity.
- Na SV od Kolárovic a na V od Veľkého Rovného sme pozorovali výskyt kremitých pieskovcov „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom spolu s riečanským typom pieskovca (porovnateľné s vrchnými luhačovickými vrstvami antiklinálneho pásma Medvedieho).

Ílovce tvoria tenké vrstvičky medzi pieskovcami až po niekoľkometrové súbory drobných, tmavších aj svetlejších sivých siltových vápnitých ílovcov bystrického typu. Prítomné sú aj masívnejšie typy ílovcov, ktoré prechádzajú až do masívnych modrosivých tvrdých lastúrnatých *sľieňovcov ľackého typu* v polohách hrubých 0,5 až 5 aj viac metrov. Pozorovali sme v nich bioturbáciu typu *Chondrites*.

Bystrické vrstvy bystrickej čiastkovej jednotky zrejme laterálne zasahujú na S. Tam tvoria pravdepodobne laterálne pokračovanie do štruktúr račianskej čiastkovej jednotky so zachovaním trendu narastania podielu pelitickej zložky smerom do nadložia a smerom na J. Aj v spodnej časti bystrických vrstiev sa vyskytujú pasáže s prevahou pieskovcov nad ílovcami. Spreádzajú ich hrubozrné pieskovce, prípadne pieskovce s foraminiferami (Köhler a Salaj, 1999).

Hrúbka bystrických vrstiev je okolo 700 m. Bystrická jednotka je silno tektonicky postihnutá a zle odkrytá, preto je tento údaj iba približný.

Ich vek je stredný (– mladší?) eocén s možným presahom do staršieho eocénu. Vo vzorke J375p sú veľké foraminifery staršieho eocénu až mladšieho ypresu (kuis). Ojedinelá je práca Köhlera a Salaja (1999), ktorí zo spodnej časti bystrických vrstiev opísali orbitoidné veľké foraminifery [lok. na SV od k. Jačmeňovec (Škaredá) 554 m]: *Orbitoclypeus douvillei douvillei* (SCHLUMB.), *O. douvillei* ssp., *O. varians angoumensis* LESS, *Asterocyclina stellata adourensis* LESS a *Asterocyclina*(?) sp. Zaraďujú ich do staršieho lutétu. Podľa vápnnitého nanoplanktónu [vz. Pov110, Pov11, Pov11/2 – *Cribrocentrum coenurum* (REINH.), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH A HAY), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHL. a WADE), *Discoaster kuepperi* STRADNER, *D. mirus* DEF., *D. cf. nodifer* (BRAML. et RIED.), *D. saipanensis* BRAML. et RIED., *D. cf. tanii* BRAML. et RIED., *D. barbadiensis* TAN, *D. distinctus* MARTINI, *D. elegans* BRAML. et SULL., *D. lodoensis* BRAML. et RIED., *Sphenolithus* cf. *editus* PERCH-NIEL., *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) – det. Potfaj] je ich vek určený ako stredný eocén (NP17 – bartón).

Račianska jednotka

Sedimentácia v račianskej jednotke postupovala od *solánskeho súvrstvia* (ráztocké vrstvy; kampán – starší paleocén) cez *belovežské súvrstvie* (spodné a vrchné belovežské vrstvy; starší paleocén – stredný eocén), *luhačovické súvrstvie* (spodné a vrchné luhačovické vrstvy; stredný eocén) a *zlínske súvrstvie* (vsečínske, babišké, kýčerské a bystrické vrstvy; stredný až mladší eocén).

V sedimentačnom priestore dominuje luhačovická litofaciálna zóna (centrál-na časť), na severe to je ešte trnavsko-staškovská a na juhu bystrická litofaciálna zóna (Pesl, 1965, 1968). Pre *luhačovickú litofaciálnu zónu* je typická prítomnosť riečianskeho a pasierbieckeho typu pieskovcov a menšie zastúpenie pestrých ílovcov. Pre *bystrickú litofaciálnu zónu* je typický vývoj bystrických vrstiev, ktoré tvoria jej prevažnú časť. Prejavuje sa redukcia belovežského a luhačovického súvrstvia a plynulý prechod z luhačovického súvrstvia do zlínskeho súvrstvia (bystrické vrstvy). *Trnavsko-staškovskú litofaciálnu zónu* charakterizuje bohaté zastúpenie pestrých ílovcov a oproti severnejšej zóne Troch kameňov výrazný úbytok solánskeho súvrstvia.

Hrúbka celého zachovaného vrstvového sledu račianskej jednotky je asi 1 500 m.

Matějka a Roth (1956) charakterizovali solánske „vrstvy“ na základe prevahy pieskovcov, nie podľa typu pieskovca a charakteru sedimentácie. Preto sa neskôr k solánskemu súvrstviu priradovali aj odlišné litotypy pieskovcov (napr. pasierbiecky a riečanský typ pieskovca aj s pestrými ílovcami), neskôr zaradované do iných litostratigrafických členov. V zmapovanom území sa vyskytuje iba jeden člen solánskeho súvrstvia – *ráztocké vrstvy* (Pesl et al., 1984).

48 ráztocké vrstvy: sivé a zelenosivé ílovce, jemnozrnné laminované pieskovce, bioturbované slieňovce, karbonatické pieskovce s biotitom, p./í. << 1 (tenko vrstvený flyš); senón – starší paleocén

Je to najstarší zachovaný litostratigrafický člen v mapovanej oblasti flyšového pásma. Jeho výskyt je silno tektonicky redukovaný a porušený.

Je tu vyvinutá *pieskovcovo-ílovcová litofácia*, *litofácia biotitických pieskovcov* a *ílovcovo-pieskovcová litofácia* (má iba malé zastúpenie). Maximálne zachovaná hrúbka ráztockých vrstiev je až 280 m (dolina Polomkovo), ale väčšinou nie sú zachované pre tektonickú redukciu najspodnejších častí šupín. Hornú hranicu solánskeho súvrstvia kladieme nad najvyššiu vrstvu litofácie biotitických pieskovcov. Pre zlé odkrytie územia, tektonické postihnutie a malé plošné zastúpenie v študovanom území sa nám nepodarilo kartograficky odlišiť jednotlivé litofácie. Útržkovite sme však sledovali typické prvky všetkých troch litofácií.

Vzorky nanoplanktónu J142bi, J6ai a J142ai [*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSH., *A. maastrichtiana* BURN., *Micrantolithus quasihoschulzii* BURN., *Broinsonia* (= *Aspidolithus*) *parca parca* (STRAD.) BUK., *Prediscosphaera grandis* PERCH-NIEL., *Quadrum svabenicka* BURN., *Uniplanarius gothicus* (DEFL.) HATTNER et WISE, *U. sissinghii* PERCH-NIEL., *Ceratolithoides aculeus* (STRAD.) PRINS et SISS., *Micula concava* STRAD., *M. murus* (MART.) BUKRY – det. Žecová] preukazujú vek ráztockých vrstiev – mástricht. Podobne aj vzorka Pov50 preukazuje vrchný kampán až ?mástricht [*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *A. specillata* VEKSH., *Aspidolithus parvus constrictus* (HATT.), *A. parvus parvus* (STRAD.), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN a BRAAR.), *Calculites obscurus* (DEFL.), *Microrhabdulus decoratus* DEFL., *Micula decussata* VEKSH., *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.), *P. grandis* PERCH-NIEL., *P. cf. honjoi* BUKRY – det. Potfaj]. Ráztocké vrstvy boli datované v prácach Švábenická et al. (1997), Bubík (1999), Bubík et al. (1999) a Bağ (1999) na (?kampán), mástricht až najstarší paleocén.

V literatúre možno nájsť ekvivalenty ráztockých vrstiev pod rôznymi názvami. V poľskej literatúre ako inoceramové vrstvy (Sikora a Żytko, 1959; Żytko, 1962; Cieszkowski et al., 1999; Cieszkowski a Waškowska-Oliwa, 2001) a ropianecké vrstvy (Ryłko, 1992).

Pieskovcovo-ílovcová litofáciu tvorí tenko vrstvený flyš a hrubšie polohy ílovcov. Ílovce sú väčšinou nevápnité, drobné, zelené až sivohnedé. Pieskovce sú jemnozrné, výrazne laminované, hrubé 2 – 10 – 25 cm. V najvyššej časti sú vrstvia sa vyskytujú aj hrubšie vrstvy laminovaných pieskovcov (do 50 cm). Typické sú pevné slieňovce (4 – 25 cm) so svetlookrovou patinou a s bioturbáciou typu *Chondrites*, *Nereites* a *Ophyomorpha*. V spodnej časti vrstvy majú slieňovce piesčité prímes a sú výrazne šikmo až konvolutne laminované (vtedy dosahujú hrúbku 10 – 40 cm). Najväčšiu hrúbku má táto litofácia v doline Polomkovo, kde tvorí dve polohy (60- a 150-metrovú).

Litofácia biotitických pieskovcov sa vyskytuje v najvyššej časti ráztockých vrstiev. Je tu niekoľko lavíc (20 – 40 – 150 cm) jemnozrného pieskovca s premenlivým obsahom biotitu a vyšším obsahom schránok organizmov a karbonátového tmelu. Sú výrazne paralelne laminované (Boumova sekvencia T_b), niekde aj s výraznejšou gradáciou. Spreádzajú ich zelené nevápnité ílovce (p/i ~ 2/1). Okrem tejto pozície sme v Petrovickej doline (dol. Polomkovo) asi 150 m do podlažia pozorovali pieskovce podobného typu. Sú to tvrdé modrosivé kremité pieskovce s biotitom, muskovitom, výrazne konvolutne, šikmo a paralelne laminované (Boumova sekvencia T_{bc}), s okrovou patinou (hrubé 20 až 50 cm).

Ílovcovo-pieskovcová litofácia sa vyskytuje v podobe vložiek niekoľkých vrstiev alebo až 10 m hrubých polôh pieskovcov solárskeho typu na rozhraní solárskeho a belovežského súvrstvia. Je premiešaná s litofáciami biotitických pieskovcov a riečanských pieskovcov. Sú to 50 – 100 cm hrubé pieskovce. Sú sivomodré až modrozelené, masívne, stredno- až jemnozrné, v hornej časti laminované – Boumova sekvencia T_a – T_{abc} (petrograficky tvoria prechodný typ k riečanskému typu pieskovcov). Môžu obsahovať ojedinelé šupinky biotitu.

Belovežské súvrstvie

Je to litofaciálne veľmi pestrý komplex. Jednotlivé litofácie sa navzájom vertikálne striedajú a laterálne sa vyklinujú. Belovežské súvrstvie stratigraficky delíme na *spodné belovežské vrstvy* (s vývojom *belovežskej litofácie*, *litofácie riečanských pieskovcov* a *litofácie červených ílovcov*) a *vrchné belovežské vrstvy* (so zastúpením *belovežskej litofácie*, *bystrickej litofácie* a *litofácie glaukonitových pieskovcov*).

Belovežské súvrstvie má v jednotlivých tektonických šupinách mierne odlišný vývoj. Zo severu na juh ubúdajú červené ílovce (počet ich polôh aj ich hrúbka). V južnejších šupinách sa plocha odtrhnutia príkrovu presúva až do spodnej časti belovežských vrstiev, a preto nemožno s istotou potvrdiť, či skutočne smerom na juh ubúdajú riečanské pieskovce. V severnejších šupinách sa dá sledovať, že nadložné luhačovické súvrstvie klinovito vniká do tenko vrstveného flyšu vrchných belovežských vrstiev, pričom smerom na juh s narastaním jeho hrúbky úplne zatláča vrchné belovežské vrstvy.

Spodné belovežské vrstvy dosahujú hrúbku až 250 m (na S a na J je ich spodné ohraničenie tektonické). Vrchné belovežské vrstvy sú v severnejších štruktúrach hrubé do 200 m, smerom na J sa úplne vyklinujú.

Cieszkowski a Waškowska-Oliwa (2001) udávajú pre belovežské súvrstvie mladopaleocénny až strednoeocénny vek. Riečanské pieskovce spodných belovežských vrstiev [Švábenická et al. (1997) – v okolí Makova] boli datované na paleocénny vek. Vzorka nanoplanktónu J37i datovaná na starší priabón (NP17) [*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Helicosphaera reticulata* BRAML. et WILC., *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHL. et WADE) BUKRY et PERC., *Sphenolithus moriformis* (BRÖNN. et STRAD.) BRAML. et WILC., *Reticulofenestra dictyoda* (DEFL.) STRAD. – det. Žecová] sa vymyká z tohto vekového rozsahu. Vzorky chudobné na nanoplanktón (vz. Pov37, Pov36c – *Dictyococcites* sp.) naznačujú bázu stredného eocénu. Vzorka Dp94i z najvyššej časti vrchných belovežských vrstiev ešte nad luhačovickým súvrstvom [*Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *Discoaster distinctus* MART., *D. lodoensis* BRAML. A RIED., *D. saipanensis* BRAML. et RIED., *Nannotetrina cristata* (MART.), *N. fulgens* (STRAD.) – det. Potfaj] je strednoeocénneho veku – lutét/bartón (NP 15-16).

47 spodné belovežské vrstvy: pieskovce až drobnozrné zlepenec riečanského typu (bez glaukonitu) s tenko vrstvenými vložkami; paleocén – stredný eocén, a) červené a zelené ílovce

Spodné belovežské vrstvy majú prevažne charakter pieskovcového flyšu s vložkami tenko vrstveného flyšu a pestrých ílovcov. Boli tu vyčlenené tri litofácie: *litofácia riečanských pieskovcov*, *litofácia červených ílovcov* a *litofácia tenko vrstveného flyšu*.

Litofáciu riečanských pieskovcov opisuje Menčík (1974) ako zvláštnosť trnavsko-staškovej zóny (na Kysuciach) – izolované polohy arkózových pieskovcov a zlepenčov v pestrých ílovcoch spodných belovežských vrstiev. V okolí Makova (typová lokalita – osada Riečky; Potfaj et al., 2001) bola v pestrých belovežských vrstvách vyčlenená vložka riečanských pieskovcov hrubá asi 30 m (podobne aj Bubík et al., 1999 – profil Uzgruň). Jej hrúbka smerom na juh narastá. V študovanej oblasti sa riečanské pieskovce vyskytujú v hrúbke do 300 m (v rámci belovežského súvrstvia), ale už aj nad červenými ílovcami aj pod nimi. Červené ílovce a tenko vrstvený flyš tvoria vložky od 1 do 5 m, maximálne do 40 m. V predchádzajúcich mapovacích prácach v tejto oblasti sa riečanské pieskovce priradzovali k tzv. solánsko-belovežskému súvrstviu (Gross, 1997). Kvôli výskytu s vložkami červených ílovcov a tenko vrstveného flyšu a kvôli analógii s oblasťou Kysúc ich zaraďujeme k belovežskému súvrstviu.

Je tu zastúpených viacero typov pieskovcov. Všeobecne pre ne platí, že sa vyskytujú v laviciach hrubých 30 – 150 cm (pri amalgamácií až 4 m). Charakteristický je hrubozrný pieskovec až drobnozrný zlepenec (väčšinou iba parazlepenec – zlepenec s podpornou štruktúrou matrixu) s klastami hrubými 5 až

15 mm (max. 20 – 60 mm) (Loweho S₃ až Boumova T_{ab(c)} sekvencie). Sú výrazne kremité (niekde až s „cukrovým“ vzhľadom). Petrografické zloženie tohto typu je pestré: vysoký obsah živcov (až vyše 5 %), fylitov (sericitických, chloritických, grafitických), kremeň (väčšie zrná sú dobre opracované), granitoidy, ružové aplity, kvarcity atď. Obsahujú muskovit a kde-tu aj biotit, glaukonit iba zriedka, aj to menšie množstvo (asi 1 – 3 zrná/cm²). Klasy sú dobre opracované, 80 % tvorí kremeň. Na spodných vrstvových plochách sú bežné stopy vymývania, vtlačania, ryhy až korytá. Vyskytuje sa normálna aj inverzná gradácia a ílovcové závalky.

Vystupujú tri základné podtypy riečanských pieskovcov, medzi ktorými sú plynulé prechody:

1. veľmi pevný hrubozrnný kremitý pieskovec až zlepenec so živcami (vzhľad modrastej „žuly“),
2. pevný jemnozrnný modrozelený, výrazne laminovaný pieskovec, za čerstva s ostrým lomom,
3. slabo spevnený hrubozrnný pieskovec s misovitými stopami po úniku vody.

Sprievodné ílovce sú siltové, zelené až sivozelené, nevápnité.

Výskyt pieskovcov s porovnateľnou pozíciou a litológiou bol opísaný aj z oblasti na východ od Żywca (v Poľsku) ako *ciężkowickie piaskowce* (Sikora a Żyto, 1959; Żyto, 1962; Cieszkowski et al., 1999) a neskôr ako *Skawce sandstone Member* (Cieszkowski et Waškowska.-Oliwa, 2001). Litologicky aj pozíciou sa zhodujú s riečanskými pieskovecami, majú však odlišné prúdové smery (vejárovo zo severu), čo nasvedča na iný podmorský lalok.

Odporúčame používať termín „riečanské pieskovce“ v petrografickom význame označujúcom konkrétny typ pieskovca. Okrem tohto, tento termín používame aj v litofáciálnom význame (litofácia riečanských pieskovcov).

Typickým znakom *litofácie červených ílovcov* sú červené ílovce, ktoré sa vyskytujú spolu s olivovozelenými ílovcami ako tenké (1 – 40 cm) vložky medzi vrstvami pieskovcov riečanského typu alebo v tenko vrstvenom flyši. Striedajú sa v tenkých vrstvičkách alebo šošovkách, ale tvoria aj vložky hrubé niekoľko desiatok cm. Červené aj zelené ílovce sú nevápnité. Sú pomerne mäkké, za čerstva s masívnejšou až lastúrnatou odlučnosťou, po navetraní sú drobivé. V belovežských vrstvách tejto oblasti tvoria iba jednu alebo dve (zriedka viac) výraznejších polôh hrubých niekoľko metrov (do 20 m).

Litofáciu tenko vrstveného flyšu tvoria súbory hrubé niekoľko desiatok centimetrov až desiatok metrov. Jej typickým znakom je vývoj s 5 až 12 vrstvami na 1 metri profilu. Pieskovce majú hrúbku 2 – 10 (25) cm. Sú to tvrdé sivomodré jemnozrnné, výrazne laminované pieskovce s muskovitom, po navetraní s drobovým vzhľadom. Typická je výrazná šikmá (menej zvlnená a konvolútna) laminácia (Boumova sekvencia T_{c(d)}). Spreádzajú ich nevápnité zelenosivé a hnedosivé siltové ílovce. Pomer p./í. je okolo 1/1, prípadne ílovce sú v prevahe. Na spodných plochách pieskovcových vrstiev sú hojné bioturbácie.

46 vrchné belovežské vrstvy: tenko vrstvený flyš (miestami aj ílovce bystrického typu, p./í. << 1; stredný eocén – lutét, a) kremité pieskovce s glaukonitom

Spodná časť vrchných belovežských vrstiev je vo vývoji tenko vrstvenej (belovežskej) litofácie, miestami s výskytom hrubších vrstiev pieskovcov (10 až 25 cm). Smerom do nadložia však postupne nadobúda charakter vychylovského súvrstvia, kde má „belovežsko-vsetínsky“ charakter. Striedajú sa tu niekoľko-metrové polohy (1 – 20 m) tenko vrstveného flyšu, tenšie vložky ílovcov bystrického typu (0,2 – 3 m) a ojedinelé hrubšie lavice kremitých pieskovcov s nižším obsahom glaukonitu. Glaukonitové pieskovce sa sústreďujú v strede vrchných belovežských vrstiev vo výraznom súbore kremitých pieskovcov „cukrového“ vzhľadu. Okrem tohto súboru sa glaukonitové pieskovce vyskytujú iba zriedka ako ojedinelé lavice, hojnejšie v najvyššej časti súvrstvia. Nemajú už „cukrový“ vzhľad, ale sú to jemnozrné laminované pieskovce.

Vzhľadom na pozíciu a povahu litologického vývoja možno vrchné belovežské vrstvy porovnať s hieroglyfovými vrstvami poľskej časti račianskej jednotky (Ryľko, 1992; Žytko, 1962).

Vrchné belovežské vrstvy dosahujú najväčšiu hrúbku v antiklinálnom pásme Čertových kameňov, a to až do 200 m.

Charakter *litofácie tenko vrstveného flyšu* je veľmi podobný ako v prípade spodných belovežských vrstiev. Zvláštnosťou tu je vývoj s trochu vyšším obsahom pieskovcov (hrubých 10 – 25 cm), najmä vo vyššej časti, ktoré však majú znaky pieskovcov belovežského typu: sú sivomodré, kremité, pevné, výrazne laminované (Boumova sekvencia $T_{c(d)}$), bez glaukonitu (alebo iba málo), obsahujú muskovit, bioglyfy a prúdové stopy. Pieskovce sa striedajú so zelenosivými nevápnitými ílovcami. Počet vrstiev na jednom metri profilu je stále dosť vysoký (4 až 7).

Bystrická litofácia sa vyskytuje najmä vo vyššej časti vrchných belovežských vrstiev. Tvoria ju tenšie polohy ílovcov bystrického typu (20 – 300 cm). Sú to masívnejšie siltové vápnité ílovce sivej farby s lastúrnatým lomom. Ojedinele sú prítomné hrubšie lavice (do 0,5 m) jemnozrných, často laminovaných kremitých, slabšie glaukonitových pieskovcov.

Litofácia glaukonitových pieskovcov v južnom krídle antiklinálneho pásma Čertových kameňov je výrazná priebežná poloha hrubá 5 až 30 m s prevahou kremitých pieskovcov až s „cukrovým“ vzhľadom (lomom), jemno- až strednozrných, s veľmi nízkym až stredným obsahom glaukonitu (asi 4 – 10 zrn/cm²). Jednotlivé pieskovcové vrstvy sú hrubé 20 až 150 (300) cm. Aj lavice hrubšie ako 1 m sú typicky paralelne laminované. Okrem tohto súboru sa glaukonitové pieskovce vyskytujú len ako ojedinelé lavice jemnozrných kremitých sivomodrých laminovaných pieskovcov s vyšším obsahom glaukonitu najmä vo vyššej časti vrchných belovežských vrstiev.

Luhačovické vrstvy definoval Pesl (1965), ale už Matějka a Roth (1956) používali termín luhačovický pieskovec pre arkózové hrubozrnné pieskovce až zlepenice. Eliáš (1963) na základe petrologického výskumu rozlíšil v solánskych vrstvách dva typy pieskovcov: *pieskovce „severného typu“* (zodpovedajúce solánskym pieskovcom s. s.) pozdĺž severného okraja račianskej jednotky a *pieskovce „južného typu“* (zodpovedajúce luhačovickým vrstvám) v južnejšej polovici račianskej jednotky. Za zdrojovú oblasť určil sliezsku kordiléru.

Pesl (1964, 1965, 1968) v oblasti medzi Luhačovicami a Petrovicou dolinou vyčlenil *luhačovickú litofaciálnu zónu*, pre ktorú je typický vývoj luhačovických vrstiev. Do tejto zóny zaradil antiklinálne pásma Čertových kameňov, luhačovické (lačnovské) pásmo a pásmo Medvedieho. Luhačovické vrstvy charakterizoval ako dva pieskovcovo-zlepenkové súbory oddelené „bridličnou vložkou“. Spodné luhačovické vrstvy sú „*arkózové glaukonitické pieskovce*“ ležiace v priamom nadloží pestrých belovežských vrstiev. Čiastočne sa laterálne zastupujú s vrchnými belovežskými vrstvami. Tvoria ich prevažne kremenné jemnozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepenice s výrazným obsahom glaukonitu. Hrúbka spodných luhačovických vrstiev je 250 – 300 m a ich vek je stredný eocén. V ich nadloží miestami vystupuje „*bridličná vložka*“, hrubá asi 50 m (až 80 m), tvorená tenko vrstveným flyšom (Pesl, 1965). Vyššie sú vrchné luhačovické vrstvy ako *arkózové pieskovce*: asi 150 až 400 m (l. c.) strednozrnných pieskovcov až drobnozrnných zlepenčov, miestami až s niekoľkokometrovými vložkami sivých a zelenosivých piesčitých ílovcov, vo vyššej časti aj s ílovcami bystrického typu.

Pesl (1965) ďalej do nadložia aj laterálne predpokladal postupný prechod luhačovických vrstiev do újezdských vrstiev a ich vyklinovanie na S a J. Ich najvýchodnejší výskyt udával z Petrovickej doliny. Pokiaľ ide o plochu aj hrúbku, spodné luhačovické vrstvy (arkózové glaukonitové pieskovce) majú väčší a stabilnejší rozsah než vyššie ležiaca poloha arkózových pieskovcov vrchných luhačovických vrstiev.

Menčík (1974) zaradil luhačovické vrstvy do zlínskeho súvrstvia. Spodné luhačovické vrstvy sú stálejšie. Naopak, tvar a hrúbka telies vrchných luhačovických vrstiev sú značne premenlivé.

V poľskej literatúre (na J od Żywca) sa komplex analogický so spodnými luhačovickými vrstvami (s glaukonitom) označuje ako *pasierbiecké a osielecké pieskovce* a v najjužnejšej račianskej šupine, kde sú hojné ľáčké sliene, ako *ľáčké vrstvy* (Sikora a Żytko, 1959; Żytko, 1962; Ryłko, 1992; Pivko, 2000) alebo *bystrické súvrstvie* (Oszczypko, 1991). Spodným luhačovickým vrstvám sa podobajú pozíciou, vekom, litologickým zložením aj zjemňovaním zrnitosti pieskovcov zo S na J.

Pre luhačovické súvrstvie sa doteraz používala kategória „vrstvy“. Kvôli podobnosti pieskovcov na pieskovce solánskeho (Gross, 1997, 1998) a zlínskeho súvrstvia (Menčík, 1974) sa zaraďovali k rôznym litostratigrafickým jednot-

kám. V luhačovickom súvrství sa spájajú znaky belovežského súvrstvia (riečanské pieskovce) a zlínskeho súvrstvia (pasierbiecke pieskovce). V jeho nadloží sa nachádzajú ešte vrchné belovežské vrstvy. Preto ich v tejto práci preraďujeme z kategórie „vrstiev“ do kategórie „súvrstvie“. Už Pezl (1965) zistil, že: „*Luhačovické vrstvy sú faciálnym ekvivalentom vrchnej časti belovežských vrstiev i spodných zlínskych vrstiev, do ktorých laterálne i vertikálne v širšej oblasti prechádzajú*“.

Luhačovické súvrstvie je vyvinuté (od severu) v antiklinálnom pásme Čertových kameňov, v luhačovickom (lačnovskom) pásme a pásme Medvedieho. Každé z týchto pásiem, ale aj ich severné a južné krídla, majú trochu odlišný vývoj ako luhačovického súvrstvia.

V antiklinálnom pásme Čertových kameňov a luhačovickom pásme delíme luhačovické súvrstvie podobne ako Pezl (1965) na spodné a vrchné luhačovické vrstvy. Oddeľuje ich *pelitická poloha* tvorená tenko vrstveným flyšom podobným belovežskej litofácii. V teréne je odkrytá iba zriedka, je však výrazná morfoloicky.

Pieskovce až drobnozrné zlepenice spodných a vrchných luhačovických vrstiev čo do zloženia, štruktúry a celkového charakteru sú veľmi pestré. Na základe obsahu glaukonitu a zvlhľadu pieskovcov ich rozlíšenie v dvoch severnejších šupinách je jednoduché a výrazné. Zložitejšie je ich odlíšenie v antiklinálnom pásme Medvedieho, kde sú hrubozrné pieskovce s rôzne vysokým obsahom glaukonitu aj v rámci jednej lavice. V pozdĺžnom smere až po Luhačovice sa zrnitosť výraznejšie nemení. Matějka a Roth (1956) opisujú klasty s priemerom do 2 – 3 cm, v dvoch prípadoch až 20 cm. Minimálne po štátnu hranicu s ČR sa výraznejšie nemení ani zrnitosť pieskovcov, ani hrúbka spodných a vrchných luhačovických vrstiev. Spodné aj vrchné luhačovické vrstvy dosahujú najväčšiu hrúbku v luhačovickom pásme. Tá v oboch prípadoch je 100 až 120 m. Smerom na S a na J sa vyklinujú.

Zo spodných luhačovických vrstiev zo vzoriek nanoplanktónu vyšiel minimálne strednoeocénny vek [vz. Pov36, Pov36-I, Pov36-II – *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH a HAY), *Reticulofenestra dictyoda* (DEFL.), *Chiasmolithus grandis* (BRAML. a RIED.), *Discoaster barbadiensis* TAN, *D. cf. lodoensis* BRAML. et RIED., *D. mirus* DEFL., *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHL. et WADE), *Toweius? gammation* (BRAML. et SULL.) – det. Potfaj]. Z výbrusu boli určené veľké foraminifery staršieho eocénu (ypres) [vz. Dp62p – *Nummulites aquitanicus* BENOIST, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. cf. pseudoaugustae* (PORTNAYA), *Asterocyclina* sp.) (det. Buček, 2004).]

Vek vrchných luhačovických vrstiev podľa vzoriek nanoplanktónu vychádza na stredný eocén (možný je až mladší eocén) [vz. W2, W2b – *Ericsonia formosa* (KAMPT.), *Cribozentrum coenurum* (REINH.), *C. reticulatum* (GART. et SMITH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Dictyococcites cf. bisectus* (HAY,

MOHL. et WADE), *D. callidus* PERCH-NIELSEN, *D. onustus* PERCH-NIELSEN, *Reticulofenestra dictyoda* (DEFL.), *R. umbilica* (LEVIN), *Discoaster elegans* BRAML. et SULL., *Helicosphaera* ex gr. *euphratis* HAQ, *H. intermedia* MART., *H. lophota* BRAML. et SULL. – det. Potfaj].

45 spodné luhačovické vrstvy: pieskovce až drobnozrnné zlepenca pasierbieckeho typu (s hojným glaukonitom), p./í. >1 (pieskovcový flyš); stredný eocén – lutét

Spodné luhačovické vrstvy tvorí prevažne litofácia pasierbieckych pieskovcov. Menej sú zastúpené jemnozrnné pieskovce a pelity. Smerom do antiklinálneho pásma Medvedieho spodné luhačovické vrstvy laterálne a smerom do nadložia nadobúdajú pelitickejší charakter a plynulo prechádzajú do bystrických vrstiev. Tie sa však zaraďujú do zlínskeho súvrstvia.

V litofácii *pasierbieckych pieskovcov* pieskovce vysoko prevládajú nad ílovcami (až 20 : 1 – lom Babiše; Starek a Pivko, 2001). Lavice hrubé 0,5 – 2 m sú často amalgamované a vtedy môžu vytvárať súbory hrubé 10 – 20 m bez možnosti odlíšiť jednotlivé vrstvy. Sú to strednozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepenca (parazlepenca – psefitová frakcia tvorí iba do 10 – 30 % objemu horniny) s klastami bežne do 4 – 10 mm (max. 40 mm). Zlepencový charakter majú väčšinou iba v spodnej, gradačnej časti lavíc (niekoľko cm až niekoľko desiatok cm). Smerom vyššie lavice pokračujú masívnym pieskovcom. Petrograficky sú veľmi pestré. Jemno- až strednozrnné pieskovce až kremence sú výrazné kremité (za čerstva ostrý sklovitý lom). V psefitovej frakcii sú hojné klasty fylitov. Prítomné sú aj pieskovce s vyšším obsahom živcov, až po arkózové pieskovce. Vrstvy sú masívne, s gradáciou na báze. Jemnozrnné typy sú výrazne paralelne a šikmo laminované. Typický je vysoký obsah glaukonitu, väčšinou viac ako 5 % objemu (aj v zlepencoch).

Spodné luhačovické vrstvy (súbor lavíc pieskovcov pasierbieckeho typu) dosahujú najväčšiu hrúbku (do 120 m) v luhačovickom (lačnovskom) antiklinálnom pásme a smerom na S sa vyklinujú. Všeobecne smerom zo S na J hrúbka spodných luhačovických vrstiev narastá. Pasierbiecke zlepenca sa vyskytujú najmä v spodnej časti spodných luhačovických vrstiev (menej aj v bystrických vrstvách zlínskeho súvrstvia). Najmä na J v pásme Medvedieho sa spodné belovežské a spodné luhačovické vrstvy miešajú. Striedajú sa tu pieskovce s rôznym obsahom glaukonitu a prechodným „pasierbiecko-riečanským“ vzhľadom, čo spôsobuje problém s ich zaradením. V hrubozrnných pieskovcoch spodných luhačovických vrstiev je hojný organický detrit – numulity, diskocyklíny, ostne ježoviek, litotamnie, malé foraminifery a machovky (lastúrniky, krinoidy, korálné riasy, oolitické vápence), ktorý tvorí až 10 % objemu.

44 vrchné luhačovické vrstvy: kremenné pieskovce s glaukonitom a s riečanským typom pieskovca; lutét

Litotyp kremitých pieskovcov „cukrového“ (zrnitého) vzhľadu s glaukonitom je vo vrchných luhačovických vrstvách zastúpený iba v pásme Medvedieho (litológický opis pozri pri zlínskom súvrství). Podobne litológický opis pieskovcov riečanského typu pozri pri vrchných luhačovických vrstvách. Oba litotypy sa navzájom striedajú.

43 vrchné luhačovické vrstvy: pieskovce až drobnozrnné zlepenice riečanského typu (bez glaukonitu, prípadne málo glaukonitu) (pieskovcový flyš); lutét

Typickým znakom *vrchných luhačovických vrstiev* je prítomnosť riečanského typu pieskovcov (bez glaukonitu). Už v pásme Medvedieho vystupujú spolu s glaukonitovými pieskovcami „cukrového“ vzhľadu.

Litofáciu riečanských pieskovcov bez glaukonitu (alebo iba so zanedbateľným obsahom glaukonitu; vyšší obsah glaukonitu – niekoľko zrn na cm² – sme pozorovali v najnižšej a najvyššej časti) tvorí prevažne hrubozrnných pieskovcov až zlepenkových pieskovcov až zlepenkov s klastami hrubými do 6 až 15 mm (max. 40 mm). Majú variabilné zloženie, no prevažne sú to kremité pieskovce, často až arkózové. Hojné sú väčšie klasty metamorfítov (sericitických, grafitických a chloritických fylitov, 1 – 4 cm). Zriedka sme pozorovali biotit. Tvoria lavice hrubé 0,5 – 2 m (aj viac), mnohé sú amalgamované do niekoľkokometrových polôh. Prúdové stopy na nich vykazujú prínos materiálu zo Z až JZ (širšie zo SZ až J). Litotyp riečanských pieskovcov vo vrchných luhačovických vrstvách sa takmer nedá odlišiť od riečanských pieskovcov belovežského súvrstvia. Sú však o niečo kremitejšie a nie sú medzi nimi vrstvy sklzových, slabo spevnených pieskovcov až drobnozrnných zlepenkov ani vložky červených ílovcov. Pieskovce vrchných luhačovických vrstiev nebývajú také bohaté na organický detrit ako pieskovce spodných luhačovických vrstiev. Hojnejšie sú v nich iba litotamnie a numulity. Kremenné pieskovce až kremence „cukrového“ vzhľadu sú zriedkavé. Vrchné luhačovické vrstvy dosahujú hrúbku do 120 m.

Zlínske súvrstvie

Zlínske súvrstvie je komplex so stredne rytmickým flyšovým charakterom sedimentácie. Pomer pieskovcov k ílovcom je približne rovnaký, aj keď v niekoľkokometrových až niekoľko desiatimetrových polohách môžu rôzne prevládať pieskovce alebo ílovce. Pieskovce zastupuje kýčerský a glaukonitový litotyp a vystupujú spolu s ílovcami bystrického typu. Pri podrobnom mapovaní sme zistili, že v rámci zlínskeho súvrstvia sa tieto dva základné typy pieskovcov striedajú. Niekde je to striedanie lavica za lavicou, inde sa striedajú hrubšie sú-

bory výlučne z glaukonitových pieskocov s výlučne kýčerskými súbormi (hrúbka takéhoto súboru s jedným typom pieskovca je až 100 m).

Litotypy pieskocov zlínskeho súvrstvia

V zlínskom súvrství možno rozlíšiť dva základné typy *glaukonitových pieskocov*. Sú to *vysoko glaukonitové pieskovce* a tzv. *typ pieskovca „cukrového“ (zrnitého) vzhľadu s glaukonitom* (iba s nízkym až stredným obsahom glaukonitu).

Rozšírenie týchto dvoch typov pieskocov v rámci zlínskeho súvrstvia v zmapovanom území je premenlivé. V dučkovskom pásme (na severe) je zastúpený iba vysoko glaukonitový typ. Oproti tomu, v najjužnejšej šupine račianskej jednotky vystupuje iba „cukrový“ typ. V antiklinálnych pásmach – luhačovickom a Čertových kameňov – sa „cukrové“ pieskovce s glaukonitom vyskytujú najmä v polohách s prevahou kýčerských pieskocov. Tam nevytvárajú hrubšie súbory lavíc (iba ojedinelé lavice alebo niekoľko lavíc v intervale maximálne do 40 m, v teréne sú však morfológicky veľmi výrazné). V strede súvrstvia, kde glaukonitové pieskovce výrazne prevládajú nad kýčerskými pieskocami, sú zastúpené takmer výlučne vysoko glaukonitové pieskovce. Oba tieto typy glaukonitových pieskocov sú zastúpené aj v luhačovickom súvrství (vysoko glaukonitové pieskovce tam majú trochu vyzretejší charakter a vyšší obsah glaukonitu). Zriedkavé sú hrubozrnnejšie pieskovce (zrná do 3 mm) so zvýšeným podielom živcov. Ojedinele sa tieto hrubozrnnejšie pieskovce vyskytujú najmä v hlavnom hrebeni Javorníkov v najspodnejšej časti zlínskeho súvrstvia. Majú iba priemerné množstvo glaukonitu, viac živcov a fylitov (hrubozrnny je gradačný interval na báze vrstvy).

Litotyp *vysoko glaukonitových pieskocov* sa vyznačuje hrúbkou 5 až 250 cm. Pri báze bývajú masívne, slabo gradačné, väčšinou je však dobre vyvinutá paralelná laminácia a vo vyššej časti vrstvy alebo v prípade tenkých vrstiev aj zvlnená a konvolútová laminácia. Pieskovce sú jemnozrné, veľmi dobre triedené, kremité, za čerstva modrosivé, s ostrým „sklovitým“ lomom a šupinkami muskovitu. Obsahujú veľa glaukonitu (okolo 2 %, väčšinou vyše 200 zrn/cm²). Cez tabuľkovito rozpadavý laminovaný pieskovec až siltovec plynulo prechádzajú do lastúrnatých ílovcov bystrického typu. Typická je T_b až T_{abc} Boumova sekvenca.

Litotyp kremitých *pieskocov „cukrového“ vzhľadu s glaukonitom* sa vyznačuje iba nízkym až stredným obsahom glaukonitu (0,1 – 0,2 %, 5 – 20 zrn/cm²). Sú veľmi dobre zrnitostne aj minerálne vytriedené (kremité), na lome majú masívny „cukrový“ zrnitý vzhľad. Vrstvy sú vždy hrubšie, masívne, na niektorých je vo vrchnej časti nevýrazná paralelná laminácia alebo misovité stopy po úniku vody. Okrem kremeňa a glaukonitu obsahujú šupinky muskovitu a živce, pri báze zriedka aj väčšie klasty živcov, fylitov a drobné úlomky ílovcov. Vrstvy

bývajú hrubšie a dosahujú hrúbku 1 až 3 m. Vytvárajú sekvenciu T_a (presnejšie S_3), menej výrazná je laminácia sekvencie T_b .

V litotype *kýčerských pieskovcov* sú vrstvy pieskovcov hrubé väčšinou 40 až 120 cm, ale miestami až 2 – 250 cm. Bežná je amalgamácia. Keďže medzivrstvové škáry bývajú často veľmi tenké, bez pelitického horizontu, tvoria aj 10 až 15 m hrubé pieskovcové súbory. Medzi týmito súbormi pieskovcov sú vložky pelitov alebo tenko vrstveného flyšu do 5 m. Kýčerské pieskovce sú drobové až kremité. Za čerstva sú modrosivé, po navetraní sivohnedé až hrdzavohnedé. Väčšinou sú jemnozrné (zriedka pri báze s hrubším zrnom do 2 mm). Charakterizuje ich Boumova sekvencia T_a , presnejšie Loweho sekvencia S_3 , nad ktorou je iba v malej hrúbke sekvencia $T_{(b)c}$. Gradačný interval nebýva hrubý. Hrubý býva masívny interval, v ktorom sú po navetraní typické a veľmi pekné misovité štruktúry po úniku vody (v spodnej časti lavice masívnejšie a menej výrazné, vo vyššej časti vrstvy výraznejšie a drobnejšie). Spôsobujú až doskovitý rozpad zvetraných blokov. Prechod z pieskovca do ílovca je pri kýčerských pieskovcoch pomerne ostrý (často je vyvinutý iba tenký interval laminovaného siltovca (sekvencia T_a) bez pelitického intervalu. Najvyššia časť pieskovca býva zvlhne laminovaná, s hojným muskovitom a rastlinnou drvinou. Ílovcové závalky veľkosti 3 – 25 cm sú časté vo vyššej časti vrstvy v závere sedimentácie Loweho sekvencie S_3 , hneď pod spomínaným zvlhneným laminovaným intervalom alebo v ňom (pri silnejšej erózii podložia aj na báze vrstvy). Významným znakom sú stopy po erózii dna prúdom. Najčastejšie sú ryhy po vlečení (na jednej vrstvovej ploche môžu mať ich smery rozptyl aj 40°). Časté je aj vymývanie a prúdové stopy zvýraznené vtlačaním, miestami aj erózne korytá. Na spodnej ploche vrstiev niekedy bývajú nalepené hrubšie klasty. Pomerne časté sú aj stopy po činnosti organizmov – chodbičky *Ophyomorpha*, v najvyššej laminovanej časti vrstiev *Nereites* [*N. irregularis* (SCHAFH.)] a pre kýčerské pieskovce typické lalokové a vejárové *Zoophycos*, ale najmä veľmi časté stopy – *Scolicia* [*Scolicia strozzii* (SAVI a MENEG.) (Uchman, 1998)].

V dučkovskom pásme je zlínske súvrstvie vo vývoji *vsetínskych vrstiev*.

Smerom na J (v antiklinálnych pásmach – luhačovickom a Čertových kameňov) sme vyčlenili novo nazvané *babišské vrstvy*.

V antiklinálnom pásme Medvedieho a v šupine Čepelí výrazne prevláda kýčerský typ pieskovca. Túto sekvenciu hrubú až 800 m sme zaradili ku *kýčerským vrstvám*.

V antiklinálnych pásmach Medvedieho vystupujú aj *bystrické vrstvy*. Prevládajú v nich ílovce bystrického typu nad kremitými, vysoko glaukonitovými pieskocami.

Pelity sú zastúpené svetlo- až tmavosivými, zelenosivými, menej čokoládovo hnedými až čiernymi a svetlookrovými ílovcami s lastúrnatou odlučnosťou. Väčšinou sú nevápnité, miestami aj vápnité, siltové, prevažne majú vzhľad ílovcov bystrického typu.

Vekový rozsah zlínskeho súvrstvia je vyššia časť staršieho eocénu až mladší eocén (podľa superpozície). Bystrické vrstvy podľa superpozície považujeme za staršie než vsetínske, babišké a kýčerské vrstvy, ktoré majú rovnaký vekový rozsah. Vzorka nanoplanktónu J161 z bystrických vrstiev poskytla strednoeocénne spoločenstvo [(NP 15-16): *Reticulofenestra* cf. *umbilica* (LEVIN), *R. minutula* (GART.), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH a HAY), *C. abisectus* (MÜLL.), *Chiasmolithus grandis* (BRAML. et RIED.), *Ch. gigas* (BRAML. et SULLIVAN), *Discoaster kugleri* MART. et BRAML., *D. barbadiensis* TAN, *D. distinctus* MART., *Cribrocentrum coenurum* (REINH.), *Nannotetrina fulgens* (STRAD.), *N. cf. cristata* (MART.) – det. M. Potfaj; vzorky nanoplanktónu (vz. W4, W5): *Chiasmolithus eograndis* PERCH-NIEL., *Ch. cf. expansus* (BRAML. et SULL.), *Ch. oamaruensis* (DEFL.), *Cribrocentrum coenurum* (REINH.), *C. reticulatum* (GART. et SMITH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY), *Dictyococcites* cf. *bisectus* (HAY, MOHL. et WADE), *D. callidus* PERCH-NIEL., *Reticulofenestra hillae* BUK. et PERC., *R. umbilica* (LEVIN), *Discoaster nodifer* (BRAML. et RIED.), *D. saipanensis* BRAML. et RIED., *D. wemmelensis* ACHUT. et STRAD., *Sphenolithus moriformis* (BRÖNN. et STRAD.) – det. Potfaj]. Z bystrických vrstiev udávajú strednoeocénny vek (NP15, prípadne mladšie). Vo vzorke zo vsetínskych vrstiev G100p bola určená *Asterocyclina* sp. Vo výbrusoch pieskovcov z bystrických vrstiev boli určené veľké foraminifery veku starší eocén (vz. J340cp) a starší eocén – báza stredného eocénu (ypres – báza lutétu) [(vz. G7p) (*Nummulites globulus* LEYM., *N. subramondi* DE LA HARPE, *N. cf. aquitanicus* BENOIST, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *Asterocyclina* sp.) (det. Buček)].

Zlínske súvrstvie ako celok dosahuje hrúbku 600 až 800 m, v šupine Medvedieho, kde pribudli bystrické vrstvy, až 1 100 m.

42 bystrické vrstvy: jemnozrné laminované kremité pieskovce s glaukonitom, ílovcy bystrického typu, p./i. < (flyš); stredný eocén, a) ľačké slieňovce

Je to flyšový súbor s prevahou ílovcov bystrického typu nad kremitými, vysoko glaukonitovými pieskovcami. V spodnej časti bystrických vrstiev je miestami zvýšený podiel pieskovcov. Bystrické vrstvy laterálne nahrádzajú spodné luhačovické vrstvy. Vyskytujú sa iba v antiklinálnom pásme Medvedieho (až do hrúbky 450 m). Severnejšie v luhačovickom pásme sa vyklinujú a vyskytujú sa iba vložky bystrickej litofácie medzi pasierbieckymi pieskovcami spodných luhačovických vrstiev.

Bystrické vrstvy pásma Medvedieho majú takmer zhodný charakter ako bystrické vrstvy bystrickej jednotky (majú iba o niečo vyšší podiel pieskovcov). Ich vývoj je opísaný v kapitole o luhačovickom súvrství, kde sa porovnávajú so spodnými luhačovickými vrstvami.

Vyskytujú sa v nich až niekoľkokometrové polohy ílovcov. Sú to drobnivé, tmavšie aj svetlejšie sivé siltové vápnité ílovce bystrického typu s drobným rozpadom.

Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 10 až 100 cm. Sú to jemno- až strednozrné, výrazne kremité, väčšinou laminované alebo masívne pieskovce (Boumve sekcencie T_a až T_{abc}). Vyznačujú sa nápadne vysokým obsahom glaukonitu (okolo 5 %) a kremeňa. Majú bielozeleň sklovitý vzhľad a ostrý lom. Vyskytujú sa aj jemnozrné, dobre triedené, vysoko glaukonitové pieskovce s „cukrovým“ vzhľadom na lome. Ojedinele sú prítomné aj vrstvy tenších pasierbieckych pieskovcov až drobnozrných zlepencov.

42a ľačké slieňovce

Sú typom svetlých modrosivých až okrovobielych slieňovcov. Sú tvrdšie, masívnejšie a majú vyšší obsah CaCO₃ než ílovce bystrického typu. Majú masívny lastúrnatý až misovitý rozpad. Tvoria vložky hrubé 0,5 – 3 (až 8) m, ktoré vyvetrávaním tvoria väčšinou pozitívny reliéf a sú mapovateľné na väčšiu vzdialenosť.

41 babišké vrstvy: striedanie glaukonitových a kýčerských pieskovcov, ílovce bystrického typu (flyš); stredný až mladší eocén

Názov babišké vrstvy (nový litostratigrafický člen) je odvodený od osady Babiše (časť Kolárovic, okres Bytča; Teřák et al., 2004a). Na J od nej až po osadu Čiakov sú v zárezoch popri ceste menšie odkryvy. Pôvodne bol tento komplex opísaný z tejto istej oblasti ako zmiešaná fácia (Potfaj a Vass, 1997) a zmiešané vrstvy (Starek, 1997).

Pre vývoj zlínskeho súvrstvia v luhačovickom antiklinálnom pásme a pásme Čertových kameňov je typické striedanie kýčerského a glaukonitového typu pieskovca, a to vrstva za vrstvou, alebo aj hrubších súborov jedného typu pieskovca. Kýčerské pieskovce tvoria dva výrazné súbory hrubé 60 až 200 m v najnižšej a najvyššej časti zlínskeho súvrstvia. Boli to zrejme obdobia najväčšieho presahu sedimentačného vejára kýčerských pieskovcov na S. V prostrednej časti súvrstvia majú kýčerské pieskovce iba menšie zastúpenie a prevláda tu glaukonitový typ pieskovcov.

Babišké vrstvy sa miestami dajú rozčleniť podľa typu pieskovca na *pasáže glaukonitových pieskovcov* a *pasáže s kýčerskými pieskovcami*. Prvé z nich možno porovnávať so vsetínskymi vrstvami a druhé s kýčerskými vrstvami. Glaukonitové pieskovce zastupujú dva základné litotypy: *vysoko glaukonitové pieskovce* a *typ kremenného pieskovca* iba s nízkym až stredným obsahom glaukonitu a cukrovým zrnitým vzhľadom na lome.

Pomer pieskovcov k ílovcom je pri vložkách vysoko glaukonitových pieskovcov vyrovnaný, pri kýčerských a „cukrových“ glaukonitových pieskovcoch prevládajú pieskovce nad ílovcami. Babišké vrstvy dosahujú hrúbku 500 až 700 m.

40 kýcherské vrstvy: jemno- až strednozrnné litické drobové pieskovce, p./i. > = 1/1 (pieskovcový flyš); stredný až mladší eocén; a) vložky glaukonitových pieskovcov

V antiklinálnom pásme Medvedieho a tektonickej šupine Čepelí račianskej jednotky tvoria kýcherské pieskovce komplex hrubý 600 až 800 m. Ide o flyšový súbor s výraznou prevahou jemno- až strednozrnných drobových pieskovcov. Iba lokálne nadobúdajú ílovce vyšší podiel (do 1/1) (malý lom v Kolároviaciach). Pieskovce tvoria vrstvy hrubé 5 až 250 cm, ktoré sú poprekladané sivými silto- vými až piesčitými ílovcami. Iba zriedkavo tento súbor prerušujú vložky niekoľkých vrstiev kemitých pieskovcov „cukrového“ vzhľadu s nízkym obsahom glaukonitu, ktoré sa dajú sledovať aj na niekoľko kilometrov. Sú možnými korelačnými horizontmi v mase kýcherských pieskovcov.

Hrúbka pelitických polôh je 10 – 40 (300) cm. Pomer p./i. = 10/1 až 5/1. Kýcherské vrstvy sú dobre odkryté v lome vo Veľkom Rovnom.

39 vsetínske vrstvy: jemnozrnné kemité glaukonitové pieskovce, ílovce bystrického typu, p./i. = 1/1 (flyš); stredný až mladší eocén; a) vložky kýcherských pieskovcov

Majú flyšový charakter s premenlivým pomerom pieskovec/ílovec, od tenko vrstvených polôh aj s niekoľkometrovými vložkami ílovcov až po polohy s hrubými lavicami pieskovcov. Celkovo je však tento pomer približne 1 : 1. Pieskovce sú jemnozrnné (zriedka až strednozrnné), kemité, s vysokým obsahom glaukonitu (okolo 2 %). Zodpovedajú litotypu „vysoko glaukonitových“ pieskovcov. Ojedinele sa medzi nimi môžu vyskytnúť lavice kýcherských pieskovcov (severnejšie od dučkovského antiklinálneho pásma sme už kýcherské pieskovce nepozorovali).

Vsetínske vrstvy sme vyčlenili v dučkovskom antiklinálnom pásme. Ich hrúbka je asi 600 m.

PALEOGENNE SEDIMENTY NA PRÍKROVOCH CZK

Paleocénno-strednoeocénne súvrstvia prikrývajúce sz., s a sv. okraj bloku centrálnych Západných Karpát (CZK) a čiastočne aj príľahlé časti bradlového pásma (manínska, prípadne aj klapská jednotka) sú regionálnym fenoménom.⁴³ Bolo im venované značné množstvo prác⁴⁴(pozri kapitolu *Prehľad geologických výskumov a prác*). Andrusov (1965) vyčlenil myjavský vývin paleogénu (s. 1.), ktorého súčasťou je hričovsko-žilinské ranopaleocénne pásmo (vývin). Neskôr

⁴³Na predloženej mape sú zaradené do *myjavsko-hričovskej skupiny*.

⁴⁴Názory na ich pozíciu a vzťah k starším formáciám sa vyvíjali a menili sa aj názvoslovie.

Samuel (1972) zaviedol názov považsko-hanušovský paleogén s hričovsko-žilinským a domanižským vývinom na Strednom Považí. Litostratigrafické jednotky paleogénu Myjavskej pahorkatiny zahrnuli Samuel et al. (1980) do myjavskej skupiny, neskôr do vývoja Bradla, Starej Turej a Surovína myjavskej skupiny [Salaj a Began in Salaj (ed.) et al., 1987].

Autori sa zhodli na tom, že jednotlivé fácie pochádzajú z trogu medzi pieninským bradlovým pásmom a blokom CZK, ktorý bol postihnutý intenzívnou tektonickou aktivitou. Vývoj tohto trogu podrobne študoval Marschalko (1980).

Na sedimentáciu myjavsko-hričovskej skupiny nadviazala v mladšom období paleogénu (bartón – kišcel) sedimentácia podtatranskej skupiny (obr. 11). Tá v území, ktoré zobrazuje mapa, vystupuje dnes v nadloží myjavsko-hričovskej skupiny alebo v tektonickom styku s ňou. Oba sedimentačné cykly paleogénu boli podľa Marschalka a Kyselu (1980) súčasťou jedného sedimentačného priestoru.

Myjavsko-hričovská skupina

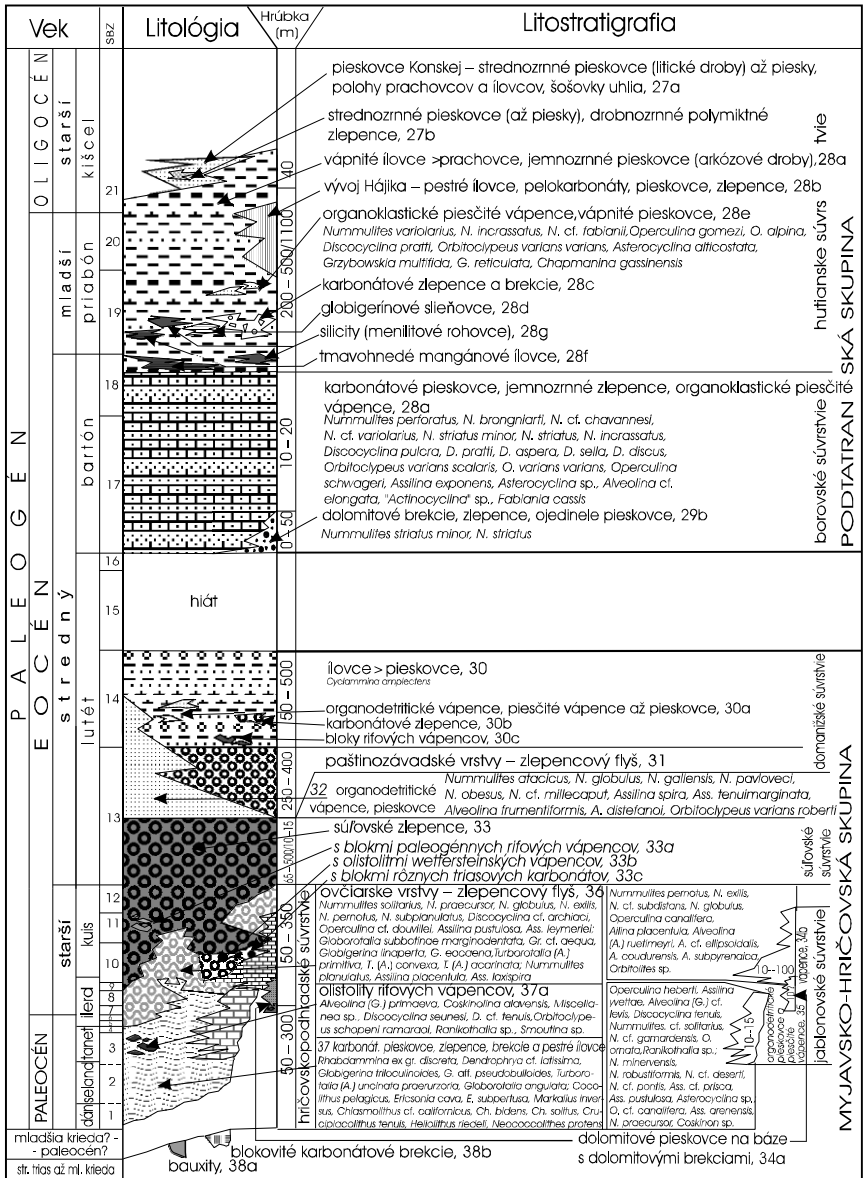
Sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny v regióne Stredného Považia vystupujú v „priebradlovom“ pásme v najsevernejšej časti paleogénneho bazénu v Súľovských vrchoch a v západnej časti Žilinskej kotliny medzi obcami Jablonové – Hričovské Podhradie – Ovčiarsko (Buček et al., 2004b, c), pri Lietave (Buček et al., 2004a) a na styku s pásmom centrálnych Západných Karpát v oblasti Mojťín – Riedka pri Pružine (v čiastkovej Pružinskej kotline; Havrila et al., 2004).

Myjavsko-hričovská skupina svojou náplňou litostratigrafických jednotiek čiastočne zodpovedá súľovskému paleogénu v zmysle Salaja (1993, 1993b). Charakterizujú ju paleogénne karbonátové a klastické sedimentárne formácie s novovyčlenenými litostratigrafickými jednotkami so stratigrafickým rozsahom paleocén (dán) až stredný eocén (stredný lutét) (obr.11):

- hričovskopodhradské súvrstvie [*karbonátové pieskovce, zlepence, brekcie a ílovcy (slietovce), pestré slietovce a ovčiarske vrstvy*],
- jablonovské súvrstvie (*organodetritické pieskovce a piesčité vápence, dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami a vápence*),
- súľovské súvrstvie (súľovské zlepence a organodetritické vápence, pieskovce),
- domanižské súvrstvie (*paštinozávadské vrstvy a ílovcy > pieskovce*).

Do osobitnej kategórie patria kontinentálne predtransgresívne sedimenty: bauxity a bloky karbonátov ?mladšej kriedy – ?paleocénu.

Myjavsko-hričovská skupina sa litologicky aj vekovým rozpätím odlišuje od podtatranskej skupiny, ktorá má stratigrafické rozpätie litostratigrafických jednotiek od bartónu do staršieho oligocénu. Medzi oboma sedimentačnými cyklami je stratigrafický hiát v strednom až mladšom lutéte.



Obr. 11. Litostratigrafická kolónka paleogénu myjavsko-hričovskej a podtatranskej skupiny. Zostavili S. Buček, I. Filo, A. Nagy a M. Havrila, 2004.

V období po vzniku príkrovovej stavby centrálnych Západných Karpát a pred transgresiou paleogénneho mora vznikli niektoré typy sedimentov v kontinentálnom prostredí.

38 a) bauxity; b) blokovité karbonátové brekcie; ?mladšia krieda – ?paleocén

Známe výskyty **bauxitov (a)** sa koncentrujú na okraji Pružinskej kotliny. Ich výskyt sa viaže na styk wettersteinských vápencov/dolomitov považského príkrovu so sedimentmi paleogénu myjavsko-hričovskej skupiny.

Výskyty bauxitov sú známe z okolia Mojtína – lokality Lopušná a Borová – a Strážovských vrchov – lokality Sekaná a Pružina (Orlov, 1937; Hanáček et al., 1984; Beleš et al., 1990; Čičel, 1958; Hrnčár, Rohalová et al., 1993; Kandra et al., 1996).

Na lokalite Lopušná v starej banskej šachte sa zachovala poloha červenohnedého bauxitu hrubá asi 50 – 70 cm. V nadloží sú svetlohnedé až krémové organodetritické vápence (vápence jablonovského súvrstvia) s veľkými foraminiferami paleogénu. Bauxity v okolí lokality Borová sa vytvorili v puklinách tektonického charakteru. Boli vplavené do rozšírenej depresie (budovanej wettersteinskými dolomiti triasu) dislokačného charakteru a tvoria preplavené ložisko (Beleš et al., l. c.).

Mojtínske bauxity obsahujú spóry plavúňovitých rastlín a peľové zrná patriace k rodom *Ginkgo*, *Tilia* a *Nymphaea* (Sitár in Andrusov et al., 1959; Andrusov, 1965). V značnej miere poukazujú na teplé a vlhké klimatické pomery.

Bauxity Strážovských vrchov majú premenlivé mineralogické zloženie, na ktorom sa podieľa hydrargilit, kaolinit, böhmit, hydrogoethit a hematit (Čičel, l. c.; Hanáček et al., l. c.; Beleš et al., l. c.; Hrnčár, Rohalová et al., l. c.; Kandra et al., l. c.), s pomerne nízkou výťažnosťou Al_2O_3 (Hrnčár, Rohalová et al., l. c.; Kandra et al., l. c.).

Na lokalite Sekaná na blokoch podložných wettersteinských vápencov sa našli už len drobné reziduá bauxitov tmavohnedej, červenohnedej, červenej a ružovej farby.

V okolí Pružiny sa vyskytujú iba ostrohranné úlomky bauxitu hnedočervenej, hnedej, hnedožltej až sivej farby, resp. sú v puklinách vápencov (Beleš et al., l. c.). Vyskytujú sa v podloží organodetritických vápencov jablonovského súvrstvia s veľkými foraminiferami staršieho eocénu (ilerd – kuis), resp. súľovských zlepcov staršieho eocénu. Preto predpokladáme, že vznikli v ?mladšej kriede až ?paleocéne. Predpaleogénny vek predpokladajú aj Kraus (in Kraus a Hano, 1976) a Hanáček et al. (l. c.).

Blokovité karbonátové brekcie (b) vystupujú asi 2 km s. od Mojtína a asi 1 km v. od Rakytніка, kde vytvárajú teleso nízkeho chrbta, morfológicky utope-

ného vo wettersteinských dolomitoch. Pravdepodobne tvoria výplň erodovaného údolia. Možno tu identifikovať len bloky ružových kryštálických vápencov pripomínajúcich mramory, dolomitový piesok a úlomky dolomitov rôznej veľkosti (od niekoľko cm do 50 – 150 cm). Vzhľadom na stupeň odkrytosti sa možno len domnievať, že spomenuté kryštálické vápence sú blokmi v klasticko-dolomitovej základnej mase.

Hričovskopodhradské súvrstvie (v zmysle Andrusova, 1965);
paleocén – starší eocén (dán – kuis)

V rámci hričovsko-žilinského vývinu v úseku medzi Žilinou, Hričovským Podhradím a Jablonovým a v okolí Považskej Bystrice (Andrusov, 1965; Samuel et al., 1972) Samuel (1972, s. 291) odlišil:

– *žilinské súvrstvie* (flyš, v spodnej časti s prevahou pelitickej zložky – červené, menej zelené sliene; zriedkavé sú bloky rifových vápencov) so stratigrafickým rozpätím mladší dán až lutét,

– *hričovské súvrstvie* (flyšoidný vývoj – pieskovce, jemnozrné zlepenca a sliene, 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 (mladší paleocén – starší 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 lutétsky vek majú paštinozávodské vrstvy (zlepenčový flyš) domanižského súvrstvia (pozri ďalej). Nepovažujeme za potrebné naďalej používať názov žilinské súvrstvie, pretože červené a pestré ílovce sa vyskytujú v lutétskej (Chmelisko pri Pružine), staršej aj mladšej priabónsko-oligocénnej (Malé Lednice) časti domanižského súvrstvia a červené ílovce sa vyskytujú aj v priabónsko-oligocénnej časti hutianskeho súvrstvia vo vývoji Hájika pri Žiline. Stratigrafické rozpätie takto ponímaného hričovskopodhradského súvrstvia (jemno- až hruborytmické flyšové súvrstvie so zlepencami súľovského typu a olistolitmi rifových vápencov) je dán až kuis.

Hričovskopodhradské súvrstvie rozčleňujeme na karbonátové pieskovce, zlepenca, brekcie a ílovce (slieňovce), pestré slieňovce a ovčiarske vrstvy.

37 karbonátové pieskovce, zlepenca, brekcie a ílovce (slieňovce), pestré slieňovce; paleocén – starší eocén (dán – ilerd); a) olistolity rifových vápencov; paleocén (starší tanet)

Uvedené sedimenty vystupujú v okolí Hričovského Podhradia po oboch stranách Závadského potoka. Juhozápadne od obce sú na svojej báze v tektonickom styku s mladokriedovým súvrstvom Hradiska podhájskej sekvencie. V okolí kóty

Ostrý vrch (548 m) laterálne prechádzajú do organodetrítických pieskovec a piesčitých vápencov patriacich k jablonovskému súvrstviu. Smerom do nadložia aj laterálne postupne prechádzajú do ovčiarskych vrstiev hričovskopodhradského súvrstvia. Menší výskyt sa nachádza v. od zlomu sz.-jv. priebehu v časti pri sz. vyústení tunela Ovčiarsko (Potfaj, 1998c). Pri opise sme použili údaje z prác Samuel et al. (1972), Samuel in Samuel a Gašpariková – ed. (1983) a Marschalko a Kysela (1980).

Pre západný úsek hričovskopodhradského súvrstvia je charakteristický flyšoidný (hruborytmický) vývoj vrstiev, v ktorom sú zastúpené karbonátové pieskovce, jemnozrnné zlepence, miestami aj brekcie a piesčité ílovcy (slieňovce) obsahujúce bloky a olistolity rifových vápencov.

Pri Hričovskom Podhradí (Samuel et al., l. c.) vystupujú najstaršie datované vrstvy. Striedajú sa tu lavicovité, jemno- až strednozrnné pieskovce s klastami karbonátov a kremenných zŕn obsahujúce machovky, segmenty krinoidov, úlomky lastúrnikov, dasykladálnych rias a foraminifer s tenkými polohami piesčitých litotamniových vápencov a ílovcov. Svetlohnedé vápence s litotamniami sú biosparity s hojnými organickými zvyškami, najmä s koralinnými riasami (50 % tvoria *Mesophyllum* sp., *Lithothamnium* sp. a *Lithophyllum* sp.). Z ostatných mikrofosilií sú zastúpené malé foraminifery, segmenty krinoidov a úlomky lastúrnikov. Polohy ílovcov obsahujú chudobnú asociáciu foraminifer: *Rhabdamina* ex gr. *discreta* BRADY, *Dendrophrya* cf. *latissima* GRZYB., *Globigerina triloculinoidea* PLUMM., *G.* aff. *pseudobulloidea* PLUMM., *Turborotalia* (A.) *uncinata praerurzoria* (MOROZ.), *Morozovella angulata* (WHITE) = *Globorotalia angulata* (WHITE) (Samuel in Samuel et al., l. c.; Samuel, 1983). Podľa uvedenej mikrofauny 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: *Coccolithus pelagicus* (WALL.) SHILLER, *Ericsonia cava* (HAY et MOHL.), *E. subpertusa* HAY et MOHL., *Markalius inversus* DEFL., *Chiasmolithus* cf. *californicus* (SULL.), *Ch. bidens* (BRAML. et SULL.), *Ch. solitus* (BRAML. et SULL.), *Crucioplacolithus tenuis* (STRAD.), *Heliolithus riedelii* BRAML. et SULL., *Neococcolithes protenus* (BRAML. et SULL.), *Neochiastozygus chiastus* (BRAML. et SULL.), *N. concinnus* (MART.), *Micrantholithus pinguis* BRAML. et SULL., *Prinsius* sp., *Discoaster* sp., *Biscutum castrorum* BLACK – *B. constans* (GORKA), *Toweius pertusus* (SULL.), *T. tovae* PERCH-NIELSEN, *Thoracosphaera* sp., *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSH., *Glaukolithus diplogrammus* (DEFL.), *Microrhabdulus decoratus* DEFL., *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.), *Watznaueria barnesae* (BLACK). Dominuje v ňom paleocénne spoločenstvo veku tanet (NP 6-9). Podľa Martiniho (1971) biozóna NP 6 zasahuje do selandu (mladší paleocén).

Vyššie vo vápnitých pieskovecoch sa vyskytuje *Discocyclus ramaraoi* [= *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *D. seunesi* DOUV., *Operculina* cf. *heberti* MUN.-CHALM. (Samuel et al., 1972; Köhler, 1995)]. Určujú starší tanet, SBZ 3 (= plytkovodné bentické zóny v zmysle Serra-Kiel et al., 1998). V najvyšš-

ších polohách súvrstvia, v slienitých polohách sa vyskytujú *Morozovella edgeri* PREMOLI SILVA et BOLLI a *Morozovella lensiformis* (SUBB.), určujúce ranoeocénny vek (Salaj, 1995b).

Medzi Ovčiarskom a Žilinou vystupuje jemnorytmické flyšové súvrstvie s prevahou pelitov (pestrých a prevažne červených ilovcov) nad vápinitými hrubozrnnými pieskovecami, 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 nadložja. Vyskytujú sa najmä jz. a jv. od kóty 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) našiel 2 cm hrubú lavičku béžovo-kremového mikritického vápenca z bezprostredného nadložja najvyššieho más-trichtu obsahujúcu *Postrugoglobigerina hariana* (SAL.). V nadloží sú sliene, ktoré Salaj et al. (l. c.) 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 – staršieho eocénu a veľkých foraminifer kuiskeho veku, SBZ 10 (Samuel et al., 1972; Salaj, l. c.). Ich hrúbka je 50 až 300 m.

37a olistolity rifových vápencov; paleocén – starší tanet, SBZ 3

Olistolity a bloky rifových vápencov sa vyskytujú v gradačne zvrstvených pieskovecoch, zlepencoch a brekciách, vzácne sú obalené pieskovecami (Samuel et al., 1972; Marschalko a Kysela, 1980). Obklopuje ich flyšové súvrstvie ilerdskeho veku. „Veľký rif“ v Hričovskom Podhradí tvorí pleťovoruzovkastý organogénny (riasový) vápenec, pôvodne mikritový, sčasti rekryštalizovaný, s klastami karbonátov (Samuel et al., l. c.). Z veľkých foraminifer sú zastúpené (Buček in Buček et al., 2004b): *Discocyclina seunesi* DOUV. a *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), ktoré zaraďujú tento vápenec do staršieho tanetu, SBZ 3. Najpočetnejšie zastúpenou biozložkou vápenca sú koralinné riasy (Samuel et al., l. c.) tvoriace až 80 % obsahu horniny. Z ostatných mikrofosílií sú prítomné malé foraminifery: *Planorbulina cretae* (MARSS.), *Haddonina* sp., *Smoutina* sp., *?Orduella* sp., voľné a sesilne aglutinancie, rotalidy, miliolidy a drobný bentos, časté úlomky lastúrníkov, zriedkavé machovky, segmenty krinoidov a problematiká.

Druhá oblasť výskytu rifových vápencov je v. od obce Hričovské Podhradie. V doline bezmenného potoka v sutine sa nachádzajú bloky (veľké 10 – 30 cm). Ojedinele sa vyskytujú aj väčšie telesá (10 x 5 m) pleťovosivých až ružovkastých organogénnych vápencov vo flyšovom hričovskopodhradskom súvrství ilerdskeho veku (Samuel et al., l. c.; Buček et al., 2004b).

Prevládajú tri mikrofaciálne typy – riasové, riasovo-foraminiferové a riasovo-koralové mikritové vápence. Pôvodná základná hmota je z veľkej časti rekrystalizovaná. Sú v nej roztrúsené opracované klasty karbonátov. Z veľkých foraminifer sme zistili (Buček in Buček et al., 2004b) nasledujúce spoločenstvo: *Discocyclus seunesi* DOUV., *D. cf. tenuis* DOUV., *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *Ranikothalia* sp. a *Smoutina* sp. (starší tanet, SBZ 3). Malé foraminifery sú zastúpené rotalidmi, aglutinanciami, vzácné sú miliolidy, drobný bentos a globigerinidy. Zo sprievodných mikrofosílií sú veľmi hojné koralinné riasy a prevažne solitérne druhy koralov. Zriedkavé sú riasy (*Peyssonnelia* sp. a dasykladálne riasy – *Acicularia* sp.), úlomky lastúrnikov, gastropód, rúrok červov a serpulidov, segmentov krinoidov, ostňov ježoviek, ostrakód a machoviek.

Oveľa častejší výskyt blokov a telies rifových vápencov je v z. časti obce Hričovské Podhradie (Lemoine, 1933; Pia, 1934; Samuel et al., l. c.; Bystrický, 1976a; Buček et al., l. c.). Lemoine (l. c.) zaradila vápence do stredného eocénu. V skutočnosti sú paleocéne, tanetské, a patria do SBZ 3.

Na študovaných lokalitách sa nachádzajú hrubé telesá rifových vápencov veľké až 100 m (Andrusov a Kuthan, 1944). Vápenec je svetlosivý a ružovkastý, organogénny až organoklastický, miestami piesčitý, zriedkavo sa vyskytuje karbonátový pieskovec (s klastami karbonátov do 0,10 mm a kremeňa do 0,08 mm). Z mikrofaciálnych typov sú zastúpené riasové, riasovo-koralové a riasovo-koralovo-dasykladálne (*packestone*, *bindstone*, *rudstone*) vápence (Buček in Buček et al., 2004b). Organické zvyšky tvoria veľké foraminifery *Discocyclus seunesi* DOUV., *Orbitoclypeus schopeni ramaraoi* (SAMANTA), *Smoutina* sp., *Alveolina* (*Glomalveolina*) *primaeva ludwigi* REICH., *Falotella alavensis* MANG. (= *Coskinolina*) *alavensis* (MANG.), *Pseudocuvillierina*? sp., a *Miscellanea* sp. S indexovou formou staršieho tanetu (SBZ 3) *Alveolina* (*Gl.*) *primaeva* REICH. (Köhler, 1966b; Buček in Buček a Mello, 1999; Buček in Buček et al., l. c.). Malé foraminifery tvoria miliolidy, aglutinancie a sesilne formy: *Miniacina multiformis* SCHEIB., *Planorbulina cretae* (MARSS.), *P. evae* (MARSS.), *Haddonina* sp., *Miliola andrusovi* SAMUEL et KÖHLER, *Idalina antiqua* SCHLUMB. et MUN.-CHALM., *I. sinjarica* GRIMSD., *Sphaerogypsina* sp., *Acervulina* sp. a *Kathina* sp. Veľmi zriedkavé sú problematiká a globigerinidy. Zvláštnosťou je pomerne hojný výskyt dasykladálnych rias tanetu (Bystrický, 1976a), resp. staršieho tanetu, SBZ 3 (Buček in Buček a Mello, l. c.; Buček in Buček et al., l. c.): *Dactylopora* aff. *cylindracea* LAM. (= *Dactylopora bystrickyi* DIENI, MASS. et RAD.), *Dactylopora deloffri* BYSTR., *?Dissocladella* sp., *Cymopolia zitteli* L. et J. MOR., *C. elongata* (DEFR.) MUN.-CHALM., *C.* sp., *Neomeris* (*Larvaria*) *koradae* DIENI, MASS. et RAD., *N. cf. grandis* DIENI, MASS. et RAD., *Uteria* cf. *brocchii* L. a J. MOR., *U.* sp. (?nov. sp.), *Rostroporella oviformis* SEG., *Sandalia multipora* DIENI, MASS. et RAD., *Sarosiella* sp. – *Trinocladus* sp., *Terquemella* sp. – *Acicularia* sp., *Rusoella radoičičiae* BAR., *Dasykladacea* (?nov. gen.). Zo sprievodných mikrofosílií sú veľmi časté koralinné riasy (*Sporolithon* sp.), riasy *Polystrata alba*

(PFEND.) DENIZ., *Parachaetetes asvapatii* PIA, *Elianella elegans* PFEND. et BASSE, *Distichoplax biserialis* (DIETR.) PIA, *Pycnoporidium* sp., machovky (cyklo- i cheilostomátne formy) a spoločenstvá solitérnych a dendroidných koralov – *Actinacis cognata* OPPENH., *Actinacis* sp., *Dendrophyllia* cf. *candelabrum* HENNIG. Zriedkavo sú zastúpené ?cyanofytne riasy, úlomky lastúrnikov (i *Ostrea* sp.), gastropód, úlomky segmentov krinoidov, ostne ježoviek, drobné lastúrky ostrakód a úlomky červov (*Ditrupa* sp.).

Dasykladálne riasy, alevolíny a miliolidy charakterizujú lagunárne prostredie s malými nárastmi rifov (*patch reefs*). Prítomnosť diskocyklín je znakom hlbšieho neritika. Veľmi vzácné 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 plytkovodných organizmov z okraja telesa rifu (až zo zarifovej zóny – dasykladálne riasy) do fácií predrifu (prítomnosť diskocyklín).

Ďalšou oblasťou výskytu rovnakých mikrofaciálnych typov rifových vápencov tanetského veku (SBZ 3) je územie medzi Ovčiarskom a Žilinou-Závodím. Vek starší tanet dokladá hojný výskyt *Pseudomiscellanea* aff. *primitiva* (RAHAG.) a dasykladálny druh *Sarosiella feremollis* SEG., ktorý zasahuje do dānu – „montu“ (Köhler, 1988, 1995; Buček a Köhler, 1987; Buček et al., 2004c).

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 sa nachádza na južnom okraji Severných Vápencových Álp.

Zvláštnosťou je výskyt organogénnych starokriedových („urgónskych“) vápencov/pieskovcov vyskytujúcich sa v. od Ovčiarska (Buček et al., 2004c) v hričovskopodhradskom súvrství, resp. v úzkom pruhu súvrstvia Hradiska (podhájska jednotka v zmysle Rakúsa). Z veľkých foraminifer (Buček in Buček et al., l. c.) sú veľmi časté *Palorbitolina lenticularis* (BLUM.), *P.* sp. a *Orbitolinopsis* sp. indikujúce vek barém – starší apt (bedul). Z ostatných mikrofosílií dominujú úlomky koralov, hipuritov, lastúrnikov a koralinných rias, zriedkavejšie sú dasykladálne riasy, gastropóda, rádiolarity, rudisty, machovky, segmenty krinoidov, ostne ježoviek a serpulidy. Malé foraminifery sú vzácné (drobné aglutinácie a drobný bentos).

36 ovčiarske vrstvy: zlepenčový flyš; najmladší paleocén (starší ilerd, SBZ 5 – 6) – starší eocén (stredný ilerd, SBZ 7 – 8 – kuis)

Karbonátové pieskovce, zlepenčie, brekcie a ílovce (slienovce) a pestré slieňovce laterálne prechádzajú do zlepenčového flyšu (Samuel, 1972; Samuel et al., 1972) ovčiarskych vrstiev (*nový názov* podľa obce Ovčiarsko). Smerom do nadložia zlepenčový flyš plynule prechádza do súľovského súvrstvia – súľovských

zlepencov. Vrstvy obsahujú lavicovité hrubozrné organodetrítické vápnité pieskovce, jemnozrné piesčité vápence a sporadicky sú zastúpené piesčité ílovce. Zlepencový flyš miestami tvoria piesčité ílovce, pieskovce a zlepence s ojedinelými blokmi rifových vápencov. Charakteristické je pribúdanie polôh jemno- a strednozrných zlepencov, ktoré vystupujú po celej dĺžke ovčiarskych vrstiev z. od Ovčiarska smerom k Hričovskému Podhradiu a jz. smerom k Hrabovému. Pieskovce sú zložené z klastov karbonátov. Priemerná veľkosť klastov je 1 až 1,5 mm. Základná hmota je vápnitá, rekryštalizovaná. Piesčité vápence a pieskovce obsahujú veľké foraminifery. Menej zastúpené sú malé foraminifery a riasy, zriedkavé sú úlomky lastúrníkov, machoviek, segmenty krinoidov a serpulidných červov (Began a Samuel, 1969; Köhler, 1971; Samuel et al., l. c.). Podľa biostratigrafického zloženia veľkých foraminifer – *Nummulites solitarius* DE LA HARPE, *N. praecursor* DE LA HARPE, *N. globulus* LEYM., *N. exilis* DOUV., *N. pernotus* SCHAUB, *N. subplanulatus* HANTK. et MAD., *Discocyclina* cf. *archiaci* SCHLUMB., *Operculina* cf. *douvillei* (DONC.), *Assilina pustulosa* DONC., *A. leymeri* D'ARCHIAC – sa ovčiarske vrstvy zaraďujú do staršieho (SBZ 5 – 6) až stredného ílerdu (SBZ 7 – 8).

Z pelitických sedimentov (Samuel et al., l. c.) pochádza spoločenstvo malých foraminifer biozóny *Globorotalia subbotinae* najvyššieho ílerdu až najpravdepodobnejšie staršieho kuisu: *Globigerina linaperta* FINL., *Gl. sp.*, *Globorotalia subbotinae marginodentata* SUBB., *Gl. cf. aequa* CUSH. et RENZ, *Turborotalia (A.) primitiva* (FINL.), *T. (A.) convexa* (SUBB.) a *T. (A.) acarinata* (SUBB.).

Ranoeocénny až kuiský vek ovčiarskych vrstiev bol na viacerých miestach doložený druhmi veľkých foraminifer: *Nummulites planulatus* LAM., *Assilina placentula* DESH. a *Ass. laxispira* DE LA HARPE (Samuel et al., l. c.).

Starší eocén – kuis je faciálne menej pestrý ako sedimenty ílerdu. Zastúpené sú jemnozrné zlepence a hrubozrné pieskovce s veľkými foraminiferami striedajúce sa s piesčitými ílovcami. Hrúbka ovčiarskych vrstiev je 50 – 350 m.

Z toho vyplýva, že v pruhu hričovskopodhradských vrstiev (dán – ílerd) z. od Ovčiarska smerom k Žiline-Závodiu sa zachovali aj menšie výskyty ovčiarskych vrstiev kuiského veku.

Zvláštnosťou je výskyt malých bradiel tvorených vápencami veku berias – „urgón“ bradlového pásma (Samuel et al., l. c.). Nachádzajú sa asi 600 m ssv. od kóty Ostrý vrch (548). Borza (1970) ich porovnáva s vápencami súľovského bradla.

Jablonovské súvrstvie; paleocén – starší eocén (starší tanet – kuis)

Podobne ako pri Mojtíne a osade Riedka-kameňolom pri Pružine (Havrila et al., 2004), aj pri Hrabovom a Jablonovom (Buček et al., 2004b) sú známe biohermné organogénne/organodetrítické vápence s alveolínami. Litológiiu a genézu zodpovedajú „jablonovským“ vápencom. Preto ich nepovažujeme (podľa Havrilu a Bučeka in Havrila et al., l. c.) za súčasť súľovských zlepencov súľovského súvrstvia, ale za súčasť jablonovského súvrstvia. Na typovej lokalite

Jablonové vystupujú jednoznačne v podloží ovčiarskych vrstiev hričovskopodhradského súvrstvia, resp. v podloží súľovských zlepcov (Mojtín a osada Riedka).

Jablonovské súvrstvie litostratigraficky rozčleňujeme na organodetrítické pieskovce a piesčité vápence (predtým operkulínové vrstvy), dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami (Mojtín) a vápence.

35 organodetrítické pieskovce a piesčité vápence (predtým „operkulínové vrstvy“); paleocén (tanet, SBZ 3 – 4 – starší ilerd, SBZ 5 – 6) – starší eocén (stredný ilerd, SBZ 7 – 8)

Podľa Samuela [in Andrusov a Samuel (ed.) et al., 1985f] operkulínové vrstvy predstavujú lokálnu fáciu vyvinutú v hričovsko-žilinskom vývine paleogénu.

V (tektonickom?) nadloží súvrstvia mladšej kriedy – súvrstvia Hradiska a súvrstvia Hlbokého podhájskej sekvencie kysuckej jednotky (Rakús), resp. zrnovského súvrstvia manínskej jednotky – v pruhu medzi kótou Ostrý vrch (548) a obcou Hlboké nad Váhom vystupujú organodetrítické vápnené pieskovce a organodetrítické piesčité vápence s veľmi častým zastúpením schránok operkulín a asilín so stratigrafickým hiátom v staršom (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.

Tvoria ich doskovité (5 – 10 cm hrubé) svetlohnedé, pleťovoružovkasté až červenkastohnedé, jemno- až hrubozrnné nevytriedené organodetrítické vápnené pieskovce a organodetrítické piesčité vápence. Jemnozrnné pieskovce obsahujú klasty karbonátov a kremeňa s priemernou veľkosťou 0,10 až 0,15 mm. Tmel je siltový až mikritový. Nevytriedené hrubozrnné pieskovce sú opäť tvorené nepracovanými klastami (0,2 – 2,0 – 5,0 mm) karbonátov, pieskovcov, slieňovcov a zrnami kremeňa. Tmel tvorí jemná frakcia, 0,05 – 0,5 mm. Sparit vyplňa trhliny. Piesčité vápence obsahujú kremeň s veľkosťou od 0,05 do 0,2 – 0,5 mm, klasty karbonátov od 0,1 do 0,15 mm, maximálne do 2,5 mm, pieskovcov do 2,5 mm a slieňovcov do 0,5 mm. Sparit vyplňa dutiny v schránkach veľkých foraminifer (Buček et al., 2004b).

Oba litologické typy obsahujú veľmi hojné schránky veľkých foraminifer. Na základe zisteného spoločenstva (Köhler in Samuel et al., 1967, 1972) *Operculina heberti* MUN.-CHALM., *Operculina semiinvoluta* NEMK. et BARKH. a *Discocyclina tenuis* DOUV. zaradíme najspodnejšiu časť organodetrítických pieskovcov a piesčitých vápencov do staršieho tanetu, SBZ 3. Podľa spoločenstva (Buček in Buček et al., 2004b) *Operculina azilensis* TAMB., *Assilina yvettae* SCHAUB, *Alveolina (Glomalveolina) cf. levis* HOTT. a *Discocyclina tenuis* DOUV. zaradíme spodnú časť vrstiev do mladšieho tanetu, SBZ 4. Podľa spoločenstva *Nummulites minervensis* SCHAUB, *N. robustiformis* SCHAUB, *N. cf. deserti* DE LA HARPE, *N. cf. pontis* SCHAUB, *Assilina cf. prisca* SCHAUB, *Ass. pustulosa* DONC.

a *Asterocyclina* sp. zaraďujeme vrchnú časť vrstiev do staršieho ilerdu, SBZ 5 – 6, resp. na základe druhov *Operculina* cf. *canalifera* D'ARCH., *Assilina arenensis* ALMEDA, *N. praecursor* DE LA HARPE a *Coskinon* sp. do stredného ilerdu, SBZ 7 – 8.

Malé foraminifery sú zastúpené rotalidmi, aglutinanciami a drobným bentosom (*Miliola andrusovi* SAMUEL et KÖHLER, *Miscellanea* sp., *Idalina* sp., *Smoutina* sp., *?Planorbulina* sp. a *Acervulina* sp.). Z ostatných mikrofosilií sú zriedkavo zastúpené koralinné riasy, machovky (cyklostomátne i cheilostomátne formy), lastúrniky (i *Ostrea* sp.), gastropóda, červy (*Ditrupa* sp.), krinoidy (úlomky segmentov) a rekryštalizované úlomky trsov koralov (Buček in Buček et al., l. c.).

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.

Zaujímavý výskyt organodetrítických pieskovcov a piesčitých vápencov sa nachádza j. od Dolného Hričova v oblasti Dúbravka (Buček et al., 2004b). Uvedené organogénne pieskovce/vápence sme zistili v podobe malých blokov. Nachádzajú sa buď v kvartérnych sedimentoch, alebo vo flyši hričovskopodhradského súvrstvia. Zistené druhy veľkých foraminifer (Buček in Buček et al., l. c.) *Nummulites* cf. *tenuis* DOUV., *Operculina azilensis* TAMB., *Assilina yvettae* SCHAUB a *Discocyclina* cf. *tenuis* DOUV. patria do SBZ 4 – mladší tanet. Spoločenstvo *Assilina* cf. *prisca* SCHAUB, *Nummulites* cf. *solitarius* DE LA HARPE, *N.* cf. *gamardensis* KAP. et SCHAUB, *Operculina ornata* HOTT. a *Ranikothalia* sp. patrí do SBZ 5 – starší ilerd.

34a dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami; ?starší eocén

Dolomitové brekcie sme zistili z. od obce Mojtnín a pri osade Riedka (na tejto lokalite zatiaľ treba pripustiť, že dolomitové brekcie môžu mať triasový vek). V úlomkoch sa zistili na hranici lesa s. od lokality Brehy (Havrila a Buček in Havrila et al., 2004).

V podloží brekcií možno pozorovať wettersteinské vápence alebo wettersteinské dolomity považského príkrovu. Nadložie dolomitových brekcií väčšinou prekrývajú kvartérne sedimenty. Poznáme ho len v starom kameňolome pri Mojtníne a v lome pri osade Riedka. Pri Mojtníne ho tvoria dolomitové pieskovce, v spodnej časti obsahujúce obliaky wettersteinských vápencov a dolomitov veľkosti 1 až 15 cm. V lome pri osade Riedka ho tvoria detritické vápence až vápencové pieskovce jablonovského súvrstvia stredno- až hrubozrnnej frakcie.

Dolomitové brekcie pozostávajú z neopracovaných úlomkov podložných karbonátových hornín triasu (najmä z dolomitov) s centimetrovou až decimetrovou veľkosťou. Ojedinele sa v nich vyskytujú obličky karbonátov. Základnou

hmotou je dolomitový piesok. Neobsahujú žiadne organické zvyšky. Tmel je karbonátový. Na niekoľkých miestach sa v základnej hmote brekcií zistila bauxitová prímes, resp. redepozity bauxitov. Salaj (in Salaj et al., 1991) ich zaraďuje do paleocénu (?dánú).

Časť týchto brekcií má zjavne transgresívny charakter (pri Mojtíne), časť (pruh medzi lokalitami Príkra a Rakytník) môže mať charakter sedimentov predtransgresívnych svahových sutín, tak, ako to v oblasti Pružina – Domaníža predpokladali Marschalko a Samuel (1993) a priradili im vek mladší paleocén. Pri tejto časti nemožno vylúčiť ani triasový vek.

Keďže transgresia mora sa začala pri Mojtíne v staršom eocéne – kuise organogénnymi piesčitými vápencami jablonovského súvrstvia, dolomitové brekcie zaraďujeme do ?staršieho eocénu.

Dolomitové pieskovce jablonovského súvrstvia sa nachádzajú v západnej časti obce Mojtín. Zistili sa aj na hranici lesa s. od lokality Brehy.

V lome z. od Mojtína sa postupne vyvíjajú z podložínych dolomitových brekcií. Prechodnou fáciou sú dolomitové hrubozrnné pieskovce, ktoré síce v menšej miere ešte obsahujú ostrohranné bloky karbonátov, ale už obsahujú aj obliaky karbonátov (najmä dolomitov, menej wettersteinských vápencov) dosahujúcich veľkosť 1 – 15 cm. Dolomitové pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, žltosivé až okrové, so sľudou a zvyškami schránok lastúrníkov. Tmel je karbonátový. Odkrytá časť pieskovcov má hrúbku do 10 m. Hrúbka vrstiev pieskovcov klesá smerom do nadložia. Styk pieskovcov s nadložím prekrývajú sedimenty kvartéru. Predpokladaným nadložím sú súľovské zlepenca.

Koutek et al. (1938) a Mahel' et al. (1982) vyčlenili v Mojtíne a jeho okolí aj flyšový vývoj so slojom hnedého uhlia⁴⁵ (Koutek a Svoboda, 1939). V priestoroch, kde spomenutí autori umiestnili flyšovú litofáciu na povrchu, vystupujú opísané pieskovce. V lome pri Mojtíne možno pozorovať plynulý vývoj týchto pieskovcov z dolomitických brekcií. To je dôvod, prečo sme tu flyšovú litofáciu nevyčlenili. Navyše, všetky lokality spomenutých pieskovcov ležia nižšie ako všetky lokality súľovských zlepenecov nachádzajúce sa v okolí Mojtína.

Uvedené skutočnosti nás nútia predpokladať, že dolomitové pieskovce jablonovského súvrstvia smerom do nadložia prechádzajú do paralického (brakického, podľa Andrusova, 1965), resp. kontinentálneho vývoja.

Túto litostratigrafickú jednotku stratigraficky zaraďujeme do ?staršieho eocénu.

34b vápenca; starší eocén (stredný až mladší ilerd, SBZ 7 – 8 – 9 – starší kuis, SBZ 10)

Do tejto litostratigrafickej jednotky zaraďujeme organogénne piesčité vápenca a detritické vápenca až vápencové pieskovce s veľkými foraminiferami vystu-

⁴⁵Za súčasť jablonovského súvrstvia považuje uhlie Salaj (1994, s. 74) a Salaj (1995a, s. 311).

pujúce medzi Jablonovým a Hlbokým nad Váhom v nadloží organodetritikých pieskocov a piesčitých vápencov alebo transgresívne a diskordantne na mladokriedovom súvrství Hlbokého podhájskej sekvencie (Rakús), resp. na praznovskom súvrství manínskej jednotky a pri Mojťine transgresívne ležiace na wettersteinských vápencoch a dolomitoch triasu hronika a na bauxitoch ?mladšej kriedy – ?paleocénu.

Uvedené litotypy litologicky, stratigraficky aj pozične zodpovedajú jablonovským vápencom (Andrusov, 1965). Köhler (1971) preukázal, že súvrstvie, ktoré dnes označujeme ako jablonovské, 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 (eds.) et al., 2002] (tab. XIV, foto 3).

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, piesčité, sčasti siltové, s hojnými, do biela navetranými schránkami alveolín a numulitov a veľkými prierezmi koralinných rias. Litologická charakteristika: jemno- aj hrubozrnné piesčité organogénne (foraminiferové a foraminiferovo-riasové) vápence s drobnými úlomkami karbonátov s veľkosťou 0,5 mm až 3,5 mm. Zriedkavý je kremeň s veľkosťou od 0,1 mm do 0,25, ojedinele až 0,6 mm, vzácny je glaukonit do 0,2 mm. Lokálne sú prítomné Fe oxidy. Tmel je siltovo-mikritový, veľmi zriedkavo sparitový. Sparit vyplňa trhliny v hornine a dutiny schránok veľkých foraminifer.

Ich hrúbka je 10 až 100 m. Tento litotyp stratigraficky predstavuje vrchnú časť jablonovského súvrstvia – vápence. Samuel et al. (1972), Marschalko a Kyselá (1980) a Rakús et al. [in Vozár, Vojtko a Sliva (ed.) et al., 2002] uvádzajú aj zlepenca a brekie s prevahou dolomitových klastov (90 %). Jemnozrnné pieskovce, slieňovce a ílovce sú veľmi zriedkavé.

Za najstarší paleogénny sediment pružinskej oblasti sa pokladajú transgresívne vrstvy vápneného zlepenca a vápneného zlepencovitého pieskovca až piesčitého vápenca (lokalita Mojťín) patriace do bázy kuisu (Salaj et al., 1991; Salaj, 2001). Spoločenstvo veľkých foraminifer (alveolíny, numulity a diskocyklíny) zodpovedajúce staršiemu eocénu od Mojťína 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 uvádza Salaj (1998a, 2002).

Z okolia kóty Hlavina (Hrabové) a Brehy a z okolia Lopusnej (Mojťín) sa zistili foraminiferové a foraminiferovo-riasové mikrofaciálne typy (Buček et al., 2004b; Havrila et al., 2004).

Zistené spoločenstvá veľkých foraminifer patria k mladšiemu ilerdu – staršiemu kuisu, SBZ 9 – 10 (Buček in Havrila et al., 2004; Buček in Buček et al., 2004b): *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB, *N. exilis* DOUV., *N. cf. subdistans* DE LA HARPE, *N. globulus* LEYM., *N. pavloveci* SCHAUB, *N. subramondi* DE LA HARPE, *N. aquitanicus* BENOIST, *N. cf. partschi*

DE LA HARPE, *Operculina canalifera* D'ARCH., *O. marinelli* DAIN., *Assilina placentula* (DESH.), *Ass. pustulosa* DONC., *Ass. leymeriei* (D'ARCH. et HAIME), *Ass. laxispira* DE LA HARPE, *Discocyclina fortisi* (D'ARCH.), *D. archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci bartholomei* (SCHLUMB.), *D. cf. marthae* (SCHLUMB.), *Alveolina (Alveolina) ruetimeyeri* HOTT., *A. cf. ellipsoidalis* SCHWAG., *A. coudurensis* HOTT., *A. subpyrenaica* LEYM., *A. (A.) ruetimeyeri* HOTT., *A. (A.) canavarii* CHEC.-RISP., *A. (A.) oblonga* D'ORBIG., *Orbitolites* sp., *Asterocyclina cf. stellata adourensis* LESS.

Schránky alveolín, tvoriace často mechanické nahromadenia (*winning storms*) v podobe „hniezd“, pôvodne vytvárali alveolínové alebo alveolínovo-numulitové lavice (*nummulitic banks*, cf. Aigner, 1983) biohermnej povahy. Z batymetrického hľadiska boli alveolíny najplytšie žijúce bentické foraminifery (hĺbka 10 – 30 m). Nezriedkavo sa spolu s nimi vyskytujú úlomky stielok a kôr koralinných rias. Na základe prítomnosti alveolín, ktoré boli najplytšie žijúcimi bentickými foraminiferami, a miliolidov možno usudzovať na lagunárne prostredie, resp. chránenú platformu (cf. Romero et al., 2002).

Druhým litotypom vápencov sú detritické vápence až vápencové pieskovce svetložltahnedosivej až svetlohnedosivej farby, jemno- až hrubozrnné, zistené v okolí lokality Borová (Mojtín) a pri osade Riedka.

Viažu sa na vápence, vystupujú po obvode ich telies. Podložie detritických vápencov až vápencových pieskovcov nie je odkryté. Predpokladá sa, že ním sú (rovnako ako pri vápencoch) triasové karbonáty považského príkrovu. Nadložie tvoria súľovské zlepenice. Odkrytá hrúbka súvrstvia na lokalite Borová dosahuje asi 5 m, v lome pri osade Riedka asi 10 m. Na všetkých lokalitách sú detritické vápence až vápencové pieskovce uložené subhorizontálne.

Z lokality Riedka pochádza najstaršie spoločenstvo veľkých foraminifer staršieho eocénu – ilerdu, SBZ 7 – 8 (Buček in Havrila et al., 2004): *Nummulites globulus* LEYM., *N. ataticus* LEYM., *N. cf. involutus* SCHAUB, *N. cf. robustus* SCHAUB, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. dispansa broennimanni* LESS, *Cuvillierina* sp., *Assilina cf. leymeriei* (D'ARCH. et HAIME), *Orbitolites* sp., *Orbitoclypeus cf. marthae* (SCHLUMB.), *O. cf. schopeni neumannae* LESS, *Alveolina* sp. a *Asterocyclina* sp.

Blízko tejto lokality bola exkurzná lokalita Riedka, kde transgresívna báza lokálne zodpovedá najmladšiemu paleocénu (Salaj, 1993a; Salaj, 2001). Okrem druhov spomenutých pri Mojtíne sa tu vyskytuje (Salaj et al., 1991) *Discocyclina seunesi* (DOUV.) patriaci do staršieho tanetu, SBZ 3. Nám sa ho nepodarilo zistiť ani z viacerých výbrusov. Z okolia uvádza Salaj (1991a) faunu veľkých foraminifer najmladšieho paleocénu, charakteristickú pre rifové vápence tanetského veku hričovskopodhradského súvrstvia od Hričovského Podhradia (Samuel et al., 1972; Köhler, 1988, 1995).

Na lokalite Borová sa zistilo staroeocéne (starší kuis, SBZ 10) spoločenstvo veľkých foraminifer (Buček in Havrila et al., l. c.): *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. globulus* LEYM., *N. pavloveci* SCHAUB, *N. ataticus* LEYM., *N. sub-*

ramondi DE LA HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci bartholomei* (SCHLUMB.), *D. fortisi* (D'ARCH.), *Operculina marinelli* DAIN., *Assilina pustulosa* DONC., *Asterocyclina cf. stella* GÜMB. a *Alveolina (Alveolina) cf. ruetimeyri* HOTT.

V oboch litotypoch vápencov jablonovského súvrstvia sú zastúpené koralinné riasy (*Sporolithon* sp.), riasy (*Ethelia* sp.), *Distichoplax biserialis* (DIETR.) PIA, machovky (cyklostomátne i cheilostomátne formy) a malé foraminifery (rotalidy, časté aglutinancie, sesílné formy, miliolidy a vzácny drobný bentos, *Gypsina* sp., *Haddonina* sp., *Kathina* sp.). Ojedinele sa vyskytujú prierezy rúrok *Ditrupa* sp. Veľmi zriedkavé sú úlomky lastúrníkov, ostrakód, krinoidov a ostne ježoviek.

Súľovské súvrstvie; starší až stredný eocén (kuis – stredný lutét)

Andrusov (1965) v rámci súľovsko-podhalskej série (Andrusov, 1938a), resp. súľovsko-podhalského vývinu (Andrusov, 1965) definoval súľovské súvrstvie. Pôvodne ho opísal a nazval Štúr (1860) ako eocénny zlepenec, resp. „súľovský zlepenec“. Vzniklo prevažne v morskom prostredí pri transgresii rôznych stratigrafických obzorov, od staršieho eocénu (ypresu) do priabónu [Samuel in Andrusov a Samuel (ed.) et al., 1985b]. Z jeho bázy opísal aj „polohy brakického pôvodu“. Zrejme za sladkovodnú Andrusov (1965) považuje aj polohu s hnedým uhlím vystupujúcu vo vyššej časti súvrstvia j. od Hričovského Podhradia.

V rámci súľovského súvrstvia rozlišujeme spodnú, zlepenecovo-brekciovú litofáciu – súľovské zlepence – a vrchnú litofáciu s organodetritickými vápencami a pieskovecami.

33 súľovské zlepence; starší až stredný eocén (kuis, SBZ 10 – 12 – starší lutét, SBZ 13)

Samuel et al. (1972) preukázali, že v „pribradlovom“ pásme (v okolí Žiliny) súľovské zlepence tvoria intraformačné telesá vo flyši mladšieho paleocénu až staršieho eocénu [Leško a Samuel in Andrusov a Samuel (eds.), 1985]. Podobne v oblasti Súľova nemajú transgresívnu povahu, ale v ich podloží vystupuje flyš staroeocénneho veku. Tým a aj vekom sa odlišujú od transgresívneho borovského súvrstvia podtatranskej skupiny.

Súľovské zlepence 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 zlepenecový flyš. Vyčlenili v nich 4 základné typy zvrstvenia.

Podloží súľovských zlepenecov sú ovčiarske vrstvy hričovskopodhradského súvrstvia, resp. jablonovské súvrstvie (Mojtín, Pružina – Riedka). Ak jablonovské súvrstvie nie je zastúpené, spočívajú diskordantne (uhlová diskordancia)

a transgresívne na triasových karbonátoch hronika, resp. na veporiku. Ide o pozvoľný prechod ovčiarskych vrstiev do súľovských zlepenčov (Ovčiarsko – Jablonové) so značným pribúdaním hruboklastických sedimentov. V nadloží súľovských zlepenčov vystupujú paštinozávadské vrstvy (zlepenčový flyš) domanižského súvrstvia.

V mojtínskom krase súľovské zlepence tvoria iba denudačné zvyšky. V pružinskej časti Domanižskej kotliny súľovské zlepence tvoria hlavnú masu paleogénnych sedimentov okraja kotliny a dosahujú veľkú hrúbku.

Povšimnutiahodné (ale logické) je to, že postup transportujúcich prúdov musel mať smer od centrálnych Karpát⁴⁶. Hlavným dôkazom je látkové zloženie. Andrusov (1938a) videl zdroj materiálu najmä v centrálnych Karpatoch. Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1944; Andrusov, 1965) tvrdí, že časť obliakov patrí k neokómu križňanského príkrovu, ako aj k liasovým vápencom kosteleckého typu.

Súľovské súvrstvie tvoria súľovské zlepence 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 (najmä dolomity, wettersteinské a raminské vápence, menej schreyeralmské vápence – okolie osady Riedka) a o veľké foraminifery. Na rozdiel od Salaja (1993b), nevyčleňujeme svinskochlievske súvrstvie (pozri ďalej).

Dominujúcim litotypom fácie sú masívne, ale aj hrubovrstvovité (hrubé 2 až 10 – 25 m) svetlosivohnedé a svetlohnedožlté hrubo- až drobnozrné zlepence, brekciovité zlepence a blokové brekcie. Jednotlivé, dobre ohraničené vrstvy (cykly) sú zložené z drobnozrných klastov prevažne sivých až svetlosivých dolomitov s veľkosťou od 3 – 5 mm do 1 – 3 cm, maximálne 5 – 15 cm, aj blokov a balvanov (30 – 50 cm až 100 cm) rozhádzaných v drobnozrnnej základnej hmote (Marschalko a Kysela, l. c.; Marschalko a Samuel, l. c.). Stupeň zaoblenia klastov v blokových brekciách je slabý, klasty karbonátov sú ostrohranné alebo slabo zaoblené. Nachádzajú sa v piesčitej základnej hmote. V spodných častiach východov sú v prevahe brekcie a brekciovité zlepence, vo vyšších častiach sú zlepence lavicovité, normálne gradačne zvrstvené. Súľovské zlepence majú hrúbku 65 – 500 m.

Z okolia kóty Svinské chlievy (734) opisuje Salaj (1993) malenické ónyxity (= malenické vápence) svinskochlievskeho súvrstvia, pričom súvrstvie považuje za kontinentálno-jazerné. Ónyxity v tesnej blízkosti kóty podľa Salaja (l. c.) vystupujú medzi vertikálne vztýčenými podložnými a nadložnými súľovskými zlepencami.

⁴⁶K tomuto smeru transportu dospel aj Andrusov (1965, s. 290). Smer postupnej transgresie v opačnom smere, t. j. zo S na J (na rozsiahlu vyvýšeninu v oblasti jadrových pohorí), doložil Andrusov (1965, s. 227).

Zistili sme (Havrila et al., 2004), že medzi dokumentačným bodom 13aPr a 14Pr (cf. Salaj, 1993, tab. 1, obr. 3) vystupuje teleso („vrstva“) tzv. malenických vápencov⁴⁷ (hrubé 10 – 15 cm) prebiehajúce naprieč vrstvitosťou takmer plocho uložených súľovských zlepcov. Podobnú pozíciu majú tzv. malenické vápence aj v záreze lesnej cesty vo výške 585 m n. m. a vo výraznom ohybe lesnej cesty, kde hrúbka viacerých telies dosahuje 3 – 5 – 10 cm. Na základe tohto faktu usudzujeme, že tzv. malenické vápence tvoria výplne puklín (jz.-sv. priebehu) v súľovských zlepcoch a pravdepodobne ide o krasové speleotémy. Podľa našich meraní ich sklon dosahuje 18 – 38°, ojedinele aj viac, nedosahuje však hodnoty, ktoré uvádza Salaj (l. c.). Na severných svahoch kóty Svinské chlievy, kde vystupujú súľovské zlepence, je jedna z oblastí, kde by sa podľa Salaja et al. (1991) mohla zistiť morská transgresia súľovských zlepcov.⁴⁸

Podľa našich pozorovaní na kóte Svinské chlievy a jej južných svahoch, ako aj v širšom okolí vystupuje podložie paleogénnych sedimentov tvorené mezozoickými horninami (najmä wettersteinskými vápencami, miestami aj wettersteinskými dolomitmi). V blízkosti transgresívnej plochy (v okolí kóty Svinské chlievy) sa v súľovských zlepcoch nachádza množstvo ostrohranných olistolitov wettersteinských vápencov. V základnej hmote zlepcov sme tu zistili veľké aj malé foraminifery a iné mikrofosílie (Buček in Havrila et al., 2004):

⁴⁷ Malenické vápence (ónyxity) podľa viacerých prác Salaja by mali byť súčasťou svinskochlievskeho súvrstvia (pôvodne „súľovské zlepence a brekcie“ – kontinentálne jazerné sedimenty). Stratigrafický rozsah tohto súvrstvia Salaj (in Salaj et al., 1991) uvádza najprv v rozsahu paleocénu, neskôr (Salaj, 1991a) uvádza starší až stredný paleocén, potom (Salaj, 1993) najmladší paleocén (= báza ilerdu) a potom (Salaj, 1995b) mladší paleocén – starší eocén. Paleocénny vek sedimentov paleogénu sa nám na liste Pružina nepodarilo preukázať. Všetky údaje, ktoré sme získali, hovoria o mladšom veku. Priamo v okolí Svinských chlievov sme z d. b. 13/2Pr získali spoločenstvo staršieho eocénu, rozhranie ilerd – kuis, patriace do SBZ 9 (starší ilerd), a z d. b. 12Pr, 13/1Pr spoločenstvo staršieho eocénu – kuisu, patriace do SBZ 10 (starší kuis). Treba zdôrazniť, že spomenuté odbery sú z bázy súvrstvia, ktoré J. Salaj považoval za svinskochlievske. Na celom mapovanom území sme z bázy sedimentov paleogénu získali len popaleocénne údaje, a to zo sedimentov, ktoré zaradujeme do jablonovského súvrstvia, ležiaceho podľa nás pod súľovským súvrstvom. Do tohto súvrstvia podľa nás spadajú všetky lokality (Mojtín, Riedka – Makyta, Riedka-lom, sz. od kóty Svinské chlievy), z ktorých Salaj (2001) na základe fauny uvádza najstaršie paleogénne sedimenty pružinskej oblasti. Treba zdôrazniť, že jedna z týchto lokalít, a to lokalita „sz. od kóty Svinské chlievy“, je podľa Salaja (1991a) totožná s bázou súvrstvia, ktoré J. Salaj považoval za svinskochlievske. Iná z týchto lokalít, a to Riedka, leží podľa Salaja (1991a) v nadloží svinskochlievskeho súvrstvia (podľa nás obe ležia v podloží, resp. na báze tohto súvrstvia, a teda pozíciu svinskochlievskeho súvrstvia v podloží „organodetritických transgresívnych vápencov najvrchnejšieho paleocénu“ vystupujúcich pri Riedkej na d. b. J. Salaja PB-768 nemožno nikde pozorovať).

⁴⁸ Salaj (1991a) ju však neskôr spochybnil tvrdením: „... že aj spodná časť tohoto tretieho cyklu (rozumej sedimentácie súľovských zlepcov) v oblasti Svinských chlievov je bezfosilná“. Biostratigrafickým výskumom zistil, že transgresívnu bázu tohto tretieho cyklu z. od kóty Stráže tvoria detritické piesčité až zlepcovité vápence (ktoré považujeme za súčasť jablonovského súvrstvia) morského pôvodu (d. b. PB-768; cf. Salaj, 1991a). Na základe zisteného spoločenstva veľkých foraminifer – *Miscellanea*, *Daviesina*, *Operculina*, *Alveolina*, *Othophragma seunesi* (DOUVILLÉ) – zaradil bázu do najmladšieho paleocénu.

a) spoločenstvo staršieho eocénu – rozhranie ilerd – kuis, SBZ 9 – 10: *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. ataticus* LEYM., *N. increscens* SCHAUB, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci staroseliensis* LESS, *Operorbitolites* sp., *Orbitolites* sp., *Alveolina* (A.) cf. *corbarica* HOTT., *A. (Gl.) subtilis* HOTT.;

b) spoločenstvo staršieho eocénu – kuis, SBZ 10: *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. globulus* LEYM., *N. partschi* DE LA HARPE, *N. cf. subramondi* DE LA HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci staroseliensis* LESS, *Operculina* sp., *Cuvillierina* sp., *Assilina* sp., *Alveolina* sp., *A. (Gl.)* sp.

33a s blokmi paleogénnych rifových vápencov

V súľovských zlepenkoch (Súľov, Babkov a okolie kóty Dubník) sa vyskytujú úlomky až bloky niekoľkocentimetrových (10 – 50 cm) veľkých svetlosivých, pleťovosivých až červenkastých koralovo-foraminiferových a foraminiferovo-riasových organodetrilitických až organogénnych vápencov až piesčitých vápencov s hojnými navetranými koralmi a veľkými foraminiferami (Köhler, 1988; Salaj, 1995b; Buček et al., 2004a). Vápence majú niekedy brekciovitý charakter. Vo výbrusoch je možné pozorovať klasty mezozoických, dobre opracovaných aj neopracovaných karbonátov (prevažne dolomitov) s veľkosťou od 0,1 – 0,2 mm do 3,3 až 4,8 mm, vzácne až 7,7 – 10,5 mm. Zriedkavo sa vyskytuje kremeň s veľkosťou do 0,2 – 0,7 mm. Základná hmota je mikritová, dutiny a drobné trhliny sú vyplnené sparitom. Sparit je prítomný aj v mnohých organických zvyškoch. Vyskytujú sa tu koralinné riasy obrastajúce iné organické zvyšky, miliolidy, rotalidy (*Rotalia* cf. *viennoti* GRIEG) a *Ethelia* sp. Zriedkavé sú aglutinancie, drobný bentos, *Acervulina ogormani* (DOUV.), *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., *Korobkovella* sp., dasykladálne riasy, machovky, lastúrniky, gastropóda, krinoidy, ostrakóda, červy a veľmi zriedkavé sú globigerinidy.

Zistené spoločenstvá veľkých foraminifer sme zaradili do staršieho eocénu – stredný až mladší kuis, SBZ 11 – 12 (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a) – *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.) a *Alveolina oblonga* D'ORBIG. – až stredného eocénu – staršieho lutétu, SBZ 13, so zásahom do SBZ 12 – *Nummulites kugleri* SCHAUB, *N. ataticus* LEYM., *N. globulus* LEYM., *N. gallensis* HEIM, *N. pavloveci* SCHAUB, *N. obesus* D'ARCH. a HAIME, *N. cf. uranensis* DE LA HARPE, *N. cf. praeaturicus* SCHAUB, *Assilina spira* (DE ROSSY), *Ass. tenuimarginata* HEIM, *Alveolina frumentiformis* SCHWAG., *A. distefanoi* CHEC.-RISP.

Veľmi častá prítomnosť miliolidných malých foraminifer a zriedkavé dasykladálne riasy poukazujú na zarifové prostredie. Veľmi časté úlomky (drvina) trsov koralov v spojitosti s miliolidmi charakterizujú prostredie úpätia telesa rifu biohermného charakteru, z ktorého boli koralové derivované. Výnimkou je lokalita Babkov, pretože ojedinelý výskyt globigeriníd poukazuje už na predrifové prostredie (úpätie telesa rifu).

Opakovane sa nám nepodarilo potvrdiť jediný prípad transgresívne ležiacich rifových vápencov staršieho lutétu priamo na triase, t. j. in situ z lokality kóty Bartošová jz. od Fačkova (Salaj, 2001). Nepriame dôkazy o existencii súvislej rifovej „bariérovej“ zóny v jv. časti Domanižskej kotliny sme získali z obliakového materiálu pochádzajúceho zo zlepenčov domanižského súvrstvia.

33b s olistolitmi wettersteinských vápencov; starší eocén (ilerd – kuis, SBZ 9 – 10)

Olistolity wettersteinských vápencov v súľovských zlepencoch sa nachádzajú v okolí kóty Svinské chlievy (734) a j. od kóty Tupý hrádok (669). Dosahujú veľkosť 15 – 70 cm a často sú utopené v „základnej hmote“ tvorenej prevažne dolomitizovanými klastami wettersteinských vápencov piesčitej až štrkovitej frakcie. Sú neopracované, ostrohranné, čo kontrastuje v prostredí dobre opracovaných, zaoblených a často aj dobre vytriedených zlepenčov. Veľkosť obliakov v bezprostrednom okolí olistolitov wettersteinských vápencov dosahuje len centimetrové rozmery.

Vek fácie – starší eocén (ilerd – kuis) – je stanovený na základe biostratigrafického vyhodnotenia veľkých foraminifer z lokality Svinské chlievy.

33c s blokmi rôznych triasových karbonátov; starší eocén (kuis, SBZ 10 – 11)

V súľovských zlepencoch sv. od Mojčina (medzi lokalitami Rakytník, Brehy, Borová, Zadné lúky) a na svahoch údolia j. od kóty Svinské chlievy vystupujú pomerne veľké balvany a bloky rozličných hornín. Veľkosť týchto neopracovaných, prípadne len slabo opracovaných klastov sa pohybuje od niekoľko cm do 50 – 150 cm.

Bloky sú zložené prevažne z triasových hornín bezprostredného podložia (považský príkrov): najmä z dolomitov, wettersteinských a raminských vápencov, menej zo schreyeralmských vápencov. Zriedkavo sa v tejto fácií zlepenčov vyskytujú aj obliaky organodetrítických vápencov rétu a sivých, fialovočervených a hrdzavých krinoidových vápencov jury, derivovaných najpravdepodobnejšie z ďalších príkrovov hronika (príkrov Homôľky – Rohatej skaly, resp. príkrov Ostrej Malenice). Vyskytujú sa aj obliaky hornín paleogénu (ich časť pravdepodobne pochádza z jablonovského súvrstvia⁴⁹, ktoré tiež v obmedzenom priestore tvorí bezprostredné podložie zlepenčov). Zriedkavé sú obliaky s dutinkami vzniknutými činnosťou vŕtavých organizmov. Zistili sa aj sintre a zvyšok kvapľa, pravdepodobne z najspodnejšej časti súvrstvia. *Výskyt sintrov potvrdzuje, že tu vznikol aj predeocénny kras*, ako to predpokladal Andrusov (1965).

⁴⁹Spoločenstvá organizmov sú vyhodnotené v časti o vápencoch jablonovského súvrstvia.

V piesčitej základnej hmote sa masovo vyskytujú numulity, ktoré sú aj v zlepencoch. Vyskytujú sa aj polohy stromatolitov, svedčiace o intervalovom prínose klastického materiálu.

Z uvedených skutočností zreteľne vyplýva, že táto fácia sa usadila v morskom plytkovodnom prostredí a obsahuje aj resedimenty morských paleogénnych hornín.

Na mnohých odkryvoch súľovských zlepencoch, najmä sv. od Mojtiňa (Lopušná, Brehy), ktoré v základnej hmote obsahovali hojné a makroskopicky viditeľné navetrané schránky veľkých foraminifer – alveolín, numulitov a ortofragmín, sme zistili dve spoločenstvá bentických veľkých foraminifer (Havrila et al., 2004):

a) spoločenstvo staršieho eocénu – starší kuis, SBZ 10 (Buček in Havrila et al., l. c.): *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. aquitanicus* BEN., *N. manfredi* SCHAUB, *N. globulus* LEYM., *N. cf. planulatus* (LAM.), *N. partschi* DE LA HARPE, *N. pavloveci* SCHAUB, *N. subramondi* DE LA HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.), *D. archiaci staroseliensis* LESS, *D. archiaci bartholomei* (SCHLUMB.), *D. fortisi* (D'ARCH.), *D. cf. marthae* (SCHLUMB.), *Operculina* sp., *Assilina placentula* (DESH.), Ass. cf. *leymeriei* (D'ARCH. et HAIME), *Orbitolites* sp., *Orbitoclypeus bayani* (MUN.-CHALM.), *O. cf. marthae* (SCHLUMB.), *Asterocyclina* sp., *Alveolina (Alveolina) oblonga* D'ORBIG., *A. (A.) cf. ruetimeyeri* HOTT., *A. sp.*, *A. (Glomalveolina) minutula* REICH.;

b) spoločenstvo staršieho eocénu – stredný kuis, SBZ 11: *Nummulites burdigalensis* DE LA HARPE, *N. aquitanicus* BEN., *N. globulus* LEYM., *N. cf. puschi* D'ARCH., *Discocyclina cf. marthae* (SCHLUMB.), *Operculina* sp., *Alveolina (Alveolina) oblonga* D'ORBIG., *A. (A.) cf. ruetimeyeri* HOTT., *A. (Glomalveolina) minutula* REICH.

Okrem uvedených foraminifer sa vyskytujú *Haddonia* sp., *Gypsina* sp., miliolidy, aglutinancie a drobný bentos. Z ostatných fosílií sú zastúpené najmä koralinné riasy (*Sporolithon* sp.), *Ethelia* sp., machovky, krinoidy, ostrakóda a rekryštalizované koraly.

32 organodetrítické vápence, pieskovce; stredný eocén (starší až stredný lutét, SBZ 13 – 14)

Vápencovo-pieskovcová organodetrítická litofácia tvorí vrchnú časť súľovského súvrstvia na južnom okraji čiastkovej Breznianskej kotliny v priestore obce Lietava. Vápencovo-pieskovcová litofácia sa pozvoľna vyvíja zo zlepenцovej litofácie. V nadloží súľovských zlepencoch sa začínajú objavovať najprv jemnozrnné zlepence, potom vystupujú organodetrítické pieskovce až piesčité vápence s numulitmi. Stále sa však vyskytujú jemno- až strednozrnné zlepence. V najvyššej časti vápencovo-pieskovцovej 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 jemnozrnných zlepcov vrchnej časti borovského súvrstvia.

Na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer sme odlišili nasledujúce plytkovodné bentické zóny (Buček a Köhler in Buček et al., l. c.):

a) spoločenstvo veľkých foraminifer stredného eocénu – starší lutét, SBZ 13: *Nummulites* cf. *globulus* LEYM., *N.* cf. *gallensis* HEIM, *Assilina tenuimarginata* HEIM, *Discocyclusina dispansa* (SOW.), *D. sella* (D'ARCH.), *D.* cf. *pratti* (MICH.), *Orbitoclypeus marthae* (SCHLUMB.), *O.* cf. *varians* (KAUFM.);

b) spoločenstvo veľkých foraminifer stredného eocénu – stredný lutét, SBZ 14: *Nummulites* cf. *millecaput* BOUBÉE, *Orbitoclypeus varians roberti* (DOUV.), *O.* cf. *varians* (KAUFM.), *Discocyclusina sella* (D'ARCH.), *D.* cf. *pratti* (MICH.).

Sprievodnými mikrofosíliami oboch spoločenstiev veľkých foraminifer sú malé foraminifery (*Gyroidinella* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp., miliolidy, rotalidy, aglutinancie, drobný bentos a ojedinele sa vyskytujú globigerinidy). Z ostatných organických zvyškov sme mikroskopicky zistili časté zastúpenie koralinných rias, zriedkavé boli úlomky lastúrníkov, machoviek, červov a segmenty krinoidov.

Prostredie je plytkovodné (miliolidné malé foraminifery), s komunikáciou s otvoreným morom (ojedinelé globigerinidy) – vonkajším šelfom.

Domanižské súvrstvie; stredný eocén (starší až stredný lutét)

Samuel (1972) v rámci považsko-hanušovského paleogénu rozlíšil aj domanižský vývin, nachádzajúci sa v intramontánnej domanižskej depresii. V tomto vývine zaviedol nový termín – domanižské vrstvy. Ich podstatnú časť tvorí flyšové súvrstvie (strednozrnné pieskovce, ílovce a sliene). Charakteristickým znakom flyšu sú početné interformačné konglomerátové telesá rôznej hrúbky.

Domanižské súvrstvie členíme na paštinozávadské vrstvy (31) a ílovce > pieskovce (30).

31 paštinozávadské vrstvy: zlepcový flyš; stredný eocén (starší až stredný lutét, SBZ 13 – 14)

V nadloží súľovských zlepcov súľovského súvrstvia vystupujú paštinozávadské vrstvy (nový názov podľa obce Paština Závada).

Pri usadzovaní domanižského súvrstvia prebiehala občas opätovná sedimentácia zlepcov. Tým sa v ňom vytvorili polohy zlepcov, ktoré dnes pozorujeme ako odolnejšie telesá medzi týmito mäkkými vrstvami ovplyvňujúce morfológiu terénu. Najčastejšie ich možno sledovať pri okrajoch panvy, v tesnej blízkosti súľovských zlepcov. Ich presné kartografické vymedzenie nie je možné v dôsledku slabej odkrytosti.

Pieskovce a ílovcce sa s polohami zlepcov opakovane striedajú (Andrusov, 1952). V Pružinskej kotline tvoria zlepenca 4 – 5 polôh (Kúta, 1954), v paštinozávodských vrstvách s hrúbkou od 10 do 55 m. V odkryvoch sme pozorovali najmä prechody od hrubozrnných zlepcov po jemnozrnné. Veľkosť dobre a slabšie opracovaných obliakov prevažne triasových karbonátov (aj paleogénnych pieskovcov), zlepcov súľovského typu, je od 0,5 cm do 3 – 5 cm, maximálne 18 cm, ojedinele sa vyskytujú bloky veľké až 50 cm. Smerom do nadložía zlepcových telies neubúda, no pozorujeme pribúdanie pieskovcov a ílovcov. Zlepcový flyš pozvoľna prechádza do jemnorytmického flyšu. Hrúbka zlepcového flyšu narastá od východu smerom na Z, kde dosahuje 250 – 400 m.

Marschalko (1962; in Began et al., 1963) uvádza hrúbku zlepcových telies od niekoľko dm do niekoľko desiatok metrov. Salaj (in Salaj et al., 1991; Salaj, 1993a, 1994) predpokladá ich hrúbku od 25 do 150 m, resp. 50 – 80 m s 5 – 6 pasážami zlepenca súľovského typu (Salaj, 2001).

Marschalko a Kysela (1980) uvádzajú v pruhu medzi Vrchteplou a Ovčiariskom vo flyši mohutný litosóm (300 – 500 m) zlepcov. Jeho vek podľa nanoplanktónu (v podloží zlepcov zóna s *Discoaster lodensis*, v nadloží spoločensťvo s *Discoaster saipanensis* BRAM. et RIED. (určila Bystrická, ústne oznámenie in Marschalko a Kysela, l. c.) je mladší kuis – starší lutét. Vek zlepcového flyšu je starší až stredný lutét.

Paštinozávodské vrstvy domanižského súvrstvia vystupujú z. a v. od Ovčiariska, a najmä z. od Paštinej Závady. „Pribradlový“ paleogén tu začína mať spoločné litofaciálne črty s centrálnokarpatským paleogénom Žilinskej kotliny. Ide o flyšové súvrstvie s výraznou prevahou ílovcov s ojedinelými polohami jemnozrnných zlepcov. Dobre odkryté bolo v záreze poľnej cesty v. od Ovčiariska (Samuel et al., 1972), kde vystupuje s polohami zlepcov. Pieskovce sú hrubozrnné a miestami prechádzajú do jemnozrnných zlepcov s klastami karbonátov (vápence a dolomity). Zlepenca okrem obliakov dolomitov a vápencov triasu obsahujú riasové „urgónske“ vápence (pozri výskyt týchto vápencov v ovčiariských vrstvách), organodetrítické albsko-cenomanské pieskovce a obliaky ilerských pieskovcov. Ílovcce obsahujú bohaté spoločensťvo aglutinovaných foraminifer s významným strednoeocénnym druhom *Cyclammina amplectens* GRZYB. (Samuel et al., l. c.). Z medzivrstvy červených slieňovcov pochádza bohaté spoločensťvo foraminifer veku starší lutét: *Globigerina eocaena* (GUMB.) HAGN et LINDENB., *G. linaperta* FINL., *G. ex gr. yeguaensis* WEINZ. et APPLIN., *Globorotalia lensiformis* SUBBOT., *Turborotalia* (A.) *crassata densa* (CUSHM.) a *T. (A.) spinuloinflata* BOLLI. Zo základnej hmoty zlepcov (Köhler in Samuel et al., l. c.; Buček in Buček et al., 2004c) pochádza spoločensťvo veľkých foraminifer staršieho až stredného lutétu, SBZ 13 – 14: *Nummulites rotularius* DESH., *N. globulus* LEYM., *Orbitoclypeus douvillei* (SCHLUMB.), *O. marthae* (SCHLUMB.), *O. cf. roberti* (DOUV.), *Discocyclina augustae atlantica* LESS., *D. cf. archiaci* (SCHLUMB.), *D. cf. radians* (D'ARCH.) a *Asterocyclina* sp. Uvedené spoločensťvo staršieho lutétu je obdobné ako vo vrchnej časti súľovského súvrstvia.

tvia (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. Vo východnej časti Ovčiarska (sv. od kóty Bôrky) sa vyskytujú rôznoveké sedimenty rôznych litostratigrafických jednotiek.

Zo starších biostratigrafických údajov treba spomenúť výskumy Samuela (1961; in Marschalko, 1962; in Began et al., 1963) a Samuela a Salaja (1968). Zistené spoločenstvo malých foraminifer zóny *Turborotalia (Acarinina) crassata densa* strednoeocénneho (starší lutét) veku pochádzajú z profilov medzi Pružinou a osadou Chmelisko z pestrých slieňov (spodná časť s hrúbkou 30 m) s polohami numulitového pieskovca (Salaj, 1995b, 2001). Veľké foraminifery opísané z Pružiny (Vaňová in Marschalko, 1962; Vaňová, 1964; Vaňová in Samuel a Salaj, 1968) majú vek starší eocén (kuis) – najstarší lutét (Chmelisko) – lutét (Pružina) (Salaj, 2001). Pochádzajú však z obliakov súľovského súvrstvia (kuis), resp. zo zlepencového flyšu paštinozávadských vrstiev. Buček (in Havrila et al., 2004) z obliakov organodetritických pieskovcov až piesčitých vápencov až drobnozrnných zlepenčov v zlepencovom flyši pri Pružine zistil spoločenstvo veľkých foraminifer staršieho eocénu (stredný ilerd, SBZ 7 – 8, až starší až mladší kuis, SBZ 10 – 12). Litologicky a vekovo zodpovedá vápencom jablonovského súvrstvia, resp. súľovským zlepencom.

V zlepencovej polohe pri Ovčiarsku je aj blok rifového vápenca (Samuel et al., l. c.). Prítomnosť druhu *Miscellanea cf. miscella* (D'ARCH. et HAIME) poukazuje na paleocénny, nie kriedový vek tohto bloku.

30 ílovce > pieskovce; stredný eocén (stredný lutét)

Súbor pieskovcov a ílovcov sa vyznačuje striedaním prevažne lavicovitých až doskovitých karbonátových pieskovcov, vápnitých až piesčitých ílovcov a slieňovcov, ktoré sú v prevahe. Vytvárajú sa pozvoľna z podložných paštinozávadských vrstiev alebo vystupujú v nadloží organodetritických vápencov a pieskovcov vrchnej časti súľovských zlepenčov. Tým sa končí sedimentačný cyklus myjavsko-hričovskej skupiny. Po krátkom hiáte v strednom až mladšom lutéte (SBZ 15 – 16), prejavujúcom sa najmä v plytkovodných príbrežných faciách, nastal druhý sedimentačný cyklus, sedimentácia podtatranskej skupiny začínajúcej sa borovským súvrstviem.

Vápnité pieskovce sú hrubolavicovité (hrubé až 120 cm), lavicovité s doskovitým rozpadom (hrubé 2 – 5 až 15 cm), jemno- až hrubozrnné, hnedosivej farby, miestami sfudnaté. Ílovce až slieňovce sú sivé a zelenosivé, žltohnedo zvetrávajúce, s výraznou lamináciou. Prechod z postupne zvrstvených pieskov-

cov do ílovcov je veľmi pozvoľný. Západne od Ovčiarska sú zastúpené aj pestré ílovce striedajúce sa s ojedinelými medzivrstvami jemnozrnných pieskovcov.

Ílovce obsahujú spoločenstvo vápniteho nanoplanktónu veku stredný eocén – lutét až bartón (Peterčáková, 1987), podľa *Chiasmolithus* cf. *oamaruensis* (DEFLAN.) až priabón (Potfaj, 1998c), podľa Žecovej (in Buček et al., 2004a) hranica bartón – priabón. Z malých foraminifer sa zistil druh *Cyclammina amplexans* GRZYB., ktorý je indexovou formou stredného eocénu (Samuel in Potfaj, l. c.). Z lokality z. od Ovčiarska sa zistilo spoločenstvo foraminifer *Bolivina* cf. *aenariensisformis* MJATL., *Hansenisca girardana* (RSS.), *Paragloborotalia* sp. a *Globigerina* sp. s vekovým rozpätím hranica mladšieho eocénu – staršieho oligocénu (Zlinská in Buček et al., 2004b).

Okolie obce Malé Lednice je jediné územie, kde v rámci domanižského súvrstvia myjavsko-hričovskej skupiny na základe malých foraminifer okrem lutétskej (Kantorová, 1956; Stráňík, 1959; Chmelík in Buday et al., 1967) a mladoeocénnej (Kantorová, l. c.; Samuel a Salaj, 1968; Zlinská in Buček et al., 2004a) časti domanižského súvrstvia sa zistila aj jej najvrchnejšia, ranoooligocénna časť – kišcel (Zlinská in Buček et al., l. c.) – až strednooligocénna časť (Salaj, 1993a, 1995b). Salaj (2001) ju pomenoval ako súvrstvie Veroniky, ale kartograficky ho nezobrazil. Vápny nanoplanktón indikuje vek lutét – bartón, NP 16/17 (Žecová in Buček et al., l. c.). Sedimenty vyskytujúce sa iba v okolí obce Malé Lednice je možné považovať za priestor s blízkou afinitou k hutianskemu súvrstviu. Predstavujú relikť podtatranskej skupiny zachovaný na domanižskom súvrství. Preto je ich biostratigrafická náplň typická pre hutianske súvrstvie.

Hrúbka vrstiev je 50 až 500 m.

30a organodetritické vápence, piesčité vápence až pieskovce

Pri obci Malé Lednice a Ovčiarsko vystupujú ílovce 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. Dominujúcim litotypom sú jemno- až hrubozrnné vytriedené (dobré aj slabé) karbonátové pieskovce, miestami až drobnozrnné zlepenec s prevažne slabé opracovanými klastami mezozoických karbonátov s veľkosťou 0,05 – 0,15 až 0,2 – 3,5 mm, maximálne 4,0 až 7,6 mm, pieskovcov (do 2,0 mm), slieňovcov a ílovcov (do 4,5 mm). Zriedkavo sa vyskytuje kremeň do 0,3 – 0,7 mm, glaukonit do 0,2 mm a náteky Fe oxidov.

Zistili sa tu spoločenstvá bentických veľkých foraminifer (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a; Buček in Buček et al., 2004b). Spoločenstvo pochádzajúce z hričovskopodhradského alebo jablonovského súvrstvia – *Nummulites* cf. *praecursor* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB, *N.* cf. *robustiformis* SCHAUB, *Operculina* cf. *ammonaea* LEYM., *O.* cf. *canalifera* D'ARCH., *Alveolina* (*Glomalveolina*) *subtilis* HOTT., *A.* cf. *cucumiformis* HOTT. – sme zaradili do

staršieho eocénu – ilder až kuis, SBZ 9 – 10. Spoločenstvo *Nummulites* cf. *aquitanicus* BENOIST, *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N.* cf. *nitidus* DE LA HARPE, *Discocyclina archiaci* (SCHLUMB.) sme zaradili do staršieho eocénu – mladšieho kuisu, SBZ 12. Spoločenstvo *Nummulites pavloveci* SCHAUB, *N. gallensis* HEIM, *N. globulus* LEYM., *N.* cf. *praeaturicus* SCHAUB, *Assilina* cf. *suteri* SCHAUB a *Orbitoclypeus douvillei* (SCHLUMB.) sme zaradili do stredného eocénu – staršieho lutétu, SBZ 13. Podľa vzhľadu a zachovania schránok veľkých foraminifer považujeme tieto spoločenstvá za redeponované do mladšieho súvrstvia, pravdepodobne strednolutétskeho veku.

Z malých foraminifer sa vyskytujú rotalidy, aglutinancie, *Gypsina* sp., *Miscellanea?*-*Cuvillierina?* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Idalina causae* SIREL a zriedkavo drobný bentos a globigerinidy. Zo sprievodných mikrofosilií sú zastúpené koralinné riasy (aj *Sporolithon* sp.), *Ethelia* sp., machovky, lastúrniky, rúrky červov (*Ditrupa* sp.) a ojedinele aj koralý a *Pieninia* sp. Zaujímavý je výskyt *Distichoplax biserialis* (DIETR.) PIA z klastov organogénnych vápencov, známy z rifových vápencov paleocénu.

30b karbonátové zlepence

Ílovce a pieskovce s ojedinelými polohami zlepenčov vystupujú v j. časti čiastkovej Breznianskej kotliny sv. od obce Lietava (Buček et al., 2004a). Strednozrné zlepence obsahujú obliaky drobnozrnných zlepenčov tvorených klastami neopracovaných, ale aj dobre opracovaných mezozoických karbonátov veľkosti 0,5 – 3,5 mm, ojedinele až 8,2 mm. Vzácné sú úlomky kremeňa do 0,2 mm. Veľmi zriedkavé sú úlomky veľkých foraminifer, koralinných rias a drobného bentosu. Vyskytujú sa aj obliaky hrubozrnných karbonátových pieskocov s klastami mezozoických karbonátov veľkosti 0,2 – 1,2 mm, časté sú úlomky kremeňa do 0,3 mm, vzácné sú úlomky sľúd do 0,3 mm. Okrem zriedkavých veľkých foraminifer (*Nummulites* cf. *globulus* LEYM., *Discocyclina* sp. a *Asterocyclina* sp.) sú prítomné zriedkavé koralinné riasy, machovky, lastúrniky a úlomky drobného bentosu.

Vekové zaradenie: ?stredný eocén (?stredný lutét).

30c ílovce > pieskovce s blokmi rifových vápencov

Rifové vápence eocénu ako bloky organogénnych vápencov v domanižskom súvrství zistil Salaj (1993, 1995b).

Južne a jv. od Malej Lednice v záreze lesnej cesty je asi 200 m dlhý odkryv v ílovcoch a pieskovcoch domanižského súvrstvia vrátane pruhu zlepencového flyšu paštinozávadských vrstiev (tab. XV, foto 3, 4). Hrubozrné zlepence obsahujú dobre až veľmi dobre opracované obliaky prevažne granitoidných hornín a mezozoických karbonátov. Smerom do nadložia sa zlepence stávajú strednozrnejšími a objavujú sa aj prvé lavicovité hrubozrné pieskovce. Pre vrchnú

časť zlepenčov s pozvoľným prechodom do ílovcov a pieskovcov je charakteristické striedanie drobnozrnných zlepenčov, ktoré v základnej hmote obsahujú veľké foraminifery, a hrubozrnných pieskovcových lavíc (10 – 15 cm). Charakteristická je aj prítomnosť obliakov (veľkých do 10 cm) hnedých, ale prevažne pleťovosivých organogénnych (rifových) vápencov. V ich základnej hmote sú veľmi hojné veľké foraminifery pozorovateľné voľným okom, ojedinele aj červené riasy. Vyššie sa začínajú objavovať tmavosivé ílovce a doskovité jemnozrnné pieskovce. V juhovýchodnej časti obce sa pruh zlepenčov vyklinuje bez prítomnosti hrubozrnných zlepenčov.

Z Malej Lednice (Buček et al., 2004a) sme zistili tri mikrofaciálne prvky organogénnych vápencov vonkajšej plytkovodnej fácie aj vnútornej fácie rifového telesa (cf. Fagerstrom, 1987).

Prvým z nich sú foraminiferové mikritové vápence až piesčité vápence, ktorých klastickú prímes tvorí drvina z organických zvyškov. Základná hmota je rekryštalizovaná na sparit.

Malé foraminifery sú zastúpené časťami miliolidmi, rotalidmi, menej častými aglutinanciami, kôrovými *Gypsina* sp. a *Acervulina* sp., *Eorupertia* sp., *Sphaerogypsina* sp., *?Korobkovella* sp. a drobným bentosom. Veľmi vzácné sa vyskytujú planktónne globigerinidy. Zo sprievodných mikrofosilií sú zastúpené úlomky kôr a stielok koralinných rias obrastajúce schránky veľkých foraminifer, rekryštalizované dasykladálne riasy, zriedkavé machovky (cyklostomátne aj cheilostomátne formy), koralý, lastúrniky, ostrakóda, krinoidy a rúrky červov (*Ditrupa* sp.).

Druhým typom sú lagunárne alveolínovo-miliolidovo-idalinové mikritové vápence. Mikrit je miestami rekryštalizovaný na sparit. Klastickú prímes tvoria vzácné úlomky karbonátov veľké do 1,0 mm. Vyskytuje sa tu veľmi pestrá asociácia malých foraminifer: veľmi časté miliolidy, rotalidy, rôzne aglutinancie a drobný bentos a aglutinovaná *Globotextularia* sp. (cf. Sirel, 1998). V jedinom prípade v pieskovci obalujúcom obliak miliolidového vápenca sme zistili *Nummulites globulus* LEYM. a *Assilina* sp. veku starší lutét.

Prvé dva mikrofaciálne typy sú charakteristické pre vápence jablonovského súvrstvia opísané z Mojštína, z osady Riedka pri Pružine a z kóty Hlavina pri Hrabovom.

Na základe zistených spoločenstiev veľkých foraminifer môžeme odlišiť nasledujúce plytkovodné bentické zóny (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a):

a) spoločenstvo staršieho eocénu – stredný až mladší ilerd, SBZ 8 – 9: *Alveolina* cf. *moussoulensis* HOTT., *A. subtilis* HOTT., *A. cf. rugosa* HOTT., *Opertorbilites douvillei* (NUTT.) a *Idalina* cf. *sinjarica* GRIMSD.;

b) spoločenstvo staršieho eocénu – stredný až mladší kuis, SBZ 11 – 12: *Nummulites partschi* DE LA HARPE, *N. pernotus* SCHAUB, *N. subramondi* DE LA HARPE, *N. burdigalensis* DE LA HARPE, *N. aquitanicus* BEN., *Alveolina* cf. *cucumiformis* HOTT., *A. cf. minuta* CHEC.-RISP., *Discoyclina* cf. *archiaci* (SCHLUMB.), *Orbitolites* sp., *Smoutina* sp. a *Fabiania* sp.;

c) spoločenstvo stredného eocénu – starší lutét, SBZ 13: *Nummulites globulus* LEYM., *N. kugleri* SCHAUB, *N. obesus* D'ARCH. et HAIME, *N. cf. gallensis* HEIM, *N. pavloveci* SCHAUB, *N. cf. irregularis* DESH., *Assilina tenuimarginata* HEIM, *Ass. suteri* SCHAUB, *Operculina parva* DOUV., *Discocyclina augustae* VAN DER WEIJ., *D. cf. radians* (D'ARCH.), *D. dispansa* (SOW.), *D. fortisi* (D'ARCH.), *D. pulcra* CHEC.-RISP., *Asterocyclina alticostata* (NUTT.) a *Alveolina* sp.

Tretí zistený mikrofaciálny prvok sú riasové mikritové vápence typu bindstone. Klastickú prímes tvoria zriedkavé karbonáty (0,2 – 1,2 mm). Neobsahujú veľké foraminifery, veľmi časté sú koralinné riasy (*Sporolithon* sp. a i.), *Peyssonelia* sp., *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA, *Ethelia* sp., sesilne druhy *Haddonina* sp., *Planorbulina cretae* (MAR.), *Korobkovella* sp. a *Gypsina* sp. a aglutinancie. Sprievodné fosílie sú koraly, machovky a drobný bentos. Prostredie predstavuje rifové teleso (cf. Bosellinui a Papazzoni, 2003) a predrif. Vekové zaradenie: ?starší až ?stredný paleocén.

Na základe uvedených údajov možno súhlasiť s tvrdením Salaja (2001), že v Domanižskej a čiastkovej 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 spomenutých kotlín.

Podtatranská skupina

Sedimenty stredného eocénu až staršieho oligocénu podtatranskej skupiny (borovské súvrstvie, hutianske súvrstvie a pieskovce Konskej) tvoria výplň Rajeckej kotliny a prevažnej časti Žilinskej pahorkatiny. Čiastočne zodpovedajú súľovskému paleogénu v zmysle Salaja (1993b).

Borovské súvrstvie; stredný eocén (bartón)

Borovské súvrstvie predstavuje bazálnu terigénnu formáciu podtatranskej skupiny, geneticky spätú s bartónskou transgresiou. V rámci súvrstvia možno rozlíšiť spodnú, zlepecovo-brekciovú a vrchnú, vápencovo-zlepecovo-pieskovcovú organoklastickú litofáciu, pričom časť spodnej litofácie môže mať predtransgresívny charakter.

29b dolomitové brekcie, zlepenec, ojedinele pieskovce; stredný eocén (bartón)

Zlepecovo-brekciová litofácia tvorí celé borovské súvrstvie na severnom okraji Lúčanskej Fatry (jz. od Strečna) a spodnú časť súvrstvia na okraji rajecokteplického ostrova medzi Rajeckými Teplicami, Turím a Lietavskou Lúčkou.

Zlepence a brekcie na okraji Malej Fatry vystupujú na značnej ploche v jz. okolí Strečna a v menšej rozlohe na východnom okraji Turia prevažne v nadloží stredotriasových dolomitov hronika.

Dominujúcim litotypom fácie v tejto oblasti sú hrubolavicovité (0,5 až 1,5 m), zriedkavejšie aj doskovité (0,03 – 0,15 m; ssz. svah kóty Dolinky) nerovnoploché svetlosivohnedé a svetlohnedožlté, prevažne drobn- až strednozrné dolomitové brekciovité zlepence až brekcie s prevažujúcou podpornou štruktúrou matrixu, polymodálne, nezvrstvené. Zriedkavejšie sa vyskytujú typy s podpornou štruktúrou klastov (Strečno). Klastický materiál tvoria sivé cukrové dolomity s veľkosťou 2 až 100 mm (prevažujúce frakcie 2 – 32 mm), ostrohranné až polozaoblené (1 – 3°). Mikroskopicky sa zistila pomerne častá prítomnosť obliakov organogénnych (riasových) dolomitov wettersteinského typu. Brekcie a zlepence sú väčšinou veľkostne nevytriedené, v drobnozrnej frakcii sa nachádzajú klasty s veľkosťou 100 až 150 mm. Základnou hmotou je hrubozrný dolomitový pieskovec. Stupeň zaoblenia klastov sa smerom do nadložia zvyšuje, v najvyššej časti litofácie je časť materiálu veľmi dobre opracovaná (4 – 5°; Strečno – Bôrik).

Vo vrchnej časti zlepencovo-brekciovej litofácie sa ojedinele v okolí kóty Javor vyskytujú polohy lavicovitých (0,5 m) svetložltosivých až svetlohnedožltých strednozrných dolomitových pieskocov s náznakmi vnútrovrstvomého doskovitého rozpadu. Pieskovce smerom do podložia aj do nadložia plynulo prechádzajú do drobnozrných dolomitových zlepencov.

Hranica medzi zlepencami a podložnými dolomitmi je miestami veľmi strmá (kameňolom jv. od kóty Dolinky). Spolu s litologickým a textúro-štruktúrnym charakterom zlepencov a brekcií to podporuje predstavu o ich vzniku na úpäti strmých dolomitových svahov, či už v plytkomorskom (klifové brekcie) alebo kontinentálnom prostredí (dejekčné kužele). Hrúbka spodnej litofácie borovského súvrstvia na okraji Malej Fatry je značne premenlivá, dosahuje maximálne 50 m.

Zlepence v ekvivalentnej pozícii na okraji rajekoteplického ostrova vystupujú v nadloží dolomitov a vápencov stredného triasu hronika a vápencov staršej kriedy veporika (Rajecké Teplice, Turie, Lietavská Lúčka). Zlepence v tejto oblasti sa od fácie na okraji Malej Fatry odlišujú častejším zastúpením typov s podpornou štruktúrou obliakov a lepšie opracovaným klastickým materiálom. Vznikli pravdepodobne v plytkomorskom plážovom prostredí, pričom časť obliakového materiálu mohla prejsť riečnym transportom. Hrúbka litofácie v tejto oblasti je podstatne menšia ako na okraji Malej Fatry, dosahuje maximálne 10 m. Zlepence sú hrubolavicovité, drobnozrné, tvoria ich väčšinou dobre opracované (4°) obliaky veľkosti do 30 mm a žltá karbonátovo-piesčitá základná hmota. V zlepencoch sa miestami nachádzajú aj väčšie (50 – 100 mm), prevažne slabšie opracované (2 – 3°) klasty, ojedinele (na báze vrstvy) blok rozpukaného dolomitu veľkosti 300 x 150 mm a lavica (1 m) strednozrnej zlepencovej brekcie s podpornou štruktúrou klastov. Tú väčšinou tvoria dobre opracované (4°) drob-

né (do 10 mm) obliaky a väčšie (30 – 70 mm), slabo opracované (2°) úlomky (Kopanica s. od Turia). V jemnozrnných zlepencoch až brekciách, resp. hrubozrnných pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú veľké foraminiféry bez sprievodných fosílií. Zistené spoločenstvo z lokality Turie poukazuje na vrchnú časť stredného eocénu – bartón, SBZ 17 – 18 (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a).

Zlepence a brekcie sa vyskytujú aj v drobných erózných troskách na dolomitoch hronika rajeckoteplického ostrova jv. od Porúbky. Sú hrubolavicovité, prevažne drobnozrnné, veľkostne nevytriedené, s podpornou štruktúrou klastov. Klasty veľkosti do 40, miestami až 150 mm, sú prevažne poloostrohranné (až polozaoblené; 2 – 3°), drobné obliaky veľkosti 2 – 3 mm sú opracované lepšie.

K spodnej časti borovského súvrstvia patria odkryvy vystupujúce v jz. a j. časti Rajeckej kotliny. Zlepence a brekcie sa nachádzajú na dolomitoch a vápencoch stredného triasu hronika (Rajec, Jasenové) a na slienitých vápencoch staršej kriedy veporika (Zbyňov). Zastúpené sú hrubozrnné zlepence (Jasenové – Kopanica) s veľkosťou klastov až 1 300 mm (v spodnej časti slabo opracovaných), ktoré postupne prechádzajú do stredno- až drobnozrnných hrubolavicovitých (3 – 5 m) zlepenčov (veľkosť klastov 5 – 50 mm). Klasty tvorené prevažne dolomitmi sú buď neopracované, ostrohranné (brekciovité zlepence; Rajec – Pod Dubovou), alebo veľmi dobre opracované (Rajec – Dubová, vrchná časť). Základnú hmotu tvorí dolomitový pieskovec. Juhozápadne od Rajca (Vrchná) možno pozorovať balvany a úlomky polymiktných brekcií, brekciovitých zlepenčov a zlepenčov z rozrušenej bazálnej časti borovského súvrstvia. Ostrohranné klasty triasových dolomitov a vápencov a lepšie opracované slienité vápence a slieňovce kriedy dosahujú veľkosť 30 – 300 mm. V drobnozrnných zlepencoch sa ojedinele objavujú schránky numulitov (Zbyňov – Lán).

29a karbonátové pieskovce, jemnozrnné zlepence a organodetrítické piesčité vápence; stredný eocén (starší až mladší bartón, SBZ 17 – 18)

Vrchnú časť borovského súvrstvia na sv. okraji rajeckoteplického ostrova medzi Turím a Lietavskou Lúčkou a v okolí kameňolomu z. od Višňového tvorí alternácia jemnozrnných zlepenčov a pieskovcov.

Zlepence sú lavicovité, jemnozrnné, žltosivej farby, tvorené rôzne opracovaným klastickým karbonátovým (prevažne dolomitovým) materiálom veľkosti maximálne do 20 mm (ojedinele až 30 mm). Pomer obliakového a úlomkového materiálu je značne kolísavý, zlepence sú miestami až brekciovité.

Zlepence plynule prechádzajú do doskovitých až lavicovitých svetlohnedosivých, hrubo- až strednozrnných, slabo vytriedených karbonátových pieskovcov s klastami dolomitov, vápencov a slieňovcov veľkosti do 12 mm. V piesčitej frakcii sú vzácné prítomné aj rohovce, kremenné pieskovce a kremeň. Klasty majú niekedy výraznú hnedú obrubu. Pieskovce miestami obsahujú veľké foraminiféry bartónu, SBZ 17 – 18 (okolie kameňolomu z. od Višňového).

Vrchná časť borovského súvrstvia sa vyskytuje aj v južnej časti Rajeckej kotliny (Jasenové – Kopanica, Šuja – Nad Skalkou, Rajec – cintorín, Rajec – Vrchná). Tvoria ju svetlohnedosivé, hrdzavohnedé až červenohnedé doskovité (0,05 až 0,15 m), málo vytriedené (resp. veľkostne vytriedené), prevažne hrubozrnné (ojedinele aj jemnozrnné) organoklastické karbonátové pieskovce, piesčité vápence a jemnozrnné zlepenca (v okolí Jasenového červenohnedé brekciovitú vápence) s numulitmi. Klasy (rôzneho stupňa opracovania) sú prevažne karbonátové (dolomity a vápence veľkosti do 7 mm). V piesčitej frakcii je prítomný aj kremeň, zriedkavo sú zastúpené slieňovce, kremence a úlomky riasových vápencov ?paleocénu, veľmi vzácny je glaukonit.

Na základe zisteného spoločenstva bentických veľkých foraminifer (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a) *Nummulites perforatus* (DE MONTF.), *N. bronngiarti* D'ARCH. et HAIME, *N. striatus minor* D'ARCH. et HAIME, *N. cf. striatus* (BRUG.), *Assilina exponens* (SOW.), *Operculina schwageri* SILV., *Discocyclina sella* (D'ARCH.), *D. pratti* (MICH.), *D. radians* (D'ARCH.), *D. discus* (RÜTIM.), *D. cf. trabayensis* NEUM., *D. aspera* (GÜMB.), *Orbitoclypeus varians scalaris* (SCHLUMB.), *O. varians* (KAUFM.), *O. chudeaui* (SCHLUMB.), *Fabiania cassis* LE CALVEZ, *Linderina brugesii* SCHLUMB. zaradujeme vrchnú časť borovského súvrstvia do staršieho bartónu, SBZ 17. V prípade lokalít Porúbka, Šuja a Rajec možno predpokladať redepozíciu do mladšieho bartónu, SBZ 18. Sprievodnými fosíliami sú malé foraminifery, koralinné riasy, koraly, lastúrniky, machovky, krinoidy a červy. Niektoré schránky veľkých foraminifer sú vyplnené kremeňom (chalcedónom). *Distichoplax biserialis* (DIET.) PIA je redeponovaný z rifových vápencov paleocénu (Buček a Köhler in BUČEK et al., l. c.).

Spoločenstvo veľkých foraminifer staršieho bartónu (SBZ 17), typické pre vrchnú časť borovského súvrstvia, zistené v. od Ovčiariska v úlomkoch hrubozrnných pieskovcov až brekcií nachádzajúcich sa v pruhu ovčiarskych, resp. paštinozávadských vrstiev poukazuje na (širšie priestorové rozšírenie borovského súvrstvia) tektonickú aktivitu žilinskej poruchy (Buček in Buček et al., 2004c).

Vrchná litofácia borovského súvrstvia vznikla v plytkomorskom (plytkoneritickom) prostredí. Dosahuje hrúbku asi 10 (až 20) m.

Hutianske súvrstvie; stredný eocén (mladší bartón) – starší oligocén (kišcel)

28a vápnité ílovce > prachovce, jemnozrnné pieskovce (arkózové droby); stredný eocén (mladší bartón) – starší oligocén (kišcel)

Podstatnú časť Žilinskej pahorkatiny a Rajeckej kotliny zaberá formácia flyšu s výraznou prevahou pelitickej zložky, ktorú korelujeme s hutianskym súvrstvom. V súvrství sa striedajú niekoľko metrov hrubé, čisto ílovcové polohy s pasážami tvorenými tenkorytmickým flyšom.

Dominujúcu pelitickú zložku súvrstvia predstavujú tenkobridličnaté, bridličnaté a doskovité (rovnoploché) laminované zelenosivé, sivé, sivohnedé, svetlohnedé a hnedé, prevažne vápnité ílovce, premenlivo prachovité (lokálne až silno prachovité), s čiernymi (zriedkavejšie aj okrovými) povlakmi, pomerne mäkké, lístkovito rozpadavé. Jednotlivé zväzky vrstiev dosahujú hrúbku okolo 1 – 4 m, miestami až 7 m (Diel jz. od Poluvsia). Lokálne sa vyskytujú tmavohnedé ílovce s lastúrnatým lomom. Na laminách sa nachádza množstvo uhoľnej drviny (Mojšova Lúčka), v priestore bývalej tehelne pri Bytčici sa vyskytujú drobné (0,01 až 0,04 m) elipsoidálne konkrécie sivých, silno vápnitých ílovcov až slieňovcov s medzivrstvami svetlohnedých hrubozrnných pieskovcov až drobnozrnných zlepcov s ojedinelými veľkými foraminiferami. Zo separovaných voľných schránok sme určili (Buček in Buček et al., 2004c) spoločenstvo [*Nummulites pulchellus* DE LA HARPE, *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. retiatus* ROVEDA, *N. vascus* JOLY et LEYM. a *Orbitoclypeus varians* (KAUFMANN)], ktoré je výrazne redeponované, prevažne z mladšieho eocénu – mladšieho priabónu, SBZ 20, ale *N. vascus* je zo staršieho oligocénu, SBZ 21. Ide o druhý výskyt oligocénnych veľkých foraminifer zo Západných Karpát [cf. Buček a Filo in Zlinská (ed.), 2004].

Aleuritickú zložku zastupujú tenkodoskovité rovnoploché hnedé, svetlohnedé a sivé vápnité prachovce s čiernymi a okrovými povlakmi, laminované (zriedkavejšie homogénne), v odkryvoch zväčša zvetrané, hrdzavohnedé, drobnouľomkovito až nepravidelne rozpadavé, tvoriace v ílovcoch tenké preplásky (0,03 až 0,1 m). Často prítomná zvlnená a šikmá laminácia podmieňuje krivolupeňovitosť rozpad. Na zložení prachovcov sa podieľa kremeň, silicity, baueritizovaný biotit, vápnito-ílovitá základná hmota a malé foraminifery.

Sporadicky zastúpenú psamitickú zložku reprezentujú doskovité až tenkolicovité (0,03 – 0,3 m) modrosivé, sivé, svetlosivé až sivohnedé (po navetraní až žltohnedé) jemnozrnné, paralelne zvlnené, čerinovo až šikmo laminované pieskovce so sľudou na plochách laminácie, s čiernymi povlakmi a so stopami po vtlačaní na spodných vrstvových plochách. Miestami vytvárajú nesúvislé polohy budinázového charakteru (Straňavy), lokálne obsahujú laminky čierneho uhlia (Mojšova Lúčka). Zriedkavejšie sa vyskytujú veľmi tvrdé, homogénne zvrstvené jemnozrnné pieskovce s tenkými kalcitovými žilkami. Častejší je výskyt hnedých a sivých (zvetraných) strednozrnných pieskovcov (niekedy s hojnou zuhoľnatenou rastlinnou drvinou; Trnové), nevytriedených, so zrnkami do 1 mm, relatívne slabo spevnených, rozpadavých až sypkých (až pieskov; Trnové), s bochníkovitými konkréciami pevnejších svetlohnedých pieskovcov. Tieto variety pripomínajú typ charakteristický pre súvrstvie pieskovcov od Konskej z nadložia hutianskeho súvrstvia. V pieskovcoch často úplne chýba zložka L. Z petrografického hľadiska zodpovedajú arkózovým drobám, kremenným drobám (\pm biotitovým) a vápnitým subarkózovým arenitom (\pm uhoľným), ojedinele litickým drobám. Základným komponentom pieskovcov je monokryštalický kremeň (33 – 52 %), v drobách karbonátovo-ílovitá základná hmota (28 – 39 %),

v arenitoch zastúpená kalcitovým cementom (18 – 36 %). V prevažnej väčšine vyhodnotených vzoriek boli prítomné zvyšky organizmov (pyritizované malé foraminifery, machovky), silicity, biotit a plagioklasy, alternatívne ortoklas, glaukonit, polykrystalický kremeň, metamorfity, mikroklin, uhoľná drvina, zriedkavo karbonáty a muskovit. Biotit býva často baueritizovaný, živce sericitizované.

Vo vyššej časti hutianskeho súvrstvia sa veľmi ojedinele v sprievode jemnozrnných pieskovec so zvýšeným množstvom zuhoľnatej rastlinnej drviny veľkosti do 10 mm vyskytujú aj malé šošovky uhlia (50 x 2 mm; jz. od Trnového). Andrusov a Kuthan (1944) uvádzajú výskyt úlomkov hnedého uhlia horšej kvality v. od Turia.

V tenkorytmickom flyši s výraznou prevahou pelitickej zložky v bývalej tehelni sv. od Bytčice sa nachádzajú svetložlté vápnité konkrécie plochodiskovitého tvaru tvorené mikritickým kalcitom. Vonkajším habitom pripomínajú vápnité sintre, tvoria však nesúvislú polohu v rámci niekoľko metrov hrubého vrstvomého sledu ílovcov. Ich vznik možno dávať do súvislosti s existenciou horizontu s výnimočne vysokým obsahom CaCO_3 , zrejme organického pôvodu (?globigerínový slieňovec).

Z ílovcov hutianskeho súvrstvia sa získali spoločenstvá malých foraminifer priabónu (Kamenná Poruba, Poluvsie, Stráňavy, Stránske, Šuja, Višňové), priabónu – kišcelu (Poluvsie, Stránske) až kišcelu (Rajec) (Zlinská in Buček et al., 2004a) a vápnitého nanoplanktónu bartónu (NP 16; Strečno), priabónu (NP 20; Poluvsie, Rajec), priabónu – staršieho oligocénu (NP 20 – 21; Kamenná Poruba, Kľače, Kunerad, Poluvsie, Stráňavy, Stránske, Višňové) až najspodnejšej časti kišcelu (NP 21; Šuja) (Žecová in Buček et al., 2004a). Z prieskumnej štôlne z. portálu diaľničného tunela Višňové – Dubná skala uvádza Sýkora (2002) nanoplanktón staršieho priabónu (NP-19). Strednooligocénny vek, ktorý na základe malých foraminifer doložil Salaj (1993, 1995b), sme nepotvrdili.

Hutianske súvrstvie vo v. časti Žilinskej pahorkatiny dosahuje hrúbku do 500 m, v Rajeckej kotline až 1 100 m (Šalaga et al., 1976; vrt RK-22 Rajec).

28b vývoj Hájika: pestré ílovce, pelokarbonáty, pieskovce a zlepenec; stredný eocén (mladší bartón) – mladší eocén (priabón) až starší oligocén (kišcel)

Osobitný vývoj hutianskeho súvrstvia – vývoj Hájika – sme vyčlenili z. od Žiliny, z. od sídliska Hájik a sz. od kóty Hájik (406) v okolí kóty 445 (kóta Biely vrch na topografickom liste M-34-98-A-d Žilina), kde sa v súčasnosti nachádza motokrosová dráha. V roku 2002 túto lokalitu odkryli zemné práce v hrúbke 25 m, neskôr bola zničená navážkami (Buček et al., 2004c). Matějka a Andrusov (1931) a Andrusov a Kuthan (1944) pravdepodobne z tejto lokality z. od Žiliny opísali polohy zlepenecov s exotickým materiálom.

Charakteristickým znakom vývoja Hájika je, že sa tu striedajú zelenosivé vápnité ílovcy s okrovými, červenými a červenohnedými polohami (cf. Stránik, 1959, pruh pri Turí) ílovcov s cyklami hrubými 0,5 – 2 – 3 m s medzivrstvami doskovitých (10 – 12 cm) organodetritických tmavosivých pieskovcov (hrubých 10 – 12 cm), piesčitých vápencov a drobnozrnných zlepcov až zlepcových brekcií (hrubých 10 – 50 cm) s hojnými veľkými foraminiferami s laminárnym usporiadaním schránok. Prítomné sú šošovkovité telesá pelokarbonátov, ktoré uvádza Stránik (l. c.) z lokality z. od Dolnej Tižiny. Pieskovce majú zvýšený obsah Mn, ktorý tvorí lemy na povrchu klastov zlepcov. Vo vrchnej časti vrstiev ojedinele vystupujú žltkasté vápnité ílovcy. Odkrytá časť vrstiev sa končí stredno- až hrubozrnnými doskovitými pieskovecami s pozitívnou gradáciou a s ojedinelými drobnými numulitmi a vtrúsenými klastami. Hrúbka pieskovcov je asi 10 m.

Jemno- až hrubozrnné, prevažne karbonátové pieskovce, piesčité vápence až drobnozrnné zlepenca sú tvorené opracovanými aj slabo opracovanými klastami karbonátov (0,1 – 5,0 mm), slieňovcov (1,0 až 5,2 mm) a starších paleogénnych hornín a zriedkavým kremeňom (0,2 – 0,6 mm) a glaukonitom. Miestami je prítomný vyzrážaný pyrit a oxidy Fe. Pôvodne mikritová základná hmota je sčasti rekryštalizovaná na sparit. Zastúpené sú aj piesčité vápence.

Zistené redeponované spoločenstvo bentických veľkých foraminifer paleogénu (Buček in Buček et al., 2004c) – *Nummulites variolarius* (LAM.), *N. cf. striatus minor* D'ARCH. et HAIME, *N. striatus* (BRUG.), *N. perforatus* (DE MONTF.), *N. millecaput* (BOUB.), *N. cf. brongniarti* (D'ARCH. et HAIME), *Operculina schwageri* SILV., *Discocyclina aspera* GÜMB., *D. pratti* (MICH.), *D. sella* (D'ARCH.), *D. radians* (D'ARCH.), *Assilina planospira* BOUB., *Orbitoclypeus varians scalaris* (SCHLUMB.), *O. varians varians* (KAUFM.), *Alveolina cf. boscii* (DEFR.), *Asterocyclina* sp., *Orbitolites* sp., *Linderina brugesi* SCHLUMB., *Fabiania cassis* LE CALVEZ – poukazuje na vekové zaradenie do stredného eocénu (vrchnej časti mladšieho bartónu, SBZ 18), rovnako ako v prípade organoklastických piesčitých vápencov až pieskovcov hutianskeho súvrstvia. Sprievodnými fosíliami veľkých foraminifer sú malé foraminifery (rotalidy, miliolidy, aglutinancie, *Gyroidinella* sp., *Sphaerogypsina* sp., *Gypsina* sp. a vzáčne globigerinidy), časté sú koralinné riasy (aj *Sporolithon* sp.), zriedkavo sa vyskytujú úlomky *Ethelia* sp., machoviek, lastúrnikov (aj *Ostrea* sp.), ostrakód, segmentov krinoidov, ostňov ježoviek a rúrok červov (*Ditrupea* sp.). *Distichoplax biserialis* (DIETRICH) PIA je redeponovaný z rifových vápencov.

Z ílovcov sme získali veľmi bohaté a druhovo pestré spoločenstvá vápniteho nanoplanktónu. V prvom spoločenstve sú indikujúcimi druhmi *Isthmolithus recurvus* DEFLAN., *Discoaster barbadiensis* TAN a *D. saipanensis* BRAML. et RIED. s vekovým zaradením do mladšieho eocénu – priabónu, NP 19 – 20 (Potfaj in Buček et al., 2004c). V druhom spoločenstve dominovali druhy *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHL. et WADE) BUK. et PERC., *Criboecium reticulatum* (GART. et SMITH) PERCH-NIELS. a *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN) MART. et

RITZ., ktoré je možné zaradiť na hranicu mladšieho eocénu a staršieho oligocénu (NP 20 – 21), resp. je možné uvažovať o mladšom veku (*Cyclicargolithus* cf. *abisectus* MÜLL. et WISE a *Reticulofenestra lockeri* MÜLL.) (Žecová in Buček et al., l. c.). Aj spoločenstvo malých foraminifer indikuje vekové zaradenie do mladšieho eocénu (Zlinská in Buček et al., l. c.).

28c karbonátové zlepenca a brekcie

Drobno- až jemnozrnné (ojedinele stredno- až hrubozrnné) karbonátové zlepenca a brekcie ako polohy v hutianskom súvrství vystupujú tak v Žilinskej pahorkatine (jv. od Bytčice, v záreze bezmenného potoka jz. od Rosiny), ako aj v Rajeckej kotline (Poluvsie, Stránske – Jánskova, Turie – Hrádok).

Zlepenca a brekcie sú doskovité, veľkostne slabo vytriedené, červenohnedej a hrdzavohnedej farby. Tvoria ich rôzne opracované obliaky, úlomky dolomitov a vápencov veľkosti do 50 mm (okrem karbonátov obsahujú zriedkavé drobné zrnká kremeňa a úlomky ílovcov), veľké foraminifery (redeponované z borovského súvrstvia) a piesčité základná hmota. Lokalitu pri Poluvsí na pravom brehu Stránskeho potoka podrobne opísali Borza a Köhler (1964). Frakcionovane zvrstvené zlepenca tu dosahujú hrúbku asi 2,5 m, sú sivé až tmavosivé, hrubozrnné, polymiktné. Tvoria ich klasty vápencov, dolomitov a bridlic mezozoika, organogénnych pieskocov a vápencov paleogénu (starší až stredný lutét súľovského súvrstvia), ostrohranných až slabo opracovaných, veľkosti 30 – 150 mm, uložených v piesčitej základnej hmote.

28d globigerínové slieňovce

V tenkorytmickom ílovcovom flyši hutianskeho súvrstvia v Rajeckej kotline jv. od Poluvsia (Povrázky) v sprievode menilitových silicítov a drobnozrnných organoklastických zlepenecov vystupuje 0,5 až 0,8 m hrubý horizont svetlohnedých, bielo vetrajúcich slieňovcov obsahujúcich bohatú mikrofaunu, najmä globigerín (Andrusov et al., 1962) zóny *Globigerinatheka semiinvoluta* (KARR.) (báza staršieho priabónu; Salaj, 2001).

Vápnitý nanoplanktón z tej istej lokality poskytol druhovo bohaté a pestré spoločenstvo s prevládáním druhov *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUK., *Dictyococites bisectus* (HAY, MOHL. et WADE) BUK. et PERC., *Lanternithus minutus* STRAD. a *Reticulosphaera lockeri* MÜLL. (Žecová in Buček et al., 2004a). Je možné zaradiť ich do zóny NP 20 – 21 – priabón až starší kišcel.

28e organoklastické piesčité vápence, vápnité pieskocve; stredný eocén – mladší bartón, SBZ 18 – mladší eocén – starší až stredný priabón, SBZ 19

V sprievode menilitových rohocov a mangánových ílovcov v spodnej časti hutianskeho súvrstvia v Žilinskej pahorkatine (medzi Višňovým a Bytčicou,

v okolí obce Brezany) a v Rajeckej kotline (Poluvsie, Rajec, Stránske) sa vyskytujú aj polohy organoklastických piesčitých vápencov, pieskovcov až jemnozrných karbonátových zlepenčov.

Najčastejší horninový typ makroskopicky predstavuje doskovitý (0,02 až 0,2 m) svetlosivý až sivý, stredno- až hrubozrný piesčitý organodetritický vápenc, veľkostne vytriedený. Tvorí ho karbonátovo-ílová mikritová základná hmota alebo sparitový kalcitový cement, monokryštalický kremeň a zvyšky organizmov s prímiesou karbonátov, pieskovcov, sliēňovcov, glaukonitu, silicítov, polykryštalického kremeňa, plagioklasov a ortoklasu. Organickú zložku zastupujú veľké a malé foraminifery, machovky, riasy, krinoidy a lastúrniky. Organické zvyšky sú niekedy také časté, že sú horninotvorné (Brezany, Stránske). Mikrofaciálne sú zastúpené foraminiferové (operkulínovo-asterocyklínové, operkulínové), foraminiferovo-riasové, riasovo-foraminiferové (riasovo-ortofragminidové, riasovo-miliolidové) a foraminiferovo-machovkové vápence (*packestone*, *wackestone* i *grainstone*).

Pieskovce sú prevažne stredno- až hrubozrné, obsahujú väčšie (2 – 5 mm) obliaky karbonátov, ojedinele úlomky fialových bridlic veľkosti do 20 mm (v. od Turia). Miestami sa vyskytujú modrosivé jemnozrné karbonátové pieskovce s glaukonitom (Rajec). Zastúpené sú aj veľmi jemnozrné vápnité pieskovce tvorené kremeňom, sľudami, karbonátmi a glaukonitom.

Zistené spoločenstvo bentických veľkých foraminifer (Buček a Köhler in Buček et al., 2004a) *Nummulites* cf. *fabianii* (PREV.), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. semicostatus* (KAUFM.), *N. variolarius* (LAM.), *N. puschi* D'ARCH., *N.* cf. *anomalus* DE LA HARPE, *N.* cf. *budensis* HANT., *Operculina gomezii* COL. et BAUZÁ, *O. alpina* DOUV., *Discocyclusina pratti* (MICH.), *D. nummulitica* GÜMB, *D. sella* (D'ARCH.), *D. augustae* VAN DER WEIJ., *D. radians* (D'ARCH.), *D. trabayensis* NEUM., *D. aspera* (GÜMB.), *D. dispansa umbilicata* (DEPR.), *D. pulchra* CHEC.-RISP., *Orbitoclypeus varians varians* (KAUFM.), *Asterocyclusina alticostata* (NUTT.), *Grzybowskiia multifida* BIEDA, *G. reticulata* (RÜTIM.), *Chapmanina gassinensis* SILV. poukazuje na vekové zaradenie organoklastických piesčitých vápencov až pieskovcov do stredného eocénu – vrchnej časti mladšieho bartónu, SBZ 18, ale najmä do mladšieho eocénu – staršieho až stredného priabónu, SBZ 19. Osobitosťou je prekremenenie niektorých schránok veľkých foraminifer (Poluvsie, Rajec, Turie). Sprievodnými fosíliami veľkých foraminifer sú časté malé foraminifery, koralinné riasy, machovky, zriedkavo sa vyskytujú úlomky dasykladálnych rias, lastúrnikov, ostrakód, krinoidov, ostňov ježoviek a rúrok červov.

28f tmavohnedé mangánové ílovce

V úrovni horizontu menilitových rohovcov v Žilinskej pahorkatine v okolí Višňového, j. a jv. od obce Brezany (širšie okolie kóty 423 Uhliská) a v Rajeckej kotline (Stránske, Poluvsie) sa vyskytujú rovnoploché tmavohnedé (čokoládo-

vohnedé) laminované ílovcce (hrúbka lamín asi 2 – 3 mm) so zvýšeným obsahom mangánu (až manganolity). Dosahujú hrúbku niekoľko metrov. V ich sprievode vystupujú zelenosivé ílovcce a tenkodoskovité hnedosivé jemnozrné pieskovce so zvýšeným obsahom mangánu na vrstvových plochách. Ďalšie výskyty mangánových ílovcov uvádza Stráník (1959) z lokalít z. a j. od Konskej a zo širšieho okolia Rajca.

28g silicity (menilitové rohovce)

V Žilinskej pahorkatine sa polohy menilitových rohovcov nachádzajú v spodnej časti hutianskeho súvrstvia (do úrovne približne 50 m nad bázou súvrstvia) medzi Višňovým a Bytčicou. Ojedinelý výskyt bol zaznamenaný pri vyústení doliny Stráňavského potoka jz. od Stráňav. V Rajeckej kotline sa zistil jediný výskyt rohovcov jv. od Poluvsia v blízkosti horizontu globigerinových slieňovcov a organoklastických piesčitých vápencov. Stráník (1959) uvádza ďalšie ich výskytu v. a z. od Stránskeho a jv. od obce Kľače.

Rohovce sú tenkodoskovité, rovnoploché, svetlohnedé, laminované až prúžkované (tvorené striedajúcimi sa svetložltými a tmavohnedými prúžkami), tvrdé, prestúpené hustou sieťou puklín, s oranžovými, okrovými a tmavohnedými (limonitovými) povlakmi. Prúžkovanie spôsobuje alternácia čistého SiO_2 , tvoreného prevažne rekryštalizovanou formou (opál) s rovnako hrubými prúžkami silne prekremených ílovcov (Stráník a Pícha, 1957). Tvoria zväzky tenkých vrstiev celkovej hrúbky asi 0,1 až 0,2 m, jednotlivé vrstvičky sú hrubé 0,01 až 0,03 m. Po zvetraní sú hrdzavohnedé až hrdzavé, s drobnoulomkovitým, hranolovitým až tabuľkovitým ostrohranným rozpadom. Rohovce z okolia Stránskeho tvorí mikrokryštalický kremeň alebo opál s prímiesou pyritu a obsahujú 64 až 83 % SiO_2 , 5 – 9 % Al_2O_3 , 3 – 4 % Fe_2O_3 , 1 – 2 % CaO , K_2O a MgO , do 1 % FeO , Na_2O , TiO_2 , MnO a P_2O_5 (Pícha, 1964).

Pieskovce Konskej; starší oligocén

27a strednozrné pieskovce (litické droby) až piesky, polohy prachovcov a ílovcov, šošovky uhlia

Súvrstvie pieskovcov Konskej vystupuje v nadloží hutianskeho súvrstvia vo v. časti Žilinskej pahorkatiny v širšom okolí Stráňav a na malej ploche v Rajeckej kotline (Kľače). Súvrstvie dosahuje hrúbku 40 m.

Základným litotypom sú doskovité až lavicovité (0,15 – 0,5 m) nerovnoploché sivé, svetlosivé, sivohnedé a svetlohnedé (po navetraní hrdzavohnedé) sľudnaté strednozrné (zriedkavejšie jemnozrné) pieskovce, nevytriedené, s vtrúsenými zrnkami do 1 mm, miestami šikmo alebo konvolútne zvrstvené, v najvyššej časti laminované. Hojná veľká sľuda je sústredená najmä na plochách vrstvovitosti. Miestami vystupujú slabo spevnené pieskovce (až piesky),

zvetrané, hrdzavohnedej farby. Pevnejšie pieskovce (s obsahom kalcitového cementu) v nich tvoria elipsoidovité bochníkovité konkrécie s veľkosťou asi 1 x 0,3 m. Pieskovce a piesky tvoria polohy (zväzky vrstiev) hrúbky do 3 m. Pieskovce z petrografického hľadiska predstavujú litické droby, menej často arkózové droby a vápnite sublitické arenity tvorené monokryštalickým kremeňom (12 – 48 %), vápniťo-ílovitou základnou hmotou (13 – 30 %), úlomkami silicítov (4 – 20 %), karbonátmi, zvyškami organizmov (2 – 7 %), metamorfítmi (1 – 3 %), alternatívne je prítomný baueritizovaný biotit, úlomky pieskovcov, polykryštalický kremeň, plagioklasy, bázické vulkanity, ortoklas, glaukonit, ojedinele zuhoľnatená rastlinná drvina a mikroklín. Organickú zložku zastupujú redeponované veľké a malé foraminifery a riasy. Časť základnej hmoty je miestami nahradená sekundárnym kalcitovým cementom. Na rozdiel od psamitov hutianskeho súvrstvia, v pieskovcoch Kanskej prevláda litická zložka nad živcovou a výrazne vyšší podiel dosahujú polykryštalické formy kremeňa.

Aleuritickú zložku zastupujú laminované prachovce (až prachy), nepatrne zastúpenú pelitickú frakciu reprezentujú tenké preplástky (0,03 m) ílovcov.

Súvrstvie pomerne bežne obsahuje laminy až tenké šošovky uhlia s hrúbkou do 5 – 10 mm a dĺžkou asi 0,5 m (zárez bezmenného potoka s. od Stráňav, zárez hradskej oproti kúpalisku na s. okraji Stráňav).

Z tmavosivých a zelenosivých vápňitých ílovcov z lokality Kľače pochádza spoločenstvo malých foraminifer najvyššieho priabónu až staršieho oligocénu (Samuel a Salaj, 1968). To indikuje možnosť ich laterálneho zastupovania s vrchnou časťou hutianskeho súvrstvia.

27b strednozrnné pieskovce (až piesky), drobnozrnné polymiktné zlepence

Zlepencovo-pieskovcová litofácia vystupuje na južnom okraji Žiliny. Najlepšie je odkrytá v záreze cesty v sedle medzi kótami Malý a Veľký diel.

Zlepence v tejto lokalite tvoria 4 polohy s hrúbkou 0,03 – 0,7 m a veľmi nepravidelným až šošovkovitým priebehom. Zlepence sú drobnozrnné, s dotykovou podpornou štruktúrou, polymiktné, s prevahou kremeňa, s prímiesou drobných obličiek metamorfítov, karbonátov, pieskovcov a bázických vulkanitov veľkosti do 20 mm. Prevažujúca frakcia je 2 – 8 mm, opracovanie je 2 – 4°.

Pieskovce tvoria polohy s hrúbkou 0,7 – 2,5 m. Sú hnedé, strednozrnné (až hrubozrnné), pomerne slabo spevnené, vo vyšších častiach, často aj v celej hrúbke lavíc hrubobridličnato rozpadavé, pevnejšie variety v nich tvoria bochníkovité konkrécie. Priebeh hraníc medzi zlepencami a pieskovcami je veľmi nepravidelný, ale väčšinou je z oboch strán ostrý.

V hrubozrnných nevytriedených pieskovcoch tvorených rôzne opracovanými klastami karbonátov, kremencov a kryštalických hornín (0,3 – 2,5 mm) sa vyskytuje aj kremeň, sľuda, vzácne aj glaukonit a vyzrážané Fe oxidy (aj na schránkach numulitov). Základná hmota je piesčitá. Zistené spoločenstvo veľkých foraminifer (Buček in Buček et al., 2004c) *Nummulites semicostatus* (KAUFM.),

N. cf. fabianii (PREV.), *N. incrassatus* DE LA HARPE, *N. cf. striatus* (BRUG.), *Discocyclina sella* (D'ARCH.), *Asterocyclina* sp., s výnimkou *Assilina* sp., má vek mladší eocén, druhy redeponované do mladších vrstiev pravdepodobne starší oligocén (Buček in Buček et al., 2004c).

Opisovanú litostratigrafickú jednotku korelujeme so súvrstvím pieskocov Konskej. Od neho sa líši prítomnosťou zlepcov. Zhoduje sa typom a zložením pieskocov a pozíciou v nadloží hutianskeho súvrstvia.

NEOGÉNNE SEDIMENTY

Z neogénnych sedimentov sa na území Stredného Považia nachádzajú pliocénne a spodnomiocénne sedimenty. Sú zachované v niekoľkých úzkych pretiahnutých, tektonicky amputovaných grabenoch, čo svedčí o veľmi mladých a intenzívnych tektonických pohyboch v tejto oblasti.

Strednomiocénny vek (báden) majú ojedinelé výskyty erupčných hornín v bradlovom pásme (Streženice, Horné Srnie), predtým považované za mezozoické.

Miocén

Čausianske súvrstvie; egenburg

Bázu sedimentov čausianskeho súvrstvia tvoria svetlozelené, hnedoškvrnité, miestami ružovkasté piesčité íly a drobné- až strednozrné pieskovce bez autochtónnych faunistických zvyškov. Našli sa v nich len ojedinelé redeponované foraminifery pochádzajúce zo sedimentov kriedového veku. Zistili sa vo vrte PB-1 (Sverepec) (Gabčo et al., 1963). Na povrchu sa uvedené sedimenty nachádzajú len v malých východoch (na mape nezobraziteľné) v okolí Sverepeca a na svahu kóty Hradište pri Považskej Bystrici. Usadzovali sa pravdepodobne v plytkom sladkovodnom jazere (Gabčo et al., 1963; Gabčo in Began et al., 1963). Sú **ekvivalentom veľkočausianskych vrstiev** z Hornonitrianskej kotliny (Šimon et al., 1997). V nadloží uvedených vrstiev vo vrte PB-1 sú sivé a tmavosivé vápnité íly (Gabčo et al., 1963) so zle zachovanou faunou mäkkýšov, ktorá poukazuje na brakické fytlne prostredie (Seneš, 1963). V spoločenstve foraminifer dominuje *Ammonia beccarii* (L.) (Lehotayová, 1963). Tieto sedimenty sa pravdepodobne usadzovali v brakických lagúnach v čele postupujúcej transgresie. V ich nadloží sú sivé vápnité íly s polohami sivých rozpadavých pieskocov s bohatou morskou mikrofaunou (Lehotayová, l. c.).

Na povrchu sú sedimenty čausianskeho súvrstvia zastúpené okrajovou fáciou kľáčnianskych zlepcov. Môžeme ju rozdeliť na dve subfácie, a to zlepcovú, tvorenú zlepcami a zlepcami s polohami ílovcov, a pieskovcovú, reprezentovanú pieskovcami s polohami zlepcov. Neritickú fáciu reprezentujú pelitické usadeniny – vápnité íly a ílovce.

- 26 kľačnianske zlepenca (a – b): a) vápnité piesky a pieskovce s polohami zlepenecov;**
b) zlepenca s polohami ílovcov; c) vápnité íly, ílovice

26a vápnité piesky a pieskovce s polohami zlepenecov

Piesky sú drobno- až strednozrné. Majú svetlosivú až žltosivú farbu. V pieskoch sa vyskytujú lavice sivých jemnozrných pieskovcov hrubé 15 – 20 cm, ojedinele až 50 cm. V pieskovcoch sa často vyskytujú polohy drobno- až hrubozrných zlepenecov.

Z ťažkých minerálov nachádzajúcich sa v pieskoch dominujú rudné minerály, granát, zirkón, turmalín, epidot, staurolit a apatit (Gabčo in Began et al., 1963).

V uvedených pieskoch na lokalite Horovce-Kamenná hora sa našla kvalitatívne chudobná, ale kvantitatívne bohatá nekrocenóza mäkkýšov. Dominantné postavenie mali pektinidy, a to *Chlamys gigas* (SCHLOTH.) a *Ch. opercularis miotransversa* SCHAFFER. Sedimentácia na tejto lokalite prebiehala v litorálnom pásme s dobre okysličenou vodou a prúdením (Čtyroký, 1959). Okrem mäkkýšov sa v pieskoch zistili foraminifery *Elphidium* cf. *hiltermanni* HAGN, *E. crispum* (L.) a *Anomalina* sp. (Cícha in Čtyroký, 1959).

Sedimentácia pieskov na lokalite Visolaje prebiehala tiež prevažne v príbrežnej časti. Telesá zlepenecov, ktoré sa v nich nachádzajú, vznikli pri zvýšení dynamiky prostredia. Z faciálneho hľadiska možno tieto zlepenca považovať za štrkové kužele a šošovky v piesčitom litorále (Baráth a Kováč, 1989).

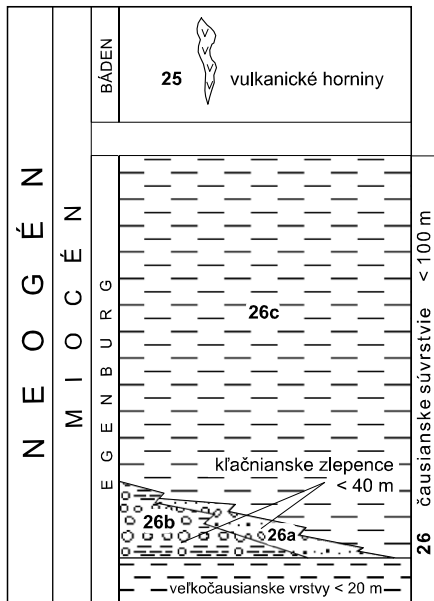
26b zlepenca s polohami ílovcov

Zlepenca sú zložené z drobno- až strednozrného klastického materiálu. Jednotlivé poloopracované a opracované obliaky dosahujú v priemere veľkosť 2 až 4 cm. Zriedkavejšie sa vyskytujú obliaky väčších rozmerov (6 – 10 cm), dobre zaoblené. Tmel je vápnitý. Zlepenca v okolí Svrepca a Visolají sa skladajú prevažne z obliakov tvorených triasovými dolomitmi, vápencami wettersteinského, menej reiflinského typu, miestami aj oolitickými vápencami s *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLM. et TOLLM. (rét). Vyskytujú sa aj jurské a kriedové vápenca, drobnozrné vápnité parazlepenca upohlavského typu s úlomkami rudistov, karbonatické ortozlepenca paleogénu a ojedinele obliaky rohovcov a kremenných porfýrov. Triasové karbonáty a časť jurských a kriedových hornín pochádzajú pravdepodobne z príkrovov z územia dnešných Strážovských vrchov. Prevažná časť jurských a kriedových obliakov vrátane senónskych konglomerátov pochádza z bradlového pásma. Obliaky kremenných porfýrov predstavujú redepozity zo senónskych konglomerátov bradlového pásma (Baráth a Kováč, 1989).

Na území medzi Svrepcom a Belušou sa v zlepencoch vyskytujú polohy sivých a sivozelených piesčitých ílov.

Obr. 12. Litostratigrafická schéma neogénnych hornín na Strednom Považí. Zostavil K. Fordinál, 2005.

Genetická analýza obliakového materiálu na lokalite Sverepec poukázala na skutočnosť, že hrubé klastiká pochádzajú z príbrežnej plošiny a boli deponované v podobe príválov do hlbších časti litorálu (Baráth a Kováč, 1989). Poukazuje na to chaotické usporiadanie schránok mäkkýšov v sedimente a zle zachované schránky. V týchto sedimentoch sa zistili stratigraficky významné druhy *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Pecten* cf. *pseudobeudanti* DEPÉRET et ROMAN, *P.* cf. *hornensis* DEPÉRET et ROMAN, *Pitaria lilacinoidea* (SCHAFF.) a *Laevicardium* cf. *kübecki* (HAUER) poukazujúce na egenburský vek (Čtyroký, 1960).



26c vápnnité íly, ílovce

Pelitické sedimenty sú reprezentované sivomodrými, tmavosivými a hnedožltými vápnnými íli a ílovcami. Reprezentujú terminálne sedimenty spodnomiocénneho cyklu na Strednom Považí.

V uvedených sedimentoch pri Sverepci (nárazový breh potoka) a Považskej Bystrici (zárez cesty na svahu k. 350 Hradište) sa našli spoločenstvá mäkkýšov, v ktorých sa vyskytujú druhy *Leda mayeri* GÜMBEL, *Cardium moeschanum* MAY, *Pitaria beyrichi postera* HÖLZL, *Angulus planatus lamellosus* (D. C. G.) a *A. nysti pseudofallax* HÖLZL poukazujúce na egenburský vek. Tieto fosilonosné sedimenty vznikli v normálnom morskom neritickom až hlbšom sublitorálnom prostredí (Seneš, 1960).

Pelitické sedimenty čausianskeho súvrstvia sa zistili vo vrte PB-1 (4,3 až 47,9 m). Obsahujú bohaté spoločenstvá foraminifer, v ktorých dominujú druhy *Bolivinopsis carinata* (D'ORB.), *Lenticulina (Robulus) cultrata* (D'ORB.), *L. (R.) inornata* (D'ORB.), *L. (Vaginulinopsis) fragaria* (GÜMB.), *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *C. lobatulus* (WALKER – JACOB), *Bulimina elongata* (D'ORB.), *Virgulina schreibersiana* CZJZEK a *Caucasina schischkinskajae* (SAMOIL.) (Lehotayová, 1963). Zistili sa v nich palynomorfy rodu *Engelhardtia* a *Lygodium*, čeľade *Sapotacea* a *Taxodiaceae*, ktoré poukazujú na veľmi teplú subtropickú klímu (Planderová, 1963).

Bohaté spoločenstvá foraminifer sú známe z okolia Sverepca a Visolají (Cícha, 1958). Chudobnejšie asociácia sa zistila z okolia Rybníkov (Zlinská, 1997). Charakteristickým znakom spomínaných spoločenstiev foraminifer je veľmi nepatrné zastúpenie planktonických foriem. Poukazuje to na skutočnosť, že uvedené pelitické sedimenty sa usadzovali v okrajovej časti panvy.

Spoločenstvá foraminifer s prevahou planktonických foriem sa zistili iba vo vápnitých íloch v okolí Považskej Teplej. Boli tu identifikované druhy *Globigerina angulisurensis* BOLLI, *G. ciperoensis* BOLLI, *Globorotalia obesa* BOLLI, *Cassigerinella boudecensis* POKORNÝ, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) atď. (Salaj et al., 1989; Salaj a Zlinská, 1991). Tieto sedimenty reprezentujú usadeniny otvoreného mora.

25 vulkanické horniny; báden

Na niekoľkých miestach v bradlovom pásme sú známe dajkové prieniky eruptívnych hornín. Najznámejší je výskyt vulkanickej brekcie v púchovských slieňovcoch j. od Streženíc. Výskyt opisali už Andrusov a Zoubek (1929) ako horninovú brekciu, resp. plytkopovrchový silt, ktorý preniká cez pestré sliene. Výskyt paralelizovali s vulkanitmi bánovsko-bojkovickej oblasti, resp. pieninskej oblasti. Vulkanickú horninu podrobne preskúmali Hovorka a Spišiak (1988, s. 161). Konštatujú, že pre výskyt je charakteristické kontaktné pôsobenie vulkanických brekcií na pestrofarebné sliene. Dajkové prieniky majú alkalicko-vápenatý charakter.

Podpovrchovú dajku andezitov pri Hornom Srní (cf. Jablonský a Sýkora, 1979) geochronologicky datovali Kantor et al. (1984) na $11,8 \pm 0,4$ mil. rokov.

Began et al. (1993) uvádzajú výskyt báziickej horniny v podobe nekov kruhovitého tvaru aj od Mikušoviec.

Began (1969), Salaj, Began et al. (1983) a Began et al. (1993) dávali výskyt týchto vulkanitov do súvisu s riftingom na rozhraní spodného a vrchného kampanu.

Vzťahom bradlového pásma k mezozoickému a terciárnemu vulkanizmu sa zaoberal Mišík (1992).

Pliocén

V nadloží egenburských sedimentov sa v oblasti Iľavskej panvy a na severe až v oblasti Visolají a Sverepca nachádza súvrstvie štrkov, ktoré je miestami mierne spevnené, s častými šošovkami, miestami aj súvislejšími vrstvami pieskov a svetlosivých až svetlozelenosivých, vzácnejšie hnedosivých, jemne, miestami až silne piesčitých sľudnatých vápnitých ílov.

Piesky sú svetlosivej a žltkastej farby. Sú polymiktné a prevažne drobno- až strednozrné, križovo zvrstvené.

Obliaky v štrkoch sú tvorené vápencami, pieskovecami kriedového a paleogénneho veku, granitoidmi, kryštalicými horninami a kremeňom. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí 3 až 6 cm. Ojedinele sa vyskytujú aj obliaky s priemerom 30 až 50 cm. Ich opracovanie je dobré až dokonalé.

Uvedené sedimenty neobsahujú takmer žiadnu faunu. Len vzácné sú v nich úlomky tenkostenných, zrejme sladkovodných alebo suchozemských gastropód (Buday, 1957; Buday in Maheľ et al., 1962). Ich vek je neistý, najpravdepodobnejšie pliocénny. Predstavujú ekvivalent volkovského súvrstvia z Podunajskej panvy.

KVARTÉRNE SEDIMENTY

Kvartérna akumulácia na území zmapovaného regiónu nastupuje na už erodované predkvartérne podložie. Sedimenty kvartéru sú na styku s ním uložené erozívne a diskordantne. Hranica medzi podložíom a kvartérnymi klastickými sedimentmi je litologicky vždy veľmi výrazná. Mnohokrát sa to prejavuje aj vizuálne. Priestorové rozloženie sedimentov je tu plošne aj objemovo veľmi premenlivé a nerovnomerné. Príčinou je to, že ich základné sledované parametre, ako sú úložné pomery, genetická a faciálna pestrosť, litologická náplň, vnútorné textúry, stratigrafický rozsah a hrúbka úzko súvisia s charakterom pôvodného iníciaľneho reliéfu, s neotektonickým režimom územia aj charakterom dominantných sedimentotvorných procesov. Tieto prejavy sú veľmi výrazné najmä pri distribúcii a depozícii proluviálnych a fluviálnych sedimentov. Kvartérna akumulácia je preto sústredená najmä do kotlinových úsekov dolín Váhu, Rajčianky, Kysuce, Vlára a dolín ich väčších bočných prítokov.

Z celkovej škály zachovaných genetických typov majú síce čo do objemu hmoty najväčšie rozšírenie rozličné druhy pleistocénno-holocénnych svahových sedimentov a ich kombinácií, ale ich význam a stratigrafický rozsah nie je pre kvartérny vývoj územia dôležitý. Preto sa na mape zohľadnila len hrúbka odhadom prevyšujúca 2 m a na miestach s významnými údajmi o podložných horninách neboli zobrazené vôbec. Tento typ akumulácie je vytvorený priebežne na celom území, no viaže sa najmä na jeho vrchovinné a horské časti. Tam sa na ich tvorbe uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznym druhom zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že vo vzdialenejších častiach od hlavných dolín a v pohoriach (Javorníky, Strážovské vrchy...) sú tieto sedimenty popri aluviálnej výplni dna dolín často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie.

Na rozdiel od deluviálnych svahovín a sutín, z hľadiska genézy, datovania aj rozsahu a polôh výskytu majú v regióne jednoznačne dominantné postavenie fluviálne a proluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spojená s rôzne intenzívnou, ale v globále pozitívnou neotektonickou dynamikou územia zapríčinila striedanie hĺbkovej a laterálnej

Antropogénne sedimenty sú vyznačené len v miestach najväčšieho rozšírenia. Predstavujú skládky domového a priemyselného odpadu, haldy pri lomoch a násypy. Rozsiahlejšie pozdĺžne navážky súvisiace s cestnými a železničnými komunikáciami, rovnako ako stavebné úpravy terénu v sídlach a intravilánoch nie sú z účelového hľadiska na mapách zatiaľ zohľadnené.

Pleistocén

Z hľadiska kvartérnej genézy, stratigrafie, rozsahu a foriem výskytu jednoznačne dominantné postavenie majú pleistocénne proluviálne a fluviálne akumulácie kvartérnych vodných tokov. Špecifická cyklickosť kvartérnej klímy spojená s rôzne intenzívnou, ale v globále pozitívnou neotektonickou dynamikou územia zapríčinila striedanie hĺbkovej a laterálnej erózie. Akumulácia fluviálnych aj proluviálnych sedimentov teda prebiehala v etapách. Tým predurčila vznik systému riečnych terás a kužeľov, dosahujúcich často veľké rozmery. Na zmapovanom území sú komplexy riečnych terás a kužeľov zachované najmä v doline Váhu (prerušovane po oboch stranách, no najmä v úsekoch Bytča – Považská Bystrica a Púchov – Nemšová), Kysuce (zobrazená časť ľavobrežia od Kysuckého Nového Mesta po Kysuckú bránu), Rajčianky a v ostatných dolinách ich väčších prítokov.

Starý pleistocén

Günz

24 proluviálne hlinité štrky s úlomkami a reziduálne štrky vysokých náplavových kužeľov

Tieto sedimenty vrátane fluviálnych tvoria najstaršiu kvartérnu akumuláciu v regióne. Často sú zachované ako plošne rozsiahle erózne zvyšky náplavových kužeľov vybiehajúcich len z Malej Fatry do Žilinskej kotliny, kde sa vejárovite rozširujú. O ich pôvodnej mohutnosti a veľkom plošnom rozsahu svedčí viacero separovaných výskytov pôvodne kompaktných kužeľových telies. V severovýchodnej časti územia medzi dolinami Rosinky a Stráňavského potoka boli spodnopleistocénne sedimenty frontálnej zóny kužeľov identifikované až do vzdialenosti 7 km od pohoria. Kompaktnejšie zachovaný kužeľ Porubského potoka z. od Kamennej Poruby zasahoval až 8 km do kotliny po Rajec, kužeľ potoka Zábystričie po Konskú a Stránske (5 km) a kužeľ Medzihradského potoka až nad Poluvsie do vzdialenosti asi 4,5 km. Vplyvom postsedimentačnej hĺbkovej erózie tokov vyúsťujúcich z Malej Fatry a znížením eróznej bázy sa telesá kužeľov v súčasnosti nachádzajú vo výškovej pozícii asi od 60 do 80 m nad dnami dolín. Pokrývajú najvyššie časti medzidolinových chrbtov územia Žilinskej a Rajeckej kotliny budovaných *hutianskym súvrstvím* paleogénu. Nahrádzajú,

prípadne pokrývajú sedimenty poriečnej rovne (Mazúr, 1963). Výskyty sú laterálne obmedzené a okraje často prechádzajú do zosuvov po pieskovcovo-ílvcovom podloží paleogénu (Stráňavy, Poluvsie, Kamenná Poruba).

Sedimenty spodnopleistocénnych kužeľov pozostávajú zo zahlinených piesčitých, silno zvetraných štrkov a úlomkov hornín. Materiál je nevytriedený, chaoticky uložený, s náznakom medzipolôh zahlinených pieskov sivohnedej až hnedej farby. Petrograficky prevažujú zvetrané granity rozpadávajúce sa až na hrubozrnný sľudnatý piesok, patinované kremence a kremene. Zatiaľ čo štrky sa pohybujú v priemere od 5 do 10 cm, úlomky majú v priemere od 1 do 20 cm a pomerne hojné sú aj bloky veľké 30 – 50 cm. Opracovanie smerom do distálnych zón narastá na úkor hrúbky akumulácie, ktorá je najväčšia (do 20 m) v pôvodných apikálnych až stredových častiach kužeľov na úpätí pohoria. Štrky v torzách frontálnych častí majú síce až reziduálny charakter výskytu, no dobré opracovanie a zhodné petrografické zloženie s fluvialnými sedimentmi tohto veku. Otázka exaktného určenia ich prolúviálnej či fluvialnej genézy je otvorená.

23 a) fluvialne štrky, b) reziduálne štrky 2. a 3. vysokej terasy

Sedimenty pozične najvyšších spodnopleistocénnych fluvialnych terás obdobne ako opísané prolúviálne sedimenty patria k najstarším sedimentom kvartéru študovaného územia. Z pôvodne ucelených terasových pásiem sú dnes zachované len izolované zvyšky na plošinách medzidolinových chrbtov, lemujúcich najväčšie toky v kotlinových častiach. Výskyty sú pomerne ojedinelé a veľmi často zachované len v reziduálnej forme. Doložené sú najmä z údolia Váhu, presnejšie z jeho ľavobrežia v oblasti Žilinskej brány a kotliny, z ľavobrežia sv. od Dolného Milochova v Púchovskom prielome, z ľavobrežia v pásme medzi Púchovom a Belušou (výskyty pri Ostrej hôrke 407,8 m n. m., s. od obce Visolaje a sv. od Podhoria), ale aj v Dubnici. Na pravobreží Váhu sa zistil celý rad drobných výskytov sz. od Horoviec. Z ostatných tokov je to pravobrežie Kysuce a ľavobrežie Rajčianky. Pri niektorých výskytoch reziduálnych štrkov pravostranných prítokov Rajčianky (Zábystričie, Porubský potok) fluvialna genéza nie je spoľahlivo potvrdená. Tieto štrky podľa morfometrických analýz tvoria pozostatky frontálnych častí opísaných náplavových kužeľov (pozri mapu).

Fluvialne terasové sedimenty vystupujú v dvoch úrovniach, resp. podstupňoch v relatívnej výške okolo 80 až 85 (90) m v prípade vyššieho podstupňa a okolo 65 (75) m v prípade nižšieho podstupňa. Oba podstupne nie sú na mape graficky odlišené.

Najčastejšie sa stretávame s reziduami fluvialných štrkov. Tvoria ich stredné až hrubé zvetrané obliaky, ktoré sú miestami voľne roztrúsené a po okrajoch plôch výskytu premiešané so svahovinami. Petrograficky v nich prevládajú granitoidy s 2 cm hrubou kôrou zvetrania, nasledujú asi do milimetrovej hrúbky zvetrané a dookrova sfarbené kremence a silno zvetrané, po puklinách rozpadavé rozličné druhy karbonátov, najmä vápencov. Ojedinele nachádzame aj veľmi

zvetrané čierne, na povrchu sa trúsia pieskovce. Vplyvom svahových procesov (najmä soliflukcie) boli pôvodné štrkopiesčité akumulácie rozvlečené alebo premiešané s hlinito-kamenitým delúviom, pričom sa čiastočne zahladili aj pôvodné formy terás. Štrky tohto stupňa už preto väčšinou tvoria len zóny zvýšeného výskytu, resp. sporadické výstupy jednotlivých obliakov. Obdobná situácia je aj v oblasti Dolného Milochova a Dubnice, kde na skalnom podloží terasy v najväčšej zistenej výške 85 – 90 m nad tokom zaznamenávame ojedinelé obliaky silno zvetraných granitov a kremencov v piesčitej hline zárezov lesných ciest.

Niekde sa terasové akumulácie štrkov Váhu uchovali aj v tenkých, najviac do 1 až 3 m hrubých vrstvách. V severnejšom výskyte ľavobrežia Rajčianky dosahuje štrková pozícia hrúbku dokonca až 7 m a smerom k Žiline sa jej hrúbka zväčšuje na 10 m.

Materiál terás Váhu, Rajčianky a Kysuce sa zrnitostne prakticky nelíši. Vo väčšine výskytov ide o štrky s variabilnou prímiesou fluvialnej piesčitej frakcie, prevažne stredozrnné až hrubozrnné (\varnothing 2 až 5 – 10 cm), v menšej miere, najmä na báze, až veľmi hrubé (\varnothing do 12 – 15 cm) a balvanovité (s \varnothing do 25). Ojedinele sú prítomné aj bloky s \varnothing do 50 – 70 cm. Obliaky sú dobre opracované a selektívne výrazne zvetrané až rozpadavé. Kôra zvetrania dosahuje 2 – 5 mm a po puklinách zasahuje centrá obliakov. Kremence sa po údere rozpadajú na ostrohranné úlomky. Granity sa trúsia a tvoria základ hrubopiesčitej frakcie. Nápadná je prítomnosť ojedinelých vápencov, zachovaných vďaka vysokému obsahu CaCO_3 v medzištrkovom matrixe.

Oba podstupne majú obdobné petrografické zloženie štrkov. Vo väčšine výskytov väzského materiálu prevládajú žuly, kremence, kvarcity a kremene nad metamorfítmi, vápencami a pieskovecami (Horníš, 1956), zatiaľ čo fluvialny materiál Rajčianky tvoria najmä kremence, kremene, pieskovce, vápence a granity. V prípade Kysuce sú to najmä zvetrané až rozvetrané pieskovce paleogénu a vápence.

Relatívna výšková pozícia sedimentov a ich litofaciálny charakter zodpovedajú dvojitému stupňu 2. a 3. vysokej terasy karpatského terasového systému spodného pleistocénu, zodpovedajúcemu alpskej klimatostratigrafickej jednotke günz.

Stredný pleistocén

Mindel

22 proluviálne hlinité zvetrané štrky vrchných náplavových kužeľov

Staršie, strednopleistocénne proluviálne akumulácie sú známe len zo Žilinskej kotliny. Sú zastúpené v oveľa menšej miere ako spomínané spodnopleistocénne akumulácie. Hlavnou príčinou tejto skutočnosti je postupné slabnutie

neotektonických poklesov morfolofektonických blokov kotliny vo vzťahu k elevačnej štruktúre Malej Fatry pozdĺž okrajového zlomu. Hĺbková erózia sa preniesla aj do oblasti kotliny, kde sa tvorili úvalinovité doliny. Spodnopleistocénne kužele boli erodované a terasované a vo vzniknutých širších dolinách sa vytvoril podstatne menší priestor na akumuláciu v tvare vejárov.

Z územia sú známe len dva výskyty. Prvý, mohutnejší, vytvára strednú polohu terasovaného kužela Porubského potoka z. od Kamennej Poruby v dĺžke a šírke asi 1 km. Druhý pokrýva len malú časť medziúvalinového chrbta medzi Višňovým a Rosinou. Relatívna výšková pozícia výskytu sedimentov sa v oboch prípadoch pohybuje medzi 20 – 35 m nad tokom. Kužel Porubského potoka dosahuje hrúbku až 15 m, zatiaľ čo kužel potoka Rosinky len 2 – 5 m. Oba kužele sa vyznačujú prevažne stredno- až hrubozrnným kamenitým, úlomkovitým a chaoticky uloženým materiálom, spestreným občasnými obliakmi s \varnothing 5 – 10 až 15 cm, vložkami piesčitých polôh (Kamenná Poruba), a najmä hlinitou prímесou. Príznačné sú aj stredne opracované úlomky, balvany až bloky s \varnothing do 50 až 70 cm, ojedinele aj viac. V materiáli porubského kužela dominujú stredne zvetrané úlomky a obliaky kryštalických hornín, najmä granity, metamorfity a kremene, zastúpenie majú aj kremence a kremenné pieskovce, menej sa vyskytujú karbonatické horniny. V materiáli kužela Rosinky síce tiež prevládajú kryštalické horniny, no početnejšie zastúpenie majú rozličné druhy vápencov a kremence. Zvláštnym fenoménom oboch akumulácií je občasná prítomnosť výrazne zvetraných úlomkov až blokov granitov, ktoré sa do telies dostali resedimentáciou zo starších, spodnopleistocénnych kuželov. Opracovanie a vytriedenie sa smerom do terminálnych častí kuželov zvyšuje a postupne prechádzajú do súvekeho systému riečnych terás Rajčianky a Váhu.

21 fluviálne štrky a piesčité štrky nerozlišených akumulácií vrchných terás: a) bez pokryvu, b) s pokryvom sprašových hĺn, c) s pokryvom svahovín, d) reziduálne

Fluviálne štrky vrchných terás sú na študovanom území zachované v dvoch výškových úrovniach, resp. podstupňoch, ktoré často morfoloficky splývajú. Na mape nie sú z technických dôvodov graficky rozlíšené. Tieto akumulácie majú už častejší a výraznejší výskyt ako staršie, spodnopleistocénne akumulácie. V izolovaných plochách tvoria rozsiahle pásmo prerušované bočnými prítokmi, pričom striedavo obojbrežne lemujú dolinu Váhu a doliny jeho prítokov.

Podarilo sa zaznamenať evidentný rozdiel vo výške skalného podložia štrkov terás v kotlinovej časti doliny Váhu a v jeho prelomových úsekoch. Napríklad v oblasti Bytčianskej a Ilavskej kotliny, presnejšie na pravobreží Váhu v úseku medzi Kotešovou a Šebeštanovou, resp. medzi Tuchyňou a Bohunicami, pri Lednických Rovniach a Nemšovej, na ľavobreží najmä v úseku Púchov – Beluša, štrky tohto stupňa vystupujúce v pásme mnohých oddelených výskytov majú svoju bázu vo výške 45 až 50 m v prípade vyššieho podstupňa a asi 30 – 35

(40) m nad hladinou toku v prípade nižšieho podstupňa. Na ľavobreží Rajčianky v Žiline báza štrkov tohto stupňa klesá dokonca len na 25 m. V prelomových častiach Váhu medzi Žilinou a Dolným Hričovom, ako aj vo výskytoch medzi Považskou Bystricou a Púchovom je skalný sokel zachovaný až vo výške 55 až 60 m nad hladinou Váhu. Aj hrúbka štrkov a stav uchovania tejto terasovej akumulácie na jednotlivých výskytoch sú rozdielne. Príčinou je to, že pôvodná akumulácia, dosahujúca odhadom hrúbku do 30 m, je veľmi často silno erodovaná a denudovaná a na skalnom podloží je už len veľmi zredukovaná, prípadne extrémne vystupuje len vo forme rezíduí. Hrúbka akumulácií sa pohybuje od najvyšších hodnôt, 20 m, v úseku medzi Strečnom – Stráňavami a Trnovým, cez 5 až 10 m v. od Rosiny, zhruba 1 – 5 m na pravobreží Rajčianky, až po reziduálne výskyty.

Štrky terás sú prevažne stredné až hrubé, s \varnothing 2 – 5 a 5 – 10 cm, ojedinele až veľmi hrubé, s \varnothing 10 až 15 cm, miestami (napr. v. od Rosiny a sv. od Stráňav) aj balvanovité, s \varnothing do 25 cm. Na miestach s reziduálnym výskytom prevládajú strednozrné (\varnothing 2 – 5 cm) až drobnozrné (\varnothing 1 – 2 cm) štrky. Ostatné frakcie sú nevýznamné. Charakteristická je aj pomerne malá piesčitosť akumulácií, ktorá pri reziduálnych výskytoch úplne absentuje. V takom prípade sú štrky často premiešané so svahovinami a premiestnené do nižších polôh. Pri obliakoch prevláda stredné až dobré opracovanie, zriedkavo sa nájdu aj slabo opracované úlomky.

Petrograficky všeobecne prevládajú granitoidy nad vápencami a pieskovcami, menej časté sú kremence a žilný kremeň. Granitoidy majú navetranú kôru, vápence sa po puklinách dobre rozpadávajú a kôra zvetrania sa trúsí, pieskovce sú koncentricky zvetrané. Občas sa dajú zistiť aj zóny piesčitej frakcie tvorenej strednozrným vápnitým pieskom, ale zároveň s vysokým obsahom sľudy. V akumulácii, ale aj v jej podloží, sa často vyskytujú kryogénne javy (kapsy a kryoturbácie). Ak sa povrchový horizont akumulácie zachoval a nebol zvlčený soliflukciou, tak sa často vyznačuje špecifickým hrdzavočerveným sfarbením.

Na niektorých lokalitách v oblasti Bytčianskej a Ilavskej kotliny sú štrky pokryté svahovinami a sprašovými hlinami, medzi Tuchyňou a Pruským v hrúbke aj do 12 m. Najväčšiu súčasnú hrúbku piesčitých štrkov sme zaznamenali v okolí Bytče, blízko okraja tohto terasového stupňa (9 – 11 m), v Pruskom v tehelni (9 m) a v tehelni v Beluši (8 – 10 m). Vo všetkých prípadoch sa ich hrúbka smerom do svahu znižuje až štrky sa úplne vyklinujú. Ojedinelé obliaky možno nájsť primiešané v delúviu aj 15 m nad bázou štrkov. Vo všetkých výskytoch sú štrky prevažne strednozrné (\varnothing 2 – 5 cm) a dobre opracované. Obliaky s \varnothing 5 až 10 cm sa vyskytujú menej často.

Podľa charakteru a pozície uvedené fluválne terasové sedimenty prináležia k akumuláciám vrchných terás. Zodpovedá to mindelským glaciálom alpskej klimatostratigrafickej jednotky.

20 proluviálne hlinité a piesčité štrky vyšších stredných náplavových kužeľov

Proluviálna akumulácia mladšej časti stredného pleistocénu sa na študovanom území zachovala na ľavobreží Porubského potoka priamo v obci Kamenná Poruba, resp. v jej západnej časti. Sedimenty tu tvoria najnižšiu etáž terasovaného kužeľa vo forme plochého telesa s dĺžkou asi 2 km a najväčšou šírkou asi 1 km (pozri mapu).

Relatívna výšková pozícia výskytu sedimentov sa pohybuje medzi 5 – 20 m nad tokom a hrúbka akumulácie kužeľa dosahuje až 15 m.

V uvedenej úrovni kužeľa Porubského potoka sa vyskytuje prevažne stredno- až hrubozrnný kamenitý úlomkovitý a chaoticky uložený materiál, ale s vyšším obsahom obliakov s \varnothing 5 – 10 – 15 cm (asi 1/3 hmoty) a vložkami piesčitých polôh (šošoviek), ktoré sa zistili vo výkopoch pre základy rodinných domov v Kamennej Porube. Z odkrytov je zrejmé, že materiál kužeľa je silno zahlinený a po okrajoch prekrytý až 4 m hrubou vrstvou deluviálno-fluviálnych hlinitých splachov s obsahom piesku, úlomkov a štrkov. Podľa ústnych informácií sa pri výkopových prácach v spodných polohách kužeľa našli aj stredne opracované úlomky a dobre opracované balvany až bloky granitov s \varnothing do 50 – 70 cm, ojedinele aj do 1 m.

V materiáli kužeľa dominujú úlomky a štrky kryštalických hornín, najmä s veľkosťou do 3 – 4 mm, navetrané granity, selektívne navetrané metamorfity a jemne patinované kremene, kremence a kremenné pieskovce. Menej sa vyskytujú po puklinách zvetrané karbonatické horniny. Podobne ako v starších úrovniach kužeľa, aj v tejto úrovni je zaznamenaná prítomnosť výrazne zvetraných úlomkov až blokov granitov, ktoré sa do telies dostali resedimentáciou zo starších, spodnopleistocénnych polôh.

Podľa vyhodnotených litologických údajov a úložnej morfozotácie sedimentov zaradíme teleso kužeľa k akumuláciám tzv. vyšších stredných kužeľov, zodpovedajúcim staršiemu risskému glaciálu.

19 fluviálne štrky a piesčité štrky vyšších (hlavných) stredných terás:

a) bez pokryvu,

b) s pokryvom spraší a sprašových hĺn, c) s pokryvom svahových hĺn a sutín

Hoci sa v staršej literatúre (Hromádka, 1931; Vitásek, 1932; Andrusov, 1932) hovorí len o jednej strednej terase na Považí, podľa Mazúra (1963), ako aj súčasných výsledkov mapovania a analógie z iných území ide o 2 stredné terasové stupne.

Fluviálne akumulácie vyššieho stredného stupňa majú veľmi početné rozšírenie po oboch stranách toku Váhu v pomerne ucelených zónach prerušovaných bočnými prítokmi. Početné výskyty sa zaznamenali v Žilinskej kotline, najmä medzi Strečnom a Rosinou, nezanedbateľné sú aj výskyty v doline Rajčianky v Rajeckých Tepliciach a Žiline-Bytčici, lokality v Žilinskej bráne na ľavobreží, veľmi početné v Bytčianskej kotline na pravobreží a opäť na ľavobreží severne od Považskej Bystrice. V Púchovskom prielome takmer absentujú a ich náznaky nachádzame len v mestskej časti Orlové (Považská Bystrica). Veľmi výrazné pásmo terás nasleduje na ľavobreží medzi Púchovom a Belušou s maximom rozšírenia pri Dolných Kočkovciach. Významné sú aj výskyty jv. od Beluše, v okolí Tuchyne, Pruského a Nemšovej, kde sa spájajú s terasami Vláry. Istou zvláštnosťou je, že akumulácie, okrem výskytov pri Strečne a v Rajeckých Tepliciach, vytvárajú zväčša morfológicky málo výrazné formy. Tvoria len priúpätné zvyšky štrkov pokrytých svahovinami a sprašovými hlinami (pozri mapu).

Báza štrkov hlavnej strednej terasy nevykazuje veľké rozdiely v relatívnej výške. V prelomových úsekoch dosahuje hodnoty 22 – 26 m nad hladinou toku a v kotlinových úsekoch len 16 – 20 m. Na základe údajov z vrtovej (Mach, 1959) sa báza štrkov medzi Strečnom a Rosinou pohybuje vo výške 20 – 27 m a v doline Rajčianky takmer súvisle 25 m. Hrúbka dochovanej akumulácie štrkov sa pohybuje od 2 do 12 m a často ju zväčšujú pokryvné spraše a sprašové hliny (5 m), prípadne hlinité až hlinito-kamenité delúviá (2 – 5 m). Spraše, sprašové hliny, ale aj svahoviny vo väčšine prípadov pokrývajú tieto štrkové akumulácie a zahladzujú pôvodné formy terás. Preto je na niektorých miestach obťažné určiť presnú hranicu medzi oboma stupňami, resp. ich tylové zakončenie vo svahu. Napríklad piesčité štrky Váhu na úseku Strečno – Hričov dosahujú hrúbku 8 až 12 m a štrky Rajčianky 1 – 8 m. Hrúbka väčšiny výskytov je aj tu ešte lokálne zväčšená o hrubé pokryvy svahovín 1,5 až 5 m, resp. starých nivných a sprašových hlin v tylových častiach pod úpäťmi svahov. Hliny často obsahujú aj štrkovú zložku pochádzajúcu z vyšších terasových stupňov.

Sedimenty terás sú polymiktné. Tvoria ich piesčité, lokálne hlinito-piesčité štrky s obliakmi, ktorých priemerná zrnitosť sa v smere toku Váhu mierne zjemňuje – v prevažne hrubo- až veľmi hrubozrnných štrkoch (\varnothing 5 – 10 – 15 cm) s občasnými balvanmi až blokmi (\varnothing 25 až 30 cm) postupne narastá podiel strednozrnnnej štrkovej frakcie (\varnothing 2 – 5 cm) na úkor klesajúceho podielu frakcie balvanov až blokov. V severnej časti územia (Bytčica) sú sedimenty zložené prevažne zo stredných a hrubých (\varnothing 2 – 5 – 10 cm) piesčitých štrkov s nepatrným podielom veľmi hrubých až balvanovitých obliakov (\varnothing 10 – 15 – 25 cm), ako aj drobných štrkov (\varnothing 1 až 2 cm) s vysokým podielom piesku a vysokým stupňom opracovania. Štrky sú selektívne mierne navetrané (granity, karbonatické horniny, ale aj pieskovce a silty, sporadicky kremence, žilný kremeň a metamorfity). Ojedinele sa stretávame aj s obliakmi s \varnothing 20 – 30 cm. Na niektorých miestach bázy štrkového podložja, ale aj v samotnej štrkovej akumulácii sa zistili kryoturbačné javy.

Petrografická skladba hornín v štrkoch Váhu sa v smere jeho toku nemení, obdobne ako ani ich zrnitosť. Prevládajú granitoidné horniny, kremence, kremenné pieskovce a kremeň nad kryštalickými bridlicami, vápencami a pieskovicami paleogénu. V doline Rajčianky zasa dominujú kremence a rozličné druhy karbonátov nad granitmi a paleogénnymi pieskovicami. Zvýšená prítomnosť karbonatických hornín v terasách Rajčianky je od tejto úrovne charakteristická. Štrky sú všeobecne selektívne navetrané (do 3 mm) a v prípade karbonátov po puklinách rozpadavé. Kremence a kremene sú len jemne sfarbené a patinované.

Podľa charakteru vyhodnotených údajov a úložnej morfopozície zaraďujeme tieto sedimenty k akumuláciám tzv. vyšších stredných terás riek v staršom risskom glaciáli.

Mladší riss

18 proluviálne hlinité a piesčité štrky nižších stredných náplavových kužeľov:

a) bez pokryvu, b) s pokryvom spraší a sprašových hlín

Ide o predposlednú generáciu periglaciálnych náplavových kužeľov, ktoré majú výrazné zastúpenie najmä v južnej časti územia Žilinskej kotliny medzi Kamennou Porubou a Kuneradom. Z ostatného územia je známy už len výskyt vo Višňovom a v Dubnici nad Váhom. Plošný rozsah všetkých kužeľov je limitovaný šírkou iniciálnych údolí, v ktorých sú vyvinuté. Hlinito-piesčito-štrkovité sedimenty, ojedinele s polohami ílov, s množstvom úlomkov hornín často väčších rozmerov tvoria hlavnú náplň telesa kužeľa Porubského potoka v Kamennej Porube, kužeľa potoka Zábystričie a Stránskeho potoka v Kunerade. Počas akumulácie sedimentov posledného zo spomínaných kužeľov nastávali v jeho apikálnej časti časté presuny a koryto Stránskeho potoka sa rozdeľovalo (bifurkácia), takže kužeľ sa vyvíjal striedavo v Kuneradskej a Stránskej doline (pozri mapu). Kužeľ na pravobreží Rosinky vo Višňovom tvorí erózný zvyšok pôvodne mohutného telesa a sedimenty sú zväčša hrubšie až balvanovité. Kužeľ v Dubnici predstavuje len erózný zvyšok pokrytý vrstvou povrchových hlín a eolicko-deluviálnych sprašových hlín hrubou do 7 m. V štrkoch prevládajú karbonáty (rozličné druhy vápencov, dolomit a slienité vápnité bridlice) nad ojedinelými vápnitými pieskovicami.

Všetky kužele okrem dubnického majú pomerne veľké rozmery. Sú laterálne terasované a ich báza sa pohybuje v rozmedzí 3 – 7 m. V prípade južných kužeľov Žilinskej kotliny sú sedimenty na povrchu strednozrnné až drobnozrnné a netriedené, vo Višňovom sú hrubozrnné, tvorené hlinito-piesčitými a hlinitými štrkami s úlomkami, s variabilnou hrúbkou a chaotickým uložením vrstiev, s petrografickým zastúpením miestnych hornín znosu.

Tvorbu kužeľov možno paralelizovať zhruba s uložením akumulácií nižšej strednej terasy Rajčianky a Váhu zodpovedajúcej predposlednému periglaciálu.

17 fluviálne piesčité štrky nižších stredných terás: a) bez pokryvu, b) s pokryvom spraší a sprašových hlín, c) s pokryvom svahových hlín a sutín

Ide o najčastejšiu a plošne najrozšírenejšiu štrkopiesčitú akumuláciu, ktorá vytvára najtypickejšiu, morfológicky najnápadnejšiu a plošne najrozšírenejšiu terasovú formu na celom Považí.

Nižšia stredná terasa s bázou štrkov vo výške 4 – 7 m nad tokom v kotlinových úsekoch a 5 – 10 (12) m v prelomových úsekoch má v údolí Váhu plošne aj početnosťou výstupov dominantné postavenie a zo všetkých terasových stupňov je morfológicky najvýraznejšia. Väčšinou je zachovaná vo forme výrazného nadnivného stupňa so skokom hrany 8 – 11 m a najčastejšie bez odkryvu skalného podložia. Toto podložie býva často presypané druhotne uvoľnenými štrkami až na dnovú akumuláciu, resp. pokryté aj hlinami a sprašami.

Najrozsiahlejšie plochy nižšej strednej, tzv. sidelnej terasy sa zaznamenali v súvislom, takmer 10 km dlhom a 250 m až 1 km širokom pruhu ľavobrežia Váhu od Strečna po Žilinu. Tam sa spájajú so zodpovedajúcou terasou pravobrežia Rajčianky a dosahujú šírku až 2 km. Mazúr (1963) používa pre túto terasu termín „*žilinská terasa*“, ktorý sa neskôr zaviedol pre zodpovedajúci stupeň pozdĺž celého údolia Váhu a jeho prítokov. Okrem tohto výrazného a uceleného výskytu sú známe ďalšie výskytu na pravobreží Váhu v širšom okolí Bytče a Malej Bytče, vo výraznom pásme medzi Lednickými Rovňami, Horovcami, Pruským a v Nemšovej. Na ľavobreží sú to výskytu v pásmach medzi Púchovom a Belušou, Košecou, Dubnicou až Trenčianskou Teplou.

Všade na uvedených miestach v dlhom, ale aj pomerne širokom, bočnými prítokmi prerušovanom pásme vystupujú štrky pokryté 2 – 8 m hrubým pokryvom piesčitých spraší, resp. sprašových hlín, splachov a polygenetických hlín a starých fosilizovaných povodňových hlín s boreálno-alpínskou faunou. Hliny sú prachovito-ílovité, okrovohnedé, hrdzavo a sivasto šmuhané. Na niektorých miestach sa ťažia ako tehliarske suroviny (Bytča, Pruské, Košeca, Ilava). Na iných miestach (napr. v Hornom a Dolnom Hričove a medzi Strečnom a Žilinou) sprašový pokryv štrkov nahrádzajú polygenetické svahové hliny v hrúbke do 5 m alebo hlinito-kamenité delúviá (na Kysuci medzi Kysuckým Novým Mestom a Rudinkou, na Váhu sz. časť Orlového, úsek medzi Považskou Teplou a Považskou Bystricou, Šebešťanová a i.), poprípade majú štrky na povrchu tenký pôdny horizont (Kotešová, Beňov, Skalka – Podvazie, Považská Teplá, Nová Dubnica a i.). Skalné podložie štrkov tejto terasovej akumulácie vystupuje len ojedinele a na kratších úsekoch. Najlepšie zachovaný výskyt zloženej terasy tohto stupňa je v polovici úseku medzi Hričovským Podhradím a Dolným Hlbokým. Na ľavobreží je tam zachovaná tylová časť terasy s bázou vo výške 6 m nad hladinou a s hrúbkou piesčitých štrkov do 12 m.

Morfologicky výrazný terasový stupeň *žilinskej terasy* má v doline Váhu relatívnu výšku povrchu v rozpätí 18 – 22 m a v doline Rajčianky 15 – 18 m s bázou štrkov 4 – 7 m (rel.). Štrky dosahujú na Rajčianke hrúbku 4 – 10 m, v Žiline 7 – 8 m a smerom k Strečnu ich hrúbka stúpa na 14 – 16 m.

Litologicky ide o stredné a hrubé (\varnothing 2 – 5 – 10 cm), na styku s nadložnými sprašovými a povodňovými hlinami aj pomerne silno zahlienené piesčité štrky s obliakmi, ktorých priemerná zrnitosť sa po toku prakticky nemení. Lokálne sa zjemňuje narastaním podielu strednozrnnej (\varnothing 2 – 5 cm) aj drobnozrnnej (\varnothing 1 až 2 cm) štrkovej frakcie na úkor podielu frakcie balvanov až blokov (\varnothing 10 – 15 až 25 cm), ktoré sa vyskytujú najmä na báze a v spodných polohách.

Petrografické zastúpenie hornín štrkov nižšej strednej terasy sa v celom Vážskom podolí nelíši od štrkov starších terás. V prípade vážskej terasy prevládajú granitoidné horniny, kremence, kremenné pieskovce a kremeň nad kryštalickými bridlicami, vápencami a pieskovicami paleogénu.

V doline Rajčianky napríklad oproti starším terasám pozorujeme zmenu v tom, že tu dominujú rozličné druhy vápencov nad kremencami, granitmi a paleogénnymi pieskovicami. Zvýšená prítomnosť karbonatických hornín v terasách Rajčianky je charakteristická od úrovne vyššej strednej terasy. Štrky sú zriedkavo selektívne, ale vcelku málo zvetrané. Patinované sú najmä vápence a pieskovce s kôrou navetrania hrubou 1 mm.

Podľa charakteru vyhodnotených údajov a úložnej morfozície sedimenty zaraďujeme k akumuláciám tzv. nižších stredných terás riek. Zodpovedá to mladšiemu risskému glaciálu v škále alpských klimatostratigrafických jednotiek.

Mladý pleistocén

Würm

16 eolicko-deluviálne piesčité spraše, vápnité splachy zo spraší a sprašové hliny

Významným fenoménom v oblasti Bytčianskej a Ilavskej kotliny sú eolicko-deluviálne sedimenty. Také sú vrchnopleistocénne piesčité spraše a sprašové hliny, poprípade postgenetické vápnité a nevápnité splachy z nich. Tento typ eolických až eolicko-deluviálnych sedimentov na študovanom území najčastejšie pokrýva fluviálne štrky stredných terás (pozri mapu) a miestami až vrchnej terasy. Hrúbka akumulácie sa najčastejšie pohybuje od 2 do 10 m, pričom sa veľmi často mení, najmä v oblastiach styku dvoch podložných terás alebo aj na záveterných svahoch. Spraše pozostávajú z hnedožltej až okrovožltej prachovitej zložky so zónami drobného zvrstvenia (hrdzavé a biele plochy). Prítomnosť vápnitých konkrécií je malá a nepodarilo sa odhaliť ani náznaky fosilných pôdnych horizontov. Tieto sedimenty sa využívali ako tehliarske suroviny (Bytča, Púchov, Košeca, Ilava, Lednické Rovne, Pruské, Nemšová a i.), pričom pri ťažbe sa

obnažili podložné fluviálne štrky. Spraše a sprašové hliny prechádzajú na povrchu často do polygenetických svahových hĺn a deluviálnych splachov s úlomkami hornín.

15 proluviálne hlinité štrky s úlomkami hornín v nízkych náplavových kužeľoch

Sedimenty nízkych kužeľov sú na tomto území veľmi roztrúsené, maloplošné a často majú len lokálny význam. Vrchnopleistocénne proluviálne sedimenty nachádzame priebežne v miestach vyústenia bočných dolín do hlavného údolia (Divinka, Svederník, Kotešová, Predmier, Považská Teplá, Dolné Kočkovce, Pruské a i.). Vytvorili sa zväčša v priestore limitovanom šírkou údolí (kužeľ Medzihradského potoka jv. od Poluvia a kužeľ Rosinky na j. okraji Višňového) alebo ako najnižšia etáž terasovaného kužeľa Stránskeho potoka v rekreačnej oblasti Kunerad, prípadne ako pravostranné krídlo Stráňavského potoka v Stráňavách, kde jeho vplyvom nastala bifurkácia toku až do 3 dolín (pozri mapu).

Plošne najrozsiahlejšie a objemovo najväčšie vrchnopleistocénne kužele zaznamenávame v Stráňavách, v Dubnici nad Váhom, Veľkom a Malom Kolačíne a v Novej Dubnici. Kužele majú rôzny tvar základne s vrcholom do 5 m nad tokom. Hrúbka telies sa pohybuje okolo 3 – 8 m, v prípade kužeľa v Stráňavách a Kunerade je dokonca odhadom 12 m. Kužele často kontinuálne prechádzajú do nadnivej terasy alebo prstovite zasahujú do jej vrchnej časti, prípadne aj samy sú často terasované mladšou laterálnou eróziou toku. Ojedinele sú akumulované na staršiu, strednopleistocénnu terasu (územie medzi Dubnicou nad Váhom a Novou Dubnicou). Tvorí ich najmä piesčitá hlina, v niektorých zónach s bohatým obsahom zahlienených štrkov a úlomkov hornín. Hliny s hrúbkou do 1 – 2 m zväčša zaberajú povrchovú časť. Často sú obohatené o resedimentované úlomky hornín a štrk. Bázu kužeľov tvoria zahlienené piesky, štrky a úlomky hornín s Ø prevažne do 5 cm, ale s hojnými blokmi s Ø do 20 cm zväčša monotónneho petrografického zloženia lokálnych hornín znosových oblastí s prevahou kremencov a granitov nad vápencami a pieskovicami.

14 fluviálne piesčité štrky dnovej akumulácie: a) v nízkej terase, b) v nive

Fluviálne piesčité štrky tvoria súvislú výplň dna všetkých väčších tokov zobrazených na mape. Takmer všade majú erodovaný povrch a ten prekrývajú holocénne nívne náplavy. Štrky vystupujú na povrch buď len v erózných zvyškoch svojej pôvodnej akumulačnej úrovne, ktorá je dnes zachovaná len vo forme nadnivej, tzv. nízkej terasy tvoriacej 3 – 5 m vysoký morfológický stupeň nad povrchom nivy (tzv. terasové ostante; Strečno, Považský Chlmec, Dolný Hričov, Púchov, Lednické Rovne, Horovce, Košeca a i.), alebo ako prirodzene aj umelo odkryté a niekde aj čiastočne resedimentované štrkopiesčité podložie holocén-

nych nívnych náplavov väčšiny tokov. Terasové ostance sú často odkryté a pri malej hrúbke recentných pôd štrky vystupujú na povrch. Genetickú a vekovú rovnorodosť oboch povrchových foriem, ale aj sedimentárno-petrografickú homogenitu výplne dna dolín Váhu, Kysuce, Vlára a ich prítokov dokladá uloženie sedimentov na jednoúrovňovej spoločnej báze v celej šírke dna.

Hrúbka dnovej akumulácie Váhu veľmi kolíše. V kotlinových úsekoch doliny varíruje od 8 do 11 m, v nive do 11 – 18 m, vo zvyškových terasách s bázou priemerne –4 až –8 m pod úrovňou toku.

Sedimenty dnovej akumulácie všeobecne vykazujú vysokú variabilitu zrnitosti a zloženia. V prípade Váhu podľa Mazúra (1963) v mieste terás je možné sledovať dvojfázovosť akumulácie, pričom oba komplexy uloženín sú vzájomne oddelené kryoturbačne stlačenou ílovito-piesčitou vápnitou vložkou obsahujúcou vlhkomilnú malakofaunu interštadiálu. Povrch zvyškovej nízkej terasy často tvoria fluviálne hnedé až sivohnedé, hrdzavo šmuhované piesčité hliny a holocénny pôdny horizont hnedozemného typu.

Dnová akumulácia pozostáva z dobre opracovaných čerstvých nenavetraných stredno- až hrubozrnných, diagonálne uložených piesčitých štrkov (\varnothing 2 – 5 až 10 cm). Smerom k povrchu sa zjemňujú a v miestach zachovania nívnych sedimentov prechádzajú aj do pieskov. V terasách sú horné polohy štrkov kryoturbačne zvrtené. Vo vážskych štrkoch petrograficky prevládajú granitoidné horniny, granity, kremence, kremenné pieskovce a kremeň nad kryštalicými bridlicami, vápencami a pieskovcami paleogénu. V doline Rajčianky dominujú rozličné druhy vápencov nad kremencami, granitmi a paleogénnymi pieskovcami. Horské prítoky Váhu majú odlišný charakter. Ak sa tu vrchnopleistocénna akumulácia zachovala, tak väčšinou vo forme na povrchu aj globálne resedimentovaných piesčitých štrkov, často len poloopracovaných, s prímiesou klastík, čiastočne pochádzajúcich z prolúvií. V horných častiach dolín horských potokov však najčastejšie sedimenty vrchnopleistocénnej dnovej akumulácie sú úplne nahradené sedimentmi holocénu v piesčito-štrkovitom až piesčito-kamenitom vývoji.

Opísané štrkové sedimenty podľa charakteru a pozície patria k poslednému periglaciálnemu zaštrkovaniu dna dolín riek a potokov. To zodpovedá poslednému glaciálu pleistocénu – würmu.

P l e i s t o c é n – h o l o c é n

13 proluviálne hliny a piesčité hliny so štrkami a úlomkami hornín vyšších nívnych náplavových kužeľov

K prechodnej pleistocénno-holocénnej sedimentácii zaraďujeme niektoré proluviálne akumulácie bočných dolín vyúsťujúcich do hlavnej. Medzi najvýraznejšie patria kužele v Kotešovej, Hliníku nad Váhom, v Predmieri, Plevníku-Drienovom, Považskej Bystrici, Horovciach, v pásme medzi Púchovom a Belu-

šou a v pásme medzi Bohunicami a Bolešovom, ale časté sú aj maloplošné akumulácie pri sútokoch v horských častiach. V kotlinách sa sústava kužeľov spája do tzv. nivnej terasy, ktorú možno sledovať pozdĺž celého stredného toku Váhu. Kužele týchto sedimentov majú pomerne veľký plošný rozsah, sú plytké a na rozdiel od starších sedimentov obsahujú najmä hlinito-piesčítu frakciu s ojedinelými obliakmi či úlomkami. Na krátkych úsekoch môžeme badať náznaky laterálnej erózie Váhu (stopy po nárazovej časti meandrov), čím vzniká z morfológického hľadiska dojem terás.

12 deluviálne svahoviny v celku, litofaciálne nečlenené svahoviny a sutiny

Ide o najčastejší a plošne aj objemovo najrozšírenejší typ kvartérnych sedimentov na celom mapovanom území. Do tejto skupiny sú zahrnuté tie sedimenty, pri ktorých nebolo možné časté striedanie frakcií svahovín a sutín stanoviť reprezentačný litofaciálny typ. Spravidla ide o zmes deluviálno-soliflukčných svahovín a sutín, od piesčito-kamenitých a piesčitých cez hlinito-kamenité a hlinito-piesčité až po výlučne hlinité polygenetické svahové hliny. Sú vyvinuté na rozsiahlejších plochách hladko modelovaného reliéfu kotlin, vo flyšových oblastiach (Javornícka brázda), ale najmä v dnách a svahoch suchých úvalinovitých dolín, resp. dolín s občasným tokom. Na mape je zaznamenaná len hrúbka, odhadom presahujúca 2 m.

V horských oblastiach sa na ich tvorbe uplatňovali prevažne gravitačné procesy spojené s rôznymi spôsobmi zvetrávania v podmienkach zvýšenej energie odnosu. To zapríčinilo, že vo vzdialenejších častiach od údolia Váhu sú tieto sedimenty popri aluviálnej výplni dna dolín často jediným reprezentantom kvartérnej akumulácie. Označujú sa ako horský kvartér (napr. širšie okolie Žilinskej Lehoty, územie medzi Bitarovou a Podhorím, okolie Veľkého Poľa, Hvozdnice, Podskalja a pásmo medzi Lednickými Rovňami a Pruským).

11 deluviálne hlinité resedimentované štrky svahovín

Sedimenty pozostávajú z intenzívne zahlinených, na svahy zvlčených štrkov, pôvodne pochádzajúcich z vyššie položených starších, pleistocénnych fluviálnych štrkových akumulácií (z. od Lietavskej Lúčky, v. od Bytčice, v Horovciach a v Rajeckých Tepliciach). Sú vyvinuté a zachované na menších plochách a často tvoria len pozostatky po erodovaných terasových stupňoch. Všade lemujú ich výskyty. Ak sa vyskytujú na dne úvalín, resp. na úpätiach svahov, dosahujú hrúbku aj viac ako 5 m.

10 polygenetické svahové hliny

Tieto sedimenty sú reprezentované prevažne rozličnými hlinami, od humusových cez prachovité až po jemne piesčité s detritom. Genéza svahových hlin je výsledkom kombinácie viacerých procesov. Spodnú, jemne piesčítu časť tvoria

produkty zvetrávania materskej horniny in situ. Neskôr bola narušená soliflukciou. Takéto prípady sú početné najmä na severe územia v Žiline, ale aj na mnohých miestach západného okraja Ilavskej kotliny aj v samotnom bradlovom pásme. Stredná, hlinito-ílovitá časť sa morfológiou aj habitom podobá sprašiam, ale jej genéza má odlišný charakter. Z litologickej charakteristiky a úložných pomerov vyplýva, že eolický prenos a akumulácia boli obdobné ako pri sprašiach, ale postsedimentačné prostredie bolo vlhkejšie. Nevznikli spraše, ale nastalo zahlinenie, kde prevládali pedogenetické zmeny so zvýšením podielu ílovej hmoty a s odvápnením. V tomto procese CaCO_3 bol nahradený hydroxidom Fe. Táto nevápnitá žltohnedá až hrdzavohnedá hlina, na rozdiel od spraší, nie je presadavá, má malú pórovitosť a smerom k spodnej časti často obsahuje vložky soliflukčných svahovín. Od Strečna a ďalej až po Považskú Teplú polygenetické hliny pokrývajú aj strednopleistocénne fluviálne terasové akumulácie. Vrchná, humusovo-hlinitá časť je výsledkom pôsobenia subrecentných pedogenetických procesov a je pretvorená na hnedozem. Hrúbka svahových hlín je variabilná, najčastejšie 2 – 5 m. Z ostatného územia sú výskyty polygenetických hlín známe najmä z okolia Konskej.

9 deluviálne hlinito-kamenité až piesčito-kamenité svahoviny a sutiny

Hliny a piesčité hliny tohto genetického typu obsahujú premenlivé množstvo skalných úlomkov až blokov, ktoré v nich často prevažujú. Sú vyvinuté najmä na úpätiach svahov (na styku Malej Fatry s kotlinou, v bradlovom pásme a i.), kde tvoria rozsiahle, často zvodnené pokryvy zasahujúce od medzidolinových chrbtov až na dná dolín. V tejto oblasti sa v nich na plastickejšom a nepriepustnom podloží tvorenom pieskovecami a ílovcami paleogénu vyvinuli aj mohutné zosuvy (pozri mapu). V ostatných častiach územia tieto sedimenty tvoria dnovú výplň suchých strmých dolín alebo svahové pokryvy na mezozoických horninách (Strážovské vrchy). Na exponovaných svahoch s výstupom skalného podložia, resp. na miestach skalného rútenia prechádzajú až do lokálnych kamenných morí. Tieto akumulácie takmer všeobecne tvoria kompaktný pokryv podložia, no situácia na mape zohľadňuje len ich hrúbku presahujúcu 2 m.

8 balvanovito-blokovité kamenité akumulácie svahových sutín

Všeobecne ide o balvanovito-blokovité, druhotne v procese soliflukcie rozvlečené produkty mrazového zvetrávania hornín a produkty skalného rútenia. Nachádzajú sa zväčša na exponovaných svahoch pod výstupom skalného podložia, kde prechádzajú až do lokálnych kamenných morí. Najvýznamnejší výskyt produktov skalného rútenia v podobe chaoticky uložených blokov hornín, často presahujúcich 2 m, zaznamenávame pod skalnými stenami s. od Lietavskej Svinnej a na mnohých miestach centrálnej časti Strážovských vrchov.

7 deluviálno-proluviálne hlinité štrky a úlomky hornín (dejekčné kužele)

Sedimenty nachádzame priebežne na celom území v miestach vyústenia menších bočných suchých dolín do hlavných. Morfológicky sa prejavujú ako strmšie výnosové kužele väčšinou malých rozmerov (Lietavská Svinná, Brezany). Všetky kužele sú produktom sporadických, zväčša jarných prívalových vôd vynášajúcich soliflukčno-deluviálny materiál na krátku vzdialenosť. Obsahujú lokálny hlinito-piesčito-kamenitý, chaoticky uložený materiál bez známk oprarovania.

6 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny a piesčité hliny s úlomkami hornín

Väčšinou ide o akumulácie plošne (ronovo) spláchnutých častí vyššie položeného pôdneho pokryvu a jeho materského substrátu (hliny, piesky, úlomky hornín), resp. o svahové sedimenty, fluviálne premiestnené na krátku vzdialenosť. Tvoria prechodnú fáciu medzi nivnými a svahovými sedimentmi. Takéto akumulácie sme zaznamenali najmä na úpätných častiach svahov okrajov dolín alebo v ich záveroch, prípadne v dnách dolín bez aktívneho toku (pozri mapu). Plošne väčšie výskyty sú známe z výplne úvalín jv. od Rajeckých Teplíc, prípadne z okolia Stráňav.

Deluviálno-fluviálne splachové hliny pokrývajúce väčšinu najvyšších polôh stredno- až spodnopleistocénnych terás Váhu a Kysuce (pravobrežie Váhu medzi Lednickými Rovňami a Nemšovou, ľavobrežie v úsekoch medzi Púchovom a Ladcami a medzi Košecou až Novou Dubnicou).

Holocén

5 chemogénne penovce a travertíny

Výskyty sladkovodných vápencov holocénneho veku sú zaznamenané v Strážovských vrchoch medzi Hradnou a Bodinou v okolí rozsiahlejšieho prameniska západného svahu Dubice (817 m n. m.) a v Bielych Karpatoch v Krivoklátskej a Červenokamenskej doline. Penovce sú sivé až žltosivé, s odtlačkami rastlín. Okraje výskytov prechádzajú do inkrustovaných pôd. V penovcoch sú tenké polohy tenkovrstvovitých travertínov. Penovce sú štruktúrne a piesčité. Sedimenty dosahujú hrúbku max. 5 m.

4 organické sedimenty (humolity), rašeliny a rašelinové hliny

Z mapovaného územia sú známe len dva výskyty rašelinových hĺn, z doliny bezmenného potoka medzi Rosinou a Trnovým a z doliny medzi Štiavnikom a Petrovicami. Sedimenty vyplňajú silno močaristé dna dolín v miestach ich lo-

kálneho prehradenia soliflukčnými svahovinami. Odhadovaná hrúbka tmavo-hnedých až čiernych humolitov a rašelinových hĺn tu je asi 3 m.

3 proluviálne hliny a piesčité hliny s úlomkami nívnych náplavových kužeľov

Holocénne (postglaciálne) proluviálne sedimenty sme zaznamenali na mnohých miestach mapovaného územia na styku riečnych nív hlavných tokov s vyústeniami menších bočných prítokov (pozri mapu). Tvoria ploché, vejárovite sa rozširujúce výplavy, miestami sa prstovite vклиňujúce do sedimentov nívneho krytu (Bytča, Lednické Rovne, Beluša – Hloža, Tuchyňa, Dubnica nad Váhom, Nemšová, Žilina – Bytčica, Konská, Strečno a i.) alebo strmšie a morfológicky výraznejšie ronové kužele vyústenia kratších doliniek do hlavných.

Formovanie kužeľov sa začalo v neskorom glaciáli würmu, ale podstatná časť telies sa sformovala v období holocénu a sedimentačne je úzko spätá s formovaním nívneho krytu. Na základe granulometrického zloženia majú uvedené kužele viaceré variety. Všeobecne sú však zložené z chaoticky naplaveného nevytriedeného hlinitého až štrkovitého materiálu, na báze miestami s podielom preplavenej neopracovanej horninovej drviny. Materiál je odvápnený, resp. slabó vápnitý. Hrúbka telies je premenlivá, no v prípade plošne väčších kužeľov sa pohybuje medzi 3 – 6 m.

2 fluviálne hliny, piesčité hliny s úlomkami hornín a štrkovité hliny súčasných dolinných nív

Postglaciálne náplavy tvoria aluviálny jemnozrný sedimentačný náplavový pokryv piesčito-štrkového súvrstvia dnovej akumulácie hrubý do 1,5 až 2 m alebo len samostatnú výplň dna dolín všetkých tokov tak, ako sú zobrazené na mape. Sedimenty sú väčšinou tvorené vrstvomými ílovitými sivohnedými nevápnitými nívnyimi hlinami alebo piesčitými hlinami a pieskami, v spodnej časti s obsahom obliakov alebo úlomkov hornín. V potokoch vytekajúcich z Malej Fatry, Strážovských vrchov a Javorníkov, kde absentuje dnová akumulácia, sú tieto sedimenty tvorené hrubšími hlinito-štrkovými až balvanovito-štrkovitými alebo len piesčito-kamenitými, málo vytriedenými a slabšie opracovanými akumuláciami v celom profile. V záveroch dolín sú už balvanovito-štrkovito-hlinité sedimenty prívalových vôd. Postglaciálne náplavy tvoria v reliéfe úroveň nivy, miestami s hlinitou nívou terasou, tzv. vyššou nivou (niva Váhu), alebo s odčlenenou prikorytovou štrkovou zónou najmladšej korytovej fácie.

Naložené nívne sedimenty riek aj celá výplň dna dolín potokov spolu s proluviálnymi sedimentmi bočných prítokov sú podľa ich charakteru a uloženia mladšie ako štrková dnová akumulácia riek. To zodpovedá postglaciálnemu veku – holocénu.

1 antropogénne navážky, haldy a skládky

Mapa zaznamenáva súčasný stav rozšírenia významnejších a plošne rozsiahlejších akumulácií, ako sú stavebné navážky a násypy, skládky priemyselného a domového odpadu a ťažobné haldy. Vyskytujú sa najmä po okrajoch väčších lomov (Lietavská Lúčka, Stráňavy, Ladce), pozdĺž hlavných komunikačných ťahov ako stavebné navážky a násypy súvisiace s komunikáciami a v intravilánoch obcí ako skládky domového odpadu (Višňové a i.).

Antropogénne sedimenty sú vyznačené len v miestach najväčšieho rozšírenia. Ide o skládky domového (Žilina) a priemyselného (Považská Bystrica, Lednické Rovne) odpadu. Rozsiahlejšie pozdĺžne navážky (Nimnica) a iné, súvisiace s cestnými a železničnými komunikáciami, rovnako ako stavebné úpravy terénu v sídlach a v intravilánoch obcí nie sú z účelového hľadiska na mapách zatiaľ zohľadnené.

TEKTONIKA

Územie zobrazené na tejto mape patrí z tektonického hľadiska k jednej z oblastí, ktoré sú kľúčové pre pochopenie alpínskej, a špeciálne neoalpínskej stavby Západných Karpát.

Od JV na SZ sú tu zastúpené tri hlavné pásma: centrálné, bradlové a flyšové. V súlade s princípom polarít orogénu sa dá povedať, že týmto smerom sú aj zoradené od najstarších štruktúr po najmladšie, neplatí to však absolútne. Tektonické pohyby sa neodohrali jednorazovo, ale pôsobili vo viacerých etapách, pričom ich efekt mohol byť rôzny, dokonca protichodný (rifting, subdukcia, vznik melanží, vrás, duplexov a príkrovov, horizontálne posuny, vznik megabudínáží, spätné prešmyky, obyčajné zlomy).

Centrálné pásmo. Jeho štrukturalizácia sa odohrala pred senónom. Zaraďujú sa sem príkrovové jednotky hronika, veporika či fatrika (krížňanský a ďurčinský príkrov) a tatrika. Do dnešnej pozície boli nasunuté na vzdialenosť niekoľko desiatok a možno až stoviek kilometrov z domovských oblastí ultratatrika (fatrikum), veporika, až ultraveporika (hronikum). Ani tatrikum nie je fixovaná autochtónna jednotka, ako sa verilo ešte pre 40 rokmi.

Terminológia litostratigrafických aj tektonických jednotiek hronika a tektonická stavba hronika na tomto území sa zosúladiť s novšími prácami Havrila (1993; in Polák et al., 1996; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998). Hronikum tu zastupujú tri tektonické jednotky (zoradené od spodnej po hornú): príkrov Homôľky, príkrov Ostrej Malenice a považský príkrov. Na základe faciálnej náplne možno povedať, že prvý z nich v časovom intervale vrchný pelsón – tuval charakterizuje panvová sekvencia, posledný sekvencia karbonátovej plošiny a stredný má prechodné postavenie, t. j. jeho spodnú časť tvoria panvové sekvencie a hornú časť sekvencia karbonátovej plošiny.

Príkrov, ktorý sa v súčasnosti označuje názvom *príkrov Homôľky*, Mahel' (1985a, s. 148, obr. 65) označoval názvom chočský príkrov. V rámci neho mali byť laterálne prechody jednotlivých sekvencií. Napríklad bielovážska sekvencia vystupujúca v. od Hornej Poruby mala smerom k Mojtínu laterálne prechádzať do čiernovážskej sekvencie. Z geologickej mapy (Mahel' et al., 1982) sa však o tom nemožno presvedčiť, pretože v nej pod jursko-kriedovými členmi sukcesie Rohatej skaly vystupuje len súvrstvie hlavného dolomitu spočívajúce v okolí Homôľky na bielovážskej sekvencii (reiflinské vápence, lunzské vrstvy). Citovaný autor jursko-kriedové členy chočského príkrovu spája s čiernovážskou sekvenciou. O tom sa však z geologickej mapy opäť nemožno presvedčiť.

Príkrov, ktorý sa dnes označuje názvom *príkrov Ostrej Malenice*, Mahel' (1985a) označoval názvom *bebravský príkrov* (l. c., obr. 79b) alebo *bebravský čiastkový príkrov* (l. c., obr. 48) *chočského príkrovu*. Podľa Mahel'a (l. c., obr.

79a) sa toto tektonické teleso označuje aj ako *čiernovážska jednotka*. Ak termín jednotka chápe v tektonickom význame, potom to isté tektonické teleso (Maheľ, l. c.) pomenúva dvomi názvami. Ak sa termín jednotka chápe v litologickom význame, potom to isté miesto toho istého telesa zaraďuje k dvom odlišným litologickým sekvenciám, k *čiernovážskej sekvencii* (l. c., obr. 79a), resp. k *čiernovážskej sérii* (l. c., obr. 76) a k *bebravskej sekvencii* (l. c., obr. 65). Navyše, pomenúva ho aj *jednotka Malenice* (Maheľ, 1979c, s. 111) alebo *štruktúra alebo šupina (pozn. autora) Malenice* (Maheľ, 1979c, s. 109, obr. 3; 1985a, obr. 74), ale aj *bebravská jednotka* (l. c., obr. 78, 86) a tiež *príkrov Malenice* (Maheľ in Maheľ a Malkovský, 1984). Keďže termín „bebravský príkrov“ je zaťažený uvedenými nejasnosťami, bol nahradený názvom *príkrov Ostrej Malenice*, vychádzajúcim z názvu *digitácia Ostrej Malenice*, ktorý použil Andrusov (1936).

Príkrov, ktorý sa doteraz nazýval *strážovský príkrov*, netvorí samostatnú príkrovovú jednotku, ale je len kryhou oddelenou neogénnou zlomovou tektonikou a následnou denudáciou od pôvodne veľkého príkrovu. Súčasťou tohto príkrovu boli pôvodne aj havranická, jablonická, nedzovská a tematínska kryha, ktoré sa doteraz s väčšou či menšou istotou (resp. skôr neistotou) považovali za samostatné príkrovové telesá. Tento veľký príkrov pôvodne Havrila (in Kováč a Havrila, 1998) nazval zloženým opisným názvom *havranicko-jablonicko-nedzovsko-strážovský príkrov*, a to na zdôraznenie, že zahŕňa telesá (doteraz považované za samostatné príkrovy) nazývané uvedenými menami. Neskôr Havrila (in Vozár et al., 2002, s. 36, obr. A. 9) tento opisný komplikovaný názov nahradil názvom *považský príkrov*⁵⁰.

Hanáček (1976) interpretuje geologickú stavbu v okolí Mojtína zásadne iným spôsobom. Príkrov Ostrej Malenice a považský príkrov považuje za jedno tektonické teleso, ktoré považuje za strážovský príkrov (s touto interpretáciou sa stotožnil aj Salaj, 1987, s. 133; 1995b, s. 320 – 321). Rozpor existencie dvoch telies v jednom vyriešil Hanáček uplatnením synklinálno-antiklinálnej stavby (takú stavbu tu konštatoval aj M. Maheľ, ale s úplne iným výsledkom). Spomenuté dva príkrovy sú pre J. Hanáčka dve synklinály jedného strážovského príkrovu. Synklinály sú v jeho podaní oddelené antiklinálou nahrádzajúcou presunovú plochu medzi spomenutými príkrovmi. Nôvum Hanáčkovej koncepcie je teda v tom, že synklinálne zavrásnené tektonické čiapy strážovského príkrovu (koncepcia Maheľa, 1985a, obr. 86) sa interpretujú ako antiklinálne štruktúry vynárajúce sa zospodu (Hanáček, 1975b; in Hanáček, 1976). S touto interpretáciou sa v zásade

⁵⁰Obr. A. 9 bol pôvodne súčasťou textu charakterizujúceho hronikum, ktorý na žiadosť Dr. J. Vozára vypracoval M. Havrila a ktorý mal byť zverejnený v úvode exkurzného sprievodcu XVII. kongresu KBGA (Vozár et al., 2002). Vzhľadom na to, že tento text nakoniec nebol do exkurzného sprievodcu zaradený a že na spomenutý obr. A. 9 sa Havrila odvolával v štáti *Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut* tohto sprievodcu, zostavovateľa sprievodcu obr. A. 9 vložili do textu spomenutej štáti, ale bez textu, v ktorom boli uvedené dôvody premenovania havranicko-jablonicko-nedzovsko-strážovského príkrovu.

zhoduje aj Salaj (1982, s. 216; 1987, s. 133; 1995b, s. 315), ale s tým rozdielom, že antiklinály nahradil diapírmami.

Príkrovy hronika sú v Strážovských vrchoch vnútorne prevrásnené. Výrazné antiklinálne a synklinálne štruktúry temer s.-j. až ssz.-jv. smeru možno pozorovať v najspodnejšom príkrovovom telese hronika Strážovskej hornatiny, t. j. v príkrove Homôľky v okolí Homôľky (medzi kótou Homôľka a údolím Nitrice). Digitácie s periklinálnym uzatváraním jadier v oblasti Rohatej skaly z toho istého príkrovu boli známe Mahel'ovi (1946b), ale už aj Kulcsárovi (1918). Rovnako celý príkrov Ostrej Malenice Mahel' (1946b, s. 67) považoval za vyššiu digitáciu – digitáciu Malenice. V nej však, ako to už preukázal Hanáček (1974b), spojil do jedného sledu dolomit, dnes zaraďovaný k príkrovu Ostrej Malenice, ktorý mal tvoriť jadro digitácie, s neokómom, dnes zaraďovaným k príkrovu Homôľky, ktorý mal tvoriť prevrátené krídlo digitácie Ostrej Malenice. Mahel' (l. c.) považoval digitácie za znak svedčiaci o blízkosti čela príkrovu. Z toho, čo sme uviedli, však vyplýva, že jeho predstavy o vytvorení digitácií chočského príkrovu Strážovských vrchov treba korigovať.

Dva vrchné príkrovy hronika, t. j. príkrov Ostrej Malenice a považský príkrov, sú v Strážovskej vrchovine ešte aj vzájomne prevrásnené. Bohato to ilustrovali už Krivý (1980; in Mahel' 1985a) a Mahel' (1979a, b, 1982, 1983b, 1985a). Medzi Riedkou, Predhorím a Mažiarom možno pozorovať vzájomné prevrásnenie príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu. Tieto poznatky súhlasia so staršou geologickou mapou Mahel'a et al. (1982). Napriek ich zdanlivo nelogickej pozícii možno teda súhlasiť s priradením vápencov vystupujúcich na Svinských chlievoch, v okolí Riedkej a tiež v údolí Radotiny k strážovskému príkrovu a považovať ich za jeho tektonické trosky. Prevrásnenie bebravskej jednotky v horskej skupine Malenice s nadložným strážovským príkrovom uvádza už Mahel' (1979a, 1980b). Podľa Mahel'a (1985a, s. 157) toto prevrásnenie je príčinou, prečo Hanáček (1976) a Krivý (1980) považujú bebravskú jednotku za vývin strážovského príkrovu. Smery niektorých uvedených štruktúr sú v rozpore so známymi smermi násunov príkrovov. Pravdepodobne ich treba dať do súvisu s mladšími tektonickými udalosťami.

Veporikum (fatrikum). Reprezentuje ho *krížňanský* a *d'určinský* príkrov. Napriek tomu, že v regióne nemajú veľké povrchové rozšírenie, z tektonického hľadiska sú významné a sú aj predmetom kontroverzných interpretácií. Svojimi plastickými spodno- a strednokriedovými členmi na jednej strane podstielajú tektonické trosky hronika, na druhej strane sú nimi tiež nasunuté na kriedové členy manínskeho príkrovu. Charakteristickým znakom krížňanského príkrovu v území sú digitácie a ležaté až prevrátené vrásy ako napríklad dubnická vrása. Na viacerých miestach v najvyšších častiach krížňanského príkrovu možno pozorovať opakovanie vrstvomého sledu (napr. medzi Butkovom a Rohatou skalou, pri osade Kopec, na jv. okraji územia medzi Nitricou a Podhradským potokom). Situáciu nemožno riešiť iba vrásovými závermi, pretože niektoré sledy sú v obrátenej pozícii. Svedčí to o pretrhnutí vrás a o vytváraní duplexov. Takáto situácia

je známa aj z iných častí Strážovskej hornatiny, z j. časti Malej Fatry v. od Kľač-
na (cf. geol. mapa Rakús et al., 1993) alebo z Chočských vrchov.

Tatrikum. Ako najnižšia jednotka centrálného pásma je zastúpené len nepa-
trne, na sz. úpätiach Lúčanskej Malej Fatry.

Bradlové pásmo. Je to najkomplikovanejšia tektonická zóna Karpát. Je dlhé
a extrémne úzke, iba v území Stredného Považia dosahuje šírku až 20 km. Brad-
lové pásmo pripomína megabudináž. Sotva však možno hovoriť o megabudináži
v zmysle Tricarta a Lemoina (1986), akú vymedzili v piemontskom pásme Zá-
padných Álp.

Manínska a klapská jednotka zaberajú vnútornú časť bradlového pásma. Via-
cerí bádatelia ich považujú za elementy, ktoré pôvodne vznikli v priestore cen-
trálnych Západných Karpát a len neskôr sa stali súčasťou bradlového pásma.
Mnohé časti vykazujú tiež bradlový štýl stavby. Je to spôsobené tým, že tu pôso-
bili obdobné procesy ako v pieninskej časti bradlového pásma. *Kysucká a čor-
štyňská* jednotka s viacerými prechodnými vrstvomými sledmi sa považujú za
bradlové pásmo s. s. (tzv. oravikum).

V doterajších predstavách o stavbe a vzniku bradlového pásma sa zdôrazňujú
predovšetkým opakované tektonické procesy, ktoré sa zaslúžili o jeho vznik
a ktoré spôsobili roztrhanie pôvodných súvislých sledov a ich opätovné poskla-
danie, často do zložitých „puzzle“.

Podľa všeobecne akceptovanej predstavy komplikovaný systém jurských
a spodnokriedových, prevažne karbonátových šošoviek obklopených kriedovo-
-paleogénnymi slieňovcovými a flyšovými sedimentmi vznikol polyfázovou
alpinotypnou deformáciou (Biely et al., 1984). Andrusov (1938) odlíšil 5 fáz.
Podľa Andrusova (1974), Aubrechta (1997) a iných len dve z nich sú dnes výz-
namné: laramská koncom kriedy a začiatkom paleogénu a staromiocénna.

Takýto prehľad je však zjednodušujúci. Rozhodne nemožno ignorovať uda-
losti, ktoré sa odohrali medzi aptom a stredným albom, resp. koncom staršej
kriedy. Vzniklo tu a vyzdvihlo sa zložitá horstvo („pieninská exotická kordilé-
ra“), ktoré od albu začalo dodávať do pieninsko-klapského (presnejšie šebešťa-
novského) sedimentačného priestoru obrovské množstvo detritického materiálu.
Existenciu „exotického“ horstva nikto nespochybňuje. Bádatelia sa iba dosiaľ
nezjednotili v názore, či išlo o horstvo vzniknuté pri subdukcii (a následnej ex-
humácii) hypotetickej oceánskej váhlickej domény (= južného penninika), alebo
išlo o súčasť mladokimerského orogénu podobného typu, z akého pochádza aj
meliatikum.

V tomto období nastali zmeny aj vo väčšine pienidných sedimentačných
priestorov. V čorštyňskej zóne nastalo vynorenie a prerušenie sedimentácie.
Kostelecký, manínsko-butkovský, klapský a drietomský sedimentačný priestor
zanikli, ich miesto zaujali flyšové trogy – podmanínsky a šebešťanovský.
V kysuckom sedimentačnom priestore sedimentácia (zatiaľ) prerušovane po-
kračovala.

Pokračujúca transpresná kolízia medzi blokom CZK a pásom pieninskej kontinentálnej kôry vyústila do príkrovových presunov a nakopania pieninských jednotiek spolu s ďalšími jednotkami, ktoré dnes tvoria bradlové pásmo.

Strednokriedové príkrovy v bradlovom pásme. Keďže bradlové pásmo má charakter zložitej „megabudínáže“, ktorá pravdepodobne vznikla najmä počas popaleogénnych pohybov, často uniká pozornosti, že toto pásmo malo ešte predtým pravdepodobne vrásovo-príkrovovú stavbu. Jej reliktu sa viacerým bádateľom podarilo celkom úspešne „vypreparovať“ spod nánosu mladších deformácií. Koncom šesťdesiatych rokov minulého storočia Began (1969), Scheibner (in Andrusov, 1968, obr. 31) a Andrusov (1968) vyčlenili a znázornili strednokriedové príkrovy – čorštynský, kysucký a klapský – na Strednom Považí. V súlade s tým Began (1993) v bradlovom pásme Javorníkov vyčlenil osobitnú sekvenciu vrchnej kriedy a paleogénu, nezávislú od podložných bradlových sekvencií.

Laramské príkrovy v bradlovom pásme. Dost' uznávaná je predstava, že dnešné bradlové pásmo tvorila pôvodne laramská sústava pripovrchových príkrovov v čele vnútorných Karpát (napr. Biely et al., 1996b). Azda najväčšiu oporu má táto predstava v násune klapského pásma na vrchnú kriedu kysuckej jednotky v okolí Žiliny. Nie je však známy násun čorštynskej alebo kysuckej jednotky na vrchnokriedové (alebo staršie) súvrstvia externejšej jednotky.

Jav, keď sa v strednokriedovom klapskom flyši vyskytujú aj bradlá čorštynské, resp. kysucké, Andrusov (l. c.) vysvetľoval ako tektonické okná, ktoré „prepichujú“ nadložie (resp. sú vtlačené do nadložia – „*klippes coiffées*“, Andrusov, 1967; „*verschleppte Fenster*“, Andrusov, 1968, s. 58). Jedným z príkladov, ktoré uvádza, je známe bradlo Hrabovka pri Púchove z wettersteinských koralových vápencov. Dnes ho však bez problémov môžeme považovať zaolistit, podobne ako bradlá Klape, Kostolec, Vrchteplá, Súľov a mnohé ďalšie.

Popaleogénna šupinová stavba bradlového pásma. Opísané príkrovové štruktúry boli neskôr počas staršieho miocénu deštruované. Deštrukcia mala charakter veľkého ľavého horizontálneho posunu pozdĺž hlboko založeného peripieninského lineamentu ako výsledok šikmej kolízie medzi blokom už amalgamovaných interníd a okrajom severoeurópskej platformy.

Skutočnosť, že pre bradlové pásmo je charakteristická popaleogénna šupinová stavba, zdôraznil už Andrusov (1968, s. 54 – 55). Popaleogénne vrásky v bradlovom pásme nie sú podľa neho jednoduché, ale často ich sprevádzajú juhovergentné strmé prešmyky. Príklady takejto stavby uvádza z oblasti s. od Malej Fatry (tri šupiny) alebo z okolia Žiliny, kde vystupujú tiež tri takéto šupiny: severná, brodnianska šupina (s prevráteným mezozoickým sledom kysuckej sekvencie), stredná, chlumecká (zo strednokriedových súvrství klapskej jednotky) a najjužnejšia, z vrchnokriedových a paleogénnych súvrství „myjavského vývoja“ pri Hričovskom Podhradí. Tá je podľa neho smerom na juh strmo prešmyknutá (pozdĺž *hričovského prešmyku*) na centrálnokarpatský paleogén v súľovskom vývoji.

Spätné násuny a nimi vymedzené šupiny sú výrazný prvok stavby bradlového pásma v území Stredného Považia. Väčšina kontaktov tektonických jednotiek má tento charakter. Ako ukazuje geologický rez 3 – 4, jednotky flyšového a bradlového pásma tu tvoria mohutný vejár s osou práve v oblasti styku oboch pásiem.

Flyšové pásmo. Vonkajšie flyšové Karpaty tvorí terciérna sústava bezkorenných príkrovov, t. j. takých, ktoré sú odlepené od svojho pôvodného podkladu a boli presunuté cez poklesnutý okraj severoeurópskej platformy. Pôvodný podklad týchto sekvencií je neznámy. Flyšové pásmo pozostáva z troch skupín príkrovov: z okrajovej skupiny s afinitou k terciérnej výplni predhlbne, zo strednej, krosniansko-menilitovej skupiny a z vnútornej, magurskej a bielokarpatskej skupiny príkrovov. Na mapovanom území sa vyskytujú iba tieto posledné.

Magurskú skupinu príkrovov budujú najmä paleogénne flyšové formácie. Kriedové sedimenty sú v mapovanom území na povrchu pomerne málo rozšírené. Magurskú skupinu tvoria tri čiastkové jednotky (od S na J): račianska, bystrická a oravskomagurská a samostatná jednotka vyššieho rádu, bielokarpatská. Tieto jednotky sú ako sústava nasunuté na S na strednú skupinu flyšového pásma (tu sliezska jednotka).

Magurské čiastkové jednotky boli vyčlenené na základe litofaciálnych a tektonických kritérií (Matějka a Roth 1949, 1956; Roth in Buday et al., 1967; Potfaj, 1993; Potfaj et al., 2003). Každá čiastková tektonická jednotka je ešte vnútorne štruktúrovaná. Jednotlivé štruktúry sa pôvodne nazývali antiklinálne a synklinálne pásma (l. c.). Neskôr sa ukázalo, že jednotlivé tektonické telesá sú na seba nasunuté vo forme šupín. Najmä vo vnútornej časti magurskej skupiny sú pôvodné antiklinálne a synklinálne zóny deformované a polarizovane deštruované (Potfaj et al., 2003). Čiastkové príkrovy, resp. štruktúry vlastnej magurskej jednotky na severe západného úseku sa končia koso tektonicky na okraji pieninského bradlového pásma.

Bielokarpatská skupina príkrovov sa člení na dve štruktúry. Jedna je v predpolí, druhá, vnútornejšia, v laterálnom pokračovaní vršatského bradla (a štruktúry). Zvlášť tú môžeme pokladať za pokračovanie javorinského príkrovu na SV. Začlenenie vrstvových sledov bielokarpatskej jednotky do stavby bradlového pásma ďalej na SV až po Dohňany indikuje tektonické zblíženie a následný spoločný tektonický vývoj oboch geologických jednotiek v období medzi eocénom a ?miocénom.

Vnútorný okraj flyšového pásma na styku s bradlovým pásmom tvorí výraznú, litostratigraficky kontrastnú hranicu. V severnej časti medzi Bytčou a Žilinou bola tektonická redukcia maximálna. Chýba tu, s výnimkou malých zvyškov, celá tektonická jednotka (oravskomagurská). To popiera starší názor Andrusova (1958) aj Rotha et al. (1962), ktorí predpokladali, že bradlové pásmo tvorilo podložie flyšového bazénu.

Zmapované územie je na západnom krídle západokarpatského oblúka. V dôsledku mladoterciérneho „vyklenovania“ karpatského oblúka sa v tomto krídle vytvorila pomerne pravidelná stavba. Štruktúrne telesá – šupiny – sú lineárne

usporiadané a imbrikované. Na niekoľkých miestach linearitu porušujú diagonálne zlomy. Najmarkantnejší z nich je systém sv.-jz. turzovských zlomov, známych aj ako zlom (pásmo) Raková – Semeteš. Na tomto systéme je sinistrálne vysunutý východný blok smerom na S.

Región Stredné Považie zasahuje do severozápadnej časti magurského príkrovu, ktorý je súčasťou terciérneho akrečného klina Západných Karpát. Z magnetického a seizmického rezu (Potfaj et al., 2001) bola pre toto územie interpretovaná báza magurského príkrovu so sklonom na JJV. Pod hrebeňom Javorníkov je v hĺbke asi 4 500 m a smerom na JJV sa zostrmuje. Najhlbšie zasahuje magurský akrečný klin pri Bytči, až do hĺbky 10 – 11 km.

Račianska a bystrická jednotka boli definované primárne na základe litofaciálnych znakov, nie tektonicky (Matějka a Roth 1956). Násunová plocha bystrickej jednotky na račiansku jednotku má z tektonického hľadiska rovnaký význam ako iné násuny šupín v rámci račianskej či bystrickej jednotky. Rozdiel spočíva iba v zmene litologickej náplne šupín. Preto je potrebné magurský príkrov považovať za tektonicky jednotné (aj keď štruktúrne členené) teleso.

Územie má strmú vrásovo-šupinovú stavbu, ktorá bola interpretovaná zo sklonu a pozície vrstiev. Externejšie šupinové vrásky račianskej čiastkovej jednotky (od rieky Kysuca na sever – mimo zmapovaného územia) ležia plochšie, ale južnejšie šupiny v zmapovanom území sú už kolmo vztýčené až mierne prevrátené na J. Na Strednom Považí boli v **račianskej čiastkovej jednotke** odlišné štyri na seba nasunuté šupinové vrásky a dve tektonické šupiny. Šupinovitosť vrás sa prejavuje tým, že v jadrách antiklinál a synklinál prešmykové pohyby spôsobili redukciu bázy aj vrchu, najmä severných ramien antiklinál. Rozoznávame tak tieto antiklinálne pásma (zo severu): dučkovské, Čertových kameňov (Kováčovcov), luhačovické (lačnovské), Medvedieho a tektonickú šupinu Čepelí.

Na východ od Petrovickej doliny zo synklinálneho pásma Kýčerky (Matějka a Roth, 1949) popri južnom okraji račianskej jednotky sa dá vyčleniť veľmi redukovaná a tektonicky porušená *tektonická šupina Čepelí* (podľa osady Čepele na sever od Veľkého Rovného – Teťák et al., 2004a). Na západ od rakovsko-semetešského zlomu toto pásmo sa už nedá vyčleniť. Pravdepodobne tu boli tektonicky odstránené (vyklinené) kýčerské pieskovce zlínskeho súvrstvia (šupina Čepelí), zovreté medzi šupinami bystrickej jednotky.

Tektonické šupiny **bystrickej jednotky** sú natesno stlačené vztýčené vrásky s veľmi zle zachovanými severnými ramenami antiklinál. Severné ramená antiklinál bystrickej jednotky sa prejavujú napríklad ako úzky pás bystrických vrstiev popri severnom okraji bystrickej jednotky severne od výskytu belovežského súvrstvia. Šupiny bystrickej jednotky majú menšiu hrúbku než šupiny račianskej jednotky. Pre zlú odkrytosť terénu a monotónnu litologickú stavbu sa nám nepodarilo určiť pozíciu prešmykových línií tektonických šupín bystrickej jednotky.

V oblasti Kolárovic s. od dosiaľ udávanej severnej hranice bystrickej jednotky leží *tektonická šupina Potokov* so zastúpením bystrických vrstiev (podľa osa-

dy Potoky na V od Kolárovic, kde je toto pásmo výrazné). Táto tektonická šu-
pa sa na Z od rakovsko-semetešského zlomu stýka s bystrickou jednotkou, ku
ktorej sa v minulosti aj priradzovala. Iná situácia je smerom na V od Kolárovic,
kde sa vkladuje medzi tektonické šupiny račianskej jednotky a následne na SV
medzi nimi sa úplne vyklinuje.

Medzi šupiny bystrickej jednotky boli tektonicky včlenené bradlá a bradielka
mezozoických hornín patriace k bradlovým sledom (napr. marikovské bradlo).
Z račianskej jednotky prechádzajú cez bystrickú jednotku až do bradlového pás-
ma zlomy diagonálneho rakovsko-semetešského zlomového systému.

Vznik tektonických štruktúr interpretujeme v dvoch hlavných štádiách vý-
voja:

1. štádium. – Najstaršie tektonické plochy sú spojené so spomínaným pre-
šmykom tektonických šupín po pretrhnutí v zámkových častiach vrás. Prejavuje
sa to silným tektonickým porušením hornín v jadrách antiklinál a synklinál. Ty-
pické sú poloplastické deformácie riečanských pieskoviec s oblými valcovitými
tektonickými zrkadlami (napr. v doline Ráztoka). Tieto plochy sú orientované
vertikálne (niekedy sú až strmo sklonené na S). Pozdĺž nich prebehol výzdvih
južných ramien antiklinál (šupín) cez severné ramená, ktoré sa tým výrazne zre-
dukovali. Výrazné redukcie, prípadne nahromadenia (duplexy) vznikli
v antiklinálnych jadrách odtrhnutím menších šupín (opakovanie vrstvomého sle-
du, napríklad s. od kóty Strígeľ, Rudinská dolina). Vnútorne prevrášnenie ramien
vrás nie je veľké.

2. štádium. – Pravdepodobne najmladší zlomový systém je systém zo *skupiny
rakovsko-semetešských zlomov*. Je to zložitý diagonálny systém, priamo nadvä-
zujúci na zlomy z oblasti Makova a Turzovky (Potfaj et al., 2001, 2002). Tento
systém je párový, v tvare písmena „Y“, so sinistrálnymi zlomami v smere JZ až
SV, na ktoré sa napájajú (a na nich sa končia) prevažne dextrálne zlomy smeru
SZ – JV. Zo systému v smere JZ – SV sa tu zistili tri línie. Tieto línie majú
charakter vertikálneho zlomu až úzkej zlomovej zóny s ľavým horizontálnym
posunom 200 m až 3 km. Na rakovsko-semetešskej línii sa vytvorila zložitá im-
brikovaná zlomová zóna. Zo systému v smere SZ – JV sme pozorovali viacero
línii. Ich priebeh je takmer kolmý na zlomy smeru JZ – SV, severný koniec sa
končí rozvetvením, jv. koniec sa končí na zlome systému JZ – SV. Tieto posuny
sú menšie – 50 až 300 m – a ich „odskoky“ boli pozorovateľné v odkryvoch aj
v terénnej morfológii. Väčšie zlomy vznikli posunmi morfológicky výrazných
rebiér zlepcov (napr. rozdvojenie vrcholu Hluché 961 m), pri menších posu-
noch aj priamo v odkryvoch. Tento tektonický systém zodpovedá kompresii
zhruba v smere S – J, extenzii v smere štruktúr orogénu a úniku južného bloku
na V.

Paleogénne litostratigrafické jednotky **myjavsko-hričovskej skupiny** patria
k poprikrivovým útvarom a majú transgresívny a diskordantný charakter.

Myjavsko-hričovská skupina je sávsky zvrásnená. Intenzita vrásnenia nebola
všade rovnaká. Bola podmienená faciálnym vývojom mezozoika v jej podloží.

Vznikli tu výrazné dvojsmerné, prípadne spätné prešmyky (cf. Salaj, 1995c). V severozápadnej a severnej časti výskytu sú sedimenty vztýčené až prevrátené, porušené spolu s horninami klapskej a kysuckej sekvencie zlomami ssz.-jiv. smeru. V juhovýchodnej časti sa monoklinálne ukláňajú na V pod uhlom 10 až 30°. Od Hričovského Podhradia na V sa pruh paleogénnych litostratigrafických jednotiek výrazne zužuje. Vytrácajú sa v ňom hrubé vrstvy súľovských zlepen-cov a na priečných zlomoch sa odsúva na J. Medzi Hričovským Podhradím a Žilinou je séria takmer paralelných priečných zlomov, pomenovaných ako žilinský systém priečných zlomov (Marschalko a Kysela, 1980). Pri južnom okraji bradlového pásma pozdĺž nich každý východnejší segment poklesáva oproti západnejšiemu.

V čiastkovej Pružinskej kotline paleogénne sedimenty myjavsko-hričovskej skupiny transgredujú prevažne na wettersteinské vápence a dolomity príkrovu Ostrej Malenice. Paleogénne sedimenty vystupujú v depresii, ktorá sa pravdepodobne vytvorila už pred ypreskou (ilerdskou) transgresiou a dotvorila sa popaleogénymi výzdvihovými pohybmi. Popaleogénna tektonika sa prejavila iba miernym zvrásnením domanižského súvrstvia a výraznejším priečnym zlomom sz.-jv. smeru v jz. okraji kotliny (Predhorie – Riedka). Naproti tomu, menšie výskyt paleogénu v okolí Mojtna sú iba ich denudačný zvyšok. Je tu dobre, hoci s malým plošným rozsahom odkrytá plocha transgresie paleogénu na mezozoické podložie.

V Domanízskej kotline, pokiaľ sú v jej podloží aj jurské a kriedové horniny, je myjavsko-hričovská skupina zvrásnená veľmi intenzívne. Pokiaľ leží na odľahčenom mezozoickom podklade (na triase v jv. časti Domanízskej kotliny), je zvrásnená menej intenzívne (cf. Salaj et al., 1992; Salaj, 1995c).

Paleogénne sedimenty boli postihnuté aj mladšími, štajerskými poruchami sz.-jv. smeru. O jednotlivých fázach vrásnenia v paleogéne Západných Karpát (s odkazmi na Stredné Považie) pozri v práci Köhler a Salaj (1997b).

Podtatranská skupina. Transgresívne uloženie sedimentov podtatranskej skupiny na predterciérnom substráte Malej Fatry je vo východnej časti Žilinskej pahorkatiny sledovateľné len na jej sv. okraji v jz. okolí Strečna. Na ostatnom území sa stýka hutianske súvrstvie s mezozoickými formáciami hronika, veporika a tatrika pozdĺž výrazného okrajového, veľmi strmého až kolmého zlomu jz.-sv. smeru s vertikálnou zložkou poklesu sz. bloku niekoľko sto metrov. Strmý sklon zlomu na ZSZ sa potvrdil pri razení prieskumnej štôlne zo západného portálu diaľničného tunela Višňové – Dubná skala. Hutianske súvrstvie podtatranskej skupiny, ktoré sa v týchto miestach tektonicky stýka s allgäuským súvrstvom veporika, je zvrásnené, s množstvom porúch strmo uklonených na ZSZ až SSV (Sýkora, 2002). Priebeh okrajového zlomu narúšajú mladšie priečne sz.-jv. zlomy. Najvýraznejšie z nich prebiehajú sz. od Kojšovej (medzi Stráňavami a Strečnom) a medzi Turím a Višňovým. Pokračovanie týchto zlomov sz. smerom podmieňuje vznik poklesnutej kryhy v priestore medzi Rosinou a Strečnom so zachovanými najmladšími paleogénymi sedimentmi (pieskovce od Konskej).

Juhovýchodné ohraničenie hrasti Skaliek (rajeckoteplického ostrova) oproti paleogénu Rajeckej kotliny tvorí výrazný zlom zjz.-vsv. smeru. Pravdepodobne má charakter strmého prešmyku s vertikálnou zložkou niekoľko sto metrov. Jeho pokračovanie vsv. smerom spôsobuje vystupovanie triasových dolomitov a vápencov hronika v priestore poľnohospodárskeho družstva v Turí a v kameňolome jz. od Višňového uprostred hutianskeho súvrstvia. Samotné sedimenty podtatranskej skupiny sú zvrásnené len mierne. Sú uklonené 5 – 30° na SZ – S – SV – V. Miestami sa v nich vyskytujú strmé (80°) tenké extenzné pukliny s.-j. smeru s kalcitovou výplňou.

Tektonika v neogéne. Hlavným výsledkom neogénnej tektoniky je vytvorenie flyšového, resp. dotvorenie bradlového pásma, ako je to uvedené v predchádzajúcom texte. Staršie príkrovové štruktúry v centrálnom pásme boli narušené mladšími horizontálnymi posunmi (a spravidla s nimi spojenými spätnými násunmi) a najmladšími priečnymi zlomami. Zreteľne sa prejavuje sz.-jv. systém zlomov, ktorý je prezentovaný aj v starších prácach, a to najmä Maheľa (1985a) a iných, tiež na mape Salaja (1993), sv.-jz. systém zlomov (okolie Homôľky, južné svahy Trstenice) a približne z.-v. systém zlomov, ktorý je výrazný okolo Mojtína. Výsledkom je mozaika blokov, z ktorých litostratigrafické formácie spravidla nemajú priame pokračovanie do susedných blokov, pretože tie sú nielen horizontálne rôzne poposúvané, ale bloky sa nachádzajú v rôznych výškových úrovniach.

Ilavská kotlina je jeden z príkladov účinkov mladej tektoniky. Pôvodne patriala do systému depresí v.-z. až vsv.-zjz. smeru, ktoré sa v ranom miocéne tiahli zo severného okraja Viedenskej panvy cez Stredné Považie do Bánovskej, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Vytvorili sa v dôsledku šikmej konvergencie severoeurópskej platformy a bloku Západných Karpát (Kováč et al., 1990).

Pohyb Západných Karpát na SV počas stredného a mladšieho miocénu nastolil transpresný režim (Kováč a Hók, 1997) a zapríčinil aktivizáciu vsv. a zjz. ľavých horizontálnych posunov a sv.-jz. a ssv.-jjz. normálnych zlomov s kompresiou sv.-ssv. smeru v bádene. V období sarmatu až panónu aktívna sv. kompresia prechádzala do extenzie sz.-jv. smeru s dominantnými poklesmi sv.-jz. smeru (Marko, 2002).

V pliocéne, ako aj v recente mala kompresia paleonapätového poľa asi s.-j. smer. To podmienilo vznik poklesových zlomov s.-j. a ssv.-jjz. smeru, ktoré zreteľne presekávajú ostatné zlomové systémy (Marko, l. c.).

Poznámky k vzťahu niektorých tektonických jednotiek

Vzťah bradlového pásma a jednotiek flyšového pásma Západných Karpát. Bradlové pásmo aj západokarpatské flyšové príkrovy sú v konečnej fáze neogénne fenomény. Bradlové pásmo pritom v celej svojej dĺžke sprevádza flyšovú zónu až po rumunský zlom Bogdan Voda. Bradlové pásmo súčasne vyznačuje južný okraj vonkajších Karpát v štruktúrnom význame termínu. Zo západu na

východ sa k bradlovému pásmu primkávajú vždy iné štruktúrno-faciálne flyšové jednotky (laabska, bielokarpatská, magurská – svojimi dvomi čiastkovými štruktúrami, porkulecká, Dragovo-Petrova). Každá z týchto jednotiek mala inú paleogeografickú pozíciu v rámci flyšového sedimentačného priestoru, viac alebo menej proximálnu vo vzťahu k jeho južnému okraju. Už táto skutočnosť nám bráni pokladať bradlové pásmo za pôvodný podklad vrstvových sledov flyšovej zóny magurského flyšu, ako to interpretoval napríklad Andrusov (1931) alebo Matějka a Roth (1956).

Najmä v oravskom úseku sú do bradlového pásma zatiahnuté šupiny magurských sekvencií (Potfaj, 1983 – Trstená). Nezriedka sa vyskytujú bradlá, resp. šošovky bradlových sledov „vytrhnuté“ z hlavného telesa bradlového pásma a včlenené medzi štruktúry magurského flyšu pozdĺž jeho južného okraja (Dolná Mariková, Mestečko, Papradno, Orava – Babín). Všade tam je stavba pomerne strmá až prevrátená smerom dovnútra Karpát (Roth et al., 1962). Nepochybujeme o tom, že takéto kulisovité usporiadanie je výsledkom laterálnych (prevažne ľavostranných) pohybov blokov na rozhraní vnútorných a vonkajších Karpát.

Už inde sme analyzovali podmienky prípadnej primárnej nadväznosti súvrství bielokarpatského príkrovu na bradlové sledy (Potfaj, 1993). Materiálové odlišnosti oboch priestorov poukazujú na nemožnosť ich paleogeografického susedstva. Ešte výraznejšie sa to prejavuje v prípade oravskomagurskej a bystrickej čiastkovej štruktúrno-faciálnej jednotky (Potfaj, 1983).

Teda, ak sa máme jasne vyjadriť k vzťahu bradlového pásma a flyšovej zóny, pokladáme ich za dva paleogeograficky vzdialené priestory, ktoré sa počas neoalpínskej orogenézy tektonicky zblížili a úzko previazali. Pri tomto zblížení na mnohých úsekoch nastala výrazná laterálna tektonická rabotáž. Dokladá to napríklad neprítomnosť oravskomagurskej čiastkovej jednotky medzi Bytčou a Zázrivou.

Vzťah manínskej jednotky a tatrika. Zatiaľ čo vzťah manínskej jednotky a krížňanského príkrovu (aspoň tektonický) je pomerne dobre objasnený (pozri ďalej), pretože ich kontakt je na mnohých miestach viditeľný, otázka vzťahu manínskeho príkrovu a tatrika je zložitejšia. Ich kontakt nie je známy, hoci podľa logiky ich sedimentačné priestory pravdepodobne susedili (aj keď aj tu existujú odlišné interpretácie). Krížňanský príkrov po presunutí cez tatrikom sa presunul až na vnútorné časti manínskej jednotky. Niet teda divu, že o povahe kontaktu zakrytého tatrika s manínskou jednotkou je veľmi málo informácií.

Tatrické obalové sekvencie sa vyznačujú veľkou rozmanitosťou. Vo viacerých stratigrafických úrovniach možno nájsť fácie porovnateľné s manínskou jednotkou, napr. urgónske vápence.

Vzťah manínskej jednotky a krížňanského príkrovu. Hodnotením tohto vzťahu sa zaoberalo množstvo bádateľov, naposledy sa mu podrobnejšie venoval Rakús (1998b, s. 11 – 12). Diskutuje sa o ňom už takmer 50 rokov, presnejšie odvtedy, keď Mahel' (1958, 1961) prišiel s názorom, že v tejto oblasti nejde o kontakt prvého rádu. Tektonický styk týchto dvoch jednotiek považuje za lo-

kálne prevrásnenie, čo v podstate znamená, že obe jednotky „vzájomne zväzuje“ a tým vylučuje alochtónnosť krížňanského príkrovu. Najexplicitnejšie to vyjadril na svojej „paleogeografickej mape“ v roku 1960. Hoci túto predstavu v neskorších rokoch opustil, predsa našla ohlas v prácach Salaja (1990a, b, 1994), ktorý do tohto priestoru lokalizoval navyše aj sedimentačný priestor sekvencie Rohatej skaly, vtedajšieho chočského príkrovu (v dnešnej terminológii príkrovu Malenice hronika).

Vzhľadom na to, čo sme uviedli, je a pravdepodobne ešte istý čas aj bude táto problematika príťažlivá. O to viac, že na palinspastickú pozíciu manínskej jednotky naďalej pretrvávajú kontroverzné názory. Riešenie tektonického vzťahu týchto dvoch jednotiek je síce teoreticky možné v pomerne rozsiahlom území, ale vzhľadom na odkrytosť a zreteľnosť vzťahov sa ukazujú vhodné len dve oblasti:

1. Oblasť Nozdrovických lúk – Dvory pod Malenicou. Túto oblasť možno pracovne nazvať aj „predbutkovská“ oblasť, pretože sa nachádza na juh od butkovskej štruktúry, kde je manínska jednotka vyvinutá takmer v plnom profile od spodného liasu až do cenomanu. Butkovská štruktúra predstavuje duplexovú vrásku orientovanú v.-z. smerom s osovým ponorom v oblasti kóty Kalište (na Z) a Hradište (na V). Jej jursko-spodnokriedové členy spočívajú na vlastnom „obalovom“ vrchnom albe – cenomane, ako to už v minulosti dobre vystihol Andrusov (1938). Severné krídlo antiklinály je buď strmé, alebo čiastočne až v prevrátenej polohe, zatiaľ čo južné je uklonené miernejšie. Južné krídlo tvorené rôznymi stratigrafickými členmi sa stýka so strednou kriedou väčšinou prostredníctvom strmo ukloneného zlomu, ktorý je, navyše, segmentovaný priečnymi zlomami. Len v jv. zakončení osového ponoru Hradišťa na „urgónskych“ vápencoch spočívajú normálne rohovcové vápence staršieho albu, ktoré smerom na SV (Bôrová hôrka, Skalica) tvoria mapovateľný litologický člen manínskej jednotky (pozri predchádzajúci text). Treba poznamenať, že tento člen smerom k vlastnému Butkovu sa vytráca a je nahradený hardgroundom. Obdobná situácia nastáva aj v oblasti Veľkého Manína, kde takéto vápence sú vyvinuté len v jeho západnej časti (okolie kóty Maníнец) alebo v oblasti Podmanína. Severovýchodným smerom sa tento litofaciálny člen vytráca.

Smerom dovnútra, t. j. j. alebo jv. smerom vystupuje hlavné teleso strednej kriedy manínskej jednotky tvorené flyšovým praznovským súvrstvom cenomanského veku. Na tomto súvrství spočívajú čelné časti krížňanského príkrovu, ktoré tvoria:

a) buď mraznické súvrstvie hoterivsko-barémskeho veku (kóty Kamenná, Štepnica a čiastočne aj Svinorné),

b) alebo zlatodielecké vápence spodného albu. V oblasti Svinorného je situácia komplikovanejšia, lebo na flyšovom praznovskom súvrství leží najprv tenká šupina krížňanského albu, na ktorej leží tenký duplex tvorený zlatodieleckými vápencami a albom, a až na ňom leží vlastné teleso krížňanského príkrovu.

Severovýchodným smerom sa však situácia rýchlo zjednodušuje a na styku manínskej a krížňanskej jednotky sa vyskytujú len zlatodielecké vápence spodného albu (oblasť kóty Pasienky). V širšom okolí lokality Dvory pod Malenicou sú zlatodielecké vápence tektonicky silne porušené priečnymi zlomami sz.-jv. smeru. Stanovenie styku krížňanského príkrovu s manínskym je tu obťažné pre spomínané priečne zlomy a zakrytosť terénu. Posledné výskyty zlatodieleckých vápencov, mimochodom výborného geologického markera, sú jv. od Slopnej.

Pomerne problémový je styk týchto tektonických jednotiek medzi už spomínanou Slopnou a Třstím, kde výskyty zlatodieleckých vápencov sú veľmi vzácné, prípadne chýbajú. Navyše, v tomto území je tento styk značne maskovaný mladším, juhovergentným prešmykom. Z konfigurácie styku by sme mohli usudzovať, že tento kontakt je uklonený na SZ. Celé toto územie by však vyžadovalo ďalšiu revíziu, ako aj presnejšie zmapovanie kontaktu. Zdá sa, že táto situácia je lokalizovaná medzi dvomi priečnymi zlomovými systémami, Třstie – Slopná – Jankov háj a Třnie – Skalica (z. od Horného Moštenca). Severovýchodným smerom od posledného zlomového systému až po Kostolec je styk manínskej a krížňanskej jednotky opäť uklonený na JV – t. j. „normálne“.

2. *Súl'ovská kotlina.* V tejto oblasti je kontakt uvedených jednotiek dobre pozorovateľný a kartograficky dobre vymedziteľný v okolí kóty Zlatý dielec. Rovnomenné vápence spodného albu tam spočívajú ako malá príkrovová troska na praznovskom súvrství (cenoman – stredný turón). Druhým miestom je širšie okolie Hradnej, kde tento kontakt je orientovaný sv.-jz. smerom a má dosť lineárny priebeh. V detaile sú tu spodnoalbské zlatodielecké vápence „intímne“ zošupínatené s pieskovecami albu krížňanského príkrovu (= senkovské vrstvy). Kontakt viac alebo menej strmo upadá smerom na JV. Na SZ je zakončený priečnym sz.-jv. zlomom. Na SV ho, naopak, prekrýva transgresívna plocha súl'ovských paleogénnych zlepcov východného krídla Súl'ovskej kotliny.

Vzťah podhájskej jednotky k manínskemu a klapskému príkrovu. Redefinovanú podhájsku jednotku (sensu Rakús, 2004 = bývalá podmanínska skupina sensu Kysela et al., 1982) Rakús (l. c.) zaradil k jednotkám bradlového pásma s. s., pričom by mala pochádzať z internej (južnej) časti kysuckého sedimentačného priestoru.

Treba poznamenať, že takéto zaradenie nemá bezvýhradnú podporu celého autorského kolektívu. Salaj (2003) v osobitnej správe uvádza argumenty v prospech príslušnosti uvedených vrchnokriedových súvrství k manínskemu príkrovu, teda podľa doterajších interpretácií.

Nesporným faktom však je nasunutie krížňanského príkrovu na praznovské súvrstvie v južnej časti manínskeho príkrovu, ako to uvádza Rakús (l. c.). Bolo by, samozrejme, možné špekulovať, že krížňanský príkrov bol v mladšom turóne dosunutý (skĺznutý?) len na vnútorné časti manínskeho sedimentačného priestoru a v externej časti ďalej pokračovala sedimentácia, alebo že násun je laramský, ale v oblasti Súl'ova už mladokriedové súvrstvia odstránila erózia, alebo...

S rizikom stopercentného omylu (ako s obľubou hovorieva A. Biely) sme však prijali predstavu Rakúsa (l. c.).

Poznamenávame, že nejde o úplnú alebo neočakávanú novinku. Už Andrusov (1938) aj iní pri charakterizovaní manínskeho príkrovu poukazovali na to, že jeho predstrednokriedové súvrstvia majú tatrický charakter, ale mladšia krieda je pieninského typu. Rakús už dávno (1975) publikoval predstavu, že súvrstvia s „*couches rouges*“ nie sú súčasťou manínskeho príkrovu, ale vystupujú spod neho v tektonických oknách.

Vzťah novoponímanej podhájскеj jednotky k manínskemu a klapskému príkrovu je, samozrejme, tektonický, s minimálne tromi druhmi kontaktov. Prevládajú kontakty na spätných prešmykoch (medzi Horným Moštencom a Podmanínom, medzi osadou Kremeňovci a Hlbokým nad Váhom). V oblasti Horného Lieskova, Sverepca a Skalice je taká konštelácia, ktorú treba interpretovať ako príkrovové nasunutie manínskeho príkrovu na žadovecké súvrstvie (turón – starší santón) podhájскеj jednotky (otázkou zostáva, prečo sedimentácia v podhájскеj jednotke pokračovala ďalej, ak tu naozaj nastalo nasunutie). V oblasti Hradiska z. od Žiliny kontakt klapského príkrovu so súvrstvím Hradiska zaraďovaným do podhájскеj jednotky je na subvertikálnom zlome, resp. horizontálnom posune.

Vzťah klapskej jednotky a bradlového pásma s. s. (porov. Rakús, 1998b, s. 13 – 14, 2000). V oblasti Kysuckej vrchoviny je klapský príkrov subhorizontálne nasunutý na kysuckú jednotku (porov. Haško a Polák, 1979, 1980 – vtedy sa ešte klapský príkrov považoval za manínsky). Smerom na JZ, teda v regiónoch Stredné Považie, Biele Karpaty a Myjavská pahorkatina, kysucká jednotka vystupuje nesúvisle, často len v útržkoch alebo v bradlách, mladšie členy chýbajú, vystupovanie v pozícii nižšieho štruktúrneho elementu vzhľadom na vertikalizáciu stavby nie je zďaleka také zreteľné ako v Kysuckej vrchovine.

V okolí Považskej Teplej (okolie kóty Chrasť) má kontakt týchto dvoch jednotiek charakter línie strmo uklonenej na SZ. Severozápadne od Považskej Bystrice sa kysucká jednotka, zastúpená kysuckými bradlami, ale najmä hoštinskou sekvenciou, vynára spod klapského príkrovu vo viacerých oknách, ktoré sú dnes obmedzené spätnými prešmykmi.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Geologický vývoj územia možno rekonštruovať až po dôkladnom poznaní geologických formácií (ich veku, zloženia, textúrnych a štruktúrnych znakov a pod.) a geologickej stavby. Preto je táto kapitola zaradená až po kapitolách poskytujúcich uvedené informácie.

Geologické a tektonické jednotky, ktoré sa zúčastňujú na stavbe tohto územia, vznikali nesmierne dlhý čas (podľa horninového záznamu viac než 500 mil. rokov). Počas vývoja sa mnohokrát zmenili (paleo-) geografické a klimatické podmienky. Pre laika azda najšokujúcejšia môže byť informácia, že žiadna jednotka ani hornina zobrazená na mape, možno s výnimkou najmladších, kvartérnych usadenín, nevznikla na tom mieste ani v tom prostredí, kde sa dnes nachádza. Pôvodné miesta ich vzniku sú od dnešných vzdialené desiatky, ba aj stovky kilometrov. Zastúpené geologické formácie vznikali v najrozmanitejších podmienkach – na kontinente, v moriach a oceánoch, sopečnou činnosťou aj pretavovaním a metamorfózou starších formácií. Obdobia relatívneho pokoja sa striedali s obdobiami tektonickej aktivity a vulkanizmu, hlbinné horniny alebo morské sedimenty sa dostali na zemský povrch, iné horniny z povrchu boli, naopak, pohltené v subdukčných zónach a nenávratne zmizli (teda nie až tak doslova, fyzikálny zákon zachovania hmoty stále platí).

Pokúsme sa teda načrtnúť geologický vývoj blokov a zón, na ktorých alebo z ktorých vznikli geologické a tektonické jednotky zobrazené na mape.

Načrtneme však vývoj iba v alpínskom orogénnom cykle (posledných 250 mil. rokov), pretože geologická stavba územia zobrazeného na mape je produktom tohto cyklu. Zo starších orogenetických cyklov (variského, prípadne kadomského) sú zachované iba drobné reliktu v podobe obliakov, resp. blokov v mezozoických a kenozoických horninách.

Geologický vývoj je odrazom účinku geologických udalostí na jednotlivé sedimentačné prostredia – paleogeografické zóny. Rekonštrukciu geologického vývoja veľmi uľahčilo poznanie zákonitostí globálnej tektoniky. Celá horská sústava, ktorú zobrazuje táto geologická mapa, vznikla v mobilnej zóne medzi stabilnou Európou a pohyblivým výbežkom afrického kontinentu – Apúliu. Je však jasné, že v rozľahlom priestore – a región Stredné Považie taký je – nepôsobili geologické udalosti vo všetkých sedimentačných priestoroch a panvách rovnako. Tu už platí pravidlo komplementárnosti – ak je niekde kompresia, ktorá vyúsťuje do subdukcie – pohlcovania priestoru, inde nastáva extenzia, rozťahovanie priestoru. Podobne je to aj s vertikálnym pohybom blokov – niektoré stúpajú, iné klesajú.

Charakterizovanie geologického vývoja je teda pokus o opísanie zložitých procesov, ktoré počas uvedených 250 mil. rokov podstúpila mozaika blokov hrubých niekoľko km, „plávajúcich“ na plastickom podklade.

Nebudeme túto problematiku rozoberať veľmi detailne, pretože na rozdiel od povrchovej stavby, ktorú znázorňuje geologická mapa, pri rozoberaní týchto otázok sa dostávame často do hypotetickej oblasti. Záujemcov odkazujeme na práce, ktoré túto problematiku rozoberajú na väčšom priestore, než dovoľujú tieto vysvetlivky.

K pionierskym prácam ukazujúcim smer patria paleogeografické schémy Andrusova (1959, 1968) a Maheľa (1960, 1983a). V podstate už načrtli palinspastické usporiadanie zón tak, ako ho poznáme dnes. Dostatočne však nezohľadňovali horizontálne posuny.

Fundovanú rekonštrukciu paleogeografického vývinu Západných Karpát ilustrovanú viacerými palinspastickými schémami možno nájsť v práci Maheľa (1986). Za motor geotektonického vývoja na styku centrálnych a vonkajších Karpát od albu po oligocén považuje zónu váhika (= ekvivalent južného penninika Alp). Ako uvádza, podiel váhika na povrchovej stavbe je malý. Ako jediný trog s oceánskou kôrou v Západných Karpatoch (okrem meliatskeho) je zväčša subdukovaný, ale aj prekrytý násunom podstatnej časti tatrika. Týka sa to najmä jeho spodnej, predalbskej etáže, ktorá sa prejavuje iba množstvom chrómospinelov v strednokriedovom flyši a exotikami s pestrou suitou vulkanitov dogersko-starokriedového veku (Kantor a Rybár, 1980).

Pomerne rozsiahlu štúdiu (70 strán) venoval paleogeografickému a tektonickému vývoju bradlovej a pribradlovej zóny Stredného Považia Salaj (1990b). Ako to už pri takýchto štúdiách býva, väčšinu výsledkov možno akceptovať, viaceré vyvolávajú podnety na polemiku, resp. s nimi nemožno súhlasiť. Také sú napríklad úvahy o akejsi „klapskej mezozoickej vápencovej platforme“ a jej nadväznosti na nedzovskú sekvenciu (= hronikum!), úvahy o tzv. bolešovskej tektonickej fáze v dogeri, úvahy o diapírovej tektonike a pod.

Tektonike a paleogeografickému vývoju jednotlivých pásiem Stredného Považia venoval Salaj (1995c) aj ďalšiu, bohato ilustrovanú prácu s tektonickou aj palinspastickou skicou.

Zatiaľ azda za najkomplexnejší pokus o rekonštrukciu paleogeografického vývoja Západných Karpát (vrátane nášho územia) od anisu po oligocén možno považovať prácu Rakúsa et al. (1990).

Hnacím motorom geologického vývoja v Západných Karpatoch v mezozoickom období bola podľa tejto štúdie interakcia dvoch oceánskych domén – vardarskej (meliatskej) a penninskej. Meliatska zóna zanikla na rozhraní jury a kriedy. Západokarpatský segment penninského oceánu vznikol v neskornej jure a zanikol pri spodnokriedovej kolízii v období barému až albu. Je tu teda evidentná súvislosť medzi vznikom jedného segmentu a zánikom druhého. Dôležitú úlohu pri týchto procesoch zohrala tzv. severná transformná zóna, ktorá sa po uzatvorení penninského oceánu zmenila na významný transformný zlom (zónu) s významným ľavostranným smerom pohybu.

Klappský sedimentačný priestor (panva) vznikol v staršej kriede (?barém – apt) na zvyšku subdukujúceho penninského oceánu. Kolízia severného okraja

výbežku Apúlie (CZK) s penninickým oceánom vyústila do tvorby akrečných teranov s komplikovanou imbrikovanou prikrivovou stavbou. Neskoroalbskú eróziu tohto systému možno stotožniť s eróziou tzv. exotickej (= pieninskej) kordiléry (Birkenmajer, 1986).

Veľmi stručne načrtneme, čo sa odohrávalo v jednotlivých sedimentačných zónach v určitých časových intervaloch.

O situácii v anise (pred 240 až 233 mil. rokov) a vlastne o celom strednom triase máme priame informácie iba z bloku centrálnych Západných Karpát (sedimentačné zóny tatrika, fatrika a hronika). Tu podľa Poláka a Mella (in Rakús et al., 1990) dominovala sedimentácia na plytkovodnej karbonátovej platforme. Iba v hronickom priestore sa počas pelsónu a ilýru vytvárali intraplatformové depresie s pelagickou sedimentáciou. Z oblasti bradlového a flyšového pásma poskytujú informácie iba drobné úlomky v mladších horninách. Podľa nich spektrum hornín, a teda aj prostredí bolo veľmi pestré – od karbonátových platforiem až po pelagické sedimenty. Treba si však uvedomiť, že nie všetky musia pochádzať z podkladu uvedených jednotiek, resp. z tohto priestoru. Okrem iného aj preto, že sedimentačné priestory flyšového, bradlového a klapského pásma v tomto čase ešte neexistovali, otvorili sa až neskôr.

V noriku (pred 220 až 203 mil. rokov) bola podľa Mišika a Rakúsa (in Rakús et al., 1990) podobná situácia. Sedimentácia prebiehala najmä na nestabilnom šelfe apúlskeho výbežku (budúce CZK a VZK). V severnej časti (tatrická a fatrická zóna) prebiehala kontinentálna sedimentácia karpatského keuperu, v južnejšej, hronickej zóne pretrvala karbonátová platforma so sedimentáciou dolomitov (vzdialená zarifová fácia).

Zo severnejších pásiem sú opäť známe iba úlomky mladších hornín, a to celé spektrum, od kontinentálnych až po pelagické. Ich pôvod je často enigmatický. Soták (1985) uvažuje aj o pôvode časti z nich z ranokimerského orogénu.

V jurskom období (pred 203 až 135 mil. rokov) podľa Rakúsa (in Rakús et al., 1990) nastali v porovnaní s triasom významné paleogeografické zmeny a rozrôznenie facií. Stalo sa to v dôsledku pokračujúceho aktívneho *spreadingu* a aktivity na listrických zlomoch. V sedimentačných oblastiach sa vytvoril systém chrbtov a grabenov. Odrazilo sa to aj v sedimentácii – možno nájsť plytkovodné krinoidové vápence aj hlbokomorské rádiolarity.

Ďalšie významné zmeny sa uskutočnili ku koncu jury. V bradlovom sedimentačnom priestore vrcholila extenzia. Listrické zlomy boli veľmi aktívne. Dôsledkom toho bolo stenčovanie kôry, dokonca až oceanizácia (Birkenmajer, 1986). Sedimentácia bola menej pestrá ako na začiatku jurského obdobia. Zreteľne sa črtalo rozdelenie na plytkovodné („*ammonitico rosso*“) a hlbokovodné fácie (rádiolarity). Predpokladá sa, že sa začal otvárať penninský oceán, ktorý sa pozdĺž severnej transformnej zóny spojil s vardarským oceánom.

Najvyššia jura (titón) bola podľa Mišika (in Rakús et al., 1990) obdobím, keď prevládala abysálna sedimentácia typu „majolica“.

Obdobie spodnej kriedy – barému sa podľa Michalíka (in Rakús et al., l. c.) vyznačovalo subdukciou penninskej (= váhickej) suboceánskej litosférickej platne pod sialickú mikroplatňu „slovenského“ bloku (= budúce CZK). Vonkajšie Karpaty tvorili časť širokej šelfovej oblasti, v bradlovom pásme sedimentoval monotónny hlbokomorský – pieninský – vápenec, iba na južných okrajoch (mainske pásmo, tatrikum) možno nájsť aj plytkovodnú „urgónsku“ fáciu.

V apte sa začala podľa neho významná reorganizácia sedimentačných paniev. Skončila sa **strednoalbskou „tektonickou revolúciou“**, ktorá postihla všetky jednotky a je azda najvýznamnejšou udalosťou v celom regióne.

Albom (pred 108 až 96 mil. rokov) sa začala, na rozdiel od dovtedajšej, prevažne karbonátovej sedimentácie, éra sedimentácie klastík. Počas horotvorných procesov (vyvolaných subdukciou penninského oceánu) sa vytvorili nové vnútropannové kordiléry – zdroje klastického materiálu (porov. Jablonský in Rakús et al., l. c.). Tieto kolízne procesy (spätne násuny, roztrhanie, obdukcie a tvorba kolíznych melanží), ako aj začiatok príkrovového nasúvania centrálnekarpat-ských jednotiek patria do tzv. austrijskej fázy (l. c.).

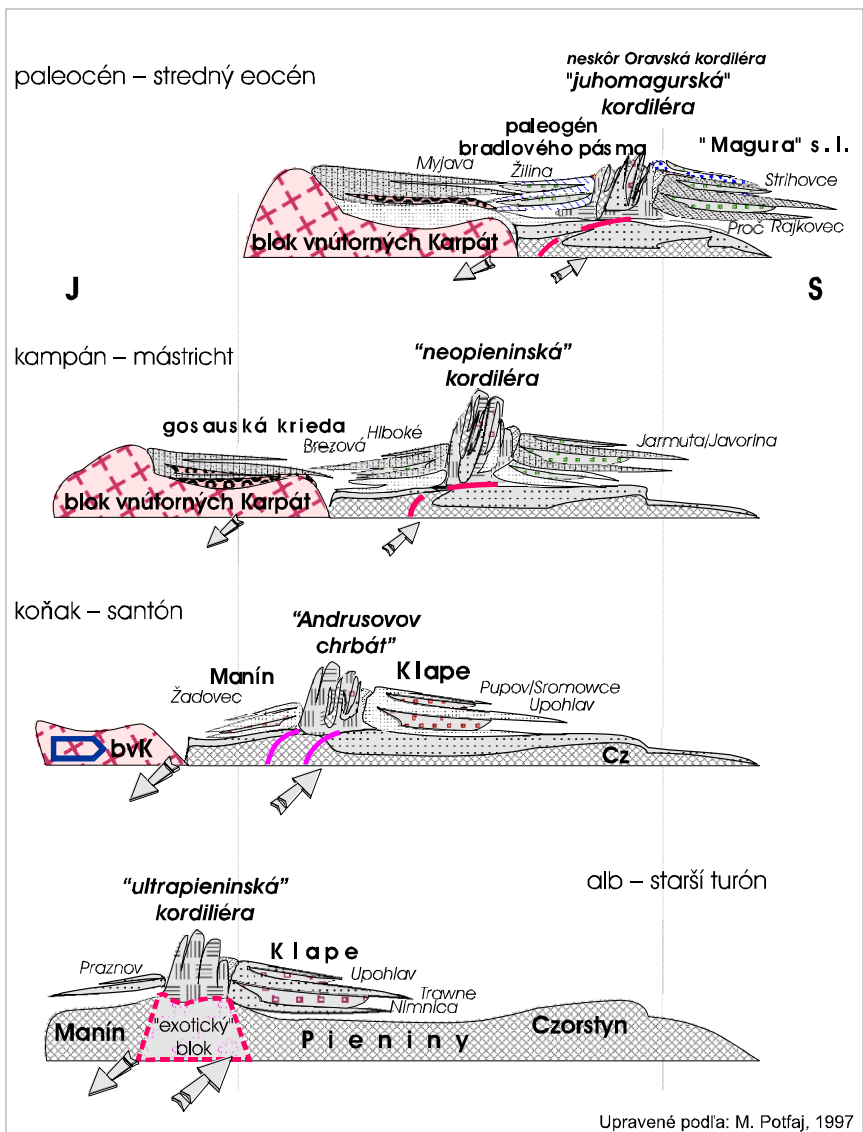
V čorštynskej jednotke sa prejavila transgresiou albských púchovských slieňov, v kysuckej jednotke sa vytvorili sivé a červenkové, čiastočne škvrité slieňovce (tissalské). Najvýraznejšia zmena sa odohrala južnejšie od kysuckého priestoru, kde sa otvoril šebešťanovský (= klapský v širšom zmysle) sedimentačný priestor. V ňom sa usadil albský hruboklastický flyš s hrúbkou 600 – 1 000 m (Marschalko, 1986). Zdrojovou oblasťou bola podľa neho pieninská kordiléra, ktorá sa dvíhala pri južnom okraji klapskej sedimentačnej zóny. Neobyčajná pestrnosť obliakového materiálu (aj s „exotikami“) svedčí podľa Jablonského (l. c.) o tom, že jeho zdrojom bola melanž vytvorená v kolíznej zóne medzi centrálnekarpatským blokom a budúcimi vonkajšími Karpatmi. Kolízia mala podľa neho čiastočne obdukčný charakter s hojným ofiolitovým detritom (pochádzajúcim z oceánskej litosféry). Neskôr sa kolízno-obdukčné pohyby zmenili na transformné.

Viac informácií o pieninskej kordilére možno nájsť v práci Mišíka a Marschalka (1988).

V koňaku (pred 88 až 87 mil. rokov) boli takmer vo všetkých externých jednotkách (s výnimkou čorštynskej) vyvinuté flyšové sedimenty (Mišík in Rakús et al., 1990). Znamená to, že pieninská kordiléra, ktorá bola zdrojom klastického materiálu, sa posunula severnejšie, k vonkajšku (Potfaj in Rakús et al., 1998). Dodávala klastický materiál do hoštinskej a podhájskej sekvencie v kysuckom sedimentačnom priestore.

Aj na presunutých centrálnekarpatských jednotkách sa začal nový, mladokriedový sedimentačný cyklus.

Zreteľne sa teda črtá predstava exotického chrbta (= pieninskej kordiléry) ako imbrikovaného okrajového horstva, vzniknutého v predpolí bloku CZK a j. od pieninsko-kysuckého trogu.



Obr. 14. Jedna z predstáv o vývoji kriedovo-eocénnej „exotickej“ kordiléry (Potfaj, 1997; čiastočne upravil Potfaj, 2005).

Exotický chrbát (horstvo) sa vyznačoval minimálne dvomi významnými vlastnosťami: 1. V transpresnom režime „putoval“ v porovnaní so svojím predpolím a panvami, do ktorých dodával materiál, smerom na SV spolu s nasúvajúcimi sa CZK. 2. Pri svojom „putovaní“ zhŕňal a nabaľoval do akrečnej prizmy sedimenty z paniev, do ktorých ešte nedávno dodával materiál. Výsledkom sú recyklácia materiálu a mimoriadne hojné preplavovanie fauny.

Okrem iného to znamená aj to, že flyšové sedimenty derivované z kordiléry sú smerom na V čoraz mladšie. Najzápadnejšie, v klapskej jednotke, sú strednokriedové, v strednej časti kysuckej jednotky sú vrchnokriedové a na východnom Slovensku paleogénne (dobré to ilustruje napr. obr. 14). Podobný ako klapský, ale o niečo starší flyš sa našiel vo walsertalskej melanžovej zóne a v západnej časti Severných Vápencových Álp (Winkler a Slaczka, 1994). Na mladší vek stredno- a vrchnokriedového flyšu na Orave v porovnaní so Stredným Považím poukázali Began a Samuel (1975). Vysvetlili to „neskorším vynorením pienidného valu medzi pienidným a tatridným sedimentačným priestorom, ktorý dodával materiál pre tieto sedimenty“ (s. 218).

Azda najdiskutovanejšou otázkou je pôvod ofiolitového detritu. Nikde v bradlovom ani v magurskom pásme sa nepreukázalo primárne zastúpenie ofiolitových oceánskych hornín. U nás sú známe iba z kimerského orogénu – z meliatika, ktorého zvyšky sa nachádzajú j. od bariéry CZK. Je teda veľmi ťažké vysvetliť, ako sa materiál z meliatika, resp. z kimeríd vôbec mohol dostať do priestoru bradlového pásma. Existujú najmenej dve možnosti: buď tektonicky, alebo sedimentárne. O problematike existuje veľké množstvo prác [pozri najmä známu diskusiu Plašienka (1995b, 1996a) verzus Mišík (1996) a i.]. Nie je však vylúčená ani možnosť, že hlavná vetva kimeríd, z ktorej pochádza obliakový ofiolitový materiál a rozličné typy pelagických triasových hornín, je pochovaná pod CZK, podobne ako predpokladaná tzv. penninská (v našej terminológii skôr váhická) oceánska transformná zóna, ktorá by mala spolu s juhopenninskou (tauernskou) zónou spájať ligúrsko-piemontskú oceánsku doménu s vardarskou (Trümpy, 1988).

Sedimenty magurskej jednotky v regióne zodpovedajú sedimentácii v hlbokomorskom flyšovom bazéne. V paleocéne v magurskom bazéne pokračovala distálna panvová sedimentácia z kriedy s nízkym prínosom klastického materiálu zo severu (ráztocké vrstvy). Koncom staršieho paleocénu nastal výrazný prínos materiálu zo severu (zo sliezskej kordiléry) a pozdĺž severného okraja magurského bazénu sa usadil významný komplex pieskovec solánskeho súvrstvia. V mladšom paleocéne sa v strede bazénu v pozdĺžnom smere vytvoril sedimentárny vejár pieskovec riečanského typu (spodné belovežské vrstvy). V rámci neho gravitačné prúdy prinášali klastický materiál, pôvodom zo severného okraja bazénu. Tento vejár bol aktívny až do konca staršieho eocénu, keď súčasne sedimentovali aj pestré ilovce.

V strednom eocéne v severnej časti prebiehala distálna flyšová sedimentácia (vrchné belovežské vrstvy). Súčasne v strednom eocéne do prostrednej časti ba-

zému vnikol klastický sedimentačný vejár zo SV (pasierbiecke pieskovce – spodné luhačovické vrstvy), ktorý smerom na J naberal na hrúbke, ale nadobúdal distálnejší charakter (bystrické vrstvy). Neskôr sa ešte na kratší čas obnovil prínos materiálu zo Z a opäť sa vytvoril sedimentačný vejár pieskovcov riečanského typu v strede bazénu (vrchné luhačovické vrstvy). V závere stredného eocénu a v mladšom eocéne sa usadili hrubé flyšové súbory (zlínske súvrstvie). Aktívny bol len prínos materiálu zo SV v smere pozdĺž bazénu. Materiál dodávali dva zdroje: pre kýčerský typ pieskovca zdroj z J a pre glaukonitové pieskovce zo S (sliezka kordiléra).

V staršom eocéne do časti magurského bazénu, kde sedimentovala bystrická jednotka, z priestoru račianskej jednotky zasahoval sedimentačný vejár riečanských pieskovcov spodných belovežských vrstiev, prestúpený pestrými ílovcami. Ten sa smerom na V a J úplne vyklinil do distálneho, tenko vrstveného flyšu. V strednom eocéne sa zmenil prínos materiálu na SV, ktorý bol zdrojom materiálu pre glaukonitové pieskovce bystrických vrstiev a čiastočne zasahoval až do oblasti sedimentácie račianskej jednotky.

V „pribradlovom“ priestore a v priestore centrálnych Západných Karpát v podloží transgresívnych paleogénnych sedimentov sú zachované kontinentálne sedimenty – predtransgresívne brekcie a bauxity. Sedimenty paleogénu patria k dvom skupinám – myjavsko-hričovskej a podtatranskej.

Vývoj myjavsko-hričovskej skupiny sa začal transgresiou zo SZ už v mladšom paleocéne. Sedimentácia sa začala usadením morského organogénneho hričovskopodhradského súvrstvia (karbonátové pieskovce a zlepenec, brekcie, ílovce, pestré slieňovce s olistolitmi rifových vápencov a zlepencový flyš ovčiar-ských vrstiev) v období dán až kuis a jablonovského súvrstvia (organodetritické pieskovce a piesčité vápence, dolomitové pieskovce na báze s dolomitovými brekciami, jablonovské vápence) v období spodný tanet až spodný kuis. Jablonovské súvrstvie prekrývajú karbonátové zlepenec súľovského súvrstvia (vrchný ilerd až stredný lutét) usadené v plytkomorskom prostredí. Spodná časť súvrstvia obsahuje bloky karbonátov predterciérneho podložia. Sedimentačný priestor sa následne prehlboval. Sedimentáciu myjavsko-hričovskej skupiny zakončilo strednoeocéne až oligocéne domanižské súvrstvie pozostávajúce z hrubých svahových flyšových komplexov s vložkami zlepenec súľovského charakteru.

Transgresia podtatranskej skupiny v tejto oblasti po krátkom hiáte prebehla v spodnom bartóne. Začala sa plytkovodnými transgresívnymi brekciami, zlepencami, karbonátovými pieskovecami a organoklastickými piesčitými vápenkami borovského súvrstvia (bartón). Vo vrchnom bartóne až spodnom oligocéne po prehĺbení bazénu už v tejto oblasti sedimentovali distálne panvové pelitické flyšové sedimenty hutianskeho súvrstvia (so silicitmi, mangánovými ílovcami, globigerínovými slieňovcami a pelokarbonátmi). V jeho nadloží vystupujú pieskovce Konskej.

Začiatkom neogénu sa na terajšom území Ilavskej kotliny usadzovali kontinentálne sedimenty veľkočausianskych vrstiev, reprezentované hnedoškvritými

ilmi a pieskovecami bez faunistických zvyškov (Gabčo et al., 1963). Predstavujú predtransgresívny člen egenburgu. Transgresia mora počas egenburgu prenikla do tejto oblasti z Viedenskej panvy. V čele postupujúcej transgresie vznikali lagúny, v ktorých sa usadzovali sivé a tmavosivé vápnité íly s brakickou faunou (Seneš, 1963). Následne sa pri okraji panvy usadzovali morské klastické sedimenty kľáčnianskych zlepcov reprezentované zlepcami a pieskovecami, ktoré obsahovali morskú faunu (Čtyroký, 1959). V panve sa v prostredí hlbšieho neritika usadzovali vápnité íly čausianskeho súvrstvia s bohatou mikrofaunou (Salaj a Zlinská, 1991).

Na egenburských sedimentoch ležia v tejto oblasti transgresívne až klastické sedimenty pliocénneho veku. Reprezentujú ich štrky, piesky a silne piesčité vápnité íly s úlomkami tenkostenných, zrejme sladkovodných alebo suchozemských gastropód (Buday, 1957). Uvedené sedimenty sa usadzovali pravdepodobne v jazernom a vo fluvialnom prostredí.

Geologický vývoj v kvartéri kontinuálne nadväzuje na vývoj vo vrchnom pliocéne. Vtedy boli už všetky základné morfolofektonické a štruktúrno-tektonické prvky územia sformované a ohraničené do takej miery, že počas obdobia kvartéru nenastali ich výrazné vývojové zmeny. Kvartérna akumulácia nastupuje na už erodované predkvartérne podložie, takže sedimenty kvartéru sú na styku s ním uložené erózične a diskordantne. Hranica medzi podložíom a kvartérnymi klastickými sedimentmi je litologicky výrazná. Priestorové rozloženie sedimentov je plošne aj objemovo veľmi premenlivé a nerovnomerné, pretože úzko súvisí s charakterom pôvodného iniciálneho reliéfu, s neotektonickým režimom územia aj charakterom dominantných sedimentotvorných procesov.

Geologicko-geomorfologické, erózne, sedimentačné a pedogenetické procesy prebiehali počas kvartéru diferencovane pri všeobecnej tendencii cyklického striedania teplejších a chladnejších periglaciálnych období kvartérnej klímy. Tieto zmeny sa odohrávali na pozadí nerovnomerných, ale globálne pozitívnych tektonických pohybov jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov (krýh) študovaného územia. Interakcia pozitívnej tektoniky jednotlivých blokov so špecifickou periodickou cyklickosťou kvartérnej klímy mala za následok striedanie erózne-denudačných a akumuláčných procesov. Tým predučila vznik systému proluviálnych kužeľov a na ne nadväzujúceho systému riečnych terás všetkých významných tokov tohto územia.

Po výraznom zarovnaní reliéfu územia koncom pliocénu sa sformoval systém plošín poriečnej rovne. V dôsledku oživenia neotektonických pohybov počas valašskej fázy začiatkom spodného pleistocénu a pokračujúc v celom období kvartéru nastal diferencovaný, ale globálne intenzívnejší zdvih štruktúr všetkých hrast'ových pohorí okolia jednotlivých kotlín regiónu. Napokon sa hĺbkovou eróziou reliéf postupne denivelizoval a laterálnou eróziou a akumuláciou sa periodicky zarovnával. V regióne sú tieto prejavy veľmi výrazné najmä pri distribúcii a depozícii proluviálnych a fluvialnych sedimentov. Kvartérna akumulácia je

preto sústredená najmä do kotlinových úsekov dolín Váhu, Rajčianky, Kysuce, Vlára a dolín ich väčších bočných prítokov.

V najspodnejšom pleistocéne prebehla denivelácia poriečnej rovne. Čiastočne až úplne ju laterálne nahradili fluvialne a proluviálne sedimenty, ktoré sa dnes nachádzajú v pozícii plošinových a vysokých terás. Lokálne, pravdepodobne v okrajových častiach Javornickej brázdy a Žilinskej kotliny na styku s Malou Fatrou vznikli podmienky na vytvorenie sporadicky prietochných jazier a novej proluviálno-limnickej a fluvialno-limnickej sedimentácie s prínosom klastického neopracovaného materiálu prívalových vôd potokov tečúcich z Javorníkov a Malej Fatry.

V mladšej časti spodného pleistocénu na styku relatívne poklesávajúcich kotlin, a to najmä Žilinskej kotliny oproti Malej Fatre, sa vytvoril mohutný systém plošne rozsiahlych výplavových kužeľov. Tieto kužele v kotlinách a prielomových úsekoch prechádzajú do systému vysokých terás.

V strednom pleistocéne pri veľkej amplitúde zdvihu a prehlbenia dolín tokov v podmienkach striedania periglaciálnej a teplejšej interglaciálnej klímy sa najvýraznejšie formovali a sedimentovali fluvialne a proluviálne sedimenty terás a zväčša terasovaných náplavových kužeľov. Lokálne tieto procesy sprevádzala eolická činnosť – navievanie sprašových pokryvov v kotlinových častiach Váhu.

Na rozhraní stredného a vrchného pleistocénu sa postupne zmenšoval zdvih územia, vyrovnávali sa pozdĺžne profily riek a znížila sa amplitúda prehlbovania tokov. V podmienkach teplej interglaciálnej klímy sa formovali hnedozemné a černoziemné pôdy rissko-würmského interglaciálu.

Nástup obdobia vrchného pleistocénu znamenal záverečné dotvorenie reliéfu kotlin aj pohorí a čiastočnú eróziu a denudáciu starších terasových úrovní a kužeľov. V dolinách riek nastala sedimentácia fluvialnych piesčitých štrkov nízkej terasy a dnová akumulácia nív. V záverečnej etape vrchného pleistocénu prebiehalo navievanie sprašových pokryvov, ktoré do značnej miery zamaskovali staršie, najmä terasové formy a sedimenty. Navievanie spraší prerušovali obdobia formovania prevažne interštadiálnych, hnedozemných fosílnych pôd.

V záverečnej etape kvartéru, v holocéne, prebehla rozsiahla laterálna erózia Váhu, Kysuce, Rajčianky a ich väčších prítokov. Pri nej postupne sedimentovali povodňové íly, v klimatickom optime – v staršom období holocénu (atlantik) – prerušené tvorbou humózných pôd a slatín. V horských častiach územia v dôsledku regresívnej erózie tokov sa prehľbovali riečne doliny a formovali sa najmladšie holocénne fluvialne a proluviálne sedimenty. Nastal veľký pohyb svahových hmôt a tvorili sa hrubé deluviálne pokryvy, ktoré v pohoriach často dominujú.

Pre mladšie obdobie holocénu je charakteristická litofaciálne pestrá sedimentácia hlinitých a piesčitých sedimentov povodňového krytu – nivnej fácie. Dopĺňajú ju proluviálne sedimenty plochých náplavových kužeľov bočných potokov, ktoré sa do nej vклиňujú alebo ju pokrývajú.

Príklad podrobnej rekonštrukcie geologického vývoja tektonickej jednotky – história vzniku hronika

V hroniku sa podarilo rozlíšiť dve etapy tektonických procesov:

1. *etapa – vývoj bazénu*. Sedimentačný priestor hronika sa sformoval v ex-tenznej etape, v neohercýnskom období (vrchný karbón – perm) po „kolapse“ hercýnskeho orogénu, a to na granitoidnej kôre (Andrusov, 1936; Vozárová a Vozár, 1979), zhrubnutej v kolíznych procesoch, ktoré sa uskutočnili v mezohercýnskom období (devón – spodný karbón).

Vrstvový sled triasovej časti hronika možno rozdeliť na tri, litologicky výrazne odlišné horizonty. *Spodný* z nich (na zmapovanom území nie je zastúpený), v rozsahu karbón (stefan) – spodný trias, reprezentujú sedimentárne komplexy siliciklastík spodnej klastickej formácie s vulkanitmi. *Stredný* horizont je reprezentovaný súvrstvom karbonátov egeju – kordevolu (príp. julu). Jeho prvú fázu predstavujú sedimenty jednotnej karbonátovej plošiny. V druhej fáze boli odlišené dva základné, litologicky odlišné vrstvomové sledy s rozdielnou hrúbkou sedimentov: čiernovážsky a bielovážsky. Prvý z nich reprezentuje karbonátovú platformu, druhý intraplatformovú panvu. *Vrchný* horizont rozpätia jul – tuval reprezentuje siliciklastické súvrstvie lunzských vrstiev.

Vplyvom synsedimentárnej zlomovej tektoniky po vrchnom pelsóne (t. j. po prvej fáze stredného horizontu) sa skončila jednotná sedimentácia v celom priestore hronika, t. j. sedimentácia na súvislej karbonátovej plošine. Vytvorili sa zlomovo obmedzené kryhy s rozdielnou subsidenciou, a teda aj s rozdielnymi sedimentárnymi sledmi, líšiacimi sa v časovom období od vrchného pelsónu po skončenie sedimentácie lunzských vrstiev, t. j. v časovom období, keď sedimentačný priestor hronika bol sústavou karbonátových plošín a paniev. V priestore, ktorý je dnes zachovaný v Strážovských vrchoch (v paleogeografickom poňatí v priestore z rozhrania bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny), možno identifikovať tri, resp. štyri rozdielne vrstvomové sledy. Možno ich stotožniť s kryhami zachovanými v troch tektonických telesách – príkrovoch: v *príkrove Homôľky*, *Ostrej Malenice* a v *považskom príkrove*. V spodnej časti vrstvomového sledu (až po začiatok lunzského eventu) sa zhodujú vrstvomové sledy dvoch spodných príkrovov, t. j. príkrovu Homôľky a príkrovu Ostrej Malenice. Tvoria ich pelagické sedimenty (zámostské súvrstvie, reiflinské vápence a partnašské súvrstvie). V tomto časovom období boli teda jednou kryhou s panvovou sedimentáciou.

Zásadne odlišný sedimentárny záznam z tohto obdobia poskytuje považský príkrov. Možno preto usudzovať, že jeho sedimentačná oblasť sa viazala na inú kryhu. Keďže spodnú časť sledu tejto kryhy tvorí steinalmská fácía, možno ju stotožniť s karbonátovou platformou. Na časti tejto platformy aj naďalej pokračovala sedimentácia plytkovodných facií karbonátovej plošiny (wettersteinská fácía), kým na inej časti začala sedimentovať pelagickejšia fácía schreyeralm-

ských vápencov s polohami krinoidových (raminských) vápencov. Možno preto usudzovať, že karbonátová plošina sa rozdelila na dve samostatné kryhy. Z vonkajšieho okraja vnútornejšej, wettersteinskej časti tejto kryhy začala potom smerom cez vonkajšiu, pelagizovanú kryhu prebiehať progradácia karbonátovej plošiny. Vzhľadom na malý batymetrický rozdiel medzi týmito dvomi časťami pôvodne jednej kryhy boli obe čoskoro opäť pokryté len wettersteinskou fáciou karbonátovej platformy. Potom (vo vrchnom kordevole) sa situácia „otočila“ a vo zvyšnej časti vrstvového sledu sa v rozhodujúcich črtách zhodujú vrstvové sledy dvoch vrchných príkrovov, t. j. príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu. Tvoria ich wettersteinské sedimenty karbonátovej plošiny. Sedimentačné priestory spomenutých príkrovov boli teda v tomto časovom úseku jednou kryhou s plošinovou sedimentáciou. Zvrat vo vývoji nastal v sedimentačnom priestore budúceho príkrovu Ostrej Malenice. Vzhľadom na slabé zastúpenie, ba až absenciu wettersteinských vápencov v tomto priestore a rýchly priestorový postup lagunárnych fácií v ňom možno usudzovať na úplné zastavenie prehlbovania spomenutého priestoru. Možno predpokladať skončenie aktivity na zlome oddeľujúcom sedimentačné priestory príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu.

V tom čase pokračovalo prehlbovanie v sedimentačnom priestore príkrovu Homôľky, kde však karbonátovú panvovú sedimentáciu nahrádza sedimentácia siliciklastických lunzských vrstiev. Preto sa možno domnievať, že súčasne (vo vrchnom kordevole) so skončením aktivity na zlome oddeľujúcom sedimentačný priestor budúceho príkrovu Ostrej Malenice a budúceho priestoru považského príkrovu bol založený nový zlom oddeľujúci sedimentačné priestory budúceho príkrovu Homôľky a Ostrej Malenice. Na tomto zlome (okraji platformy) mohli vzniknúť nové menšie telesá wettersteinských vápencov, ktoré mohli byť (novým) zdrojom prekvapivo hrubozrnných malých telies raminských vápencov v príkrove Homôľky. Dovtedy jediným zdrojom raminských vápencov bol sedimentačný priestor budúceho považského príkrovu. Celý sedimentačný priestor hronika Strážovských vrchov sa zjednotil do vyrovnanej sedimentácie platformy hlavného dolomitu až po skončení lunzského eventu.

2. *etapa – vznik príkrovovej stavby.* Na základe rudimentárneho zachovania vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov hronika (o mladších sedimentoch nejestvujú žiadne údaje) a na základe ich rozmiestnenia možno usudzovať, že sedimentačný priestor hronika sa uzatváral a štrukturalizoval počas tvorby príkrovovej sústavy alpskeho orogénu postupne – po titóne sa uzavrel sedimentačný priestor príkrovov pochádzajúcich z priestoru čiernovážskeho bazénu (mimo mapovaného regiónu), po hoterive sa uzavrel sedimentačný priestor príkrovu Homôľky – (násunom príkrovu Ostrej Malenice a považského príkrovu) a po baréme sa uzavrel (?vynoril) sedimentačný priestor nedzovskej kryhy považského príkrovu (mimo mapovaného regiónu). Informácie o štrukturalizácii zvyšnej časti hronika jestvujú len z podložia Viedenskej panvy. Na základe uvedených faktov možno povedať, že formovanie vnútornej stavby hronika prebie-

halo už medzi mladokimerskou a austrijskou fázou. Vnútorne formovanie ešte po austrijskej fáze je zatiaľ doložené len v podloží Viedenskej panvy. Vystupovanie albsko-cenomanských sedimentov veporika v podloží hronika vymedzuje čas skončenia tvorby tektonickej jednotky hronika, ktoré sa teda sformovalo pred mediteránnou fázou (alebo počas nej).

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

V zmysle regionálneho geomorfologického členenia na mapované územie zasahujú viaceré geomorfologické jednotky niekoľkých rádo, ktoré vymedzili Mazúr a Lukniš (1978, 1980) na základe typologickej klasifikácie reliéfu. Územím s rozlohou asi 1 700 km² prebieha hranica dvoch hlavných subprovincií Západných Karpát, ktorá ich delí na **vonkajšie** a **vnútorné Západné Karpaty**. (Tu treba poznamenať, že toto členenie sa používa len pri opisovaní dnešnej orografickej situácie. Z geologického hľadiska lepšie vyhovuje rovnako zaužívané členenie na vonkajšie, centrálné a vnútorné Západné Karpaty, pretože každý z týchto segmentov mal v geologickej histórii v súlade s náukou o polarite orogénu dôležitú úlohu v inej časovej etape.)

Vonkajšie Západné Karpaty tu tvorí oblasť **Slovensko-moravských Karpát**, reprezentovaná časťami troch výrazných celkov – **Biele Karpaty**, **Javorníky** a **Považské podolie**. Vnútorné Západné Karpaty tu zastupuje **fatransko-tatranská oblasť**. Podstatnú časť z nej zaberajú celky **Súľovské vrchy** a **Žilinská kotlina**, ako aj severná a západná časť celku **Strážovské vrchy** a priúpätná časť západného úbočia **Malej Fatry**. V zásade všetky uvedené celky prebiehajú územím v smere SV – JZ. Morfologicky tvoria viaceré výrazné paralelné lineamenty vyznačujúce sa rôznymi morfoštruktúrnymi prvkami a vlastnosťami, ktoré spomínaní autori uplatnili pri ešte detailnejšom členení na podcelky a oddiely.

V tomto zmysle na zmapované územie v rámci **Bielych Karpát** zasahujú podcelky **Súčanská vrchovina**, **Kobylinec** a **Kýčerská hornatina so Zubáckou brázdou**. Tvoria južnejšiu vetvu sz. ohraničenia regiónu, reprezentovanú horninami flyšového pásma. Smerom k doline Váhu je v rámci Bielych Karpát zvlášť vyčlenený morfologicky výrazný štruktúrno-tektonický a paralelne prebiehajúci podcelok **Vršatské bradlá** pozostávajúci z **Vysokých Vršatcov**, **Podvršatskej brázdy** a **Vršatského predhoria**, ktoré spolu prislúchajú k bradlovému pásmu.

Severnejšiu vetvu ohraničenia regiónu v úseku Lazy pod Makytou – Kysucké Nové Mesto tvoria **Javorníky**. Pozostávajú taktiež z hornín flyšového pásma. Ich morfologicky vyššiu časť reprezentujú **Vysoké Javorníky**, označované aj ako **Javornícka hornatina**. Od južnejšieho paralelného pásma **Nízkyh Javorníkov**, tvorených výraznou **Javorníckou brázdou** (Nemšová – Papradno – Štiavnik – Setechov – Kolárovice – Veľké Rovné – Dlhé Pole), **Púchovskou** a **Rovnianskou vrchovinou** (pravobrežie Váhu), ich oddeľuje tektonická a litologická hranica.

Výrazne tektonicky sú ohraničené aj ďalšie dve paralelné, tento raz relatívne poklesové morfoštruktúry – **Ilavská** a **Bytčianska kotlina**. Spolu s **Bielokarpatským podhorím** a **Podmanínskou pahorkatinou** sú súčasťou celku **Považské podolie**. Obe kotliny oddeľuje prielomový úsek doliny Váhu, označovaný ako **Púchovská brána**. Zatiaľ čo jz. časť Ilavskej kotliny je zakončená Trenčianskou

bránou (mimo zobrazeného územia), sv. časť **Bytčianskej kotliny** prechádza do doliny Váhu, označovanej ako **Žilinská brána**. Tá ju oddeľuje od východne ležiacej **Žilinskej kotliny**, prislúchajúcej však už k fatransko-tatranskej oblasti subprovincie vnútorných Západných Karpát.

Na ľavobreží Váhu v. od pásma kotlín prebieha pásmo dvoch morfológicky výrazných pohorí – **Strážovské** a **Súľovské vrchy**. Strážovské vrchy ako geomorfologický celok sa členia na niekoľko podcelkov, z ktorých dva (západný a severný) zasahujú do priestoru regiónu Stredné Považie. Prvý podcelok – **Trenčianska vrchovina s Teplickou vrchovinou, Butkovskými bradlami** (Bukovina 562 m n. m., Pasienok 503 m n. m.) a **Butkovskou brázdou** orientovanou v smere JZ – SV – tvorí predpolie hlavného a centrálného masívu – **Zliechovskej hornatiny**. Severnejším Súľovským vrchom dominujú tri podcelky. V centrálnej časti je to brachyantiklinála **Súľovských skál** s eróznou-denudačnou **Súľovskou kotlinou**, bezprostredne na ľavobreží Váhu zasa **Manínska vrchovina s Veľkým a Malým Manínom** a východný okraj tvorí mezozoický výbežok do Žilinskej kotliny – **Skalky**.

Výpočet geomorfologických jednotiek tvoriacich plochu zmapovaného územia je zakončený ďalšou výraznejšou morfoštruktúrou – **Žilinskou kotlinou**. Morfológické hranice tejto kotliny založené na štruktúrno-tektonických pohyboch blokov sú známe z oblasti jej tektonického styku s mezozoickými sekvenciami Strážovských vrchov a obalom, resp. kryštalickým jadrom **Malej Fatry**. Žilinská kotlina sa delí na niekoľko samostatných podcelkov. Zo severu na juh je to **Žilinská pahorkatina, Rajecká kotlina** a **Domanižská kotlina**.

Na súčasnom stave reliéfu, ako aj na priestorovom rozložení jeho jednotlivých foriem majú výrazný podiel: a) endogénne vertikálne geodynamické pohyby jednotlivých štruktúrno-tektonických blokov (poklesávajúce kotliny a dvíhajúce sa pohoria); b) štruktúrne pomery a mechanické vlastnosti rôznych druhov sedimentárnych hornín územia a ich rozdielna morfológická odolnosť proti súboru exogénnych procesov; c) exogénne procesy, podmienené v konečnom dôsledku najmä rôznorodými a špecifickými faktormi pleistocénnej a holocénnej klímy.

Počas pliocénu a kontinuálne pokračujúc v kvartéri územie postihli viaceré fázy relatívne nerovnomerných, no vo vzťahu k Ilavskej, Bytčianskej a Žilinskej kotlině prevažne pozitívnych tektonických pohybov, prerušovaných obdobiami tektonického pokoja. Tým spätne nastávali kvalitatívne zmeny v striedaní laterálnej a hĺbkovej fluvialnej erózie. Aj v kotlinách, napriek ich relatívnym poklesom, v zmysle vyrovnávania spádovej krivky Váhu, Rajčianky, prípadne Kysuce prebiehali erózne etapy vývoja. Erózna báza sa na celom území postupne, no najmä v kvartéri, vplyvom striedania chladných a teplých období klímy, etapovito znižovala až po dnešný stav, keď ju môžeme v tomto regióne situovať do nivy Váhu v Trenčianskej bráne vo výške 210 m n. m. Od najvyššie položených miest regiónu, či už na horskom hrebeni Javorníkov (asi 950 m n. m.), alebo v centre

Strážovských vrchov (severná rászocha Strážova, asi 1 000 m n. m.), celkový hĺbkový erózný efekt predstavuje 700 až 800 m.

Podľa Činčuru in Mazúr a Jakál (1980) sa na študovanom území stretávame s horninami I. – IV. stupňa morfolologickej hodnoty. Najodolnejšie proti zvetrávaniu, erózii a denudácii sú komplexy masivných vápencov a dolomitov Strážovských vrchov a priláhlej časti mezozoického obalu Malej Fatry, karbonatické zlepence Súľovských vrchov (Súľovské skaly) a samotné bradlá bradlového pásma. Druhý stupeň odolnosti tvoria psamitické horniny flyšu *račianskej jednotky* s prevahou tvrdých a hrubolavicovitých kremenných pieskencov budujúcich Javornícku hornatinu a hlavný hrebeň Bielych Karpát. Do tejto skupiny možno priradiť aj komplexy kryštalických bridlíc západného úbočia Malej Fatry a horniny v slienitom vývoji, prislúchajúce zväčša k mezozoickým sekvenciám Strážovských vrchov, kde sa na nich vytvorili eróznodenudačné brázdy (butkovská brázda). Tretí stupeň odolnosti vykazujú polohy ílovcového flyšu v rámci *bystrickej jednotky* s mäkkým reliéfom Javorníckej a Zubáckej brázdy a komplexy peliticko-psamitických, resp. pelitických hornín vnútrokarpatského paleogénu podtatranskej skupiny tvoriace výplň Žilinskej pahorkatiny, Rajeckej kotliny a Domanižskej kotliny. Vplyv litologickej náplne na odolnosť proti exogénnym procesom uzatvárajú kvartérne, zväčša fluviaálne a proluviaálne sedimenty Ilavskej a Bytčianskej kotliny, prislúchajúce k IV. stupňu morfolologickej hodnoty.

Vo vrchnom pliocéne a začiatkom spodného pleistocénu, pravdepodobne v období relatívneho tektonického pokoja, územie v užšom dosahu Váhu a jeho väčších prítokov (Kysuca, Rajčianka, Vlára) a pravdepodobne aj územie Javorníckej brázdy poznačila silná fluviaálna laterálna erózia. Tú zároveň sprevádzala plošná fluviaálna a čiastočne jazerná akumulácia. Na niekdajšiu vrchnopliocénnu riečno-jazernú akumuláciu upozorňujú rezíduá štrkov v Javorníckej brázde medzi Hornou Marikovou – Papradnom a Štiavnikom. V spodnom pleistocéne sa veľká časť povrchu územia v blízkosti hlavných tokov (Váh s prítokmi) relatívne zarovnal na tzv. **poriečnu roveň**. Jej morfologický pozostatok, dnes už bez zachovania fluvioimnických, resp. fluviaálnych sedimentov, možno pozorovať na mnohých miestach na medzidolinových chrbtchoch na okrajoch Ilavskej a Bytčianskej kotliny, Rovnianskej a Manínskej vrchoviny, Javorníckej brázdy, no najmä Žilinskej kotliny. Povrch pozostatkov poriečneho systému zarovnania vystupuje všade vo výške 500 – 550 m n. m. (Mazúr, 1963; Lukniš, 1964; Mazúr a Činčura, 1964).

Následný tektonický výzdvih počas kvartéru opäť zintenzívnil hĺbkovú eróziu, v studených klimatických obdobiach sprevádzanú kratšími úsekmi laterálnych fáz. Takto vznikli napríklad série stupňov terasovaných proluviaálnych kužeľov a samotných riečnych terás, ktoré sa na území zachovali najmä pozdĺž toku Váhu a niekde aj v dolinách jeho väčších prítokov (Petrovický a Kolárovičský potok). V oblasti Žilinskej kotliny sa popri morfologicky výrazných riečnych terasách Váhu a Rajčianky na tektonickom styku s Malou Fatrou vytvorili plošne rozsiahle série vložených náplavových kužeľov fatranských horských potokov.

Na väčšine miest flyšového pásma boli vo viacerých fázach mladšej erózie fluviálne formy zotreté. Aj v samotných Strážovských vrchoch sa série stupňov riečnych terás horských potokov vplyvom intenzívneho odnosu hmôt zachovali len nepatrne, napríklad v dolinách Podhradského a Mojtínského potoka. Vplyvom hĺbkovej erózie sa retrográdne prehlbovali doliny všetkých prítokov Váhu a modelovali sa horské a medzidolinové chrbty.

Na iniciálnom reliéfe zmapovaného územia sa zachovalo niekoľko základných, často sa opakujúcich makroforiem. Reprezentujú ich hlavné a medzidolinové chrbty v Javorníkoch, Súľovských a Strážovských vrchoch a rássochy s množstvom sediel vybiehajúce z hlavných hrebeňov, erózo-denudačné a tektonicky predisponované svahy, krasové plošiny (Mojtín), plošiny stredohorského a poriečneho systému, prielomové až kaňonovité doliny tvaru V (Súľovská brána, Manínska úžina...) i válovcovité doliny, úvaliny a doliny tvaru U (Javornická brázda, Žilinská kotlina...). Aluviálne nivy, často dvojstupňové, sú lemované plošinami riečnych terasových stupňov s výraznými hranami. Kotliny sú lemované vejármí proluviálnych kužeľov. Z mezoforiem sú tu najmä skalné veže, steny a stupne, časté sú erózne sedlá, kamenné moria, bloky a kryhy zosuvov (flyš), fosilne aj recentné odrobinové kužele pod skalnými stenami, blokové sutiny, skalné rútenia, terasy a kužele, škrapové polia, jaskynné portály, skalné previsy a iné. Na hladšie modelovanom reliéfe sa ojedinele zachovali kratšie, hlboké aj plytšie výmole, dnes neaktívne, so zaneseným dnom. Vyústenia úvalín, resp. suchých dolín tvaru V do hlavných dolín s aktívnym tokom často charakterizuje prítomnosť výnosových dejekčných alebo mladých proluviálnych kužeľov.

Vplyvom rozdielných vnútorných štruktúrnych vlastností hornín, ich rôznej morfolologickej odolnosti, tektonickej predispozície a intenzity pozitívnej tektoniky sa exogénne činitele uplatnili na tvorbe reliéfu v rozličnej miere. Tým vznikli čiastočne odlišné typy reliéfu. Na základe uvádzaných faktov, ako aj stavu súčasných poznatkov môžeme konštatovať, že na celom zmapovanom území sa podľa Mazúra in Mazúr a Jakál (1980) stretávame až s piatimi typmi štruktúrno-tektonického, morfotektonicky diferencovaného reliéfu vrásovo-zlomových štruktúr.

Na území Súčanskej vrchoviny, Kobylince a Javorníckej hornatiny v sz. okraji regiónu sa vyvinul hlboko fluviálne rezaný rássochovitý reliéf rytmicky zvrstvených zlomovo-vrásových štruktúr fluviálnej hornatiny s priemerným sklonom svahov 14 – 24°, ktorý kontrastuje so silno zvlneným až mierne rezaným fluviálno-denudačným reliéfom pedimentovej, fluviálne rezanej pahorkatiny Zubáckej, Podvršatskej a Javorníckej brázdy so sklonom svahov 6 – 14°. Juhovýchodnejšie, ale stále na rytmicky zvrstvených zlomovo-vrásových štruktúrach nasleduje pásmo so stredne rezaným planačno-fluviálnym reliéfom fluviálne rezanej planiny Kýčerskej hornatiny, Vršatského predhoria, Púchovskej a Rovnianskej vrchoviny, opäť so sklonom svahov 14 – 24°. S predchádzajúcimi typmi reliéfu ostro kontrastuje rovinný až nepatrne zvlnený reliéf fluviálnej rovi-

ny až fluvialnej tabuľovej pahorkatiny Ilavskej a Bytčianskej kotliny s priemerným sklonom menej ako 2°.

Vnútročné Západné Karpaty reprezentujú príkrovovo-vrásové štruktúry začínajúce sa fluvialným, stredne rezaným rázsochovitým reliéfom Manínskej vrchoviny, prechádzajúce do fluvialneho, hlboko rezaného rázsochovitého reliéfu hornatiny Súľovských skál so sklonom 24° a viac. Strážovské vrchy taktiež reprezentujú morfoloftekonicky diferencovaný, hlboko až veľmi hlboko fluvialne rezaný rázsochovitý reliéf vrchoviny až hornatiny s priemerným sklonom svahov 24° a viac. V okolí Mojttína sa čiastočne zachoval planačno-fluvialny reliéf fluvialne mierne rezanej planiny a v oblasti Butkovskej brázdy fluvialno-denudačný reliéf fluvialne rezanej podvrchoviny. Žilinská kotlina (s. l.) predstavuje eróznodenudačnú, fluvialne mierne rezanú a zvlnenú pahorkatinu na subhorizontálnych sedimentárnych štruktúrach s priemerným sklonom svahov 14 – 18°. V okolí Lietavskej Lúčky a Lietavskej Svinnej sa čiastočne zachoval fluvialno-denudačný reliéf fluvialne rezanej podvrchoviny až vrchoviny a čiastočne planačno-fluvialny reliéf fluvialne mierne rezanej planiny. Zobrazená časť Malej Fatry predstavuje opäť morfoloftekonicky diferencovaný, hlboko až veľmi hlboko fluvialne rezaný rázsochovitý reliéf vrchoviny až hornatiny s priemerným sklonom svahov 24° a viac (Mazúr, Činčura a Kvitkovič in Mazúr a Jakál, 1980).

Súčasné reliéfortvorné procesy na študovanom území reprezentuje silný fluvialno-erózný proces so zväčša stredne intenzívnou, v Strážovských vrchoch intenzívnou hlbkovou a retrográdnou eróziou s recentným, stredne silným až silným pohybom svahových hmôt (soliflukcia, tečenie, ron a i.) prechádzajúcim do intenzívnych zosuvných procesov (blokové rozpadliny, zemné prúdy a i.) najmä vo flyšových zónach. V brázdach a na území Žilinskej kotliny sa pripája výmoloý proces. Na vybraných typoch karbonatických hornín zaznamenávame fluvialno-krasový proces, na karbonatických zlepencoch zasa fluvialno-subaerický proces zvetrávania. Jediný fluvialny akumuláčný proces je zaznamenaný v nive Váhu a nivách jeho bočných prítokov. Horizontálna členitosť reliéfu je veľmi rozdielna. Podľa Mazúra in Mazúr a Jakál (1980) sa pohybuje v rozmedzí od 0,5 km/km² (nivy tokov) do 1,75 až 3,5 km/km² v horských častiach.

Sieť vodných tokov územia je lokálne tektonicky predisponovaná. Má kombinovaný stromovitý a mozaikovitý charakter, pričom toky sú vo vzťahu k štruktúram sedimentárnych hornín prevažne konsekventné až subsekventné. Celé územie prináleží k povodiu Váhu, do ktorého ústia takmer tri desiatky väčších bočných prítokov. Hustota riečnej siete je na väčšine územia pomerne veľká (1 500 až 2 000 m . km⁻²), výnimku tvorí len Ilavská a Bytčianska kotlina s hustotou 1 000 m . km⁻². Všetky toky majú dažďovo-snehový režim odtoku, väčšina vôd pochádza zo zrážok. Priemerný ročný prietok Váhu, hlavného odvodňujúceho toku, na prepade v Bytči je 500 m³ . s⁻¹ (Šimo a Zařko in Mazúr a Jakál, 1980). Podzemná voda na väčšine územia pochádza iba zo zrážok, len v nivách asi 70 % z riek a potokov.

Celé mapované územie prislúcha ku klimatickej oblasti s mierne teplou vlhkou vrchovinnou, resp. kotlinovou klímou, len najsevernejšia časť a Strážovské vrchy tvoria oblasť s mierne chladnou horskou, veľmi vlhkou klímou. Priemerná júlová teplota sa pohybuje v rozmedzí 16 (12°) – 18 °C, januárová v rozmedzí –6 až –4 °C s chladnou zimou v trvaní do 110 dní v roku. Počet letných dní s teplotou vyššou ako 25 °C je 30 – 40 (Konček in Mazúr a Jakál, 1980). Priemerné ročné zrážky sa pohybujú medzi 700 – 1 500 mm/rok s priemerným suchým obdobím 20 dní v roku (Tarábek a Kurpelová in Mazúr a Jakál, 1980).

Geologická stavba, reliéf a geomorfologický vývoj územia najmä počas kvartéru sú určujúce faktory vývoja. Klasifikáciu pôdnych typov v minulosti rozpracovali Hraško et al. in Mazúr a Jakál (1980). Podľa Čurlíka et al. (1998) sa v tomto území v závislosti od litologickej povahy podložia nachádzajú nasledujúce pôdne typy a subtypy:

Na horninách flyšu s prevahou kremitých pieskovcov sú to rankery, niekedy kambizemné rankery a kyslé kambizeme. Obvykle sú však asociácie týchto pôd prítomné v komplexoch.

Na typickom flyši sú zastúpené typické kambizeme, prípadne rendzinové kambizeme, v závislosti od toho, či sú prítomné členy obsahujúce vyšší podiel karbonátov v tmele. V sprievode s nimi vystupujú aj pararendziny. V depresných polohách s väčšou kumuláciou zvetranín, ale najmä na ilovcových súvrstviach sa vyskytujú pseudoglejové kambizeme.

Na slienitých komplexoch sú prítomné rôzne subtypy pararendzín a rendzinových kambizemí. Na vápencoch a dolomitoch bradlového pásma sa vyskytujú rozličné subtypy rendzín, a to od litických až po typické rendziny.

Na kvartérnych pokryvoch kotlín, predovšetkým na rôznych polygenetických hlinách, sa vyskytujú luvizeme a menej aj hnedozeme.

Na fluviálnych sedimentoch (aluviálnych nív) sa vyskytujú najmä typické a glejové fluvizeme. Veľmi pestré je zastúpenie zrnitostných variet týchto pôd. Fluvizeme spolu s hnedozemami a luvizemami tvoria najkvalitnejšie pôdne typy regiónu.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Najstaršie geofyzikálne merania v tejto oblasti sa vykonali do roku 1963. Išlo o geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000, ktorých výsledkom boli štátne gravimetrické mapy (Ibrmajer, 1963). Od roku 1962 sa začali realizovať gravimetrické merania Slovenska v mierke 1 : 25 000. Merania sa v tomto regióne dokončili v roku 1978 s hustotou 4 – 6 bodov/km², s presnosťou merania 0,01 až 0,05 mGal. Výsledkom sú mapy ÚBA (úplných Bouguerových anomálií) pre redukčnú hustotu 2,67 kg/m³ (Budík et al., 1977; Budík et al., 1978). V rámci zostavenia zjednotených geofyzikálnych máp (Kubeš, 2001) sa vypracovali reambulované tiažové mapy ÚBA pre redukčnú hustotu 2,67 kg/m³ a z nich odvodené mapy – mapa reziduálnych anomálií a mapa lineárnych prvkov.

Prvé aeromagnetické merania na území Slovenska sa začali koncom 50. rokov minulého storočia v mierke 1 : 200 000. Mapa izolínií bola zostavená z profilových meraní totálnej intenzity zemského magnetického poľa pre strednú výšku letu 100 m nad reliéfom terénu pri vzdialenosti profilov 2 km. Vzhľadom na nepresnosť merania, kroku izanomál, ale aj vzdialenosť meraných profilov vydané mapy majú len orientačný charakter a nie sú vhodné na geofyzikálnu interpretáciu (Mašín et al., 1963).

V rokoch 1976 – 1992 sa letecky zmapovalo územie vnútorných Západných Karpát. Merala sa totálny vektor intenzity magnetického poľa T, úhrnná gamaaktivita a obsah U, Th a K pre výšku letu 80 m nad reliéfom terénu. Vzdialenosť profilov bola 250 m s krokom merania 25 – 55 m (Gnojek a Janák, 1986; Gnojek a Kubeš, 1991). Výstupom sú mapy izolínií ΔT , koncentrácie U, Th, K a úhrnnej gamaaktivity Tc.

Pozemné magnetické merania v regióne – západokarpatský flyš – sa skončili v roku 1963 (Možný et al., 1963). Merala sa vertikálna zložka totálnej intenzity zemského magnetického poľa Z s hustotou 1 bod/km² a hodnoty sa spracovali do mierky 1 : 200 000. Miesta s anomálnymi magnetickými prejavmi sa postupne dopĺňali podrobnejšími meraniami.

Pretože celý región nebol pokrytý aeromagnetickými meraniami, pozemné merania vertikálnej zložky totálnej intenzity zemského magnetického poľa sa prepočítali pomocou známej magnetickej inklinácie na hodnoty T a zjednotili sa na výškovú úroveň leteckých meraní.

Na tvorbu máp koncentrácie draslíka (⁴⁰K), uránu (²³⁸U), tória (²³²Th), úhrnnej gamaaktivity (eU), dávkového príkonu žiarenia gama (Da) a mapy prognózy radónového rizika sa využili najmä výsledky práce zo *Súboru regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie v mierke 1 : 50 000 – Prírodná rádioaktivita a radónový prieskum* (Bezák, 2000). Merania sa uskutoč-

nili s krokom 1 bod/km². Okrem týchto meraní sa do výsledných máp zahrnuli aj letecké gamaspektrometrické merania (Čížek a Smolárová, in Kubeš, 2001).

Systematické využívanie komplexu geofyzikálnych metód – najmä geoelektrické metódy – na účely hydrogeologického prieskumu v regióne sa začalo v roku 1966 (Májovský, 1966, 1968; Hricko a Medo, 1969, 1970; Suchý a Valušiaková, 1978; Zbořil et al., 1983; Ardová a Lizoň, 1985; Valušiaková, 1992; Hladík, 1993). Práce boli zamerané na výskum vnútorných kotlín – Žilinská, Ilavská, Trenčianska a Rajecká – s cieľom určiť hrúbku paleogénnej výplne, resp. zmapovať reliéf paleogénneho podložia. V roku 1975 sa komplex geofyzikálnych metód použil na vyhľadávanie dekoračného kameňa (Vybíral a Hronová, 1975) a na riešenie geologickej stavby Žilinskej kotliny a jej vzťahu k hlbinej stavbe a okolitým tektonickým jednotkám (Geczy, 1988).

V rokoch 1977 až 1988 bolo skúmané územie predmetom rozsiahleho seizmického prieskumu. Bolo tu situovaných asi 18 reflexno-seizmických profilov zameraných na štúdium hlbinej stavby a riešenie naftovogeoologických problémov (224/77, 221C/80, 240A/80, 251/80, 254/80, 276/80, 175/81, 175A,B/81, 314/84, 313/85, 315/85,86, 316/85, 100D/87, 5HR/87, 518/87 a 517/88).

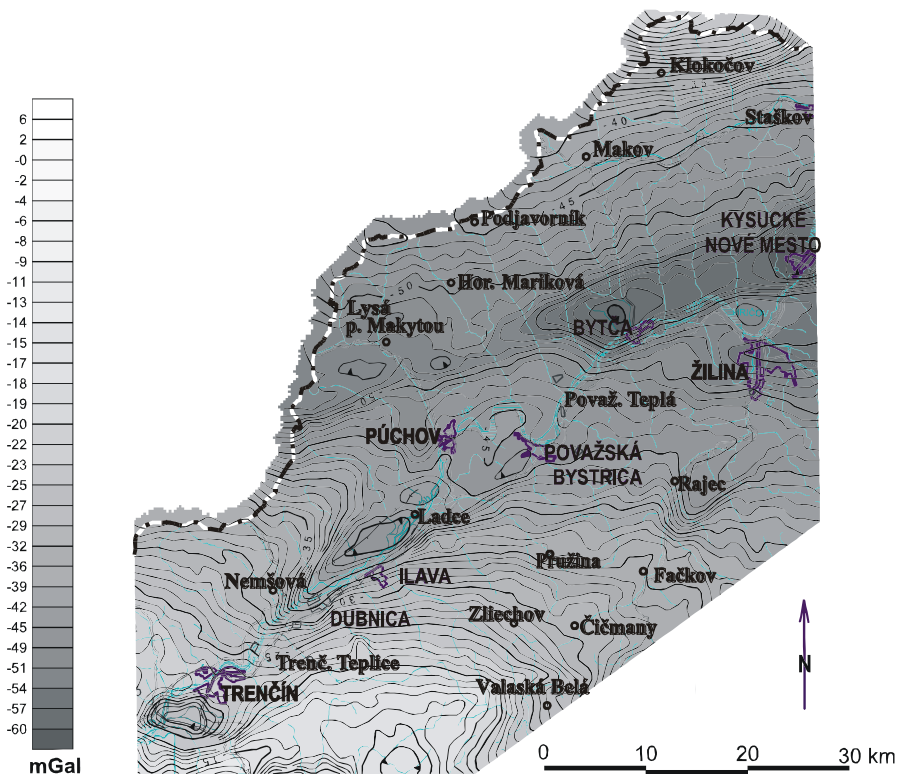
Výsledky geofyzikálneho výskumu a prieskumu

Charakter tiažového poľa

Na základe kvalitatívneho posúdenia mapy ÚBA (obr. 15) a mapy reziduálnych tiažových anomálií môžeme konštatovať, že celý skúmaný región sa nachádza v jz. časti karpatského tiažového minima (Tomek et al., 1979). Najvýraznejšie minimum je v širšom okolí Bytče, kde hodnoty ÚBA dosahujú –60 mGal. Hlavný vplyv na intenzitu a priebeh karpatského minima má gravitačný účinok ľahších flyšových sedimentov, ktoré dosahujú hrúbku do 7 km, a ľahké neogénne sedimenty vyplňajúce Ilavskú, Púchovskú, Žilinskú a Rajeckú kotlinu. Na karpatské tiažové minimum má menší vplyv aj regionálne tiažové pole vyvolané poklesom Moho diskontinuity z vnútorných jednotiek Západných Karpát do jeho predpolia (Bielik, 1988; Bezák et al., 1995).

Charakter magnetického poľa

Obraz charakteru magnetického poľa poskytuje mapa izolínií ΔT . Región charakterizuje pokojný priebeh magnetického poľa s postupným nárastom jeho intenzity z J na S. Tento nárast spôsobujú účinky hlbokých zdrojov severoeurópskej platformy, ktoré sa nachádzajú mimo územia Slovenska. Magnetickými meraniami sa nezachytili žiadne zdroje magnetických anomálií lokálnejšieho charakteru. Je to spôsobené deficitom magneticky aktívnych hornín.



Obr. 15. Mapa úplných Bouguerových anomálií pre redukčnú hustotu $2,67 \text{ g/cm}^3$ – Stredné Považie. Zostavil L. Kucharič (podľa: Grand et al., 2001) in Kubeš et al., 2001.

Prírodná rádioaktivita

Z máp koncentrácie draslíka (^{40}K), uránu (^{238}U), tória (^{232}Th), úhrnnej gamaaktivity (eUt) a mapy prognózy radónového rizika v regióne môžeme konštatovať, že koncentrácia sledovaných rádioaktívnych prvkov nedosahuje priemerné hodnoty zistené v oblasti Západných Karpát (Čížek a Smolárová, in Kubeš, 2001). Vypočítaná priemerná hodnota dávkového príkonu žiarenia gama (Da) v regióne je $41,8 \text{ nGy} \cdot \text{h}^{-1}$ (Bezák, 2000).

Priemerné hodnoty	Slovensko	Stredné Považie
koncentrácia draslíka (^{40}K)	1,5 % K	1,4 % K
koncentrácia uránu (^{238}U)	3,1 ppm eU	2,9 ppm eU
koncentrácia tória (^{232}Th)	8,9 ppm eTh	8,8 ppm eTh
úhrnná gamaaktivity (eUt)	11,6 ppm ur eUt	11 ppm ur eUt

Jediná významnejšia anomália na východnom okraji regiónu je anomália Kune-
rad – je situovaná v kryštaliniku Malej Fatry. Tvorí ju niekoľko čiastkových izo-
metrických anomálnych plôch, z ktorých najväčšia má rozmer 35 x 10 až 20 m. Ide
o výraznú tóriovú anomáliu (71 – 185 ppm) so zvýšeným obsahom uránu (3 až
28 ppm), so silne porušenou rovnováhou medzi U a Ra (23 – 51 %). Zo sprievod-
ných prvkov sa spektrálnou analýzou zistil obsah Ti > 1 % a obsah Cu a Sr =
450 ppm. Geologicky je anomália lokalizovaná v stredozmrných granodioritoch
s tmavohnedým biotitom. Biotit (zdroj Th anomálie) je miestami v zhlukoch, alebo
sa koncentruje do úzkych pruhov (Čížek a Smolárová, in Kubeš, 2001).

Priemerná hodnota objemovej aktivity radónu (OAR) v pôdnom vzduchu na
celej prieskumnej ploche je $30,3 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-3}$. Na základe doterajších meraní mô-
žeme región zaradiť do stredného a vysokého radónového rizika. Z toho vyplýva,
že je aj rizikovejší z hľadiska možného prenikania radónu z pôdneho vzduchu do
obytných priestorov (Bezák, 2000). K izolovaným oblastiam s vysokým radóno-
vým rizikom patria lokality východne od obce Stupné, Beluša, Hradná, Zemian-
sky Kvašov, Veľký Manín, Nosice, širšie okolie Žilinskej Lehoty a záver doliny
potoka Lieskovec. K súvislejšej ploche s vysokým radónovým rizikom je zara-
dená oblasť južne od Považskej Bystrice, kde maximálna nameraná hodnota dosa-
huje $204,8 \text{ kBq} \cdot \text{m}^{-3}$.

Geotermika

Geotermálna voda sa viaže na bazálne paleogénne zlepenca a triasové karbo-
náty *chočského príkrovu a vyšších príkrovov*⁵¹ (Jančí a Majcin, in Pagáč et al.,
1996). Maximálna hĺbka predpaleogénneho podložja v Rajeckej kotline je viac
ako 1 750 m a na sv. okraji regiónu v depresii medzi Tepličkou nad Váhom
a Varínom viac ako 500 m.

Geotermálna aktivita v Iľavskej kotline je nízka až priemerná. Je to možné
posúdiť len na základe regionálneho poľa. V oblasti sa uskutočnil iba jeden vrt,
BHS-3 v Belušských Slatinách. Tepelné pole sa pohybuje okolo izotermy
 $32,5 \text{ }^\circ\text{C}$ a sz. smerom sa zvyšuje až na $35 \text{ }^\circ\text{C}$. Termálna voda sa údajne viaže na
triasové karbonáty manínskeho príkrovu, ktoré na povrchu nie sú známe.

Geotermálna aktivita v Žilinskej a Rajeckej kotline je dosť nízka [Franko,
Remšík a Fendek (eds.), 1995]. Teplotné pole od stredy kotliny v priestore Rajca
smerom k západnému a východnému okraju a severným smerom k Žiline sa ak-
tivizuje v rozpätí $27,5 - 30 - 32,5 \text{ }^\circ\text{C}$. O geotermálnej aktivite svedčia prirodzené
vývery termálnej vody v Rajeckých Tepliciach. Viažu sa na triasové karbonáty
chočského príkrovu. V triasových dolomitoch chočského príkrovu je geotermál-
na voda overená najmä v Kamennej Porube vrtom (RTŠ-1) hlbokým 1 831 m.
Voda dosahuje teplotu $15 - 30 \text{ }^\circ\text{C}$.

⁵¹ podľa terajšej terminológie príkrovov hronika

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Z geologických faktorov životného prostredia sa v regióne Stredné Považie uplatňujú tieto geogénne podmienené faktory: svahové deformácie, erózia, presadenie a krasové javy. Z antropogénne podmienených faktorov sú to najmä povrchová ťažba nerudných surovín a stavebných materiálov, výskyt hald, skládok odpadu a lokálna kontaminácia geologických zložiek životného prostredia – vody, pôdy, sedimentov a hornín.

Inžinierskogeologické faktory

V zmysle inžinierskogeologickej klasifikácie územia Slovenska zaraďujeme územie Stredného Považia do regiónu neogénnych tektonických vkleslín – oblasti vnútrokarpatských kotlín, do regiónu karpatského flyšu – oblasti flyšových hornatín a oblasti flyšových vrchovín a do regiónu jadrových pohorí – oblasti jadrových stredohorí. Na území vystupujú tieto litologické formácie (Matula, 1977):

- *formácia kvartérnych pokryvov* (fluviálne, eluviálne, deluviálne, proluviálne, eolické, organogénne a polygenetické sedimenty, antropogénne sedimenty),
- *formácia molasových sedimentov* (neogénne limnické a limnicko-fluviálne sedimenty zastúpené štrkami, pieskami, ílmi a neritické sedimenty reprezentované ílovcami, prachovcami, pieskovicami a slieňovcami),
- *flyšová formácia* (súvrstvia rytmického flyšu a súvrstvia s prevahou ílovcov, pieskovicov a karbonatických brekcií),
- *pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia* (kremence a pieskovce, lunszké vrstvy),
- *vápencovo-dolomitická formácia* (vápence, dolomitické vápence a dolomity stredného a vrchného triasu),
- *spodná terigénna formácia* (spodnotriasové kremence).

Zosuvy a zemné prúdy predstavujú najrozširenejšie typy svahových porúch v regióne Stredného Považia. Svahové deformácie skupiny zosúvania a stekania postihujú najmä svahy budované flyšovými a ílovcovými súvrstviami vonkajšieho flyšového pásma, slieňovcové a ílovcové komplexy bradlového pásma (Javorníky, Biele Karpaty, Súľovské vrchy) a plastické členy Strážovských vrchov. Uvedené svahy sú pokryté rôzne hrubými polohami kvartérnych hĺn, prevažne ílovitého charakteru, pričom hranica kvartér/podložie je nezreteľná. Zosuvy a zemné prúdy zväčša zasahujú do predkvartérneho podložia.

V zmysle geologického členenia územia Stredného Považia sú najviac porušené flyšové komplexy bystrickej jednotky vonkajšieho flyšového pásma (bys-

trické vrstvy, belovežské súvrstvie) s výraznou prevahou ílovcov. V juhozápadnej časti sa do hodnoteného územia vkladajú bielokarpatská jednotka flyšového charakteru, v ktorej je najviac porušené svodnické súvrstvie, menej často aj javorinské a rajkovecké súvrstvie. V rámci vsetínskych vrstiev račianskej jednotky (flyš s prevahou ílovcov) významnejšia koncentrácia zosuvov je s. od Veľkého Rovného. Výskyt zosuvov tu zjavne súvisí s pomerne hustým osídlením lazničkeho typu, odlesnením a poľnohospodárskym využívaním územia.

Na styku bystrickej a bielokarpatskej jednotky flyšového a bradlového pásma je vyvinutá erózično-denudačná zníženie – Podjavornická brázda, tiahnuca sa od Mestečka po Kolárovice. V nej sa nachádza najväčšia koncentrácia svahových deformácií v rámci celého regiónu. Jej priemerná šírka je 3 km. Kým v tomto území sklon svahov neprevyšuje 12 – 15°, svahy lemujúce brázdou po oboch stranách majú sklon 25 – 40°. V brázde, ktorá je zrejme tektonicky podmienená, v geomorfologickom vývoji dlhý čas prebiehala akumulácia materiálu (Nemček, 1982). Menej výrazný pás svahových porúch pokračuje od Kolárovíc až k Nesluši. V tejto časti je už priemerný sklon svahov 25 – 30°. Kolmo na hlavný hrebeň Javorníkov prebieha 8 – 9 výrazných eróznych dolín, ktoré narezávajú čelá jednotlivých príkrovov magurského flyšu. V spodných častiach svahov pozdĺžnych a priečných kotlíniek a v ich záveroch je vyvinuté veľké množstvo svahových porúch. Najviac porušené svahy sú v nadmorskej výške 400 – 520 m, menej výraznejšia koncentrácia je vo výške 520 – 660 m n. m. Ak sledujeme orientáciu porušených svahov, potom najviac porušené sú jv., j., jz. a sz. svahy, teda zhruba kolmé alebo rovnobežné s priebehom vrstiev flyšových jednotiek.

Druhá geologicko-tektonická jednotka, ktorá je intenzívne porušená svahovými deformáciami, je bradlové pásmo. Jeho jednotky sú vzájomne priestorovo, litologicky a tektonicky previazané. Vrchnokriedový a paleogénny obal tvorený najmä slieňovcami, ílovcami, prípadne flyšovými sekvenciami je mimoriadne náchylný na zosúvanie a stekanie. Litologický charakter spomenutých jednotiek je predpokladom na intenzívnu tvorbu pokryvných hĺn, väčšinou ílovitého charakteru. Intenzívne tektonické porušenie, litologická premenlivosť a nepravidelný výskyt mechanicky rozdielných hornín spôsobujú mimoriadnu členitosť územia. Rozsiahle zosuvy a zemné prúdy sa vyskytujú v údolí Vláry (Vlárske priesmyky), v úseku Dolné Kočkovce – Streženie, v blízkosti Zárčieča a v páse od Nimnice cez Jasenicu po Hvozdicu. Väčšiu koncentráciu porúch registrujeme pri Nosíciach, v okolí Plevníka-Drienového a po obvode vápencových a zlepcových bradiel (Manín, Súľov).

Pozdĺž údolnej nivy Váhu je viacero *frontálnych zosuvov* aktivovaných bočnou eróziou Váhu v minulosti. Porušené sú najmä okraje riečnych terás a svahov tvorených hrubšími polohami kvartérnych polygenetických a svahových hĺn.

V Strážovských vrchoch sú prevažne zosuvy viazané na spodné časti svahov tvorených plastickejšími súvrstviami (lunzske vrstvy, porubské, párnické a mraznické súvrstvie), tvorené najmä flyšovými sekvenciami, ílovcami a slieňovcami.

Pomerne významná koncentrácia zosuvov je medzi Trenčianskymi Teplicami a Dubnicou, v okolí Mojtiňa, Košeckého Podhradia a Pružiny.

Svahové deformácie skupiny rútenia sa v študovanom území zaznamenali len v obmedzenej miere. Ojedinelé výskyty typu *skalných zrútení, odvalov a sutinových kužeľov* sa nachádzajú najmä v bradlovom pásme po obvodě morfológicky výrazných vápencových bradiel (Vršatec, Červený Kameň, Lednica, Manín, Klapý, Kostelec), ako aj „zlepencových“ elevácií (Súľov). Blokové zosuvy a skalné zrútenia sa zaznamenali aj v hroniku v okolí Iliavky (pozri geologickú mapu). Samotné uvoľňovanie blokov podmieňuje tektonická predispozícia. V spodných častiach svahov na kontakte rigidnejších vápencových hornín s plastickejšími slieňovcovými komplexmi sa ojedinele vyskytujú skalné bloky, ktoré možno klasifikovať ako bloky premiestnené gravitáciou.

Výmoľová erózia zahŕňa významné erózne ryhy (výmole) a rokliny, resp. územia s ich výskytom. Výmoľová erózia je v rôznom štádiu vývoja. Závisí od geologického podkladu, tektonickej aktivity územia a v neposlednej miere sú negatívnym faktorom nevhodné zásahy človeka do prírodného prostredia. Jej prejavom je vejárovite rozvetvený systém erózných rýh, ktorých hĺbka sa zväčšuje smerom do údolia. Vo vyšších polohách svahov sú erózne ryhy menej hlboké, so strmými bočnými stenami.

V študovanom území sa prejavy výmoľovej erózie vyskytujú viac-menej rovnomerne. Menšie rozšírenie erózie badať na svahoch budovaných piesčitejšími polohami račianskej a bielokarpatskej jednotky. Naopak, výraznejšie prejavy sú sústredené najmä v bradlovom pásme v okolí Papradna, Štiavnika a Kolárovcov.

Prejavy vodnej erózie (ryhy, výmole, strže) sa väčšinou vŕajú na poľnohospodársku pôdu a pasienky so sklonom viac ako 5°. V spodnej časti sa obvykle končia väčším alebo menším náplavovým (sutinovým) kužeľom. Prejavy vodnej erózie sú často vejárovite zakončené vo svahu. Ich hĺbka sa smerom do údolia zväčšuje, hoci boky rýh sú miernejšie a obyčajne zarastené vegetáciou. Smerom do svahu sa stávajú strmšími a užšími. Mnohé erózne ryhy bežne dosahujú dĺžku stovky metrov.

Bočná erózia vodných tokov sa uplatňuje v nárazových brehoch ohybov vodných tokov, kde počas vysokých prietokov môže narušiť stabilitu brehov (napr. horné časti potokov stekajúcich z vrcholových častí Javorníkov).

Tok rieky Váh je v súčasnosti regulovaný a bočná erózia nehrozí. Počas holocénu však narušal stabilitu okolitých svahov a terasových stupňov, pričom vzniklo viacero frontálnych zosuvov.

Presadanie. Z hľadiska geotechnických vlastností presadavé zeminy v podmienkach konštantnej prirodzenej vlhkosti majú relatívne vysokú pevnosť. Po navlhčení ich pevnosť prudko klesá. Vlastnosti týchto zemín sa presadnutím výrazne menia. Presadavé horniny sa považujú za geobariéru. V regióne Stredného Považia sa presadavé zeminy nachádzajú v blízkosti aluviálnej nivy Váhu. Údaje sú prevzaté z *Mapy inžinierskogeologickej rajonizácie*, ktorá vznikla v rámci rovnakého projektu ako geologická mapa.

Seizmicita. Z hľadiska výstavby náročných a špeciálnych inžinierskych diel predstavuje významný geologický faktor (geobariéru). Na mape je zobrazená izoseistami. Údaje boli prevzaté z normy *STN 73 0036 Seizmické zaťaženie stavbných konštrukcií*, podľa ktorej s. a sz. časť regiónu patrí do 6. stupňa MSK a jeho v. až jv. časť patrí do 7. stupňa MSK. Len malé územie v okolí Žiliny je zaradené do 8. stupňa MSK. Seizmicitu územia vyjadruje aj lokalizácia ohnísk zemetrasení, ktoré sú na mape zakreslené špeciálnou značkou. Všetky pozorované zemetrasenia na mapovom území boli registrované od roku 1858.

Skrasovatenie má väčšinou charakter geobariéry, spôsobujúcej vážne problémy pri výstavbe inžinierskych diel rôznych typov. Na mape sme vyznačili územia s častým výskytom povrchových, resp. podpovrchových krasových foriem.

V tomto území sa kras vyskytuje najmä v urgónskych vápencoch manínskej jednotky, v niektorých ďalších karbonátových členoch bradlového pásma, v zlepencoch súľovského typu a v jablonovských vrstvách.

Najvýznamnejší je však Mojtínsky kras, vyvinutý na ploche 140 km² v strednotriasových vápencoch hronika. Striedanie vápencov a dolomitov v masíve vytvára prirodzené prekážky. V dôsledku toho sú v podzemných priestoroch časté úzke priestory a sifóny. Najvýznamnejšie jaskyne sú Mojtínska priepastná jaskyňa s dosiahnutou hĺbkou 104 m a dĺžkou takmer 500 m a Jaskyňa na rúbani s hĺbkou 92 m (Hlaváč, 1992). Pri Pružine je najvýznamnejšia Pružinská jaskyňa s dĺžkou 130 m.

Prehľad najvýznamnejších jaskýň Mojtínskeho krasu podľa Droppu (1975):

Názov	Dĺžka (hĺbka)	Poznámka
Veľká jaskyňa v Strážove I	100 m	puklinovo-rútivá
Malá jaskyňa v Strážove	9 m	vrstvovo-rútivá
Veterná diera č. 1 v Malenici	26 m hlboká	puklinovo-rútivá
Veterná diera č. 2 v Malenici	20 m hlboká	puklinovo-rútivá
Jaskyňa v Jancovej skale	15 m	vrstvovo-korozna
Májová priepasť v Mojtíne	65 m hlboká	puklinovo-rútivá, so živou výzdobou
Jaskyňa v Strieľanej skale	33 m	vrstvovo-riečna
Mojtínska jaskyňa v kaňone Zráz	50 m	puklinovo-rútivá, so zvetranou výzdobou

Najvýraznejšie krasové formy v bradlovom pásme sú známe z Manínskeho bradla Strážovských vrchov. Podľa Kortmana et al. (1991) povrch manínskeho krasu formovali najmä fluviokrasové procesy. V najužšom mieste Manínskej Tiesňavy vznikli krútnavové (evorzne) obrie hrnce s nepravidelným oválnym pôdorysom, šírkou 6 – 20 m a hĺbkou do 3 m. Na vysokých stenách tiesňavy môžeme sledovať zahlbovanie alochtónneho Manínskeho potoka. Nepriaznivá pozícia bradlových vápencov, ich silné zvrásnenie a pomerne malý rozsah umožnili len obmedzený rozsah procesu krasovatenia.

Z povrchových krasových foriem sa tu vyskytujú ojedinelé, miestami súvislé plochy škrapov, ktoré vznikli na menej strmých úsekoch svahov Veľkého aj Malého Manína. Všeobecné alebo puklinové škrapy sa nachádzajú na povrchu skalnatých chrbtov, hrebeňov a brál. Na juhovýchodnom úpätí Manínca je niekoľko misovitých krasových jám, ktoré sa viažu na tektonickú poruchu s.-j. smeru.

Vo vršatských bradlách je najvýznamnejšia jaskyňa Babky II s hĺbkou 29 m.

V Súľovských skalách je vyvinutý pseudokras. Najvýznamnejšia jaskyňa je jaskyňa Šarkania diera. Ide o pseudokrasovú jaskyňu, ktorá vznikla mechanickým rozpadom súľovských zlepcov pozdĺž tektonických puklín. Vďaka archeologickým nálezom z neolitu a paleontologickým nálezom je chránená ako prírodná pamiatka. Najdlhšia puklinovo-korozívna jaskyňa Súľovských skál je Veľká tmná jaskyňa v Úvoze s dĺžkou 98 m. Známý pseudokrasový útvar je aj „gotická brána“ neďaleko Súľovského hradu.

Zoznam preskúmaných jaskýň Manínskeho krasu:

Názov	Dĺžka	Poznámka
Južná I	6 m	zužujúce sa komíny
Južná II	6 m	strmo klesajúca chodba rúťivého charakteru
Južná III	6,5 m	na povrchu stien tmavé rohovce
Južná IV	8 m	vznikla eróznym rozšírením pukliny
Sovie oči I	10,5 m	erózívneho pôvodu
Sovie oči II	8,5 m	prehradená 1,5 m vysokým skalným stupňom
Jaskyňa v platni	15 m	je vytvorená na križovatke puklín
Bivaková jaskyňa	16 m	na stenách stopy nátekových sintrov
Jaskyňa v stene	4 m	ťažko prístupná
Dvojité jaskyňa	12 a 8 m	dve paralelné puklinové chodby
Diera	8 m	puklinovo-korózna jaskyňa
Studňa	20 m	rúrovitá chodba, každý zvuk silno rezonuje
Jaskyňa pod Studňou	7 m	postupne znížená a zúžená puklinová chodba
Jaskyňa za skalou	8 m	zakončená nepriechodne sa zužujúcou chodbičkou
Jaskyňa Neznámeho	75 m	skromná kvapľová výzdoba – sintre, brčka a stalagmity
Jaskyňa v hrebeni Červených skál	9 m	najnižšie položená jaskyňa v tejto oblasti
Jašteričia priepasť	20 m	pestré nátekové sintre a zvyšky stalaktitov*
Dolná Muflonia jaskyňa	17 m	v komínovitých úsekoch je hráškovitá výzdoba a nátekové sintre
Horná Muflonia jaskyňa	16 m	chodba v polovici rozdelená celistvým skalným mostom a zaklíneným balvanom
Plazivka	4 m	jediná korózna chodba
Komora	5 m	smerom dovnútra sa rozširuje do kaverny
Partizánska jaskyňa	20 m	priestranná tunelovitá klesajúca chodba

Šatňa	10 m	je poznačená mrazovým zvetrávaním
Vápencová jaskyňa	140 m	sinťrová výplň, vypreparované žilky kalcitu, kvapľová výzdoba vo forme nátekov, brčiek, stalaktitov a stalagmitov
Jaskyňa pod Vyhliadkou	15 m	tvorí ju výrazná tektonická puklina vo vrcholo- vom vápencovom brale
Priepasť v Centrálnom žľabe	70 m	typická puklinová priepasť, na stenách sa oje- dinele vyskytujú sinťrové kôry
Jaskyňa v Centrálnom žľabe	28 m	na stenách hrubá vrstva plastického sintra, menej čisté slienité vápence s vložkami rohovcov
Deravá jaskyňa	48 m	členité chodby

*na dne jednej chodby je hrubá vrstva guána (zimujúce netopiere), steny a povala dómu pokryté senilnými sinťrovými útvarmi – najväčší podzemný priestor v manínskom bradle

Prehľad najvýznamnejších jaskýň Súľovského pseudokrasu (podľa Droppu, 1975):

Názov	Dĺžka	Poznámka
Veľká Temná jaskyňa v Úvoze	98 m	puklinovo-korózna
Malá Temná jaskyňa	47 m	puklinovo-korózna
Veľká jaskyňa pri Zemianskej Závade	88 m	puklinovo-korózna
Malá jaskyňa pri predchádzajúcej	63 m	puklinovo-korózna
Jaskyňa Šarkania diera	60 m	puklinovo-rútivá
Jaskyne pod Hričovským hradom – 2 jaskynky	6 a 17 m	puklinovo-korózne

Znečistenie geologických zložiek životného prostredia

V zmysle environmentálno-geochemickej regionalizácie Slovenska (Rapant, 2004) región Stredné Považie v porovnaní s inými, v takej miere využívanými regiónmi Slovenska predstavuje územie s relatívne nízkou úrovňou kontaminácie geologických zložiek životného prostredia. Prehľad úrovne kontaminácie jednotlivých zložiek geologického prostredia – podzemnej a povrchovej vody, pôdy a sedimentov – je na obr. 16 vyjadrený prostredníctvom plošnej distribúcie indexu environmentálneho rizika – I_{ER} (Rapant, 2002). Z prezentovaných výsledkov je zrejmé, že plošne najrozsiahlejšie sa kontaminácia prejavuje v prípade podzemnej a povrchovej vody. Prakticky celá oblasť aluviálnych náplavov rieky Váh sa vyznačuje kontaminovanou prírodnou vodou. Priamo to súvisí s intenzívnym využívaním krajiny a s vysokou koncentráciou obyvateľstva v tejto oblasti. V rozhodujúcej miere ide o kombináciu faktorov antropogénneho pôvodu. Ako rizikové prvky sa prejavujú najmä dusičnany, sírany, chloridy, menej železo a mangán. Kontaminácia riečnych sedimentov v porovnaní s kontamináciou vody má výrazne nižší plošný rozsah. Možno tu vyčleniť 4 oblasti: oblasť *Dubnica – Prejta* (najmä Cd, Cu, Cr, Pb a Hg), širšie okolie *Mojtína* (Cu, Pb, Zn, Hg

a As), širšie okolie *Považskej Bystrice* (Cd, Co, Cu, Pb, Zn a Hg, As a P) a oblasť *Veľké Rovné – Dlhé Pole – Divina* (Cr a Zn). Celkove však možno konštatovať, že environmentálne zaťaženie regiónu potenciálne toxickými prvkami v riečnych sedimentoch je nízke.

Len približne 5 % regiónu spadá do kategórie vysokého ($I_{ER} \geq 3 \leq 5$) a veľmi vysokého environmentálneho rizika ($I_{ER} > 5$).

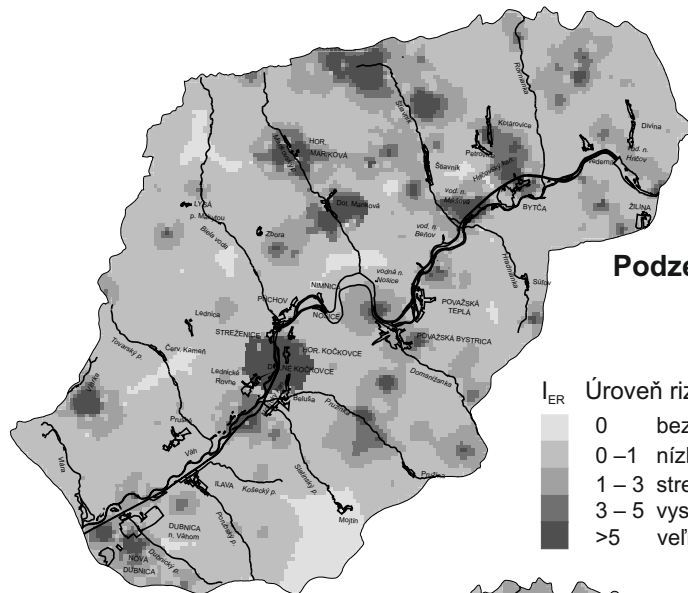
Plošná kontaminácia pôd sa v regióne vyskytuje len v obmedzenej miere. Vysoké a veľmi vysoké environmentálne riziko (ER) sa v regióne prakticky vôbec nevyskytuje.

Približne 9,5 % územia sa vyznačuje strednou mierou ER a vo viac ako 90 % územia je zastúpená nízka úroveň ER z kontaminácie pôd. V horských oblastiach ju spôsobujú geogénne faktory a odráža zvýšenú kontamináciu prvkami v pôdotvorných substrátoch (najmä Cr). V oblasti nivy Váhu ju podmieňuje najmä existencia strojárského priemyslu a len v menšej miere migrácia prvkov z horských oblastí.

Ohodnotenie ER z kontaminácie geologických zložiek životného prostredia regiónu spolu s úrovňou životného prostredia je sumárne uvedené na obr. 17. Z dosiahnutých výsledkov je zrejmé, že viac ako 70 % tohto územia sa vyznačuje vysokou úrovňou životného prostredia z hľadiska kontaminácie životného prostredia. Narušená a silne narušená úroveň životného prostredia je len v 3,3 %, resp. 3,4 % územia. Ide o oblasti v aluviálnej nive Váhu – okolie Dubnice, jz. od Púchova a v sv. časti regiónu v oblasti obce Dlhé Pole. Narušenie životného prostredia v prvých dvoch vyčlenených oblastiach je podmienené antropogénnou kontamináciou. Prejavuje sa najmä v podzemnej vode a riečnych sedimentoch. Narušené prostredie v poslednej oblasti je podmienené najmä prestupom prvkov z geologického podlažia, ktorých zvýšený obsah bol dokumentovaný najmä v prípade povrchovej vody a pôdy. Celkove však región Stredné Považie predstavuje územie s veľmi priaznivou úrovňou životného prostredia – viac ako 93 % územia spadá do kategórie vysokej a vyhovujúcej úrovne. Z uvedených poznatkov je zrejmé, že kontaminácia geologických zložiek životného prostredia len lokálne dosahuje rizikóvu úroveň z hľadiska jej potenciálneho vplyvu na zdravotný stav obyvateľstva.

Chránené územia

Podstatná časť regiónu je súčasťou Chránenej krajinskej oblasti (CHKO) Strážovské vrchy, Kysuce a Biele Karpaty. Vďaka pestrému geologickému zloženiu, ktoré spolu s premenlivými klimatickými pomermi vytvára širokú škálu biotopov a relatívne zachovaných prírodných spoločenstiev, sa na mnohé územia vzťahuje osobitná ochrana formou maloplošných chránených území. Nachádza sa tu: 1 národná prírodná pamiatka (NPP), 7 národných prírodných rezervácií (NPR), 9 prírodných pamiatok (PP), 9 prírodných rezervácií (PR).

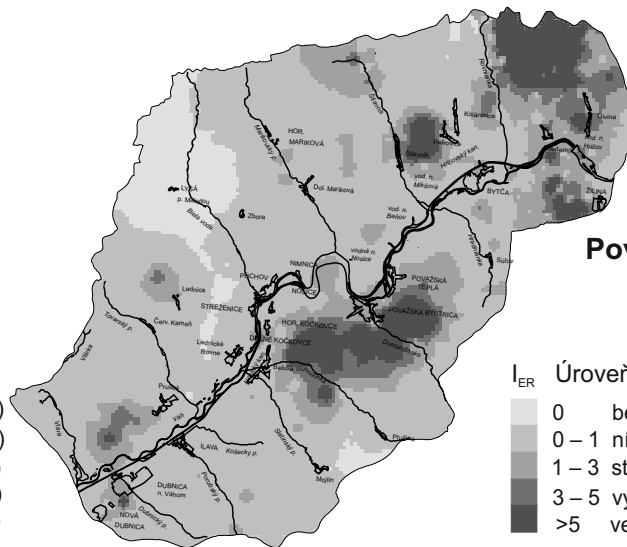


Podzemná voda



I_{ER} Úroveň rizika

0	bez rizika	(711)
0-1	nízke riziko	(10 855)
1-3	stredné riziko	(3 176)
3-5	vysoké riziko	(769)
>5	veľmi vysoké riziko	(763)

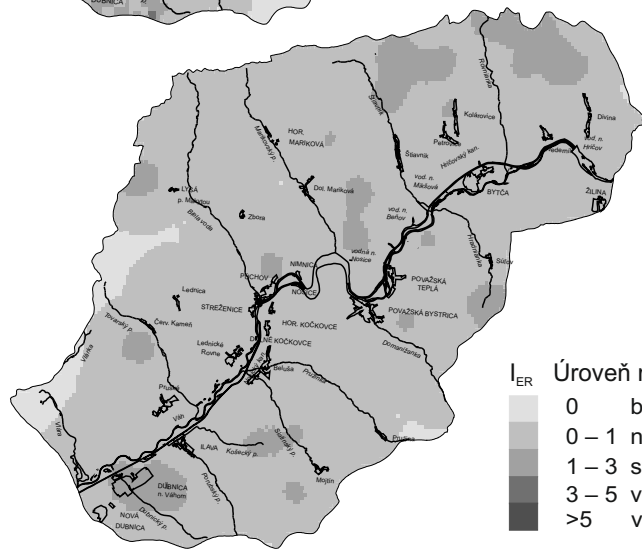


Povrchová voda



I_{ER} Úroveň rizika

0	bez rizika	(1 213)
0-1	nízke riziko	(10 585)
1-3	stredné riziko	(2 517)
3-5	vysoké riziko	(841)
>5	veľmi vysoké riziko	(1 118)

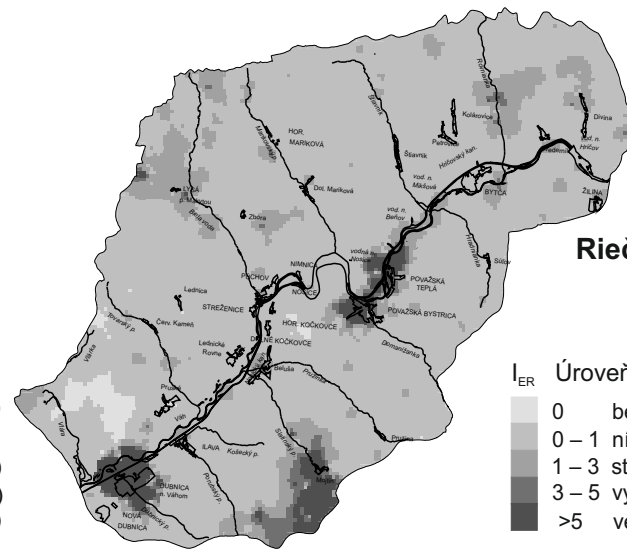


Pôdy



I_{ER} Úroveň rizika

0	bez rizika	(587)
0-1	nízke riziko	(14 133)
1-3	stredné riziko	(1 552)
3-5	vysoké riziko	(2)
>5	veľmi vysoké riziko	(0)



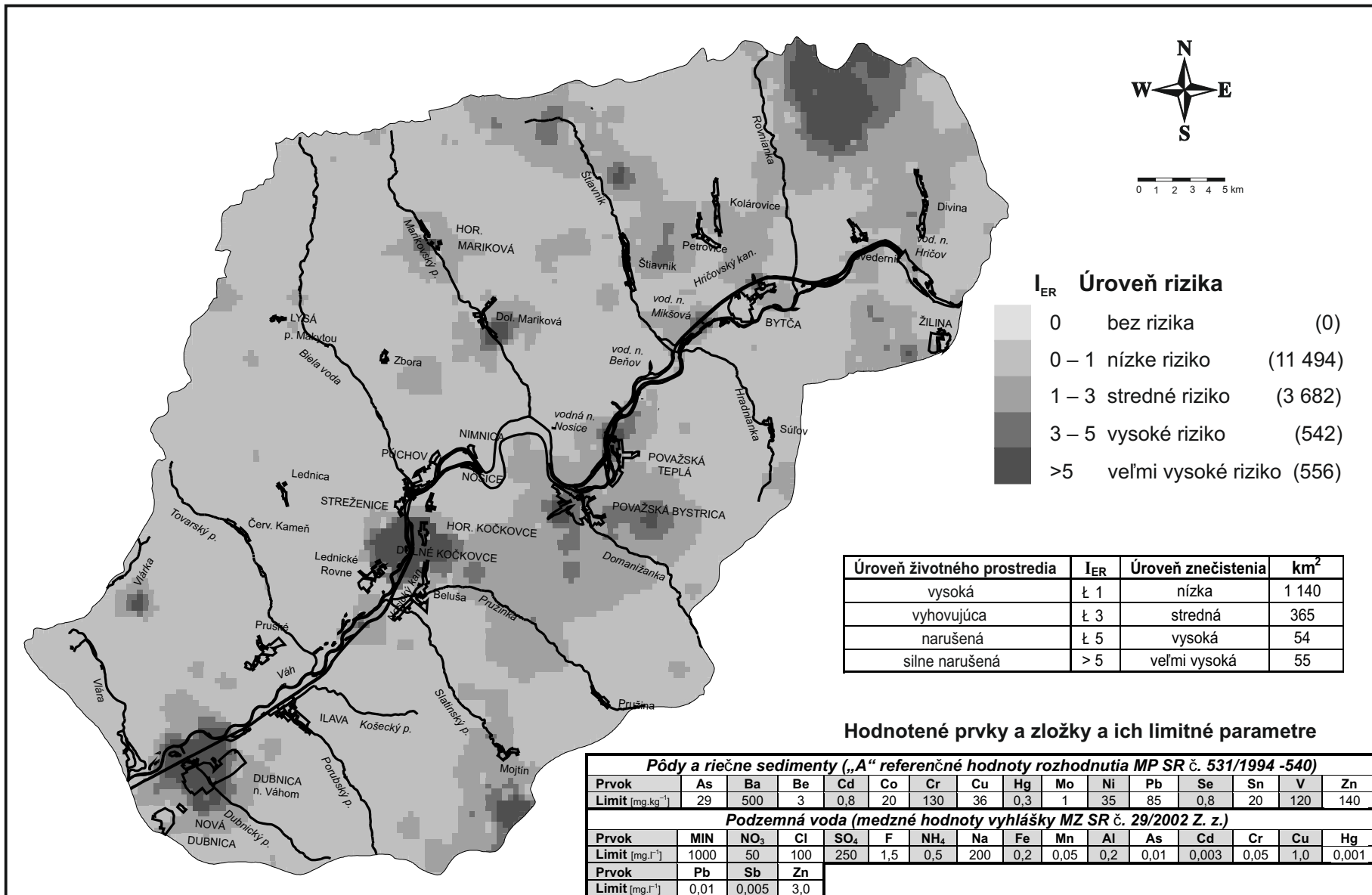
Riečne sedimenty



I_{ER} Úroveň rizika

0	bez rizika	(245)
0-1	nízke riziko	(13 342)
1-3	stredné riziko	(1 837)
3-5	vysoké riziko	(309)
>5	veľmi vysoké riziko	(541)

Poznámka: čísla v zátvorke uvádzajú počet prislúchajúcich štvorcov s plochou 0,1 km².



Obr. 17. Ohodnotenie environmentálneho rizika z kontaminácie geologických zložiek životného prostredia v regióne Stredné Považie. Zostavil S. Rapant, 2004.

CHKO Strážovské vrchy bola vyhlásená v roku 1989 na zabezpečenie ochrany prírodného prostredia dvoch orografických celkov – Strážovských vrchov a Súľovských skál. V tomto regióne dosahuje rozlohu 172,8 km². Bohatstvo flóry dokumentuje výskyt 27 úplne chránených a 3 čiastočne chránených druhov rastlín, medzi nimi viacero karpatských a západokarpatských endemitov a subendemitov – poniklec slovenský, klinček včasný, klinček lesklý, soldanelka karpatská, kostrava tatranská, stoklas jednoblobový, večernica snežná, kurička vápencová, chrastavec Kitaibeliov a panónsky endemit bodliak kopcový. V lesných spoločenstvách prevládajú bučiny, vo vyšších polohách jedľoabučiny. Zo vzácnych druhov bezstavovcov sú tu napríklad jasoné – červenooký a chochlačkový – a vidlochvosty – feniklový a ovocný. Zo stavovcov sa tu vyskytuje mlok vrchovský, užovka stromová aj hladká, sokol myšiar, sokol lastovičiar, jastrab veľký, jastrab krahulec, včelár lesný, orol skalný aj orol krikľavý, tetrov hlucháň, jariabok hôrny a skaliar pestrý. Z cicavcov – šeliem – tu žije medveď hnedý, rys ostrovid a vlk.

CHKO Biele Karpaty bola vyhlásená v roku 1979. Na tomto území dosahuje rozlohu 102,78 km². Predstavuje prírodné hodnoty v prostredí flyšového a bradlového pásma. V lesných spoločenstvách prevládajú bučiny, bukové dúbavy, lipové a jaseňové javoriny. Vzniká tu priamy kontakt panónskej a karpatskej flóry. Významné sú druhy: astra alpínska, všivec chochlatý, púpava Hoppého a vstavačovité. Zo živočíšnych druhov sa vyskytuje modlívka zelená, fúzač alpský, roháč obyčajný, jason červenooký, mlok veľký, bocian čierny, sokol rároh, výr skalný, rys ostrovid a mačka divá. V strednej časti CHKO má dominantné postavenie bradlové pásmo, ktoré vytvára malebné scenérie. Paleontologické a archeologické náleziská predstavujú bohaté kultúrne a prírodné dedičstvo.

CHKO Kysuce bola vyhlásená v roku 1984. V tomto regióne dosahuje rozlohu 227,16 km². Geologický podklad tvoria paleogénne horniny flyšového pásma. Na nich sú rozšírené lesné porasty bučín a jedľoabučín. Z horských druhov rastlín sa tu vyskytuje vstavač mužský a iné vstavačovité, horec luskáčovitý, mečík strechovitý, vachta trojlístá, plavúne, rosička okrúhlostá, lykovec jedovatý a rebrovka rôznelistá. Zo živočíšnych druhov je to medveď hnedý, rys ostrovid, vlk obyčajný, vydra riečna, bocian čierny, sova obyčajná a myšiarka ušatá.

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku jednotlivých maloplošných chránených území. V zátvorke za názvom sa nachádzajú tieto údaje: celková výmera, katastrálne územie, mapový list 1 : 50 000, prípadná príslušnosť k CHKO, rok vyhlásenia, prípadná novelizácia).

NPP Lance (3,030 5 ha, Omšenie, 35-21, CHKO Strážovské vrchy, 1987. Územie predstavuje travertínová terasa s cennou vegetáciou a mäkkýšovou faunou.

NPR Manínska úžina (117,63 ha, Považská Teplá, Záskanie, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 1967). Je to kaňonovitá dolina medzi Veľkým a Malým Maní-

nom s množstvom morfológických foriem. Geologické podložie tvoria prevažne jurské a spodnokriedové vápence.

NPR Podskalský Roháč (105,57 ha, Lieskov, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 1993). Územie predstavuje prirodzené lesné a nelesné spoločenstvá so zachovanou teplomilnou vegetáciou na vápencovom substráte s výskytom chránených a zriedkavých druhov rastlín. V súľovských zlepencoch sú početné skalné útvary – bašty, piliere, skalné okná a pod.

NPR Súľovské skaly (543, 23, Predmier, Súľov-Hradná, Bytča, Jablonové, Paština Závada, 25-42, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 1973). Skalné mesto vytvorené v súľovských zlepencoch s pozoruhodnými morfológickými tvarmi a so vzácnou flórou a faunou.

NPR Vápeč (75,38 ha, Horná Poruba, 35-21, 35-22, CHKO Strážovské vrchy, 1993). Po geologickej stránke sa prevažná časť morfológicky výrazných odkryvov viaže na hauptdolomit (norik), sčasti na sivé rohovcové vápence (norik). Charakteristická je vápnomilná kvetena, pozoruhodný je výskyt vstavačovitých.

NPR Vršatské bradlá (82,39 ha, Vršatské Podhradie, Pruské, Červený Kameň, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1970, 1986). Súčasť bradlového pásma – estetická a morfológická dominanta uprostred okolitých, hladko modelovaných paleogénnych flyšových hornín a ukážka pôsobenia selektívnej erózie.

NPR Vršatské hradné bralo (12,05 ha, Vršatské Podhradie, Pruské, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1970, 1986). Súčasť bradlového pásma – morfológicky výrazné bralá s vápnomilnou vegetáciou, na ktorých sú zrúcaniny stredovekého kamenného hradu.

PP Biely vrch (4,41 ha, Vršatské Podhradie, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1990). Územie predstavuje najrozsiahlejšie zachované čučoriedkové vresovisko s výskytom *Lycopodium clavatum* (plavúň obyčajný) v Bielych Karpatoch.

PP Bosmany (7,33 ha, Kostolec, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 1994). Územie predstavujú tri skalné veže rozostavené v jednej línii. Na hrebene je výrazne zoškrapovatený reliéf organodetritických vápencov podhorského súvrstvia. Výskyt charakteristických rastlinných a živočíšnych spoločenstiev vápencových skál.

PP Brezovská dolina (2,48 ha, Červený Kameň, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1989). Územie predstavuje hodnotnú ukážku kombinácie zosuvu a tvorby vápnitých penovcov s naviazanými rastlinnými spoločenstvami.

PP Briestenné (6,83 ha, Pružina, 35-22, CHKO Strážovské vrchy, 1992). Územie predstavuje morfológicky hodnotný súbor skalných útvarov typu skalných veží, okien a homolí v bazálnych karbonátových zlepencoch a brekciách v južnej časti Domanižskej kotliny.

PP Dračia studňa (7,58 ha, Bolešov, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1993). Územie predstavuje najmohutnejší a najrozsiahlejší penovcový útvar Bielych Karpát. Zaujímavý je aj hydrobiologicky a botanicky.

PP Hričovská skalná ihla (0,63 ha, Hričovské Podhradie, 25-42, 1965, 1989). Je to denudačný zvyšok pôvodne väčšieho brala – olistolitu, ktoré sa vplyvom mechanického pleistocénneho zvetrávania rozpadlo.

PP Hričovské rify (0,20 ha, Hričovské Podhradie, 25-42, 1990). Lokalita predstavuje odkryv olistolitov kriedových vápencov s paleontologickými nálezmi – litotamnií, dierkavcov a koralov – uprostred paleogénnych flyšových súvrství.

PP Krivoklátska tiesňava (9,7 ha, Krivoklát, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1989). Predstavuje v Bielych Karpatoch ojedinelý geomorfologický jav – tiesňavu v bradlovom pásme, zároveň je refúgiom mnohých vzácnych druhov rastlín a živočíchov.

PP Kysucká brána (0,61 ha, Rudinka, 26-31, 1973). Predstavuje významný (= typový) geologický profil kysuckej sekvencie bradlového pásma v údolí rieky Kysuce.

PP Lednické skalky (2,71 ha, Lednica, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1993). Územie čorštynských hľuznatých vápencových skaliek (bradlové pásmo) predstavuje refúgium teplomilných druhov rastlín a živočíchov, najmä hmyzu.

PP Poluvsianska skalná ihla (1,95 ha, Rajecké Teplice, 25-44, 1965). Ochrana ihly oddelenej zvetrávaním tvorenej dolomitom. Má veľkú vedeckú a estetickú hodnotu.

PP Prečínska skalka (3,78 ha, Prečín, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 1994). Územie predstavuje zachovaný, morfológicky hodnotný súbor skalných útvarov v súľovských zlepencoch – skalných veží, bášt, stĺpov a výklenkov.

PP Skalice (1,4 ha, Mikušovce, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1969). Bradlo čorštynských hľuznatých vápencov s výskytom mangánovej rudy.

PP Strošovský močiar (0,77 ha, Červený Kameň, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1989). Predstavuje ojedinelú ukážku zosuvného jazierka v Bielych Karpatoch s vitálnou populáciou *Salix silesiaca*, *Thelipteris palustris* a s prirodzeným výskytom smreka s *Poe chaixi* v podraсте.

PP Súľovský hrádok (16,28 ha, Súľov-Hradná, 25-44, CHKO Strážovské vrchy, 2001). PP je vyhlásená kvôli zabezpečeniu ochrany skalných útvarov paleogénnych súľovských zlepenčov s hojným výskytom vzácnych a ohrozených druhov rastlín a živočíchov.

PP Turianska skala (4,38 ha, Turie, 26-33, 1982). PP je vyhlásená na ochranu zriedkavého a typicky vyvinutého geomorfologického útvaru – obtočníka – s výraznou estetickou a krajnotvornou funkciou.

PP Jaskyňa Šarkania diera (Súľov-Hradná, Jablonové, 25-42, 25-44, 1979). Vytvorila sa v súvrství paleogénnych zlepenčov súľovského typu a má aj archeologický význam.

PR Červenokamenské bradlo (47,52 ha, Červený Kameň, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1969, 1986). Územie predstavuje bradlové tvrdoše jurských vápencov uprostred vrchnokriedového obalu.

PR Klapy (6,22 ha, Udiča, 25-44, 1993). Územie predstavuje výraznú krajinnú dominantu s členitým bralnatým hrebeňom jurských piesčito-krinoidových rohovcových a hlúznatých vápencov klapskej jednotky bradlového pásma.

PR Kostolecká tiesňava (29,8 ha, Kostolec, Záskanie, 25-44, 1970). Vznikla epigeneticky zarezaním potoka do vápencového brala Drieňovka. Bradlo budujú mezozoické, prevažne vápencové súvrstvia dogeru, malmu a neokómu. Eróziou tu je obnažený domatický priestor v zámku vrásky.

PR Lednické bradlo (14,28 ha, Lednica, 25-43, CHKO Biele Karpaty, 1969). Územie tvoria bradlové tvrdoše jurských vápencov s typickým príkladom selektívnej erózie. Nachádza sa tu aj vápencová vegetácia na prechodnom území panónskej a karpatskej flóry.

PR Rochovica (31,58 ha, Vranie, 26-31, 1972). Predmetom ochrany sú pravidelné strmé vápencové útesy v bradle kysuckej sekvencie vystupujúce z okolia flyšovej pahorkatiny. V lesných spoločenstvách sa vyskytujú vzácné teplomilné druhy, ktoré tu dosahujú jedno z najsevernejších rozšírení v SR.

PR Slnčné skaly (90,54 ha, Porúbka, 26-33, 1965). PR je vyhlásená na ochranu esteticky pôsobivého a morfológicky pestro tvarovaného dolomitového masívu s výskytom viacerých chránených a iných zriedkavých druhov rastlín a živočíchov.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Hydrogeologické pomery územia sú podmienené jeho geologicko-tektonickou stavbou, morfológickými, klimatickými a hydrologickými podmienkami. Tieto základné faktory ovplyvňujú vznik podzemnej vody, jej obeh, režim a akumuláciu v hydrogeologických štruktúrach. Formujú aj jej fyzikálno-chemické vlastnosti.

Územie Strážovských vrchov, Súľovských vrchov, Považského podolia, Bielych Karpát a Javorníkov je nerovnomerne preskúmané vrtnými prácami. Najväčšia hustota hydrogeologických vrtov je na území Ilavskej, Bytčianskej a Žilinskej kotliny. Pri charakteristike hydrogeologických pomerov územia vychádzame z výsledkov doterajších výskumných a prieskumných prác, ako aj nových prác, ktoré sú zhrnuté v práci Remšíka et al. (2004).

Obyčajná podzemná voda

Územie má zložitú geologickú stavbu, čo podmieňuje aj zložité hydrogeologické pomery. Podľa geologickej stavby je možné v tomto území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov, ktoré majú odlišné hydrofyzikálne vlastnosti horninového prostredia, iný obeh a režim aj chemické zloženie podzemnej vody. Sú to:

- hydrogeologický celok mezozoických hornín,
- hydrogeologický celok paleogénnych hornín,
- hydrogeologický celok neogénnych hornín,
- hydrogeologický celok kvartérnych hornín.

Hydrogeologický celok mezozoických hornín

Hydrogeologický celok mezozoických hornín zahŕňa mezozoické horniny centrálneho pásma Západných Karpát a bradlového pásma.

V centrálnom pásme, ktoré je budované veporikom (krížňanský a ďurčinský príkrov) a hronikom (považský príkrov, príkrov Ostrej Malenice a príkrov Homôľky), komplex hornín mezozoika charakterizuje veľmi pestré litologické zloženie hornín. Zastupujú ich ílovcové, ílovcovo-pieskovcové, resp. pieskovcové súvrstvia, sliene, dolomity a rozličné druhy vápencov. Od ich litologického charakteru ovplyvneného štruktúrne-tektonickými podmienkami závisí odlišnosť jednotlivých súvrství z hľadiska ich zvodnenia. Hydrogeologické kolekory tvoria mezozoické vápence, dolomity aj pieskovce jednotlivých príkrovov. Charakterizuje ich rôzna intenzita priepustnosti. Hydrogeologické izolátory sú najmä vápnité ílovce staršej až strednej kriedy veporika (krížňanského príkrovu), sliene s vložkami pieskovcov staršej kriedy a lunzské vrstvy hronika.

Najvýznamnejší kolektor s puklinovou až krasovo-puklinovou priepustnosťou sú stredno- až vrchnotriasové vápence a dolomity považského príkrovu, príkrovu Ostrej Malenice a príkrovu Homôľky. Triasové karbonáty tvoria 4 samostatné hydrogeologické štruktúry s nezávislým obehom a režimom podzemnej vody. V príkrove Homôľky je to štruktúra Sokola, Iliavky a východná časť štruktúry Baračka (Méryová et al., 2001).

Štruktúra Sokola sa nachádza v dolnej časti povodia Podhradského a Porubského potoka. Jej západný okraj je uťatý okrajovým zlomom, pričom štruktúra poklesáva pod sedimentárnu výplň Ilavskej kotliny. Dominantnú úlohu v odvodňovaní štruktúry majú zrejme priečne zlomy, resp. sústava zlomov s pokračovaním do Ilavskej kotliny. Vytvárajú tak podmienky na odvádzanie podstatnej časti podzemnej vody formou skrytého odtoku do susedného územia. V štruktúre chýbajú výdatnejšie pramene. Prevažne majú výdatnosť do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a odvodňujú iba pripovrchovú porušenú zónu karbonátov. Skrytý odtok podzemnej vody zo štruktúry v množstve od $8,0$ do $159,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v priemere $79,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, potvrdili výsledky hydrologickej bilancie za obdobie 1992 – 1994 (Méryová et al., 2001). Merný odtok podzemnej vody z karbonátov štruktúry na základe bilančného hodnotenia za obdobie 1992 – 1994 bol $5,6 - 12,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, v priemere $9,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Štruktúra Iliavky sa nachádza juhovýchodne od Iliavky (mestská časť Ilavy). Odvodňujú ju jednak pramene, jednak povrchové toky. Najvýznamnejšie pramene vyvierajú v údolí potoka Iliavka, kde celková výdatnosť skupiny 10 prameňov v rokoch 1982 až 1995 kolísala od $3,90$ do $25,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v priemere bola $7,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Okrem nich časť podzemnej vody vystupuje v prameňoch s výdatnosťou od $0,15$ do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Priemerný odtok podzemnej vody zo štruktúry, ako uvádzajú Méryová et al. (2001), je iba $4,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Táto hodnota je výrazne rozdielna oproti priemernej hodnote $12,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ zo štruktúry Baské, ktorú v susednom povodí a obdobných geologických a klimatických podmienkach uvádza Kullman (1990).

Plošne najmenšia štruktúra Baračky zasahuje do územia iba polovicou rozlohy. Odvodňovanie štruktúry je sústredené v údoliach Kolačinského potoka a potoka Teplička, a to skryte do tokov a celým radom prameňov vrstvomého a puklinového typu. Výdatnosť prameňov kolíše v rozmedzí $0,1$ až $7,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Značnú časť podzemnej vody drénuje povrchový tok Teplička, kde sa skrytý prítok do toku v rokoch 1992 – 1994 pohyboval od $2,0$ do $77,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v priemere $42,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Méryová et al., 2001). Na základe hydrologickej bilancie za roky 1992 – 1994 Méryová et al. (2001) uvádzajú merný odtok podzemnej vody od $11,0$ do $15,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, v priemere $13,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. V rokoch 1992 – 1993 bol skrytý prítok do štruktúry od $39,0$ do $69,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, ale v roku 1994 (veľmi vlhký rok) bol, naopak, stanovený skrytý odtok zo štruktúry v množstve $51,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Miesto možného skrytého prestupu je v oblasti Dubnica – Kolačín.

Najväčšiu a najvýznamnejšiu štruktúru tvoria triasové karbonáty považského príkrovu, príkrovu Ostrej Malenice a Homôľky medzi Rajcom, Zemianskou Zá-

vadou, Košeckým Podhradím a Čičmanmi, z ktorej sa v hodnotenom území nachádza iba juhozápadná a západná časť (asi polovica plochy štruktúry). Predstavuje brachysynklinálu pretiahnutú v smere SV – JZ, s centrálnou časťou vyplnenou sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu. Podzemná voda štruktúry vystupuje na povrch v piatich pramenných oblastiach, z ktorých štyri sa nachádzajú v hodnotenom území (Šalaga a Hornung, 1974), a to:

1. oblasť medzi Sádočným a Domanižou – $238,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
2. oblasť výverov „Čertova skala“ pri Počarovej – $116,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
3. oblasť Trstia a Pružiny – $416,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$,
4. oblasť Mojtnín – Horná Poruba – $18,0 - 79,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Mimo hodnoteného územia je pramenná oblasť medzi Čičmanmi a Fačkovom, v ktorej vystupuje okolo $130,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody. Pramene tu dosahujú výdatnosť od niekoľko l/s až viac ako 100 l/s.

Zo štruktúry karbonátov medzi Rajcom a Košeckým Podhradím sa celkove dokumentovalo okolo $950,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ puklinovo-krasovej vody, ktorá je v súčasnosti prevažne zachytená a využíva sa. Na základe analógie so susednou oblasťou Žihľavníka Šalaga a Hornung (1974) a Kullman (in Hanzel et al., 1984) predpokladajú pre túto štruktúru priemerný odtok podzemnej vody $10,0 - 11,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Pre uvažovanú infiltračnú oblasť štruktúry $174,0 \text{ km}^2$ to potom predstavuje od $1\,700,0$ do $1\,800,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, z čoho rezultuje deficit zo štruktúry $700,0 - 800,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Po zvážení nepresností z dokumentovania zdrojov Kullman aj Šalaga predpokladajú, že v štruktúre sa nachádza ešte asi $500,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ nevyužitých zdrojov, z ktorých veľká časť sa podieľa na hlbinej cirkulácii (termálna voda v Rajeckých Tepliciach). Spresnenie týchto názorov by si vyžadovalo sústavné meranie všetkých zachytených prameňov v štruktúre.

Štruktúra sa dopĺňa prevažne infiltráciou zo zrážok. Pre dopĺňanie podzemnej vody je rozhodujúce obdobie jarného topenia snehu (marec – máj). V jesenných a zimných mesiacoch sa štruktúra vyprázdňuje (Šalaga a Hornung, 1974).

Veľkú časť hodnoteného územia Strážovských vrchov tvoria sedimenty spodnej a strednej kriedy, čiastočne aj jury krížňanského príkrovu. Väčšinou sú to slieňce, slieňovce a pieskovce strednej kriedy, ktoré z hľadiska zvodnenia nie sú zvlášť priaznivé. Plnia skôr funkciu hydrogeologického usmerňovateľa cirkulácie podzemnej vody nadložných štruktúr karbonátov považského príkrovu, príkrovu Ostrej Malenice a Homôľky, ako aj sedimentov vnútrokarpatského paleogénu. V prípade nižšieho podielu slienitej zložky a väčšieho zastúpenia vápencov môžu vytvárať podmienky na obmedzenú akumuláciu podzemnej vody, najmä v podpovrchovej porušenej zóne. Poukazujú na to aj zvýšené hodnoty merného odtoku podzemnej vody z povodia Porubského potoka, ktorých hodnota podľa Méryovej et al. (2001) je $4,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ za obdobie 1992 až 1994. Sedimenty kriedy sú drénované povrchovými tokmi a odvodňujú ich pramene, ktoré však vzhľadom na litologické zloženie a hydraulické vlastnosti nemajú väčšiu výdatnosť, prevažne iba do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V prípade väčšieho poru-

šenia horninového masívu a menšieho obsahu slienitej zložky môže byť výdatnosť okolo $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Podstatnú časť podzemnej vody postupne drénujú povrchové toky.

Pomerne veľké územie zaberajú škvrité vápence a sliene jury (fleckenmergel) krížňanského príkrovu v povodí Dubnického potoka ($17,2 \text{ km}^2$), porušené priečnym dubnickým zlomom. V dôsledku drenážneho účinku tohto zlomu, ktorý zasahuje až do štruktúry karbonátov Iliavky, a litologického charakteru sedimentov sú aj ich hydraulické vlastnosti priaznivejšie. Prejavilo sa to vo vyššej výdatnosti prameňov a vo zvýšenom odtoku podzemnej vody z povodia. Najvyššia výdatnosť prameňov je od $0,85$ do $3,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Merný odtok podzemnej vody za obdobie 1992 až 1994 je vyšší ako zo sedimentov kriedy a jeho priemerná hodnota predstavuje $5,16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ (Méryová et al., 2001).

Hydrogeologické izolátory, tvorené prevažne nepriepustnými horninami, sú najmä vápnité ílovce spodnej až strednej kriedy veporika (krížňanského príkrovu), sliene s vložkami pieskovcov spodnej kriedy a lunzské vrstvy hronika. Odvodňujú ich prevažne sutinové pramene s výdatnosťou od $0,1$ do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, viazané najmä na zónu zvetrávania. Priemerný merný odtok podzemnej vody z týchto hornín sa pohyboval do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$.

Bradlové pásmo sa nachádza v centrálnej časti zmapovaného regiónu. Tiahne sa po ľavej (manínska a klapská jednotka) aj pravej (klapská, drietomská, kysucká a čorštynská jednotka) strane Váhu, pričom najmenšiu plochu z nich zaberá bradlové pásmo s. s. Bradlové pásmo buduje pohorie Bielych Karpát, časti Javorníkov a Strážovských vrchov.

Vo vrstvovom slede jednotiek týchto pásiem takmer chýbajú triasové horniny, najmä vápence a dolomity. Jursko-spodnokriedové horniny predstavujú najmä rozličné druhy vápencov (detritické, rohovcové, hľuznaté, ílovité a pod.), sliene, bridlice a rádiolarity s pomerne malou hrúbkou (väčšinou niekoľko desiatok metrov). Pokiaľ ide o plošný rozsah aj hrúbku, dominujú kriedovo-paleogénne horniny. V kriedovo-paleogénnych sedimentoch sa miestami vyskytujú aj hrubšie súvrstvia pieskovcov alebo zlepencov (prvé stovky metrov). Intenzívne tektonické postihnutie územia spôsobilo, že súbory hornín sú detailne prevrásnené a rozbité na šupiny či celý rad menších alebo väčších fragmentov (bradiel, brál).

Rozpukané a skrasovatené časti telies čistých vápencov v spomínaných pásmach fungujú ako hydrogeologické kolektory s puklinovo-krasovou priepustnosťou, zatiaľ čo v iných, menej čistých vápencoch sa uplatňuje iba puklinová priepustnosť. Ílovito-bridličnaté horniny, bridlice a sliene tvoriace obal bradiel sú relatívne nepriepustné a tvoria hydrogeologický izolátor. S ich určitou priepustnosťou je možné počítať v rámci pripovrchovej a zvetranej zóny. K významným hydrogeologickým kolektorom s puklinovou priepustnosťou patria súvrstvia pieskovcov a zlepencov v kriedovo-paleogénnom komplexe hornín. V prípade flyšových súborov tohto komplexu je hydrogeologickým kolektorom pripovrchová zóna.

V bradlovom pásme dominujú hydrogeologicky relatívne nepriepustné a málo priepustné horniny. Malá plocha aj hrúbka jurských a spodnokriedových vápencov ako kolektorov podzemnej vody, ich vzájomná izolácia a uzavretosť v nepriepustných a málo priepustných horninách v celom rade väčších či menších bradiel (brál) neumožňujú väčšiu infiltráciu ani sústredenie väčšieho množstva podzemnej vody. Obeh podzemnej vody je plytký a obmedzený. Sústreďuje sa mimo zvetranej pripovrchovej zóny (sutinové pramene) len na vlastné telesá vápencov (bradiel). Voda prestupuje v rozpukaných a zárodočne skrasovatenej vápencoch a na styku s nepriepustnými kriedovými horninami, ktoré bradlá obaľujú, vystupuje na povrch v prameňoch. Možno tu teda hovoriť o relatívne obmedzenom puklinovo-krasovom a puklinovom režime vo vlastných bradlách. Z tohto obrazu sa vyníma oblasť vršatských bradiel (s prevládajúcou čorštynskou jednotkou) a oblasť Butkova (manínska jednotka). Najmä jurské vápence tam tvoria bradlá s väčšou rozlohou ako na iných miestach, čo sa prejavuje aj vyššou výdatnosťou prameňov v týchto oblastiach.

Strednokriedové až paleogénne sedimenty, ktoré dominujú, reprezentujú najmä sedimenty flyšového charakteru (sliene, ílovce, pieskovce a zlepenec). Striedanie sliňov, ílovcov a pieskovcov tak isto nevytvára priaznivé podmienky na obeh a významnejšiu akumuláciu podzemnej vody. Významnejšie sú súvrstvia pieskovcov alebo zlepenecov, kde sa uplatňuje vlastný puklinový režim podzemnej vody. Podzemná voda vystupuje na povrch v prameňoch na styku pieskovcov a bridlíc, resp. sliňov (bariérové pramene) alebo v podobe vrstvových, puklinových a sutinových prameňov. Prevládajú vrstvové a sutinovo-vrstvové pramene. Často sú to iba plošné zamokrené miesta s minimálnym alebo žiadnym odtokom podzemnej vody.

Pramene v bradlovom pásme dosahujú výdatnosť prevažne $0,01 - 0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v oblasti vršatských bradiel $0,2 - 2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, extrémne aj viac, pramene v oblasti Butkova dosahujú výdatnosť do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Extrémne vysoká výdatnosť vrtu MN-1 ($105 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení hladiny vody o 4,0 m) sa zistila v Manínskej úžine. Vysoká výdatnosť vrtu (aj prameňov) vo vzťahu k rozlohe Manínskeho bradla (asi 5 km^2), ako aj zvýšená teplota vody ($17 - 18 \text{ }^\circ\text{C}$) poukazuje na možnosť hydrogeologického prepojenia (zlom) podzemnej vody paleogénnych zlepenecov severnej časti prečínsko-hričovskej synklinály a manínskeho bradla (Kullman, 1973).

Režim podzemnej vody v bradlovom pásme ovplyvňujú atmosférické zrážky, najmä jarňé topenie snehu. V suchých obdobiach (koniec leta a jeseň) výdatnosť prameňov výrazne klesá, viaceré aj vysychajú (sutinové pramene).

Hydrogeologický celok paleogénnych hornín

Paleogénne horniny reprezentujú sedimenty flyšového pásma, ktoré budujú Biele Karpaty a Javorníky, a paleogénne sedimenty ležiace na príkrovoch centrálnych Západných Karpát, ktoré budujú Súľovské vrchy, Žilinskú kotlinu

a v rámci nej aj Rajeckú kotlinu. Flyšové pásmo predstavuje magurská a bielokarpatská skupina príkrovov zložená z flyšu s rôznym pomerom ílovcov a pieskovcov.

Kolektory podzemnej vody vo flyšovom pásme tvoria pieskovce, charakterizované puklinovou priepustnosťou. Ílovce sú vo funkcii hydrogeologického izolátora. Toto územie charakterizuje prevažne plytký obeh podzemnej vody viazanej na pokryvné zvetraninové útvary, zónu rozvoľnenia a zvetrania, ako aj tektonické porušenie nad eróznou bázou. Prevažná väčšina infiltrovanej zrážkovej vody odteká viac-menej konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom. Územie sa odvodňuje formou sutinových, puklinových a puklinovo-vrstvových prameňov alebo rozptýleným prítokom do povrchových tokov. Často sú to iba plošne zamokrené miesta s minimálnym alebo žiadnym odtokom podzemnej vody. Sutinové pramene majú obyčajne len nízku výdatnosť (do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) a v bezzrážkovom období obyčajne vysychajú. Relatívne vyššiu priemernú výdatnosť (viac ako $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) dosahujú puklinové a puklinovo-vrstvové pramene drénujúce tektonické zóny, územia budované pieskovcovými súvrstviami alebo flyšom s prevahou pieskovcov nad ílovcami alebo rozsiahlejšie zóny zvetrávania a rozvoľnenia vhodného morfológického charakteru vo väčšej nadmorskej výške.

Podľa hydrofyzikálnych vlastností sedimentov vo flyšovom pásme zmapovaneho regiónu môžeme vyčleniť tri hydrogeologicky odlišné typy hornín:

- súvrstvia v pieskovcovom vývoji predstavujúce kolektory podzemnej vody,
- súvrstvia flyšového charakteru s prevahou pieskovcov alebo ílovcov,
- súvrstvia v ílovcovom vývoji predstavujúce izolátory podzemnej vody.

Súvrstvia v pieskovcovom vývoji tvoria hlavné kolektory podzemných vôd vo flyšovom pásme. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou, viazanou na pukliny tektonického pôvodu a pukliny zvetrávania. Patria k nim solánske súvrstvie bystrickej jednotky, solánske súvrstvie a pasierbiecke pieskovce račianskej jednotky. V Javorníkoch pramene v pieskovcovom solánskom súvrství bežne dosahujú výdatnosť do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a na tektonických zónach v oblasti Malý Modlatín – Malinovská až $0,8$ do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V Bielych Karpatoch, kde dominuje bielokarpatská jednotka, sa výdatnosť prameňov pohybovala od $0,01$ do $3,50 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prevažne však v rozmedzí $0,01 - 0,32 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Pieskovcové súvrstvia charakterizuje hodnota merného odtoku podzemnej vody $3,4 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Marcin in Remšík et al., 2004).

K súvrstviu flyšového charakteru s prevahou pieskovcov alebo ílovcov patria svodnické súvrstvie, ondrašovecké, javorinské, rajkovecké a malcovské vrstvy bielokarpatskej jednotky, belovežské a vychylovské súvrstvie, bystrické vrstvy bystrickej jednotky, cebulské, belovežské, vychylovské a zlínske súvrstvie a kýčerské a vsetínske vrstvy račianskej jednotky. Táto skupina v porovnaní s prvou sa vyznačuje drobnou až hruborytmickým vývojom pieskovcovo-ílovcového súvrstvia, resp. prevahou pieskovcov v niektorých častiach súvrstvia. Jeho zvodnenie sa viaže na pukliny, zóny zvetrania a pukliny tektonického pôvodu. Značné

rozdíly v priepustnosti a zvodnení sú podobne ako pri pieskovcových vrstvách podmienené stupňom porušenia, pričom významnú úlohu tu hrá zastúpenie ílovcových vrstiev. Ich prítomnosť v zóne zvetrania a rozvoľnenia znižuje priepustnosť a zvodnenie celého súvrstvia. Z hľadiska získavania podzemnej vody sú významnejšie flyšové súvrstvia s prevahou pieskovcov (javorinské, rajkovecké a kýčerské vrstvy). Bežná výdatnosť prameňov vo flyšových súvrstviach sa pohybuje v rozmedzí $0,1 - 0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Tieto súvrstvia charakterizuje hodnota merného odtoku podzemnej vody $2,2 - 4,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Marcin in Remšík et al., 2004).

Súvrstvia v ílovcovom vývoji predstavujúce izolátory podzemnej vody zastupujú najmä lačné slieňovce bystrickej jednotky a pestré vrstvy (červené a zelené ílovce s ojedinelými polohami pieskovcov) račianskej jednotky. Ílovce predstavujú viac-menej plastické a relatívne nepriepustné horniny, v ktorých sa neuplatňujú účinky trieštivej tektoniky, naopak, eliminujú časť tlakov a zabraňujú porušeniu okolitých hornín. Pri porušení uzatvárajú a tesnia vlastné pukliny a čiastočne aj pukliny okolitých hornín. Ich priepustnosť a zvodnenie sú preto veľmi nízke a plnia skôr funkciu hydrogeologického izolátora. Tieto súvrstvia podľa analógie môžu dosahovať priemerný merný odtok podzemnej vody menej ako $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Paleogénne sedimenty ležiace na príkrovoch centrálnych Západných Karpát a čiastočne azda aj na bradlovom pásme predstavuje podtatranská a hričovsko-žilinská skupina.

Významný kolektor podzemnej vody zo sedimentov centrálnokarpatského paleogénu je súľovské súvrstvie. Tvoria ho karbonátové zlepenca a brekcie s polohami pieskovcov – štruktúra prečínsko-hričovskej synklinály. Vápnitý tmel podmieňuje okrem puklinovej priepustnosti čiastočne aj medzizrnovú priepustnosť. Tmel je prúdením vody často vylúhovaný, takže v zónach tektonického porušenia sa vytvárajú pseudokrasové dutiny a kanály podmieňujúce krasovo-puklinovú priepustnosť. Podľa Šalagu et al. (1995) hodnoty koeficientu prietochnosti (T) zlepcov sa obvykle pohybujú od $3,0$ do $5,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V zónach intenzívneho tektonického porušenia je $T = 1,0 - 3,0 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, v zónach bez výraznejšieho tektonického porušenia a skrasovatenia môže byť hodnota T rádo-vo $n \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Priemerný koeficient prietochnosti je $9,14 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Priaznivé hydraulické vlastnosti zlepcov paleogénu v dôsledku ich tektonického porušenia a skrasovatenia, ako aj ich veľké nahromadenie v depresných častiach štruktúry podmieňujú výnimočne dobré podmienky na akumuláciu podzemnej vody. Súľovské súvrstvie (zlepenca) podľa Šalagu a Hornunga (1974) charakterizuje hodnota merného odtoku podzemnej vody $7,5 - 8,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pre oblasť Lietavy Šalaga et al. (1995) uvádzajú merný odtok podzemnej vody zlepcov až $10,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Výstupy podzemnej vody z komplexu zlepcov sú sústredené do 4 pramených oblastí (Šalaga a Hornung, 1974):

- a) oblasť Manínskej úžiny,

- b) oblasť Zemianskeho Kvašova, Praznova a Prečina,
- c) oblasť Čertovej skaly pri Domaniži,
- d) oblasť Lietavy, Babkova a Jasenového.

V západnom krídle súľovskej antiklinály sa v komplexe zlepcov nenachádzajú významnejšie pramene. Väčšina prameňov puklinového, vrstvomého alebo druhotne sutinového charakteru má výdatnosť menej ako $2,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Výsledky hydrogeologického prieskumu v Manínskej úžine (Kullman, 1973) umožňujú predpokladať, že bralá Manína a Drieňovky tvoria jeden hydrogeologický celok mierne sa ponárajúci na V až VJV, ktorý je hydrogeologicky spojený so zlepcami paleogénu severnej časti prečínsko-hričovskej synklinály na tektonickom kontakte. Pramene v Manínskej úžine, pôvodne so sumárnou výdatnosťou $40,3$ až $158,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, sa viažu na súvrstvie piesčitých a krinoidových vápencov jury vynárajúcich sa z nadložného súvrstvia slieňov, slienitých bridlíc a pieskocov kriedy vo forme ležatej vrásky s rozlohou $4,9 \text{ km}^2$. Malá rozloha brala a zvýšená teplota vody ($13 - 18 \text{ }^\circ\text{C}$) poukazujú na hlbší obeh a vzdialenejšiu infiltračnú oblasť. Infiltračnou oblasťou sú karbonatické zlepenice severnej časti prečínsko-hričovskej synklinály zaberajúce rozlohu $19,8 \text{ km}^2$. Prestup podzemnej vody na juh z tejto časti synklinály v oblasti Kostelec – Vrchteplá znemožňuje j. od priečneho zlomu bariéra vysoko ležiacich, hydrogeologicky menej priepustných sedimentov kriedy. Vhodná tektonika územia umožňuje usmernenie podstatnej časti podzemnej vody zlepcov k tektonickému kontaktu so súvrstviami manínskeho brala a jej výstup týmito sedimentmi na povrch pri sv. okraji brala na styku so sedimentmi kriedy. Hydrogeologický vrt MN-1 vyhlbený v pramenisku v Manínskej úžine dokumentoval výdatnosť $102,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (pri znížení o $4,0 \text{ m}$). Na trvalý odber sa odporučilo $70,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ s možnosťou vyrovnávania výdatnosti pri jej prípadnom poklese na menej ako $70,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Južne od línie Kostelec – Vrchteplá – Malá Čierna sedimenty centrálnokarpatiského paleogénu Súľovskej vrchoviny sa odvodňujú prevažne do povodia Domanižanky. Najvýdatnejšie pramene v tejto oblasti sú jv. od Zemianskeho Kvašova (pramene Kráľovská 2 a bariérový prameň Bystré pri obci Praznov s výborným stupňom stálosti a priemernou výdatnosťou $8,6 - 10,7 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$). Z hľadiska zdrojov vody je významné aj okolie obce Prečín, kde v okrajovej časti čiastkovej prečínskej synklinály vrt RK-25 overil výdatnosť $22,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení hladiny vody o $5,0 \text{ m}$. Vrtom overená veľká hrúbka súvrstvia zlepcov ($554,80 \text{ m}$) vytvára vhodné podmienky na väčšiu akumuláciu podzemnej vody. Podzemná voda zo zlepcov po strmo uklonených poruchách prestupuje aj do fluviálnych sedimentov Domanižanky, resp. skryto do povrchového toku (80 až $130,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) (Šalaga a Hornung, 1974). Z významnejších prameňov v širšom okolí Prečina možno uviesť ešte prameň Biela voda pri obci Bodiná s priemernou výdatnosťou $14,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, výver v koryte Domanižanky pri styku zlepcov s manínskou jednotkou s výdatnosťou $5,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a zistili sa aj skryté prestupy do potoka Bodianka v úseku Bodiná – Prečín.

Výstupy podzemnej vody v oblasti Čertovej skaly pri Domaníži sú podmienené zlomovými poruchami smeru SV – JZ, resp. SZ – JV pri západnom okraji Domanížskej kotliny. Časť vody vyviera na ľavej strane koryta z vertikálnych puklín nad eróznou bázou Domanížanky – skupina prameňov Čertova skala – a časť vody vyviera priamo do starého koryta Domanížanky. Vystupujúca podzemná voda sa viaže nielen na zlepcové súvrstvie paleogénu, ale aj na komplex karbonátov Zliechovskej vrchoviny. V mieste výverov bol vyhlbený vrt RK-24, ktorý dokumentoval výdatnosť 158,6 l . s⁻¹ pri znížení o 4,50 m. V rokoch 1972 – 1973 bol podľa meraní priemerný odtok z prameniska 116,0 l . s⁻¹ (Šalaga a Hornung, 1974). Širokoprilovým vrtom HD-1 vyhlbeným v blízkosti vrtu RK-24 sa čerpacou skúškou dokumentovala maximálna výdatnosť 133,0 l . s⁻¹ pri znížení hladiny o 7,35 m. Výdatnosť prameniska v priebehu čerpacej skúšky poklesla zo 116,0 l . s⁻¹ na 35,0 l . s⁻¹ (Šalaga a Hornung, 1974). Tým sa dokumentovala možnosť zvýšeného odberu pod eróznou bázou prameniska so zlepšením o 52,0 l . s⁻¹.

Zlepence paleogénu vystupujú na povrch aj pri južnom ohraničení Žilinskej kotliny a v západnej časti kotliny, a to v oblasti brezianskej brachysynklinály a súľovskej brachyantiklinály. Komplexy zlepencov tu ležia na slabo priepustných horninách križňanského príkrovu alebo na sedimentoch jury a kriedy bradlového pásma a vytvárajú súľovsko-breziansku štruktúru zlepencov (Šalaga et al., 1995). Z hydrogeologického hľadiska významný drenážny prvok je regionálna zlomová porucha prebiehajúca od Prečína cez Bodinú a Súľov k Paštinej Závade s vyznievaním pri Ovčiarsku (prečínsko-súľovská zlomová porucha). Usmerňuje pohyb podzemnej vody z morfológicky najvyššie položenej oblasti severne od obce Súľov do oblasti medzi Hričovským Podhradím a Peklinou, kde pokračovanie pásma zlepencov tektonicky obmedzujú nepriepustné sedimenty bradlového pásma. Napriek tomu, že najnižšie položená erózna báza celej štruktúry je medzi Hričovským Podhradím a Peklinou, v tejto oblasti nie sú známe významnejšie vývery podzemnej vody v dôsledku prekrytia súľovského súvrstvia v brachysynklinálnom závere súvrstviem flyšu so zlepencami. Časť podzemnej vody tu zrejme prestupuje do súľovského súvrstvia v podloží flyšovej výplne susednej brezianskej brachysynklinály. Podstatná časť podzemnej vody štruktúry sa odvodňuje v mieste nízko položenej eróznej bázy pod obcou Lietava a v doline Pastúch pri Babkove so sumárnym odtokom 90,0 – 120,0 l . s⁻¹ (Šalaga et al., 1995). Menšie množstvo podzemnej vody vyviera v erózných bariérových prameňoch na obvode alebo vnútri štruktúry. Prieskumné hydrogeologické vrty ŽK-5 a HŽK-5 východne od prečínsko-súľovského zlomu (medzi Paštinou Zavadou a Peklinou) zachytili hlavnú tektonickú poruchu v hĺbke 310 – 330 m a overili veľmi vysokú priepustnosť zlepencov v zóne tektonického porušenia. Sumárna výdatnosť vrtov overená spoločnou prelivovou skúškou bola 88,30 l . s⁻¹. Zásoby podzemnej vody v štruktúre sa v podstatnej miere dopĺňajú priamou infiltráciou zrážok do komplexu zlepencov. Podzemná voda plytšieho obehu, okrem prameňov s malou

výdatnosťou, sa čiastočne drénuje aj povrchovými tokmi (napr. Hradnianska v úľľabine v úseku pod Súľovským hradom).

Komplex karbonátových hornín bazálneho paleogénu a „chočského“ príkrovu v podloží flyšovej výplne v južnej časti Žilinskej kotliny medzi Turím a Strečnom vytvára stráňavskú hydrogeologickú štruktúru (Šalaga et al., 1995). Je to synklinála, z väčšej časti prekrytá nepriepustným izolátorom. To podmieňuje napätý režim zvodne s pozitívnou úrovňou hladiny podzemnej vody. Priepustnosť triasových dolomitov je prevažne puklinová, v zlepencoch prevažuje krasovo-puklinová. Stála výdatnosť vrtov ($30,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ – HŽK-2, a $16,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ – HŽK-3) poukazuje na dostatočnú hrúbku karbonátových hornín na akumuláciu podzemnej vody v štruktúre a priaznivé podmienky na dopĺňanie zásob podzemnej vody z príľahľých masívov (Lúčanská Fatra). Zvýšená teplota a chemické zloženie vody poukazujú na jej hlbší obeh. Štruktúra sa prirodzene odvodňuje prostredníctvom vyzdvihnutého bloku karbonátov chočského príkrovu a nadložných zlepencov na priečnom zlome sz.-jv. smeru prebiehajúcim východne od Stráňav. Tento blok je pri Strečne narezaný riekou Váh, kde podzemná voda v mieste najnižšej eróznej bázy skryto prestupujú do vodného toku. Sumárne množstvo podzemnej vody overené vrtnými prácami nepresahuje $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je to zrejme výrazne menej, ako sú infiltračné a akumulačné možnosti štruktúry.

Flyšové súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu buduje podstatnú časť Žilinskej kotliny. Vystupuje aj v útržkoch na styku s bradlovým pásmom pri Hričovskom Podhradí, Ovčiarsku, Strážove a v Domanišskej a Rajeckej kotline. Mladá, paleogénna zlomová tektonika spôsobila rozlámanie vcelku subhorizontálne uloženého súvrstvia na bloky s vertikálnymi posuvmi. Tým sa narušila cirkulácia podzemnej vody v rámci hrubších, regionálne rozšírených polôh pieskovcov. Sedimenty flyšového súvrstvia charakterizuje obmedzená cirkulácia podzemnej vody. Obeh podzemnej vody sa viaže na pomerne plytkú pripovrchovú zónu (do $20,0 \text{ m}$), ktorá sa odvodňuje vo forme málo výdatných erózných, vrstvových a druhotne sutinových prameňov alebo rozsiahlejším zamokrením na dne dolín, prípadne skrytými prestupmi do povrchových tokov a ich náplavov. Väčšina prameňov má výdatnosť do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, výnimočne do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, so značným kolísaním v priebehu roka. Menej priaznivé hydraulické vlastnosti prechodného (terchovského) súvrstvia (flyš s polohami zlepencov) dokumentujú výsledky z niekoľkých hydrogeologických vrtov. Na základe nich je možné súvrstvie charakterizovať koeficientom prietočnosti s hodnotou okolo $T = 1,22 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Pre toto súvrstvie aj sedimenty hričovsko-žilinskej skupiny Šalaga a Hornung (1974) uvádzajú merný odtok podzemnej vody v rozmedzí $1,6 - 5,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov nad pieskovecami (domanišské súvrstvie) je relatívne nepriepustné a vystupuje ako hydrogeologický izolátor. Merný odtok podzemnej vody v tomto súvrství sa pohybuje okolo $1,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ a menej.

Hydrogeologický celok neogénnych hornín

Sedimenty neogénu v zmapovanom území vystupujú na niekoľkých malých odkryvoch pri Sverepci a Visolajoch. V podloží kvartérnych sedimentov na okraji údolia Váhu pri Sverepci sú tieto sedimenty v hĺbke 4,3 m a dosahujú hrúbku 43 m. Sú známe aj z podložia kvartéru Ilavskej kotliny z výsledkov lokálnych hydrogeologických prieskumov v oblasti Pruského (Dujčík, 1969, 1974). Na báze sa nachádzajú kľáčianske zlepence vo forme dvoch subfácií, a to zlepenčovej a pieskovčovej. Predstavujú kolektory podzemnej vody a dominuje tu puklinová priepustnosť. Nad kľáčianskymi zlepencami je pelitické čausianske súvrstvie tvorené vápniťmi filmi a ílovcami. Je nepriepustné a má charakter hydrogeologického izolátora. Jeho funkcia je predovšetkým vo vytváraní bariér a vytvára aj nepriepustné podložie pre pohyb vody v kvartérnych sedimentoch a usmerňuje ich tok. Striedanie nepriepustných a nepravidelných polôh ílov a ílovcov s priepustnými polohami zlepenčov, pieskovčov, resp. pieskov vytvára v kolektoroch napätú hladinu podzemnej vody (Pruské), ako aj vzájomne izolované horizonty podzemnej vody. Preto obeh aj dopĺňanie podzemnej vody sú obmedzené. Vyšší stupeň zvodnenia môžu dosahovať neogénne sedimenty v spojení s nadložnými kvartérnymi štrkovými sedimentmi. Na niektorých miestach môže významnú úlohu zohrávať aj tektonika na okraji údolia Váhu, ktorá má funkciu drénu a odvodňuje neogénne súvrstvia, najmä tie, ktoré sú v bezprostrednom kontakte s kvartérom. Pre malé plošné rozšírenie sa v sedimentoch neogénu nachádza iba niekoľko prameňov, ktoré odvodňujú neogénne zlepence spolu s nadložnými kvartérnymi štrkami terás v oblasti Visolaje – Sverepec a dosahujú výdatnosť do $0,25 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Neogénne sedimenty môžeme charakterizovať len na základe litologického zloženia hornín navŕtaných hydrologickým vrtom HV-1 v neogénnych íloch a zlepencoch. Dokumentovala sa výdatnosť $0,043 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ pri znížení o 7,0 m (hladina pred čerpaním 6,4 m, hĺbka vrtu 19,5 m). Hydrogeologický vrt HPH-1, ktorý bol hlboký 200 m a prenikol cez súvrstvie ílov, pieskov a zlepenčov, overil veľmi nízku výdatnosť 3 izolovaných horizontov, $0,16 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pričom hladina pred čerpaním mala pozitívnu úroveň, resp. preliv $0,022 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydrogeologický celok kvartérnych hornín

Z pohľadu akumulácie podzemnej vody majú v hodnotenom území významné postavenie kvartérne horniny. Tieto horniny zahŕňajú deluviálne sedimenty (hliny a sutiny), deluviálno-fluviálne a deluviálno-proluviálne sedimenty. Najlepšie prostredie na infiltráciu a akumuláciu podzemnej vody vytvárajú fluviálne sedimenty uložené v údolí Váhu (Žilinská, Bytčianska a Ilavská kotlina) a v bočných dolinách, ktoré doň ústia.

Fluviálne sedimenty Váhu v západnej a južnej (ľavostrannej) časti Žilinskej kotliny dosahujú hrúbku 5 – 15 m. Tvoria ich piesky a štrky. Tieto kolektory podzemnej vody charakterizuje koeficient prietoknosti s hodnotou prevažne $1,76 \cdot 10^{-3} - 1,90 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient filtrácie sa pohybuje rádovo v hodnotách 10^{-4} až $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Obeh a režim podzemnej vody závisí najmä od režimu povrchovej vody vo Váhu. Zásoby podzemnej vody v oblasti medzi Strečnom a Mojšovou Lúčkou sa dopĺňajú vsakovaním z Váhu v oblúku východne od Strečna (Šalaga et al., 1995) a v oblasti Žiliny jednak z Váhu v mieste nárazového brehu v ohybe nad celulózkou, jednak prítokmi zo strednej „žilinskej“ terasy. Podstatná časť územia sa nemôže vodohospodársky využívať vzhľadom na Vodné dielo Žilina, ktoré sem zasahuje, ako aj na kontamináciu podzemnej vody z priemyselných závodov a zastavanosť územia. Terasové štrky sú väčšinou zvodnené na báze. Hrúbka zvodnenej vrstvy závisí od výškovej úrovne bázy terás a morfológie predkvartérneho podložja. Najväčšie plošné rozšírenie aj hrúbku (priestor Vlčínec – 23,60 m) dosahuje ľavostranná stredná terasa Váhu. V západnej časti Žiliny stredná terasa Váhu pozvoľna prechádza do strednej terasy Rajčianky. Odhad strednej hodnoty koeficientu prietoknosti terasových štrkov je $T = 3,25 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, stredná hodnota koeficientu filtrácie je $k = 9,5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V miestach vyššej bázy terasy môžu byť štrky bez zvodnenia, alebo zvodnené len sezónne. V depresiách môže hrúbka zvodne dosahovať niekoľko metrov a výdatnosť až $3,28 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Vlčince). Pod päťou strednej terasy pri styku poriečnej nivy Váhu a Rajčianky formou rozptýlených prameňov a mokrín vystupovali pramene Frambor, ktoré boli v minulosti drénované a odvedené (okrem prameňa Frambor – U Skácela). Sumárna výdatnosť výverov sa odhadovala na $5 - 15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviálne sedimenty Váhu v Bytčianskej kotline dosahujú hrúbku 4 – 18 m. Tvoria ich štrky a piesky s pokryvom náplavových hĺn. Najväčšia hrúbka kvartéru je zaznamenaná na ľavej strane kotliny v úseku Mikšová – Rašov (Chrobok et al., 1976). V okolí Považskej Bystrice je najväčšia hrúbka približne uprostred aluviálnej nivy – vyše 10,0 m. Hrúbka zvodnenej vrstvy sa pohybuje v priemere od 1,1 m (Predmier) do 10,1 m (Plevník). V prevažnej časti územia kotliny je hrúbka zvodnenej časti štrkov väčšia ako 5,0 m. Hrúbka hlinitého pokryvu sa pohybuje od 0,0 m (Maršová) do 7,5 m (Predmier), v prevažnej časti územia je do 3,0 m. Na úrovni Kotešovej sa údolie pozvoľna rozširuje až na 2,5 km. V severozápadnej časti územia sú sedimenty kvartéru uložené na horninách paleogénu magurského flyšu, v ostávajúcej časti kvartérne sedimenty ležia na horninách mezozoika manínskej jednotky. Tieto komplexy tvoria relatívne nepriepustné podložie zvodneného kolektora v území kotliny. Kolektory podzemnej vody charakterizuje koeficient prietoknosti s hodnotou prevažne $T = 3,63 \cdot 10^{-3} - 2,63 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Režim podzemnej vody ovplyvňujú najmä atmosférické zrážky a prietoky v povrchových tokoch. Predpokladá sa aj dotácia vody do aluviálnej nivy cez zvetraninovú zónu okolitých geologických celkov. Hlavným zdrojom dopĺňania zásob podzemnej vody sú zrážky spadnuté na územie aluviálnej nivy.

Najväčšie stúpanie hladín sa zaznamenalo v zimných polrokoch ako dôsledok jarného topenia snehu, prípadne zvýšených tekutých zrážok a nízkeho výparu. V letnom polroku aj napriek miestnym lokálnym krátkodobým stúpaniam hladín generálne klesá. Do prirodzeného režimu podzemnej vody zasiahla rieka Váh svojim umelým režimom, pretože prietok vody vo Váhu závisí od množstva vypustenej vody z priehradnej nádrže Horný Hričov. Predpokladá sa, že Váh ovplyvňuje iba úzky pruh aluviálnej nivy a v prevažnej časti územia má skôr drenážny účinok (Dujčik et al., 1990). Väčší vplyv Váhu možno predpokladať v meandroch pri Kotešovej a Bytči. Priemerný ročný stav hladiny podzemnej vody za obdobie 1993 – 2002 v Bytčianskej kotline sa pohybuje v rozmedzí 287,47 m n. m. (sonda č. 191 Plevník-Drieňové) až 303,95 m n. m. (sonda č. 2 184 Kotešová). Generálny smer prúdenia podzemnej vody v Bytčianskej kotline je rovnobežný so smerom toku vody vo Váhu (smer SV – JZ). V prevažnej časti územia má hladina podzemnej vody voľný charakter (Hliník nad Váhom, Hrabové, Predmier), pri vyšších stavoch sa zaznamenala napätá hladina podzemnej vody v okolí obce Kotešová, Dolného Hlbokého a Bytče.

Fluviálne sedimenty terás Váhu v Bytčianskej kotline dosahujú hrúbku 1 m. V ich nadloží sa nachádzajú hliny a hliny s obliakmi štrkov s hrúbkou 1,8 m. V Považskej Bystrici tieto sedimenty dosahujú hrúbku 6 m a nad nimi je pokryv ílovitej hliny s hrúbkou 2,5 m. Na pravej strane Váhu pri Orlovej dosahujú hrúbku 4,7 m a pokryv hĺn je hrubý 0,70 m. Hydraulické vlastnosti týchto kolektorov charakterizuje koeficient prietočnosti s hodnotou $T = 8,71 \cdot 10^{-4} - 2,51 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Režim podzemnej vody tu závisí najmä od množstva zrážok a prietoku vody v tokoch, ktoré cez terasy pretekajú.

Fluviálne sedimenty Váhu v Ilavskej kotline od Nosiskej priehrady po Púchov dosahujú hrúbku 11 – 12 m, pričom maximálna depresia predkvartérneho podložja je na pravej strane údolia približne po Kočkovce. Tam sa postupne presúva na ľavú stranu údolia. Na úrovni Ladiec kvartérne náplavy dosahujú hrúbku maximálne 19 m v strede údolia a os depresie predkvartérneho podložja prechádza na jej pravý okraj. V profile Tuchyňa – Košeca dosahujú náplavy hrúbku 11 – 16 m. Niektoré bazálne polohy štrkov, ako aj štrky na okraji údolnej nivy bývajú silno ílovité (Pospíšil, 1971). Kolektory podzemnej vody charakterizuje koeficient prietočnosti s hodnotou prevažne $T = 5,62 \cdot 10^{-3} - 3,71 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na tvorbe podzemnej vody v dôsledku nižšieho výparu sa podieľajú predovšetkým zrážky zimného polroka a v menšej miere zrážky letného polroka. Režim podzemnej vody v jednotlivých častiach Ilavskej kotliny však ovplyvňujú viaceré činitele. Najdôležitejšie z nich sú hrúbka zvodneného kolektora, hrúbka pokryvných hĺn, priepustnosť horninového prostredia, charakter podložja, jeho situovanie vzhľadom na možnosť prestupu podzemnej vody z okolitých celkov a prietoky vody v povrchových tokoch. Podľa režimu povrchovej vody rozlišujeme 2 typy sezónneho dopĺňania podzemnej vody. Charakteristické je najmä jarné stúpanie hladiny spôsobené topením snehu, vedľajšie je stúpanie v dôsledku výdatných zrážok. Vo všeobecnosti sa to prejavuje stúpaním v zim-

nom polroku a klesaním v letnom polroku. V oboch prípadoch je to buď priamou infiltráciou zrážok, alebo spätne infiltráciou povrchovej vody v dôsledku zvýšených prietokov spôsobených topením snehu, resp. zrážkami. Najstálejší režim hladiny podzemnej vody majú sondy V-167 Trenčianska Teplá, V-170 Príles a V-174 Lednické Rovne. Najmenej vyrovnaný režim majú sondy V-188 Tuchyňa, V-189 Savčina, V-171 Horovce a V-176 Visolaje, teda sondy, ktoré sú značne ovplyvňované povrchovými tokmi. Priemerný ročný stav hladiny podzemnej vody za obdobie 1993 – 2002 v Ilavskej kotline sa pohyboval v rozmedzí 219,61 m n. m. (sonda č. 167 Trenčianska Teplá) až 253,79 m n. m. (sonda č. 2178 Dolné Kočkovce). Generálny smer prúdenia podzemnej vody v Ilavskej kotline je rovnobežný so smerom toku vody vo Váhu (smer SV až JZ). Podzemná voda údolnej nivy Váhu má charakter voľnej hladiny. Pri maximálnom stúpnutí hladín vo vrtoch iba v jednom vrte sa zaznamenalo krátkodobé stúpnutie nad úroveň štrkových sedimentov (V-176 Visolaje).

Fluviálne sedimenty terás Váhu v Ilavskej kotline dosahujú väčšie rozšírenie ako v Bytčianskej kotline. Na pravej strane Váhu pri Pruskom majú hrúbku 5 m a tvoria piesčité štrky. V ich nadloží je asi 12 m hrubá poloha spraše a 2 m hrubá poloha hĺn. Pri Lednických Rovniach sa hrúbka týchto sedimentov pohybuje okolo 15 m a hrúbka pokryvných hĺn je 1,0 až 1,5 m. Na ľavej strane Váhu pri Beluši terasové štrky dosahujú hrúbku 8 m a pokryv ílovitej hliny asi 2 m. V okolí Prejty terasové štrky majú hrúbku okolo 17 m, pokryv spraše dosahuje okolo 10 m a sprašovej hliny 1 m. V okolí Novej Dubnice tieto sedimenty dosahujú hrúbku 15 m a v ich nadloží je prachovitá hlina s hrúbkou 8 m. Koeficient prietochnosti terasových štrkov na pravej strane kotliny charakterizuje hodnota $T = 6,31 \cdot 10^{-6} - 4,36 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a na ľavej strane kotliny hodnota $T = 1,31 \cdot 10^{-3} - 1,90 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Režim podzemnej vody je podobný ako v terasách Váhu v Bytčianskej kotline.

Fluviálne sedimenty bočných dolín. – Tok Váhu má vzhľadom na svoju dĺžku v hodnotenom území množstvo ľavostranných a pravostranných prítokov. Ich doliny vyplnené vlastnými náplavmi sa pripájajú priamo na fluviálne sedimenty Váhu. Pozornosť si zasluhuje najmä dolina toku Rajčianky v Žilinskej kotline vrátane Rajeckej kotliny, Dlhopoľka, Rovnianka, Papradnianka a Marikovský potok v Bytčianskej kotline a Biela voda, Tovarský potok, Podhradský potok, Pružinka, Moštenica a Domanižanka v Ilavskej kotline. Fluviálne štrkopiesčité sedimenty bočných dolín majú priaznivý charakter hydraulických parametrov prevažne v dolných častiach údolí alebo aj na miestach výraznejšie diferencovaného podložia. Charakter sedimentov v smere proti toku má hrubší až balvanovitý charakter s podielom ílov alebo hĺn. Pokryv fluviálnych sedimentov tvorí tenká vrstva hĺn alebo hĺn so štrkom, málokedy s tenkou ílovitou vrstvou, takže hlavný kolektor je zvrchu veľmi slabo chránený pred negatívnymi vplyvmi znečistenia. Podzemná voda v kvartérnych fluviálnych sedimentoch sa dopĺňa infiltráciou zo zrážok a z povrchových tokov, v menšej miere aj puklinovými kolektormi, ktoré sú nimi narezané na eróznej

báze údolí. Smer prúdenia podzemnej vody je generálne zhodný v pomerne úzkych dolinách so smerom toku. Rozhodujúci vplyv na mieru zvodnenia má v tomto zmysle výška hladiny v povrchovom toku. Pri ich vysokých a vyšších stavoch dotuje rieka fluviaálne sedimenty, pri nízkych stavoch v toku je to naopak, rieka tieto sedimenty drénuje. Tento mechanizmus sa v priebehu kalendárneho roka aj niekoľkokrát mení. Podzemná voda fluviaálnych sedimentov bočných dolín sa odvodňuje prestupmi do fluviaálnych sedimentov Váhu. V úzkych a dlhých údoliach s pomerne strmými svahmi dolín sa nedá uvažovať s dlhodobším vyrovnávacím účinkom povodia. Napriek týmto okolnostiam sa ukazuje väčšia retenčná potencia dolných častí povodi, kde narastá šírka bočných údolí.

Fluviaálne sedimenty Rajčianky v dolnej časti dosahujú hrúbku 4,0 – 13,5 m. Tvoria ich štrky a piesky. Tieto kolektory podzemnej vody charakterizuje koeficient prietochnosti s hodnotou prevažne $T = 2,29 \cdot 10^{-3} - 1,04 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hladina podzemnej vody je prevažne 3 až 4 m pod terénom. Výdatnosť vrtov je variabilná, od $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ do $16,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Dopĺňanie zásob zo strednej terasy vzhľadom na jej vyzdvihnutú bázu je zanedbateľné, s výnimkou spodnej časti pravostranných náplavov v oblasti Žiliny (Šalaga et al., 1995). Len v malej miere sa na dopĺňaní zásob podieľajú menšie pravostranné aj ľavostranné prítoky, ktoré prinašajú z flyšového paleogénu veľa ílovitého materiálu a ich korytá sú silno zakolmatované. Tam, kde sa riečne náplavy Rajčianky spájajú s riečnymi sedimentmi Váhu a sú drénované riekou Váh (priestor vzdúvania Hričovskej priehrady), je smer prúdenia podzemnej vody v smere toku, a to na S. V tejto oblasti kolísanie hladín ovplyvňuje umelá regulácia stavu hladín vo vodnej nádrži. V úseku medzi Zbyňovom a Rajeckou Lesnou fluviaálne sedimenty Rajčianky tvoria hliny s viac či menej zahmlenými štrkami, ktoré dosahujú hrúbku okolo 2,0 až 3,0 m. Štrky vzhľadom na zahmlenie majú nízku priepustnosť. Koeficient filtrácie predstavuje hodnoty $1,0 \cdot 10^{-6} - 9,7 \cdot 10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Výdatnosť vrtov kolísala v rozmedzí $0,25 - 2,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Hladina podzemnej vody sa nachádza v hĺbke okolo 1 – 2 m pod terénom. Z prítokov Rajčianky majú lepšie vyvinutú údolnú nivu pravostranné prítoky Bystrička a Porubský potok. Ich fluviaálne sedimenty dosahujú hrúbku okolo 2,0 až 3,0 m, koeficient filtrácie sa pohybuje rádo vo hodnotách $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, výdatnosť vrtov bola niekoľko stotín $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviaálne sedimenty Domanižanky v dolnej časti údolnej nivy v Považskej Bystrici dosahujú hrúbku 9,5 m a v hornej časti pri Domaniži, kde je podložie značne tektonicky diferencované, je to 4 až 13 m. Hydraulické vlastnosti štrkov vyjadruje hodnota koeficientu prietochnosti $3,98 \cdot 10^{-3} - 1,14 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hladina podzemnej vody je v hĺbke okolo 1,3 – 1,7 m pod terénom. Zistila sa výdatnosť vrtov $0,1 - 15,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviaálne sedimenty Moštenice dosahujú v Mošteníku hrúbku 6 – 7 m. Hodnota koeficientu prietochnosti kolektorov je $8,12 \cdot 10^{-4} - 3,71 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviaálne sedimenty Pružinky majú v Beluši hrúbku 8 m a medzi Dolným Lieskovom a Trstím sa táto hrúbka pohybuje od 5 do 4,5 m. Hydraulické vlast-

nosti týchto štrkov charakterizuje hodnota koeficientu prietochnosti $5,01 \cdot 10^{-5}$ až $1,66 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Sedimenty tvoria veľmi nehomogénne horninové prostredie. Hladina podzemnej vody je v hĺbke okolo 1 až 2 m pod terénom. Vrty tu dosiahli výdatnosť 0,6 – 3,6 l $\cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviálne sedimenty Podhradského potoka dosahujú v Košeci hrúbku okolo 10 m a v Košeckom Podhradí 8,5 m. Hodnota koeficientu prietochnosti týchto kolektorov je $1,14 \cdot 10^{-3}$ – $5,49 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviálne sedimenty Dlhopolky dosahujú hrúbku 5 – 8 m a majú štrkový až štrkopiesčítý charakter. Koeficient prietochnosti kolektorov charakterizuje hodnota $2,51 \cdot 10^{-4}$ – $2,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Sedimenty vytvárajú dosť nehomogénne horninové prostredie.

Fluviálne sedimenty Rovnianky majú hrúbku 4 – 8 m. Sú to štrky až štrkopiesky, v hornej časti údolia majú aj balvanovitý charakter. Hydraulické vlastnosti týchto sedimentov charakterizuje koeficient prietochnosti s hodnotou $6,60 \cdot 10^{-5}$ až $3,46 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Sedimenty tvoria veľmi nehomogénne horninové prostredie.

Fluviálne sedimenty Papradnianky dosahujú v úseku Papradno – Brvnište hrúbku 10 – 13 m a majú charakter štrkov a pieskov. Hodnoty koeficientu prietochnosti sú $5,01 \cdot 10^{-4}$ – $2,75 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviálne sedimenty Marikovského potoka dosahujú od Hatného po Udiču hrúbku 10 – 12 m a majú charakter piesčitých štrkov. V Hornej Marikovej dosahujú hrúbku už len 4,0 m a majú charakter hlinito-piesčitých štrkov. Hydraulické vlastnosti týchto štrkov charakterizuje koeficient prietochnosti s hodnotou $6,76 \cdot 10^{-5}$ – $4,46 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Sedimenty sú veľmi nehomogénne horninové prostredie.

Fluviálne sedimenty Bielej vody v údolnej nive od Púchova po Záríečie dosahujú hrúbku do 10 m a pri Lysej pod Makytou už len 6 m. Tieto sedimenty majú charakter piesčitého štrku a pri okraji sa môže vyskytovať hrubý štrk až balvany. Hodnoty koeficientu prietochnosti týchto kolektorov sú $2,23 \cdot 10^{-3}$ – $1,02 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Fluviálne sedimenty Tovarského potoka dosahujú v Tuchyni hrúbku až 15 m, medzi Mikušovcami a Červeným Kameňom sa ich hrúbka pohybuje od 5 do 12 m. Hydraulické vlastnosti štrkov charakterizuje hodnota koeficientu prietochnosti $2,23 \cdot 10^{-3}$ – $1,02 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Z prolúviálnych sedimentov si zasluhujú pozornosť sedimenty na okraji Bytčianskej a Ilavskej kotliny, ktoré dosahujú hrúbku od 5,0 do 19 m. Najhrubšia poloha prolúviálu bola dokumentovaná na ľavom okraji Bytčianskej kotliny pri Plevníku, kde dosahuje hodnotu 19 m. V doline Petrovičky na jednom z bočných prítokov dosahujú prolúviálne sedimenty hrúbku 5 m. V Ilavskej kotline vrty dokumentovali hrúbku prolúviálnych sedimentov pod Nimnicou na vyústení bočnej doliny pri Máji okolo 16 m. V doline Vlára v Hornom Srní na vyústení bočnej doliny dosahujú prolúviálne sedimenty hrúbku 15 m a na ľavej strane Váhu pri vyústení bočnej doliny v Klobušiciach je to okolo 6 m. Hydraulické

vlastnosti týchto sedimentov charakterizuje koeficient prietochnosti $T = 5,01 \cdot 10^{-4}$ až $5,01 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Sedimenty reprezentujú dosť nehomogénne horninové prostredie. Obeh a režim podzemnej vody prolúviálnych sedimentov vzhľadom na ich plošné rozšírenie priamo závisí v hornej časti od prietoku ústiacich povrchových tokov a v dolnej okrajovej časti aluviálnych nív od úrovne hladiny podzemnej vody v hlavnom toku.

Množstvo podzemnej vody odoberané z oblasti Strážovských a Súľovských vrchov z karbonátov mezozoika a zlepcov paleogénu predstavuje $225,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (SeVaK 1995 – 1999, Trenčianska vodohospodárska spoločnosť 1992 – 1994). Odoberané množstvo podzemnej vody z oblasti Iľavskej kotliny predstavuje $171,59 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z Bytčianskej kotliny $47,78 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zo Žilinskej kotliny $14,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, z Javorníkov $25,18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a z Bielych Karpát $11,58 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (SHMÚ, 1994).

Sumárne množstvo podzemnej vody odoberané zo zmapovaného územia predstavuje $496,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Minerálna voda

Minerálna, resp. termálna voda, ktorá je známa z prirodzených prameňov a vrtov, má v hodnotenom regióne pomerne chudobné zastúpenie. Vyskytujú sa tu dva druhy minerálnej vody, a to uhličitá voda (slabo uhličitá a kyselka) a sírna voda, ktorá sa geologicky viaže na triasové karbonáty chočského príkrovu, vnútrokarpatský paleogén, bradlové pásmo a manínsku jednotku.

Výskyt termálnej vody v podobe prirodzených výverov je známy z Rajeckej kotliny. Termálna voda tu vystupovala na povrch v doline potoka Rajčianka v Rajeckých Tepliciach. Bola zachytená viacerými staršími vrtmi (vrt č. III, IV, VI, VIII, IX. S-1 – hĺbka 10 – 33 m) alebo novými vrtmi (BJ-19 až 23 – hĺbka 100 až 161 m). Ide o vodu Ca–Mg–HCO₃ typu s mineralizáciou 0,44 – 0,86 g · l⁻¹ a teplotou 31 – 39 °C (Klago et al., 1976). Podľa balneologickej klasifikácie je to prírodná liečivá voda, vlašná a teplá, hypotonická. Maximálne odporúčené množstvo na odber zo všetkých vrtov je $20,6 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Méryová et al., 1996). Termálna voda sa viaže na triasové dolomity príkrovov hronika v podloží kvartéru, resp. paleogénu a na povrch sa dostáva po pozdĺžnom jz.-sv. zlome (rajecko-teplický zlom), na ktorom sa v oblasti Rajeckých Teplíc uplatnila aj priečna tektonika.

Pri obci Rajecká Lesná sa vrtom J-2 navrátila minerálna voda Ca–Mg–SO₄–HCO₃ typu s mineralizáciou 2,9 – 3,2 g · l⁻¹. Výdatnosť vrtu (preliv) kolísala v rozsahu $8,3 – 11,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplota vody bola 11,5 °C.

V Rajci sa zistila geotermálna voda vrtom RK-22 hlbokým 1 308 m v zlepcoch a brekciách bazálneho paleogénu (Šalaga et al., 1976). Výdatnosť vrtu (preliv) bola $21 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, statický tlak na ústí vrtu 0,17 MPa. Ide o Ca–Mg–HCO₃ typ vody s mineralizáciou 0,52 g · l⁻¹ a teplotou 27 °C.

Geotermálnu vodu s nižšou teplotou (24,6 °C) a výdatnosťou 36 – 40 l · s⁻¹ zistili vrty ŽK-2 a HŽK-2 v Straňavách (Šalaga et al., 1995).

Novšie práce zistili geotermálnu vodu vo vrte RTŠ-1 v Kamennej Porube v podloží paleogénu v triasových karbonátoch hronika v hĺbke 1 395 – 1 814 m. Výdatnosť vrtu (preliv) bola $13,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, teplota vody $41,1 \text{ }^\circ\text{C}$, statický tlak na ústí vrtu $0,11 \text{ MPa}$ (Méryová et al., 1996). Voda je Ca–Mg–HCO₃ typu s mineralizáciou $0,468 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$.

Vo vnútrokarpatском paleogéne vyviera sírna voda na západnom okraji obce Paština Závada. Je to skupina šiestich prirodzených prameňov – Vajcovka 1, 2, 3, 4, 5 a 6 (ŽA-1 až ŽA-6). Pramene vyvierajú na ľavej strane Závadského potoka a viažu sa na flyšové sedimenty a zlepence paleogénu. Obsahujú $2,26$ až $35 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ H₂S, pričom celková mineralizácia vody je $760 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ až $966,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Balneologicky je voda klasifikovaná ako sírna, obyčajná, hydrogénuhličitanová, sodno-vápenato-horečnatá, studená. Vzhľadom na malú výdatnosť (celková výdatnosť prameňov je iba $0,05 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$) má len lokálny význam (Krahulec et al., 1977).

Južne od obce Paština Závada minerálnu vodu zachytili aj vrty ŽK-5 a HŽK-5 v Pekline. Vrtom HŽK-5 hlbokým 400 m , ktorým sa prevrtili flyšové sedimenty a zlepence paleogénu, sa zistila voda s maximálnou výdatnosťou voľného prelivu na ústí vrtu od 70 do $92 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ a jej teplota bola $12,1 \text{ }^\circ\text{C}$ (Šalaga et al., 1995). Je to sírna voda, obyčajná, chemického typu Ca–Mg–HCO₃, studená. Mineralizácia je 597 – $633 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah H₂S je $2,5$ až $5,7 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Minerálna voda sa zatiaľ nevyužíva a voľne odteká do Závadského potoka.

Výstup minerálnej vody v okolí obce Nimnica sa viaže na križovanie zlomov sz.-jv. a sv.-jz. smeru, pričom najvýznamnejší zdroj uhličitej vody bradlového pásma je voda zachytená tromi vrtmi na pravej strane Váhu pri hrádzi priehrady Nosice. Využíva sa pre potreby kúpeľov. Je to Prameň mládeže B-1 (PB-7), Nosický prameň B-5 (PB-22) a Priehradný prameň B-6 (PB-23). Výdatnosť jednotlivých prameňov sa pohybuje od $0,3$ do $1,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Je to voda s mineralizáciou $4\,161,3$ až $7\,579,4 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsahom CO₂ $1\,392$ až $2\,180 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Urban a Malý, 1961; Malatinský, 1971). Balneologicky je klasifikovaná ako slabo až stredne mineralizovaná uhličitá voda, hydrogénuhličitanová, sodná, studená. Minerálna voda sa využíva v kúpeľoch Nimnica na inhalácie, vaňové kúpele a pitnú kúru pri chorobách tráviacich ústrojov, žliaz s vnútorným vylučovaním, premeny látok, nešpecifické choroby dýchacích ciest a ústrojov. Východne od obce Nimnica vyviera ešte niekoľko ďalších nevyužívaných prameňov (napr. prameň Slatina na Hôrke I (PB-4), Slatina na Hôrke II (PB-5) a prameň Prevrat (PB-6). Ich výdatnosť je veľmi napatrná – do $0,05 \text{ l} \cdot \text{min}^{-1}$. Obsah CO₂ je $1\,050,0$ až $2\,170,0 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$, mineralizácia $1\,714,2 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Je to prírodná, slabo mineralizovaná uhličitá voda, hydrogénuhličitanová, vápenato-horečnatá, studená.

V manínskej jednotke zo slienitých vápencov jury až kriedy vyviera skupina nevyužívanej uhličitej vody pri Považskej Teplej na sz. okraji manínskeho brala. Vystupuje tu pramenná línia piatich studených kyseliek s nepatrnou výdatnosťou. Je to prameň nad poľnohospodárskym družstvom (PB-12), prameň pod Záluskou (PB-13), Záluská kyselka (PB-14), Kyselka pod borom (PB-15) a Kyselka na pasienku (PB-16). Voda má mineralizáciu $1\,471,5$ – $2\,690,9 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$

a obsah CO_2 je 1 185,9 až 2 408,4 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Balneologicky je klasifikovaná ako prírodná, slabo mineralizovaná, uhličitá, hydrogénuhličitanová, vápenatá, studená. Voda je sytená CO_2 , ktorý sa môže viazať buď na pozdĺžnu tektonickú líniu prebiehajúcu pri sz. okraji brala Manín, alebo na presunovú plochu (Kullman, 1973).

V sedimentoch kriedy manínskej jednotky zvýšenú koncentráciu CO_2 má aj sírna voda v Belušských Slatinách. Predstavuje ju skupina 7 prameňov s rôznou výdatnosťou a chemickým zložením. Sú to: prameň Móric (PB-1), skruž pri kaplnke (PB-2), Kúpeľný prameň (PB-3), vrt BS-1(PB-24), vrt BS-2 (PB-25), studňa v dome č. 102 (PB-26) a studňa v dome č. 913 (PB-27). Výdatnosť jednotlivých zdrojov je od 0,1 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (vrt BS-2) do 6,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (vrt BS-1), teplota vody kolíše od 15,5 °C (vrt BS-2) do 21,6 °C v Kúpeľnom prameni (Rebro, 1970). Teplota vody v studniach je 10,3 – 10,5 °C. Balneologicky je to voda prírodná, slabo mineralizovaná, síranová (miestami aj uhličitá), hydrogénuhličitanovo-síranová (miestami hydrogénuhličitanová), vápenato-sodná, menej vápenato-horečnatá, studená. Celková mineralizácia vody je 1 429,6 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ až 1 843,20 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, obsah CO_2 je 347,6 až 1 035,0 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ a obsah H_2S 1,27 až 3,41 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (Krahulec et al., 1977). Časť minerálnej vody sa využíva v rekreačnom kúpalisku, časť vo vaňových kúpeľoch a časť na pitie.

Banská voda

V prieskumnej štôlni Ovčiarsko, ktorá sa razila cez flyšoidné horniny manínskej jednotky, bradlového obalu, a najmä flyšového súvrstvia centrálneokarpatského paleogénu, sa zistili prítoky z puklín pieskovcov a zlepcov (súľovské súvrstvie) v množstve 1,0 – 2,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$, extrémne z poruchových zón 3,0 až 6,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Matejček a Ondrášik, 1998). Výdatnosť rozptýleného presakovania v ílovcach dosiahla 0,2 – 1,0 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zo západného portálu prieskumnej štôlne pre tunel Višňové, ktorá je v hodnotenom území razená cez flyš centrálneokarpatského paleogénu aj horniny mezozoika a ďalej pokračuje do pohoria Malej Fatry, odtieklo v období november 1998 – august 2002 sumárne 4 401 779 m^3 podzemnej vody. Predstavuje to priemerný odtok v množstve 37,3 $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (Michalko et al., 2002).

NERASTNÉ SUROVINY

Posledné súhrnné práce zaoberajúce sa nerastnými surovinami regiónu Stredné Považie sú záverečná správa *Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR* (Zuberec et al., 2002) a monografia *Nerastné suroviny Slovenska* (Zuberec et al., 2005). Z nich sú čerpané základné informácie v tejto kapitole.

Citované práce obsahujú súbor máp nerastných surovín SR v mierke 1 : 500 000 (rudné a energetické suroviny, nerudné a stavebné suroviny; Zuberec et al., 2004). Ložiská a výskyty sú zakreslené značkami podľa príslušného kódu suroviny a veľkosti objektu do topografického podkladu. V sprievodnom texte sú surovinové typy zaradené podľa veku hornín, v ktorých sa vyskytujú, alebo podľa veku ich vzniku do stratigrafickej tabuľky. Detailne sú opísané surovinové typy, ich väzby na horniny, genézu, charakter a použitie.

Región Stredné Považie je pomerne chudobný tak na surovinové typy, ako aj na overené ložiská alebo zistené výskyty, ktoré k nim prislúchajú. To zodpovedá geologickej stavbe regiónu, najmä jeho severozápadnej časti.

Energetické suroviny

V západnom úseku flyšového pásma sa vyskytujú povrchové prejavy indikácií uhľovodíkov (ropa, zemný plyn a zoxidované zvyšky ropných uhľovodíkov). Prejavy sa sústreďujú na tektonických líniách smeru SV – JZ, ktoré predstavujú primárny smer pri formovaní flyšového pásma. Uvedené prejavy a indikácie nepredstavujú žiadne ťažiteľné alebo iné akumulácie. Sú iba mineralogickým prejavom pravdepodobne hlbšie ležiacich uhľovodíkov. Za takýto povrchový prejav je možné označiť nevýrazný výskyt ropy v Papradne a ďalšie výskyty.

Rudné suroviny

Mangánové rudy

V takzvanom vnútornom paleogéne sú v malom množstve zastúpené mangánové rudy sedimentárneho typu. Vystupujú v prostredí tmavých alebo slienitých bridlíc s pyritom. Indikujú redukčné prostredie v spodnej časti hutianskeho súvrstvia v podloží transgresívnych brekcií vápencov a pieskovcov borovského súvrstvia. Podľa Rojkoviča in Lexa (ed., 2002) v dôsledku rytmického usadzovania mangánu sa vytvorili laminy oxidickej rudy s pyroluzitom a manganitom, ktoré sa striedajú s karbonátovými laminami s manganokalcitom, kutnahoritom a rodochrozitom. Manganokalcit tvorí centrálnu časť zonálnych agregátov. Okraje tvorí kutnahorit a rodochrozit. Sprevádzajú ich illit, pyrit, markazit a oxidy Fe.

Ložiská a výskyty v podtatranskej skupine vznikli ako plytkomorské chemické sedimenty. Mangán sa usadzoval na okraji fácie čiernych bridlíc počas transgresie. Mangán prinášaný morskými prúdmi z hlbokých anoxických vôd s vysokou rozpustnosťou mangánu sa vyzrážal v povrchovej zóne bohatej na kyslík v podobe hydroxidov. Návrat anoxických podmienok pri zvýšení hladiny mora spôsobil premenu hydroxidov mangánu na rodochrozit.

V regióne sa nachádza výskyt Konská jv. od Rajeckých Teplíc. Sú to drobné východy mangánových rúd, z ktorých najlepšie zrudnenie sa zistilo pri obci Konská. V polohe slietov hrubej 3 m sa tam zachytilo 6 lavičiek mangánovej rudy s celkovou hrúbkou asi 0,5 m. Kvalita je mimoriadne variabilná. V oxidačnej zóne obsah mangánu zriedkavo prevyšuje 20 % pri obsahu železa do 10 %. Miestami je zvýšený obsah fosforu, až do 1,18 %. V primárnej zóne sa predpokladá značne nižší obsah mangánu. Kutacie práce realizované na tomto výskyte počas 2. svetovej vojny zhodnotili Csisko a Kölbl (1946). Poukazujú na malé perspektívy tohto zrudnenia (Slávik et al., 1967).

Mangánové rudy vystupujú vo forme sekundárnych výskytov aj v jure. V regióne sa nachádzajú v posidóniových bridliciach álenu kysuckej sukcesie bradlového pásma v oblasti Lednických Rovní. Polohy a šošovky majú hrúbku 1 – 3 m. Plošný rozsah dosahuje desiatky až stovky štvorcových metrov. Sú súčasťou súvrstvia tmavých až piesčitých bridlíc so zvýšeným obsahom organického uhlíka a s charakteristickou prítomnosťou pyritu indikujúcou redukčné prostredie. Podľa Rojkoviča (in Lexa et al., 2002) ruda pozostáva z karbonátov, oxidov a hydroxidov mangánu. Primárne sú karbonáty – manganokalcit, kalcit, dolomit, kutnahorit a rodochrozit – vystupujúce v lavičkovitých a laminových polohách.

Oxidy sú prevažne mladší oxidačný produkt karbonátov. Reprezentujú ich najmä pyroluzit, manganit a todorokit. Minerály mangánu sprevádzajú pyrit, markazit, illit, smektit, kremeň, opál, baryt, goethit a hydroxidy Fe.

Mineralizácia je úzko spätá so sedimentáciou a diagenézou v epikontinentálnom anoxickom prostredí. Dôležitú úlohu hrala biologická koncentrácia Mn a Fe, najpravdepodobnejšie z kontinentálneho zdroja. Mangán bol prenášaný z hlbších anoxických vôd s vysokou rozpustnosťou mangánu počas transgresie a vyzrážal sa na okraji fácie čiernych bridlíc v blízkopovrchovej zóne bohatej na kyslík s nízkou rozpustnosťou mangánu. Návrat anoxických podmienok spôsobil diagenetickú mobilizáciu mangánu z hydroxidov a ich opätovnú premenu na karbonáty.

Oxidačná zóna Mn zrudnenia sa ťažila počas 1. svetovej vojny. Neskôr v rokoch 1952 – 1953 bol výskyt preskúmaný. Rudná poloha je dlhá 600 m, pretiahnutá v sv.-jz. smere, s premenlivou hrúbkou do 5 m, tektonicky rozdelená na niekoľko strmo uložených šošoviek, ktoré tvoria 2 – 5 cm hrubé doštičky mangánovej a železitej karbonátovej rudy s variabilným zložením: 10 – 19,3 % Mn, 4,7 – 10,5 % Fe a 0,14 – 21,65 % SiO₂. Čierna celistvá masa zemitého charakte-

ru dosahuje v hypergénnej zóne hrúbku až 8 m. Má vyšší obsah Mn, ako aj vyšší obsah SiO_2 (Polák, 1955; Grecula et al., 2002). Exploataciu sťažovala intenzívna tektonická deformácia rudnej polohy, jej miestne vyvalcovanie a napučíavanie slieňov.

Mangánovú mineralizáciu v Lednici a Mikušovciach nedávno študovali aj Mišík a Rojkovič (2002).

Hliníkové rudy

V zmapovanom regióne ich zastupujú drobné výskyty bauxitu. Bauxit je sedimentárna hornina s prevahou hydratovaných oxidov hliníka. Bauxity sa vyskytujú v podobe nepravidelných šošoviek a hniezd, prípadne vyplňajú rozsiahle trhliny v strednotriasových karbonátových horninách. Bauxit sa vyskytuje aj na báze paleogénu, preto sa jeho vek považuje za senónsky. Podľa Ťapáka (1974) najpriaznivejšie obdobie na vznik bauxitov bolo obdobie bazálnej sedimentácie paleogénu. Vtedy boli vhodné klimatické podmienky, zarovnaný reliéf podložia budovaného karbonátmi a rozsiahle odkryté plochy epimetamorfovaných hornín z bazických eruptív, ktoré mohli podľahnúť lateritickému zvetrávaniu.

Výskyty bauxitu sú v oblasti Mojtína, Ďurkovej, Čalkovej Lehoty, Borovej, Radovej, Pružiny, Domaniže a Rajca. Najvýznamnejší z nich, ktorý bol overený, je výskyt nad Lopusňou pri Mojtíne.

Bauxit pri Mojtíne predstavuje pevnú horninu okrovohnedej, červenohnedej až čokoládovohnedej farby. Na povrchu má svetlejšie a tmavšie škvrny. Základná hmota je červená, pelitomorfna. Sú v nej pelitomorfne úlomky. Bauxity sú zväčša bez vrstvitosti. Obsahujú menšie množstvo klastických prímiesí kremeňa, karbonátov, magnetitu, hematitu, autigénny turmalín, zirkón, rutil a leukoxén. V ílovej hmote sú böhmit a illit. Bauxity boli určené ako surovina hydrargyritovo-böhmitového a böhmitového typu (Čič, 1958 in Zuberec, 2002). Obsah Al_2O_3 sa na výskyte Mojtín pohybuje okolo 47 %. Hornina je dobre upraviteľná a meliteľná. Z bauxitu sa dá pripraviť koncentrát s obsahom 94,1 % Al_2O_3 a 0,07 % Fe_2O_3 .

Bauxity z výskytu Mojtín pre malé zásoby nie sú vhodné na priemyselnú výrobu Al_2O_3 a následne hliníka. Môžu sa však využívať ako korekčná surovina na výrobu rýchlo tuhúcich a odolných cementov, na keramické účely, výrobu brúsnych materiálov, umelých drahokamov a na výrobu plaveného pigmentu červenohnedej až hnedočiernej farby. Je využiteľný na sorpciu niektorých kovov. Celkovo sa dá hodnotiť ako vhodný na ťažbu a spracovanie v malotonážnej, ekonomicky efektívnej výrobe.

Nerudné suroviny

Vápence a slieňe

V regióne Stredné Považie dominujú predovšetkým rozličné druhy vápencov, slieňov a dolomitov. Tieto suroviny vytvárajú masívne akumulácie najmä v miestach rozšírenia mezozoických hornín.

Z vápencov majú najväčší význam vysokopercentné vápence. Aj pri značnej pestrosti petrografických typov a štruktúr sa vyznačujú konštantným chemickým zložením. Za vysokopercentné vápence sa považujú karbonáty s obsahom CaCO_3 vyšším ako 93 %. Najkvalitnejšie sú triasové wettersteinské vápence. Z genetického hľadiska sú to sedimenty teplého, dobre vetraného, presvetleného a plytkého mora. Veľmi čisté sú aj gutensteinské vápence, často však obsahujú polohy dolomitov a dolomitických vápencov. V regióne sa vyskytujú na báze strednotriasových dolomitov a tesne nad neokómom krížňanského príkrovu v Malej Fatre j. od obce Višňové.

Vápence na ložisku Višňové sú strednotriasové vápence krížňanského príkrovu. Sú chemicky pomerne čisté, ale obsahujú časté vložky dolomitov. Sú tmavosivé, lavicovité až masívne, s nepravidelnou sieťou kalcitových žiliek. Na výskyte sú okrem vápencov prítomné aj dolomitické vápence, vápnité dolomity a dolomity, ktoré tvoria ložisko stavebného kameňa Turie. Vápence sú mierne prevrásnené a silne tektonicky porušené. Ložisko zaradíme k ostatným vápencom.

Ku gutensteinským vápencom sa dá priradiť aj ložisko ostatných vápencov Lietavská Svinná. Sú to sivé strednotriasové vápence príkrovu Ostrej Malenice, prestúpené množstvom bielych kalcitových žiliek. Sú masívne, len miestami majú náznaky vrstvitosti. Vápence sú skrasovatené, s množstvom kaverien.

Ďalší typ suroviny, ktorý priradíme k ostatným vápencom, je ložisko Lietava – Drieňovica. Ložisko budujú vápence spodnej kriedy krížňanskej jednotky. Ako surovina sa hodnotia organodetrítické vápence, slabo piesčité vápence s polohami ílových vápencov a slieňovcov. Organodetrítické vápence tvoria polohy hrubé 10 m, ktoré ojedinele obsahujú rohovec. Najrozšírenejší typ sú ílové vápence s pomerne hustou sieťou kalcitových žiliek.

Významné ložisko ostatných vápencov je ložisko Mojtín. Budujú ho viaceré typy vápencov manínskej jednotky rôzneho veku. Sú zvrásnené do antiklinály so šikmou osou. Svetlé krinoidové vápence tvoria stred ložiska a patria k spodnému dogeru. Miestami sú čiastočne silicifikované. Majú hrúbku 150 m. V nadloží je pruh hnedočervených piesčitých krinoidových a organodetrítických vápencov (doger – malm) s hrúbkou 50 m. Ďalej pokračujú organodetrítické kalové a slieňité vápence (titón – neokóm) dosahujúce hrúbku 200 m. Posledným stupňom antiklinály sú urgónske vápence gravelovej štruktúry, organodetrítické vápence s rohovcami v podobe hľúz alebo vrstvičiek. Majú hrúbku 50 až 100 m. Ťažené urgónske vápence sú tmavosivé, s množstvom kalcitových žiliek. Oblasť ložiska má jednu z najkomplikovanejších stavieb v regióne.

Ložisko ostatných vápencov Lietavská Lúčka budujú horniny spodnej kriedy zliechovskej sekvencie krížňanského príkrovu. Ide o slienité vápence a sliene. Prítomné sú aj kremité a slabo piesčité organodetritické vápence. Horniny ložiska sú silne prevrášnené, tektonicky podvrvené a rozpukané. Najväčšia overená hrúbka suroviny je 92 m, priemerne 13,8 m. Hlavná surovina sú ílové vápence a sliene. Aj keď skôr ide o slienitú surovinu, v bilanciách zásob sa kvôli variabilnému zastúpeniu horninových typov uvádza ako ostatné vápence.

Veľké a z hľadiska horninovej skladby významné ložisko sú Ladce – Budkov. Hlavnú surovinu tvoria jurské až kriedové vápence manínskej jednotky. Zastúpené sú aj albsko-cenomanské sliene, ktoré tvoria korekčnú cementársku surovinu. Podložie tvoria piesčito-krinoidové vápence liasu a kremité vápence až silicity dogeru. Podložie sa ponára pod úžitkové súvrstvie. Úžitkovou horninou sú hľuznaté vápence až rádiolarity (čorštynské súvrstvie), ktoré pokračujú ladčianskymi piesčitými vápencami (mladší valangin – starší hoteriv), nanokónovými až organodetritickými vápencami, rohovcovými vápencami (hoteriv – starší barém), súvrstviem belemnitových vápencov (alb – starší apt) až po urgónske vápence. V nadloží sú sliene a slieňovce (alb – cenoman). Podľa horninového typu je aj surovina rozdelená na 4 typy. Geologická stavba je komplikovaná, s typickými prvkami, ako má bradlové pásmo. Maximálna hrúbka vrstvy suroviny je 250 m. Najviac zastúpený je III. typ vápenca – 64,15 % zásob – s takýmto chemickým zložením: CaO 45,44 %, SiO₂ 11,69 %. Zaujímavé sú aj sliene, ktoré majú takéto chemické zloženie: CaO 18,17 %, SiO₂ 40,62 %, Al₂O₃ 10,55 %, Fe₂O₃ 4,55 %. Na výrobu cementu je potrebná minimálne trojzložková zmes surovín. Ložisko uvádzame ako príklad takmer vhodnej kombinácie surovín na výrobu portlandského cementu.

Posledný typ ložiska ostatných vápencov je pomerne malé ložisko Krivoklát v CHKO Biele Karpaty. Ložisko sa nachádza v čorštynskej sérii púchovského úseku bradlového pásma. Budujú ho vápence obklopené plastickými horninami (pestré sliene púchovského typu a tmavosivé sliene).

Surovinu predstavujú vápence a sliene. Ložiskové teleso vápencov (jura – staršia krieda) predstavuje viac litologických typov, v ktorých majú prevládajúce zastúpenie svetlosivé, sivé, svetlohnedé až červenohnedé krinoidové vápence. Okrem nich sú zastúpené vo forme tenkých, ojedinele hrubších polôh celistvé kalové až brekciovité vápence. Majú chemické zloženie bez podstatnejších výkyvov v obsahu CaO, MgO a SiO₂. Spolu s krinoidovými vápencami predstavujú jeden technologický typ suroviny. Prechody jednotlivých typov vápencov bývajú postupné, niekedy ostré. Teleso vápencov porušuje sústava zlomov. Maximálna hrúbka vápencov je 170,4 m. Sliene tvoria samostatné ložiskové teleso na južnej strane vápencov. Ich maximálna overená hrúbka je 48,3 m. Priemerné chemické zloženie vápencov je takéto: CaO 52,78 %, MgO 0,66 %, SiO₂ 4,29 %, K₂O 0,19 %, Na₂O 0,10 %, P₂O₅ 0,04 %. Sliene majú takéto chemické zloženie: CaO 41,82 %, MgO 0,90 %, SiO₂ 14,54 %, K₂O 1,01 %, Na₂O 0,16 %, P₂O₅ 0,07 %.

Ostatné vápence sa zaraďujú do kvalitatívnych tried IV až VIII. Dajú sa využiť na stavebné a poľnohospodárske účely a v cementárskom priemysle. Perspektívne sa môžu využiť na prípravu pelitizovaných vápencov z vápencovej múčky, bentonitu, prípadne ďalších prísad. Vhodné sú na využitie v poľnohospodárstve a ekológii (odsírovanie), na úpravu pH pôdy, prípravu sorbentov a pod.

Sliene a slieňovce sú dôležité cementárske suroviny. Pri ich použití na výrobu portlandského cementu je potrebná len menšia korekcia, a to v závislosti od obsahu Ca a Al. V regióne vystupujú sliene v mezozoických sériách tektonických jednotiek, najmä v súvrstviach jury a kriedy pieninskej série a spodnej kriedy manínskej série bradlového pásma, v liase niektorých obalových sérií, napr. šiprúnskej, v liase a v staršej kriede krížňanského príkrovu a vo vrchnej kriede bradlového pásma. Ako je zreteľné z predchádzajúceho textu, pomerne často vystupujú na jednom ložisku spolu s rozličnými druhmi vápencov.

Ako cementárska surovina sú známe pestré púchovské sliene bradlového pásma. Ide o súvrstvie červených, sivých, zelených, bielosivých a modrosivých slieňov a slienitých bridlíc na ložiskách Horné Srnie, Ladce – Budkov (cenoman – turón a kampán – mástricht). Rovnako ako na ložisku Ladce – Budkov, na ložisku Horné Srnie tvoria sliene značné časti súvrstvia. Okrem vápencov vystupujú pestré, prevažne červené globotrunkánové slieňovce, vápnité ílovcy, piesčito-ílovité vápence so šošovkami krinoidových vápencov so spoločným názvom púchovské sliene, ktoré sú zastúpené v úsekoch Skalica – Salaš, a slienité vápence kysuckej série striedajúce sa s vápnitými ílovcami s vložkami bridlíc, prevažne v úseku Dlhé Pole. Úseky majú komplikovanú geologickú stavbu vrásovo-zlomového charakteru. Púchovské sliene tvoria obal krinoidových vápencov a sú zavrásnené aj do podložných súvrství manínskej jednotky. Sliene dosahujú maximálnu hrúbku 75 m. Tvoria jednu zo zložiek na výrobu portlandského cementu.

Dolomity

Sú to horniny, ktorých hlavná zložka je dolomit $\text{Ca-Mg}(\text{CO}_3)_2$. Prímеси tvoria ďalšie minerály rôzneho zloženia a pôvodu (kalcit, magnezit, siderit, kremeň, pyrit, grafit, ílové minerály). Z organických látok sú to bituminové a humózne látky. Dolomit vystupuje na ložiskách často s vápencom, do ktorého môže plynu- lo prechádzať.

Dolomity sú sústredné do Strážovských vrchov a Malej Fatry. V Malej Fatre sa nachádza rozsiahle ložisko Stráňavy – Strečno – Kojšová. Dolomity ložiska patria do príkrovu Ostrej Malenice (stredný až mladší trias). Reprezentujú ich dva petrografické typy. Prvý sú sivé dolomity (celistvé, rozpadavé na piesok, múčka). Druhý typ sú dolomitové brekcie so zvýšeným obsahom kyslých zložiek, najmä SiO_2 . Maximálna overená hrúbka je 150 m. Jednotlivé zrnitostné typy sú rozmiestnené nepravidelne a pozvoľna prechádzajú do seba. V nadloží sú paleogénne zlepenca ako skrývka. Dolomity sú vhodné na aglomeráciu rúd, ako hnojivo v poľnohospodárstve a ako kamenivo do betónu.

Menšie, menej významné ložiská dolomitov sú Lietavská Svinná a Veľká Čierna. Ložisko Veľká Čierna budujú sivé a svetlosivé, silne tektonicky porušené nevtrstvené dolomity. Najbežnejší typ sú brekciovité dolomity s krustifikálnou štruktúrou. Z hľadiska chemického zloženia je surovina monotónna. Overená hrúbka dolomitov je 94 m. Hornina je silne podrvená, rozpadavá na ostrohranné úlomky veľkosti do 10 cm, piesok a na niektorých miestach až na dolomitovú múčku. Nad dolomitmi je paleogénne súvrstvie (brekcie, prachovce a pieskovce). Chemické zloženie dolomitov je pomerne výhodné. Obsah Fe_2O_3 je 0,07 %, CaO 29,85 % a MgO 21,89 %, čo je v podstate čistý dolomit.

Ďalšie významné ložisko je ložisko Rajec – Šuja. Budujú ho dolomity priekrova Ostrej Malenice hronika. Tvoria ho dve samostatné telesá (Krátka a Vitešová). Dolomity sú sypké, vzácne sú prítomné dolomitové brekcie, stromatolitické a biohermné dolomity a dolomitické piesky (stredný a mladší trias). Maximálna hrúbka je 140 m. Jednotlivé typy dolomitov v priestore nie sú vyčlenené a vytvárajú jedno ložiskové teleso úžitkovej suroviny. Horniny sú silne zvrásnené, s prevráteným vrstvom sledom. Na ložisku je obsah $\text{CaO} + \text{MgO}$ 52 %, obsah kyslých zložiek ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) je do 11 % a obsah ílu je 0,2 – 3,0 %. „Ílová hmota“ pozostáva z dolomitu. Ílové minerály sú prítomné akcesoricky.

Dolomity sú vhodné do betónu, na aglomeráciu rúd, pre poľnohospodárstvo, do malty, na omietky a murivo, ako aj na netradičné využitie (plnivá, minerálne vlákna, na výrobu amónneho liadku, na zdravotnícke tablety, ako krmivo pre dobytok a pod.).

Ložisko je príkladom rozpadavých dolomitov, akých sa na západnom Slovensku, najmä v Strážovskej hornatine, vyskytuje niekoľko.

Sialitické suroviny

Cementárske sialitické suroviny predstavujú íly, spraše, hliny, bridlice a ílovce. Používajú sa na úpravu SiO_2 , Al_2O_3 a Fe_2O_3 v zmesi na výpal slinku a tým umožňujú korigovať chemické zloženie základnej suroviny v cementárskom priemysle. Hovoríme im aj korekčné cementárske suroviny.

V hodnotenom regióne sú takéto horniny na ložiskách Krivoklát, Horné Srnie a Tunežice. Sú súčasťou horninových komplexov opísaných na týchto lokalitách.

Dekoračný kameň

Za dekoračný kameň sa považujú všetky druhy pevných hornín, ktoré sú dobývateľné v blokoch a svojimi vlastnosťami vyhovujú na ušľachtilú kamenársku, prípadne hrubú kamenársku výrobu. Pri surovinách na ušľachtilú kamenársku výrobu sa hodnotí najmä vzhľad, farebnosť, leštiteľnosť a trvanlivosť horniny. Pre hrubú kamenársku výrobu je rozhodujúce mineralogické a petrografické zloženie, fyzikálno-mechanické vlastnosti, štruktúra, textúra, blokovitosť, druhotné premeny a iné. Nepriaznivé vlastnosti sú zvetrávanie, druhotné premeny, tektonické porušenie, vložky nevhodných hornín a podobne.

Jediné ložisko dekoračného kameňa tesne na hranici hodnoteného regiónu je Považský Chlmec – Všivák. Ložiskové teleso tvoria kriedové zlepence bradlového pásma s pestrým zložením obliakového materiálu. Na ložisku je niekoľko petrografických typov. Ich rozmiestnenie je nepravidelné a ich hranice sú pozvoľné. Najbežnejšie sú hrubozrnné a stredozrnné zlepence masívneho charakteru, miestami s nezreteľnou vrstvositosťou. Percentuálne zastúpenie základnej hmoty v stredozrnných zlepencoch je do 15 %, v hrubozrnných do 18 %. Maximálna overená hrúbka zlepenčov je 100 m.

Zlepence sú pevné, masívne, prípadne s nezreteľnou vrstvositosťou. Vplyvom tektoniky sú porušené, prestúpené jemnými nepravidelnými puklinami, ktorými sú rozdelené na bloky rôznych rozmerov. Zistilo sa niekoľko blokov s veľkosťou viac ako 1 m³.

Stavebné suroviny

Stavebné suroviny sú také nahromadenia prírodných horninových materiálov, ktoré sú využiteľné pri výstavbe občianskych a priemyselných objektov, vodných diel, cestných a železničných komunikácií, ako sú podklady ciest, diaľnic, železničné podklady či zvršky, a na iné účely. Medzi stavebné suroviny sa zaraďuje prírodné kamenivo, drvené kamenivo, lomový stavebný a regulačný kameň, suroviny do násypov, betónov, na maltárske hmoty, omietky, asfaltové zvršky a suroviny na výrobu tehliarskych murovacích a strešných výrobkov.

Stavebný kameň

Stavebný kameň zahŕňa rozličné druhy hornín, ktoré sú vhodné na stavebné účely vo vyťaženom prírodnom alebo upravenom stave. Takéto horniny musia mať určité fyzikálno-mechanické vlastnosti vyhovujúce stanoveným podmienkam (normám) na stavebné účely, ako sú odolnosť proti vysokému tlaku, agresívnej vode, poveternostným vplyvom a podobne. Škodlivinami sú povrchové alebo alterované zóny, resp. polohy technologicky nevhodných hornín.

V regióne Stredné Považie je niekoľko ložísk stavebného kameňa. Sú to horniny z petrografického hľadiska málo pestré. Ako stavebný kameň vystupujú väčšinou vápenca a dolomity. Iné horniny (ako napr. pieskovce) sa používajú menej.

Ložiská stavebného kameňa, na ktorých dominantným petrografickým typom je vápenec, sú ložiská Stráňany – Polom, Tunežice, Jabložové a Beluša. Dolomit spolu s vápencom vystupuje na ložisku Podhorie. Dolomit v podstatnom zastúpení vystupuje na ložisku Turie, Dubnica nad Váhom a Veľká Čierna. Vápnitý pieskovec je na ložisku Lúky pod Makytou.

Ložisko Stráňany – Polom je budované karbonátovým súvrstvom stredného triasu krížňanskej jednotky. Napriek tomu, že úžitkovou surovinou je kontinuálny rad vápenec – vápnitý dolomit – dolomitický vápenec – dolomit, najbežnejší typ sú vápence gutensteinského typu s obsahom MgO do 2,2 %. Tieto vápence sa

nepravidelne striedajú s ostatnými petrografickými typmi. Overená hrúbka ložiska je do 230 m. Podložie tvorí spodnotriasové súvrstvie malofatranskej obalovej jednotky. Ložisko je silne tektonicky porušené, prevažuje systém smeru V – Z a JZ – SV a množstvo podružných poruchových systémov. Ložisko predstavuje stavebný kameň, ale časť sa hodnotí ako ostatný vápenc (Stráňany – Polom – Kojšová). Surovinu, ktorá sa využíva len ako stavebný kameň, tvoria vápence s vyšším obsahom SiO₂. Surovina nespĺňa požiadavky pre použitie v hutách. Hrúbka týchto polôh je až 100 m. SiO₂ je prítomný v hornine v podobe autigénneho kremeňa a jemnozrnného chalcedónu. Pravdepodobne pochádza z ihlič kremitých hubiek nachádzajúcich sa vo vápencoch, ale môže byť aj hydrotermálneho pôvodu. Hornina hodnotená ako stavebný kameň je vhodná na výrobu betónov triedy B I, skupina B – C, na netuhé vozovky triedy N I a na koľajové lôžka.

Ložisko stavebného kameňa Jablonové sa nachádza v ochrannom pásme ŠPR Súľovské skaly a CHKO Strážovské vrchy. Budujú ho piesčité vápence bazálneho súvrstvia myjavsko-hričovskej skupiny. Vápenc je stredozrnný, sivej, po zvetraní žltosivej farby. Obsahuje množstvo foraminifer, numulitov, diskocyklín a miestami alveolín. Piesčité prímes tvorí kremenný a karbonátový detritický materiál. V nadloží sú vápnité pieskovce, brekcie až zlepenec s karbonátovým materiálom (súľovské zlepenec), ktoré sú tiež úžitkovou surovinou. Podložie ložiska tvorí krieda bradlového pásma. Hrúbka suroviny na ložisku kolíše v závislosti od konfigurácie povrchu od 29 do 116 m.

Na základe fyzikálno-mechanických vlastností je surovina vhodná na výstavbu ciest.

Veľké ložisko stavebného kameňa Beluša bolo opísané pri ložiskách ostatných vápencov. Ložisko buduje niekoľko typov vápencov. Vyhovujú ako kamenivo do betónov triedy B I, ako kamenivo na netuhé vozovky triedy N I a na koľajové lôžka. Samozrejme, vyhovujú ako vápence triedy III – VI (ostatné vápence).

K vápencom podobného charakteru prislúcha aj malé ložisko stavebného kameňa nachádzajúce sa v blízkosti opisovaného ložiska na druhej strane hradskej do Podhoria.

Veľké ložisko Tunežice je súčasťou maninskej jednotky. Ložiskovou stavebnou surovinou sú tmavosivé rohovcové lavicovité vápence. Miestami prechádzajú do kremitých vápencov až spongolitov. Uprostred vápencov vystupujú často vložky slieňov a slienitých bridlíc. Lavice vápencov majú hrúbku 20 – 30 cm s úklonom na JV. Vyším členom liasu sú na ložisku piesčito-krinoidové vápence, ktoré tvoria jeho podstatnú časť. Lavice týchto vápencov dosahujú hrúbku až 2 m a medzi nimi sú tenké polohy slienitých bridlíc. Lavice majú úklon na SSZ. V najvrhnejšej časti ložiska tento typ horniny prechádza až do hrubolavicovitých, silne piesčitých vápencov s polohami piesčitých bridlíc. Úklony vrstiev sú zväčša strmé, až do 70 až 85°. Priemerná hrúbka suroviny na ložisku je 55,82 m, maximálna 175 m. Ložisko je porušené v troch hlavných smeroch. Poruchy sú

väčšinou vyplnené ílovitou hlinou a úlomkami väpencov. Podrvené ílovité äasti tvoria na ložisku vnútorný odpad v množstve 9,84 % z celkových zásob.

Ložisko Turie tvoria dolomity prislúchajúce k strednému a vrchnému triasu chočskej jednotky. Surovinou sú sivobiele a sivé porušené a všesmerne rozpukane rozpadavé dolomity, miestami rozpadavé až na dolomitické piesky. Jednotlivé typy dolomitov pozvoľna prechádzajú do seba bez toho, aby vytvorili vyhranené telesá. Po stránke zrnitosti sú dolomity variabilné, prevládajú však dolomity rozpadnuté na štrk. Niekedy sú skrasovatené. Dutiny vyplňa zvetraný dolomit s krasovou hlinou. Overená hrúbka suroviny je 210 m, priemerná hrúbka 80 m. Surovina má priaznivé chemické zloženie. Napriek tomu je v prírodnom stave na poľnohospodárske účely nepoužiteľná (potrebné drvenie a mletie). V prírodnom stave je vhodná na omietky a ako kamenivo do betónu triedy I. Hoci je ložisko vedené v bilanciách ako stavebný kameň, surovina po úprave je vhodná na ne-tradičné použitie (plnivá a podobne).

Ložisko stavebného kameňa Dubnica nad Váhom budujú dolomity stredného a vrchného triasu hronika príkrovu Homôľky. Dolomity sú sivé až svetlosivé, jemne kryštalické, pórovité a brekciovité. Miestami sa rozpadajú na štrk a piesok. Sú masívne, len vo vrchných polohách možno pozorovať náznaky vrstvovitosti. Hornina je porušená množstvom puklín nepravidelného smeru. Pukliny sú äasto vyplnené hlinitým materiálom a úlomkami dolomitov. Výplň puklín tvorí na ložisku vnútorný odpad v množstve 10 – 15 %. Hrúbka suroviny je 25 m.

Surovina v plnom rozsahu vyhovuje na výrobu stavebného kameňa ako hrubé kamenivo na netuhé vozovky a ako kamenivo do betónu.

Jediné ložisko stavebného kameňa v hodnotenom priestore vo flyši sa nachádza v Lúkach pod Makytou. Ložisko budujú zlínske vrstvy (stredný a mladší eocén) račianskej jednotky magurského flyšu. Zlínske vrstvy tvorí flyšové súvrstvie, kde sa striedajú pieskovce a bridlice v pomere 4 : 1 až 3 : 1. Úžitkovú surovinu tvoria sivomodré, jemné až strednozrnité kremité pieskovce s väpnitým tmelom. Sú uložené v laviciach s hrúbkou 0,3 – 2,5 m. V spodných äastiach je hrúbka lavíc stála a pohybuje sa okolo 1 m. Vložky bridlíc medzi lavicami pieskovca sú hrubé 0,3 – 0,8 m. Vo vrchných äastiach sú vložky bridlíc zastúpené menej a sú hrubé len 0,1 – 0,3 m. Úklon lavíc je 55° na J. Pukliny sú kolmé na smer vrstiev. Vložky bridlíc tvoria vnútorný odpad, ktorý dosahuje do 20 %, miestami do 30 %. Hrúbka ložiska je do 150 m, odkrytá hrúbka do 80 m.

Surovina je vhodná ako hrubé drvené kamenivo na netuhé vozovky. Vyhovuje aj na výrobu všetkých druhov lomového kameňa III. triedy. Využíva sa aj na obklady, cestné a chodníkové obrubníky, stĺpiky, regulačný a brúsny kameň. Odpad sa využíva na kryty a podklady vozoviek.

Štrkopiesky a piesky

Štrkopiesky sa nachádzajú v aluviálnych nivách a terasách sformovaných v panvách a kotlinách. V obliakovom materiáli sú zastúpené v značnom množ-

stve karbonáty. Štrkopiesky Váhu obsahujú zvýšený podiel ílu, preto pred použitím je potrebné upravovať ich práním, pri nepriaznivom zrnitostnom zložení aj drvením.

V regióne Stredné Považie je niekoľko ložísk evidovaných v *Bilanciách zásob SR*. Sú to Dubnica nad Váhom – Borčice, Dubnica nad Váhom, Beluša – Lednické Rovne a Malá Bytča.

Ložisko Beluša – Lednické Rovne budujú kvartérne sedimenty rieky Váh a nachádza sa v jeho aluviálnej nive. Podložím sú neogénne íly Ilavskej kotliny. Surovinou sú štrky a piesčité štrky, v malej miere piesky tvoriace rýchlo sa vyklinujúce polohy. Štrky sú tvorené obliakmi granitoidných hornín (14,5 %), karbonátov (10,4 %), pieskocov (18,5 %), kremencov a kremeňa (25 %). Sporadicky sú prítomné výlevné a metamorfované horniny. Veľkosť obliakov sa pohybuje od 1 do 5 cm, ojedinele do 30 cm. Podiel piesčitej frakcie je do 20 %. Jej obsah stúpa od bázy ložiska smerom k nadložíu. Hrúbka suroviny závisí od konfigurácie podložia. Pohybuje sa od 4,6 do 10,5 m.

Surovina sa vyznačuje variabilitnosťou zrnitostného zloženia, nedostatkom piesčitej frakcie a zvýšeným množstvom odplaviteľných látok. Ekvivalent piesku je 80 %, otlk 30 – 35 %, navetranosť do 2 %. Štrkopiesok sa upravuje drvením a práním. Tým sa eliminujú nepriaznivé parametre zrnitostného zloženia a zvýšeného obsahu odplaviteľných látok. Kamenivo je vhodné na výrobu betónov. Ložisko nemá veľkú životnosť.

Pomerne veľké ložisko je Dubnica nad Váhom. Zrnitostné zloženie je obdobné ako na ložisku Beluša – Lednické Rovne. Obsah obliakov väčších ako 8 cm sa nestanovil. Odlišné je petrografické zloženie obliakov. Vápence sú zastúpené 49 %, pieskovec 22 %, granity 15 %, kremence, kremeň a rohovce sú zastúpené len v množstve 15 % a zlepenec 2 %. Zastúpenie piesčitej frakcie je variabilné, od 11,95 do 34,47 %, v priemere 23,92 %.

Ložiskové teleso má jednoduchú stavbu. Hrúbka suroviny závisí od konfigurácie podložných neogénnych ílov a zlepenecov. V nadloží sú naplavené zahlienené piesky s hrúbkou do 1 m. V ložisku sú ojedinelé preplástky ílov v hrúbke 0,3 do 0,5 m, ktoré tvoria vnútornú skrývku. Hrúbka suroviny sa pohybuje od 4 do 14,7 m, v priemere 11,35 m. Zahlienené piesky zvyšujú miestami skrývku až do 2,6 m.

Štrkopiesok v prírodnom stave vyhovuje len do betónov nižšej kvality. Vzhľadom na variabilitnosť zrnitostného zloženia a nízky obsah piesku je potrebné surovinu upravovať drvením, triedením a práním. Tým sa umožní jej použitie do betónov vyššej kvalitatívnej triedy. Fyzikálno-mechanické vlastnosti sú priaznivé. Mierne zvýšený je len obsah odplaviteľných látok (max. 8 %), ktorý sa však eliminuje práním. Surovina vyhovuje aj ako kamenivo na netuhé vozovky I. kvalitatívnej triedy.

Podobný charakter ako ložisko Dubnica, aj pokiaľ ide o petrografické zloženie obliakov, má ložisko Dubnica – Borčice. Keďže tieto dve ložiská rozdeľuje len hradská, nie je potrebné sa o ložisku Borčice zmieňovať podrobnejšie.

Posledné ložisko štrkopieskov, ktoré sa nachádza v regióne Stredné Považie, je ložisko Bytča.

Hlavná surovina na ložisku sú štrky a piesčité štrky s obsahom piesčitej frakcie od 15,72 do 35,72 %, v priemere 26,92 %. Štrky sú tvorené najmä obliakmi granitických hornín, karbonátov a pieskovcov. Menej sú zastúpené kremeň, kremence a metamorfované horniny. Veľkosť obliakov je od 2 do 15 cm, menej do 20 cm, vzácné viac ako 20 cm. Hrúbka ložiskovej suroviny kolíše od 5,1 do 11,4 m. V priemere je len 8,9 m. Ložiskové teleso je uložené subhorizontálne na nepravidelnom podloží tvorenom kriedovými ílovcami bradlového pásma.

Surovina obsahuje v priemere 27 % piesčitej frakcie. Ekvivalent piesku je okolo 95 %. Obsah odplaviteľných častíc v drobnom aj hrubom kamenive je do 1 %. Kamenivo je odolné proti dynamickému namáhaniu. Je trvanlivé a mrazuvzdorné. Surovina je použiteľná do násypov a po úprave drvením, triedením aj na cementovú a živčnú stabilizáciu, asfaltový betón a valcovaný betón. Určité polohy suroviny sú po úprave vhodné aj do krytov vozoviek.

Tehliarske suroviny

Pod pojmom tehliarske suroviny sa rozumejú horniny, resp. ich zvetraniny vhodné v prírodnom stave alebo po úprave na výrobu murovacích výrobkov, resp. krytiny a dekoratívnych tehliarskych prvkov, či už samostatne alebo v zmesi s inými surovinami, predovšetkým s pieskom. Okrem technologických a keramických vlastností je veľmi dôležité mineralogicko-petrografické zloženie suroviny. Najvhodnejšie sú hliny a íly bez vápnitých korekcií. Málo vhodné sú suroviny s prevládajúcim ílovým minerálom montmorillonitom a obsahom kremeňa. Sú vysoko citlivé pri sušení, ktoré spôsobuje vysoké zmrastenie a pokles pevnosti v ťahu a pri ohybe.

V regióne Stredné Považie sú evidované 4 malé ložiská tehliarskych surovín. Geologická stavba územia je málo vhodná na formovanie rozsiahlejších ložísk. Evidované ložiská tehliarskych surovín sú Ilava, Tuchyňa – Pruské, Bytčica – Žilina a Bánová.

Ložisko Ilava leží v Ilavskej kotline. Tvoria ho kvartérne hliny, v podloží ktorých sú zahlinené terasové štrky. Úžitkovou surovinou sú prachovité bezuhlíčanové hliny eolického pôvodu. V spodnej časti obsahujú prímes jemného štrku. Granulometrické zloženie prachových hĺn je charakteristické vysokým podielom prachovej frakcie (65 %). Podiel íloviny je 21 %, piesčitej frakcie 11 %. Hliny majú nízky obsah CaCO_3 (0,08 – 4,12 %), ktorý je v sedimente rovnomerne rozptýlený. Hlina je uložená subhorizontálne na terasových štrkoch. Hrúbka suroviny je nepravidelná, 2 – 12,4 m, v priemere 5,4 m. Skrývku tvorí v podstate len humusová vrstva s priemernou hrúbkou 0,24 m.

Hlinu je možné charakterizovať ako jemnú až polohrubú, bezuhlíčanovú až slabo uhlíčanovú, stredne plastickú až plastickú. Z ílových minerálov prevláda

illit a montmorillonit. Surovina je vhodná na výrobu tehál CDM a plných tehál P-150. Je zaradená do II. skupiny tehliarskych zemín.

Ložisko Tuchyňa – Pruské tak isto tvoria sprašové hliny, v podloží ktorých sa nachádza štrková terasa a neogénne íly. Sprašové hliny žltkastej farby obsahujú 65 % prachu. Obsah ílovej frakcie je 30 %, piesčitej 5 %. Ílovú frakciu tvorí illit, kaolinit a montmorillonit. Obsah uhličitanov spravidla nepresahuje 1 %. Skrývku na ložisku tvorí humus.

Sprašové hliny na ložisku zodpovedajú jemnej bezuhličitanovej, stredne plastickej až plastickej surovine II. až III. skupiny tehliarskych zemín. Surovina je vhodná na výrobu dierovaných tehál. Menšia časť menej homogénnej suroviny je vhodná na výrobu plnej pálenej tehly.

Ložisko tehliarskych surovín Bytčica – Žilina tvoria kvartérne ílovito-prachové hliny s hrúbkou 0,4 až 6,45 m a paleogénne ílovité, ílovito-piesčité až piesčité prachovce v hrúbke 2,0 – 35,15 m. Podiel kvartérnych hlin na zásobách ložiska je 12,64 %. V ložisku, najmä v jeho paleogénnej časti, sú prítomné technologicky nevhodné polohy spôsobujúce pokles pevnosti výrobkov o viac ako 20 %. Prítomné sú aj polohy pieskovcov s hrúbkou 20 cm a viac. Tieto polohy sú vylúčené zo zásob ložiska ako vnútorná skrývka. Podiel vnútornej skrývky na ložisku je 23,17 %. Súvrstvie centrálnokarpatského paleogénu je uložené vo vrstvách ssz.-jvv. až sz.-jv. smeru. Uklonené je 10 – 30° na SV až SSV. Skrývku tvorí humus a zvetrané pieskovce s hlinou obsahujúcou konkrécie. Celková hrúbka skrývky je 2,08 m.

Z opisu ložiska vyplýva, že sú tu zastúpené dva technologické typy suroviny. Sú to kvartérne hliny a paleogénne prachovce. Kvartérne hliny nie sú samostatne využiteľné. Ich podiel vo výrobnej zmesi nesmie byť vyšší ako 20 %. Paleogénne prachovce prinášajú do výrobnej zmesi rozhodujúce vlastnosti, no spôsobujú tvorbu výkvetov. Rozpadavé prachovce je možné pridať do pracovnej zmesi v množstve 12 – 15 %. Surovina je vhodná na výrobu najnáročnejších tenkostenných tehliarskych výrobkov. Zaraďuje sa do II. skupiny tehliarskych zemín.

Posledný typ tehliarskych surovín evidovaných v regióne je ložisko Bánová. Ložisko budujú sedimenty centrálnokarpatského paleogénu a kvartérne sprašové hliny. Ide o dve ložiskové telesá ležiace nad sebou, ktoré oddeľuje poloha zahlinených štrkov. Sprašové hliny tvoria polohu s hrúbkou 1,1 až 10,7 m, v priemere 6,03 m. Ide o prachové hliny svetlohnedej a žltoghnedej farby so závalkami svetlosivej piesčitej hliny. Hlavná ložisková surovina sú paleogénne horniny. Ich hrúbka kolíše od 4,0 do 21,8 m. Ide o sivé, sivomodré a zelenohnedé prachovce prestúpené vrstvičkami vápnitých pieskovcov, miestami zvetraných až na piesok. Ich hrúbka je 0,1 až 0,6 m. Škodlivinou sú vápnité pieskovce, prípadne piesky a prachovce s úlomkami pieskovcov. Ich podiel v ložisku je 6,96 %. Skrývku na ložisku tvorí humusová vrstva a miestami hlina s úlomkami pevných hornín.

Surovinu z ložiska reprezentujú dva samostatné technologické typy. Kvartérne hliny boli odskúšané na výrobu prvkov na stropné konštrukčné tvarovky.

Paleogénne prachovce boli odskúšané na výrobu dierovaných kvádrov typu CD-T 28. Surovina na ložisku vyhovuje zaradeniu do III. skupiny tehliarskych hlien.

Nerastné suroviny – zhrnutie

V regióne Stredné Považie majú v súčasnosti ekonomický význam len ložiská nerudných surovín. Sú to najmä dolomity, ktorých chemické zloženie dovoľuje v mnohých prípadoch použitie na ušľachtilé účely v rôznych oblastiach hospodárskej sféry. Špeciálne použitie dolomitov niekoľkonásobne zvyšuje ich hodnotu oproti použitiu ako stavebný kameň. Preto by sa najmä čisté rozpadavé dolomity mali využívať racionálne.

Vápence hodnotíme v regióne len ako ostatné vápence, to znamená, že ich mineralogická a chemická čistota nedosahuje hodnoty vysokopercentných vápencov. Sú hlavnou surovinou pre cementársky priemysel, prípadne pre poľnohospodárstvo. Zásoby tohto typu sú značné a v regióne predstavujú silnú ekonomickú bázu. Stavebné kamene predstavujú väčšinou tiež karbonátové horniny. Iné typy hornín sa používajú menej.

Štrkopiesky sa ťažia na niekoľkých ložiskách. Ich ťažba slúži najmä na výstavbu diaľnice. Tieto štrkopiesky zďaleka nedosahujú kvalitu štrkopieskov Podunajskej roviny, preto na použitie v náročnejšej výrobe je potrebné upravovať ich triedením, drvením a praním. Zastúpenie tehliarskych surovín je v regióne tak isto sporadické. Surovina na evidovaných ložiskách je väčšinou vhodná aj na náročné tehliarske výrobky.

Napriek chudobnosti surovinových typov môže región pri správnom využití surovinového potenciálu poskytnúť impulzy pre hospodársky rozvoj.

Ak máme hodnotiť perspektívu zabezpečenia ďalších typov surovín, ako perspektívna sa javí oblasť vonkajšieho flyšového pásma, a to pri prieskume uhľovodíkov, najmä v hlbších častiach jeho horninových komplexov.

EXKURZNÉ LOKALITY

Z veľkého množstva lokalít, kde sa možno oboznámiť s geológiou tohto pestrého a zaujímavého regiónu, sú vybrané najkrajšie, najľahšie prístupné a okrem najnavštevovanejších, ako sú napr. Vršatec alebo Manínska úžina, ponúkame aj ďalšie typy. Rozsah vysvetliviek umožňuje, žiaľ, len ich veľmi stručnú charakteristiku. Podrobnejšie údaje možno nájsť v publikovaných exkurzných sprievodcoch (odkazy sú uvedené pri opisoch jednotlivých lokalít). Pri lokalitách, ktoré sa ešte nedostali do exkurzných sprievodcov, sú uvedené, ak existujú, pramene, kde možno získať ďalšie podrobnejšie informácie. Opis lokalít je v abecednom poradí.

1. Babiše-lom, Kolárovice: spodné luhačovické vrstvy, račianska jednotka

Lom sa nachádza v. od cesty Kolárovice – Makov 500 m s. od osady Babiše, 500 m j. od sedla. Lom je v prevádzke. V ľavej časti sa nachádza 20 m hrubá poloha glaukonitových pieskocov pasierbieckeho typu spodných luhačovických vrstiev. Smerom do nadložia (vpravo) pribúdajú ílovce – ide o pelitickú polohu v závere sedimentácie spodných luhačovických vrstiev. Na spodných vrstvových plochách sú odkryté zaujímavé prúdové stopy a stopy po bioturbácii. Geologické a sedimentologické pomery podrobne opísali Starek a Pivko (2001). Strižné deformácie v lome študovali Marko et al. (2000).

2. Bolešovská dolina: „kontroverzné“ bradlo čorštynskej jednotky (obr. 19)

V Bolešovskej doline 2,5 km sz. od obce vo svahu s. od cesty sa nachádza asi 12 m vysoké bradlo čorštynskej jednotky, akých sú v bradlovom pásme desiatky. Známe sa stalo najmä vďaka tomu, že podľa Salaja (1987, 1990b, 1998) by malo svedčiť o „bolešovskej“ orogenetickej fáze v liase, spojenej okrem iného s vulkanickou činnosťou.

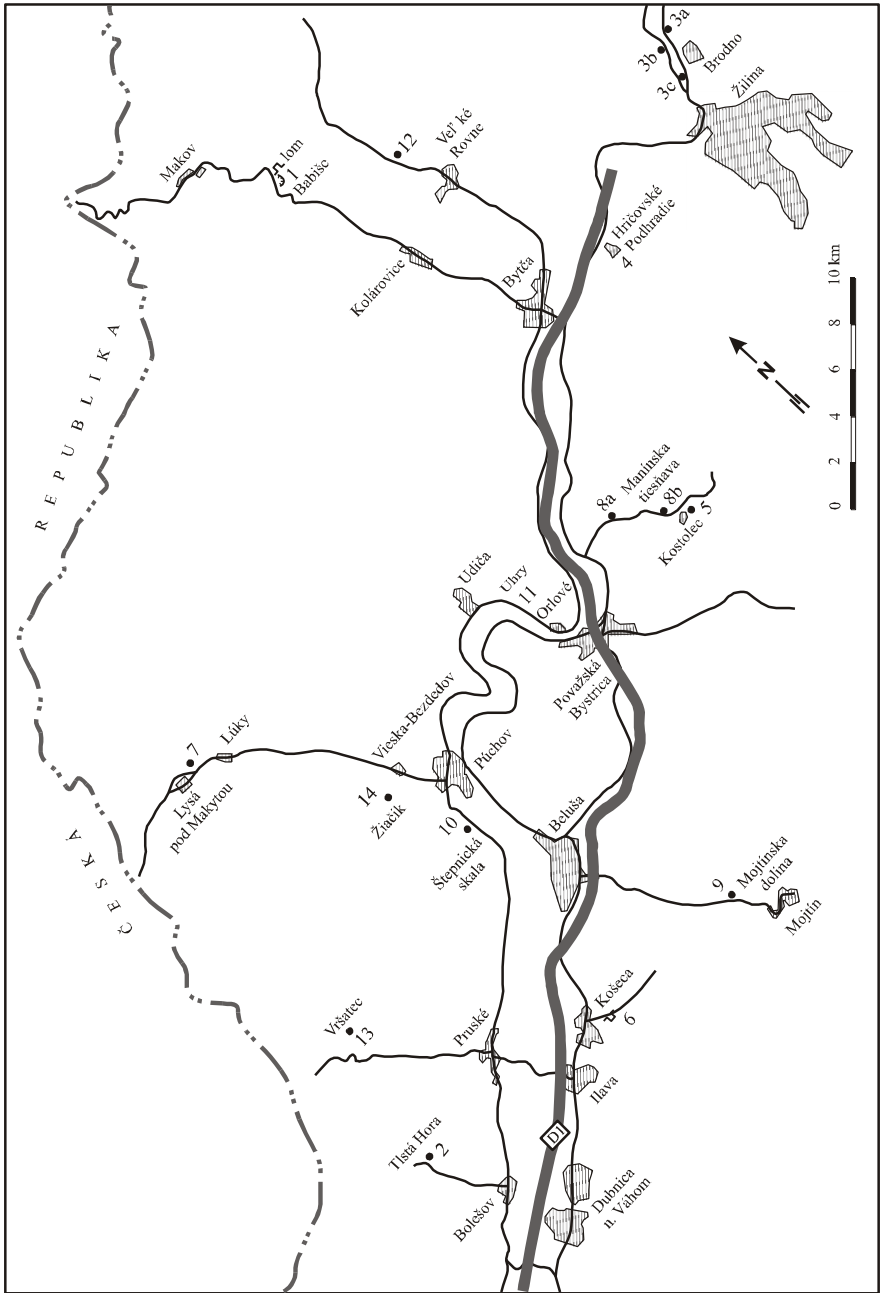
Následne bradlo podrobne preskúmali Aubrecht et al. (1998). Údaje a predstavy Salaja (l. c.) nepotvrdili. Zistili však viacero fenoménov, ktoré sú dôležité z hľadiska stratigrafie, sedimentológie a paleogeografie čorštynskej jednotky. Bradlo podľa nich (l. c.) má takýto vrstvový sled:

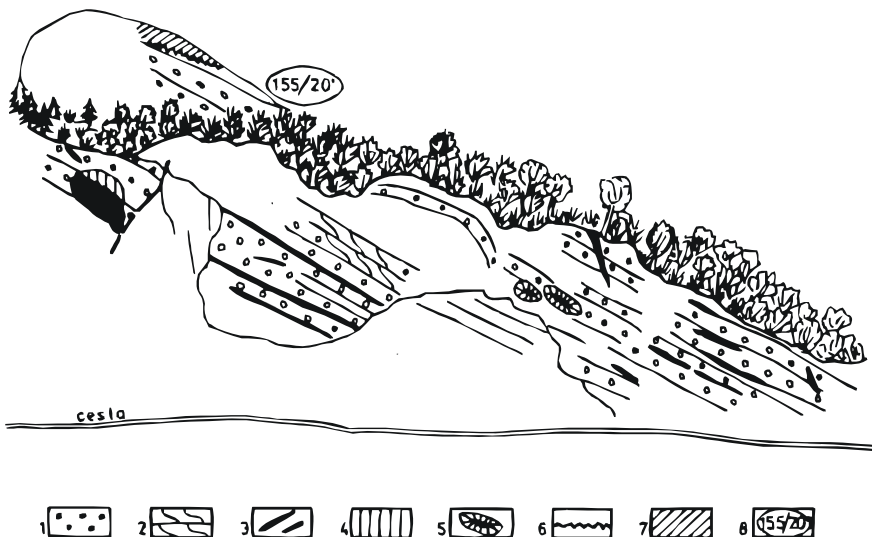
1. Hrubolavicovité až masívne biele až žltkavé piesčité krinoidové vápence (smolegovské, bajok – spodný kelovej). Lokálne obsahujú vložky intraformačných brekcií s dutinami vyplnenými radiaxiálnym fibróznym kalcitom a kremenou detritickou prímiesou do veľkosti až 3 cm.



Obr. 18. Schematický náčrt exkurzných lokalít.

Exkurzné lokality: 1 – Babiše-lom, Kolárovice; 2 – Bolešovská dolina; 3 – Brodno – Rudinka – Vranie a Považský Chlmec; 4 – Hričovské Podhradie; 5 – Kostolec; 6 – Košeca-lom; 7 – Lúky-lom; 8 – Manínska tiesňava a Kostolecká tiesňava; 9 – Mojčínska dolina – lom v lokalite nazývanej II. Štúrova brána; 10 – Štepnická skala; 11 – Udiča – Uhry – Orlové, zárez cesty; 12 – Veľké Rovné-lom; 13 – Vršatec; 14 – Žiačik-bradlo. Zostavil J. Mello (2005).





Obr. 19. Náčrt bradla v Bolešovskej doline (podľa Aubrechta et al., 1998): 1 – krinoidový vápenec; 2 – šikmé zvrstvenie; 3 – neptunické dajky s mikritovou výplňou; 4 – sivý mikroonkoidový až ooidový vápenec vo výplni kaverny; 5 – dutinky s radiaxiálnym tmelom a vnútorným sedimentom; 6 – Fe-Mn hardground; 7 – červený biomikritový vápenec s prechodmi do mikroonkoidového vápenca; 8 – smer a sklon vrstiev.

2. Tmavoľalové až tmavočervené vápence s 1 – 5 cm hrubými hnedými až čiernymi kôrami (Fe-Mn hardground), s Fe-Mn stromatolitmi a onkoidmi (vrchný kelovej – spodný oxford).

3. Ružovofialové vápence s čiernym povlakom (Mn oxidy) na schránkach bivalvií (bohunický vápenec, vrchný kelovej – oxford).

4. Sivý mikroonkolitický peloidálny až oolitický vápenec (pravdepodobne tiež oxfordský) – vyplňa pukliny v krinoidových vápencoch (Aubrecht et al., 1997).

5. Krémový mikritický vápenec (sobotský) s červeno potiahnutými drobnými intraklastami vrchnotitónskeho veku.

Vápence 2 – 5 vyplňajú aj niektoré neptunické dajky, silly a dutiny v podložných krinoidových vápencoch (1).

3. Brodno – Rudinka – Vranie a Považský Chlmec: typový profil kysuckej sekvencie a hoštinská sekvencia

Typový profil kysuckej sekvencie pieninskej jednotky, už desaťročia študovaný špecialistami čoraz do väčších podrobností. Nachádza sa 2 – 4 km s. od Žiliny v údolí rieky Kysuce v tzv. Kysuckej bráne. Spodná časť profilu sa nachádza mimo zmapovaného územia v. od rieky Kysuca. Vrstvy sú uklonené prevažne na sever, sekvencia je v prevrátenej pozícii. Staršie, jursko-spodnokriedové,

prevažne karbonátové členy sa nachádzajú s. od obcí Brodno a Vranie (výšiny Rochovica a Brodnianka), mladšie, stredno- a vrchnokriedové flyšové členy (hoštinská sekvencia) možno študovať južnejšie v záreze cesty medzi Vraním a Považským Chlmcom alebo za nižšieho stavu vody v nádherných defilé priamo v koryte rieky Kysuca. Miestami možno pozorovať opakovanie častí vrstvového sledu (zošupinatenie). Podľa Salaja (1995a) sú tu na turónske vrstvy kysuckej jednotky nasunuté cenomanské vrstvy drietomskej jednotky (podľa koncepcie a terminológie vyjadrenej na geologickej mape ide o kysuckú a hoštinskú sekvenciu kysuckej jednotky).

a) Lavý breh rieky Kysuca

Najstaršie, tzv. **posidóniové vrstvy** (álen – bajok) – sivé až čierne bridlice s polohami pieskocov a vápencov – sú odkryté v záreze cesty Žilina – Čadca oproti vyústeniu starej cesty.

Vyššie členy – **nadposidóniové vrstvy a rádiolarity** – tu dnes možno nájsť už iba v sutine. Dobre odkryté sú ďalšie členy v opustenom lome pri železničnej zastávke Brodno.

Veľmi dobre je tu odkrytý **čorštyňský vápenec** (kimeridž – titón) a spodná časť **pieninského vápenca** (vrchný titón – apt), ako aj hranica jury a kriedy v spodnej časti pieninského vápenca). Lokalitu z rôznych aspektov a do rôzneho stupňa podrobne opisali Borza (1969), Andrusov (1973b), Haško (1973), Marschalko et al. (1980), Michalík et al. (1990), Reháková a Michalík (1992, 1997), Houša et al. (1996), Mello (2002) a ďalší.

b) Defilé v záreze cesty j. od Rudinky

(porov. tiež Andrusov, 1973b; Andrusov a Samuel, 1973b; Kysela, 1984d; Michalík et al., 1990, 1997; Vašíček et al., 1997 a i.)

Južnejšiu časť profilu v záreze cesty j. od Rudinky, teda vyššiu časť sekvencie, ako sme videli v Brodne, podrobne študovali Vašíček et al. (1992). Podrobný opis možno nájsť aj v práci Michalíka et al. (1997, s. 367 – 369).

c) Flyš j. od Vranieho v koryte rieky Kysuca alebo v záreze cesty

(porov. Marschalko et al., 1980, s. 133 – 135)

Zo stredno- a mladokriedovej časti hoštinskej sekvencie sa v odkryvoch zachovali najmä odolnejšie flyšové vrstvy snežnického súvrstvia. Tie sú pri nižšom stave vody v rieke Kysuca nádherné odkryté v asi 150 m dlhom defilé v brehu, ale aj na dne rieky pri j. okraji obce Vranie (tab. VII, foto 1 – 3). V spodnej časti profilu (stratigraficky – vrstvy sú v prevrátenej pozícii) sú odkryté najmä sivé až tmavosivé slienité alebo piesčité bridlice, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými vápnitými pieskocami. Smerom do nadložia pribúda lavíc pieskocov a stúpa aj ich hrúbka. V najvyššej časti odkryvu sa objavujú lavice zlepcov s pestrým obliakovým materiálom. Na spodných plochách lavíc pieskocov sú rozličné stopy, v bazálnych častiach lavíc pieskocov aj zlepcov je veľa rastlinnej sečky a časté sú útržky sivých bridlíc.

Šošovky zlepcov považované za sklzové telesá sa zistili približne v rovnej úrovni aj v záreze cesty j. od obce Vranie (Haško a Polák, 1979). Vystupujú

uprostred flyšového súvrstvia. Samuel (1985c) zistil, že slienité bridlice z neho obsahujú strednoturónsku mikrofaunu, v zlepencoch zistil albsko-cenomanskú faunu, ktorú považuje za redeponovanú.

Najvyššiu časť hoštinskej sekvencie tu tvoria exotické zlepence koňacko-santónskeho veku s. od obce Považský Chlmec. Zlepence sú podobné upohlavským zlepencom klapskej jednotky. Vznikli sedimentáciou na podmorských svahoch ako aluviálne kužeľe (Marschalko in Andrusov a Samuel, 1973, p. 66). Východnejšie pod násunovou plochou klapského príkrovu možno nájsť ešte pestré gbelianske vrstvy patriace do santónu – mástrichtu.

Michalík a Reháková (1997) považujú vyššiu časť vrstvomého sledu so zlepenkami za sromovské súvrstvie (koňak – santón). Zlepence v zhode s Marschalkom (1986) považujú za simmiktity, sklzové telesá a olistostrómy. Zlepence obsahujú úlomky a bloky orlovských pieskovcov, ako aj malé litoklasty albských slieňov. To podľa nich dokazuje, že materiál dodával nielen hypotetický Andrusovov chrbát, ale aj k nemu „prilepený“ akrečný klin z klapskej jednotky. Inými slovami, klapský (= šebešťanovský) sedimentačný priestor v turóne zanikol. Horniny, ktoré v ňom dovtedy vznikli, boli akreované k prudko sa dvíhajúcej neopieninskej kordilére. Klastický materiál z nej bol transportovaný do kysuckého sedimentačného priestoru – do vznikajúcej hoštinskej sekvencie.

4. Hričovské Podhradie: olistolity rifových vápencov paleocénneho veku („mont“ – tanet)

Paleocénno-spodnoeocénne až oligocénne súvrstvia lemujúce zo SZ, S a SV blok centrálnych Západných Karpát (CZK) a čiastočne prekrývajúce aj prilahlé manínske, prípadne klapské pásmo sú regionálny fenomén. Venovalo sa im značné množstvo prác. Andrusov (1965) vyčlenil osobitnú myjavsko-hričovsko-žilinskú faciú. Samuel (1972) tieto súvrstvia zahrnul do považsko-hanušovského pásma.

Všetci autori sa zhodli na tom, že jednotlivé fácie pochádzajú z trogu medzi pieninským bradlovým pásmom a blokom CZK, ktorý bol postihnutý intenzívnou tektonickou aktivitou. Vývoj tohto trogu podrobne študovali a monograficky spracovali Samuel, Borza a Köhler (1972), neskôr Marschalko (1980) a Köhler (1988, 1995).

Lokalita Hričovské Podhradie – opustený lom [= lok. č. 53 in Samuel et al., 1972, s. 90 – 91; = lok. č. 8 (obr. 1, 3) in Köhler, 1995; = lok. č. 11 in Samuel et al., 1983]

Lokalita sa nachádza medzi Považskou Bystricou a Žilinou na západnom okraji obce Hričovské Podhradie v malom opustenom kameňolome vo svahu nad domami. Prislúcha k myjavsko-hričovskej skupine.

Je tu odkrytý vápenec rifového telesa s priemerom vyše 100 m. Rifové teleso je silne tektonicky porušené. V dôsledku toho možno pozorovať veľa tektonických brekcií, sekundárneho kalcitu a tektonické zrkadlá. Vápenec je svetlosivý, miestami ružovkastý. Organické zvyšky tvoria okolo 40 % horniny. Najhojnešie

sú červené riasy, zvláštnosťou tejto lokality je pomerne veľký výskyt dasykladálnych rias. Pia (1934) zistil druhy *Dissocladella* sp., *Acicularia* sp. a *Distichoplax biserialis* (DIETR.). Bystrický (1976a) zistil druhy *Dactylopora* aff. *cylindracea* LAM. (= *D. bystrickyi* DIENI, MASS. et RAD.) a *D. deloffri* BYSTRICKÝ, ktoré zaraduje do tanetu (porov. Samuel et al., 1972, lok. č. 53).

Köhler (1966b) určil z tejto lokality *Alveolina* (*Glomalevolina*) *primaeva* REICH. et A. (*Gl.*) *ludwigi* REICH. a veľmi zriedkavé *Discocyclusina* cf. *seunesi* DOUV. a *D. alavensis* (MAN.).

Najnovšie Köhler (1995) vyhodnotil 42 výbrusov a charakterizuje túto lokalitu takto: „... severná a centrálna časť lomu odкрýva horniny lagunárneho prostredia s hojnými hľuzami, kôrami a stielkami koralinných rias, miestami s veľkými hľuzami *Elianella elegans* PFEN. et BASSE, dasykladálnymi riasami, úlomkami dendroidných koralov a tak isto kolónie masívnych koralov a miliolidných foraminifer, miestami s častým výskytom schránok tanetského druhu *Alveolina* (*Gl.*) *primaeva* REICH.

Prítomnosť diskocyklín (*Daviesina* sp., *Discocyclusina ramaraoi* SAM., *D. seunesi* DOUV. a *Falotella alavensis* MANG. a úlomkov *Distichoplax biserialis* (DIETR.) je znakom hlbšieho prostredia (môže ísť o kanál na rifovej plošine alebo začiatok svahu predrifu). Štúdie okolia tohto telesa poukazujú na jeho prekrytie ranoeocénnymi horninami a na to, že teleso nie je in situ“.

Biostratigrafické vyhodnotenie 17 výbrusov z tejto lokality je takéto (Buček in Buček a Mello, 1999): Dve vzorky pochádzajú z pravej časti lomu z ružovkastých až červenohnedých a žltosivých organogénnych vápencov spodnotanetského veku s hojnými koralinnými riasami. Asociáciu tvoria koralové – *Actinacis cognata* OPPENH., riasy – *Elianella* sp., *Polystrata alba* (PFEND.), *Parachaetetes asvapatii* PIA, úlomky koralinných rias, *Dasycladales* – *Cymopolia* sp., *?Dissocladella* sp. a foraminifery – *Alveolina* (*Gl.*) *primaeva* REICHEL, *Miscellanea* sp., sesilne formy, gastropóda, úlomky lastúrníkov a červy – *Ditrupea* sp. Prostredie je plytkovodné, lagunárne (zarifové).

Pätnásť vzoriek z ľavej časti lomu pochádza zo žltosivých organogénnych a organodetrítických vápencov s veľkými foraminiferami. Asociácia je zložená z koralov – *Dendrophyllia* sp. (*D.* cf. *candelabrum* HENNIG), *Actinacis* sp., rias – *Parachaetetes asvapatii* PIA, *Elianella elegans* PFEN. et BASSE, *Polystrata alba* (PFEND.), koralinných rias – *Sporolithon* sp., *Pycnoporidium* sp., *Dasycladales* – *Cymopolia zitteli* L. et J. MOR., *C. elongata* (DEFR.) MUN.-CHAL., *Cymopolia* sp., *Neomeris* (LARV.) *koradae* DIR., MASS. et RAD., *Neomeris* sp. (*N.* cf. *grandis* DIENI, MASS. et RAD.), *Uteria* cf. *brocchii* L. et J. MOR., *Uteria* sp. (?nov. sp.), *Rostroporella oviformis* SEG., *?Sarfatiella* sp., *Frederica arbutiformis* DIENI, MASS. et RAD., *Sandalia multipora* DIENI, MASS. et RAD., *Sarosiella* sp., *Trinocladus* sp., *Terquemella* sp., *Acicularia* sp., *Rusoella radoičičia* BARAT., *Dactylopora bystrickyi* DIENI, MASS. et RAD., *Dasycladacea* (?nov. gen.), veľkých foraminifer – *Alveolina* (*Gl.*) *primaeva* REICH., *Idalina sinjarica* GRIM., *Discocyclusina seunesi* DOUV., *Miscellanea* sp., sesilných a malých forami-

nifer (*Triloculina* sp.), úlomkov lastúrníkov a gastropód. Prostredie: detto, okrem vzorky s *Discocyclusina seunesi* – kanál na rifovej plošine alebo predrif.

V blízkom okolí opisovanej lokality sú ešte 3 ďalšie zaujímavé lokality. Prvá z nich je morfológicky výrazné biohermné teleso s výškou 12 m **Hričovská ihla** (= lok. č. 50 in Samuel et al., 1972) tanetského veku (tab. XIV, foto 2). Druhá lokalita je nápadné veľké teleso s dĺžkou asi 200 m **Veľký rif** (= lok. č. 55 in Samuel et al., 1972) po ľavej strane od cesty v obci (tab. XIV, foto 1). Tento blok tanetského veku je podľa Köhlera (1995) pravdepodobne redeponovaný do spodnoeocénnych (ilerdských) vrstiev a nemôže svedčiť o postupnom prechode do okolitých hornín. Tretia lokalita je **stenový rif** (= lok. č. 51 in Samuel et al., 1972) nachádzajúci sa medzi opusteným lomom a Hričovskou ihlou. Táto lokalita bola zdrojom typového materiálu 11 druhov červených rias, ktoré opísal Lemoine (1933). Tanetský vek vápencov je doložený spoločenstvom foraminifer (Köhler, 1995). Všetky uvedené lokality sú predmetom biostratigrafického výskumu koralinných a dasykladálnych rias.

5. Kostolec: typové bradlo kostoleckej skupiny

Kostolecká sekvencia patrila dlhý čas k azda najproblematickejším sekvenciám v Západných Karpatoch z hľadiska pôvodu a zaradenia. Dnes sa jej bradlá považujú za olistolity v praznovskom súvrství manínskej jednotky. Ich pôvod by však mal byť južnejšie než pôvod manínskej jednotky (Kysela a Rakús, 1983).

Na kostoleckom bradle (tab. IV, foto 3) môžeme študovať jednu z najlepšie odkrytých sukcesí tejto skupiny (porov. Rakús in Rakús et al., 1984; Rakús in *Exkurzný sprievodca k stému výročiu narodenia D. Andrusova*, 1997):

- svetlohnedé až zelenkavé lavicovité krinoidové vápence s hnedastými spongolitmi (lotaring), 8 m;

- stromatolitová poloha a spiriferínový horizont (lotaring), 1 m;

- béžové, ružové až svetlohnedé krinoidové biosparity s neptunickými dajkami červených alebo ružových laminovaných mikritov (karix – domér), 50 m;

- ružové a červené krinoidové biosparity (9 m) s hojnou faunou brachiopód, amonitov a bivalvií, ktorá indikuje domérsky vek; najvyššie časti domérskeho vápencov sú krížovo zvrstvené a zakončené kondenzovaným horizontom Fe/Mn krúst, ako aj fosfátovými hľuzami (hardground); *prerušenie sedimentácie trvalo neveriteľných 20 mil. rokov, od toarku až do bajoku!*;

- ružový krinoidový biosparit (4 m), ktorý sa podobá na podložné domérske vápence, ale obsahuje batskú faunu: *Morphoceras kostolecense* RAKÚS, *Nannolytoceras paucisulcatum* RAKÚS, *Bositra buchi* (ROEM.), „*Terebratula*“ aff. *deci piens* EU.-DESL., *Lingurithiris curviconcha* (OPP.) a *Zeilleria* aff. *cracoviensis* ROLL.;

- ružový lavicovitý biomikritický vápenec s *Calliphylloceras disputabile* (ZITTEL), 6,5 m.

6. Košeca-lom: hierlatzké súvrstvie a kondenzovaný horizont (sekvencia Rohatej skaly, hronikum)

V opustenom lome v Košeckej doline asi 1 km jv. od obce bolo možné sledovať takýto profil (zľava doprava):

1. Svetlosivé, vyššie ružovkasté hrubolavicovité krinoidové vápence (hierlatzké súvrstvie) s drobnými litoklastami žltých až okrovohnedých karbonátov s faunou ramenonožcov pliensaškého veku (Pevný in Kochanová a Pevný, 1976): *Cirpa fronto* (QU.), *C. aff. belemnitica* (QU.), *Cuneirhynchia retusifrons* (OPP.), *C. plicatissima* (QU.), „*Rhynchonella*“ *greppini* (OPP.), „*R.*“ *aff. palmata* (OPP.), „*R.*“ *sublatifrons* BÖSE, „*R*“ *fraasi* OPP., *Lobothyris punctata* (SOE.), *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria subnumismalis* (DAV.), *Z. alpina* (GEYER), *Z. waterhousi* (DAV.), *Z. choffati* (HAAS), *Z. stapia* (OPP.), *Z. partschi* (OPP.), *Spiriferina* ex gr. *tumida* (BUCH).

2. Povrch vápencov je nerovný, erózny a je pokrytý limonitickým karbonátom okrovožltej až červenohnedej farby. Hrúbka je veľmi premenlivá a kolíše od niekoľko mm do asi 12 cm. Ojedinele je možné pozorovať na kontakte bochníkovité útvary (?stromatolitického pôvodu). Z tejto polohy pochádza fauna: *Phylloceras kudernatschi* (HAU.), *Holcophylloceras cf. mediterraneum* (NEUM.), *Bullatiformites (Treptoceras) suevicus* (ROEMER), ?*Pleydelia* sp., *Homeoplanulites (H.) cf. acuticosta* (ROEMER), *Procerites cf. quercinus* (TERQUEM & JOURDY). Okrem amonitov sa tu našli aj ramenonožce, ktoré určil Dr. Pevný: *Cymatorhynchia quadriplicata* (ZIET.), „*Rhynchonella*“ *aff. subechinata* OPP., „*Terebratula*“ *fylgia* OPP. Uvedené spoločenstvo poukazuje na ?álen → vrchný bat (zóna *retrocostatum/discus*), prípadne až najspodnejší kelovej.

7. Lúky-lom: kýčerské vrstvy, račianska jednotka

Je to dlhý zasutinený lom vo svahu medzi Lysou pod Makytou a Lúkami. Je bohatý na sedimentárne štruktúry kýčerských pieskocov zlínskeho súvrstvia – intraklasty a amalgamácie vrstiev. V západnej časti je synsedimentárny sklz troch vrstiev – vrstvy sú deformované až potrhane. Vo východnej časti sú zaujímavé stopy bioturbácie typu *Zoophycos* a *Scolicia*.

8. Manínska tiesňava a Kostolecká tiesňava (tab. IV, foto 1 a 2; tab. V, foto 4): typový profil manínskej sekvencie

Manínska úžina je typová lokalita manínskej faciálnej oblasti s. s. Nachádza sa v klasickej oblasti výskytu manínskej jednotky s. s. na Strednom Považí (oblasť Malého a Veľkého Manína) v Strážovskej hornatine východne od obce Považská Teplá v impozantnom masíve jursko-kriedovej sukcesie manínskej jednotky. Oblasť Manínskej úžiny je vyhlásená za chránenú krajinnú oblasť.

Manínska jednotka predstavuje vrásovo-príkrovovú štruktúru situovanú v predpolí krížňanského príkrovu, ktorý ju tektonicky prekryl po strednom turóne.

Kysela a Rakús et al. (1983) a Rakús (1984) vyčlenili v „bradlách“ Manínskej úžiny dve tektonické šupiny.

Začiatok kontinuálneho profilu (prvá kulisa) zachytáva litologicky dobre identifikovateľné hrubolavicovité (až 1 m) červené a ružové hľuznaté, miestami

brekciovitě vápence **čorštýnského vápencového súvrstvia (amonitico rosso)**⁵² na báze s obsahom krinoidov (bat – kimeridž). Hľuzy dosahujú veľkosť 3 až 8 cm. Samotné hľuzy sú červenkasté a ružovkasté. Ich spojivo je hnedočervené (tmavšie ako hľuzy), slienitejšie, s vyšším obsahom hematitového pigmentu. V niektorých horizontoch sa vyskytuje autigénny glaukonit. Smerom do nadložia je hľuznatosť menej výrazná, vápence sú svetlejšie a vrstvy dosahujú hrúbku 20 až 30 cm. Stratigraficky spodnú časť súvrstvia dobre datuje fauna amonitov (Rakús, 1977) na bat – kelovej. Pre tieto sedimenty je charakteristická biomikrosparitová/biomikritová štruktúra (*packstone/wackestone*) v bazálnej časti s krinoidovou, vo vyšších horizontoch s vláknovo-globochétovou mikrofáciou. V oxfordskej časti čorštýnského súvrstvia sa objavujú peloidy, mikrofácia je globigerínová, resp. globigerínovo-rádioláriová. Smerom do nadložia sa štruktúra mení na pelbiomikrit/pelbiomikrosparit, lokálne na pelsparit (*wackestone/packstone*, lokálne *grainstone*) s globochétovou mikrofáciou. Vo vyšších horizontoch sa objavujú prierezy planktonických krinoidov *Saccocoma* sp., na základe ktorých sa tejto časti čorštýnského súvrstvia pripisuje kimeridžský vek (Borza, 1969).

V jeho nadloží vystupuje **ladčianske súvrstvie (biancone, majolica)**, ktoré reprezentujú sivé, sivohnedasté a pleťové, silno rozpukané vápence (mladší titón – valangin), a **mraznické súvrstvie**, tvorené sivými, viac-menej slienitými škvrnitými vápencami (mladší valangin – hoteriv). Vzhľadom na neostré, postupné prechody sú obe súvrstvia kartograficky ťažko vymedziteľné. Nadložné **kalištské súvrstvie** pozostáva z tmavosivých vápencov s hojnými čiernymi bochníkovitými, zriedkavo stratiformnými rohovcami (vrchná časť staršieho hoterivu – starší barém).

Dominantou tejto lokality sú strmé zrázy a skalné steny tvorené typickým členom vrstvového sledu manínskej jednotky – vápencami „urgónskej“ fácie s. l.

V prvej šupine vo vrchnej časti a v druhej šupine vystupuje fácia sivých až sivohnedastých jemnozrnných nevtrstvivých masívnych organodetrítických vápencov so sporadickými rohovcami. Možno ich priradiť k podhorskému súvrstviu v zmysle Michalíka et al. (1987), ktoré autori vyčlenili z „urgónskej“ fácie s. l. Vápence sa vyznačujú intrabiopelmikritovou/intrabiopelmikrosparitovou štruktúrou (intraklastovo-biogénno-peloidný *wackestone/packstone*) s lokálnou „sparitizáciou“ základnej hmoty a s bohatým obsahom rekryštalizovaného organického detritu, ktorý smerom do nadložia sa postupne stáva hrubším. Vo vyšších horizontoch sa popri drobných úlomkoch vzácnych rudistov objavujú prvé orbitolíny. Köhler (in Boorová a Salaj, 1996) z nich identifikoval *Palorbitolina* sp. barémskeho veku. Köhler (1980) uvádza z tohto horizontu *Valserina* sp. a *Sabaudia minuta* (HOF.). Objavujú sa aj prví vzácni zástupcovia miliolidných

⁵²O terminológii a vzťahu ku klauskému súvrstviu pozri vysvetľujúci text Rakúsa, rovnako aj o problematike kalištského súvrstvia.

foraminifer. Z mikrofaciálneho hľadiska sedimenty „urgónskej“ fácie s. l. detailne spracovala Boorová (1991a, 1992).

Vápence podhorského súvrstvia v oboch šupinách smerom do nadložia plynu prechádzajú do svetlosivých organogénnych zrnitých masívnych rudistových vápencov typickej urgónskej fácie s. s. (Boorová a Salaj, l. c.), ktoré Vašíček, Michalík a Reháková (1994) nazvali **manínske súvrstvie**. Na zvetraných miestach možno pozorovať celé rudisty, resp. úlomky rudistov, ktoré sú veľmi často rekryštalizované a zostávajú po nich len hniezda hrubokryštalického kalcitu. Vápence z hľadiska štruktúry patria k intrabiosparitom/intrabiosparritom so zriedkavými peloidmi (intraklastovo-rudistový *grainstone/rudstone*), sporadicky, najmä v spodnejších horizontoch, s reliktnými mikrosparitovej základnej hmoty. Bežne až hojne sa vyskytujú úlomky hornín, nezriedka dokonale opracované – gravely. Dominantné postavenie majú väčšinou prierezy rudistov, ktoré patria k rodu *Praecaprotina* a *Offneria*. Podľa ústneho oznámenia Rakúsa je rod *Offneria* spodnoaptský element a je to typický predstaviteľ africkej bioprovencie (informácie mu poskytol J. P. Masse, ktorý revidoval staršie určenia Andrusova a Kühna (1942) a Andrusova (1945), ktorí uvádzajú vek vrchný barém – apt). Bežne sa vyskytujú orbitolíny opracované transportom. Köhler (1980) z nich identifikoval z urgónskych vápencov pri pomníku *Palorbitolina* sp, *Paleodictyoconus barremianus* (MOULLADE) a *Valserina* cf. *bronnimanni* SCHROEDER a CONRAD a na ich základe obmedzil vek manínskych vápencov na barém, najmä na jeho strednú a vrchnú časť. Boorová (1990) a Boorová a Salaj (1996) zaradili fáciu manínskych vápencov na základe orbitolín a rudistov do barému – staršieho aptu. Fácia manínskych vápencov reprezentuje čiastočne rifovú, a najmä pririfovú zónu. Dokumentujú to rozbité, opracované a premiestnené organizmy.

Na vápencoch manínskeho súvrstvia pri pomníku (umelo odkrytý kontakt) preukázal Rakús (1984) hardground, na ktorom ležia s prerušením („manínska fáza“; Andrusov, 1938) mladoalbsko-starocenomanské slieňovce **butkovského súvrstvia** (Kysela, Rakús et al., 1983; Rakús, l. c.). Autori uvádzajú z pelitov a ílovitých vápencov *Calcisphaerulla innominata* BONET, *Pithonella ovalis* (KAUF.), *P. trejoi* BON., *Bonetocardiella conoidea* (BON.) a foraminifery zóny „*Rotundina*“ *stephani* (dnes *Whiteinella gandolfii*). Z textu však jasne nevyplýva, či ide o súvrstvie nad rudistovými vápencami v Manínskej úžine. Boorová a Salaj (1996) študovali kondenzovanú fáciu zo sutiny nad manínskym súvrstvom, ktorá poukázala na asociáciu uvedených mikrofosílií, vzácných bentických a bežných planktonických foraminifer z bázy vrchnoalbskej zóny *Thalmaninella ticinensis ticinensis*. Vyskytujú sa aj prierezy patriace k *Thalmaninella ticinensis subticinensis* (GAND.), *Th. ticinensis ticinensis* (GAND.), *Hedbergella* sp. a *H. delrioensis* (CAR.). Ide o sedimenty patriace k biomikritom (kalciferulovo-foraminiferovo-pitonelový *wackestone/packstone*). Spoločenstvo mikroorganizmov poukazuje na pelagickú sedimentáciu. Samuel (in Kysela, Rakús et al., 1983) určil z butkovských slieňovcov prvej kulisy (dnes sú zasutinené) plank-

tonickú asociáciu *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUM.), *Pr. gibba* (KLAUS) a *Pr. marginaculeata* (LOEB. et TAPP.), ktorá poukazuje na vyššiu časť stredného cenomanu v zmysle Salaja a Samuela (1966). Zo štúdia butkovského súvrstvia na iných lokalitách manínskej jednotky je zrejmé, že tieto slieňovce majú stratigrafický rozsah vrchná časť stredného albu – spodná časť stredného cenomanu.

Stratigrafický hiát v prvej šupine má značný rozsah. Chýbajú tu pravdepodobne sedimenty vrchného aptu a fácias tmavosivých rohovcových vápencov spodného albu. Rozsah hiátu v druhej kulise zodpovedá inému, najmä kratšiemu časovému úseku ako v prvej tektonickej šupine. Boorová a Salaj (1996) to predpokladajú vzhľadom na úložné pomery urgónskych vápencov pri východe z úžiny pri Záskalí a ich kontakt so slieňovcami, ktorý nepovažujú za erózny ako v prípade prvej šupiny, ale uvažujú o tektonickom kontakte.

Kostolecká tiesňava je zarezaná do **antiklinálnej štruktúry Drieňovky** (tab. IV, foto 2). Nachádza sa v. od Veľkého Manína. Je tu vyvinutý normálny vrstvomý sled. V jadre antiklinály vystupujú sivé rohovcové vápence **kalištského súvrstvia** spodnej kriedy, v ktorých sa vyskytujú sporadické rostrá belemnítov, resp. ich fragmenty. Na krídlach antiklinály sa nachádzajú „urgónske“ **vápence s. I. hnedej a sivej farby**. Typická urgónska fácias s. s. (**manínske súvrstvie**) vyvinutá ako v Manínskej úžine sa nezistila. Vyskytujú sa tu vrstvy „orbitolínových“ vápencov (max. 150 cm) s gradačným zvrstvením, ktoré sa striedajú s vrstvou slienitých vápencov. Vyznačujú sa intrabiopelsparitovou štruktúrou (intraklastovo-biogenno-peloidný *grainstone*). Alochémy sú viac-menej husto usporiadané. Základná hmota je silno rekryštalizovaná. Niektoré klasty patria ku gravelám. Organické zvyšky reprezentujú najmä opracované orbitolíny, úlomky – najpravdepodobnejšie rudistov – a prierezy gastropód. Sporadicky je prítomný klastický kremeň piesčitej frakcie. Najpravdepodobnejšie ide o redepozit vápencov manínskeho súvrstvia. Či je tu zastúpený aj stredný alb, zatiaľ nevieme posúdiť. Ak je tu stratigrafický hiát, zodpovedal by celému strednému albu, pretože v najnižších polohách butkovských slieňovcov je prítomná *Thalmaninella ticinensis subticinensis* (GANDOLFI), ktorá sa objavuje v najvrchnejšej časti stredného albu (Boorová a Salaj, 1996).

Podrobnejšie údaje o oboch lokalitách možno nájsť v exkurzných sprievodcoch (Rakús et al., 1984).

9. Mojtínska dolina – lom v lokalite nazývanej II. Štúrova brána: hierlatzké a klauské súvrstvie skupiny Rohatej skaly (hronikum)

V opustenom lome v antiformalnom závère vystupujú najmä krinoidové vápence hierlatzského súvrstvia. Z ružových až červených krinoidových vápencov pochádza bohaté spoločenstvo ramenonožcov (Pevný in Kochanová a PEVNÝ, 1976): *Lobothyris punctata* (SOW.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Z. indentata* (SOW.), *Gibbirhynchia alberti* (OPP.), *Cirpa fronto* (QU.), *Furcirhynchia* ex gr. *furcillata* (THEOD.), „*Rhynchonella*“ cf. *guembeli* (OPP.), „*R.*“ *palmata* (OPP.), *Spiriferina tumida* (BUCH), *S.* cf. *angulata* (OPP.). Fauna poukazuje na lotaring/karix. V hornej pravostrannej časti opusteného lomu možno sledovať nasledujúci profil:

1. Masívne ružové krinoidové vápence, ktorých horný povrch je nerovný.
2. Červenohnedé ílovité hematitické vápence s konkréciami (10 – 12 cm). Z vrchnej časti pochádza fauna: *Hildoceras bifrons* (BRUG.), *Haugia* (*Haugiella*) *vitiosa* (BUCKM.), *Hammatoceras* (*Geczyceras*) *costatum* GAB., *H. (G.)* aff. *costatum* GAB., *H. (G.)* cf. *perplanum* (PRINZ) a *H. (G.)* cf. *costulosum* (MERLA). Táto fauna poukazuje na stredný (zóna *bifrons*) až mladší toark (zóna *variabilis*), prípadne starší álen.

3. Hematitické tmavočervené až „čierne“ laminované karbonáty (2 – 7cm) s: *Phylloceras* sp. (cf. *Ph. kudernatschi* (HAU.), *Calliphylloceras disputabile* (ZITT.), *Holcophylloceras zignodianum* (d'ORB.), *Ptychophylloceras* cf. *taticum* (PUSCH), *Pt.* cf. *flabelatum* (NEUM.), *Lytoceras eudesianum* (d'ORB.). Túto faunu zaraďujeme do ?álenu – bajoku.

4. Červenohnedé, nepravidelne zvrstvené biomikritické vápence (70 cm).

5. Červené hľuznaté vápence s *Holcophylloceras* sp. – klauské súvrstvie – bat; viditeľná hrúbka asi 1 m.

10. Štepnická skala: osobitný vývoj čorštynskej jednotky

Bradlo čorštynskej jednotky sa nachádza vo vrcholovej časti Štepnicekej skaly jz. od Púchova. Dostaneme sa k nemu z osady Štepnice poľnou a lesnou cestou (500 m) pešo alebo terénnym vozidlom. Vrstvy v bradle sú v prevrátenej pozícii, študovať ich možno v opustených drobných lomoch.

Podľa Aubrechta, Schlögl et al. (2002), ktorí bradlo najnovšie študovali a opisali, v troch prípadoch je tu zastúpený krupiansky, čorštynský, štepnický (nová litostratigrafická jednotka), bohunický a sakokómový vápenec s celkovou hrúbkou nepresahujúcou 50 m. Ide o vývoj, kde v keloveji a oxforde sa nevyskytujú čorštynské hľuznaté vápence. Zastúpený je bohunický vápenec so stromatiktismi (Aubrecht, Krobicki et al., 2002) a novovyčlenený štepnický vápenec (Aubrecht, Schlögl et al., 2002), čo je krinoidovo-vláknitý biomikrit, miestami dobre vytriedený biosparit.

Bradlo Štepnická skala sa vyznačuje aj výnimočne bohatou faunou amonitov a brachiopód.

11. Udiča – Uhry – Orlové, zárez cesty: profil klapského príkrovu

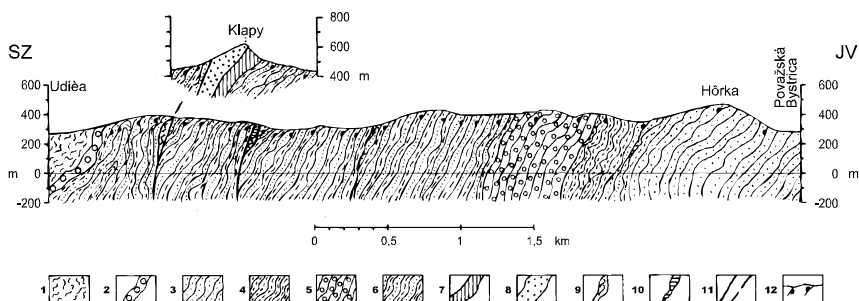
Cesta z Udiče do Orlového vedie po brehu Nosickej priehrady naprieč niekoľkými šupinami klapského príkrovu (obr. 20).

Profil sa začína v Udiči šupinou vrchnokriedových pestrých slieňov a konglomerátov, ktoré sú na mape zaradené do hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky. Nasleduje šupina (šupiny) strednokriedového flyšu, v ktorej je zacviknuté jurské bradlo Klape (tab. VI, foto 1) a niekoľko menších bradielok, pravdepodobne kysuckých. Posledné sú, podľa Kyselú (1984b), tektonicky vyvlečené z podložia. Celý vrstvový sled je v prevrátenej pozícii.

Uhry. Albský pieskovcovo-slieňovcový flyš je dobre odkrytý v opustenom lome (tab. VI, foto 2) pri odbočke cesty na samotu Uhry. Podľa Kyselú (1984b) modrosivé až žltosivé pieskovce patria k litickým pieskovcom. Hrubé lavice ne-

majú gradáciu a obsahujú intraklasty sliňovcov. Tenšie lavice majú gradačné, paralelné alebo krížové zvrstvenie. Na báze vrstiev možno pozorovať prúdové stopy.

Pelity a aleurity obsahujú makrofaunu amonitov a belemnitov (Kyselá, l. c.) – *Phylloceras (Holcophylloceras)* sp., *Puzosia* sp., *Kosmatella* sp., *Neotribolites* sp., ktoré indikujú albský vek, podobne ako mikrofauna – *Hedbergella* sp., *Ticinella* ex. gr. *roberti* GANDOLFI.



Obr. 20. Geologický rez klapskou jednotkou v území medzi Udičou a Považskou Bystricou (podľa Kyselá, 1984b, čiastočne upravené): **3 – 8 – klapský príkrov**: 3 – orlovský pieskovec (stredný až mladší cenoman); 4 – flyšové súvrstvie s prevahou pelitov (starší cenoman); 5 – exotické (= upohlavské) zlepenice (mladší alb); 6 – flyšové súvrstvie (alb); 7 – krinoidové a kalové vápence (doger – malm); 8 – krinoidové vápence s rohovcami (lias); **1 – 2 – hoštinská sekvencia**, **9 – 10 – kysucká sekvencia kysuckej jednotky**: 1 – pestré sliene (santón – kampán); 2 – exotické zlepenice (koňak), 9 – slienité vápence (staršia krieda); 10 – škvritné vápence (doger); 11 – prešmyky (zistené a predpokladané); 12 – sklony vrstiev: a) v normálnej pozícii, b) v prevrátenej pozícii.

Orlové. Asi 1 km ssz. od Orlového v záreze hradskej sú odkryté upohlavské zlepenice (tab. VI, foto 3). Podľa Marschalka (1997) sú inverzne, normálne alebo gradačne zvrstvené, s podpornou štruktúrou klastov alebo matrixu, s dobre vyvinutou imbrikáciou. Medzivrstvičky pieskovecov alebo ílovcov sú nedokonale vytriedené turbidity. Zloženie obliakového materiálu je veľmi pestré (porov. Marschalko, l. c.).

12. Veľké Rovné-lom (tab. XIII, foto 1, 3): kýčerské vrstvy, račianska jednotka

V doline Rovnianky 2,5 km nad centrom Veľkého Rovného za potokom je veľký lom. Odkrytý je asi 70 m dlhý profil v kýčerských vrstvách zlínskeho súvrstvia. Výrazne prevládajú pieskovece nad pelitmi. Drobné pieskovece kýčerského typu tvoria vrstvy hrubé 40 – 150 cm. Zaujímavosťou sú vejárovité stopy bioturbácie typu *Zoophycos* a *Nereites* vyskytujúce sa v hojnom množstve na vrchnej ploche vrstvy pieskovca v ľavej dolnej časti lomu. V ľavej časti je zaujímavá štruktúra korytovej erózie pelitickej polohy. Gravitačný tok najskôr vy-

myl koryto z ľavej a potom aj z pravej strany zachovanej pelitickej vložky. V lome sú na spodných plochách vrstiev zaujímavé prúdové stopy (smer prúdu z východu), stopy vlečenia po dne a bioturbácie typu *Scolicia* (Starek a Pivko, 2001).

13. Vršatec: profil čorštynskej sekvencie bradlového pásma

Je to jedna z najvýznamnejších lokalít čorštynskej sekvencie na území Slovenska. Možno tu študovať jursko-spodnokriedové bradlá čorštynského typu, ich stredno- až mladokriedový „obal“ a pomerne dobre ich vzájomný vzťah. V širšom okolí možno študovať aj vzťah k iným bradlovým sekvenciám (na Z napr. k variete kysuckej sekvencie; porov. Mišík in Marschalko et al., 1980, s. 115 až 123; Mišík et al., 1994b; na V vzťah k drietomskej, klapskej, resp. oravskej jednotke; porov. Schlögl et al., 2000).

Pitoreskné skalné bralá Vršatca vytvárajú jednu z najkrajších scenérií západného Slovenska. Akokoľvek nádherné, sú len zvyškami zaniknutej horskej sústavy, akoby stavebnými kameňmi použitými zo stavieb predchádzajúcich civilizácií. Čorštynské a kysucké (aj prechodné) bradlá sa nachádzajú prevažne v obklopení stredno- a mladokriedových hlbokomorských sedimentov.

O procesoch, v priebehu akých sa tam dostali, sa vášnivo diskutuje. Jedna skupina bádateľov väčšinu z nich považuje za olistolity, iní preferujú skôr tektonický pôvod (roztrhanie sekvencií a ich zmiešanie účinkom tektonických procesov). Ako obyčajne, pravda bude zrejme niekde uprostred.

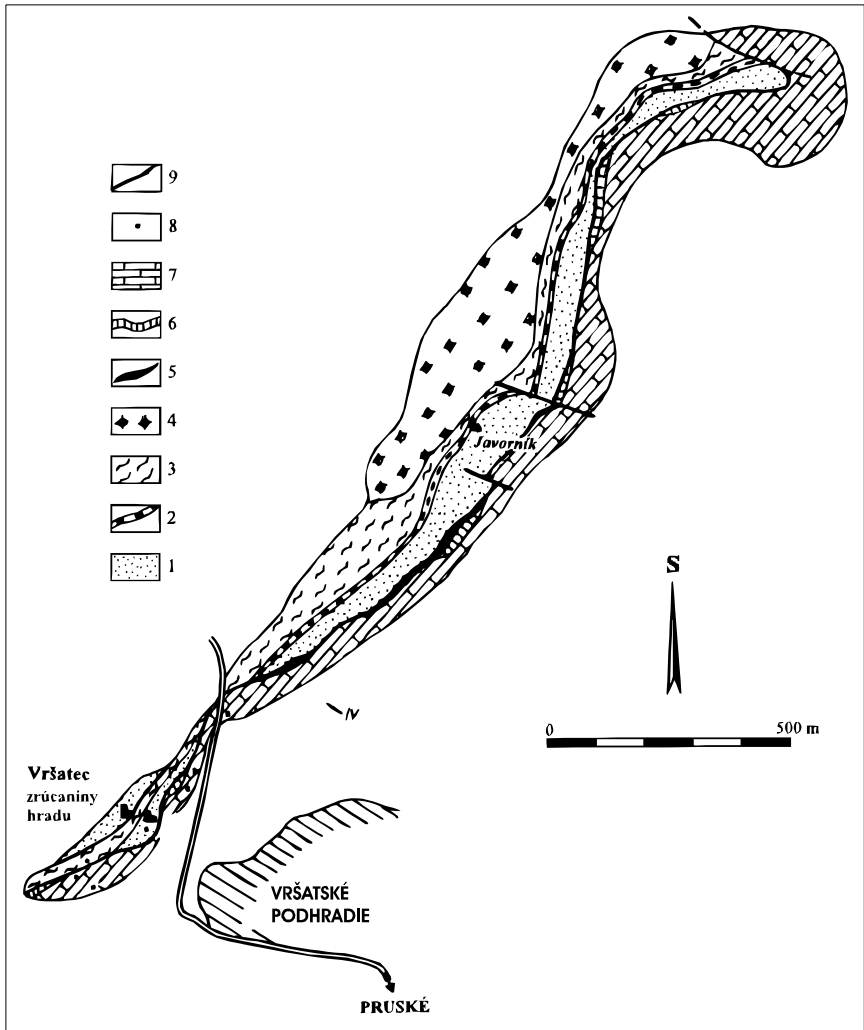
Časť bradiel vznikla už počas sedimentácie flyšu ako klasické olistolity v proximálnej časti flyšových bazénov, ďalšia časť sa formovala počas subdukčných procesov v akrečnom klíne medzi vonkajšími a centrálnymi Západnými Karpatmi. Niektoré z nich mohli vzniknúť ešte aj pri následných laterálnych pohyboch v transpresno-transtenznom režime.

Čorštynské bradlo Vršatského hradu podrobne študoval najmä Mišík (1979). Zistil, že sú tu zastúpené dve až tri šupiny jury a staršej kriedy. Spolu so susedným bradlom Chmeľová sú tu dokonca štyri šupiny čorštynskej sekvencie v bezprostrednom kontakte bez „obalu“ z mladokriedových slieňov.

Výnimočne dobre odkrytý **kriedový „obal“ bradla Vršatec** v záreze cesty nad obcou Vršatské Podhradie bol tiež predmetom záujmu viacerých bádateľov. Ukázalo sa, že nejde iba o pestré púchovské sliene, mimochodom, dobre datované už v sprievodcovi 10. kongresu KBGA (porov. Andrusov, 1973a), ale zastúpená je pestrejšia paleta hornín. Použila sa pre ňu podrobnejšia poľská klasifikácia: kondenzovaná albsko-cenomanská *Chmielowa Formation*, turónsko-kampánska *Jaworki Formation*. Posledná bola rozdelená na *Skalki Marl Member* a *Pustelnia Marl Member* (Sýkora et al., 1997; Ožvoldová, 1997).

Zo silicifikovaných sedimentov *Skalki Marl Member* uvádza Ožvoldová (l. c.) bohatú asociáciu staroturónskych rádiolárií.

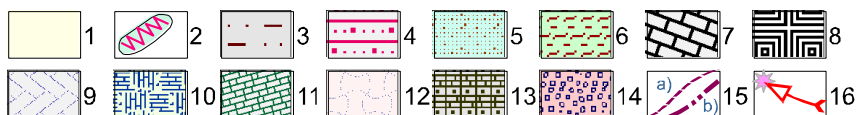
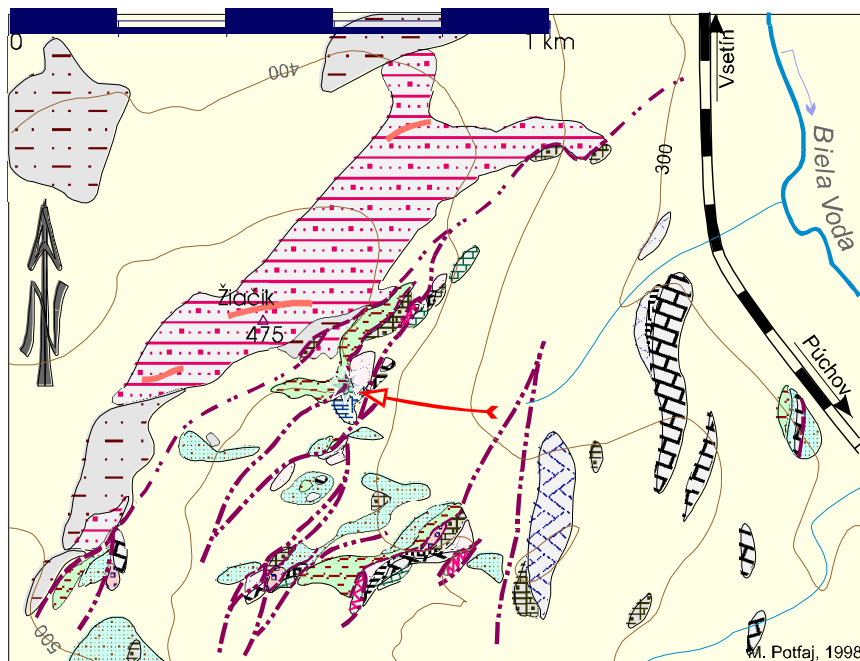
Ďalšie informácie možno získať v početných exkurzných sprievodcoch, z ktorých možno odporúčať najmä Andrusov (1973a), Mišík (in Marschalko et al., 1980) a Mišík (1984).



Obr. 21. Geologická mapa bradla Vršatského hradu (podľa Mišíka, 1979): 1 – biele krinoidové vápence (bajok); 2 – fialovoružové krinoidové vápence (bat); 3 – ružové a červené, slabo krinoidové vápence s laminovanými „evinospongióvymi“ výplňami dutín a zriedkavými koralmi (mladší bat – kelovej – oxford); 4 – biele biohermné vápence (vršatské vápence) (oxford); 5 – kalové vápence pleťovej farby s čierno povlečenými pelecypódmi (oxford – kimeridž); 6 – červené hľuznaté čorštynské vápence (najmä kimeridž); 7 – biele a ružové vápence s kalpionelami, ružové krinoidové vápence s *Pygope*, ružovkasté, slabo krinoidové vápence (mladší titón a neokóm, nerozlišené), 8 – transgresívne zvyšky červených slieňovcov a slienitých vápencov (alb, miestami tiež starší cenoman); 9 – hranica medzi šupinami, IV. – pozícia rezu IV. (in: Mišík, 1979).

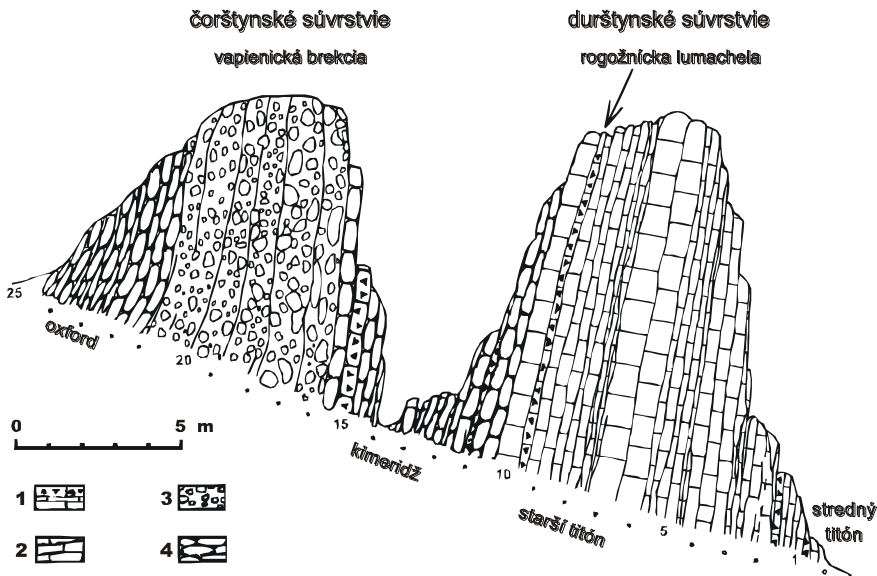
14. Žiačik – bradlo: profily mladojurských a starokriedových súvrství čorštynskej jednotky (obr. 22 – 24)

Pre záujemcov, ktorí sa neobmedzujú len na exkurzné lokality v zárezoch hlavných ciest, ale sú ochotní podstúpiť aj trochu námahy, môže byť zaujímavé malebné dvojbradlo Žiačik. Je dosiahnuteľné za pol hodiny chôdze lesnou cestou a neskôr chodníkom z dediny Vieska-Bezdedov sz. od Púchova.



Obr. 22. Pozícia a geologická situácia bradla Žiačik 800 m z. od Viesky-Bezdedova pri Púchove. Zostavil M. Potfaj, 1998.

1 – svahové sedimenty, 2 – vulkanity; **bielokarpatská jednotka:** 3 – svodnické súvrstvie (paleocén); 4 – javorinské vrstvy (kampán – mástricht): a) – slieňovce; **bradlové pásmo:** 5 – flyšové súvrstvie (senón); 6 – červené slieňovce (senón); 7 – slienité vápence (titón – barém); 8 – rádiolarity a hľuznaté vápence; 9 – posidóniové a nadposidóniové vrstvy, škvrnité slieňovce; 10 – brekciové vápence (staršia až stredná krieda); 11 – kalové vápence (titón); 12 – červené hľuznaté vápence (kimeridž); 13 – krinooidové vápence (lias); 14 – kremence (trias); 15 – **tektonické rozhrania:** a) na povrchu, b) zakryté; 16 – **lokalizácia bradla Žiačik.**

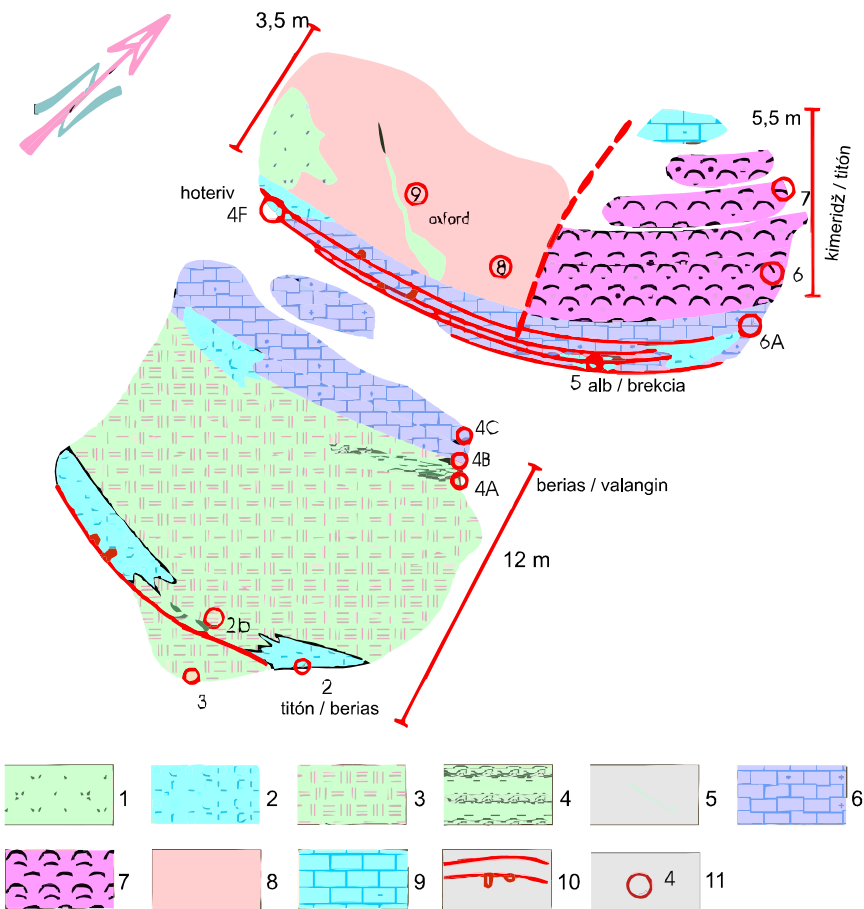


Obr. 23. Schematický rez bradlom Žiačik (podľa Zieglera a Michalíka, 1998):
 1 – lumachela a mikrobrekcia; 2 – doskovitý vápenec (rudity, biosparity a biomikrity);
 3 – vápennická brekcia; 4 – hľuznatý vápenec.

Na bradle Žiačik možno ilustrovať zložitosť bradlového pásma a obtiažnosť jeho skúmania. V nedávnom čase tu pracovali dva výskumné tímy. Hoci sú bradlá dobre odkryté, dospeli čiastočne k odlišným výsledkom a záverom.

Podľa Zieglera a Michalíka (1998) v bradlách je odkryté čorštynské a durštynské súvrstvie oxfordského až strednotitónskeho veku.

Podľa Potfaja et al. (2000) situácia je komplikovanejšia. Ide asi o dve nezávislé bradlá a aj stratigrafický diapazón v bradlách je širší (oxford – alb). Zastúpené sú podľa nich spišské a durštynské vápence a valentovská a rogožnícka brekcia. Našla sa tu aj najmladšia neptunická dajka v čorštynskej jednotke (mladšia než valangin). Vo vápencoch mladšieho hoterivu(?) sa zistili úlomky vulkanitov prachovej frakcie.



Obr. 24. Geologický plán bradla Žiačik (podľa Potfaja in Potfaj et al., 2000).

1 – karbonátová brekcia diskordantne na oxfordských vápencoch; 2 – karbonátové brekcie; 3 – polyštruktúrne krinoidové vápence; 4 – fialové detritické vápence s laminovanými horizontmi; 5 – svetlé laminované vápence – výplň; 6 – ružové krinoidové vápence; 7 – „hluznaté“ červenosivé vápence s amonitmi (amonitová brekcia); 8 – ružovo-žlté biomikritické vápence; 9 – sivé mikritické a detritické vápence; 10 – zarovnané horizonty s navrtaným povrchom; 11 – miesta odberu vzoriek.

LITERATÚRA

- Adamíková, G., Michalík, J. a Vašíček, Z., 1988: Composition and ecology of the „Pseudothurmannia fauna“, Lower Barremian of the Krížna Nappe in the Strážovské vrchy Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 34, č. 5, s. 591 – 615.
- Adamová, M., 1993: Geochemie sedimentů račanské jednotky magurské skupiny flyšové (Západní Karpaty). In: Zpr. geol. výzk. r. 1992, s. 7.
- Aigner, T., 1983: Facies and origin of nummulitic buildups: an example from Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt). In: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Stuttgart), roč. 166, č. 3, s. 347 – 368.
- Andrusov, D., 1929: Urgon vážskeho údolí. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 5, s. 137 – 147.
- Andrusov, D., 1930b: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat VI. Stratigrafické rozdělení bradlového obalu. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 4 – 6, s. 221 – 227.
- Andrusov, D., 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech, I. – II. In: Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, s. 1 – 167.
- Andrusov, D., 1932a: Geologická studia v pohorí Veterných holí. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8, s. 71 – 74.
- Andrusov, D., 1932b: Několik výsledků geologických výzkumů v bradlovém pásmu v Považí mezi Vlárrou a Púchovem. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), VIII.
- Andrusov, D., 1933a: O rozšíření glaukonitů v československých Karpatech. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), IX.
- Andrusov, D., 1933b: Poznámky o geologii Považí. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), IX.
- Andrusov, D., 1935: Stratigrafia triasu Slovenských Karpát. Věst. St. geol. Úst. (Praha). IX.
- Andrusov, D., 1936a: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. In: Carpatica (Praha), I, s. 3 – 50.
- Andrusov, D., 1936b: Subdivision des nappes subtatriques sur le versant Nord de la Haute Tatra. Rozpr. věd. spol. badat. Rus. svob. univ. v Praze (Praha), 23, s. 125 – 134.
- Andrusov, D., 1938a: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech III. Tektonika. In: Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, s. 1 – 135.
- Andrusov, D., 1938b: Geologická exkurzia do Súľova. In: Sbor. Št. ban. Muz. D. Štúra v Banskej Štiavnici, 2, s. 11 – 16.
- Andrusov, D., 1942: Zpráva o geologickom výskume oblasti bauxitových výskytov medzi Mojtínom a Žilinou (s jednou farebnou mapou v merítku 1 : 25 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D., 1943: Výskyty prírodných živíc na Slovensku I. a II. I. Všeobecné poznámky, II. Papradno. In: Práce Št. geol. Úst., Soš. (Bratislava), č. 8, s. 1 – 45.
- Andrusov, D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch IV. – V. In: Práce Št. geol. Úst., Soš. (Bratislava), č. 13, s. 1 – 176, tab. 1 – 10.
- Andrusov, D., 1946: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica v roku 1945. In: Práce Št. geol. Úst., Soš. (Bratislava), č. 16, s. 28 – 31.
- Andrusov, D., 1950: Bradlové pásmo medzi Vlárrou a Žilinou. In: Exkurz. spiev. zjazdu Čsl. Spol. Min. a Geol. a min.-geol. sekcie Slov. prírodoved. Spol., 12. – 17. júna 1948 na Slovensku, s. 5.

- Andrusov, D., 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Považská Bystrica 4361/3. Bratislava, Št. geol. Úst.
- Andrusov, D., 1952: Zpráva o výskumných geologických prácach a vrtaní v Domanížskej pánve za účelom hľadania Al-surovín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D., 1953: Étude géologique de la zone des klippes internes des Karpates occidentales. Partie IV. Stratigraphie du Dogger et du Malm, Partie V. Stratigraphie du Crétacé. In: Geol. Práce, Soš. (Bratislava), č. 34, s. 1 – 147.
- Andrusov, D., 1957: Podrobná geologická mapa Československej republiky, list Bytča 4361/1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Andrusov, D., 1959: Geológia československých Karpát. II. diel. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 376.
- Andrusov, D., 1965: Geológia československých Karpát, III. diel. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 392.
- Andrusov, D., 1966: Sedimentationszonen in der Nordkarpatischen Geosynklinale. In: Geol. Rdsch. (Stuttgart), 56, s. 69 – 78.
- Andrusov, D., 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. In: Bull. Soc. géol. France (7^{me} Sér.) (Paris), 7, 7, s. 1 028 – 1 062.
- Andrusov, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 s.
- Andrusov, D., 1970: Urgonische Nerineen-Fazies in der Klippenzone der Westkarpaten. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 21, č. 2, s. 335 – 338.
- Andrusov, D., 1972a: Nová koncepcia stavby pieninského bradlového pásma. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 4, 15, s. 236 – 237.
- Andrusov, D., 1972b: Sur l'ampleur de la nappe du Manín (Zone des klippes piénines, Carpathes occidentales, Slovaquie). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 23, č. 2, s. 227 – 234.
- Andrusov, D., 1972c: Über die Stellung der Klippe Chotúč und des „karpatischen Keupers“ im Váhtale (pieninische Klippenzone, Slowakei). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 23, č. 1, s. 133 – 137.
- Andrusov, D., 1973a: 5. Vršatec and Chotúč Klippen, 6. Šiarová hora. In: Andrusov, D. a Fusán, O. (Eds.): Stratigraphical-Tectonical Characteristics of the Geological Structure of the West Carpathian Mts. Guide to Excursion F, Xth Congress of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 12 – 16.
- Andrusov, D., 1973b: 12. The left bank of the Kysuca river opposite to Rudina, 13. Right bank of the Kysuca river near Vranie, 14. Chlumeč. In: Andrusov, D. a Fusán, O. (Eds.): Stratigraphical-Tectonical Characteristics of the Geological Structure of the West Carpathian Mts. Guide to Excursion P, Xth Congress of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 22 – 26.
- Andrusov, D., 1974a: Coupes géologiques á travers la zone des klippes Piénines de la vallée du Váh (Carpathes Slovaques). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 25, č. 2, s. 227 – 230.
- Andrusov, D., 1974b: The Pieniny Klippen Belt. In: Maheľ, M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava, s. 145 – 158.
- Andrusov, D., 1983a: Čorštýnský vápenec. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 257 – 258.

- Andrusov, D., 1983b: „Couches rouges“ (červené vrstvy). In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 248.
- Andrusov, D., Bystrická, H. a Köhler, E., 1962: Globigerinový horizont v centrálnokarpatskom paleogéne. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 13, č. 2, s. 179 – 182.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursions, Xth Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 44 s.
- Andrusov, D., Gorek, A. a Nemčok, A., 1955: Ložiská mangánových rúd Slovenska II. Mangánové rudy bradlového pásma stredného Považia. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 6, č. 1 – 2, s. 104 – 182.
- Andrusov, D. a Kollárová-Andrusovová, V., 1971: Transgression du Crétacé moyen dans l'unité de Manín (zone des klipptes, vallée du Váh, Slovaquie). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 22, č. 1, s. 149 – 157.
- Andrusov, D. a Koutek, J., 1927: O svrchnokřídové fácií „Couches rouges“ ve vnitřním bradlovém pásmu západních Karpat. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), roč. 3, č. 2 – 3, s. 74 – 81.
- Andrusov, D. a Köhler, E., 1963: Nummulites, faciès et développement pré-tectonique des Karpathes occidentales centrales au Paléogène. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 1, s. 175 – 192.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1943: Geologická mapa Slovenska, list Žilina (4361/2) v mierke 1 : 25 000. Bratislava, Št. geol. Úst.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1944: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska. List Žilina (4361/2). In: Práce Št. geol. Úst., Soš. č. 10, (Bratislava), s. 1 – 196.
- Andrusov, D. a Kuthan, M., 1946: Geologická mapa Slovenska, list Rajec (4361/4) v mierke 1 : 25 000. Bratislava, Št. geol. Úst.
- Andrusov, D. a Kühn, O., 1930: Koraly bradlového obalu Karpat. Praha, St. geol. Úst.
- Andrusov, D. a Kühn, O., 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathen. In: Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd. (Praha), 1936, Práce IX.
- Andrusov, D. a Kühn, O., 1942: Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten III. Rudistenfauna und Kreideentwincklung in der Westkarpaten. In: Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., BB. 86, Abt. B (Stuttgart), s. 450 – 480.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1973a: Sur la repartition du faciès „couches rouges“ dans les Carpathes occidentales. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 1, s. 99 – 106.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1973b: Cretaceous-Paleogene of the West Carpathians Mts. Guide to Excursion E. X congress of CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 78 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (Eds.), 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A/K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 5 – 440.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1983a: Brodnianske vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 235.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1983b: Gbelianske vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 308 – 310.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (Eds.), 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 2 (L/Z). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.

- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985a: Nadposidóniové vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 81.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985b: Praznovské vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 156.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985c: Púchovské sliene. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 164 – 165.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985d: Tisalské vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 269.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985e: Upohlavské zlepenice (vrstvy). In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 294 – 295.
- Andrusov, D. et al., 1959: Paleogeografický vývin karpatskej geosynklinály s ohľadom na možnosť vzniku a zachovania bauxitových ložísk. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 107.
- Andrusov, D. a Scheibner, E., 1960: Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárrou a Tvrdošinom. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 11, č. 2, s. 239 – 279.
- Andrusov, D. a Scheibner, E., 1962: Mezozoikum bradlového pásma. In: Mahel', M. et al.: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 M-34-XXV, list Žilina. Bratislava, s. 119 – 131.
- Arđová, M. a Lizoň, I., 1985: Rajecké Teplice – Geofyzikálny prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Aubrecht, R., 1990: Geologické pomery v území medzi Záriečim, Zubákom a Cingľovcom sz. od Púchova. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 63 s.
- Aubrecht, R., 1992: Mestečská skala klippe and its importance for stratigraphy of Czorstyn Unit (Biele Karpaty Mts., Western Slovakia). In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), roč. 48, č. 1, s. 55 – 64.
- Aubrecht, R., 1993: Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of the Czorstyn unit. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 2, s. 105 – 111.
- Aubrecht, R., 1994: Hauterivian turbidites in the Kysuca Unit (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, s. 250 – 254.
- Aubrecht, R., 1996: Profil prúskej jednotky pieninského bradlového pásma pri Hornom Srní (časť Samášky) a jeho stratigrafické zhodnotenie. In: Seminár k 75. výročiu narodeniu Prof. RNDr. Bohuslava Růžičky, CSc. Ostrava, VŠB, s. 3 – 5.
- Aubrecht, R., 1997: Signs of the Laramian resedimentation and submarine volcanic activity near Zárvivá-Grúne (Orava part of the Pieniny Klippen Belt). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 3, s. 39 – 49.
- Aubrecht, R., 1999: Ťažké minerály klastickej prímеси sedimentov liasu Západných Karpát a ich paleogeografický a paleotektonický význam (predbežné výsledky). Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, 97 s.
- Aubrecht, R., 2000: Nové poznatky o výskytoch dogerských synsedimentárnych brekcií v čorstynskej jednotke pieninského bradlového pásma. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Aubrecht, R., 2001: Jurassic heavy mineral distribution provinces in the Western Carpathians. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 33, č. 5, s. 473 – 486.
- Aubrecht, R., 2004: Jurský a kriedový vývoj bradlového pásma na základe najnovších poznatkov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 45 s.
- Aubrecht, R., Krobicki, M., Wierzbowski, A., Matyja, A. a Schlögl, J., 2002: Jurassic stromatolitic mud-mounds in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) – petrography and stratigraphy. In: I. I. Bucur & S. Filipescu (Eds.): *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates. Proceedings of the 4th IFAA Reg. Meetin Cluj – Napoca Aug. 29 – Sept. 5 2001*, Cluj Univ. Press, 16.
- Aubrecht, R. a Schlögl, J., 2004: Bradlo Štepnická skala – netypický vývoj czorsztynskej jednotky. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 36, č. 2, *Geovestník*, s. 21 – 22.
- Aubrecht, R. a Méres, Š., 1999: The possible Moldanubian provenance of the Pieniny Klippen Belt crystalline basement deduced from detrital garnets. In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 50, *Spec. iss.*, oct. 1999, s. 13 – 14.
- Aubrecht, R. a Méres, Š., 2000: Exotic detrital pyrope-almandine garnets in the Jurassic sediments of the Pieniny Klippen Belt and Tatric Zone: where did they come from? In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 32, č. 1, s. 17 – 28.
- Aubrecht, R., Mišík, M. a Sýkora, M., 1997: Jurassic synrift sedimentation on the Czorstyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. In: Plašienka D. et al. (Eds.): *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas*. Bratislava, s. 53 – 64.
- Aubrecht, R., Mišík, M., Sýkora, M. a Šamajová, E., 1998: Kontroverzné bradlo czorsztynskej jednotky v Bolešovskej doline medzi Nemšovou a Pruským. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 30, s. 431 – 442.
- 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.
- Aubrecht, R. a Sýkora, M., 1998: Middle Jurassic crinoidal shoal complex at Hatné – Hrádok locality (Czorstyn Unit, Pieniny Klippen Belt, western Slovakia. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 157 – 166.
- Aubrecht, R. a Túnyi, I., 2001: Original orientation of neptunian in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. In: *Contrib. Geoph. a Geodesy*, roč. 31, č. 3, s. 557 – 578.
- Babánek, F., 1864: Vorlage der geologischen Karten des Aufnahmegebietes im Waagthale. In: *Verh. d. k. k. Geol. (Wien)*, XVI.
- Babánek, F., 1866: Die nördliche Teile des Trentschiner Comitates. In: *Jb. Geol. Reichsanst. (Wien)*.
- Bąk, K., 1997: Deep-Water Cretaceous variegated facies in the Czorstyn Succesion, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 29, s. 264.
- Bąk, M., 1999: Uppermost maastrichtian radiolaria from the Magura nappe deposits, Czech outer Carpathians. In: *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 69, s. 137 – 159.
- Baková, L., 1997: Geologická stavba a tektonika flyšového pásma okolia Petrovic (Račanská a Bystrická jednotka). Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, s. 1 – 57.
- Baňacký, 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 1 : 50 000*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, s. 7 – 135.

- Baráth, I. a Kováč, M., 1989: Podmienky sedimentácie a zdrojové oblasti egenburských klastík v západnej časti Západných Karpát. In: *Miscellanea micropaleontologica IV*, Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), sv. 9, s. 55 – 86.
- Began, A., 1959: Zpráva o geologickom výskume bradlového pásma Považia v úseku Púchov – Trenčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., 1960: Zpráva o geologickom mapovaní bradlového pásma medzi Trenčinom a Bošackou dolinou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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., 1962: Niektoré poznatky z jury a spodnej kriedy bradlového pásma na strednom Považí. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 62, s. 239 – 244.
- Began, A., 1968: Geologická stavba bradlového pásma Stredného Považia. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 116 s.
- Began, A., 1968: Geologická stavba manínskej série a bradlového pásma stredného Považia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 113.
- Began, A., 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. In: *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty* (Bratislava), č. 11, s. 55 – 103.
- Began, A., 1993: Geologická mapa a vysvetlivky ku geologickej mape bradlového pásma Javorníkov 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 16 s.
- Began, A. a Borza, K., 1963: Nová séria – streženická – vo vnútornom bradlovom pásme Západných Karpát. In: *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), roč. 14, č. 2, s. 217 – 220.
- Began, A. a Borza, K., 1971: Rozšírenie pruskej série v bradlovom pásme Považia. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 56, s. 125 – 135.
- 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., Borza, K., Köhler, E. a Samuel, O., 1970: Stratigraficko-litologická charakteristika profilu vrtu MS-1 (jz. od Považskej Bystrice). In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 53, s. 131 – 141.
- Began, A., Borza, K., Köhler, E. a Samuel, O., 1978: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 68, s. 49 – 67.
- Began, A., Borza, K., Salaj, J. a Samuel, O., 1965: On the age of Uphlava conglomerates. In: *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), č. 36, s. 123 – 138.
- Began, A., Haško, J., Kysela, J., Salaj, J. a Samuel, O., 1983: In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (Eds.): *Basical features of structure of the Klippen Belt. Exc. guide of 18th European Colloquy on Micropaleontology*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 59 – 67.
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., Horniš, J., Maglay, J. a Salaj, J., 1992: Geologická mapa Bielych Karpát, časť bradlové pásmo, M = 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A. a Kantorová, V., 1961: Krieda bradlového pásma v úseku Púchov – Bošacka dolina. In: *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), č. 22, s. 69 – 81.
- Began, A., Nižňanský, G., Salaj, J., Horniš, J., Boorová, D., Dovina, V., Hanáček, J., Kováčik, M., Potfaj, M., Samuel, O. a Šucha, P., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 35-211 (Nemšová). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 73.

- Began, A. a Salaj, J., 1961: Mikrofauna zóny s *Leymeriella tardefurcata* LEYM bradlového pásma s. od Nového Mesta. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 22, s. 97 – 98.
- Began, A. a Salaj, J., 1976: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 215 – 219.
- Began, A. a Salaj, J., 1978: Nové paleogeografické poznatky vo vrchnej kriede a v paleogéne západného a stredného Slovenska. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 161 – 174.
- 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., Salaj, J., Horniš, J., Čechová, A. a Szalaiová, V., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape Bielych Karpát 1 : 50 000, časť Bradlové pásmo. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A. a Samuel, O., 1969: Vzťah kriedy a paleogénu na západnom Slovensku. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 49.
- Began, A. a Samuel, O., 1975: K interpretácii strednej a vrchnej kriedy bradlového pásma Oravy. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 215 – 219.
- Beleš, F., Hasch, J., Januš, J., Míkoláš, S. a Medo, S., 1990: Strážovské vrchy. Surovina: bauxit. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 79.
- Bezák, J., 2000: Súbor regionálnych máp geofaktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000 – Prírodná rádioaktivita a radónový prieskum. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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, M., Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlény, M., Marles, F., Maglay, J. a Pristaš, J., 2004: Tektonická mapa SR v mierke 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bezák, V., Šefára, J., Bielik, M. a Kubeš, P., 1995: Stavbalitosféry Západných Karpát: geofyzikálna a geologická interpretácia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 27, 3, s. 169 – 178.
- Bielik, M., 1988: Analysis of the striped gravity map of the Pannonian basin. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 39.
- Biely, A., 1975: Poznámka k termínu „pripieninský lineament“. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 205 – 209.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 77.
- Biely, 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, s. 7 – 232.

- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996a: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. Bratislava, GS SR.
- Biely, A., Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996b: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 77.
- Biely, A. a Bystrický, J. (Eds.), 1968: Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. Guide to Excursion 15 AC Czechoslovakia. International Geol. Congress XXIII Session Prague 1968. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1967, s. 1 – 44.
- Biely, A., Fusán, O. a Samuel, O., 1984: Outline of the geologic structure of the West Carpathians. In: Rakús, M. (Ed.), 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 6 – 16.
- Birkenmajer, K., 1953: Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. In: Bull. Acad. pol. Sci. (Varsovie), III, 1, 6, s. 271 – 274.
- Birkenmajer, K., 1954: On the age of the so called „Púchov marls“ in the Pieniny, Central Carpathians and stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt mantle. In: Inst. Geol. Biul. (Warszawa), 88, s. 1 – 79.
- Birkenmajer, K., 1958: Submarine Erosional Breaks and Late Jurassic Synorogenic Movements in the Pieniny Klippen Belt Geosyncline. In: Bull. Acad. pol. Sci. (Warszawa), 6, 8, s. 551 – 558.
- Birkenmajer, K., 1963: Stratigraphy and paleogeography of the Czorsztyn Series, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 9, s. 380.
- Birkenmajer, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 45, s. 5 – 158.
- Birkenmajer, K., 1986: Stages of structural evolution of Pieniny Klippen Belt, Carpathians. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 88, s. 7 – 32.
- Birkenmajer, K., 1988: Exotic Andrusov Ridge: its role in the plate-tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 91, s. 7 – 37.
- Birkenmajer, K. a Gašiorowski, 1961: Stratigraphy of the Tithonian and lower Neocomian of the Czorsztyn Series (Pieniny Klippen Belt, Carpathians), based on Aptychi. In: Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr. (Varsovie), 9, 2, s. 127 – 134.
- Birkenmajer, K. a Geroch, S., 1961: On the age of Variegated Beds (Shales) in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. In: Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Geogr. (Varsovie), 9, 4, s. 213 – 220.
- Birkenmajer, K., Kozur, H. a Mock, R., 1990: Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. In: Annales Soc. geol. Pol., 60, s. 3 – 44.
- Birkenmajer, K. a Widz, D., 1995: Biostratigraphy of Upper Jurassic Radiolarites in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. In: Mem. Géologie (Lausanne), 23, s. 889 – 896.
- Boorová, D., 1989a: Otázka stratigrafického rozpätia butkovského súvrstvia manínskej sekvencie na typovom profile. In: Spr. Výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), s. 61 – 63.
- Boorová, D., 1989b: Mikrofaciálne a mikrobiostratigrafické zhodnotenie kriedových sekvencií v profile Belušské Slatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 1990: Poznámky k mikrofaciálnemu vývoju albu v Belušských Slatinách (Manínska jednotka). In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonin), 9a, s. 169 – 182.

- Boorová, D., 1991a: Mikrofácie a mikrofauna vrchnej jury až strednej kriedy manínskej jednotky. Kandid. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 224, tab. I – XLVI.
- Boorová, D., 1991b: Vyhodnotenie niektorých vybraných profilov manínskej jednotky na liste 25-443 (Pružina). Čiastk. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D., 1992: Charakteristika jednotlivých mikrofaciálnych typov spodnej kriedy manínskej a belianskej jednotky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 100, tab. I – X.
- Boorová, D., 1997: Štúdium sedimentov vrchného aptu – spodného albu manínskej jednotky na listoch M-34-97-D-c (Beluša) a M-34-97-D-d (Pružina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Boorová, D. a Rakús, M., 1997: Lower Albian limestones from frontal parts of the Krížna Nappe in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians, Slovakia). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, č. 4 – 5, s. 276.
- Boorová, D. a Salaj, J., 1996: Príspevok k poznaniu litofaciálneho vývoja sedimentov barému – albu manínskej jednotky s. s. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 40, č. 3, s. 177 – 193.
- Borza, K., 1966: Étude lithologique et pétrographique des conglomérates de la zone des Klippes. Pétrographie des roches sédimentaires. Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 2, s. 3 – 68.
- 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: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 135 – 148.
- Borza, K., 1979a: Valúny albsko-turónskych vápencov zo zlepcov kriedy a paleogénu Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 72, s. 113 – 122.
- Borza, K., 1979b: Nové poznatky zo spodnej kriedy Strážovských vrchov. In: Zbor. prednášok z konf. v Smoleniciach. Bratislava, s. 241 – 264.
- Borza, K., 1980: Litologicko-mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 33 – 56.
- Borza, K., Gašpariková, V., Michalík, J. a Vašíček, Z., 1980: Upper Jurassic – Lower Cretaceous sequence of the Krížna Nappe (Fatric) in the Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 4, s. 541 – 562.
- Borza, K. a Köhler, E., 1964: Poznámky k paleogénnym zlepencom pri Poluvsi (Rajecká kotlina). In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 15, č. 1, s. 3 – 7.
- Borza, K., Köhler, E. a Samuel, O., 1979: Nové stratigrafické a tektonické poznatky o bradle Skalica. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 72, s. 97 – 112.
- Borza, K., Köhler, E., Began, A. a Samuel, O., 1977: Orbitoidový vývin kriedy západného Slovenska. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 67, s. 73 – 92.
- Borza, K., Köhler, E., Began, A. a Samuel, O., 1980: Výskyt belianskej skupiny západne od Bošáce. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 57 – 63.
- Borza, K. a Michalík, J., 1987: On stratigraphy and lithology of Czorstyn Limestone Formation in Central West Carpathians (Jurassic, Malm). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 259 – 284.

- Borza, K., Michalík, J. a Vašíček, Z., 1979: Stratigrafia a paleogeografia spodnokriedových uloženín krížňanského príkrovu v Strážovských vrchoch. Bratislava, Geofond, s. 1 – 180.
- 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.
- Bosellini, F. a Papazzoni, C., 2003: Palaeoecological significance of coral-encrusting foraminiferan associations: A case study from the Upper Eocene of northern Italy. In: Acta Palaeont. Pol. (Warszawa), roč. 48, č. 2, s. 279 – 292.
- Bouma, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam – New York, Elsevier, 168 s.
- 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., Bąk, M. a Švábenická, L., 1997: Integrated microbiostratigraphy in the Maastrichtian to Paleocene distal-flysch sediments of the Uzgruň section (Rača unit, Carpathian flysch, Czech Republic). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 29, s. 287 – 289.
- Bubík, M., Bąk, M. a Švábenická, L., 1999: Biostratigraphy of the Maastrichtian to Paleocene distal flysch sediments of the Rača units in the Uzgruň section (Magura group of nappes, Czech Republic). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, č. 1, s. 33 – 48.
- Buček, S., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 Stredného Považia v úseku medzi dolinou Bielej vody (Lazy pod Makytou), Lysá pod Makytou a štátnou hranicou (časť listu M-34-97-A-b Halenkov a časť listu M-34-97-A-d Lysá pod Makytou). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S., 1999: B. Litologicko-biostratigrafické zhodnotenie kriedových a paleogénnych rífových vápencov Stredného Považia (na základe publikovaných a nepublikovaných prác). In: Buček, S. a Mello, J.: 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.
- 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., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35-221) a časť listu Valaská Belá (35-223). Manuskript. 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., Siráňová, Z. a Boorová, D., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-424 Bytča. Manuskript. 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. a Potfaj, M., 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. a Filo, I., 2004: Oligocénne veľké foraminifery v paleogénnych sedimentoch západne od Banskej Bystrice (stredné Slovensko). In: Zlinská, A. (ed.): 5. Paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004. Zborník abstraktov. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 19.

- Buček, S., Filo, I., Maglay, J., Siráňová, Z., Žecová, K., Zlinská, A., Vaněková, H., Nagy, A. a Köhler, E., 2004a: Vysvetlivky ku 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 – 93.
- Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Potfaj, M., 2004c: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-313 Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S. a Köhler, E., 1987: The Dasycladacean alga *Sarosiella* in West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 6, s. 669 – 676.
- Buček, S. a Köhler, E., 2004: Biostratigrafické vyhodnotenie veľkých foraminifer z listu 26-331 Višňové, 25-442 Súľov-Hradná a 25-444 Rajec. Príloha č. 1. In: Buček et al., 2004a.
- 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 – 138.
- 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. a Nagy, A., 1997: Ročná správa z geologického mapovania stredného Považia v úseku medzi Papradnom – Dolnou Marikovou – Hornou Marikovou. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A., Siráňová, Z. a Boorová, D., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 25-424 Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 119.
- Buday, T., 1957: Zpráva o přehledném výzkumu neogénu Malých Karpat a Považí. In: Zpr. Geol. Výzk. v roku 1956 (Bratislava), s. 22 – 24.
- Buday, T., Čícha, J., Paulík, J., Dornič, J., Dvořák, A., Salaj, J., Scheibner, E. a Zelman, J., 1963: Geological map of Czechoslovakia 1 : 200 000, M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol.
- Buday, T. (ed.), Benešová, E., Březina, J., Čícha, I., Čtyroký, P., Dornič, J., Dvořák, J., Eliáš, M., Hanzlíková, E., Jendrejáková, O., Kačura, G., Kamenický, J., Kheil, J., Köhler, E., Kullmanová, A., Maheľ, M., Matějka, A., Paulík, J., Salaj, J., Scheibner, E., Scheibnerová, V., Stehlík, O., Urbánek, L., Vavřínová, M. a Zelman, J., 1963a: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M-33-XXX Gottwaldov. Praha, Ústř. Úst. geol., Naklad. ČAV.
- Buday, T., Čícha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemčok, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráňík, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty, s. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., Nakl. ČSAV, s. 7 – 651.
- Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M., Brestenská, E., Kamenický, J., Kullman, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zaťko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXXV a M-33-XXXVI Wien – Bratislava. Bratislava, Geofond.
- Budík, L. et al., 1977: Tihový průzkum v karpatském pásmu bradlovém – púchovský úsek. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.
- Budík, L. et al., 1978: Tihový průzkum v karpatském pásmu bradlovém – varínský úsek. Manuskript. Brno, archív Geofyzika.

- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1979: Trlenská Formation – a new formal lithostratigraphic unit of the Liassic of the Šiprůň group. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 73, s. 49 – 60.
- Bystrická, H., 1961: Mikrofauna pestrých vrstiev Žilinskej kotliny. In: Acta Geol. Geogr. Univ. Comen. (Bratislava), s. 109 – 176.
- Bystrická, H., Gašpariková, V., Köhler, E., Kysela, J. a Salaj, J., 1983: Locality 9 – Hradisko In: Samuel a Gašpariková, V. (Eds.): 18th European Colloquy on Micropaleontology, Excursion guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 71 – 81.
- Bystrický, J., 1976: *Munieria grambasti* sp. n. in Kalk-Geröllén der Upohlav-Konglomerate des Mittleren Váh-Gebietes (Klippenzone, West-Karpaten). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 27, č. 1, s. 45 – 64.
- Bystrický, J., 1976a: Genus *Dactylopora* Lamarck, *Digitella* Morellet et Morellet und *Broeckella belgica* 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., 1982: Attribution to the Strážovská hornatina Mts. Triassic reef complex Stratigraphy on the Basis of Dasycladaceae (The West Carpathians Mts., Slovakia). In: Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 33, č. 1, s. 79 – 88.
- Bystrický, J. a Borza, K., 1964: Die Algenkalke des Jura in den „Upohlave“ Konglomeraten. In: Geol. Sbor (Bratislava), roč. 15, č. 2, s. 197 – 202.
- Cieszkowski, M., Schnabel, W. a Waškowska-Oliwa, A., 1999: Development and Stratigraphy of the Paleocene – Early Eocene Thick-bedded Turbidites in the North-western Zone of the Magura Nappe, Outer Carpathians, Poland. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 50, s. 20 – 21.
- Cieszkowski, M. a Waškowska-Oliwa, A., 2001: Skawce Sandstone Member – a New Lithostratigraphic Unit of the Labowa Shale Formation (Paleocene – Eocene: Magura Nappe, Siary Subunit) Polish Outer Carpathians. In: Bull. Pol. Acad. Earth Sci., roč. 49, č. 2, s. 137 – 149.
- Cícha, I., 1958: Vývoj mikrofauny spodního miocénu v Považí. In: Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. paleont. (Praha), roč. 24, s. 349 – 384.
- Csiko, A. a Kölbl, H., 1946: Bericht über die geologischen Verhältnisse und die Manganzuführung des Beckens von Rajec südlich von Sillein. (Ríšsky úrad pre pôdoznalectvo, Poprad 1944.) Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. 55 420).
- Činčurová, E., 1971: Stratigrafia liasu na základe belemnitov v Západných Karpatoch. Zbor. Slov. nár. Múz., príř. Vedy (Bratislava), Zv. 17 – 1, 3 – 102.
- Čičel, B., 1958: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojtína. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 14, s. 40 – 55.
- Čorbová, V., 1969: Litologické a faciálne štúdium rífových vápencov z Hričovského Podhradia a porovnanie s ostatnými paleocénnymi rífmí myjavsko-hričovsko-hali-goveckej zóny. Manuskript. Bratislava, archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, s. 1 – 68.
- Čtyrýk, P., 1959: Fauna mořských měkkýšů spodního burdigalu na Pováží. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 51, s. 55 – 140.
- Čtyrýk, P., 1960: Fauna litorálních sedimentů spodního burdigalu z okolí Povážské Bystrice. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 18, s. 141 – 152.
- Čurlík, J., Sobocká, J. a Vojtek, R., 1998: Súbore regionálnych máp geologických faktorov životného prostredia regiónu Stredné Považie v mierke 1 : 50 000, Pôdna mapa. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, VÚPOP s. 35 + mapa.

- Fejdiová, O., 1989: Vyhodnotenie ťažkej frakcie z klastických sedimentov kriedy a paleogénu. Priložené ako čiastková správa č. AP 8595. In: Salaj, J. et al., 1989: Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fejdiová, O., 1998: Ťažké minerály magurskej skupiny. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 10.
- Filipovičová, D., 1981: Štúdium bradlového pásma západne od Lednice so zameraním na mikrobiostratigrafiu kriedy. Diplom. práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, s. 1 – 46, tab. I – VII.
- Filo, I., 1997: Geologická mapa 1 : 25 000 Javorníky – Marikovská dolina 25-412, 25-414, 25-423. Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Filo, I. a Siráňová, Z., 1998: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 25-412 Velké Karlovice, 25-414 Lazy pod Makytou, 25-432 Púchov. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Filo, I., Siráňová, Z., Buček, S., Nagy, A. a Potfaj, M., 2003: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, listy Velké Karlovice 25-412, Francova Lhota 25-413 a Lazy pod Makytou 25-414. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 30.
- Foetterle, F., 1865: Vorkommen d. ält. secund. Gebilde im Trentsch. Com. zwischen Tepla, Zljehow, Prušina und Waag-Bistritz. In: Verh. k. k. Geol. Reichsanst., Jb. (Wien), XV. Band., 17.
- Fordinál, K., 1997: Biostratigrafické štúdium neogénnych sedimentov na strednom Považí. Ročná správa za r. 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Fordinál, K., 1999: Geologická mapa flyšového pásma (račianskej jednotky) medzi údoliami potokov Rovnianka a Dlhopol'ka. Roč. správa za r. 1998. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Franko, O., Remšík, A. a Fendek, M. (Eds.), 1995: Atlas geotermálnej energie Slovenska. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Frasl, G. a Uher, P., 1996: Zur Kenntnis der exotischen Granitgerölle („Upohlav-Typ“) im Kreideflysch der Klippenzone der Westkarpaten: Ihre Metamorphose und ihre Forsetzung in die Ostalpen. Erweiterte Kurzfassungen. In: Symposium Tektonik, Strukturgeologie, Kristallogenie, 6, Salzburg, s. 123 – 126.
- Gabčo, R., Seneš, J., Lehotáyová, R. H. a Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní neogénu na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Galvánek, J., 1974: Geologická stavba Súľovských skál. In: Štollmann, A. (Ed.): Súľovské skaly. Martin, Osveta, s. 27 – 46.
- Gašpariková, V., 1984: Cretaceous nannoplanton zones of the West Carpathians. In: Západ. Kapaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 9, s. 73 – 86.
- Gašpariková, V., 1978: Výskum vápnitého nanoplanktónu Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V., 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy manínskej série na základe vápnitého nanoplanktónu. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gašpariková, V. a Salaj, J., 1984: Alban and Cenomanian microbiostratigraphy of the Manín belt on the basis of foraminifers and nannofossils in the Belušké Slatiny – Slopná area. In: Schr.-Reihe Erdwiss. Kommission (Wien), 7, s. 43 – 65.

- Gazdzicki, A. a Michalík, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. In: Acta geol. pol. (Warszawa), roč. 30, č. 1, s. 61 – 75.
- Geczy, J., 1988: Geofyzikálny prieskum východného okraja Žilinskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnní zpracování letECKY měřených geofyzikálních polí do měřítka 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gnojek, I. a Kubeš, P., 1991: Letecký geofyzikálny prieskum sz. Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gorek, J., Rakús, M. a Vozárová, A., 1976: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-331 (Martin-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Grecula, P., Bartalský, J., Cambel, B., Herčko, I., Kaličiak, M., Matula, M., Melioris, L., Polakovič, D., Slavkay, M., Sombathy, L. a Šefara, J. (Eds.), 2002: História geológie na Slovensku. Zväzok 1. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Gross, P., 1959: Príspevok k biostratigrafii a litológii bradlového pásma na strednom Považí. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, Fakulta geol. geograf. vied UK.
- Gross, P., 1997: Ročná správa z geologického mapovania stredného Považia v úseku medzi Petrovickou dolinou, údolím Štiavnika, Papradnom a osadou Na kasárni. Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 23.
- Gross, P., 1998: Geologické mapovanie stredného Považia v úseku medzi Dlhým Poľom, Čierťažou, Kamenitým a Kondrčíkovicami. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 15.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 81, s. 103 – 117.
- Halajová, L., 1981: Terigénna prímes vo vápencoch jury bradlového pásma a stavba bradla Babiná pri Krivokláte-Bohuniciach. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 73.
- Hanáček, J., 1962: Ročná zpráva o geologickom výskume na liste Považská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1969: Litologicko-geochemická a surovinová charakteristika triasových vápencov chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Čiastková záver. správa za rok 1967 – 1969. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 71.
- Hanáček, J., 1971: Geologické mapovanie SV časti Strážovskej hornatiny. Ročná správa za rok 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1972: Litologicko-stratigrafická a geochemická charakteristika triasových karbonátových súvrství chočského a strážovského príkrovu v SV časti Strážovskej hornatiny medzi Mojtiňom a Fačkovom. Čiastk. záver. spr. za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 74.
- Hanáček, J., 1974a: Litologicko-geochemická charakteristika triasových dolomitov z niektorých pohorí centrálnych Západných Karpát. Čiastk. záver. spr. za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1974b: Litologicko-stratigrafické a tektonické poznatky z triasových karbonátových komplexov v SV časti Strážovskej hornatiny na liste Pružina a Fačkov. Čiastk. záver. spr. za rok 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1975a: Litologicko-stratigrafické a tektonické poznatky z triasových karbonátových komplexov v SV časti Strážovskej hornatiny na liste Pružina a Fačkov. Čiastk. záver. správa za rok 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Hanáček, J., 1975b: Schematická geologická mapa SV časti Strážovskej hornatiny medzi Mojtiňom a Fačkovom. In: Hanáček, J., 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 1, s. 125 – 149.
- Hanáček, J., 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 1, s. 125 – 149.
- Hanáček, J., Zlocha, J., Ferenc, P., Medo, S. a Mikoláš, S., 1984: Bauxity Slovenska – štúdia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 314.
- 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.
- Hanzel, V., Kullman, E., Dovina, V., Franko, O., Škvarka, L. a Vrana, K., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanzl, P., Schitter, F., Finger, F., Krejčí, O., Buriánková, K. a Stránil, Z., 1999: Petrography, geochemistry and age of granitic pebbles from the Moravian part of the Carpathian flysch. In: Geol. carpath. (Bratislava), spec. iss., s. 101 – 103.
- Harpe, Ph. de, 1926: Matériaux pour servir à une monographie des Nummulites et des Assi-Lines. Rédigé par P. Rozložník. In: Évk. Mag. áll. Kir. Földt. Intéz. (Budapest), roč. 27, č. 1, s. 1 – 102.
- Haško, J., 1973: The Klippen Belt in the Valley of Kysuca – Rochovica. In: Mahel', M. (Ed.): Tectonical Structures of the West Carpathians, Guide to excursion A, X Congr. CBGA. Bratislava, s. 50 – 52.
- Haško, J., 1974: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape mezozoika bradlového pásma na listoch M-34-98-A-b (Nesluša), M-34-98-A-d (Žilina), M-34-98-B-a (Kys. Nové Mesto) a M-34-98-B-c (Strečno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Haško, J., 1978a: Oravská séria – nová séria bradlového pásma Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 115 – 121.
- Haško, J., 1978b: Tektonické pomery bradlového pásma Kysuckej vrchoviny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 123 – 128.
- Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku Geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- Haško, J. a Polák, M., 1980: Geologická mapa Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Haško, J. a Samuel, O., 1977: Stratigrafia kriedy varínskeho úseku bradlového pásma. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 68, s. 49 – 68.
- Hauer, F., 1853: Über die Gliederung der Trias – Lias und Jura – Gebilde in den nordöstlichen Alpen. In: Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), č. 4/4, s. 715 – 784.
- Haug, E., 1920: Traité de Géologie II. Paris, s. 929 – 1 396.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 49.
- Havrila, M., 1997a: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 18.
- Havrila, M., 1997b: Vysvetlivky ku geologickej mape medzi Zemianskou Zavadou a Košeckým Podhradím. Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 8.

- Havrila, M., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 územia medzi Homôlkou a Košeckým Rovným. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 10.
- Havrila, M., 1999: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 územia medzi Homôlkou a horným tokom Nitrice a územia medzi Riedkou, Priedhorím a Mažiarom. Ročná správa za rok 1998, úl. 12/94-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 12 s. + geol. mapa s legendou a dokumentáciou.
- Havrila, M. a Boorová, D., 2002: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Slíva, L. (Eds.): Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian – Balkan Geological Association (Stop 5 2.). Bratislava, Slovak Republik. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 53, s. 35 – 38.
- Havrila, M. a Buček, S., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 39.
- Havrila, M., Buček, S., Maglay, J., Boorová, D., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M., 2004: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000 list Pružina (35-221) a časť listu Valaská Belá (35-223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 104.
- Havrila, M. a Pevný, J., 1991: Profil Ostrá Malenica (stratigrafia na základe konodontov a holotúrií). Čiastk. správa. Príloha k čiastkovej záv. správe: Salaj, J. et al., 1991: list 25-443 (Pružina). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hladík, P., 1993: Žilinská kotlina – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hlaváč, J., 1992: Významné speleologické objavy dobrovoľných jaskyniarov na území Slovenska za obdobie rokov 1970 – 1990. In: Slov. Kras, roč. XXX, s. 179 – 196.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M. a Pruner, P., 1996: Magnetostratigraphic and Micropaleontological Investigations along the Jurassic/Cretaceous Boundary Strata, Brodno near Žilina (Western Slovakia). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 47, č. 3, s. 135 – 151.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, Veda, 263 s.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1990: Litostratigrafické členenie produktov mezozoického vulkanizmu Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava) č. 91, s. 75 – 89.
- Hricko, J. a Medo, S., 1969: Správa o geoelektrických meraniach v Rajeckej kotline. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hricko, J. a Medo, S., 1970: Správa o geoelektrických meraniach v Rajeckej kotline – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hrnčár, A., Rohalová, M. et al., 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov SR. Okres Považská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 22.
- Hromádka, J., 1929: Morfológický vývoj Slovenska. Praha, Čs. vlastiveda – Příroda.
- Hromádka, J., 1931: Povrchové formy Slovenska a jejich výzkum. In: Čas. učenej spoločnosti Šafárikovej (Bratislava), roč. V.
- Hromádka, J., 1956: Orografické třídění Československé republiky. In: Sbor. Čs. Společ. zeměp. (Praha), LXI/3, 4.
- Chmelík, F., 1967: Žilinská kotlina a severní výběžky Strážovské hornatiny. In: Buday, T. (Ed.), Cicha, I., Hanzlíková, E., Chmelík, F., Koráb, T., Kuthan, M., Nemček, J., Pícha, F., Roth, Z., Seneš, J., Scheibner, E., Stráník, Z., Vaškovský, I. a Žebera, K.: Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty, Sv. 2. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 301 – 312.

- Chrobok, J., Loupanec, M. a Pospíšil, Z., 1976: Podzemné vody nivy Váhu v Bytčianskej kotline. In: Geogr. Čas. (Bratislava), roč. 28, č. 3.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v merítke 1 : 200 000. Záverečná správa ÚGF za rok 1957 – 1960. Manuskript. Praha, archív Geofond.
- Ivan, P. a Demko, R., 2001: Calc-alkaline Basic Volcanic Rocks in the Cretaceous Conglomerates of the Klappe Unit (Pieniny Klippen Belt): the Problem of the Source Region and its Geodynamic setting. In: Geolines, 13, s. 65 – 66.
- Jablonský, E., 1980: Horné Slnie, cementárske suroviny. In: Materiály XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 196 – 199.
- Jablonský, J., 1978: Príspevok k poznaniu albu zliechovskej série Strážovských vrchov. In: Vozár, J. (Ed.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 175 – 187.
- Jablonský, J., 1988a: Porubské súvrstvie, krieda. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 47.
- Jablonský, J., 1988b: Slieňovce Homôľky, krieda. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 52.
- Jablonský, J., 1988c: Senkovské vrstvy, krieda. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát. 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 51.
- Jablonský, J., 1988d: Ludrovianske vrstvy, krieda. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 3. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 35 – 36.
- Jablonský, J., Sýkora, M. a Aubrecht, R., 2001: Detritické Cr spinely v sedimentárnych horninách mezozoika Západných Karpát (prehľad nových poznatkov). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, s. 487 – 488.
- Jablonský, E. a Sýkora, M., 1979: Výskyt vulkanických hornín v kysuckej sérii bradlového pásma. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, č. 3 – 4, s. 159 – 180.
- Janočko, J., 2002: Centrálnokarpatský paleogénny bazén – vývoj a depozičné systémy. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 34, č. 3 – 4, s. 159 – 180.
- Jurkovičová, H., 1980: Stratigrafia, litológia a mikrofacie jury bradlového pásma v oblasti Krivoklátu. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, s. 1 – 78.
- Kamenický, L. a Král, J., 1979: Poznámky k problematike vývoja a stavby kryštalinika v širšom priestore bradlového pásma Západných Karpát. In: Mahel', M. (Ed.): Tekt. profily Západ. Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 59 – 64.
- Kamenický, L., Klátovský, V., Marschalko, R. a Medved', J., 1974: Príspevok k charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 6, č. 2, s. 311 – 323.
- 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.
- Kantorová, V., 1953: O dvojkom veku púchovských slieňov. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 4, č. 1 – 2, s. 413 – 425.
- Kantorová, V., 1956: Mikrobiostratigrafický výskum vnútrokarpatského paleogénu na listoch Trenčín, Spišská Nová Ves a východoslovenského flyša na liste Stakčín. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kantorová, V. a Andrusov, D., 1958: Mikrobiostratigrafický výskum strednej a vrchnej kriedy Považia a Oravy. In: Geol. Sbor. (Bratislava), roč. 9, č. 2, s. 165 – 177.
- Kantorová, V. a Began, A., 1958: Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 14, s. 107 – 117.

- Kernátsová, J., 1997: Biostratigrafický výskum kvartéru stredného Považia. Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 8.
- Klago, M., Matejčeková, E. a Sandanus, M., 1976: Rajecké Teplice, II. a III. etapa, hydrogeologický prieskum termálnych vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Köhler, E., 1960: Kriedové orbitoidy z bradlového pásma na Považí. In: Geol. Zbor. (Bratislava), roč. 11, č. 1, s. 67 – 82.
- Köhler, E., 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Köhler, E., 1966a: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 40, s. 55 – 63.
- Köhler, E., 1966b: Les Alvéolines du Paléocène de la zone des klippees de la vallée du Váh. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 17, č. 2, s. 265 – 270.
- Köhler, E., 1967: Grossforaminiferen und Stratigraphie des Paläogens des Rajec- und Turiec-Kessels (Westkarpaten). In: Náuka o Zemi (Bratislava), III, Geol., 5, s. 1 – 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.
- Köhler, E., 1980: Stratigrafia kriedových sedimentov na základe orbitoidných foraminifer. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 96.
- Köhler, E., 1988: Ekosystémy rífových a biohermných vápencov paleogénu Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 86.
- Köhler, E., 1995: Paleocénny rífový komplex v Západných Karpatoch. Doktorská dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 238.
- Köhler, E., Borza, K. a Samuel, O., 1979: Occurrence of Genus *Nummofallotia* in Upper Cretaceous of West Carpathians. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 105 – 112.
- 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., 1997a: Hranica paleocénu – eocénu – jej súčasné pojatie. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 41, č. 3, s. 161 – 175.
- Köhler, E. a Salaj, J., 1997b: Time ranging and extent of significant Paleogene events in the Central West Carpathians. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 41, č. 4, s. 199 – 206.
- Köhler, E. a Salaj, J., 1999: Orthophragminae (veľké foraminifery) v magurskej jednotke Nízkych Javorníkov (západné Slovensko). In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 44, s. 73 – 81, 3 – 9.
- 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.
- Kochanová, M., 1961: Zpráva o biostratigrafickom vyhodnotení fauny lamelibranchiátov a gastropód zo Strážovskej hornatiny, Nedzovského pohoria, Malých Karpát a Zvolenskej vrchoviny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1967: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu a jury Západných Karpát. Čiastková zpráva za rok 1966. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 13.

- Kochanová, M., 1968: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov, ramenonožcov a hlavonožcov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Čiastková správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1971: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 103, 7 príl.
- Kochanová, M., 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropoda a brachiopoda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 108.
- Kochanová, M., 1979: Die Bivalven des Jura der Vršatec-Klippe. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 4, s. 7 – 34.
- Kochanová, M. a Pevný, J., 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropoda a brachiopoda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 101.
- Kortman, B., Lovíšek, I. a Velič, M. 1991: Kras Maninskeho bradla. In: Slov. Kras, roč. XXIX, s.123 – 142.
- Koutek, J., Svoboda, J. a Čepek, L., 1938: Geologická mapa oblasti medzi Mojtínom a Domanižou, záp. Slovensko. In: Koutek, J. a Svoboda, J., 1939.
- Koutek, J. a Svoboda, J., 1939: Posudek o geologických poměrech okolí Mojtína, Pružiny, Domaniže a Beckova se zřetelom k výskytům bauxitu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 33.
- Kováč, M., Marko, F. a Nemček, M., 1990: Neogene history of intramontane basins in the western part of the Carpathians. In: Riv. It. Paleont. Strat., roč. 96, č. 2 – 3, s. 381 – 404.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of Hronikum. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 4, č. 4, s. 275 – 280.
- Kováč, P. a Hók, J., 1996: Tertiary Development of the Western Part of Klippen Belt. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 2, č. 96, s. 137 – 149.
- Kováč, P. a Hók, J., 1997: Tertiary tectonic evolution of the western part of the Klippen Belt. In: Plašienka D. et al. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, s. 127 – 138.
- Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska. Bratislava, Osveta.
- Kraus, I. a Hano, V., 1976: Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 8, č. 5, s. 431 – 446.
- Krivý, M., 1969a: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. In: Acta Geol. Geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 18, s. 165 – 197.
- Krivý, M., 1969b: Litologicko-petrografický výskum karbonátových hornín triasu západnej časti Strážovskej hornatiny. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, s. 1 – 149.
- Krivý, M., 1971: Litologicko-petrografický výskum karbonátov triasu v Strážovskej hornatine. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Krivý, M., 1975: Litofaciálna a petrografická analýza karbonátového komplexu strážovskej jednotky v Strážovskej hornatine. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Krivý, M., 1980: Litofaciálna analýza a petrografický výskum karbonátových hornín triasu vyšších jednotiek Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Krivý, M., 1981: Lithofaziele Analyse der Strážov-Decke (Gebirge Strážovská vrchovina). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 4, s. 475 – 488.

- Krystek, I., 1962: Zpráva o výzkumu soláňských vrstev v Chříbech v roce 1961. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1961, s. 199 – 200.
- Krystyn, L., 1971: Die Oberbajocium – und Bathonium der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). In: Ann. Naturhist. Mus. Wien, roč. 76, s. 195 – 310.
- Książkiewicz, M., 1966: Geologija regijonu babiogórskiego. In: Przewodnik XXXIX. zjazdu Pol. Tow. Geol., Warszawa, s. 5 – 59.
- Kubeš, P. (Ed.), 2001: Atlas geofyzikálních map a profilov. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kühn, O. a Andrusov, D., 1937: Weitere Korallen aus der Oberkreide der Westkarpathen. In: Věst. čes. spol. nauk (Praha), tř. II, IX, s. 1 – 18.
- Kühn, O. a Andrusov, D., 1942: Stratigraphie und Paleogeographie der Rudisten III. Rudistenfauna und Kreideentwicklung in der Westkarpaten. In: Neu. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B (Stuttgart), 86, s. 450 – 480.
- Kulcsár, K., 1915: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajó, Villabanya, Csicsmány und Zsolt. In: Ung. Geol. Reichsanst. (Budapest), s. 12 – 148.
- Kulcsár, K., 1916: Geologische Beobachtungen in der Nordwestkarpaten. In: Jb. Ung. geol. Reichsanst. (Budapest), (1915), s. 185 – 148.
- Kulcsár, K., 1917: Hegyismájtény és Barossháza kőrnýkének földtani viszonyai. In: A M. kir. Földt. Intéz. Évi Jelent. (Budapest), 1916.
- Kulcsár, K., 1918: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Hegyismájtény und Barossháza. In: Jb. Ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1, s. 193 – 210.
- Kullman, E., 1973: Hydrogeológia Manína a možnosti využitia jeho podzemných vôd. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 61.
- Kullman, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.
- Kullmanová, A., 1961: Litologický profil manínskou sériou z okolia Beluškých Slatín. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 21, s. 127 – 131.
- Kullmanová, A., 1968a: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov manínskej jednotky. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 86, príl. 1 – 7, tab. 10.
- Kullmanová, A., 1968b: Geologický výskum mezozoika bradlového a manínskeho pásma západnej časti Slovenska. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 85 – 95.
- Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1983: Loc. 7 – Hrušové. In: 18th European colloquy on micropaleontology. Excursion guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 54 – 57.
- Kullmanová, A. a Mahel', M., 1961: Doplnky k manínskej sérii. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 21, s. 71 – 80.
- Kullmanová, A. a Vozár, J., 1980: Hyaloklastitové lávy v slieňovcovom súvrství spodného albu na strednom Považí. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 12, s. 53 – 62.
- Kúta, L., 1954: Průzkum bauxitu 1952/1953 – Domanižská pánev. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 17.
- Kysela, J., 1975: Stratigrafia a tektonika bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím. Rigor. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kysela, J., 1984a: Prehľadná geologická mapa širšieho okolia vrtu Manín-I v M 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Kysela, J., 1984b: Klapy nappe (profile in the cut of the road Udiča – Orlové). In: Rakús, M. (Ed.), 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 27 – 30.
- Kysela, J., 1984c: "Peri-klippen" Paleogene – locality Súľov, with geological map and section of the Súľov area. In: Rakús, M. (Ed.), 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 40 – 43.
- Kysela, J., 1984d: Kysuca succesion, localities Rudinka – Vranie – Považský Chlmec. In: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. (IGCP Project N° 198). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 44 – 49.
- Kysela, J. a Marschalko, R., 1979: Geológia pieninského a manínskeho pásma a ich tektonické členenie v úseku medzi Žilinou a Považskou Bystricou (západné Slovensko). Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. SAV.
- 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., 1983: Geologické vyhodnotenie mapovacieho vrtu KOS-1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Gel. Úst. D. Štúra.
- Kysela, J., Rakús, M. et al., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Súľov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Gel. Úst. D. Štúra.
- Kysela, J., Rakús, M., Kullman, E., Šucha, P., Samuel, O., Gašpariková, V., Papšová, J., Priechodská, Z., Fejdiová, O., Širáňová, V. a Francú, J., 1983: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, list 25-442 (Považská Bystrica-2). Manuskript. Bratislava, archív Št. Gel. Úst. D. Štúra.
- Lefeld, J. (Ed.), 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic unit of the Tatra Mts. In: Stud. geol. pol. (Warszawa), 84, s. 1 – 93.
- Lefeld, J. a Radwanski, A., 1960: Les crinoïdes planctoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et le Neocomien Haut-Tatrique des Tatras Polonaises. In: Acta geol. pol. (Warszawa), roč. 10, č. 4 s. 593 – 614.
- Lehotayová, R. H., 1963: Mikropaleontologické vyhodnotenie sedimentov z vrtu PB-1 (Považská Bystrica). In: Gabčo, R., Seneš, J., Lehotayová, R. H. a Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní neogénu na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Gel. Úst. D. Štúra.
- Lemoine, P., 1933: Algues calcaires de la famille des Corallinacées recueillies dans les Carpathes occidentales par M. D. Andrusov. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), roč. 9, č. 5, s. 269 – 289.
- Leško, B., Babák, B., Borovcová, B., Boučková, B., Dubecký, K., Ďurkovič, T., Faber, P., Gašpariková, V., Harča, V., Köhler, E., Kuděra, L., Kullmanová, A., Okénko, J., Planderová, E., Potfaj, M., Samuel, O., Slámová, V., Slanina, V., Summer, J., Surová, E., Štěrba, L. a Uhman, J., 1982: Oporný vrt Lubina-1. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 17, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 116.
- Leško, B., Beránek, B. a Varga, I., 1980: Cisaillements horizontaux profonds sous les Karpates occidentales á la lumière des connaissances géophysiques. In: Rev. Géol. dynam. Géogr. phys. (Paris), roč. 22, č. 4 – 5, s. 255 – 266.
- 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 Samuel, O., 1985: Súľovský zlepenec (Sulóver Konglomerat). In: Andrusov, D. a Samuel, O. (Eds.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 241 – 242.
- Lexa, J., Bezák, V., Elečko, M., Mello, J., Polák, M., Potfaj, M. a Vozár, J., 2000: Geologická mapa Západných Karpát a priľahlých oblastí 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lexa, J. (Ed.), 2002: Metalogenetické hodnotenie územia Slovenskej republiky. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Liebus, A. a Schubert, R. J., 1903: Die Foraminiferen der Karpatischen Inoceramen Schichten von Gbellen in Ungarn (Puchover Mergel). In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 52, s. 285 – 305.
- Limanowski, M., 1906: Sur la genèse des Klippes des Carpathes. In: Bull. Soc. géol. France, sér. 4 (Paris), 6.
- Lowe, D., 1982: Sediment gravity flows: II. Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. In: J. sed. Petrology, roč. 52, č. 1, s. 279 – 297.
- Lugeon, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. In: Bull. Lab. Géol. Geogr. Phys., Minéral. Paléont. (Lausanne), 4, s. 1 – 51.
- Lukniš, M., 1964: Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v Československých Karpatoch. Geogr. Čas. (Bratislava), roč. 16, č. 2, s. 289 – 296.
- Maglay, J., 1997: Geologická mapa kvartérnych sedimentov údolia Váhu medzi Žilinou a Považskou Bystricou. Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1946a: Zpráva o geologickom mapovaní v Strážovskej hornatine. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 16.
- Maheľ, M., 1946b: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. In: Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 14.
- Maheľ, M., 1948: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a Hornou Nitrou. The Tectonic of the Territory between the middle Váh and the upper Nitra. In: Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), č. 18, s. 1 – 79.
- Maheľ, M., 1950a: Obalová séria Inovca. In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 1, č. 1, s. 47 – 58.
- Maheľ, M., 1950b: Tektonika subtatranských príkrovov v strednej časti Strážovskej hornatiny. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 1, č. 1 – 4, s. 251 – 252.
- Maheľ, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 8, s. 180 – 193.
- Maheľ, M., 1958: Vápence v albe západokarpatskej série v Strážovskej hornatine. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 14, s. 13 – 21.
- Maheľ, M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývoj mezozoika centrálnych Západných Karpát. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 55, s. 61 – 81.
- Maheľ, M., 1959b: Nová jednotka v Západných Karpatoch. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 51, s. 5 – 54.
- Maheľ, M., 1960: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 21, s. 5 – 28.
- Maheľ, M., 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21, s. 29 – 70.

- Maheľ, M., 1961b: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 60, s. 11 – 50.
- Maheľ, M., 1962a: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 25 – 26, s. 137 – 142.
- Maheľ, M., 1962b: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 187 – 204.
- Maheľ, M., 1962c: Problémy a cesty ďalšieho vývoja geologického výskumu v československých Karpatoch. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 61.
- Maheľ, M., 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 47, s. 7 – 29.
- Maheľ, M., 1970: Geológia západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastková záv. správa za rok 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1971: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000 k listom Valašská Belá, Horná Poruba a Zliechov. Čiastková záverečná správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1973a: Tectonical Structures of the West Carpathians. In: Guide to Excurs. A, Xth Congr. of Carp.-Balc. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 3 – 80.
- Maheľ, M., 1973b: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000 k listu Čičmany a Tužiná. Čiastková záverečná správa za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M. (Ed.), 1974a: Tectonics of the Carpathian Balkan region. Explanations to the tectonic map of the Carpathians-Balkan regions and their foreland. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 454 s.
- Maheľ, M., 1974b: The inner West Carpathians. In: Maheľ, M. (Ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 91 – 133, 1 – 453.
- Maheľ, M., 1978a: Manín unit – partial nappe of the Križna nappe group. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 10, č. 4, s. 289 – 301.
- Maheľ, M., 1978b: Manín tectonic unit: Relation of the Klippen Belt and Central West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 29, č. 2, s. 197 – 214.
- Maheľ, M., 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 11, č. 1, s. 1 – 20.
- Maheľ, M., 1979b: Choč and Strážov nappes, new division and structure. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 30, č. 1, s. 19 – 43.
- Maheľ, M., 1979c: Nové geologické poznatky z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 105 – 122.
- Maheľ, M., 1980a: Pribradlové pásmo, charakteristika a význam. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 12, č. 3, s. 193 – 207.
- Maheľ, M., 1980b: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. In: Materiály z XXIII. celoštátnej geol. konferencie SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 49 – 66.
- Maheľ, M., 1981a: Penninikum v Západných Karpatoch z pohľadu globálnej tektoniky. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 13, s. 289 – 306.
- Maheľ, M., 1981b: Island character of Klippen Belt-Vahicum, continuation of southern Penninicum in West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 2, s. 293 – 305.
- Maheľ, M., 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 14, č. 1, s. 1 – 40.
- Maheľ, M., 1983a: Návrh na novú tektonickú nomenklatúru základných tektonických elementov Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 15, č. 6, s. 559 – 565.

- Maheľ, M., 1983b: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 89.
- Maheľ, M., 1985a: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 7 – 221.
- Maheľ, M., 1985b: Neskoroalpínska tektonika Strážovských vrchov a jej širší význam. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 10, s. 7 – 37.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky, 1. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 503.
- Maheľ, M., 1989: Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. The Klippen Belt from the aspect of the geodynamic model. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 21, č. 2, s. 99 – 108.
- Maheľ, M. (Ed.), Andrusov, D., Čechovič, V., Kamenický, L., Kuthan, M. a Matějka, A., 1964: Geologická mapa ČSSR. Mapa predštvrtových útvarov 1 : 200 000 M-34-XXV, list Žilina. Bratislava, Úst. geol.
- Maheľ, M. (Ed.), Brestenská, E., Buday, T., Čechovič, V., Eliáš, K., Franko, O., Hanáček, J., Kamenický, L., Kullman, E., Kuthan, M., Matějka, A., Mazúr, M. a Salaj, J., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXV Žilina. Bratislava, Geofond – Vyd., s. 1 – 272.
- Maheľ, M., Bystrický, J., Eliáš, M. a Kamenický, J., 1967: Geology of the Inner West-Carpathians. Guide to excursion 5 AC, XXIIIth IGC, Prague Czechoslovakia. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 53 s.
- Maheľ, M. (Ed.), Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západ. Karpaty, sv.1. Praha, Ústř. Úst. geol. – ČSAV, s. 1 – 496.
- Maheľ, M. a Kullmanová, A., 1961: Doplnky k manínskej sérii. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 21, s. 71 – 80.
- Maheľ, M. a Kuthan, M., 1947: Podrobná geologická mapa Československej republiky: Slovensko – list Zliechov 4461/1, 1 : 25 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. Čs. Republ.
- Maheľ, M. a Malkovský, M., 1984: Vysvetlivky k Tektonickej mape ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 51.
- Maheľ, M. a Rakús, M., 1961: Styk manínskej série so subtatrikom. In: Sjazd. sprievodca XII. sjazdu čs. spoločnosti pre min. a geol. Bratislava, s. 78 – 79.
- Májovský, J., 1966: Správa o geoelektrickom prieskume – lokalita Rajecká kotlina, hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Májovský, J., 1968: Správa o geoelektrickom prieskume – lokalita Rajecká kotlina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Malatinský, K., 1971: Kúpele Nimnica – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Malík, P., Jetel, J. a Švasta, J., 2003: Metodika zostavovania základných hydrogeologických máp v mierke 1 : 50 000. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 108, s. 23 – 43.
- Malý, J., 1976: Geologické pomery Manínskeho pásma medzi Plevníkom a Považskou Bystricou s podrobnou mikrobiostatigrafiou strednej a vrchnej kriedy. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, Kat. geol. a paleont., s. 1 – 90, 4 prílohy.
- Marko, F., 2002: Zlomky a ich úloha počas terciérnej evolúcie Západných Karpát (región ALCAPA – západ). Habilitačná práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.

- Marko, F., Dyda, M., Baková, L., Swierczewska, A. a Tokarski, A. K., 2000: Strižné deformácie v paserbieckych pieskovcoch račianskej jednotky (vonkajšie Západné Karpaty). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 1, s. 29 – 44.
- Marschalko, R., 1962: Ročná správa o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Marschalko, R., 1968: Facies distribution, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene Flysch of Central West Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 19, s. 69 – 94.
- Marschalko, R., 1973: The Carpathian Klippen Belt. In: Eliáš, M. (Ed.): Guide to Sedimentological Excursion, Xth Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s.21 – 27.
- Marschalko, R., 1979a: Considerations about Pienide flysch basins and their substratum in the Cretaceous and Paleogene (West Carpathians). In: Maheľ, M., Reichwalder, P., (Eds.): Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 103 – 113.
- Marschalko, R., 1979b: Cretaceous flysch of the Pieninian Klippen Belt and the decay of the crust in the Tatríde foreland. In: Vaněk, J. (Ed.): Geodynamic Investigations in Czechoslovakia, Final Report. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 243 – 251.
- Marschalko, R., 1980: Evolution of Paleocene-Lower Eocene trough on contact between Pieniny Klippen Belt and Central West Carpathian Block (on example of Súľovské vrchy Hills). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 31, č. 4, s. 513 – 521.
- Marschalko, R., 1986: Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 5 – 173.
- Marschalko, R. a Kysela, J., 1979: Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou. In: Maheľ, M. (Ed.): Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 41 – 58.
- 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., Kysela, J. a Samuel, O., 1980: Profil Brodno – Považský Chlmec – Žilina (vápence spodnej kriedy, flyš – snežnické vrstvy a exotické zlepenice kysuckej série pieninskej jednotky). In: Materiály z XXIII. celoštát. geol. konferencie SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 133 – 135.
- Marschalko, R., Mišík, M. a Kamenický, L., 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen. (Paläogen der Klippen und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei). In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 1, s. 7 – 124.
- Marschalko, R., Mišík, M. a Samuel, O., 1980: Postavenie bradlového pásma vo vývoji Západných Karpát. In: Materiály z XXIII. celoštát. geol. konferencie SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 97 – 111.
- Marschalko, R., Mišík, M., Samuel, O. a Kysela, J., 1980: Sprievodca po bradlovom pásme Stredného Považia. In: Fusán, O. a Samuel, O. (Eds): Materiály z XXIII. celošt. geol. konf. SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 113 – 137.
- Marschalko, R. a Potfaj, M., 1982: Sequence analysis, paleocurrents, and deposition environment of the Oravská Magura Flysch and the Klippen Belt Flysch (Summ.). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 78, s. 97 – 122.
- Marschalko, R. a Rakús, M., 1997: Development of the Cretaceous flysch in the Klapunit and the recyclicity problem of the clastic material. In: Plašienka D. et al. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, s. 71 – 78.

- Marschalko, R. a Samuel, M., 1993: Sedimentológia východnej vetvy súľovských zlepen-cov. In: Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), č. 17, s. 7 – 38.
- Marschalko, R. a Samuel, O., 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 38 – 43.
- Marschalko, R. a Samuel, O., 1980: Orlovský pieskovec, významná litostratigrafická jednotka cenomanu klapskej jednotky (pieninské bradlové pásmo na hornom Považí). In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 74, s. 85 – 94.
- Martini, E., 1971: Standard Tertiary and Quarternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.): Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma (1970). Rome, Edizioni Tecnoscienza, 2, s. 739 – 785.
- Masaryk, P., 1980: Ťažké minerály z flyšových súvrství albu – cenomanu bradlového pásma a krížňanského príkrovu. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mašín, J. et al., 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Manuskript. Praha, archív Ústf. Úst. geol.
- Matejček, A. a Ondrášik, R., 1998: Hodnotenie geologického prostredia v trase tunela Ovčiarsko. In: Zborník referátov z 1. konferencie Geológia a životné prostredie. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 20 – 22.
- Matějka, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Explorations géologiques dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7, s. 529 – 575, tab. I – VIII.
- Matějka, A., 1932: Příspěvek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. In: Věst. St. geol. Úst. (Praha), 8.
- Matějka, A., 1959: Vysvětlivky paleogénu na listu generální mapy Žilina M-34-XXV. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. In: Guide des excursion dans les Carpathes occidentales. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, s. 19 – 163.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1949: Geologie magurské skupiny flyšové v povodí Kysuce (The geology of the Magura Flysch Group on the drainage basin of the Kysuca). In: Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 16, s. 521 – 619.
- Matějka, A. a Roth, Z., 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. In: Rozpr. Ústf. Úst. geol. (Praha), 22, s. 1 – 334.
- Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského, 154 s.
- Mazúr, E., 1955: Zpráva o geomorfologickom výskume severnej časti Strážovskej hornatiny. In: Geogr. Čas. (Bratislava), 7.
- Mazúr, E., 1963: Žilinská kotlina a príahlé pohoria (geomorfológia a kvartér). Bratislava, Veda. Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 1 – 185.
- Mazúr, E. a Jakál, J. (eds.), 1980: Atlas SSR. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. (Bratislava), roč. 30, č. 2, s. 107 – 126.
- Mazúr, E. et al., 1980: Atlas Slovenskej socialistickej republiky. Bratislava, Slovenská akadémia vied – Slovenský úrad geodézie a kartografie, s. 1 – 296.
- Mello, J., 1997: Plexoramea cerebriformis n. gen. n. sp. and some other microproblematics and microfossils from Triassic limestones of the West Carpathians. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 2 – 3, s. 189 – 202.

- Mello, J., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Salaj, J., Buček, S., Gross, P., Began, A., Horniš, J. a Fordinál, K., 2001: Geologická mapa 1 : 50 000, západná/východná časť. Zostavená v rámci úlohy 12/94 Súbor regionálnych máp geol. faktorov život. prostredia regiónu stredné Považie (zodp. riešiteľ S. Rapant). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mello, J., 2002: Stop 6.1. Brodno & Rudinka – Vranie – Považský Chlmec – type profile of the Kysuca sequence. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, L. (eds.): Guide to Geological Excursions, XVIIth Congr. CBGA, Bratislava, 2002. Geol. Carpath., roč. 53 (CD), s. 42 – 44.
- Mello, J. (ed.), Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J. a Fordinál, K., 2005: Geologická mapa Stredného Považia/Geological map of the Middle Váh Valley Region. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra, ISBN 80-88974-71-2.
- Menčík, E., 1974: Litofaciálny členění račanské jednotky na Moravě. In: Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 49, s. 97 – 103.
- Menčík, E. a Pesl, V., 1958: Vrstvy svrchnokřídového stáří v západní části račanské jednotky magurského flyše. In: Práce Brněnské základny ČSAV, 5, s. 203 – 212.
- Méryová, E., Fričková, M. a Urbaník, J., 2001: Mezozoikum sz. časti Strážovských vrchov. Manuskript. Žilina, archív INGENEO.
- Méryová, E., Malatinská, A. a Urbaník, J., 1996: Rajecké Teplice – ochranné pásma. Manuskript. Žilina, archív INGENEO.
- Michalík, J., 1985: Nozdrovické brekcie, krieda. In: Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.): Stratigrafický slovník Západných Karpát 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 95.
- Michalík, J., 1988a: Kalištianske 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. *Ib.*, s. 32.
- Michalík, J., 1988c: Lúčkovské súvrstvie, krieda. *Ib.*, s. 34 – 35.
- Michalík, J., 1988d: Mrázničné súvrstvie, krieda. *Ib.*, s. 40.
- Michalík, J., 1988e: Podhorské súvrstvie, krieda. *Ib.*, s. 46 – 47.
- Michalík, J., 1992: Comments on the mesozoic palinspastic interpretations of the Western Carpathians. In: Acta geol. hung. (Budapest), roč. 35, č. 1, s. 39 – 47.
- Michalík, J., 1993: Geodynamická a paleogeografická interpretácia vývoja mezozoických tenzných paniev v alpsko-karpatskom šelfe. In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.), 1993: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 79 – 86.
- Michalík, J., 1994: Lower Cretaceous carbonate platform facies, Western Carpathians. In: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 111, s. 263 – 277.
- Michalík, J., Borza, K. a Vašíček, Z., 1987: Litofaciálna, biofaciálna a geochemická charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky Butkova. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 323 – 348.
- Michalík, J., Borza, K., Kahan, Š., Putiš, M. a Rakús, M., 1980: Sprievodca po Strážovských vrchoch a príľahlej časti bradlového pásma. In: Materiály z XXIII. celoštátnej geologickej konferencie SGS. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 67 – 93.
- Michalík, J., Gašpariková, V., Halásová, V., Peterčáková, M. a Ožvoldová, L., 1990: Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství manínskej jednotky v profile Butkov pri Ladcoch (Strážovské vrchy, centrálné Západné Karpaty). In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9b, s. 23 – 55.

- Michalík, J. a Reháková, D., 1995: Sedimentary Records of Early Cretaceous Tectonic Activity in the Alpine-Carpathian Region. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, č. 2/95, s. 159 – 164.
- Michalík, J. a Reháková, D., 1997: Považský Chlmec – Vranie, Stop 8. In: Michalík, M. a Reháková, D. (Eds.): *Excursion Guide Book of the Project No 362 Final Meeting. Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 29, s. 369 – 370.
- Michalík, J., Reháková, D. a Jablonský, J., 1996: Geodynamic setting of fluxoturbidites in West Carpathian Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary basins. In: *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, č. 3 – 4/96, s. 325 – 329.
- Michalík, J., Reháková, D., Lintnerová, O., Boorová, D., Halášová, E., Kotulová, J., Soták, J., Peterčáková, J. a Skupien, P., 1999: Sedimentary, biological and isotopical record of an Early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovakian Western Carpathians. In: *Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 50, s. 169 – 191.
- Michalík, J., Reháková, D. a Peterčáková, M., 1990: Ku stratigrafii hraničných jursko-kriedových súvrství v kysuckej sekvencii bradlového pásma Západných Karpát (profil Brodno pri Žiline). In: *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 9b, s. 57 – 71.
- Michalík, J., Reháková, D., Vašíček, Z., Boorová, D., Peterčáková, M. a Lintnerová, O., 1997: Rochovica section near Žilina, Stop 7. In: Michalík, J. a Reháková, D. (Eds.): *Excursion Guide Book of the Project No 362 Final Meeting. Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 29, s. 367 – 369.
- Michalík, J. a Vašíček, Z., 1980: K problémom palinspastickej a paleogeografickej rekonštrukcie spodnokriedového sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu v Strážovskej hornatine. In: *Zborn. predn. z konf. Vážnejšie problémy geol. vývoja a stavby ČSSR, Smolenice 1979, C 3. Bratislava*, s. 265 – 290, 8 obr.
- Michalík, J. a Vašíček, Z., 1984: To the Early Mid Cretaceous West Carpathian development: The age and environmental position of the „Skalica breccia“. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, roč. 35, č. 5, s. 559 – 581.
- 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., Vašíček, Z. a Borza, V., 1990: Aptychy, tintinidy a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrství v profile Strážovce (zliechovská jednotka krížňanského príkrovu, Strážovské vrchy, Centrálné Západné Karpaty). In: *Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín)*, 9a, s. 69 – 92.
- Michalík, J., Vašíček, Z. a Borza, V., 1993: Biostratigrafia a mikrofácia vrchnojurskej a spodnokriedovej panvovej sekvencie v krížňanskom príkrove fatrika. In: *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, č. 97, s. 105 – 112.
- Michalík, J., Vašíček, Z., Skupien, P., Reháková, D. a Halášová, E., 2003: Geodynamické a paleogeografické závery stratigrafického a sedimentologického štúdia pelagických spodnokriedových súvrství manínskej jednotky, Butkov. In: *Miner. slov. (Bratislava)*, roč. 35, č. 1, Geovestník.
- Michalko, J., Černák, R., Malík, P. a Švasta, J., 2002: Prieskumná štôľňa Višňové – komunikačné skúšky. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mišík, M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. In: *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, VIII/2, s. 242 – 258.
- Mišík, M., 1969: Litologická a faciálna analýza stredného triasu jadrových pohorí Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.

- Mišík, M., 1973: Structures of the chert concretions from the limestones of Tithonian and Neocomian, West Carpathian Mts. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 24, č. 1, s. 141 – 162.
- Mišík, M., 1977: Evidences of strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Pennines cordillera in the Carpathian Klippen Belt. In: Materialy XI. Kongressa KBGA. Kyjev, Naukova Dumka, s. 147 – 153.
- Mišík, M., 1977: Evidences of strong Albian tectonic phase and new interpretation of the Piennines cordillera in the Carpathian Klippen Belt. In: Materialy XI. Kongress KBGA. Kyjev, Naukova Dumka, s. 124 – 153.
- Mišík, M., 1978: Niektoré paleogeografické problémy bradlového pásma. In: Vozár, J. et al. (Eds.): Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 147 – 157.
- Mišík, M., 1979a: 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., 1979b: Pieniny Klippen Belt and the global tectonics model. In: Maheľ, M. a Reichwalder, P. (Eds.): Czechoslovak geology and global tectonics. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 89 – 101.
- Mišík, M., 1980: Actual problems of the Klippen Belt. In: Maheľ M. (Ed.): Important of the geological evolution and structure of Czechoslovakia. Materiály z konferencie – Smolenice 1979. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 229 – 240.
- Mišík, M., 1984: Vršatec – defilé of the profile through the Vršatec klippe (Jurassic – Cretaceous). In: Rakús, M. (Ed.) et al.: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts., IGCP Project N° 198. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 17 – 23.
- Mišík, M., 1988: Pebble dedolomitization in conglomerates of the Pieniny exotic ridge and in other West Carpathian conglomerates. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 39, č. 3, s. 267 – 284.
- Mišík, M., 1990: Urganian facies in the West Carpathians. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9a, s. 25 – 54.
- Mišík, M., 1991: Pebble composition and source areas of Senonian Valchov conglomerates (Brezovské and Čachtické Karpaty Mts.). In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 47, II, s. 5 – 35.
- Mišík, M., 1993a: Vývoj čorštýnskej submarinnej elevácie (pieninské bradlové pásmo) počas jury až spodnej kriedy. In: Rakús M. a Vozár, J. (Eds.), 1993: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 87 – 93.
- Mišík, M., 1994: The Czorstyn submarine ridge (Jurassic – Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): an example of a pelagic swell. In: Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 86, s. 133 – 140.
- Mišík, M., 1996: O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, č. 1, s. 73 – 79.
- Mišík, M., 1997: Slovak part of the Pieniny Klippen Belt after the pioneer works of D. Andrusov. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 48, s. 209 – 220.
- Mišík, M., 1998: Stratigrafické horizonty a fácie s vápnitými onkoidmi, mikroonkoidmi a pizoidmi v Západných Karpatoch. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 30, č. 3, s. 195 – 216.
- Mišík, M., 1999: Príspevok k litológii a paleogeografii rádiolaritov zo Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, č. 5 – 6, s. 491 – 506.

- Mišík, M. a Aubrecht, R., 1994: The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 45, č. 3, s. 159 – 170.
- Mišík, M., Aubrecht, R. a Sýkora, M., 2000: Transgresívny alb a cenoman čorštynskej jednotky – paleogeografický a paleotektonický problém. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 22 s.
- Mišík, M., Jablonský, J., Fejdi, P. a Sýkora, M., 1980: Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. (Chrómové a železité spinely z kriedových sedimentov Západných Karpát). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 12, č. 3, s. 209 – 228.
- Mišík, M., Siblík, M., Sýkora, M. a Aubrecht, R., 1994: Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorstyn Unit, Pieniny Klippen Belt). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 26, s. 255 – 256.
- Mišík, M., Jablonský, J., Mock, R. a Sýkora, M., 1981: Konglomerate mit exotischem Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paleogeographische und tektonische Interpretation. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 37, s. 5 – 55.
- Mišík, M. a Marschalko, R., 1988: Exotic conglomerates in flysch sequences: examples from the West Carpathians. In: Rakús, M., Dercourt, J. a Nairn, A. E. M. (Eds.): *Evolution of the northern margin of Tethys, Vol. I. Mém. Soc. geol. France, N. S.*, 154, s. 95 – 113.
- Mišík, M., Mock, R. a Sýkora, M., 1975: Trias bradlového pásma, I. diel: Úvod k záverečnej správe. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleontol. PriF UK, 81 s.
- Mišík, M. a Morycowa, E., 2004: Scleractinie z oxfordu sukcesji czorsztyńskiej ze skałki zamku VRŠATEC w zachodniej Słowacji (Karpaty Zachodnie, Pieniński Pas Skałkowy). 5. paleont. konf., Zbor. abstraktov. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 75 – 76.
- Mišík, M. a Rojkovič, I., 2002: Mangánová mineralizácia v Lednici a Mikušovciach – pieninské bradlové pásmo. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 34, č. 5 – 6, s. 303 – 320.
- Mišík, M. a Sýkora, M., 1981: Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepcov bradlového pásma a manínskej jednotky. In: *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), č. 7, s. 7 – 111.
- Mišík, M. a Sýkora, M., 1993: Jurassic submarine scarp breccia and neptunian dykes from the Kyjov – Pusté Pole klippen (Czorstyn unit). In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 25, s. 411 – 427.
- Mišík, M., Sýkora, M. a Jablonský, J., 1991: Strihovské zlepenca a juhomagurská kordiliera (Západné Karpaty). In: *Západ. Karpaty, Sér. Geol.* (Bratislava), č. 14, s. 7 – 72.
- Mišík, M., Sýkora, M., Mock, R. a Jablonský, J., 1991: Paleocene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the West Carpathians – material from neopieninic exotic ridge. In: *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol.* (Bratislava), 41, s. 9 – 101.
- Mišík, M., Sýkora, M. a Aubrecht, R., 1994: Middle Jurassic scarp breccias with clefts by Oxfordian and Valangian – Hauterivian sediments, Krasín near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt). In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 45, č. 6, s. 343 – 356.
- Mišík, M., Sýkora, M., Ožvoldová, L. a Aubrecht, R., 1994b: Horná Lysá (Vršatec) – a new variety of the Kysuca Succession in the Pieniny Klippen Belt. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 26, č. 1, s. 7 – 19.

- Mišík, M. a Šucha, V., 1994: Glauconite from the red nodular limestones of Jurassic age (Manín gorge, Western Carpathians). In: *Geol. carpath.*, Ser. Clays (Bratislava), roč. 45, č. 2, s. 85 – 92.
- Mock, R., 1971: Inconodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 22, č. 2, s. 241 – 260.
- Mojsisovics, E., 1867: Umgebung von Rogožnik und Czorstyn. Nördliche Tatra-Thäler. In: *Verh. Geol. Reichsanst.* (Wien), 10, s. 212 – 214.
- Muratov, M. a Maslakova, N. I., 1950: Stratigrafia melových i paleogenovych otloženij Vostočnych Karpat. In: *Trudy MGRI*, 25, Gosgeolizdat, Moskva, s. 94 – 112.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied.
- Nemčok, M. a Nemčok, J., 1994: Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. In: *Tectonophysics* (Amsterdam), 239, s. 81 – 109.
- Nemčok, M., 1988: Štruktúrny výskum na liste 35-211 (Nemšová). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Nemčok, M., 1991: Štruktúrna analýza deformácií vo flyšových a bradlových sukcesiách v údolí rieky Vlárý. In: *Geol. Práce, Spr. Č.* 93, (Bratislava), s. 55 – 61.
- Neumayer, M., 1871: Jurastudien. 5. Der pieninische Klippenzug. In: *Jb. Geol. Reichanst.* (Wien), 21, s. 297 – 536.
- Ondra, P. a Hanák, J., 1992: Korelace některých flyšových souvrství v Moravy na podkladě petrofyzikálních parametrů. In: *Věst. Čes. geol. Úst.* (Praha), roč. 62, č. 2, s. 117 – 128.
- Ondrášík, R, Matejček, A. a Šamajová, E., 2002: Mineralogické zloženie napúčavých ílovcov vnútrokarpatského paleogénu v prieskumnej štôlni tunela Ovčiarско. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 34, č. 5 – 6, s. 329 – 334.
- Ondrejčíková, A., Borza, V., Korábová, K. a Michalík, J., 1993: Calpionellid, radiolarian and calcareous nannoplankton association near the Jurassic-Cretaceous boundary (Hrušové section, Čachtické Karpaty Mts., Western Carpathians). In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 44, č. 3, s. 177 – 188.
- Orlov, A., 1937: První výskyt bauxitu v Československu. In: *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II* (Praha), XLVII, č. 13, s. 1 – 22.
- Oszczypko, N., 1991: Stratigraphy of the Paleogene Deposits of the Bystrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). In: *Bull. Acad. pol. Sci., Earth Sci.*, roč. 39, č. 4, s. 415 – 431.
- Ožvoldová, L., 1997: Lower Turonian radiolarian associations from the silicified sediments of the Czorstyn Succession of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians), Slovakia. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 29, s. 348 – 349.
- Ožvoldová, L., 1988: Radiolarian associations from radiolarites of the Kysuca succession of the Klippen Belt in the vicinity of Myjava – Turá Lúka (West Carpathians). In: *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 39, č. 3, s. 369 – 392.
- Ožvoldová, L., 1992: The discovery of a Callovian radiolarian association in the Upper Posidonia Beds of the Klippen Belt (Western Carpathians). In: *Geol. carpath.* (Bratislava), roč. 43, č. 2, s. 111 – 122.
- Ožvoldová, L., 1975: Upper Jurassic Radiolarians from the Kysuca Series in the Klippen Belt. In: *Západ. Karpaty, Sér. Paleont.* (Bratislava), č. 1, s. 73 – 86.
- Pagáč, I., Husák, L., Jančí, J., Kubeš, P., Majcin, D., Reichwalder, P., Szalaiová, V., Šantavý, J., Tomek, Č. a Valušáková, A., 1996: Zhodnotenie perspektív vyhľadávania

- uhlíkovodíkov vo vybraných oblastiach Západných Karpát – Geofyzikálne práce, časť termika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pagáč, P. a Marschalko, R., 1979: Paleomagnetic study of the Upper Cretaceous of the West Slovakian segment of the Pieniny Klippen Belt an of the Central Block. In: Geodynamic investigation in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, s. 223 – 229.
- Papšová, J. a Pevný, J., 1982: Finds of conodonts in Reifling limestones of the West Carpathians (the Choč and the Strážov nappes). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 8, s. 77 – 90.
- Pesl, V., 1962: Biotitová fácie solánskych vrstiev v oblasti južne od Jablunkova. In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1961. (Praha), s. 186 – 187.
- Pesl, V., 1964: Litofaciální rozdělení spodního oddílu paleogénu západní části račanské jednotky (magurský flyš). In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1962 (Praha), s. 198 – 199.
- Pesl, V., 1965: Litofaciální zóny spodního oddílu paleogénu ve vnějších jednotkách západní části magurského flyše. In: Sbor. geol. Vied., Západ. Karpaty (Bratislava), 3, s. 179 – 212.
- Pesl, V., 1968: Litofacie paleogénu v magurské jednotce vnějších flyšových Karpat na území ČSSR a PLR. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 9, s. 71 – 118.
- Pesl, V., Čekan, V., Kolečka, J., Růžička, M., Rybářová, H. a Volšan, V., 1984: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1 : 25 000, list 25-321 Fryšták. Manuskript. Praha, archív Ústř. Úst. geol.
- Pesl, V. a Hanzlíková, E., 1963: Vývoj Solánských vrstiev v Moravskoslezských Beskydech. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 30, s. 127 – 146.
- Pesl, V., Jurášová, F., Plička, M., Žůrková, I., Michalíček, M., Šimánek, V., Šmíd, B., Uhmann, J. a Vaňová, M., 1973: Hlavní výsledky vrtu Lidečko-1 (okres Vsetín). In: Věs. Ústř. Úst. geol. (Praha), 48, s. 79 – 84.
- Pesl, V. a Menčík, E., 1965: Spodní – střední křída magurského příkrovu v Moravskoslezských Beskydech. In: Zpr. geol. Výzk. Ústř. Úst. geol. v r. 1964 (Praha), s. 285 – 286.
- Pesl, V., Salaj, J. a Vass, D. (Eds.), 1968: The flysch and Klippen Belts, Neogene Basins of West Carpathians. Guide to Excursion 6 AC Czechoslovakia. International Geol. Congress XXIII Session, Prague 1968. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 40.
- Pesl, V. a Stránil, Z., 1985: Solánske vrstvy (súvrstvie). In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 224 – 225.
- Pesl, V. a Švábenická, L., 1988: Vápňitý nanoplankton svrchního maastrichtu v solánském souvrství. In: Zpr. geol. Výzk. v r. 1985, s. 153 – 155.
- Pesl, V. a Žůrková, I., 1967: Vápňitost sedimentů v západní části magurského flyše. In: Geol. Práce., Zpr. (Bratislava), č. 41, s. 185 – 189.
- 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.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, R., 1972: Sand and sandstones. New York, Springer.
- Pevný, J., 1963a: Brachiopodová fauna Západných Karpát. Zpráva z úkolu 01-A-2 za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Pevný, J., 1968: Biostratigrafický výskum brachiopódov mezozoika Západných Karpát. Čiastková správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1969: Middle Jurassic brachiopods in the Klippen Belt of the Central Váh Valley. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 50, s. 133 – 160.
- Pevný, J., 1971: Biostratigrafický výskum ramenonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastk. záv. správa za rok 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1972: Výskum brachiopódov mezozoika Strážovskej hornatiny, Nízkyh Tatier, Malej a Veľkej Fatry. Ročná správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1981: Stratigrafická korelácia brachiopodov, konodontov a holotúrií v strednom a vrchnom triase. Čiastk. záv. spr. za rok 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1984: Conodonts and holothurian sclerites of the Strážov nappe north of Moj-tín. In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 9, s. 165 – 172.
- Pia, J. von., 1934: Kalkalgen aus dem Eozän der Felsen von Hričovské Podhradie im Waagtale. In: Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 10, s. 14 – 18.
- Pícha, F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. In: Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 2, s. 77 – 125.
- Pivko, D., 2000: Lithostratigraphic and facies division of the Flysch units, Outer Western Carpathians (northern Orava, Slovakia). In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 6, č. 2 – 3, s. 158 – 164.
- Planderová, E., 1963: Palynologické vyhodnotenie sliedov z vrtu PB-1. In: Gabčo, R., Seneš, J., Lehotačová, R. H. a Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní neogénu na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Plašienka, D., 1995a: Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). In: Geol. Rdsch. (Stuttgart), 84, s. 748 – 760.
- Plašienka, D., 1995b: Mesozoic evolution of the Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: implications for the position of the Klape and related units in Western Slovakia. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 46, s. 101 – 112.
- Plašienka, D., 1996a: Kryptické chrby, alebo kolízne orogénne pásma? In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 28, č. 1, s. 75 – 79.
- Plašienka, D., 1996b: Mid-Cretaceous (120 – 80 Ma) orogenic processes in the Central Western Carpathians: brief review and interpretation of data. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4/96, s. 319 – 324.
- Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1996: Nappe structure of the western part of the Western Carpathians. In: Plašienka D. et al. (Ed.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 139 – 161.
- Plašienka, D., Marschalko, R., Soták, J., Peterčáková, M. a Uher, P., 1994: Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: Litostratigrafia a sedimentológia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 26, č. 5, s. 311 – 334.
- Plašienka, D., Soták, J. a Spišiak, J., 1995: Penninic Units of the Central Western Carpathians: Lithological, structural and metamorphic signature. In: Spec. Publ. Geol. Soc. Greece, roč. 4, č. 1, s. 80 – 85.

- Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Vozárová, A., Olšavský, 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, Čierťaž a severnej časti Zvolenskej kotliny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 218 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 – 4/96, s. 293 – 310.
- Polák, M. a Ožvoldová, L., 2001: Litostratigraphy of radiolarian limestones and radiolarites of the Hronicum in the Strážovské vrchy Mts. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), roč. 7, č. 1, s. 85 – 89.
- Porubský, A., 1963: Hydrogeologická charakteristika alúvia Váhu v úseku Krpeľany – Sereď. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 64, s. 165 – 173.
- Pospíšil, Z., 1971: Kvartér stredného toku Váhu – vyhľadávaci hdg. prieskum. Geotest, Brno. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., 1983: Postavenie magurských pieskovcov a malcovské vrstvy na Orave. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 79, s. 117 – 140.
- Potfaj, M., 1989: Vychylovské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka v magurskom flyši (paleogén Kysúc a Oravy). In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 25, 43 – 50.
- Potfaj, M., 1993: Postavenie bielokarpatskej jednotky v rámci flyšového pásma Západných Karpát. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 98, s. 55 – 78.
- Potfaj, M., 1996: Geological project for the „Vadičov“ drill hole. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 101, s. 22 – 23.
- Potfaj, M., 1997: Relation of the Klippen Belt and the Flysch zone in the territory of western Slovakia. In: Plašienka, D. et al. (Eds.): 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. + pril.
- Potfaj, M., 1998c: Vyhodnotenie geologickej situácie v okolí štólne Dolný Hričov – Ovčiarsko. Manuskript. Žilina, archív Ingeo, s. 1 – 12 (25 str. príloh).
- Potfaj, M., 1999: Dolina Štiavnica – komentár k profilu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 2 s. + pril.
- Potfaj, M., 2004: Príloha č. 3: Biostratigrafické vyhodnotenie vápniteho nanoplanktónu 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, 1 s.
- Potfaj, M., Began, A., Nižňanský, G., Bodiš, D., Boorová, D., Čechová, A., Dovina, V., Fejdiová, O., Kováčik, M., Priečodská, Z., Samuel, O. a Šucha, P., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape M 1 : 25 000, listy Strání 35-122 a 35-123. Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 97 s.
- Potfaj, M., Boorová, D., Fordinál, K. a Pevný, J., 1998: Stratigrafia mladšej jury a staršej kriedy bradla „Žiačik“ na základe makro- a mikrofosilií. In: Fordinál, K. (Ed.): Bio-

- stratigrafia fanerozoika Západných Karpát: Biostratigrafické vyhodnotenie jurských profilov Západných Karpát. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 1 – 26.
- Potfaj, M., Köhler, E., Ďurkovič, T., Gross, P. a Samuel, O., 1991: Pribradlový flyš terchovskej a oravskej oblasti. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., Kubeš, P. a Filo, M., 2001: Geologicko-geofyzikálny rez ZB-1; región Západné a stredné Beskydy. In: Kubeš, P. (Ed.): Záverečná správa: Atlas geofyzikálnych máp a profilov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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.
- Potfaj, M. a Pivko, D., 1996: Geologická mapa Kýchery 1 : 25 000 j. od doliny Bielej Vody. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., Šlepecký, T. a Maglay, J., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 26-311 Kysucké Nové Mesto. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 30 s.
- Potfaj, M., Šlepecký, T., Maglay, J., Hanzel, V., Boorová, D., Žecová, K., Kohút, M., Nagy, A., Teťák, F., Vass, B., Sandanus, M., Buček, S., Sýkora, M., Köhler, E., Fejdiová, O., Kandra, K., Samuel, O., Bubík, M. a Beleš, F., 2003: Vysvetlivky ku geologickej mape regiónu Kysuce v mierke 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 193 s.
- Potfaj, M., Teťák, F. a Šlepecký, T., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 25-243 (Makov) a 25-421 (V. Javorník). Čiastková záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 21 s.
- Potfaj, M. a Vass, B., 1997: Geologická mapa flyšového pásma medzi údoliami Petrovičky a Rovnianky, južne od hrebeňa Javorníkov (s. od Bytče). Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 8 s.
- Prey, S., 1985: Beobachtungen über die Klippenhülle im Gelände des Faniteu Manuskript (Wien, XIII. Bezirk) in der St. Veiter Klippenzone. In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 128, 2, s. 217 – 218.
- Prey, S., 1987: Probleme am Flysch-Kalkalpen-Rand mit besonderer Berücksichtigung der Klippenzone von Sulz im Wienerwald. In: Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 129, 3 – 4, s. 621 – 629.
- Pristaš, J. (Ed.), Elečko, M., Maglay, J., Fordinál, K., Šimon, L., Gross, P., Polák, M., Havrila, M., Ivanička, J., Határ, J., Vozár, J., Mello, J. a Nagy, A., 2000: Geologická mapa Podunajskej nížiny – Nitrianskej pahorkatiny. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Puškárová, K., 1977: Konodonty z paňvových sedimentov triasu v sv. časti Strážovskej hornatiny. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Puškárová, K., 1980: Nové stratigrafické poznatky o triase Strážovských vrchov. Rigorózná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Puškárová, K., 1984: Stratigraphie mitteltriassischer Kalke in dem NO-Teil des Gebirges Strážovské vrchy an Hand von Conodonten (Westkarpaten). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), č. 40, s. 133 – 147.
- Ráčková, S., 1979: Štúdium chočského príkrovu v Strážovskej hornatine na lokalite Trstie. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Raková, J., 1988: Vápny nanoplanktón z povrchových vzoriek na liste Nemšová. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1961: Ammonity červených hľuznatých vápencov maninskej série. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 24, s. 143 – 151.

- Rakús, M., 1961: In: Mahel', M., 1961: Sjazdový sprievodca. XII. sjazd čs. spol. pre min. a geol., slovenský výbor. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 78 – 79.
- Rakús, M., 1962: Zpráva o biostratigrafickom výskume mezozoika na listoch M-34-97-D-c (Beluša), M-34-97-D-d (Pružina), M-34-97-D-b (Považská Bystrica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1965: Biostratigrafia jury kosteleckého bradla. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 37, s. 163 – 177, tab. 9 – 10.
- Rakús, M., 1967: Biostratigrafický výskum litofácií liasu (fleckenmergel a adneth) v centrálnom pásme Západných Karpát (Strážovská hornatina, Žiar, Malá a Veľká Fatra, Nízke Tatry). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1975: Pestrá vrchná krieda „Couches rouges“ v manínskom príkrove. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 63, s. 211 – 213.
- Rakús, M., 1977: Doplnky k litostratigrafii a paleogeografii jury a kriedy manínskej série na strednom Považí. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 69, s. 21 – 38.
- Rakús, M., 1984: Manin straits-profile through the Jurassic and Cretaceous of the Manin nappe and profile at the Kostolec Klippe. In: Rakús, M. (Ed.): Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 31 – 34 + obr. 7, 8.
- Rakús, M., 1987: Kondenzované fácie, hardgroundy a neptunické dajky mezozoika Západných Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., 1990: Amonity a stratigrafia bázy czorsztyńských vápencov v bradlovom pásme na Slovensku a v ukrajinských Karpatoch. In: Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9b, s. 73 – 108.
- Rakús, M., 1993: Úskalia a problémy paleogeografických rekonštrukcií mezozoika Západných Karpát. In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.), 1993: Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie – Sympóziá – Semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 103 – 107.
- Rakús, M., 1996: Jurassic of the innermost Western Carpathian zones – its importance and influence on the geodynamic evolution of the area. In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), č. 3 – 4/96, s. 311 – 317.
- Rakús, M., 1997: Geologický výskum manínskej jednotky na strednom Považí. Ročná správa o geologickom mapovaní a reambulácii na listoch Beluša (M-34-97-D-c), Pružina (M-34-97-D-b). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s. + prílohy.
- Rakús, M., 1998a: Geologické výskumy manínskej jednotky na Strednom Považí. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 10 s.
- Rakús, M., 1998b: Zhodnotenie manínskej a klapskej jednotky z hľadiska možného prepojenia na tatrdný, resp. križňanský priestor. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 14 s.
- Rakús, M., 2004: Vysvetľujúci text pre geologickú mapu Stredné Považie v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 36.
- Rakús, M. (Ed.), Biely, A., Bujnovský, A., Fusán, O., Kysela, J., Nemčok, J., Polák, M., Samuel, O. a Vozár, J., 1984: Guide to geological excursion in the West Carpathians Mts. IGCP Project 198 – The evolution of the northern margin of Tethys. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 95.
- Rakús, M., Dovina, M., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Hanáček, J., Havrila, M., Horniš, J., Rojkovičová, M., Šucha, P., Vozárová, A., Vozár, J., Miko,

- O., Pristaš, J., Kohút, M. a Pulec, M., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape Lúčan-
skej Fatry v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. (Ed.), Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J.,
Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Rakús, M., Vozár, J., Vozárová,
A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lúčan-skej Malej Fatry. Bratislava,
Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. et the IGCP National Working Groups, 1989: Stratigraphic Section. In Evolution
of the Northern Margin of Tethys. The Results of IGCP Project 198, Vol. II, (Edi-
tors: Rakús, M., Dercourt, J. a Nairn, A. E. M.). In: Mém. Soc. géol. France, Nouvelle
Série (Paris), 154, 2, s. 135 – 214.
- 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.
- Rakús, M., Hók, J., Kováč, P., Sliva, L., Aubrecht, R., Schlögl, J. a Mišík, M., 2002: 5th
Day Programme: Intramountaines depression; geology and tectonics, Stop 5.3: Jabl-
onové quarry. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, L. (Eds.) et al.: Guide to geological
excursions of XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Brati-
slava 1. – 4. 9. 2002, Slovak Republic. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 85 s.
- Rakús, M., Kysela, J. a Šucha, P., 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného
rajónu kúpeľov Rajecké Teplice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D.
Štúra.
- Rakús, M. a Marschalko, R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the
boundary of the Central and Outer Carpathians. In: Plašienka, D. et al. (Eds.): Alpine
evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, s. 79 – 97.
- Rakús, M., Mišík, M., Michalík, J., Mock, R., Ďurkovič, T., Koráb, T., Marschalko, R.,
Mello, J., Polák, M. a Jablonský, J., 1990: Paleogeographic Development of the Wes-
tern Carpathians: Anisian to Oligocene. In: Evolution of the Northern Margin of Te-
thys, IGCP-198, publ. by: ESRI (Columbia SC, USA), GÚDŠ (Bratislava), Soc. Géol.
Fr. (Paris). Mém. Soc. géol. France., Nouvelle série (Paris), č. 5, s. 39 – 62.
- Rakús, M. a Ožvoldová, L., 1999: On the age of radiolarites from the Manín Unit (Butkov
Klippe, Middle Váh valley, Western Carpathians). In: Miner. slov. (Bratislava), roč.
31, č. 2, s. 79 – 86.
- Rakús, M., Potfaj, M. a Vozárová, A., 1998: Basic paleogeographic and paleotectonic
units of the Western Carpathians. in Rakús, M. (Ed.): Geodynamic development of
the Western Carpathians. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, s. 15 – 26.
- Rapant, S., 2002: Výpočet a mapové vyjadrenie environmentálneho rizika z kontaminácie
geologického prostredia Slovenskej republiky. In: Zborník ref. Geochémia 2002.
Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 18 – 23.
- Rapant, S., 2004: Hodnotenie environmentálneho rizika a environmentálno-geochemická
regionalizácia Slovenskej republiky. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK.
- Rapant, S. a Kordík, J., 2002: Geochemicko-ekologická mapa regiónu stredné Považie.
Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rapant, S., Mello, J., Remšík, A., Marsina, K., Klukanová, A., Bodiš, D., Čurlík, J.
a Daniel, J., 2004: Súbor regionálnych máp geofaktorov ŽP regiónu Stredné Považie
(Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000. Manuskript. Bratislava, archív Št.
Geol. Úst. D. Štúra, 70 s., 66 príl.

- Ratschbacher, L., Frisch, W., Linzer, H. G., Sperner, B., Meschede, M., Decker, K., Nemčok, M., Nemčok, J. a Grygar, R., 1993: The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. In: *Tectonophysics* (Amsterdam), 226, s. 471 – 483.
- Rebro, A., 1970: Belušké Slatiny – hydrogeologický prieskum minerálnych vôd. Manuskript. Bratislava, archív Št. geol. Úst. D. Štúra.
- Rebro, A., 1979: Nový typ minerálnych vôd v oblasti Beluškých Slatín. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 11, č. 4, s. 355 – 359.
- Rebro, A., 1987: Belušké Slatiny – balneohydrologické vrty BHS-1 a BHS-2. Záver. správa. Manuskript. Žilina, archív IGHP.
- Rebro, A. a Began, A., 1972: Nové poznatky o minerálnych vodách v Beluškých Slatinách. In: *Geol. Práce, Spr.* (Bratislava), č. 58, s. 219 – 230.
- Reháková, D., 1979: Stratigrafia, litológia a mikrofacie jury czorstynských bradiel medzi Červeným Kameňom a Lednicou. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, s. 1 – 50.
- Reháková, D., 1995: Nové poznatky o distribúcii kalpionelíd vo vrchnojurských a spodnokriedových súvrstviach Západných Karpát. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 27, s. 308 – 318.
- Reháková, D., 1998: Calpionellid Genus *Remaniella* Catalano, 1956 in Lower Cretaceous pelagic deposits of Western Carpathians. In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 30, č. 6, s. 443 – 452.
- Reháková, D. a Michalík, J., 1992: Correlation of Jurassic/Cretaceous boundary beds in West Carpathian profiles. In: *Földt. Közl.* (Budapest), č. 122/1, s. 51 – 66.
- Reháková, D. a Michalík, J., 1997: Brodno – railway station quarry near Žilina, Stop 6. In: Michalík, M. a Reháková, D. (Eds.): *Excursion Guide Book of the Project No 362 Final Meeting.* In: *Miner. slov.* (Bratislava), roč. 29, s. 366 – 367.
- Remšík, A., Marcin, D., Hanzel, V. a Bajtoš, P., 2004: Základná hydrogeologická mapa stredného Považia 1 : 50 000 s textovými vysvetlivkami. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Repčok, I. a Salaj, J., 1998: Distribúcia stabilných izotopov OAC v sladkovodných malenických karbonátoch. In: *Zem. Plyn Nafta* (Hodonín), roč. 43, č. 2, s. 261 – 263.
- Romero, J., Caus, E. a Rosell, J., 2002: A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on late Middle Eocene deposits on the margin of the South Pyrenean basin (NE Spain). In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (Amsterdam), 179, s. 43 – 56.
- Roth, R. et al., 1962: Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000 Žilina. Praha, Geofond.
- Roth, Z., 1974: The Laramide phase in the Carpathian Klippen Belt and its interpretation in the book of O. Samuel, K. Borza and E. Köhler. In: *Věst. Ústř. Úst. geol.* (Praha), 49, s. 247 – 249.
- Ryko, W., 1992: Litostratigrafia osadów płaszczowiny magurskiej w południowo-wschodniej części Beskidu Żywieckiego (Karpaty Zewnętrzne). In: *Biul. Inst. Geol.*, 368, s. 37 – 63.
- Salaj, J., 1960a: Stručná správa o geologickom mapovaní na liste Považská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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: Zpráva o stratigrafii kriedových sedimentov manínskej série na liste Považská Bystrica (1 : 50 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 60 s.
- Salaj, J., 1962c: Mikrobiostratigrafia dánu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 24, s. 199 – 204.
- Salaj, J., 1982: Paleogeographic development of the NW part of the West Carpathians of Slovakia. In: Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), roč. 39, č. 3 – 4, s. 203 – 229.
- Salaj, J., 1986: Problematika litostratigrafických jednotiek klapského sedimentačného priestoru. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. In: Misc. micropaleont., II/1, Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 6a, s. 123 – 152.
- Salaj, J., 1988: Geologická štúdia širšieho okolia Považskej Bystrice 1 : 25 000 a legenda (vrátane Žilinskej a Rajeckej kotliny). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 51 s.
- Salaj, J., 1990: Biostratigrafická korelácia a ekostratigrafia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny a jej paleogeograficko-tektonický vývoj. Abstrakt referátov V. celoslov. geol. konf. Bratislava, SGÚ, s. 34.
- 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., 1991a: Sladkovodné vápencové horizonty v súľovských zlepencoch pružinskej oblasti a ich význam pre paleogeograficko-tektonický vývoj územia. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 3, s. 215 – 222.
- Salaj, J., 1991b: Biostratigrafická korelácia flyšových súvrství kriedy bradlovej a pribradlovej zóny stredného Považia a jej paleogeograficko-tektonický vývoj. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 4, s. 295 – 313.
- Salaj, J., 1993: The Súľov Paleogene of the Domaniža Basin in the light of new findings. In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 44, č. 2, s. 95 – 104.
- Salaj, J., 1993b: Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000. Príloha in: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 40 (1995), č. 1, s. 3 – 51.
- 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.
- Salaj, J., 1995a: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikum severnej časti Strážovských vrchov – 1. časť. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 39, 1994/3, s. 195 – 291.
- Salaj, J., 1995b: Geológia stredného Považia. Bradlové a pribradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikum severnej časti Strážovských vrchov – 2. časť. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 39, 1994/4, s. 297 – 395.

- Salaj, J., 1995c: Geológia stredného Považia. Bradlové a príbradlové pásmo so súľovským paleogénom a mezozoikom severnej časti Strážovských vrchov – 3. časť. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 40, č. 1, s. 3 – 51.
- Salaj, J., 1996: Biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z magurského flyšového pásma stredného Považia (Javorníky). Ročná správa za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 16 s.
- Salaj, J., 1996a: Vývoj kontinentálnych jazerných sedimentov v podloží súľovského paleogénu. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 41, č. 1 – 2, s. 117 – 123.
- Salaj, J., 1996b: Biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z magurského flyšového pásma stredného Považia (Javorníky). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1997: Biostratigrafia a biostratigrafické vyhodnotenie vzoriek paleogénnych súvrství flyšového pásma stredného Považia. Ročná správa za rok 1997. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 31 s.
- Salaj, J., 1997a: Survey of Upper Cretaceous and Paleogene biostratigraphy of the Klippen and Periklippen Belts in the middle Váh valley. In: Plašienka D. et al. (Eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, s. 99 – 117.
- Salaj, J., 1997b: Ročná správa z geologického mapovania stredného Považia v úseku medzi Kotešovou, Svederníkom, Veľkým Rovným a Dlhým Poľom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., 1998a: Odraz paleoklímy v sedimentoch paleogénu Stredného Považia. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 42, č. 3, s. 171 – 178.
- Salaj, J., 1998b: O význame strednokimerskej tektonickej aktivity na lias-dogerskej hranici v bradlovom a príbradlovom pásme Západných Karpát. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 42, č. 3, s. 227 – 245.
- Salaj, J., 1998c: Distribúcia stabilných izotopov O a C v sladkovodných malenických karbonátoch. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 43, č. 2, s. 261 – 63.
- Salaj, J., 1999: Niekoľko nových poznatkov o odraze paleoklímy v mezozoických a paleogénnych sedimentoch Stredného Považia. In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 44, č. 1 – 2, s. 87 – 89.
- 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., 2003: Príslušnosť vrchnokriedových súvrství medzi údolím Pružinky a Kotešovou. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 10, obr. 1 – 13.
- Salaj, J., 2004: Senón-paleogénne sedimenty gosauskej fácie klapského pásma (stredné Považie). In: Konferencie – Sympóziá – Semináre. 5. paleontologická konferencia – Zborník abstraktov. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 92 – 93.
- Salaj, J. a Began, A., 1963: Zur faziellen und mikrobiostratigraphischen Entwicklung der Oberkreide in der Klippenzone. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 30.
- Salaj, J., Began, A., Gašpariková, V., Hanáček, J., Kullman, E., Pristaš, J. a Šucha, P., 1983: Vysvetlivky k listu 25-434 Pruské. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Kullman, E., Čechová, A a Šucha, P., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 181 s.

- Salaj, J., Began, A., Horniš, A., Nagy, A., Modlitba, I., Iglárová, L., Remšík, A. a Šucha, P., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape 25-441 (Považská Bystrica). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 112 s. (35 fototab., 10 príloh).
- Salaj, J., Horniš, J., Remšík, A. a Szalaiová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 25-444 (Považská Bystrica-4). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J. a Köhler, E., 2001: Kampánsky rod *Praesiderolites* zo Západných Karpát. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, s. 351 – 360.
- Salaj, J. a Kysela, J., 1975: Vysvetľujúci text k bradlovému pásnu na listoch Nesluša, Žilina, Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., Kysela, J., Gašpariková, V. a Began, A., 1978: Dán a mont manínskej série západne od Žiliny a otázka laramského vrásnenia. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 70, s. 53 – 82.
- Salaj, J., Kysela, J., Gašpariková, V., Zakovič, M. a Remšík, A., 1979: Textové vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list M-34-98-A-c (Bytča). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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.
- Salaj, J. a Priehodská, Z., 1987: Comparison of Gosau type of Senonian. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 19, č. 6.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminiferen der Westkarpaten-Kreide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 291, tab. 1 – 48.
- Salaj, J. a Zlinská, A., 1991: Spodnomiocénne sedimenty slienitej fácie od Považskej Teplej. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 23, č. 2, s. 173 – 178.
- 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.
- Samuel, O., 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 59, s. 285 – 298.
- Samuel, O., 1983: Indexové fosílie paleogénu Západných Karpát – foraminifery. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 220.
- Samuel, O., 1983a: Čorstýnska „séria“. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 255 – 257.
- Samuel, O., 1983b: Hradnianske zlepenice. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 350.
- Samuel, O., 1983c: Koňhorské vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 410 – 411.
- Samuel, O., 1983d: Kostecká „séria“. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 420 – 422.
- Samuel, O., 1983e: Kysucké vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 A/K. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 440.
- Samuel, O., 1985: Operkulínové vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 102.
- Samuel, O., 1985a: Lalinocké vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 19.

- Samuel, O., 1985b: Orlovský pieskovec. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Ústav D. Štúra, s. 108 – 110.
- Samuel, O., 1985b: Súľovské súvrstvie. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 241.
- Samuel, O., 1985c: Poznámka k praznovským vrstvám. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 156 – 157.
- Samuel, O., 1985c: Snežnické vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 223 – 224.
- Samuel, O., 1985d: Streženická „séria“. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 238.
- Samuel, O., 1985d: Súvrstvie Hlbokého. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 243 – 244.
- Samuel, O., 1985e: Orbitolínové vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 106 – 107.
- Samuel, O., 1985f: Operkulínové vrstvy. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 102.
- 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., 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. 1 – 246, 180 fototab.
- Samuel, O., Borza, K. a Köhler, E., 1983: Loc. 11 – Hričovské Podhradie. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (Eds.): 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 84 – 87.
- Samuel, O. a Gašpariková, V. (Eds.), 1983: 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion Guide. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- 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. a Salaj, J., 1961: Niekoľko poznámok k mikrobiostratigrafii dán – paleocénu. In: Geol. Zbor. (Bratislava), roč. 12, č. 2, s. 165 – 174.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1963: Contribution to Paleogene of Myjavská pahorkatina, vicinity of Považská Bystrica, Žilina and Eastern Slovakia. In: Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 14, č. 1, s. 149 – 163.
- Samuel, O. a Salaj, J., 1968: Mikrobiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 232.
- 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. 81 – 111.
- 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. Zbor. (Bratislava), roč. 18, č. 1, s. 125 – 132.
- Samuel, O., Snopková, P., Borza, K., a Köhler, E., 1974: Mikrobiostratigrafické a palinologické vyhodnotenie hydrogeologických vrtov v Rajeckej kotline a v príľahlom paleogéne. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Sarnthein, M., 1965: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. In: Verh. geol. Bundesanst. (Wien), Jahrg. 1965, 1 – 2, s. 119 – 162.
- Seneš, J., 1960: Burdigalská fauna v slienitých sedimentoch Považia. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 17, s. 105 – 114.
- Seneš, J., 1963: Zpráva o analýze makrofauny z vrstu PB-1 pri Sverepci. In: Gabčo, R., Seneš, J., Lehotayová, R. H. a Planderová, E., 1963: Zpráva o geologickom mapovaní neogénu na liste mapy 1 : 50 000 Považská Bystrica v roku 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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, Y., 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.
- 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., 1961a: Mezozoikum bradlového pásma. Zjazdový sprievodca XII. zjazdu Čs. spoločn. pre min. a geol., Slov. výbor, sekcia B – mezozoikum. Bratislava, s. 71 – 77.
- Scheibner, E., 1961b: The tectonic style of the Klippen Belt and idea about its origin. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 12, č. 2, s. 153 – 158.
- Scheibner, E., 1962: Niektoré nové poznatky z bradlového pásma na Slovensku. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 233 – 238.
- Scheibner, E., 1967a: Karpatské pásmo bradlové. In: Buday, T. (Ed.) et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II Západní Karpaty, svazek 2. Praha, Ústř. Úst. geol., s. 7 – 108.
- Scheibner, E., 1967b: Nižná subunit – new stratigraphical sequence of the Klippen Belt (West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 18, č. 1, s. 133 – 140.
- Scheibnerová, V., 1961: Nové výsledky stratigrafie jury a kriedy bradlového pásma. In: Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), č. 62, s. 261 – 265.
- 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.
- 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., Aubrecht, R. a Tomašových, A., 2000: The first find of the Orava Unit in the Púchov section of the Pieniny Klippen Belt (Western Slovakia). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 32, č. 1, s. 45 – 54.
- Schnabel, G. W., 1992: New Data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. In: Cretaceous Research, 13, s. 405 – 419.
- Siblík, M., 1966: Ramenonožci Kosteleckého bradla. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 38, s. 137 – 157.
- 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.

- Sikora, W. a Žyto, K., 1959. Budova Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. In: Biul. Inst. Geol., 141, s. 50 – 204.
- Siráňová, Z., 1997: Petrografické vyhodnotenie sedimentov z listov Papradno, Setechov, Bytča, Kolárovice. Ročná spr. za rok 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 15 s.
- Siráňová, Z., 2001: Petrografické vyhodnotenie klastických sedimentov račanskej a bystrickej jednotky Javorníkov. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 14 s.
- Sirel, E., 1998: Foraminiferal description and biostratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene shallow-water limestones and discussion on the Cretaceous-Tertiary boundary in Turkey. General Directorate of the Mineral Research and Exploration. Monography Series No. 2. Ankara, s. 1 – 117.
- Slávik, J. et al., 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Praha, Ústf. Úst. geol.
- Soták, J., 1985: Basinal developmental types of the Triassic (Reifling and „Pseudohallstatt“ Limestones) in outer units of the West Carpathians. In: Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn. Brun., Geol., roč. 15, č. 2 s. 89 – 114.
- Soták, J., 1986: Stratigrafia a typológia vrchného triasu vo vonkajších jednotkách Západných Karpát (rekonštrukcia z redepozitov lokalizovaných na priestor sliezskej kordiliéry). In: Zem. Plyn Nafta (Hodonín), roč. 31, s. 1 – 53.
- Soták, J., Spišiak, J. a Biroň, A., 1994: Metamorphic Sequences with „Bündnerschifer“ lithology in the pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. In: Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 66, s. 111 – 120.
- Spišiak, J., 1999: Dajka mezozoického alkalického lamprofýru z veľkolomu Polom pri Žiline (Malá Fatra, Západné Karpaty). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 31, č. 2 s. 109 – 116.
- Spišiak, J., Soták, J., Biroň, A. a Mikuš, T., 2001: Cr spinely zo serpentínických pieskocov šambronskej zóny. In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, s. 499 – 504.
- Starek, D., 1997: Geologická stavba a sedimentologická charakteristika račanskej jednotky v oblasti Kolárovicej doliny. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 60 s.
- Starek, D. a Pivko, D., 2001: Sedimentologické profily v račianskej jednotke (flyšové pásmo na sever od Bytče). In: Miner. slov. (Bratislava), roč. 33, č. 2, s. 91 – 102.
- Stočas, B., 1924: Metasomatické ložisko manganové rudy u Mikušovcu na Slovensku. In: Horn. Věst. Horn. hutn. Listy (Praha), VI, (XXV).
- Stráňík, Z., 1959: Vysvetlivky k centrálne-karpatskému paleogénu Súľovské hornatiny a Žilinské kotliny na listu gen. mapy Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Stráňík, Z., 1985: Pasierbiecky pieskovec. In: Andrusov, D., Samuel, O. et al.: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 L/Z. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 127 – 128.
- Stráňík, Z., Krejčí, O. a Menčík, E., 1989: Príspevek ke geológii bělokarpatске jednotky. In: Zpr. geol. Výzk. v roce 1986 (Praha), s. 143 – 146.
- Stráňík, Z. a Picha, F., 1957: Zpráva o geologickém a petrografickém výzkumu centrálne karpatského paleogénu Žilinské kotliny a Súľovské hornatiny. Manuskript. Praha, archív Geogond.
- Suess, E., 1852: Sitzungen der k. k. Geol. Reichsanstalt (Wien), č. 3/2, s. 1 – 171.
- Suchý, F. a Valušíaková, A., 1978: Geofyzikálny prieskum v oblasti VE Žilina – Šibenic. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Świdziński, H., 1962: Sur la forme structurale de la Zone des Klippes Pienines des Karpates. In: Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. géogr., X, 3.

- Sýkora, M., 2002: Litologické vyhodnotenie vybraných vzoriek z prieskumnej štólne západného portálu diaľničného tunela Višňové – Dubná skala. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Sýkora, M., Ožvoldová, L. a Boorová, D., 1997: Turonian silicified sediments in the Czorsztyn succession of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). In: Geol. carpath. (Bratislava), roč. 48, č. 4, s. 243 – 261.
- Szorényi, E., 1957: Echinodermereste aus dem Strážov-Gebirge und aus dem Slowakischen Paradies. In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 11, s. 129 – 134.
- Šalaga, I., 1969: Rajecká kotlina a bazálny paleogén priľahlých oblastí. Regionálny hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I., 1987: Žilina-okres – zabezpečenie ďalších zdrojov podzemnej vody pre pitné a úžitkové účely v okrese Žilina – vypracovanie hydrogeologickej štúdie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I., Borza, K., Köhler, E., Samuel, O. a Snopková, P., 1976: Hydrogeologické vrty v Rajeckej a Súľovskej oblasti. In: Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), č. 7, s. 1 – 85.
- Šalaga, I. a Frličková, M., 1975: Lietava – režimné pozorovanie, podrobný prieskum. Čiastková správa za rok 1975. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I., Frličková, M. a Šalagová, V., 1978: RK-22 – režimné pozorovanie. Záverečná správa z režimného pozorovania vrtu RK-22 Rajec za roky 1974 – 1977. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I. a Hornung, 1970a: Lietava – podrobný hydrogeologický prieskum (vrty HVL-1 a RK-23). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I. a Hornung, T., 1970b: Lietava – podrobný hydrogeologický prieskum na zabezpečenie dopĺňujúceho zdroja pitnej vody pre mesto Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I., Hornung, L. a Tyleček, B.: 1973: Lietava – domové studne, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I. a Hornung, T., 1974a: Lietava – režimné pozorovanie. Čiastková správa za rok 1973 – podrobný prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I. a Hornung, T., 1974b: Lietava – režimné pozorovanie. Čiastková správa za rok 1974. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I. a Hornung, T., 1974c: Rajecká kotlina a paleogén priľahlých oblastí, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalaga, I., Šalagová, V., Frličková, M. a Urbaník, J., 1995: Paleogén Žilinskej kotliny a východného okraja Súľovských vrchov, vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalagová, V., 1980: Kunerad – liečebňa SNP, čerpacia skúška, dopĺňujúci hydrogeologický prieskum (strojný vrt HJ-1, ktorý bol odskúšaný dlhodobou čerpacou skúškou). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalagová, V., 1984: Domanižská dolina – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Šalagová, V. a Frličková, M., 1984: Návrh pásiem hygienickej ochrany vodného zdroja pre liečebňu SNP v Kuneráde, hydrogeologický prieskum (vrt HJ-1 do hĺbky 100,0 m, vrt HMF-1 do hĺbky 85,0 m). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Šalagová, V., Tyleček, B., Drahoš, M. a Kazmuková, M., 1981: Domanižská dolina, hydrogeologický prieskum. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- 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 Szalaoivá, V., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 281 s.
- Šimová, M. a Krivý, M., 1976: Ignimbrite in Geröllten aus Konglomeraten der Upohlav-Schichten. In: Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 28, s. 79 – 104.
- Šimová, M., 1985: Magmatogene Gesteine kretazischer Konglomerate des westlichen Teiles der Klippenzone und Manín-Einheit der Westkarpaten. In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 10, s. 9 – 110.
- Šindlár, V., 1990: Belužské Slatiny – průzkumný hydrogeologický vrt BDS-3. Záv. správa. Manuskript. Ostrava, UNIGEO.
- Šlepecký, T. a Sandanus, M., 1997: Geologická správa z terénnych geologických prác (Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 23-311 Kysucké Nové Mesto, 26-313 Žilina, 25-422 Dlhé Pole, 25-424 Bytča). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Štelcl, J. ml., 1989: Petrology and geochemistry of granitoid exotics of the Rača unit of the Magura flysch. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 40, č. 6, s. 735 – 748.
- Štollmann, A. (Ed.), 1974: Súľovské skaly. Martin, Osveta.
- Štúr, D., 1858: Über die geologische Beschaffenheit der Gegen zw. Hluck, Ungr. Hradisch, Zlín, Wisowitz, Lidečko, und der ungarischen Gränze in Mähren. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 9.
- Štúr, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. In: Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 9, s. 17 – 151. *Preložené*: Fusán, O., 1960: Práce Dionýza Štúra – vybrané state. Zpráva o prehľadnom geologickom mapovaní povodia Váhu a Nitry. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 34 – 181.
- Švábenická, L., 1990: Biostratigraphy of the Vlára development of the Bíle Karpaty unit on the basis of calcareous Nannofossils. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (Eds): Festive Volume Thirty Years of Geol. Cooperation..., FGS Vienna a Geol. Survey Prague, s. 177 – 179.
- Švábenická, L., Bubík, M., Krejčí, O. a Stránil, 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.
- Telegdi-Roth, K., 1915: Adatok Ilava és Bellusfürdő körnékének földtani viszonyainak ismertetéhez. In: A Magy. kir. Földt. Intéz. Évk. (Budapest), 23.
- Teťák, F., 2005: Sedimentácia glaukonitových a kýčerských pieskocov zlínskeho súvrstvia v západnej časti magurského bazéna (Javorníky, Kysuce). MineB. slov. (bratislava), roč. 37, s. 304 – 306.
- Teťák, F., Potfaj, M. a Buček, S., 2004a: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Dlhé Pole 25-422 a Kysucké Nové Mesto 26-311. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 25 s.
- Teťák, F., Potfaj, M., Buček, S. a Žecová, K., 2004b: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Veľký Javorník 25-421 a Štiavnik 25-423. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Tollmann, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Wien, Franz Deuticke, s. 1 – 580.
- Tollmann, A., 1985: Geologie von Österreich, Band 2. Wien, Franz Deuticke, s. 1 – 710.
- Tollmann, A., 1990: Paleogeographic maps and profiles in the Eastern Alps and the relationship of the Eastern Alps to neighbouring terrains. In: *Mém. Soc. géol. France* (Paris), 154, III, s. 23 – 38.
- Tomek, Č., Švancara, J. a Budík, L., 1979: The depth and the origin of the West Carpathian gravity low. In: *Earth Planet. Sci.*
- Tragelehn, H., 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*, 216 s.
- Tragelehn, H., 2000: Die paläozäne flachmarine Gosau in Österreich – ein Ansatz zur bio- und sequenzstratigraphischen Gliederung. In: *Mitt. Gesell. Geol. Bergb. Österr.* (Wien), 43, s. 139.
- Tréger, M. a Baláž, P., 2002: Nerastné suroviny SR. Ročenka. Bratislava, MŽP SR Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Tricart, P. a Lemoine, M., 1986: Mégaboudinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais a l'Ouest du Mont Viso (Alpes occidentales). In: *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, Sér. II, 8, s. 599 – 604.
- Trümpy, R., 1988: A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and Carpathians. In: *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 218, s. 93 – 109.
- Trümpy, R., 1990: Pitfalls of Paleogeographic Reconstruction in a complex Mountain Belt: Alpine – Carpathian Examples. In: *Evolution of the Northern Margin of Tethys*, IGCP-198, publ. by: ESRI (Columbia, SC, USA), *Geol. Úst. D. Štúra* (Bratislava), *Soc. géol. France, Nouv. sér.* (Paris), č. 5, s. 3 – 21.
- Túnyi, I., Jeleňská, M., a Aubrecht, R., 2004: Middle/Late Jurassic extension in the Pieniny Klippen Belt inferred from the orientation of neptunian dykes. In: *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 34, *Spec. iss.*, s. 156 – 157.
- Ťapák, M. et al., 1974: Ložiská stavebných nerastných surovín Slovenskej socialistickej republiky (kameň, štrky, piesky, tehliar. suroviny). *Vysvetlivky k mape 1 : 200 000 Západoslovenský kraj*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (č. 35771).
- Uhlig, V., 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen II. Der pieninische Klippenzug. In: *Jb. geol. Reichsanst* (Wien). roč. 40, č. 3 – 4, s. 559 – 824.
- Uchman, A., 1998: Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. In: *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 68, s. 105 – 218.
- Urban, K. a Malý, 1961: Hydrogeologický prieskum pramennej oblasti nosických minerálnych prameňov za dobu 1958 – 1961. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Valušiačková, A., 1992: Žilinská kotlina – hydrogeologický prieskum. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vaňová, M., 1962: Predbežná zpráva o hodnotení veľkých foraminifer na liste Pružina 1 : 25 000 M-34-97-D-d. In: *Marschalko, R.: Ročná zpráva o geologickom mapovaní paleogénu na liste Pružina (M-34-97-D-d)*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 12.

- Vaňová, M., 1964: Veľké foraminifery z okolia Pružiny. In: Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, Slovensko 2 (Bratislava), s. 124 – 125.
- Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Köhler, E., Krystek, I., Lexa, J. a Nemček, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR – 1 : 500 000 Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Vašíček, Z. a Michalík, J., 1981: Remarks to the Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeography of the northern part of the Western Carpathians. In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 32, č. 1, s. 143 – 153.
- Vašíček, Z. a Michalík, J., 1986: The Lower Cretaceous Ammonites of the Manín Unit (Mt. Butkov, West Carpathians). In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, č. 4, s. 449 – 481.
- Vašíček, Z., Michalík, J. a Reháková, D., 1994: Early Cretaceous stratigraphy, paleogeography and life in Western Carpathians. In: Beringiana (Wüzburg), 10, s. 1 – 55.
- Vašíček, Z. a Rakús, M., 1993: Upper Albian ammonites from locality Považský Chlmec near Žilina (Klape unit, Klippen Belt, Slovakia). In: Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), č. 17, s. 41 – 56.
- Vozár, J., Vojtko, R. a Sliva, E. (Eds.), 2002: Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republic. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 53, CD.
- Vozárová, A., 1989: Petrografické vyhodnotenie vzoriek PB-376, HS-148/3 a HS-145/5. Čiastk. správa. Manuskript. In: Salaj, J. et al., 1989. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979: Kryštalínium v bazálnej časti Chočského príkrovu. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 72, s. 195 – 198.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1983: Nové poznatky o mladšom paleozoiku v Malej Fatre. In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 79, s. 27 – 54.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 316 s.
- Vybíral, V. a Hronová, V., 1975: Správa o geofyzikálnych meraniach na lokalite Žilina – okolie, dekoračný kameň. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Wageich, M. a Marschalko, R., 1995: Late Cretaceous to early Tertiary paleogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implication from heavy mineral data. In: Geol. Rdsch., roč. 84, č. 1, s. 187 – 199.
- Waškowska-Oliwa, A., 2000: Interpretacja biosratygraficzna i paleoekologiczna zespolów otwornic aglutynujących z paleoceńsko-środkowoeoceńskich osadów płaszczowiny magurskiej w rejonie Suchej Beskidzkiej (Karpaty fliszowe). In: Przegl. Geol., roč. 48, č. 4, s. 331 – 335.
- Wessely, G., Kröll, A., Jiříček, R. a Němec, F., 1993: Wiener Becken und angrenzende Gebiete 1 : 200 000: Geologische Einheiten des präneogenen Beckenuntergrundes. Geologische Themenkarten der Republik Österreich. Geol. Bundesanst., Wien.
- Widz, D., 1991: Les Radiolaires du Jurassique supérieur des radiolarites de la Zone des Klippes de Pieniny (Carpathes Occidentales, Pologne). In: Rev. Micropaléont. (Paris), roč. 34, č. 3, s. 231 – 260.
- Winkler, W. a Slaczka, A., 1994: A late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 45, č. 2, s. 71 – 82.
- Zakovič, M., Hanzel, V., Kullman, E. et al., 1976: Hydrogeológia územia listu 26 – Žilina, mapy ČSSR 1 : 200 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Zbořil, L. et al., 1983: Geofyzikálny prieskum – Žilinská kotlina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zbořil, L. et al., 1983b: Geofyzikálny výskum vnútorných kotlín – Žilinská, Iľavská a Trenčianska kotlina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Ziegler, V. a Michalík, J., 1998: New Upper Jurassic serpulids (Polychaeta, Sedentaria) from the Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians. In: Geol. Carpath. (Bratislava), roč. 49, č. 6, s. 409 – 413.
- Zlinská, A. (ed.), 2004: 5. paleontologická konferencia. Zbor. abstraktov. Konferencie, Sympóziá, Semináre. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 1997: Mikrobiostratigrafické zhodnotenie vzoriek z Považia. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 1998: Mikrofaunistické zhodnotenie vzoriek na úl. Považie. Čiastková správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zlinská, A., 2004a: Zhodnotenie mikrofauny z listu 26-331 Višňové, 25-442 Súľov-Hradná, 25-444 Rajec. Príloha č. 3. 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., 2004b: Zhodnotenie mikrofauny z listu 25-424 Bytča. Príloha č. 3. 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., 2004c: Zhodnotenie mikrofauny z listu 26-313 Žilina. Príloha č. 4. 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.
- Zorkovský, B., 1949: Bázické eruptíva v mezozoiku Západného a Stredného Slovenska. In: Práce Št. geol. Úst., Zoš. (Bratislava), 26, s. 1 – 44.
- Zorkovský, B., 1950: Bázické eruptíva v mezozoiku na strednom Považí. In: Geol. Sbor. (Bratislava), I, s. 2 – 4.
- Zoubek, V., 1931: Caractéristique de quelques roches cristalophylliennes et éruptives des galets exotiques des conglomérats Sémoniens et Paléogènes des Carpathes Occidentales. In: Knih. Št. geol. Úst. (Praha), 13A – Guide des excursions, s. 353 – 358.
- Zuberec, J. et al., 2002: Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR. Záverečná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J. et al., 2003: Doplnok k záverečnej správe Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J. a Hasch, J., 1996: Inventarizácia stavebných surovín v trase projektovanej diaľnice. Informatívna správa, stav k 31. 8. 1996. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J., Lexa, J., Tréger, M. a Baláž, P., 2003: Nerastné suroviny Slovenska, príloha k doplnku k záverečnej správe Komplexné zhodnotenie nerastných surovín SR. Manuskript. Bratislava, MŽP SR.
- Zuberec, J., Tréger, M., Lexa, J. a Baláž, P., 2004: Nerastné suroviny Slovenska, súbor máp 1 : 500 000. Bratislava, MŽP SR – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Zuberec, J., Tréger, M., Lexa, J. a Baláž, P., 2005: Nerastné suroviny Slovenska. Mineral resources of Slovakia. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 350 s.

- Žecová, K., 2004a: Biostratigrafické vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu z listu 26-331 Višňové, 26-333 Kamenná Poruba, 26-314 Varín, 26-332 Vrútky a 25-444 Rajec. Príloha č. 2. 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 – 15.
- Žecová, K., 2004b: Biostratigrafické vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu z listu 25-424 Bytča a 25-442 Súľov-Hradná. Príloha č. 2. In: Buček, S., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Boorová, D., 2004b: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 25-424 Bytča. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 4.
- Žecová, K., 2004: Biostratigrafické vyhodnotenie vápnitého nanoplanktónu z listu 26-313 Žilina. In: Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Maglay, J., Žecová, K., Zlinská, A. a Potfaj, M., 2004c: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000 26-313 Žilina. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 1 – 3.
- Žyto, K., 1962: Stratigraphy of the Magura Unit in the southwestern part of the Beskid Żywiecki (Flysch Carpathians). In: Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., roč. 10, č. 3, s. 167 – 177.

SUMMARY

The geological map 1 : 50 000 covers the catchment area (river basin) of the Váh river between Žilina and Trenčianska Teplá. On the right side of the Váh river it takes up a part of the Biele Karpaty Mts. and the essential part of the Javorníky Mts., on the left side the Strážovské vrchy Mts. and Súľovské vrchy Mts. dominate, of particular position is the Podmanínska pahorkatina Upland with its dominants Manín and Butkov. From depressions mainly the Ilavská kotlina, Žilinská kotlina and Rajecká kotlina belong here.

The territory is situated in the NW part of the Western Carpathians and from the point of view of geological structure it represents an important segment of the mountain system, in the structure of which several Alpine (mainly Late Alpine) tectonic units take part. They are ranged in three belts at the contact of the Outer and Central West Carpathians (from outward to the interior):

- Flysch Belt,
- Klippen Belt,
- Central Belt.

Although in the territory the nappe structure dominates, this, mainly in the first two belts, is not so distinct as in the Central Belt, because it is obscured and/or destructed by the effects of younger transpressional – transtensional movements, which caused segmentation of the territory into slices and blocks, often erect or already overturned, which are separated by strike faults or backthrusts.

FLYSCH BELT

It takes part in the structure of the essential part of the Biele Karpaty Mts. and Javorníky Mts. It is formed by the Magura and Biele Karpaty Groups of nappes. In the Magura nappe from the north the Rača, Bystrica and Orava-Magura tectonofacial units are present. In the Biele Karpaty Group of nappes, which is wedged in between the Bystrica Unit and Klippen Belt, the Javorina and Zubák nappe and Brvnište slice are distinguished. Their lithostratigraphical content is formed by Late Cretaceous and Early Paleogene Formations.

Magura nappe

In the **Rača Unit** sedimentation advanced from the Soláň Formation (Campanian – Early Paleocene), through the Beloveža Formation (Early Paleocene – Middle Eocene), Luhačovice Formation (Middle Eocene) to the Zlín Formation (Early to Late Eocene).

The Ráztoka Member of the Soláň Formation is formed by grey and greenish-grey claystones, fine grained laminated sandstones, carbonate sandstones with biotite and bioturbated marlstones. Higher up the Beloveža Formation represent a lithofacially variegated complex. It is divided into the Lower Beloveža Member (with the Riečany Sandstones, red claystones and thin-bedded flysch) and Upper Beloveža Member (with thin-bedded flysch and sporadically also with glauconite sandstones and the Bystrica Claystones). The

Luhačovice Formation is divided by a layer of thin-bedded flysch, several metres thick, into the Lower Luhačovice Member and Upper Luhačovice Member. In the Lower Luhačovice Member (Early Eocene – Lutetian) sandstones to fine grained conglomerates of the Pasierbieck type (with abundant glauconite) predominates. In the Upper Luhačovice Member (Lutetian) sandstones to fine grained conglomerates of the Riečany type (without, ev. with little of glauconite) completely predominate and in the south also fine grained quartz sandstones with glauconite are ranged to them.

In the Zlín Formation two fundamental lithotypes of sandstones – the Kýčera and glauconite types are represented. In the north the Vsetín Member with glauconite sandstones (fine grained quartz glauconite sandstone, claystones of Bystrica type) and in the south the Kýčera Member (fine grained lithic subgreywacke of Kýčera type) is developed. Between them the newly distinguished Babiše Member (alternation of glauconitic and Kýčera sandstones) is lying. Further on, the Bystrica Member (fine grained laminated quartz sandstones with glauconite, claystones of Bystrica type, Lačok Marlstones) belongs to the Zlín Formation. The preserved bed sequence of the Rača Unit attains thickness of about 1 500 m.

The most extensive part of the **Bystrica Unit** is formed by its typical Bystrica Member of the Zlín Formation (Middle Eocene – Early Priabonian) where calcareous claystones of Bystrica type predominate over fine to medium grained white to bluish-green quartz laminated sandstones with a high content of glauconite. To a less extent the Beloveža Formation and to a restricted extent also the Vychlovka Formation are present. The Beloveža Formation (Paleocene – Early Eocene) is formed by thin-bedded flysch with non-calcareous claystones and fine grained laminated sandstones and intercalations of red claystones. To the west of Veľké Rovné also coarse grained sandstones of Riečany type are found.

The Orava-Magura Unit (Paleocene – Eocene) forms a strip highly disturbed tectonically along the northern margin of the Klippen Belt near Žilina, Hvozdňica and Brvnište. Distinguished are the Magura Sandstones and in a common complex the Malcov and Racibor Formations. They are mainly formed by subgreywackes and muscovit medium grained sandstones.

Group of the Biele Karpaty nappes

Javorina and Zubák nappes

At the base of the Zubák and Javorina nappes are typical red, greenish and grey claystones and marls with sandstone beds of the Ondrášovec Member (Campanian – Maastriachian). Overlying is a thinrhythmical flysch with fine grained quartz-carbonate sandstones (Campanian – Maastriachian) of the Javorina Member. The Rajkovec Member (Paleocene) is a thin- to mediumrhythmical flysch with prevalence of sandstones in the Javorina nappe.

In the Zubák nappe the Paleocene – Early Eocene Epoch is represented by the Svodnice Formation formed by flysch with prevalence of grey claystones over fine grained quartz subgreywackes.

Brvnište Group

It is formed by the Proč Formation (Paleocene – Early Eocene). Predominating are grey calcareous claystones. Further on, there are fine grained sandstones, sandstones with muscovite and coarse grained subgreywackes.

KLIPPEN BELT

It is the most complicated belt of the Western Carpathians. It consists of a complicated system, mainly of Jurassic and Early Cretaceous, predominantly carbonate lenticles and blocks (klippes), which are surrounded by Middle Cretaceous-Paleogene marlstone and flysch sediments (so called klippen envelope). It resembles a megaboudinage or “torn series”.

So in frame of the klippes as well as envelope several lithostratigraphical sequences were reconstructed, which can be grouped into several facial-tectonic units. Distinguished are the Pienid (Oravic) Units and units with Central Carpathian affinity. To the *Pienid Units (Oravicum)* the Czorsztyn and Kysuca Units belong and the transitional Pruské, Streženice, Podbiel and Fodorka klippen sequences are also ranged here. The Middle, but mainly Late Cretaceous to Paleocene klippen mantles are ranged to the Púchov-Jarmuta sequence (Czorsztyn Unit) and/or to the Hoštiná and Podháj sequences (Kysuca Unit).

The Klape and Manín Units have a *Central West Carpathian affinity*. They also consist of several sequences and groups. To the Klape Unit also the pre-Albian Drietoma sequence is ranged. Obviously it had the character of a tectonic unit (nappe) in the pre-Albian nappe system, in the Middle and partly Late Cretaceous flysch of the Klape Unit it was already incorporated in the shape of klippes only.

In the Klape Unit dominate a thick complex of Middle Cretaceous flysch sediments which are ranged to Šebešřanová Sequence. To this flysch belong also huge bodies of (Upohlav) conglomerates with extremely variegated gravel material, part of which has an “exotic” character.

Manín Unit in coincidence with views of one part of geologists we consider as very close to the Tatric Unit. It is composed of Manín-Butkov a Podmanín Groups. Late Cretaceous sediments ranged till now to the Podmanín Group are considered as part of Podháj Sequence of Kysuca Unit.

The klippes of the Kostolec Sequence (about ten larger and plenty of smaller Jurassic – Early Cretaceous klippes NE of Považská Bystrica), competence of which was long problematic and understood controversially, are olistoliths “swimming” in the Praznov Formation of the Podmanín Group.

CENTRAL BELT

The Central (or according to some divisions Inner) Belt of the West Carpathians is formed by a pre-Gosau Group of nappe units (from bottom to top): Tatricum, Veporicum (Fatricum) and Hronicum, which are derived from the region S of the former Penninic Ocean. To present-day position they were thrust at a distance of several tens and possibly even hundreds of kilometres from the home areas of the Tatricum, Ultratatricum (Fa-

tricum), Veporicum and Ultraveporicum (Hronicum). Structuralization of the Central Belt took place and the nappe system formed before the Senonian. These units form since Senonian a quasi homogeneous block, disturbed only by strike-slips, backthrusts and the youngest system of faults, according to which they were dissected in to horsts and grabens. Therefrom comes the term “belt of core mountains”, already used less at present.

The Tatricum Unit on the territory of the region is formed at surface after re-assignment of the Ďurčiná Unit to the Veporicum by the Upper Triassic – Liassic formation of the Slávikova dolina valley at NW foothills of the Malá Fatra Mts. only.

Veporicum (Fatricum) Unit

At the margin of the Lúčanská Fatra Mt. Late Paleozoic and Mesozoic formations, which build up the Kozel anticline, encroach the territory of the region. There are various opinions of tectonic competence of this structure, at present sediments of the Kozel anticline are considered as part of the Ďurčiná Sequence of the Ďurčiná subordinate nappe of the Veporicum (Fatricum).

The Křížna nappe has also a significant share in the region. Sedimentary complexes belonging to this tectonic unit are mainly found in the S part of the territory where they occur mainly near Dubnica, Horná Poruba and Košecké Podhradie, from there in a more or less wide strip they extend through the Nozdrovické lúky meadows to the Súľovská kotlina depression. Besides that smaller isolated blocks occur there (Pasienky, Zlatý dielc). Significant occurrences are also in the Rajecká kotlina depression. From lithofacial point of view the sediments occurring here belong to the Zliechov facial area, it implies with deep-water sediments (mainly Allgäu Formation and radiolarites) in the Jurassic.

Near Trenčianska Teplá and Trenčianske Teplice also sequences with shallower-water development of the Liassic occur, comparable with the Belá and/or Manín Unit (S of the map margin).

The Křížna nappe rests tectonically on the Praznov Formation of the Manín Unit and is covered by the Homôľka nappe of the Hronicum Unit.

Hronicum Unit

On the territory of the region the Hronicum Unit is formed by three tectonic subunits (arranged from the lower to upper ones): *the Homôľka nappe, Ostrá Malenica and Považie nappes*. On the basis of facial content it may be said that the first of them in the time interval Late Pelsonian – Tuvalian is characterized by a basinal sequence, the last by a sequence of carbonate platform and the middle is of transitional position, i. e. its lower part is formed by a basinal sequence and its upper part by a sequence of carbonate platform.

The lower nappe body of the Hronicum – *the Homôľka nappe* is characterized by Middle – Late Triassic pelagic facies, the distal part of carbonate turbidites of the Raming-Göstling Formation, Trachyceras Member, Opponitz Limestones and a great thickness of the Lunz Member and Hauptdolomit. So in the Middle – Late Triassic (up to the earlier part of the Tuvalian) it is a *basinal (Dobrá Voda) sequence*.

In this nappe the relatively plentiful occurrence of Rhaetian – Early Cretaceous formations, which are ranged to *the Rohatá skala Sequence*, deserves attention, as in the Hronicum Unit formations younger than Triassic are known from few localities only. The nappe occurs mainly in the Rohatá skala massif and southern surroundings of Mojtín.

Jurassic sediments, similarly as in other parts of the Hronicum Unit, are transgressive here and resting with break on the Mojtiň Limestones of the Norovica Formation, Rhaetian in age. The Liassic is generally of shallow water character and its cycle is terminated by significant condensation (Hrušov horizon). The Dogger – Malm shows a distinctly deeper water facial regime with a relatively variegated development of limestones. The latest Jurassic Stage (Tithonian) is characterized by pelagic facies.

Ostrá Malenica nappe: The middle nappe body of the Hronicum Unit in the Strážovská hornatina Mts. is characterized by Late Pelsonian – Late Longobardian pelagic formations and the proximal part of carbonate turbidites of the ?Late Longobardian – Cordevolian Raming-Göstling Formation (i. e. *the Dobrá Voda Sequence*, similarly as in the Homôľka nappe) passing into overlying strata without the presence of the Lunz Member (on the contrary to the Homôľka nappe) to shallow water formations of the carbonate platform (i. e. to *the Bebrava Sequence*). A part of this nappe succession form also Rhaetian and Liassic formations.

Považie nappe: The uppermost nappe of the Hronicum Unit is characterised by facies of a carbonate platform/basin transition area, e. g. by the Schreyeralm Limestone with proximal part of the Raming-Göstling Formation (*Mojtiň Sequence*). Upward are passing to shallow-water facies of platform, e. g. reef and lagoonal Wetterstein Dolomite (*Bebrava Sequence*). Basal part of the nappe is formed by the sequence of the carbonate (proto-) platform (common for all three nappes).

Paleogene sediments on nappes of the Central Carpathians

Of particular position are Paleogene sediments of the Central Belt. They seal the Palealpine nappe structure and are not part of these nappes.

Myjava-Hričov Group: Sediments of the newly named Myjava-Hričov Group differ lithologically as well as in age from sediments of the Subatric Group. They occur in the Periklippen region in the Súľovské vrchy Mts., in the NW part of the Strážovské vrchy Mts., in the W part of the Žilinská kotlina depression near Lietava and in the partial Pružinská kotlina depression where they are lying transgressively on nappes of the Central West Carpathians.

Continental pre-transgressive sediments (bauxites, blocky carbonates) belong to them, filling up joints and unevennesses in underlying carbonates of Mesozoic age. Above them are carbonate sandstones, conglomerates, breccias, claystones, variegated marlstones and olistoliths of reef limestones of the Hričovské Podhradie Formation Paleocene – Early Eocene in age. The upper part of the formation is formed by sediments of conglomerate flysch representing the Ovčiarsko Member.

Marginal development is represented by organodetrital sandstones, sandy limestones, dolomitic sandstones and breccias of the Jablonov Formation of Paleocene – Early Eocene in age together with the Jablonov Limestones of Early Eocene age.

Overlying the sediments described above are rocks of the Súľov Formation, formed in the lower part by the Súľov Conlomerates of Early – Middle Eocene in age, at the base with carbonate blocks, olistoliths of the Wetterstein Limestones and/or Paleogene reef limestones. The upper part is formed by organodetrital limestones and sandstones of Middle Eocene age.

The youngest constituent of the Myjava-Hričov Group is the Domaniža Formation, formed in the lower part by conglomerate flysch of the Paština Závada Member of Middle

Eocene age, passing into overlying claystones and sandstones with blocks of reef limestones, interbeds of carbonate conglomerates, organodetrital sandstones and sandy limestones of Middle Eocene (Lutetian) age.

Subatric Group: The oldest rocks of the Subatric Group are coarse clastic sediments of the Borové Formation, Middle Eocene in age, formed by carbonate sandstones, fine grained conglomerates and organoclastic sandy limestones at the base with dolomite breccias, conglomerates and sandstones.

Above them are preserved prevalingly pelitic sediments with interbeds of fine grained sandstones, silicites, manganese claystones, organoclastic sandy limestones, calcareous sandstones, *Globigerina* marlstones, carbonate conglomerates and breccias of the Huty Formation, Middle Eocene to Early Oligocene in age, together with the Hájik development with variegated claystones, pelocarbonates, sandstones and conglomerates.

The sedimentary cycle is terminated by the Sandstones of Kónská (Early Oligocene) formed, besides of sandstones, also by interbeds of aleurolites, claystones and lenticles of coal.

Neogene formations

From Neogene sediments the Early Miocene (Čausa Formation) and Pliocene sediments are found. They are preserved in several narrow stretched grabens bordered tectonically, testifyig to very young and intense tectonic movements in this region.

Sporadical occurrences of eruptive rocks in the Klippen Belt (Streženice, Horné Srnie), formerly considered as Mesozoic, also display a Middle Miocene age (Badenian).

Quaternary sediments

Quaternary accumulation sets on the already eroded pre-Quaternary substratum so that Quaternary sediments are lying erosively and unconformably. The boundary between underlying and Quaternary clastic sediments is always very distinct lithologically as is also usually manifested visually. Spatial distribution of sediments here is very variable and unequal areally and voluminally, because their fundamental observed parameters as mode of deposition, genetic and facial variety, lithological content, internal structures, stratigraphical range and thickness are in close connection with the character of original initial relief on the one hand, with the neotectonic regime of the territory and character of dominant sediment – building process on the other hand. In the region these manifestations are very distinct mainly with distribution and deposition of proluvial and fluvial sediments. Quaternary accumulation therefore is mainly concentrated to depressional parts of the Váh, Rajčianka, Kysuca, Vlára river valleys and valleys of their larger side tributaries.

From the total scale of preserved genetic types though as to mass volume of largest extension are various kinds of Pleistocene – Holocene slope sediments and their combinations, but their significance and stratigraphical range are not important for Quaternary development of the territory. Therefore in the map only thicknesses exceeding 2 m (by estimation) were taken into account and at places with significant data of underlying rocks they were not represented at all.

On the contrary to deluvial slope and talus sediments on the territory of the region from the point of view of genesis, dating, also extent and situations of occurrence unam-

biguously fluvial and proluvial accumulations of Quaternary water streams are of dominant position. Specific cyclicality of the Quaternary climate connected with variously intense, but in global positive neotectonic dynamics of the territory, caused alternation of vertical and lateral erosion, thus accumulation of fluvial and proluvial sediments in stages. In this way predetermined the origin of bottom accumulations of streams including the flood plain cover, system of river terraces and fans, often of large dimensions, mainly in depression parts. Complexes of river terraces, fans, also bottom and flood plain accumulations are concentrated in valley bottoms and at terraces interrupted by on both sides of the main valleys.

A phenomenon significant mainly in the areas of the Žilinská, Bytčianska and Ilavská kotlina depressions are Late Pleistocene loesses and loess loams and/or postgenetic calcareous and non-calcareous outwashes from them. This type of eolian sediments most often covers fluvial gravels of middle terraces and in places even upper terraces.

Anthropogeneous sediments are only indicated at places of largest extension and include spoil heap of domestic and industrial refuse, dumps at quarries and fills. More extensive longitudinal charges linked with road and railroad communications, equally as construction treatments of the terrain in settlements and intravillanes are not taken into consideration in the map.

Autori fotografií:

J. Mello: tab. I – IX, tab. X/2, 3, tab. XI, tab. XIV/3, 4, tab. XV/1, 3, 4, tab. XVI;

F. Teťák: tab. XII/1, tab. XIII;

P. Liščák: tab. XII/2;

S. Buček: tab. XIV/1, 2;

V. Jánová: tab. XV/2;

D. Slivka: tab. X/1 (prevzaté z obálky Mineralia Slovaca 3/25/1993)

Tab. I

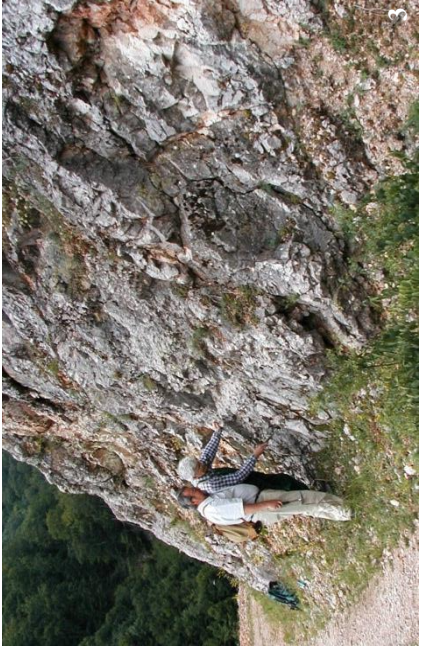
Hronikum

Foto 1. Pohľad na Vápeč (k. 956) pri Hornej Porube budovaný príkrovom Homôľky s bralnatou troskou považského príkrovu vo vrcholovej časti (wettersteinský vápenec).

Foto 2. Predrifová brekcia vo *wettersteinskom vápenci* (ladin – kordevol) považského príkrovu (navetraný povrch, zmenšené 2x). Južná podvrcholová časť brál Vápča pri Hornej Lehote.

Foto 3. Striedanie raminských a schreyeralmských vápencov (?mladší ilýr – ?longobard) v považskom príkrove hronika. Zárez zväžnice vo v. 560 m na j. svahu Tupého Hrádku (k. 669) 2 km z. od Riedkej.

Foto 4. Sivý lavicovitý vápenec s nerovným povrchom vrstvových plôch a s drobnými rohovcami. *Reiflinský vápenec* (longobard – kordevol) v príkrove Homôľky, jz. chrbát Grófovca jv. od Novej Dubnice.



Tab. II

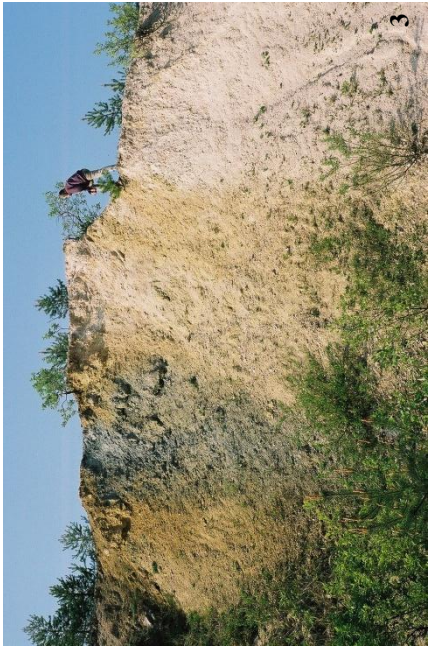
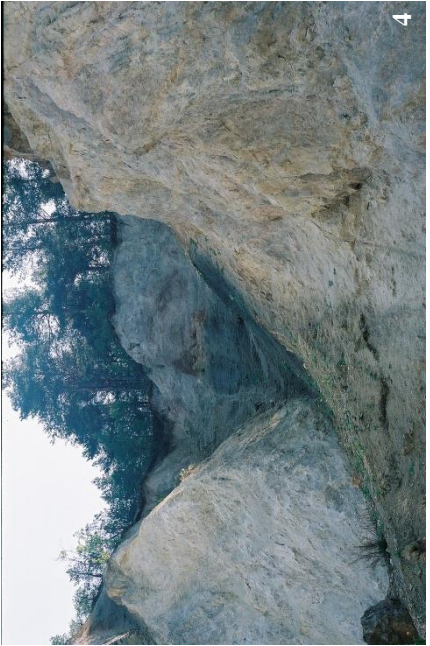
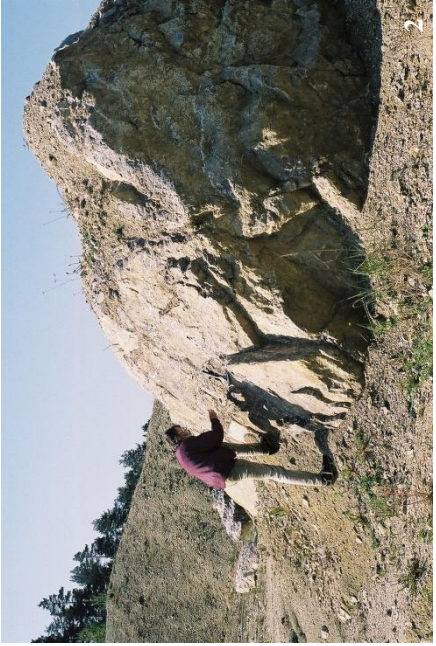
Hronikum

Foto 1. Kameňolom v. od obce Veľká Čierna. Sú v ňom odkryté svetlé masívne dolomity (wettersteinské a hlavné) veku jul – norik a partnašské súvrstvie (porov. foto 2 a 3).

Foto 2. Najvyššia časť vápencov *partnašského súvrstvia* (longobard) v lome Veľká Čierna. Nad nimi nasleduje niekoľkometrová poloha pestrých slieňovcov (?kordevol) toho istého súvrstvia a masa svetlých wettersteinských (hlavná lomová stena) a hlavných dolomitov s občasnými šošovkami lunzských vrstiev. Sekvencia je zaradená do príkrovu Ostrej Malenice.

Foto 3. Pestré slieňovce (?kordevol) v nadloží vápencov z foto 2 (= reiblerské zelené íly a laminované dolomity, hardground a hiát v zmysle Salaja, 1993a). V nadloží (vľavo) vystupuje masa svetlých wettersteinských (hlavná lomová stena) a hlavných dolomitov.

Foto 4. Hlavný dolomit (karn – norik) so šošovkou lunzských vrstiev (jul) v opustenom kameňolome 2 km z. od Rajca. Príkrov Ostrej Malenice.



Tab. III

Křížňanský příkrov

Foto 1. Sliénité bridlice s preplástkami piesčitých vápencov – *porubské súvrstvie* (stredný alb – stredný cenoman) křížňanského příkrovu. Miestna ťažobná jama v sedle s. od Veľkého Košeckého Podhradia.

Foto 2. Detailný pohľad na časť odkryvu z foto 1.

Foto 3. Ravnoplocho bridličnaté slieňovce *porubského súvrstvia* (stredný alb – stredný cenoman) křížňanského příkrovu. Zárez lesnej cesty vo v. časti horskej skupiny Norovice s. od Veľkého Košeckého Podhradia pod násunovou plochou příkrovu Homôľky.



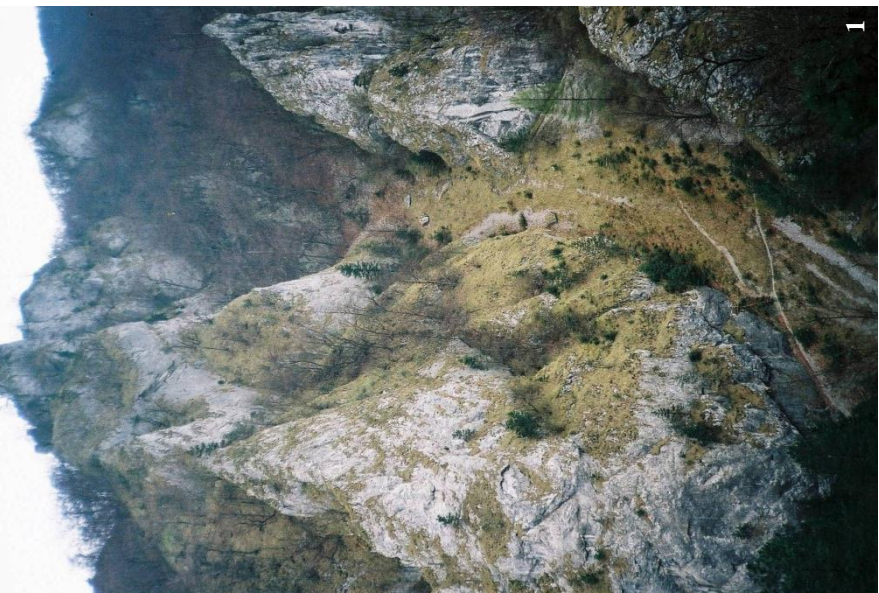
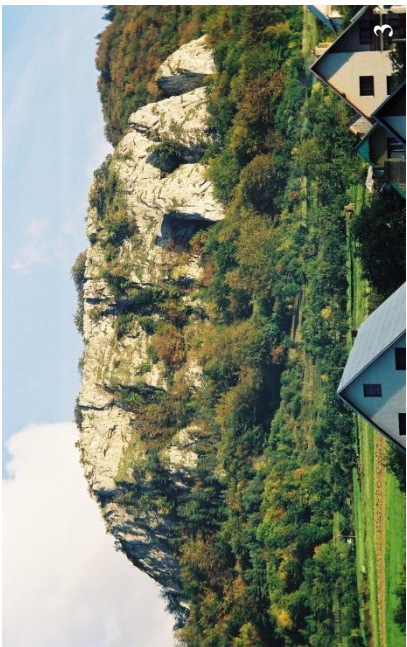
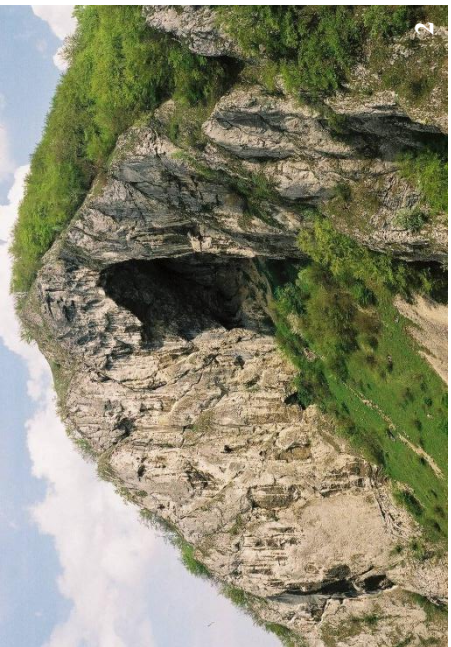
Tab. IV

Manínska jednotka

Foto 1. Mohutné skalné bralá a divoké rokliny vymodelované v masívnych „urgónskych“ vápencoch aptu manínskej skupiny (*podhorské a manínske súvrstvie*). Južné svahy Manínskej tiesňavy.

Foto 2. Známa antiklinálna štruktúra bradla Drieňovka tvorená vápencami urgónskej fácie (*podhorské súvrstvie*, manínske tu nie je zastúpené). Jadro antiklinály tvorí *kalištské súvrstvie* spodnej kriedy. Severný svah Kostoleckej úžľabiny.

Foto 3. Pohľad na kostolecké bradlo – olistolit plytkovodných jurských vápencov v *praznovskom súvrství* (cenoman – stredný turón) manínskeho príkrovu. Kostolec.



Tab. V

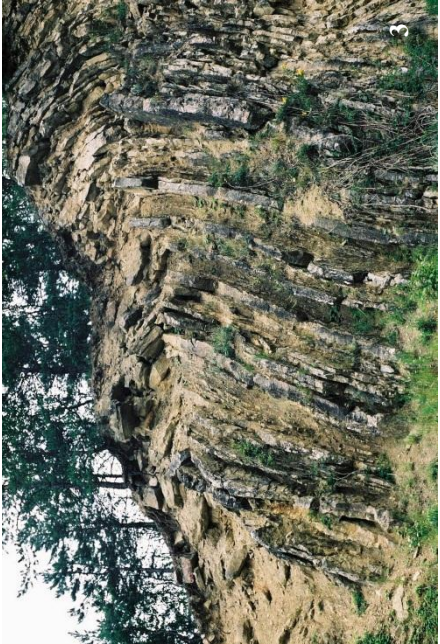
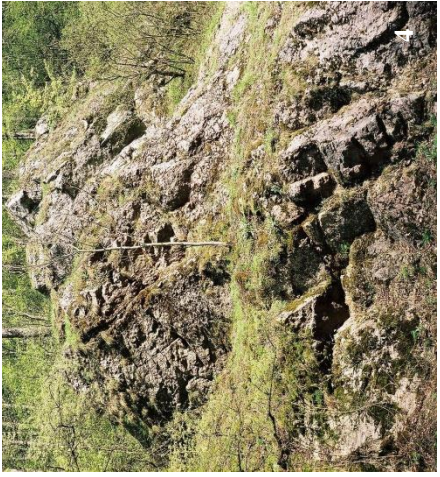
Manínska jednotka

Foto 1. Rozsiahly veľkolom Ladce – Butkov, kde sa ťažia viaceré súvrstvia manínsko-butkovskej a podmanínskej skupiny ako cementárska surovina.

Foto 2. Tmavosivý jemnozrný lavicovitý vápenec s nerovným povrchom vrstvových plôch – *holiace súvrstvie* (starší lias manínsko-butkovskej skupiny manínskeho príkrovu). Časť typovej lokality v Manínskej úžine (j. breh Manínskeho potoka 500 m v. od Považskej Teplej).

Foto 3. Strmo vztýčené a zvrásnené („hákované“) piesčité vápence *brtského súvrstvia* na typovej lokalite v kameňolome z. od Kališťa j. od Tunežíc.

Foto 4. Odkryv červených hľuznatých *klauských* vápencov (bat – oxford) manínskej skupiny. Zárez cesty v Manínskej úžine pri k. 349.



Tab. VI

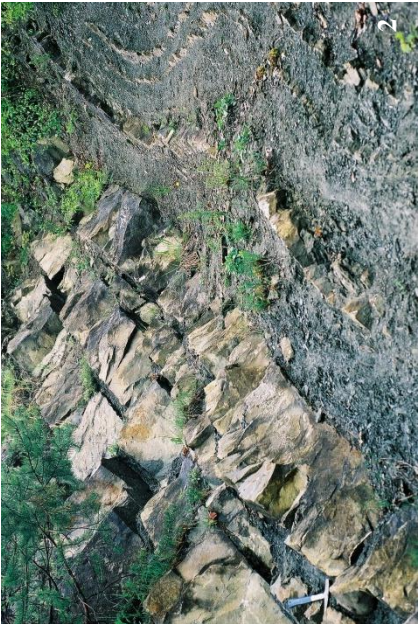
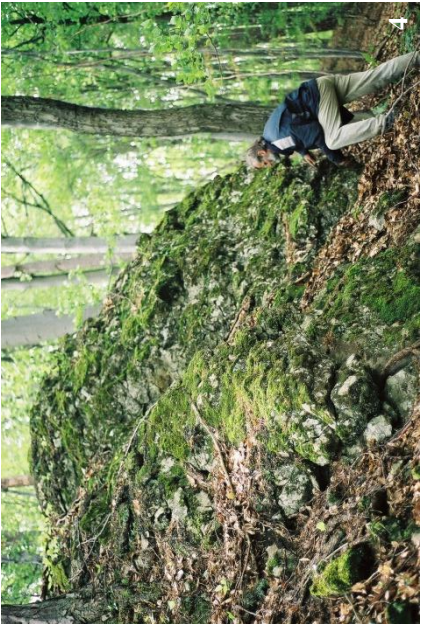
Klappská jednotka

Foto 1. Jurské bradlo Klape obklopené strednokriedovým flyšom *sekvencie Šebešťanovej* (nimnické, uhrovské a upohlavské súvrstvie). Pohľad z Nimnickej priehrady.

Foto 2. Pieskovcovo-slieňovcový flyš *uhrovského súvrstvia* (alb) sekvencie Šebešťanovej klappského príkrovu. Vrstvy sú v prevrátenej pozícii. Východný okraj Nimnickej priehrady, opustený lom pri odbočke hradskej do obce Uhry.

Foto 3. *Upohlavský zlepenec* (alb) sekvencie Šebešťanovej klappského príkrovu. Zárez hradskej 1 km ssz. od Orlového.

Foto 4. Mohutné teleso zlepencov (?výplň podmorského žľabu?) s pestrým zložením obliakov (prevládajú rozličné druhy karbonátov) uprostred pieskovcovo-slieňovcového flyšu (alb – cenoman). *Sekvencia Šebešťanovej*. Západné úpätie Hradišťa (k. 635) s. od Záklapia.



Tab. VII

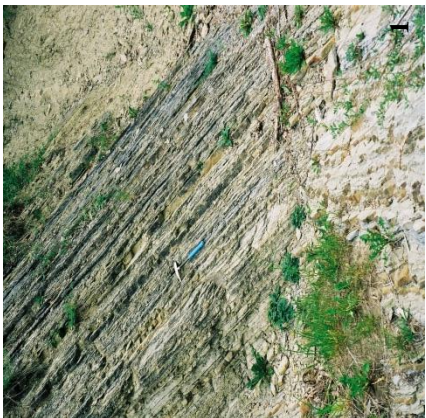
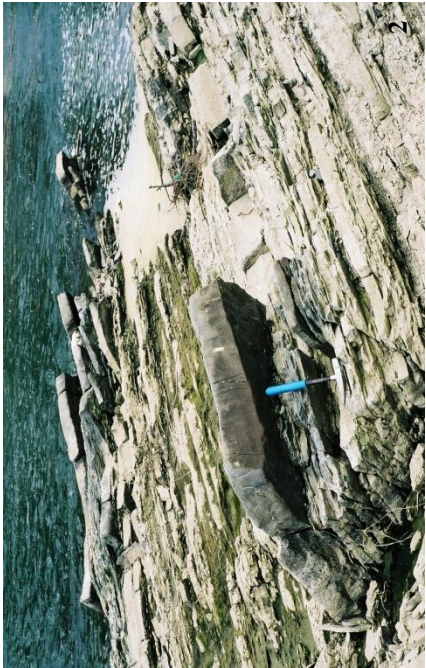
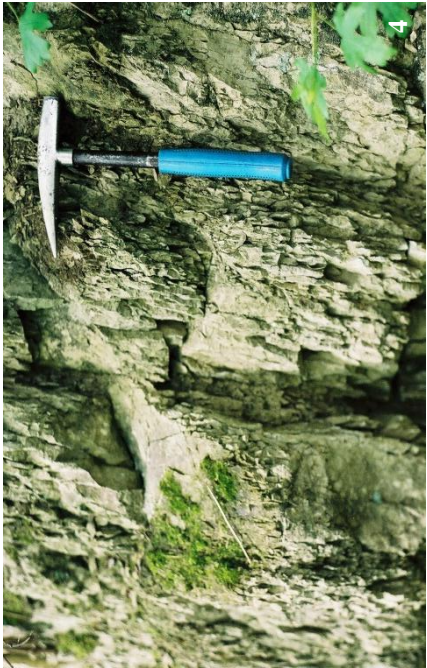
Kysucká jednotka – hoštinská sekvencia

Foto 1. Tenkorytmický flyš snežnického súvrstvia (mladší turón – starší santón) hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky v koryte rieky Kysuca jv. od obce Vranie.

Foto 2. Flyš snežnického súvrstvia (mladší turón – starší santón) hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky s výraznými lavicami pieskovcov. Koryto rieky Kysuca jv. od obce Vranie.

Foto 3. Lavica zlepcov v najvyššej časti defilé snežnického súvrstvia (mladší turón – starší santón) hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky v koryte rieky Kysuca jv. od obce Vranie.

Foto 4. Strmo vztýčené sivozelené slieňovce ihrištského súvrstvia (mladší kampán – mástricht) hoštinskej sekvencie kysuckej jednotky sz. od Udiče



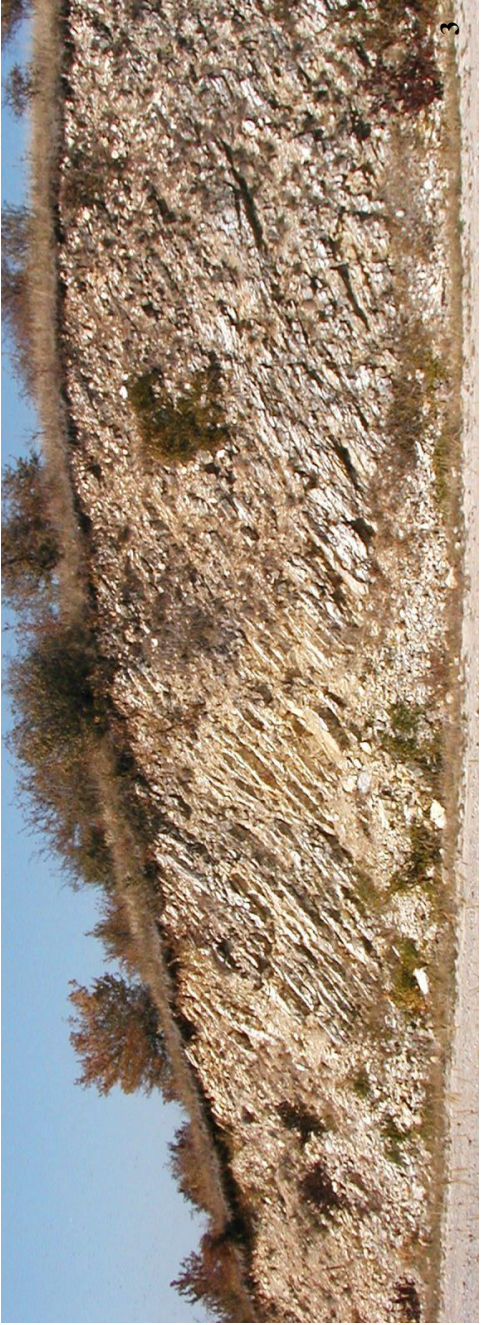
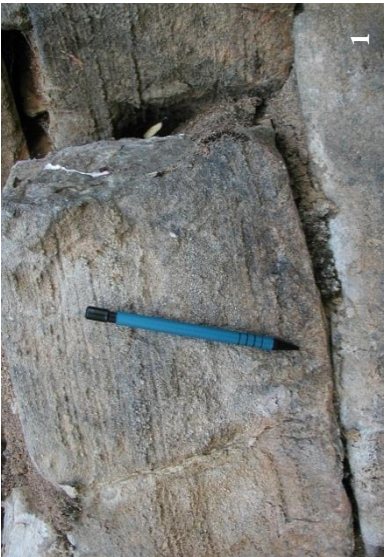
Tab. VIII

Pruská sekvencia

Foto 1. Lavicovitý sivý krinoidový vápenc (álen – kelovej) v súvrství Samášky pruskej sekvencie. Horné Srnie, zárez lesnej cesty vedúcej do oblasti Samášky 650 m s. od k. 369 (Kremenica), v. 355 m n. m.

Foto 2. Sivé rádiolarity a rádioláriové vápence (čajakovské súvrstvie, kelovej – oxford) pruskej sekvencie. Horné Srnie, zárez lesnej cesty vedúcej do oblasti Samášky 550 m s. od k. 369 (Kremenica), v. 340 m n. m.

Foto 3. Svetlé lavicovité rohovcové vápence (pieninské súvrstvie, titón – barém) pruskej sekvencie. Východne od Horného Srnia, zárez lesnej cesty vedúcej do oblasti Samášky 500 m s. od k. 369 (Kremenica), v. 340 m n. m.



Tab. IX

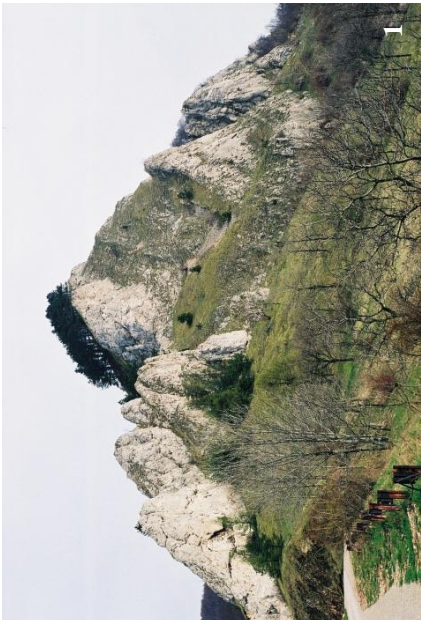
Čorštynská jednotka

Foto 1. Pohľad na časť vršatského bradla čorštynskej jednotky s. od cesty vedúcej z Vršatského Podhradia k rekreačnému stredisku. Pohľadu dominuje výrazné rebro, ktorým Mišík (1979a, 1984) viedol profil IV. Bradlo tu pozostáva z dvoch šupín.

Foto 2. Bradlá čorštynskej jednotky v okolí Červeného Kameňa.

Foto 3. Čorštynský hl'uznatý vápenec (kelovej – kimeridž) čorštynskej sekvencie v bradielku jz. od Mikušoviec.

Foto 4. Bradlo z červených aj svetlých lavicovitých krinoidových vápencov (bajok – kelovej) čorštynskej sekvencie pri Hatnom v Marikovskej doline.



Tab. X

Čorštynská jednotka

Foto 1. Vápencové bradlo čorštynskej sekvencie (álen – neokóm) vypreparované z vrchnokriedového bradlového obalu, tvoreného prevažne púchovským súvrstvom. Južná časť bradla Vršatského hradu nad Vršatským Podhradím.

Foto 2. Celkový pohľad na vršatské bradlo čorštynskej sekvencie nad Vršatským Podhradím. Bradlo pozostáva z viacerých šupín (pozri opis exkurznej lokality č. 13).

Foto 3. Čorštynská sekvencia v bradle Mestečská skala (opustený lom 10 km sz. od Púchova). Bradlo je v prevrátenej pozícii, vrstvy upadajú mierne zľava doprava (na JV) alebo sú uložené subhorizontálne. Zastúpené sú (zhora nadol, porov. Aubrecht, 1992, s. 57): 1 – biele krinoidové vápence (?bajok – bat), 2 – červené hľuznaté vápence (bat), 3 – červené krinoidové vápence (bat), 4 – svetlé krinoidové vápence (bat), 5 – červené krinoidové vápence (bat – kelovej), 6 – ružové mikritické vápence s juvenilnými amonitmi (oxford). V pravej časti lomu dole sú zachované ružové sakokómové vápence kimeridžu (7) a mimo obr. ešte aj ružovkasté a biele kalpionelové vápence titónu. Špecifikom tohto bradla je podľa Aubrechta (l. c.) striedanie bielych a červených krinoidových vápencov a laterálne zasahovanie červených hľuznatých vápencov (čorštynských) do nich.



Tab. XI

Sekvencia Fodoroky a marikovská sekvencia

Foto 1. Pohľad na časť rozsiahleho lomu j. od horárne Fodoroka pri Hornom Srní. Ťažia sa tu titónske až staroalbské vápence a slieňovce sekvencie Fodoroky.

Foto 2. Pohľad na ťažobnú stenu v lome Fodoroka pri Hornom Srní. Ťažia sa tu čierne a modrasté sliene a vápence (apt – starší alb).

Foto 3. Detailný pohľad na ťažené čierne a modrasté sliene a vápence (apt – starší alb) v lome Fodoroka pri Hornom Srní.

Foto 4. Pohľad na časť bradla Michalová marikovskej sekvencie pri Dolnej Marikovej. Bralá sú zo spodnokriedových vápencov.



Tab. XII

Foto 1. Pohľad zo severu na dolinu Štiavnika vymodelovanú v bystrickej jednotke. V pozadí Súľovské a Strážovské vrchy a Veľký a Malý Manín.

Foto 2. Panoramatický pohľad na sz. záver Súľovskej kotliny. Dominuje mu horská reťaz zo súľovských zlepcov (starší až stredný eocén) s bizarným rozpadom. V popredí obec Súľov.



Tab. XIII

Flyšové pásmo

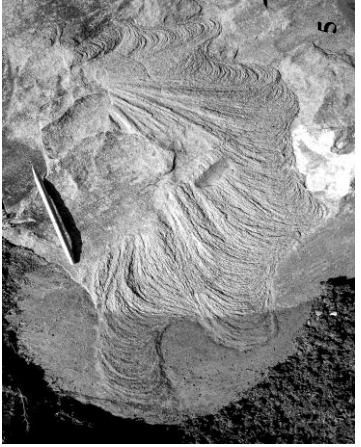
Foto 1. Tenko vrstvený flyšový vývoj belovežského súvrstvia, Papradno – Ostravica.

Foto 2. Kýčerské pieskovce v lome pri Veľkom Rovnom – zobrazených je asi 45 m zo 70 m odkrytého profilu.

Foto 3. Tenko vrstvená bridličnatá pasáž v kýčerskom pieskovci, račianska jednotka, lom Veľké Rovné.

Foto 4. Bioglyfy na spodnej ploche vrstvy kýčerského pieskovca. Papradno – Ostravica.

Foto 5. Vejárovitá stopa bioturbácie typu *Zoophycos* v kýčerskom pieskovci. Lom nad Lúkami (Lysá pod Makytou).



Tab. XIV

Myjavsko-hričovská skupina

Foto 1. Pohľad na tzv. veľký rif (Veľká skala) v Hričovskom Podhradí. Je to olistolit tanetského rifového vápenca v tanetsko-ilerdských piesčitých vápencoch a slieňovcoch.

Foto 2. Hričovská skalná ihla – tiež olistolit tanetského rifového vápenca v tanetsko-ilerdských piesčitých vápencoch a slieňovcoch.

Foto 3. Lavicovité vápnité pieskovce a piesčité vápence jablonovského súvrstvia (paleocén – starší eocén) v lome Jablonové. Vrstvy sú v prevrátenej pozícii. Na báze vrstiev vidno odtlačky čerín.

Foto 4. Pohľad z jablonovského lomu, kde vidno odkryté jablonovské súvrstvie (paleocén – starší eocén), na nadložné ovčiarske a súľovské zlepenca (starší až stredný eocén). Vrstvový sled je v prevrátenej pozícii.



Tab. XV

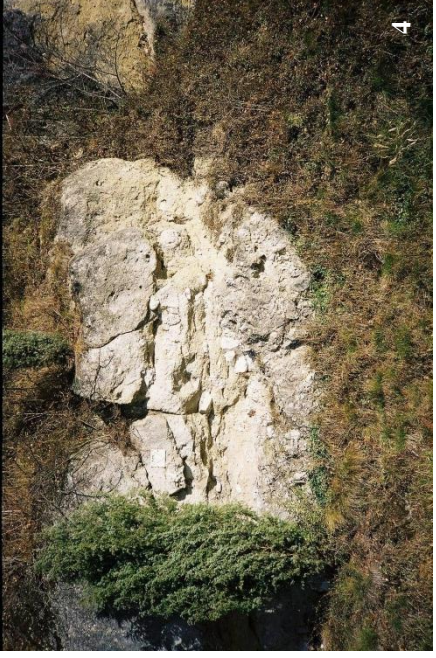
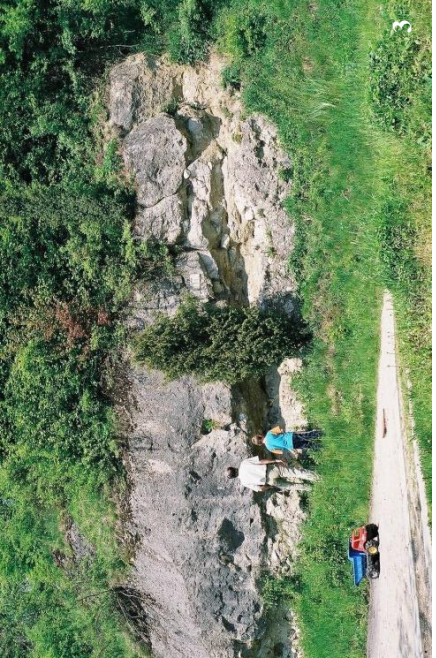
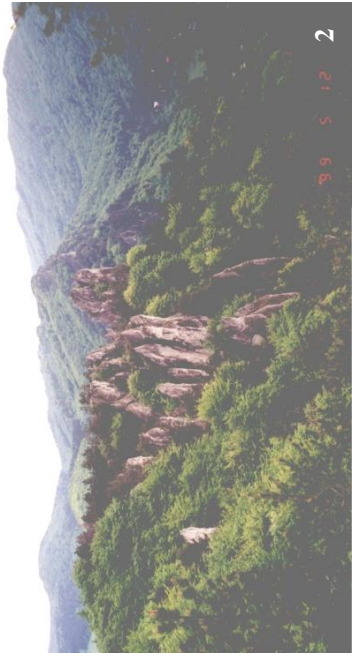
Myjavsko-hričovská skupina

Foto 1. Pohľad na divoké skalné partie j. od Súľovského hradu budované súľovskými zlepenkami (starší až stredný eocén) myjavsko-hričovskej skupiny.

Foto 2. Súľovské zlepence sa vyznačujú osobitným spôsobom vyvetrávania. Vytvárajú v teréne bizarné skalné scenérie. Chrbát sz. od Súľova.

Foto 3. Sklzové teleso paštinozávadských vrstiev (stredný eocén) zasahujúce do domanižských vrstiev. Malé Lednice v Domanížskej kotline.

Foto 4. Detail sklzového telesa z foto 3: V spodnej časti je nevytriedená hrubozrnná parabrekcia, úlomky s veľkosťou až 40 cm sú výlučne z triasových dolomitov. Hornú časť tvorí drobnozrnný dolomitový zlepenec až hrubozrnný pieskovec s dobre opracovanými úlomkami.



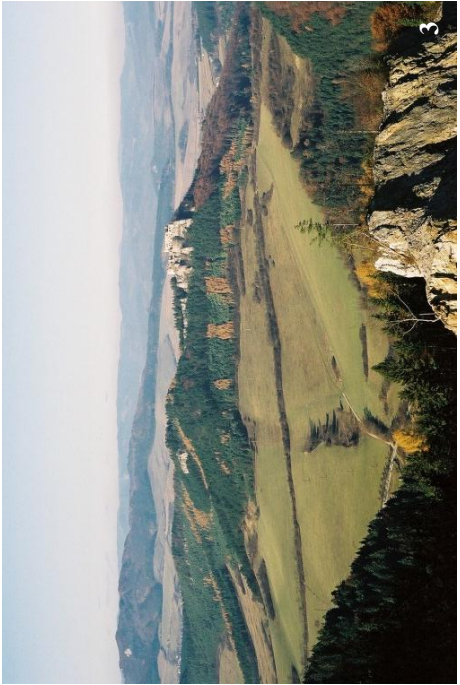
Tab. XVI

Foto 1. Typická stavba a morfológia manínskeho príkrovu: z mierne modelovaného terénu budovaného praznovským súvrstvím (cenoman) vyčnievajú bradlá (zľava doprava) Malý Manín, Drieňovka a Kostolec.

Foto 2. Pohľad na horskú hradbu príkrovov hronika (príkrov Homôľky so skupinou Rohatej skaly v popredí vľavo a považský príkrov budujúci Gábrišské vrchy nad Mojtiňom v pozadí vpravo). Sú nasunuté na kriedové súvrstvia krížňanského príkrovu, z ktorých je vymodelovaný mierny terén v popredí.

Foto 3. Pohľad na geologickú situáciu okolia hradu Lietava z juhu. Depresiu v popredí tvoria starokriedové súvrstvia krížňanského príkrovu (najmä párnické a porubské). Hradný kopec tvoria súľovské zlepence. V pozadí vidno hrebeň tvorený sz. vetvou súľovských zlepenčov, na horizonte je horská reťaz Javorníkov budovaná flyšovým pásmom.

Foto 4. Pri pohľade zo Strážova smerom na SZ na územie, ktoré zobrazuje geologická mapa, je nápadná kulisová stavba. Je to dôsledok segmentovania územia systémom dislokácií sv.-jz. smeru (plochy príkrovového nasunutia a horizontálne posuny) a mladšími priečnymi zlomami sz.-jv. smeru



VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE STREDNÉHO POVAŽIA

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011
Vedúci odd. Vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knižárske spracovanie: ŠGÚDŠ Bratislava

ISBN 978-80-89343-49-2

ISBN 978-80-89343-49-2