VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

VTÁČNIKA A HORNONITRIANSKEJ KOTLINY

1 : 50 000

Zostavil: Ladislav ŠIMON

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1997

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Predseda redakčnej rady:
RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:
RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Ladislav ŠIMON, Michal ELEČKO, Jaroslav LEXA, Milan KOHÚT, Rudolf HALOUZKA, Pavel GROSS, Ján PRISTAŠ, Vlastimil KONEČNÝ, Ján MELLO, Milan POLÁK, Anna VOZÁROVÁ, Jozef VOZÁR, Milan HAVRILA, Monika KÖHLEROVÁ, Michal STOLÁR, Vlasta JÁNOVÁ, Daniel MARCIN, Viktória SZALAIOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

1 : 50 000

Zostavil: Ladislav Šimon

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1997

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

GEOLOGICKÁ SLUŽBA
SLOVENSKEJ REPUBLIKY
KNIŽNICA Bratislava
Signatúra : 13 159 b
Inv. čís. : 118/98
Sk : = 55,—
Získané : 7V
Prílohy : 2 mapy

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

ISBN 80-85314-75-4

OBSAH

ÚVOD 7

GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA (L. Šimon) 8

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD (L. Šimon) 10

STRUČNÝ PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC (L.Šimon) 12

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY (L. Šimon, J. Lexa) 13

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK 17

Paleoalpínske jednotky (M. Kohút, J. Mello, M. Polák, M. Havrila, A. Vozárová, J. Vozár) 17

Tatrikum 17

Kryštalinikum Žiaru a Malej Magury 17

Mezozoické sukcesie tatrika 31

Veporikum 36

Hronikum 47

Paleogén (P. Gross) 54

Neogén – molasové sedimenty a vulkanity (L. Šimon, M. Elečko, J. Lexa, V. Konečný, M. Köhlerová) 77

Spodný miocén 77

Čausianske súvrstvie (M. Elečko) 77

Stredný miocén 85

Vulkanity a sedimenty Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 87

Komplex andezitov s granátom (L. Šimon) 87

Kamenské súvrstvie (L. Šimon) 87

Handlovské a novácke súvrstvie (M. Elečko, L. Šimon) 91

Košianske súvrstvie (M. Elečko, L. Šimon) 93

Novolehotská formácia (L. Šimon) 95

Plešinská formácia (L. Šimon, M. Köhlerová) 95

Lehotské súvrstvie (M. Elečko, L. Šimon) 100

Formácia Kľakovskej doliny (L. Šimon, M. Köhlerová) 101
Stránska formácia (L. Šimon) 108
Vtáčnická formácia (L. Šimon, M. Köhlerová) 110
Vulkanity Kremnických vrchov (J. Lexa) 126
Vulkanity Štiavnických vrchov (V. Konečný, M. Köhlerová, J. Lexa, L. Šimon) 137
Jastrabská formácia (L. Šimon, J. Lexa) 146
Vrchný miocén 148
Ostrovické dajky a nek (L. Šimon) 148
Sedimenty Žiarskej kotliny (M. Elečko, L. Šimon, R. Halouzka) 148
Sedimenty Hornonitrianskej kotliny (M. Elečko) 151
Kvartér 155
Kvartér Hornonitrianskej kotliny (J. Pristaš) 155
Kvartér Pohronia (R. Halouzka) 164
CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POHYBOV (M. Elečko, L. Šimon, M. Kohút, P. Gross, R. Halouzka, J. Pristaš, J. Mello, J. Lexa) 176
ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV (V. Szalaiová, L. Šimon) 189
GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA (L. Šimon, M. Elečko, P. Gross, J. Mello, M. Kohút, J. Lexa) 193
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (D. Marcin) 202
PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU (M. Stolár) 227
CHARAKTERISTIKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (V. Jánová) 255
ZÁVER 261
LITERATÚRA 263
GEOLOGICAL STRUCTURE AND REGIONAL DEVELOPMENT OF THE VTÁČNIK MTS. AND HORNONITRIANSKA KOTLINA DEPRESSION: A REVIEW 271

ÚVOD

Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 zobrazuje geologicky rôznorodý región, ktorý tvoria horniny kryštalinika, paleozoika, mezozoika, paleogénu, ale najmä neogénne vulkanity a molasové sedimenty neogénu a sedimenty kvartéru.

Hlavnou náplňou vysvetliviek ku geologickej mape je objasnenie geologického vývoja a geologickej stavby regiónu s využitím najnovších geologických poznatkov. Vysvetľujúci text o geológii dopĺňajú kapitoly: zhodnotenie geofyzikálnych údajov, hydrogeologické pomery, prehľad ložísk nerastov regiónu, charakteristika geofaktorov životného prostredia.

Geologická mapa regiónu s textovými vysvetlivkami je výsledkom práce kolektívu autorov, ktorí pri ich zostavovaní použili vlastné mapové podklady a nové výsledky terénneho mapovania.

Hlavný autor ďakuje všetkým spoluautorom za prínos k novému poznaniu geológie územia a za dobrú spoluprácu počas realizácie tohto projektu.

GEOGRAFICKÁ A MORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Dominantné postavenie v regióne má pohorie Vtáčnik. Vtáčnik ako horský krajinný celok na základe regionálneho geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) v rámci subprovincie vnútorných Západných Karpát patrí do oblasti Slovenského stredohoria. Na západe, severe a severovýchode ho ohraničuje Hornonitrianska kotlina, pohorie Žiar a Strážovské vrchy, na východe Kremnické vrchy a Žiarska kotlina, na juhu Tribeč a Štiavnické vrchy.

Pohorie Vtáčnik sa delí na štyri časti: 1. Vysoký Vtáčnik; 2. Nízky Vtáčnik (v rámci neho sú vyčlenené Prochotská kotlina, Ostrogrúnska kotlina, Vígľaš); 3. Župkovská brázda (rozčlenená na Župkovskú vrchovinu a Novobanskú kotlinu); 4. Raj.

Pôvodný sopečný tvar pohoria Vtáčnik bol rozrušený tektonickými a erózno-denudačnými procesmi, čím sa vytvorila dnešná pretiahnutá forma severnej časti pohoria. Nadmorská výška najnižších častí pohoria je okolo 400 m n. m., nadmorská výška hlavného chrbta sa pohybuje medzi 700–900 m. Najvyšší bod dosahuje vo vrchole Vtáčnika nadmorskú výšku 1 346 m n. m. Z ústredného chrbta vybiehajú krátke rázsochy, oddelené hlbokými dolinami. Starý zarovnaný reliéf, ktorý predstavuje tzv. stredohorskú roveň, bol vo Vtáčniku silno rozrušený. Zachovali sa z neho len malé zvyšky. Geomorfologicky výrazné formy (kotly, stupne, skalné zruby a kužele) sa vytvorili periglaciálnymi procesmi. Časté sú aj skalné formy na efuzívach (Biely Kameň). Charakteristické sú obrovské kryhové zosuvy v okrajových častiach pohoria. Úpätie Vtáčnika lemujú systémy náplavových kužeľov a soliflukčných nánosov.

Hornonitrianska kotlina ako medzihorský celok patrí do fatransko-tatranskej oblasti subprovincie vnútorných Západných Karpát. Predstavuje členitú zníženinu na hornom toku rieky Nitry. Hornonitrianska kotlina je pretiahnutá od juhu na sever. Z najširšej centrálnej časti, ktorú tvorí Prievidzská kotlina, vybieha na sever záliv Rudnianskej kotliny, na juhovýchod záliv Handlovskej kotliny a na juh Oslianskej kotliny. Kotlinová pahorkatina sa vyznačuje relatívnou výškou 20–80 m, nadmorská výška kolíše v rozpätí 180–500 m. Dnešný povrch kotliny sa vytváral erózno-denudačnými procesmi na jej štruktúrno-tektonických základoch koncom pliocénu a počas pleistocénu. Povrchové toky rozčlenili pôvodné dno kotliny na nízke chrbty a plytké doliny, ktoré tvoria kotlinovú pahorkatinu.

Priľahlé územia skúmaného regiónu na základe geomorfologického členenia (Mazúr a Lukniš, 1980) patria k: 1. oblasti Slovenského stredohoria s celkami: Kremnické vrchy (podcelok Kunešovská planina), Žiarska kotlina (aj s podcelkom Žarnovické podolie), Štiavnické vrchy (podcelok Hodrušská hornatina); 2. fatransko-tatranskej oblasti s celkami: Žiar, Strážovské vrchy (s podcelkami Malá Magura a Nitrické vrchy), Tribeč (s podcelkom Razdiel).

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Z hľadiska regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988; obr. 1) na mapované územie zasahujú nasledujúce jednotky: vulkanity Vtáčnika, Hornonitrianska kotlina, Handlovská kotlina, bojnický paleogén, vulkanity Kremnických vrchov, štiavnický stratovulkán, Žiarska kotlina, vulkanity Žiarskej kotliny, Žiar, Tribeč – razdielska časť a Strážovské vrchy.

Vulkanity Vtáčnika reprezentujú relikty sarmatského vtáčnického stratovulkánu, ktorý je v nadloží rozptýlených vulkanitov a vulkanicko-sedimentárnych súvrství bádenu až spodného sarmatu, nadväzujúcich na výplň Hornonitrianskej kotliny.

Hornonitrianska kotlina je na západe a sčasti i na juh i vymedzená Tribečom, na severozápade a severe Strážovskými vrchmi, na severovýchode Žiarom a na východe vulkanitmi Vtáčnika. Súčasťou kotliny je čiastková Handlovská kotlina a bojnický paleogén, ktoré tvorí prevažne paleogén. Paleogén predstavuje podložie molasovej výplne kotliny. Molasovú výplň kotliny tvoria morské sedimenty spodného miocénu. Hlavnou časťou výplne sú nemorské sedimenty a vulkanity a vulkanoklastiká bádenu a sarmatu vrátane handlovských a novackých uhľonosných súvrství. Kotlina je sčasti zakrytá vulkanitmi Vtáčnika a sedimentmi pontského až pliocénneho veku.

Vulkanity Kremnických vrchov reprezentuje relikt bádenského stratovulkánu, na ktorý je naložená štruktúra kremnického grabenu. Graben je vyplnený vulkanitmi vrchnobádenského až spodnosarmatského veku s reliktom vulkánu sarmatského veku.

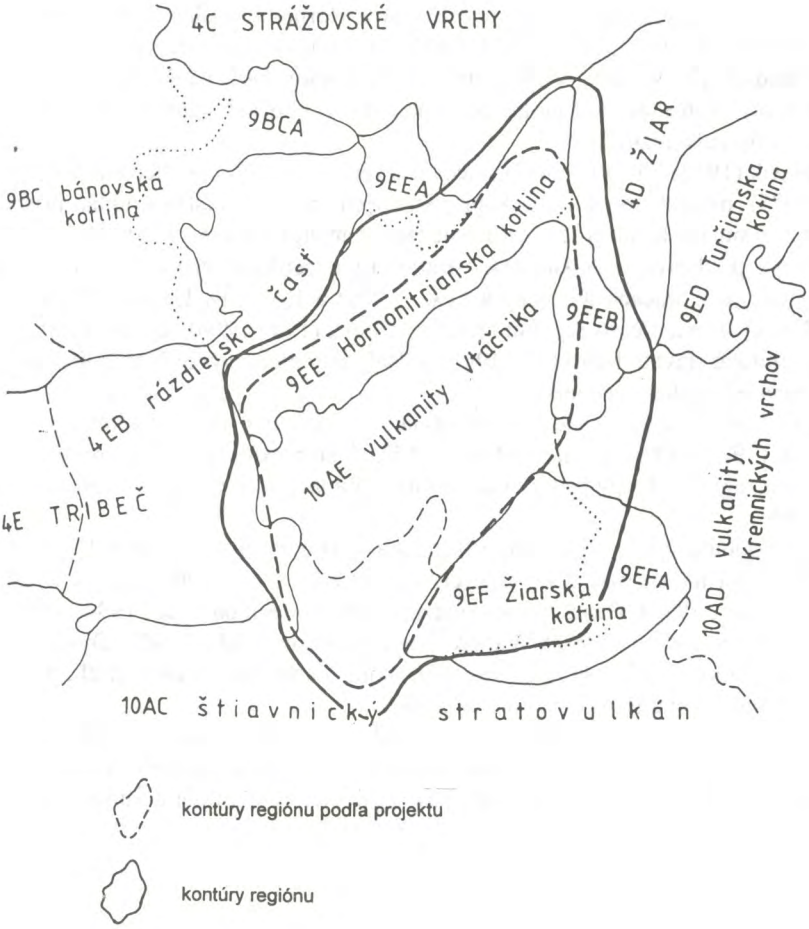
Štiavnický stratovulkán reprezentuje relikt veľkého a zložitého stratovulkánu spodnobádenského až sarmatského veku s rozsiahlou kalderou a intruzívnym komplexom. Jeho okrajové časti zahŕňajú j. a jv. časti Vtáčnika v geomorfologickom zmysle.

Žiarska kotlina je intravulkanická depresia. Je vyplnená vulkanitmi a sedimentmi bádenského a sarmatského veku, ktoré sú zakryté kontinentálnymi sedimentmi vrchnomiocénneho, prípadne až pliocénneho veku. Východnú časť kotliny budujú vulkanity Žiarskej kotliny prevažne ryolitového charakteru (vrchný sarmat až panón).

Severné ohraničenie regiónu reprezentuje pohorie Žiar a Strážovské vrchy. Žiar je jedno z najmenších jadrových pohorí. Ponára sa pod neovulkanity Vtáčnika a výplň Hornonitrianskej kotliny a na západe hraničí so Strážovskými vrchmi. Kryštalinikum Žiaru reprezentujú „utopené" kryhy kryštalinických bridlíc a bežné typy granitoidov. Obalovú jednotku zastupuje žiarska a ráztočnianska

sukcesia (spodný trias–alb). V príkrovovej pozícii sú krížňanský príkrov veporika a chočský príkrov hronika. Do severovýchodnej časti regiónu zasahujú Strážovské vrchy. Kryštalické jadro reprezentuje masív Malej Magury. Tvoria ho granitoidné horniny, ruly, pararuly, migmatity a diority. Obal tvorí malomagurská sukcesia (spodný trias).

V južnej časti regiónu vystupuje Tribeč. Reprezentujú ho mezozoické metamorfované horniny veporika a chočský príkrov hronika.



Obr. 1 Regionálne geologické členenie SR
1 – kontúry regiónu podľa projektu, 2 – kontúry regiónu

STRUČNÝ PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Územie regiónu bolo predmetom záujmu odborníkov mnohých geologických generácií hlavne kvôli prítomnosti uhlia. Podrobný prehľad starších geologických prác zo študovaného územia je v prácach Šimona (1987, 1995).

Významné výsledky v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny dosiahli Čechovič et al. (1933, 1950, 1959, 1963). Objavili uhoľné ložiská Nová Lehota pri Handlovej a Nováky. Vulkanizmus vo Vtáčniku delili na 2 fázy. Vulkanizmus, ktorý prebiehal pred uložením, a po uložení uhoľného súvrstvia (podložný a nadložný vulkanizmus).

Slávik (1959a, 1959b, 1963) spracoval severnú časť pohoria Vtáčnik. Valach et al. (1975) množstvom geologickoprieskumných prác na výskum uhlia prispeli k pochopeniu geologickej stavby (hlavne nami reinterpretované ich vrty Vt-V).

Nová predstava o vulkanizme, stratigrafii a geologickej stavbe vulkanitov v regióne je v prácach Konečný a Lexa (1979) a Konečný, Lexa a Planderová (1983). V severnej časti regiónu Nemčok a Lexa (1988, 1990) opísali hrasťovo-prepadlinovú stavbu. Hók et al. (1995) opísali tektonický vývoj Hornonitrianskej kotliny a jej okolia v neogéne.

Detailné štúdium svahových deformácií v severnej časti Vtáčnika urobili Malgot (1975, 1986) a Malgot et al. (1985). Komplexný geofyzikálny výskum v oblasti regiónu (Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácii) zhodnotili Lanc et al. (1994).

Predkladaná geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny 1 : 50 000 je zostavená na základe geologických máp mierky 1 : 25 000 Janova Lehota (Šimon et al., 1991), Handlová, Prievidza, Ráztočno (Šimon et al., 1994), Prievidza 2 (Elečko et al., 1992), Valaská Belá (Elečko et al., 1995), Bystričany, Osľany (Šimon et al., 1995), Hliník n/Hronom, Žarnovica (Šimon et al., 1995), Veľké Pole a Nová Baňa (Šimon et al., 1996).

Na zostavenie geologickej mapy sa využili poznatky z účelovej geologickej mapy 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra (Šimon et al., 1995) a z účelovej geologickej mapy 1 : 50 000 Vtáčnik, Horná Nitra (Šimon et al. in Stolár a Šimon, 1994).

OPIS GEOLOGICKEJ STAVBY

Na geologickej stavbe územia regiónu sa podieľajú kryštalinikum, mladšie paleozoikum, mezozoikum, paleogén, neogénne sedimenty a vulkanity a kvartérne uloženiny. Kryštalinikum, mladšie paleozoikum a mezozoikum sú súčasťou príkrovovej stavby centrálnych vnútorných Karpát, a to tatrika, veporika a hronika. Na povrch vystupujú na severe a juhu regiónu (Žiar, Strážovské vrchy a Tribeč) a ponárajú sa pod paleogén a neogénne vulkanity a sedimenty.

Geologická stavba skúmaného územia je pomerne komplikovaná v dôsledku zlomovej tektoniky a je charakterizovaná neogénnou hrasťovo-prepadlinovou stavbou. Zlomy s veľkou vertikálnou amplitúdou rozčleňujú región na hlavné bloky, zvyčajne naklonené (rotované), ktoré sú zlomami s menšou vertikálnou amplitúdou ďalej rozčlenené na segmenty.

Na severe regiónu vystupuje vyzdvihnutý blok Žiaru a Malej Magury. Zastúpené sú tu horniny tatrika, kryštalinikum s mezozoickým obalom. V príkrovovej pozícii sú horniny krížňanského príkrovu veporika a chočského príkrovu hronika. Do južnej časti regiónu zasahuje vyzdvihnutý blok Tribeča, ktorý reprezentujú mezozoické metamorfované horniny veporika a horniny chočského príkrovu hronika.

Podstatnú časť regiónu reprezentujú bloky, a to: severnej časti Hornonitrianskej kotliny, vtáčnicko-hornonitriansky s handlovským chrbtom, kremnický blok a prepadlina Žiarskej kotliny.

Blok severnej časti Hornonitrianskej kotliny sa delí na viac krýh nižšieho rádu, z ktorých najväčšia je prievidzská kryha. V bloku sú zastúpené sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny, čausianskeho, kordíckeho, kamenského, košianskeho, lehotského a lelovského súvrstvia, vulkanoklastiká vtáčnickej formácie a kvartérne sedimenty.

Vtáčnicko-hornonitriansky blok je na línii Píla – Nová Lehota (zlomové pásmo sv. smeru zakryté mladými vulkanitmi) rozdelený na dve časti, ktoré sú charakteristické podstatne odlišnou geologickou stavbou. Severozápadne od tohto pásma je blok monoklinálne uklonený na SZ. Podložie v južnej časti bloku reprezentuje veporikum a v severnej časti bloku zas hronikum a paleogén. Nad horninami podložia v severnej časti ležia andezity s granátom (komplex andezitov s granátom) a kamenské súvrstvie variabilnej hrúbky 5–300 m. V oblasti handlovskej a nováckej uhoľnej panvy kamenské súvrstvie prechádza do uhoľných súvrství (handlovské a novácke súvrstvie) s hrúbkou 5–50 m. S rozsahom uhoľných panví sa zhruba kryje aj rozsah nadložných ílov košianskeho súvrstvia. Íly majú variabilnú hrúbku (0–300 m), ktorá je dôsledkom erózie. V nadloží uve-

dených hornín sú extruzívne telesá ryolitov a amfibolicko-pyroxenických andezitov (novolehotská a plešinská formácia), ktoré nevytvárajú súvislý horizont.

Štrky lehotského súvrstvia nasadajú na sčasti denudovaný reliéf a predstavujú výplň paleodolín vtedajšieho povrchu, erodovaných v íloch košianskeho súvrstvia a niekedy zasahujúcich až do handlovského, nováckeho a kamenského súvrstvia. Na zníženiny vtedajšieho reliéfu sa viažu aj vulkanity formácie Kľakovskej doliny. Spomínané horniny sú väčšinou prekryté vulkanitmi vtáčnickej formácie s hrúbkou 50–600 m, pričom aj pri nej pozorujeme výrazné naklonenie na severozápad, indikujúce, že ide o postvulkanické vyklenutie. Vulkanity vtáčnickej formácie prekrývajú spomenuté zlomové pásmo a jv. smerom zasahujú do nadložia bádenských vulkanitov. Juhovýchodne od zlomového pásma Píla – Nová Lehota je geologická stavba podstatne komplikovanejšia. Územie v tejto časti budujú horniny štiavnického stratovulkánu a výplne kremnického grabenu v kombinácii s intenzívnou zlomovou tektonikou okraja štiavnickej kaldery a okraja Žiarskej kotliny. V bloku medzi zlomovým pásmom Píla – Nová Lehota a s-j. zlomom prebiehajúcim popri Žarnovici a Prochote vystupuje nad podložím (reprezentuje ho mladšie paleozoikum hronika) hrubý komplex vulkanitov I. etapy štiavnického stratovulkánu. V nadloží vystupujú v reliktoch biotiticko-amfibolické andezity studenskej formácie a amfibolicko-pyroxenické andezity sitnianskeho efuzívneho komplexu, na báze niekedy s polohami redeponovaných tufov bielokamenského súvrstvia. V severnej časti tohto bloku sú spodnobádenské vulkanity I. etapy prekryté vrchnobádenskými vulkanitmi novolehotskej a plešinskej formácie a formácie Kľakovskej doliny, resp. sarmatskými vulkanitmi, vtáčnickou a jastrabskou formáciou a ostrovickými dajkami bazaltového zloženia panónskeho veku. Najvyzdvihnutejší tektonický blok je handlovský chrbát. Medzi Novou Lehotou a Remetou ho budujú horniny neogénneho podložia, na severe vápence a dolomity chočského príkrovu hronika, južnejšie sedimenty vnútrokarpatského paleogénu. Uvedené horniny podložia sú z východnej strany prekryté zosuvmi vulkanitov z komplexu andezitov s granátom zlatostudnianskej formácie, formácie Kľakovskej doliny a rematskej formácie. Zosuvy majú charakter blokov a krýh s rozmermi až niekoľko sto metrov, vytvárajúcich charakteristické kopčeky, respektíve chaotických hlinito-kamenitých uložení s blokmi vulkanitov. Tento tektonický blok je na východe oddelený zlomom ssv-jjz. až sv-jz. smeru, ktorý prebieha približne 1 km východne od Novej Lehoty (oddeľuje z východu dobývací priestor v banskom poli Nová Lehota) a sv. smerom pokračuje do oblasti Rematy, kde sa stáča do s-j. smeru a oddeľuje vulkanity Kremnických vrchov od hornín mezozoika a kryštalinika Žiaru. Zlom s výrazným poklesom východného krídla je v južnej polovici územia zakrytý zosuvmi, ale jeho prítomnosť vyplýva z vrtov a geofyzikálnych profilov.

V úzkom tektonickom medzibloku, širokom asi 2 km, vymedzenom okrajovými zlomami Žiarskej kotliny, vystupujú v povrchovej úrovni prevažne vulka-

nity. Do južnej časti bloku zasahuje okraj štiavnickej kaldery s výplňou biotiticko-amfibolických a nadložných amfibolicko-pyroxenických andezitov sitnianskeho efuzívneho komplexu. V severnej časti bloku vystupujú horniny formácie Kľakovskej doliny a stránskej formácie. Ojedinele sú zlomy sledované malými dajkami ryolitov jastrabskej formácie.

Geologická stavba kremnického bloku je pomerne komplikovaná v dôsledku zlomovej tektoniky západného okraja kremnického grabenu a severozápadného okraja Žiarskej kotliny s celkovou amplitúdou poklesu východného/juhovýchodného krídla až 1 500 m (až 2 500 m v prípade Žiarskej kotliny). Zlomy s.-j. a sv.-jz. smeru, vytvárajúce systém schodovite poklesnutých blokov, porušujú vulkanity bádenu, ale niektoré sú prekryté vulkanitmi sarmatu (rematskou formáciou). Vzhľadom na syngenetický vývoj vulkanitov s poklesom kremnického grabenu a na eróziu vulkanitov dnešná stavba jednotlivých tektonických blokov je značne variabilná. Okrem toho v povrchovej úrovni je geologická stavba komplikovaná rozsiahlym zosúvaním. Relatívne poklesnuté bloky v šírke 1,5 až 2,5 km v zóne od Trasľavého vrchu a Vysokej hory na juhu cez Jazvečiu skalu, Vysokú, Bralovú skalu k obci Sklené, reprezentujúce okrajové poklesy kremnického grabenu a Žiarskej kotliny, sú v južnej časti územia nad mezozoickým, prípadne paleogénnym podložím budované až 600 m hrubým súvrstvím morských sedimentov spodného bádenu (Blaško et al., 1987). Vyššie vystupujú vulkanomiktné sedimenty kordíckeho súvrstvia, extruzívne telesá a vulkanoklastiká komplexu andezitov s granátom, lávové prúdy a vulkanoklastiká formácie Kľakovskej doliny (zasahujúcej sem z oblasti Vtáčnika a miestami na báze s nevulkanickými štrkmi lehotského súvrstvia) a rematskej formácie, reprezentovanej lávovými prúdmi a hrubými epiklastikami. V strednej a severnej časti územia tieto relatívne poklesnuté bloky nad mezozoickým a pelogénnym podložím budujú extrúzie a vulkanoklastiká komplexu andezitov s granátom, intrúzie, lávové prúdy a vulkanoklastiká zlatostudnianskej formácie a stratovulkanický komplex rematskej formácie. Tento komplex zakrýva niektoré zlomy oddeľujúce tieto bloky z východu a juhovýchodu od najviac poklesnutých blokov kremnického grabenu a Žiarskej kotliny. Celková hrúbka vulkanitov kolíše v rozmedzí 200–700 m.

Najpoklesnutejší medziblok s celkovou hrúbkou vulkanitov okolo 1 000 až 1 200 m vystupuje popri okraji Žiarskej kotliny a pri východnom okraji mapovaného územia. Stavba vulkanického komplexu je tu charakteristická pre kremnický graben. V nadloží mezozoika a sedimentov paleogénu vystupujú sedimenty spodného bádenu a vulkanomiktné sedimenty kordíckeho súvrstvia s hrúbkou 50–200 m, vyššie vystupujú vulkanoklastiká, prípadne extruzívne telesá komplexu andezitov s granátom a intruzívne telesá, lávové prúdy a vulkanoklastiká zlatostudnianskej formácie s hrúbkou do 500 m. Nasleduje výplň kremnického grabenu, reprezentovaná lávovými prúdmi, pyroklastikami a epiklastikami turčeckej formácie s hrúbkou 300–400 m a lávovými prúdmi formácie Kremnického štítu.

V najvyššej pozícii vystupujú lávové prúdy a vulkanoklastiká rematskej formácie, zasahujúce do tejto oblasti okrajovo od západu. Pri okraji Žiarskej kotliny v nadloží vystupujú ryolitové tufy a epiklastiká jastrabskej formácie.

Blok Žiarskej kotliny na báze tvorí kordícke súvrstvie. V nadloží sú horniny komplexu andezitu s granátom laterálne prepojené s horninami komplexu 1. etapy vývoja štiavnického stratovulkánu. Vyššie sú vulkanity formácie Kľakovskej doliny. V nadloží sa vyskytujú horniny ekvivalentov štiavnickej panvičky či handlovského súvrstvia a studenskej formácie. Vyššiu časť výplne tvoria vulkanicko-sedimentárne horniny Žiarskej kotliny a vtáčnickej formácie. Nad nimi sú produkty jastrabskej formácie a kvartérne sedimenty. Celková hrúbka výplne kotliny dosahuje 2 500 m.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH GEOLOGICKÝCH JEDNOTIEK

PALEOALPÍNSKE JEDNOTKY

Paleoalpínske vývojové štádium v Západných Karpatoch zahŕňa obdobie zhruba od vrchného permu po strednú kriedu. Najmä horniny a štruktúry, ktoré vznikli v tomto období, tvoria súčasť paleoalpínskych jednotiek. Vznikli príkrovové jednotky tatrika, veporika a hronika. Relikty starších orogénov, najmä hercýnskeho a kaledónskeho, ktoré reprezentujú najmä paleozoické kryštalinické horniny, boli zapracované do štruktúrneho plánu paleoalpínskych jednotiek. Staršie štruktúrne prvky boli pritom čiastočne alebo aj úplne zotreté.

Na území je jednoznačne dominantný paleoalpínsky ráz stavby, ktorý sa ešte v mladšom (neoalpínskom) období čiastočne deformoval v transgresno-transtenznom režime, keď bolo územie rozbité na bloky hrasťového a grabenového typu.

Tatrikum

Je to najnižšia paleoalpínska príkrovová jednotka. Ešte donedávna sa predpokladalo, že kryštalinické masívy tatrika sú autochtónne a tvoria jadrá tzv. pásma jadrových pohorí centrálnych Karpát, cez ktoré boli presunuté príkrovy veporika, hronika, prípadne iné. Dnes je takáto predstava neudržateľná a predpokladá sa, že aj kryštalinické jadrá so svojím mezozoickým sedimentárnym obalom sú vo forme príkrovu nasunuté na inú tektonickú jednotku (hypoteticky nazvanú ako vahikum).

Kryštalinikum Žiaru a Malej Magury

Na geologickej stavbe Malej Magury a Žiaru v rámci regiónu Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina sa podieľajú nasledujúce horniny (obr. 2):

1. **Malá Magura**:

A) Metamorfované horniny:

1. biotitické pararuly,
2. migmatity a migmatitizované ruly,
3. amfibolity a amfibolické ruly.

B) Magmatické horniny:
1. granitoidné horniny,
2. diority,
3. pegmatity a aplity.

Metamorfované horniny

220 biotitické pararuly

Biotitické pararuly sú všeobecne v kryštaliniku Malej Magury pomerne hojne zastúpené. Na predkladanej mape budujú južný a juhovýchodný hrebeň Zadného dielu (878 m n. m). Okrem toho sú aj inde, kde však tvoria len menšie polohy a „utopené kryhy" v migmatitoch a granitoidoch, pričom majú ostrý kontakt s granitoidmi. Ruly sú prevažne stredno- a drobnozrnne lupeňovité. Ich zafarbenie je najčastejšie tmavé, s tmavohnedým špinavočiernym, prípadne sivozeleným odtieňom. Textúra hornín je plošne paralelná, bridličnatá, miestami nehomogénna, nevýrazne pásikovaná, prípadne s porfyroblastmi živcov, aj očkovitá. Štruktúra hornín je granolepidoblastická, vo varietách s hojnejším kremeňom lepidogranoblastická až granoblastická, heteroblastická, porfyroblastická (živce, granát), lokálne aj s fibroblastickým sillimanitom. Prevládajú vysokoteplotné granaticko-muskoviticko-biotitické variety rúl. Kremité ruly s biotitom sú zriedkavé, vyskytujú sa len vo forme ojedinelých vložiek. Lokálne majú horniny charakter kontaktných rúl. Vznikli ďalšou rekryštalizáciou pôvodných rúl kontaktným pôsobením granitoidov (periplutonická kontaktná metamorfóza), pričom dôležitú úlohu hralo primárne chemické zloženie hornín. V masívnych kontaktných rulách vznikli rohovcové granoblastické štruktúry, niektoré minerály ako biotit a plagioklasy často porfyroblasticky rekryštalizovali.

Minerálne asociácie rúl sú takéto: Qtz + Pl + Bt + Ms, Qtz + Pl + Bt + Ms + + Grt ± Sil ± St, Qtz + Pl + Bt + Ms + Grt ± Kfs.

Na zložení rúl sa podieľajú nasledujúce minerály:

Kremeň tvorí allotriomorfné granoblastické zrná, väčšinou výrazne undulózne zhášajúce, často orientovane usporiadané. Sú minimálne dvoch generácií. Obsah zŕn kremeňa v rulách je 24–40 obj. %, lokálne až 45 obj. %.

Plagioklas vytvára hypidiomorfné aj allotriomorfné zrná, polysyntetícky lamelované podľa albitového zákona, ale aj nezonálne, ojedinele karlovarsky zdvojčatené. Bazicita (meraná metódou SZ) je An20–34, oligoklas–andezín. Podľa Vilinovičovej (1990) priemerné zloženie plagioklasov v rulách je Or1Ab75An24. Obsah plagioklasov v horninách je 20–50 obj. %. Zrná sú často sericitizované až muskovitizované.

Biotit – lupienky sú v rulách usporiadané orientovane, s pleochroickým zafarbením podľa α, χ = tmavočervenohnedá, β = svetlo- až žltohnedá. Bývajú prítomné v množstve 15–30 %. Často uzatvárajú drobné zrná zirkónov a apatitu, vytvárajú aj agregáty s muskovitom a sillimanitom. Disjunktívne porušené lupienky sú často chloritizované a baueritizované, s oxidmi Fe a Ti na štiepnych trhlinkách.

Muskovit je prítomný v množstve 0,2–6 obj. %. Lupienky sa často prerastajú s biotitom, prípadne sú v ňom vrastené.

K živce – ortoklas – tvorí hrubozrnné porfyroblasty. Často je postihnutý sekundárnymi procesmi – je mikroklinizovaný.

Granát tvorí drobné idio-, prípadne hypidiomorfné zrná, miestami zonálne. Nachádza sa v rulách v množstve do 0,8 obj. %. Viacerí autori opísali prográdne aj retrográdne zonálne granáty, ako aj klastické zrná.

Sillimanit je najčastejšie ihličkovitý, fibroblastický, prerastá najmä s biotitom, pričom vláskovité agregáty obtekajú zrná ostatných minerálov, respektíve sú v nich vrastené.

K bežným akcesóriám rúl patria: apatit, zirkón, monazit, magnetit, titanit, ilmenit, rutil. Zo sekundárnych minerálov sú v rulách hojné najmä lupienky sericitu, chlorit, karbonáty, limonit a oxidy Fe a Ti. Prítomnosť sekundárnych minerálov naznačuje uplatnenie regresnej etapy metamorfózy.

221 migmatity a migmatitizované ruly

V masíve Malej Magury tvoria migmatitizované horniny až niekoľko km široké pásmo (max. 2–3 km), ležiace paralelne s osou pohoria a telesami pararúl a granitoidov (sv.-jz. smeru). Najvýraznejšie pásmo sa nachádza východne od centrálneho hrebeňa od Tužiny po Malinovú, ako aj od Poruby po Šutovce. Keďže ide o pestrú skupinu hornín s rôznymi textúrnymi znakmi závisiacimi od rôzneho podielu substrátu a kremenno-živcového mobilizátu (neosómu, metatektu), ich vyčlenenie v geologickej mape je miestami problematické. Jednotlivé textúrne typy sa striedajú i v rozpätí niekoľko metrov a navyše terén je dosť zasutinený. Je zrejmé, že tieto horniny boli postihnuté premenami vysokého stupňa. V závislosti od množstva (pomeru) a rozmiestnenia parazložky a ortozložky sa vyskytujú rozličné textúrne typy migmatitizovaných rúl a migmatitov. Prechod od biotitických pararúl k migmatitom tvoria migmatitizované ruly. Pásiky paleosómu sú rôzne hrubé (mm, cm aj dm), často zvrásnené. V južnej časti pohoria medzi migmatitmi prevládajú pásikavé – stromatitické, očkovité – oftalmitické, a najmä nebulitické variety. V svetlej kremenno-živcovej ortozložke, ktorá má často charakter pegmatitoidného mobilizátu, bývajú prítomné enklávy muskoviticko-biotitických rúl, ojedinele i amfibolických rúl a amfibolitov. Tie môžu byť od okolitej osnovy ohraničené ostro, alebo plynule do nej

prechádzajú, až sa úplne strácajú (typické nebulitické textúry). Lokálne svetlý mobilizát stmeľuje nepravidelne ohraničené úlomky rúl a takto vznikli brekciovité magmatitové textúry. Ojedinele pozorujeme aj plasticky deformované svetlé ptygmatitické žilky. Migmatitizované ruly a migmatity obsahujú hlavne kremeň (často „kvapkovitý"), K živce (ortoklas), ktoré prevládajú nad plagioklasmi (stredný až kyslý oligoklas), biotit, muskovit, sillimanit a granát spolu s bežnými akcesóriami a sekundárnymi minerálmi. Mineralogicko-petrografické zloženie jednotlivých variet sa mení v závislosti od pomeru metatektu a substrátu.

218 amfibolity, amfibolické ruly

Študované horniny vo východnej časti Malej Magury pri okraji Hornonitrianskej kotliny tvoria len jedno malé, niekoľko metrov hrubé teleso v zárezе potoka pod hrebeňom Skaliny (severne od Chvojnice). Vo forme úlomkového materiálu sa sporadicky vyskytujú aj inde v metamorfitoch. Uvedené horniny predstavujú metamorfované produkty bázického vulkanizmu, tvoriace súčasť vulkanicko-sedimentárneho komplexu.

Sú to jemno- až drobnozrnné horniny, s plošne paralelnou textúrou. Majú prevažne nematogranoblastickú, menej lepidonematogranoblastickú štruktúru.

Minerálna asociácia v amfibolických horninách je Hbl + Pl + Qtz + Mag, prípadne Hbl + Pl + Qtz + Grt. V dôsledku retrográdnych zmien lokálne vznikla minerálna asociácia s Act + Carb + Ms + Pl2.

Minerálne zloženie:

Amfiboly tvoria až do 40 % objemu horniny. Zrná sú hypidiomorfne obmedzené, výrazne pleochroické, niekedy postihnuté sekundárnymi premenami za vzniku chloritu, biotitu, prípadne minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny.

Plagioklas – bazicita andezín, obsah 25–37 obj. %. Často býva intenzívne sericitizovaný.

Kremeň tvorí drobné alotriomorfné zrná undulózne zhášajúce. Hojnejší je v amfibolických rulách, až do 35 obj. %.

Biotit – lupienky s červenohnedým sfarbením, výrazne pleochroické, veľkosť až do 2,5 mm.

Granát je zriedkavý.

Bežnými akcesóriami sú apatit a zirkón, z rudných najmä magnetit, hematit a pyrit. Zo sekundárnych minerálov sú prítomné aktinolit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, sericit, chlorit, karbonáty a limonit. Podľa Kahana (1980) metamorfóza dosiahla podmienky fácie granatických amfibolitov. Alpínska metamorfóza sa v kryštaliniku Strážovských vrchov uplatnila len lokálne, ako dislokačná metamorfóza. Jej produktmi sú blastomylonity a fylonity, viazané na alpínske disjunktívne štruktúry. Pri uvedenej premene vznikli minerálne asociácie zodpovedajúce nízkoteplotnej oblasti fácie zelených bridlíc.

222 granitoidné horniny

Granitoidné horniny Malej Magury (tab. 1) sú charakteristické značnou pestrosťou litologických typov, ktorá je pozorovateľná už v rámci jedného odkryvu. Vedľa seba vystupujú muskovitické a dvojsľudové granity, biotitické granodiority a biotitické hybridné granodiority až tonality. Na malú vzdialenosť sa menia ich textúrne znaky – striedajú sa hrubozrnné pegmatitoidné muskovitické variety s jemnozrnnými hybridnými – biotitickými typmi, pričom tie obsahujú často aj nedokonalé asimilované zvyšky rúl. Celú situáciu navyše komplikuje značné zvetranie povrchu a intenzívne prekrytie kvartérnymi sedimentmi v zalesnenom a zatrávnenom teréne. V úlomkovom materiáli, ako aj v sporadických odkryvoch však boli opísané viaceré petrografické variety granitoidov.

Relatívne najrozšírenejším petrografickým typom na mapovanom území sú jemno- až strednozrnné biotitické hybridné granitoidy. Farba týchto hornín závisí od vzájomného pomeru biotitu a kremenno-živcového materiálu – vyskytujú sa od svetlosivých farieb až po tmavosivo-hnedé odtiene. Distribúcia biotitu jasne vykazuje usmernenú – plošne paralelnú stavbu. Lokálne však dominuje aj kremenno-živcový materiál (kvázi aplitického vzhľadu, avšak s biotitom), v ktorom sa usmernená textúra stráca (nepravidelné polohy do 10 cm). Miestami sú však zachované aj šmuhovité partie, ako aj neveľké xenolity rúl. Štruktúra týchto hornín má, obdobne ako textúra, kombinovaný ráz – lepidogranoblastický a panalotriomorfne zrnitý. Podľa minerálneho hodnotenia (v diagrame QAP) tento typ hornín reprezentujú biotitické granodiority a tonality. Na minerálnom zložení sa podieľajú:

Plagioklas troch generácií (Plg I–III); najstarší tvorí izometrické, silno premenené jadrá v plg II, ktorý je hypidiomorfne zrnitý, lokálne albiticky lamelovaný podľa albitového zákona. Bazicita (meraná metódou SZ) je An22–32. Plg III reprezentuje najmladší alotriomorfný albit.

Kremeň tvorí alotriomorfné zrná veľkosti do 1,5 mm vo výbruse. Väčšinou má znaky deformačného postihnutia. Je kataklázovaný, s undulóznym zhášaním.

K živec tvorí hypidiomorfné zrná, lokálne sa vyskytujú pertitické formy. V granodioritických typoch je častejší tmavosivý mikroklin.

Biotit predstavujú lupene veľkosti do 1,5 mm. Tvoria planárnu osnovu. Miestami prerastá s muskovitom a uzatvára akcesórie: titanit, zirkón, sillimanit, lokálne i granát. Býva chloritizovaný a baueritizovaný.

Muskovit má nepravidelné lupene do 0,8 mm, ktoré sa vyskytujú spolu s biotitom. Nie je typomorfným minerálom týchto hornín, vyskytuje sa v množstve menšom ako 2 % objemu.

Tab. 1 Reprezentatívne analýzy granitoidov jv. časti Malej Magury

No	KM-65	KK-50	V-3	V-7	V-8	KMI-7	V11	KM-29
SiO_2	55,79	68,95	61,70	64,09	71,57	72,90	75,62	72,49
TiO_2	1,05	0,68	1,06	0,91	0,13	–	0,03	0,18
Al_2O_3	17,23	15,40	17,58	17,71	15,53	14,29	14,78	14,55
Fe_2O_3	1,43	0,63	2,76	0,99	0,76	1,11	0,37	0,40
FeO	5,31	2,23	2,29	3,20	0,63	0,76	0,26	1,50
MnO	0,15	0,06	0,09	0,07	0,07	0,04	0,08	0,07
MgO	4,85	0,99	2,50	1,88	0,30	0,30	0,25	0,60
CaO	5,77	2,48	3,37	4,10	1,28	1,70	0,61	2,09
Na_2O	3,20	4,12	3,68	4,25	4,56	4,20	3,36	4,14
K_2O	2,49	3,08	2,99	1,67	3,52	4,35	4,24	2,57
P_2O_5	0,23	0,20	–	–	–	0,08	–	0,12
H_2O^+	2,03	0,87	1,75	0,61	1,11	0,28	0,64	1,13
H_2O^-	0,23	0,30	0,24	0,13	0,08	0,28	0,09	0,02
Total	99,76	99,99	99,88	99,61	99,54	100,32	100,33	99,86
Sr	752	430	415	1 200	650	–	29	370
Rb	63	88	105	88	116	–	120	56
Ba	722	1 026	760	1 120	2 140	–	280	957
Zr	167	163	82	188	34	–	20	117
Y	20	15	13	16	16	–	7	15
Nb	16	11	–	–	–	–	–	12
Ta	0,43	0,52	–	–	–	–	–	0,26
Ht	4,30	4,40	–	–	–	–	–	3,80
Th	5,00	5,20	–	–	–	–	–	12,20
U	2,25	2,30	–	–	–	–	–	3,85

Vysvetlivky: MM-65 amfiboliticko-biotitický diorit, Porubská dolina; MM-50 biotitický tonalit, hrebeň Malej Magury; V-3, V-7 biotitické tonality, Boškovie a Flintov laz, V-8 dvojsľudový granodiorit, Flintov laz; MMI-7 biotiticko-muskovitický granit; V-11 muskovitický granit, hrebeň Malej Magury; MM-29 muskoviticko-biotitický granit s granátom, Porubská dolina. Analýzy V-3, V-7, V-8, V-11 sú brebrané z práce Vilinovičovej (1990), analýza MMI-7 je z práce Ivanova (1957), analýzy MM-29, MM-50 a MM-65 sú nové, nepublikované analýzy (Kohút in prep.)

V akcesorickom množstve sa vyskytujú: apatit, zirkón, sillimanit, titanit, magnetit a granát.

Modálne zloženie týchto granitoidov je takéto:

	$\phi = 6$	interval
kremeň	34	30–40 obj. %,
plagioklas	42	32–46 obj. %,

K živec	10	5–15 obj. %,
biotit	11	7–13 obj. %,
muskovit	1,3	0– 2 obj. %,
akcesórie	1,7	1– 2 obj. %.

Druhým najrozšírenejším typom sú apliticko-pegmatitoidné granity lokálne s granátmi. Sú to svetlé, bielosivé horniny, väčšinou sú však železitými okrami sfarbené do žltohneda. Majú stredno- až hrubozrnnú, nerovnomerne zrnitú textúru, miestami nevýrazne porfyrickú, lokálne sa však vyskytujú aj drobno- až strednozrnné, rovnomerne zrnité aplitoidné polohy. Typickým znakom týchto hornín je sivý až sivomodrastý mikroklin a zhlukovitá chuchvalcová distribúcia sľúd. Miestami pozorujeme menšie trsy do 2 cm s paritným zastúpením muskovitu a biotitu. Štruktúra týchto granitoidov je porfyricko-hypidiomorfne zrnitá. Tieto granity miestami akoby pozvoľna prechádzali do okolitých typov granitoidov. S typmi bohatými na xenolit je však ich styk ostrý, hoci aj v týchto typoch sa vyskytujú ako pegmatitové žily a hniezda, budiac tým dojem, že sú relatívne mladšie. Na minerálnom zložení sa podieľajú obdobné minerálne komponenty ako v predchádzajúcom type, ale s odlišným objemovým zastúpením. Čiastočný rozdiel je v tom, že plg I sa vyskytuje podstatne menej ako v predchádzajúcom type, mikroklin, často pertitických foriem, je miestami dominantný.

Podľa klasifikácie IUGS tento typ granitoidov reprezentujú biotiticko-muskovitické a dvojsľudové granity až granodiority s nasledujúcim minerálnym zložením:

	ϕ n = 6	interval
kremeň	29	25–35 obj. %,
plagioklas	32	25–40 obj. %,
K živec	30	20–35 obj. %,
biotit	3,4	2– 4 obj. %,
muskovit	4,4	3– 6 obj. %,
akcesórie	1,2	1– 2 obj. %.

Tretím najrozšírenejším typom sú svetlé (leukokratné) strednozrnné granity s granátom. Základným znakom týchto hornín je, že sú nerovnomerne strednozrnité (2–5 mm), neporfyrické, svetlosivých farieb. Textúru majú všesmerne zrnitú, i keď porfyrické výrastlice sivomodrého mikroklinu sa vyskytujú len veľmi sporadicky. Miestami však v ich stavbe pozorujeme „magmatickú vrstvovitosť", spôsobenú nehomogénnou distribúciou sľúd (najmä biotitu) a granátu. Štruktúru majú alotriomorfne a hypidiomorfne zrnitú. Už na prvý pohľad môžeme vidieť, že nie sú až také zvetrané ako ostatné typy, a hlavne severne od Chvojnice môžeme v nich aj makroskopicky rozoznať prevahu biotitu nad muskovitom.

Distribúcia granátu je veľmi nehomogénna. Sú prípady, keď v rámci jedného bloku makroskopicky nepozorujeme takmer ani jeden, naproti tomu v niektorých polohách je „jeden granát vedľa druhého". Minerálne zloženie reprezentujú obdobné minerály (kremeň, plagioklas, K živec, biotit, muskovit, granát, sillimanit, apatit, zirkón, monazit) v rôznom objemovom zastúpení. Podľa hodnotenia v diagrame QAP a klasifikácie IUGS tieto horniny reprezentujú dvojsľudové a muskoviticko-biotitické monzogranity.

Modálne zloženie má nasledujúce hodnoty:

	ϕ n = 5	interval
kremeň	28	25–35 obj. %,
plagioklas	31	25–35 obj. %,
K živec	30	25–40 obj. %,
biotit	3,8	3– 6 obj. %
muskovit	3,5	2– 5 obj. %,
granát	0,9	0– 3 obj. %,
akcesórie	1,8	1– 2 obj. %.

219 diority

V asociácii s ostatnými magmatickými horninami sú takým kontrastným typom, že s ich kartografickým vymedzením by nemali byť problémy. Najznámejší výskyt je v Malej Magure v Porubskej doline. Makroskopicky sú to drobno- až strednozrnné horniny, tmavosivozelenkastej farby. Textúru majú všesmerne zrnitú. Štruktúra týchto dioritických hornín je metasomaticko-dioritická, miestami aj poikiliticko-porfyroblastická. Na minerálnom zložení sa podieľajú nasledujúce minerálne zložky: obyčajný amfibol – tvorí stĺpčekovité zrná, často je uralitizovaný, K živec – je intersticiálny, vyskytuje sa v malom množstve, plagioklas – je hypidiomorfného až alotriomorfného tvaru, býva intenzívne saussuritizovaný, kremeň – má xenomorfný habitus, biotit – je sekundárne premenený. V akcesorickom množstve sú zastúpené: titanit, magnetit, apatit, epidot. Podľa klasifikácie IUGS môžeme tento typ hornín označiť ako amfibolický až biotiticko-amfibolický melatonalit, prípadne kremitý monzodiorit.

Modálne zloženie má nasledujúce hodnoty:

	ϕ n = 3	interval
plagioklas	37	28–42 obj. %,
amfibol	35	25–37 obj. %,
kremeň	14	12–20 obj. %,
biotit	12	7–15 obj. %,
K živec	0,6	0– 1 obj. %,
akcesórie	1,4	1– 3 obj. %.

Pegmatity a aplity

Ako žilné deriváty magmatických hornín dopĺňajú ich celkovú pestrosť. Okrem toho, že sú hojné v granitoidoch, veľmi často sa vyskytujú aj v metamorfovaných horninách – rulách a migmatitoch. Väčšinou môžeme pozorovať len granitoidné pegmatity a aplity, ktoré sú hrubozrnnou alebo jemnozrnnou obdobou ich základných granitoidných hornín, a teda na minerálnom zložení sa podieľajú tie isté komponenty – kremeň, plagioklas, K živec: mikroklin + ortoklas, muskovit, biotit, granát, monazit, zirkón, rutil. Sú bielych a bielosivých farebných odtieňov, miestami s žltkastohnedým nádychom od Fe oxidov. Ružové variety, v literatúre spájané s prašivským typom granitoidov, sme nepozorovali.

Granitoidné horniny študovanej oblasti Malej Magury predstavujú nízko draselnú – trondhjemitickú a stredne draselnú – granodioritickú vápenato-alkalickú sériu magmatických hornín. Vyznačujú sa pomerne širokým rozpätím množstva SiO_2 (od 61 do 75 hm. %), prevahou Na nad K (okrem posledného typu, kde je tento pomer vyrovnaný, prípadne mierne prevyšuje K_2O). Podľa pomeru A/CNK patria k peraluminóznym granitoidom, podľa typológie Chappela a Whitea ich môžeme priradiť k typickým S granitom (resp. kôrovým – anatektickým). Chemické a minerálne zloženie napovedá, že predstavujú normálny diferenciačný rad magmatických hornín, pričom Vilinovičová (1990) predpokladá postupnú vyrovnanú diferenciáciu od tonalitov po leukokratné granity. Distribúcia granitoidov v teréne, ich vzájomné vzťahy, ako aj styk s metamorfovanými horninami jasne zaznamenávajú výrazné uplatnenie asimilačnej (asimilačno-frakčnej) kryštalizácie, čo je odrazom uplatnenia magmatického stopingu pri umiestnení anatektickej taveniny do vyšších partií kôry.

2. **Žiar**:
A) Metamorfované horniny (predkambricko-staropaleozoického ? veku);
– metasedimenty – ruly, rôzneho zloženia.
B) Magmatické horniny (variského veku);
– hybridné variety granitoidných hornín,
– granity až granodiority, dvojsľudové, často porfyrické, tzv. žiarskeho typu,
– hrubozrnné granity až granodiority, miestami nevýrazne porfyrické,
– pegmatity a aplity.

Metamorfované horniny

220 biotitické pararuly

V najjužnejšej časti pohoria Žiar, severovýchodne od Ráztočna, resp. západne od Skleného, sú prítomné zvyšky metamorfovaného plášťa masívu. Vystupujú

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

v najviac poklesnutom bloku a od severnejšieho bloku, budovaného porfyrickými dvojsľudovými granitoidmi tzv. žiarskeho typu, sú oddelené tektonicky. Oddeľuje ich výrazné poruchové pásmo tiahnuce sa oblúkovite od Uhlišťa sv. smerom. V oblasti južne od sedla Talenie, medzi kótami 833,2 m a 868,7 m, prechádza pásmo centrálnym hrebeňom a ďalej na východ pokračuje ľavým svahom doliny Tiefengrund. Oblasť budovanú zväčša metamorfitmi (t. j. najjuhovýchodnejšiu časť územia) lemuje zo strany granitoidného masívu niekoľko 100 m široké pásmo, v ktorom prevládajú hybridné variety granitoidov. V nich „utopené" enklávy rúl a pegmatitoidné mobilizáty sú menej hojné. Južnejšie od uvedeného pásma už prevládajú metamorfované horniny plášťa, prevažne rozličné variety rúl, často kontaktné. Metamorfované produkty bázického vulkanizmu – amfibolické ruly a amfibolity – sa našli iba ojedinele (v sutine) v širšom okolí Horenova (k. 892,1 m) a v záreze novej lesnej cesty nad Pramenistou. Hybridné granitoidy sú v tomto bloku prítomné len v malom množstve. Miestami sa vyskytujú i svetlé pásikavé variety hornín, ktoré môžeme označiť ako migmatity. Pegmatitoidné mobilizáty tvoria drobné i väčšie telesá nepravidelných tvarov, kým aplity sú vo výplni úzkych žíl. Výskyty spomínaných variet pre malé rozmery a často len druhotné lokality (sutina) nemohli byť znázornené na mape. Medzi metasedimentmi prevládajú muskoviticko-biotitické ruly. Vystupujú spolu s granaticko-biotitickými rulami. Menej hojné sú biotitické ruly. Ojedinele sme našli i kremenné variety rúl (obsah SiO_2 až 74,32 hmotn. %). Ruly sú stredne až drobno zrnité – lupeňovité, s výraznou plošne paralelnou textúrou. Kontaktne termicky metamorfované ruly sú masívne až celistvé, v dôsledku rekryštalizácie veľmi pevné a majú charakter kontaktných rohovcov. Majú veľmi pestré minerálne i chemické zloženie. Štruktúra rúl je prevažne lepidogranoblastická, s prevládajúcimi sľudami. Zrná granátov často tvoria porfyroblasty. Niektoré ruly sú výrazne heteroblastické. Okrem toho obsahujú hlavne kremeň, plagioklas a bežné akcesórie (zirkón, apatit). Štruktúra kontaktných rúl býva rohovcová až dlažbovitá. V týchto horninách sme miestami pozorovali zvýšené množstvo rekryštalizovaného apatitu. Ojedinele sme našli i variety s hojnejším sillimanitom, ktoré majú mikrofibrolepidogranoblastickú štruktúru. Minerálne asociácie rúl južnej časti Žiaru sú: Qtz + Pl + Bt + Ms, Qtz + Pl + Bt + Grt ± Sil ± Kfs.

Na minerálnom zložení sa podieľajú:

Kremeň – tvorí alotriomorfné, granoblastické, undulózne zhášajúce zrná. Plagioklas – vytvára hypidiomorfné, ako aj alotriomorfné zrná, polysynteticky albiticky lamelované, miestami zonálne. Bazicita (meraná metódou SZ) je An18–30. Lokálne býva sericitizovaný.

Biotit – vytvára lupienky veľkosti do 2,5 mm, ktoré sú pleochroické. Uzatvárajú drobné zrná zirkónov a apatitu, tvoria agregáty s muskovitom a sillimanitom. Miestami sú chloritizované, prípadne baueritizované.

Muskovit – lupienky často prerastajú s biotitom.

K živec – vyskytuje sa podstatne menej ako plagioklas v podobe alotriomorfných zŕn veľkosti do 0,4 mm.

Granát – tvorí drobné idiomorfné zrná, miestami zonálne.

Sillimanit – je najčastejšie fibrolitický, prerastá s biotitom. V akcesorickom množstve sa vyskytujú apatit, zirkón ± kordierit.

Magmatické horniny

223 hybridné biotitické granity až granodiority

Vystupujú v južnej časti pohoria spolu s metamorfitmi. Predstavujú produkt kontaminácie a hybridizácie granitoidnej magmy horninami metamorfovaného plášťa. Tieto horniny sú v nich často prítomné vo forme xenolitov, restov a nevýrazných šmúh – skialitov. Hybridné granitoidné horniny sú väčšinou drobnozrnné, s usmernenou šmuhovito-šlírovou textúrou. V orientovane hypidiomorfnej štruktúre bývajú často prítomné blastolepidogranoblastické šmuhy bohaté na biotit. V hybridných granitoidoch prevláda kremeň a plagioklasy. K živec sa vyskytuje v relatívne menšej miere, podobne muskovit.

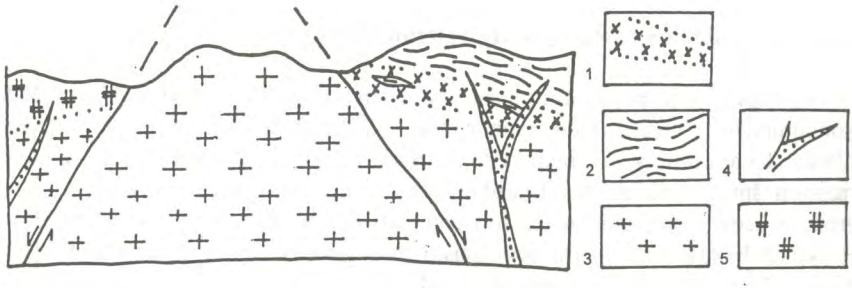
Modálne zloženie:

	ϕ n = 4	interval
kremeň	36	30– 45 obj. %,
plagioklas	33	28–40 obj. %,
K živec	15	12–22 obj. %,
biotit	11,6	8 –16 obj. %,
muskovit	3,3	1 – 6 obj. %,
akcesórie	1,1	0,5– 2 obj. %.

224 dvojsľudové porfyrické granity (žiarsky typ) (obr. 2)

Budujú strednú a severnú časť pohoria Žiar. Prevládajú v najviacej vyzdvihnutom centrálnom bloku, ležiacom medzi Malou Čausou a Chrenovcom na hornonitrianskej strane a Dubovým z východnej strany pohoria. Sú svetlé, stredno-, lokálne aj hrubozrnné, s masívnou, všesmerne zrnitou, často porfyrickou textúrou. Veľkosť zŕn nepresahuje 0,3–0,5 cm, kým výrastlice dosahujú 2–3 cm. Štruktúra hornín je hypidiomorfne nerovnomerne zrnitá, porfyrická. Zrná živcov bývajú poikilitické. Kremeň tvorí dve generácie. Nepravidelne oddelené zrná kremeňa I väčšinou výrazne undulózne zhášajú, kremeň II vypĺňa drobné trhlinky. Plagioklasy bývajú polysynteticky lamelované podľa albitového zákona i komplikovanejších zákonov, miestami sú zrná zonálne. Ich bazicita An_{7-19} zodpovedá albitu – oligoklasu. Zrná plagioklasov sú prevažne intenzívne sericiti-

zované, uzatvorené v K živcoch majú albitové reakčné lemy. K živec vytvára pertitické výrastlice, ktoré sú miestami čiastočne albitizované. Biotit tmavo gaštanovohnedej farby je často dosť intenzívne chloritizovaný a vybielený za vzniku oxidov Fe–Mn a sagenitu. Biotit prevláda nad muskovitom. Produktom premeny plagioklasu býva „hrubolupeňovitý" sericit. Základná asociácia akcesorických minerálov v tomto type granitoidov je podľa Mika a Határa (1976) apatit ± ilmenit > monazit > zirkón.



Obr. 2 Kryštalinikum Žiaru – schematizovaná litostratigrafická kolónka
Variská orogenéza (karbónsky granitoidný magmatizmus): *1 – pegmatitovo-aplitové žily, 2 – hrubozrnné, dvojsľudové, miestami porfyrické granito-granodiority, 3 – dvojsľudové, miestami porfyrické granito-granodiority („žiarsky typ"), 4 – hybridné granitoidy;* ***prekambrium?****– staršie paleozoikum?: 5 – ruly a xenolity metamorfovaného plášťa, regionálne a kontaktno-termicky premenené*

V akcesorickom množstve sú prítomné aj zrná anatasu, ortitu, rutilu, turmalínu, xenotímu a niektoré rudné minerály.

Modálne zloženie žiarskych granitoidov:

	ϕ n = 12	interval
kremeň	31,2	24 – 41 obj. %,
plagioklas	32,9	27 – 42 obj. %,
K živec	25,3	15 – 36 obj. %,
biotit	4,7	2,3 – 6,6 obj. %,
muskovit	4,6	1,8 – 5,3 obj. %,
akcesórie	1,3	0,6 – 1,6 obj. %.

Lokálne sú prítomné variety s hojnejšími sivomodrastými výrastlicami K živcov (napr. pri ústí Čausianskej doliny a v lome v Brezianskej doline). Sú akoby čerstvejšie (mladšie ?), ich vznik sa v minulosti spájal s káliovou metasomatózou, prienikom alkálií po poruchových zónach. Dnes preferujeme vznik anatexiou kôrového materiálu pri kontinentálnej kolízii.

225 hrubozrnné muskoviticko-biotitické granity až granodiority

Nachádzajú sa v bloku ležiacom sv. od Nedožier-Brezian a Pravenca (oblasť Rysnej doliny a hrebeňovej časti pohoria s. a sz. od Misárska – k. 790 m). Tento typ granitoidov predstavuje nižšiu etáž v rámci stavby masívu. Obsahujú zrná svetlých minerálov (plagioklas + kremeň + K živec) s veľkosťou do 0,8 cm, ako aj fenokrysty K živca do 4–6 cm a lupienky sľúd do 0,4 cm. Ich textúra je masívna, všesmerne zrnitá, miestami porfyrická. Štruktúru majú hypidiomorfne nerovnomerne zrnitú. K živce (ortoklas a mikroklin) tvoria porfyrické výrastlice, ale aj menšie hypidiomorfné zrná. Majú triklinitu 0,47–0,88 a bývajú pertitické. Väčšie zrná K živcov sú poikilitické. Miestami sa zistili 2 generácie plagioklasu. Plg I tvorí zväčša sericitizované zrná v plg II. Deformované zrná majú ohýbané lamely. Kremeň tvorí alotriomorfné zrná so znakmi tektonickodeformačného postihnutia, undulózne zháša. Lupienky biotitu sú často chloritizované, menej epidotizované, sú vybielené – baueritizované – za vzniku tmavých vylúčenín oxidov Fe a Mn a nepravidelných ihličiek rutilu-sagenitu. Muskovit tvorí veľké lupienky. Hrubozrnné granitoidné horniny majú oproti „normálnym" nižší obsah apatitu, ilmenitu a magnetitu a na druhej strane vyšší obsah monazitu, xenotímu a anatasu (Miko a Pulec, 1982). Asociácia akcesorických minerálov v nich je takáto: apatit – monazit > zirkón.

Modálne zloženie hrubozrnných granitoidov:

	ϕ n = 10	interval
kremeň	32,1	27,3–39,4 obj. %,
plagioklas	29,3	24,6–35,7 obj. %,
K-živec	30,6	26,2–36,4 obj. %,
biotit	2,7	1,7– 3,2 obj. %,
muskovit	4,4	2,9– 6,5 obj. %,
akcesórie	0,9	0,5– 1,8 obj. %.

Hrubozrnné, na sľudy a K živce bohaté pegmatity tvoria výplň žíl, pretínajúcich granitoidné horniny a metamorfity. V južnej časti pohoria pegmatitoidné mobilizáty vypĺňajú nepravidelné hniezda a priestory medzi enklávami, pričom môžu predstavovať rekryštalizované anatektické výtavky. Pegmatity sú zložené hlavne zo sivo sfarbených i ružovkastých K živcov, zŕn kremeňa a hrubolupeňovitého muskovitu, ktorý prevláda nad biotitom.

Aplity sú svetlé drobnozrnné horniny so všesmerne zrnitou textúrou – miestami sa označujú ako „cukrovité". Zo sľúd je v nich prítomný najmä muskovit, z akcesorických minerálov dominuje granát. Štruktúra hornín je prevažne panalotriomorfne zrnitá. Väčšinou sa našli len ako úlomky v sutine.

V starších prácach (napr. Klinec, 1956) sa z pohoria Žiar uvádzali aj granitoidy tzv. autometamorfného pôvodu. Ich existencia sa však nepotvrdila. Vek

granitoidov podľa analógie s ostatnými granitoidmi tatrika je varisky, čo potvrdzuje aj vek vychladnutia muskovitu v Ar/Ar izotopickom systéme t = 343 Ma (Kráľ a Štarková, 1995). Jednotlivé variety predstavujú najskôr produkty diferenciácie anatektickej magmy (Miko a Határ, 1976). Reprezentatívne analýzy granitoidov z.-jz. časti kryštalinika Žiaru sú v tab. 2. Granitoidné horniny masívu

Tab. 2 Reprezentatívne analýzy granitoidov jz. časti Žiaru

No	Ž-248b	Ž-275	Z-3	KL-34	Z-5	Z-4	KL-8	Ž-248p
SiO_2	72,01	71,25	69,82	72,69	72,05	71,04	73,19	74,61
TiO_2	0,03	0,35	0,38	0,47	0,23	0,21	0,11	0,15
Al_2O_3	16,04	15,09	15,41	14,67	16,36	16,06	15,61	13,93
Fe_2O_3	0,22	0,20	1,05	0,97	0,74	1,09	1,14	0,74
FeO	0,25	1,90	1,79	1,40	1,13	1,18	0,42	0,36
MnO	0,03	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,02
MgO	0,29	0,69	0,75	0,81	0,54	0,69	0,46	0,24
CaO	0,73	1,20	1,74	0,67	1,40	1,14	0,42	0,81
Na_2O	6,25	3,94	3,34	3,20	3,30	3,75	3,15	3,38
K_2O	2,41	3,67	4,32	3,15	3,05	3,75	3,70	4,29
P_2O_5	0,54	0,17	0,18	0,13	0,20	0,22	0,22	0,11
H_2O^+	0,81	1,06	0,90	1,20	0,78	0,75	0,99	0,86
H_2O^-	0,08	0,17	0,09	0,18	0,10	0,05	0,17	0,08
Total	99,71	99,74	99,83	99,59	99,93	99,98	99,53	99,58
Sr	164	285	305	–	215	181	–	62
Rb	95	114	129	–	148	118	–	167
Ba	1 443	794	1 388	–	2 218	591	–	302
Zr	72	117	101	–	41	51	–	16
Y	25	11	10	–	5	7	–	4
Mb	16	9	11	–	6	7	–	6
Ta	0,23	0,53	0,65	–	0,37	0,62	–	6,00
Ht	3,10	3,70	3,50	–	1,55	2,40	–	2,35
Tb	8,40	7,80	7,50	–	3,10	6,00	–	0,52
U	3,50	3,30	3,80	–	2,80	2,95	–	3,30

Vysvetlivky: Ž-248b – hybridný biotitický granodiorit, Horeňovo; Ž-275 – muskoviticko-biotitický granit (žiarsky typ), Pred Dolinou – Malá Čausa; Z-3 – dvojsľudový granit (ž. t.), Malá Čausa; KL-34 – muskoviticko-biotitický granit (ž. t.), Medzník, Z-5 – biotiticko-muskovitický monzogranit („hrubozrnný typ"), Brezniansky potok; Z-4 – muskoviticko-biotitický granit (hrz. t.), Brezniansky potok; KL-8 – muskovitický granit (hrz. t.), Oranovo; Z-248p – pegmatit, Horeňovo. Analýzy KL-8, KL-34 autorov Klinec a Lehotský sú z katalógu (Hovorka, 1972), ostatné analýzy sú Miko a Kohút in prep.

Žiar patria k plutonickým peraluminóznym horninám stredne až vysoko draselnej, vápenato-alkalickej granodioriticko-monzonitickej série. Pôvod granitoidnej magmy spájame s anatexiou zmiešaného kôrového materiálu, pričom uvedený proces postihol už primárne peraluminózny materiál. Zároveň je možné predpokladať zmiešaný I-S charakter granitoidov s prevahou kôrovej zložky. Podľa geotektonickej klasifikácie ich môžeme priradiť k neskoro- až postkolíznym granitoidom.

Mezozoické sukcesie tatrika

Na kryštaliniku Žiaru a Malej Magury ležia v „obalovej" pozícii mezozoické sedimentárne horniny. Hoci majú mnohé spoločné znaky, opísané už v kapitole o geologickom vývoji, medzi jednotlivými sukcesiami existujú isté rozdiely, ktoré historicky viedli k vyčleneniu viacerých sekvencií (porov. Maheľ in Maheľ et al., 1967 a Maheľ, 1985). Najúplnejšie z nich je v regióne zachovaná ráztočnianska sukcesia (znázornené je celé územie jej rozšírenia), žiarska a malomagurská sukcesia do mapovaného územia zasahujú iba niektorými členmi zo susedných regiónov.

Ráztočnianska sukcesia

Tvorí mezozoický obal tatrického kryštalinického sokla v južnej časti Žiaru. Termín ráztočnianska (vtedy séria) ako prvý použil Maheľ (1959) a zaradil ju k svojej vtedajšej „západokarpatskej jednotke". Tohto zaradenia sa pridržali aj Maheľ et al. (1962). Rakús et al. (1984) použili označenie ráztočnianska sukcesia, Nemčok (1985) ráztočnianska skupina.

Ráztočnianska sekvencia podľa fácií jury (k charakteristickým patria krinoidové a hľuznaté vápence) patrí k skupine plytkovodnejších – prahových sekvencií („západokarpatských" v zmysle Maheľa, 1959a,b). K jej charakteristickým znakom patrí neprítomnosť spodnotriasových a rétskych sedimentov a silná tektonická redukcia niektorých členov (karpatský keuper, jura, neokóm); (Rakús et al., 1984).

217 gutensteinské vápence (stredný trias)

Sú najstarším známym súvrstvím ráztočnianskej sekvencie. Iba na jednom mieste (šošovka pri Sklenom) Matějka (1924) a Biely (1957) zistili výskyt pieskovcov považovaných za spodnotriasové. Tie však boli neskôr (Rakús et al., 1984) zaradené do súvrstvia karpatského keuperu. Neprítomnosť spodnotriasových súvrství je spôsobená tektonicky.

Gutensteinské vápence na styku s kryštalinikom vytvárajú kvestový reliéf. V spodných častiach bývajú doskovité až tenkolavicovité (10–30 cm), vyššie sú

hrubolavicovité až masívne. Sú tmavosivé, celistvé, z fosílií sú zachované len relikty článkov krinoidov. Ide o monotónne mikrity, len niekde so šmuhami pseudosparitu. Okrem mikrostylolitov podfarbených hydroxidmi Fe o tlakovom postihnutí svedčia aj znaky počiatočnej metamorfnej foliácie (aj malé zrná kalcitu sú dvojčatne lamelované; Nemčok, 1985). Uprostred vápencov možno nájsť šošovky a polohy dolomitov. Gutensteinské vápence dosahujú mocnosť 20–50 m.

216 ramsauské a hlavné dolomity (stredný – vrchný trias)

Ako uvádza už Biely (1957b), nad gutensteinskými vápencami je tenká poloha svetlých i tmavých dolomitov. Sú masívne alebo hrubolavicovité, ľahko rozpadavé na ostrohrannú drvinu, pretože sú preniknuté množstvom drobných pukliniek.

215 súvrstvie karpatského keuperu: kremence, pestré bridlice (norik)

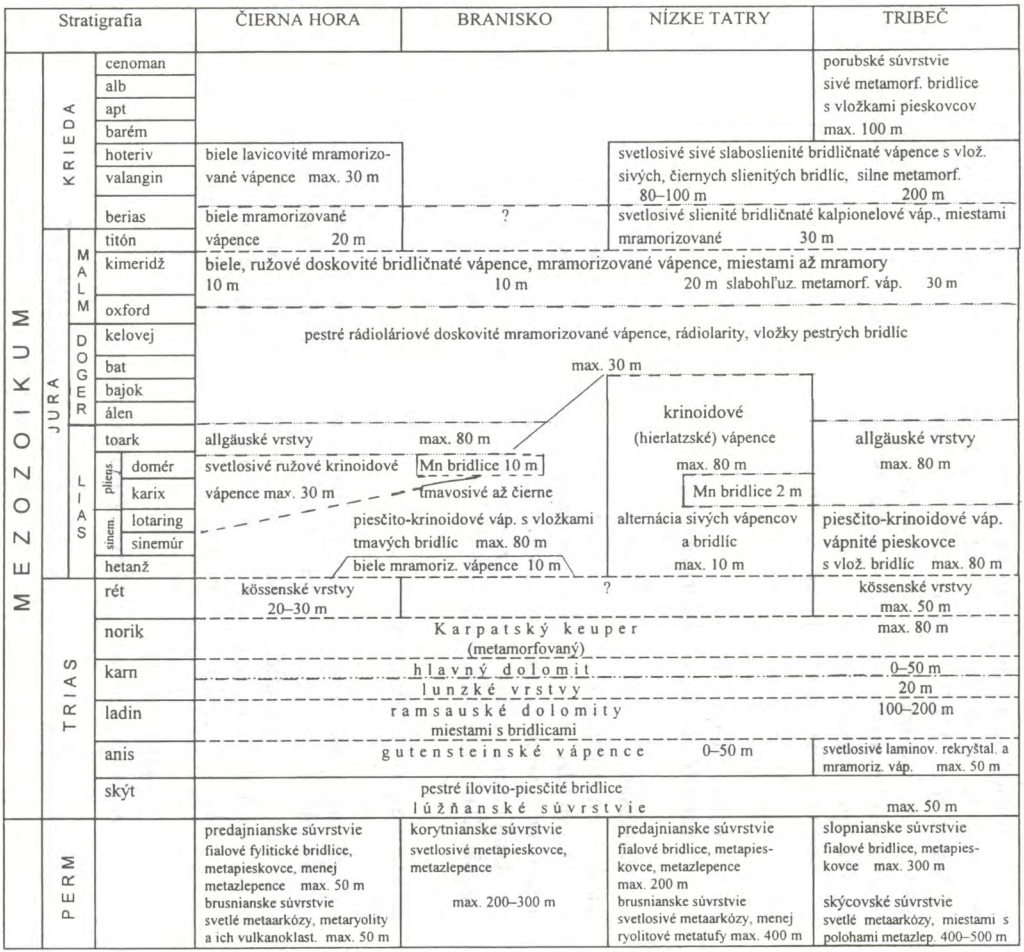
Toto súvrstvie zmapoval už Matějka (1924) v rámci „hořenovskej skupiny" a vymedzil ho aj Biely (1957b) v rámci svojej „vrchnej typickejšej série krížňanskej". Bol to však až Nemčok (1985), ktorý ho zmapoval aj v ráztočnianskej sekvencii medzi Horeňovom a Skleným. Podľa neho pozostáva z nie celkom vytriedených kremencov a fialových, okrových a zelenkavých ílovitých bridlíc s tyčinkovitým rozpadom.

214 krinoidové vápence, hľuznaté vápence so svetlými rohovcami, rádiolóriové vápence (jura)

Tento súbor hornín je azda najmenej preskúmaný, pretože odkryvy s výnimkou krinoidových vápencov sú veľmi zriedkavé a na vrstvový sled sa usudzuje väčšinou z úlomkov v sutine. Nemčok (1985) pri dosiaľ najpodrobnejšom mapovaní územia v mierke 1 : 10 000 nevyčlenil vrchnojurské a spodnokriedové horniny (vápnité pieskovce a zlepence albu spočívajú podľa neho priamo na rádiolóriových vápencoch jury).

Keďže nie je dôvod predpokladať, že by už primárne bolo v ráztočnianskej sekvencii došlo k vzniku hiátov, ale ide pravdepodobne o tektonicky zapríčinenú lokálnu elimináciu niektorých členov, použijeme pre túto časť sekvencie spoločnú vysvetlivku. Najpravdepodobnejší sled v nej je takýto (odspodu nahor):

a) V nadloží triasových dolomitov leží pruh masívnych i vrstvovitých vápencov svetlosivej až bielosivej farby. Väčšinou sú zrnité, krinoidové, zriedka celistvé. Charakteristická je prítomnosť hojných hľúz svetlých i tmavších rohovcov veľkosti vajca. Miestami sa nájdu súvislejšie šošovkovité polohy rohovcov dlhé až 1 m. V tenšie lavicovitých vápencoch sú rohovcové hľuzy vzácnejšie (Biely, 1957b).



Obr. 3 Korelačná tabuľka mezozoika a mladšieho paleozoika veporika Západných Karpát (M. Polák a A. Vozárová, 1996)

Krinoidové vápence sú značne rekryštalizované, často tlakovo postihnuté, v niektorých polohách sú hojné zrnká kremeňa. Krinoidové vápence s rohovcami (typická je žltohnedá patina rohovcov) sa najskôr všeobecne zaraďovali do jury, Maheľ in Maheľ et al. (1967) ich zaradil do liasu.

b) Strednú a vrchnú juru postupne reprezentujú červené krinoidové vápence (vrchný lias – doger), ružové hľuznaté vápence s kalcifikovanými rádiolériami a vzácnymi článkami echinodermát (? spodný malm). Najvyšším členom jury sú svetlosivé vápence s pleťovoružovými nevýraznými hľuzami. Obsahujú zvyšky kalcifikovaných ihlíc húb a globochéty (Maheľ in Maheľ et al., 1967).

c) Mocnejší komplex tvoria sivé a tmavosivé masívne a lavicovité organodetritické vápence, vo vrchných polohách s hojnými hľuzami tmavých rohovcov (Maheľ in Maheľ et al., 1967). Uvedený autor usudzuje, že stratigraficky patrí tento komplex do vyššieho neokómu – aptu. Súvrstvie je porovnateľné s neskôr definovaným lučivnianskym súvrstvím (Polák a Bujnovský, 1979), ktoré má stratigrafické rozpätie valangin – spodný apt.

Nemáme dôvod predpokladať, že spodná časť neokómu nie je v ráztočnianskej sekvencii zastúpená.

213 porubské súvrstvie:
vápnité pieskovce, zlepence (alb)

Najvyšším členom ráztočnianskej skupiny sú vápnité a piesčité bridlice, vápnité pieskovce a zlepence albu (obr. 3). Sú sivej farby, v navetranom stave hrdzavohnedé.

Ako uvádza Biely (1957b) i Nemčok (1985), piesčité vápence sú doskovité a lavicovité, veľmi pevné. V čerstvom stave sú sivé a sivomodré. Pri vetraní vzniká na okraji hnedastá obruba. Úplne zvetrané vápence sa rozpadajú na jemný hrdzavý piesok. Klastický materiál tvorí asi 25 % objemu (kremeň, živce, vápence a sľudy).

Malomagurská sukcesia

Malomagurská sukcesia, tvoriaca obal kryštalického jadra Malej Magury, je sedimentárnym sledom zloženým z formálnych i neformálnych litostratigrafických jednotiek so stratigrafickým rozsahom od spodného triasu do albu. Charakteristickým znakom je prítomnosť rétu a euxinský vývoj spodného liasu až spodného malmu. Na území regiónu je zastúpená len súvrstviami spodného triasu.

212 lúžňanské vrstvy:
kremence, kremité pieskovce (spodný trias)

Predstavujú bazálny člen malomagurskej sukcesie. Zastupujú ich svetlosivé, sivozelené, ružovkasté, miestami až červenofialové lavicovité kremence, resp.

kremenné, sporadicky aj arkózové pieskovce. Pri báze sú to hrubozrnné kremence až zlepence s obliačikmi zle opracovaného žilného kremeňa (veľkosti 1 až 2 cm), čiernych silicitov (do 1 cm) a so zrnami kaolinizovaných živcov (do 0,5 cm). Súvrstvie má tendenciu zjemňovania zrna do nadložia. Miestami sa nachádza šikmé zvrstvenie.

211 verfénske vrstvy:
piesčito-ílovité bridlice, pieskovce (spodný trias)

Vytvárajú len málo metrov mocné súvrstvie, ktoré je charakteristické pestrými červenými až červenofialovými, okrovými a sivými zbridličnatenými piesčitými ílovcami a sivými pieskovcami. Vystupujú veľmi nepravidelne.

Žiarska sukcesia

Týmto termínom je označený sedimentárny sled zložený z formálnych a neformálnych litostratigrafických jednotiek, so stratigrafickým rozsahom od stredného triasu do albu.

Charakteristickým znakom žiarskej sukcesie je spätosť kremencov spodného triasu s granitoidným kryštalinikom tatrika bez prítomnosti mladopaleozoického obalu. Ďalšími identifikačnými znakmi príslušnosti série k tatriku sú: neprítomnosť lunzkých vrstiev (v ich pozícii vystupuje súvrstvie blízke došnianskym vrstvám), neprítomnosť polôh dolomitov v sedimentoch karpatského keuperu a prevaha kremenných pieskovcov v spodnej časti tohto súvrstvia, neprítomnosť sedimentov rétu, vystupovanie pestrých vápencov spodného až stredného liasu (trlenské súvrstvie, hierlatzké vápence) rovnakého vývoja ako v obalových tatrických jednotkách Považského Inovca a Veľkej Fatry, vystupovanie netypického vývoja allgäuských vrstiev, vystupovanie lučivnianskych vrstiev, prítomnosť polymiktných zlepencov albu.

Na území regiónu vystupujú na povrch len verfénske vrstvy a ramsauské dolomity. Ostatné členy žiarskej sukcesie sú zakryté sedimentmi neogénu a kvartéru.

210 verfénske vrstvy,
piesčito-ílovité bridlice, pieskovce (spodný trias)

Verfénskymi vrstvami vyznieva detritická sedimentácia spodného triasu. Ležia konkordantne na lúžňanskom súvrství. Na rozdiel od neho sú peliticko-psamitické, s polohami karbonátov (rauvakov) a celkovo jemnozrnnejšie.

Vek vrstiev nie je paleontologicky preukázaný, nenašli sa žiadne fosílie. Litologicky sú to viac či menej piesčité ílovce s polohami pieskovcov a rauvakov.

Pestré (sivozelené, hnedočervené, žltosivé, červenofialové) ílovce sú sľudnaté, nevápnité, bridličnaté, laminované (lamináciu vytvára psamitická prímes). Svetlosivé až zelenosivé kremenné pieskovce sú jemnozrnné, s paralelnou lamináciou, s množstvom obliačikov kremeňa, sústredených najmä na vrstvových plochách.

209 ramsauské dolomity (anis – karn)

Ramsauské dolomity (v zmysle Hertwecka, 1961) sa plynule (pribúdaním vložiek dolomitu) vyvíjajú z gutensteinského vápenca, na ktorom ležia konkordantne. Završujú morskú sedimentáciu karbonátovej plošiny. Maheľ (1967) udáva ich hrúbku 80 m. Vek nie je biostratigraficky preukázaný, určiteľné fosílie sa nenašli.

Ich spodnú časť (ladin?) reprezentujú svetlo- až tmavosivé jemnokryštalické až cukrovité (tenkodoskovité až hrubolavicovité, prevažne hrubodoskovité), bežne nevýrazne laminované dolomity so zriedkavejšími preplástkami čiernosivých ílovcov. Charakteristické sú rozličné typy pseudomorfóz. Typický je rozpad dolomitov na štrk až múčku. Múčkové dolomity sú charakteristické hlavne pre bázu súvrstvia. Vrchná časť je menej hrubá a je reprezentovaná modrosivými, vo vrchnej časti i ružovými chemogénnymi a slienitými dolomitmi typu „keuperdolomitu" s výraznou až bielou patinou. Patria pravdepodobne do karnu. Nájdu sa v nich tmavosivé hľuzy rohovcov. Vo vrchnej časti súvrstvia vystupujú rauvaky (v podloží fácie karpatského keuperu), sedimentárne brekcie s ostrohrannými klastmi ?gutensteinských vápencov a dolomitov v základnej – dolomitickej hmote.

Veporikum

Na tatrickej tektonickej jednotke ležia v nasunutej príkrovovej pozícii horninové komplexy krížňanského príkrovu, zaraďované do tektonickej jednotky veporika. Keďže vo väčšine pohorí už mezozoické súbory stratili spojenie so svojím kryštalinickým fundamentom, krížňanský príkrov sa v nich niekedy zaraďuje do jednotky fatrika (sensu Biely, Bystrický a Fusán, 1968).

Na predloženej mape regiónu nevystupuje ani krížňanský príkrov so svojím pôvodným podložím. Takéto spojenie však možno pozorovať o niečo južnejšie, v pohorí Tribeč (Ivanička et al., 1997). Charakteristickým znakom tejto časti krížňanského príkrovu je postihnutie regionálnou metamorfózou nízkeho stupňa. Čiastočne zasahuje aj do územia regiónu, ktoré je znázornené na mape.

Najskôr opíšeme túto metamorfovanú sekvenciu (ako metamorfovaný krížňanský príkrov v Tribeči) a potom ostatné výskyty krížňanského príkrovu, ktoré nie sú metamorfne postihnuté.

Krížňanský príkrov v Tribeči (metamorfovaný)

V sv. časti rázdielskej skupiny Tribeča vystupujú súvrstvia mezozoických sedimentov, ktoré sú svojou litologickou náplňou – litostratigrafickými jednotkami – veľmi blízke až identické so zliechovským typom krížňanského príkrovu. Vyznačujú sa výraznou metamorfózou a silným tektonickým prepracovaním. Týmito znakmi a celkovým charakterom tento komplex javí vysokú afinitu k „sérii" Veľkého boku, teda z tektonického hľadiska patrí k obalu severného veporika.

Exaktným dôkazom je územie od kóty 642 m, Malá Ostrá (okolie hospodárstva Müller), severným smerom až k štálu U Hvojníkov, kde je zachovaný kompletný vrstvový sled. Nad blastomylonitmi, ktoré sú súčasťou celej tejto tektonickej jednotky, leží klastické súvrstvie permu. Prechádza do spodnotriasového lúžňanského súvrstvia, spodnotriasových bridlíc, s priamym prechodom do karbonátov stredného triasu a potom nasleduje celý litostratigrafický sled mezozoika od spodného triasu až po porubské vrstvy albu.

Na základe mapovacích prác, litofaciálnej a štruktúrnej analýzy považujeme celý tento komplex – mylonitizované granitoidy, mladopaleozoické sedimenty a metamorfované mezozoické členy – za súčasti veporika, ktoré sú korelovateľné so sériou Veľkého boku v Nízkych Tatrách, južnej časti Braniska a Čiernej hory.

Mezozoické sekvencie veporika Tribeča (spodný trias–alb) svojou litologickou náplňou zodpovedajú zliechovskému vývinu krížňanského príkrovu (v zmysle Maheľ et al., 1967). Ich pozícia oproti svojmu podložiu, ako aj výrazné tektonometamorfné prepracovanie nás núti korelovať ich so sériou Veľkého boku. Spodnotriasové klastiká tu nie sú vyvinuté. Stredný trias je vyvinutý v podobe platformových karbonátových sedimentov. Vrchný trias je charakterizovaný sporadickými klastickými sedimentmi lunzkých vrstiev a mohutným vývojom klastických sedimentov karpatského keuperu. Najvyšší trias je opäť v karbonátovom vývoji. Jurský sedimentačný cyklus je v typickom karbonátovom vývoji s pestrou paletou litofácií, predovšetkým v liase, zatiaľ čo od álenu dochádza k postupnému prehlbovaniu sedimentačného priestoru a ukladaniu hlbokovodných litofácií s charakteristickými rádiolóriovými vápencami s rádiolaritmi dogeru, aptychovo-sakokómovými vápencami malmu, kalpionelovými vápencami a slienitými sedimentmi spodnej kriedy. Mezozoický cyklus veporika v danom území sa končí ílovito-pieskovcovou sedimentáciou v albe.

208 sivožlté rauvaky s vložkami dolomitov (spodný trias – skýt)

Polohy rauvakov sa nachádzajú severozápadne a severne od Veľkého Poľa. Hrúbka vrstiev nepresahuje 10 m. Sú sivožltej farby a výrazne pórovito-brekciovitej štruktúry. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vo

vrchných častiach súvrstvia sa nachádzajú lavice sivožltých dolomitov kryptokryštalickej štruktúry bez akýchkoľvek organických zvyškov. Štruktúra bez pórovitosti a s vysokým podielom ílovitej zložky svedčí o tom, že ide o primárne dolomity.

Stratigraficky zaraďujeme súvrstvie do najvyššej časti spodného triasu.

207 gutensteinské vápence a sivé metamorfované vápence (anis)

Vystupujú v nadloží lúžňanského súvrstvia v malých plošných výskytoch v oblasti severne a východne od kóty 642 m, Malá Ostrá, a v malých šošovkách v južnej časti povodia Píľanského potoka západne od Píly.

Litologicky sú to sivé až tmavosivé, prevažne laminované, zväčša lavicovité (15–35 cm) vápence. Sú výrazne metamorfované, slabo dolomitizované, do značnej miery sa metamorfóza prejavuje vo forme mramorizovania. Sú zväčša drobnokryštalické. Mikrofaciálne ide zväčša o sparity. Organická zložka je zväčša zastretá, ojedinele vo forme fantómov môžeme rozlíšiť krinoidové články, foraminifery. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 50–60 m.

Vekovo zaraďujeme tieto vápence „per analogiam" do anisu.

206 ramsauské dolomity – metamorfované (ladin)

Vystupujú zväčša v priamom nadloží sivých metamorfovaných vápencov anisu, ktoré sú sústredené prevažne v južnej časti územia.

Litologicky sú to tmavosivé, masívne a hrubolavicovité, silno rozpadavé dolomity. Sú prevažne jemnokryštalické až cukrovité, prevažne dolosparitickej štruktúry, len ojedinele s fantómami po organických zvyškoch. Často sú pórovité v dôsledku rozpustených zvyškov dasykladaceí. Hrúbka súvrstvia v týchto častiach nepresahuje 80–100 m.

Vekovo zaraďujeme ramsauské dolomity v zmysle Bystrického (1982) do ladinu.

205 lunzké vrstvy (spodný karn – jul)

Sú vyvinuté v niekoľkých izolovaných šošovkách severovýchodne od Píly, južne a východne od štálu Mešter. Litologicky ich tvoria tmavosivé a hrdzavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice a vložky hnedých, veľmi jemnozrnných pieskovcov. Súvrstvie je silno dynamometamorfované. Hrúbka je maximálne 25 m.

Mikroštruktúrne sú tieto vrstvy zložené zo 60–80 % úlomkov angulárneho kremeňa, ktorý nepresahuje veľkosť 1 mm. Nestabilnú zložku zastupuje sericit,

muskovit, K a Ca-Na živce. Základná hmota je prevažne ílovitá, tmel je kremito-sericitický.

Vekovo lunzké vrstvy „per analogiam" (Bystrický, 1972, 1983) zodpovedajú spodnému karnu – julu.

204 hlavný dolomit (vrchný karn)

Vystupuje spravidla v nadloží lunzkých vrstiev. Sú to sivé, svetlé aj tmavé, celistvé a jemnokryštalické dolomity. Mikrofaciálne sú to biosparity, resp. sparity. Z organických zvyškov sú prevažne vo forme fantómov prítomné úlomky gastropód, lamelibranchiát a krinoidový detrit.

Vekovo „per analogiam" (Bystrický, l. c.) zodpovedajú vrchnému karnu.

203 karpatský keuper – metamorfovaný (norik)

Súvrstvie karpatský keuper vystupuje v širokom súvislom pruhu tiahnucom sa od Radobice cez štál Müller, Veľké Pole po Škriniarov štál, kde sa končí na zlome priebiehajúcom s.-j. smerom cez Pílu. Menšie výskyty sú severovýchodne od Jedľových Kostolian. Karpatský keuper v tejto oblasti tvoria predovšetkým svetlo- a tmavosivé lavicovité (10–100 cm) dolomity s vložkami a vo vrchnej časti súvrstvia prevládajú pestré (fialové, červené, zelené) ílovité bridlice, ílovce, len ojedinele s vložkami kremitých pieskovcov. Celé súvrstvie je výrazne dynamometamorfované a lineárne usmernené. Hrúbka súvrstvia neprevyšuje 80 m.

Vek súvrstvia na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" je norik.

202 kössenské vrstvy – metamorfované (rét)

Kössenské vrstvy sú vyvinuté hlavne juhovýchodne od kóty 528 m,Vtáčnik. Dosahujú maximálnu hrúbku 50 m. Tvoria ich tmavosivé a čierne organodetritické slienité oolitické vápence, často s vložkami čiernych slienitých bridlíc. Mikrofaciálne ide o biosparity a oosparity s pomerne vysokým zastúpením organických zvyškov, predovšetkým úlomkov lamelibranchiátov, brachiopódov, foraminifer a ďalšieho detritu. Ojedinele sa vyskytujú polohy koralových vápencov. Celé súvrstvie je postihnuté metamorfózou.

Vek súvrstvia – rét – je doložený fosíliami *Rhaetina gregaria* (SUESS); (Biely, 1962).

Jura

Jurské súvrstvia sú v rámci mapovaného regiónu sústredené predovšetkým na liste Veľké Pole, kde tvoria súvislý pruh prebiehajúci z východu na západ v nadloží karpatského keuperu. Lias sa vo všeobecnosti vyznačuje pestrosťou fácií.

201 kopienecké súvrstvie: metamorfované tmavosivé vápnité pieskovce, piesčité a krinoidové vápence, piesčité bridlice (hetanž – sinemúr)

Súvrstvie tvorí súvislý pruh vystupujúci v nadloží karpatského keuperu a má s ním totožný priebeh. Na území zobrazenom na mapovom liste Nová Baňa vystupuje predovšetkým v okolí Drienovského štálu.

Bazálne časti jurského sedimentačného cyklu tvorí súvrstvie tmavosivých a zelenkavých ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov, výrazne metamorfovaných a lineárne usmernených, ktoré sprostredkúva priamy styk s podložným súvrstvím. Smerom do nadložia súvrstvie prechádza do tmavých, výrazne krinoidových vápencov, často slabo piesčitých. Miestami sa vyskytujú polohy a lavice organodetritických a lumachelových vápencov, silno dynamometamorfovaných. Vo vyšších častiach sú pomerne časté vložky tmavosivých ílovito-piesčitých bridlíc.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o biomikrity silno postihnuté metamorfózou, s prevahou detritu krinoidových článkov, častý je detrit lamelibranchiátov, brachiopódov, foraminifer (*Lenticulina* sp., *Involutina liassica* JONES, *Nodosaria* sp.), ostňov ježoviek a rozličného iného biodetritu, časté sú oolity. Väčšia časť týchto zvyškov vystupuje len vo forme fantómov. Maximálna hrúbka súvrstvia je 120 m.

Stratigraficky zaraďujeme kopienecké súvrstvie na základe fauny a postavenia vo vrstvovom slede do spodného liasu, hetanžu – sinemúru.

200 allgäuské vrstvy („fleckenmergel"): metamorfované (lotaring – ?pliensbach)

Vystupujú priamo v nadloží spodnoliasových sedimentov. Sú vyvinuté v obmedzenom rozsahu v západnej časti územia zobrazeného na liste Veľké Pole, od Gregorovho štálu po Francov štál.

Litologicky ho tvoria tmavosivé až čierne, slabo slienité (škvrnité), výrazne dynamometamorfované vápence, silno zbridličnatené, s vložkami čiernych ílovitých bridlíc.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o biomikrity (pokiaľ sa zachovali) so zvyškami spongií, rádiolárí, prítomné sú aj foraminifery (? *Lenticulina* sp.), ostrakódy, v malej miere drobný detrit echinodermát. Zriedkavá je klastická prímes aleuritického kremeňa. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 60 m.

Stratigraficky na základe analógie zaraďujeme súvrstvie do lotaringu – ? pliensbachu.

199 rádioláriové vápence a rádiolarity – metamorfované (vrchný kelovej – oxford)

Predstavujú jedno z najcharakteristickejších súvrství mezozoika Západných Karpát. V študovanom území vystupujú takmer vo všetkých prípadoch v priamom nadloží liasových súvrství. Vyvinuté sú predovšetkým v okolí Drieňovej a štálu Levašovský, tvoria súvislý pruh nad liasovými súvrstviami v okolí Veľkého Poľa. Stupeň odkrytia je veľmi zlý a priamo ho možno sledovať len v niekoľkých veľmi obmedzených odkryvoch.

Litologicky ide o sivé a zelené kremité rádioláriové vápence, ojedinele s hľuzami tmavosivých a čiernych rádiolaritov. Prevažná časť vápencov je metamorfovaná, s lineárnym usporiadaním stavebných prvkov. Štruktúra vápencov je prevažne mikrokryštalická, miestami sa zachoval vo veľmi zlom stave biomikrit s fantómami po rádiolériách, časté sú idiomorfné klence kalcitu. Všetky mikroorganické prvky sú výrazne usmernené. Maximálna hrúbka súvrstvia v tejto oblasti je 35 m.

Vek súvrstvia na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" je vrchný kelovej – oxford.

198 červené hľuznaté a doskovité vápence – metamorfované (kimeridž)

V priamom nadloží rádiolériových vápencov vystupujú miestami červené, fialové, sivé, prevažne hľuznaté, slabo slienite vápence. Miestami nadobúdajú formu doskovitých vápencov. Ich maximálna hrúbka je do 20 m.

Vápence sú metamorfované, často detailne prevrásnené, usmernené. Mikroštruktúrne sú prevažne mikrokryštalické, len miestami sa zachovala pôvodná biomikritická štruktúra so zvyškami a fantómami rádiolárií, krinoidov a planktonických krinoidov – sakokóm, ktoré však nie je možné bližšie identifikovať.

Na základe prítomnosti sakokóm a postavenia vo vrstvovom slede súvrstvie vekovo zodpovedá kimeridžu.

Jura – krieda

197 kalpionelové vápence – metamorfované (titón – ? berias)

V nadloží rádiolóriových a sakokómových vápencov leží málo hrubé (10 m) súvrstvie slienitých lavicovitých metamorfovaných vápencov. Je veľmi ťažké kartograficky ho vyčleniť, preto ho vyznačujeme len šrafou (bodky). Ide o súvrstvie kalpionelových vápencov.

Sú prevažne silno rekryštalizované, miestami až afanitické. Ojedinele sa zachovali malé enklávy biomikritov. V nich sa nachádza kalpionelová mikrofauna, ktorú je ťažké určiť druhovo.

Vek súvrstvia na základe postavenia a zvyškov mikrofauny určujeme ako titón – ? berias.

Krieda

196 sivé slienité vápence, slienité bridlice, sliene (berias – barém)

Toto súvrstvie dosahuje najväčšie rozšírenie v okolí štálov Banská, Dérer, v okolí štálu Levašovský a na vrchole Drieňovej.

Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé slienité vápence, alternujúce so sivými slienitými bridlicami a slieňmi. Súvrstvie je výrazne prevrásnené a metamorfované.

Mikroskopicky sú to prevažne biosparity, len zriedkavo sú zachované biomikrity. Z organických zložiek, pokiaľ sa zachovali, sú to predovšetkým kalcifikované rádiolárie. Ojedinelé sú fantómy kadosín. Hrúbka súvrstvia dosahuje maximálne 100 m.

Vek súvrstvia na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" so súvrstviami na západe územia je berias–barém.

195 sivé piesčité krinoidové vápence, bridlice (apt)

Ich vystupovanie je veľmi obmedzené v niekoľkých šošovkách v nadloží slienitého súvrstvia. Litologicky ich zastupujú tmavosivé až čierne, slabo piesčité, miestami slabo krinoidové vápence s vložkami bridlíc. Súvrstvie je, podobne ako ostatné, výrazne postihnuté metamorfózou. Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s výrazným podielom klastického kremeňa, prevažne angulárnych tvarov, veľkosti psamitických úlomkov. Z organizmov sú prítomné silno rekryštalizo-

vané foraminifery, *Hedbergella* sp., časté sú silno rekryštalizované krinoidové články, úlomky lamelibranchiát a rozličného iného detritu. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 30 m. Na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" súvrstvie vekovo zodpovedá aptu.

194 bridlice (alb – cenoman)

Súvrstvie má pomerne veľké rozšírenie predovšetkým v severnej časti územia, kde sa priamo stýka s vulkanitmi Vtáčnika. Tvorí najmladšiu litostratigrafickú jednotku veporika v tomto území.

Litologicky ho tvorí flyšová alternácia tmavosivých a hrdzavých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc, hnedých a tmavosivých, prevažne jemnozrnných pieskovcov. Súvrstvie je výrazne prevrásnené a metamorfované. Hrúbka súvrstvia dosahuje do 100 m. Z petrografického hľadiska sú pieskovce zložené zo 60–70 % úlomkov angulárneho kremeňa prevažne psamitovej veľkostnej kategórie. Nestabilnú zložku zastupujú predovšetkým K a Ca-Na živce, sericit a muskovit. Základná hmota je prevažne karbonátová, tmel je kremitý.

Stratigrafické postavenie môžeme stanoviť len na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" ako albské, pretože odobrané vzorky neposkytli žiadnu mikrofaunu.

Krížňanský príkrov – nemetamorfovaný

Severnejšie od opísaných výskytov metamorfovaných sekvencií krížňanského príkrovu v severnej časti Tribeča sa vyskytujú sekvencie, ktoré nie sú postihnuté účinkami metamorfózy. Vystupujú v tektonickej pozícii nad jednotkou tatrika v severnej i južnej časti Žiaru a v Malej Magure medzi Bojnicami a Šutovcami.

V južnej časti Žiaru krížňanský príkrov vystupuje v tektonickom nadloží tatrickej ráztočnianskej sekvencie. Jeho vrstvový sled je v porovnaní s ňou úplnejší a hrubší, pri priemernej 600-metrovej šírke pruhu, v ktorom vystupuje, dosahuje celkovú mocnosť cca 300 m. Zastúpené sú vrstvy od stredného triasu po neokóm.

V severnej časti Žiaru, resp. už v Strážovskej hornatine vystupuje krížňanský príkrov, najmä jeho jurské a kriedové členy, medzi Pravnom a Tužinou.

Krížňanský príkrov v pohorí Žiar zastupuje zliechovská (hlbokovodná) sukcesia. Je to sukcesia formálnych i neformálnych litostratigrafických jednotiek so stratigrafickým rozpätím stredný trias až alb. Charakteristické súvrstvia sú svetlé vápence stredného triasu, lunzké vrstvy, fatranské súvrstvie, hlbokovodný vývin vyššieho liasu a mladších súvrství.

Medzi Bojnicami a Šutovcami ide o neveľké a neúplné zvyšky krížňanského príkrovu zachované v blízkosti magurského zlomu.

193 gutensteinské a podhradské vápence (stredný trias)

Sú najspodnejším členom vystupujúcim na báze príkrovu. Súvrstvie vápencov stredného triasu tvoria sivé až tmavosivé, sčasti dolomitické vápence, vo vrchných častiach organodetritické – krinoidové až lumachelové, vyššie s pseudomorfózami po sadrovci. Aspoň časť súvrstvia vápencov stredného triasu v severnej časti pohoria je litologicky zhodná s podhradskými vápencami. Aj v. od Ráztočna sú najspodnejším členom vystupujúcim na báze príkrovu, avšak len západne od poludníka Horeňovo (Biely, 1957b). V ich spodných partiách sa vyskytujú vrstvy hrúbky 2–25 cm. Vyššie sú hľuznaté polohy s brekciovitou štruktúrou, medzi ktorými sú okrové vrstvičky ílovitých bridlíc. Najvyššie sa vyskytuje masívny tmavý vápenec. Prítomné sú dolomitové polohy (do 2 m). Vápence sú prestúpené sieťou kalcitových žiliek (Nemčok, 1985). Vek súvrstvia paleontologicky zatiaľ nebol preukázaný. Nemčok (l. c.) z nich uvádza riasové polohy.

192 ramsauské dolomity, hlavné dolomity (stredný – vrchný trias)

V nadloží vápencov stredného triasu je hrubší komplex sivých a tmavosivých dolomitov. Prvýkrát ich opísal Stache (1865), po ňom Štúr (1868), ktorý ich uvádza ako „neokómsky dolomit". Neskôr ich opísali Uhlig (1903), Vetters (1909) a Húsenica (1951). Bez paleontologických dôkazov sa všeobecne zaraďujú do stredného až vrchného triasu.

191 karpatský keuper:
ílovité bridlice, pieskovce, dolomity (norik)

Toto nápadné súvrstvie krížňanského príkrovu zastupujú červené, zelené a žltkavé ílovité bridlice s vložkami žltkavých celistvých dolomitov, ktoré sú v súvrství bežné. Vyskytujú sa aj biele doskovité, strednozrnné i hrubozrnné pieskovce zložené z kremeňa, vzácne i živca a úlomkov zelených bridlíc.

Na svahu kopca Dúbrava (620 m) v. od Ráztočna sa vyskytujú biele pieskovce s tenkými vložkami bridlíc (Biely, 1975b). Už Matějka (1924, s. 74) podrobnejšie opisuje odkryvy súvrstvia v zárezе lesnej cesty z Ráztočna do Skleného jv. od k. 893 m a pri Sklenom.

Súvrstvie uvádza už Stache (1865) pod názvom „pestré triasové sliene a pieskovce", neskôr Štúr (1868) pod názvom „červená jalovina" a Vetters (1909) pod názvom „pestrý keuper".

190 fatranské vrstvy: sivé organogénne a lumachelové vápence, slieňovce, bridlice (rét)

Šošovkovito zachované súvrstvie vystupuje naprieč celým pohorím od Nitrianskeho Pravna po Ondrašovú. Spomína ho už Stache (1865) ako „kössenské vrstvy a litodendrónové vápence". Štúr (1868) uvádza z „kössenských vrstiev" *Terebratula gregaria*. Súvrstvie bolo známe i Uhligovi (1903) a Vettersovi (1909).

Ide o tmavosivé, modrasté až čierne, masívne i lavicovité a doskovité vápence. Sú buď celistvé, alebo častejšie oolitické, organodetritické, krinoidové, litodendrónové alebo lumachelové, so zvyškami brachiopódov *Terebratula gregarias*, s foraminiferami a riasami, s detritom echinodermát, ostňami ježoviek, fragmentmi schránok lastúrnikov, gastropódov a brachiopódov. Na hrebienku jz. od k. 787 m, v. od Ráztočna, sú lumachely preplnené zvyškami brachiopódov *Terebratula gregoria* SUESS (Biely, 1957b). Foraminifery a riasy uvádza Nemčok (1985). Rétske vápence sa výrazne prejavujú v morfológii terénu.

189 kopienecké vrstvy: piesčité bridlice, vápence (hetanž)

Zastupujú ich tmavosivé, sivozelené, často do hneda zvetrávajúce, jemne sľudnaté bridlice, lavicovité piesčité organodetritické (hlavne krinoidové) vápence a vápnité pieskovce.

Na ich prítomnosť sa dá usudzovať hlavne z úlomkov v sutine. Jediné odkryvy doskovitých až bridličnatých vápencov našiel Biely (1957b) na hrebienku pri k. 500 m (pri hájovni Uhlisko). V zárezе cesty pozoroval striedanie doskovitých celistvých vápencov s polohami zrnitých krinoidových vápencov. Našiel v nich belemnity a úlomok amonitu. Nemčok (1985) uvádza aj zastúpenie oosparitov, prípadne oomikrosparitov. Liasové vápence uvádza aj z tektonického okna Remata, kde je obrátený vrstvový sled.

Súvrstvie sa dá sledovať v celej šírke pohoria a prvýkrát ho odlíšil Vetters (1909) ako grestenské vrstvy.

188 allgäuské vrstvy: slienité škvrnité vápence (sinemúr – pliensbach)

Súvrstvie vystupuje v súvislom pruhu naprieč pohorím. Pod názvom „fleckenmergel" ho uvádza už Stache (1865) a charakterizuje ho ako pevné slienité vápence s tenkými polohami sivých a černastých slieňov. Z lokality Brieštie (mimo územia) z nich uvádza amonity *Echioceras raricostatum* a *Vermiceras*

nodotianum a belemnity. Štúr (1868) uvádza *Avicula intermedia*. Vetters (1909) z Koplého vrchu uvádza *Arietites* cf. *spiratissimus* sp., *Amaltheus* sp., *Oxynoticeras oxynotum*.

Maheľ (1967) charakterizuje súvrstvie ako typický vývoj litofácie škvrnitých slieňov a slienitých vápencov.

187 škvrnité kremité vápence

Súvrstvie prvýkrát uviedli Havrila a Rakús (Rakús et al., 1989). Bez paleontologických dôkazov sa považuje za dogerské.

Súvrstvie je litologicky zhodné, s výnimkou kremitosti, s allgäuským súvrstvím. Vápence sú tenkovrstvovité (1–5 cm), sivé až sivočierne. Ílovité bridlice v nich tvoria preplástky. Jediné zistené organické zvyšky sú úlomky krinoidov.

186 rohovcové vápence (doger–malm)

Súvrstvie je dobre sledovateľné od Nitrianskeho Pravna po Brieštie. Bolo známe už Uhligovi (1903), ktorý ho uvádza ako „červené aptychové vápence a rohovce". Ide o tenkodoskovité (3–20 cm) zelenkasté a červenkasté rádioláriové vápence, miestami s hľuzami a polohami červených a žltkavých rohovcov. Sú rekryštalizované, tlakovo postihnuté. Zachované sú relikty rádiolárií a fragmenty schránok lastúrnikov. Zaradenie rádiolaritov a rádiolárioových vápencov krížňanského príkrovu do vrchného keloveju – vrchného oxfordu preukázala Ondrejíčková (1993) na mnohých lokalitách v iných pohoriach.

185 zelené a červené rádiolarity, slienité vápence, červené hľuznaté vápence (malm)

Vzhľadom na svoju odolnosť, aj keď majú malú mocnosť, tvoria tieto horniny v južnej časti Žiaru tenký, niekde prerušený pruh v nadloží čiernych rétskych vápencov (kopienecké vrstvy obyčajne nie sú zastúpené). Nemčok (1985) k nim zaraďuje ako najspodnejší člen červené hľuznaté, slabo krinoidové vápence liasu (? ekvivalent adnetských vápencov) a uvádza z nich nálezy *Involutina liassica* JONES, belemnity a úlomok amonitu.

Na ne podľa neho nasadajú tenkodoskovité (3–20 cm) zelenkavé a červenkavé rádioláriové vápence, miestami s červenými rohovcami. Sú rekryštalizované, tlakovo silno postihnuté. Zachované sú relikty rádiolárií a fragmenty schránok lastúrnikov. Súvrstvie pomerne podrobne opisuje aj Biely (1957b). Zaradenie do malmu sa už od čias Vettersa (1909) opiera o nález *Aptychus punctatus* zo žltkavých slie-

ňov z Dúbravy. Takéto zaradenie rádiolaritov a rádiolárioových vápencov krížňanského príkrovu v súčasnosti preukázala Ondrejíčková na mnohých lokalitách v iných pohoriach (napr. Polák a Ondrejíčková, 1993). Teda aj v Žiari vzniká problém, akou fáciou je zastúpený doger.

184 jaseninské súvrstvie, osnické súvrstvie, mráznické súvrstvie, párnické súvrstvie (vrch. jura – sp. krieda)

Najmohutnejšie vyvinutým a najviac plošne rozšíreným súvrstvím krížňanského príkrovu sú sliene, slieňovce a slienité vápence s vložkami organodetritických (krinoidových) vápencov. Sú bridličnaté, doskovité až lavicovité, sivé až bielosivé, prípadne tmavosivé. Charakteristickým znakom je husté kalcitové žilkovanie, rovný hladký lom, hladký povrch a detailná prevrásnenosť. Spodnejšie polohy obsahujú hojné kalpionely. Súvrstvie tvorí mohutný súvislý pruh medzi Nitrianskym Pravnom, Kľačnom a Ondrašovou. Podobne je hojne zastúpené aj v. od Ráztočna a v rematskom tektonickom okne. Štúr (1868), Uhlig (1903) i Vetters (1909) ich uvádzajú ako „neokómsky fleckenmergel". Patrí sem i časť súvrstvia označená Uhligom ako „červené aptychové vápence a rohovce", ktorého zaradenie do malmu sa už od čias Vettersa (1909) opiera o nález *Aptychus punctatus* v žltkavých slieňoch z Dúbravy (mimo územia).

Synonymným názvom používaným v Tatrách je kościelske súvrstvie.

Hronikum

Chočský príkrov

Ide o najvyšší paleoalpínsky príkrov centrálnych Západných Karpát na mapovanom území, ležiaci na krížňanskom príkrove. Vystupuje na povrch východne od Ráztočna, na j. okraji pohoria Žiar, z. od Novák a Zemianskych Kostolian v horskej skupine Drieňového vrchu medzi riekami Nitra a Nitrica. Relikty mladšieho paleozoika hronika vystupujú z podložia neovulkanitov jv. od obce Radobica, severne od osady Píla a v oblasti Bartošovho štálu, tiež jv. od osady Píla a v oblasti Pučkova. Okrem toho jeho zastúpenie možno predpokladať aj v podloží paleogénu a neogénu Hornonitrianskej kotliny, a to v jej južnej časti, južne od línie Chrenovec – Dubnica (porov. Biely et al., 1985).

Reprezentujú ho mladopaleozoické a triasové súvrstvia. Mladopaleozoické a spodnotriasové súvrstvia tvoria samostatný sedimentárno-vulkanický komplex, v ktorom zo sedimentárnych hornín dominujú klastické sedimenty vzniknuté z vy-

zdvihnutého a rozrušovaného variského horstva za súčasnej vulkanickej činnosti. V minulosti sa horniny tohto cyklu zaraďovali do tzv. melafýrovej série, v rámci ktorej boli neskôr vymedzené jednotlivé litostratigrafické jednotky tak permského, ako aj spodnotriasového veku. Tieto jednotky uvádzame v ďalšom texte. Treba však poznamenať, že na vedenie hranice medzi permom a triasom v týchto fáciách nie je dostatok objektívnych kritérií, a tak táto hranica sa viac-menej konvenčionálne kladie na bázu transgredujúcich morských sedimentov – kremencov a kremenných pieskovcov až mikrokonglomerátov.

V období stredného a vrchného triasu dominovala karbonátová sedimentácia na plytkomorskej karbonátovej plošine čiernovážskej fácie. Iba lokálne sa zistilo zasahovanie fácií panvového typu (podhradské, resp. reiflinské vápence a lunzké vrstvy), teda fácií bielovážskeho typu.

Vrchný karbón – perm

Mladšie paleozoikum hronika v tejto oblasti reprezentujú dve litostratigrafické jednotky – nižnobocianske a malužinské súvrstvie (Vozárová a Vozár, 1981), pričom v dôsledku komplikovanej zlomovo-prešmykovej tektoniky i predterciérnej erózie sú zachované iba v silno redukovaných vrstvových sledoch.

183 nižnobocianske súvrstvie: sivé pieskovce s polohami drobnozrnných polymiktných zlepencov a čiernych bridlíc (stefan)

Relatívne väčšie výskyty nižnobocianskeho súvrstvia, reprezentujúce bázu štureckého príkrovu, sú zachované na S a JV od osady Píla a v oblasti na SV od osady Cerová. Vrchnokarbónsky vek sa predpokladá na základe korelácie so stratigraficky doloženými lokalitami zo severných svahov Nízkych Tatier (Ilavská, 1964; Sitár a Vozár, 1973; Planderová, 1979).

Ide o súbor sedimentov, v ktorom prevládajú sivé a tmavosivé hrubo- až drobnozrnné pieskovce. Obsahujú medzivrstvy čiernych bridlíc. Sedimenty majú dobre vyvinutú vrstvovitosť, pričom vrstvy majú znaky cyklického usporiadania, s progresívne gradačným trendom vo vertikálnom smere. Pieskovce sú pomerne dobre štruktúrne i zrnitostne vytriedené. Svojím minerálnym zložením zodpovedajú litickým arenitom a drobám. Medzi litoklastmi sú najvýznamnejším podielom zastúpené úlomky synsedimentárnych dacitových a dacitovo-andezitových vulkanitov. Sú asociované s malým množstvom matasedimentov (fylity) a intraformačných úlomkov čiernych bridlíc. Z minerálov prevláda kremeň a plagioklasy nad klastickými sľudami a alkalickými živcami.

Súčasťou nižnobocianskeho súvrstvia sú i tenké dajky gabrodioritových dioritov (Vozár, 1976), ktoré sa považujú za žilné telesá, komagmatické s permskými andezitovo-bazaltovými vulkanitmi (Vozár, 1973, 1977).

182 malužinské súvrstvie: pestré bridlice, pieskovce, zlepence; a) bazalty

Vyvíja sa v normálnom stratigrafickom slede v nadloží nižnobocianskeho súvrstvia. Určujúcim znakom malužinského súvrstvia je pestré zafarbenie a prítomnosť synsedimentárneho andezitovo-bazaltového vulkanizmu. Predpokladaný vek tohto súvrstvia tam, kde je asociované s vrchnokarbónskymi sedimentmi, je spodný perm. Vek nebol biostratigraficky doložený. Uvažuje sa tak na základe korelácie s výskytmi na typových profiloch v Nízkych Tatrách.

Súbor sivočervených, červených a svetlosivých pieskovcov a bridlíc má cyklickú stavbu. Pieskovce obsahujú v prevládajúcom množstve arkózový detrit, ktorý je zmiešaný vo variabilnom množstve s úlomkami acidných až intermediárnych, menej bázických vulkanitov. Bázické vulkanity boli derivované zo synsedimentárnych vulkanických centier. Len v malom množstve sa zistili úlomky z granitoidov a rúl. Jemnozrnné sedimenty sú bohaté na klastické sľudy a obsahujú horizonty s bioturbačnými textúrami.

Výskyt malužinského súvrstvia na S od Veľkého Poľa (oblasť j. od k. Suchý vrch), pôvodne vymedzený na mape Tribeča, nebol potvrdený.

Značné rozšírenie dosahuje malužinské súvrstvie na povrchu z. od Zemianskych Kostolian. Tento výskyt je iba „špičkou ľadovca" údajne z najrozsiahlejšieho výskytu „melafýrovej skupiny" v Západných Karpatoch, v južnej časti Strážovskej hornatiny, s. časti Tribeča a podložia neovulkanitov Vtáčnika, Kremnických vrchov a Pohronského Inovca (porov. Biely et al., 1985). Územie s výskytom malužinského súvrstvia (vtedy ešte ako spodnotriasového) prehľadne zmapoval Biely (1957a).

Podľa Vozárovej a Vozára (1988) malužinskú formáciu tu reprezentuje tretí megacyklus (červené pieskovce, siltovce a efuzívne telesá bazaltových andezitov s vulkanoklastikami – piesčitými a popolovými tufmi a tufitmi, laminovanými a gradačne zvrstvenými, občas s polohami lapilových tufov).

Melafýrové horniny v tejto oblasti po petrografickej stránke študovali Čechovič a Ulrich (1937). Rozlíšili melafýrové porfyrity, mandľovcové melafýry a melafýrové tufy.

Severnú stranu údolia j. od Dolných Leloviec (s odkaliskom popolčekového kalu z elektrárne Zemianske Kostoľany) buduje výlučne malužinské súvrstvie. Vzhľadom na rozsiahle zemné a výkopové práce v okolí odkaliska je tu možné študovať súvrstvie relatívne lepšie než v iných zalesnených oblastiach. Prekvapujúco veľkú časť súvrstvia tvoria málo odolné horniny (? bridlice, tufy, tufity), ktoré aj

v „rozrýpanom" teréne sz. od priehrady len zriedka vychádzajú na povrch. Prejavujú sa iba pestrým – červeným, žltým a fialovým – sfarbením pôdy a zvetranín. Odkryvy pevných hornín (najmä pieskovce, mikrokonglomeráty a melafýry) sú hojné najmä v chrbtoch jz. od odkaliska.

Malužinské súvrstvie vychádza ďalej na povrch v značnom rozsahu v Lelovskej doline, na území j. od Majera a v niekoľkých oknách jv. od Nitrice a v doline sz. od Chalmovej.

Trias

181 benkovské súvrstvie: kremence, pieskovce, červené bridlice (skýt)

Toto súvrstvie tvorí bezprostredné nadložie malužinského súvrstvia. V slabo odkrytom teréne nie je vždy možné s úplnou istotou položiť hranicu medzi nimi, pretože podľa Vozárovej (ústna informácia) už aj v najvyššej časti malužinského súvrstvia sa začínajú objavovať dobre triedené pieskovce v striedaní s pestrými bridlicami, ktorých polohy dosahujú hrúbku 2–3 m. V benkovskom súvrství vložky bridlíc dosahujú hrúbku iba niekoľko cm.

Podľa Vozárovej ide o mineralogicky i štruktúrne zrelé pieskovce svetlosivej a svetlosivobéžovej farby. Obsahujú vysoký podiel kremenného detritu (okolo 90 %), ktorý je asociovaný s menším množstvom živcov a úlomkov felzitických vulkanitov. Nachádza sa v nich len malé množstvo pôvodne ílovitého matrixu (do 10 %). Zrná majú znaky dobrého opracovania na povrchu a obvykle sú obalené kremitým cementom.

Termín benkovské súvrstvie zaviedol do literatúry Biely (1985) podľa typovej lokality v údolí Benkovského potoka. Súvrstvie pozostáva z bielych, žltkavých a ružových, často šikmo zvrstvených kremencov a pieskovcov, v menšej miere s vložkami červených bridlíc a piesčitých bridlíc. Pre svoju odolnosť proti zvetrávaniu tvorí morfologicky odolné výšiny z. a sz. od Zemianskych Kostolian (k. 351,2 m a k. 381,8 m) a morfologicky výrazný pruh j. od lelovského odkaliska. Súvrstvie dosahuje hrúbku do 200 m.

V južnej časti mapovaného územia je zachované iba v ojedinelom výskyte v oblasti samoty Glendeje na JV od Cerovej. Reprezentuje litostratigrafickú jednotku, ktorá bola definovaná pre spodnotriasové klastické sedimenty príkrovov hronika (Biely, 1983).

180 verfénske súvrstvie: pestré bridlice, pieskovce (skýt)

Medzi benkovským súvrstvím a karbonátovým komplexom stredného triasu sa vyskytuje niekoľko metrov alebo desiatok metrov hrubý súbor lavicovitých až dos-

kovitých zelených, sivých a ružovkastých pieskovcov s preplástkami zelenkavých a fialových bridlíc. V najvyšších častiach môžu byť aj slienité a často obsahujú drvinu alebo odtlačky lastúrnikov.

Biely (1985) pre vyššiu časť spodnotriasového súvrstvia chočského príkrovu zaviedol názov šuňavské súvrstvie. Podľa jeho definície ide o ílovité a slienité bridlice a pieskovce s vložkami vápencov, s faunou „kampilských" vrstiev. Súvrstvie zmapované na tomto mieste nemá tento charakter. Zodpovedá skôr staršiemu bodvasilašskému (niekdajšiemu „seiskému") súvrstviu silického príkrovu. Keďže toto súvrstvie nemá zatiaľ definovaný litostratigrafický ekvivalent v chočskom príkrove, ponechávame na jeho označenie širší termín verfénske súvrstvie (s tým, že v budúcnosti bude možné odčleniť mladšie šuňavské a staršie, novodefinované vrstvy).

Verfénske súvrstvie je zmapované v chrbte medzi lelovským odkaliskom a riekou Nitrou j. od k. 351,2 m. Ďalšie výskyty sú západnejšie v nadloží malužinského (benkovského) súvrstvia a v podloží strednotriasového karbonátového komplexu.

179 gutensteinské vápence (ladin)

Tvoria morfologicky výrazné bralá, ktoré východne od Ráztočna tvoria bázu chočského príkrovu, keď tektonicky spočívajú na spodnokriedových vrstvách krížňanského príkrovu. Západne od Novák a Zemianskych Kostolian ich podstiela ešte mohutný súbor spodnotriasových a permských hornín. Z tejto skutočnosti a z niekoľkých vrtov Biely et al. (1985) usudzujú, že „melafýrová séria" sa smerom na sever vykliňuje.

Medzi hrubolavicovitými až masívnymi tmavosivými vápencami (hrúbka 50–100 m) a verfénskymi vrstvami v chrbte medzi lelovským odkaliskom a riekou Nitrou, j. od k. 351,2 m, je niekoľko m hrubá poloha žltkavých rauvakov. Tu, podobne ako v iných oblastiach, vzniká otázka, či sú sedimentárne alebo tektonické. Odpoveď, aj s prihliadnutím na iné oblasti, je, že sú sedimentárne (dočasný vznik lagunárno-evaporačných podmienok pred nástupom strednotriasovej karbonátovej sedimentácie) i tektonické (hranica medzi plastickým spodnotriasovo-permským a rigidným stredno- až vrchnotriasovým karbonátovým komplexom bola preferovaným miestom tektonických pohybov).

Z mikroskopického hľadiska ide o monotónne mikrity, v ktorých sa iba ojedinele nájdu organické zvyšky bez stratigrafického významu ako napr. články echinodermát, *Globochaete alpina*, prierezy ostrakódov, fragmenty schránok bivalvií a gastropódov, stopy po bioturbácii (Nemčok, 1985).

Gutensteinské vápence sú náchylné na krasovatenie, a tak vďaka nim sa v tejto prevažne neovulkanicko-kryštalinickej oblasti vyskytuje jz. od Skleného aj kúsok nefalšovaného krasu so škrapmi, závrtmi a jaskynkami.

V „chalmovskom ostrove" gutensteinské vápence tvoria šošovkovité telesá rôznej veľkosti prevažne v bazálnych častiach hrubého dolomitového komplexu.

178 gaderské vápence (ladin)

Niektoré šošovky tmavosivých vápencov uprostred dolomitov chalmovského ostrova štruktúrou veľmi pripomínajú novodefinované gaderské vápence (Polák, Filo a Havrila, 1996). Sú hrubolavicovité, dosahujú hrúbku niekoľko desiatok m.

177 reiflinské vápence (ladin)

Východne od Ráztočna na s. svahoch Borovej, v záreze lesnej hradskej južne od Starého hája, nad gutensteinskými vápencami sú odkryté lavicovité sivé hľuznaté vápence s hrúbkou niekoľko metrov. Nemčok (1985, obr. 10) ich vyobrazil ako hľuznaté polohy v tmavých vápencoch stredného triasu chočskej jednotky. Niet pochýb o tom, že tu ide o zasahovanie panvovej fácie reiflinského typu do karbonátovej platformy. Smerom do nadložia tieto vápence prechádzajú do svetlých hrubolavicovitých až masívnych wettersteinských vápencov.

Z tejto lokality z Havrilovho materiálu určil Pevný pelsónsko-ilýrsku faunu brachiopódov: *Coenothyris vulgaris* (Schloth), *„Rhynchonella"* sp., *Tetractinella trigonella* (Schloth), *Punctospirella fragilis* (Schloth), *Volirhynchia vivida* (Bittner) *Schwagerispira schwageri* (Bittner), *Anisactinella* cf. *quadriplecta* (Münster), *Spiriferina* sp.

Okrem toho sa v týchto vápencoch, ktoré Havrila považuje za zámostské, nachádzajú zvyšky krinoidov, gastropódov a zubov rýb.

Z vrchnej časti súvrstvia boli separované konodonty a holotúrie (určili Havrila a Pevný): *Gondolella cornuta* (Budurov–Stefanov), *G. constricta* Mosher–Clark, *G.* cf. *szaboi* Kovács, *Neohindeolla triassica triassica* Müller, *Theelia* sp. Možné stratigrafické rozpätie vyplývajúce z uvedenej asociácie je ilýr – stredný fasan.

V polohe vápencov v dolomitoch sa našli zvyšky ofiurií, ľalioviek, zúbky rýb a ostrakódy bez stratigrafického významu.

Z doliny idúcej od chaty Remata na SV udáva Biely (1957b, s. 69) výskyt čiernych lavicovitých vápencov s hľuzami čiernych rohovcov a považuje ich za reiflinské. Takto sú znázornené aj na generálnej geologickej mape, list Žilina. Novšie výskumy ukázali, že ide o spodnokriedové vápence krížňanského príkrovu, ktoré tu vystupujú v tektonickom okne.

176 wettersteinské vápence (ladin – spodný karn)

Nad opísaným výskytom reiflinských vápencov v. od Ráztočna, ako sme už uviedli, vystupujú hrubolavicovité až masívne svetlosivé až svetlé vápence, ktoré

dosahujú hrúbku niekoľko desiatok metrov. Vyššie nasleduje masa svetlých a svetlosivých ramsauských (alebo azda lepšie wettersteinských) dolomitov. I v týchto dolomitoch sa ešte nájdu šošovky svetlých vápencov alebo dolomitických vápencov (napr. vo výraznom sz. chrbte Borovej). Ide zrejme o relikty pôvodných vápencov, ktoré boli dolomitizované.

Svetlé vápence neboli dosiaľ podrobnejšie skúmané (či sú rifové alebo lagunárne). Dá sa však očakávať, že to bude obdobné ako pri dolomitoch – teda spodné časti budú rifové a vyššie lagunárne.

Podobné šošovky svetlých dolomitických vápencov až vápencov sa nájdu aj uprostred hrubého komplexu stredno- až vrchnotriasových dolomitov v chalmovskom ostrove.

175 ramsauské a hlavné dolomity:dolomity a dolomitické vápence (stredný – vrchný trias); a) rauvaky

Svetlé masívne dolomity majú v mapovanom území z chočského príkrovu bezpochyby najväčšie rozšírenie, a to tak v. od Ráztočna a s. od Rematy, ako aj z. od Zemianskych Kostolian.

Keďže jedinými, dosiaľ nájdenými a určiteľnými fosíliami sú nálezy riasy *Teutloporella herculea* z oblasti j. od Borovej (legit. Gross), nie je možné dolomitový komplex rozdeliť na stredno- a vrchnotriasovú časť, teda na ramsauské a hlavné dolomity (*T. herculea*, ako je známe, sa vyskytuje i v spodnej časti vrchného triasu). Jediný malý výskyt lunzkých vrstiev, ktoré by mohli slúžiť ako deliaci horizont, nepostačuje.

Dolomity sú svetlé, masívne, často rozpadavé, a preto sa ťažia na dolomitový štrk (brizolit). V spodných častiach v nich možno nájsť zachované šošovky svetlých vápnitých dolomitov, alebo priamo i svetlých (wettersteinských) vápencov. Tieto spodné časti majú často zachované evinospongiové štruktúry. Z toho by sa dalo usudzovať, že tak ako v niektorých iných územiach Západných Karpát, aj tu sú dolomity v spodných častiach rifové a vo vyšších lagunárno-riasové. Svedčí o tom spomínaný nález stromatolitických dolomitov s *T. herculea*.

Na margo termínu ramsauské dolomity, ktorý sa ešte stále používa, treba poznamenať, že čoraz viac sa najmä v chočskom príkrove používa termín wettersteinské dolomity.

V „chalmovskom ostrove", kde dolomity dosahujú hrúbku do 400 m, sa nezistili výskyty rifových dolomitov. Laminárne štruktúry pripomínajúce stromatolity sa však zistili na viacerých miestach. Z toho možno usudzovať, že celá oblasť patrila k zarifovej lagunárnej oblasti.

174 lunzké vrstvy: bridlice, pieskovce (karn)

Niekoľko metrov (< 5 m) hrubá poloha tmavých bridlíc a zelenosivých pieskovcov sa našla v kameňolome južne od Hraničného potoka (dolina Rematy). Zaznamenal ju už Nemčok (1985). Ide zrejme o šošovkovité zasahovanie tejto fácie do karbonátovej platformy z oblasti, kde lunzké vrstvy sú omnoho viac rozšírené (napr. Nízke Tatry, Strážovská hornatina) a kde dosahujú hrúbku desiatky, ba až stovky metrov.

Podľa Bieleho (1957b, s. 70) výskyt lunzkých vrstiev udáva aj Volko-Starohorský (1922) z ústia handlovského tunela.

PALEOGÉN

Podtatranská skupina

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny (v zmysle členenia paleogénu in Gross, Köhler a Samuel, 1984) sa dnes nachádzajú v širšom okolí Bojníc, v smere na Šutovce, Dlžín a tiež v pruhu širokom 1 až 4 km a dlhom cca 15 km v línii Handlová – Brusno – Ráztočno – Malá a Veľká Čausa – Brezany. V úvode je potrebné pripomenúť, že paleogénne sedimenty handlovského pruhu, podobne ako celej Hornej Nitry (bánovsko a bojnicko), sú tvorené faciálnymi celkami, ktoré nie sú celkom typické pre klasický vývoj podtatranskej skupiny (vnútrokarpatského paleogénu) ani pre budínsky vývoj paleogénu. Študované územie v paleogénnom období vytváralo najskôr na konci bartónu (vrchný lutét) komunikačný koridor medzi uvedenými paleoprovinciami (Gross et al., 1970; Maheľ a Gross, 1975). Prepojenie existovalo (Gross, 1978) cez územie Hornej Nitry v smere na vtedy spojenú Rajecko-Turčiansku kotlinu. Vývoje zistené v paleogénnych sedimentoch Bánovskej kotliny, Hornonitrianskej kotliny a Handlovskej kotliny (Gross, Franko a Samuel, 1970) s charakteristickou asociáciou fauny (predovšetkým veľkých foraminifer), miestami s výraznejšie nižším stupňom diagenézy hornín atď., tomu plne nasvedčujú. Navyše, regionálna transgresia do Handlovskej kotliny s úplnou postupnosťou paleogénnych súvrství bola do istej miery oneskorená. Pokiaľ sa transgresia v oblasti Bánoviec a Hornej Nitry začala už v bartóne (obr. 4) a morský režim bez prerušenia pokračoval až do spodného oligocénu, zatiaľ v handlovskej oblasti (obr. 5) nastala prvá transgresia už vo ?vrchnom lutéte až bartóne. Potom došlo k výzdvihu územia a úplnej deštrukcii pôvodných bazálnych hornín a neskôr až v najvyššom priabóne nastala nová transgresia s následnou kontinuálnou sedimentáciou až do egeru. Tejto skutočnosti nasvedčuje aj značne redukovaná

hrúbka paleogénnych súvrství, ktoré v „časovej tiesni" nemohli dosiahnuť takú hrúbku, na akú sme zvyknutí na ostatných miestach s vývojom vnútrokarpatského paleogénu.

Prevažná časť mapovacích prác v okolí Bojníc sa realizovala v rokoch 1961–1968 (mapovanie v mierke 1 : 10 000, doplnené množstvom technických prác – ryhy a hlboké vrty) a niektoré časti územia (od Šutoviec v smere na Dlžín a južnejšie) domapoval v roku 1992 Filo (Gross a Filo in Elečko et al., 1992).

Územie v línii Handlová – Brezany bolo zmapované v r. 1992 (Gross in Šimon et al., 1994).

Mapovaním bolo možné stanoviť nasledujúci vrstvový sled paleogénnych litotypov:

1. Borovské súvrstvie [bazálna transgresívna litofácia; u Čechoviča (1959) označené ako bazálne zlepence, vápence a sliene];

– prevažne karbonátové brekcie, karbonátové zlepence, karbonátové pieskovce; organogénne a organodetritické vápence.

2. Okrajové (marginálne) súvrstvie [Čechovič (1959) zaraďoval tento litotyp do bazálneho súvrstvia];

– striedanie brekcií s ílovcami a zlepencov s ílovcami; ojedinelé organodetritické vápence, karbonátové pieskovce a flyšový vývoj.

Vrstvové sledy nad okrajovým súvrstvím sú v bojnickom úseku (a) a v Handlovskej kotline (b) odlišné.

Bojnický úsek (a)

3a) Hutianske súvrstvie – ílovcová litofácia – (premenlivo vápnité ílovce v absolútnej prevahe nad lavicami pieskovcov a zlepencov).

4a) Zuberecké súvrstvie – flyšová litofácia – (pieskovce a ílovce, miestami s vložkami zlepencov i brekcií).

Handlovský úsek (b)

3a) Hutianske a zuberecké súvrstvie nečlenené [u Čechoviča (1959) označené ako piesčito-slienité flyšoidné vrstvy];

a) premenlivo vápnité ílovce v prevahe nad pieskovcami, brekciami a zlepencami,

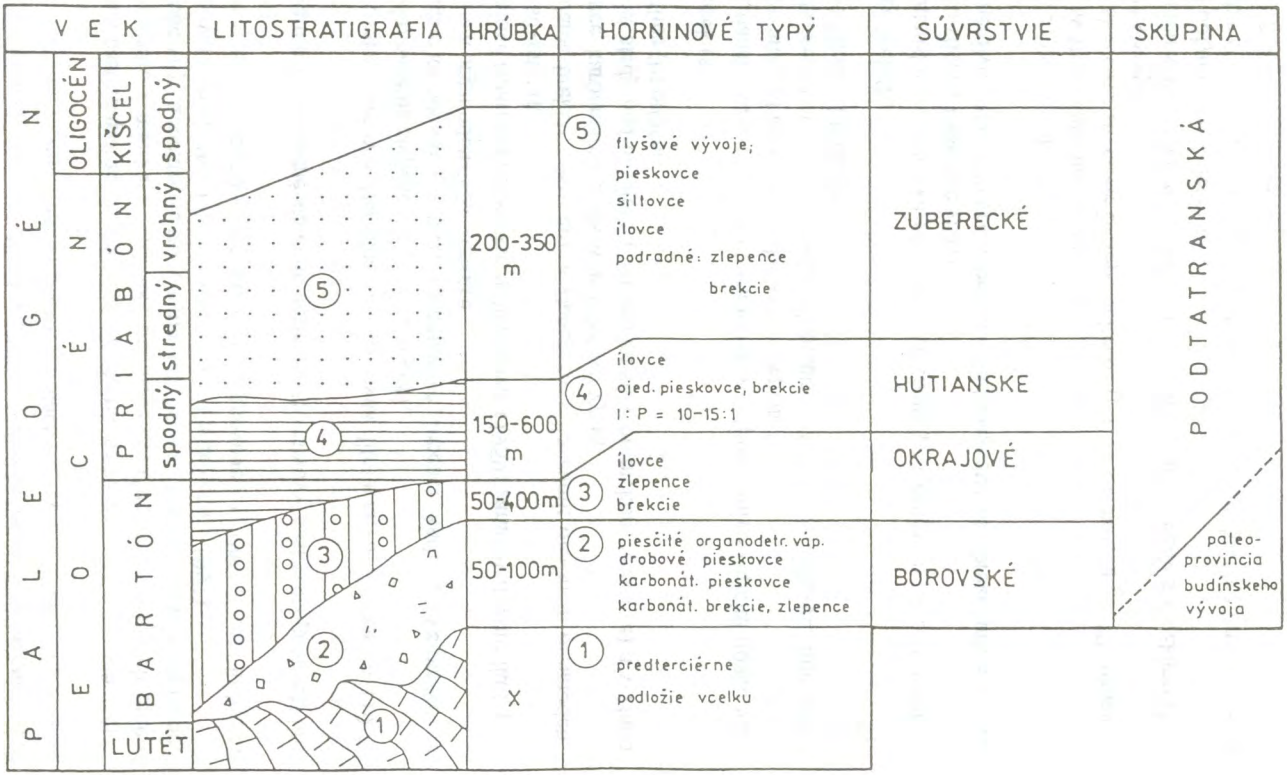
b) ílovce menilitového typu,

c) polohy flyšového charakteru.

4b) Pieskovcové súvrstvie bielopotockého typu [u Čechoviča (1959) označené ako piesčité vrstvy];

– väčšinou slabo stmelené hrubé lavice a polohy pieskovcov s vložkami drobnozrnných polymiktných zlepencov;

– na báze súvrstvia alebo priamo pod ňou sa nachádzajú lokálne hrubozrnné až balvanovité polymiktné zlepence.


VEK
LITOSTRATIGRAFIA
HRÚBKA
HORNINOVÉ TYPY
SÚVRSTVIE
SKUPINA
PALEOGÉN
EOCÉN
OLIGOCÉN
BARTÓN
PRIABÓN
KIŠCEL
LUTÉT
spodný
stredný
vrchný
spodný
5
4
3
2
1
200-350 m
150-600 m
50-400m
50-100m
X
flyšové vývoje;
pieskovce
siltovce
ílovce
podradné: zlepence
brekcie
ílovce
ojed. pieskovce, brekcie
I : P = 10-15:1
ílovce
zlepence
brekcie
piesčité organodetr. váp.
drobové pieskovce
karbonát. pieskovce
karbonát. brekcie, zlepence
predterciérne
podložie vcelku
ZUBERECKÉ
HUTIANSKE
OKRAJOVÉ
BOROVSKÉ
PODTATRANSKÁ
paleo-
provincia
budínskeho
vývoja

Zo stratigrafického hľadiska uvedené faciálne celky – súvrstvia – nepredstavujú vždy sukcesívne litostratigrafické komplexy, ale sčasti alternujú a majú synchrónny vek. Napríklad borovské súvrstvie, ktoré sa usadilo v najvyššom priabóne až spodnom oligocéne, je časom svojho vzniku do značnej miery zhodné s nadložným okrajovým súvrstvím atď.

173 borovské súvrstvie: a) karbonátové brekcie, b) karbonátové brekcie a zlepence, organodetritické vápence

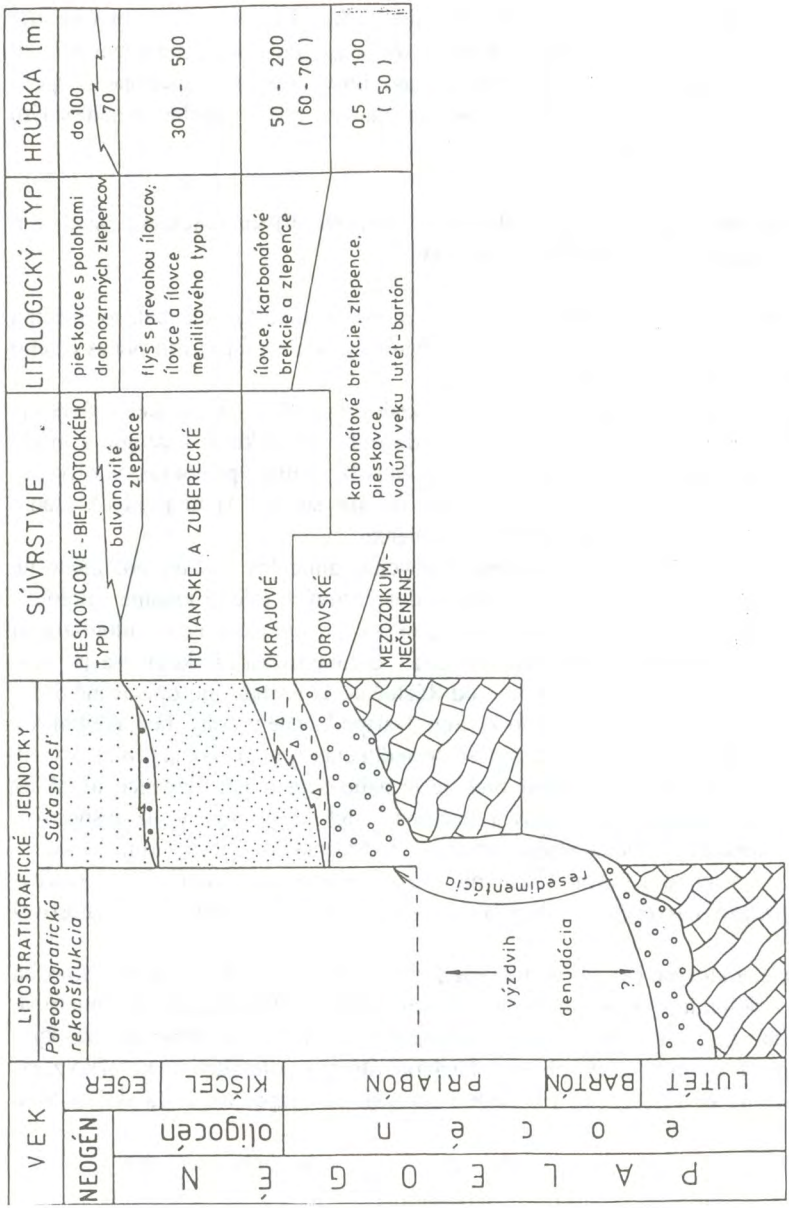
Po laramskej fáze vrásnenia spojenej s výzdvihom takmer celého územia Západných Karpát nastali suchozemské podmienky, ktoré pretrvávali počas celého paleocénu a spodného eocénu.

Z obdobia pred transgresiou morských bazálnych vrstiev – borovského súvrstvia – nenachádzame faunisticky preukázané sedimenty. Na základe analógie s inými územiami Západných Karpát, kde sa tvorili bauxity, vznikal paleokras, uhoľná sedimentácia, alebo sa vytvárali mohutné podhorské sutiny. Aj tu predpokladáme podobné suchozemské – kontinentálne podmienky.

Do tejto kategórie tzv. predtransgresívnych sedimentov možno podmienečne priraďovať výskyty takmer monomiktných dolomitových (alebo lokálne i dolomitovo-vápencových) brekcií s veľmi ostrohranným – neopracovaným – úlomkovým materiálom, tmeleným psamitickou frakciou – dolomitovým pieskom. Na jv. svahoch Borovej (k. 671,2 m), 1,2 km v. od Ráztočna, sa nachádzajú opisované dolomitové brekcie s úlomkami od 3 do 70 mm. Najspodnejšie polohy bez akejkoľvek fauny môžu predstavovať predtransgresívne sedimenty (podhorské sutiny?). Vyššie v profile sa nachádzajú dolomitové brekcie až slabo opracované zlepence, avšak už s ojedinelými úlomkami numulitov a machoviek. Ich prítomnosť je už nesporným dôkazom morského stenohalinného prostredia sedimentácie. V bojnickom úseku regiónu je priestorové a plošné rozšírenie brekcií väčšie ako rozšírenie zlepencov. Táto skutočnosť nasvedčuje krátkemu a rýchlemu transportu materiálu zo znosovej oblasti.

Brekcie, z ktorých časť môže tiež náležať k predtransgresívnym sedimentom, sa skladajú z dolomitov, menej často z vápencov, ktoré tvoria niekedy až 3-metrové i väčšie balvany. Priemerná veľkosť úlomkov je okolo 10 cm. Charakteristickým znakom je ich vysoká nevytriedenosť. Niektoré úlomky dolomitov sú natoľko zvetrané, silno vybielené, že už pri slabom dotyku sa rozpadávajú na dolomitovú múčku.

Obr. 4 Litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénnych sedimentov Hornonitrianskej kotliny (P. Gross, 1992)



Obr. 5 Litologicko-stratigrafická tabuľka paleogénnych sedimentov Handlovskej kotliny (P.Gross, 1992)

Popri karbonátových úlomkoch sa tu ojedinele našli granitoidné horniny, kremence, kremeň, permské a triasové bridlice, melafýry atď. Je zaujímavé, že obliaky nekarbonátových hornín sú podstatne lepšie zaoblené (max. 2–3°) ako karbonátové. Možno predpokladať, že do sedimentačného bazéna boli deponované (azda riečnym?) transportom zo vzdialenejších miest z niektorých zlepencových polôh starších útvarov. Tmel brekcií je piesčitý, zložený prevažne zo zŕn karbonátov s ojedinelými kremennými zrnami.

Veľmi svojrázne sú dolomitové brekcie, miestami až zlepence v území severne od Bojníc a západne od Dubnice, prebiehajúce na styku s výrazným severojužným malomagurským zlomom. Tiahnu sa v pruhu dlhom asi 2 km a vytvárajú morfologicky nápadnú ostrú skalnú terasu. Starší autori (Horusitský, 1941; Andrusov, 1941, 1942) ich považovali za travertíny. Detailným štúdiom sme zistili, že uvedené horniny nepredstavujú travertíny, hoci vzhľadom sa im neuveriteľne podobajú. Travertínový vzhľad vznikol rozkladom a neskoršie až úplným vylúhovaním menej odolných úlomkov, predovšetkým dolomitov, budujúcich karbonátové brekcie exogénnymi vplyvmi (zvetrávanie, presakovanie zrážkovej vody), hlavne však vplyvom presakujúcich podzemných vôd, ktoré vyvierajú na úpätí skalnej terasy. Z pôvodnej brekcie sa zachoval len odolnejší piesčito-vápnitý tmel. Takto zvetrané brekcie nadobudli „špongiovitý" vzhľad s dutinami po vylúhovaných dolomitoch, čím nápadne pripomínajú travertín. V každom odkryve v tomto pruhu „pseudotravertínov" možno pozorovať od povrchu smerom dole postupný prechod do nerozložených brekcií. V odkryve západne od Dubnice „Pod grúňom" sú brekcie natoľko dezintegrované, že sa rozpadávajú na dolomitovú múčku. Brekcie nevykazujú žiadne usmernenie alebo imbrikáciu úlomkov. Vo väčšine odryvov sú to masívne horniny, popretkávané hustou sieťou puklín bežne vyplnených kalcitom.

Vo vrte Š1–NB pri obci Koš, v kotline v strede uhoľného ložiska, sú tiež vyvinuté sivobiele bazálne brekcie s polohou červenkastých drobnozrnných brekcií hrubou nad 50,5 m. Borovské súvrstvie tu nie je také hrubozrnné ako v ostatných vrtoch. Prevahu majú hrubozrnné drobové pieskovce nad prevažne tenkodoskovitými karbonátovými, hlavne dolomitovými brekciami. V hrubozrnných drobových pieskovcoch sú bežné zuhoľnatené zvyšky rastlín. Úlomkovitý materiál v brekciách vo vysokej prevahe tvorí dolomit, menej často vápenec, ojedinele i kremeň, kremence a úlomky kryštalinika. Tmel brekcií tvorí hrubozrnný drobový pieskovec sivobielej farby (petrografické štúdie realizoval Ďurkovič, 1970).

Sz. od Šutoviec (v okolí k. 621,1 m – Záhrady) budujú bázu borovského súvrstvia drobnozrnné dolomitové brekcie, tvorené úlomkami tmavosivých dolomitov veľkosti prevažne do 3 cm, tmelenými žltkastým dolomiticko-piesčitým tmelom. V okolí kóty 564,2 m sv. od Dlžína sa nachádzajú podobné dolomitové brekcie, avšak strednozrnné, s úlomkami tmavých dolomitov, miestami veľkosti do 30 cm.

Vyššiu časť borovského súvrstvia v tejto oblasti tvoria drobnozrnné (sporadicky až strednozrnné) vápencovo-dolomitové brekcie, miestami zlepencové. Najväčšie úlomky, resp. balvany (dosahujúce veľkosť do 2 m) pochádzajú z tmavých vápencov (gutensteinského typu). Veľkosť dolomitových úlomkov nepresahuje 40 cm. Sporadicky sa v brekciách vyskytujú úlomky žltých a fialových bridlíc, kremencov, pieskovcov a žlto zvetrávajúcich dolomitov (pochádzajúcich pravdepodobne zo súvrstvia karpatského keuperu), drobné obliaky žilného kremeňa, sv. od Dlžína aj obliaky granitoidov (Filo in Elečko et al., 1992).

Zlepence majú menšie plošné rozšírenie ako brekcie. Prechod medzi brekciami a zlepencami býva vždy plynulý. Typické drobnozrnné zlepence (mikrokonglomeráty) sa nachádzajú v opustených lomoch na Kalvárii. Tvoria ich takmer výlučne obliaky dolomitov a ojedinele veľmi dobre opracované vápence s veľkosťou 2–10 mm. Tmel tvorí frakcia karbonátového pieskovca s ojedinelými kremennými zrnami. Hornina je masívna, bez náznakov vrstvových škár. Na tejto lokalite i na mnohých ďalších sa našli šošovkovité polohy vápencov a vápencových pieskovcov (kalkarenitov) s numulitmi, z ktorých Vaňová (1964) určila druhy *Nummulites millecaput* BOUBÉE, *Nummulites millecaput minor* HAIM, *Nummulites rotularius* DESHAYES, *Nummulites gallensis* HEIM a *Assilina exponens* (SOWERBY).

Vo všetkých vrtoch (okrem vrtu NB-2) tvorili bázu borovského súvrstvia zlepence s červenofialovým tmelom. Vo vrtoch NB-1 a Šl-NB je nad červenofialovým súvrstvím vyvinutý sivobiely drobnozrnný zlepenec s tenkými lavicami pieskovcov, ojedinele aj s polohami ílovcov.

Zlepence s červenofialovým tmelom majú najväčšiu hrúbku (124,8 m) vo vrte NB-1. Obliaky a úlomky sú zložené z tmavosivých dolomitov, menej často z vápencov, červenofialových pieskovcov, siltovcov a bridlíc (keuper?, kampil?), zelených bázických hornín (melafýrov?), kremencov, úlomkov kryštalických hornín atď. V profile zlepencov vidno smerom do podložia zväčšovanie veľkosti obliakov a ojedinelé tenké polohy (lavice) drobových a kremenných pieskovcov, siltovcov až ílosiltovcov. Veľkosť obliakov sa pohybuje v rozmedzí od niekoľkých mm do 20 cm, pri opracovaní 0–3°. Tmel je červenofialovej farby, nevápnitý, ílovito-piesčitý až pieskovcový.

Pieskovce

Vo vrchnej časti borovského súvrstvia sa čoraz častejšie objavujú až niekoľkometrové vložky lavíc jemnozrnných i hrubozrnných pieskovcov, ktorými postupne vyznieva plytkovodný transgresívny cyklus. Odkryvy tohto vývoja sa nachádzajú z. od kúpeľov, asi 650 m pod ostrou zákrutou cesty, kde vystupujú jemno- až strednozrnné drobové vápnité pieskovce, inde gradačne homogénne

zvrstvené. Na vrstvových plochách sú časté zuhoľnatené zvyšky rastlín. Niektoré lavice sú tvorené typickými dolomitovými (alebo dolomito-vápencovitými) pieskovcami, tmelené tiež karbonátovou hmotou. Tieto „detritické dolomity" (vápence) sú veľmi náchylné na skrasovatenie. Trocha odlišný vývoj pieskovcového súvrstvia je jv. od Kocurian. Výrazne vystupujúce skalné steny sú budované masívnymi, homogénne zvrstvenými hrubozrnnými pieskovcami. Po navetraní sa miestami v pieskovci objavuje guľovitý rozpad.

V pruhu, ktorý sa tiahne od k. 368,5 m na SSV, sa zistili aj strednozrnné kremenné pieskovce (Ďurkovič, 1970), v okolí Bojníc veľmi zriedkavé. Aj keď v profile borovského súvrstvia sa nachádza viacero polôh pieskovcov, na mape sme vyznačili iba väčšie a súvislejšie výskyty.

V Handlovskej kotline v období bartónu (miestami už lutétu) nastala postupná transgresia mora. Oblasť dnešnej Handlovskej kotliny bola v tomto období ponorená pod plytké teplé vody transgredujúceho paleogénneho mora, kde existovali mimoriadne dobré podmienky na rozvoj fauny a flóry. Sedimenty zachované z tohto obdobia – organogénne až organodetritické vápence – boli azda už v bartóne alebo spodnom priabóne vyzdvihnuté, časom úplne deštruované a stali sa súčasťou obliakového materiálu ďalšej „neskorej transgresie" paleogénneho mora až vo vrchnom priabóne.

Tým získava Handlovská kotlina celkom osobitné postavenie v rámci paleogénnych sedimentov – stáva sa najmladšou kotlinou z hľadiska začiatkov vzniku panví s kontinuálnou výplňou vnútrokarpatského paleogénu. Dôkazy prvej transgresie mora nachádzame dnes už iba vo forme redepozitov – obliakov v borovskom súvrství „mladšieho cyklu". Tento fakt ešte viac vyniká aj preto, že kotliny ležiace v tesnom susedstve – Hornonitrianska a Bánovská – sú vekom svojho vzniku zhodné s paleogénnymi sedimentmi ostatných výskytov na Slovensku. Preto aj skončenie paleogénnej sedimentácie v Handlovskej kotline (v egeri) je celkom osobité a ojedinelé, vekovo posunuté.

V Ráztočne, 120 m ssv. od vodojemu, borovské súvrstvie reprezentuje drobnozrnný zlepenec s obliakmi od 2 do 60 mm, s opracovaním 1–3°. Obliaky tvoria kremence, kremeň, vápence, dolomit, metamorfiká, rádiolarity atď. Tmel je vápnitý, z väčšej časti rekryštalizovaný. Sú tu aj ojedinelé úlomky numulitov.

Výnimočnosťou tejto lokality je fakt, že medzi obliakmi sa nachádzajú ojedinelé obliaky numulitového vápenca staršieho transgresívneho cyklu, po ktorom sa nikde v Handlovskej kotline nezachovali primárne výskyty.

S ďalšou zvláštnosťou borovského súvrstvia v Handlovskej kotline sa stretávame napr. 0,7 km sv. od Ráztočna. Tu vystupujú masívne, nelavicovité karbonátové brekcie až slabo opracované zlepence s obliakmi priemernej veľkosti 5–7 cm, maximálne 70 cm. Okrem najbežnejších úlomkov triasových dolomitov a vápencov sa tu nachádzajú albsko-neokómske? vápence–slieňovce, žilný kremeň, metamorfiká (svor–rula?) a obliaky granitoidných hornín s veľmi dobrým

opracovaním. Uvedený nález granitoidnej horniny je v sedimentoch borovského súvrstvia celkom ojedinelý! V iných územiach sa v borovskom súvrství nikde nenašli granitoidné horniny ani metamorfiká, čo poukazuje na skutočnosť, že počas bartónu (napr. v Liptove, na Orave atď.) ešte neboli odkryté kryštalinické jadrá pohorí. Obnažili sa až neskôr v období priabónu. Pretože borovské súvrstvie v okolí Handlovej sa usadilo omnoho neskôr, t. j. na rozhraní vrchného priabónu až spodného oligocénu, sú tu už bežné nálezy ojedinelých obliakov z kryštalických jadier pohorí obnažených v tom období. Medzi najbežnejšími obliakmi a úlomkami brekcií a zlepencov – karbonátmi, kremencami, žilným kremeňom atď. – sa nachádzajú (i keď vzácnejšie) aj obliaky bázik, rozličných bridlíc, úlomky živcov a pieskovcov starších ako paleogén.

Druhá verzia o výskyte dobre opracovaných obliakov granitoidných hornín je tá, že ide vlastne o obliaky tzv. „druhého cyklu". Je takmer nemysliteľné, aby sa vedľa seba vyskytovali slabo opracované až neopracované karbonáty a dokonale opracované obliaky žúl. Preto nemožno vylúčiť alternatívu, že spomínané žulové obliaky boli už primárne obliakmi v zlepencoch starších útvarov, ktoré neskorším rozrušením poskytli tieto obliaky novovznikajúcim klastickým sedimentom, tvoriacim sa na vrchnopriabónskom pobreží. Úlomky v brekciách nevykazujú žiadne usmernenie alebo imbrikáciu. Vo väčšine odkryvov sú to masívne horniny, popretkávané hustou sieťou puklín, a sú prípady, keď sa len ťažko dajú rozpoznať od podložných brekciovitých dolomitov.

Vápence v bojnickom úseku sú zväčša slabo piesčité a možno ich klasifikovať ako organogénne až organodetritické numulitové vápence.

Bežne sa nachádzajú v najvrchnejších častiach borovského súvrstvia. Inokedy vytvárajú izolované pruhy a šošovky buď priamo na mezozoickom substráte (pri Kalvárii), alebo ako sme to zistili z vrtov, často sa striedajú s brekciami alebo zlepencami.

Organodetritické až organogénne vápence sú v Handlovskej kotline veľmi vzácne až ojedinelé. Našli sme ich v. od Ráztočna, na východných svahoch Borovej. Nešlo tu o priame východy, ale na lesnej lúke sa našlo niekoľko balvanov veľkých do 50 cm, tvorených béžovými až sivožltými „numulitovými vápencami". Organické zvyšky, ktoré sú až horninotvorné, zastupujú predovšetkým numulity a diskocyklíny, bežné sú machovky, ostne ježoviek, červené riasy, malé foraminifery, aktinocyklína? a bližšie neurčená organická drvina. Veľké foraminifery v spomínaných vápencoch poukazujú na staršie obdobie vzniku vápenca – na bartón, avšak pozícia týchto balvanov naznačuje, že sa nachádzajú už ako klasty, obliaky „bázy" v bazálnom súvrství Handlovskej kotliny.

Hrúbka borovského súvrstvia je celkovo značne premenlivá. Vo výverovom území bojnických teriem, teda pri z. okraji nováckej uhoľnej panvy, sa vrtom Š2-NB zistila hrúbka 12,90 m a vrtom Pa-14 pri jz. okraji výverového územia

hrúbka 25 m. V bojnickej vysokej kryhe (jz. od výverového územia) sa vo vrte NB-1 zistila hrúbka 128 m. Najväčšia hrúbka sa zistila pod uhoľným ložiskom pri obci Koš, a to až 138,4 m.

Ako vidno, rozdiely v hrúbke borovského súvrstvia sú pomerne veľké (12,9 až 138,4 m). Túto skutočnosť si možno vysvetliť pôvodnou členitosťou reliéfu terénu pred sedimentáciou paleogénnych súvrství. Hrúbka borovského súvrstvia v Handlovskej kotline je vcelku menšia ako v priľahlej oblasti v okolí Bojnických kúpeľov, kde dosahuje až do 140 m. Na základe merania úložných pomerov (technické práce sa tu nerealizovali) a zistení z priamych východov konštatujeme, že hrúbka tu kolíše v rozmedzí od 30 cm maximálne do 100 m. Bežná hrúbka sa pohybuje do 30 m.

Stratigrafické začlenenie borovského súvrstvia v bojnickej oblasti bolo stanovené na základe štúdia veľkých a malých foraminifer. Vaňová (1969) opísala a určila z viacerých povrchových výskytov a vrtov spoločenstvá bartónu (vrchného lutétu).

Asociáciu veľkých foraminifer spravidla reprezentuje druh *Nummulites gallensis* (HEIM). Ďalšiu sukcesívnu skupinu tvorí *Numm. variolarius* (LAMARCK), *N. gallensis* (HEIM), *N. millecaput millecaput* BOUBÉE, *N. millecaput minor* (HEIM) *Assilina exponens* (SOWERBY). V súlade s veľkými foraminiferami sú aj výsledky malých foraminifer (Samuel, 1970). Najreprezentačnejšiu mikrofaunu sa podarilo získať z ílovcových vložiek v jemnozrnných karbonatických zlepencoch, vo výkope pre elektrické vedenie, približne 1 km s. od bojnického zámku. Dominujúce postavenie tu má druh *Globigerina bagni* GOHRBANDT a *Globigerina boweri* BOLLI. V premenlivom množstve sa tu zistili aj *Globigerina eocaena* GÜMBEL, *Globigerina yequaensis* WEINZIERL–APPLIN, *Globorotalia renzi* BOLLI, *Turborotalia* (*T.*) *centralis* (CUSHMAN–BERMUDEZ), *Turborotalia* (*A.*) *spinuloiflata* (BOLLI, 1957 non Bandy, 1949), *Turborotalia* (*A.*) *crassata densa* (CUSHMAN), *Turborotalia* (*A.*) *broedermani* (CUSHMAN–BERMUDEZ), *Truncorotalides rohri* BRONNIMAN–BERMUDEZ, *Turborotalia topilensis* (CUSHMAN), *Globigerapsis* ex gr. *index* (FINLAY). Z bentóznych foriem sa tu vyskytujú *Rhabdamina* ex gr. *discreta* BRADY, *Hyperamina* sp., *Anomalina* (*G.*) *granosa* (HANTKEN), *Anomalina* (*G.*) *mataensis* GALLOWAY MORREY, *Rotalia* ex. gr. *lithothamnica* UHLIG, *Rotalia jabacoensis* CUSHMAN–BERMUDEZ, *Rotalia* sp.

Stratigraficky opísaný typ spoločenstva úplne zodpovedá karpatskej zóne *Truncorotaloides rohri*, ktorá reprezentuje bartón. Stratigrafické začlenenie borovského súvrstvia v Handlovskej kotline bolo stanovené na základe štúdia veľkých foraminifer. Köhler tu v r. 1992 zozbieral faunu z viacerých lokalít. Určená asociácia poukazuje na priabón (Köhler in Elečko et al., 1992).

172 okrajové (terchovské) súvrstvie: ílovce, sporadicky brekcie, a) polohy karbonátových brekcií

Vo vyšších častiach borovského súvrstvia sa zmenšuje zrnitosť sedimentov. Brekcie sa začínajú striedať s pieskovcami a vyššie sa začínajú objavovať už aj tenké polohy ílovcov. Prechod z podložného borovského súvrstvia do regionálne vyvinutého okrajového súvrstvia je celkom plynulý. Z toho vyplýva, že praktické vedenie geologickej hranice medzi oboma súvrstviami v nedokonale odkrytom teréne je do istej miery konvenčné.

Brekcie okrajového súvrstvia v bojnickom úseku majú na rozdiel od borovského súvrstvia textúry (gradačné zvrstvenie T_a T_b v zmysle Boumu, 1962), ktoré svedčia o transporte materiálu v turbiditovom prúde alebo v sklzoch (porovnaj Marschalko, 1968). Ďalším charakteristickým znakom je alternácia brekcií s ílovcami. Ílovce smerom do nadložia hrubnú na úkor stenčujúcich sa lavíc brekcií. Súvrstvie takto nadobúda charakter podobný flyšu. V brekciách sa vyskytujú úlomky ílovcov (intraklasty) poukazujúce na podmorskú eróziu zapríčinenú deštrukčnou činnosťou, gravitáciou skĺzajúceho sa materiálu pobrežia. Okrajové fácie svojím tvarom pripomínajú rozsiahle vejáre alebo šošovky rozširujúce sa od zdroja smerom k osi bazéna. Opisované súvrstvie vystupuje na povrch vo výverovom území teriem, tiež j. a jz. od Šútoviec a v západnej časti územia v okolí Dlžína a Seči. Okrajové súvrstvie bolo zachytené aj vo vrtoch NB-1, NB-2, NB-3 a vo vrte Š1-NB. Vo vrte NB-2 v Opatovciach nad Nitrou bol navŕtaný sivobiely karbonátový zlepenec striedajúci sa s lavicami pieskovcov, siltovcov a ílovcov s celkovou hrúbkou 191,90 m, pričom vrt nedosiahol borovské súvrstvie ani mezozoické podložie.

Obliaky a úlomky karbonátových klastík dosahujú veľkosť 1–5 cm, sú slabo opracované a málo vytriedené. Vo vysokej prevahe sú tu obliaky dolomitov, menej vápencov, ojedinele kremeň, kremence a úlomky kryštalinika. Tmel je karbonátový, piesčitej frakcie, so zrnkami kremeňa. Okrajové súvrstvie miestami zastupuje borovské súvrstvie. Je to tak aj vo vrte NB-3 (v Bojniciach), v ktorom dosahuje hrúbku až 280 m. Na dolomitoch tu leží cca 10 cm hrubá poloha ružovo sfarbených ílovcov, nad ktorými sú vápnité sivočierne pieskovce s 30 cm vložkou uhoľného ílovca a lavica brekcie s makrofaunou. Vyššie sa striedajú ílovce s numulitmi až ílovité vápence s vápnitými drobovými pieskovcami, organodetritickými vápencami a vápencovými pieskovcami s hojnými zvyškami zuhoľnatených rastlín. Vo vápencoch je miestami roztrúsený pyrit. Vo vrchnej časti okrajového súvrstvia sa striedajú karbonátové brekcie s ílovcami. V hrubších laviciach brekcií vidno náznaky gradačného zvrstvenia a miestami plynulý prechod do ílovca. Tmel je karbonátovo-ílovitý, málo súdržný. Okrem uvedených málo súdržných brekcií a ílovcov sú tu prítomné pestrofarebné ružové, zelené a sivé premenlivo vápnité ílovce, na ktoré je viazaný výskyt makrofauny.

Značné priestorové rozšírenie dosahuje okrajové súvrstvie medzi obcami Šútovce a Dlžín. Jeho spodnú časť tu tvoria drobnozrnné, prevažne karbonátové zlepencové brekcie, striedajúce sa s hrubozrnnými vápnitými drobovými pieskovcami. Brekcie sa odlišujú od podobných brekcií borovského súvrstvia vyšším zastúpením drobných obliakov žilného kremeňa, hornín kryštalinika (granitoidy, fylity) a žltého vápnito-piesčitého tmelu. Pieskovce sú často gradačne zvrstvené, s hrubozrnnou frakciou na báze (miestami charakteru karbonátovej brekcie s úlomkami dolomitov do 3 cm, utopených v základnej hrubopiesčitej hmote). Obvykle bývajú muskovitické a obsahujú hojnú zuhoľnatenú rastlinnú drvinu. Menej časté sú polohy doskovitých jemnozrnných modrosivých vápnitých pieskovcov, miestami prechádzajúcich do paralelne laminovaných siltovcov. Smerom do nadložia sa v súvrství objavujú ílovce, množstvo a hrúbka vrstiev karbonátových brekcií sa zmenšuje a súvrstvie postupne nadobúda charakter ílovcovej litofácie. Táto časť súvrstvia je vyvinutá jz. od Šutoviec a sz. od Seči. Ílovce bývajú buď sivozelené, vápnité, tenkobridličnaté až lístkovito rozpadavé, alebo (menej často) tmavosivé, nevápnité, piesčité.

Okrajové súvrstvie v Handlovskej kotline má celkovo prevahu ílovcov (čo do plochy i hrúbky) nad brekciami, resp. zlepencami. Brekcie často vytvárajú iba šošovkovite sa vykliňujúce a znova sa objavujúce polohy vo vápnitých ílovcoch. Dobre sledovateľný pruh brekcií tohto typu prechádza od sútoku Hraničného potoka s Handlovkou v zárezoch železničnej trate až po severný okraj Handlovej. Brekcie často vytvárajú v mäkkých ílovcových komplexoch morfologické útvary silno pripomínajúce bradlové pásmo. Relatívne tvrdé karbonátové „bradlá" v obklopení ílovcov sa nachádzajú napr. 1 km s. od Ráztočna, na k. 475,5 m, alebo na s. okraji Handlovej pri železničnom tuneli a inde. Ide tu takmer o čisté dolomitové brekcie s úlomkami veľkosti 1–15 m. Zdá sa, že hornina má primárne vysokú pórovitosť, pretože priestory medzi úlomkami sú neúplne vyplnené dolomitovou, slabo ílovitou piesčitou frakciou. Preto už po krátko trvajúcom zvetrávaní sa hornina rozpadáva na hrubý dolomitový štrk.

Mikroskopické štúdium opisovaných brekcií poukazuje na pestrejšie zloženie úlomkového materiálu. Napríklad drobnozrnná brekcia až zlepenec, vystupujúca nad sútokom Hraničného potoka s Handlovkou, pozostáva z úlomkov a slabo opracovaných obliakov dolomitov a vápencov, ktoré sú v absolútnej prevahe nad kremencami, metamorfikami, rohovcami, kremeňom, mezozoickými pieskovcami (trias?) atď. V tomto odkryve sa našli aj obliaky „numulitových vápencov", ktoré sa primárne nachádzajú v borovskom súvrství (ide zrejme o intraklasty). V obliakoch sa bežne vyskytujú numulity, machovky, diskocyklíny a malé foraminifery. Tmel brekcie tvorí vápnitá, do značnej miery rekryštalizovaná hmota, často s dorastaním na vápencové obliaky. Mnohokrát je v mikroskope problém určiť, čo je ešte obliak a čo je už tmel. V tmele sa nachádzajú aj veľké foraminifery.

Ílovce sú premenlivo vápnité, sivých až tmavosivých odtieňov, po navetraní nadobúdajú až žltohnedé sfarbenie. Majú tenkobridličnatý, inde až lístkovitý rozpad, niekde sú prerušované laminami siltovcov až jemnozrnnými pieskovcami. Na JJV od Ráztočna, 1 km pri k. 410,4 m, sme pieskovec určili ako strednozrnný drobový pieskovec s vysokým podielom základnej karbonátovej hmoty. Zrná tvorí kremeň, muskovit, biotit, živce, dolomit, vápence, metamorfiká, rohovce atď. Z organických zvyškov boli identifikované úlomky numulitov a malé foraminifery. V ílovcoch 1 km južne od Ráztočna, 200 m s. od k. 410,4 m, sa hojne nachádzajú rybie šupiny a časti kostričiek rýb. Smerom do nadložia sa postupne začínajú vytrácať polohy, resp. pruhy brekcií, ílovce sa stávajú „čistejšie" a okrajové súvrstvie takto prechádza do nadložných ílovcov menilitového typu, resp. bežných ílovcov hutiansko-zubereckého súvrstvia. Hrúbka horninového komplexu okrajového súvrstvia, predovšetkým ako vidno z vrtov, je značne premenlivá. Vo vrte Š1-NB (Koš) je 291,20 m, vo vrte Š2-NB (Bojnice) je 103,80 m, vo vrte NB-1 (Opatovce nad Nitrou) je 83,90 m, vo vrte NB-2 (Opatovce nad Nitrou) je 421,30 m (tu pravdepodobne laterálne zastupuje aj borovské súvrstvie) a vo vrte NB-3 dosahuje 280 m.

Treba však poznamenať, že uvedená hrúbka súvrstvia vo vrtoch je o niečo väčšia ako pôvodná hrúbka. Sklony vrstiev vo vrtoch kolíšu od 0 do 25° a celkom ojedinele až 38°.

Hrúbka okrajového súvrstvia v handlovskom úseku regiónu sa nezisťovala technickými prácami, ale iba odhadom na základe úložných pomerov a rozšírenia súvrstvia na mapovanom území. Bežná hrúbka je 50–70 m, celkom ojedinele až do 200 m. V okrajovom súvrství pri Šútovciach sa nachádzajú asociácie mikrofauny pozostávajúce prevažne z aglutinovaných foraminifer: *Rhabdamina discreta* BRADY, *Bathysiphon* sp.,? *Hyperamina* sp., *Dendrophyra* cf. *robusta* GRZYBOWSKI, *Dendrophyra* cf. *excelsa* GRZYBOWSKI, *Reophax pilulifera* BRADY, *Trochaminoides* ex. gr. *subcoronatus* (GRZYBOWSKI), *Recervoides* sp., *Cyclamina* aff. *amplectens* GRZYBOWSKI a *Cyclamina subalatea* VAŠÍČEK. Vápnité formy sú ojedinele zastúpené deformovanými globigerínami z okruhu *Globigerina* ex gr. *vequaensis* WEINZIERL–APPLIN. Medzi uvedenými fosíliami sa nenachádza ani jedna forma, ktorá by jednoznačne poukazovala na vrchný eocén. Vo vonkajšom flyši, prípadne v s. oblastiach s vývojom podtatranskej skupiny asociácie tohto typu sú viazané na stredný eocén.

Na základe rozboru fauny veľkých foraminifer z vrtu NB-3 (228–243 m), kde sa zistilo iba spoločenstvo druhu *Nummulites gallensis* (HEIM), a Š2-NB (35 m), kde boli identifikované druhy *Nummulites variolarius* (LAMARCK), *Numm. millecaput millecaput* BOUBÉE, *Numm. millecaput minor* (HEIM) a *Assilina exponens* (SOWERBY), tiež vyplýva, že okrajové súvrstvie je stratigraficky viac-menej analogické s borovským súvrstvím, ktoré sa usadzovalo tiež v bartóne (predtým označovanom ako vrchný lutét). Z okrajového súvrstvia makrofaunu opisuje

Papšová (1970) a sporomorfy Planderová a Snopková (1970). Ich závery sú v zhode s opísanými vekmi súvrství.

Vek súvrstvia v Handlovskej kotline bol stanovený na základe štúdia veľkých foraminifer (Köhler), mikrofauny (Samuel) a nanoplanktónu (Raková) (všetci spomínaní autori v práci in Elečko et al., 1992). Z ich štúdia vychádza rozpätie najvyšší priabón – spodný oligocén. Z toho vyplýva, že podobne ako bazálne borovské súvrstvie, tak aj nadložné okrajové súvrstvie je v handlovskej časti regiónu preukázateľne mladšie ako ich ekvivalenty v bojnickej časti.

170 hutianske a zuberecké súvrstvie: nečlenené, a) polohy flyšového charakteru, b) ílovce menilitového typu

Bojnický úsek

Hutianske súvrstvie

Nad prevažne hruboklastickými sedimentmi borovského bazálneho súvrstvia a nad vyššie usadenými hrubými klastikami s alternujúcimi ílovcami okrajového súvrstvia sa v bojnickom úseku usadilo hrubé súvrstvie hutianskeho súvrstvia. Oproti transgresívnym a okrajovým sedimentom je tu už na prvý pohľad zrejmý granulometrický rozdiel. V hutianskom súvrství majú absolútnu prevahu premenlivo vápnité ílovce nad ojedinelými lavicami drobnozrnných zlepencov a pieskovcov. Ílovce obsahujú planktónové foraminifery žijúce v pelagickom pásme rozhodne hlbšieho a otvoreného mora.

Všeobecne je možné ílovce charakterizovať ako premenlivo vápnité, pevné a kompaktné, po navetraní však nadobúdajú typickú bridličnatú odlučnosť a nepravidelný ostrohranný rozpad. Bežne majú sivočierne až zelenosivé sfarbenie a sú prestúpené kalcitovými žilkami rôznych smerov. Vo vrte NB-1 sme pozorovali laminy, resp. až niekoľko cm hrubé lavičky siltovcov a organodetritických vápencov. Takmer všade sa nachádza veľmi jemnozrnná piesčitá (kremeň) prímes. Vo vrtoch NB-2 a Š1-NB sú ílovce prerušované polohami flyšu a polohami brekcií. V ílovcoch sú veľmi časté zväzky lamín siltovcov, ktoré spôsobujú ich laminovaný rozpad. Lokálne sú ílovce sfarbené do čierna v dôsledku pigmentácie Mn oxidmi.

Najhrubšia lavica brekcií bola zistená vo vrte Š1-NB. Táto 10 m hrubá poloha má veľmi zle vytriedený úlomkový materiál. Najhojnejšie sú dolomity, menej časté sú vápence, ojedinelé sú kremence, kremeň a úlomky granitoidných hornín. Veľkosť úlomkov sa pohybuje od 1 cm do viac ako 30 cm. V brekcii sú šošovky, resp. vrstvičky pieskovcov a siltovcov (priemer vrtného jadra neumožnil zistiť, či sú to úlomky nad 30 cm, alebo či pieskovce tvoria šošovky prípadne iné vrstvové telesá). Hutianske súvrstvie je vyvinuté aj na západnom okraji

mapovaného územia (západne od Seči). Tvoria ho sivozelené vápnité ílovce, tenkobridličnato až lístkovito rozpadavé, ktoré výrazne prevažujú nad polohami gradačne zvrstvených sivomodrých pieskovcov, obvykle dosahujúcich hrúbku 30–40 cm. Sporadicky sa vyskytujú tmavosivé piesčité nevápnité ílovce, jemnozrnné, paralelne laminované muskovitické pieskovce až siltovce so zuhoľnatenou rastlinnou drvinou a drobnozrnné karbonátové brekcie (väčšinou tvoriace spodnú časť gradačne zvrstvených lavíc). Pomer ílovcov k pieskovcom sa v tejto oblasti pohybuje okolo 10–15 : 1. Chemizmus a mineralogické zloženie ílovcov sme v celom profile paleogénneho súvrstvia sledovali priamo v kotline na štruktúrnom vrte Š1-NB. Ílovce vo všetkých súvrstviach (borovské, okrajové, hutianske a zuberecké) sú podobné a neprejavujú podstatnejšie rozdiely.

Z celkovej hrúbky cca 1 050 m paleogénu vo vrte sme odobrali 21 vzoriek na analýzy. Priemerné zloženie ílovcov je takéto (Ďurkovič, 1969):
SiO_2 48,47 %; Al_2O_3 14,67 %; TiO_2 0,67 %; Fe_2O_3 1,88 %; FeO 2,94 %; MgO 2,75 %; CaO 10,23 %; Na_2O 1,18 %; K_2O 2,06 %; CO_2 9,75 %.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy preukázali tieto mikroprvky: B, Ba, Cr, Cu, Ca, Ni, Pb, Sn, Zn, Co a Mn.

Ílovce predstavujú polyminerálnu horninu, zloženú z minerálov klastickej prímesi (kremeň, sporadický ortoklas, plagioklas, muskovit), z autigénnych minerálov (karbonáty, hlavne kalcit, menej dolomit, ojedinele siderit, pyrit) a z ílovitých minerálov. RTG a DT analýzy ukázali, že absolútne prevládajú minerály zmiešaných illitovo-montmorillonitových štruktúr (I-M).

Hrúbka hutianskeho súvrstvia, podobne aj podložného okrajového súvrstvia, sa mení z miesta na miesto. Vo vrte Š1-NB je 634,90 m, vo vrte NB-1 372,10 m, vo vrte NB-2 191,90 m. Z mikropaleontologických rozborov (20 vzoriek) vyplýva, že sedimentácia hutianskeho súvrstvia je miestami sčasti synchrónna s vrchnou časťou borovského súvrstvia, inde tvorí sukcesívne nadložie. V najspodnejších polohách okrajového súvrstvia a miestami aj v ílovcoch hutianskeho súvrstvia sa zistili asociácie foraminifer (preplavené?) zodpovedajúce zóne *Truncorotaloides rohri* (bartón).

Kvalitatívne odlišné spoločenstvá mikrofauny sme získali z vrtov priamo vo výverovom území. Tu sa vyskytujú formy z okruhu *Globigerapsis index* (FINLAY), *Turorotalia* (*A.*) *rotundimarginata* (SUBBOTINA), *Turborotalia* (T.) *centralis* (CUSHMAN–BARMUDEZ), *Globigerina* cf. *venezuelana* HEDBERG, *Globigerina* sp. atď. Asociácie s hojným kvantitatívnym zastúpením týchto druhov zodpovedajú spodnému najpravdepodobnejšie priabónu (zóna *Globigerapsis index*).

Hutianske súvrstvie zo spomenutých vrtov charakterizuje vrchnoeocénne (priabónske) spoločenstvo rastlín (Planderová a Snopková, 1970).

Zuberecké súvrstvie (flyš)

Najvyššiu časť paleogénnych sedimentov v bojnickom úseku buduje flyš s pravidelným alebo menej pravidelným striedaním pieskovcov s ílovcami a s polohami zlepencov, ojedinele i brekcií. Toto súvrstvie vystupuje na povrch v bojnickej vysokej kryhe (jz. od výverového územia teriem) v oblasti Opatoviec n/Nitrou a Kocurian.

V odkryvoch pri Opatovciach je flyš s prevahou ílovcov (pri cintoríne). Vystupujú tu dosť netypické – pestrofarebné, ružové, zelenkasté, žlté a iné ílovce s náznakmi laminácie. Majú ostrohranný bridličnatý, inde až lastúrovitý rozpad. Na puklinách sú bežné čierne povlaky oxidov Mn. V ílovcoch sú ojedinele až do 60 cm hrubé lavice gradačne zvrstvených drobových pieskovcov a ešte zriedkavejšie 5–15 cm hrubé homogénne zvrstvené pieskovce. Flyšová subfácia s prevahou pieskovcov je vyvinutá priamo v Opatovciach. Pieskovce tu dosahujú až niekoľkometrovú hrúbku, sú homogénne zvrstvené, jemno- až strednozrnné, striedajúce sa iba s niekoľko cm hrubými piesčitými ílovcami. Najmladšie flyšové súvrstvie bolo zistené pri Kocuranoch. Je tu vývoj s viac-menej pravidelným striedaním pieskovcov a ílovcov, miestami s malou prevahou ílovcov. Ojedinele sa vyskytujú aj drobnozrnné karbonátové brekcie (s malým podielom kremeňa). Vo vrtoch realizovaných v okolí bojnických kúpeľov je pomer P : I približne 1 : 1, no v niektorých úsekoch vrtu NB-1, najmä v spodnej časti, prevládajú drobové pieskovce a brekcie nad ílovcami. Opačne je to vo vrte Š1-NB, kde je v prevahe subfácia flyšu s I > P, v spodnej časti vrtu výrazne drobnorytmického.

Hrúbka pieskovcových lavíc (prevládajú drobové pieskovce, menej zastúpené sú arkózové a kremenné pieskovce; in Ďurkovič, 1970) je od 0,5 m maximálne do 3, ojedinele 5 m. Zvrstvenie je najčastejšie nepravidelné a gradačné, zriedkavo homogénne. V niektorých laviciach pozorujeme synsedimentárne sklzové deformácie, resp. náznaky konvolútového zvrstvenia. Ílovce sú premenlivo vápnité, väčšinou slabo piesčité, nepravidelne bridličnato rozpadavé, často prestúpené laminami siltovcov. Vo flyšovom súvrství vrtu NB-1 sú aj ojedinelé lavice detritických vápencov (v zmysle Petránka, 1963) a 1–3 m hrubé karbonátové brekcie. Najhrubšia brekcia má 13 m. Úlomkový materiál s veľkosťou 2–4 cm tvoria prevažne dolomity, ojedinele vápence, kremence, žula a horniny permu? a spodného triasu (pestrofarebné bridlice a siltovce). Tmel je karbonátový, piesčitej zrnitosti alebo piesčito-ílovitý. V rozsahu uhoľného ložiska pod kvartérnymi a neogénnymi sedimentmi bol viacerými vrtmi zachytený paleogén vo flyšovom vývoji (Brodňan, 1964).

Zuberecké súvrstvie sa vyskytuje aj medzi Dlžínom a Sečou. Je tu zastúpené osobitným vývojom drobnorytmického „siltovcového" flyšu. Prevládajúcimi horninami tohto vývoja sú tenkodoskovité sivohnedé nevápnité siltovce, často

paralelne laminované, dosahujúce hrúbku 1–5 cm, striedajúce sa s hnedými piesčitými nevápnitými ílovcami, nepravidelne kusovito rozpadavými, podobnej hrúbky. Sporadicky sa v súvrství vyskytujú doskovité sivomodré jemnozrnné vápnité pieskovce hrúbky do 10 cm, podstatne tvrdšie ako pomerne málo súdržné siltovce. Súvrstvie smerom do nadložia prechádza do normálneho flyšu, ktorý je typicky vyvinutý už mimo študovaného územia v okolí Kostolnej Vsi (Filo in Elečko et al., 1994).

Hrúbka zuberecké súvrstvia vo vrte NB-1 sz. od Opatoviec nad Nitrou je 239,60 m. Ide tu zrejme o nepravú hrúbku, pretože flyšové súvrstvia sú tu uložené v značne zvrásnenej pozícii. Sklony vrstiev vo vrtných jadrách kolísali v rozmedzí 13–50°, celkom ojedinele až do 70°.

Vrstvy spodného oligocénu z. od Kocurian charakterizujú spoločenstvá (Samuel, 1970) predovšetkým týchto druhov: *Lagena* cf. *issabella* (ORBIGNY), *Caucasina* sp. (juv. štád.), *Reusella regularis* SUBBOTINA, *Uvigerinella hybrida* SUBBOTINA, *Amphimorphina* cf. *haeuriana* NEUGEBOREN, *Bolivina antegressa* SUBBOTINA, *Bolivina budensis* (HANTKEN), *Bolivina* sp. (cf. *nobilis* HANTKEN), *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cassidulina* ex. gr. *modysensis* CUSHMAN–TODD, *Pullenia bulloides* (ORBIGNY), *Eponides umbonatus* (REUSS), *Cibicides borislaviensis* AISENSTAT, *Cibicides* cf. *lobatus* (WALKER–JACOB), *Gyroidina soldanii* ORBIGNY, *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina danvillensis* HOWE–WALLACE, *Globigerina liverovskae* (BYKOVA), *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina* cf. *ouachitaensis* HOWE–WALLACE, *Globigerina postcretacea* MJATLIJUK, *Globigerina pseudoedita* SUBBOTINA, *Glomanomalina micra* (COLE) a *Chiloquembelina gracillima* (ANDREAE).

Zuberecké flyšové súvrstvie s prevahou ílovcov pri opatovskom cintoríne je charakterizované asociáciami zodpovedajúcimi vrchnej časti priabónu (zóna *Globigerina officinalis*). Tu spolu s druhom *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, ktorý je v prevahe, sa ešte vyskytujú formy, ktoré nepresahujú hranicu priabónu, napr. *Globigerina linaperta* FINLAY, *Turborotalia* (A.) *rugosoaculeata* (SUBBOTINA), *Turborotalia* (T.) *centralis* (CUSHMAN–BERMUDEZ) atď. Flyšové súvrstvie vo vrte NB-1 na základe mikrofauny bolo zaradené do priabónu, hoci podľa výsledkov palynologických štúdií vychádza vekové rozpätie na priabón – spodný oligocén.

Najstaršie flyšové sedimenty sú vyvinuté vo vrte Š1-NB v kotline, ktorú Samuel (1968) začlenil do zóny s *Globigeropsis index*, zodpovedajúcej spodnej časti priabónu. Mikrofauna odobraná z vyšších častí patrí do zóny s *Globigerina officinalis*, t. j. do vrchnej časti priabónu. Spodnooligocénne vrstvy, zóna *Globigerina postcretaceae*, sa nachádzajú z. od Kocurian a v celom flyšovom vývoji vrtu NB-2.

Po litologickej stránke vrchnoeocénny (priabónsky) a spodnooligocénny flyš nejavia žiadne podstatnejšie rozdiely.

Handlovský úsek

Hutianske a zubereckě súvrstvie

Čechovič pri mapovaní Handlovskej kotliny (1956–1957; in 1959) nerozlíšil medzi bazálnym – borovským súvrstvím a najvyššími „piesčitými vrstvami" nič iné ako jednotný litotyp, ktorý nazval piesčito-slienité flyšoidné vrstvy.

Nám sa do istej miery podarilo podrobnejšie delenie paleogénneho cyklu, keď sme vyčlenili okrajové súvrstvie, avšak jeho nadložné hutianske súvrstvie sa nám nepodarilo kartograficky odčleniť od vyššie uloženého zubereckého súvrstvia. Hutianske súvrstvie, v klasických paleogénnych územiach (Orava, Liptov) charakterizované vysokou prevahou ílovcov, síce na Handlovsku nachádzame v tesnom nadloží okrajového súvrstvia, avšak generálne nie sme schopní odlíšiť ho od flyšu zubereckého súvrstvia, ktorý je aj na tomto území charakterizovaný prevahou ílovcov. Táto geologická situácia je spôsobená aj tým, že paleogénna výplň Handlovskej kotliny sa vytvorila v relatívne krátkom období spodného až vrchného paleogénu, keď nenastalo ani také prehĺbenie panvy (subsidencia) a diferencovanie podmienok sedimentácie, aké sa odohrávali v „klasických" územiach.

Najspodnejšie časti opisovaného súvrstvia sú prístupné na pozorovanie severne od Ráztočna, alebo v bezmennom potoku medzi Handlovou a Zimným úbočím, najmä však severne od vrcholu Rematy (566,1 m). Bežné ílovce sú premenlivo vápnité, tenkobridličnato až lístkovito rozpadavé, ojedinele s tenkými lavičkami pieskovcov alebo drobnozrnných brekcií. Zvláštnosťou, avšak dosť typickou subfáciou pre Handlovsko, je výskyt ílovcov menilitového typu. Tieto ílovce tvoria desiatky metrov dlhé odkryvy pod Rematou a spomínaným bezmenným potokom. Menilitové ílovce sú veľmi tvrdé, prekremenené, v čerstvom štádiu čokoládovej farby, po navetraní až s bledomodrou patinou. Miestami obsahujú množstvo šupín a kostrové elementy rýb. Časté sú v nich i laminy svetlejších farieb. Ílovce sú prerušované 1–3 cm hrubými lavicami jemnozrnných sivobielych pieskovcov a siltovcov. Ani pieskovce ani ílovce menilitového typu nie sú vápnité! V opisovaných menilitových ílovcoch sa miestami, napr. v údolí bezmenného potoka 1 km v. od Handlovej (250 m v. od k. 490,3 m), nachádzajú čierne pelitické horniny, často s výraznou laminációu. Dosahujú hrúbku 2–4 cm.

V opisovanej spodnej časti hutiansko-zubereckého súvrstvia sa ešte miestami nachádzajú polohy (vrstvy, šošovky, skalné bralá) prevažne karbonátových brekcií až zlepencov. Takáto brekcia v podobe morfologicky vyčnievajúcej skaly sa nachádza 1,5 km východne od Handlovej, na ľavobreží bezmenného potoka (dok. b. 115H). V spodnej časti skalnej steny sa nachádzajú zlepence, tvorené dolomitmi a vápencami veľkými od niekoľko cm do maximálne 70–80 cm. Nad nimi sa nachádzajú balvany dolomitov veľké do 5–10 m, obklopené drobnozrn-

ným karbonátovými zlepencami. V tmele týchto zlepencov – brekcií, ktorý tvorí piesčitá karbonátová drvina, sa nachádzajú úlomky ustríc. Dobré odkryvy súvrstvia s vysokou prevahou ílovcov sa nachádzajú v údoliach bezmenných potokov a Jalovského potoka medzi Brusnom a Morovnom. Ílovce sú vápnité, kusovito až bridličnato rozpadavé, miestami laminované (siltovcové laminy). Siltovcové laminy až vrstvičky dosahujú hrúbku od desatín milimetra do maximálne 10 mm. Často majú šošovkovitý priebeh. Pieskovce sú zväčša jemnozrnné, 2–5 cm hrubé, modrosivej farby, buď homogénne, alebo často v celej hrúbke vodorovne laminované. Mikroskopickým štúdiom boli určené ako drobové pieskovce, celkom ojedinele ako droby.

Hutiansko-zuberecké súvrstvie smerom do nadložia miestami nadobúda charakter až typického flyšu s pomerom pieskovcov k ílovcom zhruba od 2 : 1 do 1 : 2. V relatívne silno zakrytom teréne nebolo možné plošne zmapovať takéto sekvencie, pretože priame odkryvy sa našli iba v hlboko zarezaných potokoch, pričom na rozsiahlych poliach a lúkach medzi nimi boli iba zatrávnené plochy či ornica takmer bez úlomkov hornín. Preto vzájomné prepájanie flyšových súborov od potoka k ďalšiemu potoku bez akéhokoľvek odkryvu medzi nimi nesie vysoké riziko omylu. Dokonale odkrytý pruh typického flyšu sa podarilo identifikovať v úseku križovatky ciest z Ráztočna do Morovna a v smere na južný okraj Jalovca. Ide tu o strmé pravobrežie potoka Handlovka, ktorý miestami v nárazových brehoch vytvoril dobré odkryvy.

Južne od Jalovca, na ľavom brehu Handlovky, v úseku až po Ráztočno, pieskovce vytvárajú lavice hrubé 20 až 50 cm. Boli určené ako drobové pieskovce (v zmysle Pettijohn, 1957) a sú buď homogénne, alebo gradačne zvrstvené (s intervalmi T_a, T_b až T_c; Bouma, 1962). Laminácia (T_b) je zvýraznená hojnou rastlinnou sečkou. V pieskovci južne od Jalovca sa nachádza množstvo úlomkov numulitov, diskocyklín a iných organických zvyškov, ktoré sú zrejme resedimentované zo starších súvrství. Ílovce v uvedených lokalitách sú vápnité, často so siltovou až piesčitou prímesou a bežnými povlakmi Mn a Fe oxidov. Majú tu však výraznú prevahu nad pieskovcami.

Čechovičom uvádzaný „vrchný obzor flyšoidných vrstiev“ (1959, str. 19), ako píše autor, stráca pomaly flyšový charakter a nadobúda charakter molasovej sedimentácie. Počet piesčitých vložiek a ich hrúbka sa zmenšuje (max. 3 cm), až konečne sú vrstvy podobné mladším vrstvám vyššej časti burdigalského (egenburského) šlíru. Celé súvrstvie je zastúpené tmavosivými slienitými ílmi a slienitými aleuritmi s veľmi jemnou a nepravidelnou piesčitou laminációu. Čechovič toto súvrstvie, ktoré sa nachádza z. od Morovna na s. svahoch Kosárskych vŕškov, omylom zaradil do paleogénu. Separovaná mikrofauna (Samuel), aj keď nie je typická, priraďuje toto súvrstvie už k neogénnym sedimentom (ktoré sa vizuálne naozaj ťažko odlišujú od podobných paleogénnych hornín). Hrúbka hutiansko-zubereckého súvrstvia v Handlovskej kotline,

podobne ako hrúbka ostatných súvrství paleogénu, je značne premenlivá. Je nesporné, že je oveľa menšia ako hrúbka zistená v priľahlej bojnickej oblasti. V štruktúrnom hydrogeologickom vrte pri letisku v Prievidzi sa zistila hrúbka (hutianske + zuberecké súvrstvie) 664 m, vo vrtoch v bojnických kúpeľoch ojedinele až vyše 700 m.

Čechovič (1959) na základe geologického mapovania a plytkých technických prác určil hrúbku opisovaného súvrstvia na 300 až 500 m. Pretože sa tu nerealizovali žiadne novšie technické práce (ktoré by prevŕtali paleogénnu výplň) a výsledky nového geologického mapovania tomuto zisteniu neprotirečia, potvrdzujeme autorov odhad.

Vek súvrstvia sa určoval, podobne ako v podložnom okrajovom súvrství, na základe štúdia mikrofauny peľu a spór a nanoplanktónu. Výsledky poukazujú na spodnooligocénny – kišcelský vek sedimentov.

169 pieskovcové vrstvy bielopotockého typu

Čechovič (1959) uvádza: „Najvyššiu časť paleogénneho súvrstvia budujú piesčité vrstvy, ktoré zakončujú paleogénny sedimentačný cyklus".

Hneď v úvode je potrebné poznamenať, že toto mimoriadne zvláštne a na výskyt celkom ojedinelé súvrstvie reprezentuje nový sedimentačný cyklus oligocénu až egeru. Už pri prvých mapovaniach bolo veľmi zvláštne, že opisované pieskovcové súvrstvie raz nachádzame v priamom nadloží zuberecko-hutianskeho súvrstvia, inde v nadloží okrajového súvrstvia a celkom ojedinele leží priamo na triasových dolomitoch. Čechovič považoval toto súvrstvie za normálne kontinuálne vyvinuté súvrstvie nad piesčito-slienitými flyšoidnými vrstvami. V ojedinelých odkryvoch, kde vidno priame nasadanie pieskovcového súvrstvia na podložný flyš, sa takmer dá pochybovať, že by medzi týmito dvoma súvrstviami mohla byť skrytá diskordancia (nie je viditeľná!). Neskoršie nájdené výskyty pieskovcového súvrstvia na najrôznejších paleogénnych súvrstviach nesporne potvrdzujú, že ide o nový sedimentačný cyklus na rozhraní paleogénu a neogénu, vekovo reprezentujúci eger. Musíme predpokladať, že prvý paleogénny cyklus sedimentácie prebiehal vo vrchnom lutéte až bartóne, druhý od vrchnopriabónskej transgresie do kišcelu (keď sa usadili borovské a hutiansko-zuberecké súvrstvie), potom pravdepodobne v dôsledku helvétskej fázy vrásnenia (?) sa prerušila kontinuálna sedimentácia a nastal nový cyklus egeru, reprezentovaný pieskovcovými vrstvami bielopotockého typu. Neskôr sa zrejme znovu prerušila sedimentácia (v dôsledku sávskej fázy vrásnenia?) a nastala následná sedimentácia sladkovodných a brakických vrstiev (Čausa) a transgresívnych morských kľačnianskych konglomerátov, predstavujúcich ďalší neogénny cyklus.

Za najreprezentačnejší „stratotypový" odkryv v opisovanom súvrství považujeme veľký kameňolom – pieskovňu v Brusne (dok. b. 32H). Celková dĺžka

steny je cca 250 m a maximálna výška do 20 m. Bývalú ťažobnú stenu tvoria zdanlivo masívne, slabo stmelené pieskovce s vykliňujúcimi sa polohami drobnozrnných zlepencov. Tie ako celok svojím skorým rozpadom na piesok a štrk veľmi pripomínajú neogénne horniny (typu Sandberg). V stene vidno aj veľmi pevné lavice stredno- a hrubozrnných pieskovcov a drobnozrnných zlepencov, hrubé 20–80 cm. Po čiastočnom navetraní nadobúdajú veľmi charakteristický guľový až elipsoidálny rozpad. Veľkosť gúľ sa pohybuje od priemeru 5–10 cm maximálne do 200 cm. Zvláštnosťou gúľ a elipsoidov je skutočnosť, že ich genéza – vznik – sa neviaže na jednu pieskovcovú lavicu, ale často spodná časť gule zasahuje do spodnej lavice a vrchná časť tej istej gule zasahuje už do nadložnej lavice. Ich vznik sa najskôr viaže na karbonátové „kryštalizačné centrá" v hornine, od ktorých v dôsledku zbernej kryštalizácie smerom od centra k okrajom došlo k relatívne intenzívnejším diagenetickým procesom. Dôkazom tohto tvrdenia je skutočnosť, že zrnitostná frakcia gule sa mineralogicky ničím nelíši od svojho okolia, rozdiel je však v množstve karbonátového chemogénneho tmelu. Zatiaľ čo v guliach sú medzizrnové priestory vyplnené určitým podielom základnej hmoty a hojným, sčasti rekryštalizovaným vápnitým tmelom, v časti lavice, mimo gúľ, sú medzizrnové priestory takmer prázdne, často úplne vylúhované. To má za následok úplnú dezintegráciu horniny na piesok. Po navetraní zdanlivo masívnych hrubých pieskovcových polôh sa začína objavovať vrstvový rozpad horniny v hrúbke od 10 do 300 cm. Vrstvovú škáru často prezrádza iba nasadenie hrubšej frakcie nadložnej lavice, ktorá sa stýka s vrchom spodnejšej lavice, tvorenej siltovcovou frakciou.

Pieskovce a drobnozrnné zlepence sú výslovne polymiktné, obsahujú vysoký podiel hornín kryštalinika a metamorfík, žilného kremeňa, menej časté sú sivé a fialové bridlice, kremence, dolomity, vápence, pelokarbonáty atď. Taký vysoký podiel granitoidných hornín v podobných horninách (v rámci Slovenska) sa nezistil nikde inde. Opracovanie granitoidných hornín je slabé, kremenné obliaky sú opracované dokonale. Medzi zrnami a obliačikmi nachádzame ojedinelé úlomky makrofauny a redeponované schránky numulitov.

Ílovce tu vytvárajú celkom ojedinelé, veľmi tenké a priestorovo nestále polohy. Sú slabo vápnité až nevápnité a zväčša neobsahujú žiadnu stratigraficky cennú faunu. Najčastejším typom zvrstvenia pieskovcov je buď homogénne, alebo nepravidelné (hrubá frakcia je nerovnomerne rozptýlená v celej hrúbke lavice). V niektorých odkryvoch, napr. 1,5 km sv. od Brezian, na pravobreží Brezianskeho potoka, majú pieskovce typické gradačné zvrstvenie. Lavice hrubé 50–100 cm majú vyvinuté Boumove intervaly T_a–T_b–T_d (Bouma, 1962), prípadne iba interval T_a, nad ktorým po náznaku vrstvovej škáry nasleduje ďalšia lavica s intervalom T_a (gradácia tvorená hrubozrnným pieskovcom, ktorý sa k vrchu lavice zjemňuje na stredno- až jemnozrnný). V niektorých odkryvoch – pieskovniach – sa ťažia, resp. ťažili hrubé rozpadavé polohy pieskovcov, ktorých

homogénnosť je často narušená akoby vtrúsenými šmuhami – šošovkami drobnozrnných zlepencov, ktoré nikdy nemajú väčšiu priestorovú stálosť.

Mikroskopickým štúdiom pieskovcov sa potvrdilo, že v absolútnej prevahe sú tu drobové pieskovce s vysokým obsahom vápnitého tmelu a takmer neprítomnosťou základnej hmoty. V zrnitostnej frakcii je nápadným znakom vysoký obsah kremeňa, úlomkov metamorfík a granitoidných hornín a nízky obsah karbonátových zŕn.

Veľmi zaujímavá je postupnosť názorov na vek tohto súvrstvia. Napríklad Vetters (1909), Matějka a Andrusov (1931) a Leško (1955) ich považovali za usadeniny miocénu. Naproti tomu Vigh (1916) alebo Čechovič (1950) im určili paleogénny vek. Neskôr Leško zmenil svoj názor a na základe petrografickej podobnosti a celkového charakteru tvrdí: „... že ide o ekvivalent krosnenských vrstiev, ktoré niektorí autori rátajú za spodný oligocén". Neskôr píše Čechovič (1959): „Žiadne presvedčujúce dôkazy o spodnooligocénnom veku piesčitého súvrstvia tohto terénu nemám, a preto ich rátam za vrchnú časť priabónu".

Ďalšia zaujímavá skutočnosť je, že Čechovič (1959) publikoval geologickú mapu, kde (na základe ústnej informácie) zámerne vynechal kus územia južne od Ráztočna medzi kopcami Borová a Remata. Práve v týchto miestach sa nachádza „korunný svedok" toho, že opisované súvrstvie je predstaviteľom nového sedimentačného cyklu – na rozhraní oligocénu a miocénu–egeru. Tu totiž uvedené súvrstvie leží priamo na triasových dolomitoch, čo bolo v období publikovania jeho prác ťažko prijateľné. Je tu aj ďalšia verzia, že uvedený terén bol v rokoch Čechovičovho mapovania natoľko zakrytý kvartérom, že sa tu nič nedalo presvedčivo doložiť a konštatovať. Nám sa (vďaka dobrým odkryvom) podarilo zistiť množstvo faktov hovoriacich o novom cykle pieskovcového súvrstvia, ležiaceho na rôznych súvrstviach paleogénneho veku a tiež o priamom uložení na triasových dolomitoch (medzi kopcami Borová a Remata). Ak zoberieme na zreteľ, že okrajové súvrstvie a vyššie uložené hutiansko-zuberecké súvrstvie sú až oligocénneho veku a po ich usadení muselo ešte nastať prerušenie sedimentácie, tak opisované pieskovcové súvrstvie mohlo vzniknúť jedine v egerskom období. Hrúbka súvrstvia kolíše v rozmedzí 15–100 m. Žiaľ, ani pomocou mikropaleontologických, palynologických či makrofaunistických rozborov sa v minulosti nepodarilo nájsť faunistické spoločenstvá, ktoré by jednoznačne potvrdili vek súvrstvia. Našli sa tu ojedinelé fosílie, značne skorodované, pyritizované, väčšinou preukázateľne redeponované z podložných paleogénnych súvrství.

V letných mesiacoch r. 1993 sme systematicky odoberali vzorky ílovcov (ktoré sú v tomto súvrství mimoriadne vzácne), pričom nebol vynechaný žiadny odkryv, ktorý súčasne v študovanom území existuje. Táto práca bola úspešná, pretože sa podarilo separovať asociácie palynoflóry a nanoplanktónu, potvrdzujúce vek súvrstvia. Asociácia palynoflóry (Snopková in Šimon et al., 1994) je

mladšia než vo vzorkách z okrajovej litofácie a hutiansko-zubereckého súvrstvia. Zodpovedá asociácii, ktorú zistili Nagy (1985) v egeri Maďarska, Planderová (1990) v egeri na južnom Slovensku a Snopková (1990) vo vrte Kordíky I. Druhy, na základe ktorých bol stanovený egerský vek, sú: *Quercopollenites granulatus*, *Quercopollenites robur*, *Utriculariaepollenites elegans*, *Sparganiaceaepollenites polygonalis*, *Piccapollis tobolicus*, *Tsugaepollenites maximus*, *Favoisporis trifavus*, *Stereisporis minor*, *Cyperaeceaepollenites triangulatus*, *Myriophylumpollenites* sp. a pod.

Analýzou spoločenstiev nanoplanktónu (Raková in Šimon et al., 1994) sa nesporne potvrdil vrchnooligocénny vek súvrstvia, avšak druhy separované z ílovcových polôh kameňolomu (pieskovní) v Brusne potvrdili až spodný miocén. Boli tu určené nasledujúce druhy: *Dictyococcites bisectus* (HAY, MAHLER et WADE) BUKRY et PERCIVAL *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER, *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilicus* (GARTNER) GARTNER, *Reticulofenestra umbilicus* (LEVIN) MARTINI et RITZKOWSKI, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER) HAQ, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula* sp., *Tetralithus obscurus* DEFLANDRE, *Helicosphaera* sp., *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER, *Sphenolithus* sp., *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) BUKRY, *Isthmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Helicosphaera carteri* (WALLICH) KAMPTNER, *Sphenolithus moriformis* (BRÖN. et STR.) BRAML. et WILC., *Discoaster* cf. *barbadiensis*, *Discoaster* sp.

171 balvanovité polymiktné zlepence

Na báze pieskovcových vrstiev bielopotockého typu, resp. pod nimi v údolí bezmenného potoka medzi Borinami – Letným úbočím a južnými svahmi kopca Remata nachádzame množstvo odkryvov strednozrnných, hrubozrnných až balvanovitých zlepencov.

Ide tu zrejme o výplň najspodnejších častí podmorského náplavového kužeľa, ktorý je vrezaný do najvyšších častí okrajového súvrstvia, resp. do hutiansko-zubereckého súvrstvia. Predpokladáme, že sedimenty podmorských náplavových kužeľov sú už členom najspodnejších horizontov pieskového súvrstvia bielopotockého typu. Rozsah opisovaného zlepencového kužeľa (dĺžka a šírka) nebola overená, pretože okrem tohto výskytu sme v handlovskom paleogénnom území nenašli ďalšie výskyty. Je však veľmi pravdepodobné, že podobné kužeľové zlepencové sedimenty sa nachádzajú aj inde, sú však prekryté pieskovcovým vývojom a nevychádzajú na povrch.

Obliaky veľkosti od niekoľkých cm až do maximálnej veľkosti 200 cm tvoria kremence, vápence, dolomity, báziká (melafýrového typu), červené a sivé bridlice (trias?), pieskovce (trias?), tufity (perm) atď. Základná hmota je piesčitá, inde až ílovitá a miestami nadobúda priestorovú prevahu nad obliakmi. V týchto

úsekoch možno hovoriť o parazlepencoch. Preto v slabo stmelených a ľahko rozpadavých zlepencoch vznikajú mimoriadne hlboké údolia a potoky sú vrezané viac ako 10 m pod úrovňou terénu.

Pri obliakových analýzach zlepencov podmorského náplavového kužeľa sme zistili, že najspodnejšie polohy majú miernu prevahu karbonátov (dolomity a vápence), v strednej časti profilu telesa sa popri ubúdajúcich karbonátoch objavujú kremence a pestrofarebné bridlice, v najvyšších častiach majú prevahu horniny melafýrového typu, ešte s vysokým podielom pestrých bridlíc a kremencov. Okrem týchto hornín sú tu obliaky granitoidných hornín a metamorfík. Táto postupnosť horninových typov v zlepencoch do značnej miery odráža zloženie zdrojovej oblasti klastického materiálu. Najskôr boli denudované a transportované najvyššie časti elevácie tvorené (triasovými) karbonátmi, ktoré budujú bázu paleogénneho kužeľa. Neskôr erózia pokročila až na kremence a pestré bridlice (tvoria stredné časti kužeľa) a nakoniec boli ešte sčasti deštruované pestré bridlice, báziká a horniny kryštalinika. Opisované pucovské zlepence (pozri terminológiu in Gross, Köhler a Samuel, 1984) sú predmetom ďalšieho štúdia a poznatky budú obsiahnuté v pripravovanej publikácii. Ich hrúbku odhadujeme (v spomínanom bezmennom potoku) na 70 m.

NEOGÉN

Neogén – molasové sedimenty a vulkanity

Spodný miocén
Egenburg

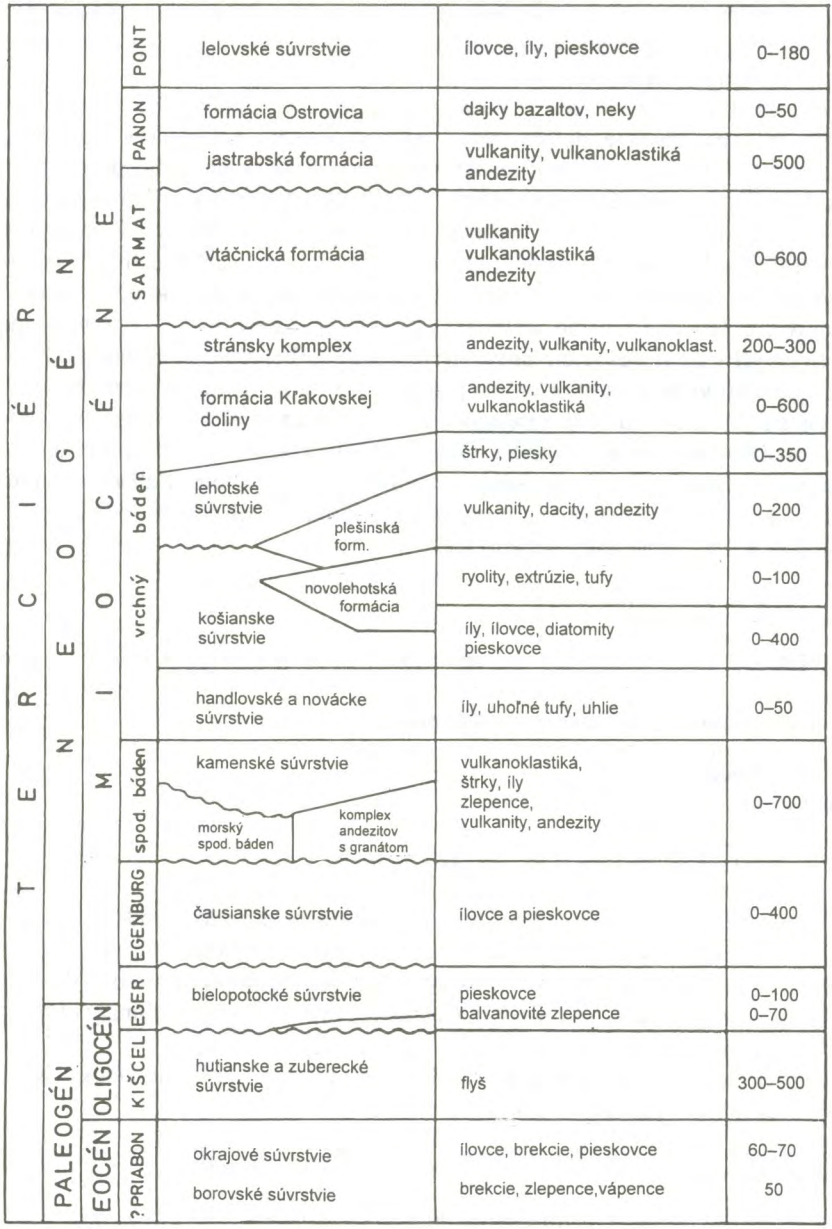
167 čausianske súvrstvie: íly, pieskovce, ílovce

Reprezentuje najstaršie neogénne sedimenty v Hornonitrianskej kotline (obr. 6). Názov súvrstvia zaviedol Gašparik (in Steininger et al., 1985). Jeho podrobným štúdiom sa zaoberal Čechovič so širokým kolektívom spolupracovníkov. Výsledky štúdia sú zhrnuté hlavne v prácach Čechovič (1959), Čechovič, Šinaly (1962), Čechovič et al. (1963).

Čausianske súvrstvie je možné rozčleniť na: predtransgresívne sladkovodné vrstvy, lagunárne brakické sedimenty, morské sedimenty.

Predtransgresívne sladkovodné vrstvy (veľkočausianske vrstvy)

Na báze súvrstvia sa zistili sladkovodné sedimenty, ktoré miestami vystupujú aj na povrch, ale väčšinou sú zastúpené v oblasti Malá Čausa – Veľká Čausa a potvrdili ich aj vrtné práce (vrty Čč-2, 3, 4; Čechovič, 1959).



Obr. 6 Litostratigrafická kolónka terciéru Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

Na základe týchto prác sa predpokladala ich prítomnosť v nadloží sedimentov paleogénu v severnej časti kotliny (Brezany–Veľká Čausa). Neskoršie pri geologickom mapovaní veľkého zosuvu v Handlovej sa zistila ich prítomnosť na severnom úpätí kopca Scheibling v západnej časti mesta Handlová (Čechovič et al., 1963), kde vystupujú spolu s brakickými sedimentmi egenburgu (južne od kopca vo vrtoch). Predpokladáme teda, že tieto vrstvy vystupujú v podloží brakických a morských vrstiev egenburgu v oblasti Brezany – Malá a Veľká Čausa, resp. v podloží brakických sedimentov v oblasti Morovno – Handlová. Tieto sedimenty sa nezaznamenali západnejšie ani vo vrtných prácach v handlovskom, resp. nováckom uhoľnom ložisku.

Ležia v nadloží sedimentov paleogénu, kde sa uložili po dlhodobom hiáte. V oblasti Čausy sú to svetlosivé a zelenkasté, silno piesčité íly s dobre opracovanými obliačikmi kremeňa, hrubozrnné kremité pieskovce a drobnozrnné zlepence. V zlepencoch sú zastúpené hlavne obliačiky granitov, žilného kremeňa, spodnotriasových kremencov kryštalických bridlíc, paleogénnych pieskovcov, ojedinele dolomitu. Prítomné sú zelenkasté kaolinické íly. Zastúpený je tu aj kaolinit typu „fire clay". Typická je prítomnosť autigénneho sideritu. Ťažké minerály piesčitej frakcie predstavuje autigénny siderit, kremeň, kyslé kaolinizované aj čerstvé plagioklasy, vzácnejšie aj kyslé vulkanické sklo (Čechovič, 1959; Marková, 1959).

Na severnom okraji kopca Scheibling (západná časť Handlovej) sú prítomné svetlé, sivozelené a pestré íly, piesky a jemnozrnné až strednozrnné štrky. V štrkoch sú zastúpené obliaky kremeňa, spodnotriasového kremenca, vzácnejšie melafýr a kryštalická bridlica. V asociácii ťažkých minerálov pieskov prevládajú granát, staurolit, turmalín, zriedkavejšie sú zirkón, biotit a titanit (Čechovič et al., 1963). Celková hrúbka polôh overená vo vrtoch v s. časti pri Malej a Veľkej Čause je 1 až 17,5 m, v oblasti kopca Scheibling je hrúbka 20–30 m.

Vrstvy neobsahujú žiadnu faunu. Uvedené sedimenty vznikli v období pred transgresiou egenburského mora v kontinentálnych plytkovodných jazerných a azda aj jazerno-riečnych podmienkach za intenzívnej kaolinizácie.

Lagunárne brakické sedimenty

V nadloží kontinentálnych sedimentov, resp. na sedimentoch paleogénu ležia brakické vrstvy, ktoré predstavujú začiatok morskej transgresie do oblasti Hornonitrianskej kotliny. Táto transgresia bola ovplyvnená popri regionálnych, tektonických a klimatických vplyvoch aj stúpaním a klesaním hladiny mora v globálnom meradle (Vail et al., 1977), čo sa prejavilo aj na geologickom vývoji Hornonitrianskej kotliny. Počas sedimentácie čausianskeho súvrstvia prebehol globálny cyklus kolísania hladiny morí. Najpravdepodobnejšie patrí k cyklu TB 2.1 v zmysle Haq et al. (1987). Brakické a morské sedimenty egenburgu Hornonitrianskej kotliny tvoria jeden celok s postupnou morskou transgresiou.

Lagunárne sedimenty overili vrty v severnej a východnej časti študovaného územia v oblasti Brezany, Veľká a Malá Čausa a v oblasti handlovského ložiska. Lagunárne sedimenty sa v oblasti nováckeho uhoľného ložiska nezaznamenali.

Brakické sedimenty v severnej časti študovaného územia tvoria tmavosivozelené vápnité piesčité íly s drobnými obliačikmi štrkov s tenkými polohami jemnozrnných kremitých a sľudnatých pieskov – štrkopieskov. Overená bola uhoľná vrstvička hrubá 10–12 cm.

Z ťažkých minerálov sú zastúpené hlavne staurolit, granát, biotit–chlorit–sagenit, apatit, zirkón, vzácne distén a sillimanit. Z ľahkých minerálov sú prítomné plagioklas, kremeň, sľudy a vulkanické sklo. Predpokladanú znosovú oblasť budovali kryštalické bridlice, menej sedimentárne horniny mezozoika (Marková, 1959).

Petrografické rozbory uhlia ukázali, že ide o páskované lesklé detrity. V oblasti Handlovej sú prítomné lagunárne brakické sedimenty egenburgu v oblasti kopca Scheibling.

V plytkých vrtných prácach boli navŕtané sivozelené piesčité vápnité íly s brakickou mikrofaunou (Čechovič et al., 1963). Podobné sedimenty – sivozelené, silno piesčité vápnité íly až jemnozrnné vápnité pieskovce s ojedinelými dobre opracovanými obliačikmi kremeňa a kremenca do 6 cm, miestami aj vrstvičky uhoľného detritu – boli overené v bani Handlová a pri Podhradí. Ich hrúbka dosahuje 10–15 m (Čechovič a Šinaly, 1962).

V lagunárnych brakických sedimentoch sa našla hojná brakická makrofauna: *Ostrea crassisima* (LAM.), *Cingula vera* (C–P), *Nasa girondica* (PEYR), *Terebralia bidentata* (DEFM.), *Pirenella plicata plicata* (SANDB.), *Congeria basteroti* (DESH.), *Tympanotonus margaritaceus margaritaceus* (BROEC.), *Cardium* sp. a i. (Seneš, 1959). Z mikrofauny prevláda *Rotalia beccarii* (*L.*), zástupcovia rodu *Elphidium*, *Miliolidae*, prítomné sú aj ostrakódy (Lehotayová, 1959). Na základe rozborov makrofauny Seneš (1959) konštatuje, že ide o sublitorálnu zónu s hĺbkou sedimentácie 5–15 m, so salinitou vody okolo 16 ‰, so slabým prúdením vody, s mäkkým pelitickým dnom, so slabou intenzitou sedimentácie a s občasným silnejším prínosom pelitického materiálu.

Faunistický obsah brakických sedimentov v oblasti Handlovej a v handlovských baniach nie je bohatý, avšak na základe rozborov prítomnej makro- a mikrofauny, ako aj z rozborov peľových spektier je možné porovnať tieto sedimenty s najspodnejšou časťou brakických sedimentov zo severnej časti územia (Čechovič a Šinaly, 1962).

Na základe celkového zhodnotenia je možné usúdiť, že ide o sedimenty brakickej lagúny s občasnými podmienkami na vznik rašelinísk. Nie je vylúčené ani prostredie delty, o čom svedčí aj prítomnosť krížovo zvrstvených pieskov. Celková hrúbka sedimentov overených vrtmi kolíše od 10,0 do 37,0 m.

Morské sedimenty

Pri pokračujúcej morskej transgresii sa na brakických uloženinách lagún usadili sedimenty otvoreného mora s bohatou morskou faunou. V najsevernejšej časti územia v oblasti Nitrianskeho Pravna a Kľačna na zdenudované sedimenty podtatranskej skupiny paleogénu sedimentovali šlírové sedimenty a na obnažených mezozoických karbonátoch vznikali sedimenty príbojovej fácie (zlepence–brekcie).

Morské sedimenty je možné rozdeliť na: a) kľačnianske zlepence; b) pobrežné vrstvy v piesčitom vývoji; c) morské vápnité prachovce (šlír).

168 kľačnianske zlepence prevažne s obliakmi karbonátov

Kľačnianske zlepence vystupujú na povrch v nadloží karbonátov mezozoika v južnej časti obce Kľačno na kopci asi medzi potokmi Stará Hranica a Olešná. Malý denudačný relikt je aj na ľavej strane potoka Olešná. V nadloží vápencov neokómu krížňanského príkrovu vystupujú drobnozrnné až strednozrnné, pevné a rozpadavé zlepence. Na niektorých miestach na svahu však pozorovať sivomodré pevné drobnozrnné polohy zlepencov s menej opracovanými obliakmi, resp. brekciami. Na základe terénneho mapovania sa zdá, že pevné polohy zlepencov, resp. brekcií tvoria vrchné časti polôh. Je to zrejmé hlavne z väčšieho odkryvu na dvore štátneho majetku v Kľačne, kde spodné časti zlepencov sa rozpadávajú až na štrky. Ako vyplýva z mikroskopického štúdia obliakov pevných celistvých polôh zlepencov (Jurkovičová), ide o alochemické, resp. extraklastové vápence. Zlepence sú zložené z dobre opracovaných – zaoblených a polozaoblených – úlomkov a zŕn prevažne strednozrnných vápencov, menej dolomitov, rôznej štruktúry, tvaru a veľkosti (tvoria 70–80 % sedimentu). Tmel je kalcitový (sparitový), s ojedinelými úlomkami dolomitov, kremeňa, rohovcov a žuly. Ojedinele sa v sedimente zistil glaukonit a chudobná neurčiteľná mikrofauna. Úplnú prevahu častíc zlepencov, resp. brekcií majú karbonáty (strednotriasový vápenec a dolomit a ílovité vápence neokómu). Obliaky sú tmelené vápnitým (pevné polohy), vápnito-piesčitým, resp. piesčito-vápnitým (rozpadavé polohy) tmelom. Veľkosť obliakov sa pohybuje od niekoľko mm až ojedinele do 9 cm, väčšinou však medzi 0,5–2,0 cm. Z meraní obliakov vyplýva, že 82 % patrí k sférickým a 18 % k vretenovitým tvarom. V zlepencoch sa našla vcelku zle zachovaná makrofauna, hlavne *Chlamys scabrella*, *Ch. brussoni*, *Pecten hornensis* (Vaňová, 1959).

Kľačnianske zlepence vznikali na skalnatom pobreží v litorálnej zóne egenburského mora.

Pobrežné vrstvy v piesčitom vývoji

V severnej časti študovaného územia ležia v nadloží brakických lagunárnych vrstiev, v oblasti V. Čausa – Brezany vystupujú aj na povrch.

Zdá sa, že uvedené sedimenty sú obmedzené iba na severovýchodnú, resp. na východnú časť územia. V oblasti Čausa – Brezany ide o žlté a sivožlté jemnozrnné piesky a dobre triedené a opracované štrkopiesky až zlepence s lavicami pevného pieskovca s lumachelami. Prítomné sú aj sivozelené piesčité vápnité íly. Ťažké minerály obsahujú hlavne granát, staurolit, biotit a zirkón. V ľahkej frakcii je zastúpený kremeň, plagioklas a sľudy. Na piesčitú zložku sa viaže tufitická prímes, čo sa prejavuje zvýšeným percentuálnym zastúpením plagioklasov (Marková, 1959). Zloženie ťažkých minerálov sa veľmi nelíši oproti podložným brakickým lagunárnym vrstvám a naznačuje rovnakú znosovú oblasť.

Čechovič et al. (1963, str. 354) koreluje s uvedenými morskými egenburskými vrstvami sedimenty, ktoré vystupujú v oblasti handlovského zosuvu juhovýchodne od Handlovej (vrt V-10). Ide o litologicky pestré vrstvy v nadloží čiernych bituminóznych vápnitých ílov a v podloží šlírov. Striedajú sa v nich brekcie – zlepence so sivožltými až zelenkavými, jemnozrnnými až hrubozrnnými vápnitými pieskovcami s úlomkami *Ostrea* sp. Vrstvy dosahujú hrúbku cca 10 m. Prítomné sú málo opracované obliaky do 5 cm – spodnotriasový kremenec, melafýrový porfyrit, mandľovec, kremenno-kryštalické bridlice, paleogénne ílovce a pieskovce.

Sedimenty v severnej časti územia obsahujú bohatú morskú faunu. Makrofaunu spracoval Seneš (l. c.), ktorý z týchto vrstiev uvádza bohaté spoločenstvo (str. 67 až 70). Egenburský vek vrstiev konštatuje hlavne na základe druhu *Cardium edula* (LAMARC), *Ringicardium hörnesianum* (GRAT.), *Pitaria schafferi* (KAUTSKY), *P. lilacinoides* (SCHFF.), *Lutraria lutraria jeffreysi* (DE GREG.), *Thracia eggenburgensis* (SCHFF.).

Lehotayová (1959) vo vrstvách zistila prítomnosť morských foriem *Spiroplectamina carinata* (d'Orb.), *Bulimina pupoides* (D'ORB.), *Gyroidina soldanii* (D'ORB.).

Na základe celkového litologického a faunistického zhodnotenia sedimentov Čechovič (1959) dospieva k názoru, že ide o morské plážové sublitorálne sedimenty s hĺbkou vzniku 5–20 m a salinitou 33–35 ‰. Celková hrúbka sedimentov dosahuje 5–15 m.

Morské vápnité prachovce (šlír)

Morské šlírové sedimenty egenburgu tvoria plošne aj hrúbkou najväčší objem čausianskeho súvrstvia. Vystupujú v nadloží brakických a pobrežných sedimentov egenburgu alebo priamo v nadloží paleogénnych sedimentov. Na povrch vystupujú v oblasti Brezany – Čausa, resp. pri Kľačne a Kanianke. Na základe množstva vrtných prác predpokladáme ich rozšírenie približne v území severne od spojnice obcí Koš – Veľká Čausa s najväčšou hrúbkou v oblasti Prievidze, potvrdené vrtom Š-1 NB. III (449,1 m). Zdá sa, že nie sú prítomné v časti novác-

keho ložiska a na handlovskom ložisku. Na juhu sa nachádzajú v oblasti Podhradia a Lehoty pod Vtáčnikom. Čechovič et al. (1963) s nimi koreluje časť sedimentov z vrtu V-10 juhovýchodne od Handlovej (handlovský zosuv).

Čechovič (1959) ich označil ako šlírovú fáciu a rozdelil ju na tri časti: spodné, stredné a vrchné šlírové pásmo. Tieto pásma sa navzájom líšia litologickým vývojom, obsahom ťažkých minerálov, ako aj zastúpením fauny. Takéto členenie bolo možné využiť nielen v handlovskej časti kotliny, ale aj na ložisku Nováky (Brodňan, 1970). Tu boli šlíry čausianskeho súvrstvia navŕtané viacerými vrtmi v severnej a juhovýchodnej časti ložiska.

V súlade s delením Čechoviča (1959) rozlišujeme spodnú, strednú a vrchnú časť vápnitých prachovcov (šlírov).

Spodná časť vápnitých prachovcov

Brodňan (1970) sem zaraďuje sedimenty, ktoré v severnej časti Prievidze prevŕtal vrt Z-250 (523,70–562,70 m). Ide o sivé, prevažne jemnozrnné piesčité vápnité íly až ílovce s lastúrnatým a črepinovitým rozpadom. V íloch sú vrstvičky a vložky prachovcov a jemnozrnných pieskovcov. Overená bola aj vložka zlepenca s obliakmi s priemernou veľkosťou 0,5–2,0 cm. V obliakoch sú zastúpené vápence, kremence a žilný kremeň, tmelené piesčitým tmelom. Z územia v oblasti Veľkej a Malej Čausy sú opísané (Čechovič, 1959) sivé sľudnaté, piesčité a vápnité ílovce a prachovce s prechodmi do jemnozrnných pieskovcov. Asociácia ťažkých minerálov je podobná ako v brakických a pobrežných vrstvách. Neprítomná je tufitická prímes (Marková, 1959). Makrofauna je drobnejšia a horšie zachovaná, má hlbokovodnejší charakter. Nachádzajú sa tu zástupcovia rodov: *Angulus*, *Nucula*, *Telina*, *Leda*, *Chlamys*, *Amusium*, *Murex*, *Fusus*, *Pleurotoma*, *Schizaster* (Seneš, 1959). Z mikrofauny Lehotayová (1959) uvádza spoločenstvo, na základe ktorého vyčlenila dva obzory. Spodnejší tvoria spiroplectamínovo-cibicidové mikroasociácie [prevládajú druhy *Spiroplectammina carinata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), sprievodné sú *Valvulina pennatula* (BATSCH.), *Bulimina pupoides* (D'ORB.), *Robulus meznericse* (CICHA) a i.)]. Vyššie sú robulovo-cibicidové mikroasociácie s *Robulus badensis* (HANTK.), *R. cultratus* (D'ORB.), *R. macrodiscus* (RSS.), *R. mamilligerus* (KARRER), hojný je aj *Cibicides dutemplei* (D'ORB.) a sprievodné formy. V severnej časti regiónu šlírové sedimenty spodnej časti ležia v nadloží kľačnianskych zlepencov, resp. ich predpokladáme v nadloží sedimentov paleogénu. Na povrchu boli overené v oblasti hospodárskeho dvora štátneho majetku v Kľačne. Ide o sivožltohnedé, úlomkovite sa rozpadávajúce vápnité silty a íly (šlír) s nepravidelnými preplástkami jemnozrnných pieskov. Z výsledkov zrnitostnej analýzy vyplýva, že prevláda siltová frakcia (48,9 %) nad ílovou (44,3 %) a piesčitou (6,8 %). Hodnota stredného zrna dosahuje Md = 0,007, resp. Xfi = 7,15. Ide o veľmi jemnozrnné

prachy. Koeficient triedenia So = 3,37, resp. σ Φ = 1,87 naznačuje, že ide o normálne až zle triedený sediment. Nasvedčujú tomu aj zblížené hodnoty zastúpenia frakcií siltov a ílov.

Šlíry z okolia Kľačna je možné porovnať so spodným šlírovým pásmom v zmysle Čechoviča (1959, str. 26, 27). Na odkryve chýba makrofauna. Hojne je však zastúpená mikrofauna a vápnitý nanoplanktón. Z foraminifer sú zastúpené typické euhalinné formy neritickej zóny (rozbor urobila Zlinská in Elečko et al., 1994b): *Amphimorphina hauerina*, *Spiroplectamina carinata*, *Cuttulina communis*, *Sphaeroidina variabilis*, *Marginulinopsis fragaria*, *Siphonina reticulata*, *Pullenia bulloides*, *Cyroidina soldanti*, *Lanticulina cultrata*, *Lenticulina melvilli*, *Lenticulina inornata*, *Cyclammina scutidorsata*, *Cyclamminarotundi-dorsata*, *Stilostomella* sp.

Z nanoplaktónu sú zastúpené druhy zodpovedajúce biozóne NN2 (Raková in Elečko et al., 1994b): *Helicosphaera ampliaperta*, *H. carteri*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *R. bissecta*. Zastúpené sú aj *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*.

Na základe celkového zhodnotenia ide o sedimentáciu v neritickej zóne s hĺbkou sedimentácie 50–200 m mora s normálnou salinitou (35 ‰).

Stredná časť vápnitých prachovcov

Sedimenty strednej časti plynulo prechádzajú zo spodnej časti, avšak vyššie majú väčšie zastúpenie tmavosivé nevápnité alebo slabo vápnité íly so vzácnou piesčitou laminációu a s lastúrnato-bridličnatým rozpadom. V ťažkých mineráloch sú zastúpené pyrit, granát, rutil, zirkón a turmalín, v ľahkej frakcii sú prítomné kremeň, kalcit, vulkanické sklo, ojedinele ß kremeň, v ílovej frakcii je illit. V znosovej oblasti sa predpokladajú biotitické žuly, pegmatity a kryštalické bridlice, v sedimentoch sú prítomné napadané ryodacitové tufy (Marková, 1959).

Makrofauna je v týchto vrstvách vzácna. Našli sa len drobní neurčiteľní zástupcovia rodu *Nucula* sp. a zástupcovia ichtiofauny (Čechovič, 1959). Na základe mikrofauny Lehotayová (1959) zistila prítomnosť pyritizovaných morských bentóznych foraminifer *Cibicides pseudoungerianus* (CUSHM.), *Bulimina elongata* (D`ORB.).

Podľa zhodnotenia vrtu Š-1 NB-III podobný biostratigrafický obsah majú aj sedimenty navŕtané týmto vrtom (Elečko et al., 1994a).

Vrchná časť vápnitých prachovcov

Vo vrchnej časti sú prítomné sivé, tmavosivé a zelenosivé, slabo vápnité alebo nevápnité jemnozrnné prachovce a ílovce s typickým šlírovým rozpadom, so šupinkami sľudy na plochách rozpadu, s vložkami ryodacitových tufitov,

vzácne sú prítomné zuhoľnatené zvyšky a lokálne aj centimetrové vrstvičky uhlia. Vyskytujú sa tu aj vložky jemnozrnného pieskovca. V severnej časti nováckeho ložiska sa nachádzajú polohy, v ktorých piesčitá zložka prevláda nad prachovou a ílovou, takže ide o slabo tmelené piesky až pieskovce. Pomer piesčitej a ílovitej, resp. prachovej zložky je horizontálne i vertikálne premenlivý a miestami pripomína flyšové súvrstvie paleogénu (Brodňan, 1970).

V asociácii ťažkých minerálov sú zastúpené zirkón, apatit, anatas, brukit, biotit a chlorit. Ľahké minerály predstavuje kremeň, plagioklas, autigénne Ca-Fe konkrécie a vulkanické sklo. Znosová oblasť je podobná strednej časti šlírov (Marková, 1959). Zo severnej časti územia nováckeho ložiska Brodňan (1970) uvádza diatomity, rádiolárie, ihlice húb a ojedinelé foraminifery.

Piesčité vrstvy

V nadloží šlírových vrstiev na študovanom území ojedinele vystupujú piesčité vrstvy. Na ostatnom území, ak aj boli vyvinuté, zrejme podľahli neskoršej denudácii. V podobe denudačných reliktov sú prítomné v okolí Malej Čausy v oblasti kopca Čausianska hora (Čechovič, 1959). Sú to žlté jemnozrnné piesky s tenkými vložkami piesčitého ílu. Zistila sa v nich podobná mineralogická asociácia ako v piesčitých vrstvách paleogénu, obohatená však o vulkanický materiál. Ide pravdepodobne o resedimentáciu paleogénnych pieskovcov. Vrstvy neobsahujú faunu, iba množstvo ihlíc húb.

K týmto piesčitým vrstvám môžu patriť aj piesčité horizonty v oblasti vrtov Z-309T, Z-333, Z-354H, Z-357P (Brodňanová, 1981).

Stredný miocén
Spodný báden

Hlavná etáž kotliny vznikla po erozívnom hiáte a paleogeografických zmenách ovplyvnených štruktúrnou prestavbou vnútorných kotlín. Sedimentácia je silno ovplyvnená vulkanickou činnosťou vulkánov Kremnických vrchov, štiavnického stratovulkánu a Vtáčnika. V nadloží sedimentov spodného miocénu, resp. centrálnokarpatského paleogénu sa ukladali morské a kontinentálne sedimentárne a vulkanicko-sedimentárne súvrstvia stredného miocénu (báden – sarmat).

155 tmavé laminované ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (morský spodný báden)

Morské sedimenty čausianskeho súvrstvia egenburgu sa považovali za posledné morské sedimenty zastúpené v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny.

Pri vrtných prácach v oblasti Janovej Lehoty sa však vo vrte HV-9 zaznamenala prítomnosť morských foraminifer a vápnitej nanoflóry časovo zodpovedajúcej spodnému bádenu.

V nadloží permsko-triasových melafýrov a polohy tufov s biotitom a granátom ležia pelitické sedimenty s hrúbkou 8 m. Nad nimi leží 4 m hrubé uhoľné súvrstvie tvorené ílmi a vrstvičkami uhlia. Vyššie je 48 m hrubá poloha jemne laminovaných tmavých ílovcov a jemných až strednozrnných pieskovcov, z ktorých Gašpariková (in Blaško et al., 1987) opísala morské foraminifery a vápnitý nanoplanktón, vekovo zodpovedajúci spodnému bádenu. Vyššie vo vrte ležia pyroxenicko-amfibolické andezity bádenského veku. Je to prvý nález morského stredného miocénu v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny.

Pri podrobnom štúdiu archívnych materiálov sme však narazili na ďalší údaj, a to z oblasti Handlovej, keď sa pri mapovacích prácach handlovského zosuvu (Čechovič et al., 1961) robili aj mikrobiostratigrafické rozbory. Lehotayová (1961) vo svojej správe bez bližšieho spresnenia uvádza medzi rozbormi sedimentov sladkovodného tortónu (t. j. bádenu) popri úlomkoch ostrakódov, gastropódov, characeí, rádiolárií a ihlíc húb aj prítomnosť druhu *Groborotalia* aff. *scitula* (BRADY), ktorý je podľa nej u nás známy z tortónskych (rozumej bádenských) sedimentov. Keďže v tom čase morský tortón (báden) v študovanej oblasti nebol známy, nevedela vysvetliť pôvod výskytu tohto druhu. Spomínaná autorka ako prvá považovala za otvorenú otázku, či uvedená oblasť predsa len nebola v priebehu bádenu zaplavená morom.

Na základe najnovších výskumov (Lanc et al., 1994), hlavne geologickej interpretácie v-z. gravimetrického profilu v oblasti Kanianka – Poluvsie – Čausianska hora (s. od Prievidze), je možné najpresvedčivejšie vysvetliť hrúbku neogénnych sedimentov v tejto oblasti aj prítomnosťou sedimentov morského spodného bádenu. To by znamenalo prepojenie tejto oblasti cez oblasť Handlovej a Janovej Lehoty so železovskou depresiou podunajskej panvy. Študovaná oblasť Hornonitrianskej kotliny predstavuje najsevernejší výbežok spodnobádenského mora z podunajskej panvy, prepojený systémom grabenov a hrastí, koso orientovaných na s.-j. priebeh stredoslovenského zlomového systému (c. f. Vass et al., 1993).

Ako vyplýva z poznatkov ďalších vrtov v širšej oblasti Janovej Lehoty (Blaško et al., 1987), pelity morského spodného bádenu majú hrúbku až 600 m. Sedimenty v oblasti Kremnických vrchov považuje J. Lexa za súčasť kordíckeho súvrstvia spodnobádenského veku (pozri stať Vulkanity Kremnických vrchov).

Komplex andezitov s granátom

151 extrúzie hyperstenicko-amfibolického andezitu s akcesorickým granátom a ich brekcie

Cígeľský andezit

Pri mapovacích prácach bolo prvýkrát vo vulkanitoch Vtáčnika opísané extruzívne teleso andezitu s granátom. Teleso vystupuje v severozápadnej časti pohoria Vtáčnik, 1 km severne od obce Cígeľ vo Vtáčniku. Označujeme ho extruzívne teleso Cígeľ. Teleso má nepravidelne eliptický tvar s rozmerom 1 x 0,62 km.

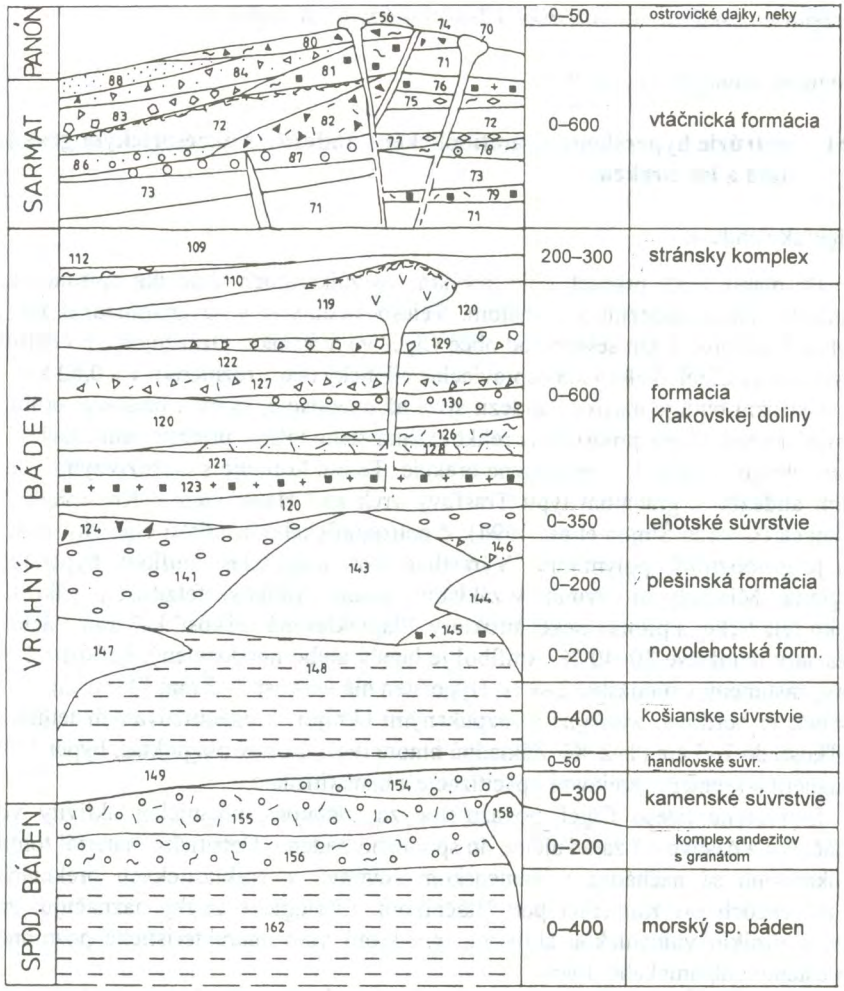
Extrúziu buduje masívny andezit sivej až hnedosivej farby a blokovej odlučnosti. Teleso Cígeľ predstavuje relikt extruzívneho telesa, pretože nemá zachované okrajové časti, t. j. extruzívne brekcie. Teleso koreluje s extruzívnymi telesami andezitu s granátom typu Trasľavý vrch nad Handlovou v Kremnických vrchoch (Lexa in Šimon et al., 1994). Z petrografického hľadiska cígeľský andezit je hrubozrnitý, polymiktný. Výrastlice tvorí plagoiklas, amfibol, hypersten a granát. Minerály sú vyvinuté v základnej hmote hyalinnej, felzitickej, mikrolitticko-felzitickej a pilotaxitickej štruktúry. Plagioklas má veľkosť 1–5 mm, nachádza sa v množstve 30–40 %. Amfibol je hnedý alebo hnedozelený, veľkosti 2–4 mm, zastúpený v množstve 2–8 %. Hypersten má veľkosť 1–2 mm (2–10 %). Granát je bordový, zvyčajne s rozpukanými okrajmi a opacitizovaným lemom, veľkosti do 2–5 cm (1–2 %). Základnú hmotu tvorí drobný plagioklas, hypersten, magnetit a kremeň s prejavmi opacitizácie a hematitizácie.

Extruzívne teleso Cígeľ považujeme za začiatok vulkanickej aktivity vo Vtáčniku a časovo ho zaraďujeme do spodného bádenu. Detritický materiál tohto vulkanizmu sa nachádza v kamenskom súvrství, v epiklastických brekciách a zlepencoch pri Kamenici pod Vtáčnikom. Litologické znaky naznačujú, že teleso vzniklo vulkanickou aktivitou, pre ktorú bolo charakteristické postupné narastanie vulkanického dómu.

Teleso Cígeľ vo Vtáčniku a telesá v Kremnických vrchoch ako iné podobné telesá stredoslovenských neovulkanitov reprezentujú formy vulkanických dómov andezitov s granátom, ktoré vznikali v spodnom bádene (obr. 7) ako lokálne, samostatné telesá.

Kamenské súvrstvie

Kamenské súvrstvie definovali Konečný et al. (1983) ako súvrstvie epiklastických vulkanických zlepencov a pieskovcov s nevulkanickým materiálom v podloží uhoľných slojov v severnej časti Vtáčnika. Označili ho ako súbor hornín,



Obr. 7 Stratigrafická kolónka (vulkanity Vtáčnika), (zostavil: L. Šimon, 1997)
56 – ostrovické dajky a nek: bazaltické andezity až bazalty, vtáčnická formácia, 70 – a) neky, b) dajky pyroxenických andezitov, 71 – lávové prúdy pyroxenických andezitov, 72 – lávové prúdy pyroxenických andezitov s ojedinelým amfibolom, 73 – lávové prúdy leukokratných andezitov; pyroklastické vulkanické horniny: 74 – bieloskalské pyroklastiká; zlatojedlianske pyroklastiká: 75 – prevažne tufy, 76 – blokové pyroklastické prúdy, 77 – pemzové prúdy, 78 – akrečné lapily, popolové prúdy, tufy a popoly, 79 – autochtónne pyroklastiká s redeponovanými pyroklastikami, vtáčnické pyroklastiká: 80 – autochtónne napadané pyroklastiká: prevažne tufy a aglomeráty, 81 – uloženiny prevažne pyroklas-

ktoré vznikli deštrukciou stratovulkánov štiavnického pohoria a Kremnických vrchov vrchnobádenského veku.

V minulosti bolo súvrstvie opísané pod rôznymi názvami: bazálne andezitové tufity a andezitové zlepence; podložné tufitické zlepence; podložné tufity; spodná detritická formácia (pozri Konečný et al., 1983).

Vulkanicko-sedimentárne horniny kamenského súvrstvia okrem toho, že vystupujú na povrch, boli navŕtané v študovanom území početnými vrtmi, hlavne v oblasti novácke ho a handlovského ložiska. Najnovšie ich prevŕtal hlboký vrt Š-1 NB-III v Prievidzi (Šimon in Elečko et al., 1994).

Podľa Šimona et al. (1994, 1995, 1996) kamenské súvrstvie je sukcesiou vulkanoklastických, vulkanosedimentárnych a sedimentárnych hornín s autochtónnymi pyroklastikami, ktoré sa vyvíjali už od spodného bádenu vo fluviálnom, limnickom a terestrickom prostredí v syneruptívnom a intereruptívnom geologickom období. Materiál poukazuje na pôvod z bádenských vulkanitov Vtáčnika (cígeľský andezit) a tiež na pôvod z deštruovaných bádenských vulkanitov Kremnických vrchov a Štiavnických vrchov.

tických prúdov, 82 – redeponované pyroklastiká; epiklastické vulkanické horniny: 83 – prevažne hrubé brekcie, 84 – brekcie s polohami pieskovcov, 85 – strednozrnné zlepence, 86 – zlepence s polohami pieskovcov, 87 – prevažne hrubé zlepence, 88 – pieskovce; stránska formácia: 109 – lávové prúdy pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom, 110 – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov, 111 – lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov s ojedinelým biotitom, 112 – tufy, pemzové tufy; formácia Kľakovskej doliny: 119 – bazaltické andezity až bazalty: lávové prúdy, a) extruzívne dómy, b) gričské extrúzie, 120 – lávové prúdy pyroxenických andezitov, 121 – lávové prúdy dacitoidných andezitov, 122 – leukokratné andezity, 123 – uloženiny pyroklastických prúdov, 124 – freatopyroklastické uloženiny, 125 – pyroklastiká Dielu, 126 – redeponované tufy a pemzové tufy, 127 – redeponované pyroklastiká a drobné epiklastické vulkanické brekcie, 128 – redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce, 129 – prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie, 130 – epiklastické vulkanické zlepence; lehotské súvrstvie: 141 – štrky, piesky a piesčité íly; plešinská formácia: 143 – extruzívne dómy pyroxénicko-amfibolických andezitov, 144 – extruzívny dóm pyroxenicko-amfibolických andezitov s ojedinelým biotitom, 145 – autochtónne pyroklastiká pri Oslianskom potoku a uloženiny pyroklastických prúdov, 146 – epiklastické vulkanické brekcie s ojedinelými polohami pieskovcov a redeponovanými pyroklastikami; novolehotská formácia: 147 – extrúzie ryolitov; košianske súvrstvie: 148 – íly, slienité íly, diatomity, diatomitické íly; handlovské a novácke súvrstvie: 149 – uhlie, uhoľné íly, ílovce, tenké preplástky redeponovaných vulkanoklastík; kamenské súvrstvie: 154 – epiklastické vulkanické zlepence a pieskovce s polohami brekcií, redeponovaných pyroklastík, ílovcov a uhlia, 155 – epiklastické vulkanické zlepence a pieskovce s polohami brekcií a tufov, 156 – epiklastické vulkanické zlepence, brekcie, pieskovce a autochtónne pyroklastiká (a) nečl. súvr. (v rezoch); komplex andezitov s granátom: 158 – extrúzie hyperstenicko-amfibolického andezitu s akcesorickým granátom a ich brekcie; kordícke súvrstvie: 162 – tmavé laminované ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (morský spodný bádeň)

147 epiklastické vulkanické zlepence s polohami brekcií, redeponovaných pyroklastík, ílovcov a uhlia

Epiklastiká predstavujú súbor striedajúcich sa polôh epiklastických vulkanických zlepencov, pieskovcov, siltovcov a ílovcov s redeponovanými pyroklastickými tufmi a pemzovými tufmi.

Horniny sú zložené z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitov, pemzy a nevulkanického materiálu veľkosti 1–20 cm. Matrix je piesčito-ílovitý. V prípade pyroklastických hornín je tufovo-pemzovo-piesčitý.

Z petrografického hľadiska fragmenty reprezentujú granatické andezity, hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom, amfibolicko-pyroxenické andezity, pyroxenické andezity, andezitové porfýry, kvarcity, kremene, kremence, granity, ruly a vápence.

Uhlie predstavuje vložky a šošovky od niekoľko centimetrov (východy 1 km južne od Handlovej pri Handlovke) až metrové polohy (na nováckom ložisku).

148 epiklastické vulkanické zlepence a pieskovce s polohami brekcií a tufov

Člen predstavuje prevažne vulkanicko-sedimentárny materiál, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období vo fluviálnych podmienkach.

Horizont tvorí polohy striedajúcich sa zlepencov, pieskovcov a brekcií s ojedinelými šošovkami tufov. Horniny sú zložené zo suboválnych, oválnych a dokonale oválnych fragmentov andezitov (v prípade tufov sú andezity a pemza angulárneho a sférického tvaru) a nevulkanického materiálu. Veľkosť fragmentov je od 1 cm do 30 cm.

Z petrografického hľadiska obliaky reprezentujú granatické andezity, amfibolicko-pyroxenické andezity, pyroxenické andezity, andezitové porfýry, granity, kremence, ruly a vápence. Matrix je piesčitý. V prípade tufov je tufovo-pemzový.

149 epiklastické vulkanické zlepence, brekcie, pieskovce a autochtónne pyroklastiká

Člen predstavuje vulkanicko-sedimentárny materiál, ktorý sa vyvinul v syneruptívnom období vulkanizmu Vtáčnika.

Horizont tvoria polohy striedajúcich sa aglomerátov, tufov, pemzových tufov, brekcií, pieskovcov a freatopyroklastických hornín. Horniny sú zložené z angulárnych, subangulárnych, suboválnych a sférických fragmentov andezitov, pemzy a vulkanického materiálu.

Andezity majú veľkosť od 1 cm do 25 cm. Pemza je veľkosti od 0,5 cm do 5 cm. Polohy sú charakteristické buď podpornou stavbou fragmentov, alebo podpornou stavbou matrixu. V niektorých polohách matrix predstavuje až 60–70 %. Fragmenty sú pórovité, sklovité, celistvé.

Vrstvy majú sklon od 5 do 30° na SV. Pozorujeme sklzové štruktúry, obtekanie fragmentov, krížové zvrstvenie. Vo vrstvách je prítomné gradačné zvrstvenie, normálne a reverzné, aj chaotické usporiadanie fragmentov. Matrix je tufovo-piesčitý alebo tufovo-pemzový, s kryštaloklastmi biotitu, pyroxénu, plagioklasu, veľkými až 5–6 mm.

Z petrografického hľadiska sú fragmenty granatické andezity, granity, kremence a ruly. Matrix je drvina výrastlíc a pemzovo-tufovo-piesčito-ílovitej substancie.

Horizont sa vyvinul vo fluviálno-limnickom prostredí. Vulkanicko-sedimentárne horniny kamenského súvrstvia boli navŕtané v študovanom území vo vrtoch ČČ-11, Z-250, Š-1 NB III.

Vrt Š-1 NB III prevŕtal kamenské súvrstvie v hĺbke 416,00–488,50 m. Polohy sú jemnejšie ekvivalenty veľkočausianskeho vývoja (okolie Veľkej Čausy). Výnimku predstavujú freatopyroklastické horniny – 420,50–422,20 m, 427,40 až 428,00 m, 433,70–435,70 m a 460,50–462,40 m. Freatopyroklastické horniny predstavujú polohy hrubé asi 2 m, masívnej textúry. Zložené sú z drobných úlomkov sklovitého andezitu a freatickej pemzy. Poloha je netriedená, s náznakmi zmeny zrnitosti od 2 mm po 1 cm. Freatopyroklastické horniny sú znakom syneruptívnej vulkanickej aktivity vo vodnom prostredí.

Vrchný báden

V študovanom území sem zaraďujeme sedimenty handlovského, novácke ho, košianskeho a lehotského súvrstvia.

Handlovské a novácke súvrstvie

142 uhlie, uhoľné íly, ílovce, tenké preplástky redeponovaných vulkanoklastík

Handlovské súvrstvie sa označovalo ako produktívne vrstvy, resp. produktívne handlovské vrstvy (Čechovič, 1959). Bolo vyčlenené ako ílovcovo-tufitické súvrstvie s uhoľnými slojmi v oblasti handlovskej uhoľnej panvy.

Novácke súvrstvie bolo vyčlenené ako produktívne vrstvy nováckej uhoľnej panvy na zvýraznenie rozdielov v litologickom vývoji a azda aj veku v porovnaní s handlovským súvrstvím. Na základe palynologických výskumov a rozborov makroflóry sa utvoril názor o staršom vrchnobádenskom veku novácke ho

súvrstvia a mladšom až spodnosarmatskom veku handlovského súvrstvia, aj keď rádiometrický vek v oblasti Kremnických vrchov svedčí o vrchnobádenskom veku oboch súvrství (pozri Konečný et al., 1983), a teda aj zbytočnosti vyčleňovania dvoch názvov súvrství. Rôznorodosť súvrství sa vysvetľuje postupnou transgresiou močiarneho a jazerného prostredia zo západu na východ.

Novácke súvrstvie

Jeho spodná hranica s kamenským súvrstvím nie je ostrá. Súvrstvie v spodnej časti tvoria piesčito-ílovité a tufitické sedimenty s postupnými prechodmi do tmavosivých a sivočiernych ílov až ílovcov s uhoľnými slojmi. Hlavný uhoľný sloj nováckeho ložiska je vyvinutý prakticky na celom ložisku. Je ohraničený hranicou južný koniec obce Koš – južný okraj Prievidze – Opatovce nad Nitrou – Horné Lelovce – Nováky – severný okraj Kamenca pod Vtáčnikom – Lehota pod Vtáčnikom (Halmo et al., v príprave). Jeho ohraničenie je čiastočne tektonické, čiastočne prirodzené alebo erózne. Jeho hrúbka v prevažnej časti ložiska je 8–10 m, s medzivrstvičkami a preplástkami svetlých bielych tufitov a ílov („hrubý pás", „sestričky"). Miestami je sloj rozdelený na dve, resp. tri polohy (h^1, h^2, h^3). Ojedinele je hrúbka sloja aj nad 25 m.

Uhoľno-petrografické rozbory dokazujú, že sloj patrí k hnedouhoľným humitom stupňa rozhrania hnedouhoľnej hemi- až ortofázy. Prevládajúcim typom sú detrity, menej xylytické detrity, xylity a zriedkavo typy hnedouhoľnej ortofázy – pásikované detrity, resp. pásikované, lesklé. Mikroskopicky uhlie tvorí prevažne detrinit s vložkami exinitu, časté sú aj vložky huminitu, ojedinele aj sklerotinit (Brodňan, 1970).

Hrúbka celého produktívneho súvrstvia dosahuje až 50 m. Sloj vystupuje najplytšie k povrchu pri východnom okraji ložiska, kde sa v minulosti aj ťažil v povrchovej bani Lehota pod Vtáčnikom.

Handlovské súvrstvie

Súvrstvie je rozšírené v oblasti handlovského a cígeľského uhoľného ložiska. Jeho spodná hranica s kamenským súvrstvím je neostrá, tvorená postupným zjemňovaním tufitov, prítomnosťou tufitických a postupne uhoľných ílov. Vrchná hranica je daná povrchom vrchného uhoľného sloja.

Súvrstvie v spodnej časti tvoria piesčito-ílovité a tufitické sedimenty s postupným prechodom do tmavých až čiernych ílov a ílovcov s uhoľnými slojmi. Vyvinuté sú dva uhoľné sloje – spodný (II.) sloj s hrúbkou 2–6 m a horný (I.) s hrúbkou 3–7 m. Ich vzťah je zložitý. Miestami sa spájajú, ich hrúbka sa zväčšuje, inde sa zmenšuje až do stratenia I. sloja a zväčšovania hrúbky II. sloja. Hrúbka spojených slojov je zväčša 8–12 m, miestami až 17 m. V oblasti N. Le-

hoty je pod spodným slojom vyvinutý tzv. III. sloj s hrúbkou 1–4 m. Uhlie po uhoľno-petrografickej stránke patrí k hnedouhoľným humitom. Najčastejšie sú prítomné detrity a pásikované detrity. Podľa stupňa preuhoľnenia uhlie zodpovedá hnedouhoľnej ortofáze, lokálne aj hemifáze. V juhovýchodnej časti sa objavujú typy patriace až k metafáze. Kvalita uhlia závisí od stupňa preuhoľnenia a obsahu anorganických prímesí. Generálne sa kvalita zlepšuje smerom na juh a juhovýchod (Brodňanová, 1985).

Produktívne súvrstvie s uhoľnými slojmi vystupuje na povrch, resp. je zakryté sutinami v úzkom pruhu od západného okolia Handlovej smerom na sever, t. j. do južného okolia obce Morovno, kde sa stáča smerom na severozápad do oblasti kóty Jelení vrch (k. 702 m) a do oblasti obcí Hradec a Veľká Lehôtka.

Obe súvrstvia vznikali v prostredí taxodiových močiarov v období teplej subtropickej a teplej miernej paleoklímy, keď sa vytvárali močiare s vegetáciou typu *Taxodiaceae – Nyssaceae – Myricaceae – Cyrillaceae* (Planderová in Konečný et al., 1983). Produktívne vrstvy zriedkavo obsahujú sladkovodnú a suchozemskú faunu a kosti cicavcov.

Košianske súvrstvie

V nadloží slojov nováckeho a handlovského súvrstvia je vyvinuté hrubé súvrstvie ílov a vápnitých ílov, predtým označovaných ako nadložné íly. Poukazujú na vznik v prehlbujúcom sa jazernom prostredí. Jeho hrúbka dosahuje až 300 m. Názov súvrstvia zaviedli Konečný et al. (1983). Definíciu súvrstvia rozšírili Šimon et al. (1994). Ku košianskemu súvrstviu pričleňujeme ako člen vrstvy Račieho potoka.

141 íly, slienité íly, diatomity, diatomitické íly

Íly košianskeho súvrstvia vystupujú v študovanom území na povrch, resp. sú prekryté sutinami v oblasti Novej Lehoty a Handlovej, kde v juhovýchodnej časti zapríčinili vznik veľkého zosuvu. Z oblasti Handlovej sú odkryté smerom na sever, kde v prerušovanom pruhu lemujú východy handlovského súvrstvia smerom k mestskej časti Štvrte (predtým Hradec a Veľká Lehôtka). Sporadicky vystupujú na povrch východne od obce Cígeľ a v oblasti novácke ložiska, v oblasti Nováky – Lehota pod Vtáčnikom. Na väčšine územia sú prekryté mladšími sedimentmi a andezitovými pokryvmi.

Ide o monotónne súvrstvie svetlosivých, tmavosivých, zelenosivých až hnedastých ílov premenlivej vápnitosti, s kolísavým zastúpením piesčitej prímesi, miestami diatomitických ílov až diatomitov. Majú črepinovitý rozpad, miestami, hlavne v spodnej časti súvrstvia, sú až laminované. Sú mäkké a po namoknutí napučiavajú, a tým spôsobujú problémy pri dobývaní uhlia. Na povrchu zasa

spôsobujú zosuvy, čo vyvoláva veľké problémy (handlovský zosuv). Íly hojne obsahujú drobné zuhoľnatené rastlinné zvyšky. Miestami, hlavne vo vrchnej časti súvrstvia, sa lokálne objavujú vložky a šošovky štrčíkov, pieskov a uhoľných vrstvičiek, čo svedčí o splytčení jazera a vzniku rašeliniska (Čechovič, 1959).

Súvrstvie obsahuje sladkovodnú faunu (rybie zúbky, ostrakódy, rozsievky) a flóru rovnakého zloženia ako v prípade novácke ho a handlovského súvrstvia.

V období po usadení sedimentov košianskeho súvrstvia bolo súvrstvie, ale aj podložné produktívne súvrstvie, porušené zlomami sv.-jz. smeru. Výsledkom je sústava hrastí a prepadlín s rôzne širokými tektonickými kryhami na zlomoch sz.-jv. smeru. Denudácia pred usadením lehotského súvrstvia spôsobila, že hrúbka košianskeho súvrstvia sa zmenšila a v závislosti od tektoniky a erózie sa mení od niekoľkých metrov do 300 m.

Hrúbka košianskeho súvrstvia v severnej časti novácke ho ložiska sa zmenšuje, ďalej na sever síce prekrýva sedimenty novácke ho súvrstvia, čo svedčí o prirodzenom vyklinení sloja, ale súvrstvie sa končí južne od Prievidze (chýba napr. vo vrtoch Š-1 NB-III, resp. Z-250). Nie je však vylúčené, že sedimenty novácke ho a košianskeho súvrstvia sú prítomné v depresii severne od Prievidze, približne v oblasti Prievidza – Brezany – Čausianska hora (k. 490,0 m), kde sa predpokladá až 1 300 m hrubý komplex hornín neogénu.

Vrstvy Račieho potoka: tmavé diatomity, bituminózne diatomitické íly

Vrstvy sú novopomenované na základe nálezu diatomitu a bituminóznych diatomitických ílov, ktoré boli zmapované asi 500 m jz. od k. Kňazov kopec (694 m) pri Račom potoku z. od Handlovej.Vrstvy sú členom košianskeho súvrstvia.

Diatomit je svetlosivej farby. V prípade diatomitických ílov je farba tmavosivá až tmavočierna. Horniny majú jemnú vrstvovitú textúru a pórovitú štruktúru.

Po usadení novácke ho, handlovského a košianskeho súvrstvia a po paleogeografických zmenách spôsobených tektonickou aktivitou územia sprevádzanou vulkanizmom (novolehotská a plešinská formácia), došlo k erózii a denudácii uvedených súvrství a k rôznemu stupňu zrezu, ktorý je závislý od prepadlinovo-hrasťovej stavby územia. Na takto denudovaný reliéf územia, a teda aj na rôzne súvrstvia (košianske, handlovsko-novácke, ale aj na kamenské), sa ukladali sedimenty vyplňujúce väčšinou paleokanály fluviálnych riečnych tokov tečúcich generálne zo severu na juh, zaraďované k lehotskému súvrstviu.

Novolehotská formácia

140 extrúzie ryolitov

Novolehotskú formáciu pomenovali Šimon et al. (1991). Produkty formácie vystupujú na povrch blízko kóty Nová Lehota (575 m), z. od obce Nová Lehota.

Ryolitové telesá boli zistené aj v bani Handlová v chodbe HUB 5101A a HUB 5105A. Pri overovaní ložiska sa prevŕtali ryolitové horniny v povrchových vrtoch L-36, L-39, HV-2. Slávik (1959) opisuje aj ryolitové tufity vo vrte L-20. „Ryolitové tufity" (v zmysle novej terminológie ryolitové vulkanoklastiká) sú vyvinuté ako vložky v polohách ílových vrstiev košianskeho súvrstvia. Ryolitové horniny sú situované v košianskom súvrství a nad ním. Teleso blízko kóty Nová Lehota (575 m) je v nadloží ílov košianskeho súvrstvia a v podloží štrkov a zlepencov lehotského súvrstvia.

Podľa rádiometrického datovania K/Ar metódou (Ďurkovičová in Šimon et al., 1991) bol ryolit datovaný na 14,3 ± 0,7 mil. rokov (vrchný báden); (obr. 8, tab. 3). Teleso ryolitu má radiálnu stavbu a radiálnu až blokovo masívnu odlučnosť. Farba horniny je svetlobiela, sivobiela alebo ružovkastá, k okraju telesa pozorovať až sklovité fácie čiernej farby (obsidiánový vývoj). Z petrografického hľadiska ide o kremeň – sanidínový ryolit. Ryolit má porfyrickú štruktúru s felzitickým, miestami poikilitickým a mikrosférolitickým vývojom základnej hmoty. Porfyrické výrastlice tvoria K živce, sanidín, kremeň a biotit. Ako akcesorické zrná boli identifikované apatit, zirkón, sagenit, plagioklas a ortit. V základnej hmote sú drobné kryštáliky kremeňa a živca, miestami je postihnutá Fe oxidáciou, karbonatizáciou a kaolinitizáciou.

Novolehotská formácia predstavuje vulkanickú efuzívnu aktivitu, ktorá produkovala vulkanický dóm (ryolitové telesá) s ojedinelými explóziami pyroklastík počas rastu tohto telesa.

Plešinská formácia

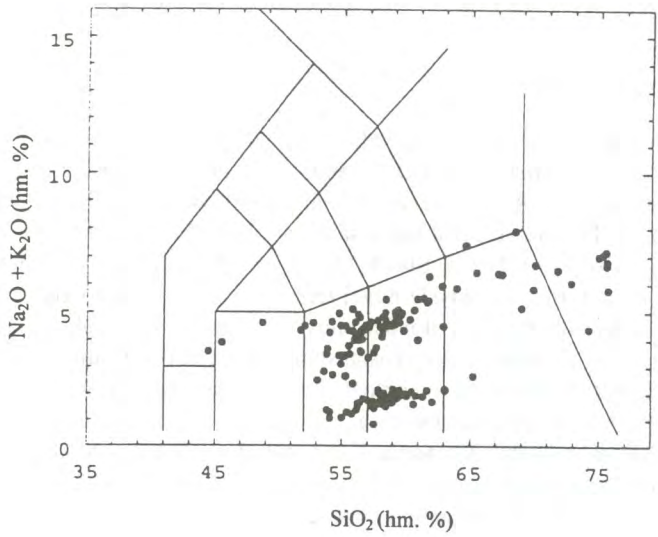
Formáciu definovali Konečný et al. (1983) ako súbor extruzívnych telies s ojedinelými vulkanoklastikami hyperstenicko-amfibolických andezitov na báze pouhoľných vulkanitov.

Šimon a Lexa et al. (1991) extruzívne telesá plešinskej formácie pri Janovej Lehote preradili do komplexu andezitov s granátom.

Detailnú vulkanologickú analýzu formácie urobili Šimon et al. (1994, 1995, 1996).

136 extruzívne dómy pyroxenicko-amfibolických andezitov

Plešinská formácia reprezentuje súbor samostatných telies, ktoré vystupujú na povrch pri Kľaku, Novákoch, Bystričianskej doline, V. Lehôtke, Kľakovskej do-



Obr. 8 Klasifikácia hornín Vtáčnika podľa Le Basa et al. (1986)
1 – bazalt, 2 – bazaltický andezit, 3 – andezit, 4 – dacit, 5 – ryolit

Táto klasifikácia bola zavedená pre vulkanické horniny, ktoré obsahujú viac sklovitej základnej hmoty a vychádza z chemického zloženia hornín. Z diagramu vychádza, že škála hornín Vtáčnika prechádza plynule od bazaltov, bazaltických andezitov do dacitov a ryolitov.

line, pri Prochote, V. Poli, Plešine (asi 5 km západne od Kľaku) a v Hlbokej doline. Telesá majú domatickú formu. Ich prierez je približne izometrický. Len teleso pri Novákoch má pretiahnutý elipsovitý tvar.

Väčšina telies má rozmery 200 m x 2 000 m.Teleso Plešina má rozmer 4 x 6 km. Vulkanické dómy formácie reprezentujú relikty pôvodnej štruktúry. Teleso Plešina so zachovanými vulkanoklastikami je najzachovanejšia vulkanická štruktúra. Telesá sú tvorené masívnymi andezitmi s brekciami.

Andezity majú hnedosivú, svetlosivú a sivú farbu. Hornina má hruboporfyrickú alebo strednoporfyrickú štruktúru. Pozorujeme prejavy slabej autometamorfnej premeny.

V telesách má hornina vejárovitú alebo strmú odlučnosť a pozorujeme aj vertikálne zóny drvenia. Tieto argumenty podporujú štruktúru formy vulkanického dómu. Na okrajoch dómov sú vyvinuté extruzívne brekcie. Brekcie sú tvorené angulárnymi fragmentmi autometamorfovaných a sklovitých typov andezitov.

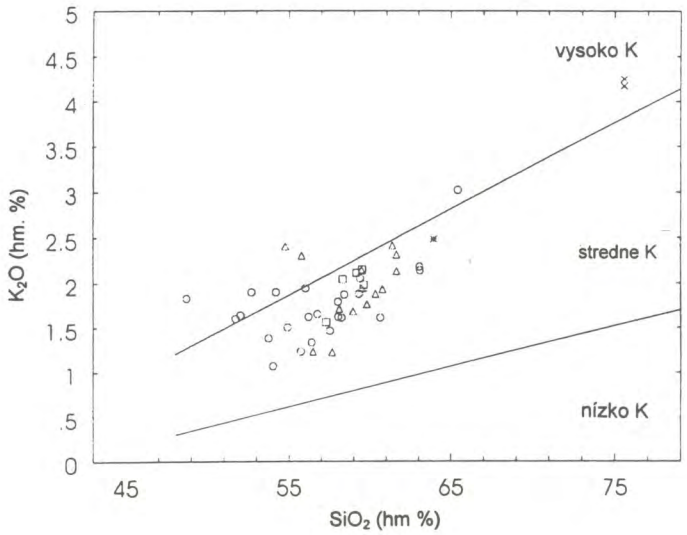
Tab. 3 Reprezentačné chemické analýzy

	Andezit s granátom Gr. and (3363)	Novolehotská formácia Ryolit (L-36)	Plešinská formácia Amf-px and (JV-13)	Formácia Kľakovskej doliny Px and (VT-23)	Stránsky efuzívny komplex Amf-px and (4810)	Vtáčnická formácia Px and (4173)	Jastrabská formácia Ryolit (VT-3)	Ostrovické dajky Bazalt (1376)
SiO_2	63,93	75,60	60,33	56,20	59,63	55,92	74,19	53,98
Al_2O_3	18,02	12,77	17,54	17,88	18,48	18,99	13,40	20,70
FeO	2,78	0,29	0,40	0,82	3,31	7,64	0,93	0,38
Fe^{3+}	–	1,19	–	4,90	–	–	0,59	–
Fe_2O_3	3,90	1,51	5,56	7,92	5,75	5,10	1,87	7,69
TiO_2	0,244	0,19	0,510	0,93	0,575	0,614	0,15	0,79
CaO	4,40	0,98	5,83	7,21	5,87	7,48	1,19	8,40
MgO	0,79	0,36	2,63	4,10	2,83	4,17	0,24	2,91
MnO	0,091	0,008	0,111	0,125	0,094	0,142	0,026	0,14
K_2O	2,48	4,25	1,88	1,62	1,95	1,30	4,39	1,51
Na_2O	3,38	2,56	2,88	2,70	2,95	2,70	2,96	2,76
P_2O_3	0,133	0,07	0,145	0,18	0,185	0,214	0,02	0,27
CO_2	0,42	0,39	0,56	0,17	0,71	0,92	0,10	–
H_2O^+	1,16	0,28	0,95	0,46	0,47	0,37	0,45	0,28
H_2O^-	0,29	1,13	0,40	0,26	0,85	0,71	0,25	–
Str. žíh.	0,22	1,17	0,56	0,26	0,50	0,05	0,48	0,33

Fragmenty majú neostré prechody do matrixu. Matrix má charakter brekciovitej lávy a v dôsledku drvenia a premeny má svetlejšiu farbu. Vzdialenejšie fácie extruzívnej brekcie majú klastický charakter. Tvoria ich chaoticky usporiadané fragmenty a hrubopiesčitý drvený matrix.

Z petrografického hľadiska telesá tvorí porfyrický andezit s výrastlicami amfibolov od 1 do 10 cm. Amfiboly majú opacitové lemy. Plagioklasy sú magmaticky skorodované a sú postihnuté argilitizáciou a kaolinizáciou. Z pyroxénov je prítomný hlavne hypersten. Obsah plagioklasu je 30–35 %, amfibolu 5–10 %, hyperstenu 0–1 %. Podľa modálneho zloženia je základná hmota prítomná v množstve od 50 do 61 %. Základná hmota má hyalopilitickú, mikrolitickú a zrnito-mikrolitickú štruktúru.

Z geochemického hľadiska horniny reprezentujú dacity až andezity (tab. 3, obr. 8, 9), ktoré prináležia k stredno draselným vulkanickým horninám (obr. 4Pa).



Obr. 9 Variačný diagram klasifikujúci horniny podľa obsahu draslíka
** – andezity s granátom, x – novolehotská formácia, □ – stránsky efuzívny komplex, Δ – plešinská formácia, ○ – formácia Kľakovskej doliny*

Väčšina vyšetrovaných vzoriek spadá do poľa stredne draselných vulkanických hornín okrem niekoľko hornín formácie Kľakovskej doliny, plešinskej formácie a ryolitov novolehotskej formácie, ktoré prináležia skôr k vysoko draselným horninám.

137 extruzívny dóm pyroxenicko-amfibolických andezitov s ojedinelým biotitom

Teleso pri Stráži, k. 857 m (juh Vtáčnika), ojedinele obsahuje v hornine biotit. Preto sme ho vyčlenili ako samostatnú litofáciu.

138 autochtónne pyroklastiká pri Oslianskom potoku a uloženiny pyroklastických prúdov

Vo formácii sme zmapovali aj pyroklastické horniny, ktoré sa geneticky a priestorovo viažu na teleso Plešina. Pyroklastiká vystupujú na povrch pod telesom Plešina v okolí Oslianskeho potoka v Hornoveskej doline.

Z litologického hľadiska sú pyroklastiká charakteristické prítomnosťou veľkých výrastlíc amfibolu, ojedinele až 10 mm, tvoria ich fragmenty a matrix (7–30 %). Fragmenty sú celistvé, tmavej farby, sklovité. Majú angulárny tvar. Ich veľkosť je od 2 do 10 cm, obsah do 10 %. Ďalší typ fragmentov predstavuje pórovitý andezit sivohnedej farby, sférického tvaru. Jeho veľkosť je 2 –10 cm. Je zastúpený v množstve do 30 %. Tretí typ fragmentov reprezentuje napenený, silno pórovitý pemzový andezit až pemza. Má sivožltú alebo žltú farbu. Veľkosť je od 1 do 5 cm. Zastúpený je v množstve do 30 %.

Matrix je spečený, pórovitý. Má hnedo-sivo-žltú farbu. Tvorí ho pemzovo-tufová zložka s úlomkami skla a minerálov. Z petrografického hľadiska horniny reprezentuje pyroxenicko-amfibolický andezit. Pyroklastiká reprezentujú uloženiny blokových pyroklastických prúdov, ktoré sa vyvíjali pri raste vulkanického dómu.

139 epiklastické vulkanické brekcie s ojedinelými polohami pieskovcov a redeponovanými pyroklastikami

Epiklastiká reprezentujú redeponovaný materiál z pyroklastických prúdov. Tvoria ich fragmenty angulárneho, subangulárneho a suboválneho tvaru. Ich veľkosť je od 5 do 50 cm, no prítomné sú aj bloky do 100 cm. Obsah fragmentov je 30 až 60 %. Fragmenty majú sivú, hnedú, hnedosivú a tmavosivú farbu. Sú celistvé aj pórovité. Tvoria ich rozličné variety andezitov – amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov. Matrix tvoria drobné úlomky fragmentov, uložených v tufovo-piesčitej hmote. Ojedinele sa v epiklastikách vyskytujú polohy jemných pieskovcov a pórovité aj sklovité fragmenty andezitu, ktoré priraďujeme k redeponovaným pyroklastikám. Opracovanosť materiálu a uvedené znaky epiklastických brekcií sú znakom rýchlej redepozície a transportu na krátku vzdialenosť od zdroja.

Uvedené informácie poskytujú interpretáciu paleorekonštrukcie plešinskej formácie. Vulkanizmus formácie sa formoval na zlomoch. Magma prenikala zlomami k povrchu. Láva po dosiahnutí subaerických podmienok ochladla a nastal rast vulkanického dómu. Tento dej sa odohrával v rôznych častiach Vtáčnika vo vrchnom bádene.

Vulkanické teleso Plešina pri raste dómu podobne ako Merapi eruptovalo a explózie vyprodukovali masu blokových pyroklastických prúdov. Po upokojení vulkanickej aktivity nastal proces deštrukcie a materiál z pyroklastík bol redeponovaný formou sutinových prúdov ako epiklastické brekcie.

Formácia na základe stratigrafickej pozície leží nad košianskym súvrstvím a pod lehotským súvrstvím. Zaraďujeme ju do vrchného bádenu.

Lehotské súvrstvie

Súvrstvie pomenovali Konečný et al. (1983). Predtým sa označovalo ako vrstvy štrkov a pieskov s mezozoickým materiálom, formácia bielych štrkov, detriticko-vulkanická formácia, resp. vrchná detriticko-vulkanická formácia (tu však bolo zahrnuté aj lelovské súvrstvie, t. j. najmladšia časť výplne Hornonitrianskej kotliny). Hrúbka súvrstvia dosahuje 200–300 m. Súvrstvie prstovite preniká do formácie Kľakovskej doliny (FKD); (Šimon, 1991). Novým mapovaním (Šimon et al., 1994, 1995) sa zistilo, že lehotské súvrstvie sa vyvinulo aj na bazaltoidnom andezite gričského typu (budujúcom k. 748 m pod V. Gričom, k. 971 m). Bazaltoidný andezit sa všeobecne považuje za najmladší člen FKD. Lehotské súvrstvie možno teda považovať za synvulkanické sedimentárne súvrstvie, vystupujúce ako relikt paleokanála riečneho toku sz.-jv. smeru, ktorý tiekol cez oblasť dnešného Vtáčnika smerom do Žiarskej kotliny.

134 štrky, piesky a piesčité íly

Súvrstvie pozostáva zo štrkov až zlepencov, pieskov, piesčitých ílov, ílov uhoľných a vrstvičiek uhlia. Materiál hrubých klastík pozostáva prevažne z mezozoických karbonátov (vápence, dolomity), prítomné sú aj andezitové vulkanoklastiká, kryštalické bridlice, granitoidy a paleogénne pieskovce.

Hrubé klastiká súvrstvia vystupujú v študovanom území na povrch v podobe „štrkových rozsypov" a zlepencov, hlavne v oblasti Vtáčnika (pruh štrkov v oblasti Podhradie – Cígeľ – Veľká Lehôtka, oblasť Novej Lehoty a množstvo menších plošných východov spod andezitových pokryvov v centrálnej časti Vtáčnika). V oblasti vlastnej kotliny vystupujú „štrkové rozsypy" a zlepence na vysokej kryhe v oblasti severne od obce Kamenec pod Vtáčnikom. Štrky sú dobre opracované, ich veľkosť je od 0,5 cm do 10 cm, ojedinele až do 20 cm. Tvar obliakov je zväčša sférický a čepeľovitý, menej diskovitý. V zlepencoch prevládajú obliaky nad tmelom.

Z makroskopických rozborov obliakov z vrtu Š-1 NB III z úseku 200,3 až 404,6 m, zaraďovaných k lehotskému súvrstviu, vyplýva, že sú tu zastúpené: tmavosivý oolitický vápenec (vrchný trias – rét krížňanského príkrovu), sivý škvrnitý slienitý vápenec (? fleckenmergel – vyšší lias), svetlosivý detritický vápenec so žilkami kalcitu, sivý organodetritický vápenec (? stredný lias obalovej jednotky tatrika) a slienitý vápenec so žilkami kalcitu (spodná krieda); (Boorová in Elečko et al., 1994a).

Ako vyplýva z vrtných prác, súvrstvie okrem hruboklastického vulkanického materiálu obsahuje aj polohy ílov a pieskov. Nepravidelne sa tu striedajú polohy štrkov, pieskov, piesčitých ílov a ílov. V západnej časti nováckeho ložiska íly budujú spodnú časť súvrstvia a sťažujú jeho rozlíšenie od košianskeho súvrstvia. V súvrství sú prítomné aj uhoľné íly so slojami uhlia, ktoré sú známe z oboch ložísk ako tzv. „nadložné sloje".

Íly a uhoľné sloje z juhozápadnej časti nováckeho ložiska boli opísané z detriticko-vulkanickej formácie (Brodňan, 1970; Brodňanová, 1985). V hĺbke od 15–75 m (resp. 15,5–98,3 m – Halmo et al., l. c.) pod povrchom sú vyvinuté „nadložné sloje" nepravidelného šošovkového vývoja, rôznej hrúbky a rozsahu. Celkove je vyčlenených osem uhoľných polôh s malou plošnou rozlohou s hrúbkou sloja maximálne 10 m. Sú silno znečistené anorganickou prímesou a z hľadiska dobývania nemajú prakticky význam.

Vulkanické horniny nachádzajúce sa v tzv. „detriticko-vulkanickej formácii" sú zastúpené vulkanoklastickými horninami – sú ekvivalentom kľakovskej formácie. Hrúbka súvrstvia dosahuje 200–350 m a jeho vrchná hranica v kotline je problematická.

Formácia Kľakovskej doliny

Formáciu definovali Konečný et al. (1983). Vystupuje v severnej a severovýchodnej časti Vtáčnika. Jej ekvivalentom je turčecká formácia v Kremnických vrchoch. Detailné štúdium formácie Kľakovskej doliny urobil Šimon (1986, 1991).

Formácia Kľakovskej doliny je výsledkom explozívnej a efuzívnej aktivity pyroxenických, leukokratných a bazaltoidných andezitov (tab. 3, obr. 8 a obr. 9) kombinovanej s redepozíciou materiálu občasnými a trvalými tokmi.

Formácia predstavuje zložitú vulkanickú stavbu pozostávajúcu zo siete malých vulkánov vytvorených na okrajových zlomoch priekopovej prepadliny sv.-jz. smeru, ktoré boli neskôr deštruované pokračujúcimi pohybmi a eróziou spojenou s transportom materiálu do formujúceho sa grabenu. Dôsledkom tohto procesu je variabilita genetických typov uložením a prostredí vzniku oboch formácií, kľakovskej a turčeckej.

Vulkanizmus formácie sa vyvíjal v terestrickom prostredí a sčasti v subakválnom prostredí. Syngenetická subsidencia blokov spôsobila narastanie hrúbky formácií smerom k Žiarskej kotline od nesúvislého horizontu na SZ až do hrúbky 500–600 m na JV. Pre vnútornú stavbu formácií je charakteristické striedanie lávových prúdov variabilného petrografického zloženia s pyroklastikami, redeponovanými pyroklastikami a epiklastikami, pričom prevládajú hrubšie fácie.

112 bazaltické andezity až bazalty: lávové prúdy
112a extruzívne dómy

Tento litologický typ prezentuje najvrchnejšiu časť formácie Kľakovskej doliny. Vystupuje v severnej časti v oblasti Svinského vrchu, ktorý predstavuje extrúzie bazaltoidného andezitu. Extrúzia sa formou „dome flow" vylieva do lávového prúdu smerom na juhozápad. Extrúzia predstavuje teleso, ktoré má radiálnu odlučnosť a na okraji vyvinuté extruzívne brekcie. Lávový prúd reprezentuje doskovitá láva so sporadickým zastúpením lávových brekcií. Bazaltoidný andezit má tmavosivú až čiernu farbu, charakteristický je celistvou textúrou a jemne zrnitou porfyrickou štruktúrou. Mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že hornina má porfyrickú štruktúru s mikrolitickým a trachytickým vývojom základnej hmoty. Výrastlice tvoria plagioklas, olivín, augit, hypersten a magnetit.

112b gričské extrúzie

Gričský vývoj reprezentujú extruzívne telesá, ktoré sú vyvinuté mimo hlavného priestoru akumulácie produktov formácie. Ide o telesá Veľký Grič (k. 971 m), Malý Grič (k. 876 m) a Kňazov kopec (k. 692 m).

Telesá majú v centre radiálnu odlučnosť, k okraju s prechodom do vejárovitej a laminovanej odlučnosti. Hornina je bazaltoidný andezit subalkalického charakteru. Je sivej až sivo-čiernej farby. Má celistvú alebo mierne pórovitú textúru. Po puklinách zvetráva do limonitových minerálnych asociácií.

Z petrografického hľadiska je hornina bazaltoidný andezit tvorený olivínom, plagioklasom, augitom, hyperstenom a magnetitom. Základná hmota je fluidálna až trachytická. Modálne zloženie je takéto (VG-1): plagioklas (9,73 %), sekundárne minerály – kremeň, karbonáty (0,46 %), základná hmota (89,81 %); (MG-1): plagioklas (10,26 %), základná hmota (89,74 %).

113 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Lávové prúdy vystupujú južne od Novej Lehoty. Tento petrografický typ tvorí postupnú časť lávových prúdov vo formácii Kľakovskej doliny.

Hrúbka prúdov sa pohybuje v rozmedzí 10–70 m. Lávové prúdy tvorí:

1. masívna láva,
2. lávová brekcia.

Masívnu lávu reprezentuje andezit s celistvou až mierne pórovitou textúrou. Odlučnosť telies varíruje od doskovitej po lavicovitú, laminovanú alebo nepravidelne blokovo rozpukanú. Farba horniny je svetlosivá, tmavosivá, hnedastá až čierna.

Lávové brekcie sú vyvinuté v spodnej a vrchnej časti prúdov. Brekcie sú tvorené fragmentmi a matrixom. Fragmenty sú nepravidelne formované až troskovité. Majú pórovitú až napenenú textúru. Veľkosť fragmentov je v priemere 1–20 cm, maximálne 1,5 m. Ich obsah je 50–90 %. Matrix je zložený z oxidovanej, pórovitej a spečenej lávy s prejavmi drvenia.

V niektorých lávových prúdoch pozorovať znaky nontronitizácie, prítomnosť sklovitého matrixu a sklovitých fragmentov, indikujúcich pravdepodobne vývin v subakválnom prostredí. Takéto prúdy sa vyskytujú západne od Janovej Lehoty, v spodnej časti formácie popri Lutilskom potoku.

Z petrografického hľadiska sú andezity porfyrické, s výrastlicami pyroxénov (2–15 %), plagioklasov (15–40 %) a magnetitov (okolo 1 %).

Základná hmota je mikrolitická, pilotaxitická, zrnito-mikrolitická alebo hyalopilitická.

114 lávové prúdy dacitoidných andezitov

Tento horninový typ je vo formácii Kľakovskej doliny zastúpený sporadicky, a to len vo vrchnej časti formácie, v podloží bazaltoidných andezitov. Horninový typ reprezentuje samostatná extrúzia a lávový prúd. Extrúzia je teleso s radiálne blokovou až masívnou odlučnosťou. Lávový prúd má masívnu blokovú odlučnosť. Telesá tvorí andezit, ktorý má sivohnedú až hnedastú farbu. Andezit má pórovitú a stredne až hrubo zrnitú porfyrickú štruktúru.

Z petrografického hľadiska ide o dacitoidný andezit s porfyrickou štruktúrou a s felziticko-mikrolitickým vývojom základnej hmoty. Výrastlice tvoria plagioklas, hypersten, biotit a kremeň. Hornina je postihnutá slabou limonitizáciou a argilitizáciou.

115 leukokratné andezity

Tento typ lávových prúdov vystupuje v spodnej časti formácie Kľakovskej doliny. Prúdy sú prítomné v Kľakovskej doline. Sú hrubé 10–30 m. Tvoria sukcesiu s lávovými prúdmi, alebo vytvárajú šošovky v pyroklastických horninách. Masívnu lávu reprezentuje andezit s pórovitou textúrou. Odlučnosť prúdov je doskovitá alebo masívna. Farba horniny je sivá až sivobiela. Lávové brekcie tvo-

ria fragmenty andezitu angulárneho tvaru, veľkosti 1–20 cm. Matrix tvorí pórovitá a spečená láva s prejavmi drvenia. Z petrografického hľadiska andezit budujú výrastlice plagioklasu (okolo 40 %). Pyroxény buď úplne chýbajú, alebo sú prítomné v množstve do 2 %. Základná hmota je mikrolitická, pilotaxitická alebo trachytická.

116 uloženiny pyroklastických prúdov

Pyroklastické prúdy vystupujú v severnej časti formácie, západne a severne od Novej Lehoty. Rozlíšených bolo niekoľko genetických typov pyroklastických prúdov, a to popolový prúd, pemzový prúd a blokový pyroklastický prúd. Prvé dva uvedené pyroklastické prúdy vytvárajú tenké šošovky hrubé 0,5 m, resp. 5–10 m, ktoré sú v asociácii s opísanou litofáciou.

Popolový prúd kopíruje reliéf. Je to netriedená uloženina s popolovým matrixom a drobnými úlomkami pyroxenického andezitu a pemzy. Pre pemzový prúd je charakteristická štruktúra bez znakov stratifikácie a opracovania materiálu. Dominantné postavenie na stavbe polohy má matrix. Matrix je popolovo-pemzový (50–60 %). Je netriedený, sivo-žltej farby. Prítomná je pemza, ktorá je sférického tvaru (0,5–2 cm), s maximálnou veľkosťou 2–3 cm a obsahom okolo 5–8 %. Prítomné sú aj andezity (2–5 %). Andezity sú pyroxenické, pórovitej alebo celistvej štruktúry, sklovité, čiernej alebo ružovkastej farby.

Blokové pyroklastické prúdy priestorovo zaberajú najvýraznejšie miesto medzi pyroklastickými prúdmi. Vystupujú okolo Pahorka na severe mapovaného územia. Majú hrúbku 10–25 m. Reprezentuje ich chaotický netriedený materiál. Charakteristické sú nízkym alebo vysokým stupňom konsolidácie hmoty až homogenizáciou. Tvoria ich sférické fragmenty sklovitého pórovitého andezitu veľkosti v priemere 2–10 cm (40–70 %), maximálne okolo 35 cm. Prítomné sú tu aj fragmenty sivého, tmavého a ružového andezitu hrubé 10 cm (5–10 %). Na zložení sa podieľajú fragmenty pemzy žltej, hnedej a sivej farby, veľkosti 0,2 až 3 cm (10 až 30 %). Sú charakteristické troskovitým povrchom a pórovitou textúrou. Matrix je silno spečený až homogenizovaný. Tvorí ho tufová hmota s úlomkami andezitov a pemzy.

117 freatopyroklastické uloženiny

Freatopyroklastiká vystupujú na povrch v záreze dolín 1 km nad Podhradím a v Baskovej doline. Sú prítomné aj vo vrtoch BS-7, BS-5 a BS-3. Reprezentujú ich tenké zvrstvené uloženiny.

Tenké zvrstvené uloženiny je opisný termín pre freatopyroklastiká dominantné v stavbe tufového prstenca, ktoré sa uložili na jeho plochom svahu.

Uloženiny sú sukcesiou pyroklastických prívalov (surge) a napadaných pyroklastík (fall). Hranice medzi nimi sú ostré alebo prechodné. Ostré hranice vytvárajú napadané pyroklastiká, pričom kopírujú reliéf. Prechodné hranice vytvárajú prívaly, pričom deštruujú reliéf.

Pyroklastické prívaly tvoria 1 až 5 cm hrubé polohy masívnych alebo zvrstvených vrstiev. Hrúbka a množstvo vrstvových foriem vo vertikálnom smere indikuje rýchle zmeny v charaktere uloženia. Polohy tvoria fragmenty veľkosti hrubých popolov a lapíl, ojedinele sú prítomné aj väčšie fragmenty (až 8 cm). Fragmenty sú slabo pórovité a silno sklovité. Matrix je zložený zo skla, čiastočne palagonitizovaný. Farba je zelenosivá, štruktúra horniny je masívna a kompaktná.

Napadané pyroklastiká reprezentujú popolové a lapilové tufy. Tufy tvoria tenké zvrstvené polohy, chudobné na litické fragmenty. Tvorí ich napadaná pemza, bombičky, popol, minerály a popolovo-tufový matrix. Napadané pyroklastiká sú slabo spevnené, a tak sa ľahko rozpadávajú.

Zvrstvené uloženiny sú charakteristické 4 znakmi:

1. prítomnosťou akrečných lapíl,
2. reliktmi „vulkanického" dreva,
3. freatickými bombami,
4. prítomnosťou nevulkanického materiálu.

Akrečné lapily

Akrečné lapily (accretionary lapilli) predstavujú sféroidálne agregáty uložené v matrixe pyroklastických uložení. Sú zložené z jadra a obalu. Jadro tvorí hrubo zrnitý popol a obalené je jemnozrnným popolom. Zmena zrnitosti medzi obalom a jadrom je ostrá. Veľkosť lapíl je od 0,1 do 1,5 cm. Je závislá od hrúbky polohy. Čím tenšia plocha, tým sú lapily v priemere menšie a naopak.

Opísané akrečné lapily definujeme ako obalový typ akrečných lapíl (rim-type accretionary lapilli v zmysle Schumacher a Schmincke, 1991). Akrečné lapily sú vyvinuté v polohách napadaných pyroklastík.

„Vulkanické" drevo = petrifikované drevo

„Vulkanické" drevo reprezentuje relikty stromov alebo konárov stromov, ktoré boli pohltené erupciou. Zaznamenali sme relikty dreva s priemerom 1 až 5 cm. Drevo je úplne petrifikované. Vulkanický pigment je postihnutý zeolitizáciou a silicifikáciou. Na okrajoch dreva je evidentne zachovaná drevená štruktúra. Relikty takéhoto dreva sú prítomné v polohách prívalov.

Freatické bomby

Freatické bomby sú prítomné tak v polohách prívalov, ako aj v napadaných pyroklastikách. Bomby sú charakteristické tým, že majú zelenkavú alebo zelenosivú až zelenočiernu farbu. Sú slabo pórovité a silno sklovité.

Tieto znaky sú typické pre bomby freatomagmatických erupcií, a tak sa výrazne odlišujú od vulkanických bômb strombolského typu, ktoré sa vyskytujú na vulkáne Pútikov vŕšok pri Novej Bani (Šimon a Halouzka, 1996).

Nevulkanický materiál

Nevulkanický materiál predstavujú fragmenty hornín z podložia tufového prstenca, ktorý bol vyklenutý eruptívnym stĺpcom v procese freatomagmatickej erupcie. Sú to fragmenty a obliaky kremeňa, kremencov, granitov, rúl, vápencov, dolomitov, ílov, diatomitov a uhlia. Prítomné sú v polohách prívalov aj v napadaných pyroklastikách v množstve 5–15 %. Veľkosti úlomkov sú 0,1–5 cm.

118 pyroklastiká Dielu

Vystupujú na svahu Diel pod kótou 841 m Tri kopce. Pyroklastiká sú sukcesiou autochtónnych pyroklastík, a to pyroklastických prúdov a pemzových prúdov s ojedinelými pyroklastickými prívalmi. Horizont má hrúbku asi 135 m. Je prekrytý lávovým prúdom stránskej formácie. Hrúbka a množstvo vrstvových foriem vo vertikálnom a laterálnom smere indikuje rýchle zmeny v charaktere uloženia. Pyroklastické prúdy tvoria angulárne a sférické fragmenty a bomby sklovitého, pórovitého alebo celistvého andezitu tmavej, tmavosivej, hnedej a ružovej farby. Veľkosť fragmentov je 1–40 cm (ojedinele aj 1 m), zastúpené sú v množstve 10 až 40 %. V prípade pemzových prúdov je podstatnejšie zastúpená pemza. Veľkosť pemzy je 1 až 3 cm. Má žltú, čiernu a hnedú farbu. Je uložená v kompaktnej žltej mase matrixu (60–70 %). Má sférický a angulárny tvar. V prípade prívalov fragmenty nie sú prítomné.

Polohy tvorené prívalmi sú hrubé len 2 až 4 cm. Majú masívnu štruktúru a tvorí ich homogenizovaný matrix. Matrix predstavuje 100 % prívalu. Je zložený zo sklovito-popolovej hmoty. Z petrografického hľadiska ide o pyroklastiká bazaltoidných andezitov. Výrastlice predstavujú pyroxény, bázický plagioklas a opakové minerály. Zo silikátovej analýzy vyplýva, že horniny patria do poľa bazaltoidných andezitov.

119 redeponované tufy a pemzové tufy

Uvedené horniny vystupujú v dvoch samostatných horizontoch sv. od Janovej Lehoty v prostredí komplexu epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných pyroklastík.

Tufy sú zvrstvené a triedené, s variabilnou zrnitosťou od piesčitých tufov po hrubé pemzové tufy. Materiál predstavuje svetlá žltá, hnedá a sivá pemza, v menšej miere sú prítomné úlomky čiernych pórovitých andezitov a tmavých až čiernych andezitov. Charakter materiálu indikuje vulkánsky – freatomagmatický typ erupcií.

Obdobný typ tufov v tenších polohách a vložkách vystupuje aj v komplexe drobných brekcií a redeponovaných pyroklastík.

120 redeponované pyroklastiká a drobné epiklastické vulkanické brekcie

Asociácia je typická prítomnosťou fragmentov tmavých pyroxenických, prípadne leukokratných andezitov. Vulkanoklastiká vystupujú v Šechvaldskej doline a južne od Novej Lehoty.

Tufy sú zložené z rôznofarebnej pemzy veľkosti 0,2–3 cm (10–50 %). Na zložení sa podieľajú aj tmavé pyroxenické, prípadne leukokratné andezity. Andezity majú angulárny až subangulárny tvar. Textúra andezitov je celistvá. Priemerná veľkosť je 0,2–3 cm. Matrix je tufo-pemzovo-piesčitá hmota žltosivej a sivej farby, dobre triedená. Vrstvy sú zvrstvené a majú šošovkovitý vývoj. Tufy sú v asociácii s drobnými brekciami, ktoré predstavujú redeponované aglomeráty. Aglomeráty sú charakteristické netriedeným materiálom alebo slabo triedeným materiálom s lokálnym zvrstvením, ktoré sa zvýrazňuje v prítomnosti tufov. Aglomeráty tvoria tmavé pyroxenické andezity angulárneho a subangulárneho tvaru a celistvej alebo pórovitej textúry. Priemerná veľkosť je 5–20 cm (15 až 35 %). Prítomné sú aj fragmenty pemzy žltej a žltosivej farby s veľkosťou 0,2–2 cm (3 – 30 %) a redeponované vulkanické bomby pórovitej textúry tmavej alebo červenej farby. Matrix je netriedená, tufovo-piesčitá hmota červenkastej farby. Miestami je postihnutý premenami, a to nontronitizáciou, kaolinizáciou a opacitizáciou. V asociácii sú prítomné aj epiklastické brekcie, ktoré majú znaky spomínaných uložení, avšak prítomné sú aj subangulárne a suboválne andezity uložené v piesčito-ílovitom matrixe. Tieto znaky sú charakteristické pre vznik úlomkového prúdu (debris flow).

121 redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce

Uvedené horniny vystupujú v okolí Janovej Lehoty. Ide o zmiešanú fáciu zvrstvených a triedených, nepravidelne sa striedajúcich redeponovaných tufov a pemzových tufov s polohami tmavých epiklastických vulkanických pieskovcov. Charakteristická je prítomnosť tufopieskovcov a pieskovcov s vtrúsenou pemzou. Hrubé pieskovce a tufy obsahujú aj drobné úlomky andezitov veľkosti do 2–3 cm.

122 prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie

Epiklastické vulkanické brekcie vystupujú v okolí Janovej Lehoty. Tento litologický typ je prítomný aj vo formácii Kľakovskej doliny aj v turčeckej formácii.

Fácie sa vyvinuli v strednej časti v profile formácie. Horniny obsahujú pyroxenické andezity a leukokratné andezity. Andezity sú sivej, tmavosivej, čiernej a hnedej farby. Majú subangulárny, suboválny, ojedinele oválny tvar. Ich veľkosť je od 2 do 40 cm. Matrix je ílovito-piesčitá hmota. Vrstvy sú pomerne dobre triedené. Z petrografického hľadiska epiklastiká tvoria pyroxenické a leukokratné andezity. Fragmenty sú opracované. Výrastlice minerálov sú drvené alebo opracované. Vulkanické sklo je úplne premenené. Matrix je postihnutý argilitizáciou a karbonizáciou.

123 epiklastické vulkanické zlepence

Tento litotyp vystupuje v okolí Hájnickej hory. Vyskytuje sa len v asociácii s epiklastickými vulkanickými brekciami. Zlepence tvoria andezity suboválneho a oválneho tvaru. Andezity sú sivej, tmavej, hnedej, ružovej a čiernej farby, veľkosti od 5 do 1,5 m. Matrix je žltosivá piesčito-ílovitá hmota. Zlepence sú pomerne dobre triedené. Z petrografického hľadiska konglomeráty buduje pyroxenický a leukokratný andezit. Fragmenty andezitov sú opracované. Okrem andezitov sú prítomné úlomky kremencov a vápencov. Matrix je postihnutý chloritizáciou a argilitizáciou.

Stránska formácia

Pôvodný názov komplexu bol stránsky efuzívny komplex. Konečný et al. (1983) komplex definovali ako komplex lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov v tektonickom medzibloku pri okraji Žiarskej kotliny, východne od Prochota. Šimon et al. (1991) zmapovali na báze a vo vrchnej časti lávových prúdov polohu pyroklastických hornín, ktoré zaradili do komplexu. Proces tvorby pyroklastík prebiehal na začiatku formovania produktov tohto vulkanizmu a po tejto náhlej explozívnej aktivite nasledovala efuzívna aktivita (s ojedinelou explóziou), ktorá vybudovala hrubé lávové plató. Produkty tohto vulkanizmu sú tiež priestorovo ohraničené. Vulkanity ležia na členoch formácie Kľakovskej doliny a sú prikryté vtáčnickou formáciou. Keďže produkty tohto vulkanizmu majú všetky atribúty na definovanie formácie, vyčleňujeme formácie v zmysle smerníc na definovanie základných litostratigrafických jednotiek. Pomenovanie je podľa vrchu Stráň asi 4 km jjv. od obce Prochot.

Stránsku formáciu definujeme ako sukcesiu explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity, ktorá podmienila vznik polôh pyroklastík a hrubých lávových prúdov

amfibolicko-pyroxenických andezitov. Typové profily sú skalné bralá a odkryvy v sv. svahu k. Stráň, 4 km jjv. od Prochota. Formácia je rozšírená len v pohorí Vtáčnik v tektonickom medzibloku pri okraji Žiarskej kotliny. Hrúbka komplexu je 250 až 350 m. Podložie reprezentuje FKD a nadložie vtáčnická formácia. Komplex sa vytvoril v najvrchnejšom bádene.

Lávové prúdy

Komplex budujú hrubé lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov. Hrúbka prúdov sa pohybuje od 50 do 100 m. Lávové prúdy majú vo vrchnej a v spodnej časti vyvinuté lávové brekcie. Brekcie reprezentujú 20–30 % objemu prúdov. Sú svetlosivej alebo sivohnedej farby. Fragmenty sú angulárneho alebo blokového tvaru, veľkosti 5–60 cm. Matrix je hnedosivej alebo sivej farby, tvorený drvenou lávou. Brekcie sú pórovité. Strednú časť prúdov reprezentuje teleso lávy. Prúdy majú doskovitú alebo blokovitú odlučnosť. Farba andezitu je sivohnedá alebo svetlohnedosivá. Andezity majú porfyrickú štruktúru

Z petrografického hľadiska hornina reprezentuje amfibolicko-pyroxenický andezit s porfyrickou štruktúrou. Výrastlice tvoria pyroxény (augit, hypersten), amfiboly a plagioklasy. Veľkosť výrastlíc je 0,2–2,5 mm. Niektoré amfiboly majú veľkosť 8–10 mm. Niektoré variety andezitov majú hruboporfyrickú štruktúru. Základná hmota je mikrolitická alebo mikropoikilitická.

Na základe prítomnosti výrastlíc amfibolov, pyroxénov a biotitov sme vyčlenili tieto typy:

102 lávové prúdy pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom
103 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov
104 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov s ojedinelým biotitom

Lávové prúdy reprezentujú typ blokových lávových prúdov, ktoré sa vylievali z trhlín vo veľkej hrúbke. Prúdy sa vyliali na malú vzdialenosť od miesta začiatočného výlevu. Vylievali sa hneď následne po silnej explózii, ktorú reprezentujú pyroklastiká.

105 tufy, pemzové tufy

Reprezentujú ich pemzové tufy, ktoré vystupujú v záreze Ladomerského potoka (v jeho strednej časti) a v okolí k. Obrázok 811 m. Pemzové tufy predstavujú šošovkovitú polohu. Sú zložené prevažne z pemzy žltej farby veľkosti 1–7 cm. Pemza má angulárny alebo sférický tvar. Jej obsah v polohe je až 80 %. Matrix je tufovo-pemzovitá substancia. Polohy sú slabo triedené, nevrstvené.

Z petrografického hľadiska pemza predstavuje zmes vulkanického skla a drobných výrastlíc plagioklasu a ojedinele výrastlice pyroxénov. Ojedinele sú v tufoch prítomné fragmenty amfibolicko-pyroxenických andezitov.

Sarmat

Vtáčnická formácia

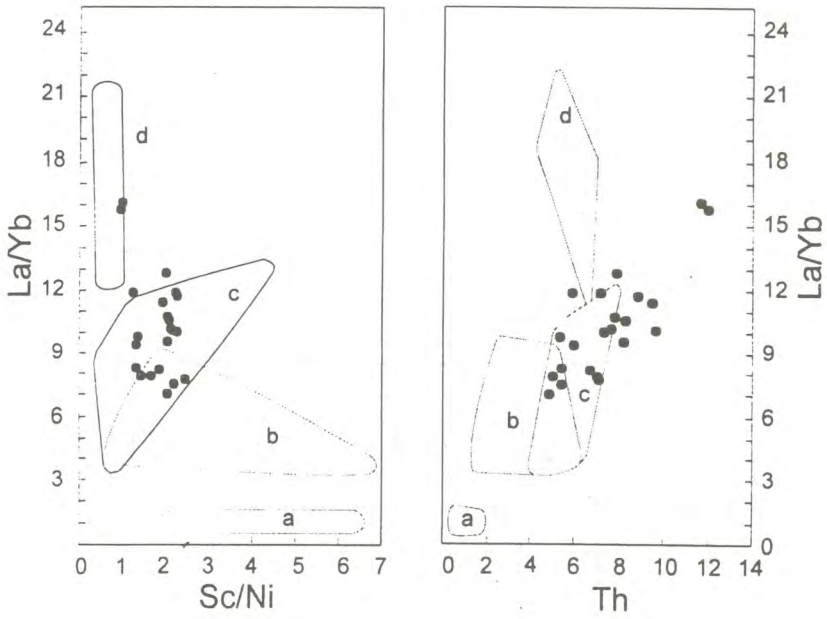
Formácia predstavuje relikt stratovulkanickej stavby. Definovali ju Konečný et al. (1983). Podrobný litologicko-petrografický rozbor formácie urobil Šimon (in Šimon et al., 1994a, 1994b, 1995, 1996). Stratovulkán vtáčnickej formácie reprezentuje najrozsiahlejšiu vulkanickú štruktúru v rámci vývoja vtáčnických vulkanitov. Tieto vulkanity pokrývajú plošne až 60 % územia. Formácia má hrúbku 100–600 m. Buduje ústredný hrebeň Vtáčnika, západné svahy pohoria a na severe siaha až po Brezany. Na základe štruktúrno-vulkanologickej a litofaciálnej analýzy sme v stavbe stratovulkánu vyčlenili 3 zóny:

1. centrálnu vulkanickú zónu, 2. prechodnú vulkanickú zónu, 3. periférnu vulkanickú zónu.

Centrálnu vulkanickú zónu predstavuje relikt stratovulkanického kužeľa situovaného v závere Kľakovskej doliny. Centrálna zóna je charakteristická prítomnosťou dajok a nekov, ktoré sú lokalizované v horninách formácie Kľakovskej doliny. Prítomné sú zbrekciovatené lávové prúdy, ktoré majú vyvinutú len tenkú strednú časť telesa lávy. Prúdy sú prevrstvené polohami pyroklastík, ktoré reprezentujú pyroklastické prúdy, napadané pyroklastiká a redeponované pyroklastiká. Prechodnú zónu stratovulkánu v severnej, južnej a západnej časti budujú striedajúce sa lávové prúdy, pyroklastické horniny, redeponované pyroklastiká a epiklastické horniny. V periférnej zóne stratovulkánu sa striedajú polohy redeponovaných pyroklastických hornín s epiklastickými horninami. Stratovulkán je výsledkom explozívno-efuzívnej vulkanickej aktivity v terestrickom a sčasti v subakvatickom prostredí. Súčasne s vulkanickou aktivitou prebieha deštrukcia vulkanickej stavby a erózia vulkanického materiálu. Tento materiál je transportovaný formou sutinových prúdov a občasných tokov, ktoré formujú prechodnú a periférnu zónu stratovulkánu. V periférnej časti sa ojedinele akumulovala močiarna sedimentácia, ktorá sa formovala v intervulkanickom prostredí. V niektorých častiach stratovulkánu (okolie Cígľa) sa vyvíjali parazitické kužele, v okolí Kľaku s prítomnými pyroklastikami a lávovými prúdmi s freatomagmatickou aktivitou a explozívno-eruptívnymi erupciami. Vtáčnická formácia leží v prostredí hornín formácie Kľakovskej doliny. Nové datovanie, ktoré urobila Ďurkovičová (in Šimon et al., 1994a), indikuje strednosarmatský vek (tab. 4). Z chemického hľadiska formáciu dominantne budujú pyroxenické andezity, ktoré zodpovedajú andezitom kontinentálnych ostrovných oblúkov a tenkým kontinentálnym okrajom (obr. 8, 9, 10, 11).

Tab. 4 Rádiometrické datovanie vulkanitov Vtáčnika (údaje prebrané – L. Šimon et al., 1991, 1994)

Lokalita	Hornina/minerál	K (%)	$40Ar/10^{-6}$ Nec . mg^{-1}	Tv (Ma)	Tir (Ma)
Šch-2 Šechvaldská dolina formácia Kľakovskej doliny	pyroxenický andezit	1,33	0,699 0,733	13,5 ± 0,4	14,1 ± 0,3
NL-1 Nová Lehota formácia Kľakovskej doliny	pyroxenický andezit	1,18	0,638	13,9 ± 0,5	
KK-7 Kňazov kopec formácia Kľakovskej doliny	bazaltický andezit	1,42	0,795 0,794	14,4 ± 0,7	14,3 ± 0,4
VŠ-3 Nová Lehota formácia Kľakovskej doliny	bazaltický andezit	1,11	0,570 0,574	13,2 ± 0,5	13,3 ± 0,4
Šch-6 Šechvaldská dolina formácia Kľakovskej doliny	pyroxenický andezit	1,17	0,671 0,644	17,7 ± 0,5	14,1 ± 0,4
Sk-8 Sivý kameň vtáčnická formácia	pyroxenický andezit	1,73	0,801 0,827	11,9 ± 0,5	12,3 ± 0,3
L-1989 Nová Lehota novolehotská formácia	biotit	6,51 ± 0,10	3,638 3,558	14,3 ± 0,7	14,0 ± 0,2
L-36 Nová Lehota novolehotská formácia	biotit	6,41 ± 0,09	3,529 3,453	14,1 ± 0,5	13,8 ± 0,2



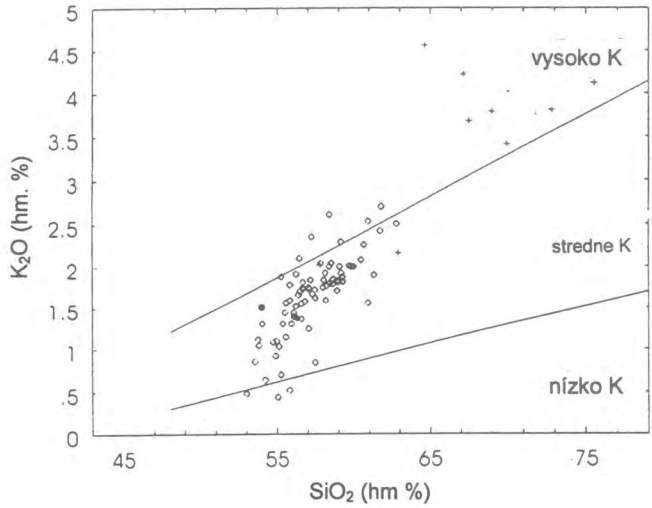
Obr. 10 Variačné diagramy Sc/Ni x La/Yb a Th x La/Yb na rozlíšenie andezitov podľa geotektonického prostredia (Bailey, 1981)
a – nízko draselné oceánske ostrovné oblúky, b – ďalšie oceánske ostrovné oblúky, c – kontinentálne ostrovné oblúky a tenké kontinentálne okraje, d – andské andezity (hrubé kontinentálne okraje)

Podľa týchto diagramov prináležia andezity Vtáčnika väčšinou do poľa c, ktoré zodpovedá andezitom kontinentálnych ostrovných oblúkov a tenkým kontinentálnym okrajom.

64 a) dajky pyroxenických andezitov, b) neky

Dajky a neky reprezentujú intruzívne centrá výstupu vulkanickej masy na povrch. Sú nepravidelne rozšírené po celej ploche výskytu vulkanických hornín vtáčnickej formácie. Indikujú separátne alebo parazitické centrá v rámci vývoja vtáčnického stratovulkánu.

Zvýšený výskyt dajok je v okolí centrálnej zóny stratovulkánu v závere Kľakovskej doliny. V severnej časti Vtáčnika v okolí Opáleného vrchu je nek, z ktorého sa formovala masa hornín zlatostudnianskych pyroklastík. V južnej časti vtáčnických vulkanitov sa vyskytuje niekoľko dajok na styku so štiavnickým stratovulkánom



Obr. 11 Variačný diagram klasifikujúci horniny podľa obsahu draslíka
○ – vtáčnická formácia, + – Tisovo bralo, • – Ostrovica

V podstate podobná situácia ako na predchádzajúcom obrázku – väčšina vzoriek spadá do poľa stredne draselných vulkanických hornín okrem niekoľkých hornín vtáčnickej formácie a ryolitov Tisovho brala, ktoré patria do poľa vysoko draselných hornín.

Dajky a neky pyroxenických andezitov sa vyskytujú lokálne ako telesá malých rozmerov. Dajky tvorí andezit. Majú stĺpcovitú alebo radiálnu odlučnosť. Andezit je strednozrnný alebo jemnozrnný. Má sivočervenú farbu. Je celistvý a sklovitý. Niektoré telesá a dajky pri kontakte s okolitou horninou spôsobujú zmeny, ktoré sa vizuálne prejavujú ako lokálne kontaktné sčervenanie hornín (napríklad dajka pri Zachariášovom štále).

Z petrografického hľadiska dajky buduje pyroxenický andezit. Andezit tvorí plagioklas, augit, hypersten, sekundárny chlorit a magnetit. Augity vytvárajú glomeroporfyrické zhluky. Základná hmota je mikrolitická, s mikrolitmi plagioklasu a hyperstenu, s čiastočnou chloritizáciou. Modálne zloženie je takéto (3002): plagioklas (30,50 %), hypersten (2,35 %), augit (5,13 %).

Lávové prúdy a ich brekcie

Lávové prúdy budujú významnú časť územia vtáčnickej formácie. Sú produktom efuzívnej aktivity. Vytvárajú sukcesiu lávových prúdov striedajúcich sa

s vulkanoklastikami. Lávové prúdy majú v spodnej a vrchnej časti vyvinuté lávové brekcie. Stredná časť prúdov je vo forme masívnej lávy. Lávové prúdy majú doskovitú, lavicovitú, laminovanú alebo blokovú odlučnosť. Hrúbka prúdov:

1. tenké prúdy s hrúbkou 10–25 m sa vyskytujú v strednej a severnej časti Vtáčnika;
2. stredne hrubé prúdy s hrúbkou 25–120 m sa vyskytujú v juhovýchodnej časti Vtáčnika;
3. hrubé prúdy s hrúbkou 100–200 m sa vyskytujú v západnej časti Vtáčnika.

Čím sú lávove prúdy hrubšie, tým je ich lávová brekcia hrubšia.

Lávové brekcie sú zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru. Ich veľkosť je 5–150 cm. Matrix je zložený z fragmentov andezitu a drviny lávovej masy. Je červeno-ružovkastý, sivoružový a bordovo-hnedý.

Andezity sú sivé, tmavosivé, celistvé alebo pórovité aj sklovité, stredno- alebo jemnozrnné. Lávové prúdy z genetického hľadiska reprezentujú hlavne blokové lávové prúdy.

Z petrografického hľadiska sme vyčlenili:

65 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Sú charakteristické prítomnosťou hyperstenu, augitu, plagioklasu, magnetitu a opakových minerálov. Základná hmota je hyalopilitická a mikrolitická.

66 lávové prúdy pyroxenických andezitov s ojedinelým amfibolom

Tieto prúdy sú charakteristické okrem spomínaných znakov prítomnosťou amfibolu.

67 lávové prúdy leukokratných andezitov

Vyskytujú sa ojedinele a sú charakteristické neprítomnosťou tmavých minerálov, alebo ojedinele je prítomný pyroxén v množstve do 1 %.

68 bieloskalské pyroklastiká

Bieloskalské pyroklastiká sú situované severne od k. 1 136 m Biela Skala. Tvoria asociácie prevažne autochtónnych pyroklastických hornín s redeponovanými pyroklastickými horninami. Bieloskalské pyroklastiká vznikli vo vývoji vtáčnickej formácie na severnom svahu stratovulkanickej stavby v syneruptívnom období v terestrickom a čiastočne subakvatickom prostredí. Z genetického hľadiska pyroklastiká reprezentujú: pyroklastický prúd s. s., blokový pyroklastický

prúd, popolový prúd, pemzový prúd, popol, tufy, pemzové tufy, aglomeráty, obrnené lapily, redeponované tufy a aglomeráty. Z chemického a petrografického hľadiska pyroklastiká reprezentujú bazaltické andezity. Vyčlenili sme 3 horizonty:

Horizont prevažne autochtónnych pyroklastických hornín s ojedinelými redeponovanými pyroklastickými horninami

Horizont je sukcesiou prevažne autochtónnych pyroklastických hornín s ojedinelými polohami redeponovaných pyroklastických hornín. Je situovaný pod k. 1 136 m Biela skala. Autochtónne pyroklastické horniny reprezentujú: popolový prúd, pyroklastický prúd s. s., blokový pyroklastický prúd, pemzový prúd, popol, tufy, pemzové tufy a aglomeráty.

Redeponované pyroklastické horniny reprezentujú tufy a aglomeráty.

Popolový prúd

Popolové prúdy sú charakteristické tenkými polohami sprevádzajúcimi väčšinou pyroklastické prúdy s. s. Jednotlivé prúdy sú chaotické, s náznakmi triedenia materiálu, kompaktné. Na stavbe sa v podstatnom množstve podieľajú popolový matrix, úlomky a výrastlice minerálov a pemzy žltej a sivej farby.

Z petrografického hľadiska horniny budujú ihličky minerálov pyroxénov a plagioklasov, úlomky pemzy a skla. V sklovitom matrixe sú výrastlice usmernené, čo svedčí o smere prúdenia masy.

Pyroklastické prúdy s. s.

Pyroklastické prúdy vytvárajú polohy hrubé 30 až 60 cm. Uloženiny pyroklastických prúdov sú charakteristické prítomnosťou spečeného materiálu, čo sa vizuálne dobre prejavuje sčervenaním materiálu. Polohy sú kompaktné, netriedené, chaotické, s vysokým stupňom konsolidácie hmoty. Podľa zloženia je to spečená kompaktná magmatická masa s ojedinelými fragmentmi pemzy a andezitov do veľkosti 1–2 cm s obsahom 0–2 % .

Z petrografického hľadiska sú pyroklastické prúdy s. s. zložené zo sférických a angulárnych fragmentov pyroxenických a leukokratných andezitov. Fragmenty andezitov sú zoxidované a limonitizované. Veľmi často sú pórovité, bublinovité. Základná hmota je sklovitá, hyalopilitická, trachytická. Matrix je kompaktná tufová substancia s drvinou fragmentov andezitu, pemzy a skla.

Blokový pyroklastický prúd

Blokové pyroklastické prúdy sú definované v zmysle Cas et al. (1988). Sú charakteristické tým, že na ich stavbe sa v podstatnej miere podieľajú litické fragmenty. Niekedy sa označujú ako litické pyroklastické prúdy (Fisher et al., 1984).

Blokové pyroklastické prúdy v rámci genetickej skupiny pyroklastických prúdov vytvárajú relatívne najhrubšie polohy. Ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí od 60 cm do 2,60 m. Obsah litických fragmentov sa pohybuje od 20 % do 65 %. Litické fragmenty sú andezity a pemzy. Andezity sú sférického, angulárneho alebo subangulárneho tvaru. Ich veľkosť je v rozmedzí 2 cm až 50 cm. Horniny sú sivej, tmavosivej a svetlohnedej farby. Vyskytujúca sa pemza je žltej, hnedej a sivej farby, veľkosti od 0,5 do 3 cm, obsahu je okolo 5–10 %.

Matrix tvorí tufovo-pemzovo-litická hmota. Blokové pyroklastické prúdy sú uložené v sukcesii s napadanými pyroklastickými horninami a pyroklastickými prúdmi s. s.

Z petrografického hľadiska blokové pyroklastické prúdy budujú tieto horniny:

a) pyroxenický andezit s hyalopilitickou, mikroliticko-hyalopilitickou a pilotaxitickou štruktúrou základnej hmoty. Textúra horniny je celistvá, pórovitá a bublinovitá;

b) pemza s výrastlicami ihličiek plagioklasu. Matrix je pemzovo-tufová substancia s drvinou výrastlíc.

Pemzový prúd

V bieloskalských pyroklastických horninách sú tri polohy pemzových prúdov. Prúdy majú mocnosť 30–50 cm.

Pemzové prúdy sú charakteristické kompaktnou, netriedenou, chaotickou masou s fragmentmi pemzy s obsahom do 5 %. Pemza je žltá, s veľkosťou maximálne 2 cm. Je sférického alebo angulárneho tvaru.

Dominantné postavenie na stavbe polohy má však matrix. Matrix je sklovitý, tvorený popolovo-pemzovou hmotou. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 50 až 90 %. Je netriedený, žltej farby.

Popol

Popolové vrstvy sú genetickým členom napadaných pyroklastických hornín. Popolové vrstvy sa vyskytujú zriedkavo. Predstavujú veľmi tenké polohy. Sú jemne laminované. Popol tvoria drobné úlomky skla a kryštaloklasty s ojedinelými fragmentmi pemzy.

Tufy a pemzové tufy

Tufy a pemzové tufy sú charakteristické pomerne dobrým vytriedením materiálu a v jemných polohách pozorovať vrstvovitosť až lamináciu. Vrstvy kopírujú reliéf.

Na zložení tufov a pemzových tufov sa podieľajú fragmenty pemzy a ojedinele andezitov primárne sférického tvaru. Ich veľkosť je 0,1–1 cm. Obsah pemzy je od 10 do 40 %. V prípade pemzových tufov sa obsah pemzy pohybuje až do 80 %. Pemza prítomná vo vrstvách je žltej a sivej farby. Má sférický a angulárny tvar. Ojedinele sú prítomné vulkanické bomby. Matrix je tufovo-pemzovo-popolová hmota sivožltej farby.

Z petrografického hľadiska tufy a pemzové tufy buduje vulkanické sklo, drobné kryštaloklasty, pemza s ihličkami plagioklasov a vulkanické bomby.

Aglomeráty

V prípade aglomerátov charakteristika vrstvy zodpovedá opísanej litofácii tufov a pemzových tufov, ktorá je jej genetický ekvivalent. Aglomeráty majú prítomné fragmenty od 5 % do 20 % vo veľkosti 2–15 cm. Fragmenty predstavujú bomby a litické bloky andezitov.

Horizont autochtónnych pyroklastických hornín predstavujú tufy, pemzové tufy, obrnené lapily a aglomeráty.

Horizont vystupuje pod kótou Chorvatica. Je sukcesiou autochtónnych pyroklastických hornín, ktoré sú produktom explozívnej vulkanickej aktivity.

Litofácie sú uložené subhorizontálne. V horizonte tvoria vzájomné laterálne prepojenie. Občas sú vyvinuté ako šošovky.

Horizont tvoria fragmenty sivého andezitu angulárneho, sférického alebo subangulárneho tvaru. Veľkosť fragmentov andezitu je od 1 do 70 cm s obsahom 5–60 %.

Okrem andezitu je prítomná pemza rôznej farby: svetlohnedá, čierna, hnedá, sivá, červená, žltá. Veľkosť kolíše od 0,5 cm do 3,5 cm (5–75 %), prítomné sú aj obrnené bomby, ktoré sa nachádzajú v litofácii obrnených lapíl.

Obrnené bomby tvorí obal z jemného popola a jadro, ktoré predstavuje buď fragment andezitu, alebo pemzu. Ojedinele sú prítomné kremence.

Matrix je pemzovo-popolovo-tufový. Je zložený z drobnej pemzy a sklovitých fragmentov andezitu a pyroxénov.

Z petrografického hľadiska horizont buduje leukokratný a pyroxenický andezit. Andezit je zložený z plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu. Augit vytvára glomeroporfyrické zhluky. Základná hmota je hyalopilitická a mikrolitická. Pemza je pórovitá, bublinovitá, tvorená sklom a drobnými ihličkovitými výrastlicami plagioklasov.

Matrix je pemzovo-tufová substancia s drobnými úlomkami pemzy, sklovitých leukokratných andezitov a výrastlíc pyroxénov, čiastočne chloritizovaná a argilitizovaná.

Redeponované tufy a aglomeráty

Tieto litofácie sú z litologického hľadiska ekvivalentom opísaných litofácií tufov a aglomerátov.

Odlišnosti sú v matrixe, ktorý vplyvom redepozície obsahuje piesčito-siltovitú zložku a fragmenty. Niektoré fragmenty v aglomerátoch majú veľkosť až 60 cm, v priemere 20 cm (až prechod medzi 10–30 cm).

Z petrografického hľadiska litofáciu tvorí bázický pyroxenický andezit s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu v mikrolitickej základnej hmote. Základná hmota je postihnutá slabou argilitizáciou.

Vtáčnické pyroklastiká

Vtáčnické pyroklastiká reprezentujú explozívne produkty a ich redeponáty, ktoré sa tvorili počas vývoja stratovulkanickej stavby vtáčnickej formácie. Vyčlenili sme:

1. autochtónne napadané pyroklastiká (prevažne tufy a aglomeráty),
2. uloženiny prevažne pyroklastických prúdov,
3. redeponované pyroklastiká.

74 autochtónne napadané pyroklastiká: prevažne tufy a aglomeráty

Tieto pyroklastiká vystupujú v Gepnárovej doline, Bystričianskej doline, sz. od Prochota a sz. od Ostrého Grúňa.

Napadané pyroklastiká vznikli v procese magmatickej explózie vulkánskej a pliniovskej aktivity. V sukcesii vrstiev sú ojedinele prítomné redeponované pyroklastiká. Horizonty pyroklastík sú vyvinuté medzi lávovými prúdmi. Litofácie boli pôvodne subhorizontálne uložené, kopírovali reliéf, na ktorý sa uložili. Sú laterálne prepojené. Hrúbka uložení je od niekoľko centimetrov až asi do 30 m. Horizont tvoria sférické, angulárne a subangulárne fragmenty sklovitého, pórovitého alebo celistvého andezitu.

Aglomeráty tvoria fragmenty andezitov a vulkanoklastické bomby. Fragmenty sú sivej, hnedej, čiernej a ružovej farby, angulárneho alebo sférického tvaru. Sú pórovité alebo celistvé. Veľkosť fragmentov je 1–30 cm (40–60 %), 30–100 cm (5–15 %). Megabloky majú veľkosť 1–2 m (5–10 %), ojedinele sú prítomné megabloky veľkosti 3 až 4 m.

Matrix je zrnito-sklovito-popolová hmota (20–30 %). Tufy, pemzové tufy a popol sú charakteristické pomerne dobrým vytriedením materiálu. Možno pri nich pozorovať lamináciu a vrstvovitosť. Vrstvy kopírujú reliéf. Na ich zložení sa podieľa matrix (tufovo-pemzovo-popolová hmota), pemza (žltej a sivej farby), veľkosti 0,1–1,5 cm (1–80 %). Pemza má sférický a angulárny tvar. Ojedinele sú prítomné fragmenty andezitov. Prívaly pozorujeme v jednom prípade ako podložnú vrstvu popolovej vrstvy. Polohy sú hrubé asi 3 cm. Majú masívnu štruktúru. Tvorí ich homogenizovaný matrix. Matrix je zložený zo sklovito-popolovej hmoty. V prípade redeponátov, ktoré vznikli produktom vulkanicko-sedimentárneho procesu, sú litofácie subhorizontálne uložené a laterálne prepojené. Sú litologickým ekvivalentom opísaných autochtónnych pyroklastík.

Z petrografického hľadiska horizont tvoria fragmenty pyroxenického andezitu s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu s hyalopilitickou a hyalinnou základnou hmotou.

75 uloženiny prevažne pyroklastických prúdov

Napríklad v Bystričianskej doline a v okolí Markovho vrchu majú pyroklastické prúdy dominantné zastúpenie a vyskytujú sa v sukcesii pyroklastických prívalov. V okolí Suchej hory sú prúdy v sukcesii s aglomerátmi, pemzovými tufmi a tufmi.

Pyroklastické prúdy reprezentujú najdeštrukčnejší vulkanický fenomén. Vznikajú pri kolapse eruptívneho stĺpa alebo kolapse vulkanického dómu. Pyroklastické prívaly zvyčajne v minimálnom objeme sprevádzajú obrovskú masu brekcií pyroklastických prúdov.

Pyroklastiká reprezentujú 3 litotypy: blokové pyroklastické prúdy, pemzové prúdy a pyroklastické prívaly. Zmapovali sme 2 horizonty:

1. horizont je situovaný v Bystričianskej doline. Má hrúbku 120 m. Leží na lávovom prúde a ďalší prúd ho zakrýva. Tvorí sukcesiu z prívalov, blokového pyroklastického prúdu a pemzových prúdov. Prívaly sú vyvinuté v spodnej časti horizontu. Ich hrúbka je asi 1 m. Tvoria ich 5–10 cm hrubé polohy masívnych, zvrstvených alebo dunám podobných vrstiev (dune-like beds). Hrúbka a množstvo vrstvových foriem vo vertikálnom smere indikujú rýchle zmeny v charaktere uloženín. Vrstvy tvorí hmota veľkosti hrubých popolov a lapíl. Hmotu predstavujú drobné sklovité fragmenty andezitov, minerálov a matrix. Matrix sa skladá zo skla a minerálnej drviny. Farba horniny je tmavosivá. Blokový pyroklastický prúd je vyvinutý v nadloží prívalov. Predstavuje podstatnú časť horizontu, asi 70 % objemu. Tvoria ho angulárne a sférické fragmenty sklovitého, pórovitého alebo celistvého andezitu. Veľkosť fragmentov je 1–50 cm, ale prítomné sú aj fragmenty veľké 1,5 až 2,5 m, ktoré označujeme ako megabloky. Prítomnosť megablokov je hlavne v strednej časti prúdu. Obsah fragmentov a megablokov je do 60 %.

Matrix je tmavosivej farby, drvený, homogenizovaný, tvorený tufovou hmotou s malými úlomkami andezitu, pemzy a minerálov. Pemzové prúdy sú vyvinuté vo vrchnej časti horizontu. Majú šošovkovitý tvar. Sú charakteristické chaotickou štruktúrou bez znakov zvrstvenia a opracovania materiálu. Dominantné zastúpenie v popolovo-tufovom matrixe má pemza. Reprezentuje až 50–70 % objemu. Je žltá, hnedá a čierna, veľkosti 1 až 5 cm (10–30 %). Prítomné sú bomby a fragmenty andezitu veľkosti 5–30 cm (0–30 %). Sú sklovité, silno pórovité, sivej alebo čiernej farby.

Z petrografického hľadiska horizont tvorí pyroxenický andezit.

2. horizont sa nachádza pod Markovým vrchom, k. 937 m. Má hrúbku 70 m. Sukcesia sa uložila na lávovom prúde pyroxenického andezitu. Prívaly sú vyvinuté v spodnej časti horizontu. Prítomné sú 3 šošovkovité polohy, ktoré majú hrúbku 2 až 10 cm. Tvoria ich polohy masívnych, zvrstvených alebo dunám podobných vrstiev (dune–like beds). Hrúbka a množstvo vrstvových foriem vo vertikálnom smere indikuje rýchle zmeny v charaktere uložení. Prívaly tvoria minerály, matrix a ojedinelé sklovité fragmenty. Matrix je zložený zo skla a minerálov. Blokový pyroklastický prúd je vyvinutý v nadloží prívalov. Je zvrstvený, s niekoľkými polohami pemzových prúdov. Predstavuje podstatnú časť horizontu, asi 60–70 %. Prúd tvoria angulárne a sférické fragmenty. Veľkosť fragmentov je 1–80 cm. Prítomné sú aj megabloky veľké 1,2–2,5 m. Matrix je tmavosivý, homogenizovaný. Pemzové prúdy majú šošovkovitý tvar. Sú charakteristické chaotickou štruktúrou. Dominantné zastúpenie má pemza (50–80 %). Je žltá a má veľkosť 1 až 5 cm (ojedinele aj 10 cm). Prítomné sú aj vulkanické bomby a fragmenty andezitu veľkosti 5–40 cm (0–30 %).

Z petrografického hľadiska horizont tvorí pyroxenický andezit.

Pyroklastiká v okolí Suchej hory sú prevažne aglomeráty, pemzové tufy, tufy a pyroklastické prúdy.

Pyroklastiká vystupujú v okolí Suchej hory, k. 879 m, v Klenovej doline a nad Javorinou, k. 936 m. Pyroklastiká sú vyvinuté medzi lávovými prúdmi. Sú produktom explozívneho vulkanizmu. Litofácie boli pôvodne uložené subhorizontálne. Sú laterálne prepojené. Hrúbka uložení je od niekoľko centimetrov až do 30 m. Horizont tvoria sférické, angulárne a subangulárne fragmenty sklovitého, pórovitého alebo celistvého andezitu. Veľkosť fragmentov je 2–20 cm. Sú zastúpené v množstve 3–20 %. Farba andezitov je sivočierna a sivá. V prípade pyroklastických prúdov je stavba polohy kompaktná, tvorená homogenizovaným matrixom. Aglomeráty tvoria sférické pórovité bomby a tufovo-pemzový matrix. Tufy a pemzové tufy tvorí popol, pemza a drvina minerálov. Pemzové tufy obsahujú 70 až 80 % pemzy. Pemza je veľkosti 1–4 cm. Má žltú, hnedastú, červenú a zelenkavú farbu. Z petrografického hľadiska horizont tvoria fragmenty pyroxenického andezitu s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu s hyalopilitickou základnou hmotou.

76 redeponované pyroklastiká

Horizont reprezentuje sukcesiu prevažne redeponovaných pyroklastických hornín, v ktorých sú ojedinele prítomné aj autochtónne pyroklastické horniny. Tieto pyroklastické horniny v nich tvoria šošovky alebo sú laterálne prepojené.

Jednotlivé fácie sú produktom vulkanicko-sedimentárneho procesu, ktorý náhlou zmenou deštruuje pôvodný produkt explozívnej vulkanickej aktivity.

Litofácie sú hlavne jemné redeponované pyroklastické horniny, a to tufy a pemzové tufy. Prítomné sú aj aglomeráty.

Tieto litofácie sú produktom rýchlej redepozície autochtónnych pyroklastických hornín. Litofácie sú subhorizontálne uložené a laterálne prepojené. Ojedinele vytvárajú aj šošovkovité polohy. Hrúbka fácií je od 10 cm do 15 m.

Horizont tvoria subangulárne, angulárne a sférické fragmenty sklovitého andezitu a pemzy v množstve 10–80 %, s veľkosťou od 0,5 do 10 cm, v prípade aglomerátov až do 25 cm. Andezit je sivej farby, pemza je žltá, sivá a hnedá.

Matrix je pemzovo-tufová substancia tvorená drvinou výrastlíc a drobných sklovitých fragmentov a pemzy.

Z petrografického hľadiska horizont tvorí pyroxenický andezit s hyalopilitickou základnou hmotou a výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu. Matrix je drvina skla, litických úlomkov a pemzy v tufovo-pemzovito-piesčitej substancii.

Zlatojedlianske pyroklastiká

Zlatojedlianske pyroklastiká sú situované v severnej časti Vtáčnika v okolí kót Zlatá Jedľa (800 m) a Opálený vrch (648 m). Tvoria horizont vrstiev prevažne autochtónnych pyroklastík, ktoré vznikli v procese magmatickej a freatomagmatickej erupcie. Vytvorili sa vo vývoji vtáčnickej formácie na svahu stratovulkánu. Pyroklastiká boli produkované z parazitického kráteru, ktorého centrum reprezentuje vulkanický nek, k. Opálený vrch (648 m). Z genetického hľadiska pyroklastiká reprezentujú akrečné lapily, popolové prúdy, tufy, popol, pemzový prúd, pyroklastický prúd, aglomeráty, pemzové tufy, redeponované tufy a aglomeráty.

69 prevažne tufy

Horizont reprezentuje sukcesiu autochtónnych pyroklastických hornín. Sú to: tufy, pemzové tufy, aglomeráty a pyroklastické prúdy. Horizont je vyvinutý v páse v okolí k. 636 m, Opálený vrch a 648,8 m, Chlmček.

Horizont leží v podloží lávového prúdu pyroxenického andezitu a jeho severné zakončenie laterálne prechádza do horizontu akrečných lapíl, ktorý je

jeho časový ekvivalent (tento horizont opisujeme neskôr). Litofácie budujúce horizont sú produktom explozívnej aktivity, ktorá sa vyvinula formou: 1. explozívnych prúdov a z nich sa vytvorili pyroklastické prúdy, 2. napadaných pyroklastických hornín, z ktorých sa utvorili tufy, pemzové tufy a aglomeráty.

Litofácie sú uložené so sklonom 3–5°. Navzájom sú laterálne prepojené. Hrúbka fácií je od 5 cm do 5 m. Horizont tvoria sférické a angulárne bomby a litické fragmenty andezitu a pemzy. Andezit je sklovitý, pórovitý alebo celistvý, má čiernu a sivú farbu. Pemza je žltá, sivá a čierna. Matrix je pemzovo-tufová substancia tvorená drobnými bombičkami, pemzou, litickými fragmentmi a tufom. Z petrografického hľadiska horizont tvorí pyroxenický andezit s hyalinnou základnou hmotou a výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu. Modálne zloženie je takéto (3391): plagioklas (33,49 %), hypersten (7,83 %), augit (3,75 %), základná hmota (54,93 %).

70 blokové pyroklastické prúdy

Blokový pyroklastický prúd je vyvinutý pri kótach 886 m, 848 m, 800 m, 535 m, 549 m, 639 m. Je to relikt silnej explozívnej aktivity, ktorá produkovala autochtónny pyroklastický materiál vyskytujúci sa v oblasti k. 800 m, Zlatá jedľa. Na území bolo registrovaných niekoľko prúdov hrúbky 10–30 m. Prúdy sú zložené z chaotického netriedeného materiálu, ktorý je charakteristický vysokým stupňom konsolidácie hmoty až homogenizáciou.

Prúdy tvoria angulárne a sférické fragmenty sklovitého a pórovitého andezitu veľkosti 5–50 cm, s obsahom 50–80 %. Andezit má svetlosivú farbu. Matrix je svetlej farby, drvený, homogenizovaný a tvorí ho tufová hmota s malými úlomkami andezitov a pemzy. Z petrografického hľadiska prúdy buduje pyroxenický andezit. Výrastlice tvoria plagioklas, hypersten, augit a ojedinele amfibol. Základná hmota je hyalopilitická, poikilitická, hyalinná.

71 pemzové prúdy

Pemzový prúd je významný samostatný litofaciálny fenomén vo vývoji územia. Vystupuje pod k. 617,9 m, Markušová. Litofácia má hrúbku 20 m. Leží v nadloží horizontu prevažne autochtónnych pyroklastických hornín. Poloha je produktom explozívnej vulkanickej aktivity. Pemzový prúd je charakteristický chaotickou štruktúrou bez znakov stratifikácie a opracovania materiálu. Dominantné postavenie na stavbe polohy má matrix. Matrix je popolovo-pemzový. Je žltej farby. Predstavuje až 80 % objemu. Je netriedený.

Podstatný význam na stavbe polohy má pemza. Je prítomná asi v množstve 10 %. Má sférický a angulárny tvar a veľkosť 0,5 až 3,5 cm. Prítomné sú aj sférické a sklovité andezity (2–5 %). Ich veľkosť je v priemere 1 cm až 10 cm,

ojedinele sú prítomné aj bombové fragmenty veľké 20 cm. Andezity sú pórovité, čiernej a sivej farby.

Z petrografického hľadiska polohu buduje matrix pemzovo-tufového zloženia s drobnými výrastlicami pyroxénov a pyroxenického andezitu s hyalinnou a hyalopilitickou základnou hmotou a výrastlicami pyroxénov a plagioklasov.

72 akrečné lapily, popolové prúdy, tufy a popol

Horizont je vyvinutý pri banskej vetracej šachte, k. 611 m. Horizont je sukcesia autochtónnych pyroklastických hornín, ktoré vznikli freatomagmatickou explozívnou aktivitou. Tvorí sukcesiu tenkých litofácií akrečných lapíl, popolových prúdov, tufov a popola.

Litofácie tvoria sukcesiu so sklonom 15° až 30°. Jednotlivé litofácie majú hrúbku od 0,5 cm do 10 cm. Celý horizont má zelenosivú farbu s jemne laminovanou štruktúrou.

Akrečné lapily sa všeobecne pokladajú za produkt jemnozrnných pyroklastických prúdov a pyroklastických prívalov. Akrečné lapily tvoria sféroidálne popolové agregáty uložené v jemnopopolovom matrixe.

Sféroidálne agregáty sú veľké asi 1 až 2 mm. Zložené sú z dvoch častí:

a) jemnozrnného popolového okraja,

b) hrubozrnného pemzovo-popolového jadra.

Popolové prúdy sú litologickým ekvivalentom akrečných lapíl bez vyvinutia sféroidálnych telies. Popoly a tufy sú napadané pyroklastické horniny s jemne laminovanou štruktúrou. Zložené sú z popola a pemzy žltej, zelenej a sivej farby. Ich veľkosť je maximálne do 3 cm, obsahujú ojedinelé sklovité fragmenty andezitu.

Z petrografického hľadiska horizont budujú sklovité úlomky, popol, pemza, minerály pyroxénov, plagioklasov a sféroidálne agregáty. Matrix je pemzovo-popolový.

73 autochtónne pyroklastiká s redeponovanými pyroklastikami

Horizont predstavuje úzku sukcesiu litofácie autochtónnych a redeponovaných pyroklastických hornín. Horizont je rozšírený v okolí kóty 800 m, Zlatá jedľa a leží pod blokovými pyroklastickými prúdmi. Jednotlivé fácie sú produktom explozívnej vulkanickej aktivity, a časť z nich bola náhle redeponovaná. Litofácie sú uložené subhorizontálne a sú laterálne prepojené. Hrúbka fácií je od niekoľko centimetrov do niekoľko metrov (približne od 0,5 cm do 20 m).

Horizont tvoria sférické, angulárne a subangulárne fragmenty sklovitého, pórovitého alebo celistvého andezitu. Andezit má sivú, svetlosivú alebo tmavosivú farbu. Veľkosť fragmentov je 1–30 cm, obsah od 10 do 40 %, ale sú prítomné

fragmenty aj nad 30 cm, až do 80 cm (asi 20 %) a ojedinele sa tu nachádzajú aj bloky veľkosti až 2–3,5 m, celé alebo rozbité. Pyroklastické prúdy tvoria polohy s kompaktnejšou stavbou a homogenizovaným matrixom. Aglomeráty tvoria sférické pórovité bomby s tufovo-pemzovým matrixom. Tufy a pemzové tufy tvorí matrix, ale aj pemza veľkosti do 3 cm s obsahom do 30 %. V redeponovaných aglomerátoch, tufoch a pemzových tufoch sú prítomné fragmenty, aj subangulárne, a matrix je tufovo-piesčitá hmota. Z petrografického hľadiska horizont tvoria fragmenty pyroxenického andezitu s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu, augitu a magnetitu s hyalopilitickou a hyalinnou základnou hmotou, ojedinele sú prítomné aj bazaltoidné andezity, hlavne v polohách redeponovaných pyroklastických hornín.

Modálne zloženie je takéto (3285): plagioklas (28,33 %), hypersten (3,73 %), augit (1,27 %); (3291) – plagioklas (32,21 %), hypersten (3,44 %), augit (0,13 %), amfibol (0,13 %), základná hmota (64,09 %). Matrix tvorí pemzovo-tufová substancia a v prípade redeponovaných pyroklastických hornín je matrix pemzovo-tufovo-piesčitý.

Epiklastické vulkanické horniny (epiklastiká)

Epiklastiká reprezentujú sukcesiu vulkanoklastických hornín vulkanicko-sedimentárneho pôvodu. Epiklastiká vo vývoji vtáčnickej formácie reprezentujú materiál, ktorý sa akumuloval hlavne v intervulkanickom období, ale aj syneruptívnom období. Tento materiál reprezentujú polohy brekcií, zlepencov a pieskovcov, ktoré sa tvorili vo fluviálnych tokoch, občasných tokoch, rýchlych splachoch (hyperkoncentrované prúdy), laharoch a bahenných prúdoch, úlomkových prúdoch a úlomkových lavínach.

V rámci vývoja vtáčnického stratovulkánu sme vyčlenili tieto litofácie epiklastík:

1. prevažne hrubé brekcie; 2. brekcie s polohami pieskovcov; 3. stredne zrnité zlepence; 4. zlepence s polohami pieskovcov; 5. prevažne hrubé zlepence; 6. pieskovce.

Tieto litofácie epiklastík sa vyskytujú v prechodnej, a hlavne okrajovej zóne stratovulkánu. Z petrografického hľadiska epiklastiká tvoria hlavne pyroxenické andezity, ale aj pyroxenické andezity s ojedinelým amfibolom a leukokratnými andezitmi, ojedinele aj bazaltickými andezitmi, amfibolicko-pyroxenickými andezitmi alebo aj ryolitmi. Veľmi ojedinele sa vyskytuje aj nevulkanický materiál ako kremence, vápence, granity, kremeň a iné.

77 prevažne hrubé brekcie

Epiklastiká sú dominantne rozšírené v okolí Prievidze (zárez cesty pod kostolom), východne od Radolice, západne od Prochota, východne od Cígľa, severne

od Kľaku. Epiklastiká sú hrubé až blokové, tvorené prevažne materiálom vo veľkosti 20 cm až 2 m (cca 40–60 %). Ojedinele sú prítomné bloky hrubé až 4 m. V prípade úlomkových lavín pri Prievidzi sú v týchto polohách uzavreté cudzorodé šošovky pieskovcov, uhlia a drobných brekcií v hrúbke 10 až 20 m. Fragmenty sú charakteristické nízkym stupňom opracovanosti. Majú prevažne subangulárny a angulárny tvar, ojedinele suboválny tvar.

Matrix je hrubozrnný, tufovo-piesčitý alebo piesčitý. Brekcie sú slabo triedené až netriedené, ale niekedy v prípade drobných brekcií možno pozorovať náznaky triedenia materiálu.

Brekcie nad Cígľom sú charakteristické zvýšenou kompakciou matrixu a prítomnosťou aj čiernych sklovitých fragmentov, čo je znakom vzniku brekcie formou lahara. Materiál v brekciách pochádza z deštruovaných pyroklastík a lávových prúdov vtáčnickej formácie.

78 brekcie s polohami pieskovcov

Tento horizont je rozšírený pri Sebedraží, Podhradí, Novákoch, Bystričanoch, Osľanoch a pri Radobici.

Horizont tvoria striedajúce sa polohy brekcií a pieskovcov s dobre opracovaným materiálom. Polohy sú zložené z angulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov andezitov. Ich veľkosť je 1–40 cm. Zastúpené sú v množstve 60–75 %. Andezity sú sivé, hnedé a tmavosivé, majú celistvú alebo pórovitú textúru a podpornú štruktúru fragmentov. Matrix je piesčitý, jemnozrnný, s drobnými fragmentmi andezitu (10–25 %). Brekcie sú prevažne chaotické alebo nevýrazne zvrstvené a triedené. Striedajú sa rôzne polohy hrubých brekcií s tenšími polohami triedenejších brekcií. Z petrografického hľadiska epiklastiká tvoria fragmenty pyroxenického andezitu s hyalopilitickou a mikrolitickou základnou hmotou.

Tento typ epiklastík vznikal formou úlomkových prúdov a občasných tokov na periférii stratovulkánu.

79 strednozrnné zlepence

Vyskytujú sa v sukcesii opísaných polôh. Tvoria šošovky zlepencov s 60 až 80 % obsahom obliakov, s piesčitým matrixom. Litofaciálny typ reprezentuje horniny vznikajúce rýchlymi splachmi formou hyperkoncentrovaných prúdov.

80 zlepence s polohami pieskovcov

Sú charakteristické tým, že vytvárajú sukcesiu polôh, ktoré sú priestorovo nestále. Sú dobre triedené, s vysokým stupňom zaoblenia obliakov. Obliaky majú oválny alebo dokonale oválny tvar. Priemerná veľkosť je od 0,5 do 40 cm

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

(30–60 %). Matrix je piesčitý, materiál je dobre opracovaný. Zlepence sa striedajú s polohami jemných pieskov, alebo piesky tvoria šošovky v zlepencoch. Piesky sú dobre triedené. Tieto vrstvy sa tvorili vo fluviálnom toku.

81 prevažne hrubé zlepence

Vyskytujú sa v okolí Kamenných vrát a v Bystričianskej doline. Polohy tvoria oválne alebo dokonale oválne obliaky. Ich veľkosť je 5–60 cm (30–80 %). Prítomné sú aj obliaky veľkosti 1–1,5 m. Triedenosť materiálu je stredná až nízka, zvrstvenie je hrubé. Matrix je stredne až hrubo zrnitý, piesčitý alebo tufovo-piesčitý.

82 pieskovce

Vystupujú v okrajovej časti vulkanitov Vtáčnika v periférnej zóne vtáčnického stratovulkánu. Polohy tvoria slabo, dobre alebo stredne triedené, jemno-, stredno- alebo hrubozrnné piesky. Materiál je dobre opracovaný. Ojedinele sú prítomné obliaky andezitov a nevulkanického materiálu. Pieskovce vznikli vo fluviálnom alebo fluviálno-limnickom prostredí.

Vulkanity Kremnických vrchov

Neovulkanity Kremnických vrchov zasahujú do východnej časti regiónu. Z východnej strany morfologicky uzatvárajú Handlovskú kotlinu vo forme súvislého hrebeňa s.-j. smeru. Tento chrbát nadmorskej výšky 800–900 m východným smerom prechádza do Kunešovskej plošiny. Západným smerom strmo upadá do Handlovskej kotliny zrázmi relatívnej výšky 200–300 m, formovanými zosuvmi vulkanického komplexu na ílovcoch paleogénu/neogénu. Na južnej strane sú vulkanity Kremnických vrchov morfologicky oddelené od Žiarskej kotliny.

Na geologickej stavbe západného okraja Kremnických vrchov sa okrem hornín predterciérneho podložia podieľajú nasledujúce formácie, súvrstvia a komplexy:

– vulkanicko-sedimentárne horniny kordíckeho súvrstvia,

– extruzívne telesá komplexu andezitov s granátom,

– intrúzie, efuzíva a hyaloklastity zlatostudnianskej formácie (komplex Suchého vrchu),

– efuzíva, pyroklastiká a epiklastiká formácie Kľakovskej doliny a turčeckej formácie,

– efuzíva formácie Kremnického štítu,

– efuzíva, pyroklastiká a epiklastiká rematskej formácie,

– ryolitové tufy a epiklastiká jastrabskej formácie (len pri okraji Žiarskej kotliny).

Kordícke súvrstvie

Súvrstvie reprezentujú tufitické ílovce, siltovce a pieskovce, redeponované tufy, epiklastické vulkanické pieskovce, vložky uhoľných ílovcov a polohy konglomerátov s nevulkanickým materiálom. Vek súvrstvia je na základe biostratigrafických údajov a rádiometrického datovania stanovený na spodný báden (Konečný, Lexa a Planderová, 1983; Repčok, 1981); (obr. 12). S ohľadom na zastúpenie jednotlivých hornín môžeme v rámci súvrstvia vyčleniť nasledujúce členy:

155 tmavé laminované ílovce s vložkami jemnozrnných pieskovcov (morský spodný báden)

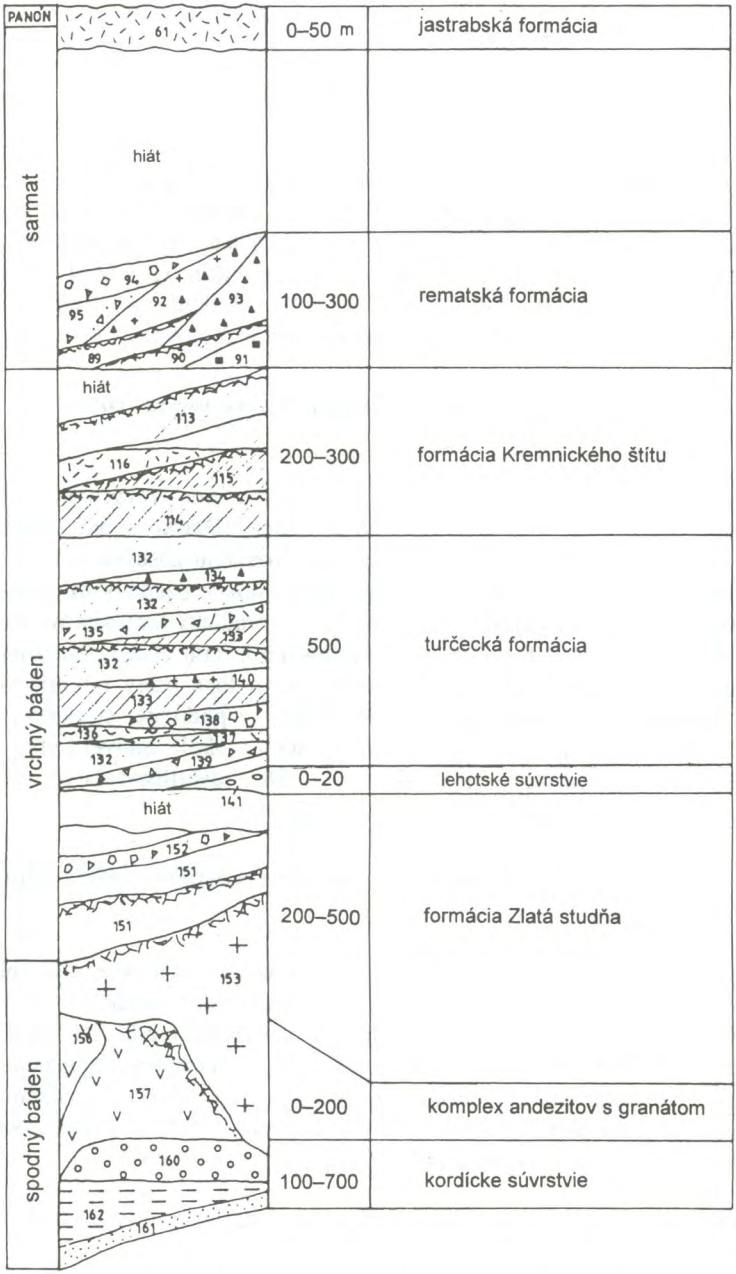
Nachádzajú sa v hrúbke až 600 m v spodnej časti súvrstvia. Nevystupujú na povrch, ale boli overené vrtmi severne od Janovej Lehoty (Blaško et al., 1989). Ich prítomnosť nehlboko pod povrchom podmieňuje rozsiahlu zosuvnú činnosť. Z litologického hľadiska ide o jemne laminované tmavé ílovce a jemno- až strednozrnné svetlé pieskovce s materiálom kryštalinika a sporadicky karbonátov. Vo vrte HV-9 (Blaško et al., 1989) bol na báze uvedených hornín zistený horizont uhoľných ílovcov s tenkým slojom lignitu a pod ním poloha tufov s biotitom a granátom. Uhoľný sloj značne nepravidelnej hrúbky v podobnej štruktúrnej pozícii bol identifikovaný aj v niektorých ďalších vrtoch v okolí Janovej Lehoty (Blaško et al., 1989). Gašpariková (in Blaško et al., 1989) identifikovala vo vrte HV-9 v týchto horninách morskú faunu spodného bádenu.

154 tufitické ílovce, siltovce a pieskovce s vložkami redeponovaných tufov a ojedinele uhlia

Vystupujú v hrúbke do 50 m v spodnej časti súvrstvia tam, kde chýbajú spomínané vrstvy, alebo v ich nadloží. Ide o nepravidelne sa striedajúce vrstvy a polohy svetlých až zelenkavých ílovcov a siltovcov, hnedastých pieskovcov s prímesou vulkanického materiálu, hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom, redeponovaných tufov tých istých andezitov a miestami tmavých ílovcov s tenkými slojmi lignitu. Vrstvy podmieňujú zosuvnú činnosť a sú ňou značne rozrušené. Na povrch vystupujú len ojedinele, jz. od Handlovej medzi telesami zosuvov.

153 tufitické ílovce, siltovce s polohami štrkov s nevulkanickým materiálom

Vystupujú v hrúbke do 30 až 50 m vo vrchnej časti súvrstvia a sú najtypickejším členom. Od predchádzajúcich vrstiev sa líšia neprítomnosťou uhoľ-



Obr. 12 Stratigrafická kolónka (vulkanity Kremnických vrchov), zostavil J. Lexa, 1997

ných ílovcov a lignitu a prítomnosťou polôh epiklastických vulkanických pieskovcov a konglomerátov. Materiál konglomerátov tvoria amfibolicko-pyroxenické a hyperstenicko-amfibolické andezity, niekedy s granátom, a v podstatnej miere aj nevulkanické horniny – kremeň, kremence, kremité ruly, granity a ojedinele karbonáty.

Komplex andezitov s granátom

Komplex v skúmanom území budujú len extruzívne telesá a sprievodné extruzívne brekcie. Extruzívne telesá dosahujú rozmery niekoľko sto metrov, plošne rozsiahle telesá majú zrejme charakter krátkych lávových prúdov veľkej hrúbky. Extrúzie aj prúdy buduje masívny andezit blokovej odlučnosti. V okrajových častiach andezity prechádzajú postupne do hnedastých extruzívnych brekcií s angulárnymi fragmentmi celistvého až mierne vezikulovaného andezitu v zoxidovanom drvenom matrixe.

Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

151 extrúzie hyperstenicko-amfibolického andezitu s akcesorickým granátom a ich brekcie

Andezity tohto typu sú hruboporfyrické, tvorené vyrastlicami plagioklasu, amfibolu, hyperstenu a ojedinelého granátu v základnej hmote felzitickej, mikropoikiliticko-felzitickej, mikroliticko-felzitickej, pilotaxiticko-felzitickej alebo pilotaxitickej štruktúry. Plagioklas veľkosti 2–4 mm a zloženia okolo An_{60} je prítomný v množstve 30–40 %. Amfibol je hnedý alebo hnedo-zelený, často opacitizovaný, veľkosti 1 až 3 mm, zastúpený v množstve 3–10 %. Hypersten je často opacitizovaný, veľkosti okolo 2 mm, zastúpený v množstve 5–10 %. Ojedinelý granát je svetloružový, s reakčným lemom plagioklasu, veľkosti do 5 mm. Základnú hmotu tvorí drobný plagioklas, pyroxén, magnetit, draselný živec a kremeň, veľmi často s prejavmi opacitizácie (hematitizácie). Autometamorfná hematitizácia, často veľmi intenzívna, je charakteristická s výnimkou okrajových častí telies.

150 extrúzie hyperstenicko-amfibolických andezitov a ich brekcie

Andezity sú obdobné ako predchádzajúce, granát však chýba. Naopak, ojedinele pozorujeme prítomnosť augitu.

Zlatostudnianska formácia

Horniny zlatostudnianskej formácie bádenského veku (Konečný, Lexa a Planderová, 1983) vystupujú na povrchu len juhovýchodne od Rematy vo forme

pomerne rozsiahleho intruzívneho telesa dioritových porfýrov a východne od Handlovej vo forme komplexu lávových prúdov a vulkanoklastík. Nesú prvky subakválneho pôvodu a v rámci formácie sa zaraďujú do komplexu Suchého vrchu (Lexa et al., 1983). Pôvodne podstane väčší rozsah a mocnosť formácie boli obmedzené eróziou pred uložením hornín rematskej formácie, a to najmä na relatívne vyzdvihnutých blokoch západne od kremnického grabenu. Obdobné horniny zlatostudnianskej formácie boli identifikované vrtmi v podloží mladších hornín pozdĺž východného okraja mapy (Blaško et al., 1989).

146 intrúzie pyroxenického dioritového porfýru

Vystupujú v rozsahu asi 5 km^2 jv. od Rematy. Na západnej strane sú oddelené od hornín podložia okrajovými zlomami kremnického grabenu, na východe sa ponárajú pod horniny rematskej formácie. Plošný rozsah telesa a indície plochého kontaktu s podložím v niektorých častiach územia naznačujú formu lakolitu alebo prechodnú formu medzi štokom a lakolitom. Intruzívne teleso nie je homogénne, v niektorých častiach je budované masívnym dioritovým porfýrom až dioritom, inde pozorujeme prechody do andezitových porfýrov a brekciovitých andezitov až andezitových brekcií s nižším stupňom kryštalinity základnej hmoty. Charakteristické sú autometamorfné premeny typu chloritizácie, pyritizácie, v okrajových brekciovitých partiách typu hematitizácie a vybieľovania. Prechody medzi masívnym porfýrom a brekciami sú postupné, sprostredkované narastajúcou proporciou drveného a alterovaného matrixu, ako aj frakturácie nepravidelnou sieťou trhliniek. Z petrografického hľadiska ide o pyroxenický dioritový porfýr s výrastlicami plagioklasu An_{56-60} (3–4 mm, 40 až 60 %), hyperstenu (1–3 mm, 6–10 %) a augitu (1–2 mm, 5–8 %) v holokryštalickej základnej hmote zrnitosti 0,1–0,2 mm, tvorenej plagioklasom (60 %), pyroxénom (10–15 %), kremeňom (10–25 %), biotitom (do 1 %) a magnetitom (5 %). Zjemňovaním základnej hmoty na zrnitú mikrolitickú až mikrolitickú štruktúru prechádzajú dioritové porfýry do andezitových porfýrov a andezitov. Naopak, ojedinele má hornina až charakter dioritu s rovnomerne zrnitou štruktúrou.

Obdobné horniny boli identifikované v spodnej časti zlatostudnianskej formácie vo vrtoch HV-12 a HV-16 (Blaško et al., 1989) v Slaskej doline východne od okraja mapovaného územia a vrtom LX-29 severnejšie.

Komplex Suchého vrchu (v rámci zlatostudnianskej formácie)

144 subakvatické lávové prúdy a extrúzie pyroxenického andezitu s brekciami

Vystupujú v hrúbke až 200 m východne od Handlovej, tvoria až 90 % komplexu Suchého vrchu. Komplex je silno narušený zosúvaním. Charakteris-

tickým znakom sú postupné prechody medzi andezitmi a andezitovými brekciami hyaloklastitového typu indikujúcimi subakválny vývoj komplexu. Formy telies nie sú jednoznačne identifikované. Prítomné sú telesá extruzívneho typu a formy (oblasť Vysokej), ako aj subhorizontálne uložené prúdy väčšej hrúbky (oblasť Zimného úbočia). Masívne časti extrúzií a prúdov majú nepravidelne blokovú až doskovitú odlučnosť. Drvením a trieštením pozdĺž nepravidelnej siete trhlín prechádzajú do brekciovitých andezitov a hyaloklastitových brekcií. Chaotické brekcie tvoria angulárne až sférické fragmenty celistvých až vezikulovaných andezitov tmavej, menej červenkastej alebo svetlej farby. Fragmenty veľkosti do 2 m nesú znaky pokračujúcej dezintegrácie so vznikom matrixu pozdĺž siete trhlín. Matrix je svetlá až mierne červenkastá drvená pórovitá lávová hmota. Na báze komplexu majú brekcie lokálne peperitový charakter, keď uzatvárajú v matrixe aj útržky podložných tufitických sedimentov. Brekcie sú často postihnuté nontronitizáciou sklovitého detritu.

Z petrografického hľadiska ide o augiticko-hyperstenické andezity zrnitosti 2 až 3 mm, s výrastlicami plagioklasu, hyperstenu a augitu v základnej hmote mikrolitickej alebo hyalopilitickej štruktúry.

145 epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú v hrúbke do 30 m ako polohy v nadloží spomínaných lávových prúdov. Brekcie sú chaotické, s náznakmi zvrstvenia a zmien zrnitosti, tvorené prevažne tmavými až čiernymi, angulárnymi až subangulárnymi, celistvými až pórovitými andezitovými fragmentmi veľkosti do 40 cm, v priemere okolo 5–10 cm, v množstve 50–70 %. Matrix je hnedý, netriedený, tufovo-piesčitý, s prímesou drobnej hnedej pemzy. Brekcie možno chápať ako produkt redepozície materiálu hyaloklastitových a lávových brekcií podložných lávových prúdov.

Turčecká formácia / formácia Kľakovskej doliny

Uvedené dve formácie považujeme za ekvivalentné. Sú syngenetické so subsidenciou kremnického grabenu a Žiarskej kotliny a predstavujú spodnú časť jeho výplne s tým, že sčasti zasahujú aj za okrajové zlomy kremnického grabenu. Horniny formácie Kľakovskej doliny vystupujú v hrúbke do 300 m v jz. časti územia medzi Janovou a Novou Lehotou v nadväznosti na oblasť Vtáčnika. Horniny turčeckej formácie vystupujú v rámci relatívne poklesnutých blokov pozdĺž okraja Žiarskej kotliny a pri východnom okraji mapovaného územia. Formácie majú charakter stratovulkanického komplexu, striedajúcich sa lávových prúdov a rôznych vulkanoklastík pri pomerne pestrom zastúpení petrografických typov hornín.

Lávové prúdy a ich brekcie sú dominujúcim litologickým typom v turčeckej formácii. Hrúbka jednotlivých prúdov sa pohybuje od 10 do 50 m, pričom sú podstatne zastúpené lávové brekcie. Masívnu časť lávových prúdov tvorí celistvý až mierne pórovitý andezit doskovitej až blokovej odlučnosti. Brekcie sú červenkasté až tmavé, troskovitého až hyaloklastitového typu. Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

125 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Ide o pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu (An_{60-70}, do 3 mm, 10 až 30 %), augitu (do 2 mm, 2–8 %), hyperstenu (do 2 mm, 2–6 %), prípadne akcesorického olivínu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej, trachytickej, mikrolitickej alebo pilotaxiticko-mikropoikilitickej štruktúry. Vzhľadom na zastúpenie výrastlíc môžeme rozlišovať hyperstenicko-augitické, augiticko-hyperstenické a bázické pyroxenické andezity. Znížením obsahu tmavých výrastlíc prechádzajú do leukokratných andezitov. Zvýšením bazicity plagioklasu a obsahu olivínu prechádzajú do bazaltických andezitov, pre ktoré je charakteristická mikroofitická alebo doleritická základná hmota.

126 leukokratné andezity

Sú to leukokratné andezity s výrastlicami plagioklasu (An_{65-80}, do 4 mm, 10 až 20 %) a akcesorického augitu a hyperstenu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo jemne mikrolitickej štruktúry. Leukokratné andezity sú často celkovo sklovité.

133 uloženiny pyroklastických prúdov

Vytvárajú len ojedinelé mapovateľné telesá v hrúbke do 30 m. Ide o chaotické spečené brekcie tvorené sférickými fragmentmi svetlého pórovitého pyroxenického andezitu veľkosti do 0,5 m a sporadickými angulárnymi fragmentmi tmavého sklovitého andezitu vo svetlom až červenkastom spečenom tufovo-detritickom matrixe s ojedinelou drobnou pemzou. Nemapovateľné výskyty uložením pyroklastických prúdov sú zahrnuté pod vysvetlivku s názvom prevažne autochtónne aglomeráty a tufy.

128 redeponované pyroklastiká a epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú najmä v turčeckej formácii ako najrozšírenejší typ vulkanoklastík. Vytvárajú zvrstvený komplex nepravidelne sa striedajúcich drobných až hrubých brekcií s vložkami a polohami hrubých pieskovcov až redeponovaných tufov.

V redeponovaných aglomerátoch prevládajú fragmenty vezikulovaných a pórovitých, tmavých až červenkastých andezitov a drobnej pemzy, v epiklastikách prevládajú fragmenty sivých celistvých andezitov. Veľkosť fragmentov je značne variabilná. V prípade hrubých brekcií najväčšie fragmenty dosahujú veľkosť až 1–2 m pri priemernom rozmere fragmentov 10–15 cm. Rozmer fragmentov drobných brekcií nepresahuje 10 cm, v priemere majú veľkosť okolo 1–2 cm. Vložky hrubých pieskovcov sú len slabo triedené, často obsahujú ojedinelé drobné fragmenty. Zvýšením obsahu pemzy prechádzajú hrubé pieskovce do redeponovaných tufov. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxenické a leukokratné andezity.

131 prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú v spodnej časti formácie Kľakovskej doliny jv. od Novej Lehoty. Brekcie sú prevažne chaotické, nevýrazne zvrstvené a triedené. Striedajú sa rôzne hrubé polohy hrubých brekcií s tenšími polohami lepšie triedených drobných brekcií, miestami aj hrubých pieskovcov. Fragmenty sú angulárne až subangulárne, celistvé až mierne pórovité svetlosivé andezity. Veľkosť fragmentov dosahuje v prípade hrubých brekcií až 1 m, v priemere okolo 10 cm, pri drobných brekciách dosahuje až 10 cm, v priemere okolo 1–2 cm. Zastúpenie fragmentov je 40–60 %. Matrix je svetlý, netriedený, hrubo piesčitý, s drobnou svetlou pemzou.

132 prevažne drobné vulkanické epiklastické brekcie a redeponované tufy

Prevládajú najmä v turčeckej formácii, oddeľujúc jednotlivé lávové prúdy. Ide o komplex nepravidelne sa striedajúcich polôh drobných, ojedinele aj hrubších epiklastických vulkanických brekcií až redeponovaných aglomerátov s polohami jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov až pemzových tufov. Charakteristické je výrazné zvrstvenie a vyšší stupeň triedenia uložením. Materiál predstavujú úlomky a zrná tmavých sklovitých, sivých a červenkastých andezitov, často pórovitých, sivá, hnedá alebo svetlá pemza a popolovitá tufová substancia. Z petrografického hľadiska sú zastúpené najmä rozličné pyroxenické a leukokratné andezity.

129 redeponované tufy a pemzové tufy

Vystupujú v prostredí epiklastických vulkanických brekcií a redeponovaných pyroklastík sv. od Janovej Lehoty. Tufy sú zvrstvené a triedené, s variabilnou zrnitosťou od piesčitých tufov po hrubé pemzové tufy. Materiál predstavuje svetlá, žltá, hnedá a sivá pemza, v menšej miere sú prítomné drobné úlomky

čierneho napeneného andezitu a tmavého až čierneho sklovitého andezitu. Charakter materiálu indikuje primárne vulkánsky – freatomagmatický typ erupcií.

130 redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce

Vystupujú prevažne spolu s drobnými brekciami (pozri predchádzajúci text), ale miestami vytvárajú aj samostatné polohy väčšej hrúbky. Epiklastické vulkanické pieskovce sú stredno- až hrubozrnné, hnedé až tmavé, s materiálom sklovitých a zoxidovaných andezitov, variabilne je prítomná rozptýlená pemza. Pieskovce sa striedajú s polohami redeponovaných tufov a pemzových tufov, v ktorých je piesčitá prímes nepatrná. Ojedinele sme pozorovali aj vložky siltovcov a hrubých pieskovcov s drobnými úlomkami tmavých andezitov.

Formácia Kremnického štítu

Formácia vystupuje len v poklesnutom bloku pozdĺž východného okraja mapovaného územia, kde predstavuje vrchnú časť výplne kremnického grabenu v hrúbke do 200 m. Formáciu reprezentujú len **lávové prúdy** pomerne veľkej hrúbky, vo vrchnej časti spravidla s vývojom blokových lávových brekcií. Hrúbka jednotlivých prúdov kolíše v rozmedzí 30–100 m. Prúdy sú v spodnej časti tvorené sivým doskovitým andezitom, vyššie mierne pórovitým svetlejším, prípadne červenkastým andezitom blokovej odlučnosti. Lávové brekcie sú charakteristicky blokové, s fragmentmi svetlého až červenkastého pórovitého andezitu v mierne spečenom drvenom matrixe. V jednom prípade sa medzi lávovými prúdmi zistila tenká poloha tufov. Z petrografického hľadiska rozlišujeme:

106 lávové prúdy pyroxenických andezitov s akcesorickým amfibolom

Obsahujú výrastlice plagioklasu (An_{55-65}, 1–3 mm, 20–30 %), augitu (do 2 mm, 4–8 %), hyperstenu (do 2 mm, 4–8 %), olivínu (do 1 mm, do 2 %) a akcesorického opacitizovaného amfibolu v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej, pilotaxiticko-mikropoikilitickej alebo mikrolitickej štruktúry. Vystupujú prevažne v spodnej časti formácie.

107 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov

Sú podobné predchádzajúcim andezitom s podstatnejším zastúpením amfibolu na úkor pyroxénov. Vystupujú spravidla vo vyšších častiach formácie.

108 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom

Sú podobné predchádzajúcim, zvyčajne sú mierne zrnitejšie – výrastlice do 4 mm. Okrem pyroxénov, olivínu a amfibolu obsahujú aj biotit, ktorý je prevažne opacitizovaný. Vystupujú spravidla vo vrchnej časti formácie.

109 tufy a redeponované tufy

Tufy a redeponované tufy formácie Kremnického štítu boli zistené na jedinom mieste v jv. časti územia. Ide o polohu hrúbky 5–10 m, tvorenú slabo triedenými hnedými redeponovanými tufmi, variabilne s drobnými úlomkami svetlých pórovitých amfibolicko-pyroxenických andezitov.

Rematská formácia

Formácia predstavuje relikty menšieho stratovulkánu pyroxenických andezitov s centrom na okrajových zlomoch kremnického grabenu jv. od Rematy. V rámci formácie rozlišujeme centrálnu zónu – zvyšky vulkanického kužeľa budovaného komínovými brekciami, vulkánskymi brekciami, aglomerátmi, uloženinami pyroklastických prúdov a tenkými zbrekciovatenými lávovými prúdmi s periklinálnym uložením a proximálnu zónu budovanú mierne až subhorizontálne uloženým komplexom lávových prúdov a hrubých epiklastických vulkanických brekcií (južná a severná časť formácie).

83 lávové prúdy pyroxenických andezitov

V centrálnej zóne sú relatívne tenké a intenzívne zbrekciovatené, zatiaľ čo v proximálnej zóne dosahujú hrúbka až 60 m s relatívne menším zastúpením brekcií. Spodná časť lávových prúdov je zvyčajne masívna, doskovitej až blokovej odlučnosti, s prechodmi do mierne pórovitého andezitu vo vyššej časti prúdu. Lávové brekcie predstavujúce 30–70 % prúdu, sú troskovité až blokové, s fragmentmi pórovitej lávy veľkosti do 50 cm, v priemere 5–10 cm, v červenkastom pórovitom a drvenom lávovom matrixe. V tenkých lávových prúdoch vulkanického kužeľa sú brekcie skôr troskovité, v hrubších lávových prúdoch proximálnej zóny sú brekcie skôr blokové.

Z petrografického hľadiska ide o pomerne uniformné pyroxenické andezity s výrastlicami plagioklasu (An_{55-65}, 1–2 mm, okolo 30 %), augitu (do 2 mm, 4–7 %) a hyperstenu (do 2 mm, 3–8 %) v základnej hmote hyalopilitickej, pilotaxitickej alebo mikrolitickej štruktúry.

84 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov

Vystupujú ako najmladší prúd formácie v oblasti Vysokej. Andezit je obdobný ako predchádzajúci, je mierne zrnitejší, s obsahom opacitizovaného amfibolu do 2 %.

86 uloženiny pyroklastických prúdov

Vystupujú na severnom svahu pôvodného vulkanického kužeľa v oblasti Bralovej skaly a smerom k obci Sklené v hrúbke až 50 m. Rozlíšené sú dva pyroklastické prúdy rôznej zrnitosti:

Hruboúlomkovitý pyroklastický prúd Bralovej skaly, ktorý tvoria neopracované, ale vcelku sférické fragmenty tmavého pórovitého až napeneného andezitu veľkosti v priemere 5–10 cm, maximálne až 50 cm, v množstve 70–80 % a ojedinelé angulárne fragmenty sklovitého andezitu vo svetlohnedom alebo červenkastom mierne spečenom matrixe piesčitého vzhľadu.

Drobnoúlomkovitý pyroklastický prúd jv. od Bralovej skaly, ktorý tvoria prevažne deformované fragmenty andezitovej pemzy veľkosti do 10 cm a sporadické angulárne fragmenty sklovitého andezitu v tufovo-detritickom matrixe s podstatným zastúpením pemzy a tufovej substancie. Spečenie je pomerne intenzívne a viedlo až k miernej deformácii (splošteniu) pemzových fragmentov.

85 blokovbé pyroklastické brekcie

Vystupujú v centre vulkánu v oblasti Kozích chrbtov. Brekcie sú chaotické a blokové, s angulárnymi fragmentmi celistvých a sférickými fragmentmi pórovitých tmavých sklovitých andezitov veľkosti do 1 m, v priemere okolo 10 cm, v množstve 60–90 %. Zrnitosť a zastúpenie fragmentov je premenlivé. V niektorých častiach sú uchované procesy trieštenia fragmentov vznikom matrixu pozdĺž nepravidelnej siete trhlín. Matrix predstavuje mierne spečený netriedený drobný andezitový detrit, časté sú aj červenkasté úlomky.

87 autochtónne aglomeráty a tufy

Vystupujú východne a juhovýchodne od Rematy v oblasti Kozích chrbtov, Guľatého vrchu a Vysokej vo forme reliktov vulkanického kužeľa s periklinálnym uložením. Aglomeráty a tufy sú zvrstvené, sčasti aj triedené. Pomerne hrubé polohy chaotických aglomerátov (až vulkánskych brekcií) prevládajú nad tenšími polohami lepšie triedených lapilových tufov a tufov. Aglomeráty tvoria prevažne sférické fragmenty tmavých a červenkastých pórovitých andezitov, v malej miere sú prítomné aj angulárne úlomky celistvých a sklovitých andezitov.

Matrix je netriedený, hrubo piesčitý, s drobnou pemzou. V lapilových tufoch a tufoch je podstatnejšie zastúpená aj žltá až hnedá pemza a v matrixe tufová substancia. Prítomné sú aj polohy hrubých vulkanických brekcií obdobných ako predchádzajúce.

88 prevažne hrubé epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú v proximálnej zóne vulkánu a predstavujú uloženiny proluviálnych kužeľov. Ide o striedanie hrubých až drobných brekcií, ojedinele aj s vložkami hrubých pieskovcov. Fragmenty sú anguláme až subanguláme, tvorené celistvými aj pórovitými andezitmi tmavej, respektíve svetlosivej farby. Maximálna veľkosť fragmentov hrubých brekcií je až 80 cm, priemerná veľkosť okolo 10 cm, zastúpenie fragmentov sa pohybuje od 40 do 60 %. V prípade drobných brekcií fragmenty nepresahujú 10 cm a ich priemerná veľkosť je 1–2 cm. Matrix brekcií je netriedený, hrubo piesčitý, ojedinele s drobnou pemzou.

89 epiklastické vulkanické brekcie s polohami pieskovcov

S narastajúcou vzdialenosťou od centra v oblasti Skleného prevládajú drobné brekcie a výraznejšie sú zastúpené vložky triedených, stredno- až hrubozrnných pieskovcov, niekedy s drobnými úlomkami andezitov do 1–2 cm. V tomto smere pozorujeme aj mierny nárast opracovanosti fragmentov. Prevažne drobné brekcie s polohami pieskovcov predstavujú uloženiny distálnejších častí proluviálnych kužeľov.

Vulkanity Štiavnických vrchov

Produkty štiavnického stratovulkánu v regióne reprezentujú:

1. spodnú stratovulkanickú stavbu;
2. výplň štiavnickej kaldery (studenská formácia) a vulkanicko-sedimentárny komplex;
3. vrchnú stratovulkanickú stavbu.

Báden

Spodná stratovulkanická stavba

Spodnú stratovulkanickú stavbu buduje v prevahe efuzívny komplex (so sporadickým zastúpením pyroklastík a epiklastík), v ktorom vystupujú intruzívne telesá andezitov až andezitových porfýrov ložného typu aj telesá extruzívneho typu.

165 epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty

Vystupujú na báze vulkanického komplexu v širšej oblasti od Župkova v premenlivej hrúbke (od niekoľko m do 80–100 m). Vo vertikálnom profile pozorujeme výraznú variabilnosť litologického vývoja. V bazálnej úrovni v bezprostrednom nadloží predvulkanických hornín prevládajú polohy epiklastických pieskovcov s vložkami drobných konglomerátov (rozmery obliakov 2–5 cm). Klastický materiál je výrazne polymiktný (pyroxenické, amfibolicko-pyroxenické až amfibolické andezity) s vyšším obsahom nevulkanických hornín (prevládajú obliaky kremitých bridlíc). Vo vyšších úrovniach je výraznejšie zastúpená klastická zložka (priemerná veľkosť fragmentov 5–10 cm) s variabilným stupňom opracovania. Okrem výrazne opracovaného materiálu konglomerátového typu sú prítomné subangulárne až angulárne úlomky s nižším stupňom triedenia, s prechodmi do triedených epiklastických brekcií. Matrix je piesčitý, stredno- až jemnozrnný, v rôznej miere propylitizovaný. V dôsledku intenzívnej propylitizácie dochádza k zastretiu primárnych štruktúr a textúr a hornina nadobúda takmer homogénny charakter.

Lokálne sú prítomné vložky až polohy redeponovaných pemzových tufov (západný svah pod Štrkovým štálom).

Efuzívny komplex zahŕňa lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov a produkty autoklastickej brekciácie. Lávové prúdy tvoria doskovité telesá priemernej hrúbky 15–25 m, oddelené pásmami brekciácie. Lávové telesá sa vyznačujú v spodnej časti doskovitou odlučnosťou so subparalelným priebehom s bázou prúdov, vyššie s prechodom do hruboblokovej až nepravidelnej odlučnosti. Vo vrchnej časti prúdov je často pásmo napenenia s prechodmi do autoklastickej brekciácie. Efuzívny komplex v blízkosti kalderového zlomu je v rôznej intenzite postihnutý hydrotermálnymi premenami (propylitizovaný).

160 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Augiticko-hyperstenické andezity (vz. KV-864 Pod Žiarom, KV-880 nad dolinou Nebojsa) tvoria dominantnú zložku efuzívneho komplexu. Andezit je tmavosivý až sivočierny, drobno- až strednopyroxenický (pyroxény do 1 mm, plagioklas do 1,5 mm). Najsevernejší výskyt je južne od Prochota.

Vyskytujú sa aj variety afanitických andezitov (výrastlice nie sú okom rozlíšiteľné), ako aj variety so sklovitou základnou hmotou (východný svah nad dolinou Zbojno). Mikroskopicky je základná hmota hyalopilitická, s náznakmi poikilitickej rekryštalizácie.

Výrastlice – zonálny plagioklas, časté zrasty – vystupuje v dvoch generáciách, do 0,5 mm a do 1–2 mm, hypersten do 1 mm, augit do 1 mm. Uzavreniny tvorí plagioklas, hypersten a augit.

161 lávové prúdy bázických pyroxenických andezitov

Hyperstenicko-augitický andezit (bázickejší; vz. KV-1090, južný svah pod k. 636 m) je pomerne zriedkavý. Vystupuje v spodných úrovniach doliny Zbojno. Andezit je hnedosivý (sčasti limonitizovaný), tmavé minerály majú veľkosť 1–3 mm, plagioklas do 2 mm.

Základná hmota je hyalopilitická, s opakovými minerálmi Fe oxidov.

Výrastlice: plagioklas – zonálny, zrasty – tvorí dve generácie: a) do 0,5 mm, b) 1 až 2 mm; hypersten – do 0,5 mm, ojedinele až 2 mm; augit – 0,5–1,5 mm.

162 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov

Je drobno- až strednoporfyrický, tmavosivý až sivočierny – (vz. KV-1014, z. svah pod k. 488 m, dolina Zbojno). V dôsledku propylitizácie nadobúda tmavozelené odtiene a vetrá do svetlozelených odtieňov.

Výrastlice: plagioklas – veľkosť do 1–2 mm; hypersten – 0,5–1 mm; augit – 0,5 až 0,9 mm, je ojedinelý; amfibol – do 0,5 mm, vyskytuje sa veľmi ojedinele, je opacitizovaný; sekundárne minerály sa vyznačujú chloritizáciou a opacitizáciou tmavých minerálov. Vývoj základnej hmoty je hyalopilitický s náznakmi poikilitického vývoja.

Andezit uvedeného typu reprezentuje lávové prúdy s doskovitou odlučnosťou (240 JZ/10°) na svahoch s. nad Hornými Hámrami. Autoklastické brekcie lávových prúdov sú prítomné na báze, častejšie vo vrchnej úrovni lávových prúdov. Charakterizuje ich extrémne napenenie vedúce k rozpadu na troskovité fragmenty s nepravidelným až bizarným ohraničením. V dôsledku intenzívnej oxidácie je sfarbenie hnedočervené až tehlovočervené. Matrix chýba, prípadne je lávovo-klastický. Podľa intenzívnej brekciácie je možné predpokladať, že v blízkosti kalderového zlomu prevládajú pomerne málo hrubé, intenzívne zbrekciovatené lávové telesá.

166 uloženiny pyroklastických prúdov

Vystupujú v doline Zbojno nad zárezom potoka vo východnom svahu. V skalnom odkryve (dĺžka cca 15 m, výška 3 m) brekciu tvoria fragmenty až bloky (priemerná veľkosť 15–25 cm až 40 cm), ktoré sú výrazne až extrémne napenené, v prevahe subsférické. Ohraničenie je neostré. Matrix je tufovo-pemzový, konsolidovaný až kompaktný. Uloženie je chaotické.

164 epiklastické vulkanické brekcie

Vystupujú sporadicky medzi lávovými prúdmi (dolina Nebojsa, Zábradná dolina). Brekciu tvoria fragmenty andezitu priemernej veľkosti 15–30 cm (ojedinele bloky do 60–80 cm až 2 m). Obmedzenie je angulárne až subangulárne. V rôznej proporcii (do 20–30 %) sú prítomné aj opracované bloky (roklina Stredná hora nad Zábradnou dolinou). Matrix je tufovo-piesčitý až piesčitý, s variabilným objemom drobných úlomkov andezitu. Uloženie je chaotické až hrubo triedené.

163 ložná intrúzia amfibolicko-pyroxenického andezitu (andezitový porfýr)

Amfibolicko-pyroxenický andezit (andezitový porfýr); (vz. KV-1017 nad dolinou Zbojno, svah pod k. 488 m), v podobe ložnej intrúzie vystupuje s. nad Hornými Hámrami – Žarnovická Huta – v prostredí efuzívneho komplexu spodnej stavby. Teleso s priemernou hrúbkou 80–100 m sa v smere na západ vykliňuje (svahy nad dolinou Zbojno).

Andezit je hruboporfyrický (plagioklas 2–4 mm, amfibol 2–5 mm, pyroxény do 1 až 2 mm), hydrotermálne premenený (propylitizovaný). Pri vetraní nadobúda škvrnité sfarbenie (hrdzavohnedé, žltohnedé od uvoľnených oxidov Fe). Lokálne je silicifikovaný. Odlučnosť je nepravidelná, bloková, vo vrchnej časti telesa sú pásma intenzívnej vezikulácie a brekciácie.

Výrastlice: plagioklas – zonálny, zrasty do 0,5 mm až 1,5 mm; hypersten 1–2 mm; amfibol s opacitovým lemom do veľkosti 0,5 mm. Vývoj základnej hmoty je pilotaxitický s náznakmi poikilitického vývoja.

159 extrúzie amfibolicko-pyroxenického andezitu (± biotit)

Prenikajú cez spodnú stratovulkanickú stavbu. Andezit je stredno- až hruboporfyrický (plagioklas 1–2 mm, amfibol 1–4 mm, pyroxén 1–2 mm), často intenzívne napenený a zbrekciovatený, najmä vo vrchnej časti s prechodmi do autoklastických extruzívnych brekcií. Andezit je výrazne autometamorfovaný (tmavé výrastlice sú často rozložené a limonitizované). Pri vetraní nadobúda svetlé farebné odtiene. Extruzívne brekcie tvoria pásma v okrajových a vrchných častiach extruzívnych telies amfibolicko-pyroxenického andezitu. Často predstavujú postupné prechody z masívnych lávových telies do brekcií s chaotickou orientáciou. V dôsledku intenzívneho napenenia sa láva rozpadáva na zrnitý matrix, ktorý cementuje fragmenty s angulárnym až subsférickým obmedzením.

Prochotský intruzívny komplex

Komplex pomenovali Šimon et al. (1991) podľa obce, ktorá sa nachádza v centre Prochotskej kotliny v Nízkom Vtáčniku (v zmysle Mazúr a Lukniš, 1980).

156 prochotský intruzívny komplex; a) intrúzia dioritového porfýru pri Prochote (iba v reze)

Komplex tvorí súbor intrúzií, ktoré intrudovali v I. etape vývoja štiavnického stratovulkánu v spodnom bádene.

Typový profil reprezentuje rez kótou 438 m na prochotskom potoku v južnej časti obce Prochot cez svah kopca Maspiak až na k. 608 m Maspiak.

Intruzívny komplex je obnažený denudačným rezom. Geologickým mapovaním sa vyčlenilo niekoľko intruzívnych telies, ktoré majú v okrajových častiach vyvinuté brekcie. Telesá sú masívne, s blokovitou odlučnosťou. Obsahujú xenolity podložia. Intrúzie sú postihnuté propylitizáciou, ktorá v niektorých častiach územia postihuje teleso až na 80 %. Z petrografického hľadiska hornina predstavuje amfibolicko-augitický andezitový porfýr s hojným plagioklasom (až 30 %). Hornina má porfyrickú štruktúru so zrnito-mikroliticko-holokryštalickou základnou hmotou. Je silno propylitizovaná.

Komplex vystupuje len v Prochotskej kotline. Sčasti je formácia odseknutá s.-j. zlomami a predpokladáme, že podstatná časť formácie tvorí bázu žiarskeho intravulkanického bazéna, ktorý sa začal vyvíjať vo vrchnom bádene.

157 argilitizované a silicifikované hydrotermálne brekcie

V okolí lokality Lazy južne od Prochota sa v rámci intruzívneho komplexu vyskytujú veľmi intenzívne premenené argilitizované hydrotermálne brekcie, ktoré zložením zodpovedajú andezitovým porfýrom.

156a intrúzia dioritového porfýru

Intrúziu prevŕtal vrt MEB-1 (Brlay, 1979), ktorý je situovaný juhozápadne od obce Prochot. Intrúzia pravdepodobne predstavuje štokovité teleso, ktoré má na okraji vyvinuté intruzívne brekcie. Z petrografického hľadiska ide o dioritový porfýr (Mihálikoviá, 1980). Hornina má holokryštalicko-porfyrickú štruktúru. Vývoj základnej hmoty je allotriomorfne-mikrodoleritický. Základná hmota je zložená z tabuliek plagioklasu, draselných živcov, kremeňa, chloritizovaných pyroxénov a magnetitu. Svetlé výrastlice tvoria plagioklasy, ktoré sú postihnuté sericitizáciou, karbonatizáciou, adularizáciou a kaolinatizáciou. Tmavé minerály

sú intenzívne premenené chloritizáciou a karbonatizáciou. Relikty poukazujú na to, že premenou boli postihnuté pyroxény a amfiboly. Hornina je intenzívne premenená, preniknutá žilkami kalcitu a kremeňa.

Výplň štiavnickej kaldery zahŕňa produkty studenskej formácie a vulkanicko-sedimentárny komplex v jeho nadloží. Produkty studenskej formácie reprezentujú v prevahe lávové telesá biotiticko-amfibolických andezitov (± pyroxén) extruzívneho až efuzívneho typu. Extruzívne telesá sprevádzajú pásma extruzívnych brekcií. Sporadicky sú prítomné polohy pemzových tufov.

100 pyroxenicko-biotiticko-amfibolické andezity

Sú hruboporfyrické (plagioklas 2–4 mm, amfibol 1–4 mm, biotit 1–3 mm, pyroxén 1–2 mm), svetlých odtieňov (sivý, ružový, svetlohnedý), s nepravidelnou blokovou odlučnosťou. Andezit je často výrazne autometamorfovaný a hydrotermálne postihnutý (tmavé minerály sú intenzívne postihnuté hematitizáciou a limonitizáciou). Extruzívne telesá sa vyznačujú strmým až vejárovitým priebehom plôch fluidality, zvýraznenej pri zvetrávaní v podobe doskovitej odlučnosti.

Výrastlice: zonálny plagioklas do 0,5 až 1–2 mm; hypersten do 1 mm; amfibol do 2,5 mm, opacitový; biotit do 2 mm, opacitový.

Extruzívne brekcie vystupujú v okrajových častiach extruzívnych telies, s ktorými sú späté postupnými prechodmi. V pásme napenenia a brekciácie odlúčené fragmenty zhruba zachovávajú pôvodnú orientáciu pozdĺž fraktúr, prípadne v smere plôch fluidality, pričom matrix má charakter extrémne napenenej lávy. Pri pohybe a rotácii fragmentov brekcia nadobúda charakter chaotickej intruzívnej brekcie so zrnitým až zrnito-piesčitým matrixom, prípadne prechádza do brekcií epiklastického typu.

99 pyroxenicko-amfibolicko-biotitické andezity

Vystupujú pri okraji hrasťového bloku východne od k. 495 m, Kamenná. Andezit je hruboporfyrický, svetlosivý, masívny, s blokovou odlučnosťou. Výrastlice tvoria plagioklas, amfibol, biotit. Základná hmota je hyalinná až hyalopilitická, svetlohnedá, s výraznými fluidálnymi štruktúrami a s náznakmi poikilitickej štruktúry.

98 pemzové tufy

V rámci kalderovej výplne sú zastúpené len sporadicky. Vo východe na svahu chrbta s kótou 535 m, Dúbravský vŕšok (nad Zábradnou dolinou), sú v opustenom lome dĺžky cca 15 m a výšky cca 3 m pemzové tufy, tvorené v prevahe úlomkami pemzy veľkými 3–4 cm (ojedinele do 6–10 cm) s tufovo-pemzovým

matrixom. Pemzové tufy sú málo zvrstvené až nezvrstvené, hrubo triedené. Nápadný je pomerne vysoký obsah biotitu a amfibolu. Pemzové tufy tvoria výplň lokálnej depresie na povrchu extrúzií amfibolicko-biotitických andezitov.

Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie ako vyššia časť kalderovej výplne vystupuje v nadloží extruzívnych telies amfibolicko-biotitického andezitu pri okraji kalderového zlomu na v. svahu Mihálikovho vrchu (k. 674 m) s. od Žarnovice.

97a epiklastické vulkanické konglomeráty

Striedajú sa s vložkami a polohami hrubozrnných až jemnozrnných epiklastických pieskovcov. Dobre až dokonale opracovaný materiál priemernej veľkosti 5–15 cm, sporadicky do 25 cm a ojedinele až 50 cm, tvorí polohy hrubé do 5–8 m s výrazným granulometrickým triedením. V nižších úrovniach prevláda relatívne hrubší materiál, tvorený takmer výlučne amfibolicko-biotitickými andezitmi. Aj vo vyšších úrovniach je prítomný materiál pyroxenicko-amfibolických andezitov (amfibol do 4–6 mm) a amfibolicko-pyroxenických andezitov (bohatých na plagioklas). Tmavé výrastlice sú často premenené, limonitizované a chloritizované. Petrografickým štúdiom obliakov (vz. KV-986/1, lokalita roklina Peťov vrch) je zistený pyroxenicko-amfibolický andezit ± biotit s hyalopilitickou až mikrolitickou základnou hmotou spodnej vulkanickej stavby.

Vo vrchnej časti výplne prevládajú jemnozrnné epiklastické pieskovce.

97b jemnozrnné epiklastické pieskovce

Majú sivozelenú farbu, sú zvrstvené s vložkami siltovcov s hrúbkou 5–10 cm (východy v rokline s. nad osadou Mihálikovci). Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie je zo západu oddelené kalderovým zlomom, za ktorým vystupuje efuzívny komplex.

V podloží konglomerátov je vo východe poloha tufu s hojnými šupinkami biotitu. Mikroskopicky je potvrdený litokryštalický tuf, tvorený plagioklasom, pyroxénmi, amfibolom a biotitom a úlomkami andezitu s mikroallotriomorfne zrnitou základnou hmotou.

96 extrúzia pyroxenicko-amfibolického andezitu (biotit)

Reprezentujú ju extruzívne telesá rozšírené v oblasti stratovulkanického svahu (východy v oblasti Adamov vrch, k. 509 m, Ostrý grúň, k. 584 m). Andezit je svetlosivý, ružovkastý až hnedočervený (autometamorfovaný), stredno- až hruboporfyrický (plagioklas 1–3 mm, amfibol 2–5 mm, steblovitý), svetlosivý až červenkastý (autometamorfovaný), často zbrekciovatený. Fluidálne textúry so strmým až vertikálnym priebehom poukazujú na formy extruzívneho typu.

Extruzívne brekcie a pásma brekciácie sú vyvinuté pri východnom okraji a vo vrcholovej oblasti (s. časť) telesa Adamov vrch. Extruzívnu brekciu tvoria úlomky napeneného andezitu do veľkosti 30–40 cm až bloky do 1–2 m s angulárnym až subsférickým obmedzením. Fragmenty prevládajú nad matrixom (cca 70 : 30), ktorý je zrnitý. Orientácia fragmentov je chaotická. Lokálne pozorujeme známky premiestnenia a brekcia nadobúda epiklastický charakter.

Sarmat

Vrchná stratovulkanická stavba

V rámci mapovaného územia ju dominantne zastupuje sitniansky efuzívny komplex (amfibolicko-pyroxenické andezity ± biotit) s reliktmi pemzových tufov na báze (bielokamenské súvrstvie), ktoré sú rozšírené v nadloží kalderovej výplne, ako aj v nadloží spodnej stratovulkanickej stavby. V oblasti Peťov vrch (k. 438 m) a východne od osady Mihálikovci (k. 413 m) severne od Žarnovice v prostredí kalderovej výplne vystupujú telesá drobnoporfyrických (až afanitických) andezitov s amfibolom, ktoré začleňujeme podobne do produktov IV. etapy.

95 pemzové tufy (bielokamenské súvrstvie)

Vystupujú sporadicky v podloží lávových prúdov sitnianskeho typu. Pri osade Smelákovci (cca 2 km sv. od Hrabičova) v zárezе poľnej cesty je odkryté súvrstvie epiklastických pieskovcov s vložkami siltovcov a pemzových tufov. Úlomky pemzy priemernej veľkosti 1–2 cm sú zaoblené. Obsahujú výrastlice amfibolu a biotitu. Hrúbka súvrstvia sa odhaduje na 2–5 m. Južne vystupuje relikt mladšieho lávového prúdu v sklzovej pozícii. V úrovni súvrstvia s pemzovými tufmi vyvierajú pramene.

Relikty epiklastických pieskovcov s polohami pemzových tufov sú zistené ďalej v oblasti Belov vrch (s. od Horných Hámrov) a v podloží komplexu lávových prúdov na východnom svahu doliny Zbojno.

92 lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov typ Sitno

Vystupujú v podobe jednotlivých prúdov, častejšie však ako komplex zložený z väčšieho počtu lávových prúdov. Andezit je sivý, stredno- až hruboporfyrický (plagioklas 1–3 mm, ojedinele 5 mm, amfibol 1–3 mm). V spodnej časti lávových prúdov je výrazná doskovitá odlučnosť paralelná s bázou, vyššie je nepravidelne bloková odlučnosť, vo vrchnej časti prúdov je výraznejšie napenenie a brekciácia. V niektorých prípadoch brekciácia postihuje podstatnú

časť prúdu. Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, často poikilitická, v niektorých prúdoch je mikroliticko-hyalinná.

91 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Tvoria relikty lávových prúdov v nadloží produktov studenskej formácie v rámci kaldery (jz. od Revištského Podzámčia), ďalej za kalderovým zlomom v oblasti hrebeňa s kótami 593–572 m nad dolinou Nebojsa. Lávové prúdy pyroxenického andezitu sú zistené aj v nadloží prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu (± biotit) v oblasti hrebeňa Mihálikov vrch, k. 674 m.

Pyroxenické andezity

V severnej časti stratovulkánu južne od Prochota vystupujú lávové prúdy. Sú hrubé 50 až 120 m. Z petrografického hľadiska (vz. KV-863) sú to pyroxenické andezity s výrastlicami pyroxénov, plagioklasov a opakových minerálov. Základná hmota je mikrolitická.

Andezit je sivočierny, tmavý, s doskovitou odlučnosťou. Je drobno- až strednoporfyrický, plagioklas má veľkosť 1–2 mm, pyroxény do 2 mm. Výrastlice: plagioklas do 0,5 až 1–2 mm, zonálny, zrasty; hypersten do 1 mm; augit do 0,5 mm. Základná hmota je hyalopilitická.

94 epiklastický vulkanický pieskovec až siltovec

Vystupujú v nadloží pyroxenického andezitu, sú zistené v úlomkoch v oblasti plochého vrcholu, k. 484 m, jz. od Revištského Podzámčia. Siltovce sú sivobiele, zelenkavé, s lastúrnatým lomom, mierne silicifikované. Indikujú prítomnosť lokálneho limnického prostredia.

93 epiklastické vulkanické brekcie

Tvoria polohy menšej hrúbky (do 5–10 m) oddeľujúce lávové prúdy. Vyskytujú sa na báze, ako aj v rámci komplexu lávových prúdov (južne pod Mihálikovým vrchom, k. 674 m, v oblasti vrcholu Majsniarovo, k. 673 m, na z. svahu Poľany, k. 734 m, na v. svahu pod Čiernym vrchom). Brekcie tvorí úlomkovitý materiál (fragmenty 5–15 cm, sporadicky bloky do 25–35 cm, subangulárne až angulárne) a piesčitý hrubozrnný matrix. Petrograficky je prítomný materiál pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Uloženie je chaotické (svah pod Mihálikovým vrchom), prípadne s naznačeným triedením a zvrstvením.

90 extrúzia amfibolicko-hyperstenického andezitu až andezitový porfýr

Tvorí rozsiahle teleso extruzívneho typu južne od Hliníka n/Hronom (oblasť k. 392 m, Hlinícka hora, 351 m, Pod Hámrami, Stráž, k. 408 m; vz. L-3217/02; tab. 1; Váľanisko pri k. 414 m), teleso pokračuje smerom na juh. Západne od Hrona vystupuje niekoľko menších telies prenikajúcich cez produkty studenskej formácie, a to aj cez vulkanicko-sedimentárny komplex v jej podloží (teleso Peťov vrch, k. 438 m, s. od Žarnovice, oblasť k. 413 m a vrchol južnejšie).

Andezit je drobnoporfyrický až takmer afanitický (plagioklas do 0,5 mm, tmavé minerály do 0,5–1 mm sú limonitizované). V dôsledku autometamorfných premien (hematitizácia, slabá pyritizácia) nadobúda andezit pri vetraní svetlé odtiene (svetlohnedý, ružový). Pri okraji telesa, ako aj v jeho vnútornej časti sú pásma autoklastickej brekciácie.

Výrastlice: plagioklas do 1 mm; pyroxény do 0,2–0,5 mm, limonitizované; amfibol, biotit – opacitizované. Základná hmota v centrálnej časti telesa je jemne mikroliticky zrnitá až mikroallotriomorfne zrnitá, pri okraji a pri menších telesách sú prechody do hyalopilitickej základnej hmoty. V dôsledku rekryštalizácie je základná hmota zatlačená kremeňom a chloritom.

Vrchný sarmat – panón

Jastrabská formácia

Produkty jastrabskej formácie na území regiónu zahŕňajú komplex ryolitových telies a vulkanoklastických hornín pri okraji Žiarskej kotliny. Sporadické ryolitové telesá sa vyskytujú pri osade Zajacovci s. od Žarnovice, pri Ostrom Grúni (Tisovo bralo).

V rámci vulkanických foriem rozlišujeme dajky a extruzívne dómy. Dajkové teleso smeru S–J vystupuje pri osade Zajacovci. V okrajových častiach extruzívnych dómov sú pásma autoklastických extruzívnych brekcií, ktoré externe prechádzajú do epiklastických brekcií. Extrúzie tvorí masívny až porézny ryolit s textúrami fluidality, so strmým, prípadne vejárovitým priebehom. Vnútornejšie časti tvorí felzitický ryolit, ktorý v smere k okrajom nadobúda sférolitický až sklovitý charakter.

Petrografickým štúdiom boli rozlíšené:

62 sanidínovo-plagioklasový ryolit

61 ryodacit

Majú vyšší obsah plagioklasu. Vyznačujú sa prítomnosťou amfibolu, neprítomnosťou draselných živcov a trachytickým vývojom základnej hmoty.

60 redeponované tufy a epiklastické vulkanické pieskovce a drobné brekcie

Sú najrozšírenejším typom uložení v skúmanom území. Okrem mierne až dobre triedených, jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov (materiál prevažne sklovitých ryolitov, sporadicky felzitických a sférolitických ryolitov, variabilné zastúpenie pemzy a tufovej substancie) sú prítomné vložky a polohy jemnejších a hrubších epiklastík. Najčastejšia zrnitosť je okolo 2 až 5 mm, časté sú slabšie triedené polohy s ojedinelými väčšími úlomkami. Sedimentárne textúry indikujú prostredie občasných tokov včítane hyperkoncentrovaných prúdov.

Juhozápadným smerom, ako to indikujú východy od Janovej Lehoty, nadobúdajú prevahu jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy uložené vo fluviálnom prostredí.

59 epiklastické brekcie, pieskovce, redeponované tufy

Vystupujú v okolí Slaskej. Tvoria ich angulárne až suboválne fragmenty felzitických, sférolitických a sklovitých ryolitov veľkosti do 30 cm, v priemere 5–10 cm, v množstve 30–60 % v slabo triedenom piesčitom až tufovo-piesčitom matrixe s drobnou pemzou. Chaotické brekcie v polohách hrúbky 30–100 cm sa striedajú s polohami a vložkami drobnoúlomkovitých brekcií a hrubých pieskovcov podobného zloženia s polohami redeponovaných tufov.

58 epiklastické konglomeráty, pieskovce, redeponované tufy

Epiklastické vulkanické konglomeráty podobne ako brekcie vytvárajú šošovkovité horizonty hrúbky až 10 m v súvrství redeponovaných tufov a pieskovcov. Jednotlivé polohy konglomerátov variabilnej zrnitosti sa striedajú s polohami a vložkami hrubých pieskovcov a redeponovaných tufov. Materiálne zloženie je obdobné ako v prípade opísaných brekcií. Obliaky sú suboválne až oválne, celkove pozorujeme vyšší stupeň triedenia a výraznejšie zvrstvenie. Sedimentárne textúry indikujú fluviálne prostredie.

57 epiklastické vulkanické brekcie (drobné a hrubé), pieskovce, siltovce a redeponované tufy

V západnej časti ryolitového telesa Tisovo bralo vystupuje horizont epiklastík a redeponovaných pyroklastík.

Tvoria ich subangulárne až suboválne fragmenty prevažne ryolitov (prítomné sú aj pyroxenické andezity z vtáčnickej formácie a amfibolicko-pyroxenické

andezity z plešinskej formácie). Veľkosť fragmentov sa pohybuje v rozmedzí 1–30 cm, ale ojedinele sú prítomné aj fragmenty do 60 cm v množstve od 10 do 50 %. Matrix je tufovo-piesčitý, s drobnými úlomkami pemzy a minerálov. Vrstvy siltovcov a pieskovcov tvoria šošovkovité polohy. Vo vrstvách redeponovaných tufov sú prítomné sivé napenené ryolitové fragmenty a pemza. Vyššie vrstvy sa v horizonte nepravidelne striedajú v hrúbke 5 cm až 2 m.

56 limnokvarcity

Tvoria šošovkovité teleso v rámci formácie, ktorá vystupuje severne od Slaskej. Limnokvarcity sú svetlé, často pestro sfarbené (hnedé, červené, mliečnobiele), s črepovitým rozpadom.

Vrchný miocén

Panón

Ostrovické dajky a nek

55 ostrovické dajky a nek: bazaltické andezity až bazalty

Ostrovická formácia je novodefinovaná formácia v rámci vývoja vulkanitov Vtáčnika. Pomenovanie je podľa k. Ostrovica, 855 m. Formáciu reprezentujú dajky panónskeho veku (Šimon et al., 1995). Majú rozmery 370 x 250 m, 200 x 100 m a 250 x 50 m. Prednostnú orientáciu majú v smere SSZ–JJV.

Z litologického hľadiska ide o masívne bazalty až bazaltické andezity. Majú jemne zrnitú štruktúru. Horniny majú čiernu farbu, sú sklovité. Majú radiálnu stĺpcovitú odlučnosť. Pri okraji telies pozorovať bublinovité textúry. Z petrografického hľadiska horniny buduje hypersten, augit, olivín, plagioklas a opakové minerály. Základná hmota je hyalinná. Z petrologicko-geochemického hľadiska v grafe ide o horniny, ktoré zapadajú do poľa bazaltov až bazaltických andezitov (tab. 3, obr. 11). Ostrovické dajky a nek korelujeme s komplexom Šibeničného vrchu v Žiarskej kotline a Kremnických vrchoch.

Sedimenty Žiarskej kotliny

54 sedimenty výplne Žiarskej kotliny (nečlenené): sladkovodné íly, silty (ílovce), polohy pieskov (a rozpadavých pieskovcov)

Geofyzikálne údaje a geologické argumenty umožňujú predpokladať hrúbku výplne Žiarskej kotliny na 2 000–2 500 m s jej nárastom západným smerom v dôsledku asymetrického poklesu.

Na charakter spodných členov výplne kotliny môžeme usudzovať na základe geologickej stavby jej okolia. Vyššie časti výplne boli overené len vrtmi Kríž-1 (Pulec, 1966) a vrtom Tr-1 pri Trubíne (Slávik, 1959), resp. sériou vrtov v okolí Kosorína (Blaško et al., 1984). Na báze výplne kotliny predpokladáme 300–600 m hrubé vulkanicko-sedimentárne súvrstvia spodného bádenu (ekvivalenty kordíckeho súvrstvia Kremnických vrchov vrátane podstatne zastúpených morských sedimentov), ako to indikujú vrty série HV pri Janovej Lehote (Blaško et al., 1989).

V nadloží uvedeného súvrstvia v severnej časti kotliny sú prítomné až 500 m hrubé extrúzie a brekcie komplexu andezitov s granátom, ktoré sa južným smerom pravdepodobne vykliňujú a sú laterálne zastúpené 400–600 m hrubým stratovulkanickým komplexom I. etapy štiavnického stratovulkánu.

Vyššie sú zastúpené vulkanity turčeckej formácie, resp. formácie Kľakovskej doliny v hrúbke 400–600 m v obdobnom litologickom a petrografickom vývoji, ako ich poznáme z tektonických blokov priliehajúcich ku kotline. Smerom na JV predpokladáme výraznejšie zastúpenie jemnejších vulkanoklastík a sedimentov aj prípadných ekvivalentov štiavnickej panvičky či handlovského súvrstvia. Vrt Kríž-1 (Pulec, 1966) indikuje zhruba v tejto stratigrafickej úrovni prítomnosť ryolitového telesa a vulkanomiktných sedimentov s podstatným zastúpením materiálu biotiticko-amfibolických andezitov (ekvivalenty studenskej formácie štiavnického stratovulkánu ?).

Vyššiu časť vulkanicko-sedimentárnej výplne Žiarskej kotliny predstavujú epiklastické vulkanické pieskovce, redeponované tufy, tufity, sľudnaté pieskovce, siltovce a ílovce sarmatu, ojedinele s vložkami štrkov s nevulkanickým materiálom. Podiel vulkanického a nevulkanického materiálu je premenlivý. Vulkanický materiál prináleží prevažne k pyroxenickým andezitom. Pri okrajoch kotliny môžeme na báze tohto súvrstvia očakávať v hrúbke až 200–300 m vulkanity vtáčnickej, resp. rematskej formácie s hrúbkou 200–300 m.

V severovýchodnej časti Žiarskej kotliny sú vo vyššej časti výplne zastúpené produkty ryolitového vulkanizmu s hrúbkou 200–300 m patriace k jastrabskej formácii sarmatsko-panónskeho veku. Smerom na juh ich predpokladáme v podloží mladších sedimentov vrchnomiocénneho – pliocénneho veku.

53 limnokvarcity

Vyskytujú sa na západ od Lovčice – Trubína, kde tvoria v reliéfe výrazné tvrdoše pozdĺž úpätia pohoria Vtáčnik, predisponovaného výraznou okrajovou dislokáciou smeru S–J. Tektonická aktivita zlomovej línie súvisí priamo s genézou limnokvarcitov. Stratigrafické začlenenie je dané reláciou k panónu výplne kotliny a k ryolitovému vulkanizmu.

51 sladkovodné íly a silty (preplástky pieskov a drobných štrkov, polohy lignitov)

Íly a silty s preplástkami pieskov a drobných štrkov a polohami lignitov (Kosorín, Trubín; Blaško, 1984, 1992) tvoria vrchné súvrstvie značnej časti sedimentárnej výplne panvy na mapovanom území. Prevláda tu frakcia siltov (silty svetlé, belavosivé, s polohami pieskov a drobných polymiktných obliakov s ∅ 1 až 2–5 cm, so zastúpením kremencov a andezitov). Pri Kosoríne sa uskutočnil vrtný prieskum ložiska lignitu. Ďalšie výstupy ílov sú pri Slaskej, Lutile a Žiari n. Hronom (sever).

Vyskytujú sa v priamych výstupoch (v eróznych ryhách i plošne) alebo v podloží plytkého pokryvu kvartérnych svahových hlín, a to na vcelku vysokých svahoch chrbtov pôvodne plochého dna kotliny, erózne rozčleneného dolinkami. Sprevádzajú ich pravidelné početné zosuvy a zosuvné deformácie. Ide o íly a silty (s polohami pieskov, miestami i štrkov) svetlého žltkastohnedého alebo sivastého sfarbenia.

50 sladkovodné piesčité drobné štrky (s polohami ílov a siltov)

Pri Janovej Lehote (nad družstevným dvorom) nasadajú na íly a silty (pribrežná fácia) ako vyznievanie sedimentácie. V piesčito-drobnoštrkových vrstvách sú hojné vložky ílov a siltov.

Pliocén

48 fluviálne balvanovité sedimenty riečnej delty (z vulkanitov prevažne ryolity)

Pri vyústení Lutilského potoka do kotliny (oblasť Dérerovho mlyna) na jeho ľavobreží sú kopce a svahy tvorené mohutným súvrstvím s dominanciou balvanovito-blokovitých klastík (opracovaných, s prevahou ryolitov), ktorých ∅ dosahuje viacej desiatok cm. Opracovanie má riečny charakter. Usudzujeme, že ide o sedimenty riečnej delty pri vyústení strmospádového toku do ustupujúcej (regresívnej) sladkovodnej panvy v kotline.

Uvedené skutočnosti súčasne naznačujú vtedajšiu veľkú tektonickú aktivitu. Neskoršia planácia vrchnopliocénnej poriečnej rovne zrejme postihla aj tento (t. j. starší) komplex blokovitých sedimentov.

46 fluviálne štrky s polohami ílov a pieskov (hronské štrkové súvrstvie a štrky poriečnej rovne)

Štrkové súvrstvie južného okraja Vtáčnika tu má prakticky nevulkanické horniny.

Stratigrafické začlenenie hronského štrkového súvrstvia vychádza z rozboru jeho litologicko-pozičného vzťahu k terasám Hrona (poriečna roveň) na rekonštrukciu vývoja a počiatku neotektonickej éry.

49 fluviálne (fluviálno-limnické) štrkové súvrstvie (lokálna hrabičovská panvička), v Hornonitrianskej koltine rozpadavé zlepence, štrky, piesky, vápnité íly

Okrem neovulkanických útvarov neogénu sa zistilo a zdokumentovalo aj predkvartérne štrkovo-obliakovité súvrstvie, ktoré faciálne (najmä pre zachovanie prakticky nespevneného charakteru sedimentov) je potrebné zaradiť najpravdepodobnejšie do bezprostredne predkvartérneho obdobia, do pliocénu.

Súvrstvie je uložené (prakticky na neovulkanických horninách) v priestore obcí Hrabičov – Župkov, predstavujúcom malú lokálnu panvičku (tzv. hrabičovskú, doloženú i vrtnou sondážou). Pri doplnkovom mapovaní kvartéru v tejto oblasti sa spresnil v. okraj štrkového súvrstvia (v doline Kľaku) a potvrdil sa predkvartérny charakter sedimentov (vrátane ich úložného telesa). Horninové zloženie súvrstvia (výlučne z miestnych vulkanitov) a úložné pomery výskytu nám však neumožňujú stotožniť jeho pôvod s tzv. hronským štrkovým súvrstvím (s polymiktnou alochtónnou asociácou hornín z hronského povodia).

Andezitové štrky a veľké obliaky súvrstvia predstavujú mierne opracované klastiká povodia riečky Kľak. Ide prevažne o zrnitostné frakcie hrubých a veľmi hrubých štrkov (∅ 15–20 cm a viac). Medzerovité (tmeliace) zložky tohto hrubo-klastického súvrstvia pre nedostatok vhodných odkryvov (resp. vrtov) zatiaľ nemohli byť preštudované.

Sedimenty Hornonitrianskej kotliny

Pont

52 lelovské súvrstvie: štrky, piesky, íly; a) jazerné vápence a travertíny

Sedimenty lelovského súvrstvia predstavujú najmladší člen neogénnej výplne kotliny, ktorý leží diskordantne na rôznych súvrstviach.

Názov lelovská formácia použil prvýkrát Gašparik (1957) v nepublikovanej správe a následne v publikovanej správe Slávik (1959). Podrobnejším výskumom sedimentov súvrstvia sa zaoberali Čechovič (1959), Gašparik a Planderová (1970).

Súvrstvie tvoria ílovito-piesčité sedimenty s polohami štrkov zlepencov a sladkovodných vápencov. Vypĺňajú Hornonitriansku kotlinu v údolí rieky Nitry od Tužiny k Prievidzi a smerom ďalej na juh k Opatovciam, Novákom, Bystričanom a Osľanom. V severnej časti kotliny sedimenty lelovského súvrstvia ležia

diskordantne v nadloží predterciérnych hornín a paleogénu, južnejšie v nadloží sedimentov čausianskeho súvrstvia, kamenského, novácketo a lehotského súvrstvia a vulkanitov vtáčnickej formácie.

V kotline v oblasti Prievidze a južne však dochádza k situácii, že vzhľadom na absenciu vtáčnickej formácie ležia ílovito-piesčito-štrkové sedimenty lelovského súvrstvia (pont) v nadloží lehotského súvrstvia (vrchný báden – sarmat) s podobným litologickým zložením. Brodňan a Slávik (1966) zaviedli názov detriticko-vulkanická formácia, ktorý zahŕňa obe uvedené súvrstvia a nadložné vulkanity. Takýto názov sa vžil a používa sa v uhoľnom baníctve.

Súvrstvie má pestrý faciálny vývoj, zložením zodpovedajúci geologickej stavbe okrajov kotliny, ktoré poskytli materiál. Generálne ide o znos zo severu a severozápadu. V oblasti severozápadného okraja kotliny (Poruba – Kanianka) sa na zložení obliakového materiálu sedimentov podieľajú granitoidy. Zastúpené sú jemnozrnné až hrubozrnné piesky s drobnými úlomkami granitoidov. V severovýchodnej časti územia (Prievidza – Poluvsie) sú prítomné dobre opracované obliaky, hlavne kremeňa a kremenca, menej vápenca a granitoidov. V západnej časti územia sú v prevažnej miere zastúpené obliaky karbonátov (60–80 %; Opatovce – H. Lelovce), v južnej časti aj andezitov. Obliaky štrkov s veľkosťou 0,5–8 cm, ojedinele do 15–20 cm, sa trúsia na povrch vo forme „štrkových rozsypov" a veľmi pripomínajú štrkové rozsypy poltárskeho súvrstvia v Rimavskej a Lučenskej kotline. V odkrytom a morfologicky výraznom svahu v oblasti Opatovce – D. Lelovce vidieť striedanie štrkov, rozpadavých zlepencov, pieskov a polôh, resp. šošoviek ílov.

V severnej časti Hornonitrianskej kotliny je lelovské súvrstvie zväčša zakryté kvartérnymi sedimentmi. Na povrch vystupuje v severnej časti územia v zárezoch potokov a roklinách v oblasti Tužiny a Malinovej. Ide o žltohnedé, okrovožlté, sivo a sivobielo škvrnité, za mokra plastické silty a íly, miestami s úlomkami a drobnými obliačikmi kremencov a žilného kremeňa veľkosti od niekoľko mm ojedinele do 5 cm, väčšinou 0,5–1,0 cm. V oblasti Tužiny sú zastúpené aj hrubé polohy štrkov až rozpadaných zlepencov. Miestami sú prítomné polohy sladkovodných vápencov. Zo zrnitostných analýz tejto časti územia vyplýva, že zastúpené sú hlavne silty a íly, menej piesky. Prítomnosť siltovej zložky kolíše od 41,7 do 53,2 %, ílovej frakcie od 29,6 do 41,6 % a piesčitej frakcie od 5,2 do 28,7 %. Hodnota stredného zrna Md = 0,009–0,018 mm, resp. XΦ = 5,8–7,05. To poukazuje na strednozrnný až veľmi jemnozrnný prach. Hodnoty triedenia So = 4,6–4,9, resp. σ Φ = 2,1–2,8, poukazujú na veľmi slabé až mimoriadne slabé triedenie.

DTA a RTG analýzy ílov poukazujú na to, že zastúpený je hlavne illit, menej montmorillonit a kaolinit (Elečko et al., 1994b).

V strednej časti územia regiónu vystupujú sedimenty na povrch vo výrazne exponovanom svahu západne od spojnice Opatovce nad Nitrou – Zemianske

Kostoľany, v širokej oblasti Horných Leloviec (dnes časť mesta Nováky). Okrem toho boli navŕtané množstvom vrtov na ložisku Nováky. Zdá sa, že sedimenty lelovského súvrstvia nie sú prítomné na vysokej kryhe Pustého vrchu, ktorá nebola predisponovaná na subsidenciu v čase vzniku lelovského súvrstvia.

Íly spolu s pieskami a štrkmi tvoria významnú zložku súvrstvia. Ide o pestro sfarbené (sivé, sivozelené, biele, sivobiele, žltohnedé, okrovohnedé a sivo škvrnité), vápnité, za mokra plastické íly a prachy so šmuhami a polohami pieskov, štrkopieskov, ktoré sa vo vertikálnom aj horizontálnom smere nepravidelne striedajú. Východne od obce Brezany, v súčasnosti v sanovanom hlinisku, vidieť žltobiele a hnedoškvrnité nevápnité plastické íly a prachy s množstvom šupiniek, sľudy s obliačikmi od niekoľko mm do 5 cm, ojedinele až do 20 cm. Z ílových minerálov prevláda kaolinit, prítomný je illit a prímes montmorillonitu. V území Opatovce – H. Lelovce ide skôr o montmorillonitické íly, prítomný je aj kaolinit.

Na základe rozborov z vrtov z centrálnej časti kotliny (Elečko et al., 1994a) je možné generálne konštatovať, že sa tu striedajú polohy ílov s polohami štrkov, štrkopieskov a pieskov. Hrúbka polôh ílov z vrtu Š-1 NB III pri Prievidzi kolíše od 3,0 do 19,0 m. Polohy pieskov a štrkov majú hrúbku od 2 do 18 m. Vytvárajú niekoľkonásobne sa opakujúce úplné aj neúplné cykly s pozitívnou gradáciou. Rozhranie medzi lelovským a lehotským súvrstvím je problematické a konvenčionálne je dané vo vrte v hĺbke 200,3 m, kde sú na báze hrubé obliaky a drvina kremencov, ktoré sa už v spodnejších partiách vrtu (lehotské súvrstvie) nenachádzajú.

V juhovýchodnej časti regiónu v širšej oblasti Bystričany – Čereňany – Osľany sú sedimenty lelovského súvrstvia zakryté hrubými kvartérnymi sedimentmi. Na celkový vývoj súvrstvia usudzujeme hlavne na základe vrtu Čy-1 (Čereňany). Z vrtného profilu vyplýva striedanie štrkov – s obliakmi karbonátov, granitoidov, kremenca, kremeňa a kremitého pieskovca – s pieskami a ílmi. Hrúbka súvrstvia dosahuje vo vrte 104,4 m. Sedimenty lelovského súvrstvia sú oddelené od sedimentov lehotského súvrstvia 6 m hrubou polohou piesčitých tufitov s polohami ílov (Bartek, písomné oznámenie).

Súvrstvie je prakticky faunisticky sterilné. V ílových polohách sa zriedka objavujú iba drobné sladkovodné gastropódy. Čechovič (1959) uvažuje o panónskom veku. Z palynologických rozborov (Planderová in Elečko et al., 1992) vyplýva, že zastúpené sú sporomorfy druhov *Chenopodiaceae, Graminae, Polypodiaceae, Stereisporites, Pteridium, Cycadaceae,* sladkovodný planktón a preplavené sporomorfy z paleogénu *(Oculopollis).* Spoločenstvo je druhovo chudobné. Všetky druhy, ktoré sa vyskytli, sú bežné v ponte. Je zrejmé, že išlo o sedimentáciu v sladkovodnom jazernom prostredí, na čo poukazuje zastúpenie vodného planktónu. Na prítomnosť rieky, resp. potokov poukazuje výskyt peľových zŕn cykasovitých rastlín. Tenkostenný druh rašelinníka *(Sphagnum)* poukazuje na prítomnosť rašeliniska za suchej klímy, v dôsledku ktorej sa nemohlo vytvoriť močiarne spoločenstvo.

Z vrtu Š-1 NB III (Prievidza) bola zistená prítomnosť foriem *Candona (Pseudocandona)* cf. *marchica, Hartig,* resp. *Limax* sp., tzv. veľká forma, a úlomky suchozemských gastropódov. Na základe uvedených foriem autor rozborov (Fordinál in Elečko et al., 1994a) koreluje zodpovedajúce sedimenty vrtu s pontom.

Ako však vyplýva z neskoršieho vekového zaradenia ekvivalentných sedimentov v oblasti západne od študovaného územia (Nagy a Fordinál in Fordinál, 1994; Ivanička et al., 1994; Fordinál, Nagy a Fejdiová, 1996), uvedení autori sa pridržiavajú názoru o ich vrchnopanónskom veku (zóna H). Vychádzajú pritom z toho, že Brestenská (in Kuthan et al., 1963) zaradila sedimenty „pestrej série" (zóna H) v zmysle Pappa (1951) do vrchného panónu. Neskôr bola uvedená zóna preradená do pliocénu – konkrétne báku (Jiříček, 1972; Jiříček a Švagrovský, 1975). Takto vekovo určené sedimenty sú aj na geologickej mape Bieleho (1974). Papp (1986) sedimenty ekvivalentnej „pestrej série" preradil do pontu a najnovšie sa opäť priraďujú k vrchnému panónu (Rögl et al., 1993); pozri priloženú tabuľku: Staršie názvy litostratigrafických jednotiek vrchného miocénu a pliocénu.

Fordinál z ílov lokality Sadok uvádza prítomnosť ostrakódov foriem *Candona (Typhlocypria) roaixensis*, *Candona* sp. s tým, že poukazujú na zónu H vrchného panónu. Zo sladkovodných vápencov lokality Krásno a Široké konštatoval prítomnosť sladkovodných gastropódov, hlavne druhov *Fortuna clarai Schlickum* STRAUCH a *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBERGER). Tie poukazujú na vrchný panón zóny G-H v zmysle Rögl et al. (1993).

O veku sedimentov je možné diskutovať v závislosti od toho, v zmysle ktorého autora sa príslušné sedimenty zaraďujú (pozri priloženú tabuľku).

Prikláňame sa k pontskému veku sedimentov lelovského súvrstvia aj vzhľadom na to, že v panóne nastala určitá prestavba územia – rotovanie a pokles západnej časti Hornonitrianskej kotliny a jej zapĺňanie v ponte, kým východná časť bola už vynorená bez sedimentácie.

Sedimenty lelovského súvrstvia na študovanom území vznikli v ponte sedimentáciou v jazernom a riečnom prostredí (fluviálno-jazerné sedimenty).

Hrúbka súvrstvia nie je celkom jasne stanovená. Podľa dostupných údajov je možné predpokladať hrúbku do 200 m.

52a jazerné vápence a travertíny

Vystupujú v rámci lelovského súvrstvia a reprezentujú jeho novovyčlenený člen.

47 rozpadavé zlepence, štrky, piesky a vápnité íly

K týmto sedimentom sa zaraďujú sedimenty vystupujúce východne od Prievidze v oblasti k. 340,0 m a pri starej ceste Prievidza – Handlová v oblasti k. 389,0 m na

kopci Bánska (Elečko et al., 1992). Ide o rozpadavé zlepence a štrky prevrstvené pieskami, ílmi a vrstvičkami sladkovodného vápenca. Čechovič (1959) ich porovnával so zlepencami z oblasti Tužiny a Nitrianskeho Pravna, čiže ich považoval za ekvivalent terajšieho lelovského súvrstvia. Vzhľadom na ich pozíciu po oboch stranách Handlovky a na ich vyslovene fluviatilný pôvod (krížové zvrstvenie, výplne riečnych hrncov klastickým materiálom v piesčito-ílovitých vrstvách) sa domnievame, že ide o sedimenty náplavového kužeľa paleopotoka Handlovka. Jeho rozsah bol pôvodne podstatne väčší a jeho väčšia časť zaberala plochu v oblasti Prievidze a vyústenia do priestoru kotliny. Obliakový materiál súvrstvia, ktorý reprezentujú mezozoické sledy obalovej, krížňanskej a chočskej jednotky obnažené v oblasti Ráztočna, poukazuje na znos z tejto oblasti, t. j. generálne z východu.

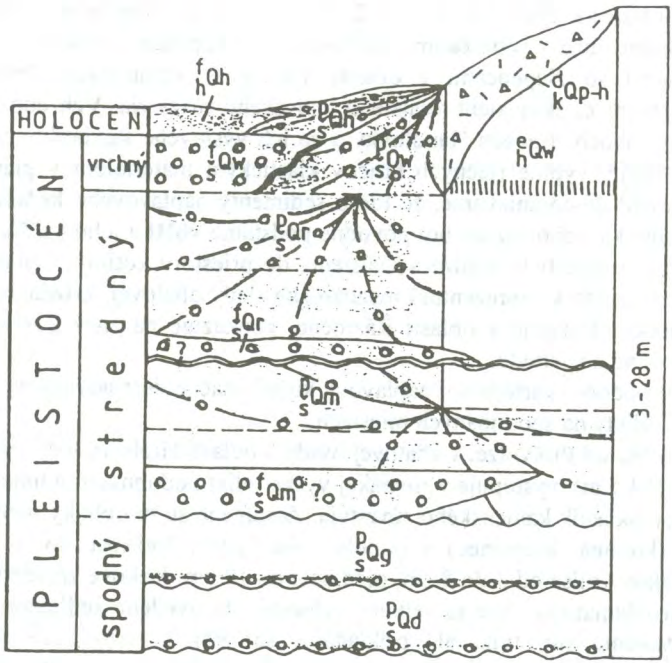
V období kvartéru bol náplavový kužeľ značne deštruovaný a uchovali sa iba jeho relikty na spomínaných miestach.

Južne od Prievidze, v chatovej osade v oblasti Hrabový háj – Vrchy (k. 325,0 m a 354,5 m), vystupuje v rovnakej výške relikt podobných sedimentov v nadloží vulkanoklastík kamenského súvrstvia. Zastúpené sú tu obliaky rezistentných hornín (kremeň, kremenec) v podobe „rozsypov". Veľkosť dobre opracovaných obliakov kolíše od 3 do 8 cm, ojedinele do 10 cm. Vekové zaradenie sedimentov je problematické. Nie je celkom vylúčené, že uvedené sedimenty zodpovedajú lelovskému súvrstviu, ale prikláňame sa skôr k názoru, že ide o mladšie sedimenty – pliocénne (dák – roman). Rozhodne sú však staršie ako kvartér. O mladšom ako pliocénnom veku, a teda odlišnosti od lelovského súvrstvia svedčí ako nepriamy dôkaz aj odlišný koeficient priepustnosti týchto sedimentov (Franko, ústna informácia).

KVARTÉR

Kvartér Hornonitrianskej kotliny

Kvartérne sedimenty na študovanom území zaraďujeme do nečleneného kvartéru a do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu (obr. 13). Pri stratigrafickom členení kvartérnych sedimentov sa opierame predovšetkým o ich morfologickú pozíciu, superpozíciu a vzťah proluviálnych a fluviálnych sedimentov k nadložným pokryvom spraší a stratifikovateľných fosílnych pôd, nálezy fauny a artefakty.



Obr. 13 Litostratigrafická kolónka (kvartér), (zostavil: J. Pristaš, 1994)

Holocén: hliny, íly a štrky nív ($^{f}_{h}$Qh); *hlinité štrky náplavových kužeľov* ($^{p}_{s}$Qw); *Pleistocén – holocén: hlinito-kamenité a kamenité sedimenty* ($^{d}_{k}$Qp – h);

Pleistocén: spraše a sprašovité hliny ($^{e}_{h}$Qw); *štrky, piesky a piesčité štrky dnových akumulácií nív* ($^{p}_{s}$Qw); *piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov* ($^{p}_{s}$Qr); *piesčité a zahlinené štrky náplavových kužeľov* ($^{p}_{s}$Qr); *fluviálne piesčité štrky* ($^{f}_{s}$Qr); *piesčité, zahlinené a zvetrané štrky* ($^{p}_{s}$Qw); *fluviálne štrky* ($^{f}_{s}$Qm); *zahlinené, silne zvetrané štrky* ($^{p}_{s}$Qg); *hlinité štrky – rezíduá* ($^{p}_{s}$Qd);

Pleistocén

34c nečlenený premindel; c) proluviálne zahlinené silno zvetrané štrky s úlomkami (náplavový kužeľ)

Sedimenty spodného pleistocénu na území Hornonitrianskej kotliny zaberajú najvyššie položené časti dolín na úpätí Malej Magury, Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny. Sú zastúpené rozsiahlymi náplavovými kužeľmi potokov Tužiny,

Chvojnice, Poruby a Kanianky. Nachádzajú sa aj v južnej časti územia kotliny, v hornej časti doliny Oslianskeho potoka. V Handlovskej kotline tvoria rozvodné chrbty medzi Handlovou, Chrenovcom a Čausou.

Vystupujú v dvoch úrovniach v relatívnej výške 120–130 až 150 m a 90–110 m nad riečnymi nivami Nitry a Handlovky. Vyššia úroveň je spravidla erózna, s rezíduami alebo bez korelátnych sedimentov. Plošne výraznejšia je spodná úroveň, ktorá reprezentuje zvyšky sedimentov starých náplavových kužeľov uvedených potokov.

Pred laterálnou eróziou Nitry sa zachovali najmä okrajové časti náplavových kužeľov, ktoré tvoria piesčité štrky žltosivej, sivej a hnedej farby. Obliakový materiál je hrubý, blokový a silno zvetraný. Najviac sa to prejavuje pri náplavových kužeľoch potokov tečúcich z pohoria Malá Magura, ktoré tvorí materiál granitoidov. Miestami má charakter hrubozrnných pieskov s obliakmi a blokmi kremencov.

Hrúbka proluviálneho komplexu štrkov podľa vrtov (Kováčik, 1993) presahuje 10 m.

Petrograficky odlišné zloženie majú sedimenty spodnopleistocénneho náplavového kužeľa Oslianskeho potoka. Tvoria ich silno zvetrané, zahlinené hrubozrnné štrky a piesky hnedej, sivej až sivohnedej farby. V obliakovom materiáli dominujú hrubé a blokové, poloopracované až dobre opracované rozpadavé obliaky andezitov, ale sú prítomné aj obliaky kremenca a kremeňa. Ich hrúbka (podľa hĺbky domových studní v okolí Ďurišových štálov) presahuje 20 m.

Okrem proluviálnych sedimentov v nadloží na íloch a ílovitých pieskoch lelovského súvrstvia sa sporadicky zachovali tehlovočervené až červenofialové kôry zvetrávania – silno rubifikované fosílne pôdy (hlinisko tehelne v Nitrianskom Pravne), ktorých stratigrafický rozsah je spodný pleistocén až vrchný pliocén. Pre malé plošné rozšírenie ich na mape špeciálne nevyčleňujeme.

Stredný pleistocén

V morfologicky nižších pozíciách (oproti opísaným sedimentom spodného pleistocénu) vystupujú terasované, stupňovito usporiadané vejáre sedimentov strednopleistocénnych náplavových kužeľov vyvinuté spolu v 3–4 úrovniach kotliny, striedavo na ľavom a pravom brehu Nitry. Rozsiahlejšie náplavové kužele si vytvorili potoky Tužiná, Chvojnica, Kanianka, Handlovka, Cígľanka, Bystrá a Osliansky potok, menšie Čereniansky a Žiarny potok.

Sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu (mindel) vystupujú v dvoch výraznejších úrovniach v relatívnej výške 45–90 m a 20–40 m. V dôsledku neotektonických deformácií, a najmä superpozičného naloženia mladších proluviálnych náplavov na staršie sedimenty sa morfologické hranice medzi nimi stávajú menej zreteľné a zložité, telesá kužeľov sa miestami javia ako jeden náplavový kužeľ.

32a, b proluviálne piesčité zahlinené a zvetrané štrky s úlomkami (náplavový kužeľ); a) staršie, b) mladšie

Zo strednopleistocénnych náplavových kužeľov sú pozične vyššie a staršie kužele rozčlenené mladšou hĺbkovou eróziou na časti.

Uvedené staršie náplavové kužele potokov zaraďujeme do staršieho obdobia – **mindelu**. Náplavové kužele budujú zahlinené, miestami zvetrané piesčité štrky a piesky žltosivej a hrdzavohnedej farby s viacerými ílovitými a hrubo piesčitými polohami. Obliakový materiál je poloopracovaný až dobre opracovaný, miestami neopracovaný, v severnej polovici kotliny zložený z granitoidov, v južnej hlavne z andezitov a vulkanoklastík.

Predpokladaná hrúbka celého súvrstvia je 10–12 m.

V nadloží proluviálneho komplexu štrkov sa zväčša zachovala nepatrná hrúbka sprašových hlín. Výraznejší pokryv sprašovej hliny sa zachoval len na úseku náplavového kužeľa Handlovky na juhovýchodnom okraji Prievidze (hlinisko tehelne). Hrúbka súvrstvia v oblasti košianskej a bystričianskej depresie sa pohybuje od 23 do 26 m, avšak miestami (podľa hydrogeologických vrtov) dosahuje až 32 a viac metrov. V doline Handlovky je hrúbka značne redukovaná a pohybuje sa od 3 do 5 m.

V severnej polovici územia Hornonitrianskej kotliny medzi Bojnicami a Lazanmi sa zachoval spodný stupeň sedimentov mladšieho mindelského náplavového kužeľa, zloženého z hlinitých a hlinito-piesčitých štrkov.

Najväčší rozsah v študovanom území majú sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (**ris**). Uvedené sedimenty tvoria výplň lazianskej, košianskej a bystričianskej mladej kvartérnej depresie. Sporadicky sa zachovali v čiastkovej Handlovskej kotline.

24a proluviálne zahlinené štrky s úlomkami, b) lokálne úlomkovito-štrkovité sedimenty (náplavový kužeľ)

23a fluviálne piesčité štrky a štrky (nerozlíšené akumulácie 2. a 3. strednej terasy), b) fluviálne piesčité štrky s pokryvom mladších splachov

V morfologicky vyššej pozícii v relatívnej výške 20–35 m sporadicky vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov potokov. Tvoria ich piesčité štrky, ktoré sú zväčša zakryté sprašovitými hlinami. Piesčité štrky tejto úrovne začleňujeme do staršieho obdobia risu (prerisu). Prevažnú časť mladšieho obdobia stredného pleistocénu (**ris**) zastupujú proluviálne a fluviálne sedimenty strednej a spodnej úrovne náplavových kužeľov prítokov a terasy Nitry a Handlovky.

Vzájomný vzťah proluviálych a fluviálnych sedimentov mladšieho obdobia stredného pleistocénu je značne komplikovaný a jeho riešenie by potrebovalo mapovacie vrty do podložia uvedených sedimentov.

Na základe doterajších poznatkov sa domnievame, že ide o samostatné vývoje študovaných sedimentov vystupujúcich v rozličných morfologických úrovniach.

Proluviálne sedimenty tvoria výplň košianskej a bystričianskej depresie. Sú to ploché kužele, mierne premodelované mladšou eróziou a akumuláciou tokov s postupným spádom k nive Nitry. Povrch náplavových kužeľov vystupuje v relatívnej výške 12–30 m. Proluviálne komplexy náplavových kužeľov Cígľanky, Lehoty, Bystrice, Žiarneho a Oslianskeho potoka buduje 11–18 m hrubé súvrstvie zvodnených, viac vytriedených piesčitých až zahlinených, sivých až sivohnedých štrkov. Na báze súvrstvia sa občas zachovali viac vytriedené piesčité, pravdepodobne fluviálne štrky zložené z opracovaných obliakov kremenca a kremeňa. Všeobecne väčšiu časť profilu tvoria sivé až sivohnedé piesčité a zahlinené štrky s polohami a šošovkami ílov a pieskov. Na rozhraní opracovaných fluviálnych a proluviálnych štrkov sa občas vyskytujú polohy sprašovitých hlín s fosílnymi pôdami. Obliakový materiál náplavových kužeľov je relatívne dobre opracovaný, zložený prevažne z hrubých štrkov, miestami väčších balvanov a blokov andezitu. V nadloží profilu je vyvinutá skrývka sprašových hlín.

18a fluviálne piesčité štrky (akumulácia 3. strednej terasy), b) fluviálne piesčité štrky s pokryvom mladších splachov

V severnej polovici Hornonitrianskej kotliny medzi Nitrianskym Pravnom a Bojnicami a v južnej polovici medzi Vieskou a Osľanmi sa zachovala spodná úroveň strednej terasy (ris).

Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške 12–16 m nad nivou Nitry. Báza akumulácie v okolí Nitrianskeho Pravna je v relatívnej výške 2–4 m, v okolí Oslian pod úrovňou povrchu nivy.

Fluviálne sedimenty terasy sú zložené z dobre opracovaných a relatívne dobre vytriedených sivých piesčitých štrkov a s polohami hrubozrnných pieskov. Obliakový materiál sa zásadne líši od proluviálnych štrkov. V petrografickom zložení tu dominujú obliaky kremeňa a kremenca. Sporadicky sú zastúpené kremité pieskovce, granodiority, ojedinele vápence. V dolnej časti kotliny sa zväčšuje podiel andezitového materiálu. Hrúbka súvrstvia dosahuje 3–5 m. Nadložie terasy tvorí hlavne členitý komplex sprašových hlín a fosílnych pôd, občas však je prekryté proluviálnymi štrkmi vrchného pleistocénu.

Vrchný pleistocén

Sedimenty vrchného pleistocénu – würmu – Hornonitrianskej kotliny sú zastúpené dvoma výraznejšími akumuláciami piesčitých štrkov nízkych terasovaných náplavových kužeľov, dnovej akumulácie nivy Nitry a jej prítokov, pokryvmi eolicko-deluviálnych a deluviálnych hlín.

16 travertíny (kompaktné a pevné)

Na rozhraní stredného a vrchného pleistocénu, na oživených tektonických líniách v kvartéri sa sformovali kopy a kaskády (v Bojniciach a ich širšom okolí) sladkovodných vápencov (travertíny) risko-würmského interglaciálu. Ide predovšetkým o zámockú kopu, ktorú tvorí pevný, miestami jemne pórovitý travertín s medzipolohami menej pevných a piesčitých travertínov, ktoré obsahujú malakofaunu.

Najnižšie časti doliny Nitry a jej prítoku Handlovky budujú sedimenty nízkych náplavových kužeľov a dnová akumulácia, pre ktoré je charakteristická morfologicky výrazná výšková diferenciácia.

15 proluviálno-piesčité a hlinité štrky s úlomkami (náplavový kužeľ)

Vyššiu morfologickú pozíciu majú sedimenty náplavových kužeľov, vystupujúce relatívne vo výške 3–16 m. Sú veľmi ploché, miestami rozsiahle, s postupným spádom k nive Nitry. Laterálnou eróziou Nitry a jej väčších prítokov sú diferencované od nivnej časti náplavov, občas splývajú s povrchom nivy, z väčšej časti však majú výraznú eróznu hranu.

Ploché náplavové kužele vrchného pleistocénu (würmu) tvoria piesčité štrky, pieskoštrky a piesky. Vzhľadom na značnú dĺžku transportu je materiál relatívne dobre vytriedený. V litologickom zložení náplavov Tužiny, Poruby a Kanianky miestami dominujú hrubozrnné piesky a drobné piesčité štrky zložené z kremeňa a kremenca a obliaky granodioritov. Pre proluviálne náplavy Cígľanky, Lehoty a Oslianskeho potoka sú charakteristické hrubé piesčité štrky zložené prevažne z andezitového materiálu so sporadickým zastúpením obliakov kremenca. Hrúbka akumulácie würmských proluviálnych náplavov dosahuje 4–10 m, maximálne 12 m.

13 fluviálne piesčité štrky dnovej akumulácie nív

Najnižšiu pozíciu v doline Nitry, Handlovky a ich prítokov zaberajú zvodnené fluviálne sedimenty dnovej akumulácie. Na báze dnovej akumulácie Nitry sa nachádzajú prevažne hrubé opracované štrky, ktoré smerom k nadložiu pre-

chádzajú do drobnejších piesčitých štrkov. Obliakový materiál je relatívne dobre vytriedený. V petrografickom zložení prevládajú kremence a kremene, hojne sú prítomné granodiority, pieskovce, andezity, sporadicky vápence a dolomity. Bazálne vrstvy miestami prechádzajú do hrubozrnných pieskov, na ktorých občas ležia zahlinené štrky mladších náplavových kužeľov. Hrúbka dnovej akumulácie podľa inžinierskogeologických vrtov (Kováčik, 1993) kolíše v rozmedzí 3–4 m. Na poklesnutých kryhách dosahuje maximálne 6 m. Na prítokoch Nitry je menšia a pohybuje sa v rozmedzí 1,5–3 m.

43 svahoviny vcelku, litofaciálne nečlenené (nerozlíšené svahové hliny a sutiny)

Do vrchného pleistocénu v Hornonitrianskej kotline začleňujeme eolicko-deluviálne až deluviálne pokryvy sprašových hlín, ktoré ležia na fluviálnych a proluviálnych sedimentoch terás a náplavových kužeľov pleistocénu. Významnejšie odkryvy týchto hlín v rámci regiónu sú hlinisko tehelne v Nitrianskom Pravne a v Prievidzi. Prirodzené odkryvy sú v západnej časti obce Osľany a menšie odkryvy v okolí obce Koš.

Na základe uvedených odkryvov a opisov inžinierskogeologických a hydrogeologických vrtov môžeme načrtnúť nasledujúcu geologickú stavbu pokryvov.

Na báze pokryvov (na fluviálnych a proluviálnych sedimentoch) ležia žltosivohnedé, sivé a sivomramorované ílovité, prachovito-piesčité, nevápnité povodňové hliny. V ich nadloží je prachovitá hlina výraznej hnedej až tmavohnedej farby, s klinovitými sivými zátekmi do podložia. Viac súdržná štruktúra, jemnohrudkovitá alebo nevýrazná, svojím charakterom a sfarbením zodpovedá bazálnej interglaciálnej fosílnej pôde risko-würmského interglaciálu.

V nadloží fosílneho pôdneho horizontu vystupuje 4–6 m hrubý komplex sprašových hlín rozdelený dvoma a miestami jedným horizontom mladších fosílnych pôd. Pre sprašové hliny je charakteristická sivožltá, žltá až hnedastá farba, nevápnitosť až slabá vápnitosť, hojné výskyty Fe a Mn bróčikov, drobných konkrécií a sivých povlakov a klinov podmienených procesmi illimerizácie. Faunisticky sú sterilné.

V granulometrickom zložení sprašovitých hlín dominujú frakcie prachu a ílu, avšak hojne sa vyskytujú polohy s podielom hrubozrnných pieskov, ojedinele preplavené drobné štrky.

Pre ilimerizované fosílne pôdy je charakteristická drobná hranolčekovitá odlučnosť, hrudkovitá štruktúra, drobivosť, a najmä hojný výskyt Fe a Mn bróčikov a konkrécií v podloží horizontu. Okrem sprašových pokryvov sa sprašovité hliny vyskytujú v sedimentoch náplavových kužeľov, pričom výrazne rozdeľujú stredno- a vrchnopleistocénne až holocénne proluviálne náplavy. Celková hrúbka pokryvov dosahuje 8–12 m.

Maximálna hrúbka sa zachovala najmä na sedimentoch staršieho pleistocénu, minimálna na proluviálnych a fluviálnych sedimentoch stredného a vrchného pleistocénu.

Holocén

Do najmladšieho obdobia kvartéru–holocénu v Hornonitrianskej kotline začleňujeme sladkovodné vápence – travertíny, proluviálne sedimenty náplavových a ronových kužeľov, fluviálne sedimenty nív riek a potokov a antropogénne sedimenty.

8 sypké travertíny (penovce)

Holocénne travertíny sú rozšírené najmä v Bojniciach a ich širšom okolí. Tvoria samostatné kopy, avšak v mnohých prípadoch prekrývajú staršie pleistocénne skrasovatené travertíny. Najznámejšie sú mladé travertíny pri cintoríne v Bojniciach, ale boli odkryté aj vo vodovodných ryhách v centrálnej časti mesta. Tvoria ich prevažne penovce, sypké vápnité piesky svetlosivej a sivobielej farby s polohami viac spevnených štruktúrnych penovcov. Hrúbka travertínov je 2,3 m, maximálne 6 m. Holocénne travertíny obsahujú malakofaunu. Podľa Kernátsovej (ústna informácia) početné zastúpenie majú druhy viažuce sa na vodné prostredie, stojaté vody, mokrade a pramene (*?Bellgrandiela bojnensis* Lož.–BRT.). Okrem vodných a vlhkomilných druhov sú tu prítomné aj sprašové druhy, ako aj druhy typické pre travertíny holocénu: *Carychium minimum* MÜLL., *Zonitoides nitidus* MÜLL., *Acicula polita* HTM., *Vertigo moulinsiana* MÜLL., *Aegopinella* cf. *nitens* LIND.

Tvorba uvedených travertínov prebiehala počas obdobia preboreálu, boreálu až atlantiku, avšak intenzívne prebieha aj v súčasnosti.

Na styku nív nízkych náplavových kužeľov a strednopleistocénnej terasy vystupujú najmladšie nivné holocénne náplavové kužele, ktoré prekrývajú holocénne sedimenty nív, alebo prstovite sa do nich vkliňujú.

7 proluviálne hlinito-kamenité sedimenty, občas so štrkmi (ronový nivný náplavový kužeľ)

Proluviálne hlinito-kamenité sedimenty, občas so štrkmi, sa vyskytujú na styku Vtáčnika s nivnými sedimentmi. Náplavové kužele tvorí prevažne ostrohranný alebo štrkový materiál ronových kužeľov.

6 proluviálne hlinité štrky s úlomkami (nivný náplavový kužeľ)

Väčší rozsah majú náplavové kužele väčších potokov – Handlovky, Cígľanky, Oslianskeho potoka, Tužiny a Kanianky – tvorené hlinitými, viac vytrie-

denými štrkmi s dlhším transportom. Tvoria rozsiahle vejáre náplavov. Ich hrúbka dosahuje až 5 m.

5 proluviálne hliny a piesčité hliny občas so štrkmi (nivný náplavový kužeľ), nečlenený holocén

Na styku nív a kotlinovej pahorkatiny sú spravidla vyvinuté ploché náplavové kužele tvorené hlinitým a hlinito-piesčitým materiálom so sporadickým výskytom resedimentovaných štrkov lelovského súvrstvia.

2 fluviálne nivné hliny, vcelku (hliny piesčité, ílovité až so štrkmi) alebo hlinito-štrkovité nivné sedimenty

2a hlinité sedimenty vyšších nív (starší holocén)

Väčšiu časť sedimentov holocénu tvoria sedimenty nivného krytu riek a potokov. Riečne nivy Nitry a jej väčších prítokov tvorí 2–5,5 m hrubé súvrstvie nivných náplavov.

Na báze súvrstvia sú spravidla vyvinuté piesčité íly a hrubozrnné piesky, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do tmavosivých až čiernych ílov tuhej konzistencie. V íloch sa hojne nachádzajú zuhoľnatené dreviny a jemná polorozložená organická hmota rašelinovej podoby.

V nadloží ílov, najmä v zamokrených depresiách, sa usadili plytké, slabo rozložené slatiny, hojne sa vyskytujú rašelinové pôdy.

V nadloží ílov a pochovaných holocénnych pôd (atlantikum) je vyvinuté 2,5–3 m hrubé, litologicky pestrejšie súvrstvie povodňových hlín, hrubozrnných pieskov a piesčitých ílov a hlín (mladý holocén).

Nivy horských potokov budujú hlinito-štrkovité náplavy.

4 fluviálne nivné piesky

V prikorytovej časti (v súčasnom medzihrádzovom priestore) spodnej úrovne nivy Nitry sedimentovali sivožlté hrubo- až strednozrnné povodňové piesky agradačných valov a segmenty fácie prikorytových plytčín.

S rozsiahlou hospodárskou činnosťou, najmä ťažbou a využitím uhlia v študovanej oblasti, sú spojené rozsiahle skládky komunálneho a priemyselného odpadu (haldy, navážky a odkaliská). Svojrázne antropogénne formy (hroble) sú rozšírené v oblasti starých ryžovísk zlata v okolí Tužiny a Malinovej.

Nečlenený kvartér a pliocén

Do nečleneného krartéru v študovanom území začleňujeme sedimenty bez bližšieho stanovenia veku. Ich sedimentácia a formovanie prebiehali počas celého obdobia kvartéru.

46 fluviálne štrky s polohami ílov a pieskov (hronské štrkové súvrstvie a štrky poriečnej rovne)

Výnimku tvoria staré pleistocénne pevné a skrasovatené travertíny, rozšírené v okolí bojnickej zoologickej záhrady a v podloží holocénnych penovcov. Z Prepoštskej jaskyne sú známe artefakty a interglaciálna malakofauna (Kovanda, 1971).

Podstatnú časť sedimentov nečleneného pleistocénu tvoria zosuvné hlinité a hlinito-kamenité sedimenty zosuvov (**44**), gravitačné zrútenia, osypy a kamenné moria záverov dolín a skalných zrázov v pohorí Vtáčnika (**42**), blokoviská andezitov na styku Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (**41**) a svahové hliny so štrkmi (**39**).

40 svahové sutiny: kamenité až hlinito-kamenité

Väčšiu časť deluviálnych plášťov tvoria hlinito-kamenité a kamenité sedimenty a blokoviská budujúce úpätné svahy Žiaru a Malej Magury. Tvoria ich svetlohnedé a sivohnedé piesčito-kamenité sedimenty so značným podielom drviny granitoidov. V predhorí Vtáčnika dominujú hrubé, chaoticky uložené ostrohranné úlomky a bloky zvetraných andezitov. Hrúbka plášťov delúvií sa pohybuje od 4 do 6 m, maximálne do 12 m.

35 a) deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny, piesčité hliny; b) deluviálno-proluviálne hliny piesčito-úlomkovité (dejekčný kužeľ)

Polygenetické deluviálne hliny budujú svahy a úpätia svahov pahorkatiny a staropleistocénnych náplavových kužeľov. Plášte svahovín tvoria piesčité nevápnité hliny a hlinité piesky hnedej, sivohnedej až hnedočervenej farby. Sú nevápnité a faunisticky sterilné.

Kvartér Pohronia

Hlavnou oblasťou rozšírenia kvartéru Pohronia v mapovanom regióne je územie **Žiarskej kotliny** a z nej pokračujúcej **doliny Hrona** (po Žarnovicu vrátane) s priľahlými okrajmi neovulkanických pohorí (v. okraje Vtáčnika a s. až

sz. okraj Štiavnických vrchov). Podstatnú časť kvartérnych sedimentov na študovanom území predstavujú náplavy rieky **Hron** (zhruba na úseku od konca komplexu hlinikárne v Žiari nad Hronom až na územie Žarnovice). Severozápad kotliny (oblasť Janova Lehota) charakterizujú proluviálne štrkové akumulácie potokov, a to viacerých generácií, ale aj takmer všetky kotlinové výskyty zvyškov sedimentov jej vysokých terás (staropleistocénneho veku).

Kvartér na opísanom území vytvára rozľahlé súvislé pokryvy.

Vcelku plochý reliéf povrchu územia je výrazne rozčlenený dosť hlbokými zárezmi potokov (prítokov Hrona). Výsledná plochá chrbtovina má preto na svahoch rozsiahle výstupy podložných neogénnych vrstiev kotliny (íly až silty, často piesčité). Svahy sú miestami až husto rozbrázdené eróznymi ryhami (výmoľmi, jarkami) a príznačné sú na nich početné výskyty zosuvov a zosuvných svahových deformácií. Na značných plochách kotliny v okolí Hliníka n. Hronom sú neogénne vrstvy často pokryté z hľadiska mapovania zanedbateľnou pokrývkou hlinitých zvetranín a svahových hlín.

Vlastné kvartérne **sedimenty** v súhrne zastupujú prevažne fluviálne piesčité štrky a hliny mladších (riských) stupňov stredného pleistocénu (výskyty priečne rozčlenených zvyškov riečnych terás Hrona, najmä na pravobreží), ako aj rozsiahly súvislý pokryv piesčitých štrkov, pieskov a hlín na dne doliny Hrona (dnová štrková akumulácia a hlinité nivné náplavy, sedimentované v mladom pleistocéne a holocéne). Sedimenty starších riečnych terás sa zachovali iba v ojedinelých a izolovaných výskytoch. Napokon na zalesnených chrbtoch medzi Bukovinou a Revištským Podzámčím vrcholové erózne plošinky (bez štrkov) sú svedkami niekdajšej existencie analogických starších riečnych terás Hrona. Rozsiahle výskyty najmä hlinitých svahovín sú vo vývoji kvartéru málo významné.

Starý (spodný) pleistocén

Sedimenty tohto veku na SZ kotliny zastupujú iba uvedené zvyšky vysokých **terás potokov**.

33 fluviálne štrky a reziduálne fluviálne štrky – ? günz

Spomínané staré erózne terasy (tri plošinky Bukovina – Revištské Podzámčie), ktoré nasvedčujú na staré a zrejme rovnoveké a stratigraficky porovnateľné dno doliny Hrona, na tomto mieste neanalyzujeme (geomorfologický problém). Okrem nich na mapovanom území poznáme iba 2 malé výskyty (zvyšky) sedimentov týchto najstarších terás: a) roztratené reziduálne štrky na svahovej teraske severne od Bukoviny (v tzv. Podháji); b) štrky na vrcholovej plošinke neogénneho chrbta kotliny južne od Lovčice – Trubína (na území nazývanom Panské).

Prvý výskyt (pri Bukovine) je v úrovni asi 310 m n. m., čo je +87m (88 m) relatívne nad Hronom. Druhý (nad Lovčou) má bázu štrkov vo výške asi 330–332 m n. m. (relatívna výška zhruba +95 až 97 m nad Hronom).

Štrky terasy s. od Lovče sú prevažne stredné až hrubé obliaky (∅ 2–5–10 cm); tvoria ich zväčša kremité horniny z mezozoika a kryštalinika (kremence a kremenné pieskovce, žilné kremene, rôzne metakvarcity a iné metamorfity), len sporadicky navetrané vulkanické horniny (andezity) a iné.

Zistené a spomínané úložné pomery (morfometria) terasových sedimentov, rozloženie výskytov a stupeň zachovania terasy i sedimentov, litofaciálny charakter sedimentov (napr. pomerné zastúpenie zachovaných hornín, navetranie a opracovanie obliakov a i.), to všetko v širších regionálnych porovnaniach nám umožňuje vysloviť geneticko-stratigrafický záver. Ide o hronské sedimenty vysokých riečnych terás (spodný pleistocén, premindel).

34a, b fluviálne štrky – premindel (vcelku);
reziduálne fluviálne štrky z nerozlíšených akumulácií 2. a 3. strednej vysokej terasy

Zachovali sa ako pretiahnuté štrkové „čiapky" na chrbtoch v južnom okolí Lovčice – Trubína. Morfopozične sú v troch samostatných úrovniach (od najvyššej ide postupne o 1, 4 a 2 výskyty), bližšie nedatovaných. Štrky sú iba roztratené a reziduálne (vyššie dve úrovne), sporadicky v malej hrúbke (najnižšia úroveň).

Podľa povrchových výstupov v štrkoch sú zastúpené prakticky iba horniny neovulkanitov okolia (andezity, resp. ryolity), zväčša navetrané, a to aj intenzívne. Iba najjužnejšie výskyty majú zriedkavejšie aj podiel iných hornín (napr. kremencov, metakvarcitov a i.).

Morfopozične (nad najvyššou hronskou terasou v Žiari n. Hronom) a podľa charakteru sedimentov (obliakov) ich možno označiť ako terasové náplavy potokov (prítokov Hrona) premindelského veku.

Stredný pleistocén (staršia časť)

29 fluviálne štrky a piesčité štrky (akumulácia 1. vrchnej terasy);
28a, b a) fluviálne štrky a piesčité štrky (akumulácie 2. vrchnej terasy),
b) reziduálne fluviálne štrky (akumulácie 2. vrchnej terasy)

Zachované výskyty sú ojedinelé. Z vyššieho a staršieho stupňa sú 3 plošinky na medzipotočných chrbtoch nad obcami Lovča až Dolná Trnávka. Nižší, mladší stupeň má výrazné zvyšky taktiež v dvoch plošinkách chrbtov nad Lovčou (územia Na panskom a Lipinky), resp. v teraskách na Z až JZ od Bukoviny (2x, z toho jeden len s rezíduom štrkov).

Výšková pozícia úrovní (báz štrkov) oboch stupňov terás na našom území je nasledujúca:

a) pri vyššom stupni – na úseku nad Lovčou až Dolnou Trnávkou (po toku) je postupne výška 320–325 m n. m. (relat. +83 až 88 m n. Hr.), 310–315 m n. m. (relat. +75 až 80 m n. Hr.) a 298–300 m n. m. (okolo +66 až 68 m n. Hr. relat.);

b) pri nižšom stupni – dva výskyty nad Lovčou majú po toku postupne výšku báz štrkov 280–285 m n. m. (relat. +43 až 48 m n. Hr.) a 287–290 m n. m. (relat. + 52 až 55 m n. Hr.).

Z doteraz uvedeného – najmä podľa pozície zvyškov vyššieho stupňa – vidíme jasne ich postgenetickú priečnu tektonickú diferenciáciu po toku (a to pozdĺž zlomov v doline Lovčického potoka a v doline Trubínskeho potoka a potoka Zákruty) so sumárnou výškou skoku pri každom zo zlomov po 8–9 m.

Napokon 2 výskyty z nižšieho stupňa pri vyústení kotliny (Bukovina) majú výšku 280–285 m n. m. (relat. +65 až 70 m n. Hr.) a 275–277 m n. m. (relat. +60 až 62 m n. Hr.). Rozbor posledných uvedených údajov ukazuje divergenciu a vzrast relatívnej výšky terás pri výstupe Hrona z kotliny.

Pozičným a morfometrickým rozborom (v profiloch) bolo zistené, že opísaný nižší stupeň terás genézou predstavuje v Lovči i Bukovine vždy dvojicu samostatných podstupňov v terasovom systéme.

Vlastné štrkové akumulácie všetkých opísaných stupňov terás sa zachovali pri vyššom stupni (oblasť Lovča) v hrúbke asi 2–5–7 m; pri nižšom stupni (v oboch podstupňoch a v oboch jeho lokalitách) je hrúbka terasových akumulácií okolo 5 m (3–6 m) alebo reziduálna (do 1 m).

Zloženie a litologický charakter pieskoštrkového sedimentu akumulácií sú podobné, ako sme opísali v predchádzajúcom texte (spodný pleistocén terasovej akumulácie Lovča-S v oblasti Panské) – pozri tam (najmä horniny). Iba piesčitosť je tu väčšia a časť obliakov je menej navetraná, podiel vulkanických hornín narástol, stupeň opracovania štrkov je väčší a typicky riečny a podobne. Štrkové vrstvy terasových zvyškov nie sú zvodnené.

Uvedené údaje umožňujú zaradiť štrkové akumulácie opísaných terasových výskytov (stupňov i podstupňov) Hrona k tzv. vrchným terasám (stupne V, VI – podstupne IVb, IVa). Stratigraficky to zodpovedá mindelským stupňom (glaciálom) stredného pleistocénu.

31 fluviálne štrky a piesčité štrky (akumulácia vrchných terás)

Reprezentujú ich sedimenty zvyškov až súvislého výskytu najvyššej doloženej terasy Hrona (s prítokmi) v Žiari nad Hronom – na území jeho s. okrajov. Vo väčšine sú pokryté hlinitými sedimentmi (nivnými, soliflukčnými, ronovo-soliflukčnými). Na povrch vystupujú prakticky iba v záreze svahov doliny Lutilského potoka (úzky pás). Za okrajmi mapovaného územia sú doložené aj vrtmi.

Hlavné výskyty znázornené na našej mape majú bázu štrkovej akumulácie zhruba na úrovni 310 m n. m., jej hrúbka tu dosahuje 5–6 m, ale i viac.

Sediment tvoria štrky, dominantne z vulkanických hornín (andezity, ryolity), zriedkavo z prevažne kremitých hornín (kremence, metakvarcity a i.), podľa zrna zväčša stredné a hrubé (∅2–5–10 cm), stredne až menej opracované, občas navetrané.

V sukcesii terás v Žiari nad Hronom (už mimo mapovaného územia) je podklad na zaradenie opísanej terasovej akumulácie do skupiny vrchných terás (stupne V alebo IV), zodpovedajúcej stupňom mindelu.

30 fluviálne nivné hliny (v nadloží štrkovej akumulácie vrchných terás)

Sú výrazne rozšírené v nadloží opísanej štrkovej terasovej akumulácie. Často ich navyše prekrývajú soliflukčné, ronovo-soliflukčné či ronové (splachové) hliny; na temene chrbtov vystupujú na povrch. Za okrajmi mapovaného územia sa zistila ich hrúbka 3–5 m.

Litologicky ide o ílovité alebo siltovité hliny, viac alebo menej piesčité (jemnozrnný piesok), sivohnedé, tuho plastickej konzistencie.

Hliny majú litofaciálny charakter náplavov nivnej fácie, a to sedimentovaných ešte v chladnom období, koncom glaciálu (vyznievanie zrejme v kataglaciálnej fáze). Podľa sedimentačnej kontinuity z podložných štrkov do hlín usudzujeme na príslušnosť hlín k tomu istému glaciálu mindelu.

Stredný pleistocén (mladšia časť)

26 fluviálne štrky a piesčité štrky (akumulácia 1. strednej terasy)

Výskyty zväčša izolovaných zvyškov terás sú na plochých chrbtoch na S od Lovče až na SV od Dolnej Trnávky (niekoľko sto metrov od obcí).

Výšková pozícia a morofometria terasy: Vo výskytoch zvyškov terasy pri Lovči až Dolnej Trnávke je báza štrkov v úrovni postupne klesajúcej po toku, sumarizovanej prakticky v rozpätí od 275 do 270 m n. m., čo v relatívnej výške predstavuje v súhrnnej hodnote prevažne +35 až 38 m nad Hronom. Tektonická výšková diferenciácia terás priečnymi zlomami je teda nepozorovateľná, a samozrejme aj vergencia terás v pozdĺžnom profile.

Zachovaná hrúbka štrkovej akumulácie terasy je všade najčastejšie 3–6 m.

Sedimenty akumulácie terasy sú piesčité štrky (polymiktné), prevažne stredné až hrubé (∅ 2–5–10 cm), stredne až dobre opracované, sčasti najmä selektívne navetrané (granitoidy, andezity). Horniny: kremence (kremenné pieskovce) a metakvarcity so žilným kremeňom sú príznačné, potom andezity (a iné vulka-

nity), rôzne kryštalické bridlice a navetrané granitoidy (obvykle muskovitické). Sú prakticky nezvodnené.

25 fluviálne hliny (vrchný horizont akumulácie 1. strednej terasy)

Na štrkoch akumulácie (Lovča – Dolná Trnávka) je miestami zachovaná 2–4 m hrubá vrstva svetlohnedých uľahnutých nivných **hlín**.

Podľa zistených údajov paralelizujeme výskyty tohto terasového stupňa Hrona so stupňom tzv. 1. strednej terasy (stupeň III). Sedimenty stratigraficky zodpovedajú najstaršiemu riskému stupňu (glaciálu) stredného pleistocénu (v redefinovanej extraglaciálnej alpskej schéme je to protoris, predtým „preris").

27 proluviálne piesčité a zahlinené štrky s úlomkami (náplavový kužeľ)

Zaraďujeme sem erózne zvyšky z náplavových kužeľov najstaršej zistenej generácie: 3 výskyty kužeľov Lehotského potoka na jeho ľavobreží pri Janovej Lehote, resp. 2 podúpätné výskyty kužeľov (s limnokvarcitovými klastikami) v pásme Slaského potoka priamo pri okraji Kremnických vrchov (na SV od Kosorína). Štrky sú prítomné v súvislých povrchových výstupoch.

Sedimenty sú silno zahlinené štrky rôznej veľkosti, najmä hrubé a stredné (∅ 5–10 a 2–5 cm) a veľmi hrubé (∅ 10–15 cm), z vulkanických hornín (andezity), čiastočne navetrané. Opracovanie obliakov je zväčša malé (na výskyte vzdialenejšom od toku je výraznejší pomer ostrohranných úlomkov k opracovaným klastikám).

Vekové zaradenie týchto proluviálnych štrkov je podľa ich charakteru, a najmä pozície v teleskopickej sukcesii náplavových kužeľov.

21 fluviálne piesčité štrky a štrky (akumulácia 2. čiže hlavnej strednej terasy)

20 fluviálne hliny (vrchný horizont 2. čiže hlavnej strednej terasy)

Štrkový a hlinitý komplex sedimentov tohto hlavného terasového stupňa Hrona sa vyskytuje vo zvyškoch terasy v obciach Lovča (3x), Dolná Trnávka (4x), Bukovina (2x) a Žarnovica (2x). Okrem Žarnovice sú všetky výskyty pravobrežné, všetky z nich (okrem Bukoviny a jedného výskytu v Dolnej Trnávke – Suchej hore) buduje štrk a hlinitá fluviálna akumulácia.

Relatívna výška bázy štrkov nad tokom je na pravobreží (Lovča, Dolná Trnávka i Bukovina) +18 až 20 m nad Hronom.

Sedimenty tvoria zväčša akumulácie, štrková aj hlinitá. Prvú z nich (hrubú okolo 5–7 m) budujú piesčité a polymiktné štrky, zrnitostne s prevahou stredných

až hrubých štrkov (∅ 2–5–10 cm), resp. až veľmi hrubých štrkov (∅ 10–15 cm), obliaky sú stredne až dobre opracované, čerstvé alebo občas selektívne zväčša mierne navetrané. Z hornín prevažujú kremence (kremenné pieskovce), s častým výskytom metakvarcitov a žilného kremeňa, vulkanické horniny (najmä andezity, občas navetrané), kryštalické bridlice (často svorového typu) a navetrané granitoidy (muskovitické). Štrková akumulácia tu je prakticky nezvodnená, no miestami býva sčasti a dočasne kolektorom podzemnej vody (využívané studničky).

Horizont fluviálnych hlín uložený na štrkoch (v doloženej hrúbke asi 5–7 m) predstavuje siltovité, žltkasto svetlohnedé, slabo súdržné, vrstvené hliny.

Tento hlavný terasový stupeň v kotline (už predtým typovo opísaný ako „žiarska terasa") podľa zistených faktov aj tu v terasovom systéme priraďujeme k tzv. 2., čiže hlavnej strednej terase (IIb). Sedimenty oboch akumulácií stratigraficky patria k staršiemu riskému stupňu (glaciálu) stredného pleistocénu.

22 proluviálne zahlinené štrky s úlomkami (náplavový kužeľ)

Sú to najvýznamnejšie (oporné) prolúviá náplavových kužeľov okolitého územia. Rozmiestnené sú na ľavobrežnom okolí motorestu Dubník (kužele Lutilského potoka, 2 výskyty) a osobitne v Janovej Lehote (kužele Lehotského potoka, 3 výskyty – z nich najmä dva obojbrežné kužele na území s miestnym názvom Štrková voda); ďalší leží v priestore Kosorín – Slaská (výnos Slaského potoka alebo tokov sústavy Kosorínskeho potoka, 1 výskyt). Povrchové výstupy štrkov v kužeľoch sú súvislé a zväčša výrazné.

Sediment (na príklade Janovej Lehoty) tvoria silno zahlinené štrky a rôznorodé, prevažne hrubé a stredné (∅ 5–10 a 2–5 cm), zriedkavé sú veľmi hrubé (∅ 10–15 cm) i drobné (∅ 1–2 cm) obliaky; sú málo až stredne opracované a len sčasti navetrané (s podielom čerstvých hornín). Dominujú vulkanity (sivé andezity), zriedkavo nachádzame kremence (rôznych sfarbení).

18a, b a) fluviálne piesčité štrky (akumulácia 3. strednej terasy), b) fluviálne piesčité štrky s pokryvom mladších splachov

17 fluviálne hliny (vrchný horizont akumulácie 3. strednej terasy)

19 proluviálne zahlinené (hlinité) štrky s úlomkami (náplavový kužeľ), lokálne úlomkovito-štrkovité sedimenty

Štrkový a hlinitý komplex sedimentov tejto terasy Hrona (najnižšej) je základom intravilánu obcí, situovaných po okraji terasového územia (najmä pravobrežného) – Lovča, Dolná Trnávka, Dolná Ždaňa. Terasa bola zistená aj v Bukovine i na ľavobreží Hrona (Lehôtka pod Brehmi–obec, Hliník nad Hronom,

Bzenica, Žarnovica). Štrková akumulácia terasy je v Lovči (pri budovách hospodárskeho dvora PD) sčasti prekrytá splachovými hlinami.

Naloženie finálnej hlinitej akumulácie (**19**) terasy na jej štrky je doložené pri dolnom konci Dolnej Trnávky, a najmä v Dolnej Ždani. Rovnoveké štrkovo-úlomkovité sedimenty (**21**) výnosových kužeľov (teda proluviálne) sú na predloženej mape zachytené vo výskytoch v Dolnej Trnávke, Dolnej Ždani, medzi Lehôtkou pod Brehmi a Hliníkom nad Hronom, ako aj v Bzenici.

Hlavné morfometrické údaje o štrkovej akumulácii terasy: úroveň bázy štrkov nad tokom má relatívnu výšku +6 až 8 m nad Hronom (pozorovateľné najmä na pravobreží). Hrúbka štrkov dosahuje aspoň 8 m, finálnych nivných hlín asi menej.

Sedimenty terasového komplexu predstavuje najmä štrková akumulácia (**20**). Polymiktné piesčité štrky boli najlepšie zdokumentované vo výskytoch na pravobreží, ktoré sú pre celú kotlinu typové (ako „lovčická terasa"). Štrky sú najčastejšie v hrubej frakcii (∅ 5–10 cm) a strednej frakcii (∅ 2–5 cm), len o niečo menší podiel majú drobné štrky (∅ 1–2 cm), ako aj veľmi hrubé štrky (∅ 10–15 cm). Maximálny priemer dosahuje 20 až 25 cm. Štrky sú dobre (stredne) opracované a pomerne vytriedené, zväčša čerstvé (silno navetrané sú granity, často aj andezity a i.). Horniny: kremence (kremité pieskovce) so žilným kremeňom i metakvarcitmi, kryštalické bridlice, menej andezity (alebo naopak), rozvetrané granitoidy, zriedkavo vápence (tmavosivé a i.). Výskyt v Bukovine obsahuje ako miestnu soliflukčnú prímes aj balvanovito-blokovité klastiká vulkanitov (červenkasté andezity) s ∅ asi 20–40 cm (mierne opracované). Väčšina výskytov štrkovej akumulácie je zvodnená (intravilány obcí aj inde).

Finálna hlinitá akumulácia (**19**) terasového komplexu úložne plynule prechádza z podložnej štrkovej akumulácie. Tvoria ju prachovité hliny (siltovité), pomerne rozsýpavé, svetlohnedého sfarbenia (nivné hliny v chladnom klimatickom období).

Proluviálne hlinité štrky s úlomkami hornín sa podľa pozičného a materiálového vzťahu k terasám považujú za rovnoveké s opísaným komplexom terasových akumulácií (t. j. akumulácií „lovčickej terasy"). Ich náplavové kužele charakterizuje nevytriedenosť sedimentu. Opísané fluviálne (aj s nimi analogické proluviálne) sedimenty paralelizujeme s najmladšou, čiže 3. strednou terasou (iiA). jej sedimenty stratigraficky zodpovedajú predposlednému sedimentačnému cyklu, t. j. mladšiemu riskému stupňu (glaciálu) na konci stredného pleistocénu.

Najviac vyvinuté a zachované (okrem dnového dolinného prolúvia) sú sedimenty tejto generácie kužeľov. Na dnešnom ľavobreží ich vtedy agradoval Lutilský potok (2 výskyty – pod vyústením toku do kotliny v území s názvom Ťažké zeme a na temene chrbta Šibeničného vrchu pred sútokom s Lehotským potokom). Najlepšie zachovaný je kužeľ Lehotského potoka priamo v obci Janova Lehota (pravobrežný výskyt, na dolnom konci obce presahuje aj na ľavobrežie). Rozsiahlejšie 2 kužele sú na S a SV od Kosorína. Ich akumulácie naniesli

najmä oba zdrojové toky Kosorínskeho potoka (Biely a Čiery potok); prvý z nich (pod izolovaným kopcom Vlčí hrb) má popri obliakovej zložke v sedimentoch aj značný podiel neopracovaných úlomkovitých klastík. Povrchové výstupy štrkov sú všade v kužeľoch výrazné.

Proluviálne sedimenty (na príklade pravobrežia v obci Janova Lehota) zastupujú štrky a hlinité štrky, slabo triedené, vcelku prevažne hrubo- a strednozrnné (∅ 5–10 a 2–5 cm), v menšej miere aj veľmi hrubé až balvanovité (∅ 10–15–25 cm), výlučne z vulkanitov (andezity), menej až stredne opracované, s prevahou čerstvé a iba sčasti mierne navetrané. Miestami je zistená aj drobná frakcia obliakov (∅ 1–2 cm). Hliny v štrkoch sú svetlo sivohnedé.

Použité kritériá interpretácie (genézy a veku) sú zhodné s ostatnými generáciami náplavových kužeľov. Opísané akumulácie sú najmladšie nad dnovou proluviálnou výplňou dolín.

Vrchný (mladý) pleistocén

13 fluviálne piesčité štrky dnovej akumulácie nív

12a, b a) fluviálne hliny alebo hliny so štrkmi a piesčitými štrkmi, b) dnová akumulácia (vo zvyškovej nízkej terase)

Sú to fluviálne sedimenty (pleistocénu), súvisle vypĺňajúce dná všetkých väčších dolín mapovaného územia. V Žiarskej kotline (doline Hrona) ide o prevažne piesčito-štrkovú dnovú akumuláciu (zväčša prekrytú nivnými jemnozrnnými náplavmi holocénu). Okrem tohto všeobecného rozšírenia sú na území v dolinách vytvorené zvyškové stupne tzv. nízkych terás, v ktorých má štrková dnová akumulácia zachovaný svoj zhruba pôvodný akumulačný povrch. Na zmapovanom území sa nadnivné a zvyškové nízke terasy vytvorili zväčša ako štrkové terasy (Lovča, Dolná Trnávka, Dolná Ždaňa, Bukovina a Revištské Podzámčie na pravobreží, na ľavobreží je to v Lehôtke pod Brehmi, Hliníku nad Hronom a Žarnovici-meste). Miestami ich povrch budujú fluviálne hliny so štrkmi (**12b** – Dolná Ždaňa, Lehôtka pod Brehmi) alebo hliny (**12a** – Dolná Ždaňa, Dolná Trnávka).

Báza dnovej štrkovej akumulácie Hrona na našom úseku kolíše najčastejšie okolo úrovne asi –5 až –8 m pod hladinou toku (miestami aj hlbšie). Jej hrúbka býva v nive asi 6–9 m, v nízkych terasách dosahuje 8–10 m.

Sedimmenty dnovej akumulácie sú takmer rovnaké ako v najnižšej terase (pozri tam). Len materiál býva čerstvejší, väčšie je zastúpenie andezitov, vyskytnú sa aj bazalty a i. Súvrstvie (najmä pri Hrone) je silno zvodnené.

Dnovú akumuláciu podľa pozične litofaciálnej charakteristiky zaraďujeme do posledného sedimentačného cyklu pleistocénu – stupňa (glaciálu) würm vo vrchnom pleistocéne. Hlinitejšie finálne polohy sú z konca pleistocénu.

14a, b proluviálno-fluviálne sedimenty dnovej akumulácie; a) hliny so štrkmi, b) zahlinené štrky

15 proluviálno-piesčité a hlinité štrky s úlomkami (náplavový kužeľ)

Proluviálno-fluviálne sedimenty (t. j. prechodnej genézy) vytvárajú rozsiahle kužele v Dolnej Ždani. Čisto proluviálne sedimenty náplavových kužeľov sú najčastejšie (Dolná Ždaňa, Bukovina, medzi Lehôtkou pod Brehmi a Hliníkom nad Hronom).

Materiál proluviálno-fluviálnych sedimentov je prevažne štrkový a hronský, s väčšou či menšou prímesou hlín a miernym obsahom klastík, len málo menej vytriedených, mieša sa hronský materiál (kremité horniny, metamorfity, granitoidy, resp. vápence) s miestnym materiálom potokov (vulkanity). Prolúviá náplavových kužeľov majú dominujúce zastúpenie obliakov miestnych vulkanitov (andezitov), malú vytriedenosť, prevahu klastík, variabilné zastúpenie hlín.

Výnosové sedimenty majú až kontinuitne pozičný súvis so štrkovou dnovou akumuláciou, s ktorou sú zhodne datované.

Je tam proluviálna výplň dna dolín. Doložená a zachovaná je na ľavom brehu Lutilského potoka (Ťažké zeme – 2 výskyty) a na hospodárskom dvore družstva v Janovej Lehote s pokračujúcim nízkym chrbátikom pod hradskou (prínos vtedajších tokov Lehotského potoka).

Vystupujúce štrky sú tiež prevažne hrubé a stredné (∅ 5–10 a 2–5 cm), sporadicky i veľmi hrubé (∅ 10–15 cm) a zriedkavo drobnozrnné (∅ 1–2 cm). Všetky frakcie sú vcelku slabo triedené, obliaky sú menej až stredne opracované, zväčša z čerstvých (nenavetraných) hornín. Dominujú andezity, sporadické až zriedkavé sú rozličné kremence (v Janovej Lehote).

Charakter sedimentov a ich dnové uloženie ich umožnilo interpretovať ako posledný náplavový kužeľ pleistocénu (mladopleistocénny).

Pleistocén/holocén

9 fluviálne hlinité štrky a štrky (oderodovaný zvyšný nízky stupeň štrkovej dnovej akumulácie)

Ide o výplň dna doliny (v pásme súčasnej nivy a koryta potoka) na horných tokoch niektorých väčších potokov v kotline (Lehotský potok v Janovej Lehote, Kosorínsky potok s obidvoma zdrojnicami v Kosoríne). Toky v postglaciáli na týchto úsekoch mali príliš veľký spád a energiu na to, aby mohli usadiť jemnozrnnú akumuláciu (štrkové podložie len rozplavovali). Preto sa litofaciálny charakter sedimentov mladopleistocénnej štrkovej výplne výraznejšie nezmenil.

11 deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny

Sú to mladé, prevažne hlinité splachové sedimenty, ktorých bezprostredné uloženie na štrky dnovej akumulácie umožňuje (na rozdiel od ostatných splachov) ich datovanie.

Holocén

3 fluviálno-organické humózne hliny, kalové až slatinné

Sú to humózne, kalové až slatinné hliny v malých depresných a zamokrených panvičkách pramenných úsekov nív potokov. Na mapovanom území sú na ZJZ od Lovčice – Trubína (najmä územie s miestnym názvom Usušie), pri úpätnici pohoria Vtáčnik.

2 fluviálne nivné hliny, vcelku (hliny piesčité, ílovité až so štrkmi) alebo hlinito-štrkovité nivné sedimenty

2a hlinité sedimenty vyšších nív (starší holocén)

Pod nečlenenými fluviálnymi nivnými sedimentmi znázorňujeme holocénne výplne alebo pokryvy v nivách všetkých tokov územia (najmä Hrona). Na Hrone ich hrúbka kolíše od 0,5 do 2 m (najčastejšie 1 m). Sú to hliny s rôznym podielom siltu, ílu alebo pieskov, miestne rôzne humózne, resp. (dospodu) s obsahom štrkov.

Zvyšky vyšších nív (so staršími holocénnymi náplavmi) boli zistené v Dolnej Trnávke, v oblasti rybníka v Revištskom Podzámčí, v Hliníku nad Hronom a Bzenici. Litologicky sú to sedimenty znázorňujúce holocénne výplne alebo pokryvy v nivách všetkých tokov územia (najmä Hrona). Na Hrone kolíše ich hrúbka od 0,5 do 2 m (najčastejšie 1 m). Sú to hliny s rôznym podielom siltu, ílu alebo pieskov, miestne rôzne humózne, resp. (dospodu) s obsahom štrkov.

Zvyšky vyšších nív (so staršími holocénnymi náplavmi) sa zistili v Dolnej Trnávke, v oblasti rybníka v Revištskom Podzámčí, v Hliníku nad Hronom a Bzenici. Litologicky sú to sedimenty totožné s ostatnou nivou.

Pozícia fluviálnych hlín na štrkoch dnovej akumulácie indikuje ich postglaciálny vek.

5 proluviálne hliny a piesčité hliny, občas so štrkmi (nivný náplavový kužeľ, nečlenený holocén)

Ide o nivné výnosové sedimenty potokov, prítokov Hrona – vcelku (Bzenica) a naložené na vyššiu nivu Hrona (Dolná Trnávka).

1 antropogénne navážky, haldy a odkaliská

Je to veľká a environmentalisticky významná navážka (halda) odkaliska a odpadu v hlinikárni v Žiari nad Hronom (stav r. 1995).

Nečlenený kvartér

35a, b a) deluviálno-fluviálne splachové (ronové) hliny, piesčité hliny, b) deluviálno-proluviálne hliny piesčito-úlomkovité (dejekčný kužeľ)
36a, b deluviálno-soliflukčné hliny až piesčité hliny, b) soliflukčné hlinité sedimenty vcelku
37 polygenetické svahové hliny vcelku (sporadicky aj piesčité hliny alebo s obsahom sutiny)
38a, b a) ílovité svahové hliny, b) hliny so sutinami, mierne kamenité
39a, b a) svahové hliny so štrkmi, b) prevažne zahlinené štrky (resedimentované)
40 svahové sutiny: kamenité až hlinito-kamenité
43 svahoviny vcelku, litofaciálne nečlenené (nerozlíšené svahové hliny a sutiny)

Svahoviny (deluviálne sedimenty s. l.) na celej predloženej mape predstavujú tak vlastné deluviálne sedimenty (prevažne gravitačné kolúviá – sutiny), ako aj (najčastejšie) svahoviny kombinovanej genézy, čiže polygenetické (rôzne splachy v úvalinách a dolinkách, sedimenty dejekčných kužeľov a rozličné typy polygenetických svahových hlín).

V horskom kvartéri sú značené aj litofaciálne nečlenené svahoviny.

Zo **zosuvov** sú na mape znázornené len významnejšie. Na íloch výplne Žiarskej kotliny sú časté.

CHARAKTERISTIKA TEKTONICKÝCH POHYBOV

Z tektonického hľadiska sa územie formovalo v dvoch hlavných etapách, ktoré odrážajú paleoalpínsky a neoalpínsky vývoj. Výsledkom paleoalpínskeho vývoja sú tektonické príkrovy tatrika, veporika a hronika. Vznikli strednokriedovou kolíziou a pri orogénnych procesoch z mezozoických sedimentov paleooceánu Tétys. Paleoalpínske jednotky tatrika a veporika vystupujúce v regióne mali podobný geologický vývin. Staršie fázy vrásnenia (falcká, labinská, starokimerská, mladokimerská) sa v nich prejavili len germanotypnými pohybmi spojenými s premenami – regresiami, eróziou, kontinentálnou sedimentáciou, resp. aspoň prínosom terigénneho alebo alodapického materiálu, prípadne tvorbou intraformačných zlepencov. Výrazne odlišný charakter – alpinotypný, spojený so skončením sedimentácie a tvorbou tektonických jednotiek, majú mladšie fázy vrásnenia: austrijská a mediteránna. V koreňových zónach súčasťou týchto jednotiek sú aj prepracované zvyšky starších orogénov [kadomský až kaledónsky (?)]. Paleoalpínske jednotky po strednej kriede nezostali nedotknuté a zakonzervované do dnešných čias, ale ďalej sa modelovali počas neoalpínskych pohybov. Tie však už mali iba „germanotypný" charakter, teda začlenili sa do blokov a rôzne sa ponorili podľa zlomov alebo prešmykov, resp. horizontálne sa posúvali alebo stáčali.

V Malej Magure je výrazná megaantiklinoriálna stavba, kde centrálnu (hrebeňovú časť) budujú granitoidy a na východných a západných okrajoch prevládajú komplexy metamorfitov. Os jadra Malej Magury je zhodná so smerom pohoria (S–J, resp. SV–JZ). V Malej Magure je výrazná vejárovitá stavba územia, vyjadrená sklonmi foliácie (Klinec, 1958; Kahan, 1979). Variská tektogenéza sa z hľadiska štruktúrneho plánu javí v kryštaliniku dominantná. Prejavy neoidných deformačných procesov sú len nevýrazné, starší štruktúrny plán nenarušujú, prípadne sú na ňom konformne naložené. Tektogenézy staršie ako variské sa dosiaľ nepreukázali. Vrásové osi b, ktoré vznikli zvrásnením plôch S1 počas progresívnej hercýnskej dynamometamorfózy, boli navyše lokálne modifikované pri granitizačných procesoch. Keďže slabé alpínske porušenie nemení starší štruktúrny plán, Maheľ (1985) v súvislosti s alochtonitou tatridných jednotiek uvažuje o pasivite kryštalinika Suchého a Malej Magury pri horizontálnych pohyboch. Výrazné sú iba mladé popaleogénne zlomové línie, kopírujúce smer predalpínskych štruktúr – ide o zlomy s.-j. smerov, ohraničujúce masív z východnej strany od Hornonitrianskej kotliny – tzv. malomagurský zlomový systém.

Pohorie Žiar, budované horninami kryštalinika, predstavuje priečnu hrasť sz.-jv. smeru, širokú 6–8 km, oddeľujúcu údolie hornej Nitry od Turčianskej kotliny. Hrasť nepravidelne trojuholníkovitého, resp. vejárovitého tvaru je

ohraničená okrajovými zlomami. Výzdvih pohoria, resp. pokles kotlín v jeho bezprostrednom okolí nastal vo vrchnom bádene až sarmate, pričom sa predpokladá, že viac-menej vertikálne pohyby (šikmé poklesy) po okrajových zlomoch pokračovali ešte aj počas atickej fázy vrásnenia. Vtedy sa osamostatnili turčianska a hornonitrianska depresia a ďalšie výrazné vnútrohorské depresie. Kryštalinikum Žiaru zo západnej a juhozápadnej strany, t. j. od terciérnej výplne Hornonitrianskej kotliny ohraničuje tzv. pravnianska poklesová tektonická línia (Gašparik, 1974) smeru SZ–JV, s úklonmi 60 až 80° na JZ až Z. Obdobné ohraničenie pohoria je i z jeho sv. a v. strany (tzv. žiarska línia). Obidva tektonické systémy lemujúce pohorie na juhovýchode splývajú a prechádzajú do výraznej vulkanicko-tektonickej kunešovsko-tisoveckej línie (Konečný et al., 1978). Hrasťovo-prepadlinový vývoj stavby územia Nemčok a Lexa (1988) spájajú s extenznými pohybmi, zapríčinenými diapirickým výzdvihom v plášti, pri ktorom zohrali svoju úlohu aj transformné zlomy, vyvolané vývojom karpatského oblúka. Vlastný okraj masívu smerom do okolitých kotlín stupňovito poklesáva systémom okrajových „odtrhnutých" blokov. Výrazné tektonické ohraničenie je okrem produktov denudácie pohoria – úpätných proluviálnych a sutinových sedimentov – miestami transgresívne prekryté treťohornou výplňou kotlín a kvartérnymi sedimentmi. Hrasť Žiaru rozdeľujú priečne zlomy jz.-sv. smeru na celý rad blokov (Miko a Határ, 1976). Tieto bloky sú pokračovaním tektonických línií zistených v Hornonitrianskej a Turčianskej kotline a prejavujú sa hlavne morfologicky, prameňmi atď. Väčšinou sú uklonené na JV, niektoré na SZ. Po segmentovaní hrasti nastali nielen vertikálne pohyby, ale väčšinou aj horizontálne ľavostranné posuny. Jednotlivé bloky v závislosti od ich pozície (výstup alebo pokles) boli denudované na rôznu eróznu úroveň, a tak sa odlišujú svojím litologickým zložením. Najvyššie vystupujúca stredná časť pohoria bola denudovaná až na úroveň hlbších častí granitového masívu, pre ktorú je charakteristická monotónnosť litotypov a hruboporfyrický vývoj. Vidieť to najmä na radarových snímkach. Na nich má jadro Žiaru charakter „peneplénu", v ktorom dominujú najmä primárne magmatické pukliny – priečne „ac" a pozdĺžne „bc". Len v hlboko poklesnutom bloku v najjužnejšej časti pohoria sv. od Ráztočna sa zachovali horniny metamorfovaného plášťa, resp. jeho hybridnej zóny, obsahujúcej množstvo enkláv. V centrálnej a južnej časti masívu sa zistili aj zlomy s.-j. smeru. Najmladší je zlomový systém z.-v., prípadne zsz.-vjv. smeru s úklonom 60–65° na juh. Výrazný zlomový systém posledného uvedeného smeru sa tiahne údolím Hája (Bieleho potoka), prechádzajúc hlavným hrebeňom v oblasti Chrenovských lazov smeruje až do oblasti severne od Malej Čausy.

Neoalpínsky vývoj reprezentujú horniny paleogénu, molasové sedimenty a neovulkanity.

Územie kotliny výrazne postihla ilýrska fáza vrásnenia a všetky následné – mladšie – fázy alpínskeho orogénneho cyklu.

Hornonitrianska kotlina bola počas svojho vývoja pod vplyvom regionálneho paleonapätia, ktoré kontrolovalo sedimentáciu prostredníctvom aktívnych zlomov.

V eocéne až spodnom bádene kompresná zložka paleonapätia bola orientovaná v smere SZ–JV. V tomto období boli aktívne poklesové zlomy sz.-jv. smeru, ktoré sprostredkovali prepojenie sedimentačných priestorov paleogénu a neskôr kontrolovali distribúciu sedimentov egenburgu a spodného bádenu. Od stredného do vrchného bádenu kompresia kontinuálne rotovala do smeru S–J. V tomto období sa vytvorili štruktúrne podmienky na sedimentáciu nováckeho, handlovského a košianskeho súvrstvia. Vo vrchnom bádene pokračovala rotácia kompresie v smere pohybu hodinových ručičiek ako dôsledok postupujúcej akreácie vo vonkajších Karpatoch. Od stredného sarmatu do pliocénu, pravdepodobne však až do kvartéru, kompresná zložka paleonapätia rotovala zo smeru SV–JZ (VSV–ZJZ) do smeru SSZ–JJV (SZ–JV). Horninové celky paleogénneho veku spolu so staršími útvarmi podložia postihla germanotypná zlomová tektonika. Pozdĺž zlomov tu došlo k výrazným vertikálnym posunom (poklesy a prešmyky), pričom pozorujeme aj prejavy horizontálnych pohybov. V bojnickej vývierovej oblasti je dosť bežným javom, že na pretínaní (križovaní) zlomov sa vytvárali menšie i väčšie travertínové kopy, resp. v týchto miestach sú dodnes vývery minerálnych vôd. Priebeh zlomov tu bol interpretovaný na základe podrobného geologického mapovania a vyhodnotenia geofyzikálnych (geoelektrických) údajov.

V okolí bojnických teriem a v smere na Šútovce sa zistili dva základné systémy popaleogénneho veku:

a) Staršie zlomy smeru SV–JZ, pozdĺž ktorých územie poklesávalo od SZ na JV, t. j. v smere do kotliny. Túto skutočnosť potvrdzuje narastanie hrúbky paleogénu smerom do kotliny, pričom v poklesnutých kryhách postupne vystupuje na povrch mladšie súvrstvie. Tak je to v území vlastných vývierov teriem aj jz. od vývierového územia.

b) Mladšie (priečne) zlomy majú smer SZ–JV. Pozdĺž nich územie jz. od Bojníc poklesávalo smerom na JZ panvy.

Uvedené popaleogénne zlomy bojnickej vysokej kryhy sú strmé, s veľkosťou sklonu do 80°. Veľkosť sklonu zlomu (80°) idúceho údolím vlastných kúpeľov je overená vrtom Š2-NB. Výška skoku na zlomoch je veľmi rozdielna. Pohybuje sa od 20–30 m do maxima až 700 m.

Handlovská kotlina spolu so svojím starším podložím je tektonicky veľmi exponovaná. Pôvodne súvislé paleogénne sedimenty boli najmä v dôsledku sávskej fázy a mladších fáz postihnuté germanotypnou zlomovou (poklesy a prešmyky) tektonikou. Územie sa tu rozlámalo na viacero krýh s väčšou alebo menšou amplitúdou vertikálnych i horizontálnych pohybov. Kryhy budované plastickejšími horninami (napr. flyšovými alebo ílovcami) boli miestami navyše

detailnejšie zvrásnené. Paleogénne súvrstvia, najmä vyššie rigidnejšie polohy pieskovcového súvrstvia bielopotockého typu, majú sklon do 20–30°, iba pri zlomových líniách podstatne viac (až 78°).

V Handlovskej kotline sme rozlíšili tri základné systémy popaleogénnych zlomov:

1. Staršie zlomy – s priebehom v smere SZ–JV; sú rovnobežné s dnešnou dlhou osou kotliny.
2. Mladšie zlomy – s prevažujúcim smerom SV–JZ (sú kolmé na predchádzajúce zlomy).
3. Najmladšie zlomy – s priebehom zhruba S–J.

Staršie zlomy

Majú väčšinou výrazne lineárny priebeh s dĺžkou niekoľko kilometrov. Priebeh však nebýva súvislý, pretože často bývajú odhodené mladšími zlomami na určitú vzdialenosť smerom na SV alebo JZ. Najvýraznejší zlom sz.-jv. smeru je línia oddeľujúca kryštalinikum Žiaru od paleogénnej výplne Handlovskej kotliny. Tento zlom je možné sledovať zhruba od obcí Pravenec – Kľačany na severné zakončenie Malej Čausy a ďalej na horáreň Uhlisko v smere na v. okraj Ráztočna. Jeho ďalší južný priebeh je problematický a postupne celkom nevýrazný. Ide tu rozhodne o relatívne najstaršiu líniu, ktorú veľmi výrazne porušujú priečne zlomy (pozri mapu). Najvýraznejšie „posunutie" zlomu sa nachádza v bezmennom potoku asi 1 km s. od Malej Čausy. Posun spomínanej línie na priečnom zlome je asi 450 m. Na uvedenej zlomovej línii sa nachádzajú tektonicky „vytiahnuté" tenké pruhy dolomitov z podložia (1,5 km s. a sv. od Chrenovca), ktoré sú aj z južnej strany limitované paralelnou zlomovou líniou. Je nesporné, že túto najvýraznejšiu tektonickú líniu sprevádzajú ďalšie paralelné zlomy toho istého smeru, avšak ich lokalizácia v pieskovcovom súvrství bielopotockého typu, kde merateľné odkryvy sú vzácnosťou, je veľmi problematická. Výrazná paralelná línia prebieha v ľavostrannom prítoku Brezianskeho potoka v smere na Malú Čausu. Tento zlom, morfologicky dobre postrehnuteľný, oddeľuje paleogénne sedimenty od neogénnych sedimentov Suchej a Čausianskej hory. Výška skoku poklesu paleogénnej výplne kotliny oproti granitoidným horninám Žiaru (v úseku tenkého paleogénneho pruhu od Malej Čausy na SZ) je asi 500 m. Tento údaj je v súlade s výsledkami geofyzikálnych meraní (Salajová in Lanc et al., 1994).

Mladšie zlomy

Ich výrazný morfologický prejav je dokumentovaný tým, že očividne porušujú zlom oddeľujúci kryštalinikum Žiaru od paleogénnej výplne kotliny a tým,

že prakticky predurčili smer vodných tokov a ich hlboko vrezaných údolí, najmä v úseku Ráztočno – Chrenovec – Veľká a Malá Čausa.

Uvedené zlomy sa najlepšie mapujú a identifikujú na priechode z kryštalinika do paleogénu; ich pokračovanie paleogénnymi súvrstviami je miestami preukázateľné, inokedy iba predpokladané. Nesporne mnohé z nich prechádzajú do sedimentov a vulkanitov Vtáčnika. Výška skoku na spomínaných zlomoch je určite menšia ako na starších zlomoch, pričom sa bude pohybovať v rozmedzí desiatok až maximálne sto metrov.

Najmladšie zlomy

Do tejto skupiny podmienečne začleňujeme zlomy, ktoré majú s.-j. priebeh, pričom pretínajú a odhadzujú mladšie zlomy (2.). Tektonicky postihujú vulkanity v oblasti Rematy a Bralovej skaly (k. 825,4 m) atď. Markantný zlom tohto smeru sa nachádza na východných svahoch Borovej (k. 671,2 m, v. od Ráztočna). Pozdĺž neho sa zakleslo a dodnes sa zachovalo borovské súvrstvie, ktoré sme v tejto nadmorskej výške už neočakávali. V samotnej paleogénnej výplni Handlovskej kotliny sme zlomy tohto priebehu nezistili. Nevylučujeme možnosť, že mnohé z opisovaných zlomov existovali už v predpaleogénnom období, iné sa prejavovali počas paleogénu a prevažná väčšina dnes výrazných zlomov je popaleogénneho veku. V období sávskej fázy vrásnenia (egenburg) a mladších fáz alpínskeho orgénu na týchto oslabených miestach dochádzalo k opakovaným spontánnym pohybom bez ohľadu na ich predchádzajúcu postupnosť fungovania.

Dnešná podoba Handlovskej kotliny sa dotvorila počas miocénu, pliocénu a kvartéru, keď vulkanická aktivita a novovznikajúci riečny systém boli do značnej miery predurčené práve tektonikou. Ani v súčasnosti nemožno hovoriť o konečnej podobe kotliny, pretože pohyby pozdĺž niektorých zlomov preukázateľne trvajú dodnes (napr. sz.-jv. zlom pri horárni Pred Dolinou atď.). Bazén molasových sedimentov a vulkanitov je vyvinutý v priestore Hornonitrianskej kotliny a pohoria Vtáčnik.

Kotlina ako taká vznikla na začiatku stredného miocénu. Spodnomiocénne sedimenty (egenburg) výplne kotliny boli distribuované v štruktúrnom pláne vz. smeru, ktorý podmienil transgresiu mora z Viedenskej panvy cez Považie a Bánovskú kotlinu s prepojením na Hornonitriansku a Turčiansku kotlinu. Vlastnú výplň kotliny chápeme ako jednu kryhu vyššieho rádu zo systému hrasťovo-prepadlinovej stavby, uklonenú na západ a rozčlenenú zlomami sv. aj sz. systému na čiastkové kryhy (obr. 14). Hrasťovo-prepadlinovú stavbu danej oblasti spájajú Nemčok a Lexa (1990) s extenziou zapríčinenou diapirickým výzdvihom v plášti. Tieto výzdvihy zapríčinili otváranie panvy na listrických zlomoch sv. systému. Jednotlivé kryhy sú rotované pozdĺž horizontálnej osi na západ, pričom výsledkom je asymetrická stavba kotliny. Dôsledkom tejto aktivity bola vulkanická

činnosť, ktorú na študovanom území reprezentujú horniny komplexu andezitu s granátom. Je pravdepodobné, že tieto pyroklastiká predchádzali sedimentáciu vlastného kamenského súvrstvia. Sedimentácia kamenského súvrstvia smerom do nadložia plynule prechádza do produktívnych súvrství (novácke a handlovské súvrstvie) a tie do tzv. nadložných ílov (košianske súvrstvie). Po uložení košianskeho súvrstvia územie postihla tektonická činnosť. Výsledným efektom je vznik hrastí a prepadlín, ktorými je územie rozbité na systém rôzne širokých tektonických krýh na zlomoch sv.-jz. smeru v severnej a východnej časti územia, resp. sz.-jv. smeru v juhozápadnej časti územia (novácke ložisko).

Študované územie je rozsegmentované zlomami sv.-jz. a sz.-jv. smeru a prítomné sú aj zlomy s.-j. a v.-z. smeru (najmä Čechovič, 1959; Čechovič et al., 1962, 1963; Bartek, 1963; Vass, písomné oznámenie; Franko, 1968; Brodňan, 1970; Gross et al., 1970; Gašparik, 1973, 1974, 1985; Nemčok a Lexa, 1990; Elečko in Elečko et al., 1992, 1994a, in Šimon et al., 1994, 1995; Lanc et al., 1994; Hók et al., 1995).

Zlomový systém smeru SV–JZ

Ako sme už uviedli, zlomy tohto systému zohrali svoju funkciu hlavne po uložení sedimentov košianskeho súvrstvia.

Na základe zlomov tohto smeru rozčleňujeme študované územie aj v súlade so staršími prácami na sústavu vysokých a poklesnutých krýh (obr. 14). Generálne od SZ na JV sú to:

- tužinská okrajová kryha,
- prievidzská kryha (prepadlina),
- lazianska kryha,
- prievidzská čiastková kryha,
- kryha Necpalskej hory,
- kryha Banskej,
- veľkočausianska kryha,
- vysoká kryha Brusna,
- prepadina Jalovca,
- handlovská západná kryha,
- handlovská vysoká kryha,
- kryha Jazvečej skaly.

Tužinská okrajová kryha

Je to najsevernejšia kryha regiónu. Na SZ je kryha oddelená **tužinským zlomom (2)** uklonenýmna JV. Tento zlom je markantný v sz. časti obmedzenia kryhy, kde oddeľuje horniny fatrika od tatrika. Smerom na JV je zlom v oblasti

kotliny zakrytý sedimentmi lelovského súvrstvia (pont) a sedimentmi kvartéru. V sz. časti kryhy funkciu medzného zlomu preberá malomagurský zlom. Na JV kryhu oddeľuje od prievidzskej kryhy breziansky zlom.

Prievidzská kryha (prepadlina)

Severovýchodné zlomy členia prievidzskú kryhu na čiastkové kryhy:

a) **Lazianska kryha** je najširšou kryhou severovýchodného systému. Na severozápade je oddelená tužinským zlomom, na juhovýchode **breziansky zlomom** (3) so sklonom na JV. Zlom prebieha zo SV od pravnianskeho zlomu (okrajový zlom, resp. zlomové pásmo sz.-jv. smeru oddeľujúce z JV pohorie Žiar) cez obec Brezany údolím rieky Nitra k Opatovciam. Pravdepodobne jeho pokračovanie na JZ zapríčiňuje segmentovanie malomagurského zlomu. Na lazianskej kryhe je zastúpené čausianske a lelovské súvrstvie.

b) **Prievidzská čiastková kryha** je na SZ ohraničená breziansky zlomom a na JV **necpalským zlomom** (4). Zlom so sklonom na JV prebieha jz. údolím potoka Handlovka cez Prievidzu, v. okrajom Necpál (časť Prievidze), cez Žabný vrch smerom na SV a pravdepodobne sa končí na sz. pravnianskom zlome. Na kryhe sú zastúpené sedimenty čausianskeho, kamenského, košianskeho (len v najjužnejšej časti?), lehotského a lelovského súvrstvia a vulkanoklastiká vtáčnickej formácie.

c) **Kryha Necpalskej hory** dostala názov podľa k. 436,1 m (Necpalská hora). Je na nej postavená centrálna časť mesta Prievidza a časť Necpál. Jej sz. obmedzenie sprostredkuje už spomínaný necpalský zlom. Na juhovýchode je oddelená protiklonným **hájskym zlomom** (5) so sklonom na SZ, prebiehajúcim od Prievidze smerom na SV údolím potoka Handlovka, s. okolím Malej Čausy k pravnianskemu zlomu s možným pokračovaním do pohoria Žiar. Zlom bol pomenovaný podľa hájovne Veľký Háj situovanej pri ohybe potoka Handlovka zo smeru V–Z do smeru SV–JZ. Na kryhe sú v študovanom území zastúpené podobné súvrstvia ako na prievidzskej čiastkovej kryhe. Okrem toho sú tu prítomné aj relikty pliocénnych sedimentov. Zároveň je to najhlbšia kryha kotliny (prievidzskej poklesnutej kryhy, resp. prievidzskej prepadliny; Čechovič et al., 1963), kde sa jz. od Prievidze sedimenty neogénu spolu so sedimentmi paleogénu podieľajú na cca 2 000 m hrubej terciérnej výplni (vrt Š-1 NB III.).

d) **Kryha Banskej.** Názov kryhy pochádza od kopca Banská (k. 389,0 m) v. od Prievidze. Na severozápade je oddelená hájskym zlomom a na juhovýchode ju oddeľuje **maločausiansky zlom** (6) uklonený na SZ. Zlom prebieha z pohoria Žiar južným okrajom Malej Čausy a v oblasti Štvrti (časť Malá Lehôtka) sa rozdvojuje. Severnejšia vetva prebieha cez oblasť Vrchy a severne od obce Sebedražie. Jeho ďalšie pokračovanie smerom na SZ je nejasné. Je možné, že je to okrajový zlom východného obmedzenia novackeho ložiska, južnejšia vetva

prebieha južným zakončením obce Sebedražie cez Lehotu pod Vtáčnikom, južne od obce Kamenec pod Vtáčnikom, Bystričany, Červeňany a Osľany. Končí sa na sz. zlome prebiehajúcom Oslianskym potokom k obci Pažiť. Na kryhe Banskej sú zastúpené sedimenty podtatranskej skupiny paleogénu, čausianskeho, kamenského a lehotského súvrstvia neogénu a vulkanoklastiká vtáčnickej formácie. Prítomné sú aj relikty pliocénnych sedimentov.

e) **Veľkočausianska kryha** je pomenovaná podľa obce Veľká Čausa. Na SZ je vymedzená maločausianskym zlomom a na JV **lipnickým zlomom** (7) s úklonom na SZ. Tento zlom je jv. okrajovým zlomom prievidzskej kryhy (prepadliny). Zlom prebieha od SV z pohoria Žiar obcou Lipník do oblasti hájovne Stanište. Smerom na juh, resp. juhozápad v oblasti vulkanitov Vtáčnika je jeho pokračovanie už nezreteľné. Je však zrejmé, že zlom sa uplatňuje na cígľansko-handlovskom ložisku.

Veľkočausiansku kryhu člení niekoľko ďalších zlomov sv. smeru prebiehajúcich cez oblasť Štvrti (predtým Malá a Veľká Lehôtka a Hradec). Zlom prebiehajúci z pohoria Žiar a paleogénu cez Veľkú Čausu, uklonený na JV, sa v oblasti Veľkej Čausy smerom na juh štiepi, pričom východná vetva má sklon na SZ. Takto sa v rámci veľkočausianskej kryhy vytvára čiastková **poklesnutá kryha Hradca** (súčasť dnešnej konglomerácie Štvrti). Pokračovanie kryhy na JZ je nejasné, pretože priebeh medzných zlomov, podobne ako pri ostatných sv. zlomoch, je v oblasti vulkanitov nejasný. Východný zlom čiastkovej kryhy s úklonom na JV je pravdepodobne západným medzným zlomom cígľansko-handlovského ložiska.

Vysoká kryha Brusna

Táto kryha je po tužinskej a prievidzskej kryhe ďalšou kryhou sv. smeru. Na SZ ju vymedzuje už spomínaný lipnický zlom a na JV **brusniansky zlom** (8) s úklonom na JV. Zlom prebieha zo SV z oblasti pohoria Žiar, východne od obce Chrenovec, kde jeho priebeh využil na svoj tok bezmenný potok, v. okrajom obce Brusno a ďalej na JZ údolím potoka do oblasti v. od kopca s kótou 702 m (Jelení vrch). Jeho ďalšie pokračovanie na JZ je vo vulkanitoch nezreteľné. Na kryhe vystupujú sedimenty podtatranskej skupiny paleogénu, vulkanoklastiká kamenského súvrstvia, sedimenty handlovského a košianskeho súvrstvia a vulkanity vtáčnickej formácie.

Prepadlina Jalovca

Východne, resp. jv. od kryhy Brusna je predpadlina Jalovca. Na Z, resp. SZ, je oddelená brusnianskym zlomom a na JV **morovnianskym zlomom** (9). Zlom je pomenovaný po rovnomennej obci Morovno. Prebieha zo s. okolia obce Ráz-

točno, kde porušuje horniny mezozoika a podtatranskej skupiny, cez Ráztočno, Morovno, údolím potokov južne od obce, kde sa stáča do južného smeru v oblasti Malého Griča (k. 876,2 m) a Kňazovho kopca (k. 694,4 m). Smerom na juh je jeho povrchové pokračovanie nezreteľné. Zrejme pokračuje ďalej na juh do oblasti handlovského ložiska. Na kryhe v sv. časti územia vystupujú horniny mezozoika a podtatranskej skupiny. Smerom na JZ sú to sedimenty čausianskeho, kamenského, handlovského a košianskeho súvrstvia a vulkanity Vtáčnika.

Handlovská západná kryha

V území medzi okrajovým zlomom prepadliny Jalovca na západe (morovniansky zlom) a zlomom prebiehajúcim cez Handlovú – **handlovský hlavný zlom (10)** – vyčleňujeme handlovskú západnú kryhu, ktorá od handlovského hlavného zlomu stupňovite poklesáva na Z, resp. SZ po zlomoch sv. smeru. Handlovský hlavný zlom s úklonom na SZ prebieha od centra mesta Handlová a na jeho južnom zakončení sa napája na súklonný novolehotský zlom. Zlomovú stavbu územia handlovského zosuvu študovali Čechovič et al. (1963). Hlavný sv. systém zlomov je komplikovaný sz. zlomami, avšak tieto poruchy sú malé. V handlovskej západnej kryhe sa zachovali sedimenty paleogénu, čausianske súvrstvie, kamenské, handlovské a košianske súvrstvie a vulkanity vtáčnickej formácie.

Handlovská vysoká kryha

Vysoká kryha je na SZ oddelená handlovským hlavným zlomom a na JV **handlovskými východnými zlomami (11)** so sklonom na JV. Zlomy prebiehajú od s. zakončenia obce Nová Lehota cez oblasť handlovského zosuvu na SV. Vysoká kryha sa smerom na SV rozširuje a na JZ zužuje do klinovitého tvaru pri južnom zakončení Handlovej a severne od Novej Lehoty. Veľkosť skokov zlomov oddeľujúcich vysokú kryhu sa smerom na JZ zmenšuje. Kryha je porušená drobnými poruchami. Odkryté sú na nej najstaršie paleogénne íly a ílovce s lavicami pieskovca. Len v jz. časti kryhy, ktorá je relatívne menej vyzdvihnutá, sa zachovali aj mladšie sedimenty. Podľa Čechoviča et al. (1963) sú tu mapovaním doložené íly košianskeho súvrstvia. Predpokladá tu aj prítomnosť sedimentov čausianskeho, handlovského a kamenského súvrstvia. Ich prípadná neprítomnosť by svedčila o ich redukcii buď primárnej – vykliňovanie – , alebo sekundárnej, vyvolanej priečnymi poklesmi, ktoré na povrchu porušili kompletnosť vrstvového sledu.

Kryha Jazvečej skaly

Kryha je súčasťou prepadliny kremnického grabenu. Na západnejších, menej poklesnutých kryhách prepadliny vystupujú sedimenty paleogénu, egenburgu

a bádenu, na hlbšie poklesnutých kryhách sú tieto staršie vrstvy pochované a na povrch vystupujú z nich iba íly košianskeho súvrstvia a andezity, resp. ich vulkanoklastiká.

Všeobecne zlomy vymedzujúce handlovskú vysokú kryhu a prepadliny handlovskej západnej kryhy či kryhy Jazvečej skaly majú tendenciu zbiehať sa smerom na SV a rozbiehať na JZ, t. j. opačne ako pri vysokej kryhe. Výška skokov dosahuje 50, 100, 150 a viac metrov. Zlomy v oblasti Handlovej boli korelované s poruchami banských máp v bani Handlová, kde je však ešte celý rad menších zlomov (Čechovič et al., 1963).

Jednotlivé kryhy sú okrem okrajových zlomov porušené ďalšími zlomami. Hlavne handlovské ložisko je porušené hustou sieťou zlomov vzdialených od seba 80–300 m. Celková výška skokov na zlomoch dosahuje 100–300 m.

Zlomový systém smeru SZ–JV

K hlavným zlomom tohto systému prináleží **pravniansky zlom (1)**, resp. zlomové pásmo, ktoré oddeľuje kotlinu zo SV od pohoria Žiar. Je segmentovaný systémom zlomov sv. systému. Jeho výška skoku je rozdielna v sz. a v jv. časti územia.

V severnej časti regiónu sa zlom v oblasti Pravenca štiepi. Jedna jeho vetva prebieha cez obec Tužina a druhá východnejšie, nepomenovaným potokom ústiacim na južnom zakončení Kľačna do rieky Nitry. Na jeho vysokej kryhe sú na povrchu prítomné horniny mezozoika a čausianskeho súvrstvia egenburgu (kľačianske zlepence a šlírové sedimenty), kým na poklesnutej kryhe sú úplne zakryté sedimentmi lelovského súvrstvia a kvartéru.

Pravnianske zlomy spolu so sz. zlomom prebiehajúcim Chvojnicou cez Malinovú k Poluvsiu (**13**), resp. prebiehajúcim od hájovne Bystré k Nedožerom (**14**), segmentujú územie na poklesnuté a vysoké kryhy. Najviac poklesnuté územie v ich rámci je oblasť obce Malinova – **malinovská kryha** –, kde predpokladáme v podloží lelovského súvrstvia aj prítomnosť sedimentov lehotského a čausianskeho súvrstvia, morských sedimentov spodného bádenu a najväčšiu hrúbku sedimentov paleogénu. Tento predpoklad však v súčasnosti nie je možné potvrdiť vzhľadom na absolútnu neprítomnosť hlbších vrtných prác.

Zlomy sz.-jv. orientácie podmieňujú priebeh kvartérnej sedimentácie a spolu so zlomami sv.-jz. smeru formujú a oddeľujú mladú neotektonickú depresiu Malinovej.

Zlomy sz. smeru porušujú laziansku kryhu. Uplatňujú sa v morfológii krajiny – ich priebeh zväčša využili potoky pre svoje korytá. Zdá sa, že aspoň niektoré zlomy segmentujú s.-j. **malomagurský zlom (12)**, a sú teda mladšieho založenia (resp. oživené staršie zlomy kryštalinika Malej Magury). Dva z nich (**16, 17**) prebiehajú južným okrajom obce Kanianka. Sú to protiklonné zlomy budujúce

hrasť, na ktorej vystupujú na povrch šlíry čausianskeho súvrstvia, a to v oblasti priehrady južne od Kanianky. Vrtom Čč-7 na pokesnutej kryhe sa preukázal cca 70-metrový skok. Ďalšie zlomy uplatňujúce sa v morfológii územia prebiehajú cez Bojnice (miestna časť Dubnica) a v údolí potoka tečúceho cez obec Poruba a Lazany (**15**). Vo všetkých týchto prípadoch je možné sledovať zlomy až do údolia rieky Nitra, t. j. po **breziansky zlom** (3) sv. systému.

Severozápadný zlomový systém sa uplatňuje v jz. časti územia v oblasti novác-kého ložiska a jeho pokračovanie na severozápad do oblasti Kocurany – Zemian-ske Kostoľany. Zlomy sz. smeru sa uplatnili v stavbe územia súčasne so zlomami sv. systému ako vyrovnávacie poklesové zlomy pri ľavých horizontálnych posu-noch na zlomoch sv. smeru (pozri predchádzajúci text). Aj na nováckom ložisku vznikol zložitý systém vysokých a poklesnutých kryh, resp. hrastí a prepadlín. Veľkosť skokov dosahuje niekoľko 100 m. Severozápadný smer zlomov sa uplatňuje v centrálnej a severnej časti ložiska, kým v južnej časti sa zlomy stáčajú do s.-j. smeru.

V zlomovom systéme SZ–JV, v oblasti novácke-ho ložiska, vymedzujeme vysokú kryhu Pustého vrchu (jv. od Novák). Táto kryha sa uplatňuje aj v neo-tektonickom pláne v kvartéri – územie sv. aj jz. od kryhy poklesáva.

K významnejším zlomom sz. smeru patria zlomy:

– zlom (**18**) prebiehajúci cez obce Sebedražie a Koš s úklonom na JZ.

– zlom (**19**) prebiehajúci južne od Podhradia cez Lehotu pod Vtáčnikom a Nováky smerom na Vrchy s úklonom na SV. Zlom je aj kvartérneho veku. Sprostredkuje sv. obmedzenie kryhy Pustého vrchu.

– zlom (**20**) prebiehajúci cez Kamenec pod Vtáčnikom na severný okraj Zemianskych Kostolian s úklonom na JZ. Je to tiež mladý kvartérny zlom a spro-stredkuje južné, resp. juhozápadné obmedzenie kryhy Pustého vrchu.

– zlom prebiehajúci z pohoria Vtáčnik medzi obcami Bystričany a Čereňany

– **čereniansky zlom** (**21**) – smerom na Chalmovú s úklonom na SV. Končí sa na sv. zlome v údolí rieky Nitra. Oba opísané zlomy spolu so sv. zlomom v smere od Lehoty pod Vtáčnikom na Osľany oddeľujú najviac poklesnutú kryhu sz. sys-tému, bystričiansku kryhu s najväčšou hrúbkou kvartéru (viac ako 25 m).

– **zlom Oslianskeho potoka** (**22**) predisponoval priebeh rovnomenného potoka. Pokračuje smerom na Pažiť a má úklon na SV. Spolu s čereniansky zlomom oddeľuje čereniansku kryhu.

Zlomy severo-južného smeru

Zo zlomov, resp. zlomového systému tohto smeru je najvýraznejší **maloma-gurský zlom** (**12**). V severnej časti kotliny je medzným zlomom, kde zo záp-adnej strany ohraničuje kotlinu voči kryštaliniku Malej Magury. V oblasti Bojníc oddeľuje bojnickú vysokú kryhu s vývermi termálnych vôd od vlastnej kotliny.

Čechovič (1959) hodnotí tento zlom ako posarmatský na základe jeho vzťahu k uhoľnému ložisku (podmienil rozsah popaleogénnej depresie smerom na západ a sever, v ktorej vzniklo uhoľné ložisko), možno však usudzovať na jeho popaleogénny vek. Existencia tohto zlomu je preukázateľná už v burdigale, t. j. v egenburgu (Brodňan, 1964). Výskum riečnych terás a travertínov ukázal, že sa na ňom opakovali pohyby nielen po sarmate, resp. v ponte, ale aj v kvartéri. Tieto pohyby podmienili začiatok vyvierania termálnych vôd na ich priesečníkoch koncom mindelu, resp. v interglaciáli mindel/riss a neskôr ich sťahovanie od SV na JZ. Výška skoku na tomto zlome je rôzna a závisí od vzťahu súklonných a protiklonných zlomov. V úseku od Kanianky po Horné Lelovce je zhruba 300–700 m.

Veľmi zaujímavá je skutočnosť, že zatiaľ čo v priestoroch bojnickej vysokej kryhy (dnes vyzdvihnutej oproti kotline) nachádzame v okolí Kocurian preukázateľné spodnooligocénne flyšové sedimenty, v dnešnej kotline pod uhoľným ložiskom boli preukázateľne zistené iba vrchnopriabónske mikrofaunistické spoločenstvá (veľmi otázny je ich zásah až do spodného oligocénu). Zistenia by nasviedčali tomu, že tu muselo dôjsť k inverzii krýh pozdĺž malomagurského zlomu. V kotline by mal byť zachovaný spodný oligocén a na vysokej kryhe by vlastne mal byť denudovaný. V skutočnosti je to naopak. Na základe toho musíme predpokladať, že priestory dnešnej kotliny (kde sú neogénne sedimenty s uhlím) museli byť v pospodnooligocénnom období a pred egenburgom morfologicky vyššie a dnešná bojnická vysoká kryha musela byť poklesnutá. Iba tak je možné vysvetlenie chýbania spodného oligocénu v kotline pod neogénnymi sedimentmi a dodnes zachovanými spodnooligocénnymi sedimentmi vo vysokej kryhe.

Ako sme už spomenuli, pohyb po **malomagurskom zlome (12)** sa musel udiať už po paleogéne a pred egenburgom (zastúpenie vrchnooligocénnych sedimentov). Pohyb po tomto zlome musel však byť aj po egenburgu. Sedimenty egenburgu chýbajú na vysokej bojnickej kryhe, t. j. v území, kade sa predpokladá spojenie egenburského mora smerom do Bánovskej kotliny. Na jeho úlohu vo vývoji stredného miocénu v novácke časti kotliny je možné usudzovať z prác na novackom uhoľnom ložisku. Prejavuje sa po vrchnom bádene po uložení kamenského súvrstvia (to plynule prechádza do oblasti Bánovskej kotliny). Zdá sa, že zlom ovplyvňoval západný rozsah uhoľných slojov a nadložných ílov, t. j. novácke ho a košianskeho súvrstvia. Zmenu priebehu malomagurského zlomu zo smeru S–J v oblasti Bojnice – Opatovce, vyplývajúcu z gravimetrických meraní, a priebeh zlomu s plynulým ohybom tvaru S je možné vysvetliť križovaním dvoch zlomov, resp. zlomových systémov, a to smeru S–J a SV–JZ.

Zlom sv. systému, ktorý sa môže podieľať na segmentovaní malomagurského zlomu (brezianský zlom), prebieha v kotline od obce Brezany k Opatovciam. Tento zlom využila na svoj tok aj rieka Nitra. Priebeh tohto zlomu na vysokej bojnickej kryhe nie je celkom známy. Na základe novšieho vrtu NB-8 je možné spresniť jeho priebeh severne od vrtu. Na vysokej kryhe zlomu je

bazálny paleogén na povrchu a na poklesnutej kryhe v hĺbke 571,8 m (Halmo, ústna informácia).

Severojužné pokračovanie malomagurského zlomu a styk zlomu sv. systému je ešte skomplikovaný zlomami sz. systému – napr. zlomy v Opatovciach a zlom prebiehajúci cez obec Kocurany, resp. výrazné zlomy sz. systému na ložisku Nováky. V severnej časti regiónu v úseku Nedožery – Poluvsie je pravdepodobne zlom s.-j. smeru, uplatňujúci sa v morfológii územia. Využila ho vo vymedzenom území pre svoj tok rieka Nitra. V oblasti mesta Prievidza sa v morfológii územia uplatňuje zlom v.-z. smeru, ktorý pre svoj tok využil potok Handlovka (výrazná zmena smeru toku).

Žiarska kotlina je oddelená priebehom subparalelných zlomov smeru SSV–JJZ. V smere na sever depresia nadväzuje na kremnický graben. Depresia sa vyznačuje asymetrickým charakterom s väčším poklesnutím pri západnom okraji. Hĺbka poklesnutého podložia je na základe gravimetrie a seizmického profilovania 1 700–2 500 m. Z poznatkov o povrchovej stavbe vulkanických komplexov vyplýva, že v rámci depresie je v jej južnej časti poklesnutý komplex spodnej stavby štiavnického stratovulkánu, výplň štiavnickej kaldery, produkty sarmatského vulkanizmu štiavnického stratovulkánu a produkty jastrabskej formácie. Vo vrchnej časti výplne sú pri západnom okraji depresie akumulované sedimenty vrchného miocénu – pliocénu.

Štruktúra hodrušsko-štiavnickej hrasti je od žiarskej depresie oddelená priebehom zlomového pásma vyhniansko-ihráčskej vulkanicko-tektonickej zóny (s amplitúdou vertikálneho pohybu vyše 3 000 m). Uvedená zóna v období formovania žiarskej depresie (vrchný sarmat – panón) bola využitá pre prívodové cesty ryolitového vulkanizmu pri južnom až východnom okraji žiarskej depresie. Produkty ryolitového vulkanizmu (vrátane starších komplexov) pri južnom okraji študovaného územia sú porušené zlomami sv.-jz. smeru, čo potvrdzuje pokračovanie subsidenčných pohybov depresie v období pliocénu (subsidenčné pohyby depresie dokumentuje aj akumulácia vrchnomiocénnych? pliocénnych sedimentov).

Severný okraj bloku hodrušsko-štiavnickej hrasti v študovanom území charakterizuje intenzívny erozívny zrez s obnažením spodnej stratovulkanickej stavby rozčlenenej zlomami sv.-jz. priebehu.

Západný okraj žiarskej depresie je oddelený priebehom zlomovej zóny žiarskeho zlomu submeridionálneho charakteru, ktorá ohraničuje sedimentárnu výplň kotliny od vulkanického komplexu, resp. od handlovského prahu. V pásme zlomovej zóny je väčší počet zosuvov, čo dokumentuje nastabilitu tejto zóny aj v období kvartéru. Žiarsky zlom, resp. jeho pokračovanie na SSV, je v oblasti východne od Handlovej medzným v. zlomom čiastkovej kryhy Jazvečej skaly.

Vnútorná stavba kotliny je jednoduchá. Kryhy sú situované pozdĺž horizontálnej osi na Z (Nemčok a Lexa, 1988). Na čiastkové štruktúry ju rozčleňujú zlomy ssz. smeru, najmä **prestavlcký zlom**, ktorý sa tiahne dolinou Prestavlckého potoka k okraju Dolnej Trnávky a k ústľovému úseku potoka Teplá pri Lehôtke pod Brehmi.

ZHODNOTENIE GEOFYZIKÁLNYCH ÚDAJOV

Táto kapitola bola zostavená podľa správy Lanc et al. (1994). V uvedej správe je spracovaná mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií pohoria Vtáčnik a Hornonitrianskej kotliny. Pohorie Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina z geologického hľadiska patria k pomerne dobre preskúmaným územiam. Prvé regionálne merania v mierke 1 : 200 000 pozostávali z tiažových, aeromagnetických a aerorádiometrických meraní. Tiažové merania sa vykonali v rámci úlohy Gravimetrická mapa ČSSR (Ibrmajer, 1961) s hustotou 1 bod . km^{-2} a poskytujú prvý ucelený pohľad na priebeh tiažového poľa v študovanej oblasti. V 60. rokoch sa realizovali aerorádiometrické a aeromagnetické merania (Mašín et al., 1963). V rokoch 1976 až 1986 bolo územie letecky zmapované (Gnojek a Dědáček, 1977; Gnojek et al., 1986). Dôležitou prácou zameranou na celý región je Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát na účely prognózovania ložísk (Šefara et al., 1987). V tejto práci boli reinterpretované existujúce geofyzikálne merania v nadväznosti na geologické poznatky. Neskôr sa v skúmanom území vykonalo niekoľko detailných meraní s cieľom stanovenia tektoniky okolia Novák, určenia mocnosti kvartérnych a neogénnych sedimentov, geofyzikálneho prieskumu v oblasti Nováky – Bojnice – vymedzenie ochranného rajónu bojnických prameňov, spresnenie geologickej stavby okolia Novej Bane, spresnenie reliéfu predterciérneho podložia v oblasti Bielice – Chalmová a práce na účely vyhľadávania uhoľných ložísk v oblasti Nováky – Cígeľ a Handlová-východ, kde bolo úlohou geofyziky sledovanie podložia lehotského súvrstvia a zlomovej tektoniky (Džupa, 1977).

Z oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny boli na petrofyzikálnu charakteristiku k dispozícii údaje o hustotných, magnetických a rádioaktívnych vlastnostiach hornín z vrtov MEB-1, PO-86, Š-1-NB, Š-1-NB-3, VTV-10 a VTV-55. Okrem súvrství a formácií definovaných Konečným, Lexom a Planderovou (1983) boli novšie v pohorí Vtáčnik vrtom MEB-1 v oblasti Prochota zastihnuté intruzívne horniny povahy dioritových a andezitových porfýrov. Boli vyčlenené ako samostatný súbor označený ako intruzívny komplex vo Vtáčniku (prochotský intruzívny komplex; Šimon et al., 1991). Priemerná hustota vyčlenených litostratigrafických súborov dosahuje veľmi široké rozpätie (tab. 5). V prípade objemovej hustoty (Do) je to 1,88–2,64 g . cm^{-3}, mineralogickej hustoty (Dm) 2,38–2,74 g . cm^{-3} a prirodzenej hustoty (Dp) 2,11–2,67 g . cm^{-3}. Priemerná pórovitosť varíruje v rozpätí 3,31–30,19 %. Najnižšiu hustotu majú sedimenty handlovského a košianskeho súvrstvia. V handlovskom súvrství sa zistili aj veľmi nízke hodnoty mineralogickej hustoty (Dm = 2,38 g . m^{-3}). Toto zníženie je spôsobené prítom nosťou uhoľnej substancie v skúmaných vzorkách. Vysoké hodnoty Do, Dm a Dp

sú charakteristické pre prochotský intruzívny komplex. Horniny tohto komplexu predstavujú najťažšie horniny neogénneho vulkanizmu v oblasti Vtáčnika. Priemerné hodnoty v plešinskej a vtáčnickej formácii, ako aj vo formácii Kľakovskej doliny svedčia o tom, že v skúmaných vrtoch v týchto formáciách prevládajú vulkanoklastické členy. Takmer pre všetky neogénne litostratigrafické súbory v pohorí Vtáčnik (okrem intruzívneho komplexu spodnej stavby) platí, že početnosť získaných súborov nie je dostačujúca. Svedčia o tom vysoké hodnoty smerodajných odchýlok pri Do a Dp. V sedimentoch miocénu v Hornonitrianskej kotline sa prejavuje relatívne výrazný hustotný gradient (vo vrte Š-1-NB v hĺbkovom rozpätí 150–900 m a vo vrte Š-1-NB-3 v hĺbkovom intervale 450–850 m). Magnetické vlastnosti litostratigrafických súborov v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny (tab. 6) dokumentujú, že väčšina vyčlenených súvrství a formácií sa zaraďuje medzi slabo magnetické (košianske súvrstvie, kamenské súvrstvie, intruzívny komplex spodnej stavby, lehotské súvrstvie a handlovské súvrstvie) a iba pre formáciu Kľakovskej doliny, plešinskú a vtáčnickú formáciu sú charakteristické výraznejšie magnetické prejavy. Najvyššie priemerné hodnoty NRMP a KAPA v oblasti Vtáčnika sa zistili vo vtáčnickej a plešinskej formácii.

Tieto formácie sú charakteristické najmä vysokými hodnotami prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie. Rádioaktivitu hornín poznáme iba z málo početných súborov kamenského súvrstvia a intruzívneho komplexu spodnej stavby (tab. 7). Oba súbory vykazujú nízke hodnoty rádioaktívnych parametrov. Na zá-

Tab. 5 Hustota litostratigrafických súborov v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

Litostratigrafické súbory	n	Do ($g \cdot cm^{-3}$)		Dm ($g \cdot cm^{-3}$)		μ		Do ($g \cdot cm^{-3}$)	
		x	ds	x	ds	x	ds	x	ds
1. kamenské súvrstvie	124	2,31	0,31	2,68	0,12	14,24	9,31	2,45	0,21
2. handlovské súvrstvie	10	1,88	0,37	2,38	0,21	22,57	8,91	2,11	0,25
3. košianske súvrstvie	11	1,88	0,42	2,66	0,15	30,19	11,85	2,18	0,34
4. lehotské súvrstvie	24	2,14	0,21	2,63	0,12	18,93	6,49	2,33	0,16
5. plešinská formácia	55	2,30	0,18	2,64	0,07	12,88	6,70	2,43	0,12
6.formácia Kľakov. doliny	33	2,24	0,25	2,55	0,07	12,00	9,31	2,36	0,17
7. vtáčnická formácia	137	2,33	0,23	2,66	0,07	11,96	8,28	2,45	0,15
8. intruzívny komplex sp.stavby Vtáčnika	47	2,64	0,02	2,74	0,04	3,31	2,89	2,67	0,04
Predterciérne podložie:									
1. paleogén	242	2,50	0,17	2,69	0,07	6,87	2,2	2,50	0,13
2. mezozoikum	41	2,75	0,06	2,78	0,05	1,23	0,98	2,76	0,05
3. mladšie paleozoikum	58	2,55	0,11	2,70	0,05	5,36	3,86	2,60	0,08

klade hustoty spomedzi komplexov predneogénneho podložia sú si blízke paleogén a mladšie paleozoikum (priemernými hodnotami Do, Dm, p, a Dp). Mezozoické horniny majú výrazne vyššiu hustotu a nižšiu pórovitosť (tab. 5). Magnetické charakteristiky (tab. 6) zaraďujú uvedené komplexy medzi veľmi slabo magnetické. Pri paleogénnych sedimentoch ani v prípade väčšej hrúbky (vrt Š-1-NB-3) sa hustotný gradient neprejavuje.

Na mape geofyzikálnych štruktúr (Lanc et al., 1994; obr. 15) sú zobrazené tie geofyzikálne anomálie územia, ktoré poskytujú základný obraz o štruktúrno-tektonických a geologických pomeroch celého regiónu. Pri skúmaní stavby sa vy-

Tab. 6 Magnetické vlastnosti litostratigrafických súborov v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

Litostratigrafické súbory		NRHP (nT)		KAPA (10^{-6} SI)	
		x	ds	x	ds
1. kamenské súvrstvie	117	180,7	689,0	702,3	1 839,5
2. handlovské súvrstvie	6	54,1	71,5	2 585,6	3 194,8
3. košianskesúvrstvie	10	10,5	33,2	518,6	1 639,8
4. lehotské súvrstvie	18	158,0	404,7	1 592,7	1 559,4
5. plešinská formácia	43	1 267,9	2 736,1	6 906,7	4 229,6
6. formácia Kľakovskej doliny	33	589,1	1 175,0	5 179,1	3 316,7
7. vtáčnická formácia	95	3 115,3	4 452,4	10 605,5	9 933,8
8. intruzívny komplex sp. stavby Vtáčnika	47	431,5	613,5	1 312,1	2 043,1
Predneogénne podložie:					
1. paleogén	242	0,5	1,7	48,1	237,1
2. mezozoikum	33	0,0	0,0	0,0	0,0
3. mladšie paleozoikum	37	11,4	24,9	285,9	686,0

Tab. 7 Rádioaktivita litostratigrafických súborov v oblasti Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny

Litostratigrafické súbory	n	Q (ppm Uekv)		Th (ppm)		U (ppm)		K (V)	
		x	ds	x	ds	x	ds	x	ds
1. kamenské súvrstvie	8	7,69	0,84	8,54	1,39	2,09	0,35	1,00	0,41
2. intruzívny komplex sp. stavby Vtáčnika	4	6,58	2,06	6,63	1,70	2,10	0,50	1,00	0,94

chádzalo predovšetkým z anomálií tiažového poľa, v ktorom sa zobrazujú hustotné nehomogenity nielen v sedimentárno-vulkanickom komplexe, ale aj v jeho podloží. Charakteristickým prvkom územia sú výrazné tiažové elevácie podložia terciéru s malým alebo takmer žiadnym zastúpením magnetických hornín (sz. a jv. časť regiónu). Výrazné tiažové depresie v s. a jv. časti územia poukazujú na výrazné depresie v reliéfe podložia terciéru, a tým aj na značné nahromadenie terciérnych sedimentov s veľmi nízkym zastúpením magnetických hornín (stredno- až hrubozrnných porfyroklastík, brekcií, lávových prúdov a intrúzií rôzneho petrografického typu a veku). Na mape ÚBA sa v oblasti mesta Handlová prejavuje tiažový chrbát, ktorý pokračuje na JZ. Usudzujeme, že výrazné tiažové elevácie sú prejavom vrcholových častí chrbta. Táto zóna prebieha od Handlovej k Janovej Lehote, Kľaku a Pustému Poľu. Priebeh elevácie je deformovaný rozhraniami smeru SZ–JV, najmä sz. od Prochota a ssv. od Kľaku. Pozornosť si zasluhuje prítomnosť relatívne ťažších a magnetických hornín v území medzi Kamencom pod Vtáčnikom a Lehotou pod Vtáčnikom. Predpokladáme, že ide o účinok čiastkovej elevácie podložia s polohami magnetických hornín (napr. malužinské súvrstvie – vulkanity). Zvláštne postavenie prisudzujeme hustotne ťažším a slabo magnetickým hmotám v okolí Prochota a západne od Bzenice. Ide pravdepodobne o prejav intruzívnych telies, ktoré zároveň podmienili alteráciu vulkanických hornín v ich nadloží a bezprostrednom okolí. Severne od Prievidze sa zistila výrazná tiažová depresia. Depresie pri obci Koš, jv. od obce Červeňany a v okolí Bystričian charakterizuje prítomnosť sedimentov bez vulkanickej frakcie, ale so zvýšenými hodnotami rádioaktivity. Veľmi intenzívny prejav má anomália jz. od Ostrého Grúňa, kde predpokladáme značné nahromadenie ľahších vysoko magnetických hornín s reverznou magnetickou polarizáciou, ktorú na jv. okraji sprevádza zvýšený obsah rádioaktívnych prvkov. Nemôžeme vylúčiť možnosť prejavu prívodného vulkanického systému. Podobne je možné uvažovať aj v prípade lokality Tisovo bralo. Všetky interpretované geofyzikálne anomálie sú vymedzené fyzikálnymi rozhraniami základných smerov JZ–SV a SZ–JV. Objavujú sa aj rozhrania smeru S–J (najmä v severnej časti) a JJZ–SSV (v jv. časti územia). Nimi sa zvýrazňuje bloková stavba regiónu, ktorá odráža priebeh reliéfu podložia terciéru, hrúbku a zloženie sedimentárno-vulkanického komplexu.

GEOLOGICKÝ A TEKTONICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

K najstarším geologickým útvarom na území regiónu patria proterozoické (?), paleozoické a mezozoické horniny jadrových pohorí Žiar, Malá Magura a Strážovské vrchy. Takéto horniny tvoria aj podložie paleogénnych a neogénnych hornín Hornonitrianskej kotliny a Vtáčnika.

Vývoj litologicky pestrého kryštalinika Strážovských vrchov, postihnutého polymetamorfnými procesmi, je zložitý. O existencii reliktov najstarších proterozoických? sekvencií metamorfovaných a magmatických hornín môže svedčiť zatiaľ prítomnosť jadier granátov obohatených pyropovou zložkou. Tieto jadrá vznikli za podmienok vysokoteplotnej amfibolitovej až granulitovej fácie pri T = = 580–620° C a P = 400–500 MPa (Hovorka a Méres, 1989; Méres a Hovorka, 1989). Môže ísť o panafrický? alebo kadómsky? metamorfný cyklus. Po kulminácii uvedenej metamorfózy nastala tektonická aktivita, výzdvih a erózia.

V priebehu staršieho paleozoika sedimentovala faciálne monotónna flyšoidná séria s prevládajúcimi peliticko-psamitickými sedimentmi prevažne drobového, menej piesčitého charakteru, sprevádzaná prejavmi bázického, prípadne kyslého vulkanizmu. Staropaleozoický vulkanicko-sedimentárny komplex (i s reliktným starším materiálom) bol v priebehu variskej orogenézy regionálne retrográdne postihnutý. Progresívna premena však dosiahla podmienky fácie granatických amfibolitov sillimanitovo-almandínovej, resp. sillimanitovo-biotitovo-muskovitovej subzóny, pričom teplota varíruje od 540° C do 680° C a tlak od 200 do 500 MPa, čo zodpovedá hĺbke metamorfizmu 15–17 km. Kontaktno-termickým účinkom granitoidov na horniny plášťa došlo k ich periplutonickej metamorfóze. Podľa Vilinovičovej (1990) táto metamorfóza v Malej Magure dosiahla hodnoty T = 600–710° C pri P = 450–470 MPa. Intrúzia palingénnych peraluminóznych granitoidov sa uskutočnila pred 360–340 Ma, pričom nie je vylúčený aj starší vek tonaliticko-granodioritových typov.

Neoidné tektonické procesy v masívoch kryštalinika výraznejšie neovplyvnili zafixovaný starší varisky štruktúrny plán, prípadne ich stopy sú na ňom konformne naložené. Alpínska orogenéza sa prejavila iba lokálne vznikom blastomylonitov a fylonitov pri dislokačnej metamorfóze, maximálne za podmienok nízkoteplotnej fácie zelených bridlíc. Dislokačná premena postihla iba okraje kryštalického masívu (za vzniku kliváže s plochami S3). Je spojená s tvorbou okrajových popaleogénnych zlomov, ako aj s výzdvihom, respektíve vyklenovaním masívu a s poklesom okolitých kotlín.

Pretože aj v Žiari, podobne ako vo väčšine jadrových pohorí, chýba presná stratifikácia horninových komplexov a geotektonických udalostí v kryštaliniku, predalpínsky vývoj je len hypotetický – vytvorený na základe analógie s inými

jadrovými pohoriami. K panafrickému? (kadomskému) až kaledónskemu orogénnemu cyklu môžeme počítať sedimentáciu a prvú metamorfózu vulkanicko-sedimentárneho komplexu metamorfovaných hornín. Podobne nemôžeme vylúčiť v tomto období ani vznik magmatických hornín, ktoré však boli počas kolízneho štádia hercýnskeho orogénu kompletne remagmatizované, čím sa „zotrel" ich primárny charakter a z dnešného pohľadu sa nám tieto horniny javia ako hercýnske. Podobne je to aj s metamorfózou, pričom však skutočnou novotou je len lokálna hercýnska – kontaktná metamorfóza, spôsobená novou anatektickou taveninou.

Počas vrcholného štádia hercýnskeho kolízneho orogénu sa vytavili a následne umiestnili do vyšších partií kôry granitoidné horniny. Podobne ako vo viacerých jadrových pohoriach aj v žiarskom masíve tvoria normálne zonálny plutón. Na zložení tohto plutónu sa vo vertikálnom reze podieľajú tieto typy granitoidov: hybridné biotitické granodiority až tonality, granity až granodiority, dvojsľudové, často porfyrické, tzv. žiarskeho typu, hrubozrnné granity až granodiority, miestami nevýrazne porfyrické – predstavujúce najhlbšiu etáž plutónu. Lokálne sa nachádzajú pegmatity a aplity, ako aj biotiticko-amfibolické kremité diority. Hercýnsky vek granitoidov Žiaru dokladá datovanie muskovitu Ar/Ar metódou t = 338,1 ± 1,7 Ma (Kráľ a Štarková, 1995), ktoré je identické ako obdobné datovanie z Veľkej Fatry. Iný model však uvažuje len o devónskej sedimentácii pelitického materiálu, následnej karbónskej barrowianskej metamorfóze, zakončenej prienikom granitoidov v karbóne.

Mladopaleozoické a spodnotriasové sekvencie hronika reprezentujú relikt výplne postorogénneho, riftogénneho sedimentačného bazéna, ktorý vznikol na zhrubnutej kontinentálnej kôre. Tento terén je neznámy vzhľadom na tektonickú amputáciu výplne pôvodného bazéna od bezprostrednej zdrojovej oblasti (hypotetický ipoltický terén; Vozárová a Vozár, 1993).

Sedimetačný bazén založený v intravrchnokarbónskom období (najskôr spojený s astúrskymi pohybmi) bol vyplnený kontinentálnymi sedimentmi, uloženými v jazernom, deltovo-jazernom a v aluviálnom sedimentačnom prostredí. Zachované sedimenty odzrkadľujú významnú zmenu v klimatických podmienkach – od teplého humídneho podnebia v karbóne po aridné, semiaridné v perme.

Synsedimentárnu tektoniku dokumentuje vývoj regionálne vyvinutej cyklickosti, a hlavne polyfázový andezitovo-bazaltový vulkanizmus TH magmatického trendu (riftogénny vulkanizmus).

Paleoalpínske jednotky tatrika a veporika sú zo štrukúrneho hľadiska dominantné. Sú v nich zakomponované a viac alebo menej alpínsky prepracované zvyšky spomenutých starších orogénov, na ktorých – či už v podobe sedimentárneho obalu, alebo v nasunutej pozícii – ležia mladopaleozoické (karbón – perm) a mezozoické horniny vekového rozpätia od spodného triasu po strednú kriedu. Mladopaleozoické a mezozoické horniny, ktoré boli odlúčené od svojho

(staro)paleozoického podkladu a boli vo forme superficiálnych príkrovov nasunuté na tatrikum, resp. veporikum, sa zaraďujú k jednotkám fatrika (podľa niektorých definícií ide o súčasť veporika), hronika, prípadne silicika.

Kvôli pochopeniu geologického vývoja treba vedieť, že naše územie je súčasťou mladého horského pásma alpíd (podobne ako napr. Alpy a Himaláje), ktoré vzniklo horotvornými procesmi z jedného segmentu oceánskeho pásma ležiaceho medzi stabilným európskym blokom a africkou platňou (tento praoceán sa nazýva Tétys). Procesy, ktoré vedú od hromadenia sedimentárnych a vulkanických hornín v oceánskych pásmach k vzniku pohorí, názorne vysvetľuje teória pohybu litosférických platní. Objasňuje vznik, rozširovanie a spôsob zániku oceánov. Práve zánik oceánov podmienený procesom subdukcie (pohlcovaním oceánskej kôry) bol príčinou súdobého vzniku horstiev a pohorí s príkrovovou stavbou, akými sú aj Strážovské vrchy, Malá Fatra a Žiar v opisovanom regióne a mnohé ďalšie na Slovensku.

Znamená to teda, že tieto pohoria sú akýmsi „výliskom", keďže do pomerne úzkeho pohoria (niekoľko desiatok km) sú vtesnané horninové formácie, ktoré vnikli v sedimentačnom priestore so šírkou niekoľko stoviek kilometrov. O značnom stesnávaní svedčia aj zachované geologické deformačné štrukúry, najmä vrásy, prešmyky, posuny, a keď už nebola iná možnosť, formácie sa nakopili nad sebou v podobe šupín (duplexov) a príkrovov.

Z uvedeného logicky vyplýva, že horniny, ktoré sa dnes nachádzajú v Strážovskej hornatine či v podloží Hornonitrianskej kotliny, sa usadzovali úplne inde; napr. horniny z chočského príkrovu v priestore dnešnej Budapešti, horniny z krížňanského príkrovu niekde v okolí Levíc a podobne. Rekonštrukciou pôvodných sedimentačných priestorov v rôznych obdobiach a procesov, ktoré viedli k vzniku horstiev (a neskôr aj kotlín, ako je napr. Hornonitrianska kotlina, alebo vulkanických pohorí, ako je Vtáčnik), sa zaoberá paleogeografia.

Tu možno stručne zhrnúť, že mezozoické sekvencie regiónu sa usadzovali sedimentačných zónach tatrika, veporika a hronika, ktoré boli v uvedenom poradí usporiadané od severu na juh (myslené v dnešných koordinátach). Sedimentačná zóna tatrika bola najbližšie k európskej platforme (vtedajší kontinent), preto zásahy kontinentálnych fácií, najmä v triase, sú významné; známa je napr. pestrá fácia karpatského keuperu. Sedimentačný priestor hronika bol, naopak, najbližšie k otvorenému moru (oceánu), vplyv pevniny je preto najslabší.

Vývoj orogénu má svoje zákonitosti, a tak sa fácie líšili nielen podľa toho, v ktorej časti sedimentačného priestoru vznikali, ale aj podľa časového úseku (trias – jura – krieda). Podľa toho, ako sa sedimentačný priestor otváral, zapĺňal sedimentmi, buď klastickými, alebo chemogénnymi (vyzrážanými priamo z vody alebo za prispenia organizmov, napr. tým, že sa ich schránky po odumretí hromadili a vytvorili hrubé vrstvy, alebo niektoré organizmy priamo vytvárali konštrukcie odolné vlnám), podľa toho, aká silná bola subsidencia (poklesávanie

dna pod váhou sedimentov) a či súčasne prebiehala aj vulkanická činnosť, vznikali najrozmanitejšie fácie.

Pre spodnotriasové obdobie vo všetkých sedimentačných pásmach je charakteristické usadzovanie klastických sedimentov, najprv v kontinentálnych, neskôr s postupujúcou transgresiou mora v plytkomorských podmienkach. Z klastického materiálu splavovaného z pevniny vznikali zlepence, kremence, pieskovce, bridlice a v najvyššej časti spodného triasu i slieňovce a vápence.

V období stredného a vrchného triasu sedimentácia prebiehala na rozsiahlych plytkomorských karbonátových platformách, do ktorých iba sporadicky prstovite zasiahli kontinentálne alebo lagunárne fácie zo severu (napr. súvrstvie pestrého karpatského keperu v noriku), alebo panvové až pelagické fácie z juhu (napr. reiflinské vápence v strednom triase). Popri gutensteinských, prípadne zámostských vápencoch sú to najmä ramsauské a hlavné dolomity budujúce karbonátovú platformu, ktorej hrúbka tu dosahovala 600–800 m.

Jurské a spodnokriedové obdobie bolo po kolapse karbonátovej platformy prevažne obdobím sedimentácie pelagických až hlbokomorských sedimentov. Sedimentačný priestor tatrických a veporických sekvencií dosiahol najväčšie prehĺbenie v najvyššom dogeri – spodnom malme, čo sa prejavilo v sedimentácii rádiolaritov a rádioláriových vápencov. V období vrchného malmu a spodnej kriedy sedimentovali prevažne pelagické vápence a slieňovce. Odrazom zvyšujúcej sa orogénnej aktivity a blížiaceho sa zániku paleoalpínskeho sedimentačného priestoru sú flyšové sedimenty v apte a albe, miestami až v cenomane a spodnom turóne.

Neskorší stredno- a vrchnokriedový záznam udalostí v tomto regióne chýba. V strednej kriede sa tu odohrali významné vrásnivé udalosti spojené so vznikom centrálnokarpatských príkrovov. Po ich vzniku tu bola v priebehu istej časti vrchnej kriedy (možno i počas celej vrchnej kriedy) súš. More opäť zaplavilo tento priestor až počas novej rozsiahlej eocénnej transgresie. Začala sa nová – neoalpínska – etapa vývoja územia.

Neoalpínsky vývoj reprezentujú horniny paleogénu, molasové sedimenty a neovulkanity. Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny vystupujú v podstatnej miere v bojnickej časti regiónu a v Handlovskej kotline. Tieto sedimenty sa nachádzajú v transgresívnej a diskordantnej pozícii na mezozoických komplexoch krížňanského a chočského príkrovu a tektonicky sa stýkajú s kryštalinikom Malej Magury, resp. Žiaru.

V období bartónu (vrchný lutét) došlo k poklesu západokarpatského bloku a morskej transgresii od juhu do priestorov dnešnej Hornonitrianskej kotliny, Bánovskej kotliny a Handlovskej kotliny. Nastal tu režim morského prostredia s počiatočným usadením prevažne hruboklastických sedimentov borovského súvrstvia (bazálnej transgresívnej litofácie). V jeho najvyššej časti sa bežne vyskytujú organogénne a organodetritické vápence s množstvom veľkých foraminifer (numulity diskocyklíny atď.) a iných organických zvyškov.

Po následnej výraznej subsidencii sa usadilo okrajové (marginálne) súvrstvie reprezentované striedaním karbonátových brekcií s ílovcami. V tomto období sa prepojila budínska morská paleoprovincia (Horná Nitra, Bánovce, Handlová) s paleogénom podtatranskej skupiny (vnútrokarpatským paleogénom).

V nadloží marginálneho súvrstvia, už nesporne v hlbokomorskom prostredí, nastala sedimentácia desiatky až niekoľko sto metrov hrubého hutianskeho súvrstvia, tvoreného prevažne premenlivo vápnitými ílovcami. Neskôr v období najvyššieho priabónu a v spodnom oligocéne nastali podmienky na vznik typického flyšu – zubereckého súvrstvia.

Po tomto období došlo v Západných Karpatoch k výzdvihu územia, k čiastočnej deštrukcii už skôr usadených paleogénnych súvrství a následnému usadeniu desiatky metrov hrubých pieskovcov typu bielopotockého súvrstvia, ktoré reprezentujú v Handlovskej kotline obdobie egeru (oligocén – miocén).

Horninové celky paleogénneho veku spolu so staršími útvarmi podložia sú postihnuté germanotypnou zlomovou tektonikou. Pozdĺž zlomov tu vznikli výrazné vertikálne posuny (poklesy a prešmyky), pričom pozorujeme aj prejavy horizontálnych pohybov.

Existencia zlomov je na povrchu najvýraznejšie dokumentovaná výraznou a náhlou zmenou smerov a sklonov vrstiev pred zlomom a za zlomom. Generálny smer vrstiev v okolí Bojníc – Opatoviec je SV–JZ so sklonom cca 20° na JV. Tieto údaje boli namerané predovšetkým vo flyši zubereckého súvrstvia. Vo východnej časti študovaného územia v oblasti Šútovce – Dlžín boli najčastejšie smery vrstiev S–J so sklonom 15–25° na západ.

Územie Handlovskej kotliny bolo výrazne postihnuté ilýrskou fázou vrásnenia a všetkými následnými – mladšími fázami alpínskeho orogénneho cyklu. Pred ilýrskou fázou vrásnenia v lutéte až bartóne sa tu usadili bazálne karbonátové klastiká a organogénne vápence borovského súvrstvia (prvého cyklu), podobne ako v Bánovskej alebo Hornonitrianskej kotline, ktoré boli neskôr v dôsledku uvedenej fázy vyzdvihnuté a kompletne denudované. Dôkazom tejto skutočnosti je vrchnopriabónsko-spodnooligocénny vek borovského súvrstvia v Handlovskej kotline, v ktorom nachádzame ojedinelé obliaky „starej", dnes už primárne nevystupujúcej bazálnej litofácie. Ide tu v pravom zmysle slova o kanibalizmus mladšieho paleogénneho cyklu vo vzťahu k starším sedimentom.

Sedimenty paleogénu podtatranskej skupiny ležia transgresívne a diskordantne na mezozoických sedimentoch (v úseku horáreň Uhlisko – Hraničný potok) a sú v tektonickom styku s granitoidmi Žiaru. Na západnej strane sa ponárajú pod neogénne sedimenty a neovulkanity Vtáčnika.

Handlovská kotlina, podobne ako susediace kotliny (Hornonitrianska a Bánovská), predstavuje denudačné zvyšky paleogénnych sedimentov usadených v lutéte až v egeri. Tieto sedimenty sú dnes z veľkej časti prekryté neogénnymi a kvartérnymi sedimentmi rôzneho genetického typu. Dnešné morfologické

obmedzenie kotlín nezodpovedá pôvodnej konfigurácii pevniny a mora, ale je výsledkom terciérnej a kvartérnej tektoniky, súčasných erózno-akumulačných procesov a činnosti človeka.

Vznik sedimentačného priestoru Handlovskej kotliny bol spojený s poklesom západokarpatského bloku ako celku v období stredného, a najmä vrchného eocénu. V období medzi laramskou fázou vrásnenia (rozhrania kriedy a paleogénu) a časom bartónskej transgresie do priestorov dnešnej Handlovskej kotliny uplynulo zhruba 25 mil. rokov, keď tu pretrvával režim kontinentálnej suchozemskej éry.

Pôvodne súvislé paleogénne sedimenty boli najmä v dôsledku sávskej a mladších fáz postihnuté germanotypnou zlomovou tektonikou (poklesy a prešmyky). Kryhy budované plastickejšími horninami (napr. flyšovými alebo ílovcami) boli miestami navyše detailnejšie zvrásnené. Paleogénne súvrstvia, najmä vyššie situované rigidnejšie polohy pieskovcového súvrstvia bielopotockého typu, majú sklon do 20–30°, iba pri zlomových líniách podstatne viac (až 78°, 1 km s. od Chrenovca).

Po sedimentácii paleogénu nastal výzdvih územia a denudácia. Vytvoril sa plochý alebo mierne vlnitý reliéf.

Vlastnú neogénnu výplň Hornonitrianskej kotliny v širšom zmysle možno chápať ako kryhu vyššieho rádu zo systému hrasťovo-prepadlinovej stavby, uklonenú na západ a rozčlenenú zlomami sv. a sz. systému na čiastkové kryhy. Hrasťovo-prepadlinovú stavbu danej oblasti spájajú Nemčok a Lexa (1990) s východo-západnou extenziou, zapríčinenou diapirickým výzdvihom v plášti.

Tieto výzdvihy zapríčinili otváranie panvy na listrických zlomoch sv. systému. Jednotlivé kryhy sú rotované pozdĺž horizontálnej osi na západ, pričom výsledkom je asymetrická stavba kotliny. Najstaršie neogénne sedimenty reprezentujú kontinentálnu sedimentáciu. Horniny sedimentovali na povrchu paleogénnych sedimentov a starších horninových komplexov. Predstavujú predtransgresívny člen egenburgu.

Transgresia egenburského mora do študovaného územia zasiahla z oblasti Viedenskej panvy, odkiaľ cez Považie a Bánovskú kotlinu zasahovala do Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Vznikli lagúny s obmedzeným spojením s morom, s hojnou brakickou faunou. Neskôr morská transgresia zasiahla celé územie a sedimentovali hrubé vrstvy šlírov čausianskeho súvrstvia. Na okraji panvy v oblasti Kľačna, kde bol členitý reliéf, vznikali hruboklastické sedimenty príbojovej fácie ako ekvivalenty hlbokovodnejšieho šlíru. Koncom egenburgu nastala regresia mora, avšak regresné sedimenty sa zachovali iba v podobe reliktov. Väčšia časť podľahla rozsiahlej denudácii po egenburskom období. V priebehu vzniku čausianskeho súvrstvia boli v činnosti vzdialené vulkány s centrami na území terajšieho Maďarska. Výsledkom sú polohy tufitov v súvrství. Po usadení čausianskeho súvrstvia sa územie opäť vynorilo a v období otnangu až karpatu nastala jeho denudácia.

Vulkanity v regióne nasadajú na vcelku zarovnaný a plochý povrch, variabilne budovaný horninami mezozoika a paleogénu, čo indikuje eróziu a zarovnanie koncom spodného miocénu v dôsledku regionálneho výzdvihu, ktorý predchádza prvé prejavy extenzie a vulkanizmu v spodnom bádene.

Prvé prejavy extenzie a subsidencie v spodnom bádene boli spojené s paleogeografickými zmenami, ktoré vyvolali prínos ich klastického materiálu z erodovaných predterciérnych útvarov (kordícke súvrstvie a spodnú časť kamenského súvrstvia, 500–600 m), a súčasne s prenikaním zálivu mora až do tejto oblasti (morské sedimenty spodného bádenu). V ostatných častiach územia mala sedimentácia fluidálno-limnický charakter. Približne súčasne sa v spodnom bádene aktivizoval aj prvý andezitový vulkanizmus v stredoslovenských vulkanitoch (komplex andezitov s granátom). Reprezentuje ho explozívno-efuzívny vulkanizmus, ktorý vyprodukoval samostatné axtruzívne dómy južne od Handlovej a pri Cígli. Produkty vulkanizmu komplexu andezitu s granátom boli neskôr zdrojom materiálu pre kamenské a kordícke súvrstvie.

Vývoj vulkanickej aktivity v priebehu bádenu potom pokračoval sformovaním veľkých stratovulkánov – štiavnického a Kremnických vrchov. Štiavnický stratovulkán (s centrom pri B. Štiavnici) je produktom explozívno-efuzívnej aktivity, ktorý do regiónu zasahuje (jv. časť Vtáčnika) perifernou zónou s prochotským intruzívnym komplexom. Kremnický stratovulkán (s centrom pri Kremnici) do skúmaného územia zasahoval prechodnou zónou. Najmä na počiatku sa vulkán vyvíjal v subakválnom prostredí, neskôr v terestrickom prostredí.

Uvedené stratovulkány boli následne v období stredného až vrchného bádenu intenzívne denudované a materiál z nich nachádzame v kamenskom súvrství (hrúbka 300 m) Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny, kde sa v tomto období začala subsidencia, ktorá sa neskôr prejavila vývojom močiarneho a jazerného prostredia a vznikom uhoľných súvrství (handlovské, novácke a košianske súvrstvie). Subsidenciu ojedinele sprevádzal kyslý vulkanizmus extruzívno-explozívneho typu, ktorý sformoval samostatné vulkanické dómy v priestore Vtáčnika (novolehotská a plešinská formácia).

Koncom bádenu nastali náhle geologické zmeny v študovanej oblasti. V oblasti štiavnického vulkanického aparátu vznikla rozsiahla kaldera, ktorá do regiónu zasahuje v južnej časti. V severovýchodnej časti územia sa sformoval kremnický graben. Došlo k rýchlej subsidencii kremnického grabenu a Žiarskej kotliny. Subsidencia bola kompenzovaná spočiatku intenzívnou efuzívnou a explozívnou vulkanickou aktivitou bazaltických, pyroxenických a leukokratných andezitov formácie Kľakovskej doliny a turčeckej formácie, ktoré sa vyvíjali sčasti v subakválnom prostredí. Neskôr subsidenciu sprevádzala prevažne efuzívna aktivita (hrúbka až 600 m) amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie Stráň a formácie Kremnického štítu (hrúbka 300–500 m). Aj subsidencia grabenu vyvolala paleogeografické zmeny, ktoré sa prejavili eróziou v jeho okolí a zmenou toku riek

smerom do Žiarskej kotliny, s čím súvisí vývoj fluviálnych štrkov lehotského súvrstvia (hrúbka až 300 m). V strednom sarmate sa obnovila vulkanická aktivita pyroxenických andezitov, ktorá vytvorila stratovulkány na okrajovom zlome kremnického grabenu v Kľakovskej doline a pri Remate (vtáčnická formácia, rematská formácia s hrúbkou 300–600 m). Do južnej časti územia zasahujú pyroxenické andezity 4. etapy štiavnického stratovulkánu.

Mladšie tektonické pohyby koncom sarmatu relatívnym výzdvihom zapríčinili rýchlu eróziu vulkanitov. Koncom sarmatu až začiatkom panónu sa aktivizoval rozsiahly ryolitový vulkanizmus (jastrabská formácia). Pri výstupe ryolitových más sa vyvinulo mohutné zlomové pásmo (vyhniansko-ihráčska zóna) a okrajové zlomy Žiarskej kotliny.

V záverečnom štádiu vývoja vulkanitov prebiehali konsolidačné blokové pohyby s poklesávaním čiastkových segmentov. V dôsledku toho nastalo oživenie vulkanických prejavov. Vznikli ostrovické dajky a nek, ktoré sú najmladším prejavom vulkanizmu vo Vtáčniku a v regióne (vek je panón). Koncom neogénu v hornonitrianskej a žiarskej panve nastalo nové obdobie erózie. V Hornonitrianskej kotline, vo výrazne členitom teréne, došlo aj k sedimentácii jazerno-riečneho alebo jazerného charakteru (lelovské súvrstvie). V pliocéne tejto kotliny (dák – roman) miestne pahorky vytvárali náplavové kužele, ktoré vo väčšine podľahli kvartérnej erózii. Kvartérne sedimenty Hornonitrianskej kotliny a priľahlých častí Malej Magury, Žiaru, Vtáčnika a severného okraja Tribeča tvoria pokryvy na predkvartérnom podloží. Výraznejšie a súvisle sa zachovali v mladých kvartérnych depresiách (poklesnutých kryhách) kotlinového rázu medzi Nitrianskym Pravnom a Prievidzou, Prievidzou a Novákmi, Zemianskymi Kostoľanmi a Osľanmi a menej v čiastkovej Handlovskej kotline.

Vývoj kvartérnych sedimentov regiónu bol podmienený eróznou a akumulačnou činnosťou Nitry, a najmä jej prítokov, ktoré v dôsledku zdedenej značnej energie reliéfu a neotektonických pohybov ovplyvňovali rozsah a hrúbku kvartérnych sedimentov.

V severnej časti územia Hornonitrianskej kotliny spomínané príčiny spolu s intenzívnou akumuláciou a formovaním náplavových kužeľov podmieňovali sústavné zatláčanie koryta Nitry smerom na východ. V južnej polovici územia bola Nitra zatláčaná v opačnom, západnom smere. Tento vývoj podmienil výraznú striedavú asymetriu doliny Nitry.

Kvartérne sedimenty vo vymedzenom regióne sú charakteristické výrazným prevládaním proluviálnych sedimentov náplavových kužeľov tvoriacich stupňovitý systém. Proluviálne sedimenty limitujú rozsah fluviálnych sedimentov Nitry. Len sporadicky sa zachovali fluviálne sedimenty Nitry a Handlovky.

V bezprostrednom podhorí Magury, Vtáčnika a Žiaru dominujú úpätné plášte deluviálnych hlinito-kamenitých sedimentov, blokovísk s výrazným prevládaním zosunutých más horninových komplexov, ktoré spolu s ďalšími litotypmi sedi-

mentov dominujú v samotnom pohorí Vtáčnika. V postvulkanickom období neogénu sa geologicky sformovala panva Žiarskej kotliny. Koncom miocénu (panón–pont) tu vulkanoklastickú sedimentáciu vystriedala akumulácia sladkovodného jazera vo vnútrohorskej subsidujúcej panve (íly a silty s piesčitými polohami a prímesou hrubších klastík a štrkov v miestach vyústení dolín potokov do panvy).

V pliocéne tektonické pohyby spôsobili postupný ústup jazera a vytváranie prvotnej riečnej siete (začiatok neotektonického obdobia vývoja). Vo vrchnom pliocéne(?) zaznamenávame potom usadenie najstarších fluviálnych súvrství oblasti, pieskoštrkov hronského (banskobystrického) súvrstvia – výskyty pri Žarnovici.

Výrazná aktivizácia tektoniky na rozhraní neogénu a kvartéru vyvolala vznik súčasného typu reliéfu kotliny a okolia s postupne rastúcou disekciou dolín a tvorbou fluviálnych terasových akumulácií (najmä Hrona). Podľa zachovaných sedimentov v spodnom pleistocéne a v staršej fáze stredného pleistocénu sedimentačné prostredie Hrona v kotline bolo vtedy rozsiahle, posunuté na SZ a príznačne málo rozčlenené (ploché). Súčasný vzhľad kotlina nadobudla od začiatkov mladšej fázy stredného pleistocénu čiže riských glaciálov (od začiatku tvorby terajších stredných terás). Príčinou bola predovšetkým oživená neotektonická aktivita a výrazne periglaciálny charakter sedimentačného prostredia kotliny. Tento vývoj fluviálnej i terestrickej akumulácie pokračoval aj v poslednom glaciáli (vrchný pleistocén) a v holocéne. V paleogeografii kvartéru je zreteľná tendencia postupného prekladania toku Hrona v kotline k ľavobrežiu, t. j. od SZ na JV.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Geologická stavba hodnoteného územia je jedným zo základných faktorov, ktorý determinuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Podľa geologickej stavby môžeme v území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemizmom podzemných vôd. Je to :

– hydrogeologický celok kryštalinika Malej Magury a Žiaru s puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok mladšieho paleozoika a mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok vnútrokarpatského paleogénu s puklinovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok neogénnej výplne Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok neovulkanitov s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou,

– hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov s medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologický celok kryštalinika Malej Magury a Žiaru

Podzemné vody kryštalinika sú viazané najmä na horniny, ktoré majú puklinovú priepustnosť a sú rozvoľnené v pripovrchovej zóne. Kryštalinikum Žiaru tvoria pararuly, dvojsľudové granity až granodiority a apliticko-pegmatitické granity. Kryštalinikum Malej Magury budujú najmä pararuly, migmatity a granitoidy s puklinovou priepustnosťou.

Granitoidy predstavujú horninové prostredie hydrogeologicky priaznivejšie na pohyb a akumuláciu podzemných vôd. Pozornosť si zasluhujú dislokačné zlomové poruchy sprevádzané porušením a podrvením horninového masívu v okolí dislokačnej plochy – mylonitové zóny, ktoré majú v pohorí Žiar strmý uhol sklonu. V zóne hypergenézy zohrávajú významnú úlohu tzv. pukliny odľahčenia, gravitačné pukliny a i., ktoré pôvodné tektonické pukliny rozširujú. Na niekoľkých miestach v Malej Magure (Temeš, Lomnica – mimo mapovaného územia) boli zistené hydraulické parametre, ktoré charakterizujú vzťah medzi hĺbkou zvetrania a hodnotou priepustnosti. Tieto údaje môžeme považovať za charakteristické pre celé územie Malej Magury. V hĺbke do 30 m, v zóne intenzívneho zvetrávania, sa zistili najväčšie hodnoty priepustnosti ($k = 4{,}3.10^{-7}$ $m.s^{-1}$), pričom tieto hodnoty v hĺbke 5 m sú až 13-krát väčšie ako v hĺbke 30 m.

Horniny sú tu postihnuté ako celok, strácajú monolitnosť a pozdĺž puklín sa rozpadávajú až na drvinu. Do hĺbky 65 m dochádza k pozvoľnému poklesu hodnôt priepustnosti ($k = 1{,}6.10^{-7}$ m.s^{-1} pre hĺbkový interval 30–65 m). Procesy zvetrávania sú závislé od tektonického porušenia. Horniny nie sú procesom zvetrávania postihnuté ako celok, zvetrávanie prebieha len pozdĺž puklín a poruchových zón. Procesy zvetrávania však najmä pozdĺž tektonických porúch prenikajú do podstatne väčšej hĺbky. Kôra zvetrania granitov a granitoidov dosahuje hrúbku niekoľko desiatok metrov. V Žiari, ale aj v masíve Malej Magury, sú tieto horniny pomerne hlboko hypergénne premenené, pričom mechanický typ zvetrávania spôsobil až vznik piesčitého elúvia s hrúbkou niekoľko desiatok metrov. Zvyšky elúvií sa nachádzajú aj pod neogénnymi sedimentmi Hornonitrianskej kotliny a na okrajoch miestami vystupujú až na povrch (s. okraj kotliny Hornej Nitry).

Za najdôležitejšie činitele kontrolujúce proces zvetrávania považujeme vzájomne reagujúce zložky, t. j. pevnú fázu vo forme primárnej horniny, resp. minerálu a cirkulujúcu vodu, resp. roztok, pôsobiaci na pevnú fázu. Všetky ostatné faktory (teplota, biologická aktivita, oxidačno-redukčný potenciál prostredia a iné) proces zvetrávania môžu do istej miery modifikovať, ale nemajú rozhodujúci vplyv na jeho priebeh. Niektoré experimentálne práce posledného obdobia idú ešte ďalej a za najdôležitejší faktor pôsobiaci v hypergénnom štádiu pri rozklade kryštalických hornín považujú hydrodynamický režim (infiltráciu a drenáž atmosférických vôd). Z uvedeného je zrejmé, že tak, ako je na jednej strane dôležité poznať hydrodynamický režim vo vzťahu k produktom rozkladu, ktoré vznikajú pri zvetrávaní hornín, tak na druhej strane novovzniknuté produkty pôsobia na charakter, a hlavne chemizmus infiltrujúcich vôd (Melioris, 1980).

Obeh podzemnej vody je plytký a je viazaný na pripovrchovú zónu rozvoľnenia a tektonicky porušenú časť masívu. Podzemné vody v intenzívne porušenom a zvetranom horninovom prostredí sa pohybujú ako v podmienkach všesmernej priepustnosti, ich prevažná časť je odvodňovaná na úrovni miestnej eróznej základne do povrchových tokov, resp. prestupuje do okolitých priepustnejších sedimentov. Ako sme už uviedli, hydrogeologické vlastnosti kôry zvetrávania granitov Žiaru sú ovplyvnené tak tektonikou, ako aj procesmi a produktmi zvetrávania. Určitým prejavom hydrogeologických pomerov územia je aj počet, poloha, typ a výdatnosť prameňov. Na území budovanom horninami kryštalinika bolo dokumentovaných v masíve Malej Magury 133 prameňov (93 viazaných na horninové prostredie granitoidov a v masíve Žiaru 96 prameňov v granitoidoch). Prevahu majú sutinové a puklinovo-sutinové pramene, ale vyskytujú sa aj puklinové a bariérové pramene. Výdatnosť prameňov granitoidov a ich elúvií má značnú variabilitu, od nepatrnej výdatnosti do 5,55 l . s^{-1}. Početné sutinovo-puklinové pramene dosahujú výdatnosť 2,0 l . s^{-1}. Medzi najvýdatnejšie patria pramene severne od Šútoviec a Dlžína, ktorých výdatnosť sa pohybuje od

0,5 do 3,0 l . s^{-1} (28. 11. 1991–31. 3. 1993). Výstup prameňov podmieňuje bariérová funkcia migmatitov a granodioritov s metamorfitmi. Ich striedaním sa podmieňuje výstup väčšieho počtu prameňov s relatívne vyššou výdatnosťou. Celý rad prameňov s pomerne vyššou výdatnosťou je viazaný na vrcholové časti Malej Magury s vyššími zrážkami, nízkym výparom a vhodnou morfológiou (ploché široké chrbty).

Výdatnosť prameňov v Malej Magure je nízka, pohybuje sa v hodnotách do 0,3 l . s^{-1} (len v ojedinelých prípadoch viac) a kolíše v závislosti od atmosférických zrážok. Zvodnenie horninového prostredia je charakterizované merným podzemným odtokom podzemných vôd 3–6 l . s^{-1} . km^{-2} pre granitoidy, respektíve 1,5 až 3 l . s^{-1} . km^{-2} pre metamorfity. Výdatnosť a počet prameňov v prípade metamorfitov sú nižšie. Väčšina prameňov má charakter sutinových prameňov, len malá časť sutinovo-puklinových, resp. puklinových. Výdatnosť kolíše od minimálnej do 4,2 l . s^{-1} (prameň nad obcou Brezany 1. 7. 1992), pričom pramene s relatívne vyššou výdatnosťou vystupujú vo vrcholových častiach pohoria. Okrem meteorologických a geomorfologických činiteľov svoju úlohu zohráva pravdepodobne vyššia priepustnosť piesčitých elúvií, ktorých podzemné vody dotujú priamo sedimenty výplne kotliny, resp. sú odvodňované v úrovni miestnej eróznej základne do povrchových tokov.

Kryštalické bridlice s prevahou rozličných typov pararúl a migmatitov sú v porovnaní s granitoidmi relatívne menej zvodnené. Procesy mechanického i chemického zvetrávania majú menšiu intenzitu, zóna zvetrávania dosahuje menšiu hĺbku. Najotvorenejšie a najpriepustnejšie systémy puklín predstavujú tie pukliny, ktoré sú roztvárané ťahovými zložkami v silovom poli postranných horotvorných tlakov. Sú to plochy diskontinuity orientované v smere pôsobenia horotvorného tlaku. Horninový celok kryštalických bridlíc je vcelku málo zvodnený. Výdatnosť 40 dokumentovaných prameňov je veľmi malá – do 0,1 l . s^{-1}, len ojedinele dosahujú väčšiu výdatnosť ako napr. pramene v Závadskej doline, ktoré sú lokalizované na styku petrograficky rôznych typov kryštalických bridlíc – pararúl a migmatitov (0,5 l . s^{-1}). Nízke zvodnenie kryštalických bridlíc preukázali aj vrty S1 a S2 odvŕtané v Chvojnickej doline. Vo vrte S2 (438 m n. m.) hlbokom 62 m sa nachádzala hladina vody 7 m pod terénom. Pri znížení sa dosiahla výdatnosť 0,11 l . s^{-1} (0,00281 l . s^{-1} . m^{-1}). Vrt S1 bol negatívny.

V jadrovom pohorí Žiaru v plošne málo rozšírených kryštalických bridliciach sporadicky sa vyskytujúce pramene dosahujú veľmi nízku výdatnosť – do 0,1 l . s^{-1} – a v suchých obdobiach zanikajú (Franko et al., 1993).

Podzemné vody cirkulujúce v Žiari sú chemického typu Ca–HCO_3 a Ca–SO_4 s nízkou mineralizáciou (do 300 mg.l^{-}). Posun chemizmu podzemných vôd k Ca–HCO_3 alebo Ca–SO_4 závisí od pomeru, v akom sa mineralizačné procesy (hydrolytický rozklad silikátových minerálov a oxidácia sulfidov) podieľajú na tvorbe mineralizácie podzemných vôd.

Podľa chemického zloženia je podzemná voda kryštalinika Malej Magury typu Ca–Mg–HCO_3 a Ca–Mg–SO_4–HCO_3. Podzemná voda má vadózny pôvod a hlavným mineralizačným procesom je hydrolytický rozklad silikátov. Celková mineralizácia je priemerne od 150 do 200 mg/l, pri hlbšom obehu je väčšia. Charakteristickou vlastnosťou podzemných vôd kryštalinika je (okrem vcelku nízkej mineralizácie) nízka karbonátová tvrdosť a pomerne vysoká agresivita (CO_2). Horniny kryštalinika nepovažujeme za perspektívne z hľadiska väčšieho vodohospodárskeho odberu podzemných vôd.

Hydrogeologický celok mladšieho paleozoika a mezozoika

Obalové sekvencie

Malomagurská sekvencia

Obalová malomagurská sekvencia sa začína bazálnym členom – rozpukanými spodnotriasovými pieskovcami na báze s kremencami (hrúbka 100–150 m) s puklinovou priepustnosťou, avšak bez významnejších prameňov. V ich nadloží vystupuje rozlohou i hrúbkou málo významné nepriepustné súvrstvie bridlíc a pieskovcov (15 m). Stredný trias tvoria na báze tmavosivé gutensteinské vápence a v ich nadloží komplex tmavo- až svetlosivých, často lavicovitých dolomitov (stredný až vrchný trias). Tieto dolomity spolu s podložnými vápencami stredného triasu so sumárnou hrúbkou 200 m tvoria najvýznamnejší kolektor krasovo-puklinových a puklinových vôd v malomagurskej sekvencii. V ich nadloží vystupuje ako celok nepriepustný komplex pestrých bridlíc a pieskovcov (hrúbka 60 m) s vložkami dolomitov, prakticky bez prameňov. Najvrchnejší trias (rét) tvoria organogénne a oolitické vápence a bridlice. Súvrstvie je ako celok priemerne priepustné, s možnosťou sústredenia vôd do prameňov s výdatnosťou maximálne až niekoľko $l \cdot s^{-1}$. Súvrstvia jury tvoria ako celok málo priepustný až nepriepustný komplex (spodný lias – piesčité bridlice, stredný až vrchný lias – slieňovcové vápence a bridlice, doger a malm – ílovité a slienité bridlice a piesčito-krinoidové vápence) s hrúbkou cca 400 m. Veľmi zriedkavo pramene dosahujú výdatnosť maximálne 0,5 až 1,0 $l \cdot s^{-1}$. Nadložné súvrstvia kriedy v spodnej časti budujú málo priepustné až nepriepustné slienité vápence titónu až valangínu (malá mocnosť – prevažne 20 až 60 m), vo vrchnej časti prakticky nepriepustné súvrstvie albu tvorené slienitými bridlicami s polohami siltovcov, pieskovcov a piesčitých vápencov. Pramene vystupujúce z tohto súvrstvia majú prevažne sutinový charakter s výdatnosťou maximálne 0,1–0,5 $l \cdot s^{-1}$ (Franko et al., 1993).

Žiarska sekvencia

Obalová žiarska sekvencia sa začína spodnotriasovými pieskovcami na báze s kremencami s puklinovou priepustnosťou, ale bez významnejších prameňov. V ich nadloží vystupuje rozlohou i mocnosťou málo významné nepriepustné súvrstvie bridlíc a pieskovcov (verfénske vrstvy), ktoré môžeme charakterizovať ako izolátor. Ďalšie súvrstvia tejto sekvencie na mapovanom území nevystupujú (Franko et al., 1993).

Ráztočnianska sekvencia

Obalová ráztočnianska sekvencia v porovnaní so žiarskou sekvenciou má redukovaný vrstvový sled. Navyše, vytvára iba úzky pruh (0,5–0,7 km) s dĺžkou cca 4,0 km zvodnených súvrství severne od Ráztočna. Dobre zvodnené sú jej bazálne členy, a to strednotriasové (gutensteinské) vápence a stredno- až vrchnotriasové dolomity. Nadložné súvrstvie (kremence a pestré bridlice karpatského keuperu) je prakticky nepriepustné. Priemernou puklinovou priepustnosťou sa vyznačujú súvrstvia jury, v tejto sekvencii tvorené hľuznatými a organogénnymi vápencami. Najvrchnejšie súvrstvie vápnitých pieskovcov a zlepencov albu vzhľadom na svoju nepatrnú rozlohu je hydrogeologicky bezvýznamné (Franko et al., 1993).

Veporikum

Krížňanský príkrov

Krížňanský príkrov vystupuje v hodnotenom území v nasledujúcich oblastiach, pričom mezozoické sedimenty krížňanského príkrovu vo veporiku sa vyznačujú výraznou metamorfózou a silným tektonickým prepracovaním:

mezozoikum veporika v oblasti Radobica – V. Pole	*mezozoikum veporika severne od Handlovej*	*mezozoikum fatrika medzi Pravencom a Tužinou*
• lúžňanské súvrstvie		
• gutensteinské vápence	•gutensteinské vápence	
• ramsauské dolomity	•ramsauské dolomity	•ramsauské dolomity
• lunzké vrstvy		
• hlavný dolomit	• hlavný dolomit	
• karpatský keuper	• karpatský keuper	• karpatský keuper
• fatranské súvrstvie	• fatranské súvrstvie	• fatranské súvrstvie
• kopienecké súvrstvie	• kopienecké súvrstvie	
• allgäuské vrstvy		

• červené hľuznaté, doskovité vápence, rádioláriové vápence a rádiolarity	• červené hľuznaté, doskovité vápence, rádioláriové vápence a rádiolarity	
• kościelske súvrstvie	• kościelske súvrstvie	• kościelske súvrstvie
• porubské súvrstvie		

Najstaršími členmi krížňanského príkrovu v hodnotenom území vystupujúcimi k povrchu sú sivé až biele kremenné pieskovce, kremence a arkózy spodného triasu (lúžňanské súvrstvie) a v najvyšších častiach tohto súvrstvia vystupujúce ílovito-piesčité bridlice s polohami dolomitov. Zaujímavé sú hrubšie polohy (50 m) kremencov, ktoré majú puklinovú priepustnosť, ale sú bez významnejších prameňov. Nad ním vystupujú tmavé, krasovatejúce a veľmi dobre zvodnené gutensteinské vápence stredného triasu. Spolu s nadložnými stredno- a vrchnotriasovými dolomitmi tvoria mohutný zvodnený komplex s krasovo-puklinovou a puklinovou priepustnosťou. Je hlavným nositeľom podzemných vôd v mezozoiku veporika južnej časti územia (**oblasť Radobica – Veľké Pole**). V ďalších dvoch hodnotených územiach (**mezozoikum medzi Pravencom a Tužinou a oblasť mezozoika severne od Handlovej**) hydrogeologický význam tohto karbonátového komplexu krížňanského príkrovu vzhľadom na jeho obmedzené povrchové rozlohy je menší. V nadloží zvodneného karbonátového komplexu vystupuje nepriepustné súvrstvie bridlíc a siltovcov karnu (lunzké vrstvy) a v ich nadloží ďalšie, ako celok nepriepustné súvrstvie vrchného karnu–spodného rétu (karpatský keuper), tvorené ílovcami, pieskovcami, slienitými bridlicami a lavicami dolomitov hrubými až 100 cm. Zriedkavo sa v ňom vyskytujúce pramene majú výdatnosť prevažne pod 0,1 l . s^{-1} a zriedkavo 0,1 až 0,3 l . s^{-1}. Svojím charakterom sú prevažne sutinové, prípadne viazané na plošne obmedzené vložky dolomitov. Nad týmto nepriepustným komplexom leží súvrstvie vápencov, organogénnych vápencov a bridlíc rétu (fatranské súvrstvie). Napriek hydrogeologicky relatívne priaznivému litologickému zloženiu sú z tohto súvrstvia iba veľmi obmedzené sústredené výstupy podzemných vôd (zriedkavé pramene s výdatnosťou okolo 0,1 l . s^{-1} a menšie).

Súvrstvia jury (spodný lias–malm) vytvárajú litologicky pestrý komplex hornín tvorený bridlicami, slieňmi, slieňovcami, ílovcami, slienitými vápencami, vápencami, rádiolaritmi a rádiolaritovými vápencami. Sú to vo veľkej prevahe prakticky nepriepustné súvrstvia s obmedzenou priepustnosťou vo vápencoch a v organogénnych vápencoch, ktorých väčší podiel vystupuje vo vrchných členoch tohto vrstvového komplexu (v dogeri a malme). Výdatnosť prameňov je pod 0,5 l . s^{-1}, prevažne pod 0,1 l . s^{-1}.

Súvrstvie kriedy v spodnej časti buduje hrubý komplex titónu – aptu (kościelske súvrstvie) pozostávajúci zo slieňov, slieňovcov, slienitých vápencov, vo vrchnej časti s polohami vápencov a organodetritických vápencov. Zaberá

významnú povrchovú rozlohu vo všetkých troch hodnotených oblastiach. Napriek svojmu nepriepustnému charakteru ako celku v dôsledku lokálne hrubých elúvií, ale aj lokálne otvorenejších zlomov, umožňuje v ojedinelých prípadoch sústredenie podzemných vôd do prameňov nad 0,5 l . s^{-1}, veľmi zriedkavo aj nad 1 l . s^{-1}. Výskyt malých prameňov do 0,1 l . s^{-1} je v tomto súvrství pomerne hojný, hoci ide v absolútnej prevahe o pravé sutinové pramene. Najvrchnejšie súvrstvie kriedy budované komplexom albu–cenomanu (porubské súvrstvie) bolo dokumentované iba na sever od Veľkého Poľa, kde sa priamo stýka s vulkanitmi Vtáčnika. Je to súvrstvie slieňovcov a pieskovcov flyšoidného až flyšového charakteru s vložkami organodetritických vápencov a parakonglomerátov. Hydrogeologicky má charakter izolátora a len veľmi zriedka sa tu nachádzajú sutinové pramene do 0,1 l . s^{-1}, v záveroch dolín (Franko et al., 1993).

Hronikum

Chočský príkrov

Vystupuje vo dvoch z troch hodnotených oblastí budovaných mezozoikom. Pokiaľ v severnej oblasti **(medzi Pravencom a Tužinou)** hodnoteného územia nevystupuje, v ďalších dvoch územiach budovaných mezozoikom má hydrogeologicky dominantné postavenie len v oblasti **severne od Handlovej,** kde tvorí podstatnú časť z mezozoických rozlôh. V oblasti **Radobica – Veľké Pole** nemá veľký hydrogeologický význam pre svoju malú rozlohu a litologické zloženie. Ďalší výskyt hronika je známy v oblasti Dolné Lelovce – Račice.

Bázu chočského príkrovu budujú súvrstvia vrchného karbónu až spodného triasu známe ako súčasť „melafýrovej série". Sú to vrchnokarbónske sivé pieskovce s polohami čiernych bridlíc, permské melafýry, pestré bridlice, pieskovce a spodnotriasové súvrstvie slienitých bridlíc, bridlíc, pieskovcov a slienitých vápencov. Súvrstvia vrchného karbónu (nižnobocianske súvrstvie) sú zachované na S a SV od osady Píla a v oblasti na SV od osady Cerová. Jeho litologická náplň mu dáva charakter izolátora. Komplex hornín permu – spodného triasu (malužinské súvrstvie – perm, benkovské súvrstvie – spodný trias) vystupuje na povrch v z. časti hodnoteného územia, a to v oblasti Dolné Lelovce – Račice. Je to súvrstvie s charakterom izolátora a pre mezozoické oblasti ležiace mimo hodnoteného územia tvorí nepriepustné podložie. Karbonátový komplex chočského príkrovu v spodnej časti tvoria gutensteinské vápence s polohami dolomitických vápencov a dolomitov. V ich nadloží vystupujú celistvé až jemnozrnné reiflinské vápence (ladin) a svetlé wettersteinské vápence ladinu. Na tento vápencový komplex nasadá hrubé (200–300 m) súvrstvie ramsauských a hlavných dolomitov (stredný až vrchný trias), pričom vrchnotriasové dolomity sú obvykle slienitejšie, s obsahom medzivrstvičiek dolomitických slieňovcov a ílovcov, ktoré môžu spô-

sobovať lokálne hydrogeologické komplikácie. Tento hrubý karbonátový komplex s veľkými povrchovými rozlohami v oblasti severne od Handlovej umožnil sústredenie podzemných vôd do veľmi významných prameňov. K sústredeniu podzemných vôd prispelo viacej faktorov. Sú to pri časti prameňov drenážny charakter vápencov v podloží dolomitov, otvorenosť priečnych zlomov a dobrá až veľmi dobrá priepustnosť stredno- až vrchnotriasových dolomitov. Nad karbonátovým komplexom vystupujú nepriepustné vrstvy spodného karnu (lunzké vrstvy) tvorené pieskovcami a bridlicami (Franko et al., 1993).

Hydrogeologická charakteristika jednotlivých litologických typov mezozoických hornín v území medzi Pravencom a Tužinou

Geologickou a hydrogeologickou osobitosťou tohto územia je skutočnosť, že ide prevažne o monoklinálne uložené súvrstvia s celým radom digitácií, v ktorých pruhy jednotlivých litologických typov hornín sa striedajú v pestrom slede a prebiehajú viac-menej kolmo na odvodňovaciu sieť povrchových tokov. Navyše, tieto mezozoické komplexy sú prekryté významnými, prevažne dobre priepustnými elúviami.

Je to územie, v ktorom sa urobilo hodnotenie s novým metodickým prístupom a ktoré prináša nové pohľady na vzťahy medzi zvodnením hornín a merným odtokom podzemných vôd. Metodicky sa pre jednotlivé povodia k hydrologickým merným profilom vyčíslil merný odtok podzemných vôd separáciou ich hydrogramov za hydrologické roky 1991 a 1992. V rámci jednotlivých povodí na základe litologického charakteru hornín boli vyčíslené rozlohy tvorené veľmi dobre zvodnenými vápencami a dolomitmi triasu, rozlohy tvorené ostatnými, menej zvodnenými až nepriepustnými súvrstviami mezozoika a rozlohy tvorené horninami kryštalinika (povodia v spodných častiach po záverové hydrologické profily zahŕňajú i plochy budované kryštalinikom).

Vyčíslením priemernej nadmorskej výšky súvrství budovaných mezozoikom v jednotlivých povodiach a využitím rovnice vzťahu medzi nadmorskou výškou a merným odtokom podzemných vôd z vápencovo- dolomitických komplexov reprezentatívnych hydrogeologických štruktúr v tvare $q = 0{,}0141\ H + 1{,}9016$ (Kullman, 1990) sa vypočítal merný odtok podzemných vôd z vápencov a dolomitov triasu za predpokladu, že tieto vody sa doplňajú výlučne zrážkovými vodami. Pre kryštalinikum boli použité hodnoty merného odtoku podzemných vôd podľa L. Meliorisa v rozmedzí 2,8–5,2 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Vzhľadom na vysoko položené oblasti boli použité hodnoty v rozmedzí 4,0–5,0 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$. Cieľom tohto metodického postupu bolo stanoviť merný odtok podzemných vôd pre menej priepustné až nepriepustné súvrstvia mezozoika a zohľadniť aj vplyv drénovania menej priepustných a nepriepustných hornín a elúvií veľmi dobre priepustnými karbonátmi triasu.

Hodnotenie sa realizovalo pre hydrologické roky 1991 a 1992. Urobilo sa pre odtokové priemerné až podpriemerné hydrologické roky.

Na základe realizovaného hodnotenia v študovanom území merný odtok podzemných vôd mezozoika (vápencov a dolomitov) bol pre vysoko položené územia hodnotenej oblasti (povodia: Nitra – Kľačno) stanovený na 13,0–14,0 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ a pre vápence a dolomity nízko položeného povodia (Vyšehradný potok – Solka) na 10 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$.

Na základe opísaného metodického postupu bol stanovený priemerný merný odtok podzemných vôd ostatných mezozoických hornín v jednotlivých hydrogeologických povodiach, zahŕňajúcich súvrstvia od stredne priepustných až po nepriepustné. V tomto hodnotení je zohľadnený aj vplyv drenáže ich vôd karbonátmi, ako aj vplyv elúvií na tvorbu podzemného odtoku. Ich vysoké hodnoty v medziach 6,94–10,64 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ v jednotlivých hydrogeologických povodiach plne odrážajú jednak predpoklady o drénovaní menej priepustných mezozoických hornín veľmi dobre priepustnými vápencami a dolomitmi stredného až vrchného triasu, jednak výrazný vplyv elúvií na tvorbu podzemného odtoku (hlavne povodie Vyšehradného potoka). Pri povodí Nitry (k stanici Kľačno) je situácia zložitejšia. Menej zvodnené súvrstvia mezozoika sú tu sčasti v súčinnosti s dobre priepustnými vápencami a dolomitmi triasu, avšak spodnú časť povodia tvoria málo priepustné kriedové súvrstvia a je bez súčinnosti s dobre priepustnými karbonátmi triasu. Rozčlenením priemerného merného odtoku podzemných vôd stredne až málo priepustných mezozoických súvrství (6,94 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$) na oblasť, ktorá je v súčinnosti a ktorej prisudzujeme merný odtok podzemných vôd 10,64 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, vychádza pre kriedové súvrstvia v spodnej časti povodia Nitry (vodomerná stanica Kľačno) merný odtok podzemných vôd 5,58 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Franko et al., 1993).

Hydrogeologická charakteristika mezozoika v oblasti severne od Handlovej

V tomto území mezozoické horniny zaberajú celkovú povrchovú rozlohu 12,07 km^2. Z toho rozloha súvrství **obalovej ráztočnianskej sekvencie** a **krížňanského príkrovu** je 3,22 km^2. Ide prevažne o málo priepustné až nepriepustné súvrstvia – dobre zvodnené súvrstvia dolomitov a vápencov tvoria z tejto rozlohy iba 0,77 km^2 (v obalovej jednotke 0,39 km^2 a v krížňanskom príkrove 0,38 km^2). Podstatnú časť rozlohy mezozoika v tomto území zaberajú súvrstvia **chočského príkrovu**. Tvoria iba dobre zvodnené dolomity a vápence stredného až vrchného triasu rozprestierajúce sa na rozlohe 8,85 km^2.

Merný odtok podzemných vôd zvodnených karbonátov triasu bol vyčíslený zhodným metodickým postupom ako v predchádzajúcich oblastiach (rovnica: $q = 0{,}0141\ H + 1{,}9016$). Merný odtok podzemných vôd dolomitov a vápencov triasu obalovej série bol stanovený v hodnote 11,77 $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$, pri dolomitoch

a vápencoch krížňanského príkrovu na 11,0 l . s^{-1} . km^{-2} a pri dolomitoch a vápencoch chočského príkrovu na 10,18 l . s^{-1}. Pre rozlohu ostatného, menej až málo zvodneného mezozoika (2,45 km^2) bol merný odtok podzemných vôd stanovený analógiou na 5,0 – 6,0 l . s^{-1} . km^{-2}. Konfrontáciou s výstupmi podzemných vôd v prameňoch a v povrchových tokoch sa preukázala zhoda pri karbonátoch triasu obalovej sekvencie a krížňanského príkrovu. Toto porovnanie pri karbonátoch chočského príkrovu dokumentuje však významný deficit odtoku vo vzťahu k infiltrácii zrážkových vôd, čo svedčí o tom, že hydrogeologická štruktúra chočského príkrovu je odtokovo otvorená, s existenciou významných skrytých prestupov podzemných vôd do mladších súvrství. Pri tomto posudzovaní odtokových pomerov z karbonátov chočského príkrovu nebol započítaný výtok z Bralského tunela (tunel Remata). Hoci výtok vôd z tunela je na styku triasových karbonátov mezozoika s neovulkanitmi, formovanie vôd zberaných tunelom je v neovulkanitoch, čo úplne potvrdzuje ich chemizmus.

Obdobne ako pri predchádzajúcich územiach budovaných mezozoikom, aj v tomto území obeh a režim podzemných vôd závisí od klimatických faktorov a od infiltračného a cirkulačného charakteru horninového prostredia. Režim podzemných vôd v karbonátoch mezozoika v tomto území dostatočne charakterizuje priebeh zmien výdatnosti najvýznamnejších prameňov Ráztočno (č. 392) a Uhliská (č. 386); (Franko et al., 1993). Dokumentujú klasický režim zmien výdatnosti s hlavným doplňaním podzemných vôd z jarného topenia snehov (prevažne v období január – marec).

Osobitne je potrebné zmieniť sa o režime výtoku podzemných vôd z Bralského tunela na strane Rematy. Tento výtok podzemných vôd má odlišný režim od režimu prameňov viazaných na karbonáty mezozoika v tomto hodnotenom území. Má stálejší režim (pomer Qmin/Qmax = 1 : 1,82), menej výraznú reakciu na zrážky a topenie snehov, ale hlavne (za predpokladu správnosti sústavných meraní výdatnosti) veľkú retardáciu odtoku vo vzťahu k významným infiltráciám (jarné topenie snehu). Podľa výsledkov sústavných meraní je táto retardácia 1–2 mesiace. Svedčí to o skutočnosti, že do tunela sú drénované podzemné vody z významného poruchového pásma veľkého dĺžkového dosahu podmieňujúceho túto retardáciu a vyplneného drveným materiálom regulujúcim do veľkej miery vyprázdňovanie podzemných vôd zo zlomového pásma (Franko et al., 1993).

Hydrogeologická charakteristika mezozoika v oblasti Radobica – Veľké Pole

Podstatnú časť rozlohy mezozoika v tomto území zaberajú súvrstvia **krížňanského príkrovu** a v menšej miere relikty **chočského príkrovu**, ktoré pre svoj litologický charakter (nižnobocianske súvrstvie, malužinské súvrstvie a benkovské súvrstvie) sú nepriepustné. V tejto oblasti (od kóty 642 m, Malá Ostrá, až k štálu U Hvojníkov) je kompletne zachovaný vrstvový sled krížňanského

príkrovu. Z hydrogeologického hľadiska ako najvýznamnejšie je dobre zvodnený komplex dolomitov a vápencov stredného až vrchného triasu, z ktorého vyvierajú najväčšie pramene (prameň Müller, pramene pod Martinkovým štálom) s výdatnosťou od 10 l . s^{-1} do 50 l . s^{-1} (Kullman, 1975). Výstupy prameňov nie sú náhodné, ale sledujú kontakt dolomitov a vápencov stredného až vrchného triasu s karpatským keuperom. Ten pre vody prestupujúce z dolomitov a vápencov vytvára bariéru, a preto aj pramene na tomto kontakte sú bariérového charakteru.

Obdobne ako pri predchádzajúcich územiach budovaných mezozoikom, aj v tomto území obeh a režim podzemných vôd závisí od klimatických faktorov a od infiltračného a cirkulačného charakteru horninového prostredia. Výdatnosť prameňov na tomto území charakterizuje priebeh zmien výdatnosti, čo dokumentuje klasický režim zmien výdatnosti s hlavným doplňaním podzemných vôd z jarného topenia snehu (prevažne v období január – marec).

Podzemné vody cirkulujúce v mezozoických karbonátoch a slieňoch sú chemického typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou 300–650 mg . l^{-1}. Hlavným mineralizačným procesom je rozpúšťanie karbonátov a v spodnotriasových kremencoch a pieskovcoch je to hydrolytický rozklad silikátov. Podzemné vody karbonatického mezozoika vykazujú stredný až vyšší stupeň karbonátovej tvrdosti a vo väčšine prípadov nulové hodnoty agresívneho CO_2 (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok vnútrokarpatského paleogénu

Podzemné vody vnútrokarpatského paleogénu sú viazané na brekcie, zlepence a pieskovce (borovského, okrajového a bielopotockého súvrstvia) s puklinovou priepustnosťou, ktoré môžu dosahovať významné zvodnenie, hlavne na miestach tektonických porúch. Hutianske a zuberecké súvrstvie pre svoj charakter (flyšoidný paleogén – prevaha ílovcov) predstavujú poloizolátor až izolátor.

Borovské a okrajové (spodná časť súvrstvia v bojnickom úseku) súvrstvie

Tieto súvrstvia môžme charakterizovať ako klastický paleogén s ojedinele sa vyskytujúcimi polohami ílovcov, predovšetkým v okrajovom súvrství. Borovské súvrstvie je vyvinuté v Prievidzskej a Handlovskej kotline a okrajové súvrstvie (má charakter klastického paleogénu v spodnej časti súvrstvia) len v Prievidzskej kotline. Borovské súvrstvie vo väčšom rozsahu vystupuje v okolí Bojníc až po čiaru Kocurany – Šutovce a okrajové súvrstvie južne od Šutoviec a v okolí Dlžína a Seči. Bazálne paleogénne dolomitické brekcie a zlepence spolu s dolomitmi chočského príkrovu, ktoré miestami spod nich vystupujú na povrch, tvoria jeden celok. Brekcie a zlepence sú v tomto území z hydrogeologického hľadiska v dvojakom vývoji (Franko, 1968). Približne s. od čiary Bojnice-kúpele – Šutov-

ce sú prevažne pevné, jemno- až hrubozrnné, s čistým karbonatickým piesčitým až mikrobrekciovitým tmelom. Tieto klastiká sú pomerne dobre skrasovatené. Na úpätí skalnej terasy pri Dubnici vyvierajú z nich pramene s výdatnosťou do 3 l/s. Režim výdatnosti prameňov je stály. Pramene majú najvyšší stupeň stálosti SQ = 6 (výborný), ktorý je charakterizovaný najnižším koeficientom nerovnomernosti 1–3 (koeficient nerovnomernosti KQ Q_{max}/Q_{min}; Kessler, 1970). KQ sa pohybuje v rozmedzí 1,6–2,6. Výborný stupeň stálosti charakterizuje komplex ako celok dobre vyrovnávajúci podzemný odtok. Z 5-ročného priemeru vyplýva, že na dopĺňaní zásob podzemných vôd sa podieľajú hlavne zrážky 4 mesiacov (XII–III). Vlastné dopĺňanie zásob prebieha pri jarnom topení snehu, čiastočne sa na ňom podieľajú zrážky tzv. letného maxima. Zásoby sa vyprázdňujú v mesiacoch apríl–november. Zo zhodnotenia režimu vyplýva, že dopĺňanie zásob trvá 4 a vyprázdňovanie 8 mesiacov. Týchto 8 mesiacov je súčasne časovým rozpätím medzi maximom a minimom výdatnosti. Reakcia na topenie snehu sa prejavuje okamžitým stúpaním výdatnosti. Teplota vody prameňov len v ojedinelých prípadoch klesá pod priemernú ročnú teplotu vzduchu, takže obeh vôd je hlbší – pod zónou 25–30 m, v ktorej sa už neprejavuje sezónne kolísanie teplôt.

Smerom na Z od spomínanej čiary sú brekcie väčšinou drobnejšie a menej spevnené, takže sa rozpadajú na dolomitovú múčku. Striedajú sa úseky pevnejších klastík s menej pevnými a rozpadnutými. Z nich vyvierajú pramene s výdatnosťou do 1 l . s^{-1}. Pri približnom hydrologickom bilančnom hodnotení bojnických teriem vo vzťahu k ich infiltračnej oblasti (Franko, 1970) bol tomuto súvrstviu prisúdený merný podzemný odtok v hodnote 6 l . s^{-1} (na základe analógie s územím v oblasti Závady, ktoré je v podobnej nadmorskej výške, s podobným ročným úhrnom zrážok a je budované dolomitmi). Správnosť tejto hodnoty potvrdila aj hydrochemická bilancia obsahu síranov v bojnických termálnych vodách (Franko a Gazda, 1970a).

Hydrogeologickými vrtmi (6 vrtov) v oblasti Bojnických kúpeľov bolo odskúšané borovské súvrstvie (Franko a Gazda, 1970; Vandrová, 1988, 1989). V pripovrchovej zóne (3 vrty do 38,5 m) tohto súvrstvia boli vypočítané hodnoty Y = 4,78 (T = 6,99. 10^{-5} m^2 . s^{-1}) a v hlbších úsekoch (3 vrty) boli hodnoty Y = 3,92 (T = 8,51 . 10^{-6} m^2 . s^{-1}); (Franko et al., 1993).

Hutianske, zuberecké a okrajové súvrstvie

Tieto súvrstvia môžeme charakterizovať ako flyšoidný paleogén s prevahou ílovcov nad pieskovcami a zlepencami. Je rozšírený tak v Prievidzskej, ako aj Handlovskej kotline. Z týchto súvrství vyvierajú ojedinelé pramene s výdatnosťou do 0,1 l . s^{-1}. Tento paleogén bol taktiež odskúšaný 11 hydrogeologickými vrtmi (Franko a Gazda, 1970; Vondráček a Brodňanová, 1990). V pripovrchovej zóne (5 vrtov do 99 m) boli vypočítané hodnoty Y = 3,78 (T = 9,85 . 10^{-6} m^2 . s^{-1}) a

v hlbších úsekoch (6 vrtov) boli hodnoty Y = 3,04 (T = $1,6.10^{-6}$ $m^2 . s^{-1}$). V pripovrchovej zóne sú hodnoty T takmer o 1 rád vyššie ako v hlbokej zóne (Franko et al., 1993).

Bielopotocké súvrstvie

Toto súvrstvie môžeme charakterizovať ako pieskovcový paleogén. Sú to prevažne slabo stmelené pieskovce, ktoré sú rozšírené po oboch stranách Handlovky medzi Brezanmi, Malou a Veľkou Čausou a Handlovou. Medzi Handlovou a Brusnom, kde vytvárajú morfologicky nápadný stupeň, vyvierajú z nich na styku s podložným hutianskym a zubereckým súvrstvím vrstvové pramene. Vrty v nich neboli realizované. Jediný údaj, ktorý je k dispozícii, je hodnota merného odtoku zistená 9. 9. 1992 počas hydrogeologického mapovania. Na potokoch medzi Malou Čausou a Jalovcom sa z plochy asi 10 km^2 zistil prírastok 20,9 $l . s^{-1}$, takže na 1 km^2 pripadá asi 2 $l . s^{-1}$ merného podzemného odtoku (Franko et al., 1993). Meranie prietoku potokov sa vykonalo na konci štvormesačného sucha.

Podzemné vody cirkulujúce v horninách paleogénu majú mineralizáciu priemerne okolo 600 $mg.l^{-1}$ a výrazný Ca–HCO_3 typ chemizmu. Ich chemizmus sa tvorí kombináciou rozpúšťania karbonátovej zložky hornín a hydrolytického rozkladu silikátových minerálov, avšak svoj podiel v takomto prostredí majú aj ionovýmenné procesy (geneticky potom ide o podiel hydrosilikátogénnych vôd). Vody paleogénnych ílovcov majú nulovú agresivitu (CO_2) a strednú až vyššiu karbonátovú tvrdosť (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok neogénnej výplne Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny

Podzemné vody sedimentárneho neogénu v Hornonitrianskej kotline sú viazané na súvrstvia tvorené štrkmi, pieskami, pieskovcami a rozpadavými zlepencami. Z hydrogeologického hľadiska sú tieto súvrstvia významné kolektory (hlavne vo vrchnej časti kotliny) a polohy ílov a ílovcov sú hydrogeologickými izolátormi.

Čausianske súvrstvie

Ako celok tvorí **izolátor** tvorený prachovcami (šlír), ílmi a ílovcami. Kolektor tvoria vložky pieskovca. Ležia na paleogéne v území medzi Brezanmi a z. okrajom Handlovej. Na povrch vystupujú spod hlinito-kamenitých a kamenitých (bloky) deluviálnych sedimentov v malých plošných výskytoch. Na tomto území pramene z nich nevyvierajú a vrty sa taktiež nerealizovali. Tieto sedimenty boli odskúšané na 3 vrtoch v 4 úsekoch pri prieskume novácke uhoľného ložiska (Franko a Gazda, 1970; Vondráček a Brodňanová, 1990) a ich index prietočnosti sa pohyboval od 1,49 do 2,04 (T = $3,09 . 10^{-8}$– $6,36 . 10^{-8}$ $m^2 . s^{-1}$); (Franko et al., 1993).

Kľačnianske zlepence

Vyskytujú sa v malom rozsahu len na 1 mieste – v oblasti Kľačna. Podľa prietočnosti sú blízke lelovskému súvrstviu.

Handlovské a novácke súvrstvie

Tieto súvrstvia môžeme charakterizovať ako ílovcovo-tufitické súvrstvia s uhoľnými slojmi, ktoré tvoria produktívne vrstvy handlovsko-nováckej uhoľnej panvy. Z hydrogeologického hľadiska ide o nepriepustné a prakticky nezvodnené súvrstvie.

Košianske súvrstvie

Toto súvrstvie tvoria ílovce a vystupuje v nadloží produktívnych vrstiev handlovsko-nováckej uhoľnej panvy. Z hydrogeologického hľadiska je nepriepustné a spolu s handlovským a nováckym súvrstvím vytvárajú jeden izolátor.

Lehotské a lelovské súvrstvie

Tieto súvrstvia majú podobné zloženie tvorené štrkmi, pieskami, ílmi a rozpadavými zlepencami. Rozšírené sú prakticky v celom údolí rieky Nitry, pričom lelovské súvrstvie leží bezprostredne na lehotskom (v údolí chýba vtáčnická formácia). S ohľadom na hrúbku tohto komplexu (do 400 m) predstavuje najvýznamnejší hydrogeologický celok terciéru. Navyše, priamo na ňom ležia kvartérne fluviálne a proluviálne sedimenty, takže viac-menej vytvárajú jeden zvodnenec. Podľa registrácie Geofondu Bratislava ku koncu r. 1992 sa v tomto celku realizovalo asi 60 hydrogeologických vrtov.

Tento hydrogeologický celok, resp. „neogén pod kvartérom" je rozčlenený na:

– neogén pod kvartérom nad Prievidzou (súbor I),

– neogén pod kvartérom v Prievidzi (súbor II),

– neogén pod kvartérom pod Prievidzou (súbor III).

Podľa priemernej hodnoty (10 vrtov) indexu prietočnosti Y = 5,56, resp. odhadu koeficientu prietočnosti T = 3,63 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}, hydrogeologický celok **(súbor I)** môžeme zaradiť do strednej triedy prietočnosti s malou variabilitou, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu.

Podľa priemernej hodnoty (11 vrtov) indexu prietočnosti Y = 6,36, resp. odhadu koeficientu prietočnosti T = 2,29 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}, hydrogeologický celok **(súbor II)** môžeme zaradiť do vysokej triedy prietočnosti s malou variabilitou, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu.

Podľa priemernej hodnoty (24 vrtov) indexu prietočnosti Y = 5,36, resp. odhadu koeficientu prietočnosti T = 2,29 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}, hydrogeologický celok **(súbor III)** môžeme zaradiť do strednej triedy prietočnosti so zväčšenou variabilitou, čo zodpovedá dosť nehomogénnemu prostrediu (Franko et al., 1993).

Podzemné vody sedimentárneho neogénu v Žiarskej kotline sú viazané na súvrstvia vulkanoklastických hornín a tufitických pieskovcov, prípadne limnokvarcitov. Z hydrogeologického hľadiska vložky, resp. polohy tufitických pieskovcov a limnokvarcitov v ílovom súvrství sú hydrogeologickými kolektormi, naproti tomu íly sú hydrogeologickými izolátormi. Hladina podzemnej vody v sedimentárnom neogéne je spravidla napätá a výdatnosť vrtov sa pohybuje okolo 2 l . s^{-1}.

Limnokvarcity tvoria polohy, ktoré sa striedajú s ílmi, piesčitými tufmi a tufitmi, čo dáva predpoklad na akumuláciu podzemných vôd s artézskym prietokom. Vyznačujú sa puklinovou priepustnosťou a malým zvodnením (Škvarka, 1980).

Sladkovodné íly a silty s preplástkami pieskov a drobných štrkov a polohami lignitov tvoria vrchné súvrstvie sedimentárnej výplne panvy. Prevláda tu frakcia siltov nad polohami pieskov a štrkov. V súvrství dochádza k mnohonásobnému striedaniu nepriepustných ílovitých a siltových hornín s málo priepustnými štrkovými a piesčitými polohami, v ktorých sú akumulované málo výdatné zdroje podzemných vôd s tlakovým režimom (Škvarka, 1980).

Sladkovodné piesčité drobné štrky obsahujú hojné vložky ílov a siltov a nasadajú na predchádzajúce súvrstvie. Vytvárajú prostredie s pórovou priepustnosťou, v ktorom sa akumulujú málo výdatné zdroje podzemných vôd s tlakovým režimom (Škvarka, 1980).

Fluviálne balvanovito-blokovité sedimenty sa vyznačujú variabilitou granulometrického i petrografického zloženia, čo značne komplikuje hydrogeologické pomery tohto súvrstvia aj obeh podzemných vôd. Fluviálne sedimenty veľmi často ležia na ílovitých sedimentoch. V období zrážok sa v nich akumulujú podzemné vody a na svahoch sa vytvárajú plošné zamokreniny a občasné sutinové pramene. Vzhľadom na prítomnosť pelitického tmelu je zvodnenie týchto sedimentov malé (Škvarka, 1980).

Fyzikálno-chemické vlastnosti podzemných vôd sedimentárneho neogénu v Žiarskej kotline sú predovšetkým odrazom horninového prostredia, v ktorom cirkulujú. Na tvorbe chemického zloženia sa podieľajú všetky mineralizačné procesy. Okrem toho významný podiel na výslednom chemickom zložení vôd majú procesy miešania vôd rôzneho pôvodu a rozdielneho chemického zloženia. Podzemná voda limnokvarcitov je vzhľadom na puklinový obeh nízko mineralizovaná (pod 0,2 g . l^{-1}), Ca–HCO_3 až Na–HCO_3 typu. Podzemná voda plytkých obehov sladkovodných sedimentov (štrky a piesky s vložkami ílov a siltov) je výrazného Ca–HCO_3 typu s prechodom až k typu Ca–SO_4. Vzhľadom

na pomalé prúdenie v horninovom prostredí sú tieto vody vyššie mineralizované (až 0,7 g . l^{-1}); (Hyánková a Melioris, 1992).

Podzemné vody cirkulujúce v horninách sedimentárneho neogénu Hornonitrianskej kotliny majú strednú až zvýšenú mineralizáciu (priemerne okolo 660 mg . l^{-1}) a výrazný Ca–HCO_3 typ chemizmu. Mineralogicko-petrografický charakter sedimentov predurčuje približne rovnaké uplatnenie procesov rozpúšťania karbonátov a hydrolýzy silikátových minerálov. Vody majú nízku až nulovú agresivitu CO_2 a vysokú karbonátovú tvrdosť (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok neovulkanitov

Podzemné vody neovulkanitov sú viazané na horninové prostredie neovulkanických komplexov a formácií Vtáčnika, Štiavnických vrchov a Kremnických vrchov. Zvodnenie horninového prostredia neovulkanitov je všeobecne veľmi malé. Pramene, najmä puklinové a sutinové, prípadne aj puklinovo-vrstvové, dosahujú veľmi malú výdatnosť, spravidla medzi 0,01–0,1 l . s^{-1}, ojedinele do 0,2 l . s^{-1}. Významnejšie pramene (s výdatnosťou 0,3–0,5 l . s^{-1}, výnimočne až 3–5 l . s^{-1}) sú spravidla viazané na oblasti priepustných zlomových línií. Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemné vody viazané na:

- puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu, zvýraznené vo vrchnej časti predovšetkým klimatickými činiteľmi,
- výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Na základe súčasných poznatkov môžeme vulkanické komplexy a formácie Vtáčnika, Kremnických vrchov a Štiavnických vrchov charakterizovať takto:

Vtáčnik	**Kremnické vrchy**	**Štiavnické vrchy**
Prochotský intruzívny komplex	Komplex andezitov s granátom	Horniny I. etapy
kamenské súvrstvie	kordícke súvrstvie	studenská formácia
novolehotská formácia	zlatostudnianska formácia	bielokamenské súvrstvie
plešinská formácia		turčecká formácia
komplex Baniska		
formácia Kľakovskej doliny	formácia Kremnického štítu	hlinické ryolity
stránsky efuzívny komplex	rematská formácia	sitniansky efuzívny komplex
vtáčnická formácia	komplex Šibeničného vrchu	jastrabská formácia

Komplex extrúzií andezitov s granátom je prostredie s puklinovou priepustnosťou. Tento komplex v mapovanom území je rozlohou menší, preto jeho hydrogeologický význam nie je veľký.

Kordícke súvrstvie tvoria nepravidelne zvrstvené neovulkanické a epiklastické vulkanické ílovce, siltovce, pieskovce, štrky a zlepence. Na základe litologického zloženia môžeme predpokladať dobrú medzizrnovú priepustnosť a dobré zvodnenie pieskovcov a štrkov, ktoré sú na báze súvrstvia. V hornej časti súvrstvia sa zhoršujú hydraulické parametre pre väčší podiel tufitických, uhoľných a laminovaných ílovcov.

Stratovulkanický komplex zlatostudnianskej formácie tvoria lávové prúdy pyroxenických andezitov, propylitizované intrúzie a epiklastické vulkanické brekcie. Tento komplex je prostredím s prevládajúcou puklinovou priepustnosťou. Význam tu majú tektonicky porušené zóny a dislokácie (s.-j. smeru) sprevádzané argilitizáciou, ktorá ich sčasti utesňuje. Zvodnenie tohto horninového komplexu je veľmi malé. Výdatnosť prameňov sa pohybuje od 0,05 $l \cdot s^{-1}$ do 0,1 $l \cdot s^{-1}$.

Prochotský intruzívny komplex tvoria intrúzie andezitov a dioritov, v okolí ktorých sú vyvinuté intruzívne brekcie. Tento komplex je málo priepustný, výdatnosť prameňov je veľmi nízka, ojedinele na tektonických líniách vystupujú pramene s výdatnosťou do 0,5 $l \cdot s^{-1}$.

Komplex lávových prúdov pyroxenického andezitu a intruzívnych telies andezitového porfýru 1. etapy má vyvinutú masívnu alebo hrubo blokovú odlučnosť s lávovými brekciami v spodnej a vrchnej časti. Prúdy sú navetrané, rozpadavé a postihnuté Fe chloritizáciou, prípadne silicifikáciou. Z hydrogeologického hľadiska je tento komplex málo priepustný a výdatnosť prameňov je veľmi malá (do 0,1 $l \cdot s^{-1}$). Ak horninový masív je intezívne porušený zlomovou tektonikou, výdatnosť prameňov je väčšia, no prakticky nepresahuje 0,5 $l \cdot s^{-1}$ (napr. pramene Kušnierov salaš a Hrobidze v Prochote); (Dovina et al., 1985).

Kamenské súvrstvie tvoria prevažne epiklastické vulkanické konglomeráty a pieskovce s ílovcovo-tufitickým tmelom, miestami aj s vložkami jemnozrnných redeponovaných tufov a tufitických ílovcov. Ide o súvrstvie s veľmi malou puklinovou priepustnosťou až nepriepustné. Z hľadiska zvodnenia je veľmi málo zvodnené až nezvodnené a má charakter hydrogeologického izolátora (Dovina et al., 1985).

Novolehotskú formáciu tvoria extruzívne telesá ryolitu, ktoré majú radiálnu až blokovo-masívnu odlučnosť. Tým je daná ich malá puklinová priepustnosť.

Plešinskú formáciu tvoria izolované extruzívne telesá andezitov a sporadické vulkanoklastiká. Majú veľmi malú puklinovú priepustnosť, sú veľmi málo zvodnené až nepriepustné, z hydrogeologického hľadiska nie sú významné. Jemnejšie redeponované tufy vytvárajú nepriepustné polohy lokálneho charakteru (Dovina et al., 1985).

Formácia Kľakovskej doliny vo Vtáčniku a **turčecká formácia** v Kremnických vrchoch predstavujú litologicky pestrý komplex lávových prúdov rozličných typov andezitov a ich autochtónnych a redeponovaných pyroklastík. Nepremenené vulkanity s veľkým podielom lávových brekcií a pyroklastík vytvá-

rajú horninové prostredie s pomerne dobrou puklinovou, prípadne aj medzizrnovou priepustnosťou. Jemnozrnné tufy sú však väčšinou nepriepustné. Výdatnosť prameňov v tomto horninovom prostredí častejšie dosahuje rozmedzie medzi 1–3 l . s^{-1}. Z hydrogeologického hľadiska možno vulkanity formácie Kľakovskej doliny charakterizovať ako dobre zvodnené (Dovina et al., 1985).

Stránsky komplex vo Vtáčniku a **formácia Kremnického štítu** v Kremnických vrchoch tvorené lávovými prúdmi andezitov a blokovými lávovými brekciami majú dobrú puklinovo-medzizrnovú priepustnosť, horniny sú dobre zvodnené (Dovina et al., 1985).

Studenskú formáciu tvoria extruzívne telesá a lávové prúdy andezitov, najmä masívnych andezitov s prechodmi do blokových brekcií, prípadne epiklastických vulkanických brekcií. Horninové prostredie studenskej formácie sa vyznačuje malou puklinovou priepustnosťou a jeho zvodnenie je veľmi malé až malé (Dovina et al., 1985).

Hlinické ryolity sa vyznačujú intenzívnym rozpukaním a často i porozitou. Takéto prostredie dáva možnosť vzniku aj lokálne výdatnejších prameňov. Napr. na severnom úpätí vrchu Panská hora pri Hliníku n. Hronom je zachytený celý rad puklinovo-sutinových prameňov s celkovou výdatnosťou 5–6 l . s^{-1} (Böhm, 1965).

Komplex Baniska tvoria intruzívne telesá kremito-dioritových porfýrov, ktoré sa vyznačujú malou puklinovou priepustnosťou a veľmi malým zvodnením.

Bielokamenské súvrstvie tvoria redeponované tufy, pemzové tufy, pieskovce a tiež vložky siltovcov a ílovcov, ktoré podmieňujú nepriepustnosť tohto súvrstvia (Dovina et al., 1985).

Sitniansky efuzívny komplex tvorený lávovými prúdmi andezitov s podstatným zastúpením pórovitých lávových brekcií predstavuje horninové prostredie s pomerne dobrou puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou. Zvodnenie celého komplexu je dobré (Dovina et al., 1985).

Vtáčnickú formáciu vo Vtáčniku a **rematskú formáciu** v Kremnických vrchoch tvoria prevažne lávové prúdy andezitov s podstatným zastúpením lávových brekcií, v okrajových častiach prevládajú epiklastické vulkanické brekcie a na báze formácie horizont epiklastických vulkanických pieskovcov. Horninový komplex vtáčnickej a rematskej formácie sa vyznačuje dobrou až veľmi dobrou puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou. Výdatnosť prameňov je väčšinou do 1,0 l . s^{-1}, na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú vrstvové pramene s výdatnosťou medzi 1,0–10 l . s^{-1} (napr. prameň Tri studničky v Handlovej), ojedinele vo veľmi priaznivých podmienkach rozpukania a tektonického porušenia výdatnosť mierne presahuje aj 10 l . s^{-1} (napr. prameň pod Prielohom v Cígli). V prípade tunela Remata, ktorý sústredil vody z tohto komplexu a kde ide o umelú drenáž, je možné získať 36,0 až 49,5 l . s^{-1} (Šuba et al., 1984). Z hydrogeologického hľadiska sú horninové komplexy vulkanitov vtáčnickej a rematskej formácie dobre až veľmi dobre zvodnené (Dovina et al., 1985).

Jastrabskú formáciu tvoria extruzívne telesá ryodacitu, ryolitu, epiklastické vulkanické konglomeráty, drobné brekcie, pieskovce a redeponované tufy. Horninové prostredie tvorené ryolitmi sa vyznačuje dobrou puklinovou priepustnosťou. Výdatnosť prevažnej väčšiny prameňov dosahuje 1 l . s^{-1}. V priaznivejších podmienkach rozpukania ryolitových prúdov sa výdatnosť pohybuje medzi 1–5 l . s^{-1}, ojedinele do 10 l . s^{-1} (napr. zachytené pramene v Hlbokej doline pri Ostrom Grúni). Epiklastické horniny (porózne brokové pemzové tufy) majú medzizrnovo-puklinovú priepustnosť a sú zvodnené. Jemnozrnné prachové a popolové ryolitové tufy sú takmer nepriepustné. Z hydrogeologického hľadiska ryolity jastrabskej formácie sú dobre až veľmi dobre zvodnené (Dovina et al., 1985).

Komplex Šibeničného vrchu tvoria extrúzie a prúdy afanitických bazaltických andezitov. Pre malé plošné rozšírenie nemá tento komplex väčší hydrogeologický význam.

Podzemné vody cirkulujúce v horninách neovulkanitov sú nízko až stredne mineralizované (200 až 300 mg . l^{-1}), variabilita mineralizácie je však vysoká. Pre vrcholové oblasti Vtáčnika sú charakteristické hodnoty okolo 100 mg . l^{-1}, chemický typ je pomerne výrazný A_2 (t. j. Ca–Mg–HCO_3), vyskytujú sa však aj prechodné Ca–Mg–SO_4–HCO_3 typy vôd v dôsledku lokálne zvýšenej koncentrácie rozptýlenej sulfidickej fázy. Aj vody neovulkanitov vykazujú pomerne nízku karbonátovú tvrdosť a o niečo nižšiu agresivitu (CO_2) ako vody kryštalinika (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok kvartérnych sedimentov

Pleistocénne fluviálne sedimenty

Tieto sedimenty predstavujú dnové akumulácie piesčitých štrkov, zahlinených štrkov a hlín nív v doline **Kľaku a Píľanského potoka**. Fluviálne sedimenty sú priamo napájané potokmi, ktoré v nich tečú, a zvodnenie je tak priamo závislé od veľkosti prietoku.

Pleistocénne fluviálne sedimenty Hrona tvoria štrky a piesky s hlinitým pokryvom. V oblasti medzi Žiarom nad Hronom a Bzenicou na pravej strane Hrona možno pozorovať slabšie zvodnenie fluviálnych sedimentov a zníženie priepustnosti štrkopieskov. Toto je spôsobené prítomnosťou jemnej hlinitej frakcie v štrkopieskoch, ktoré z neogénnych sedimentov Žiarskej kotliny prinášali potoky do rieky Hron. Na pravej strane jednotková merná výdatnosť dosahuje 1,5 l . s^{-1} . m^{-1} až 2,5 l . s^{-1} . m^{-1}, ojedinele i viac. V oblasti Žarnovice je intenzita zvodnenia sedimentov malá. Jednotková merná výdatnosť kolíše od 0,18 l . s^{-1}.m^{-1} do 0,5 l . s^{-1} . m^{-1}. Hron v období sucha v celej svojej dĺžke na území Žiarskej kotliny drénuje podzemné vody zo sedimentov kotliny. Náplavy rieky Hron po oboch stranách lemujú staršie terasy, ktoré sa nesúvisle zachovali ako erózne

zvyšky. Ležia obyčajne na nepriepustných sedimentoch neogénu. Zvodnenú vrstvu tvoria slabo zahlinené štrkopiesčité sedimenty. Dopĺňajú ich zrážkové vody a vody prestupujúce z vyššie položených oblastí. Intenzita ich zvodnenia je malá. V Dolnej Ždani bola overená hydrogeologickými vrtmi HVZ-1 a HVZ-2. Jednotková merná výdatnosť vrtov bola 0,028 l . s^{-1} . m^{-1} a 0,176 l . s^{-1} . m^{-1}. Vo všeobecnosti možno povedať, že podzemné vody akumulované v priepustných fluviálnych sedimentoch rieky Hron bez úpravy nie sú vhodné na pitie a ich kvalita sa mení v závislosti od kvality vody v rieke (Škvarka, 1980).

Pleistocénne a pleistocénno-holocénne deluviálne hliny

V pleistocéne až holocéne ide o deluviálne hliny, obyčajne pokrývajúce na svahoch údolí izolátory. Pleistocénne sprašové hliny sú rozšírené na pravých svahoch rieky Nitry s. od Bojníc. Hliny, ako aj sprašové hliny dosahujú T < 1 . 10^{-6} m^2 . s^{-1} (Franko et al., 1993).

Pleistocénno-holocénne deluviálne sedimenty

K nim patrí hlinito-kamenitý materiál v zosuvoch s balvanmi a blokmi horninového komplexu, zosuvné bloky horninových komplexov a hlinito-kamenité a kamenité (blokové) zosuvy. V týchto sedimentoch vystupuje množstvo malých prameňov (Q do 0,2 až 0,4 l . s^{-1}) s kolíšucou výdatnosťou, ktorá je závislá od zrážkových pomerov.

Pleistocénno-holocénne proluviálne sedimenty

Tvoria ich sedimenty náplavových kužeľov potokov vytekajúcich z okolitých pohorí do kotliny (nepatrí k nim náplavový kužeľ Handlovky v Prievidzi a Bystrej v Kamenci pod Vtáčnikom a Zemianskych Kostoľanoch).

V **terasách a náplavových kužeľoch na pravej strane rieky Nitry** nie sú vrty registrované. Preto podobne, ako bol meraný prietok potokov tečúcich cez bielopotocké pieskovce, tak sa meral aj prietok potokov tečúcich z Malej Magury cez tieto sedimenty. Z nameraných údajov vyplýva, že sedimenty sú nepatrne zvodnené, pretože tak z úrovne nad erozívnymi bázami potokov (prevýšenie 30 až 50 m), ako aj z náplavových kužeľov a terás je prírastok takmer nulový. Tieto proluviálne sedimenty dosahujú hodnoty T < 1 . 10^{-6} m^2 . s^{-1}.

V náplavových kužeľoch na ľavej strane rieky Nitry je zaregistrovaných od Prievidze po Bystričany 10 vrtov, z toho 3 sa nachádzajú na ľavom brehu Handlovky v Prievidzi, 3 j. od starého mesta v Prievidzi, 2 v Lehote pod Vtáčnikom a 2 v Bystričanoch. Priemerná hodnota koeficientu prietočnosti (T) sa pohybuje od 3 . 10^{-4} do 1 . 10^{-3} m^2 . s^{-1}. Tento hydrogeologický celok možno

zaradiť do strednej triedy prietočnosti s veľkou variabilitou, čo zodpovedá značne nehomogénnemu prostrediu.

V **náplavových kužeľoch pri vyústeniach Cínovej a Koniarskej doliny** do doliny Kľaku v Župkove, ktoré sú tvorené nevytriedenými, hrubými opracovanými klastikami andezitov, možno očakávať nepriaznivé hodnoty koeficientu prietočnosti T (okolo $1 . 10^{-5}$ až $1 . 10^{-6}$ $m^2 . s^{-1}$) v dôsledku silnej prímesi hlín.

Pleistocénno-holocénne fluviálne a holocénne proluviálne sedimenty

Tieto sedimenty predstavujú dnové akumulácie štrkov, pieskov, zahlinených štrkov a hlín nív rieky Nitry, Nitrice a Handlovky. Je to prvý hydrogeologický celok, v podloží ktorého je spomínané lelovské súvrstvie. Celok priamo napájajú rieky, ktoré v ňom tečú. Podľa registrácie Geofondu Bratislava do konca r. 1992 bolo v tomto celku realizovaných asi 60 hydrogeologických vrtov. Hydrogeologický celok, resp. kvartér Nitry, je rozčlenený (Franko et al., 1993) na:

– kvartér Nitry nad Prievidzou (súbor I),
– kvartér Handlovky v Prievidzi (súbor II),
– kvartér Nitry a Handlovky pod Prievidzou (súbor III),
– kvartér Nitry pod sútokom s Handlovkou po Zemianske Kostoľany (súbor IV),
– kvartér Nitry medzi Bystričanmi a Čereňanmi (súbor V).

Podľa priemernej hodnoty (13 vrtov) indexu prietočnosti Y = 6,2, resp. odhadu koeficientu prietočnosti $T = 1,58 . 10^3$ $m^2 . s^{-1}$ tento hydrogeologický celok **(súbor I)** možno zaradiť do vysokej triedy prietočnosti s malou variabilitou, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu.

Podľa priemernej hodnoty (6 vrtov) indexu prietočnosti Y = 5,66, resp. odhadu koeficientu prietočnosti $T = 4,57 . 10^{-4}$ $m^2 . s^{-1}$ tento hydrogeologický celok **(súbor II)** možno zaradiť do vysokej triedy prietočnosti s veľkou variabilitou, čo zodpovedá značne nehomogénnemu prostrediu. Podotýkame, že tento súbor patrí k Handlovke. Jeho prietočnosť je o 1 rád nižšia ako pri súboroch I, III, IV a V, ktoré patria k Nitre. Zapríčiňuje to litológia hornín v povodí Handlovky (prevažne pelity paleogénu, čausianskeho a košianskeho súvrstvia, ako aj zvetrávanie neovulkanitov), takže sú štrky viac zahlinené.

Napriek tomu, že v súboroch je rôzny počet vrtov (**súbor III** – 4 vrty, **súbor IV** – 12 vrtov, **súbor V** – 6 vrtov), majú takmer rovnaké charakteristiky prietočnosti (súbor III: Y = 6,18; súbor IV: Y = 6,14; súbor V: Y = 6,0). Tieto súbory možno zaradiť do vysokej triedy prietočnosti s malou variabilitou, čo zodpovedá mierne nehomogénnemu prostrediu.

Holocénne proluviálne sedimenty Bystrej

Ide o podobný náplavový kužeľ, ako má potok Handlovka v Prievidzi (súbor II). V ňom sú zaregistrované 2 vrty v Kamenci pod Vtáčnikom. „Priemerná“

hodnota indexu prietočnosti Y je 5,37 a koeficientu prietočnosti T je 2,34 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}. V porovnaní s náplavovým kužeľom Handlovky je hodnota T nižšia, čo je pravdepodobne podmienené len obsahom vulkanického materiálu (zvetráva) a menšou dĺžkou toku (menšia vytriedenosť).

Holocénne dnové fluviálne sedimenty Handlovky

V alúviu Handlovky sú zaregistrované 2 vrty, v Jalovci a Ráztočne. „Priemerná" hodnota indexu prietočnosti Y je 5,35 a koeficientu prietočnosti T je 2,23 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}.

Holocénne dnové fluviálne sedimenty po pravej strane rieky Nitra

V území medzi Dolnými Lelovcami a Tužinou sú v alúviách pravostranných prítokov rieky Nitra zaregistrované len 3 vrty. Jeden je v údolí potoka Kravská medzi Nitrianskym Pravnom a Malinovou a 2 v údolí Lelovského potoka. Hodnotou indexu prietočnosti Y (5,82) a koeficientom prietočnosti T (6,6 . 10^{-4} m^2 . s^{-1}) (Franko et al.,1993) sú charakterizované všetky alúviá potokov medzi Tužinou a Kaniankou. Výnimku tvoria dnové fluviálne sedimenty Lelovského potoka, ktorý má povodie v „melafýrovej" sérii. V ňom sú zaregistrované 2 vrty. „Priemerná" hodnota indexu prietočnosti Y = 4,4 a koeficientu prietočnosti T = 2,5 . 10^{-5} m^2 . s^{-1}.

V prípade podzemných vôd kvartérnych sedimentov (fluviálnych a proluviálnych) s pôvodom vodnej zložky z povrchového toku, pri ktorých v dôsledku pôsobenia špecifických faktorov (zdroje napájania, úzke hydraulické a hydrochemické vzťahy s povrchovými vodami, resp. veľmi časté intenzívne pôsobenie sekundárnych genetických faktorov), je genetický vzťah ich chemizmu k horninovému prostrediu, kde sa nachádzajú, väčšinou výrazne obmedzený. Podzemné vody fluviálnych sedimentov Nitry a Handlovky (hliny, íly, štrky, piesky) majú mineralizáciu od 700 do 1 100 mg . l^{-1} a chemický typ Ca–Mg–HCO_3–SO_4 s prechodom do zmiešaných typov. Značná časť vôd je antropogénne ovplyvnená. Podzemné vody fluviálnych sedimentov Hrona majú mineralizáciu od 300 do 1 000 mg . l^{-1} a chemický typ Ca–Mg–HCO_3.

Podzemné vody proluviálnych sedimentov (hlinité, hlinito-štrkovité a piesčité štrky náplavových kužeľov) majú mineralizáciu okolo 400 mg . l^{-1} a z hľadiska genetických typov patria medzi petrogénno-fluviogénne vody (Franko et al., 1993).

Banské vody

Veľkým zásahom do režimu podzemných vôd neogénnych sedimentov je ťažba uhlia na nováckom a handlovskom ložisku.

Na **nováckom ložisku** je ťažbou uhlia ovplyvnený režim podzemných vôd kamenského súvrstvia („podložné tufity") a režim podzemných vôd lehotského a lelovského súvrstvia („nadložné štrky"). Podložné tufity vytvárajú artézsku štruktúru s infiltračnou oblasťou pri v. okraji kotliny, ktorá sa v z. časti ložiska končí vykliňovaním. Banské chodby, ktorými sa odvodňujú podložné tufity, sú 50 m pod slojom. Odvodňovaním tufitov sa v ich hladine vytvára tlaková depresia. Náhly zvrat vo vývoji režimu podzemných vôd kamenského súvrstvia nastal po r. 1959, keď sa začal odvodňovať II. horizont v Bani mládeže na kóte 50 m n. m. Odvodňovací drén pôsobil ako „veľká studňa". Tlaková hydrostatická hladina v okolí ťažnej šachty Bane mládeže poklesla do r. 1963 z kóty 255 m n. m. na kótu 120 m n. m. (rozdiel 135 m). Dosah tlakovej depresie smerom na S bol asi 3 500 m a smerom na SV k východu tufitov asi 220 m. Depresia vytvorená odvodňovaním podložných tufitov sa stále prehlbovala a v r. 1990 bola jej najhlbšia časť už pod kótou 150 m n. m. (rozdiel oproti r. 1958 asi 405 m). Na sv. okraji ložiska v mieste novej odvodňovacej bázy sa tvorí depresia na kóte 200 m n. m. Nadložné súvrstvia sa odvodňujú iba tam, kde je hrúbka košianskeho súvrstvia („nadložné íly" – izolátor) menšia ako 30 m. Priamo na nich ležia kvartérne proluviálne sedimenty, takže spolu vytvárajú jeden celok. Veľký drenážny účinok mal povrchový lom Lehota. Priemerné prítoky banských vôd v osemdesiatych rokoch boli 7 120 tis. $m^3 . rok^{-1}$, čo predstavuje koeficient zvodnenia 5,08 (pomer m^3 čerpanej vody k tone vyťaženého uhlia). V roku 1967 dosahoval 4,07 (Franko et al.,1993).

Na **handlovskom (aj cígeľskom) ložisku** je ťažbou uhlia ovplyvnený režim podzemných vôd všetkých súvrství a formácií v nadloží košianskeho súvrstvia (nadložné íly). Celý komplex dosahuje hrúbku až 500 m. Dobývajú sa len oblasti ložiska s hrúbkou nadložných ílov nad 30 m. Prítoky sú väčšinou z lehotského súvrstvia (vápencovo-dolomitické štrky), ktoré leží na košianskom súvrství. V severnej časti ložiska s ohľadom na dostatočnú hrúbku nadložných ílov neboli prítoky do baní veľké. Napríklad sumárny výtok z Handlovskej štôlne dlhej 4 km v roku 1985 bol 4,33 $l . s^{-1}$, z pomocnej štôlne 3,5 $l . s^{-1}$, prítok do severnej bane 3,4 $l . s^{-1}$. Celkový prítok zo z. poľa sa v dôsledku rozšírenia ťažby zvýšil z 5,7 na 15 $l . s^{-1}$. S postupujúcim otváraním a ťažbou j. smerom sa prítoky vôd zväčšujú v dôsledku zmenšenia hrúbky nadložných ílov (niekde aj chýbajú). Napríklad v r. 1985 prítok do 6 úsekov (III., VII., VIII., IX., X., XI.) bol asi 174 $l . s^{-1}$. Koeficient zvodnenia za roky 1984–1990 bol 4,65. V dôsledku odvodňovania nadslojovej detritickovulkanickej formácie zanikli najvýdatnejšie pramene v oblasti Bielej skaly (medzi Bielou skalou a štátnou cestou medzi N. Lehotou a Handlovou). Prameň Biela lúka-1 mal výdatnosť 51 $l . s^{-1}$, prameň Biela lúka-2 výdatnosť 31 $l . s^{-1}$ a Biela skala-8 výdatnosť 14 $l . s^{-1}$ (Franko et al., 1993).

Termálne vody

V Hornonitrianskej kotline sa nachádzajú významné lokality termálnych vôd [Bojnice, Koš (Laskár), Chalmová, Handlová]. Vody v Bojniciach a Chalmovej vyvierali v prirodzených prameňoch (dnes sú zachytené vrtmi), voda v Koši bola navŕtaná hlbokým vrtom a voda v Handlovej bola narazená banskými dielami. Vody všetkých 4 lokalít sú viazané na triasové vápence a dolomity, pričom prvé 2 na chočský príkrov a druhé 2 na krížňanský príkrov. Tým je podmienená aj odlišnosť ich chemizmu.

Typickým reprezentantom vôd z triasových karbonátov chočského príkrovu sú **bojnické termy** (tiež Rajecké Teplice, Malé a Veľké Bielice). Pochádzajú z dolomitov, ktoré vo forme trosiek ležia na sedimentoch kriedy krížňanského príkrovu. Preto sú veľmi nízko mineralizované (vrt Š2-NB, M: 670 mg . l^{-1}), výrazného Ca–Mg–HCO_3 typu. Vody z vrtu Š1-NB v Koši sú z hlbokého vrtu, a to z nováckej depresie, v ktorej prirodzené pramene nikdy nevyvierali. Ide potom o viac-menej „stagnujúce" vody, čo sa oproti bojnickým termám odráža v nižšej hodnote koeficientu rHCO_3/rCl, ale v rovnakej hodnote koeficientu Mg/Ca. Vody majú vyššiu mineralizáciu (M: 820 mg.l^{-1}) z titulu dvojnásobného množstva Na a Cl, ale hlavne takmer 4-násobného množstva SO_4. V dôsledku toho potom ide o prechodný Ca–Mg–HCO_3–SO_4 typ vôd. Výverová oblasť bojnických teriem štruktúrne nadväzuje na nedožerskú depresiu. Z tohto dôvodu sa predpokladá (Franko et al., 1970) infiltračná oblasť teriem v mezozoiku Žiaru a Malej Fatry na s. okraji Hornonitrianskej kotliny. Podľa hydrologickej bilancie (v súlade s ňou je aj hydrochemická) zo sumárnej priemernej výdatnosti teriem (36 l . s^{-1}) asi 77 % pochádza spod kotliny a 23 % z bojnickej vysokej kryhy (infiltračnú oblasť v kryhe tvoria bazálne paleogénne klastiká ležiace priamo na triasových dolomitoch chočského príkrovu). Podľa Jezného et al. (1995) infiltračná oblasť bojnických teriem sa nachádza v oblasti výstupu karbonatických hornín chočského príkrovu v priestore vrchu Rokoš a výstupu karbonatických hornín (pás triasových vápencov) na kontakte s kryštalinikom Malej Magury, kde sa uvažuje s priľahlou časťou tohto kryštalinika a bazálnych karbonatických brekcií vo vysokej bojnickej kryhe. Vody vyvierajú vnútri bojnickej vysokej kryhy na križovaní 2 pozdĺžnych (teplejšia a menej teplá línia) a 3 priečnych (skupina prameňov Jazera, Starého kúpeľa a Štrandu) zlomov. Vody sa využívajú v kúpeľoch a športových bazénoch celý rok a v rekreačných bazénoch v letnej sezóne (Franko et al., 1993).

Vody v **Chalmovej** (vrt CH-2, M: 1 970 mg . l^{-1}) a **Handlovej** (v. šachta, M: 2 010 mg . l^{-1}) a vôbec vody pochádzajúce z triasových karbonátov krížňanského príkrovu sú vodami Ca–Mg–SO_4 typu. Sírany získavajú vylúhovaním z permu–spodného triasu a z keuperu. Väčšina vnútrokarpatských teriem (napr. v stredoslovenských neovulkanitoch) patrí k tomuto typu. Ide o slabo mineralizo-

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
INFORMAČNÉ STREDISKO
Bratislava

vané vody s prevahou $S_2(SO_4)$. Vody v Chalmovej vyvierajú na okrajovom zlome Drieňového vrchu, ktorý ho oddeľuje od čerenianskej depresie. Táto depresia je štruktúrne v styku s výverovou oblasťou a so s. okrajom Tribeča. Preto sa predpokladá, že tu je ich infiltračná oblasť. Nevylučuje sa však ani možnosť podielu vôd mezozoika z oblasti Vtáčnika, na čo poukazuje výskyt termálnej vody v Handlovej. Výdatnosť teriem v Chalmovej dosahuje 30 l . s^{-1} a v Handlovej pri narazení v dolomitoch dosahovala 5,5 l . s^{-1}. Vody v Chalmovej sa celý rok využívajú v športovo-rekreačných bazénoch (Franko et al., 1993).

Minerálne vody

V oblasti Bukovina (3) a Dolná Ždaňa (5) vystupuje 8 minerálnych prameňov, ktoré sú v práci Krahulca et al. (1978) registrované pod číslami (ŽR-2, ŽR-3, ŽR-4, ŽR-5, ŽR-5A, ŽR-6, ŽR-7, ŽR-8). Vodu z prameňov v Bukovine môžeme charakterizovať ako minerálnu kyselku studenú, hypotonickú, slabo mineralizovanú, uhličitú, chemického typu Ca–Mg–HCO_3. Vodu z prameňov v Dolnej Ždani môžeme charakterizovať ako kyselku studenú, hypotonickú, uhličitú, chemického typu Ca–Mg–Na–HCO_3. Všetky tieto vody vznikajú tak, že CO_2 vystupujúci z hĺbky po tektonických zlomoch sýti podzemné vody v horninovom prostredí, kde vzájomné pôsobenie vytvára podmienky na vznik minerálnych vôd. Väčšina spomenutých prameňov sa občas využíva na pitie.

PREHĽAD LOŽÍSK NERASTOV REGIÓNU

Úvod

Nerastné suroviny v regióne majú pestré, no veľmi nerovnomerné zastúpenie. Koncentrácia rúd nedosahuje parametre vhodné na ťažbu. Preto sa dá hovoriť len o výskytoch rudných minerálov, prípadne o prognózach do budúcnosti. Na ložiskách pri Píle a Župkove, ťažených v minulosti napriek intenzívnemu prieskumu v posledných desaťročiach koncentrácia kovov nedosahuje takú úroveň, ktorá by bola ekonomicky vhodná na ťažbu. Prognózna oblasť v okolí Prochota tak isto napriek intenzívnemu prieskumu doteraz okrem indícií nepreukázala dostatočnú koncentráciu kovov. Ako nádejná sa javí oblasť zlatokovovej mineralizácie typu „Carlin" v oblasti Remata.

Nerudné suroviny sú jedným z najvýznamnejších ekonomických faktorov v regióne. Ložiská hnedého uhlia Handlová a Nováky tvoria najväčší energetický surovinový zdroj domáceho pôvodu v Slovenskej republike. Ostatné nerudné suroviny nemajú takýto celoslovenský hospodársky význam. Sú skôr lokálneho a regionálneho významu. Stavebné suroviny – kameň a kamenivo, štrkopiesky a hliny – exploatované v dostatočnom množstve slúžia na miestnu spotrebu.

Ložisková charakteristika

Ložiská a výskyty nerastných surovín majú v regióne veľmi pestré a súčasne nerovnomerné zastúpenie. Rudné minerály sú zastúpené pestrou asociáciou, ktorá však v súčasnosti nie je ekonomicky využiteľná, a preto sa tieto výskyty hodnotia len ako perspektívne zdroje v budúcnosti. Nerudné suroviny sú bohato zastúpené najmä v oblasti stavebných materiálov najrozličnejších druhov a kvality. Najdôležitejšou surovinou tohto regiónu je uhlie, ktorého ložiská predstavujú jediné ekonomicky zaujímavé energetické zdroje oblasti.

Rudné suroviny

Rudná mineralizácia v regióne má pestré zloženie a pôvod. Prevládajú výskyty hydrotermálneho pôvodu, no vyskytuje sa aj viacero lokalít sedimentárneho a epigenetického pôvodu. Žiaľ, väčšina prejavov zrudnenia sa nachádza len vo forme výskytov, ktoré nedosahujú dostatočnú koncentráciu a rozšírenie na ekonomicky zdôvodnenú ťažbu či aspoň širší prieskum. Na lepšie spoznanie oblasti je však potrebné uviesť všetky prejavy rudnej mineralizácie súvisiace s geologickou stavbou, a to najmä s vulkanickou činnosťou, ktorá sa na nej podieľala. Naj-

intenzívnejšie prejavy rudnej mineralizácie v opisovanom regióne sú viazané na tri rudné regióny:

– rudný región Kremnických vrchov,
– rudný región Suchého a Malej Magury,
– novobansko-kľakovská zóna.

Rudný región Kremnických vrchov

Zasahuje do regiónu v severovýchodnej časti. Metalogenetické procesy v tomto regióne sú viazané na vulkanickú činnosť a sú spojené so syngenetickou zlomovou tektonikou. Kremnické vrchy sa zaraďujú do mladoalpínskej metalogenetickej zóny neovulkanitov Slovenska. Samostatný vulkanický vývoj Kremnických vrchov, vlastné vulkanické centrá a intruzívne komplexy sa odrážajú aj v metalogenetickej špecializácii. Preto sa Kremnické vrchy považujú za samostatný rudný rajón. Rudný región Kremnických vrchov má vyvinuté dve rudné polia:

– kremnické, s dominantnou drahokovovou mineralizáciou žilného typu,
– malachovské, s impregnačným typom Hg mineralizácie.

Do regiónu zasahuje Kremnické rudné pole. V tomto rudnom poli sa vyskytuje niekoľko typov mineralizácie:

– skarnová – žilníkovo-impregnačná polymetalická mineralizácia, prezentovaná rudnými minerálmi radu galenit – sfalerit – chalkopyrit,
– hydrotermálna žilná drahokovová mineralizácia so systémom kremenných žíl s An-Ag zrudnením,
– hydrotermálna žilná polymetalická mineralizácia, ktorá predstavuje pokračovanie uvedených dvoch typov v rámci zonálneho vývoja žíl do hĺbky s postupným ubúdaním An-Ag a narastaním obsahu Pb–Zn–Cu,
– ortuťová – impregnačná mineralizácia s rozptýlenými prejavmi po celom rudnom regióne,
– antimonitová mineralizácia impregnačného charakteru súvisiaca s predchádzajúcim typom,
– arzénová mineralizácia impregnačného charakteru podobnej genézy ako obe predchádzajúce mineralizácie,
– medená mineralizácia impregnačného typu bez genetického objasnenia,
– zlatá mineralizácia typu „Carlin", ktorá je viazaná na silicifikované a opalizované zóny v tektonicky porušených dolomitoch v blízkosti okrajového zlomového pásma kremnického grabenu v oblasti Rematy.

Rudný región Suchý – Malá Magura

Je súčasťou rozsiahleho pohoria Strážovskej hornatiny. Do regiónu zasahuje v jeho severozápadnej časti. Po metalogenetickej stránke nie je územie veľmi

významné. Na rozhraní masívov Suchého a Malej Magury sú známe menšie výskyty polymetalickej mineralizácie (Čavoj, Valaská Belá), vo východnej časti územia vystupujú kremenné žily so zlatou mineralizáciou (Chvojnica, Au známe i v rozsypoch). V oblasti Kanianka – Poruba sa vyskytuje anomálne zvýšenie koncentrácie rudných minerálov. Ide o arzenopyrit, baryt, pyrit, scheelit a rumelku. Západne od oblasti sa zistila anomálna koncentrácia Sn, B a zirkónu. Ďalšie prieskumy realizované v študovanej oblasti preukázali existenciu anomálneho zvýšenia obsahu asociácie prvkov Ni–Co–Cu–Zn a Pb–Ag vo vzorkách pôdy a asociácie prvkov Ni–Co–Zn a Mo–Cu–Bi v primárnych horninách.

Oblasť je zaujímavá predovšetkým zvýšeným obsahom scheelitu v šlichoch. Okrem W sa na viacerých miestach zistil aj zvýšený obsah Ag. Na základe stupňa korelácie medzi jednotlivými prvkami v tejto oblasti možno pre primárne a sekundárne pole definovať nasledujúce asociácie prvkov:

Primárne geochemické pole tvorí asociácia Co–Ni–Zn, Cu–Mo.

Sekundárne geochemické pole tvorí asociácia Co–Ni–Mo–Cu–Zn, Ag–Pb.

Najväčšie rozdiely v distribúcii prvkov v primárnom i sekundárnom geochemickom poli vykazujú prvky Zn, W, Ag a Bi.

Novobansko-kľakovský rudný rajón

Zasahuje do regiónu v jeho južnej časti v oblasti Prochota a Župkova. V priestore rudného rajónu sú od historických čias po súčasnosť známe exploatované zdroje zlata, striebra, pyritu a menej farebných kovov. V posledných rokoch, hlavne v oblasti Prochota, sa okrem žilných štruktúr zistili akumulácie žilníkovo-impregnačných Pb, Cu a Zn zrudnení. V tejto kategórii sú zahrnuté lokality s metalogenézou dioritovo-granodioritovej intruzívnej formácie v kompetentných horninách mezozoika, v telesách profýrov i v medzižilových priestoroch hydrotermálnej polymetalickej mineralizácie.

Prochot predstavuje centrálnu časť masívu Vtáčnika v blízkom okolí obce Prochot, v rámci ktorej pod kótou Majspiak sú známe krátke žilné štruktúry s prejavmi intenzívnej hydrotermálnej alterácie, silicifikácie a pyritizácie. Vrtom MEB-1 boli overené polohy impregnácií a závalkov PbS, ZnS a $CuFeS_2$ v okolí intrúzie granodioritového porfýru a v intenzívne premenenom andezitovom komplexe prvej etapy vulkanickej činnosti. Mineralizácia bola sledovaná až do hĺbky 1 390 m pod povrchom Ag–Pb–Zn–Cu. Bohatšie zrudnenie je v hĺbke vrtu pod 500 m.

Župkov sa nachádza v blízkom susedstve paleozoicko-mezozoických hornín okolia Píly, ktoré tu vychádzajú na povrch. V prostredí andezitov prvej etapy bolo registrované intenzívne silicifikované a pyritizované teleso granodiorituporfýru.

Prehľad rudnej mineralizácie

Za **mineralizáciu primárneho pôvodu** a primárne rudné ložisko, respektíve výskyt, sa považujú produkty ankeritizácie vápencov na stykovej polohe so sericitizovanými bridlicami v oblasti obce Veľké Pole. Na túto zónu sa viaže aj galenitovo-chalkopyritová – pyritovo-sfaleritová mineralizácia za sprievodu barytu, kalcitu a kremeňa.

V oblasti Kanianka – Poruba sa zistila zvýšená koncentrácia uvedených minerálnych asociácií v primárnych horninách. Pôdna metalometria preukázala existenciu asociácií prvkov Ni–Co–Mo–Cu–Zn a Pb–Ag. Šlichová prospekcia preukázala anomálnu koncentráciu arzenopyritu, barytu, pyritu, scheelitu, rumelky a Sn spolu so zvýšeným obsahom zirkónu.

Mineralizácia hydrotermálneho pôvodu

Podľa genetických typov ložísk prevládajú v regióne ložiská hydrotermálneho pôvodu. Sú späté najmä s vulkanickou činnosťou neogénneho vulkanizmu spodnobádenského až vrchnosarmatského veku. Mineralizáciou sú postihnuté v prvom rade vulkanické horniny v okolí primárnych prírodných kanálov, za ktoré môžeme považovať intruzívne komplexy v oblasti Prochota, Plešivej, Píly a Rematy. Okrem toho sú hydrotermálnymi procesmi postihnuté okolité podložné horniny, väčšinou karbonáty krížňanského príkrovu na južnom a severnom okraji regiónu.

As hydrotermálna mineralizácia sa prejavuje najmä minerálnym auripigmentom a realgárom vo vrtoch v okolí obcí Lovčica – Trubín v uhoľných slojčekoch a v uhoľných produktívnych súvrstviach v Novákoch a Handlovej.

Au hydrotermálna mineralizácia typu „Carlin" je viazaná na karbonáty v oblasti Rematy. Impregnačné zlatonosné zrudnenie viazané na sekundárne silicifikované zóny v sedimentárnych – karbonatických súvrstviach je spojené s blízkosťou intruzívnych hornín, hlavne neovulkanických komplexov, s intruzívnym aparátom, pri ktorom sa nachádzajú dostatočne hrubé súvrstvia budované prevažne karbonatickými horninami – dolomitmi a vápencami. V optimálnom prípade ide o prieniky intruzív staršími sedimentárnymi súvrstviami. Ďalším predpokladom je litologická pestrosť súvrstvia – striedanie nepriepustných a priepustných polôh. Najdôležitejším predpokladom je prítomnosť organickej substancie v karbonatických horninách. Oblasť Rematy spĺňa tieto kritériá prítomnosťou karbonatických súvrství chočskej a krížňanskej tektonickej jednotky budovanej prevažne dolomitmi, litologickou pestrosťou oboch jednotiek, ako aj prítomnosťou organického substrátu v podobe tmavých ílovcov a prítomnosťou intruzívneho dioritovo-porfýrového telesa. Prítomnosť a početnosť zlomov a dislokácií vytvára vhodnú predispozíciu rudonosného súvrstvia. V oblasti Rematy sa vyskytuje tektonická línia oddeľujúca vulkanity od mezozoika a paleogénu a ďalšie početné tektonické línie menšieho

rádu. Pre oblasť Rematy je pozitívna prítomnosť sekundárnych silicitov v chočských dolomitoch. Negatívne sú slabé prejavy limonitizácie, argilitizácie a pyritizácie vo vulkanických horninách a úplná absencia adularizácie. Príznaky prítomnosti Au v rámci sedimentárneho komplexu (Remata 0,26g/t) a zvýšený obsah Hg, Sb, As, Ba, Ag a Tl poukazujú na výrazné geochemické anomálie.

Prognózna plocha Remata predstavuje plochu asi 8 km^2 s prítomnosťou sekundárne silicifikovaných dolomitov na povrchu s obsahom Au od stotín po desatiny g/t a prítomnosťou výraznej sekundárnej geochemickej aureoly Sb, Hg, As, Ag, ako aj prítomnosťou výraznej sumárnej primárnej geochemickej aureoly tých istých prvkov. Hlavný zlatonosný horizont tvoria tmavé ílovité bridlice v dolomitickom súvrství chočského príkrovu, ktoré sú charakterizované prítomnosťou organickej hmoty v rozsahu 3–7 %.

Au-Ag hydrotermálna mineralizácia sa vyskytuje v okolí Prochota. Je viazaná na výskyt opalitov hydrokvarcitov a pyritu. Vzorky opisované v minulom storočí obsahovali až 312 g/t Au a 234 g/t Ag.

Bi hydrotermálna mineralizácia sa vyskytuje v okolí Župkova vo forme tetraedritu v mase rozloženého propylitizovaného andezitu, v andezitových tufoch a konglomerátoch.

Cu hydrotermálna mineralizácia je známa v oblasti Píla – Horné Hámre v Kuliarovej doline, v permských a verfénskych súvrstviach chočského príkrovu sa vyskytuje Cu, Fe-Cu a Cu-Pb zrudnenie sprevádzané sideritovou mineralizáciou s hematitom a sulfidmi a hydrotermálnymi žilami s paragenézou kremeň–karbonáty železa, Mg pyrit–chalkopyrit–tetraedrit–chalkozín. Pôvod ložiska nie je celkom objasnený. Podľa rôznych názorov je pôvod exhalačno-sedimentárny alebo stratiformný permského veku, alebo je ložisko plutonické, veku stredný trias a krieda, možný je aj súvis s neogénnym vulkanizmom. Minerálna asociácia uvedeného ložiska pozostáva z výplne žíl, ktorú tvorí andezit, siderit, dolomit, ojedinele hematit a magnetit, kremeň, rudné minerály – chlakopyrit, chalkozín, malachit a pyrit.

Výskyt medenej žilnej (kremennej) chalkopyritovo-pyritovej mineralizácie je známy v oblasti Župkova – Horných Hámrov.

Hydrotermálna molybdenitovo-fluoritová mineralizácia sa vyskytuje v oblasti Prochota na kontakte propylitizovaných, miestami silicifikovaných amfibolicko-pyroxenických andezitov so žilou andezitového porfýru. Zrudnenie impregnačného charakteru tvoria molybdén, fluorit a kalcit. Ojedinele sa vyskytuje malé množstvo argentitu, arzenopyritu, galenitu, chalkopyritu, kalcitu, kassideritu, markazitu, pyritu, pyrotínu a sfaleritu. Mineralizácia je pravdepodobne viazaná na východné krídlo novobansko-kľakovsko-lehotskej tektonickej zóny.

Pb hydrotermálna mineralizácia je viazaná na ložisko Ján Nepomuk v oblasti obce Píla, ktoré je vyvinuté v strednotriasových komplexoch vápencov. Pb mineralizácia je nositeľom menšieho množstva Ag. Ložisko je vyvinuté na tektonic-

kej násuvnej ploche triasových vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu v ich bezprostrednom kontakte s podložnými sericitizovanými kryštalickými bridlicami kryštalinika Tribeča v tesnej blízkosti neogénnych andezitov, ktoré využili vzniknutú plochu a prenikli do mezozoických hornín. Sú však podobne ako podložné sericitizované ruly bez prejavov mineralizácie. Pravdepodobne slúžili len ako prívodné kanály pre hydrotermálne roztoky, ktoré potom vytvárali nesúvislé aureoly v okolí týchto andezitových prienikov. Galenitová mineralizácia vznikla najskôr v strednotriasových vápencoch, v blízkosti tektonického kontaktu vo forme hniezd a roztrúsených žiliek. V dôsledku tektonických pohybov a hypergénnych premien nastala premena na okrovito-limonitickú hmotu a tektonickú drvinu s fragmentmi galenitu a impregnáciami sekundárnych Pb-Zn minerálov.

Pb-Zn žilné zrudnenie sa vyskytuje v oblasti Horné Hámre – Píla. Vyskytujú sa hydrotermálne, kremenno-ankeritovo-chalkopyritovo-galenitové žily. Patria ku kremenno-polymetalickej formácii, parageneticky blízkej štiavnickým žilám. Vyskytuje sa vo verfénskych bridliciach permu chočskej jednotky v doline Moras. Pôvod mineralizácie je spätý s neogénnym andezitovým vulkanizmom viazaným na hydrotermálne premenené andezity, ktoré križujú Cu ložisko. Minerálna asociácia ložiska je ankerit, galenit, chalkopyrit, kremeň a sfalerit.

Polymetalické – hydrotermálne zrudnenie je známe z centrálnej časti pohoria Vtáčnik v oblasti Prochot – Majspiak. Krátke žilné štruktúry tvoria impregnácie a závalky galenitu, sfaleritu a chalkopyritu v blízkosti intrúzie granodioritového porfýru. Polymetalickou mineralizáciou sa vyznačuje aj zrudnenie v doline Moras.

Sn hydrotermálna mineralizácia. Výskyt tejto vysokotermálnej mineralizácie evidovaný v oblasti medzi Skýcovom a Veľkým Poľom sa regiónu dotýka len okrajovo.

Sulfidicko-karbonatická hydrotermálna mineralizácia bola zistená v Kľakovskej doline v asociácii kalcit, pyrit a siderit.

Hydrotermálna mineralizácia v uhoľných ložiskách sa prejavuje na Novackom ložisku – v produktívnom súvrství a uhlí ako slabé prejavy mineralizácie s minerálnym zastúpením auripigment, kalcit, kremeň, realgár a pyrit.

V Handlovskom ložisku – v uhľonosnom súvrství a v uhoľných slojoch – sú na prejavy hydrotermálnej mineralizácie viazané auripigment, chalcedón, kalcit, kremeň, pyrit, rumelka a realgár.

Mineralizácia sedimentárno-mechanického pôvodu

Au sa v náplavoch vyskytuje v severozápadnej časti regiónu v oblasti obcí Lazany, Poruba, Kanianka, Malinová a Poluvsie. Historicky doložená a overená je ťažba zlata z náplavov v 14. až 17. storočí. Prospekcia na obnovenie ťažby

v polovici 18. storočia nebola skončená. Zlato bolo zistené vo veľkej sekundárnej aureole. Tvorí nepravidelné zrniečka a pliešky s nerovným povrchom veľkosti od 0,05 do 0,3 mm.

Hg – výskyty rumelky v náplavoch sú viac rozptýlené. Zistili sa v šlichoch v oblasti Handlovej, Ráztočna, Radobice, Lazian, Lehoty pod Vtáčnikom, Poruby a Prochota. Rumelka sa často vyskytuje v šlichoch v asociácii so scheelitom. Jej pôvod je sedimentárno-mechanický.

W scheelitová mineralizácia je spojená s výskytom zlata pri Kanianke a Porube. Scheelit tvorí nepravidelné zrná bielej, zriedkavejšie sivej až tmavosivej farby, veľkosti od stotín mm do 2–3 mm, s koncentráciou 500 až 1 000 zŕn v šlichu.

Fe sedimentárna mineralizácia železných minerálov je známa z okolia obce Veľké Pole. Tvorí ju ložisko kvalitného limonitu na svahoch kóty Sokolec. Je až niekoľko m hrubé, vyvinuté v mohutnom, dnes však úplne zaplnenom kaňonovitom údolí, na tektonickom rozhraní kremencov a dolomitov. Ložisko sa považuje za produkt sedimentácie z okrovitých vôd, nie je však vylúčený ani descendentný pôvod Fe v dislokačnom pásme. Limonit obsahuje 55,26 % Fe, 0,12 % Mn, 5,95 % SiO_2, 0,4 % P a zvýšený obsah arzénu.

Mn – výskyt sedimentárnych mangánových minerálov je známy z oblasti Handlovej a Ráztočna, kde tvoria vložky v paleogénnych horninách. Pri obci Ráztočno sa vyskytuje v ílovcovom flyšovom súvrství v niekoľkých 1–10 cm hrubých slojčekoch mangánových rúd, oddelených polohami vápnitých ílovcov, druhotne impregnovaných oxidmi Mn. Mangán v zvetraných vzorkách sa vyskytuje prevažne vo forme oxidov, zriedkavejšie karbonátov. Obsah MnO_2 sa pohybuje od 20 do 45 % pri zvýšenom zastúpení Fe. Primárne karbonátové rudy sú chudobnejšie. Mn rudy obsahujú ako prímes ílovitú hmotu, kremeň (1–5 %) a sľudy. Z praktického hľadiska sú bezvýznamné. V okolí Handlovej sa vyskytuje mangán v podobe mangánových bridlíc, ktoré tvoria 20–40 cm hrubé vložky v niektorých častiach paleogénneho flyšu handlovskej oblasti.

Prognózne oblasti

Lokalita	Rozmery (m)	Kovnatosť (%)	Surovina	Prognózne zdroje (t)	Zásoby
Remata	4000 x 300 x 5	0,0001 – 0,00035	Au	30 000 000	
Prochot		0,2 0,5 1,0	Cu Pb Zn	21 600 000	
Kuliarova dol.		0,46 – 1,58	Cu		18 019
dolina Moras		0,46 – 1,013	Cu		39 035
Župkov		0,4	Cu	18 000 000	

Mineralizácia sekundárneho pôvodu

Sekundárna mineralizácia je viazaná najmä na rudné výskyty v oblasti Veľkého Poľa.

Nerudné suroviny

Stavebný kameň a kamenivo

Stavebný kameň a kamenivo sú najrozšírenejšie typy suroviny na území regiónu Vtáčnik – Horná Nitra. Materiál je nevulkanického pôvodu – travertíny, dolomit, vápence – a vulkanického pôvodu – produkty vulkanizmu pohorí Vtáčnik, Kremnické vrchy a Štiavnické vrchy.

Travertíny

Travertíny sa vyskytujú pozdĺž zlomu severo-južného smeru na západnom okraji Hornonitrianskej kotliny pri styku s Malou Magurou na lokalitách Bojnice a Opatovce nad Nitrou. Sú produktmi termálnych minerálnych prameňov. Hornina je vhodná na menej náročné stavebné účely a na dekoračné účely. Rozsah rozšírenia a zásoby suroviny, ako aj čiastočné vyhlásenie za chránené prírodné výskyty a výtvory nedávajú však žiadnu perspektívu na rozsiahlejšiu ťažbu. Travertíny tvoria kaskádovité útvary na svahoch dolín, izolované bloky, platne, piliere a homole. Vznikli začiatkom dilúvia z termálnych minerálnych prameňov, ktoré vyvierali po dislokáciách pozdĺž zlomu smeru sever–juh. Pochádzajú z prvého würmského zaľadnenia, z posledného interglaciálu pleistocénu ris/würm. Z interglaciálu pochádzajú aj holocénne travertíny pod dnešným horúcim žriedlom. Dnes sa už netvoria. Travertín sa vyskytuje v dvoch formách. Prvý je veľmi tvrdý, celistvý, s jemnými plochými dutinkami, s limonitickým pigmentom v nich, hnedo sfarbený alebo žltkavý a bieložltý. Druhý je mäkký, sypký, pórovitý, s faunou a odtlačkami rastlín. Povrchové vrstvy sú kŕmovobiele, veľmi ľahké, penovité. V nadloží pevných travertínov sa na niektorých miestach nachádzajú belavé sintrové piesky s bohatou faunou vrchného interglaciálu.

Dolomit

Dolomity sa vyskytujú v dvoch oblastiach regiónu:

I. Pás rozkladajúci sa severne od komunikácie Handlová – Prievidza v oblasti Remata – Sklené. Patria k vápencovo-dolomitovému komplexu chočskej tektonickej jednotky. Vekovo sú zaradené do stredného až vrchného triasu. Sem patria lokality Sklené, Remata, Handlová, Ráztočno-Lazy.

II. Skupina lokalít, ktorá leží na západnom okraji regiónu. Tvoria východný lem Malej Magury v okoli Bojníc, kde je plošne značne rozšírený, a Nevidzian, kde sa vykliňuje. Tento pás s dĺžkou 10 km tvoria karbonatické horniny bazálnej transgresívnej litofácie, vekovo zaradenej do stredného a vrchného eocénu. Dolomity tu tvoria akési šošovky. Do tejto skupiny lokalít patrí Dubnica – Bohatka, Dubnica, Opatovce nad Nitrou, Bojnice.

Použitie dolomitov je mnohostranné. Podmienečne sú vhodné na hnojivo, slúžia na miestne, menej náročné stavebné práce, na výrobu tvárnic, ako drvené kamenivo na stavebné a cestné účely. Niektoré sú vhodné na hutnícke účely.

Technologické vlastnosti dolomitov:

Lokalita	Objemová hmotnosť kg/m^3	Merná hmotnosť kg/m^3
Dubnica–Bohatka		
Dubnica		
Bojnice		
Ráztočno-Lazy	2 590–2 670	2 855–2 857
Remata	2 550–2 685	2 840–2 850

CaO %	Mg0 %	Použitie	Zásoby m^3
30+	20,31	hutníctvo	50 000
31,07	20,31	hutníctvo	50 000
		poľnohospodárstvo	
		hutníctvo	
		poľnohospodárstvo	
		stavebníctvo	
30,56	21,27	poľnohospodárstvo	249 000
		stavebníctvo	
30,50	21,20	poľnohospodárstvo	8 000 000
		stavebníctvo	

Vápence

Vápence sa vyskytujú v oboch pruhoch karbonatických hornín na severe a severozápade regiónu spomenutých pri dolomitoch. Sú však bez akéhokoľvek významu. Ďalšia oblasť výskytu vápencov je na juhu regiónu na styku s Pohronským Inovcom pri obci Veľké Pole. Ani tento výskyt však nie je hospodársky príliš zaujímavý a slúži len na miestnu výrobu vápna.

Vulkanické horniny

Vulkanické horniny sú najväčším a najkvalitnejším zdrojom kameňa a kameniva na území regiónu. Materiály tvoriace pohorie Vtáčnik, produkty vulkanickej aktivity, sú rozšírené aj do priľahlých kotlín.

Za najkvalitnejší zdroj stavebného materiálu možno považovať produkty efuzívnej aktivity. Lávové prúdy svojou vnútornou štruktúrou poskytujú technologicky najvhodnejšiu surovinu. Podľa podmienok vzniku, rýchlosti tečenia, petrologického zloženia, podmienok uloženia a obsahu prchavých zložiek – plynov a pár – mohol vzniknúť materiál najvyšších kvalitatívnych tried vhodný na rozmanité stavebné účely. Materiál lávových prúdov vyhovuje a dokonca vysoko presahuje požiadavky na tieto účely. Na výrobu drveného kameniva na cestné účely, koľajové lôžka či do betónu, alebo na hrubú až ušľachtilú kamenársku výrobu tu je dostatok surovín.

Kvalitatívne menej vhodné sú telesá extruzívneho, prípadne intruzívneho pôvodu. Často v nich dochádzalo k autometamorfným premenám, ktoré zhoršujú technologické vlastnosti suroviny.

Za kvalitatívne najmenej vhodné možno považovať horninové komplexy explozívneho pôvodu. Svojou inhomogenitou sú degradované na materiál najnižších kvalitatívnych tried, prípadne vôbec nevyhovujú požadovaným účelom. Ani dôkladne spečené produkty pyroklastických prúdov v tomto smere nie sú výnimkou a vôbec nevyhovujú na stavebné účely.

Andezity

Podľa petrografického zloženia produktov vulkanizmu sú na poprednom mieste pevné telesá andezitov. Nielen svojím masovým rozšírením, ale najmä kvalitatívnymi ukazovateľmi. Medzi nimi sa ako najvhodnejšie svojimi fyzikálno-mechanickými vlastnosťami prezentujú pyroxenické andezity. Po nich nasledujú bazaltoidné andezity, amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické andezity a amfibolické andezity, ktoré sú kvalitatívne najmenej vhodné. Toto členenie je však veľmi generalizované a k hodnoteniu kvality materiálov je potrebné pristupovať na základe charakteristiky jednotlivých lokalít.

Pyroxenický andezit

Tento typ andezitov sa vyznačuje veľmi vysokými kvalitatívnymi parametrami, ako aj značným rozšírením vo vlastnom pohorí Vtáčnik a v jeho bezprostrednom okolí. Niekoľko výskytov tohto druhu suroviny je znehodnotených, ale len bezvýznamne, určitým stupňom napenenia horniny. Hornina je vhodná na výrobu hutného drveného kameniva na podklady vozoviek, do koľajových lôžok,

Technologické vlastnosti pyroxenických andezitov

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Kamenec pod Vtáčnikom	2 685	2 680	0,74	0,58	1,54	0,31	0,19	201,9	194,5	189,3	18,62
Nová Lehota	2 725	2 781	2,15	0,5	1,4	0,2	0,1	144,5	150,5	139,0	18,2
Podhradie	2 660	2 711	1,88	0,52		0,01	1,05	169,2	169,1	125,7	21,76
Makovište	2 640	2 734	3,44	1,02	2,7	0,31	0,28	151,9	123,5	113,6	23,69
Prochotský priechod	2 715	2 804	2,75	0,6	1,6	0,2	0,1	159,5	117,0	103,0	19,40
Kľakovská dolina	2 707	2 823	4,45	0,8	2,2	0,1	0,2	141,0	106,0	99,0	21,0
Predný Kľak	2 682	2 785	3,45	0,9	2,4	0,1	0,2	161,5	127,0	111,0	20,20
Skala	2 579	2 677	3,45	0,9	2,3	0,3	0,5	69,0	50,0		26,0
Dolina	2 650			0,95		0,13	0,62	145,0	127,8	126,1	24,61
Hornejská dolina	2 770	2 838	2,40	0,35		0,02	0,30	244,6	205,9	218,2	18,80
Župkov	2 510	2 672	6,06	1,32	3,31	0,04	0,67	133,2	107,0	108,4	24,72
Pokúty	2 671	2 723	2,2	0,5	1,3	0,2	0,4	133,0	96,5	158,5	23,8
Ždaňa – Rakovec	2 375	2 650	7,44	4,05			5,5	150,0			31,00

do betónu, do asfaltobetónu, liateho asfaltu a na iné stavebné účely. Vyhovuje aj na hrubú kamenársku výrobu – na dlažobné kocky, obrubníky, krajníky a podobne.

Bazaltoidné andezity

Tento typ andezitov má kvalitatívne možno ešte lepšie fyzikálno-mechanické vlastnosti ako predchádzajúci typ, je však menej rozšírený. Spĺňajú a prekračujú normové požiadavky na výrobu hutného drveného kameniva na podklady vozoviek, na koľajové lôžka, do betónu, asfaltobetónu, liateho asfaltu na kryty vozoviek, ako kamenivo na murivo a na stavebné účely. Hornina je vhodná aj na hrubú kamenársku výrobu a na dekoračné účely.

Technologické vlastnosti bazaltoidných andezitov

Lokalita	Hmotnosť		pórovitosť -
	objem (kg/m^3)	merná (kg/m^3)	%
Veľký Grič	2 645	2 752	4,15
Sechwalská dolina	2 505	2 733	8,86

Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
1,0	2,6	0,2	0,3	121,5	119,5		
2,57	5,72	0,05	0,29	248,5	197,2	197,7	36,62

Amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické andezity

Tento typ andezitov svojimi technologickými vlastnosťami nie je na takej kvalitatívnej úrovni ako oba predchádzajúce. Je to spôsobené odlišným vývojom základnej hmoty, petrologickým zložením a ich náchylnosťou na vetranie spôsobenou autometamorfnými premenami. Ich široké rozšírenie na lokalitách, ako aj ich fyzikálno-mechanické vlastnosti, ich umožňujú použiť na výrobu hutného drveného kameniva na kryty a podklady vozoviek, na koľajové lôžka či do rozličných typov betónu. Čiastočne vyhovujú aj na hrubú kamenársku výrobu.

Technologické vlastnosti amfibolicko-pyroxenického andezitu

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Sulina	2 699	2 781	3,1	0,7	1,9	0,1	0,2	155,0	136,0	124,0	19,00
Prochot	2 650	2 735	3,11	0,61	0,40	0,04		185,3	132,0	126,0	22,08
Prestavlky	2 527	2 721	7,15	1,4	3,5	0,2	0,4	76,0	56,0	45,0	33,4
Horná Ves	2 360	2 756	3,67	0,35	0,97	7,31	0,86	138,0	145,7	154,3	28,98
Hrabičov	2 406	2 607	8,00	1,70		0,58	0,75	135,4	77,5	73,8	15
Dolný Župkov	2 510	2 672	6,06	1,32		0,04	0,10	133,0	107,0	108,4	24,72

Technologické vlastnosti hyperstenicko-amfibolických andezitov

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. Mpa	otlk %
Zimná úboč I.	2 890	2 651	7,53	1,71		0,20	1,76	103,8	83,8	75,6	31,20
Zimná úboč II.	2 651	2 635	6,98	1,71		10,85	18,50	100,5	93,3	76,7	32,42
Hrabičov	2 523	2 638	4,75	1,2	3,0	1,1	2,6	65,5	55,0	59,5	33,3

Technologické vlastnosti amfibolicko-hyperstenického andezitu s granátom

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Trasľavý vrch	2 551	2 691	6,45	1,9	4,8	0,4	1,0	107,0	81,0	72,0	19,60

Technologické vlastnosti amfibolických až pyroxenicko-amfibolických andezitov

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Nová Lehota	2 430	2 603	6,65	2,00	4,86	2,26	21,43	146,0	157,0	197,0	38,80
Plešina	2 474	2 693	8,8	2,1	5,2	0,6	1,1	64,0	54,0	52,0	42,4
Hrabičov	2 510	2 672	6,06	1,32	0,04	0,67		1 330	1 070	1 084	24,72

Technologické vlastnosti augiticko-hyperstenických andezitov s amfibolom

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Buchlov	2 675	2 783	3,65	0,7	1,9	0,1	0,2	148,5	143,0	119	

Technologické vlastnosti pyroxenického andezitu s amfibolom

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem. %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Jaseňová skala	2 669	2 766	2,85	0,5	1,3	0,2	0,3	126,0	104,0	90,0	19,7

Technologické vlastnosti augiticko-hyperstenického andezitu

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Čierny vrch	2 657	2 747	3,6	0,8	2,1	0,3	0,4	116,5	106,0	99,0	22,5

Technologické vlastnosti dioritových porfýrov

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak MPa	zmraz. MPa	otlk %
Remata	2 670	2 747	2,80	0,29	0,77	0,06	0,30	164,1	167,9	150,4	20,16

Technologické vlastnosti ryolitov

Lokalita	Hmotnosť		póro-	Nasiakavosť		Strata hm.		Pevnosť v tlaku			
	objem kg/m^3	merná kg/m^3	vitosť %	hmotn. %	objem %	zmraz. %	zvetr. %	vysuš. MPa	nasiak. MPa	zmraz. MPa	otlk %
Tisovo bralo	2 250	2 543	11,63	3,88	8,73	11,64	53,64	66,1	42,8	42,7	66,90

Andezitové pyroklastiká

Tento typ surovinového zdroja explozívneho pôvodu je kvalitatívne na veľmi nízkej úrovni. Ani značný stupeň spečenia horniny nezaručuje dostatočné fyzikálno-mechanické vlastnosti zodpovedajúce požiadavkám na stavebné účely. Surovina je nekvalitná a len podmienečne vyhovuje ako stavebný a podsypový materiál či na spevnenie krajníc.

Dioritové porfýry

Vyskytujú sa ojedinele v lokalite Remata a nemajú praktické využitie. Hoci je surovina vhodná na výrobu hutného drveného kameniva do malty a betónu, liateho asfaltu a asfaltobetónu, na podklady a povrchy vozoviek a na koľajové lôžka, do muriva a dokonca aj na hrubú kamenársku výrobu, rozsah lokality a jej umiestnenie nedovoľujú rozsiahlejšiu ťažbu, iba na miestne účely.

Ryolity

Tento horninový typ svojimi fyzikálno-mechanickými vlastnosťami nie je vhodný na stavebné účely. Je rozšírený na značne rozsiahlej ploche v juhovýchodnej časti regiónu.

Piesky, štrkopiesky a štrky

Okrem kameňa a kameniva najrozšírenejšou kategóriou stavebných surovín v oblasti regiónu Vtáčnik – Horná Nitra sú piesky, štrkopiesky a štrky. Súvisí to s geologickou stavbou tejto oblasti tvorenou kotlinami, ktoré sú lemované pohoriami, odkiaľ bol materiál transportovaný a neskôr usadený ako značná časť výplne týchto kotlín. Nevýhodou tejto oblasti je pomerne krátka vzdialenosť transportu materiálu, čo neumožnilo dostatočné vytriedenie a diferenciáciu jednotlivých frakcií.

Za najväčší zdroj štrkov a štrkopieskov je potrebné považovať aluviálne náplavy rieky Nitra a jej prítokov z pohorí Žiar, Suchý a Malá Magura, čo sa prejavilo prínosom karbonatického a kryštalického materiálu do sedimentov, alebo z pohoria Vtáčnik, čo viedlo k primiešaniu vulkanitov do štrkov a štrkopieskov. Preto možno aluviálne náplavy označiť ako výrazne polymiktné, so zodpovedajúcimi kolísajúcimi kvalitatívnymi ukazovateľmi. Okrem toho sú na mnohých miestach znečistené hlinitými a ílovitými polohami. Veľkosť obliakov sa pohybuje od 1 do 30 až 40 cm s výskytom ojedinelého hrubého materiálu do veľkosti až 1 m. Aluviálny zdroj materiálu je na lokalitách Lazany, Brezany – Lazany, Brezany – Prievidza, Opatovce nad Nitrou a Koš.

Technologické vlastnosti pieskov

Lokalita	Sypná hmotnosť kg/m^3	Odplaviteľná frakcia %	Piesčitá frakcia %	Zrnitosť cm	Prognózy m^3
Malinová		13–15			6 000 000
Lazany		13–14,5			2 000 000
Opatovce		13–14,5			

Technologické vlastnosti štrkov

Lokalita	Sypná hmotnosť kg/m^3	Odplaviteľná frakcia %	Piesčitá frakcia %	Zrnitosť cm	Prognózy m^3
Lazany I		2–12	10–80		50 000
Lazany II			25–30	1–18	14 183 750
Brezany – Lazany	1440–1700	0,3–14,5	30–60	1–20	4 652 325
Brezany	1410–1770	0,23–4,04	24–35	0,5–12,5	
Veľká Lehôtka				0,1–30	
Opatovce				0,1–15	
Koš				0,1–30	
Horné Lelovce				1–20	10 000 000

Ďalším zdrojom relatívne kvalitného štrkového a štrkopieskového materiálu sú produkty lelovského súvrstvia na lokalite Horné Lelovce. Toto súvrstie sa tiahne v pruhu ležiacom na západnom okraji regiónu v smere sever–juh a vplyvom tektoniky sa ponára pod mladšiu sedimentárnu výplň Hornonitrianskej kotliny. Lelovské súvrstvie tvoria štrkopiesky s väčším či menším obsahom pelitického materiálu. Väčšinou ide o nevulkanický materiál – vápence, dolomity, pieskovce, kremeň, kremence, granitoidy a ruly. Len ojedinele sa vyskytuje prímes vulkanického materiálu. Veľkosť obliakov je medzi 1 a 20 cm, občas aj viac. Ojedinele sa vyskytujú polohy stmelené a spevnené ílovito-karbonatickým tmelom. Častejšie je znečistenie v podobe polôh jemne piesčitých ílov alebo pieskov.

Zlepence a pieskovce paleogénneho veku vyskytujúce sa v okolí Brusna – Chrenovca, Jalovca, Ráztočna či karbonatické zlepence severne od Handlovej majú len lokálny význam.

Za zdroj stavebných surovín možno označiť aj pásmo pieskovcov suchozemského sladkovodného až brakického pôvodu ležiace medzi obcami Malá Čausa a Brezany. Dosahujú hrúbku až do 20 m. Sú však znečistené polohami pieskovcov a piesčitých ílov.

Za málo vyhovujúce na stavebné účely možno považovať tufitické pieskovce a konglomeráty vulkanického pôvodu na lokalitách Lehota pod Vtáčnikom a Kamenec pod Vtáčnikom. Tieto horniny sú značne inhomogénne a na dané účely nevyhovujúce.

Piesky, štrkopiesky a štrky sa v oblasti regiónu vyskytujú vo veľkých množstvách a majú pestrý pôvod. Na náročné stavebné účely je však potrebné väčšinou ich upravovať a triediť. V dostatočnej miere však postačujú na miestnu potrebu.

Keramické suroviny

Keramické suroviny na území regiónu nie sú príliš rozšírené. Podmienečne vhodná surovina, ktorá si však pred použitím na daný účel vyžaduje úpravu, sa vyskytuje len na jednom mieste. Je to lokalita Kanianka. Lokalita Veľká Čausa s výskytom kaolinitu je na priemyselné využitie pre veľkú hĺbku výskytu nevhodná.

Na lokalite Kanianka je takéto zastúpenie ilovitých minerálov:
kaolinit 31,30–52,90 %, illit 17,60–32,40 %, montmorillonit 29,50–48,30 %.

Surovina granulometricky nevyhovuje ako ílovitá keramická surovina, ale pre nízky obsah Fe_2O_3 a ostatné vyhovujúce technologické vlastnosti ju možno považovať za perspektívny typ vhodný na keramické zmesi vypaľujúce sa nasvetlo.

Prognózne zdroje boli zhodnotené na 2 880 000 m^3.

Tehliarske hliny

V oblasti výroby tehál a tehliarskych výrobkov ako ekologicky vhodného stavebného materiálu najmä na menšie stavby došlo v minulosti k obmedzeniam a zanedbaniu prieskumu vhodných surovinových zdrojov. Stalo sa to v dôsledku presadzovania politiky centralizovania výstavby bytových jednotiek z prefabrikátov. Tento trend viedol k likvidácii tehliarskeho priemyslu, uzatváraniu tehelní a opusteniu hlinísk, ktoré sa potom využívali na iné, nie vždy vhodné účely.

Tehliarske hliny tvorí materiál prevažne sprašového charakteru kvartérneho veku. Tieto pelitické sedimenty eolického pôvodu pochádzajú prevažne zo zvetranín kryštalického pôvodu, ako je to napríklad v lokalitách Kanianka, Dubnica a Osľany. Ojedinele sa vyskytujú preplavené ílovité hliny pôvodne sprašového charakteru ako v Dubnici. Ďalším zdrojom tehliarskych surovín sú spodnomiocénne morské ílovité sedimenty s polohami sľudnatých pieskov v Malej Čause alebo taký istý materiál po preplavení vo forme hlinito-ílovitej zmesi (Prievidza), prípadne piesčité íly s tufitickou prímesou a prachovo-piesčitým materiálom kvartéru

Technologické vlastnosti tehliarskych hlín

Lokalita	Zvyšky na site		Rozrábacia	Pevnosť na ohyb		Zmrštenie	Zásoby suroviny
	2 mm %	0,05 mm %	voda %	suchá MPa	vypálená MPa	%	m^3
Nitrianske Pravno							5 000 000
Malinová-sever	3–8		23–28	3,5–6,0	7,0–10,0	6–9	4 596 480
Malinová- západ	2	15	25–35	3,8–4,5	4,5–5,0	6,3–8,5	1 559 000
Kanianka	3–4	10	24–28	3,0–4,0	6,0–9,0	6,5–8,0	2 216 000
Malá Čausa	2–5	10–12	26–29	1,5–7,5	2,5–14,5	8–12,5	7 500 000
Dubnica	10	10–18	23–27	3,0–4,5	6,5–8,5	7–8,5	901 000
Dubnica-Na pažiť			24	4,4		6,8–7,7	3 000 000
Prievidza	0,4–2,9	4,6–8,4	26–27	5,4–5,5	7,3–7,7	7,3–8,2	1 440 370
Prievidza II	0,4–2,9	4,6–8,4	26–27	5,4–7,0	7,3–7,7	7,3–8,2	2 500 000

(Prievidza). Na lokalite Brezany sa vyskytuje zmiešaný materiál kryštalinika Žiaru s materiálom neogénneho morského pôvodu. Aluviálne a svahové plastické hliny zas tvoria surovinu na lokalitách Bystričany a Žarnovica.

Tehliarsky materiál sa na všetkých lokalitách vyskytuje v rôznom stupni znečistenia, a to tak mechanického – vyskyty polôh drobných štrkov a pieskov, ako aj chemického s vysokým obsahom vápnitej zložky, čo sa negatívne prejavuje pri samotnej ťažbe aj pri vypaľovaní materiálu. Veľmi negatívne na ťažbu vplýva zosunová tektonika, ktorá až znemožňuje využitie niektorých lokalít s vhodnou surovinou (Malá Čausa).

Značná časť suroviny je však vhodná na výrobu rozličných druhov tehliarskeho materiálu. Vyhovuje normovým kritériám na priečne dierované tehly, mnohodierované tehlové kvádre, plné tehly, materiály na vodorovné stavby a podmienečne aj na výrobu krytiny. Aj zásoby suroviny sú dostatočné. Je preto zarážajúce, že v súčasnosti sú na výrobu tohto ekologicky výhodného materiálu využité len lokality v Prievidzi a Nitrianskom Pravne.

Netradičné suroviny

Diatomit pochádza zo schránok rozsievok jednobunkových rias. Pre život rozsievok sú nevyhnutné rozsiahle plytké bazény (menej ako 35 m hlboké) a hojnosť rozpustného kremíka (môže ho poskytovať prítomnosť vulkanických hornín), tiež prítomnosť klastického sedimentárneho materiálu. Pre akumuláciu komerčne významných uložení diatomitu je typická asociácia s vulkanickým popolom a prevažne terciérny vek. Kombinované vlastnosti ako zvláštna štruktúra, vysoká porozita, nízka merná hmotnosť a chemická stálosť predurčujú diatomit na široké priemyselné využitie. Diatomity vyššieho stupňa kvality sa používajú na filtračné účely, zatiaľ čo diatomity nižšieho stupňa kvality sa používajú na plnivá, ohňovzdorné, izolačné, abrazívne a absorpčné materiály.

V oblasti regiónu Vtáčnik – Horná Nitra sú diatomity známe z oblasti Prievidze a nový nález diatomitov pod Kňazovým kopcom pri Handlovej.

Energetické suroviny

Na území regiónu Vtáčnik – Horná Nitra sa vyskytujú najvýznamnejšie zdroje energetických surovín na Slovensku. Sú to ložiská uhlia v Novákoch a Handlovej. Obe ložiská obsahujú najcennejšiu surovinu v oblasti regiónu.

Ložisko Nováky

Podložie ložiska tvoria egenburské íly. Tieto íly až ílovce sú spevnené, sivej až zelenkavej farby. V týchto íloch sa vyskytujú tenké pieskovcové vložky. Nad

nimi sa vyskytuje poloha preplavených vulkanitov, tzv. podložných tufitov – kamenské súvrstvie. V polohe prevládajú tufitické íly sivozelenej farby. Lokálne sa vyskytujú polohy slabo stmelených pieskov a tufitických zlepencov, v ktorých prevažuje tufitický tmel. Obliaky sú veľké 1–2 cm, ojedinele dosahujú až 5 cm a tvoria ich v prevažnej miere andezity, menej kvarcity. V tejto polohe sa ojedinele vyskytujú 5–70 cm hrubé vložky nečisteného uhlia. Táto poloha obsahuje aj sivozelené a popolovosivé tufity striedajúce sa so zaílovanými polohami, polohy modrastých až sivozelených tufitických ílov. Nad touto polohou sa nachádza silno znečistené uhlie s minerálnymi prímesami podložného sloja. Miestami sa vyskytujú len uhoľné íly. Hrúbka podložného sloja je premenlivá. Na severozápade, kde vykazuje najväčšiu hrúbku, dosahuje 10,55 m, častá je okolo 5 m. Podložný sloj nie je celkom súvislý. Často sa vyskytuje len vo forme šošoviek malého plošného rozsahu. Nad podložným slojom nasleduje poloha s hrúbkou asi 10 m, ktorú tvoria tufitické ílovce až tufity. Podložné tufity dosahujú hrúbku 17– 360 m.

V ich nadloží leží hlavný sloj. Sloj je vyvinutý na celej ploche ložiska. V severozápadnej časti sa delí na dve polohy oddelené rôzne mocnou polohou ílov sivej až sivozelenej farby a obsahujú preuhoľnené rastlinné zvyšky. Mocnosť hlavného sloja značne varíruje. Pohybuje sa od 4,5 do 17,1 m. Oddelené časti majú hrúbku 1,6–7,2 m. Veľmi časté je znečistenie vo forme ílov alebo piesčito-tufitickej prímesi.

V nadloží produktívnych vrstiev je uložená poloha ílov sivej až tmavosivej farby. Lokálne bývajú slabo piesčité. Často obsahujú preuhoľnené zvyšky rastlín. Ojedinele sa vyskytujú vložky ľahkých až diatomitických ílov. Materiál pochádza výlučne z vulkanických oblastí. Hrúbka nadložných ílov je značne variabilná. V priemere dosahuje 172 m. Maximálna hrúbka je 297 m.

Po sedimentácii nadložných ílov bola oblasť postihnutá tektonickou činnosťou. Pozdĺž zlomov došlo k nerovnomernému poklesnutiu a vyzdvihnutiu jenotlivých krýh. Materiál z vyššie položených oblastí sa premiestnil do oblastí položených nižšie. Prevládajúci smer tektonických línií je SZ–JV. Výškové rozdiely sú značné. Dosahujú niekoľko desiatok až niekoľko sto metrov (až 348 m) na hlavných líniách a niekoľko metrov až desiatok metrov na zlomoch oddeľujúcich jednotlivé časti ložiska (15–120 m). Nad polohou nadložných ílov leží súvrstvie tzv. detriticko-vulkanickej formácie. Tieto sedimentárne horniny sa vyznačujú značnou variabilitou zrna. Ide o íly, pieskovce, tufity, zlepence a brekcie a ich prechodné typy, ktoré sú viac-menej spevnené. Mocnosť súvrstvia je 60–243 m. Nasledujú kvartérne sedimenty, ktoré zakončujú horninové sledy na ložisku.

Uhlie vyvinuté na ložisku je budované prevažne xylitickým detritom, ale časté sú aj detritické typy a nie sú ojedinelé hrubšie xylitické vložky. Xylitická zložka má prevažne hnedú farbu, niekedy so zachovanou drevitou štruktúrou. Len pri vyššie

preuhoľnených druhoch je matne lesklá. Detrit je prevažne čiernohnedej farby, zemitého vzhľadu. Viac preuhoľnené typy sú pevné a niekedy aj lesklé. V niektorých prípadoch sa zistili nahromadeniny fuzitu, ktorý je krehký a vyskytuje sa v zhlukoch.

V časti nováckeho hnedouhoľného ložiska sú nad hlavnými slojmi vyvinuté nadložné sloje. Podložím tohto slojového pásma sú ílovité horniny svetlej sivozelenej a sivej farby, ktoré tvoria nadložie hlavného sloja. Sú masívne a pevné, s občasnými zvyškami preuhoľnených rastlín. Často sa objavuje piesčitá prímes, ojedinele aj polohy zlepencov, a to najmä v južnej časti nováckeho ložiska. Prechody medzi jednotlivými litologickými typmi sú nevýrazné a pozvoľné. Vlastné slojové pásmo je situované v horninách tzv. detritickej formácie, ktorá zahŕňa väčšie množstvo vulkanicko-sedimentárnych formácií. V oblasti nováckeho ložiska prevládajú sedimentárne horniny. Ide prevažne o íly, v menšej miere vystupujú zlepence a horniny pestrej škály prechodov medzi oboma typmi ako piesčité íly, tufitické íly, tufity, ílovité zlepence a podobne. Sú veľmi podobné ílovitému súvrstviu v podloží. Veľmi pravdepodobne ide o ten istý materiál, ktorý sa v dôsledku tektonických pohybov dostal do vyšších úrovní a bol následne prepláchnutý spolu s ďalším materiálom do nižších polôh v panve. Tektonické pohyby a vulkanická činnosť spôsobili aj časté striedanie litofácií. Vulkanické horniny sa vyskytujú zriedkavejšie, a to vo forme andezitového materiálu v zlepencoch, zvyškov lávových prúdov a brekciovitého materiálu, najmä vo vrchných polohách detritickej formácie. Na niektorých miestach sa vyskytujú polohy štrkov až slabo spevnených pieskovcov až zlepencov bez vulkanického materiálu. Obliaky tvoria hlavne kremeň a kremence a menej granitoidy. Priraďujú sa k lelovskej formácii. Pri sedimentácii hornín tzv. vulkanicko-detritickej formácie vznikli aj podmienky na vznik a uloženie uhoľných slojov. Celkove sa v nej nachádza deväť slojov s hrúbkou od 0,6 po 10,5 m. V polohách uhlia sa často vyskytujú závalky ílovitých zlepencov a obliaky kremeňa i vápencov. Miestami má uhlie brekciovitý charakter. V medzislojových polohách sa nachádzajú relatívne hrubozrnné zlepence. Uhlie tvorí hlavne xylitický detrit. Xylitické a detritické pásiky sa chaoticky striedajú. Časť uhlia je pravdepodobne redeponovaného pôvodu a pochádza z erodovaných častí podložného sloja. Nadložie slojového pásma tvoria kvartérne horniny. Hrúbka dosahuje 10–20 m, maximálne 22,4 m. Tvoria ho hrdzavohnedé hliny prechádzajúce do hlín s obliakmi až blokmi andezitov. Na báze kvartéru sú vyvinuté andezitové sutiny.

Časť nováckeho ložiska v oblasti Cígeľ má odlišnú geologickú stavbu. Podložie na lokalite tvoria šlírové egenburské horniny. Sú to svetlejšie alebo tmavšie sivé pevné íly až ílovce. Často sa objavujú piesčité vložky s hrúbkou 0,5 až 10 cm. Ílovce ojedinele prechádzajú do piesčitých ílovcov. Nasledujú preplavené vulkanity – tufity, tufitické íly a konglomeráty. V nich sa vyskytujú preplástky

uhlia s hrúbkou 20–90 cm. Ojedinele dosahujú hrúbku do 130 cm. Sú však silno znečistené. Uhľonosný horizont dosahuje hrúbku okolo 8–9 m. Uhlie je tvorené xylitickými detritmi a detritmi. Miestami obsahuje zvýšenú minerálnu prímes. Nadložné íly sú sivozelenej farby, s obsahom preuhoľnených rastlinných zvyškov. Dosahujú hrúbku do 9,5 m. Zvyšok bol erodovaný. Nad touto polohou sa vyskytuje vulkanicko-detritická formácia so zelenkavými piesčitými ílmi, zaílovanými tufitmi a pieskovcami až konglomerátmi, so zriedkavým vulkanickým a hojným nevulkanickým materiálom. Nasledujú sedimenty kvartéru s hlinami a hlinito-kamenitými sutinami.

Ložisko Handlová

Výplň handlovskej panvy tvoria neogénne horniny. Sedimentácia sa začína vo forme piesčitých sedimentov a šlírových ílov. Ide prevažne o pevné íly až ílovce s piesčitými popraškami a občasnými pieskovcovými vložkami a polohami. Na týchto horninách leží poloha redeponovaných vulkanitov vo forme konglomerátov, v ktorých prevládajú rozličné typy andezitov, tufitov, tufitických ílov a ílov a ich prechodné typy. Vo vrchnej časti týchto sedimentov sa na obmedzenom priestore vyskytuje tenký sloj uhlia, označovaný ako podložný. Niekedy vystupuje aj dva razy. Jeho hrúbka je okolo 3 m. Toto súvrstvie sa označuje ako „podložné tufity" alebo kamenské súvrstvie a tvorí priame podložie uhoľných slojov.

V ich nadloží ležia handlovské produktívne vrstvy nazývané aj slojové pásmo a handlovské súvrstvie. Tvoria ich uhoľný sloj, íly a uhoľné íly, niekedy piesčito-ílovité tufity až pieskovce. V tesnom nadloží uhoľných slojov sa lokálne vyskytujú pelosiderity. Na handlovskom ložisku sú vyvinuté dva sloje, ktoré sa rozdielne označujú v dobývacom priestore Cígeľ (horný uhoľný sloj h1 a spodný uhoľný sloj h2) a v Bani Handlová [prvý uhoľný sloj (I.) a druhý uhoľný sloj (II.)]. Lokálne sa v obasti Cígeľ vyskytuje tzv. medzisloj. V oboch častiach ložiska sa tieto sloje spájajú do tzv. spojeného uhoľného sloja. Na skoro celom priestore ložiska sa okrem oboch uvedených slojov vyskytujú medzislojové sedimenty. V juhovýchodnej časti ložiska je vyvinutý aj III. uhoľný sloj. V samotných slojoch je viacero tufitických alebo ílovitých preplástkov.

V nadloží slojov leží monotónne súvrstvie ílov a ílovcov s piesčitou zložkou, s občasnými preuhoľnenými zvyškami rastlín. Hrúbka polohy „nadložných ílov", označovaných ako košianske súvrstvie, je veľmi variabilná.

V týchto íloch sa nachádzajú vložky ryolitových tufitov a tufov a iných redeponovaných vulkanitov a pyroklastík.

V dôsledku tektonickej činnosti došlo k rozčleneniu oblasti a k erózii a následnej sedimentácii materiálu do vzniknutých depresií. Súčasne sa hromadil vulkanický materiál v dôsledku intenzívnej vulkanickej činnosti. Poloha vznik-

nutých hornín bola označená pôvodne ako detriticko-vulkanická formácia. Dnes tieto horniny patria k lehotskému, plešinskému, kľakovskému, stránskemu a vtáčnickému súvrstviu. Túto polohu tvoria hrubé až jemnozrnné sedimenty a rozličné typy vulkanických hornín.

V počiatočnej fáze išlo o ryolity a dacitoandezity spolu s ich pyroklastikami. Nasledovali andezity rôzneho zloženia – pyroxenické s amfibolom, amfibolicko-pyroxenické a pyroxenické. Spolu s týmito vulkanitmi sa vyskytujú štrky, slabo spevnené zlepence, pieskovce, tufity a piesočné íly až íly. Hrúbka tohto horninového komplexu je značná. Kolíše od niekoľkých desiatok po niekoľko sto metrov.

Kvartérne sedimenty tvoria prevažne sutiny, hlinité sutiny a hliny. Dosahujú hrúbku 0,5–20 m.

Základným typom tektoniky na ložisku je poklesová tektonika, ktorej výsledkom je sústava hrastí a priekopových prepadlín. Tým sa ložisko rozčlenilo na systém dlhých úzkych vyzdvihnutých a poklesnutých krýh a medzikrýh smeru SV–JZ. Výška jednotlivých výzdvihov a poklesov dosahuje až 100 m, na niektorých miestach až 200 m. Ložisko teda predstavuje zložitú, asymetricky vyvinutú hrasť s nerovnomerne poklesnutými krídlami. V severnej časti ložiska sa okrem toho zistila aj prešmyková tektonika.

Časť ložiska na východe handlovskej panvy sa nazýva Handlová-východ. Má čiastočne odlišnú geologickú, a najmä tektonickú stavbu. Predneogénne podložie budujú horniny obalovej série a krížňanská a chočská tektonická jednotka. Bezprostredne na horniny týchto jednotiek nasadá vulkanicko-sedimentárny komplex. Tento komplex sa člení na čiastkové súvrstvia vzhľadom na vznik uhoľných slojov. Podložné tufity sú zaradené do kamenského súvrstvia. Zastupujú ich prevažne tufitické ílovce až ílovito-jemnopiesčité tufity a slabo vápnité jemnopiesčité ílovce, lokálne drobnozrnné polymiktné zlepence s prevahou vulkanického materiálu. Hrúbka podložných tufitov sa pohybuje od 4,4 po 66,4 m.

Slojové pásmo – produktívne súvrstvie alebo aj Handlovské súvrstvie – okrem uhoľných slojov tvoria tufy pyroxenicko-amfibolického andezitu s biotitom a prímesou sedimentárneho materiálu, karbonatizované tufy biotitického andezitu s prímesou kremeňa, epiklastické piesčité tufy s úlomkami ryolitov a andezitov, tufitické ílovce, jemne piesčité ílovce a slabo vápnité, jemne piesčité ílovce a slabo vápnité drobové pieskovce. Stavba slojového pásma je veľmi zložitá. Možno v ňom vyčleniť tri sloje. Vrchný – hlavný – s jednou až tromi uhoľnými polohami, stredný sloj vo forme ílovitého uhlia, uhoľnatých ílov a ílovcov s uhoľnou substanciou a spodný sloj s dvoma polohami uhlia. Jednotlivé sloje a ich uhoľné polohy značne varírujú čo do hrúbky, rozsahu a obsahu uhoľnej zložky. Celková hrúbka súvrstvia sa pohybuje od 4,7 do 71,7m.

Nadložné íly a detriticko-vulkanická formácia, zaradené do košianskeho a lehotského súvrstvia, sú tvorené ílovcami s polohami pieskovcov a zlepencov s nasledujúcimi typmi hornín: vápnité prachovité ílovce a laminované sľudnaté

ílovce svetlosivej, lokálne hnedastej farby, vápnité, jemno- až strednozrnné polymiktné pieskovce sivej farby, ktoré tvoria laminy až lavice v ílovcoch, vápnité drobnozrnné zlepence sivej farby, sľudnaté tufity a ryolitové tufy až piesčito-ílovité tufity sivej farby, karbonatizované tufy pyroxenických andezitov sivej farby s úlomkami ílovcov a žilkami kalcitu, spečené tufy amfibolicko-biotitických andezitov sivej farby. Tieto horniny pravdepodobne sedimentovali v morskom prostredí. Hrúbka uvedených súvrství sa pohybuje od 55,4 do 632,7 m. Značné rozdiely v hrúbke sú podmienené syngenetickou tektonikou.

Na tieto sedimentárne horniny sú naložené vulkanické komplexy Kremnických vrchov a Vtáčnika. Hrúbka vulkanických komplexov a ich zloženie je značne variabilné. Pohybuje sa od 12,5 m po 1 270 m. Vulkanické komplexy Kremnických vrchov reprezentujú formácia Kremnických vrchov s amfibolicko-pyroxenickými andezitmi a granátom, formácia Zlatej studne s augiticko-hyperstenickým andezitom s amfibolom, turčocká formácia s augiticko-hyperstenickými andezitmi, formácia Kremnického štítu s amfibolicko-pyroxenickým andezitom s biotitom a rematská formácia s augiticko-hyperstenickými andezitmi. Komplexy hornín pohoria Vtáčnik prezentuje plešinská formácia s pyroxenicko-amfibolickými andezitmi, formácia Kľakovskej doliny s pestrým súborom hyperstenických andeziv, dacitov, trachyandezitov a bazaltoidných andezitov.

Kvartérne sedimenty tvoria prevažne svahové sutiny a ílovito-piesčité hliny s hrúbkou 0,3–31,3 m.

Tektonické pomery na ložisku sú veľmi zložité. Hlavné tektonické línie vedú sv.-jz., s.-j. a z.-v. smerom. Územím prechádza mohutné zlomové pásmo ohraničujúce kremnický graben. Výškový rozdiel medzi ložiskom Handlová a jeho východným pokračovaním je okolo 400 m. Vlastné ložisko je rozdelené na čiastkové samostatné kryhy, ktoré majú medzi sebou tak isto značné výškové rozdiely. Okrem toho sú samotné sloje postihnuté čiastkovou gravitačnou tektonikou.

Surovina má veľmi variabilnú hrúbku, vlastnosti a zloženie. Hlavná poloha, ktorá má najväčšie rozšírenie, má takéto zloženie: horľavý ílovec tmavosivej farby, uhoľný íl čiernej farby, poloha xylodetritického ílovitého hnedého uhlia čiernej farby, uhoľný íl tmavosivej až čiernej farby, horľavý ílovec tmavosivej až čiernej farby, uhoľný íl čiernej farby.

Skutočne kvalitné uhlie sa v slojoch vyskytuje len ojedinele. Prevažne ide len o uhoľné íly, ílovce a podobné, málo kvalitné polohy.

Pokračovanie ložiska Handlová, situované v oblasti kóty Biela Skala, sa na juhozápade Handlovského ložiska nazýva Handlová – Biela skala.

Podložie tvoria horniny krížňanskej jednotky v zastúpení slieňov, vápencov a dolomitov. Nad nimi ležia horniny „melafýrovej série“, vulkanicko-sedimentárny komplex zložený z polymiktných pieskovcov, drobnozrnných zlepencov, piesčitých bridlíc, melafýrových brekcií a melafýrov. Nasleduje paleogénne

súvrstvie tvorené ílovcami, piesčitými slieňovcami a slienitými ílmi s polohami pieskovcov. Paleogénne sedimenty sa vyskytujú len v podobe eróznych reliktov. Nad nimi vystupujú neogénne sedimenty začínajúce sa fáciou šlírových ílov a pokračujúce do preplavených vulkanických materiálov, tufitov až tufitických konglomerátov.

Produktívne pásmo tvoria uhoľné sloje a nadložné ílovité súvrstvie. Vulkanicko-detritickú formáciu prezentujú hlavne sedimenty a vulkanické horniny, v ktorých prevládajú pyroklastiká nad produktmi lávových prúdov.

Nasleduje mohutný komplex nadložných produktov vulkanizmu, tvorený hlavne andezitovými pyroklastikami, lávovými prúdmi, intrúziami a extrúziami. Ojedinele sa vyskytujú ryolity. Kvartérne pokryvy tvoria hlavne sutiny a hlinité sutiny.

Severovýchod ložiska Handlová má priame podložie tvorené andezitovými tufitmi a konglomerátmi kamenského súvrstvia, predtým označovaného ako podložné.

Nasleduje produktívne súvrstvie nazývané handlovské súvrstvie. Slojové pásmo predstavuje okrajový vývoj panvy. Často sa striedajú jednotlivé litofácie. Sloje sú tenké a prekladané polohami a preplástkami ílov, piesčitých ílov až pieskov. Hrúbka sa pohybuje od niekoľko cm po 7,5 m. Maximálna hrúbka však zahŕňa aj surovinu, ktorá nezodpovedá stanoveným kritériám ako uhoľné íly.

Nadložné íly košianskeho súvrstvia sú fáciou striedajúcich sa ílov a piesčitých ílov. Nasleduje lehotské súvrstvie – vulkanicko-detritická formácia. Kvartérne sedimenty tvoria hliny a hlinito-kamenité sutiny.

Ložisko Vtáčnik-juh

Ložisková časť Vtáčnik-juh je pokračovaním handlovského hnedouhoľného ložiska. Uhoľný sloj je priamym južným pokračovaním spodného handlovského sloja. Dosahuje hrúbku 1,65–6,4 m. Preto aj geologická stavba ložiska je podobná.

Priame podložie produktívneho súvrstvia tvorí sedimentácia redeponovaných vulkanických hornín. Najväčšie rozšírenie majú preplavené redeponáty – tufity, pieskovce a zlepence s vložkami alebo nepravidelnými polohami ílovitého materiálu. Tieto redeponáty majú nepravidelné zvrstvenie a šošovkovité uloženie s častým vykliňovaním a zmenou litologického zastúpenia. Okrem andezitového materiálu obsahujú relatívne časté exotické materiály – karbonáty, kremence, granity a kryštalické bridlice. Prechod do produktívneho súvrstvia je buď pozvoľný z tufitických ílov, alebo ostrý priamo z tufitov do uhoľného sloja.

Vlastné produktívne súvrstvie tvoria hnedouhoľné sloje a nadložné ílovité súvrstvie. Hnedouhoľný sloj je priamym pokračovaním spodného handlovského sloja. Uhoľný sloj je zastúpený páskovaným lesklým detritom. Uhlie patrí do skupiny hnedouhoľných humitov a stupeň preuhoľnenia zodpovedá hnedouhoľnej orofáze blízko hranice metafázy. Okrem uhlia sa na stavbe sloja podieľajú aj pre-

plástky tufitického a ílovitého charakteru s hrúbkou 5–50 cm. Vo väčšine prípadov ide o čisté uhlie s minerálnou prímesou. Poloha preplástkov je variabilná. Kvalita je podmienená tektonickými poruchami, pretože v ich okolí je uhlie znečistené. Bazálna časť sloja má nižšiu kvalitu v dôsledku vyššieho obsahu popola. Vrchnú časť produktívneho súvrstvia tvoria sivé pevné íly so zriedkavými polohami preuhoľnených rastlinných zvyškov. Ojedinele sa vyskytujú aj polohy tufitov.

Nadložné ílovité súvrstvie prechádza smerom nahor do vulkanicko-detritickej formácie. Postupne sa striedajú pestrofarebné piesčité íly, piesky, piesčité konglomeráty až konglomeráty. Obliakový materiál obsahuje okrem vulkanitov najmä materiál granitoidného, karbonatického a kvarcitového pôvodu. Hrúbka je kolísavá, od niekoľko metrov po 100 m. Tento fenomén je zapríčinený doznievaním tektonickej činnosti a zarovnaním reliéfu produktmi uvedenej formácie. Nasleduje mohutná poloha vulkanických produktov najmä andezitového charakteru. Striedanie polôh explozívnych a efuzívnych produktov spolu s ich redeponátmi a intrúziami vytvára komplikovanú stavbu nadložných vulkanických komplexov a formácií. Poslednou nadložnou fáciou sú kvartérne sedimenty variabilnej hrúbky, tvorené hlavne svahovými sutinami, hlinami a alúviami.

Tektonický vývoj ložiska je veľmi komplikovaný. Ložisko je rozbité sústavou priekopových prepadlín a hrastí s hlavným smerom tektonických porúch SV–JZ s menšími odchýlkami. Výška skoku je až nad 100 m. Úklony zlomov sú 40–60 stupňov pri starších a 25–35 stupňov pri mladších poruchách. V začiatkoch tvorby uhoľného bazénu pohyby neexistovali, na čo poukazuje relatívna stálosť podložných sedimentov. K tektonickej činnosti došlo hlavne počas vzniku a po vzniku uhoľných slojov. Pohyby jednotlivých blokov neboli rovnaké. Negatívny vplyv má tento vývoj na vznik slojov, hlavne v západnej časti územia, kde sa uhoľné sloje vykliňujú, alebo nastáva ich deštrukcia.

Lignit

Ložisko Trubín

Podložie lignitového ložiska tvoria andezitové brekcie sivohnedej farby, ktoré prislúchajú formácii Kľakovskej doliny. Nad nimi ležia tufy a tufity andezitov, ktoré tvoria vlastné podložie sedimentačnej panvičky. Výplň tohto sedimentačného priestoru tvoria íly a prachy s variabilným podielom prachovo-piesčitej a ílovito-piesčitej zložky. Toto sedimentárne súvrstvie obsahuje aj lignitové sloje. Lignitové sloje a preplástky dosahujú hrúbku od 0,2 do 8,65 m. Lignit tvorí prevažne ílovitý až silno ílovitý hemidetrit až uhoľné íly. Lignitové polohy sa nachádzajú v hĺbke 9,1 až 142,75 m. Hrúbka skrývky dosahuje 9,1 až 43,15 m. Nadložie tvoria kvartérne ílovito-piesčité hliny s fragmentmi a blokmi vulkanického materiálu.

Technologické vlastnosti hnedého uhlia a lignitu

Lokalita	Zdanlivá hmotnosť	Výhrevnosť	Obsah v sušine				
			vody	popola	dechtu	S	As
	kg/m^3	MJ/kg	%	%	%	%	g/t
Nováky		10,6–11,8	29,3–33,0	25,4–34,9	7,1–14,0	4,03–4,49	185– 891
Nováky – nadložné sloje	1 300	7,4–14,0	22,3–41,9	18,4–38,2		1,35–5,65	28–1353
Handlová		13,9–19,9	11,8–31,5	6,7–31,8	7,1–10,2	0,57–2,75	42– 169
Handlová-východ	1 870	5,1–14,3	9,0–15,3	42,4–75,9		1,3+–4,10	7– 22
Handlová – Biela skala		5,7–19,2	21,8–25,1	7,6–52,7			
Handlová-severo-východ	1 500	8,3–17,4	20,5–30,1	15,1–30,6		1,57–3,78	11– 45
Vtáčnik-juh		8,9–19,7	15,8–38,7	15,1–50,6	7,3–13,1	0,44–2,26	2– 143
Trubín		4,7–8,8	29,5–44,8	32,9–64,9		0,9– 2,7	114–560

CHARAKTERISTKA GEOFAKTOROV ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

Životné prostredie pohoria Vtáčnik a priľahlých kotlín ovplyvňuje množstvo geodynamických procesov. Podľa klasifikácie Matulu (1982) môžeme tieto procesy rozdeliť na endogénne, exogénne a antropogénne.

Spomedzi endogénnych geodynamických procesov možno považovať za aktuálne predovšetkým recentné vertikálne pohyby. Podľa Atlasu SSR (1982) majú tieto pohyby na študovanom území klesajúcu tendenciu. Ich rýchlosť dosahuje v Hornonitrianskej kotline 3 mm za rok a vo Vtáčniku v priemere 1 mm za rok. Recentné tektonické pohyby spôsobujú na svahoch Vtáčnika trvalo nestabilný stav a zvýšené tektonické napätie v horninovom prostredí. Toto napätia má vplyv predovšetkým na vznik a vývoj svahových deformácií.

S recentnými tektonickými pohybmi súvisí aj seizmicita územia. Na území Vtáčnika nie je doložené žiadne ohnisko zemetrasenia. Seizmická aktivita sa pohybuje v rozsahu 4–6° MSK.

Exogénne geodynamické procesy veľmi výrazne ovplyvňujú stav životného prostredia na mapovanom území. Najvýraznejšie uplatnenie majú svahové deformácie.

Dnešná morfológia skúmaného územia je výsledkom komplikovaného tektonického a exogénneho vývoja. Pohorie Vtáčnik predstavuje hrasťovú štruktúru, ktorá je smerom do Handlovskej, Prievidzskej a Žiarskej kotliny porušená sústavou poklesov založených na poruchách gravitačno-tektonického pôvodu. V dôsledku priaznivej geologickej stavby, fyzikálno-mechanických vlastností hornín a vhodných hydrogeologických pomerov vznikla na svahoch Vtáčnika typická gravitačná deformačná štruktúra, v ktorej ležia relatívne tvrdé, rigidné vulkanické horniny na relatívne plastických ílovitých a slienitých sedimentárnych a vulkanicko-sedimentárnych horninách paleogénneho až neogénneho veku. Na túto štruktúru sú viazané svahové gravitačné pohyby rôzneho charakteru, veku, vývojového štádia a rôznej aktivity. Vznik a vývoj svahových deformácií je výrazne ovplyvnený aj ťažbou uhlia.

Z hľadiska stupňa porušenia sú medzi severnou a južnou časťou pohoria Vtáčnik značné rozdiely. Vyplývajú predovšetkým z rozdielnej geologickej stavby územia. Zatiaľ čo v severnej časti územia ležia vulkanické horniny na plastických ílovitých a slienitých horninách, v južnej časti pohoria ležia vulkanity na produktoch podložného vulkanizmu, ktorého hrúbka smerom na juh narastá. Preto je územie južne od obce Podhradie porušené v oveľa menšej miere a poruchy, ktoré sa tu nachádzajú, majú odlišný charakter.

V súlade s klasifikáciou Nemčoka et al. (1974) môžeme na území Vtáčnika vyčleniť svahové deformácie blokového typu, zosuvy, zemné prúdy a skalné zrútenia.

Svahové poruchy blokového typu – blokové rozpadliny a blokové polia – sú vyvinuté na okrajoch vulkanických komplexov. Ich vznik je podmienený pomalým dlhodobým zabáraním sa tvrdých vulkanických hornín do svojho plastického podkladu a ich pomalým pohybom po svahu. Blokové rozpadliny tvoria bloky vulkanických hornín, predovšetkým pyroxenické andezity a ich vulkanoklastiká, ktoré sú iba poklesnuté do svojho plastického podložia. Rozmery blokov dosahujú 500 až 1 000 m, ich hrúbka sa pohybuje v rozmedzí od 200 do 500 m (Malgot et al., 1985). Blokové rozpadliny morfologicky súvisia s materským masívom. Je pre ne charakteristický stupňovitý reliéf, ktorý je výsledkom diferenciálnych pohybov pozdĺž starých gravitačno-tektonických línií. Príkladom blokových rozpadlín a rozpadlinových polí sú na mapovanom území rázsohy Jančekovej skaly (842,5 m), Tlstého dielu (1 016,6 m), Dubníka (588,0 m), Opáleného vrchu (636,0 m), Červenej skaly (649,8 m) a závery viacerých dolín. V procese hĺbkovej erózie sa hrúbka blokov postupne redukuje na 70–100 m a bloky okrem ďalšieho zabárania sa do podložia a nakláňania smerom do svahu majú aj značné horizontálne posuvy. Separované a horizontálne posunuté bloky vytvárajú morfologicky nápadné vyvýšeniny – blokové pole. Bloky vykazujú pomalé pohyby i v súčasnosti, ich rýchlosť však nepresahuje 1–4 cm za rok (Malgot et al., 1974). Morfologicky výrazné blokové polia sa nachádzajú severne od Opáleného vrchu (636,0 m), po obvode hrebeňa Červenej skaly (649,8 m), v okolí obce Podhradie, pod Bielou skalou (1 135,0 m). Intenzita porušenia a rýchlosť pohybov sa mení podrúbaním územia pri ťažbe uhlia. Závisí predovšetkým od stupňa predchádzajúceho gravitačno-tektonického porušenia horninového masívu a od stupňa degradácie fyzikálno-mechanických vlastností hornín. Blokové polia intenzívne porušené ťahovými trhlinami šírky 1–3 m a hĺbky až niekoľko desiatok metrov sa nachádzajú východne od obce Cígeľ, v masíve Prielohu (789,0 m) a Obrannej hory. Poruchy sprevádza vertikálne klinovité poklesávanie vulkanických hornín, ktoré vyznieva systémom menej otvorených poklesových trhlín. Tieto trhliny môžeme sledovať až po Bielu skalu (1 135,0 m) a v masíve Tlstého dielu (1 016,6 m).

Najrozšírenejším typom svahových deformácií na mapovanom území sú zosuvy a zemné prúdy. Plošne najrozsiahlejšie vznikajú spravidla po obvode, resp. v predpolí svahových porúch blokového typu. Sú viazané na súvrstvia nadložných ílov produktívnej série, alebo ílov detriticko-vulkanickej formácie a ich delúviá. Zosuvné územia majú spravidla veľmi komplikovanú stavbu. Tvoria ich poruchy viacerých generácií, rôzneho stupňa vývoja a rozdielnej aktivity. V prevahe sú zosuvy plošného tvaru, menej časté sú prúdové zosuvy, ktoré vznikajú v miestach sústredených odtokov podzemných a povrchových

vôd, a frontálne zosuvy. Šmykové plochy prebiehajú často v hĺbke väčšej ako 40 m (Malgot et al., 1991), majú rotačno-planárny tvar. Morfológia porušených území je veľmi pestrá. Odlučná oblasť je spravidla vyvinutá výrazne, miestami má charakter skalného brala (Biela skala, Podhradie). Samotné telo zosuvu je veľmi členité, strmo ohraničené bloky hornín sú oddelené bezodtokovými depresiami, v ktorých sa často hromadí voda. Masy deluviálnych hornín sú prehnetené, ich povrch je zvlnený alebo stupňovitý, lokálne silno zamokrený. Akumulačná časť býva vyvinutá výrazne (handlovský zosuv, zosuv v Podhradí), niekedy chýba, najmä pri zosuvoch vyvolaných podrúbaním. Najintenzívnejšie porušené sú tie časti mapovaného územia, kde je ťažbou uhlia ovplyvnený svah, na ktorom je vyvinutý aktívny alebo potenciálny zosuv, prípadne deformácia blokového typu. Typickým príkladom je zosuv, na ktorom leží obec Podhradie.

Svahové poruchy v južnej časti Vtáčnika sú ojedinelé a okrem niekoľkých výnimiek ide hlavne o zosuvy malých rozmerov, ktoré sú viazané na svahové delúviá, prípadne zvetrané zóny materského masívu. Sú spravidla stabilizované (Hornejská dolina, Rudica, Kľak) alebo potenciálne (Vicianova dolina, Kľak).

Osobitnú kapitolu z hľadiska stability svahov južnej časti pohoria predstavuje niekoľko svahových porúch značných rozmerov, ktorých vznik a vývoj nie je viazaný na typickú zosuvnú štruktúru vulkanických pohorí. Ide o svahové poruchy južne od kóty Hrádok (661,7 m), západne od Balatomu (1 086,2 m) a o rozsiahle porušené územie sz. svahu Západného Kľaku. Rozmery týchto porúch možno porovnať s poruchami v severnej časti územia. Ich dĺžka a šírka dosahujú 1 000 až 1 200 m, hrúbku možno odhadnúť až na 40–50 metrov. Odlučné hrany sú vyvinuté veľmi výrazne, deformácia na Zadnom Kľaku má odlučnú hranu vysokú 25–30 m. Morfológia zosuvného telesa je veľmi členitá. Tvoria ju bloky rigidnejších hornín, ktoré sú zreteľne posunuté po svahu. Ich rozmery sa pohybujú od 70 do 300 m, oddelené sú navzájom depresiami, v ktorých sa hromadí voda. Ojedinele možno pozorovať plytké jazierka, častejšie rozsiahle zamokreniny s mocnými polohami zemín kašovitej konzistencie. Masy delúvií sú značne prehnetené, miestami majú charakter ílovito-piesčitých až ílovitých hlín vysokej až veľmi vysokej plasticity. Hrúbka a vlastnosti týchto delúvií sú výsledkom intenzívneho chemického zvetrávania značne alterovaných pyroklastických hornín. Na tieto horniny sú s najväčšou pravdepodobnosťou viazané aj šmykové plochy spomenutých deformácií. Celá deformácií sú vyvinuté výrazne, lokálne sú čiastočne zredukované svahovou modeláciou. Z hľadiska stability možno poruchy považovať za potenciálne, k výraznejšiemu oživeniu ich aktivity môžu prispieť väčšie zrážkové anomálie, prípadne erózia.

Zosuvy na paleogénnom podklade majú trochu iný charakter. V porovnaní so zosuvmi na neogénnom podklade dosahujú menšie rozmery, šmykové plochy sú prevažne rotačné a len ojedinele dosahujú hĺbku nad 10 m. Prevládajú zosuvy plošného tvaru, menej sa vyskytujú frontálne tvary. Na rozdiel od zosuvov na

neogénnom podklade sú menej citlivé na umelé zásahy a podstatne lepšie fyzikálno- -mechanické vlastnosti majú aj ich delúviá (Malgot, 1985). Zosuvy na paleogénnom podklade sa nachádzajú po oboch stranách rieky Handlovky, najväčšie z nich tvoria závery bočných dolín.

Skalné zrútenia reprezentujú skupinu rýchlych pohybov postihujúcich predovšetkým vysoké skalné steny vyklonených blokov v pásme blokových rozpadlín, steny kameňolomov, prípadne selektívne vyvetrané skalné bralá materského masívu. Na mapovanom území majú charakter odvalových zrútení. Nachádzame ich napríklad pod stenami Bielej skaly (1 136,0 m), Veľkého Griča (971,0 m) a Malého Griča (876,0 m), kde tvoria rozsiahle sutinové polia hrubé až 40 m (Nemčok, 1982). Materiál skalných zrútení a postupného opadávania menších úlomkov je spravidla povrchovým creepom a zosúvaním odvlečený po svahu. Odlamovanie a rúcanie stien je na viacerých miestach dôkazom zmeny sklonu podložia pod vulkanickými príkrovmi smerom do svahu. Za odlučnou hranou Veľkého Griča (971,0 m) sa nachádzajú otvorené ťahové trhliny široké až 10 cm, pozdĺž ktorých možno v budúcnosti očakávať oddelenie ďalšieho bloku a jeho zrútenie.

Svahové deformácie predstavujú v pohorí Vtáčnik jeden z najdôležitejších prvkov svahovej modelácie. V súčasnosti prirodzený vývoj týchto porúch ovplyvňuje poddolovanie územia pri ťažbe uhlia, čo vážne prispieva k devastácii životného prostredia. Znehodnotená poľnohospodárska pôda sa pri väčších poruchách nedá využiť ani ako pastviny, pretože trhliny a močaristé územia sú nebezpečné pre dobytok aj pre ľudí. V lesnom hospodárstve spôsobujú svahové deformácie okrem ničenia porastov aj znižovanie výnosov a sťažovanie ťažby a odvozu dreva.

Erózne procesy ovplyvňujú životné prostredie mapovaného územia v podstatne menšej miere. Postihujú predovšetkým jemnozrnné deluviálne sedimenty v nadloží paleogénnych a neogénnych súvrství a v značnej miere aj zosuvné delúviá. Plošná erózia je viazaná na poľnohospodársky obrábané kotlinové časti územia so sklonom nad 5°. Pri intenzívnych zrážkach môže plošná erózia prerásť do výmoľovej erózie značných rozmerov. Dôkazom toho sú intenzívne porušené územia v Žiarskej kotline, napr. severne od Lovče, Hornej Ždane a Dolnej Trnávky. Morfologicky výraznejšie erózne ryhy možno nájsť aj v okolí Župkova, južne od Morovna a Handlovej, východne a severovýchodne od Novák.

Ďalším exogénnym geofaktorom životného prostredia sú zamokrené územia. Sú to územia s nadbytkom vlahy pochádzajúcej zo zrážok alebo z podzemnej vody, ktorá sa nachádza vo veľmi malej hĺbke pod povrchom. Podmienkou vzniku takýchto území je prítomnosť ílov, prípadne ílovitých hlín na povrchu. Tieto hliny znemožňujú infiltráciu vôd, spôsobujú ich stagnáciu, čo vedie k trvalému zamokreniu územia. Zamokrené územia možno nájsť takmer na všetkých väčších zosuvoch, napr. na zosuvoch v okolí Hradca, východne od Cígľa, v Pod-

hradí, v Handlovej a na mnohých iných. Mimo zosuvných území sú zamokreniny rozšírené na styku Vtáčnika s priľahlými kotlinami, napr. východne od Bystričian, východne od Kamenca, južne od Lehoty pod Vtáčnikom, západne od Trubína a pod.

Okrem uvedených exogénnych geodynamických procesov treba ešte venovať pozornosť objemovým zmenám hornín vyvolanom zmenami vlhkosti a teploty. Tieto zmeny dosahujú najvyššie hodnoty v prípade paleogénnych ílovcov, neogénnych ílov a deluviálnych, prípadne fluviálnych ílovitých hlín. Uvedené horniny po odkrytí veľmi rýchlo zvetrávajú, pri styku s vodou napučiavajú, rozbahňujú sa, strácajú pevnosť. Po vysušení sa zmrašťujú a na ich povrchu vznikajú hlboké praskliny. Tie uľahčujú prístup vody a vzduchu hlbšie do masívu. Objemové zmeny hornín pomáhajú pri vzniku ďalších exogénnych procesov, najmä pri zvetrávaní a pri vzniku svahových deformácií.

Spomedzi antropogénnych geodynamických procesov negatívne ovplyvňujúcich životné prostredie patrí popredné miesto poddolovaniu územia pri ťažbe hnedého uhlia. V oblasti Handlovej, Novák a Cígľa nadobúda poddolovanie značné rozmery. Uhoľné sloje tu dosahujú hrúbku 2–12 m a po vyťažení určitého priestoru nastáva jeho pozvoľné zavaľovanie. Sprievodným javom tohto procesu sú deformácie povrchu územia, ktoré majú trojaký charakter:

1. Vertikálne poklesy možno sledovať hlavne v kotlinovej časti územia. Ich výsledkom sú plastické bezodtokové depresie (severovýchodne od Novák) alebo poklesové kotlinky. Zvláštnym prípadom sú lievikovité prepadliny, ktoré vznikli kombináciou poklesu s vyplavením nadložných vrstiev. Na celom území dochádza k znehodnoteniu poľnohospodárskej pôdy v dôsledku zmeny vodného režimu. Pozemky sú trvale podmáčané, mení sa pH pôdy, a tým aj jej fyzikálno-mechanické vlastnosti.

2. Ťahové deformácie sa prejavujú predovšetkým na svahoch pohoria vznikom širokých roztvorených trhlín, aktivizáciou starých svahových porúch, vznikom skalných zrútení a pod. Trhliny severovýchodne od Cígľa dosahujú napr. dĺžku až 100 m, šírku 2–10 m a hĺbku 5–15 m.

3. Tlakové deformácie sa vyskytujú v podobe hrubých terénnych valov v dnách niektorých dolín (napr. východne od Cígľa a pod.).

Významným zásahom do životného prostredia je aj povrchová baňa Lehota, ktorá sa nachádza v južnej časti nováckeho ložiska.

Okrem ťažby hnedého uhlia predstavujú negatívny prvok v prostredí aj kameňolomy a hliniská. Andezity sa ťažia napr. v Kamenci pod Vtáčnikom, Veľkej a Malej Lehôtke, Bystričanoch, Podhradí, Novej Lehote a pod. Tehliarske suroviny sa ťažia v Novákoch, Osľanoch, Prievidzi a Čause.

Ďalším antropogénnym javom s negatívnym dosahom na životné prostredie územia sú antropogénne sedimenty. Okrem niekoľko sto skládok komunálneho odpadu rôznej veľkosti a hrúbky (nepresahujú 10 m) ide hlavne o skrývkový

materiál, hlušinu a výsypky vznikajúce pri ťažbe hnedého uhlia. Hrúbka týchto akumulácií dosahuje v okolí Handlovej až niekoľko desiatok metrov. Materiál je veľmi rôznorodý, rôzneho granulometrického zloženia, prevažne inertný. Z háld je vetrom a vodou transportovaný do širokého okolia.

Okrem banskej činnosti je životné prostredie, hlavne na Hornej Nitre, atakované priemyselnou činnosťou a rozmáhajúcou sa urbanizáciou územia.

ZÁVER

Geologická mapa Vtáčnika a Hornonitrianskej kotliny v mierke 1 : 50 000 zobrazuje aktuálny stav poznatkov o geologickej stavbe územia.

Zobrazenie geológie na mape predstavuje splnenie zámerov výskumu a ponúka najnovšie geologické informácie zo študovaného územia.

Za najdôležitejšie výsledky výskumu považujeme:

1. Reinterpretáciu niektorých dôležitých vrtov (Vt-V).

2. Podarilo sa riešiť otázku tzv. podložného vulkanizmu. Zistilo sa, že v oblasti Vtáčnika sa začal vulkanizmus už v spodnom bádene. Reprezentuje ho komplex andezitov s granátom (cígeľský andezit). Tento komplex patrí k najstaršiemu vulkanizmu v celých stredoslovenských neovulkanitoch. Vďaka týmto poznatkom (okrem iného) sme posunuli začiatok vývoja kamenského súvrstvia do spodného bádenu. V kamenskom súvrství sa zistili aj fácie autoklastových pyroklastík.

3. Podarilo sa vyriešiť problematiku hornín v okolí Prochota vo Vtáčniku. Vyčlenili sme samostatný vulkanický celok (prochotský intruzívny komplex), ktorý sa vyvinul v spodnom bádene v prostredí štiavnického stratovulkánu (I. etapa).

4. Podarilo sa vyriešiť vzťah formácie Kľakovskej doliny a turčeckej formácie (v Kremnických vrchoch). Formácie sú ekvivalenty s rovnakým vývojom, litologickými a petrografickými znakmi. Vyvinuli sa vo vrchnom bádene čiastočne v subakvatickom prostredí. Vulkanizmus bol hlavne magmatický, ale aj freatomagmatický. Definovanie a spoznanie genézy freatopyroklastík je nóvum v slovenských vulkanitoch. Zistilo sa, že gričské extrúzie (sú vyvinuté mimo hlavného priestoru akumulácie formácie) reprezentujú toloidy zloženia bazaltických andezitov až bazaltov.

5. V košianskom súvrství sme objavili tmavé diatomity (vrstvy Račieho potoka).

6. Zistili sme, že vo Vtáčniku existujú 2 generácie ryolitovej magmy. Prvú generáciu reprezentuje novovyčlenená novolehotská formácia (vrchný báden) a druhú reprezentujú ryolity jastrabskej formácie (sarmat–panón).

7. Vyriešil sa problém, či amfibolicko-pyroxenické andezity v oblasti Janovej Lehoty patria k plešinskej formácii. Zistilo sa, že nepatria. Sú súčasťou komplexu andezitu s granátom.

8. Podarilo sa nám identifikovať veľmi hrubé vrstvy ílov nad Handlovou. Patria do spodného morského bádenu. Pracovne sme ich zaradili do kordíckeho súvrstvia.

9. Podarilo sa nám definovať stránsky komplex ako formáciu.

10. Zistili sme, že produkty vtáčnickej formácie sa netvorili len v jednom stratovulkanickom centre, ale že horniny sa vyvíjali aj z parazitických vulkanických kužeľov, napr. v okolí Cígľa a Kľaku.

11. Objasnili sa vulkanologické procesy (vývoj, genéza) uloženín, napríklad freatopyroklastické horniny alebo pyroklastické prívaly a iné.

12. Urobili sme novú aktuálnu syntézu geologickej stavby a geologicko-tektonického vývoja oblasti.

V prípade ďalšieho výskumu odporúčame pokračovať v detailnom vulkanologickom výskume v Kľakovskej doline, v oblasti Kľaku, v okolí Cígľa a v Hornoveskej doline.

Odporúčame geologicky detailne spracovať územie na línii Handlová – Nováky – Radobica – Kľak – Nová Lehota – Vysoká Hora – Handlová z hľadiska vývoja uhoľných súvrství v regióne. Územie v okolí Prochota, ktoré reprezentuje prochotský intruzívny komplex, odporúčame zmapovať v mierke 1 : 5 000 pre možnosť mineralizácie (aj zlata).

Vo vulkanických pohoriach navrhujeme riešiť chronostratigrafické vzťahy medzi formáciami a súvrstviami a vypracovať jednotnú vulkanologickú terminológiu.

LITERATÚRA

ANDRUSOV, D., 1942: Doplnky k elaborátu o ochrannom pásme minerálnych prameňov v Bojnických kúpeľoch. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ANDRUSOV, D., 1941: Geologické odôvodnenie vymedzenia ochranného pásma pre minerálne pramene Bojnických kúpeľov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BAGDASARJAN, G. P., KONEČNÝ, V. a VASS, D., 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 51, 47–69.

BARTEK, V., 1963: Niekoľko poznámok o prieskume handlovského ložiska pri obci Podhradie. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 26.

BIELY, A., 1974: Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

BIELY, A. , FUSÁN, O. a FRANKO, O., 1985: Štruktúrno-tektonická schéma predterciérneho podložia Hornonitrianskej kotliny 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BIELY, A., 1957b: Zpráva o mapovaní mezozoika na južných svahoch Žiaru. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 61–72.

BIELY, A., 1957a: Zpráva o geologickom mapovaní územia západne od Zemianskych Kostolian medzi Nitrou a Belankou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 56–60.

BLAŠKO, D., 1987: Záverečná správa Handlová-východ, VP hnedé uhlie, stav k 1. 5. 1987. Manuskript – archív GS SR, Sp. N. Ves.

BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some flysch deposits: A Graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier, 1–168.

BRODŇAN, M., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob z lokality Nováky – sv. okraj. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BRODŇAN, M. a SLÁVIK, J., 1966: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováckej panvy a o stratigrafickej pozícii priľahlých vulkanických masívov. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38.

BRODŇAN, M., 1970: Geologická stavba nováckeho uhoľného ložiska. Geological structure of Nováky coal deposit.Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 35–59.

BRODŇANOVÁ, E., 1985: Geologická stavba handlovsko-nováckeho uhoľného ložiska. In: SAMUEL, O. a FRANKO, O. (edit.): Sprievodca k XXV. celoštátnemu geologickému zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 15–181.

BRODŇANOVÁ, E., 1981: Nováky – sv. okraj – podrobný prieskum. Záverečná správa + VZ so stavom k 1. 4. 1981. Manuskript – archív GS SR, Sp. N. Ves.

ČECHOVIČ, V., 1933: Nástin petrografického složení a úložních poměrů třetihorních vyvřelin v handlovské uhelné pánvě. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), IX.

ČECHOVIČ, V., 1950: Geologické pomery Handlovskej a Nováckej uhoľnej panvy. Geol. Sbor. (Bratislava), 2, 3, 4.

ČECHOVIČ, V., 1959: Geológia treťohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 5–58.

ČECHOVIČ, V., LEHOTAYOVÁ, R., PLANDEROVÁ, E., MIHALÍKOVÁ, A. a PULEC, M., 1961: Zpráva o geologických pomeroch v okolí zosuvu v Handlovej v roku 1960–1961. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ČECHOVIČ, V. a ŠINALY, T., 1962: Paleogénne a spodnomiocénne vrstvy vo veľkobani Handlová. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 25–26, 163–168.

ČECHOVIČ, V., GABČO, R. a VASS, D., 1963: Geologické pomery okolia zosuvu v Handlovej a ich vplyv na vznik zosuvu. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 8/4, 353–359.

DOVINA, V., LEXA, J., VRANA, K., KONEČNÝ, V., GROSS, P., VOZÁR, J., KULLMANOVÁ, A., PLANDEROVÁ, E. a SITÁR, V., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov Vtáčnika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ĎURKOVIČ, T., 1969: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie vzoriek z vrtov NB-1, NB-2, Z-264(H), NB-3, Š2-NB, V a bodových vzoriek. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ĎURKOVIČ, T., 1970: Sedimentárno-petrografický výskum centrálnokarpatského paleogénu širšieho okolia Bojníc. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 263–276.

DŽUPPA, P., 1977: Lehota pod Vtáčnikom – geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., GROSS, P. a ŠIMON, L., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 35-242 (Prievidza-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ELEČKO, M., PRISTAŠ, J., GROSS, P., HAVRILA, M., KOHÚT, M., SCHERER, S., JÁNOVÁ, V. a STOLÁR, M., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 35-224 (Valašská Belá-4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

FISHER, R. V. a SCHMINCKE, H. V., 1984: Pyroclastic Rocks. Berlin, Springer-Verlag, 472 s.

FORDINÁL, K., 1994: Vrchný panón (zóna H) východného okraja Považského Inovca. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 99, 67–75.

FORDINÁL, K., NAGY, A. a FEJDIOVÁ, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeladiniec (záp. okraj pohoria Tribeč). Miner. slov. (Bratislava), 28, 307–311.

FRANKO, O., KULLMAN, E., MELIORIS, L. a VRANA, K., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

FRANKO, O. a GAZDA, S., 1968: Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

FRANKO, O. a GAZDA, S., 1970: Genéza bojnických teriem vo svetle nových hydrogeologických a hydrogeochemických poznatkov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 237–261.

GAŠPARIK, J., 1957: Správa o geologickom mapovaní medzi Dolnými Lelovcami a Šútovcami západne od rieky Nitry. Manuskript – archív GS SR, Sp. Nová Ves.

GAŠPARIK, J., 1973: Príspevok ku tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 259–266.

GAŠPARIK, J., 1974: Klasifikácia zlomov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny. Manuskript –archív GS SR, Bratislava.

GAŠPARIK, J. a PLANDEROVÁ, E., 1970: Korelácia sedimentov Handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou. Zbor. geol. Vied (Bratislava), 13.

GNOJEK, I. a DĚDÁČEK, K., 1977: Technická správa o leteckém geofyzikálním průzkumu středoslovenských neovulkanitů. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

GNOJEK, I. a JANÁK, F., 1986: Souhrnné zpracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Závěrečná zpráva. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

GROSS, P., 1978: Paleogén pod Stredoslovenskými neovulkanitmi. Materiály zo seminára Paleoekologický vývoj Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 121–127.

GROSS, P., FRANKO, O. a SAMUEL, O., 1970: Geológia centrálnokarpatského paleogénu v okolí bojnických kúpeľov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 19–34.

GROSS, P., KÖHLER, E. a SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. a VAIL, P. R., 1987: Chronology and fluctuating sea levels since the triasic. Science (Washington), 235, 1156–1167.

HÓK, J., ŠIMON, L., KOVÁČ, P., ELEČKO, M., VASS, D., HALMO, J. a VERBICH, F., 1995: Tectonic of the Hornonitrianska kotlina depression in the Neogene. Geol. carpath. (Bratislava), 16, 4, 191–196.

HORUSITSKY, F., 1941: Antrag zum Schatzgebiete der Heilquellen des Bojnizer Bades. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

HOVORKA, D. a MÉRES, Š., 1989: Relikty vysokostupňových metamorfitov v tatroveporidnom kryštaliniku Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 193–201.

HYÁNKOVÁ, K. a MELIORIS, L., 1992: Vybrané kapitoly z hydrogeochémie. Vysokoškolské skriptá.

HÚSENICA, J., 1951: Zpráva z geologického mapovania na liste Slovenské Pravno 4461/2. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

IBRMAJER, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Praha, Geofond.

ILAVSKÁ, Ž., 1961: Sporen und Hystrichospheritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 15, 2, 227–232.

IVANIČKA, J., POLÁK, M., PRISTAŠ, J., HATÁR, J., GREGUŠ, J., NAGY, A., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A., HÓK, J., LIŠČÁK, P., MARCIN, D., BRLAY, A. a FORDINÁL, K., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-414 (Topoľčany). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–61.

JETEL, J., 1985: Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin – metodická příručka 1. Praha,Ústř. Úst. geol., 147 s.

JEZNÝ, M., JANUŠ, J., FENDEK, M., FENDEKOVÁ, M., VRANA, K., MICHALKO, J., SMIEŠKOVÁ, K. a MIKOLÁŠ, S., 1995: Ochranné pásmo kúpeľov Bojnice (vyhľadávací prieskum). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

JIŘÍČEK, R., 1972: Problém hranice sarmat/panón ve Vídeňské, Podunajské a Východoslovenské pánvi. Miner. slov. (Bratislava), 4, 14, 39–81.

JIŘÍČEK, R. a ŠVAGROVSKÝ, J., 1975: Biozones of brachy – to oligohaline molluscs of late Tertiary in the central Paratethys. In: Cicha, I. (ed.): Biozonal division of the upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians. Praha, Ústř. Úst. geol., 45–56.

KAHAN, Š., 1979: Geologické profily kryštalinikom Strážovských vrchov (Suchý a Malá Magura). Tektonické profily Západných Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 153–160.

KAHAN, Š., 1980: Strukturelle und metamorphe Charakteristik des Kristalins des Gebirges Strážovské vrchy (Suchý und Malá Magura). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 4, 577–601.

KLINEC, A., 1956: Zpráva o mapovaní kryštalinika pohoria Žiar. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KLINEC, A., 1958: Kryštalinikum sv. časti Malej Magury. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 12, 93–101.

KONEČNÝ, V., LEXA, J. a PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov Stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 1–203.

KONEČNÝ, V., LEXA, J. a ŠEFARA, J., 1978: Morfoštruktúry predterciérneho podložia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KONEČNÝ, V. a LEXA, J., 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovenských neovulkanitov v mierke 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KRÁĽ, J. a ŠTARKOVÁ, Dž., 1995: 40Ar/39Ar datovania vybratých minerálov z kryštalinika tatrika a veporika. Manuskript – archív GS SR Bratislava, 72 s.

KRÁSNÝ, J., 1986: Klasifikace transmisivity a její použití. Geol. průzk. (Praha), 6, 177–179.

KULLMAN, E., 1975: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000 (list 35 – Trmava). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

KULLMAN, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.

KUTHAN, M., BIELY, A., BRESTENSKÁ, E., BRLAY, A., KRIST, E., KULLMAN, E. a MAZÚR, E., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

LANC, J., ŠEFARA, J., FILO, M., KUBEŠ, P., HUSÁK, L., SZALAIOVÁ, V., GRAND, T., KOMORA, J., VALUŠIAKOVÁ, A., PAVLÍKOVÁ, S., GALKOVÁ, A. a ORLICKÝ, O., 1994: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií – región Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–101.

LEHOTAYOVÁ, R., 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti Handlovskej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 113–119.

LEHOTAYOVÁ, R., 1961: Mikropaleontologické vyhodnotenie vzoriek z oblasti zosuvu Handlová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

LEŠKO, B., 1955: Zpráva o geologickom výskume medzi Handlovou a Brezanami. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

LEXA, J., KONEČNÝ, V., KALIČIAK, M. a HOJSTRIČOVÁ, V., 1993: Distribúcia vulkanitov karpatsko-panónskeho regiónu v priestore a čase. In: Rakús, M. a Vozár, J. (ed.): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 57–70.

MAHEĽ, M., 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 Žilina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 272 s.

MAHEĽ, M., BUDAY, T., CÍCHA, F., HANZLÍKOVÁ, E., CHMELÍK, F., KORÁB, T., KUTHAN, M., NEMČOK, J., PÍCHA, F., ROTH, Z., SENEŠ, J., SCHEIBNER, E., STRÁNIK, Z., VAŠKOVSKÝ, F. a ŽEBERA, K., 1967: Regionální geologie ČSSR II: Západní Karpaty I. Praha, 496 s.

MAHEĽ, M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61–81.

MAHEĽ, M., 1959b: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 3–52.

MAHEĽ, M. a GROSS, P., 1975: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000, listy Kšinná, Nitrianske Rudno (sčasti Nitrianske Sučany) – južná časť Strážovskej hornatiny. Manuskript – – archív GS SR, Bratislava.

MAHEĽ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 221 s.

MARKOVÁ, M., 1959: Petrografia sedimentárnych hornín severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 131–144.

MARSCHALKO, R., 1968: Facies Distributions, Paleocurents and Paleotectonics of the Paleogene Flysch of Central West-Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XIX, 1.

MAŠÍN, J. a JELEN, J., 1963: Aeromagnetická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Geofyzika Brno.

MATĚJKA, A. a ANDRUSOV, D., 1931: Apercu de la geologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie et de regions avoisinantes. Quide des excursions dans les Carpathes occidentales. Praha.

MATĚJKA, A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské na Slovensku. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 4, 44–100.

MAZÚR, E. a LUKNIŠ, M., 1980: Geomorfologické jednotky. Atlas SSR. Bratislava, Slov. Akad. Vied, SÚGR.

MELIORIS, L., 1980: Hydrogeológia kryštalinika Západných Karpát. Doktor. dizert. práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

MÉRES, Š. a HOVORKA, D., 1989: Metamorfný vývoj rúl Suchého, Malej Magury a Malej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 203–216.

MIKO, O. a HATÁR, J., 1976: Kryštalinikum Žiaru: nové poznatky o stavbe; akcesorické minerály. Miner. slov. (Bratislava), 8, 4, 335–354.

MIKO, O. a PULEC, M., 1982: Výsledky šlichového výskumu kryštalinika Žiaru. Miner. slov. (Bratislava), 14, 5, 443–452.

NAGY, E., 1985: Sporomorphs of the neogene in Hungary. Geologica hung., Ser. palaeont., (Budapest), 47, 470.

NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v slovenských Karpatoch. Bratislava, Veda, 319 s.

NEMČOK, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. (Diplomová práca). Manuskript – archív kat. geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.

NEMČOK, M. a LEXA, J., 1988: Vývoj hrásťovo-prepadlinovej stavby v okolí pohoria Žiar. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

NEMČOK, M. a LEXA, J., 1990: Evolution of the Basin and Range Structure around the Žiar Moutain Range. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 3, 229–258.

PAPP, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39–41.

PAPP, A., 1985: Diskussion des Begriffes Pannonian. In: PAPP, A., JÁMBOR, A., STEINNINGER, F. F. (eds.): M6 Pannonian (Slavonien und Serbien). Chronostratigraphie und neostratotypen, 7, 21–24.

PETTIJOHN, F. J., 1957: Sedimentary Rocks. Sc. Ed. Harper Brothers N. Z., 718 s.

PLANDEROVÁ, E. a SNOPKOVÁ, P., 1970: Mikropaleobotanický výskum terciéru bojnicko--nováckej oblasti. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 52, 301–343.

PLANDEROVÁ, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 31–61.

PLANDEROVÁ, E., 1990: Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 144 s.

POLÁK, M. a BUJNOVSKÝ, A., 1979: The Lučivná formation (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 61–70.

RAKÚS, M., MIKO, O. a HAVRILA, M., 1984: Tektonická mapa Žiaru (prvý variant) 1 : 100 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

RAKÚS, M., ELEČKO, M., GAŠPARIK, J., GOREK, J., HALOUZKA, R., HAVRILA, M., KOHÚT, M., KYSELA, J., MIKO, O., PRISTAŠ, J., PULEC, M., VOZÁR, J., VOZÁROVÁ, A. a WUNDER, D., 1989: Geologická mapa Lúčanskej Fatry v mierke 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

RÖGL, F., ZAPFE, H., BERNOR, R. L., BRZOBOHATÝ, R. L., DAXNER-HOCK, G., DREXLER, I., FEJFAR, O., GAUDANT, J., HERMANN, P., SCHULTZ, O. a ZETTER, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf an der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich). Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 503–526.

SAMUEL, O., 1968: Záverečná správa o mikrostratigrafii paleogénu v okolí Bojníc. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

SENEŠ, J., 1959: Biotop a podmienky vzniku spodnoburdigalských usadenín horného Ponitria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 53, 65–89.

SCHUMACHER, R. a SCHMINCKE, H. U., 1991: Internal structure and occurrence of accretionary lapilli – a case study at Laacher See Volcano. Bull. volcanol. (Napoli), 53, 616–634.

SITÁR, V. a VOZÁR, J., 1973: Die ersten Makrofloren Funde in dem Karbon der Choč Einheit in der Nieder Tatra (Westkarpaten). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 441–448.

SLÁVIK, J., 1959: Geomorfologický vývoj severnej a centrálnej časti pohoria Vtáčnik a priľahlých oblastí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 255–256.

SLÁVIK, J., 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53.

SLÁVIK, J., 1963: Geologické pomery druhej fázy neogénneho vulkanizmu severnej časti pohoria Vtáčnik (nadložný vulkanizmus). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 29.

SNOPKOVÁ, P., 1990: Palynologický výskum ílovcovo-piesčitého súvrstvia v okrajových častiach Kremnických vrchov a pohoria Vtáčnik (vrty LX-22,K-1, LX-15, LX-32, HV-10, HV-5, lokality Kordíky). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

STACHE, Q., 1865: Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des oberen Neutraflusses u. der königlichen Bergstadt Kremnitz im Sommer 1864.

STEININGER, F., 1985: Neogene of the Mediteranean Tethys and Paratethys. Stratigraphic correlation tables and sediment distribution maps Volum 1 a 2. Inst. of Paleont Univ. of Vienna.

ŠEFARA, J., BIELIK, M., BODNÁR, J., ČÍŽEK, P., FILO, M., GNOJEK, F., GRECULA, P., HALMEŠOVÁ, S., HUSÁK, Ľ., JÁNOŠÍK, M., KRÁL, M., KUBEŠ, P., KUCHARIČ, Ľ., KURKIN, M., LEŠKO, B., MIKUŠKA, J., MUŠKA, P., OBERNAUER, D., POSPÍŠIL, L., PUTIŠ, M., ŠÚTORA, A. a VELICH, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk. Geocomplex Bratislava.

ŠIMON, L., 1986: Litologicko-petrografická charakteristika formácie Kľakovskej doliny južne od Novej Lehoty. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–57.

ŠIMON, L., 1987: Vývoj názorov na geologickú stavbu Vtáčnika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–21.

ŠIMON, L., LEXA, J. a HALOUZKA, R., 1991: Faciálny model formácie Kľakovskej doliny južne od Handlovej. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 57 s.

ŠIMON, L., LEXA, J., HALOUZKA, R., MACINSKÁ, M., JÁNOVÁ, V., VRANOVSKÁ, A., STOLÁR, M., ĎURKOVIČOVÁ, J., VOZÁR, J., NOVOSAD, P., SLÁDKOVÁ, M. a WIEGEROVÁ, V., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape 36-311 Janova Lehota. Manuskript – archív GS SR,Bratislava, 107 s.

ŠIMON, L., ELEČKO, M., GROSS, P., KOHÚT, M., MIKO, O., PRISTAŠ, J., LEXA, J., MELLO, J., HÓK, J., MACINSKÁ, M., KÖHLER, E., JÁNOVÁ, V., RAKOVÁ, J., SNOPKOVÁ, P., SAMUEL, O., STOLÁR, M., VOZÁR, J., KOVÁČ, P., VASS, D., MARCIN, D., ĎURKOVIČOVÁ, J., SLÁDKOVÁ, M. a WIEGEROVÁ, V., 1994a: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ŠIMON, L., PRISTAŠ, J., MACINSKÁ, M., ELEČKO, M., JÁNOVÁ, V., STOLÁR, M. a MARCIN, D., 1994b: Vysvetlivky ku geologickým mapám 35-422 (Bystričany), 35-421 (Partizánske- -časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ŠIMON, L., KONEČNÝ, V., HALOUZKA, R., DUBLAN, L., LEXA, J., MACINSKÁ, M., STOLÁR, M., MARCIN, D., JÁNOVÁ, V., FILO, M. a ARDOVÁ, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-313 (Hliník/n Hronom), 36-331 (Žarnovica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ŠIMON, L., 1995: Prehľad názorov na geologickú stavbu vtáčnických vulkanitov. Manuskript – archív katedry geológie PriF UK, Bratislava.

ŠIMON, L., KONEČNÝ, V., DUBLAN, L., LEXA, J., POLÁK, M., HALOUZKA, R., PRISTAŠ, J., KÖHLEROVÁ, M., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1996: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000 35-424 (Veľké Pole-časť), 35-442 (Nová Baňa-časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ŠKVARKA, L., 1980: Hydrogeologické pomery Žiarskej kotliny. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 2, 193–229.

ŠTÚR, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3.

UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien – Leipzig, 651–911.

VAIL, P. R., MITCHUM, M. a THOMPSON, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap in C. PAYTON, E.(edit.) Seismic stratigraphy – Application to hydrocarbon exploration.

VALACH, J., BARTEK, V., BRODŇANOVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, E., GAŠPARIK, J., PLANDEROVÁ, E., SLAVKAY, M. a ZBOŘIL, Ľ., 1975: Vyhľadávací prieskum uhlia Handlová-juh. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

VÁŇOVÁ, M., 1959: Burdigalská fauna z okolia Kľačna. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 53, 89–97.

VASS, D., BEGAN, A., GROSS, P., KAHAN, Š., KÖHLER, E., KRYSTEK, I., LEXA, J. a NEMČOK, J., 1988: Vysvetlivky k mape Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov panónskej panvy na území ČSSR. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 7–65.

VASS, D., HÓK, J., KOVÁČ, P. a ELEČKO, M., 1993: Sled paleogénnych a neogénnych tektonických udalostí v juhoslovenských kotlinách vo svetle napäťových analýz. Miner. slov. (Bratislava), 25, 79–92.

VETTERS, H., 1909: Beiträge zur Geologie des Zjargebirges und des angrenzenden Teiles der Malá Magura in Oberungarn. Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien), 85, 1–60.

VIGH, J., 1916: Vorheriges Bericht über die geologischen Verhältnisse des südlichen Randes des Zjar und des Oberen Neutra Tales. Manuskript – Handlovské uhoľné bane.

VILINOVIČOVÁ, Ľ., 1990: Petrogenesis of gneisses and granitoids from the Strážovské vrchy Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 4, 335–37.

VOZÁR, J., 1973: Chemizmus der Permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den Westkarpathen. Náuka o Zemi, Sér. geol. (Bratislava), 7, 1–84.

VOZÁR, J., 1977: Tholeitické magmatické horniny v perme chočského príkrovu (Západ. Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–258.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1981: Litostratigrafická klasifikácia mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 320 s.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1993: Prealpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. In: RAKÚS, M. a VOZÁR, J. (edit): Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 129–143.

GEOLOGICAL STRUCTURE AND REGIONAL DEVELOPMENT OF THE VTÁČNIK MTS. AND HORNONITRIANSKA KOTLINA DEPRESSION

A REVIEW

Description of geological structure

In the geological structure of the region are incorporated crystalline, Late Paleozoic, Mesozoic, Paleogene, Neogene sedimentary and volcanic rocks and Quaternary deposits. The crystalline, Late Paleozoic and Mesozoic rocks are part of the central Inner Carpathian nappe structure and include the Tatricum, Veporicum and Hronicum rocks. They crop out in the north and in the south (Žiar Mts., Strážovské vrchy Mts. and Tribeč Mts.) and submerge below the Paleogene and Neogene volcanic and sedimentary rocks.

Owing to fault tectonics the geological structure of the region is relatively complicated and characterized by a horst-graben pattern of Neogene age. The faults with large vertical throws divide the region into the main blocks, which are mostly tilted (rotated) and segmented by other faults with smaller vertical throws.

An elevated block of the Žiar and Malá Magura Mts., composed of the Tatricum and crystalline rocks and of a Mesozoic envelope, occurs in the north. The rocks of Veporic Krížna nappe and of the Hronic Choč nappe occur in nappe positions. An elevated block of Tribeč Mts., represented by Mesozoic, Veporic, metamorphic rocks and by Hronic Choč nappe rocks, encroaches upon southern part of the region.

Most of the region is composed of blocks that include the block of the northern part of Hornonitrianska kotlina depression, the Vtáčnik–Horná Nitra block with the Handlová ridge, the Kremnica block and the Žiarska kotlina graben block.

The northern part of Hornonitrianska kotlina depression block splits into several blocks of lower order, the largest being the Prievidza block composed of the sub-Tatric group of Paleogene sediments, of the Čausa, Kordíky, Kamenec, Koš, Lehota and Lelovce formations, of the Vtáčnik Formation volcanoclastics and of Quaternary sediments.

The Vtáčnik–Horná Nitra block is divided by a line running between Píla and Nová Lehota (a fault belt striking NE and covered by young volcanic rocks) into two parts, each characterized by a substantially different geological structure. A monoclinally, NW tilting block occurs north-west of this belt. In the southern part of the block the basement is represented by Veporicum unit, while in the northern part by both, Hronicum and Paleogene units. The basement rocks are in the north overlain by garnetiferous andesites (a garnetiferous andesite assemblage) and by variably thick Kamenec Formation (5–300 m). In the area of Handlová and Nováky coal basins the Kamenec Formation grades into 5–50 m thick coaly formations (Handlová and Nováky Formations). The extent of coal basins roughly coincides with the extent of overlying clays of the Koš Formation. Depending on the intensity of erosion the thicknes of clays ranges from 0 to 300 m. These rocks are overlain by extrusive rhyolite and amphibole-pyroxene andesite bodies (Nová Lehota and Plešince Formations), which do not form a continuous horizon.

The Lehota Formation gravels are covering partly denuded relief and represent a fill of paleovalleys of the old surface, eroded and deposited in the clays of Koš Formation,

which locally encroach as far as the Handlová, Nováky and Kamenec Formations. To the lowlands of original relief are also bound the volcanic rocks of Kľakovská dolina Formation. Most above mentioned rocks are overlain by 50–600 m thick volcanic rocks of the Vtáčnik Formation, which are also distinctly tilted north-westwards, thus indicating a postvolcanic updoming. The volcanic rocks of the Vtáčnik Formation overlie the mentioned fault belt and extend as far SE as the overlying Badenian volcanic rocks. Much more complicated is the geological structure situated south-east of the fault system running between Píla and Nová Lehota. In this part, the region is floored by the rocks of the Štiavnica stratovolcano and by the fill of Kremnica graben that was disrupted by intense fault tectonics along the margins of Štiavnica caldera and Žiarska kotlina depression. The lower suite (represented by Late Paleozoic Hronicum rocks) in the block limited from one side by Píla and Nová Lehota fault system and from the other by a fault running N-S alongside Žarnovica and Prochot, is overlain by a thick volcanic suite of the 1st stage of Štiavnica stratovolcano. This suite is, in turn, overlain by relics of biotite hornblende andesites of the Studenec Formation and by hornblende pyroxene andesites of the Sitno effusive complex, having locally at its base the redeposited tuff beds of the Biely Kameň Formation. In the northern part of this block occur Lower Badenian volcanic rocks of the Ist stage, overlain by Upper Badenian volcanic rocks of the Nová Lehota and Plešince formations and of the Kľakovská dolina Formation, or by the Sarmatian volcanic rocks, by the Vtáčnik and Jastrabá Formations and by Pannonian Ostrovica dykes of basaltic composition. Most elevated is the tectonic block represented by Handlová ridge between Nová Lehota and Remata – composed of the Neogene basement rocks: in the north by limestones and dolomites of the Hronic Choč and in the south by Inner Carpathian Paleogene sediments. Mentioned basement rocks are at the eastern side overlain by landslides composed of volcanic rocks of the garnetiferous andesite suite, of the Zlatá Studňa, Kľakovská dolina and Remata formations. Made up of characteristic small mounts, or chaotic loamy-stony deposits with volcanic blocks, the landslides have a character of blocks measuring as much as several hundreds of meters across. This tectonic block is limited in the east by a NNE–SSW to NE–SW oriented fault that runs some 1 km eastwards of Nová Lehota (it limits to the east the mining area of the Nová Lehota mine) and continues NE into the area of Remata, where it turns N–S and separates the volcanic rocks of Kremnické vrchy from the Mesozoic and crystalline rocks of the Žiar Mts. The fault with a distinct downthrow of its eastern wing in the southern part of the area is covered by landslides, but its presence was found through drilling and was indicated by geophysical profiling.

Volcanic rocks predominate near the surface of a narrow, tectonic, intermediate block that measures about 2 km across and is limited by marginal faults of the Žiarska kotlina depression. Upon the southern part of the block encroaches the margin of Štiavnica caldera filled with biotite hornblende, overlain by hornblende pyroxene andesites of the Sitno effusive suite. Northern part of the block is made up of Kľakovská dolina valley and Stránska Formations rocks. Faults filled with thin rhyolite dykes, assigned to Jastrabá Formation, are scarce.

Geological structure of the Kremnica block is relatively complicated, which is due to fault tectonics at the western margin of the Kremnica graben and at the north-western margin of Žiarska kotlina depression, where the total downthrow of the eastern/south-eastern wing is as much as 1 500 m (in the Žiarska kotlina depression as much as 2 500

metres). The N-S and NE-SW running faults that are arranged in a system of stair-like, down-thrown blocks are disrupted by the Badenian volcanic rocks, but some are overlain by Sarmatian volcanic rocks (Remata Formation). As a result of syngenetic development of volcanic rocks, the subsidence of Kremnica graben and the erosion of volcanic rocks, the present day structure of individual tectonic blocks is distinctly variable. Extensive landsliding makes the surficial geologic structure even more complicated. A 1.5 to 2.5 km wide zone of relatively subsided blocks between Trasľavý vrch and Vysoká hora, and southwards, through Jazvečia skala, Vysoká, Bralová skala to the Sklené village, represented by marginal downthrows of the Kremnica graben and Žiarska kotlina depression that overlie the Mesozoic, or Paleogene basement, respectively, in the southern part of the region, are made up of as much as 600 m thick suite of Early Badenian marine sediments (Blaško et al., 1987). These are overlain by volcanomict sediments of Kordíky Formation, by extrusive bodies and volcanoclastics of the garnetiferous andesite suite, by lava flows and by Kľakovská dolina valley Formation volcanoclastics (that reach here from the Vtáčnik region and locally, at their base, contain nonvolcanic gravels of the Lehota Formation) and by Remata Formation composed of lava flows and coarse epiclastics. In the central and northern parts of the region these relatively subsided blocks overlying the Mesozoic and Paleogene basement are made up of extrusions and volcanoclastics of the garnetiferous andesite suite, of intrusions, lava flows and volcanoclastics of the Zlatá Studňa Formation and of the Remata Formation stratovolcanic suite, which overlaps some of the faults that limit these blocks in the east and south-east from the deepest subsided blocks of the Kremnica graben and of the Žiarska kotlina depression. Total thickness of volcanic rocks ranges between 200 and 700 metres.

The most subsided inter-block, with the total thickness of volcanic rocks ranging between 1 000 and 1 200 m, occurs along the margin of Žiarska kotlina depression and at eastern flank of the region shown on the map. The structure of volcanic assemblage has many features in common with the rest of the Kremnica graben. The Mesozoic rocks and Paleogene sediments overlie the Early Badenian sediments and the 50–200 m thick volcanomict sediments of the Kordíky Formation, which are, in turn, overlain by volcanoclastics, or by extrusive bodies of the garnetiferous andesite and by intrusive bodies, lava flows and as much as 500 m thick volcanoclastics of the Zlatá Studňa Formation. These are succeeded by the Kremnica graben fill represented by lava flows, 300–400 m thick pyroclastics and epiclastics of Turček Formation, and by lava flows of the Kremnica shield Formation. The uppermost position occupy lava flows and volcanoclastic rocks of the Remata Formation that reach here marginally from the west. The rhyolitic tuffs and epiclastic rocks of the Jastrabá Formation occur in the overlier at the margin of Žiarska kotlina depression.

The Kordíky Formation lies at the base of Žiarska kotlina depression block. It is overlain by garnetiferous andesite suite and laterally connected with the Štiavnica stratovolcano's 2nd stage rocks suite. This is overlain by the volcanic rocks of the Kľakovská dolina valley Formation that are succeded by the rock equivalents of the Štiavnica small basin, or by Handlová and Studenec Formations. Upper part of the fill is made up of volcanosedimentary rocks of the Žiarska kotlina depression and of the Vtáčnik Formation, which are overlain by the products of Jastrabá Formation and by Quaternary sediments. Total thickness of the depression fill reaches as much as 2 500 m.

Geologic and tectonic development of the region

The Proterozoic (?), Paleozoic and Mesozoic rocks of the Žiar Mts., Malá Magura Mts. and Strážovské vrchy Mts. core mountains are the oldest geological units in the region. The same rocks make up the basement of the Paleogene and Neogene rocks of the Hornonitrianska kotlina depression and of the Vtáčnik Mts.

The development of crystalline rocks as lithologically variable and as affected by polymetamorphic processes as those of the Strážovské vrchy hills, is complicated. The presence in garnets of the cores enriched in pyrope may indicate that they are relics of the oldest, Proterozoic (?) metamorphic and magmatic rocks sequences that were formed under conditions of high-temperature amphibolite to granulite facies metamorphism, characterized by the temperatures ranging T = 580–620 °C and by the pressures ranging P = 400–500 MPa (Hovorka and Méres, 1989; Méres and Hovorka, 1989) and can be either related to Panafrican (?), or to Cadomian (?) metamorphic cycles. The metamorphic culmination was succeeded by tectonic activity, an uplift and erosion.

A flyschoid, monotonous facies sedimentation with prevailing pelitic-psammitic, mainly greywacke and less sandy sediments, accompanied by products of basic or acid volcanism, took place during Early Paleozoic era. During the Variscan orogenesis, the Early Paleozoic volcanosedimentary assemblage (with older relic material) was regionally retrogressively metamorphosed. However, the progressive metamorphism reached the conditions of either garnetiferous amphibolite facies, or sillimanite-almandine, or sillimanite-biotite-muscovite subzone, respectively, with the temperature ranging from 540 to 680 °C and the pressures ranging from 200 to 500 MPa, corresponding to burial at depth of 15–17 km. The contact-thermic effects of the granitoids caused a periplutonic metamorphism of its mantle rocks, which corresponded in the Malá Magura Mts to T = 600–710 °C and P = 450–470 MPa (Vilinovičová, 1990). The intrusion of these palingenetic peraluminous granitoids took place 360–340 Ma ago, but an older age of the tonalitic-granodioritic types cannot be excluded.

The neoid tectonic processes had either a negligible influence upon the older, Variscan structural patterns fixed in the crystalline massifs, or their traces were comformably superposed. The Alpine orogenesis, represented by the dislocation alterations with the maximum conditions of low-temperature greenschists facies, is only locally indicated by the development of blastomylonites and phyllonites. The dislocation alteration affected only the margins of crystalline massif (development of cleavage with S3 planes). It is associated with the development of marginal, post-Paleogene faults, as well as with an uplift, or an updoming of the massif and with the subsidence of surrounding depressions.

As is the case in most core mountains, the Žiar Mts. has no precise stratification of the rock assemblages and of the geotectonic events worked out to date, thus, its pre-Alpine development was reconstructed from an analogy with the other core mountains. The sedimentation and first metamorphism of the volcanosedimentary assemblage can be assigned to the Panafrican (?) (Cadomian), or to Caledonian orogenetic cycles. Although, we cannot exclude that magmatic rocks developed during these stages, but during a collisional stage of Hercynian orogeny their primary character was "obliterated" due to complete remagmatization so such a degree that they appear now as Hercynian. The same applies to the metamorphism, whereby truly new is only local, Hercynian contact metamorphism brought about by new, anatectic melt.

During the final stage of Hercynian collisional orogeny the granitoid rock melts intruded the upper crustal horizons. As in the other core mountains, in the Žiar massif they also constitute a normal, zoned pluton, composed vertically of the following granitoid types: hybrid biotitic granodiorites to tonalites, granites to granodiorites, two-mica, mainly porphyric, the so called Žiar type coarse-grained granites to granodiorites, which are locally indistinctly porphyric and represent the deepest level of the pluton. The pegmatites and aplites, as well as biotitic-amphibolic siliceous diorites, also occur locally. Hercynian age of the Žiar granitoids was inferred form the Ar/Ar dating of muscovite which gave t = 338,1 ± 1,7 Ma (Kráľ and Štarková, 1995), this being identic with the results from the Veľká Fatra Mts.

Nevertheless, there is another model implying a Devonian pelitic sedimentation that was followed, during Carboniferious epoch, by Barrowian metamorphism and subsequent granitoid intrusions.

The Late Paleozoic and Early Triassic sequences of the Hronicum Unit represent the relics of post-orogenic, riftogenic sedimentary basin that developed on a coarsened continental crust. Owing to tectonic amputation of the original basin fill from the adjoining source area, this terrane is still only hypothetic (hypothetic Ipoltica terrane; Vozárová and Vozár, 1993).

The sedimentation basin founded during the intra-Late Carboniferous period (later associated with Asturian movements) was filled with continental sediments that were deposited in a lacustrine, deltaic-lacustrine and in alluvial sedimentary environments. Preserved sediments show distinct changes of climatic conditions – ranging from warm and humic during Carboniferous to arid and semiarid during Permian period.

Synsedimentary tectonics are characterized by cyclicity in regional developments, but mainly by the polyphase andesitic-basaltic volcanism with TH magmatic trend (riftogenetic volcanism).

Structurally, the Tatric and Veporic paleo-Alpine units predominate. They include more or less Alpine-reworked remnants of the above mentioned older orogens which are overlain by Late Paleozoic (Carboniferous–Permian) and by Mesozoic (Early Triassic to Middle Cretaceous) rocks, present either in a form of sedimentary envelopes, or overthrusts, respectively. The Late Paleozoic and Mesozoic rocks that were separated from their (Early) Paleozoic basement and were thrusted in a form of superficial nappes over Tatricum, or Veporicum Units, respectively, are assigned to Fatricum (some definitions rank them to the Veporicum Unit) Hronicum, or Silicicum Units.

To understand the geological development of our teritory one must remember that it is a part of a young, Alpine mountainous belt (such as the Alps and Himalayas) which developed as a result of orogenetic reworking of a segment of oceanic belt situated between the stable European block and the African plate (this pre-ocean is entitled the Tethys). The processes that led to accumulation of sedimentary and volcanic rocks in the oceanic belts and to the development of mountain ranges are well illustrated by the theory of lithospheric plates drift. It explains how the oceans come into being, how they expand and how they die. It was the death of oceans, influenced by a subduction process (absorption of oceanic crust) that caused a coeval development of mountain ranges with nappe structure, such as those in the described region, represented by the Strážovské vrchy hills, Malá Fatra and Žiar Mts., and by several others in Slovakia.

Thus, these narrow (several tens of km) mountain ranges represent something like "pressworks" composed of cramped rock formations that developed within some hundreds of kilometers wide sedimentation areas. The fact that this cramping was strong, is evidenced by the geological deformational structures, represented mainly by folds, by reverse faults and normal slips and, when there was not enough space, by formations piled up above each other in a form of slices (duplexes) and nappes.

From the stated above it logically follows that the rocks of today's Strážovská hornatina upland, or of the basement of Hornonitrianska kotlina depression, were deposited elsewhere. For instance, the rocks of the Choč nappe come, say, from the area of today's Budapest, and those of the Krížna nappe from around of present day Levice, etc. The paleogeography caters for the reconstruction of original sedimentation areas during different periods and for different processes that led to formation of mountain ranges (and later to formation of depressions, such as is the Hornonitrianska kotlina depression, or of volcanic ranges, such as Vtáčnik Mts.).

A brief conclusion may be drawn that the Mesozoic sequences of the region were deposited in the Tatric, Veporic and Hronic sedimentation zones, arranged in this order from north to south (using recent coordinates). Closest to the European platform (then a continent) was the Tatric sedimentation zone and that is why mainly the Triassic incursions of continental facies are so important, such as the well known, variegated Carpathian Keuper facies. In contrast, the Hronic sedimentation area was closest to the open sea (ocean), therefore, the continental influences were here weakest.

The development of each orogene had its own regularities, so, the facies differed not only by sedimentation area, but also by time (Triassic–Jurassic–Cretaceous) of their development. A wide range of facies developed due to different opening of the sedimentation area, due to variations in deposition of either clastic, or chemogenic (precipitated directly from water, or aided by organisms, for instance by accumulation of shells of dead animals to form thick beds, or constructions built by some organisms that resisted action of waves) sediments, how strong was the subsidence (of the bottom overloaded by sediments) and whether there was a volcanic activity.

A characteristic feature of the Early Triassic period in all sedimentation zones are clastic sediments that deposited, for example, under continental, and later, when the sea transgressed, under shallow water conditions. Conglomerates, quartzites, sandstones, shales and also the marlstones and limestones formed during the uppermost Early Triassic period from the clastic material that was washed out from the mainland.

The sedimentation during Middle and Late Triassic took place in extensive shallow water carbonate platforms that were encroached upon by digitations of continental, or lagoonal facies from north (e. g. Norian variegated facies of Carpathian Keuper), or by basinal to pelagic facies form the south (e. g. Middle Triassic Reifling limestones). Besides of Gutenstein, or Zámostie limestones there also occur Ramsau and Hauptdolomites that make up as much as 600–800 m thick carbonate platform.

Following the collapse of carbonate platform the pelagic to deep-sea sedimentation predominated during Jurassic and Early Cretaceous periods. During the latest Dogger and Early Malm the sedimentation area of Tatric and Veporic sequences reached the greatest depth, which is evidenced by the sedimentation of radiolarites and radiolarian limestones. During the Late Malm and Early Cretaceous periods there predominated pelagic limestone and marlstone sedimentation. Increasing orogenic activity and approaching closure

of the paleo-Alpine sedimentation area are indicated by the Aptian and Albian and locally also as late as Cenomanian and Early Turonian flysch sediments,.

Ther is no record of later (Middle and Late Cretaceous) events from this area. Significant folding phases, accompanied by the formation of Central Carpathian nappes, took place during Middle Cretaceous period. After their formation the area became, during certain parts of the Late Craetaceous period (maybe throughout Late Cretaceous), a mainland. As late as in Eocene, when the extensive, oceanic transgression took place, the sea ingressed this area again and a new – neo-Alpine stage of the development started.

The neo-Alpine development is represented by Paleogene and molasse sediments and by Neogene volcanic rocks. The sub-Tatric group sediments of Paleogene age crop out mainly in the Bojnice part of the region and in the Handlovská kotlina depression. They overlie transgressively and uncomformably the Mesozoic assemblages of the Krížna and Choč nappes and they tectonically contact the crystaline rocks of Malá Magura, or Žiar Mts, respectively.

During Bartonian stage (Late Lutetian) the Western-Carpathian block subsided and the sea transgressed from south the areas of today's Hornonitrianska kotlina, Bánovská kotlina and Handlovská kotlina depressions. The marine regimen was established starting with the sedimentation of mainly coarse-clastic sediments of the Borové Formation (basal transgressive lithofacies). Generally, the uppermost part of this formation comprises organogenic and organodetritic limestones abound with large foraminifers (nummulites, diskocyclína, etc.) and with other organic remnants.

During the ensuing period of distinct subsidence the marginal formation represented by alternations of carbonate breccias and claystones is laid down. At the same time, the Budín marine paleoprovince (Horná Nitra, Bánovce, Handlová) is connected to the Subtatric group of Paleogene rocks (Inner Carpathian Paleogene).

The several tens to hundreds meters thick Huty Formation, composed predominantly of variably calcareous claystones, sedimented on top of the marginal formation, in a deep-sea environment. Later, during the latest Priabonian and Early Oligocene stages, the conditions were suitable for the development of a typical flysch – represented by the Zuberec Formation.

This period was in the Western Carpathians followed by a regional uplift, by partial destruction of the earlier deposited Paleogene formations and by subsequent sedimentation of tens of meters thick sandstones of the Biely Potok type, which represent in the Handlovská kotlina depression the Egerian period (Oligocene–Miocene).

The rock assemblages of Paleogene age together with the older basement units are affected by fault tectonics. Distinct vertical throws occurred along these faults (normal-slips and thrusts), but horizontal movements were also observed.

The existence of faults is well indicated on the surface by distinct and sudden change of strikes and dips of beds both, in front and behind the faults. The beds in the surroundings of Bojnice – Opatovce strike generally NE–SW and dip approximately 20° to the south-east. Most of these data were measured in the flysch-like Zuberec Formation. In the eastern part of the Šútovce – Dlžín area the beds strike generally N and dip 15–25° to the west.

The area of Handlovská kotlina depression was markedly affected by the Ilyrian folding phase and by all subsequent phases of the Alpine orogene cycle. The basal carbonate clastics and organogenic limestones of the Borové Formation (of the first cycle), sedi-

mented here before the Illyrian phase – during Lutetian and Bartonian stages – the the same way as in the Bánovská, or Hornonitrianska kotlina depressions, which were later, during the mentioned phase uplifted and completly eroded away. As an evidence of this event can serve the Late Priabonian-Early Oligocene age of the Borové Formation in the Handlovská kotlina depression, in which we find scarce pebbles of "old", no more exposed basal lithofacies. This is, in the truest sense of the word, the canibalism of the younger Paleogene cycle.

The Paleogene sediments of sub-tartic group overlie transgressively and discomformably the Mesozoic sediments (in the section Uhlisko gamekeeper's house – Hraničný potok creek) and tectonically contact the granitoids of the Žiar Mts. On the westren side they go under the Neogene sediments and Neogene volcanic rocks of the Vtáčnik Mts.

The Handlovská kotlina depression, as well as the neighbouring depressions (Hornonitrianska and Bánovská), represent the denudation remnants of Paleogene sediments that were laid down during the Lutetian and Egerian stages. Most of them are now buried below Neogene and Quaternary sediments of various genetic types. Recent morphological limits of the depressions do not correspond to original configuration of the mainlands and seas, but reflect the Tertiary and Quaternary tectonics, the recent erosional-accumulation processes and human activities.

The origin of sedimentation area of the Handlovská kotlina depression was associated with the subsidence of Western Carpathian block as a whole during the Middle, but mainly the Late Eocene. The continental regimen prevailed in the area of today's Handlovská kotlina depression between the Laramian folding phase (Cretaceous–Paleogene boundary) and Bartonian transgression and lasted roughly 25 Ma.

Originally continuous Paleogene sediments were mainly during Savian and younger phases affected by fault tectonics (normal-slips and thrusts). The blocks composed of relatively plastic rocks (e. g. flysch, or clayeystone rocks) were locally finely folded. The Paleogene formations, but mainly the more rigid beds of Biely Potok type sandstone situated in upward positions, dip under angles 20–30°, only those next to fault lines dip under much steeper angles (as much as 78°, 1 km N of Chrenovec).

The Paleogene sedimentation was followed by a regional uplift and by denudation, which resulted in formation of flat, or smoothly undulating landscape.

The Neogene fill of the Hornonitrianska kotlina depression proper may be generally visualized as a block of higher order of a westward dipping horst-graben structure that was segmented by NE and NW running faults into partial blocks. Nemčok and Lexa (1990) link the horst-graben structure of the area with an east-west stretching extension that was provoked by a diapiric uplift of the mantle.

Such uplifts brought about opening of the basin along listric faults that are part of a north-east striking system. Individual blocks rotated around the horizontal axis westwards to cause an asymmetry in the structure of the depression. The oldest Neogene sediments are a result of continental sedimentation. These rocks sedimented on top of Paleogene sediments and of older rock assemblages and represent a pre-transgressive Eggenburgian member.

The transgression of Eggenburgian sea progressed into the area under study from Vienna Basin and through Považie valley and Bánovská kotlina depression it encroached upon the area as far as Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions. The lagoons with restricted sea links and with abundant brakish fauna came to being. Later, the sea

transgressed over the whole region and thick schlieren beds of the Čausa Formation sedimented. At the basinal margin, in the area of Kľačno, the relief was so dissected that the sedimentation of coarse-clastic sediments of the surf facies – the equivalents of deep-water schlier, took place. At the end of Eggenburgian stage there occurred a regression, but the regressive sediments were only preserved as relics. Most of them succumbed to extensive denudation that followed after the Eggenburgian stage. Distant volcanoes with centres situated in the territory of present day Hungary were active during the development of Čausa Formation. As a result, this formation contains tuffite beds. After the sedimentation of Čausa Formation the region emerged again to become subject of denudation during Ottnangian and Karpatian stages.

Generally, the volcanic rocks in the region lie on a smoothed and flattened surface made up of the Mesozoic and Paleogene rocks. This indicates that the erosion and peneplainization took place due to regional uplift at the end of Early Miocene and preceded the first manifestations of Early Badenian extension and volcanism.

The first manifestations of Early Badenian extension and subsidence were associated with paleogeographfic changes which provoked a transport of clastic material from the eroded pre-Tertiary units (Kordíky Formation and lower part of Kameň Formation, 500–600 m) and, at the same time, an encroachment of the sea as far as upon this land to form an embayment (Early Badenian marine sediments). In other parts of the region the sedimentation had a fluvial-limnic character. Approximately coeval with these event was the Early Badenian activation of andesitic volcanism in the Central Slovakian volcanic region (garnetiferous andesite suite). South of Handlová and near Cígeľ it is represented by explosive-effusive volcanism which produced independent extrusive domes. The products of garnetiferous andesite volcanic suite became later sources of the material for the Kameň and Kordíky Formations.

Badenian volcanic activity continued by formation of large stratovolcanoes – the Štiavnické and Kremnické vrchy hills. The Štiavnica stratovolcano (with the centre near B. Štiavnica) is a product of explosive-effusive activity, and its periferal zone with the Prochot intrusive suite encroaches upon the region (SE part of Vtáčnik Mts.). Transitional zone of the Kremnica stratovolcano (with centre near Kremnica) reaches as far as the region under study. The development of volcano, especially its beginning, took place in a subaqueous, but later in a terrestric environment.

Mentioned stratovolcanoes were subsequently, during the Middle and Late Badenian stages, intensively denuded and their material is found in the Kameň Formation (300 m thick) of the Vtáčnik Mts. and of the Hornonitrianska kotlina depression, where a subsidence initiated later development of swampy and lacustrine environments and formation of coal seams (the Handlová, Nováky and Koš formations). The subsidence was locally accompanied by acidic volcanism of extrusive-explosive type which was responsible for the formation of independent volcanic domes in the area of Vtáčnik Mts. (Nová Lehota and Plešince formations).

Sudden geological changes occurred in the area under study at the end of Badenian and during Early Sarmatian stages. An extensive caldera developed in the area of Štiavnica volcanic apparatus which encroached upon the southern part of the region. The Kremnica graben formed in the north-eastern part of the region. A rapid subsidence of the Kremnica graben and of the Žiarska kotlina depression took place. The beginning stage of subsidence was compensated by intense effusive and explosive volcanic activity repre-

sented by basaltic, pyroxenic and leucocratic andesites of the Kľakovská dolina valley and of the Turček formations that developed partly in an subaqueous environment. The subsidence was later accompanied by predominantly effusive activity represented by (as much as 600 m thick) hornblende-pyroxene andesites of the Stráň and Kremnický štít formations (300–500 m thick). The subsidence of the graben also caused the paleogeographic changes, such as the erosion of its surroundings and change of stream courses towards the Žiarska kotlina depression followed by the development of fluvial gravels of the Lehota Formation (as much as 300 m thick). During the Early Sarmatian stage the volcanic activity of pyroxenic andesites resumed and the stratovolcanoes formed along the marginal fault of the Kremnica graben, in the Kľakovská dolina valley and near Remata (300–600 m thick Váčnik and Remata formations). The pyroxenic andesites of the 4th stage of the Štiavnica stratovolcano reached as far as the southern part of the region.

Younger tectonic movements at the end of Sarmatian stage caused relative uplift and the volcanic rocks became subject to a rapid erosion. An extensive rhyolitic volcanism was activated at the end of Sarmatian and at the beginning of Pannonian stage. As a response of rhyolitic masses progressing upwards an enormous fault belt (the Vyhne-Ihráč zone) and the marginal faults of the Žiarska kotlina depression developed.

Closing stage of the volcanic developement was characterized by the consolidation movements of blocks and by the subsidence of partial segments. This brought about a revival of volcanic effects. As a results there formed the the Ostrovica dykes and a neck – the youngest (Pannonian in age) manifestations of volcanism in the Vtáčnik Mts., as well as in the whole region. The end of Neogene was in the Hornonitrianska and in Žiarska panva basins characterized by renewed erosion. In the distinctly dissected country of the Hornonitrianska kotlina depression the lacustrine-alluvial, or lacustrine sedimentation took place (the Lelovce Formation). Most alluvial cones that formed on local hills in this depression during Pliocene epoch (Dacian–Rumanian) became subject to Quaternary erosion. The Quaternary sediments of the Hornonitrianska kotlina depression and of the adjoining parts of Malá Magura, Žiar, Vtáčnik Mts. and of the northern margin of Tribeč Mts. make up the covers of pre-Quaternary basement. They are better and more continuously preserved in Quaternary depressions (subsided blocks) between Nitrianske Pravno and Prievidza, between Prievidza and Nováky, between Zemianske Kostoľany and Osľany and less so in the Handlovská kotlina depression.

The development of Quaternary sediments in the region was controlled by the erosional nad accumulation activity of the Nitra river, but mainly of its confluences. They influenced the extent and the thickness of Quaternary sediments through considerable energy of the relief and through neotectonic movements.

In the northern part of the Hornonitrianska kotlina depression these effects, together with the intense accumulation and formation of alluvial cones, continuously pushed the Nitra river course eastwards. In the southern part of the region the Nitra river was pushed other way round, it means westwards. This development caused that the Nitra valley is distinctly, alternatively asymmetrical.

Quaternary sediments are predominated by proluvial cone sediments that form a step-like system. Proluvial sediments limit the extent of fluvial sediments of the Nitra river. Fluvial sediments of the Nitra and Handlovka rivers were preserved only sporadically.

In the immediate foothills of the Magura, Vtáčnik and Žiar Mts. there predominate the piedmontane mantles of deluvial loamy-stony sediments and block fields made up mainly

of the slid rock suites. These, together with the other sedimentary lithotypes, predominate in the Vtáčnik Mts. proper. Geologically, the Žiarska kotlina basin formed during the post-volcanic Neogene period. At the end of Miocene (Pannonian–Pontian) the volcanoclastic sedimentation was replaced by a fresh-water lake accumulation in an intramontane, subsidizing basin (clays and silts with sandy intercalations and with admixture of relatively coarse clastics and gravels at debouchures of valleys into the basin).

During Pliocene the tectonic movements caused that the lake gradually regressed to give way to formation of primary drainage network (beginning of neotectonic development period). During the Late Pliocene (?) there sedimented the oldest fluvial formations of the region – sandy gravels of the Hron (Banská Bystrica) Formation – which crop out near Žarnovica.

Intense activation of tectonic processes at the Neogene–Quaternary boundary resulted in the development of present day type of relief composed of depressions – and their surroundings, accompanied by progressive dissection of valleys and by formation of fluvial terrace accumulations (especially of the Hron river). As indicated by preserved Early Pleistocene and older Middle Pleistocene sediments, the then sedimentation environment of the Hron river must have been very extensive, shifted towards NW and characteristically little dissected (flat). The depression was acquiring its recent aspect since the beginning of younger phase of Middle Pleistocene, it means, during the Rissian glacials (since the beginning of formation of recent middle terraces). The reason for this was mainly the revival of neotectonic activity and distinctly periglacial character of sedimentary environment of the depression. This type of development of fluvial and terrestric accumulation continued also during the latest glacial (Late Pleistocene) and during Holocene. The Quaternary paleogeography is characterized by a distinct tendency of the Hron river to gradually shift from NW to SE, i. e. towards its left hand side.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE VTÁČNIKA A HORNONITRIANSKEJ KOTLINY

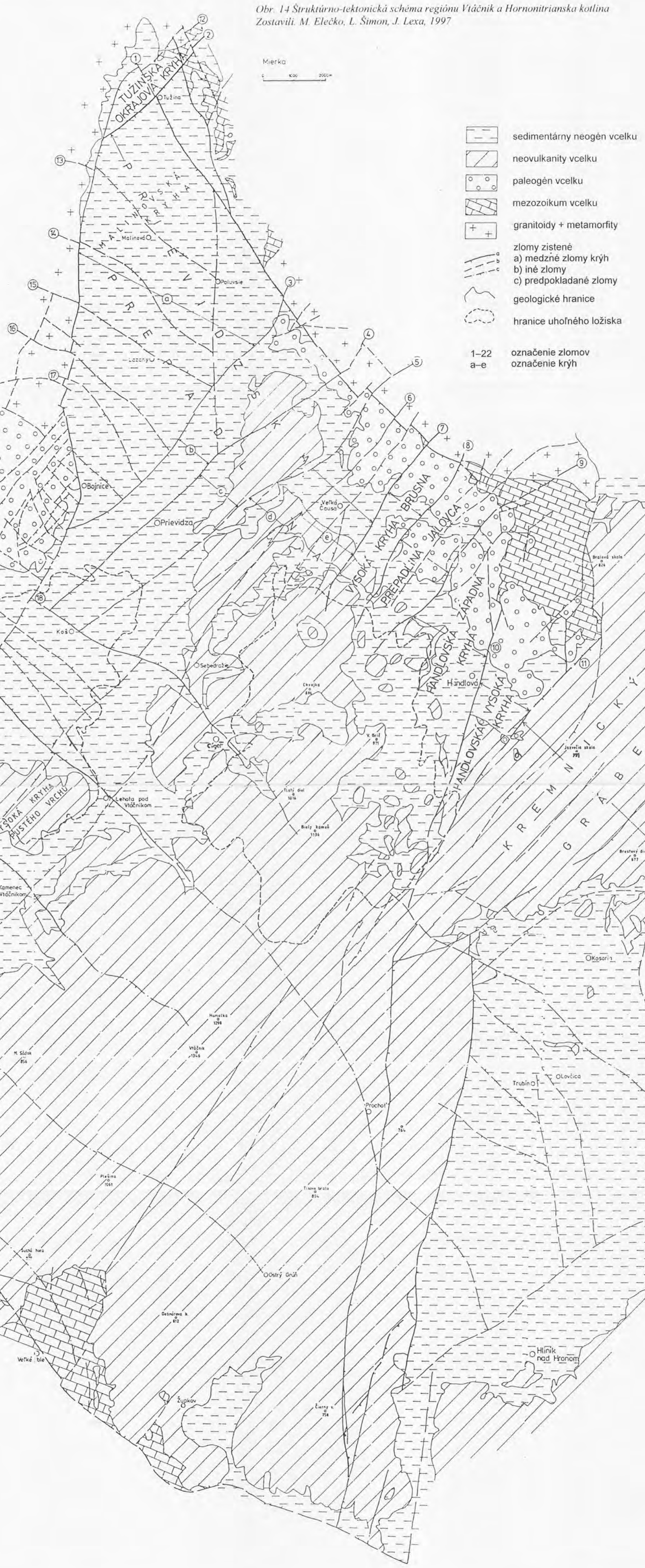
Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Preklad do angličtiny: RNDr. Bohumil Molák, CSc.
Príprava textu na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

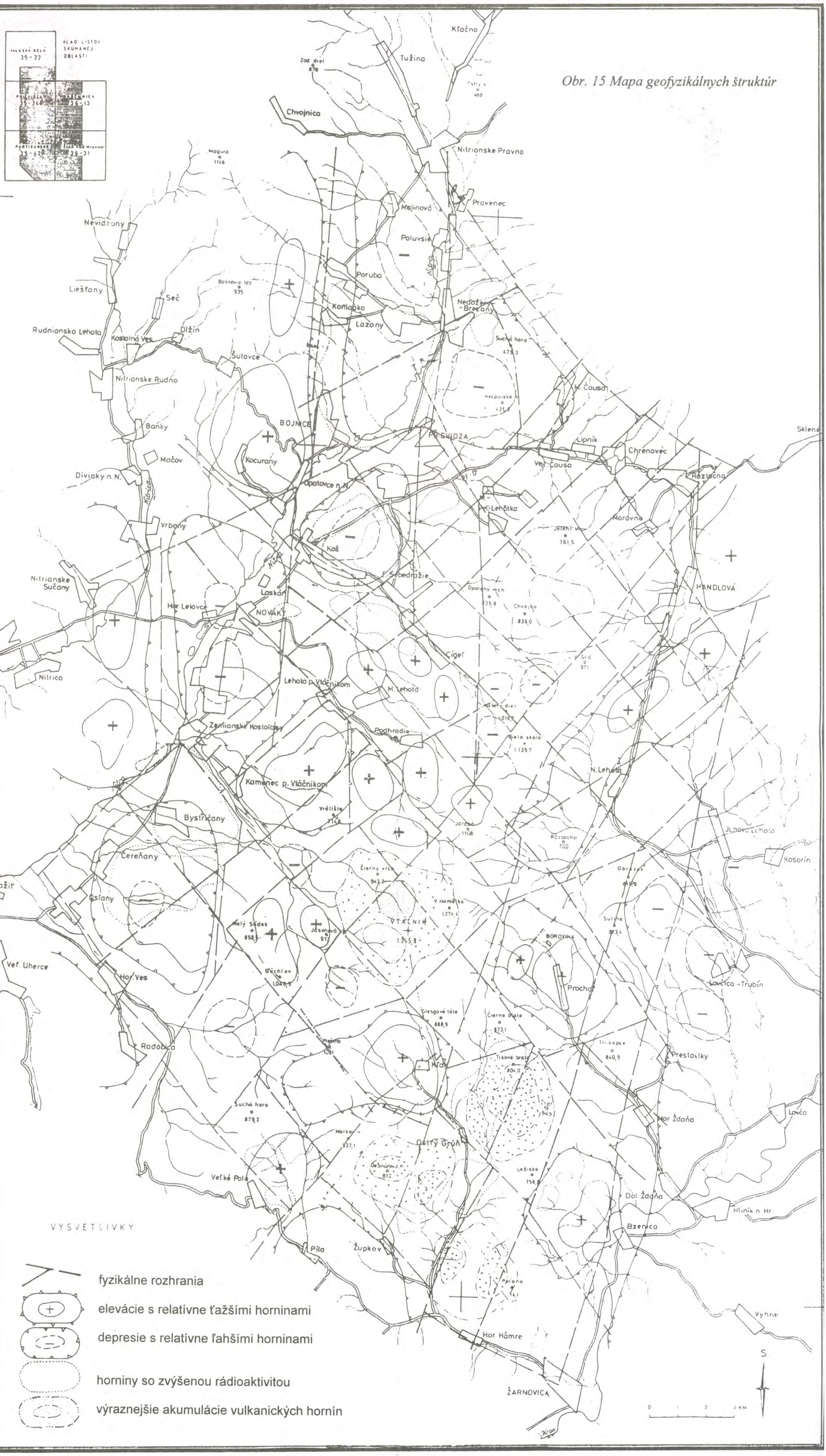
ISBN 80-85314-75-4

Obr. 14 Štruktúrno-tektonická schéma regiónu Vtáčnik a Hornonitrianska kotlina
Zostavili. M. Elečko, L. Šimon, J. Lexa, 1997



- sedimentárny neogén vcelku
- neovulkanity vcelku
- paleogén vcelku
- mezozoikum vcelku
- granitoidy + metamorfity
- zlomy zistené
  - a) medzné zlomy krýh
  - b) iné zlomy
  - c) predpokladané zlomy
- geologické hranice
- hranice uhoľného ložiska
- 1–22 označenie zlomov
- a–e označenie krýh

Obr. 15 Mapa geofyzikálnych štruktúr


KLAD LISTOV SKUMANEJ OBLASTI
VYSVETLIVKY
fyzikálne rozhrania
elevácie s relatívne ťažšími horninami
depresie s relatívne ľahšími horninami
horniny so zvýšenou rádioaktivitou
výraznejšie akumulácie vulkanických hornín
Kŕačno
Tužina
Chvojnica
Nitrianske Pravno
Pravenec
Malinová
Poluvsie
Poruba
Nevidzany
Liešťany
Seč
Rudnianska Lehota
Kostolná Ves
Dlžín
Šutovce
Nitrianske Rudno
Baňky
Mačov
Diviaky n.N.
Vrbany
Nitrianske Sučany
Hor.Lelovce
Laskár
NOVÁKY
Nitrica
Lehota p.Vtáčnikom
M.Lehota
Zemianske Kostoľany
Podhradie
Kamenec p.Vtáčnikom
Bystričany
Čereňany
Pažiť
Ostratý
Hor.Ves
Vef. Uherce
Radobica
Veľké Pole
Píla
Župkov
Kocurany
Opatovce n.N.
Koš
Čigeľ
Kamanka
Lazany
Nedožery-Brezany
Lipník
Chrenovec
Ves.Čausa
Rázlučna
Morovna
HANDLOVÁ
Jelenie
Opálený vrch
Chvojka
Biela skala
N.Lehota
Jacovce
Kosorín
Obrázok
Sulina
Lovčica-Trubín
Prochot
Prestavlky
Hor.Ždaňa
Lovča
Dol.Ždaňa
Hliník n.Hr.
Bzenica
Vyhne
ŽARNOVICA
Kron
Suchá hora
Čierny vrch
Jasenová
Tisové brale
Čierne skaly
Trí kopce
Marková
Ležisko
Piana
Kňaz
Bachlov
Malý Šidok
V.Homôlka
Jaroslavá
Ráztoka
Sklené
BOJNICE
PRIEVIDZA
VTÁČNIK
BOROVINA
Nepomická h.
Bachovic lúč
Magura
Zad.diel
Biela skala
Suchá hora
Čierny vrch
Jaroslavá
Ráztoka
Nepomická h.
Bachovic lúč
Zad.diel
Jelenie
Opálený vrch
Chvojka
Marková
Ležisko
Piana
Kňaz
Bachlov
Malý Šidok
V.Homôlka
Jaroslavá
Ráztoka
Sklené
Tri kopce
Tisové brale
Čierne skaly
Tlesgové tále
Suchá hora

ISBN 80-85314-75-4