

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE BRANISKA A ČIERNEJ HORY

1 : 50 000

Zostavil: MILAN POLÁK

s kolektívom autorov: STANISLAV JACKO, ANNA VOZÁROVÁ, JOZEF VOZÁR, PAVOL GROSS, JÁN HARČÁR, MICHAL ZACHAROV, B. BALÁŽ, PAVOL LIŠČÁK, PETER MALÍK, MICHAL ZAKOVIČ, STANISLAV KAROLI, MICHAL KALIČIAK



VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Vedecký redaktor:

doc. RNDr. MICHAL KALIČIAK, CSc.

Predseda edičnej rady:

RNDr. JOZEF VOZÁR, CSc.

Členovia edičnej rady:

RNDr. V. BEZÁK, CSc., RNDr. D. BODIŠ, CSc., RNDr. M. ELEČKO, CSc.,
RNDr. M. GARGULÁK, CSc., RNDr. P. GRECULA, DrSc., RNDr. V. HANZEL,
CSc., RNDr. J. HATÁR, CSc., Ing. J. HRTUSOVÁ, doc. RNDr. M. KALIČIAK,
CSc., RNDr. A. KLUKANOVÁ, CSc., RNDr. P. KOVÁČ, PhD. RNDr. J. LEXA,
CSc., RNDr. J. MELLO, CSc., RNDr. M. POLÁK, CSc., RNDr. M. POTFAJ,
CSc., RNDr. M. RAKÚS, CSc., RNDr. D. VASS, DrSc., doc. RNDr. A.
VOZÁROVÁ, DrSc. M. POLÁK, S. JACKO, A. VOZÁROVÁ, J. VOZÁR, J. HARČÁR,
P. GROSS, T. SASVÁRI, M. ZACHAROV, B. BALÁŽ, S. KAROLI, P. MALÍK, M.
ZAKOVIČ, P. LIŠČÁK

STANISLAV JACKO, ANNA VOZÁROVÁ, JOZEF VOZÁR, PAVOL GROSS, JÁN HARČÁR, MICHAL ZACHAROV, B. BALÁŽ, PAVOL LIŠČÁK, PETER MALÍK, MICHAL ZAKOVIČ, STANISLAV KAROLI, MICHAL KALIČIAK

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE
BRANISKA A ČIERNEJ HORY

1 : 50 000

Zostavil: MILAN POLÁK



VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

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

ISBN 80-85314-65-7

OBSAH

ÚVOD (M. Polák) _____	7
GEOMORFOLOGICKÉ ČLENENIE (M. Polák) _____	8
PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV (S. Jacko, M. Polák a J. Vozár) _____	10
GEOLOGICKÝ VÝVOJ A CHARAKTERISTIKA JEDNOTIEK (A. Vozárová, S. Jacko, M. Polák, P. Gross, M. Kaličiak a S. Karoli) _____	16
Varíska etapa _____	16
Tatrikum – severné veporikum (A. Vozárová a S. Jacko) _____	16
Hronikum (A. Vozárová) _____	19
Severné gemerikum (A. Vozárová) _____	19
Alpínska etapa (M. Polák) _____	20
Popříkrovové formácie _____	21
Paleogén – Alpínska molasa (P. Gross) _____	21
Neogén (M. Kaličiak a S. Karoli) _____	22
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS _____	23
Severné veporikum _____	23
Staršie paleozoikum (A. Vozárová a J. Vozár) _____	23
Kryštalínium – komplex Patrie _____	23
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová) _____	28
Perm – korytnianske súvrstvie _____	28
Mezozoikum (M. Polák) _____	29
Trias _____	29
Veporikum _____	30
Staršie paleozoikum – kryštalínium _____	30
Lodinský komplex (S. Jacko a M. Zacharov) _____	31
Miklušovský komplex (S. Jacko a M. Zacharov) _____	40
Komplex Bujanovej (S. Jacko) _____	45
Mladšie paleozoikum _____	59
Vrchný karbón (S. Jacko) _____	59
Perm veporika Čiernej hory (A. Vozárová a S. Jacko) _____	60
Brusnianske súvrstvie (saxón) _____	61
Predajnianske súvrstvie (tűring) _____	63
Mezozoikum _____	66

Trias (M. Polák)	66
Jura (M. Polák a S. Jacko)	70
Hronikum – Chočský príkrov	76
Mladšie paleozoikum	76
Karbón – Nižnobiačianske súvrstvie (A. Vozárová a S. Jacko)	76
Perm – Malužinské súvrstvie – ?spodný – vrchný perm (A. Vozárová a S. Jacko)	77
Trias (M. Polák)	80
Gemerikum	87
Mladšie paleozoikum	87
Spodný karbón (T. Sasvári, S. Jacko a A. Vozárová)	87
Črmeľská skupina	87
Vrchný karbón (A. Vozárová)	94
Dobšinská skupina	94
Rudnianske súvrstvie	95
Hámorské súvrstvie	96
Perm (A. Vozárová)	97
Krompašská skupina	97
Knolské súvrstvie	97
Petrovohorské súvrstvie	97
Novoveské súvrstvie	99
Meliatikum (S. Jacko a T. Sasvári)	99
Paleogén (P. Gross)	104
Vnútrokarpatský paleogén	104
Neogén (M. Kaličiak a S. Karoli)	116
Kvartér (J. Harčár)	118
Spodný pleistocén	119
Stredný pleistocén	120
Vrchný pleistocén	121
Holocén	122
TEKTONIKA (S. Jacko, J. Vozár a M. Polák)	124
HYDROGEOLOGIA (P. Malík a M. Zakovič)	149
NERASTNÉ SUROVINY (B. Baláž a S. Jacko)	165
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA BRANISKA A ČIERNEJ HORY (P. Liščák)	176
LITERATÚRA	182
A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF BRANISKO AND ČIERNA HORA MTS.	197

ÚVOD

Geologická mapa Braniska a Čiernej hory s príľahlou časťou Šarišskej vrcho-
viny v mierke 1:50 000 zobrazuje územie východného okraja interníd Západných
Karpát (okrem jadrového pohoria – Braniska – aj veporikum Čiernej hory
a gemerikum). Územie budujú komplexy kryštalinika, paleozoika, mezozoika,
patriace k rôznym tektonickým jednotkám Západných Karpát, centrálnokarpat-
skému paleogénu, neogénu a kvartéru.

Geologická mapa a vysvetlivky predstavujú spoločné dielo, na ktorom sa po-
dieľali pracovníci Geologického ústavu Dionýza Štúra (Geologickej služby
Slovenskej republiky) v Bratislave, katedry geológie a mineralógie fakulty BERG
Technickej univerzity v Košiciach a Pedagogickej fakulty Univerzity P. J.
Šafárika v Prešove.

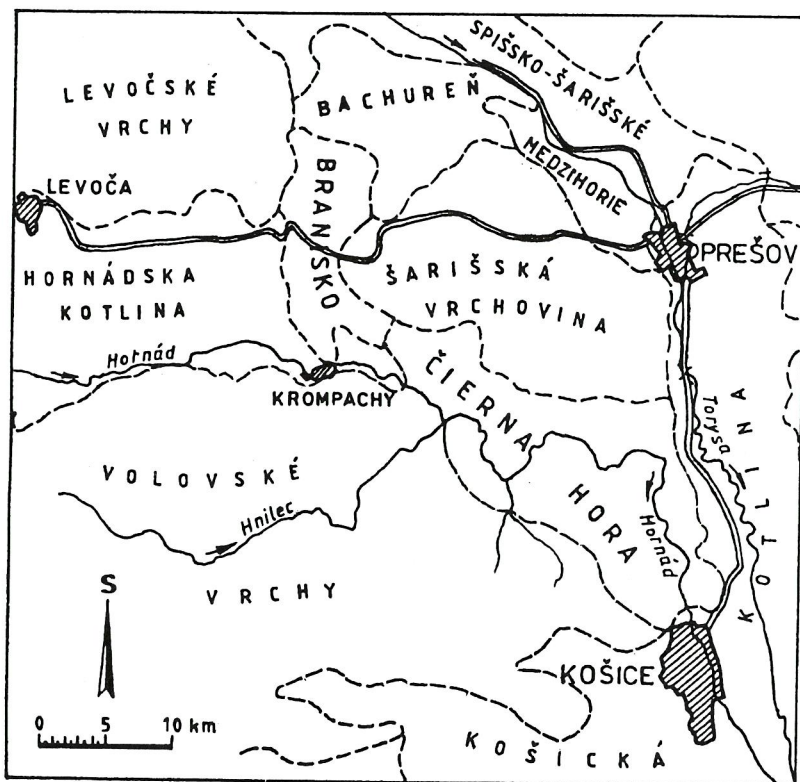
Autorský kolektív zároveň zhodnotil a využil výsledky jednak ďalších pracov-
níkov – špecialistov Geologického ústavu Dionýza Štúra a Slovenskej akadémie
vied (E. Planderová, O. Samuel, P. Snopková, E. Köhler), jednak podklady
starších prác pracovníkov iných organizácií.

Hlavnou náplňou vysvetliviek je objasnenie geologického vývoja a geologic-
kej stavby územia s využitím najnovších poznatkov. Vysvetľujúci text o geoche-
mickom vývoji a stavbe územia dopĺňajú údaje o hydrogeológii a nerastných
surovinách. Vo vysvetlivkách sú zhrnuté aj geofaktory životného prostredia s
hlavným dôrazom na svahové deformácie.

Pracovný kolektív, ktorý zostavil predkladané vysvetlivky ku geologickej
mape Braniska a Čiernej hory, bol takýto: Milan Polák, Stanislav Jacko, Anna
Vozárová, Jozef Vozár, Ján Harčár, Pavel Gross, Tibor Sasvari, Michal Zacha-
rov, Bartolomej Baláž, Stanislav Karoli, Peter Malík, Michal Zakovič, Pavel
Liščák.

GEOMORFOLOGICKÉ ČLENENIE

Územie, znázornené na predkladanej mape, patrí podľa regionálno-morfologického členenia MAZÚRA a LUKNIŠA (1980) do Západných Karpát. Pohorie Branisko patrí do fatransko-tatranskej oblasti, Čierna hora do Slovenského rudohoria a Šarišská vrchovina do podhôr'no-magurskej oblasti (obr. 1).



Obr. 1 Geomorfologické členenie územia geologickej mapy Braniska a Čiernej hory (MAZÚR a LUKNIŠ, 1978)

Západnú, resp. severozápadnú časť mapy tvorí pohorie Branisko s výrazným horským masívom Smrekovica na severe, budovaným kryštalinickým jadrom, mladopaleozoickým a mezozoickým obalom a výrazným chočským prikrivom, ktorý tvoria prevažne hrubé komplexy dolomitov. Tieto dolomity v severnej časti predstavujú výrazný krasový fenomén. Územie je charakteristické typickými kaňonovitými údoliami, bizarnými skalnými útvarmi, bránami, stĺpmi a pod. (obr. 1).

Severne od Braniska mapa zahŕňa aj časť Bachurne s miernym reliéfom, ktorý je odvodený od paleogénnych sedimentov.

Južnú časť Braniska tvorí výrazný horský masív Sľubica, budovaný kryštalinickými horninami s mladopaleozoickými klastickými sedimentmi a mohutným komplexom mezozoických metamorfovaných hornín patriacich k severnej časti veporika.

Úzkymi výbežkami mapa zasahuje na západe do Popradskej kotliny, na juhozápade do Hornádskeho podolia.

Severnú časť mapy tvorí Šarišská vrchovina, ktorú budujú sedimenty paleogénu Podtatranskej skupiny. Charakteristickým morfológickým znakom sú chrby pretiahnuté v smere S–J, oddelené hlboko zarezanými dolinami.

Južnú, podstatnú časť mapy tvorí Čierna hora. Morfológicky predstavuje stredohorský, značne diferencovaný reliéf, ktorého centrálnu časť tvoria Bujanovské vrchy s dlhými pretiahnutými hrebeňmi smeru SV–JZ, oddelenými pomerne hlbokými dolinami, budované predovšetkým kryštalinickým bujanovským komplexom, paleozoickými a mezozoickými komplexmi, výrazne vyvinutými v oblasti vodnej nádrže Ružín.

Smerom na východ prechádza do Hornádskeho predhoria, ktoré budujú predovšetkým dolomitové komplexy triasu, paleogénne sedimenty a ďalej na východ prechádza do neogénnych sedimentov Košickej kotliny.

Severnú časť pohoria tvoria Sopotnické vrchy, ktoré sú budované predovšetkým triasovými dolomitovými komplexmi a na sever prechádzajú paleogénnymi sedimentmi do Šarišskej vrchoviny.

V strede Čiernej hory sa nachádzajú aj Pokryvy, ktoré sú v južnej časti tvorené paleozoickými a v severnej časti mezozoickými komplexmi; ďalej na juh prechádzajú do Slovenského rudohoria.

Územie predkladanej mapy je výrazne diferencované riečnou sieťou. Južnú časť územia odvodňuje Hornád, ktorý ňou preteká, severná časť Braniska a Šarišskej vrchoviny je odvodňovaná do povodia Torusy.

PREHLAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Výsledky komplexne orientovaného výskumu i tematických štúdií v posledných dekádach zaraďujú územie regiónu k najpreskúmanejším oblastiam interníd Západných Karpát. Základné údaje o jeho stavbe, litostratigrafii a vzťahoch v kontexte Západných Karpát obsahujú už klasické práce ŠTÚRA (1869), HAUERA (1869), resp. UHLIGA (1903).

Významným prínosom pre hlbšie poznanie geologických pomerov regiónu sú práce z povojnového obdobia. V súbornej geologicko-tektonickej štúdii Braniska, Sľubice a západnej časti Čiernej hory opísal RÖSING (1947) hlavné typy hornín kryštalinika oboch oblastí, postrehol ich rozdiely, odlíšil mezozoikum chočského príkrovu v severnej časti Braniska a stratigraficky začlenil základné litotypy obalovej sekvencie oboch pohorí. Jej pospodnotriasové súvrstvia zaradil ku krížňanskému príkrovu.

Rozvoj poznatkov o zložení a stavbe Čiernej hory súvisí s projektmi päťdesiatych rokov. V roku 1954 predložil FUSÁN et al. spolu s geologickou mapou prvú komplexnú charakteristiku litostratigrafických celkov územia v úseku Margecany–Kysak. Upozorňuje na jeho zložitú, polygénne formovanú stavbu, na zavrásnenie a zakorenenie obalových súvrství do kryštalinika, na prevažne tektonizovaný styk súvrství a na šupinovitú stavbu na styku gemerika s „tatrikom“ Čiernej hory. Odlíšil obalový karbón pri sv. okraji kryštalinika Čiernej hory a trosky karbónu i permu „gemerika“ na obalovom mezozoiku v oblasti Spáleného vrchu. Vychádzajúc z petrografických štúdií ŠALÁTA (1954a, b, c) uvádza zloženie reprezentatívnych typov hornín kryštalinika permu a charakterizuje podstatnú časť horninovej náplne obalového mezozoika. V roku 1958 analogicky spracoval jv. úsek pohoria medzi Kysakom a Košicami.

Na základe litostratigrafie mezozoika Braniska a Čiernej hory FUSÁN (1960) dokumentuje zreteľnú metamorfózu najmä jurských súvrství. Základné informácie o petrografii kryštalinika západnej časti Čiernej hory, resp. Sľubice, o distribúcii a vzájomných vzťahoch jeho horninových typov spracovali PTÁK (1955) a KAMENICKÝ (1958a, b). V súvislosti s nálezom molybdenitovej mineralizácie uvádza RADZO (1958) i petrochemickú charakteristiku ťahanovského granodioritu a jeho aplitických diferenciátov.

Spodný karbón priľahlého gemerika zaradili ANDRUSOV a MATĚJKA (1931) do novovyčlenenej fylitovo-diabázovej série, ktorú ANDRUSOV (1958) nazval rakoveckou sériou. FÖLDVÁRI (1948) upozornil na šupinovitú stavbu jej stykovej zóny s „tatrielmi Čiernej hory“. Geologicko-tektonické problémy severného okraja gemerika synteticky prehodnotil MAHEL (1953). Definoval severogeme-

ridnú synklinálu, litostratigrafický charakter a vzťahy jej výplne, zdôvodnil jej alpínsky vývoj a výstižne opísal karbón na južných svahoch Sľubice, ktorý zaradil k jeho obalovej sekvencii a na základe flóry určenej F. Němejcom do vestfálu A–C. Petrografiou obliakov bindtsko-rudnianskych zlepcov opísal KRIST (1954).

Prvú ucelenú syntézu litostratigrafie, geologického a tektonického vývoja regiónu obsahujú vysvetlivky k prehľadným geologickým mapám 1 : 200 000, listom Vysoké Tatry (FUSÁN et al., 1963) a Košice–Zborov (MATĚJKA et al., 1964). Konceptia vývoja a širších vzťahov jednotiek regiónu vychádza z prác MÁŠKU a ZOUBKA (1961) – kryštalinikum, RÖSINGA (1947) a FUSÁNA et al. (1954), FUSÁNA (1958, 1960) – chočský príkrov, obalové jednotky, FUSÁNA et al. (1953), MAHELA (1953), KAMENICKÉHO a MARKOVEJ (1957), IVANOVA (1957) a KAMENICKÉHO (1957) – gemerikum, resp. MARSCHALKA (1966) – paleogén.

V monografickom spracovaní geológie Západných Karpát kryštalinikum oboch pohorí zaraduje KAMENICKÝ (in MAHEL et al., 1967) do novovyčlenenej jarabskej, resp. kohútskej série. MAHEL (l. c.) na základe kriedových štruktúr odlišuje tri antiklinóriá (smrekovické, sľubické a črmeľské), budované rozdielnym typom predvrchnokarbónskeho kryštalinika a tri synklinóriá (lačnovské, harakovské a hornádske), vyplnené odlišnými sériami krížňanskej jednotky, resp. v lačnovskej synklinále i chočskými dolomitmi.

V ďalšej etape sa výskum regiónu koncentroval na objasnenie latentne nedoriešených problémov. Už v roku 1971 doložil JACKO kriedový vývoj stavby, symetrologické i časové vzťahy jz. ukloneného zošupinatenia jednotiek Čiernej hory a príahľého gemerika s hlbinne založenou strižnou zónou, ktorej čiastkovým prejavom je margecijska línia. V roku 1975a vyčlenil v kryštaliniku pohoria tri litofaciálne komplexy hornín, ktoré v roku 1985 redefinoval na oblastné litostratigrafické jednotky: miklušovský komplex, lodinský komplex a komplex Bujanovej. V roku 1979a poukázal na polyfázový a rytmický vývoj uklonených prešmykových zón na JZ a ich prednostné zakladanie na styku mechanicky kontrastných horninových celkov, ich zahusťovanie smerom na JZ, na transpozíciu súvrství do kliváže ich tektonitov, najmä v príahľom gemeriku. Vo veporiku Čiernej hory vyčleňuje tri regionálne disjunktívne zóny s bradlovým štýlom stavby, priestorovo analogické margecijskej strižnej zóne. Tieto vzťahy potvrdili i HROUDA et al. (1988) na základe analogickej pozície štruktúrnych paragenez a magnetickej stavby v Branisku, Čiernej hore a v príahľom gemeriku.

DIVINEC (1979) akceptuje názor RÖSINGA (1947) o zastúpení krížňanského príkrovu v hrabkovskom mezozoiku. MAHEL (1986) konštatuje prítomnosť šupín krížňanského príkrovu v tektonicky exponovanej zóne severného okraja antiklinória Smrekovice. Mladšie paleozoikum a spodný trias tejto zóny zaraduje k obalovej jednotke, harakovské mezozoikum porovnáva so sekvenciami hronského synklinória a zdôrazňuje tektonické ohraničenie kryštalinika Smrekovice od JZ kluknavským zlomom. Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory

vymedzené JACKOM (1985) považuje za alpínske príkrovy – každý s obalovou sukcesiou, pričom ružínska sekvencia je analógom struženickej sekvencie, hrabkovská veľkobočkým ekvivalentom križňanského príkrovu. V podloží odkrytého kryštalinika pohoria vystupuje tatrcké kryštalinikum s mezozoickým obalom (l. c.). V roku 1995 interpretuje kluknavský zlom ako vrchnokriedový posun sprádzaný kulisovito-bradlovým štýlom stavby.

Súčasnú poznatky o stavbe, distribúcii a litostratigrafii horninových komplexov Sľubice sú založené na výsledkoch výskumov ZACHAROVA (1986–1995). V roku 1992 doložil kontinuálne pokračovanie lodinského a miklušovského komplexu do masívu Sľubice a rotáciu horninových sekvencií do smeru SZ–JV na systéme šindliarskych zlomov.

GRECULA et al. (1990) sumarizujú základné štruktúrne geologické charakteristiky margecianskej (košicko-margecianskej; l. c.) strižnej zóny a považujú ju za pravý posun. Analogický zmysel pohybu tejto štruktúry uvádza GAZDAČKO (1994).

JACKO et al. (1995) korelujú lodinský komplex kryštalinika Čiernej hory so strednou litotektonickou jednotkou varískej stavby tatroveporického kryštalinika (BEZÁK, 1994), miklušovský komplex, komplex Bujanovej a kryštalinikum Braniska s jeho vrchnou litotektonickou jednotkou (l. c.). Trosky mladšieho paleozoika na jure v oblasti Spáleného vrchu začleňujú k štureckému príkrovu a zdôrazňujú význam popaleogénnych prešmykov uklonených na SV v stavbe regiónu.

Vzájomné vzťahy granitoidov a plášťa v kryštaliniku Bujanovej opísal JACKO v roku 1979b. Petrografické relácie granitoidov Bujanovej študoval KAMENICKÝ (1977). FABIÁN a KAMENICKÝ (1985) prehodnotili geologicko-petrografické pomery veporického kryštalinika medzi Margecanmi a Kluknavou. Petrografiou horninových typov kryštalinika Sľubice a ich vzájomné vzťahy charakterizoval ZACHAROV (1992, 1993). JACKO a PETRÍK (1987) prezentovali súbornú petrologiu granitoidov veporika Čiernej hory a ich metalogenetického potenciálu. JABLONSKÁ (1993) opisuje morfometriu a komplementárne charakteristiky zirkónov granitoidov Čiernej hory.

Termodynamické podmienky varískej metamorfózy kryštalinika Čiernej hory sú publikované v prácach JACKO et al. (1990), KORIKOVSKIJ et al. (1990). Faciálny vývoj predalpínskej metamorfózy severnej časti kryštalinika Braniska charakterizovala VOZÁROVÁ (1993). Dislokačne anchimetamorfné prepracovanie obalového vrchného karbónu pohoria, resp. vrchnokarbónskych metagranitov príkrovových trosiek na Spálenom vrchu doložil KORIKOVSKIJ et al. (1989, 1992).

Petrografický charakter vrchnokarbónskej obalovej sekvencie na sv. svahoch Bystrej opísal JACKO (1975a). Jej prítomnosť na sv. okraji kryštalinika Sľubice doložil ZACHAROV (1993).

VOZÁR a VOZÁROVÁ (1988) zaradili mladopaleozoické súvrstvia Braniska, Sľubice a príkrovovú trosku na Spálenom vrchu k nižnobocianskemu, resp. maluzinskému súvrstviu hronika. V roku 1985 vyčlenili v Branisku permské obalové korytnianske súvrstvie.

Prvé litostratigrafické členenie permskej sekvencie Čiernej hory a komplexnú charakteristiku jej vulkanitov spracoval JACKO (1981a, b). V roku 1986 VOZÁROVÁ (in VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1986) korelovala obalový perm Čiernej hory s brusnianskym a predajnianskym súvrstvom ľubietovskej skupiny. Severne od Sľubice obe súvrstvia odlíšil a opísal ZACHAROV (1993, 1995). VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) syntetizujúco – v západokarpatských reláciách – prehodnotili vzťahy vrchnopaleozoických sekvencií regiónu.

POLÁK a PLANDEROVÁ (1987) vyčlenili v mezozoiku hronika severných svahov Braniska vrchnotriasové vyšnoslavkovské vrstvy. V roku 1987 POLÁK zaradil mezozoikum spolu s podložným mladším paleozoikom k štureckému príkrovu hronika a definoval základné litostratigrafické jednotky triasu príkrovu. POLÁK (1987) spracoval severnú časť Braniska a definoval základné litostratigrafické jednotky. Podobne (1987) bola spracovaná základná litostratigrafia a definícia jurského sedimentačného cyklu Braniska a západnej časti Čiernej hory. JACKO (1987) doložil prítomnosť keuperu, oveľa väčšie rozšírenie lunzkých vrstiev v jv. časti Čiernej hory a nedostatok dôvodov na rozlišovanie dvoch samostatných litostratigrafických jednotiek mezozoika vo veporiku Čiernej hory. Podrobnú litostratografiu mezozoika veporickej časti Čiernej hory s konštatovaním jeho monoklinálneho (na sever) uloženia spracoval POLÁK (1994). GRECULA (1994) uvažuje o mladopaleozoickom vývoji mezozoika MAHELOM (MAHEL et al., 1967) vyčlenenej ružinskej série Čiernej hory.

Najspodnejšiu litostratigrafickú jednotku priláhlého gemerika – „črmeľskú sériu” – vymedzil MÁŠKA, 1957 (in FUSÁN, 1959, ktorý ju zaradil do karbónu). Analogický – karbónsky vek sekvencie predpokladá KADLEC (1968) na základe absencie litologických a geofyzikálnych rozdielov karbónu a črmeľskej série. JACKO (1975a) vyčlenil v črmeľskej sérii dve súvrstvia predvestfálskeho veku. SLAVKOVSKÝ (in JACKO et al., 1975) ju považuje za ekvivalent rakoveckej série. Podľa GRECULU (1982) črmeľská séria obsahuje všetky tri súvrstvia novodefinovanej volovskej skupiny pojataj do črmeľského príkrovu (l. c.).

Črmeľskú sériu na črmeľskú skupinu redefinovali BAJANÍK a VOZÁROVÁ (in BAJANÍK et al., 1983). Jej spodnokarbónsky vek (turnén–visén) sporomorfami doložila SNOPKOVÁ (in BAJANÍK et al., 1986). VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) ju členia na tri súvrstvia, podrobne opisujú ich litofaciálne vzťahy a charakteristické metamorfne paragenézy. Analogicky člení a megaštruktúrnou pozíciou črmeľskej skupiny sa zaoberá SASVÁRI (1992). Geotektonicky ju VOZÁROVÁ (1993) považuje za vulkanicko-sedimentárny produkt neskorovariskeho intrasutúrového bazénu rakoveckého terénu gemerika. GRECULA (1994) ju pokladá za akrečnú

výplň karbónskeho bazénu meliatskeho typu situovaného v stykovej zóne veporika a gemerika.

Vrchnokarbónske, permské, resp. mezozoické (meliatske) sekvencie gemerika sú z aspektov litostratigrafie a stavby spracované najmä v monografii VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) a v prácach KADLEC (1968), JACKO (1979a), ROZLOŽNÍK a SLAVKOVSKÝ (1979), BAJANÍK et al. (1983), MAHEL (1986), NOVOTNÝ a MIHAL (1987), JACKO et al. (1996).

Litostratografiu, paleogeografiu a stavbu vnútrokarpatského paleogénu regiónu podrobne spracoval MARSCHALCO (1960, 1962, 1966) a jeho jv. úsek MOLNÁR (in KALIČIAK et al., 1991). Neogénne súvrstvia regiónu analogicky charakterizovali KAROLI a ZLINSKÁ (in KALIČIAK et al., 1991).

Ne rovnomerný stav poznatkov sa týka kvartéru územia. Podrobné výsledky výskumu kvartéru údolia Hornádu (FUSÁN et al., 1954) doplnil na základe prieskumných prác Váhostavu Žilina JACKO (1975a). Geomorfologické pomery regiónu študovali KARNIŠ a KVITKOVIČ (1972). Fyzicko-geografickú analýzu Šarišskej vrchoviny spracoval HARČÁR (1972), v širšom kontexte – v rámci prešovského okresu HARČÁR a NOVODOMEČ (1982). Kvartér jv. časti územia a geofaktory životného prostredia opísal JANOČKO (in KAROLI et al., 1986). Hydrogeológiu Braniska zhodnotili FRANKOVIČ a TKÁČIK (1980), Čiernej hory FRANKOVIČ (1981) a ŠKVARKA (in KAROLI et al. 1986).

Výsledky geofyzikálnych výskumov regiónu sú sumarizované v prácach TKÁČOVÁ a SPEVÁKOVÁ (1979), MÁJOVSKÝ a TKÁČOVÁ (1983), GNOJEK a FILO (in ŠEFARA et al., 1987), GNOJEK (1987), ŠUCHA (in KAROLI et al., 1986) a GNOJEK et al. (1991).

Komplexný výskum hydrotermálnej mineralizácie Braniska, Čiernej hory a priľahlej časti gemerika spresnil jej paragenetické, štruktúrne a časové relácie a vyústil do zhodnotenia metalogenetického potenciálu územia. V roku 1962 NOVOTNÝ, STEJSKAL a VAVRDA študovali rozsah a litofaciálno-štruktúrne vzťahy U-Mo mineralizácie v perme a kryštaliniku Sľubice a západnej časti Čiernej hory. JACKO et al. (1975) objasňujú príčiny kontrastu intenzity zrudnenia v Čiernej hore a gemeriku, vzťah zrudnenia k tektonike a paragenetické asociácie hydrotermálnej mineralizácie v oboch jednotkách. JACKO (1983) doložil väzbu hydrotermálnych paragenéz na vrchnokriedové – ponásunové štruktúry, rozstrih paragenéz v strižných zónach margecianskeho typu a ich depozíciu v profile kryštalinika až jury. JACKO et al. (1984) opísali nález, štruktúrne a genetické vzťahy barytovej mineralizácie v Čiernej hore (JACKO, 1984), na základe komplexného výskumu zhodnotili metalogenetický potenciál Braniska a Čiernej hory. BALÁŽ (1992) spresnil sukcesiu a štruktúrne väzby hydrotermálnych paragenéz vo veporickom úseku regiónu.

Kvantitatívny odhad prognózných zdrojov predterciálnych komplexov oboch pohorí spracovali BARTALSKÝ et al. (1991). Vyčlenením piatich etáp s deviatimi

prínosovými periódami spresnili JACKO a BALÁŽ (1993) sukcesívne a štruktúrne vzťahy hydrotermálnej mineralizácie vo veporiku Čiernej hory.

Na zostavenie predkladanej geologickej mapy boli použité novospracované i publikované mapové podklady. V mierke 1: 25 000 boli vyhotovené geologické mapy Braniska, listy Lipany (POLÁK et al., 1985), Krompachy – severná časť pohoria (POLÁK et al., 1987), Prešov – hrabkovské mezozoikum (POLÁK, 1987), Prešov 4 (KAROLI et al., 1986), Košice 2 (KAROLI et al., 1987), Košice 4 (KAROLI et al., 1989). Paleogén Šarišskej vrchoviny, Bachurne a Levočských vrchov do mapy regiónu kartograficky pripravili v mierke 1:25 000 GROSS et al., 1996.

Oblasť Sľubica–Vyšná dolina v mierke 1:10 000 spracoval ZACHAROV (1993), oblasť Čierna hora a príľahlé gemerikum v úseku Margecany–Ružín JACKO, širšiu oblasť Sokol–Trebejov JACKO (1981), príľahlé gemerikum v úseku Košice–Košické Hámre SASVÁRI (1992), gemerický perm medzi Richnavou a Krompachmi VOZÁR a TOMEK (1993). Ostatné úseky Čiernej hory a gemerika v mierke 1:10 000 spracoval kolektív JACKO, SASVÁRI, ZACHAROV a BALÁŽ.

Kvartér Braniska a príľahlého vnútrokarpatského paleogénu pre mapu regiónu pripravil HARČÁR, v ostatných úsekoch územia JACKO a HARČÁR (1993).

GEOLOGICKÝ VÝVOJ A CHARAKTERISTIKA JEDNOTIEK

VARÍSKA ETAPA

Tatrikum – severné veporikum

Varíske, prípadne ?predvaríske orogénne udalosti sú v reliktoch zachované v kryštalických masívoch v severnej časti Braniska, v Sľubici a v Čiernej hore. Do varískej etapy začleňujeme i postorogénne karbónske a permské sedimenty.

V severnej časti Braniska, v masíve Patrie a Smrekovice, je kryštalikum tvorené sillimanitovo-granátovo-biotitovými rulami, granulitovými rulami a migmatitmi, s nepatrným zastúpením amfibolitov a granátových amfibolitov. Tento vysoko metamorfovaný komplex obsahuje relikty Grt-Bt-Ky granoblastitov indikujúcich podmienky „in situ” dehydratačnej anatexie metapelitov, prebiehajúcej pri vysokom tlaku a vysokej teplote (VOZÁROVÁ, 1993). Túto kompresnú fázu vystriedala dekompresná izotermická fáza, ktorú reprezentuje minerálna asociácia Sil + Bt + Qtz. Dekompresná fáza spojená s prínosom flúid znamenala procesy migmatitizácie celého komplexu a tiež následnú migráciu taveniny a intrúziu suprakrustálnych magmatických telies. Vek týchto procesov je predpermický na základe nálezov týchto hornín v permských sedimentoch postorogénneho korytnianskeho súvrstvia. Na ich detailnejšie vekové zaradenie je nutné precízne rádiometrické datovanie.

Korytnianske súvrstvie reprezentuje súbor prevažne hruboklastických sedimentov s max. hrúbkou 200–300 m, ktorý svojím litologickým zložením odráža kontinentálne sedimentačné prostredie (piedmontné aluviálne vejáre), v extenznom bazéne grabenového typu. Sedimenty korytnianskeho súvrstvia ležia uhlovo nesúhlasne na komplexe kryštalinika masívu Patrie a zároveň sú oddelené stratigrafickým hiátom a skrytou nesúhlasnosťou od nadložných, spodnotriasových sedimentov lúžňanskeho súvrstvia.

Generálne kryštalické masívy Sľubice a Čiernej hory reprezentujú, v porovnaní s masívom Patrie, metamorfity relatívne vyššej krustálnej úrovne. Migmatity s restitmi drobnozrnných biotitových rúl sú v bujanovskom komplexe asociované s magmatitmi tonalitovo-granodioritovej skupiny a tiež s dvojsľudnými rulami a amfibolitmi, v ktorých minerálne asociácie indikujú P-T podmienky amfibolitovej fácie. Tieto horniny sú prevažne silno retrográdne prepracované (miklušovský a lodinský komplex).

Fylonity a diafторizované svory lodinského komplexu obsahujú relikty metamorfovaných minerálnych asociácií indikujúcich až strednostupňové podmienky metamorfózy (staurolitová zóna).

Kryštalínikum Čiernej hory a Sľubice je typickým reprezentantom mladovariskej, metamorfne inverznej príkrovovej stavby tatroveporického fundamentu Západných Karpát, zastúpenej jej vrchnou a strednou litotektonickou jednotkou v zmysle BEZÁKA (1994). Bázu vrchnej jednotky tvorí miklušovský komplex, jej vyššiu časť komplex Bujanovej. Stredná jednotka je zastúpená lodinským komplexom (JACKO, VOZÁR a POLÁK, 1995).

Migmatity, ruly ± amfibolity a intrafoliačné telesá leukogranitov miklušovského komplexu tvoria najmä severovýchodný lem lodinského komplexu, sporadicky (Kluknava) vystupujú i pri jeho juhozápadnom okraji. Typomorfné fázy kremenno-dvojsľudových rúl komplexu (Ms + Bt + Pl + Q + Ksp + Grt + Sill) indikujú ich vznik v P-T podmienkach amfibolitovej fácie metamorfózy (JACKO, 1975). Analogický charakter paragenéz rúl a stromatoliticko-nebulitických migmatitov i terénne a štruktúrne relácie dokumentujú ich vývoj v spoločnej etape regionálne synkinematickej metamorfózy. Po nasledujúcej dekompresii intrudovali medzifoliačne telesá leukogranitov, ktorých fluidná fáza, prinajmenšom v kontaktných aureolách, podmienila vývoj K žilcových oftalmitických migmatitov so zvýšeným obsahom muskovitu (l. c.).

Komplex Bujanovej vystupuje, okrem sopotníckeho telesa, pri juhozápadnom okraji kryštalínika, v úseku medzi Margecanmi a Košicami. Tvoria ho prevažne varisky neskoroorogénne granitoidy. V reliktoch plášťa (najmä na južných svahoch Bujanovej) sú zastúpené žuloruly, oftalmitické migmatity, ruly a amfibolity. Retrográdna zonálnosť granátov biotitických rúl a ďalšie petrograficko-štruktúrne údaje (cf. JACKO et al., 1990) dokumentujú značné prepracovanie pôvodnej synkinematicky regionálnej paragenézy komplexu periplutonickým efektom granodioritov pri teplote 620–625 °C a tlaku 400–450 Mpa (l. c.). Solidifikáciu granodioritov v severozápadnom úseku komplexu nasledovalo formovanie autometamorfovaných granitov (JACKO, 1975).

Lodinský komplex zaberá axiálnu časť kryštalínika Sľubice a Čiernej hory. Tvoria ho intenzívne diafторitizované ruly, svory, lokálne medzifoliačne polohy amfibolitov a fylonity týchto hornín. V restitoch variskej synkinematicky regionálnej metamorfózy sú zachované paragenézy zodpovedajúce T-P podmienkam 520–540 °C a cca 300 Mpa (KORIKOVSKIJ et al., 1990).

Lodinský komplex sa v celom rozsahu, podľa alpínsky viacnásobne reaktivovanej násunovej plochy, tektonicky stýka s miklušovským komplexom, resp. s komplexom Bujanovej. Primárne neovarisky vek tohto násunu je preukázaný rádiometricky (311–331 Ma, Ar-Ar z muskovitu; DALLMEYER, osobná informácia) i prítomnosť klastík všetkých troch komplexov kryštalínika v detritickom súvrství

vrchného karbónu pri severovýchodnom okraji kryštalinika (JACKO, 1975; KORI-KOVSKIJ et al., 1990). To zároveň potvrdzuje obalový charakter súvrstvia.

Detritické metasedimenty vrchného karbónu (oligomiktné metakonglomeráty, pieskovce, metadroby, metaaurelity – JACKO, 1975; ZACHAROV, 1995) lemujú kryštalinikum miklušovského komplexu v nesúvislom pruhu od severovýchodného okraja Sľubice až po Ostrý hrb (juhozápadne od Sedlíc). Podstatná časť súvrstvia vystupuje vo viacnásobne reaktivovanej strižnej zóne založenej na styku kryštalinika a obalových útvarov. Dôsledkom je intenzívna dynamometamorfóza súvrstvia, vývoj niekoľkých systémov kliváže a vytiahnutie obliakov konglomerátov do smeru strižnej zóny SZ–JV. Znaký gradačného, resp. cyklického zvrstvenia sú zachované len v reliktoch. Značne nevytriedený a málo opracovaný klastický materiál tohto tmavosivo sfarbeného súvrstvia je zachovaný v metapsamitoch a sčasti v matrixe metakonglomerátov. Uvedené znaky a zloženie fragmentov poukazujú na krátku dobu transportu a kontinentálne sedimentačné prostredie typu sedimentov riečisk.

Na rozdiel od vrchného karbónu tvorí kontinentálny perm súvislú bázu obalových útvarov Sľubice a Čiernej hory. Pri Kysaku – v oblasti axiálnej depresie kryštalinika – permské súvrstvia kontinuálne prechádzajú zo sv. ramena alpínskej vrásovej stavby pohoria na jej jv. rameno, čo s generálne jednotným vývojom permu na oboch ramenách štruktúry potvrdzuje depozíciu permských súvrství v spoločnom sedimentačnom priestore.

Permské molasové sekvencie Sľubice a Čiernej hory korelujeme s veporickým permom Ťubietovskej skupiny (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988). Najviac rozšírené sivofialovo sfarbené bazálne časti sa obvykle začínajú nesúvislým horizontom zlepcov. Nad ním je vyvinutý monotónny komplex metaarkózových drôb s polohami prachovcov, bridlíc a zlepcov. V jeho bazálnej časti (miestami priamo na granodiorite) je vyvinutý nepriebežný horizont ryolitovo-dacitových vulkanoklastík a vulkanitov (napr. severovýchodne od Veľkej Lodiny), resp. prevažne extruzívny horizont andezitových vulkanitov (Hol'a–Pod Sivec; JACKO, 1986).

Charakterom a distribúciou facií indikujú sedimenty brusnianskeho súvrstvia kontinentálne sedimentačné prostredie typu zdvočených riek s nízkou sínusoidou, s prevahou hrubých vrstiev korytových sedimentov s reliktmi dnovej výplne distribučných koryt.

V nadloží brusnianskeho súvrstvia je miestami zachované predajnianske súvrstvie (severovýchodné svahy Sľubice, úseky Ovčie–Klenov, Malá Lodina–Obišovce, Sokol–Družstevná nad Hornádom). Litologicky, zložením klastov i zafarbením sa výrazne líši od brusnianskeho súvrstvia. V súbore sedimentov prevládajú zelenosivé pieskovce a bridlice s polohami zlepcov, ktoré sú bohaté na klastickú sľudu a úlomky kryštalickej bridlice. Sekvencia vznikla v kontinentálnom, aluviálnom sedimentačnom prostredí s typickými faciami horných i dolných častí aluviálnych vejárov a piedmontových záplavových nížin.

Od nadložného, spodnotriasového, lúžňanského súvrstvia je predajnianske súvrstvie oddelené prerušením sedimentácie a skrytou uhlovou diskordanciou. Dokumentuje to najmä výrazný nárast zrelosti klastického materiálu v spodnom triase. Styk permských súvrství s podložnými i nadložnými sekvenciami je prevažne tektonizovaný.

Hronikum

Mladopaleozoické sedimenty sú zachované na báze trosiek štureckého príkrovu. Reprezentujú ich obidve súvrstvia – permské malužinské i vrchnokarbónske nižnobocianske. Hoci ich hrúbka je značne tektonicky redukovaná, zachovávajú si svoje typické litologické znaky (in VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1981; 1988). Malužinské súvrstvie je zložené zo súboru červených, cyklicky usporiadaných fluviálnych a fluviálno-jazerných sedimentov; obsahuje charakteristický člen, telesá tholeiitových bazaltov a ich vulkanoklastík. Nižnobocianske súvrstvie, svojim litologickým zložením zodpovedajúce deltovo-jazernému sedimentačnému prostrediu, je zložené z cyklicky sa striedajúcich pieskovcov a bridlíc sivej a čiernej farby.

Mladopaleozoické sedimenty hronika vznikali v divergentnom, riftovom sedimentačnom bazéne, ktorý vznikol na kontinentálnej kôre súbežne so vznikom varískej kolíznej sutúry.

Severné gemerikum

V reliktoch silno alpínsky redukovanej jednotky severného gemerika sú zaznamenané udalosti spojené s polyfázovým uzatváraním varískej mobilnej zóny. Spodnokarbónska flyšová sekvencia črmel'skej skupiny reprezentuje výplň intrasutúrového zvyškového bazénu, ktorý vznikol ako odraz bretónskych pohybov, signalizujúcich vyvrcholenie subdukčno-akrečných procesov v tejto zóne. Pokračovanie skracovania malo za následok uzatvorenie spodnokarbónskeho bazénu, nízko-
stupňovú metamorfózu jeho výplne a následné prerušenie v sedimentácii. Nový sedimentačný cyklus sa začal až vo vestfále. Na geologickej mape Braniska ho reprezentujú deltovo-morské balvanovité zlepenice rudnianskeho súvrstvia a iba relikty silno tektonicky redukovaného paralického hámorského súvrstvia. Tieto relikty morskej molasy uhlovo nesúhlasne prekrývajú sekvencie spodnokarbónskej črmel'skej skupiny. Reprezentujú zvyšky výplne neskoroorogénneho okrajového bazénu. Poslednú etapu kolízneho štádia odzrkadľujú kontinentálne spodnopermské sedimenty krompašskej skupiny, predovšetkým sekvencie knolského a petrovohorského súvrstvia. Sú to kontinentálne uloženiny vznikajúce v bazénoch spojených s transformným režimom v závere varískej kontinentálnej kolízie.

Prevládajú fácie aluviálne, aluviálno-jazerné a „playa”, spojené s aridnými klimatickými podmienkami a tektonicky aktívnou znosovou oblasťou. Významnou súčasťou vývoja sedimentačnej zóny je intenzívny alkalicko-vápenatý ryolitovo-dacitovo-andezitový vulkanizmus.

Vrchnopermské terigénno-evaporitové formácie novoveského súvrstvia, zachované najmä v širšej oblasti severného gemerika mimo mapovaného územia, sa stali súčasťou počiatku alpínskeho sedimentačného cyklu.

ALPÍNSKA ETAPA

Sedimentácia formácií alpínskej etapy v priestore karpatskej sústavy je charakterizovaná predovšetkým sedimentáciou v marinnom prostredí. Značný podiel však majú aj sedimenty kontinentálnych, lagunárnych podmienok. Vo všeobecnosti sú v západokarpatských jednotkách v alpínskom cykle vyvinuté sedimenty od transgresívnych sekvencií spodného triasu do strednej kriedy.

Tektonické jednotky boli sformované počas alpínskych orogenetických pohybov.

Po následnej denudácii došlo k transgresii paleogénnych sedimentov.

V severnej časti Braniska sa v dôsledku zložitej tektonickej stavby na povrchu zachovali len veľmi obmedzené sedimentárne sekvencie tatrika. Sú to hlavne klastické sedimenty bazálneho lúžňanského súvrstvia a nadložné pelitické sedimenty spodného triasu, ktoré odrážajú sedimentáciu v plytkých vodných bazénoch, resp. občasných vodných tokoch v semiaridných podmienkach. Vyššie mezozoické členy tatrika v tejto oblasti nie sú známe.

Južnú časť Braniska a Čiernu horu budujú kryštalické a mezozoické komplexy severnej časti veporika. Mezozoické komplexy Braniska a Čiernej hory sú teda v pozícii identickej sekvencie Veľkého boku Nízkych Tatier. V tomto regióne ich označujeme ako sekvencia Braniska a Čiernej hory.

Mezozoické komplexy sa začínajú transgresívnou spodnotriasovou klastickou sedimentáciou, reprezentujúcou plytkovodné morské prostredie, resp. sú to sedimenty občasných tokov v semiaridných podmienkach. Stredný trias reprezentuje karbonátová sedimentácia platformového typu zastúpená gutensteinskými vápenkami anisu a ramsauskými dolomitmi ladinu. Vrchný trias rudimentárne zastupujú klastické sedimenty lunzkých vrstiev spodného karnu, dolomity vrchného karnu, klastické a karbonátové sedimenty karpatského keuperu. V západnej časti Čiernej hory je najvyšší trias zastúpený karbonátovým súvrstvom kössenských vrstiev. Jurský sedimentačný cyklus je v typickom karbonátovom vývoji a predstavuje veľmi pestrú paletu vápencov. V spodnom liase, ktorý je transgresívny, v spodnej časti prevládajú sivé, tmavosivé, prevažne piesčito-krinoidové a krinoidové

dové vápence, často s rohovcami. Miestami obsahujú nižšie percento klastickej prímеси ako v oblasti Hrabkova a vodnej nádrže Ružín, kde ide prevažne o ružové krinoidové vápence, ktoré zodpovedajú vyššiemu liasu. V ich nadloží, a prakticky v celom regióne, vo vyššom liase sa prehlbuje sedimentačný priestor. Usadzovala sa tu litofácia algäuských vrstiev, resp. flekenmergelu, ktorá je následkom dynamometamorfných procesov výrazne postihnutá. Charakteristickou litofáciou vyššej jury – dogeru–spodného malmu – je málo hrubé súvrstvie pestrých rádioláriových vápencov a rádiolaritov, predstavujúcich najhlbšie sedimentačné podmienky. Najmladšie zachované sedimenty sú v tomto území svetlé, biele, ružové, výrazne lavicovité, mramorizované vápence až mramory, ktorým na základe pozície a korelácie prisudzujeme malmský vek.

V tomto území nie je zaznamenaná prítomnosť sedimentárnych komplexov, ktoré by sme mohli zaradiť do fatrika.

Súvrstvia hronika majú najväčšie zastúpenie v severnej časti Braniska.

Mezozoický sedimentačný cyklus sa začína transgresívnym klastickým súvrstvom kremencov, kremenných pieskocov a nadložných pestrých bridlíc spodného triasu. Hlavnú časť príkrovovej jednotky tvoria triasové karbonáty.

Na báze tejto karbonátovej sekvencie sa vyskytujú časté polohy rauvakov. V nadloží sú vyvinuté polohy gutensteinských vápencov aniského veku. Podstatné časti územia budujú ramsauské dolomity, ktoré charakterizujú ustálenú plytkomorskú sedimentáciu bez akýchkoľvek iných vplyvov. Vo vyššej časti sedimentovali vyňoslavkovské vrstvy – tmavosivé vápence s vložkami bridlíc a v ich nadloží klastické súvrstvie lunzkých vrstiev. Táto pasáž signalizuje tektonický nepokoj v spodnej časti karnu, ktorý sa prejavuje v celom karpatskom pásme. Najvyššie sedimentoval hlavný dolomit vrchného karnu–norika, ktorý odráža veľmi plytké sedimentačné prostredie.

Alpínsku postorogénnu etapu reprezentujú súvrstvia centrálno-karpatského paleogénu.

POPRIKROVÉ FORMÁCIE

Paleogén – Alpínska molasa

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny (v zmysle členenia paleogénu in GROSS, KÖHLER a SAMUEL, 1984) budujú centrálnu a severnú časť regiónu. Sú zachované v úplnom vrstevnom slede počínajúc morskými sedimentmi bazálneho borovského súvrstvia až po najvyššie, prevažne pieskocové bielopotocké súvrstvie.

Vekový rozsah paleogénnych sedimentov morského pôvodu sa pohybuje v rozmedzí priabón až oligocén.

Borovské súvrstvie (bazálna transgresívna litofácia), priabón–spodný oligocén, hrúbka 10–200 m.

Hutianske súvrstvie (ilovcová litofácia), vrchný priabón–spodný oligocén, hrúbka 20–800 m.

Zuberské súvrstvie (flyšová litofácia), najvyšší eocén s maximom sedimentácie v oligocéne, hrúbka 170–300 m.

Bielopotocké súvrstvie (pieskovcová litofácia s polohami mikro-konglomerátového a konglomerátového flyšu), oligocén–?spodný miocén, hrúbka 150–550 m.

Neogén

Neogénny vývoj východoslovenskej panvy v študovanej oblasti sa začal morskou transgresiou karpátu na predterciérne a paleogénne jednotky po predchádzajúcom hiáte v otnangu. Morská transgresia je na báze zaznamenaná bazálnymi lemešianskymi zlepcami teriakovského súvrstvia. Vyššie v tomto súvrství prebiehala hlbokovodná flyšoidná sedimentácia. Na konci tejto sedimentácie došlo k prerušeniu prepojenia s predhlbňou na severe, výraznému splytčeniu a evaporitovej sedimentácii soľnobanského súvrstvia, ktoré však v študovanom území nie je vyvinuté.

Vrchný karpát, reprezentovaný kladzianskym súvrstvím, predstavoval plytkú šelfovú sedimentáciu v pelitickom vývoji. Morské sedimenty spodného a stredného bádenu na mapované územie nezasahujú.

Vo vrchnom bádene stratila východoslovenská panva svoj dovtedy autonómny charakter. Nastali výrazné paleogeografické zmeny a okrem pozdĺžnych (sz.-jv.) a priečných (sv.-jz.) zlomov sedimentáciu kontrolovali aj zlomy s.-j. smeru (známe ako hornátsky zlomový systém). Panva sa otvorila na juhu, smerom do panónskeho bazénu, a od Z a SZ progradovali do bazénu delty. Ich vstup do bazénu je na mape vyznačený fáciou varhaňovských štrkov klčovského súvrstvia. Výraznú tektonickú aktivitu dokumentujú aj kráľovské tufy, ktoré majú regionálne rozšírenie a pôvodne asi predstavovali padané pemzové tufy.

Mladšia sedimentácia už predstavuje regresnú fázu a na územie mapy nezasahuje.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA, MAGMATIZMUS

SEVERNÉ VEPORIKUM

Staršie paleozoikum

Kryštalínikum – komplex Patrie

Kryštalínický komplex Patrie je zložený z vysoko metamorfovaných hornín, predovšetkým rúl a migmatitov s menším zastúpením amfibolitov. Súčasťou komplexu sú dva typy magmatitov – hrubo-zrnné, amfibolovo-biotitové a biotitové granodiority a svetlé drobnozrnné aplitoidné granity.

V rulovo-migmatitovom komplexe boli identifikované relikt granulitovej fácie, zodpovedajúce vyvrcholeniu regionálnej metamorfózy, ktoré následne vystriedala izotermická dekompresná fáza. Vek oboch facií regionálnej metamorfózy zatiaľ nie je doložený rádiometrickými datovaniami. Predpokladá sa, že zodpovedajú kompresnej a dekompresnej fáze toho istého orogénu (VOZÁROVÁ, 1993). Na základe nálezov úlomkov z týchto hornín v permských zlepencoch obalovej sekvencie (korytnianske súvrstvie) je isté, že vek oboch fáz regionálnej metamorfózy je predpermický, najskôr varísky. Na základe charakteru kryštalínika a mladšieho paleozoika komplex Patrie i jeho obal korelovali VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) s oblasťou Starohorských vrchov, ako aj masív Sľubice a podstatné časti Čiernej hory vrátane obalových sekvencií so severnými zónami Veporských vrchov. Z toho vyplynulo zaradenie vymedzených súborov kryštalínika a obalových sekvencií k jednotke severné veporikum sensu VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988).

103 amfibolity stredno-, hrubo-zrnné, miestami granatické a biotitické

Ide o horniny zelenosivej a zelenej farby, masívnej, výrazne usmernenej a páskovanej textúry.

Základnými minerálnymi asociáciami sú Ca amfibol + plagioklas alebo Ca amfibol + plagioklas + granát, ktoré sú asociované s malým množstvom kremeňa a biotitu. Medzi akcesorickými minerálmi boli zistené: apatit, titanit, zirkón. Plagioklasy, pokiaľ sú zachované v reliktoch, zodpovedajú zložením oligoklasu/andezínu až andezínu (An_{25-30}). Sú všeobecne sekundárne zmenené (sericitizácia a saussuritizácia). Biotit vystupuje v amfibolitoch jednak ako primárny, vzniknutý v asociácii s amfibolom a plagioklasom v procese regionálne metamorfnej

kryštalizácie, jednak ako sekundárny, vznikajúci namiesto amfibolu v procese alkalickéj metasomatózy. S amfibolitmi sú asociované i biotitovo-amfibolové ruly, v ktorých popri amfiboloch a plagioklasoch významne stúpa modálny obsah kremeňa a metamorfovaného biotitu I.

V granatických amfibolitoch boli zistené diablastické štruktúry, symplektity amfibolu a plagioklasu. Dokladajú rozpad pôvodných pyroxénov (?magmatických alebo z ?eklogitov). Granáty sú drobné, niekedy pozdĺž puklín, chloritizované, opticky nezonálne a bezfarebné. Tvoria okrúhle, ale i oválne, výrazne predĺžené zrná, orientované paralelne s foliáciou.

Amfibolity bez granátu obsahujú relatívne vysoké množstvo plagioklasov, asociovaných okrem amfibolitu i s menším množstvom biotitu a kremeňa. V týchto varietách sa v akcesorickom množstve vyskytuje i ortoklas. Za predpokladu, že protolit bol zložený okrem bazaltov/andezitov i z vulkanoklastických variet, znamená to rozpad muskovitu (pôvodná pelitová prímes) v prítomnosti kremeňa a plagioklasu pri vysokých stupňoch metamorfózy. Iný draselný živec, mikroklin, vystupuje v K metasomaticky premenených častiach spolu s biotitom II. To značí, že ide o biotit druhej generácie.

Tab. 1 Príklady modálneho zloženia amfibolitov a rúl (%)

	14-B/89	12-B/89	11-B/89	BR-65	BR-67
amfibol	61	32	24	32	20
plagioklas	23	30	45	33	37,5
granáty	7	–	–	–	1
biotit	–	17	10	14	18,5*
kremeň	7	21	21	19	21
K živec	–	sp.	–	2	2*
opakové min.	2	–	–	–	–

* včítane biotitu II; K živec zodpovedá metasomatickému mikroklinu

vz. 14-B/89

sv. od k. 684, nadm. v. 775 m n. m.

vz. 12-B/89

nad cestou Branisko–Široké, opustený lom

vz. 11-B/89

nad cestou Branisko–Široké, opustený lom

vz. BR-65

nad cestou Branisko–Široké, jz. od k. 619, nadm. v. 670 m n. m.

vz. BR-67

nad cestou Branisko–Široké, j. od k. 619

102 hrubozrnné amfibolicko-biotitické a biotitické granodiority

Tvoria telesá v komplexe migmatitov. Prevládajúcim typom sú hrubozrnné, zväčša slabo usmernené, svetlosivo alebo svetlosivozeleno sfarbené granodiority,

miestami so šmuhovitým alebo hviezdicovitým rozmiestnením kryštálov biotitu. Na základe modálneho zloženia prejavujú výraznú afinitu k tonalitom.

K základným minerálom v štruktúre patrí kremeň, plagioklasy (An_{20-28}) a ortoklas (tab. 2). Pomerné zastúpenie plagioklasu voči ortoklasom je variabilné, pričom s klesaním obsahu ortoklasu priamoúmerne stúpa obsah tmavých minerálov, predovšetkým biotitu, pri tonalitových varietách i amfibolu. Štruktúra týchto granitoidov je všeobecne nerovnomerne zrnitá s anhedrálным-subhedrálным vývojom mafických minerálov, subhedrálными živcami a anhedrálным kremeňom. Medzi akcesorickými minerálmi boli zistené: rutil, zirkón, granáty, apatit, vzáčne monazit.

V komplexe granitoidov došlo k procesom alkalickej metasomatózy, s ktorými je spojený vznik nepravidelných zŕn mikroklínu a prejavy muskovitizácie. Okrem toho možno pozorovať premeny minerálov spojené so sekundárnymi procesmi – sericitizácia a kaolinizácia živcov, chloritizácia biotitu. Všeobecne sú granitoidy postihnuté kataklastickou deformáciou, ktorá dosahuje variabilnú intenzitu (undulozita kremeňa i živcov, deštrukcia štruktúry, procesy segmentovania a drvenia kryštálov).

Tab. 2 Modálne zloženie granitoidov (%)

	4B-85	20B-85	8B-85 (2)	10B-85	13B-85	8B-85 (1)	5B-85	19B-85
kremeň	29	30	24	24	29	36	40	37
plagioklasy	38	35	48	28	38	39	36	13
ortoklas	7	8	–	33	17	15	11	–
mikropertit mikroklín	15	16	–	–	–	–	–	44
biotit	5	10	14	15	15	9	13	6
muskovit	6	1	–	–	–	1	–	st.
amfibol	–	–	14	–	–	–	–	–
granát	–	–	–	–	1	–	sp.	–

- vz. 4B-85 záver Veľkej Kamennej doliny – kataklázovaný biotitický granodiorit s prejavmi alkalickej metasomatózy
- vz. 20B-85 Poľanovce, s. od obce pri k. 616,0 – biotitický granodiorit s prejavmi alkalickej metasomatózy
- vz. 8B-85(2) Benova dolina, nadm. v. 600 m n. m. – tonalit
- vz. 10B-85 z. od Benovej doliny – granit
- vz. 13B-85 dolina Kanné, nadm. v. 700 m n. m. – biotitický granodiorit
- vz. 8B-85(1) Benova dolina, nadm. v. 610 m n. m. – biotitický granodiorit
- vz. 5B-85 Veľká Kamenná dolina, svah, nadm. v. 850 m n. m. – drobnozm. granodiorit
- vz. 19B-85 Poľanovce, v oblasti k. 616,0 – drobnozm. granitoid, silno mikroklínizovaný

101 granaticko-biotitické a granaticko-sillimaniticko-biotitické ruly, granulitické ruly

Spolu s amfibolitmi predstavujú najstarší litologický člen kryštalinika Patrie, ktorý je zachovaný v reliktoch uprostred komplexu migmatitov a anatektických granitoidov. Makroskopicky sú to tmavosivé, skôr drobnostredozrnné horniny, výrazne usmernenej masívnej textúry, miestami s tenkými svetlými prúžkami kremeňovo-živcového metatektu. Teplotno-tlakové podmienky vzniku týchto rúl sú charakterizované asociáciou minerálov granát + biotit + K živce + plagioklas ± sillimanit ± kyanit. Zistené minerálne asociácie, teplota a tlak vypočítané na základe minerálnych termobarometrov indikujú metamorfné podmienky blízke granulitovej fáci (VOZÁROVÁ, 1993). Dokumentujú to i jadrá granátov s vysokým obsahom pyropovej zložky (22–27 %), ako aj dobre zachované kryštály kyanitu. Rozsah teplôt vypočítaný termobarometrickými metódami široko varíruje a indikuje vyvrcholenie metamorfózy v rozmedzí 675–770 °C pri tlaku okolo 630 Mpa. Približne túto teplotu a tlak indikuje i minerálna asociácia almandín + kordierit + sillimanit + kremeň, ktorá zatláča asociáciu s kyanitom. Za predpokladu, že podmienky pri vyvrcholení metamorfózy zodpovedali vyššiemu tlaku (indikované reliktnými kyanitmi), metamorfná dráha bola sledovaná izotermickou dekompresiou za poklesu tlaku pri približne rovnakej teplote. Stabilizáciu dekompresného štádia indikuje asociácia muskovit + kremeň po sillimanite + K živci, čo indikuje teplotu okolo 580 °C pri tlaku 1 kbar a 660 °C pri tlaku 3 kbar (exper. dolož. STORRE a KAROTKE, 1972).

Tab. 3 Modálne zloženie rúl (%)

	7/B-85	12/B-85	2/B-85	6/B-85	13/B-85	14/B-85	18/B-85
kremeň	30,5	27	32	32	29	14	27
plagioklas	27,5	28	31	33	38	34	28
ortoklas	7	16	10	9	17	11	16
biotit	29	23	22	23	15	32	23
granát	6	6	3	3	1	9	6
muskovit	–	–	2	–	–	–	–

vz. 7/B-85	Benova dolina
vz. 14/B-85	dolina Kanné, nadm. v. 810 m n. m.
vz. 18/B-85	Poľanovce, lom s. od obce
vz. 12/B-85	s. od doliny Kanné
vz. 2/B-85	Veľká Kamenná dolina
vz. 6/B-85	Dlhá dolina
vz. 13/B-85	dolina Kanné

100 migmatity s reliktnými metamorfítami granulitovej fácie

Prevládajú migmatity s výrazne páskovanou textúrou, so šlirovite rozloženými šmuhami biotitu. V zmysle pôvodnej klasifikácie SEDERHOLMA (1926) je možné rozlíšiť celú škálu migmatitov od arteritov po nebulity. Štruktúra migmatitov značne varíruje, čo je spôsobené nielen rozplývavými prechodmi medzi substrátom a metatektom, ale aj pomerným zastúpením melanozómu a leukozómu. Leukozóm je zložený z kremeňa, plagioklasu a ortoklasu. Prúžky a šlíry paleosomu sú zložené predovšetkým z biotitu, ktorý je asociovaný miestami s malým množstvom granátu a so sillimanitom. Z akcesorických minerálov je bežný apatit a zirkón. Regresnú formu metamorfózy v migmatitoch dokumentuje vznik muskovitu + kremeňa, rozpad sillimanitu + K živca, čo podľa petrogenetickej siete zodpovedá teplote 580 °C, resp. 660 °C pri tlaku 1 kbar, resp. 3 kbar (STORRE a KAROTKE, 1972), a teda taktiež izotermickej dekompresii.

Príklad modálneho zloženia migmatitov (vz. 17/B-85 – s. od k. Patria):

Kremeň	Plagioklas	Ortoklas	Biotit	Muskovit
22 %	33 %	12 %	32 %	1 %

99 svetlé drobnozrnné aplitoidné granity

Intrudujú do komplexu migmatitov, rúl a anatektických granitoidov. Majú rovnomerne zrnitú, relatívne všesmerne orientovanú štruktúru s anhedrálnym vývojom svetlých minerálov. V porovnaní s usmerneným hrubozrnným granodioritom obsahujú predovšetkým väčšie množstvo kremeňa. Z ostatných svetlých minerálov vystupujú v štruktúre plagioklas oligoklasového zloženia a ortoklas. Z tmavých minerálov je prítomný iba biotit. Z akcesorických minerálov sa nachádza zirkón, apatit, rutil, granáty, titanit.

Prejavy intenzívnej alkalickej metasomatózy boli zistené i v aplitoidných granitoch. Novotvary živcov reprezentuje mikroklin, mikroklin-pertit, mikroperit. Asociované sú s kremeňom II, muskovitom a apatitom.

Príklad modálneho zloženia aplitoidného granitu (vz. 19/B-85 – Poľanovce):

Kremeň	Plagioklas	Mikroperit + mikroklin	Biotit	Muskovit
37 %	13 %	44 %	6 %	sporadicky

Zo sekundárnych premien dominuje chloritizácia a baueritizácia biotitu a sericitizácia plagioklasov.

Mladšie paleozoikum

Perm – korytnianske súvrstvie

98 metamorfované hrubozrnné arkózové droby s polohami zlepcov a piesčitých bridlíc; ?vrchný perm (200–300 m)

Korytnianske súvrstvie ako litostratigrafickú jednotku definovali VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988). Vystupuje iba v niekoľkých izolovaných výskytoch na sever od priesmyku Branisko a pri západnom obmedzení pohoria, na východ od obce Korytné. Tektonicky redukované sú výskyty v doline Svinky a menší výskyt polymiktných metazlepcov (Zvolanská dolina) pri východnom obmedzení Braniska.

Korytnianske súvrstvie dosahuje hrúbku 200–300 m. Súvrstvie je zložené z hruboklastických sedimentov nízkeho stupňa minerálnej a štruktúrnej zrelosti, pestrého zafarbenia, bez významnejších prejavov synsedimentárnej vulkanickej činnosti. Vek sedimentov korytnianskeho súvrstvia nie je doložený biostratigraficky. Do permu sa zaraďuje na základe litologického zloženia a nesúhlasného uloženia v nadloží komplexov kryštalinika a v podloží spodotriasových sedimentov.

Určujúcimi litologickými znakmi korytnianskeho súvrstvia sú: hrubé (1,5–2 m) a nerovnomerné vrstvy s ostrými alebo eróznymi kontaktmi, časté erózne korytá s dnovou výplňou, pozvoľné zmenšovanie veľkosti zrna smerom do vrchných častí celej sekvencie, prítomnosť malých aluviálnych sedimentačných cyklov vo vrchných častiach súvrstvia. Cykly v hrúbke 2–3 m sú zložené v spodných častiach z hrubozrnných svetlosivozelených pieskovcov a vo vrchnej časti z fialovosivých piesčitých bridlíc a horizontálne laminovaných prachovcov.

Pieskovce svojím petrografickým zložením zodpovedajú arkózovým drobám. Príklady modálneho zloženia sú uvedené v tab. 4.

Na zložení klastických sedimentov sa v hlavnej miere podieľajú kremeň, plagioklasy a draselné živce, okrem toho klastické sľudy, úlomky acidných vulkanitov, svorov, pararúl, metakvarcítov. Z minerálov ťažkej frakcie sa v pieskovcoch zistili zná zirkónu, rutilu, titanitu, apatitu a granátu.

Tab. 4 Modálne zloženie pieskovcov korytnianskeho súvrstvia (%)

	BR-5	BR-2	BR-21B	BR-304	BR-253	BR-23
kremeň	24	33	40	24	37	50
plagioklasy	9	15	1	15	8	12
alk. živce	9	20	20	14	9	15
klast. sľudy	3	1	–	2	3	2
úlom. hornín	12	–	–	–	1	5
úlom. vulk.	1	–	–	4	9	1
matrix	42	31	41	41	33	15

BR-5: hrebeň, na Z od doliny Veľká Svinka, na S od priesmyku Branisko
BR-2: dolina Veľká Svinka, na JZ od k. Smrekovica
BR-21/B: Petrova hora, západný svah, v nadm. v. 950 m
BR-304: horná časť doliny Veľkej Svinky
BR-253: lok. detto z BR-304
BR-23: 400 m na S od k. Smrekovica v nadm. v. 1 080 m, v hrebeni Vyšný Slavkov

Obliakový materiál v zlepenoch tvorí kremeň, aplity, migmatity, biotitické ruly, svory, metakvarcity, fylity, acidné vulkanity.

V sedimentoch sa objavujú tenké polohy s redeponovaným acidným vulkanoklastickým materiálom. Reprezentuje ich pôvodne vitroklastický materiál, úlomky porfyrických výrastlíc kremeňa, plagioklasu, alkalického živca a biotitu. Nie je možné jednoznačne určiť, či pochádzajú zo synsedimentárnych vulkanických centier, alebo z relatívne starších, v každom prípade tiež mladopaleozoických vulkanitov.

Stupeň premeny sedimentov korytnianskeho súvrstvia nepresahuje P-T podmienky hranice anchizóny a nízkoteplotnej časti fácie zelených bridlíc. Sedimenty sú však výrazne tlakovo deformované. Výsledkom toho je výrazná bridličnosť a kataklastická deformácia klastických zrn.

Sedimentárne znaky, morfológia vrstevných telies a pestré zafarbenie dokladajú kontinentálne sedimentačné prostredie s plytkými a strmo uklonenými korytami aluviálnych vejárov. Sú to uloženiny signalizujúce intenzívnu tektonickú aktivitu v znosovej i v akumuláčnej zóne.

Mezozoikum

Trias

97 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce a pestré sl'udnaté bridlice; spodný trias (max. 120 m)

Klastiká spodného triasu tvoria prevažnú časť obalovej sekvencie Braniska. Vystupujú v pruhu od obce Šindliar a tiahnu sa západným smerom až do oblasti južne od kóty 1 200 Smrekovica a končia sa na tektonickej línii južne od Poľanoviec.

Bazálne časti súvrstvia väčšinou tvoria konglomeráty sivej a ružovej farby. Obliaky, prevažne tvorené kremeňom, dosahujú maximálnu veľkosť 5 cm. Smerom do nadložia možno pozorovať výrazné gradačné zvrstvenie. Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové, hnedasté lavicovité (10–100 cm) kremence, resp. kremenné pieskovce, prípadne droby.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 75–95 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Z akcesorických minerálov je zastúpený predovšetkým zirkón. Len ojedinele je prítomný rutil. Nestabilnú zložku zastupuje predovšetkým sericit. Živce sú reprezentované predovšetkým plagioklasmi. K živce sú prítomné len sporadicky. Vo vyššej časti súvrstvia sa nepravidelne vyskytujú vložky a vrstvičky hnedastých sericitických a ílovitých bridlíc.

Vek súvrstvia nie je priamo doložený. Na základe analógie v ostatných pohoriach Západných Karpát a postavenia vo vrstevnom slede ho zaradujeme do spodného triasu – do jeho spodnej časti.

96 pestré ílovité, sericitické bridlice s vložkami kremencov („kampilské vrstvy”); spodný trias (max. 50 m)

Prechod zo spodného súvrstvia je pozvoľný, predovšetkým formou jemnozrných kremencov a pieskovcov. Bridlice sú sivé, zelenkavé, červené, fialové ílovité, často sericitické až kremité. Obsahujú vložky jemnozrných a kremitých pieskovcov. Tieto vložky dosahujú hrúbku maximálne 10 cm. Súvrstvie je často silno tektonicky postihnuté, niekedy až mylonitizované. Miestami obsahuje šošovky piesčitých vápencov. V najvyšších častiach súvrstvia sa nachádzajú zriedkavé šošovky žltosivých a hnedosivých rauvakov.

Stratigraficky ich považujeme „per analogiam” s ostatnými jadrovými pohoriami centrálnych Západných Karpát za vyššiu časť spodného triasu.

Mladšie litostratigrafické jednotky tatrika (obalová sekvencia) v Branisku nevystupujú na povrch. V severnej časti Braniska na povrch nevystupujú ani sukcesie mezozoika krížňanského prikrovu. MAHEL et al. (1967) predmetné súvrstvia tatrika označil ako „lipovecká séria”, krížňanskej jednotky. Je potrebné konštatovať, že v tomto prípade ide o autochtónne bazálne súvrstvia.

VEPORIKUM

Staršie paleozoikum – kryštalinikum

Veporické kryštalinikum zaberá podstatnú časť hlavného chrbta Čiernej hory, hrebeňový úsek a j. svahy Sľubice. Patrí k alpínsky najintenzívnejšie tektonicky metamorfovaným úsekom kryštalinika Západných Karpát. Biostratigraficky nie je datované. Jeho predpokladaný staropaleozoický vek (JACKO, 1978, 1985) vyplýva z modelového veku olova z hydrotermálne redistribuovaného galenitu v metamorfitech kryštalinika (370–376 mil. r.; JACKO a BALÁŽ, 1993), z predbežných výsledkov rádiometrického datovania mladovaríškeho presunu jeho

jednotiek (330–312 mil. r., Ar-Ar; DALLMEYER, osobná informácia) a z prítomnosti klastov už presunutých jednotiek v mladopaleozoických obalových sekvenciách.

Veporické kryštalinikum Čiernej hory a Sľubice členíme v zmysle JACKA (1985) na tri litostratigrafické jednotky: spodnú – lodinský komplex, strednú – miklušovský komplex a vrchnú – komplex Bujanovej. Styk jednotiek je tektonický. Je zvýraznený niekoľko desiatok až stoviek m hrubými zónami fylonitov komplementárnych jednotiek, vo foliácii ktorých sú často zakorenené šupiny obalových sekvencií. Tektonity stykových zón vznikali v troch hlavných etapách redukcie priestoru kryštalinika regiónu: 1. v mladovarískej etape (DALLMEYER, l. c.), 2. paleoalpínskej etape (obliaky tektonitov i obalových sekvencií v bazálnych konglomerátoch vnútrokarpatského paleogénu), 3. pri postpaleogénnom formovaní regionálne významných posunových zón smeru SZ–JV (inkorporované segmenty paleogénnych súvrství).

L o d i n s k ý k o m p l e x

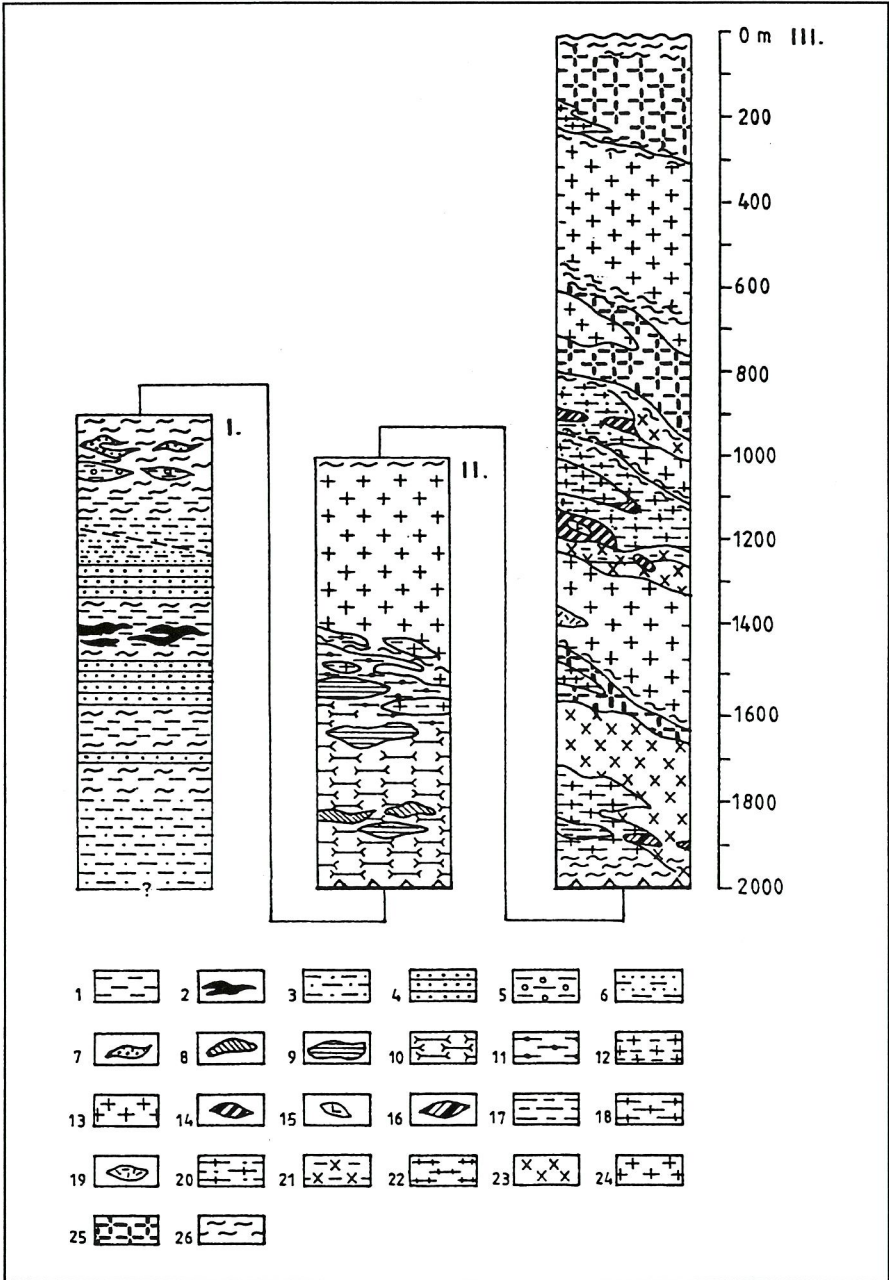
Zaberá axiálnu časť kryštalinika (obr. 2). Typický preň je nedostatok granitoidov, detailné prevrásnenie varískej vrásovej stavby v smere SZ–JV alpínskymi vrásami a rozsiahla viacetapová diafťoréza metamorfítov. Jeho štruktúrnú i lito-logickú osnovu tvoria rytmické zóny fylonitov šírky 10–100 m so stredným úklonom prevažne na JZ, zakladané na ramenách, resp. v axiálnych úsekoch alpínskych vrás. Dôsledkom interferencie varískych a alpínskych štruktúr, budi-náže a fylonitizácie hornín komplexu sú nepriebežné šošovkovité relikty litoty-pov varískej metamorfózy, ktoré sa v profile komplexu viacnásobne opakujú.

JACKO a BALÁŽ (1993) spájajú strednodevónsky izotopový vek olova z gale-nitov hydrotermálnych žíl vyplňajúcich alpínske disjunktíva v metamorfítoch komplexu s hydrotermálne exhalačnou aktivitou vulkanicko-sedimentárnej etapy formovania protolitu komplexu. T-P podmienky varískej metamorfózy komplexu nepresiahli úroveň teploty 520–540 °C a tlaku 300 MPa (KORIKOVSKIJ et al., 1990).

95 diafťoritizované dvojsľudné ruly

Vyskytujú sa najmä v severnej, centrálnej, menej v južnej časti lodinského komplexu v úseku Štefanská huta–Ružín.

Je pre ne typická výrazná prevaha muskovitu (sčasti baueritický) nad intenzívne chloritizovaným biotitom. Sericitizované plagioklasy sú šmuhovite deformované. Glomeroblastické agregáty K živca (max. 4,0 mm) sú plnené chloritizovaným biotitom, rudným komponentom, leukoxénom, menej kremeňom, eventuálne apatitom.



Hornina je detailne izoklinálne prevrásnená. Zámky vrás zvyrazňuje akumulácia deformovaných slŕúd, sekrečné šošovky, prípadne súvislejšie prúžky kremeňa. Chloritizovaný biotit je často prerastený muskovitom II, ktorý zároveň tangenciálne dorastá v zámkoch izoklinálnych vrás. Z akcesórií sú zastúpené granát, magnetit, apatit, zirkón a grafitický komponent. Z neodných komponentov sú podstatne zastúpené chlorit, sericit, kremeň a muskovit II. Príklady modálnej variability litotypu obsahuje tab. 5.

V bezprostrednej blízkosti amfibolitových telies – najmä v západnej časti Čiernej hory (Dolinský potok) a na v. svahoch Sľubice – prechádza hornina do granáticko-dvojsľudných rúl hrúbky dm–m s obsahom až 4,3 mm veľkých rotoblastov granátu vyplnených plagioklasom, kremeňom, rudným komponentom a ± biotitom.

94 diaftoritizované drobnozrné a granatické amfibolity

Ich medzifoliačné šošovkovité telesá metrovej, ojedinele i 10–25-metrovej hrúbky sú smerne (SZ–JV) akumulované hlavne v severnom a centrálnom úseku lodinského komplexu sz. od údolia Bystrej. V menej deformovaných úsekoch sú lokálne zachované i prechody amfibolitov – cez amfibolické ruly s ± granátom a granáticko-dvojsľudné ruly do rúl. Styk amfibolitov a rúl však obvykle sprostredkujú zóny fylonitov.

Obr. 2 Litostratigrafická schéma Čiernej hory a Sľubice (podľa JACKA, 1985)

I. – lodinský komplex, II. – miklušovský komplex, III. – komplex Bujanovej (upravili JACKO a ZACHAROV, 1996)

Vysv. k litostratigrafickej schéme kryštalinika Čiernej hory a Sľubice (staršie paleozoikum)
1–7 lodinský komplex: 1 – diaftoritizované dvojsľudné ruly, 2 – diaftoritizované drobnozrné a granatické amfibolity, 3 – diaftoritizované kremenno-dvojsľudné ruly, 4 – diaftoritizované feldspatiticko-kremenné ruly, 5 – diaftoritizované granatické svory so staurolitom, 8 – diaftoritizované drobnozrné muskoviticko-kremenné svory, 7 – tmavosivé muskoviticko-sericiticko-kremenné fylonity s laminami epidoticko-kremenných fylonitov: 8–13 miklušovský komplex: 8 – drobnozrné amfibolity, 9 – diaftoritizované dvojsľudné ruly, 10 – stromatiticko-nebulitické migmatity, 11 – oftalmické migmatity, 12 – hybridné aplitické granity, 13 – aplitické granity: 14–25 komplex Bujanovej: 14 – hrubozrné, miestami pyroxenické amfibolity, 15 – hrubozrné dvojpyroxenické amfibolovce, 16 – drobné až strednozrné amfibolity, 17 – drobnozrné dvojsľudné ruly, 18 – jemnozrné biotitické ruly a oftalmické migmatity s podstatným podielom substrátu, 19 – xenolity rúl, 20 – oftalmické migmatity s podstatným podielom metatektu, 21 – plutonické migmatity, 22 – polymigmatity, 23 – hybridné granitoidy a tonality, 24 – biotitické granodiority, 25 – autometamorfované granity: 26 – tektonity – fylonity, mylonity

Tab. 5 Modálne analýzy svorov a rúl Iodinského komplexu (%)

	1	2	3	4	5	6	7
kremeň	39,1	58,4	56,0	39,7	21,2	35,7	48,1
biotit	8,9	11,8	8,8	18,2	-	16,0	18,5
muskovit	30,5	26,7	16,8	20,2	37,2	21,5	13,3
plagioklas	0,2	0,2	11,8	10,5	-	9,7	12,3
K živec	-	-	5,5	9,3	15,3	13,9	5,9
granát	12,7	0,4	-	1,5	-	1,1	-
staurolit	0,8	0,8	-	-	-	-	-
turalin	0,2	0,2	-	-	-	-	-
rudný komponent	1,2	0,8	0,9	0,5	2,0	1,0	0,9
grafitický komponent	-	-	-	-	2,8	-	0,7
akcesórie	-	0,2	0,2	0,1	0,4	0,7	0,3
sericit	6,4	0,5	+	-	+	+	+
chlorit	-	+	+	+	21,1	0,3	+

- 1 – diaforitizovaný granatický svor, Margecany-Rolova huta, 250 m.jz. od sz. ústia Bujanovského tunela
2 – alpínsky rekryštalizovaný svor, Margecany-Rolova huta, 300 m.jz. a jv. od ústia starého tunela
3 – diaforitizovaná kremenno-dvojsľudná rula, Kluknava, Dolinská dolina, 520 m v. od kóty Bradlo (664 m)
4 – diaforitizovaná dvojsľudná rula, Kluknava, Dolinská dolina, 630 m.jv. od kóty Bradlo (664 m)
5 – diaforitizovaná dvojsľudná rula, Ružín, šachta nad Bujanovským tunelom
6 – diaforitizovaná feldšpatická-kremenná rula, Ružín, šachta nad Bujanovským tunelom
7 – diaforitizovaná feldšpaticko-kremenná rula, Hrišovce, 720 m v. od kóty Predný Moravec (895 m)

Podľa geochemických vzťahov (JACKO, 1984) drobnozrnné amfibolity vznikali z tholeiitických, vysoko hliníkových bazaltov. Prítomnosť granátov v okrajových ledoch amfibolitov indikuje okrajové premiešanie výlevov so sedimentmi (l. c.). Samostatné decimetrové telesá granatických amfibolitov sú zrejme metamorfovaným produktom bazaltových pyroklastík.

Drobnozrnné amfibolity majú grano-metablastickú štruktúru a zrnitosť 0,4 až 1,3 mm. Okrem podstatného amfibolu a plagioklasu sa vyznačujú variabilným obsahom kremeňa (tab. 6) a akcesorickým módom apatitu, titanitu a rudných minerálov. Obsah epidotu-zoizitu, chloritu a kalcitu obvykle závisí od intenzity diaftoritického prepracovania horniny.

Hnedozelený amfibol 1 (γ/c 21–24°), obvykle vyplnený kremeňom, rudným komponentom a \pm apatitom je zatlačený plagioklasmi a titanitom, v intenzívnejšie diaftoritizovaných úsekoch modrozeleným (γ') amfibolom 2 (γ'/c 17–20°), ktorý v niektorých telesách (Dolinská dolina) tvorí prevažnú časť amfibolitov. Ložný plagioklas 1 je obvykle úplne sericitizovaný, resp. saussuritizovaný. Je (spolu s amfibolmi) zatlačený čerstvými plagioklasmi 2. Všetky primárne komponenty horniny sú tvarovo orientované v jej foliácii.

V centrálnej a západnej časti lodinského komplexu sú bežne zastúpené **granatické amfibolity**. Tvoria decimetrové, max. 50 cm hrubé, neostro ohraničené polohy s max. dĺžkou 5 m v jemnozrnných amfibolitoch, resp. na ich okrajoch, kde obsahujú cm–dm vložky rúl.

Tvoria ich synkinematicky rotované poikiloblasty granátu (1,0–2,5 mm, max. 6,0–10,0 mm), sýtozelený chloritizovaný amfibol 1 (γ'/c 20–24°) so zrnitosťou 0,4–0,6 mm, čerstvý modrozelený amfibol 1 (γ'/c 18–20°), s ktorým asociuje akcesorický biotit a mierne sericitizované plagioklasy (An_{34-36}) so zrnitosťou 0,3–0,5 mm. Kremeň, titanit a epidotovo-zoizitové minerály sporadicky tvoria medzifoliačné sekrečné polohy. Z akcesórií je prítomný rudný komponent a apatit. Hornina má porfyro-nematogranoblastickú štruktúru, jediným fenoblastom je často granulovaný granát vyplnený rudným komponentom a kremeňom. Amfibol 2 zatláča granát a obsahuje inklúzie kremeňa a \pm plagioklasu.

V intenzívnejšie dynamometamorfovaných okrajových úsekoch vznikajú 1 až 3 mm hrubé intrafoliačné polohy epidotovo-zoizitových minerálov, kremeňa a kalcitu. Pri ich zvýšenom obsahu sa tvoria neostre cm–dm polohy **epidotických amfibolitov**.

93 diaftoritizované kremenno-dvojsľudné ruly

Hoci sú základným litotypom lodinského komplexu, v celom jeho priebehu sa vyskytujú len vo forme neostro ohraničených šošovkovitých polôh s hrúbkou 10–100 m v sz.-jv. zónach fylonitov. Modálnym nárastom kremeňa prechádzajú do diaftoritizovaných dvojsľudno-kremenných rúl a ich fylonitov. Obe variety sú

Tab. 6 Modálne analýzy amfibolitov lodinského komplexu (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
amfibol	65,5	64,4	80,6	63,0	62,5	53,9	65,2	54,3
plagioklas	21,0	31,4	11,1	12,5	18,4	15,3	23,0	16,2
kremeň	5,0	1,3	2,2	19,0	11,1	12,6	10,3	12,4
granát	–	–	–	–	4,0	10,9	–	12,7
titanit	4,0	2,2	–	1,4	3,0	1,1	–	–
rudný komponent	0,1	0,7	3,2	0,1	+	5,4	0,9	3,6
akcesórie	0,1	–	0,3	–	–	0,8	0,6	0,8
epidot-zoizit	3,0	–	2,7	2,0	1,0	–	+	+
chlorit	1,3	+	+	+	+	+	+	+
sericit	+	+	+	+	+	+	+	+
kalцит	–	–	–	2,0	–	–	+	+

- 1 – drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinský potok, 500 m v. od kóty Bradlo (684 m)
2 – drobnozrnný amfibolit, Margecany, Holý hrbok
3 – drobnozrnný amfibolit, Ťahanovce, Bigarová, zárez železničnej trate, 400 m sz. od sz. ústia Ťahanovského tunela
4 – drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Dolinský potok, 450 m v. od kóty Bradlo (684 m)
5 – drobnozrnný amfibolit, Rolova huta, Červený močiar, 900 m j. od jv. ústia starého Bujanovského tunela
6 – granatický amfibolit, Kluknava, Dolinský potok, 620 m v. od kóty Bradlo (684 m)
7 – drobnozrnný amfibolit, Kluknava, Vyšná dolina, 800 m sz. od kóty Čierna hora (693 m)
8 – granatický amfibolit, Hrišovce, Perhačka, 800 m jv. od kóty 885 Kamenčie

rozšírené najmä sz. od Margecian (Cimermanka, Ortáše, Do potoka, Bykovská dolina), v j. časti údolia Diaľava, v oblasti Ružín–Malá Lodina a sz. od Ťahanoviec.

Diaftoritizované kremenno-dvojsľudné ruly sú drobnozrnné horniny (0,2 až 1,0 mm) so súvislým filmom sľúd na foliačných plochách. Okrem kremeňa a sľúd stabilne podstatný modus vykazujú plagioklasy. Obsah intenzívne chloritizovaného biotitu 1 značne varíruje (tab. 5). Vedľajšie komponenty tvoria sericit a kalcit. Akcesoricky sú zastúpené: K živec, biotit 2, magnetit, ilmenit, pyrit, granát, apatit, zirkón, xenotín, turmalín, sagenit a leukoxén.

Plagioklasy patria k trom generáciám. Intenzívne sericitizovaný plagioklas (An_{28-31}) je bežne resorbovaný kremeňom a často prerastený muskovitom. Plagioklasy 2 a 3 sú zastúpené akcesoricky. Plagioklas 2 (An_{18-22}) tvorí drobné číre hypidioblasty i v rekryštalizovaných šošovkách sekrečného kremeňa. Plagioklas 3 (An_{07-10}) vzniká v sericitických pseudomorfózach po plagioklase 1, resp. v ich bezprostrednej blízkosti. Akcesorický biotit 2 sa viaže výlučne na hydrotermálne alterované zóny (jv. od Kozinca), v ktorých tvorí typické priečne porfyroblasty.

92 diaftoritizované feldšpatiticko-kremenné ruly

Vystupujú najmä v strednom úseku lodinského komplexu, medzi sz. svahmi údolia Bystrej a Ružinom. Tvoria tu šošovkovite elongované segmenty i súvislejšie, niekoľko desiatok až stoviek m hrubé polohy s reliktni alpínskej i varískej vrásovej stavby (JACKO a RAJLICH, 1973) vo fylonitoch.

Ide o mimoriadne húževnaté sivozelené horniny s nápadnými izometrickými okami živcov (1,0–3,0 mm). Fenoblasty temer výlučne tvorí K živec s inklúziami chloritizovaného biotitu, magnetitu, zirkónu, kremeňa, plagioklasu a apatitu. Je intenzívne, často úplne zatlačený agregátom kremenných zrn.

Pomerne čerstvé poikiloblasty plagioklasu 1 obsahujú 27–31 % An. Číre, relatívne menšie (0,5 mm) plagioklasy 2 (An_{11-14}) vznikajú v intenzívne silicifikovaných úsekoch horniny. Kremeň je zastúpený v štyroch generáciách.

Zo sľúd je najviac zastúpený muskovit. Sčasti vzniká baueritizáciou biotitu 1, tangenciálne dorastá na ramená vrás, resp. vzniká v sekrečných hl'uzách kremeňa na úkor biotitu 1 a živcov. Časť biotitu 1 bola baueritizovaná, resp. resorbovaná kremeňom. Zvyšok bol za segregácie magnetitu, ± sagenitu a ± leukoxénu úplne chloritizovaný. Akcesorický červenohnedý biotit 2 rastie i vyložene diagonálne k foliácii. Z akcesórií sú prítomné apatit, zirkón, xenotím, magnetit, ilmenit a pyrit.

91 diaftoritizované granatické svory so staurolitom

Vyskytujú sa len pri j. okraji lodinského komplexu, jv. od Rolovej huty v oblasti Kozinca, kde tvoria niekoľko sto m široký, fylonitmi segmentovaný pruh v nadloží kremenno-dvojsľudných rúl.

Tieto sivozelené tenkodoskovito odlučné horniny obsahujú porfyroblasty granátu (1,0–5,0 mm) a staurolitu (2,0–6,0 mm). Sú vyplnené často sigmoidálnymi inklúziami grafitického, menej rudného komponentu, kremeňom, chloritizovaným biotitom a ± muskovitom. Zvyčajne sú elongované a rozsegmentované vo foliácii horniny. Granát je rozsiahle chloritizovaný a zatlačený kremeňom a biotitom 2. Staurolit tvorí izolované reliktu v deformovaných chloriticko-sericitických pseudomorfózach prerastených turmalínom, muskovitom a kremeňom.

Muskovit 1 uzatváraný granátom má zrnitosť 0,5–1,3 mm. Akcesorický muskovit 2 (bauerit) má zrnitosť 2,0–3,0 mm. Muskovit 3 (0,3–1,2 mm) je okrem sľudnatých prúžkov podstatným komponentom rekryštalizovaných hlúz sekrečného kremeňa a rastie v tlakových tieňoch pri granáte.

Chloritizovaný biotit 1 je silno vyplnený rudným komponentom, sagenitom ± leukoxénom ± kalcitom a je zatlačený hlavne kremeňom. Idio-hypidioblastický čerstvý biotit 2 (0,4–0,6 mm) rastie v šošovkách sekrečného kremeňa, v chloritizovaných úsekoch granátu a v sľudnatých prúžkoch svorov. Má všesmernú orientáciu.

Relikty plagioklasu 1 (An_{27-30}) sú sčasti zachované v sericitických pseudomorfózach. Číry plagioklas 2 (An_{19-21}) rastie na úkor plagioklasu 1 v sekrečných šošovkách kremeňa. Plagioklas 3 (An_{8-11}) ojedinele vzniká v elongovaných šmúhách kremeňa, sericitu ± epidotu-zoizitu. Temer výhradne v sľudnatých prúžkoch sú deponované idioblasty zonárneho turmalínu. Na sľudnaté polohy sa viažu i akcesorické, rozsegmentované a sericitizované reliktu andaluzitu.

90 diafortitizované drobnozrnné muskoviticko-kremenné svory

Vystupujú vo fylonitových zónach prevažne j. časti komplexu od Sľubice (kóta 885 Kamenčie) po Kozinec (jv. od Rolovej huty). Tvoria v nich vzájomne izolované, prevažne šošovkovité polohy s hrúbkou 10–100 m.

Sú to zelonosivé horniny s laminovanou foliáciou. V reliktnej asociácii minerálov prevládajú živce rovnakej povahy, typu i usporiadania inklúzií a sekundárnych zmien ako v diafortitizovaných feldšpatiticko-kremenných rulách. Tieto znaky i lokalizácia horninových telies v bezprostrednej blízkosti významných fylonitových zŕn indikujú, že spomínané svory sú produktom intenzívnejšieho tektonicko-metamorfného prepracovania feldšpatiticko-kremenných rúl.

Proterogénne minerály majú ako celok nepodstatný modus a zrnitosť 0,3 až 1,2 mm. K živce sú intenzívne resorbované kremeňom, výrazne sericitizovaný plagioklas 1 (An_{28-33}) je v koncových úsekoch dorastený hniezdami kalcitu, miestami je vyplnený čírym plagioklasom 2 (An_{08-09}) so zrnitosťou 0,08–0,1 mm. Temer úplne chloritizovaný biotit 1 je vyplnený rudným pigmentom, sagenitom ± leukoxénom.

Kremeň je úplne rekryštalizovaný. Spolu s reliktnými živcami vystupuje v ložných agregátoch, tvorí sekrečné, synkinematicky rekryštalizované akumulácie, eventuálne spolu s chloritom a muskovitom 2 mozaikový agregát vyhovujúci reaktivované foliačné plochy horniny.

Muskovit 1 (0,2–0,5 mm) tangenciálne dorastá na vrásové štruktúry, resp. nesúvislým filmom, ktorého šírka je analogická hrúbke zrna, zvyrazňuje priebeh foliácie. Na sľudnaté prúžky je viazaný aj idioblastický, zonárny turmalín, bežne vyplnený rudným komponentom a kremeňom.

89 tmavosivé muskoviticko-sericiticko-kremité fylonity s laminami epidoticko-kremenných fylonitov

Sú vyvinuté j. od Rolovej huty v úseku Rovné (sz. svahy kóty Bujanová). Tvoria tu 10–40 m hrubé nepriebežné polohy konformné s foliáciou fylonitov nadložného komplexu Bujanovej.

Sú to mimoriadne húževnaté tenkodoskovité tmavosivé horniny s pseudoofalmitickou štruktúrou, so zrnitosťou proterogénnych komponentov 0,2–2,0 mm a veľkosťou minerálov osnovy 0,02–1,0 mm.

Blastoporfyrické komponenty (10–20 % objemu horniny) tvoria K živce, plagioklasy a sporadicky sekrečný kremeň. Z akcesórií sú zastúpené zirkón, apatit, xenotín, turmalín a chloritizovaný biotit.

Osnovu fylonitov tvorí agregát čipkovitého kremeňa, sericitu, muskovitu, magnetitu ± kalcitu ± leukoxénu ± hematitu ± klinozoizitu-epidotu ± chloritu.

Minerály sú prevažne habituálne orientované vo foliácii fylonitov.

Smerom do podložia tieto fylonity lokálne prechádzajú do sericiticko-chloriticko-kremitých fylonitov, ktoré sa od spomínaného typu líšia len zmenou modálnych relácií komponentov osnovy a ich rovnomernejšou distribúciou.

Južne od Švible (kóta 400) a v oblasti Červený močiar–Do Varechy sa v muskoviticko-sericiticko-kremitých fylonitoch vyskytujú lokálne mm–cm šmuhovité polohy **epidoticko-kremenných fylonitov**. Viazu sa hlavne na centrálny a j. úsek základného typu, do ktorého pozvoľna prechádzajú a líšia sa od neho i nápadným svetlo- až žltozeleným sfarbením.

Majú pseudoofalmitickú štruktúru. Z porfyroklastov prevláda K živce. Plagioklasy sú temer úplne pseudomorfované minerálnymi epidotovo-zoizitovej skupiny, menej často asociáciou epidot-zoizit – kalcit, kremeň ± oligoklas (An_{15-17}). Epidotovo-zoizitové agregáty majú rozmery 0,9–1,1 mm. Obidva minerály sú hojné i v základnej hmote fylonitov, ktorá má zrnitosť cca 0,02–0,05 mm. Zvyčajne suturovitý kremeň len výnimočne tvorí monominerálne šmuhy a hniezda. Vyskytuje sa temer výlučne v osnove horniny.

Podstatnú časť fylonitov lodinského komplexu tvoria chloriticko-muskoviticko-kremenné fylonity a sericiticko-chloritické fylonity.

Chloriticko-muskoviticko-kremenné fylony sa obvykle vyvíjajú z diaforitizovaných feldšpatiticko-kremenných, resp. kremenno-dvojsľudných rúl. Obsahujú porfyrroklasty živcov, sekrečného kremeňa, muskovitu, resp. kremeň muskoviticko-biotitického agregátu, akcesoricky aj turmalínu, zirkónu a apatitu.

Osnovu tvorí sčasti detrit živcov a kremeňa. Prevažne je intenzívne syn-postkinematicky rekryštalizovaná a má zloženie: kremeň, chlorit, sericit, muskovit, kalcit \pm leukoxén \pm hematit.

Sericiticko-chloritické fylony tvoria smerné (SZ–JV) zóny metrovej hrúbky, zvyčajne na okrajoch diaforitizovaných dvojsľudných rúl. Obsahujú fragmenty sekrečného kremeňa, vzácne i živcov, turmalínu a apatitu so zvýšeným podielom tabuľkovitých prierezov ilmenitu. Podstatnú časť osnovy tvoria sľudnaté pružky, v ktorých prevláda chlorit nad sericitom.

M i k l u š o v s k ý k o m p l e x

Miklušovský komplex tvorí priame tektonické nadložie metamorfítov lodinského komplexu pri jeho sv. okraji, kde je od západných svahov Sľubice po Hornádske lúky (s. od Ružína) v dĺžke cca 22 km vyvinutý temer kontinuálne. Pri sz. okraji kryštalínika vystupuje analogicky – v modifikovaných príkrovových troskách – východne od Vojkoviec a Kluknavy.

Mladovarísky príkrovový styk s podložným lodinským komplexom a styk komplexu s obalovými útvarmi pri jeho sv. okraji je viacnásobne modifikovaný alpínskymi prešmykmi, resp. sinistrálnymi posunmi (strižná zóna Bystrej; JACKO, 1984). Komplex je typický výraznou prevahou migmatitov nad rulami, sporadickým obsahom amfibolitov a bežnou prítomnosťou intrafoliačných telies aplitických granitov. Prevažná časť hornín je protokataklasticky tlakovo metamorfovaná. Intenzita varískej metamorfózy kryštalických bridlíc komplexu nepresiahla úroveň teploty 570–610 °C a tlaku 530–600 MPa (KORIKOVSKIJ in KRIST et al., 1992).

88 drobnozrnné amfibolity

Tvorí celkom ojedinelé drobné, nanajvýš metrové smerné telesá v migmatitoch (Predná dolina, Kluknavská rovinka). Sú to tmavozelené, doskovito odlučné horniny, lokálne s centimetrovými ložnými nástrekmí kremenno-plagioklasových žílíek, biotitizáciou amfibolu v ich blízkosti a akcesorickým zastúpením granátu. Amfiboly, plagioklasy a akcesórie sú analogické ako v drobnozrnných amfibolitoch lodinského komplexu.

87 diaftoritizované dvojsľudné ruly

Vo forme smerných šošovkovitých telies s hrúbkou niekoľko 10–100 m vystupujú v migmatitoch komplexu, najmä medzi údolím Bystrej a Prednou dolinou. Sú to sivozelené až svetlohnedozelené, tenkodoskovito odlučné horniny s drsnými foliačnými plochami, pokrytými chloritizovaným biotitom a muskovitom.

Hornina má granolepidoblastickú štruktúru s prevahou muskovitu (32,4 %) nad kremeňom a chloritom. Vedľajšie zložky tvoria plagioklas, K živec a sericit. Akcesoricky sú zastúpené biotit, granát, sillimanit, apatit, zirkón, rutil, titanit, sa-genit, leukoxén, magnetit a hematit.

Muskovit 1 tvorí 2,0–4,0 mm fenoblasty vyplnené chloritizovaným granátom, biotitom, plagioklasom, zirkónom, K živcom, lokálne i fibroblastickým sillimanitom. Tvorí lalokovité symplektity s kremeňom, eventuálne býva ním korodovaný. Rozmery lupeňov i jeho modus sú obvykle úmerné vzdialenosti telies leukogranitov. Muskovit 2 (bauerit) má akcesorický modus. S deformovanými hniezdami chloritizovaného biotitu asociujú chloritizované zrná granátu. Na úkor granulovaných a rozotretých živcov vznikajú šmuhy sericitu. V menej drvených úsekoch horniny prevládajú plagioklasy (An_{26-31}) nad K živcom.

Na rupturálne porušený kremeň 1 synkinematicky dorastá kremeň 2. Kremeň 3 spolu so všesmerne orientovaným chloritom 2 tvorí mozaikový mikroagregát v granulovaných úsekoch horniny.

86 stromatiticko-nebulitické a oftalmitické migmatity

Sivé stromatiticko-nebulitické migmatity s prevahou leukozómu tvoria podstatnú časť litologickej náplne komplexu. V centrálnej časti komplexu bežne obsahujú ložné, často mikroklinové žily pegmatitov cm–dm hrúbky. Smerom k sv. okraju komplexu v nich pribúdajú intrafoliačné telesá leukogranitov.

Tieto sivozelené horniny s difúznymi nesúvislými prúžkami melanozómu s hrúbkou 0,X–1,0 mm majú zrnitosť 0,3–0,8 mm, len K živec 2 dosahuje rozmery miestami až 1,2 mm.

Čo do zrnitosti i zloženia aplitický metatekt obvykle tvorí mikroklinizovaný a pertitizovaný K živec 2, kremeň, plagioklas 2 (An_{20-25}) ± muskovit. V substráte charakteru biotitických rúl sú okrem kremeňa, biotitu, plagioklasu 1 (An_{27-30}) a K živca 1 akcesoricky zastúpené granát, zirkón, apatit, rudný komponent ± kordierit. Biotit je miestami zatlačený fibrolitickým sillimanitom.

V intenzívnejšie tlakovo metamorfovaných úsekoch dochádza ku klastéze komponentov a k obvykle synkinematickej rekryštalizácii nízkotermálnych asociácií. Tvorja sa šošovkovité agregáty sekrečného kremeňa a hornina nadobúda blastokataklastický charakter.

Sivé *oftalmitické migmatity* sa pozvoľna – formovaním cca 1,5 x 0,7 cm veľkých medzifoliačných megablastov K živca – vyvíjajú z predchádzajúceho lito typu. Vo forme smerných metrových, neostro ohraničených polôh sú zastúpené hlavne v centrálnom úseku stromatiticko-nebulitických migmatitov, od ktorých sa líšia i zvýšeným obsahom muskovitu.

Oká tvorí prakticky jediný fenoblast K živca, vyplnený najmä plagioklasmi. Muskovit (1,5–3,6 mm) asociuje s okami K živca, a uzatvára biotit a plagioklasy a je korodovaný kremeňom. Mierne sericitizované plagioklasy (An_{22-26}), chloritizovaný biotit, kataklázovaný kremeň a akcesórie tvoria stromatiticko-nebulitický metatekt horniny.

V intenzívnejšie tlakovo metamorfovaných zónach dochádza k rozsegmentovaniu fenoblastov K živca a k synkinematickému vyhojeniu priestorov medzi klastmi i koncových úsekov K živca agregátom kremeňa ± sericitu.

Blastokataklastickými derivátmi sivých oftalmitických migmatitov sú ružovočervené oftalmitické migmatity, zastúpené najmä v blízkosti telies aplitických granitov v západnej časti kryštalinika.

Zvyčajne majú blastokataklastickú, ojedinele blastomylonitickú štruktúru. Porfyroklasy tvoria pertitizovaný K živec, kremeň i aplitoidný metatekt, osnovu rozotretý a sericitizovaný agregát plagioklasov, kremeňa a rudného komponentu, ktorý vypĺňa i nepravidelné intraglanulárne priestory a spôsobuje ružovočervené sfarbenie horniny.

85 aplitické granity

Priestorovou distribúciou inklinujú k sv. okraju miklušovského komplexu. V tejto pozícii vystupuje i najväčšie teleso (0,6 x 4,0 km) na s. svahoch Sľubice.

Sú však prítomné i v príkrovových troskách komplexu pri jz. okraji kryštalinika v. od Vojkoviec a Kluknavy. Tvorja intrafoliačné šošovky obvykle s hrúbkou 10–100 m v migmatitoch. Vyznačujú sa sporadickou prítomnosťou žíl, resp. hniezdovitých akumulácií aplitov a pegmatitov centimetrovej, zriedka decimetrovej hrúbky. K živec v pegmatitoch je takmer výlučne zastúpený mikroklinom. Permský vek stanovený K-Ar metódou z telesa aplitického granitu jv. od Miklušoviec (259 mil. r.; KANTOR et al., 1984 ex MAHEL, 1986) nie je v súlade s geologickými údajmi.

V rámci aplitických granitov možno odlíšiť dva petrografické typy: hybridné aplitické granity a aplitické granity.

Hybridné aplitické granity spravidla vystupujú pri jz. okraji pruhu aplitických granitov. Obsahujú vyšší podiel xenolitov plášťa a biotitu. Typicky sú vyvinuté v oblasti Prednej doliny. Ide o drobnozrnné (0,3–0,8 mm) sivokrémové až ružovkasté horniny s difúznymi šmuhami biotitu, ktorých priebeh fixuje zámky izoklinálnych vrás.

Tab. 7 Modálne analýzy migmatitov miklušovského komplexu (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
kremeň	32,9	47,8	36,7	47,4	43,2	43,8	49,0	45,2	45,1	38,4	45,2	48,0
plagioklas	1,1	38,0	38,9	27,7	33,2	38,4	9,0	18,1	33,0	37,1	29,3	20,3
K živec	30,1	2,5	16,1	14,3	18,7	10,9	11,2	9,2	11,8	9,2	13,7	17,1
biotit	5,9	9,0	4,6	10,1	4,0	5,9	13,6	8,1	3,2	9,9	9,4	8,6
muskovit	3,5	+	+	+	+	+	1,8	1,6	5,0	4,3	1,6	5,4
granát	-	0,7	0,2	-	0,6	0,5	-	-	-	-	-	-
kordierit	-	-	-	-	-	-	-	-	1,8	-	-	-
ruďný komponent	1,7	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
akcesória	+	0,4	0,3	0,5	0,3	0,5	0,6	0,1	0,1	0,9	0,8	0,6
sericit	24,8	1,6	3,2	+	+	+	14,8	17,7	+	+	+	+

1 – oftalmitický migmatit (červený), Kluknava, Dolinský potok, 1 150 m sv. od kóty Bradlo (684 m)

2 – nebulitický migmatit, Kluknava, Dolinský potok, 730 m v. od kóty Bradlo (684 m)

3 – stromatiticko-nebulitický migmatit s prevahou neosómu, Kluknava, Dolinský potok, 710 m v. od kóty Bradlo (684 m)

4 – stromatiticko-nebulitický migmatit (sivý) s prevahou neosómu, Kluknava, Dolinský potok, 730 m v. od kóty Bradlo (684 m)

5 – oftalmiticko-nebulitický migmatit, Kluknava, Dolinský potok, 720 m v. od kóty Bradlo (684 m)

6 – oftalmiticko-nebulitický migmatit, Kluknava, Dolinský potok, 700 m v. od kóty Bradlo (684 m)

7 – diafortizovaný oftalmiticko-nebulitický migmatit (sivý), Kluknava, Dolinský potok, 820 m sv. od kóty Bradlo (684 m)

8 – stromatiticko-nebulitický migmatit (sivý), Kluknava, Dolinský potok, 880 m sv. od kóty Bradlo (684 m)

9 – diafortizovaný stromatiticko-oftalmitický migmatit, Kluknava, Dolinský potok, 1 400 m sv. od kóty Bradlo (684 m)

10 – stromatitický migmatit, zárez lesnej cesty 700 m jz. od kóty 1 129 Sľubica

11 – stromatitický nebulitický migmatit, západné svahy Sľubice, 450 m v. od kóty Turnisko (731 m)

12 – stromatitický oftalmitický migmatit, erózna roklina 400 m v. od kóty 1 129 Sľubica

Tab. 8 Modálne zloženie aplitických granitov miklušovského komplexu (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
kremeň	48,4	52,9	43,1	45,8	32,3	50,2	60,0	54,9
plagioklas	3,6	18,8	23,0	32,4	31,0	29,4	18,5	23,7
K živec	15,9	18,0	25,5	15,0	24,7	13,8	12,5	13,3
biotit	3,3	5,6	0,9	2,7	3,3	3,4	3,1	3,2
muskovit	1,5	3,8	7,2	3,5	8,4	1,8	4,4	4,3
rudný komponent	0,2	0,6	0,2	0,8	0,3	0,5	0,4	—
akcesórie	0,3	0,9	0,1	0,9	—	0,9	0,3	0,6

- 1 – aplitický granit, Kluknava, Vyšná dolina, vsv. od kóty 618
2 – hybridný aplitický granit, Kluknava, Predná dolina, 800 m v. od kóty 689
3 – aplitický granit, Miklušovec, Baronské, 500 m jz. od kóty 693 m
4 – aplitický granit, Miklušovec, Baronské, 500 m jz. od kóty 693 m
5 – aplitický granit, Miklušovec, Baronské, 500 m jz. od kóty 693 m
6 – aplitický granit, s. svah erózneho okna, 700 m sv. od kóty Bradlo (714 m)
7 – aplitický granit, s. svah bezmennej doliny, 500 m sv. od kóty 1 129 Sľubica
8 – aplitický granit, s. svahy bočného hrebeňa Sľubice, 750 m sz. od kóty 1 129 Sľubica

Majú aplitickú (v drvených zónach maltovitú) štruktúru s typickou distribúciou sľúd a granátu v reliktnnej metamorfnej foliácii. Kremeň je prítomný v troch generáciách. Kremeň 1 tvorí kvapkovité i pseudohexagonálne inklúzie v K živci; indikuje tak vznik pri teplote nad 573 °C (WINKLER, 1974). Často drvený kremeň 2 zatláča sľudy i živce. Kremeň 3 synkinematicky dorastá na drvené zrná kremeňa 2, vyhojuje pukliny medzi jeho klastmi, resp. spolu so sericitom a chloritom rastie v drvených zónach horniny.

Mierne sericitizované plagioklas (An₁₀₋₁₅) sú uzatvárané K živcom, kremeňom a resorbované muskovitom. K živce je prevažne pertitizovaný, zriedka mikroklinizovaný. Zo sľúd prevláda muskovit nad chloritizovaným i baueritizovaným biotitom.

Aplitické granity sú základným litotypom leukogranitov komplexu. Sú typické nedostatkom xenolitov plášťa a absenciou náznakov prednostnej orientácie minerálov.

Sú to jemno- až drobnozrné (0,05–0,8 mm) sivobiele, miestami kataklázované horniny, ktoré sa zložením od predchádzajúceho typu líšia prítomnosťou dvoch generácií plagioklasov, zníženým modom obvykle baueritizovaného biotitu a granátu. Sericitizovaný plagioklas 1 (An₈₋₁₂) patrí k podstatným komponentom horniny. Číry plagioklas 2 (An₀₆) asocjuje s kremeňom 3. V terminálnych úsekoch telies jv. časti komplexu sú vyvinuté dva typy exokontaktných produktov aplitických granitov. Ostro ohraničené šošovkovité, resp. stromatitické polohy hrubozrného (1,0–3,0 cm) kremeňa, živcov a muskovitu prenikajú foliáciou migmatitov do metrových, resp. 10-metrových vzdialeností. Oveľa častejšie dochádza k difúznej muskovitizácii migmatitov, príznačnej všesmerou blastézou veľkých lupeňov muskovitu (4,0–5,0 mm); juhovýchodne od Miklušoviec bežne dochádza k interferencii kontaktných aureol jednotlivých telies. Vznikajú smerne nepravidelné zóny polymigmatitov s prikontaktnou naloženou paragenézou minerálov.

K o m p l e x B u j a n o v e j

Vystupuje v piatich eleváciách (bujanovskej, sopotnickej, veľkolodinskej, sokoľskej a ťahanovskej) medzi Margecanmi a Košicami, prevažne pri jz. okraji veporického kryštalinika regiónu. Jeho pôvodná pozícia – v nadloží miklušovského komplexu – je zachovaná len rudimentárne (Hornádske lúky). Väčšinou sa na viacnásobne exponovaných zónach tektonitov priamo stýka s lodinským komplexom (Margecany–Bujanov–Ružín–Ťahanovce). Juhozápadne od Margecian sa končí na systéme klenovských zlomov smeru SV–JZ, pri Ťahanovciach na okrajových zlomoch Košickej kotliny analogického smeru.

Na zložení komplexu sa podieľajú hlavne neskoroorogénne varíske granitoidy, ktorých klasty sú prítomné v sedimentoch obalového karbónu a permu

(JACKO, 1975; KORIKOVSKIJ et al., 1989), v menšej miere (hlavne na j. svahoch Bujanova) i metamorfity. Litotypy oboch skupín kartograficky odlišil a charakterizoval JACKO (1975, 1978). Z granitoidov stanovil KANTOR et al., 1984 (ex MAHEL, 1986) rádiometrický vek (K/Ar) 387–295 mil. r. T-P parametre varínskej periplutonickej metamorfózy kryštalicých bridlíc komplexu varírujú v rozpätí 620–625 °C, 400–450 MPa (JACKO et al., 1990).

K dôležitým znakom komplexu patria:

- prítomnosť hrubozrnných amfibolitov s restitmi dvojpyroxenických amfibolovcov a olivínu (JACKO, 1975, 1985; JACKO et al., 1990);

- depozícia koncových úsekov granitoidov v kliváži osovej roviny predalpínskych vrás – terajšej bridličnatosti metamorfítov (JACKO, 1975, 1992);

- mimetický rast periplutonickej škály metamorfítov – od rúl cez okaté ruly, oftalmické migmatity po perlové ruly a žuloruly a kontinuálne prechody posledných dohybridných granodioritov a tonalitov.

Metamorfity komplexu Bujanovej zaberajú rádovo jednu pätinu plochy komplexu. Vo všetkých čiastkových eleváciách majú v podstate analogický vývoj s tým, že hrubozrnné amfibolity a veľkozrnné amfibolovce sú zastúpené len v jeho najzápadnejšom – bujanovskom úseku. Z ostatných variet vo východnejších eleváciách nie sú vyvinuté polymigmatity geneticky viazané na vznik autometamorfných granitov a len veľmi sporadicky sa v nich vyskytujú nemigmatizované ekvivalenty metamorfítov.

V masíve Bujanova metamorfity vystupujú v dvoch viac-menej priebežných pruhoch smeru V–Z, severnom a centrálnom. Metamorfity severného – okrajového pruhu sú z väčšej časti fylonitizované.

84 hrubozrnné, miestami pyroxenické amfibolity

Sú vyvinuté len na j. svahoch kóty 756 Bujanová, v oblasti Terbecínu, Záhradiek a Kunazova. Tvoria tu ložné, centrálné úseky metrovej hrúbky v šošovkovitých intrafoliačných polohách drobno-strednozrnných amfibolitov, do ktorých pozvoľna prechádzajú. V oblasti Kunazova a Terbecína sú prestúpené cm–dm žilami aplítov, ojedinele i apofyzami granodioritu. Najväčšie teleso (Kunazov, 250 x 160 m) je situované na styku metamorfítov a hybridných granodioritov. Jeho pôvodne oveľa väčší rozsah dokumentuje rad smerných xenolitov v hybridnom granodiorite sv. od telesa.

Ide o tmavozelené masívne horniny so zrnitosťou amfibolov 1,2–3,0 mm, max. 5,0 mm. Najhojnejší komponent – hnedozelený amfibol 1 (γ/c 22–26°) je od okrajov dorastaný modrozeleným amfibolom 2 (γ/c 16–20°), ktorý tvorí i samostatné, magnetitom intenzívnejšie vyplnené hypidioblasty. V alpínsky rekryštalizovaných úsekoch na jeho koncové úseky dorastá svetlozelený ihličkovitý amfibol 3 (γ/c 14–16°).

Amfibol 1 je po štiepatelnosti i priečných trhlinách zatláčaný biotitom a červohnedým titanitom. Na okrajoch amfibolu rastie svetložltý titanit. Intenzívne sericitizované, resp. saussuritizované plagioklasy (An_{33-35}) tvoria s \pm kremeňom a zatláčaným K živcom izometrické agregáty, resp. (spolu s biotitom a červohnedým titanitom) vyplňajú intragranulárne priestory medzi amfibolmi. Zvýšený modulus majú oválne až 0, X mm veľké prierezy apatitu. Vcelku vzácny rutil tvorí inklúzie v biotite.

V centrálnej časti najväčšieho telesa hrubozrnných amfibolitov na j. svahoch Kunazova sú reliktné prítomné tri šošovky (max. 260 x 140 cm) tmavozelených masívnych **hrubozrnných dvojpyroxenických amfibolovcov** (JACKO et al., 1990) so zrnitosťou amfibolu 1 do 3,5–4,0 cm. Obsahujú proterogénny klinopyroxén (γ/c 44°) zatláčaný amfibolom 1, relatívne hrubozrnejší (3–5 mm) ortopyroxén (2V 74–76°) a serpentínové (\pm mastenec) pseudomorfózy po olivíne. Sericitizované plagioklasy majú 31–34 % An. Akcesoricky sú prítomné apatit, magnetit, titanit \pm rutil. Primárne ultrabáziká mali pravdepodobne charakter olivinických pyroxenitov a boli azda komagmatické s gabroidným protolitom hrubozrnných amfibolitov, resp. boli jeho kumulátmi.

83 drobno- až strednozrnné amfibolity

Patria k najrozšírenejším typom amfibolitov komplexu Bujanovej. Sú vyvinuté najmä v oblasti Terbecína, Ruského dolu a pod úrovňou hladiny priehrady, Záhradiek. Petrochemicky zodpovedajú tholeiitickým subalkalickým až alkalickým bazaltom (JACKO, 1984). Migmatitizované úseky s vyšším obsahom biotitu, resp. živcov majú hyperalkalickú povahu (l. c.).

Obidve variety lemujú polohy hrubozrnných amfibolitov, resp. tvoria samostatné telesá metrovej, ojedinele 10-metrovej hrúbky. Na okrajoch, event. v koncových úsekoch často prechádzajú do amfibolických rúl. V migmatitizovaných úsekoch metamorfítov sú intrafoliačné feldšpatitizované (sporadicky obsahujú epidotom-zoizitom pancierovaný ortit) a kontinuálne – pribúdaním ložných oftalmiticko-nebulitických agregátov plagioklasu (An_{34-36}) s bázickejším, úplne sericitizovaným jadrom kremeňa \pm K živca a modálnym nárastom biotitu (na úkor amfibolu) prechádzajú do perlových biotitických amfibolov (JACKO, 1975, 1978).

Masívne strednozrnné amfibolity sú typické všesmernou orientáciou podstatných komponentov (amfibol, plagioklasy), ich poikiloblastickou štruktúrou s inklúziami apatitu, rudných minerálov, s typickým prerastaním amfibolu biotitom (po štiepných plochách) a s jeho resorpciou plagioklasmi. Kremeň a K živec, pokiaľ sú zastúpené, asociujú s plagioklasovými glomeroblastmi.

Prizmatické megablasty hnedozeleného amfibolu (γ/c 19–21°) majú dĺžku až 0,7–10,1 mm, vo všesmerných agregátoch len 1,2–3,3 mm. Sericitizované, zriedka

Tab. 9 Modálne analýzy amfibolitov bujanovského komplexu (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
amfibol	72,0	68,0	67,7	63,2	62,5	62,5	33,3	59,2	36,0	36,4	39,5
plagioklas	3,4	14,0	13,9	18,4	2,0	2,0	51,9	3,0	27,0	41,6	35,0
kremeň	17,0	8,0	7,6	11,1	24,5	25,2	1,9	19,6	10,0	0,1	0,1
biotit	-	-	-	-	-	-	2,7	-	-	0,8	1,2
apatit	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,7	-
K živec	-	-	-	-	-	-	3,8	-	-	3,5	6,2
granát	-	-	-	3,7	6,0	6,0	-	-	-	-	-
titanit	2,0	+	+	3,0	3,0	3,0	+	3,5	3,4	1,3	+
epidot-zoizit	-	2,1	2,1	0,6	+	+	3,9	5,4	14,0	8,9	9,6
rudný kompon.	2,0	6,9	8,1	-	2,0	1,3	1,7	6,7	3,3	1,7	2,1
akcesórie	0,1	1,0	0,7	+	+	+	0,8	2,6	2,3	+	8,4
chlorit	3,5	+	+	+	+	+	+	+	3,4	+	+
kalčit	-	-	-	-	+	+	-	-	0,6	-	-

1 – drobnozrnný amfibolit, Bujanová, Ruský dol, 150 m j. od kóty 646 m

2 – drobnozrnný amfibolit, 150 m sv. od kóty 756 Bujanová

3 – drobnozrnný amfibolit, jz. svahy Bujanovej, 600 m jz. od kóty 677,7 m

4 – drobnozrnný amfibolit, jz. svahy Bujanovej, 600 m jz. od kóty 530 m

5 – drobnozrnný amfibolit, Rolova huta, Laštík 550 m jz. od Švible (400 m)

6 – drobnozrnný amfibolit, Rolova huta, 450 m jz. od Švible (400 m)

7 – drobnozrnný amfibolit, j. svahy Bujanovej, 500 m sz. od kóty 618 m

8 – drobnozrnný amfibolit, 450 m zjz. od kóty 756 m Bujanová

9 – hrubozrnný amfibolit, j. svahy Bujanovej, Záhradky, 600 m sz. od kóty 476 m

10 – hrubozrnný amfibolit, j. svahy Bujanovej, 600 m jz. od kóty 757 m

11 – hrubozrnný amfibolit, Ružín, lom pre hrádzu priehradu

saussuritizované plagioklasy (An_{27-33}) majú maximálnu veľkosť 5,0 mm. Červohnedý biotit tvorí, okrem výrastlíc v amfibole, i ojedinelé megablasty (2,0–3,2 mm), resp. agregáty 2–3 zrn, od okrajov resorbované živcami. Je intenzívne vyplnený apatitom, zriedka rutilom, resp. v nechloritizovaných zrnách sagenitom. Z akcesórií je bežný i titanit.

Bridličnaté sýtozelené *drobnozrnné amfibolity* obsahujú amfiboly dvoch generácií. Modrozelený amfibol 1 (γ/c 17–20°) tvorí dlhoprizmatické (0,9–2,5 mm) hypidioblasty s inklúziami rudného komponentu. Je resorbovaný kremeňom a živcami. Hnedozelený amfibol 2 (γ/c 24–26°) sa homogenizuje na úkor amfibolu 1, má zrnitosť 0,3–0,5 mm, obvykle neobsahuje inklúzie a je len sporadicky a nevýrazne korodovaný kremeňom.

Podstatne zastúpené plagioklasy a kremeň (tab. 9) sú v rámci horniny distribuované viac-menej rovnomerne. Len lokálne tvoria intrafoliačné agregáty, obvykle s hypidioblastickým jadrom relatívne čerstvého plagioklasu 2 (An_{29-32}) \pm \pm K živca.

Plagioklasy osnovy (An_{37-39}) sú intenzívne vyplnené sericitom a epidotovo-zoizitovými minerálmi. Pre kremeň sú typické ložné „tabuľkovité“ prierezy. Z akcesórií sú najhojnejšie granulované a chloritizované zrná granátu \pm apatit.

82 drobnozrnné dvojsľudné ruly

Sú narezané údolím Hornádu a bývalou železničnou traťou 1,5 km j. od Rolovej huty. Tvoria 500 x 100 m šošovkovitú polohu v smere ZSZ–VJV vo fylonitoch severného pruhu bujanovskej elevácie komplexu. Ich pôvodný rozsah je zotretý fylonitizáciou. V koncových úsekoch obsahujú drobné segmenty amfibolitov, ktoré nadväzujú na nesúvislý horizont týchto hornín v oblasti Šľuchty a Holého vrchu.

Sú to sivohnedé tenkodoskovité horniny s foliačnými plochami pokrytými biotitom i muskovitom. K špecifickým znakom horniny patrí trojetapový vývoj plagioklasov, muskovitu, prítomnosť dvoch generácií biotitu, jeho nižší modus v porovnaní s muskovitom, z akcesórií absencia granátu a zvýšený obsah apatitu, zirkónu a rutilu.

Sericitizovaný a v granulovaných úsekoch albitom lemovaný plagioklas 1 (An_{35-39}) je miestami uzatváraný biotitom. Plagioklas 2 (An_{23-39}), hojne vyplnený kremeňom \pm zirkónom a apatitom spolu s kremeňom a K živcom tvorí šošovkovité intrafoliačné glomeroblasty. Číry, bežne idioblastický plagioklas 3 (An_{10-14}) rastie v granulovaných agregátoch po plagioklase 1, eventuálne spolu s muskovitom 2 (0,2–0,5 mm) a svetlohnedočerveným biotitom 2 (0,3–0,5 mm) v mozaikovo rekrystalizovaných šošovkách sekrečného kremeňa.

Ložné hypidioblasty muskovitu 1 (0,6–1,6mm) sú rovnomerne distribuované v hornine na úkor nerovnomerne chloritizovaného biotitu 1 s rozmermi 0,5 až 2,0 mm. Baueritický muskovit 2 je hojne vyplnený rudným komponentom a sagenitom.

81 jemnozrné biotitické ruly a oftalmitické migmatity s podstatným podielom substrátu

Tvoria podstatnú časť severného (fylonitizovaného) pruhu bujanovského úseku komplexu, sporadicky externé zóny migmatitov s podstatným podielom metatektu, resp. drobné xenolity v granitoidoch.

Obe variety metamorfítov sú mimoriadne húževnaté bronzovohnedé horniny s nevýrazne tenkodoskovitou odlučnosťou podľa drsných a nerovných foliačných plôch. Pri v podstate orientovanej lepidogranoblastickej štruktúre zrnitosť komponentov kolíše v rozsahu 0,X–1,5 mm. Len živce naznačujú prechody k blastoporfyrickým štruktúram.

Plagioklasy rúl patria k dvom generáciám. Často deformované xenoblasty plagioklasu 1 (An_{28-32}) sú značne sericitizované, prípadne zatlačené epidotovo-zoizitovými minerálmi a vyplnené kremeňom, rudným komponentom, eventuálne biotitom 1. Relatívne čerstvé hypidioblasty plagioklasu 2 (An_{23-26}), vyplnené biotitom 1, kremeňom, granátom, magnetitom a apatitom rastú konformne i diagonálne k foliácii. Obvykle nepodstatný K živce je často mikropertitizovaný, zriedka mikroklinizovaný.

Špinavohnedý biotit 1 (0,2–0,3 mm) je intenzívne resorbovaný granátom, živcami a chloritizovaný. Najrozšírenejší červenohnedý biotit 2 tangenciálne dorastá na živcové fenoblasty, rastie vo foliácii i diagonálne k nej. Farebne analogický biotit 3 (0,09–0,1) mimeticky dorastá na ležaté vrásky sekrečného kremeňa, resp. (spolu s muskovitom 3) tvorí agregáty v tlakových tieňoch granátu. Muskovit 1 tvorí symplekity s kremeňom leukozómu, tangenciálne dorastá na živce a zatláča biotit 2. Baueritický muskovit 2 je viazaný na diaforitizované zóny rúl. Obvykle sploštený granulovaný a chloritizovaný granát obsahuje – spolu s proterogénnym sericitizovaným staurolitom – i výrazne sigmoidálne usporiadané najmä opakové inklúzie. Vo forme inklúzií sú prítomné i apatit a zirkón.

Xenolity študovaných rúl majú jemnejšie (0,X mm) zrno, lepidogranoblastickú štruktúru, často masívnu textúru a nábeh na lastúrovitý lom. Obsahujú zvýšený podiel K živca a znížený modus granátu. Staurolit nie je prítomný. Na úkor biotitu sa často tvorí fibroblastický sillimanit. Makroskopicky i homogénnou zrnitosťou pripomínajú rohovcové ruly.

Migmatity s podstatným podielom substrátu predstavujú vyšší, i makroskopicky zreteľný stupeň mobilizácie pararúl. Obsahujú menej než 50 % leukozómu. Vystupujú najmä v centrálnom pruhu metamorfítov bujanovského úseku kom-

plexu (Ruský dol–Terbecín), kde tvoria prechodnú zónu medzi pararulami a migmatitmi s podstatným podielom metatektu. V reliktoch sú zachované aj pri sz. vyústení Ťahanovského tunela.

Majú oftalmiticko-lepidogranoblastickú štruktúru. Paleozóm, až na relatívne väčšie zrno (0,2–0,3 mm) a zvýšený modus apatitu, vcelku zodpovedá biotitickým rulám. Neozóm migmatitov tvorí typické kumuloblastické agregáty predĺžené vo foliácii horniny. Zložením zodpovedá tavenine minimum (WINKLER, 1974) s tým, že s blastézou metatektu evidentne asociuje vznik muskovitu. V počiatočnom štádiu migmatitizácie je v sporadických kumuloblastoch kremeň, plagioklas (A_{24-26}) a K živec zastúpený v pomere 1,5 : 2 : 1, pri vyššom obsahu metablastov sa ich relácie menia na 1 : 3 : 2.

80 oftalmitické migmatity s podstatným podielom metatektu a plutonické migmatity

Vyskytujú sa hlavne na styku centrálného pruhu kryštalických bridlíc bujanovského úseku komplexu s granitoidmi (j. svahy Bujanovej, s. svahy Šluchty). Sú prítomné aj pri sz. vyústení Ťahanovského tunela. V bujanovskom úseku tvoria smerne predĺžené, obojstranne neostro ohraničené zóny, ktorých kontúry, stavba i zloženie sú miestami značne modifikované alpínskymi tektonicko-metamorfnými procesmi. Obvykle sa prostredníctvom plutonických migmatitov stýkajú s hybridnými granodioritmi.

Tab. 10 Modálny trend periplutonické mobilizácie pararúl komplexu Bujanovej (%)

	1	2	3
kremeň	26,5	35,4	32,5
plagioklas	25,3	24,3	29,7
K živec	18,0	12,1	19,0
biotit	21,8	22,2	12,4
muskovit	2,0	3,6	4,8
granát	3,7	1,6	+
^x akcesórie	0,2	0,1	1,1
rudný komponent	2,5	0,7	0,5

Poznámka: x – apatit, zirkón, vo vzórke 2 i staurolit

- 1 – jemnozrné biotitické ruly s granátom, j. svahy Bujanovej, 400 m sz. od sútoku bystriny Ruský dol s Hornádom
- 2 – jemnozrné biotitické ruly, 150 m sv. od sútoku bystriny Ruský dol s Hornádom
- 3 – drobnozrné biotitické perlové ruly, j. svahy Bujanovej – výlom pre hrázu priehrady

Pokiaľ sa vyskytujú vo vnútorných úsekoch rúl, obvykle ich sprevádzajú apliticko-pegmatitické žily (Ruský dol), resp. drobné apofýzy granitoidov (Ruský dol, Terbecín, jz. svahy Orla). Ich distribúcia teda bezprostredne indikuje nevelikú hrúbku podložných granitoidov. Na styku s autometamorfovanými granitmi sú ich paragenézy evidentne zatlačené zložením špecifickou – naloženou fázou metatektu; vznikajú polymigmatity. Melanozóm oftalmitických migmatitov s podstatným podielom metatektu tvorí nesúvislé, subparalelné, často i difúzne ohraničené pružky, resp. hniezda, súhlasne orientované s plochami doskovitej odlučnosti horniny. Na jeho zložení sa podieľajú všetky základné komponenty biotitických rúl. Vykazujú však zmeny v proporcionálnom zastúpení (zvýšený modus biotitu a apatitu). Okrem apatitu sú akcesoricky prítomné granát, zirkón a rutil.

Leukozóm je zložením analogický s predchádzajúcim typom migmatitov. Rozdiely sú vo vyššej frekvencii a veľkosti ložných agregátov i v zrnitosti (0,8 až 1,2 mm) kremeňa, K živca a plagioklasov (An₂₅₋₂₇).

Plutonické migmatity vznikajú nárastom parciálne anatektického leukozómu v migmatitoch za súčasného vyrovnávania zrnitosti jeho komponentov. Vznikajú 1,0–1,5 cm veľké šošovkovité difúzne ohraničené kumuloblasty kremeňa, plagioklasu a K živca, ojedinele i porfyroblasty plagioklasov.

V rámci plutonických migmatitov sú najrozšírenejšie dve variety – *perlové ruly* a *nebulitické migmatity*. Obidve sú typicky vyvinuté v širšej oblasti hrádze vodnej nádrže Ružín na jz. svahoch Bujanovej a v. svahoch Šluchty a až na textúry a modálne relácie živcov majú v podstate rovnaké zloženie. I zloženie inklúzií v živcoch (kvapkovitý kremeň, biotit ± granát ± apatit) sú analogické. Len ortoklasy perlových rúl miestami uzatvárajú muskovit.

Významnou črtou *perlových rúl* je stála zrnitosť (cca 1,5–2,0 mm) a rovnomerná distribúcia živcov, pričom kremeň a komponenty melanozómu vyplňajú intergranulárne priestory medzi nimi. Jediným podstatným komponentom melanozómu perlových rúl je hypidioblastický, variabilne chloritizovaný biotit vyplnený zirkónom, rutilom a apatitom. S ním často asociuje kremeňom rozsiahle zatlačený a chloritizovaný granát, apatit, zirkón, rutil ± xenotím.

V podstate rovnomerne dispergovaný muskovit ztláča biotit i plagioklas a je resorbovaný ortoklasom i kremeňom. Plagioklasy (An₂₈₋₃₁) sú mierne sericitizované.

V *nebulitických migmatitoch* tvorí leukozóm väčšinou ložné kumuloblastické agregáty s prevahou plagioklasu nad kremeňom a ortoklasom. Menšia časť živcov tvorí izolované hypidioblasty v sľudnatých šmuhovitých polohách migmatitu. V oboch prípadoch plagioklasy obsahujú 26–30 % An zložky.

Polymigmatity

Sú priestorovo viazané na prikontaktné zóny väčších telies autometamorfovaných granitov, resp. na roje drobných (10–100 m) telies sprevádzaných aplitovo-

pegmatitovými žilami. Vyskytujú sa len v bujanovskom úseku komplexu, typicky v oblasti Terbecín–Ruský dol–Záhradky a na j. svahoch Orla.

Naložený K metasomatický leukozóm polymigmatitov má špecifickú štruktúru i zloženie. Tvorí ho oftalmický ortoklas s rozmermi maximálne 1,5–2,2 cm, vyplnený albitom lemovaným plagioklasom (An_{26-32}), kremeňom a muskovitom rastúcim na úkor plagioklasov (JACKO, 1975, 1979b). Naložená K metasomatická paragenéza evidentne zatláča leukozóm periplutonické mobilizácie metamorfítov a fixuje spodnú hranicu K metablastézy.

V tektonicky exponovaných zónach úmerne s intenzitou tlakovej metamorfózy segreguje v megablastoch ortoklasu vláskovitý, eventuálne sieťovitý pertit miestami so šachovnicovým albitom (An_{05-07}). Pukliny a koncové úseky segmentovaného ortoklasu vyhojuje 0,0X–0,X mm agregát kremeňa, mikroklinu II, plagioklasu (An_{07-12}) ± epidotu-zoizitu.

Granitoidy

Granitoidy sú najrozšírenejšími horninami komplexu Bujanovej. V jeho bujanovskom úseku zaberajú cca dve tretiny rozlohy a vo východnejších eleváciách sú až na lokálne reliktu plášťa dominantnými horninami kryštalinika. V ich rámci JACKO (1975, 1978) kartograficky odlíšil a opísal tri základné petrografické varianty. Sumárne petrografické relácie granitoidov analyzovali JACKO a PETRÍK (1987).

Granitoidy komplexu Bujanovej sú postkinematické intruzíva. Evidentne penetrujú vrásovou stavbou plášťa (JACKO, 1975, 1979b). Petrochemicky patria k pearaluminóznym S typom granitoidov s obsahom Fe biotitov (JACKO, 1984), vysokým (nad 1,0 %) obsahom Sr (JACKO a PETRÍK, 1987) a so širokou typologickou škálou zirkónov (JABLONSKÁ, 1993).

79 hybridné granitoidy a tonality

Okrem drobných, v mierke mapy nezobraziteľných úsekov pri v. a sz. okraji sokoľskej elevácie, v okolí Ťahanovského tunela, resp. v oblasti Sopotnice sú typicky vyvinuté na jv. hrebeni Bujanovej a na s. svahoch Šluchty. Sprostredkujú tu styk granodioritov s plášťom, obsahujú jeho mm–m xenolity, resp. modálne a štruktúrne anomálie indikujúce hybridný pôvod horniny.

V zmysle modálnej klasifikácie patria k melagranodioritom, resp. v úsekoch so zvýšeným obsahom restitov plášťa k tonalitom. V typickom vývoji majú hypidiomorfnu zrnitú štruktúru s nerovnomerne dispergovanými kryštálmi plagioklasov a lokálnymi akumuláciami biotitu. V reprezentatívnej asociácii minerálov prevláda plagioklas nad biotitom, kremeňom a K živcom. Akcesórie tvoria mus-

kovit, zirkón, rutil a s biotitickými hniezdami asociujúci muskovit, apatit a allanit. Príznačný je obsah epidotu, zvýšený až na hranicu podstatných komponentov. Plagioklasy (An_{3-34}) s veľkosťou 0,1 mm sú mierne sericitizované. Zonárne tabuľkovité plagioklasy s rozmermi 2,0–4,0 mm, vyplnené biotitom, kremeňom ± zirkónom ± apatitom, obsahujú v jadre 30–36 % An, na okrajoch 26–27 % An zložky. Mierne sericitizovaný a sčasti mikroklinizovaný K živec má rozmery 0,5–1,5 mm. Uzatvára muskovit, kremeň, vzácné i biotit. Mierne chloritizovaný biotit obvykle vyplňa intergranulárne priestory medzi kremeňom a živcami, uzatvára apatit, zirkón i rutil.

78 biotitické granodiority

Sú najrozšírenejším typom plutonitov vo všetkých úsekoch komplexu Bujanovej. Ich vzťah k metamorfitem plášťa je najlepšie zachovaný v bujanovskom a Ťahanovskom úseku komplexu. Styk biotitických granodioritov s metamorfitem tu sprostredkuje hybridný granodiorit. V miestach, kde biotitický granodiorit priamo vniká do metamorfitem plášťa, je styk oboch typov hornín evidentne ostrý.

V bujanovskom úseku komplexu je prevažná časť granodioritu intenzívne tlakovo metamorfovaná. Najmenej porušené blastokakiritické granodiority tvoria 10–100 m veľké bloky v mylonitoch sz.-jv. strižných zón. Ostatné reliktujú majú veľkosť rádovo m–10 m.

Biotitické granodiority sú strednozrné sivozelené horniny s mierne plošne paralelne modifikovanými textúrami. Rovnako (blastokakiriticky) je modifikovaná i primárne hypidiomorfná zrnitá štruktúra. Priemerná zrnitosť podstatných komponentov horniny varíruje v rozsahu 1,5–3,5 mm. Menšia časť živcov má rozmery 4,0–5,0 mm. Modálne patria prevažne ku granodioritu.

Najhojnejším komponentom horniny sú zakalené sivozelené, obvykle hypidiomorfné plagioklasy (An_{31-35}). Okrem biotitu, kremeňa i apatitu sú vyplnené sericitom, epidotovo-zoizitovými minerálmi i kompletnou saussuritickou paragenézou. Na styku s mierne pertitickým a sericitizovaným K živcom s inklúziami kremeňa ± biotitu ojedinele vzniká myrmekit.

Mierne chloritizovaný biotit s inklúziami apatitu, zirkónu ± rutilu spolu s kremeňom a akcesorickým muskovitom vyplňa intergranulárny priestor medzi živcami. Sporadický allanit vyplnený kremeňom, apatitom a kostrovitým ilmenitom obvykle býva nesúvisle lemovaný epidotovo-zoizitovými minerálmi.

77 autometamorfované granity

Vyskytujú sa len v bujanovskom úseku komplexu. Tvoria tu súvislé teleso pri jz. okraji kryštalinika (Staškov dol–Hoľa–Tisovec), resp. rad drobných telies na

Tab. 11 Modálne analýzy granitoidov komplexu Bujanovej (%)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
kremeň	22,9	10,4	24,0	25,0	26,0	29,0	31,5	24,4	22,7	22,9	32,7	31,5	34,9	32,0
plagioklas	37,2	48,5	55,0	60,0	51,0	44,0	41,8	37,9	48,1	48,6	27,3	26,8	27,6	29,0
K živce	6,8	12,0	2,0	2,0	12,0	20,0	8,8	14,6	10,3	10,3	31,4	34,2	27,6	38,0
biotit	16,7	17,6	17,0	10,0	10,0	6,5	15,5	10,7	11,8	14,9	4,4	4,4	5,6	—
muskovit	0,4	0,4	—	2,0	—	—	—	1,2	1,7	—	2,0	2,1	4,0	—
epidot	13,4	7,7	—	—	—	—	0,9	9,0	3,7	1,7	2,1	0,3	—	—
rud.komp.	0,5	2,0	—	—	—	—	1,0	0,8	0,4	0,3	—	—	—	—
akcesórie	2,9	3,4	2,0	1,0	1,0	0,5	1,6	2,3	1,7	1,6	0,3	0,7	0,3	1,0

- 1 – strednozrnný hybridný granodiorit, Ružín, výkop pre hrádzu na s. strane Hornádu
 2 – strednozrnný hybridný biotitický granodiorit, Ružín, Štolda, 600 m vsv. od kóty 756 m
 3 – biotitický tonalít, zárez cesty v údolí Sopotnice, 600 m v. od kóty 535 m
 4 – granodiorit, Ťahanovce, kameňolom
 5 – strednozrnný granodiorit, Ťahanovce, kameňolom
 6 – strednozrnný biotitický granodiorit, Ťahanovce, kameňolom
 7 – strednozrnný biotitický granodiorit, Sokol', Beňová, 300 m sv. od kóty 261 m
 8 – strednozrnný biotitický granodiorit, Terbecín, zárez starej žel. trate, 800 m sz. od kóty 618 m
 9 – strednozrnný biotitický granodiorit, Hoľa, 65 m s. od kóty 618 m
 10 – strednozrnný biotitický granodiorit, zárez cesty v údolí Sopotnice, 660 m sv. od kóty 535 m
 11 – autometamorfovaný granit, Hoľa, 600 m sz. od kóty 618 m
 12 – autometamorfovaný granit, Hoľa, 550 m sz. od kóty 618 m
 13 – autometamorfovaný granit, Ružín, Dubina, zárez cesty, 1 350 m.jz. od hrádze vodnej nádrže Ružín
 14 – aplit, Ťahanovce-lom (RADZO, 1958)

s. svahoch Šluchy a na jv. hrebeni Bujanovej. Vystupujú na styku metamorfítov a granitoidov, prípadne na styku strednozrnného a hybridného granodioritu.

V netektonizovaných úsekoch kontaktov sú v oboch prípadoch pozorovateľné neostre difúzne hranice hornín, resp. septá oboch typov granitoidov v autometamorfovanom granite s mikroskopicky doloženými analogickými vzťahmi ich paragenéz.

V reprezentatívnom vývoji je autometamorfovaný granit stredno-hrubozrnná, miestami výrazne porfyrická (do 1,5 cm) hornina s masívnou textúrou, v čerstvom stave sivozeleno sfarbená. Živce spolu s kremeňom sú jedinými podstatnými minerálmi. Majú priemernú zrornosť 3,0–7,0 mm. Biotit, muskovit, zirkón, apatit, rudný komponent a sekundárne minerály sú zastúpené akcesoricky.

Pre autometamorfovaný granit je typická prítomnosť dvoch generácií K živca. Sericitizovaný K živec 1 bez náznakov mikroklinizácie vyplnený biotitom a kremeňom je miestami lemovaný albitom.

Hypidiomorfné až idiomorfné, do 1,4 mm veľké prierezy K živca 2 vznikajú na úkor všetkých komponentov horniny – zatláčajú, resp. uzatvárajú ich okrem kremeňa, ktorý ho sporadicky resorbuje. Tvorí i typické mikroklinové domény s veľkosťou 0,4–6,0 mm a antipertiticky zatláča plagioklas (An₂₈₋₃₃), ktoré sú vyplnené biotitom, muskovitom, kremeňom, ojedinele i zirkónom.

Nerovnomerne chloritizovaný i baueritizovaný biotit tvorí hniezdovité agregáty s muskovitom. Sukcesívne mladšia pozícia muskovitu vyplýva i z jeho rastu v štiepatelnosti plagioklasov (JACKO, 1984; JACKO a PETRÍK, 1987). Naloženú nízkotermálnu syn-posttektonickú paragenézu v autometamorfovaných granitoch reprezentujú sericit, epidotovo-zoizitové minerály, chlorit, suturovitý kremeň, leukoxén a oxidy Fe.

Aplitoidné a pegmatitoidné granity

V súčasnej úrovni erozívneho zrezu komplexu Bujanovej sú zastúpené vcelku sporadicky. Relatívne frekventovanejšie výskyty sú typické pre „koncové“ úseky komplexu a jeho Ťahanovský úsek. V Ťahanovskom úseku ide o aplitické žilné telesá cm–dm hrúbky, v bujanovskej časti komplexu sú zastúpené žilné i šmuhovité akumulácie aplitov (zriedka i pegmatitov) analogickej hrúbky. Mimo granitoidov sa tu vyskytujú i v kryštalických bridliciach, v ktorých väčšinou tvoria intrafoliálne telesá.

Svetlozeleno-pleťovoružové *aplitoidné granity* sú masívne, všesmerne zrnité horniny s generálne panalotriomorfnou štruktúrou. Rozmery komponentov sú v rozpätí 0,5–1,5 mm. K živce i plagioklas (An₁₆₋₂₀) však bežne tvorí 3,0–4,5-milimetrové, miestami hniezdovité kryštály. Z podstatných komponentov prevláda K živec nad kremeňom a plagioklasom. Akcesórie tvorí muskovit, biotit, zirkón, apatit, rudný pigment a sekundárna paragenéza (sericit, chlorit, epidot, leukoxén a sagenit).

Sporadickejšie zastúpené *pegmatitoidné granity* tvoria väčšinou „jadrá“ šoškovitých hniezd v autometamorfovaných granitoch. Miestami však (tiež v kryštalických bridliciach) vystupujú vo forme nepravidelných žíl obvykle centimetrovej, zriedka decimetrovej hrúbky. Okrem zrnitosti komponentov (cca 1,3 až 2,5 cm, max. 3,4 cm) líšia sa od aplitoidných variet vyšším obsahom muskovitu a miestami zvýšeným obsahom mikroklinu. Prevládajú v nich K živce nad plagioklasmi (15 až 20 % An).

Tektonity granitoidov

Komplex Bujanovej, menovite jeho bujanovský úsek, patrí ku klasickým oblastiam vývoja granitoidných tektonitov v Západných Karpatoch. Nedeformované úseky granitoidov zaberajú maximálne 1/4 ich plošného rozsahu. Z výsledkov štruktúrnogeologických výskumov je zrejмый polyštádiálny vývoj tektonitov (JACKO, 1975, 1979; JACKO et al., 1996) a je spätý s razením strižných zón troch smerov: SZ–JV, SV–JZ a S–J. Na posledné dva štruktúrne smery sa viažu metrové zóny krehkých kataklastických tektonitov. V sz.-jv. strižných zónach regionálneho rozsahu vznikla široká škála krehko duktilných tektonitov s hrúbkou 10–100 m. Možno v nich odlíšiť štyri základné litotypy: blastokakiritické granitoidy, blastokataklastické granitoidy, blastomylonitické granitoidy a ultramylonity granitoidov.

Blastokakiritické granitoidy

Tvoria vnútorné, max. 10–100 m veľké šoškovité bloky v tektonitoch vyšších stupňov. Vyznačujú sa miernou modifikáciou štruktúry horniny, habitu a nízkotermálnou alteráciou jej komponentov. Kremeň, živce i akcesórie sú obvykle rozsegmentované, len ojedinele sploštené. Sľudy, miestami i plagioklasové lamely sú lokálne ohybovo deformované.

Oveľa intenzívnejšia je nízkotermálna alterácia komponentov. Prejavuje sa selektívnou sericitizáciou a saussuritizáciou plagioklasov, vznikom okrajových albitových lemov okolo živcov, tvorbou pertitu a šachovnicového albitu v K živcoch, blastézou albitu-oligoklasu (An_{07–13}) na okrajoch granulovaných plagioklasov a chloritizáciou biotitu. Pukliny v živcoch sú vyhojené kalcitom, epidotovo-zoitovými minerálmi a kremeňom.

Blastokataklastické granitoidy

Sú najrozšírenejšou varietou granitoidných kataklazitov. Ide o sivozelené horniny s príznačnou prednostnou orientáciou, často i esovitou deformáciou minerálov. Všetky podstatné komponenty horniny sú makroskopicky výrazné.

Foliácia nie je prítomná. Z kremeňa a živcov vzniká šošovkovitý granulát so suturovitou rekryštalizáciou segmentov kremeňa, resp. s rozsiahlou sericitizáciou, eventuálne saussuritizáciou plagioklasov. Zhluky epidotovo-zoizitových minerálov sú miestami zoradené paralelne s usmernením horniny. Ohybovo i rupturálne deformované sľudy sú obvykle akumulované v šošovkovitých hniezdach. Biotit je rozsiahle chloritizovaný za rozsiahleho odmiešavania leukoxénu a rudných minerálov.

Blastomylonitické granitoidy

Reprezentujú najbežnejší typ granitoidných tektonitov. Od kataklazitov sa líšia absenciou primárnych granitoidných štruktúr, nedostatkom porfyroklastov živcov a reliktov hnedého biotitu a dezintegráciou komponentov horniny na porfyroklasty a matrix. Majú drsnú doskovitú odlučnosť s foliačnými plochami pokrytými chloritom a sericitom a bežné štruktúry S-C mylonitov. Makroskopicky pripomínajú porfyroidy.

Porfyroblasty tvorí granulovaný a šošovkovite sploštený kremeň so zrnitosťou 2,0–3,0 mm, max. 6,0–8,0 mm. Jeho segmentované zrná sčeluje suturovitý kremeň, resp. kremeňovo-kalcitový agregát. Nepravidelne granulovaný detrit živcov je dynamofluidálne vyvalcovaný. Matrix horniny so zrnitosťou 0,0X–0,X mm je miestami diferencovaný na kremeňovo-sericitické a leukoxénno-kremenno-chloritické šmuhy a prúžky. Sericit a chlorit sú tvarovo orientované, kremeň má čipkovité kontúry.

Ultramylonity granitoidov

V typickom vývoji sa vyskytujú v tektonicky aktivovaných stykových zónach granitoidov s metamorfítni plášťa, resp. obalovými jednotkami. Tvoria tu intrafoliačné polohy dm–m hrúbky s laminovanými i tenkodoskovitými S plochami, súvisle pokrytými filmom sericitu a chloritu, ktoré sú penetratívne rozstrihávané systémom C kliváže cm rádu.

Porfyroblasty tvorí kremeň so zrnitosťou do 2,5 mm. Relikty živcov a muskovitu s rozmermi 0,X mm sú prítomné v akcesorickom množstve. Silno diferencovaná osnova ultramylonitov odráža zloženie východiskovej horniny. V ultramylonitoch biotitických granodioritov ju tvorí hlavne chlorit, kalcit a sericit s bežnými ostro ohraničenými prúžkami sericitu, šmuhami a hniezdami kalcitu a agregátu zloženého z kremeňa, chloritu, kalcitu ± leukoxénu ± pyritu. V kremenno-sericitickom matrixe ultramylonitov autometamorfovaného granitu sú hojné monominerálne šmuhy sericitu, resp. asociácie sericit–kremeň ± leukoxén.

Mladšie paleozoikum

? Vrchný karbón

Súbor tmavých bridlíc, sľudnatých pieskovcov a zlepcov v nadloží kryštalínika Čiernej hory – medzi dolinou Bystrá a Miklušovcami – prvýkrát odlišil FUSÁN (in FUSÁN et al., 1954) a zaradil ho do karbónu. JACKO (1975) rozšíril tento výskyt až do oblasti kóty 657,6 Ostrý hrb, kde je súvrstvie tektonicky redukované na styku kryštalínika s jeho permsko-mezozoickým obalom. Ďalšie ekvivalenty tohto súvrstvia boli zistené na SZ od doliny Bystrá (JACKO et al., 1991) a zo sv. svahov Sľubice (ZACHAROV, 1993).

Vek súvrstvia nebol paleontologicky datovaný.

76 tmavosivé metamorfované droby, piesčité bridlice, oligomiktné meta-zlepence, ojedinele s vložkami bázických vulkanoklastík (max. 500 m)

Súvrstvie tvorí súvislý pruh v nadloží miklušovského komplexu, kde sú jeho drobné relikticky zachované v smerných disjunktívnych zónach, resp. v šupinovitých duplexoch sinistrálnej strižnej zóny Bystrej (JACKO, 1984). Sporadicky je súvrstvie pozdĺž zlomov v smere SV–JZ vyzdvihnuté spod permských sedimentov (j. od Hradiska).

V súvrství všeobecne prevládajú pieskovce nad bridlicami a zlepcami. Lokálne zachované pozitívne gradačné zvrstvenie opísal ZACHAROV (1993).

Najrozšírenejšou horninou vrchnokarbónskeho súvrstvia sú tlakovo metamorfované sivé a tmavosivé metadroby. V ich klastickej frakcii prevládajú sľudy (muskovit 10–25 %, baueritizovaný a chloritizovaný biotit 5–15 %) nad úlomkami kremeňa (8–10 %), živcov (2–5 %), migmatitov (1–3 %), aplitov (1–3 %). Z akcesorických minerálov bol zistený turmalín a zirkón.

Základná hmota je väčšinou rekryštalizovaná na sericiticko-kremenný agregát so šmuhovite dispergovanou bituminóznou hmotou, limonitizovaným rudným komponentom a vo foliačných plochách orientovanými hypidioklastmi titanomagnetitu.

Metaaleurity sú tlakovo metamorfované na zelenosivé kremenno-sericitické fylity. Ich primárne laminované textúry sa tokom materiálu deštruovali na hniezdovité akumulácie ílovitých komponentov nahromadené najmä v zámkach izoklinálnych vrás. Majú aleuriticko-lepidogranoblastickú štruktúru so zrnitosťou komponentov 0,0X mm. Len klasy kremeňa, muskovitu ± turmalínu majú veľkosť 0,1–0,2 mm, ojedinele (kremeň, muskovit) dĺžku až 0,4 mm. V rámci podstatných minerálov klesá ich modus v poradí: sericit, muskovit, kremeň, leukoxenizovaný titanomagnetit, hematit. Nepodstatne je zastúpený

bituminózný komponent, akcesorický klastický turmalín, neoblasty turmalínu, titanitu a muskovitu.

Oligomiktné metakonglomeráty sú typicky vyvinuté na severovýchodných svahoch Bystrej. V strmo na Z–JZ uklonenej foliácii strižnej zóny tvoria šošovkovite budinované telesá s hrúbkou m–10 m. Ich kremenné obliaky majú veľkosť 3–8 cm a sú výrazne elongované vo foliačných plochách horniny. Bazálna psamitická hmota má zloženie drôb.

Metaklastiká vrchného karbónu pri severovýchodnom okraji kryštalinika Čiernej hory obsahujú materiál zo všetkých podložných litostratigrafických jednotiek kryštalinika (JACKO, 1975; KORIKOVSKIJ et al., 1990), čo potvrdzuje obalový charakter súvrstvia. Z jeho menej tlakovo metamorfovaných úsekov bola preukázaná teplota alpínskej metamorfózy v rozpätí 200–300 °C.

Perm veporika Čiernej hory

Na rozdiel od vrchného karbónu permské súvrstvia tvoria sv. a jz. okraj kryštalinika. Ich styk s podložnými i nadložnými litostratigrafickými celkami je v oboch úsekoch tektonizovaný. Súvrstvie je intenzívne tlakovo metamorfované, najmä pri sv. okraji kryštalinika, pozdĺž strižnej zóny Bystrej, v úseku Sľubica–Roháčka–Bystrá–Holý hrbok. Jeho mylonity sa podieľajú na geologicky i štruktúrne zložitej, cca 300–700 m širokej zóne tektonitov, vyvinutej na styku kryštalinika s obalovou sekvenciou. Jej spoločným znakom je strmý (70–80°) úklon foliácie hornín na J–JZ.

Pri jz. okraji kryštalinika, v úseku Železník – Hoľa – bývalá železničná stanica Košické Hámre – severné svahy Sivca a v Črmeľskej doline (severovýchodne od Diany) má perm bazálneho súvrstvia odlišný vývoj. Začína sa súvislým horizontom svetlých sivofialových a zelenofialových mylonitizovaných arkózovitých pieskovcov dm hrúbky. Smerom do nadložia v ňom pribúdajú sýto fialové až zelenofialové fylitické bridlice a zelené bridlice s lokálnymi intrafoliačnými telesami fenometaandezitov dm–m hrúbky.

Kontinentálne, v prevahe hruboklastické sedimenty sú súčasťou obalu kryštalinika Čiernej hory a Sľubice. Korelovali sme ich s mladopaleozoickým obalom severného veporika – ľubietovskej zóny (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988), s brusnianskym a predajnianskym súvrstviem v zmysle členenia VOZÁROVEJ (1979).

Vek nebol dosiaľ biostratigraficky doložený. Na základe superpozície a litologického vývoja sa považujú za perm (?spodný – vrchný perm).

75 metamorfované, prevažne zelené bridlice s vložkami feno-metaandezitov a ich pyroklastík

Sú vyvinuté výlučne pri jz. okraji veporického kryštalinika Čiernej hory v úseku Hoľa – bývalá železničná stanica Košické Hámre–sv. svahy Sivca a v Črmel'skej doline – sv. od loveckej chaty Diana. Tento výrazne tlakovo metamorfovaný horizont s hrúbkou 30–70 m tvorí v prvom úseku bazálnu časť permského súvrstvia a lokálne obsahuje polohy mylonitizovaných arkózovitých pieskovecov (bývalá železničná stanica Košické Hámre), resp. polymiktných metakonglomerátov (sz. rászoča Sivca), ktoré ležia prevažne priamo na kryštaliniku.

Zelené bridlice sú tlakovo metamorfovaným ekvivalentom extruzívnych produktov intermediárneho permského vulkanizmu. Laterálne i vertikálne pozvoľna prechádzajú do peliticko-psamitických metasedimentov tohto horizontu. Typicky sú zastúpené pri bývalej železničnej stanici Košické Hámre v polohe hrubej 25–40 m.

Ide o laminované i tenkodoskovité sivozelené horniny s lepidogranoblastickou štruktúrou, ktoré väčšinou zodpovedajú chloritovo-kremenným epidotickým bridliciam s modálnymi reláciami: epidot–kremeň–chlorit–rudný komponent–kalcit–leukoxén. Bežné sú i medzifoliačné šmuhovito hniezdovité agregáty chloritu, kremeňa a leukoxénu, resp. chloritu-epidotu, kalcitu a kremeňa, kalcitu, chloritu. Sporadicky zachované kryštaloklasty plagioklasov a amfibolu majú zrnitosť 0,05 až 0,5 mm. Zrnitosť základnej hmoty neprevyšuje 0,0X mm.

Tab. 12 Modálne zloženie permských vulkanitov (JACKO, 1981) (%)

	1	2	3	4
výrastlice kremeňa	7,1	6,3	4,9	–
výrastlice plagioklasu	8,4	21,5	8,9	7,1
výrastlice K živcov	2,4	1,5	3,9	–
výrastlice biotitu	0,3	4,5	1,4	–
akcesórie	0,8	0,1	0,1	+
rudné minerály celkove	1,8	2,4	3,5	+
titanomagnetit	+	+	+	28,5
hematit	+	+	+	6,3
chlorit	+	+	+	3,2
epidot	–	–	–	0,3
karbonáty	–	–	–	0,2
základná hmota	79,2	63,7	77,30	54,4

1 – paleoryolit, Veľká Lodina, Na Dedkovu, sv. od obce; 2 – paleoryolit, Veľká Lodina, Na Dedkovu, sv. od obce; 3 – paleoryolit, Veľká Lodina, v. strana vrchu, Somáre; 4 – feno-metaandezit, Veľký Folkmar, začiatok úžľabiny, Železník

Svetlosivozelené tenkodoskovite odlučné feno-metaandezity tvoria medzi-foliačné polohy dm–m hrúbky v zelených bridliciach širšej oblasti Hole, resp. na sv. svahoch Sivca. Fenokrysty temer výlučne zastupujú často glomeroporfyrické, resp. ofitické plagioklasy (An_{32-36}) so zrnitosťou 0,3–0,9 mm, max. 1,0–2,2 m. Ojedinele sú prítomné pseudomorfozy po amfibole a kremeňom, chloritom i epidotom vyhojené kaverny s rozmermi 0,8–1,0 mm (JACKO, 1981). Plagioklasy (A_{22-26}) reliktné intersertálnej základnej hmoty so zrnitosťou 0,05–0,09 mm intenzívne zatláča kremeň, sericit a leukoxén. Spolu s chloritom, titanomagnetitom a hematitom tvoria nepravidelné hniezda vo foliácii horniny.

74 metamorfované ryolity-dacity, andezity

Tvoria smerne vykliňujúce sa telesá uprostred hruboklastických sedimentov. Majú fialovú, prípadne tmavofialovú farbu. Sú afanitickej textúry, miestami drobnoporfyrické, s výrastlicami veľkosti max. 1–2 mm. Na základe chemického zloženia prevládajú dacity a dacity–andezity s menším podielom ryolitov. Fenokrysty sú tvorené kremeňom, plagioklasom (oligoklas–andezín) a biotitom. Tvoria približne 20–30 % z objemu horniny. Základná hmota je blastofelzitová, menej často hyalopilitová, bohatá na hematitový pigment.

Príkladom modálneho zloženia je vulkanit z doliny Sopotnice (ČH-9/81a):

Kremeň	Plagioklas	Alkalický živec	Biotit	Blastofelzitový matrix
6 %	16 %	0,5 %	8,5 %	69 %

73 polymiktné metazlepence, sivé a fialové bridlice s polohami ryolitovo-dacitových vulkanoklastík, menej ryolitov-dacitov a andezitov

Drobné- až strednozrné polymiktné metazlepence majú litologické znaky charakteristické pre štrkové alúviá zdivočených riek. Gradačne, prípadne šikmo zvrstvené vrstvy hrúbky 1–2 m, striedajúce sa mnohonásobne nad sebou, majú erozívne kontakty s hojnými erozívnymi intraklastmi červených bridlíc na báze. Všeobecným znakom je nerovnomerná hrúbka vrstiev a ich vykliňovanie na krátku vzdialenosť. Plytké erózne kanály sú vyplnené dnovými sedimentmi s dobre opracovanými obliakmi s náznakmi imbrikácie. Lavice relatívne dobre vytriedených zlepcov s obliakovou podpornou štruktúrou sa striedajú s masívnymi neusporiadanými zlepcami s podpornou štruktúrou matrixu. V celom komplexe tvoria fialovočervené bridlice len značne autocyklicky erodované relikty pôvodných povodňových sedimentov. Sú štruktúrne nezrelé, s prímiesou

hrubého detritu. Obliakový materiál je v prevahe slabo opracovaný, zložený z kremeňa, zo synsedimentárnych vulkanitov a vulkanoklastík a z granitoidov.

Súčasťou horizontu sú telesá acidných až intermediárnych vulkanitov a vulkanoklastík. Vulkanoklastický materiál sa v rôznom pomere mieša s nevulkanickým arkózovým detritom. Vulkanoklastiká dosahujú najčastejšie pieskovú zrnitosť. Sú zložené z kryštalo- i litoklastov s vitroklastickým matrixom.

Modálne zloženie vulkanoklastík je uvedené na príklade dacitového tufu z Veľkej Lodiny:

Kremeň	Plagioklas	Alkalický živce	Biotit	Úlomky z vulkanitov	Vitroklastický matrix
5 %	11 %	3 %	4 %	30 %	47 %

Ojedinele boli zistené textúry charakteristické pre spečené tufy.

72 sivozelené, sivofialové arkózové metadroby, zlepenec, bridlice

V prevahe veľmi hrubozrnné a hrubozrnné pieskovce obsahujú len polohy ostrohranného alebo čiastočne opracovaného obliakového materiálu. Hrubé úlomky sú tvorené ryolitovo-dacitovými vulkanitmi a vulkanoklastikami, kremeňom a granitoidmi. Cyklickú stavbu dokumentujú mnohonásobne sa nad sebou opakujúce malé asymetrické cykly typu „fining-upward”. V rámci vrstiev je možné pozorovať gradačné, horizontálne a tabulárne, prípadne korytové šikmé zvrstvenie.

Pieskovce svojím zložením zodpovedajú arkózovým a živcovým metadrobám (tab. 13). Živce tvoria okrem kremeňa najvýznamnejšiu časť detritu, pričom zväčša prevládajú plagioklasy nad draselnými živcami. Vo variabilnom množstve (2–7 %) je prítomný vulkanoklastický detrit.

Bridlice fialovej a fialovočervenej farby sú štruktúrne nezrelé, s prímiesou hrubých zŕn až okolo 30 %. Tvoria vrchné časti malých aluviálnych cyklov.

Predajnianske súvrstvie; türing

71 sivé a sivozelené metamorfované pieskovce a bridlice, miestami vložky zlepenčov (200 – 300 m)

V komplikovanej alpínskej stavbe je toto súvrstvie obvykle tektonicky redukované. Sedimenty predajnianskeho súvrstvia majú pomernu dobre vyvinutú vrstevnatosť s vrstvami strednej hrúbky (20–40 cm), s ostrými vzájomnými kon-

Tab. 13 Modálne zloženie pieskovcov brusnianskeho súvrstvia (%)

	21/80	19/80B	19/80A	ČH-1/81	ČH-10/81	ČH-12/81	S-20 82,5 m	S-20 98,5 m	ČH-13/81
kremeň	29	26	25	43	31,5	44	40	43,5	25
plagioklas	19	8	5,5	18	16	8	28	23	19
alkalický živec	7	8	7	8	15	10	3	5,5	13
klastická slúda	0,5	3	0,5	4	2	1	5	7	5
úlomky magm. hornín	3	4	19	0,5	—	—	—	—	—
úlomky vulk.	12,5	st.	st.	2,5	5,5	7	4	2	14
základná hmotá	29	51	43	24	30	30	20	19	24

- 21/80 Ovčie – Lazík, v. od kostola sv. Anny
19/80B Ovčie – Lazík, Vyšná dolina, jv. od kóty 571 m
19/80B Ovčie – Lazík, profil Vyšná dolina
ČH-1/81 Ruské Pekľany – Obišovce, jv. od kóty 274 m
ČH-10/81 dolina Sopotnice, zárez cesty z. od kóty Tlístá
ČH-12/81 dolina Sopotnice, zárez cesty z. od kóty Tlístá
vrt S-20, hĺbka 82,5 m
v rt S-20, hĺbka 98,5 m
ČH-13/81 Obišovce, zárez cesty oproti závodu

Tab. 14 Modálne zloženie piesčitých bridlíc brusnianskeho súvrstvia (%)

	1	2
klastický kremeň	2,8	8,4
klastické živce	5,7	7,0
klastický muskovit	0,6	0,7
klastický biotit	–	0,3
opakové minerály	5,2	0,1
základná hmota vcelku	85,7	83,5

1 – Miklušovce, 600 m jjz. od kóty 693,5 m Okrúhle

2 – Miklušovce, 900 m jv. od kóty 693,5 m Okrúhle

taktmi, miestami s prejavmi cyklického striedania pieskovcov a bridlíc. Maximálna hrúbka predajnianskeho súvrstvia nepresahuje v dôsledku tektonickej redukcie 200–300 m. I keď hranice voči nadložíu i podložíu sú zväčša tektonizované, predpokladá sa jeho konformné uloženie na podložnom brusnianskom súvrství a jeho diskordantné prekrytie nadložným lúžňanským súvrstvím.

Na zložení sedimentov predajnianskeho súvrstvia sa okrem granitoidového a epiklastického ryolitovo-dacitového detritu podieľa i materiál pochádzajúci z metamorfovaných hornín. V zlepcoch boli zistené úlomky muskovitových metakvarcitov, svorov, svorových pararúl, ryolitovo-dacitových vulkanitov, kremeňa, vzácne i hornín bohatých na turmalín. Zloženie pieskovcov je variabilné (tab. 15). Petrograficky zodpovedajú arkózovým až litickým drobám. Okrem kremeňa, plagioklasov a alkalických živcov boli medzi klastickými zrnami zistené úlomky ryodacitov a andezitov felzitovej a hyalopilitovej textúry, tiež úlomky pochádzajúce z aplitov, metakvarcitov, svorov a svorových pararúl. V asociácii ťažkých minerálov prevládajú zirkón, turmalín, rutil, apatit, opakové minerály.

Tab. 15 Modálne zloženie pieskovcov predajnianskeho súvrstvia (v %)

	20/80	ČH- 5/81	ČH- 3/81	ČH- 7/81	S-20 134,2 m	S-20 175,2 m	S-20 200,3 m	S-20 242,6 m
kremeň	35	44	22,5	35,5	52	51	43	46
plagioklas	st.	8	st.	14	4	1,5	13	13
alkal. živec	st.	10	st.	10	4	11,5	8	15
klast. sfúdy	5	2	25	1,5	–	6	3,5	1
úlomky vulkan.	10	5	1,5	13	7	1	1,5	0,5
úlomky metam.	9	2	10	–	–	–	–	
zákl. hmota	41	29	41	26	33	29	31	24,5

20/80	Ovčie – Lazík, Vyšná dolina, 500 m v. od kóty 571 m
ČH-5/81	Kysak, v doline j. od kóty Hrad
ČH-3/81	zárez cesty Ruské Pekľany – Obišovce, pri železničnom nadjazde
ČH-7/81	od Kysaku, 500 m jv. od kóty Hrad
vrst S-20, hĺbka 134,2 m	
vrst S-20, hĺbka 175,2 m	
vrst S-20, hĺbka 200,3 m	
vrst S-20, hĺbka 242,6 m	

Sedimenty predajnianskeho súvrstvia sú výrazne tlakovo deformované, so slabo rekryštalizovaným, pôvodne ílovito-piesčitým matrixom. Asociáciu novotvorených minerálov reprezentuje predovšetkým kremeň a jemne šupinkovitý sericit. Miestami sa s nimi asociuje kalcit. Tvorí osamotené klence alebo vláknité agregáty v tlakových tieňoch za väčšími klastmi.

Mezozoikum

Trias

70 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, lokálne s vložkami pestrých bridlíc; spodný trias (max. 100 m)

Vystupuje spravidla v priamom nadloží korytnianskeho a predajnianskeho súvrstvia. Tiahne sa v pruhu od Dúbravy smerom na východ, na Suchý hrb, Brezovú, ďalej v tenkom, silno rozsegmentovanom pruhu po sv. svahoch Čiernej hory, od vrcholu Čiernej hory smerom na Bystré pri Klenove, Miklušovce, smerom na JV, kde tvorí vrcholy Tlstej a Ostrej. Ďalej sa stáča na juh k Lemešanom a väčšie plochy tvorí v okolí Kysaku. Menšie výskyty sú v okolí Kavečian a ďalšie malé izolované šošovky vytvára v okolí Malej Lodiny a Kluknavy (obr. 3).

Tvorí spodnú časť mezozoického sedimentárneho cyklu. Bazálnu časť tvoria prevažne hrubozrnné kremence až konglomeráty, často s výrazným gradačným zvrstvením. Tie prechádzajú zväčša do svetlosivých a ružových lavicovitých (10–100 cm) kremencov, kremitých pieskovcov, miestami arkóz. Maximálna hrúbka súvrstvia je 100 m.

Z mineralogického hľadiska sú kremence tvorené angulárnymi úlomkami kremeňa, ktoré predstavujú 85–95 %. Nestabilnú zložku zastupujú predovšetkým K živce, pridávajú sa Ca-Na živce, muskovit, resp. sericit, vybielený biotit, zriedkavo chlorit. Akcesorické minerály zastupuje prevažne zirkón, ojedinele je prí-

tomný rutil. Základná hmota je rekryštalizovaná, kremito-sericitická, tmel je kremitý. Vo vrchnej časti sa vo vyššej miere uplatňuje pelitická zložka vo forme pestrých bridlíc.

69 pestré ílovité, ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremencov; spodný trias (max. 20 m)

Vyvíja sa priamo z podložného lúžňanského súvrstvia. Litologicky ho tvoria predovšetkým pestré, červené, fialové ílovité, ílovito-piesčité bridlice. Obsahuje pomerne časté vložky, vrstvičky červených, veľmi jemnozrnných kremencov a kremitých pieskocov. Pri Veľkej Lodine FUSÁN et al. (1954) zistili v bridliciach drobnú polohu sadrovca. Hrúbka tohto súvrstvia nepresahuje cca 20 m.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit s výrazne dispergovanými koloidmi Fe, pristupuje sericit, aleuritické úlomky kremeňa. Kremence sú tvorené na 70–85 % úlomkami angulárnych zrn kremeňa, prevažne frakcia pod 1,5 mm. Nestabilný komponent tvoria ojedinelé K živce a predovšetkým Ca-Na živce, pomerne vysoké zastúpenie má sericit a biotit. Základná hmota je ílovito-sericitická, tmel je kremitý.

68 gutensteinské vápence; anis (15–20 m)

Gutensteinské vápence vystupujú len vo veľmi obmedzenom rozsahu v nadloží spodnotriasových ílovcov vo forme šošoviek s hrúbkou 15–20 m. Nachádzajú sa iba na j. svahu kóty Rajtopíky a na sútoku Belej s Hornádom pod hladinou ružínskej priehrady (JACKO, 1975).

Sú to prevažne tmavosivé až čierne lavicovité (10–30 cm) vápence s vložkami svetlejších dolomitov a dolomitických vápencov, hlavne vo vrchnej časti. Sú značne postihnuté tlakovou deformáciou.

Vápence majú prevažne biomikritickú štruktúru s nízkou frekvenciou organických zvyškov, ktoré sú tvorené prevažne krinoidovými článkami, ostrakódmi, ojedinělými zle zachovanými foraminiferami a peletami.

Vekovo zodpovedá súvrstvie „per analogiam” anisu (BYSTRICKÝ, 1983).

67 ramsauské dolomity; ladin (max. 200 m)

Ramsauské dolomity predstavujú najrozšírenejšie súvrstvie mezozoika v Branisku a v Čiernej hore. Je rozšírené hlavne j. od sedla Chvalabohu (Branisko) a tvorí masív Rajtopíkov, tiahne sa po severných svahoch Čiernej hory od Hrabkova až po Drienovskú Novú Ves, vytvára veľké plochy v okolí Veľkej Lodiny a východne od Hornádu od Lemešian po Družstevnú nad Hornádom.

V bazálnych častiach súvrstvia sú často polohy dolomitových brekcií, resp. brekciovitých dolomitov. Tie nepresahujú spravidla hrúbku 1–1,5 m. Litologicky sú to prevažne tmavosivé, zväčša lavicovité (10–100 cm), prevažne mikrokryštalické, celistvé, často pórovité dolomity.

Z organických zložiek obsahujú predovšetkým vápnité riasy. Najväčšie výskyty sú j. od Hrabkova, v záreze lesnej cesty vedúcej na Hradisko. Odtiaľ už BYSTRICKÝ a BIELY (1964) uvádzajú *Diplopora annulata* (SCHAFH.), ktorú aj neskôr potvrdil BYSTRICKÝ. Táto markerová mikrofosília potvrdzuje vek súvrstvia ladin. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s úlomkami krinoidových článkov, rias, s detritom lamelibranchiátov, gastropódov. Prevažná časť dolomitov je v dôsledku tlakovej metamorfózy výrazne rekryštalizovaná.

Časť izolovaných dolomitov, ako napr. sz. od priesmyku Chvalabohu (Branisko), izolované bralo j. od Širokého a z. od Ľubovca, pre nedostatok stratigrafických dôkazov a viac-menej izolované vystupovanie považujeme za stredno-vrchnotriasové.

66 lunzké vrstvy: tmavé ílovité bridlice s lavicami pieskovcov; spodný karn–jul (max. 20 m)

Lunzké vrstvy vystupujú v priamom nadloží ramsauských dolomitov. Sú vyvinuté len rudimentárne a odkryté len vo veľmi obmedzenom rozsahu j. od Rudníka, v Hrabkovskej doline a v niekoľkých izolovaných drobných šošovkách v okolí Veľkej Lodiny. Maximálna hrúbka súvrstvia nepresahuje 20 m.

Litologicky sú to tmavosivé, hnedosivé, zelenkasté ílovité, ílovito-piesčité bridlice, ktoré tvoria prevažne spodné časti súvrstvia. Vo vrchnej časti súvrstvia sa objavujú vložky a hrubšie polohy hnedosivých a sivých veľmi jemne zrnitých pieskovcov.

Z petrografického hľadiska bridlice tvorí prevažne illit, úlomky angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie dosahujú miestami až 15 %, ojedinelý je sericit. Pieskovce sú tvorené úlomkami angulárneho kremeňa v množstve 50–75 %, veľkostnej kategórie do 1,5 mm. Pristupujú Ca-Na a K živce, sericit, biotit, ojedinelý je chlorit. Akcesórie zastupuje prevažne zirkón, ojedinele rutil.

Vek súvrstvia na základe biostratigrafickej analýzy PLANDEROVEJ in POLÁK a PLANDEROVÁ (1987) je spodný karn–jul.

65 hlavný dolomit; vrchný karn–spodný norik (max. 80 m)

Hlavný dolomit vystupuje v nadloží lunzkých vrstiev v malom rozsahu j. od Rudníka. Tvoria ho svetlosivé celistvé jemnokryštalické, rekryštalizované, prevažne hrubolavicovité až masívne dolomity. Ich pravá hrúbka nepresahuje 80 m.

Mikrofaciálne ide o sparity bez akýchkoľvek organických zvyškov.

Obr. 3 Litostratigrafická tabuľka schéma severného veporika Braniska a Čiernej hory
 Zostavili: POLÁK – JACKO – VOZÁROVÁ, 1996

STRATIGRAFIA		LITOLÓGIA	BRANISKO	ČIERNA HORA	
M E Z O Z O I K U M	M A L M	TITÓN			
		KIMERIDŽ			
		OXFORD			
		KELOVEJ		BIELE, RUŽOVÉ DOSKOVITÉ BRIDLIČNATÉ VÁPENCE, MRAMORIZOVANÉ VÁPENCE 10 m MIESTAMI AŽ MRAMORY 10 m	
			BAT		
		BAJOK		PESTRÉ, RÁDIOLÁRIOVÉ, DOSKOVITÉ MRAMORIZOVANÉ VÁPENCE, RÁDIOLARITY, VLOŽKY PESTRÝCH BRIDLÍC max. 30 m	
		ÁLEN			
		TOARK		ALLGÄUSKÉ VRSTVY max. 80 m Mn BRIDLIČE 10 m	
			DOMÉR		
		KARIX		TMAVOSIVÉ AŽ ČIERNE PIESČITO- -KRINOIDOVÉ VÁPENCE S VLOŽKAMI TMAVÝCH BRIDLÍC max. 80 m	SVETLOSIVÉ, RUŽOVÉ, KRINOIDOVÉ VÁPENCE max. 30 m
	LOTARING				
	SINEMŮR			SIVÉ, DOSKOVITÉ VÁPENCE S ROHOVCAMI, ÍLOVITÉ BRIDLICE, SLIEŇOVCE	
	HETANŽ				
	J U R A	RÉT		KÖSSENSKÉ VRSTVY BIELE MRAMORIZOVANÉ VÁPENCE 10 m 20-30 m	
		NÖRIK		KARPATSKÝ KEUPER (METAMORFOVANÝ) max. 80 m	
		KARN		HLAVNÝ DOLOMIT 0-50 m	
				LUNZKÉ VRSTVY 20 m	
		LADIN		RAMSAUSKÉ DOLOMITY MIESTAMI S BRIDLICAMI 100-200 m	
		ANIS		GUTENSTEINSKÉ VÁPENCE 0-50 m	
	SKÝT		PESTRÉ ÍLOVITO-PIESČITÉ BRIDLICE, POLOHY SÁDROVCA LÚŽŇANSKÉ SÚVRSTVIE max. 50 m		
P E R M	vrch.	TÜRING	KORYTNIANSKE SÚVRSTVIE VEĽMI HRUBOZRNNÉ METAARKÓZY, ARKÓZOVÉ METAZLEPENCE 70-150 m	PREDAJNIANSKE SÚVRSTVIE FYLITICKÉ BRIDLICE, METADROBY, METAZLEPENCE 150 m	
		SAXÓN		BRUSŇIANSKE SÚVRSTVIE METAARKÓZY, METARYODACITY A ICH VULKANOKLASTIKÁ max. 500 m	
	spodný	AUTUN			
		vrchný	STEFAN		SIVÉ METADROBY, FYLITY, MENEJ OLIGOMIKTNÉ METAZLEPENCE max. 300 m
	WESTFÁL				
	NAMŮR				
	VISÉN				
	spodný	TURNÉN			
	P A L E O Z O I K U M	DEVÓN		KOMPLEX PATRIE SVETLÉ APLITOIDNÉ GRANITY, MIGMATITY S RELIKTMI METAMOR- FITOV GRANULITOVEJ FÁCIE, Gr+ Bt, Gr+ Bt+ Siil RULY, ENKLÁVY GRANULITOVÝCH RŮL, AMFIBOLITY STREDNO- A HRUBOZRNNÉ, MIESTAMI GRANÁTICKÉ HRUBOZRNNÉ AMFIBOL+ BIOTITOVÉ A BIOTITOVÉ GRANODIORITY viac ako 1000 m	I. LODINSKÝ KOMPLEX DIAKTORIZOVANÉ RULY, SVORY, AMFIBOLITY II. MIKLUŠOVSKÝ KOMPLEX AMFIBOLITY, DIAKTORIZOVANÉ RULY, MIGMATITY, APLITOIDNÉ GRANITY III. KOMPLEX BUJANOVEJ PYROXENICKÉ AMFIBOLITY, AMFIBO- LOVCE, AMFIBOLITY, MIGMATITY, MIGMATITY S XENOLITMI RŮL, HYBRIDNÉ GRANITOIDY A TONALITY, BIOTITICKÉ GRANODIORITY, AUTOMETAMORFOVANÉ GRANITY
		SILŮR			
ORDOVIK					
KAMBIUM					

Na základe ich postavenia vo vrstevnom slede v nadloží lunzkých vrstiev usudzujeme, že stratigrafické postavenie hlavného dolomitu je vrchný karn.

64 sivé lavicovité dolomity; stredný–vrchný trias (max. 80 m)

Tieto dolomity vystupujú izolovane na niekoľkých miestach v okolí Dúbravy a sz. od sedla Chvalabohu (Branisko).

Litologicky ide o sivé, tmavosivé hrubolavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, jemnokryštalické až cukrovité, často brekciovité. Miestami sú silno pórovité, póry sú zväčša po vylúhovaných organických zvyškoch.

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, je veľmi obťažné ho stanoviť pre nedostatok paleontologického materiálu a neprítomnosť iných litostratigrafických jednotiek v podloží, resp. v nadloží, ktoré by mohli napomôcť ich zaradenie. Preto ich v týchto prípadoch zaraďujeme do stredného–vrchného triasu.

63 karpatský keuper; norik (max. 80 m)

Karpatský keuper je rozšírený v Branisku j. od sedla Chvalabohu (Branisko) v niekoľkých šošovkách. V Čiernej hore tvorí súvislejšie polohy na jz. svahoch, v. od Hole, Bradla a ďalej na V až po Čečetovú a v severnej časti v okolí Hrabkova.

Tvorí ho súvrstvie pestrých (červených, fialových, zelených) ílovcov, íloviťých bridlíc s vložkami a polohami sivožltých lavicovitých dolomitov. Na mnohých miestach dolomitová zložka je v prevahe nad ílovcami, napr. v Hrabkovskej doline. Len ojedinele sa nachádzajú tenké polohy a vložky jemnozrnných pieskocov až kremencov. Súvrstvie karpatského keuperu, predovšetkým (jeho) plastická zložka, je veľmi intenzívne tlakovo metamorfované, prevrásnené.

Vo výbrusovom materiáli sa nachádzajú novotvorené minerály, predovšetkým sericit. Dolomity sú tvorené predovšetkým mikritmi bez prítomnosti akýchkoľvek organických zložiek.

Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 80 m.

Z hľadiska veku súvrstvie karpatský keuper na základe postavenia vo vrstevnom slede a analógie zaraďujeme do norika.

V nadloží karpatského keuperu na jz. svahu Rudníka sú prítomné dve šošovky svetlosivých až bielych, silno mramorizovaných vápencov až mramorov kryštalickej štruktúry. Je veľmi pravdepodobné, že tieto vápence patria k najspodnejšej časti rétu.

62 kössenské vrstvy; rét (max. 30 m)

Kössenské vrstvy sú vyvinuté len v oblasti Hrabkova. Tvoria úzky pruh tiahnuci sa od doliny Banské až po západný okraj obce.

Litologicky ich tvoria tmavosivé, čierne, v spodnej časti slabo slienité lavicovité (20–60 cm) vápence s vložkami čiernych slienitých bridlíc. Táto časť prechádza do organodetritických až lumachelových vápencov, lavicovitých a hrubolavicovitých. V nich sa našlo niekoľko exemplárov brachiopódov *Rhaetina gregaria* (Suess). Pristupuje niekoľko lavičiek tvorených výrazne oolitickými vápencami. V najvyšších častiach sa nachádzajú vápence obsahujúce koraly *Thecosmilia clathrata*. Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje 30 m.

Mikrofaciálne ide o biomikrity, menej biomikrosparity. Organická zložka je výrazne zastúpená detritom lamelibranchiátov, gastropódov, veľmi časté sú úlomky krinoidových článkov, často aj koralov. Prevažná časť organického detritu je výrazne opracovaná, takže mikrofaciálne je to charakteristická fácia kössenských vrstiev. Časté sú mikrooolitické štruktúry. Oolity vo veľkej väčšine vznikajú na jadre tvorenom úlomkami organizmov, len zriedkavo je v jadre úlomok kremeňa. Klastickú prímes tvoria úlomky aleuritického kremeňa.

Na základe paleontologických dôkazov a postavenia vo vrstevnom slede zaraďujeme kössenské vrstvy z hľadiska veku do najvyššieho triasu – rétu.

J u r a

Jurské sedimenty sú pomerne dobre odkryté jz. od sedla Chvalabohu (Branisko), v malom sedle pod televíznym vykryvačom na Rudníku, j. od osady Pod Braniskom, v Hrabkovskej doline. Pri jv. okraji Čiernej hory, na styku s gemerikom, tvoria súvislý pruh od Hole cez Sivec, Vysoký vrch až po sz. okraj Košíc.

61 sivé, čierne krinoidové a krinoidovo-piesčité rohovcové vápence; modrosivé, béžové doskovité vápence s rohovcami; slienité laminované metamorfované vápence; hetanž – sinemúr (max. 80 m)

Sú odkryté jz. od priesmyku Chvalabohu (Branisko), j. od osady Pod Braniskom, v Hrabkovskej doline a v okolí Spáleného vrchu.

Bazálne časti súvrstvia tvoria tmavosivé až čierne silno piesčité a krinoidové lavicovité (20–25 cm) vápence. V oblasti osady Pod Braniskom sú vápence silno prekremenené a pomerne často obsahujú hľuzy čiernych silicítov. V tejto oblasti sú vápence mimoriadne silno tektonicky prepracované, zvrásnené, vytvárajú časté ležaté vrásky.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparsity s vysokým podielom biodetritu, úlomkami krinoidových článkov, lámelibranchiátov, brachiopódov, foraminifer a ostňov ježoviek. Klastická prímes je zastúpená úlomkami angulárnych zrn kremeňa s veľkosťou 0,01–2 mm. V niektorých rezoch jeho obsah dosahuje 10 až 20 %, čo vyjadruje do určitej miery aj chemická analýza z bodu Br 113d/83:

CaO	38,44 %	Al ₂ O ₃	1,81 %
MgO	1,03 %	Fe ₂ O ₃	0,94 %
SiO ₂	26,39 %	Na ₂ O	0,20 %
K ₂ O	0,26 %	nerozp. zvyšok	28,38 %

Vápence sú výrazne tlakovo metamorfované, stavebné zložky sú pravidelne lineárne usmernené.

Silicity sú zastúpené dvoma typmi. V zmysle PETRÁNKA (1963) sú to kryptogénne silicity a spongolity. Spongolity tvoria 30–40 % silicitov. Sú tvorené na 60–80 % silicifikovanými ihlicami húb. Časť axónov býva kalcifikovaná. Spora-dicky sú prítomné rádiolárie. Základnú hmotu spongolitov tvorí kryptokryštalický chalcedón. Okrem rozptýleného reziduálneho karbonátu obsahuje hornina hojné, idiomorfne obmedzené klenca karbonátov.

V oblasti Hrabkova (Beňov Laz a Hrabkovská dolina) v nadloží tmavých krinoidových vápencov vystupujú sivé, hnedosivé a ružové krinoidové hrubolavi-covité až masívne vápence, ktoré prechádzajú do sivoružových, miestami škvrni-tých slabo krinoidových vápencov. V týchto vrchných polohách sa nachádzajú evinospongiové štruktúry. Ide o čisté vápence, čo potvrdzuje aj chemická analýza.

CaO	54,23 %	Al ₂ O ₃	0,24 %
MgO	0,93 %	Fe ₂ O ₃	0,19 %
SiO ₂	0,58 %	Na ₂ O	0,21 %
K ₂ O	0,02 %	TiO ₂	0,07 %

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biomikrity, resp. biomikro-sparity. Organickú zložku zastupuje najmä krinoidová mikrofácia s rozdielnym kvantitatívnym podielom 30–80 %. Z ostatných zložiek pristupuje detrit lameli-branchiátov, brachiopódov, ihlíc húb, ostne ježoviek. Klastická prímies vo forme úlomkov kremeňa je veľmi nízka, do 1 %, zväčša aleuritovej kategórie. Na roz-diel od identického súvrstvia v Branisku sa tu vyskytujú prejavy tlakovej meta-morfózy len mierne, alebo vo väčšine materiálu sa ani neprejavujú. Naj-pravdepodobnejšie sa táto časť nachádzala v tzv. tektonickom tieni.

Komplexne na základe fauny, ktorú uvádza RÖSING (1947) z Hrabkovskej do-liny bez bližšej lokalizácie, a to *Coroniceras conybeari* (SOW.), *Chlamys textoria* (SCHLOTH.), *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Cardinia conia* (SOW.), tieto spodné časti súvrstvia vekovo zodpovedajú stratigrafickému rozpätiu hetanž–sinemúr.

V Čiernej hore sú spodnoliassové sedimenty v čiastočne odlišnom vývoji. V úseku Kavečany –Košice vystupujú jurské súvrstvia v silno redukovanom a rozsegmentovanom pruhu v smere SZ–JV. V dôsledku izosynklinálnej stavby

synklinória Sivca a šupinovitého rozsegmentovania jeho z. ramena viaceré horizonty jurskej sekvencie vystupujú v inverznej pozícii i v nadloží triasových karbonátov.

Ostro, s prevažne tektonizovanou hranicou, nasadajú buď na karpatský keuper, alebo na staršie triasové súvrstvia. Tvoria temer kontinuálny, hoci tektonicky silno členený lem na sv. ramene synklinória Sivca. V inverznej pozícii – v nadloží karpatského keuperu – vystupujú v oblasti Hole, Sivca, vo forme príkrovových okien j. od Kavečian, resp. vo forme pozitívneho – neogénneho duplexu na Viničnej stráni (jz. od Hradovej).

V takmer úplnom vývoji sú narezané štátnou cestou pri sútoku Belej s Hornádom. Začínajú sa tmavomodrosivými laminovanými i tenkodoskovitými, obvykle zbridličnatenými ílovitými vápencami s hrúbkou 20–25 m s centimetrovými vložkami slieňovcov a mm–cm polohami prachovitých ílovitých bridlíc. V zložení ílovitých vápencov prevláda sparitická štruktúra (0,04–0,06 mm) nad šmuhovitými akumuláciami ílových minerálov s obsahom rudného, miestami i bituminózneho komponentu. Akcesorický, klastogénny, miestami rekryštalizovaný kremeň, resp. autigénny albit (An_{03-06}) majú priemernú zrnitosť 0,05 mm. Miestami sa vyskytujú cca 0,2 mm rekryštalizované prierezy fosílií – pravdepodobne krinoidov. S pribúdaním ílovitého komponentu prechádzajú ílovité vápence do slieňovcov.

Prachovité ílovité bridlice okrem ílových minerálov a podstatne zastúpeného jemne dispergovaného bituminózneho komponentu obsahujú zrná i nepravidelné bežné akumulácie pyritu. V aleuritickom detrite prevláda kremeň.

Vyšším členom liasového súvrstvia sú doskovité (krinoidové), v nadloží rohovcové vápence s lokálnymi, rýchlo sa vyklíňujúcimi cm–dm polohami ílovitých bridlíc. Majú hrúbku 15–30 m.

60 ružové doskovité krinoidové vápence; vyšší lias (25 m)

V nadloží vystupujú žltkavé, žltoružové, resp. zelenosivé doskovité vápence s rohovcami. Sú vyvinuté v úseku Čertovík–Veľký Ružinok–Diana a majú veľmi nepravidelnú hrúbku (5–25 m). Rohovce v nich tvoria izolované centimetrové hľuzy, eventuálne súvislejšie, spolu s vápencami detailne prevrásnené a v axiálnom systéme kliváže vrás šošovkovite rozkĺzané polohy (sv. od Diany).

Vápence tvorí mikrokryštalický agregát kalcitu s akcesorickým podielom autigénneho kremeňa, hypidioblastov albitu oligoklasu (An_{7-13}), resp. limonitizovaných pyritových zrn. Ílovitá frakcia, obvykle sprevádzaná amorfným limonitizovaným rudným pigmentom, tvorí vo vápencoch sporadické neostre šmuhy.

Do vyššieho liasu zaraďujeme ružové až ružovofialové doskovité krinoidové vápence. V úseku Hoľa–Spálený vrch sú najrozšírenejším horizontom liasovej

sekvencie s hrúbkou 100–130 m. Obvykle sa pozvoľna vyvíjajú z predchádzajúcej litofácie, sporadicky (južné svahy Hole) aj z modrosivých ílovitých vápencov.

Pôvodná biomikritická štruktúra vápencov je zachovaná len výnimočne. Sú to prevažne biosparity s rôznym podielom krinoidových článkov. Pristupujú úlomky kremeňa, miestami zatlačené kalcitom, a zrná rudného a rekryštalizovaného (sericit) ílovitého komponentu orientované paralelne s vrstevnatosťou. V tektonicky exponovaných úsekoch (Hoľa, Stádló) je navyše prítomný akcesorický chlorit orientovaný diagonálne k vrstevnatosti, resp. 0,1–0,2 mm veľké cednikovitě hypidioblasty albitu (An_{2-5}).

59 algäuské súvrstvie (fleckenmergel): sivé, čierne slienité, miestami škvrnitě metamorfované vápence a bridlice; vyšší lias (max. 100 m)

Súvrstvie je najrozšírenejšie v okolí priesmyku na jz. svahoch Rudníka a v širšom okolí Hrabkova. Vystupuje v nadloží spodnoliasového karbonátového komplexu.

Litologicky ho tvorí alternácia tmavosivých, niekedy čiernych, často slabo slienitých, zvyčajne silno deformovaných zvrásnených vápencov, miestami škvrnitých a tmavosivých až čiernych slabo slienitých bridlíc. Vápence sú často silno rekryštalizované, intenzívne usmernené a často deformované do ležatých vrás malých rozmerov.

Mikrofaciálne ide o biosparity. Väčšina organických zvyškov je silno rekryštalizovaná. Zvyšky zachované len vo fantómoch sú tvorené úlomkami krinoidových článkov, zriedkavo sa zachovali ihlice húb, rádiolárií, silno rekryštalizovaných. Všetky stavebné prvky sú výrazne usmernené. Klastická prímes je zastúpená vo forme angulárnych zrn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Na plochách deformácií sa zachovali novotvorené minerály, predovšetkým šupinky sericitu, ojedinelé sú zrná plagioklasov.

Na jz. svahu Rudníka bola v tomto súvrství lokalizovaná poloha – šošovka Mn mineralizácie. Samotná šošovka manganovej rudy dosahuje dĺžku 8–12 m, hrúbku 1–1,2 m. Hornina je tmavohnedej až čiernej farby s charakteristickou hnedou až hnedofialovou patinou. V nadloží aj v podloží sa nachádzajú polohy tmavohnedých až čiernych manganových bridlíc hrubé 0,5–1 m.

Chemické analýzy zo samotného telesa Mn rudy a z jeho nadložia a podložia vykazujú nasledujúce hodnoty oxidov (chemické analýzy GÚDŠ Bratislava):

v %	Mn 1	Mn 1a	Mn 2
MnO	13,92	22,37	17,98
SiO ₂	36,01	9,54	20,99
Fe ₂ O ₃	3,21	7,29	5,74
Al ₂ O ₃	10,09	1,26	7,17
CaO	14,05	21,63	20,94
MgO	1,45	2,12	1,58

Z mineralogického hľadiska mangánovú rudu tvorí kremeň, illit, smektit, kalcit, mangánokalcit, goethit, rodochrozit a rancieit $(Ca,Mn)Mn_4O_9 \cdot 3H_2O$ (POLGÁRI et al., 1989, 1992; POLÁK, MOLÁK a ŠIRÁŇOVÁ, 1988; POLÁK a ŠIRÁŇOVÁ, 1993).

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 100 m.

Stratigraficky toto súvrstvie na základe postavenia vo vrstevnom slede a analógie v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát zaradujeme do vyššieho liasu.

58 ružové, zelenkavé, biele metamorfované rádioláriové vápence s rohovcami; doger (25 – 30 m)

Tieto vápence vystupujú hlavne v oblasti vodnej nádrže Ružín.

Litologicky sú to svetlé, ružové, často slabo zelenkavé až biele lavicovité (15 až 30 cm) vápence, obsahujúce hľuzy zelených a čiernych silicítov. Obsahujú málo hrubé vrstvičky pevných sivých bridlíc. Súvrstvie dosahuje hrúbku 25–30 m.

Mikrofaciálne ide o biosparity, resp. pseudosparity. Pôvodná štruktúra je zotretá metamorfózou, ktorá sa prejavuje výrazným usmernením stavebných komponentov a ich rekryštalizáciou. Z organických zvyškov sa zachovali vo forme fantómov rádiolárie.

Vekovo zaradujeme toto súvrstvie na základe postavenia vo vrstevnom slede do dogeru.

57 zelenkavé, ružové a biele metamorfované a mramorizované vápence, mramory, miestami s rádiolaritmi; doger–malm (do 20 m)

Vystupujú v malom rozsahu j. od sedla Chvalabohu (Branisko) v malých bralách v oblasti Hrabkova a vo veľmi malom rozsahu v oblasti vodnej nádrže Ružín.

Litologicky ich tvoria svetlo- a tmavozelené, vo vrchných častiach ružové a biele, silno metamorfované a často mramorizované vápence, miestami prechádzajúce do čistých mramorov. Zvyčajne sú lavicovité (10–25 cm), vrstevné plochy sú silno zvlnené. Celé súvrstvie javí známky intenzívneho tlakovo metamorfovaného prepracovania. Často obsahujú hľuzy zelených rádiolaritov, ktoré sú taktiež výrazne usmernené v smere bridličnatosti. Na tomto rigidnom materiáli sú výrazne vyvinuté klivážne plochy.

Mikrofaciálne sú to biosparity, resp. pseudosparity. Väčšia časť horniny je silno rekryštalizovaná, so zachovanými fantómami po rádioláriách a ojedinelé sú úlomky iného biodetritu. Všetky tieto komponenty sú výrazne usmernené.

Ojedinele sa nachádzajú zrnká angulárneho aleuritického kremeňa. Silicity patria do skupiny rádiolaritov, sú v nich zachované prevažne kalcifikované a silicifikované rádiolárie. Celá hornina je intenzívne zvrásnená a prepracovaná s množstvom mikrovrás, strižných plôch atď. (POLÁK, 1987).

Na základe postavenia vo vrstevnom slede a analógií súvrstvie vekove zodpovedá dogeru–malmu. Najvyššie časti tvorené prevažne svetlými a bielymi mramorizovanými vápencami patria najskôr k ?malmu.

56 zelenkavé, svetlosivé, biele doskovité vápence; (doger) – malm (max. 30 m)

Vystupujú v západnej časti Čiernej hory, v okolí Hrabkova, kde tvoria vrcholové časti malého hrebeňa na j. okraji obce.

Z litologického hľadiska sú to v spodnej časti zelenkavé a svetlosivé, silno kremité tenkolavicovité (10–15 cm) vápence s polohami a hľuzami rádiolaritov. Súvrstvie je veľmi intenzívne zvrásnené.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrosparity s prevládajúcou rádioláriovou mikrofáciou. Rádiolárie sú často len vo forme fantómov. Sú často silicifikované, veľmi často sú tlakovo deformované a lineárne usmernené. Hornina je intenzívne zvrásnená, čo sa prejavuje aj tvorbou mikrovrás malých rozmerov, až niekoľko mm. Pomerne frekventovanou zložkou sú úlomky klastického kremeňa angulárneho tvaru aleuritovej kategórie. Pomerne hojné sú Fe koloidné minerály, viazané predovšetkým na plochy stylolitizácie a kliváže.

Súvrstvie nepresahuje hrúbku 30 m.

Podľa litologického charakteru korelujeme tento komplex so súvrstviami rádioláriových vápencov a rádiolaritov dogeru analogicky s inými pohoriami Západných Karpát.

V priamom nadloží, resp. z podložia sa vyvíja súvrstvie svetlosivých, ružových celistvých slabo slienitých tenkolavicovitých až doskovitých (5–10 cm), veľmi intenzívne zvrásnených vápencov, ktoré javia stratigraficky vysokú afinitu k malmským vápencom. Hornina je výrazne tlakovo metamorfovaná, s veľkým množstvom mikrovrás centimetrových a milimetrových rozmerov.

Základná hmota je výrazne rekryštalizovaná, resp. mramorizovaná, takže z pôvodných zložiek sa zachovala len klastická prímies vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej frakcie. Koloidné minerály sú skoncentrované do plôch stylolitizácie. Hrúbka tohto súvrstvia nepresahuje 15 m.

Vekom zodpovedá toto súvrstvie najpravdepodobnejšie malmu. Mladšie súvrstvia mezozoického veku nie sú vo veporiku Braniska a Čiernej hory zastúpené.

HRONIKUM

Chočský príkrov

Mladšie paleozoikum

Karbón – Nižnobocianske súvrstvie

55 sivé, tmavosivé pieskovce a bridlice s polohami drobnozrnných zlepcov; stefan

Okrem výskytov v Branisku, kde vystupuje v podobe silno tektonicky redukovaných zvyškov spolu s maluzinským súvrstvom, sa reliktly nižnobocianskeho súvrstvia našli na južných svahoch Sľubice (pri obciach Slatvina, Vojkovce), ďalej pri západnom obmedzení Čiernej hory v blízkosti styku s paleozoikom gemerika (záver Črmeľskej doliny a príkrovové trosky v oblasti Hoľa–Spálený vrch–Vysoký vrch). Tieto výskytly sa pôvodne zarad'ovali ku gemeriku (MAHEL, 1953; FUSÁN, 1958; BAJANÍK et al., 1984). Na základe korelácie s typovými profilmi nižnobocianskeho súvrstvia v Nízkyh Tatrách boli zaradené k hroniku (VOZÁR, 1968; VOZÁR in HOLUB et al., 1980; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988; JACKO v tejto mape).

Biostratigrafické údaje o veku sú známe z južných svahov Sľubice. NĚMEJC (in MAHEL, 1953) opísal flóru pomerne širokého rozpätia (vrchný vestfál–stefan): *Calamites* sp., *Stephaenophyllum cuncifolium*, *Lepidostrobothyllum majus*, *Stigmara ficoides*, *Asterotheca miltoni*, *Palmopteris furcata*.

Nižnobocianske súvrstvie je zložené zo súboru sivých, tmavosivých pieskovcov a drobnozrnných zlepcov, ktoré sa striedajú s čiernymi bridlicami. Charakteristické sú tenké dajky amfibolicko-pyroxenických dioritov (Spálený vrch, južné svahy Sľubice, záver Črmeľskej doliny). V bridliciach, ale aj v jemnozrnných pieskovcoch je horizontálna laminácia zvýraznená koncentráciou klastickej sľudy a zuhoľnatenej rastlinnej sečky. V pieskovcoch a v zlepcoch je klastický detrit, okrem zrn kremeňa, plagioklasov, alkalických živcov a klastických sľúd, tvorený aj úlomkami hornín – hlavne acidnými až intermediárnymi vulkanitmi, granitoidmi, ortorulami, fylitmi a pararulami.

Stupeň regionálnej premeny sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia zodpovedá teplotným podmienkam hranice diagenéza/anchizóna a v tektonicky exponovaných zónach, kde došlo k výraznej kataklastickej deformácii hrubších častíc, až podmienkam anchizóny.

Nižnobocianske súvrstvie je najúplnejšie vyvinuté v najväčšej príkrovovej troske Spáleného vrchu. Bázu príkrovovej trosky tvorí nesúvislá poloha hrubozrnných sivohnedých až sivočiernych sľudnatých pieskovcov, drobových a arkó-

zovitých pieskocov s ojedinelými polohami oligomiktných zlepenčov. Horizont má hrúbku 15–35 m a na styku s jurou je nerovnomerne kataklázovaný. V úsekoch s dynamofluidálnou textúrou synkinematicky rekryštalizuje kremeň, menej sericit. Teplota alpínskej rekryštalizácie tohto horizontu nepresiahla 250 °C (KORIKOVSKIJ et al., 1992).

V psamitickej frakcii pieskocov so zrnitosťou 0,6–1,8 mm prevláda subangulárny kremeň nad muskovitom, živcami a biotitom. Bazálny matrix tvoria ílové minerály sčasti rekryštalované na sericit, bituminózne a rudný komponent a kremeň.

Niekoľko dm hrubé polohy oligomiktných konglomerátov s obliakmi kremeňa (2,0–5,0 mm, max. 6,0–9,0 mm), sporadicky i živcov (prevažne K živce), sa hojnejšie vyskytujú v sz. troske na sv. rászoche Sivca.

Vyšší horizont sivočiernych bridlíc s polohami prachocov a jemnozrnných pieskocov má hrúbku 50–70 m a pozvoľna prechádza do podložia i nadložia. V psamiticko-aleuritickej frakcii prevláda kremeň nad muskovitom, živcami a chloritom. Pelitický komponent pozostáva z ílových minerálov, miestami rekryštalizovaných na sericit, bituminóznej substancie a kremeňa.

Najvyšším členom je 40–60 m hrubá poloha sľudnatých pieskocov, arkózoovitých pieskocov a arkóz. Sivohnedé arkózoovité pieskovce a arkózy majú subangulárne až semioválne psamitickú štruktúru s pórovou základnou hmotou. Psamitické klasty s rozmermi 0,5–3,0 mm, max. 2,2–7,0 mm tvorí prevažne kremeň a často pertitický K živce. Nepodstatne sú prítomné plagioklasy, akcesorický muskovit a biotit. V základnej hmote (ílové minerály, kremeň, živce, rudný komponent, chloritizovaný biotit, turmalín) sú ílové minerály rozsiahle rekryštalizované.

Perm–Malužinské súvrstvie; ?spodný–vrchný perm

54 fialovočervené drobnozrnné pieskovce striedané s bridlicami; bazaltové tufy, tufitické pieskovce a zlepence

54a žilné teleso amfibolicko-pyroxenického dioritu

(54) Relikty sekvencií malužinského súvrstvia sú zachované hlavne v izolovaných výskytoch severne od sedla Branisko, v doline (Veľká) Svinka, v hrebeni Diablovej diery a v oblasti severných svahov k. 1 200 Smrekovica až po obec Šindliar, vo východnej časti pohoria (VOZÁR in HOLUB et al., 1980; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988). Malé výskyty boli zistené v nadloží nižnobocianskeho súvrstvia v oblasti k. 797 Spálený vrch v Čiernej hore.

Základnými znakmi malužinského súvrstvia sú: 1. pestrosť v zafarbení sedimentov (červená, fialovočervená, svetlosivá); 2. výrazne prejavená cyklickosť

typu meandrujúcich riek; 3. prejavy synsedimentárneho andezitovo-bazaltového vulkanizmu. Všetky tieto znaky sú zhodné s litostratigrafickou definíciou maluzžinského súvrstvia na typových profiloch v Nízkyh Tatrách (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1981).

Vek maluzžinského súvrstvia v pohorí Branisko nebol biostratigraficky doložený. O jeho permskom veku sa uvažuje na základe korelácie s typovými profilmi v Nízkyh Tatrách. Maluzžinské súvrstvie leží konformne v nadloží stefanského nižnobocianskeho súvrstvia a rovnako bez znakov diskordancie je prekryté uloženinami spodnotriasového benkovského súvrstvia.

V súbore sedimentov prevládajú dobre štruktúrne vytriedené pieskovce nad bridlicami (subarkózy, sublitanenity, litické arenity v zmysle klasifikácie PETTI-JOHNNA, POTTERA a SIEVERA, 1972). V pieskovcoch je charakteristický nízky obsah matrixu, pomerne vysoký stupeň opracovanosti zrn a dobré zrnitostné vytriedenie. Medzi klastickými zrnami prevláda kremeň a živce (plagioklasy, alkalické živce), s ktorými je asociované malé množstvo klastických sľúd, úlomkov vulkanitov a úlomkov ostatných typov hornín (tab. 16).

Tab. 16 Modálne zloženie pieskovcov nižnobocianskeho a maluzžinského súvrstvia (v %)

	29BR	BR-19/80	BR-302	BR-4/80A	BR-4/80B
kremeň	34	48	49	64	68
plagioklasy	8	9	8	8	5
alkalické živce	7	10,5	10	7	8
klastická sľuda	10	7,5	0,5	1	4
úlomky vulkanitov	23	17,5	21	12	10
ost. hornin. úlomky	–	1	1,5	3	3
základná hmota	18	6,5	10	5	3

- 298BR nižnobocianske súvrstvie, j. od priesmyku Branisko, kóta 877,0 m
 BR-19/80 nižnobocianske súvrstvie, s. od priesmyku Branisko, hrebeň z. od doliny (Veľká) Svinka
 BR-302 maluzžinské súvrstvie, Diablove díera
 BR-4/80A maluzžinské súvrstvie, s. od priesmyku Branisko, dolina (Veľká) Svinka
 BR-4/80B nižnobocianske súvrstvie, s. od priesmyku Branisko, dolina (Veľká) Svinka

Polohy drobnozrnných zlepcov obsahujú úlomky z granitoidov, ortorúl, acidných, intermediárnych a bázických vulkanitov, menej rôznych typov fylitov, muskovitových metakvarcítov, svorov a pararúl.

Súčasťou maluzžinského súvrstvia sú polohy redeponovaného bázického vulkanoklastického materiálu. S nimi sú priestorovo asociované i tenké telesá tmavosivofialových poróznych andezitov-bazaltov tholeiitového magmatického trendu.

VEK	m	LITOLÓGIA	LITOSTRATIGRAFICKÉ JEDNOTKY	MIKROFACIÁLNA CHARAKTERISTIKA
NORIK	0-50		HLAVNÝ DOLOMIT SVETLÉ MASÍVNE DOLOMITY	DOLOSPARITICKÉ ŠTRUKTÚRY "t - stromotolity
			LUNZKÉ 1/RSTVY TMAVÉ (LOVITÉ BRIDLICE S VLOŽKAMI PIESČITÝCH DOLOMITOV A PIESKOVCOV	Poracirculino tenebrosa SCHEURING Apiculatisporites pilosus LE SCHIK A...Inrvis nosus LESCHIK
KARN	0-10		ČIERNE, SLABO SLIENITÉ, LAVICOVITÉ VÁPENCE VO VRCHNEJ ČASTI S VLOŽKAMI ČIERNYCH ÍLOVITÝCH BRIDLÍC	Thomsonisporites punctus LESCHIK Dupllicisporites granulatus LESCHIK
	0-20		1/VŠNOSLAVKOVSKÉ VRSTVY	BIOMIKROSPARITICKÉ ŠTRUKTÚRY B)
A D I N	0-120		RAM SAUSKÉ DOLOMITY SIVÉ, HRUBOLAVICOVITÉ MASÍVNE DOLOMITY, LAVICOVITÉ (10-50 cm), TENKOLAVICOVITÉ DOLOMITY	DOLOSPARITOVÉ ŠTRUKTÚRY SO ZVÝŠKAMI KRINOIDOV A LAMELIBRANCHIÁTOV Diploporo sp. tf
			GUTENSTEINSKÉ 1/ÁIENICE PRŮŽKOVANÉ DOLOMITIZOVANÉ VÁPENCE, TMAVÉ VÁP. S VÝRAZNOU SEDIMENTAR. DAJKOU; ČERVIČKOVITÉ VÁPENCE I BREKCIOVITÉ VÁPENCE; BRÉKCIE	BIOSPARITOVÉ ŠTRUKTÚRY • tf etf Dodocrinus gracilis BUCH ffi Aelolisoccus linniformis MIK.
SKÝT	0-50		KAMPILSKÉ VRSTVY SIVÉ, ZELEŇAVÉ, SLIENITÉ BRIDLICE S W.KAL:IL'AruiCOLP>...and WACK-df	PELITICKÁ ŠTRUKTÚRA S PRÍMESOU Z RŤN KREMEŇA DO 2 mm
			BEN KOVSKÉ SÚVRSTVIE SVETLÉ PIESKOVCE, KREMENCE NA BÁZE SO ZLEPENČAMI	PSAMITICKÁ, PSAMITICK()-PSEFITICKÁ ŠTRUKTÚRA, -ZÁKLAPNÁ HMOTA KREMITO-SERICITICKÁ
PERM	20-60		MALUŽINSKÉ SÚVRSTVIE PIESKOVCE, ZLEPENČOVÉ, BRIDLICE, ČERVENÉ A SVETLOSIVÉ FARBY	ALUVIÁLNE SEDIMENTÁRNE CYKLY, PRŮOVÁ LAMINÁCIA, RÔZNE RÔZMERY, ČERVENÉ, PELOSIDERITOVÉ A KARBONÁTOVÉ KONKRÉCIE: TENKÉ VÝLEV. TELESÁ, ANDEZIT-BAZAL
VRCH.	60		NIŽNOBOCIANSKE SÚVRSTVIE STRIEDANIE SIVÝCH, SVOZELÝCH, TMAVOSIVÝCH PIESKOVCOV, ZLEPENČOV A ČIERNYCH BRIDLÍC; VO VRCHNEJ ČASTI LOKÁLNE POLOHY DACITOVÝCH VULKANOKLASTÍK	GRADAČNÉ ZVRSTVENIE, HORIZONTÁLNA LAMINÁCIA, KORYTOVÉ A TABULÁRNE ZVRSTVENIE, HORIZONT: S RASPLINNOU SECKOU, OJEDINELE ULOHKY MAKROFLÓRY, ŽILNÉ TELESÁ DIORITOVÝCH PORPHYRITOV

• - krinoidy, t - lamellbranchiáty, - gastropódy, B - foromlnifery,) - ostrokódy, # - riasy,
 s> - sporomorfy, - - filomenly, = - strom atolity, 9S - flóra

Stupeň regionálnej premeny malužinského súvrstvia varíruje v rozmedzí diagenéza/anchizóna, o čom svedčí vznik prehnitu nielen v žilných telesách dioritov, ale aj namiesto klastického bázického detritu v pieskovochoch.

(54a) Žilné telesá amfibolicko-pyroxenického dioritu sú syngenetické s permským polyfázovým andezitovo-bazaltovým vulkanizmom (VOZÁR, 1973; 1977a,b). Vystupujú v podobe dajok alebo sillov tak v malužinskom, ako aj v nižnobocianskom súvrství. Sú to drobnozrnné, zriedka drobnoporfyrické masívne sivozelené horniny, miestami silno autometamorfované. V štruktúre sú v reliktoch zachované porfyrické výrastlice plagioklasov, zriedka pyroxénov, amfibolov a magmatického kremeňa. Z premien boli zistené sericitizácia, chloritizácia, saussuritizácia, albitizácia a karbonatizácia.

Najväčšie teleso amfibolicko-pyroxenického dioritu vystupuje na Spálenom vrchu. Pôvodne sa považovalo za vrchnokriedové (FUSÁN, 1960; JACKO, 1975). Menšie telesá sú známe v závere Črmeľskej doliny a tiež na výskytoch severne od sedla Branisko. Na základe geologickej pozície a petrografickej analógie s dioritovými telesami vo vrchnom karbóne hronika sa považujú za žilné ekvivalenty permského andezitovo-bazaltového vulkanizmu (VOZÁR, 1968; JACKO v tejto mape).

Najväčšie teleso – na Spálenom vrchu – tvoria tri petrografické typy dioritu: strednozrnný amfibolicko-pyroxenický diorit, afanitický pyroxenický diorit a mikropegmatitický diorit.

Strednozrnný amfibolicko-pyroxenický diorit zaberá najväčšiu, prevažne centrálnu časť telesa. Je to sivozelená masívna i lavicovite odlučná hornina s holokryštalicko-ofitickou štruktúrou. Má zrnitosť 1,8–7,2 mm a tvoria ho prizmatické plagioklasy (An_{37-40}), monoklinický pyroxén a amfibol, kremeň a kostrovitý ilmenit. Akcesoricky sa vyskytuje apatit, granát, rutil, zirkón, titanit, pyrit a hniezda granofyrických symplektitov kremeňa a K živca. Sekundárne komponenty reprezentujú chlorit, epidot-zoizit, leukoxén, sericit, kalcit a uralitický amfibol. Modálne relácie minerálov sú uvedené ďalej.

Afanitický pyroxenický diorit tvorí externý podkovovitý lem jv. časti telesa. Od predchádzajúceho typu sa líši diabázovou štruktúrou, zrnitosťou (0,1–0,5 mm), menším zastúpením pyroxénu a rozsiahlou sekundárnou alteráciou komponentov.

Modálne zloženie strednozrnného amfibolicko-pyroxenického dioritu (podľa JACKA, rukopisné materiály):

plagioklas	49,8 %	pyroxén	7,6 %
kremeň	4,5 %	amfibol	2,2 %
ilmenit	4,7 %	iné opakové minerály	0,8 %
chlorit	18,1 %	akcesórie	0,7 %
symplektity kremeňa a draselné živce	11,6 %		

Mikropegmatitický diorit okrem sporadických šmuhovitých hniezd (5 x 80 cm) tvorí neostre žilky v centrálnej časti telesa amfibolicko-pyroxenického dioritu, od ktorého sa líši zníženým obsahom pyroxénu a amfibolu, vyšším objemom plagioklasov kremeňa, apatitu, symplektitických zrastov kremeňa a ortoklasu a rozsiahlym vývojom sekundárnych minerálov.

T r i a s

53 benkovské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce miestami s vložkami ílovitých bridlíc; spodný trias (skýt) (max. 100 m)

Klastiká spodného triasu chočského príkrovu vystupujú vo výraznom pruhu od poľanovského zlomu východným smerom až do oblasti Lipoviec, južne od prameňa Salvátor.

Bazálne časti súvrstvia sú väčšinou tvorené konglomerátmi sivej a ružovej farby. Obliaky dosahujú veľkosť maximálne 5 cm. Smerom do nadložia možno pozorovať výrazné gradačné zvrstvenie. Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové, hnedasté lavicovité (10–100 cm) kremence, resp. kremenné pieskovce, prípadne droby.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 60–90 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Z akcesorických minerálov je prítomný hlavne zirkón. Sľudy zastupuje prevažne sericit. Živce sú reprezentované predovšetkým plagioklasmi.

Zriedkavejšie sú prítomné aj droby, ako uvádzajú GROSS a GAÁL (1983) vo vzorke FR 19a, Vozárová dokumentuje takéto zloženie:

kremeň	60 %
úlomky felzitov	7,3
živce	2,5
klastické sľudy	2,9
základná hmota	27,3

To zodpovedá skupine litických drôb v zmysle klasifikácie PETTJOHNA (1975).

Vo vyššej časti súvrstvia sa nepravidelne vyskytujú vložky a vrstvičky hnedastých ílovitých, zriedkavejšie sericitických bridlíc.

Vek súvrstvia nie je priamo doložený v dôsledku nedostatku skamenelín. Na základe analógie v ostatných pohoriach Západných Karpát a postavenia vo vrstevnom slede ho zaradujeme do spodného triasu – do jeho spodnej časti.

52 sivé, zelenkavé slienité bridlice s vložkami vápencov a rauvakov („kampilské vrstvy“); spodný trias (skýt) (max. 30 m)

Súvrstvie sa vyvíja z podložného komplexu. Tvoria ho tmavosivé, zelenkavé slienité, menej ílovité bridlice, ktoré obsahujú vložky (lavičky) a šošovky tmavosivých, hnedosivých piesčitých, často silno brekciovitých a zbridičnatých vápencov. Vo vrchnej časti obsahujú častejšie polohy hnedastých, okrových rauvakov (obr. 4). V oblasti východnejšie od kóty 939 Boldigán (s. od sedla Branisko) je súvrstvie výrazne tektonizované, s mylonitizovanými a tektonickými brekciami.

Toto súvrstvie na základe prítomnosti slienitých bridlíc a vápencov, ako aj na základe porovnania s identickými súvrstviami v ostatných pohoriach môžeme paralelizovať s „kampilskými“ vrstvami spodného triasu Západných Karpát.

51 gutensteinské vápence; spodný anis (max. 50 m)

Gutensteinské vápence vystupujú v troch lokalitách, a to sz. od obce Šindliar, v malej šošovke jz. od Smrekovice a j. od Vyšného Slavkova, kde sú dobre odkryté v kameňolome. Tu môžeme sledovať temer kompletný profil:

Na báze vystupujú tmavosivé až čierne silno porušené, často brekciovité, v spodnej časti tenkolavicovité, vo vrchnej časti hrubolavicovité vápence, resp. dolomitické vápence. Mikrofaciálne ich tvorí biosparit, resp. sparit. Z organického komponentu sa tu nachádza detrit krinoidov lamelibranchiátov a gastropódov.

V nadloží vystupujú tmavé až čierne hrubolavicovité (50–60 cm), miestami zvrásnené vápence biosparitovej štruktúry so zvyškami krinoidov a lamelibranchiátov.

Súvrstvie pokračuje svetlosivými masívnymi dolomitickými vápencami s polohami brekciovitých typov. Ide o biosparity s krinoidmi a lamelibranchiátmi, silno rekryštalizovanými.

V nadloží vystupuje poloha čiernych lavicovitých (5–20 cm), výrazne červikovitých vápencov, ktoré sú miestami výrazne organodetrítické. Sú to biosparity bohaté na organické zvyšky, kolumnálie echinodermátov, lamelibranchiátov, gastropódov, ale aj ostrakódov a tenkostenných lamelibranchiátov. Boli tu identifikované prierezy *Aeolisaccus tintinniformis* MIŠÍK.

Súvrstvie pokračuje tmavosivými a čiernymi lavicovitými a hrubolavicovitými vápencami v spodnej časti, často s krasovými nátekmi. Vo vrchnej časti je vyvinutá výrazná neptunická dajka. Sú to predovšetkým biosparity s bežným detritom organizmov. Dajka je vyplnená ostrohrannými úlomkami vápencov a dolomitov s veľkosťou 0,5–5 cm. Medzernú výplň tvorí jemný detrit, v ktorom sa nachádzajú aj kolumnálie echinodermátov.

Súvrstvie prechádza do čiernych vápencov, v ktorých sú vyvinuté dve polohy vápencov s výraznou prúžkovanou textúrou. Na prvý pohľad sú tieto textúry podobné loferitom, ale pri dôkladnejšom štúdiu ide o výraznú formu dolomitovej prímesi, ktorá sa vyznačuje striedaním svetlých, výrazne vyvetrávajúcich a tmavých vápencových prúžkov. Celá hornina je značne rekryštalizovaná, takže pôvodný charakter alochémov, podieľajúcich sa na tvorbe jednotlivých častí, je zotretý. Časté sú prejavy tzv. hubovitej dolomitizácie.

V nadloží sú vyvinuté tmavé hrubolavicovité vápence až dolomitické vápence, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do dolomitov.

Hrúbka súvrstvia nepresahuje 50 m.

Paleontologické dôkazy zo súvrstvia sú veľmi chudobné. V nerozpuštnom zvyšku sme našli krinoidy *Dadocrinus gracilis* MEYER, ktoré indikujú aniský stupeň.

Vek súvrstvia „per analogiam“ gutensteinských vápencov tejto tektonickej jednotky Západných Karpát podľa BYSTRICKÉHO (1983) je spodný – stredný anis.

50 ramsauské dolomity; vrchný anis–ladin (max. 250 m)

Dolomity vystupujú v prevažnej časti územia v nadloží kremencového a bridličnatého benkovského súvrstvia spodného triasu a čiastočne permských klastík, len v troch prípadoch v nadloží gutensteinských vápencov. Bazálne časti dolomitového komplexu na styku s obalovou skupinou sú výrazne tektonicky drvené, miestami vytvárajú polohy brekcií.

Dolomity sú predovšetkým svetlosivé, sivé, zriedkavejšie sú tmavé variety. Najčastejšie sú lavicovité (10–100 cm), zriedkavejšie doskovité. V centrálnej a východnej časti Braniska nadobúdajú hrubolavicovitý až masívny charakter, ktorý dodáva niektorým oblastiam (Kamenná Baba, Vrátnica) bizarné formy skalných brál, stĺpov, brán a pod.

Dolomity sú väčšinou mikrokryštalické, kryštalické, celistvé, miestami obsahujú zvyšky organizmov ako lamelibranchiáty, zvyšky dasykladaceí – najpravdepodobnejšie diplopóry, ktorých vnútorné časti sú buď silno rekryštalizované, alebo vylúhované, takže prakticky nie je možné nájsť zachované zvyšky.

Na mnohých miestach v tejto oblasti sa nachádzajú málo vyvinuté jaskynné systémy, závrty a ponory.

Z mikroštruktúrálného hľadiska ide predovšetkým o dolomikrity, dolopelmikrity, často je však ortochemickou zložkou sparit.

Z organických zvyškov sú zriedkavo prítomné články krinoidov, úlomky lamelibranchiátov, ktoré sú často len ako fantómy, silno rekryštalizované. Dolomity sú veľmi chudobné na organické zvyšky a neposkytli žiaden paleontologický materiál, ktorý by jednoznačne a presne stanovil stratigrafickú pozíciu.

Vekovo zodpovedajú „per analogiam” ako v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát v tejto tektonickej jednotke – v štureckom príkrove (BYSTRICKÝ, 1983) – vrchnému anisu – ladinu.

49 sivé lavicovité a masívne dolomity; stredný – vrchný trias

Komplex týchto dolomitov vytvára veľké plochy, hlavne vo východnej časti mapovaného územia, a to v priestore od k. 847, k. 930 Veľká skala smerom na východ až po Lipovce, kde zo severu transgredujú na dolomitové komplexy paleogénne sedimenty. Tieto dolomity vytvárajú aj izolované výskyty, ako napr. na k. 1 035 Kravcová, západne od k. 802 Suchý vrch, južne od k. Buče, ako aj izolovaný výskyt dolomitov juhozápadne od Poľanoviec, ktorý prechádza do doliny (Veľká) Svinka.

Litologicky ide o tmavo- a svetlosivé lavicovité, často masívne dolomity. Sú celistvé, často jemnokryštalické až cukrovité, niekedy brekciovité. Miestami sú silno porózne, póry sú zväčša po vylúhovaných organických zvyškoch.

Čo sa týka ich stratigrafického postavenia, nemôžeme ho presne stanoviť z dôvodu nedostatku paleontologického materiálu, resp. neprítomnosti iných litostratigrafických jednotiek v súvrství, ktoré by ich pomohli rozčleniť. Na základe porovnania komplexu litostratigrafického vrstevného sledu štureckého príkrovu v západnej časti územia, ako aj charakteru dolomitov môžeme predpokladať, že podstatná časť dolomitov v miestach najväčšieho rozšírenia, t. j. na západ od Lipoviec po líniu cca k. 847 Veľká skala, patrí najpravdepodobnejšie k strednému triasu. Vyššie časti vrstevného sledu v oblasti styku s transgresívnymi sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu, resp. na sever v jeho podloží majú vrchnotriasový vek.

48 vyšnoslavkovské vrstvy: tmavosivé a čierne lavicovité vápence s vložkami čiernych bridlíc; jul – ?spodný tuval (12–18 m)

Pri severovýchodnom zakončení Vyšného Slavkova v opustenom kameňolome na pravej strane Podhorského potoka, ako aj v záreze poľnej cesty vedúcej do Lačnova, v nadloží ramsauských dolomitov, vystupuje súvrstvie tmavosivých a čiernych slabo slienitých vápencov, vo vrchnej časti s vložkami slienitých bridlíc.

Súvrstvie dosahuje hrúbku 12–18 m a je odkryté v celom svojom rozsahu. Tvoria ho čierne, menej tmavosivé, výrazne lavicovité (10–25 cm), v spodnej časti hrubšie lavicovité vápence s hladkým lomom. Vápence sú výrazne bituminózne, v strednej časti slabo dolomitické.

Analýza Br 203c/83 vykazuje nasledujúce hodnoty:

CaO	47,12 %	Al ₂ O ₃	0,76 %
MgO	4,82 %	Fe ₂ O ₃	0,35 %
SiO ₂	3,66 %	nerozp. zvyšok	4,28 %

Vo vrchnej časti súvrstvie obsahuje vložky tmavosivých, čiernych, výrazne bituminóznych bridlíc, hrubých 2–5 cm.

Zo vzoriek Br 203x/83 a Br 203y/83 pochádza pomerne bohaté spoločenstvo sporomorf (obr. 5).

Z mikroštruktúrneho hľadiska ide predovšetkým o biosparity, mikrosparity, resp. mikrity.

Frekvencia alochémov je takáto:

foraminifery	35,3 %	úlomky kremeňa	41,2 %
ostrakódy	29,4 %	úlomky hornín	11,7 %
detrit bivalvií	11,7 %	mikrostylolity	23,5 %
filamenty	5,9 %	pyrit	5,9 %
kalcisféry	17,6 %		
pelety	35,2 %		

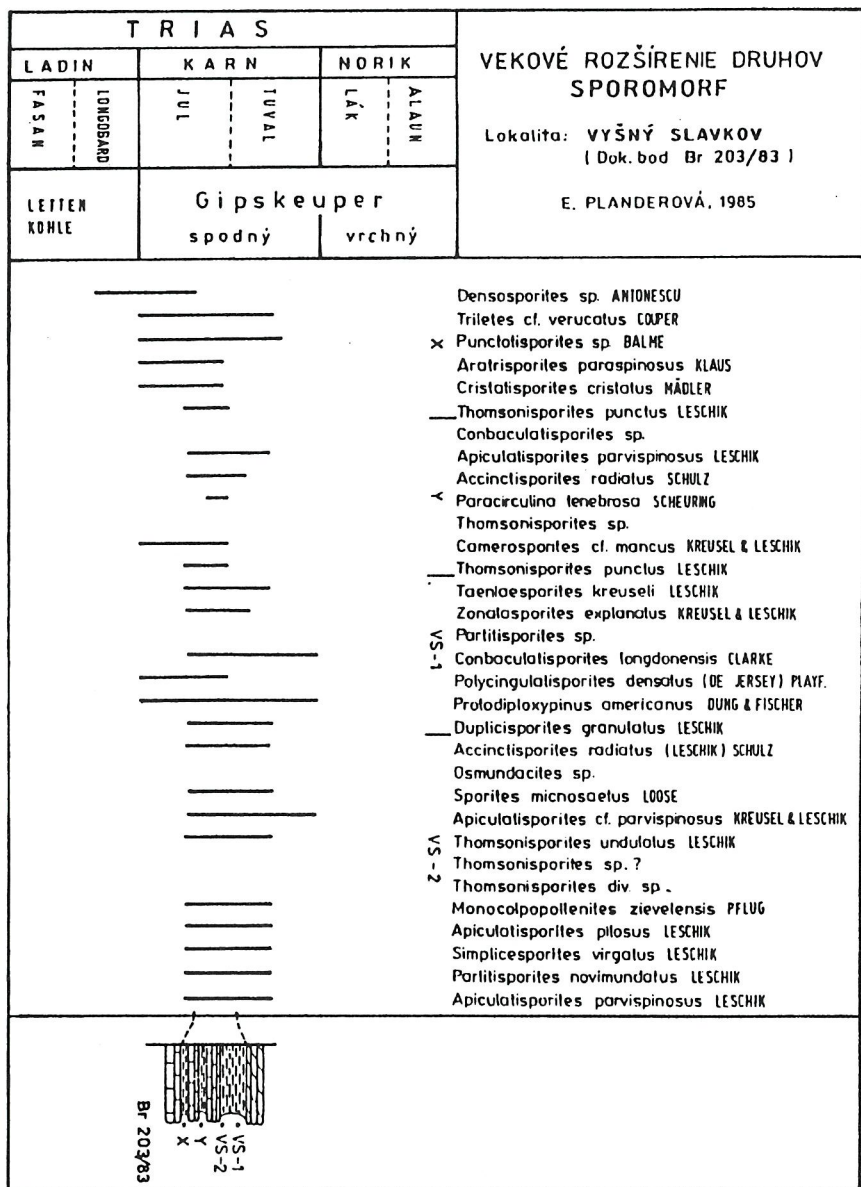
Ortochemická zložka:

mikrity	5,9 %
mikrosparit	41,2 %
sparit	52,9 %

Ako je možné vidieť z prehľadu, zastúpenie organických alochémov je pomerne chudobné a monotónne. Foraminifery sú zastúpené monospoločenstvom *Fronicularia woodwardi* (HOWCHIN). Všetky organické komponenty sú výrazne kalcifikované. Časté sú mikrostylolity vyplnené koloidmi FeO.

Toto súvrstvie nebolo dosiaľ z oblasti Braniska opísané. Pri makrofaciálnej korelácii sú tieto vápence podobné „aónovým vrstvám”, resp. „trachycerasovým vrstvám”. Podrobná litofaciálna analýza, korelácia s faunistickou a mikrofaciálnou náplňou, ako aj stratigrafická pozícia ukázali, že študované súvrstvie z Vyšného Slavkova má stratigrafické rozpätie jul až spodný tuval. Je teda mladšie ako „trachycerasové vrstvy” (BYSTRICKÝ, 1982), korytnické vápence (BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ, 1975), trachycerasové vrstvy (TOLLMANN, 1976).

Na základe uvedených skutočností bolo vyčlenené ako formálna litostratigrafická jednotka – vyšnoslavkovské vrstvy (POLÁK a PLANDEROVÁ, 1987).



Obr. 5 Vekové rozšírenie druhov sporomorf
 lokalita: Vyšný Slavkov (zostavila: PLANDEROVÁ, 1985)

47 **lunzké vrstvy; ?vrchný jul–tuval (max. 8 m)**

V priamom nadloží tohto vápencového komplexu vystupuje súvrstvie tmavosivých, sivých a hnedastých ílovitých bridlíc. Obsahuje vložky a lavičky tmavých slabo piesčitých dolomitov a dolomitových pieskocov. Maximálna hrúbka nepresahuje 8 m. Vystupovanie súvrstvia je veľmi obmedzené; je odkryté v dvoch tenkých šošovkách. RÖSING (1947) koreloval tieto bridlice s partnašskými vrstvami Álp. Ich charakter a náplň definovaná z typového profilu pri Partnach-Klamme v Bavorsku (GÜMBEL, 1858), ako aj ich ďalšie definície – TOLLMANN (1966), GWINNER (1971) – však nezodpovedajú študovanému súvrstviu. Ako zdôraznil BYSTRICKÝ (1977) po dôkladnej analýze litostratigrafických jednotiek triasu Západných Karpát, „nateraz niet v Západných Karpatoch žiadneho bridličnatého súvrstvia, ktoré by svojim vývinom a vzťahom k wettersteinským vápencom bolo možné korelovať s partnašskými vrstvami Álp a v zmysle ich definície použiť tento názov”.

Vzhľadom na uvedené skutočnosti, vychádzajúc z postavenia tohto bridličnatého súvrstvia vo vrstevnom slede, a vzhľadom na výsledky analýzy sporomorfového materiálu považujeme toto súvrstvie za lunzké vrstvy, resp. reingrabenské bridlice (l. c.).

Na základe sporomorfového spoločenstva (biostratigrafická analýza) je stratigrafické rozpätie súvrstvia ?vrchný jul–tuval, a teda je korelovateľné s lunzkými vrstvami, resp. reingrabenskými bridlicami v zmysle ANDRUSOVA, BYSTRICKÉHO a FUSÁNA (1973) so širším vekovým diapazónom.

46 **hlavný dolomit; norik (max. 250 m)**

Hlavný dolomit môžeme vyčleniť len v severozápadnej oblasti Braniska v okolí Vyšného Slavkova, kde tvorí priame nadložie lunzkých vrstiev. Predstavuje najvyšší vrstevný litostratigrafický člen hronika v Branisku.

Litologicky je to monotónne súvrstvie svetlosivých, tmavosivých, prevažne masívnych, často hrubolavicovitých a kavernóznych dolomitov. Na styku so sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu vytvárajú často dolomitové múčky.

Sú prevažne mikrokryštalické, celistvé, často brekciovité. Sú silno rekrýštalizované, pórovité a kavernózne. Obsahujú stromatolitové štruktúry, prierezy silno rekrýštalizovaných organizmov.

Mikroštruktúrne ide predovšetkým o dolosparity, zriedkavo so silno rekrýštalizovanými bioklastmi.

Stratigrafické postavenie hlavného dolomitu je premenlivé. Vzhľadom na postavenie vo vrstevnom slede môžeme usudzovať, že zastupuje norický stupeň.

GEMERIKUM

Mladšie paleozoikum

Spodný karbón – Črmeľská skupina; turnén–visén

V stykovej oblasti medzi gemerikom a pásmom Čiernej hory vystupujú litostratigrafické členy črmeľskej skupiny. Východne od Veľkého Folkmara sú prikruté vrchnokarbónskymi sekvenciami dobšinskej skupiny. Pri sz. okraji Košíc sú utínané okrajovými zlomami košickej kotliny, resp. nesúvisle prekryté jej sedimentmi. Črmeľskú sériu na črmeľskú skupinu redefinovali VOZÁROVÁ a BAJANÍK (in BAJANÍK et al., 1983). V jej rámci VOZÁROVÁ a BAJANÍK (l. c.) vyčlenili tri súvrstvia, ktoré VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988) doplnili o sedimentologické, metamorfné a paleogeografické relácie. SASVÁRI (1992) spresnil vzájomnú nadväznosť a hrúbku litostratigrafických polôh (obr. 6).

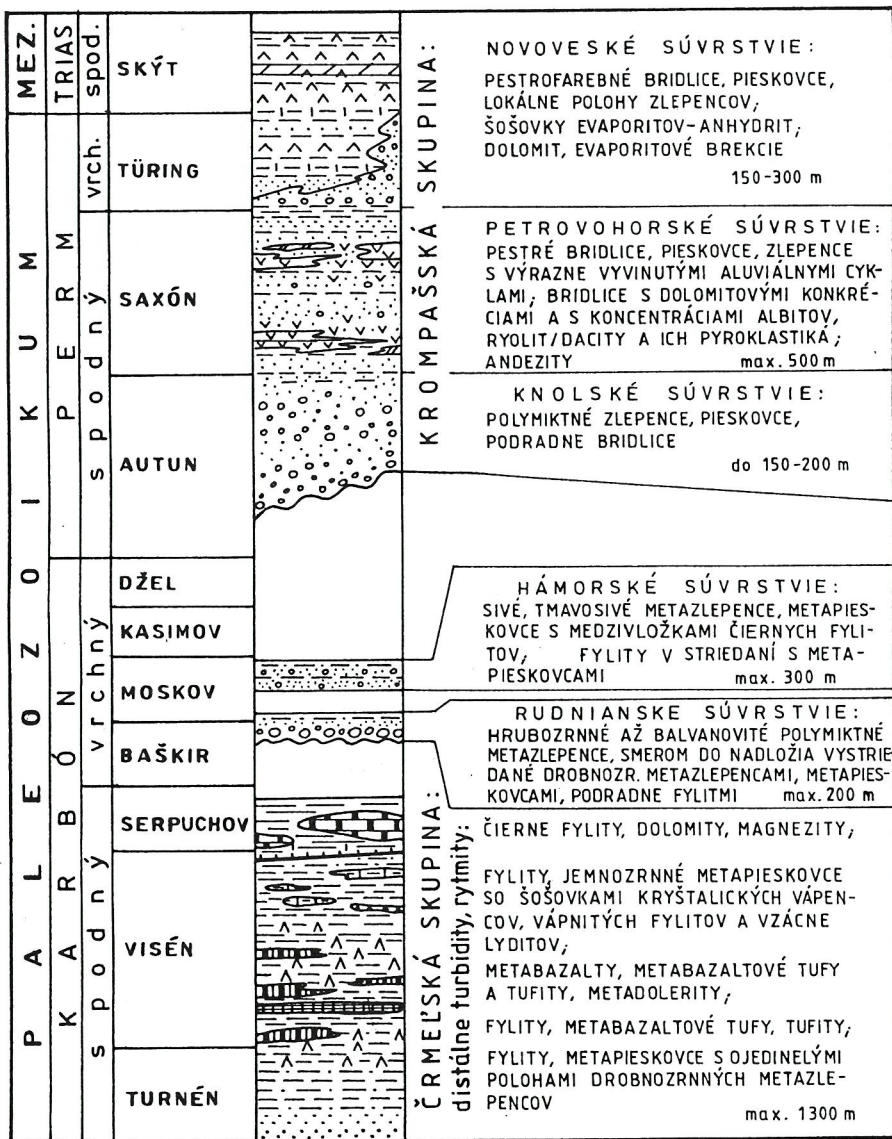
Črmeľská skupina predstavuje minimálne 1 350 m hrubú vulkanicko-sedimentárnu sekvenciu spodnokarbónskeho veku. Z jej bazálnych členov doložila SNOPKOVÁ (in BAJANÍK et al., 1984, 1986) sporomorfy vrchného turnénu–visénu. Na SZ sa tektonicky styka s veporikom Čiernej hory, resp. vrchným karbónom hronika. Styk s mladším paleozoikom gemerika, eventuálne s meliatikom pri jz. okraji črmeľskej skupiny má analogický charakter. Zodpovedá viacnásobne reaktivovaným strižným zónam margecianskeho typu s prevažne stredným úklonom na JZ.

Megaštruktúrne má črmeľské skupina antiklinoriálny charakter so stredným úklonom vrásovej osi na SZ. V makromeradle je prevrásnená silno stlačenými sz.-jv. vrásami, penetratívne rozstrihanou klivážou a prešmykmi so stredným až strmým úklonom na JZ. V dôsledku toho sa jednotlivé litotypy skupiny v profile niekoľkokrát opakujú.

45 chloriticko-sericitické a grafitické fylity s polohami metazlepencov

Je to súvrstvie striedajúcich sa sivých metapieskovcov, čiernych a tmavosivých fylitov s medzivložkami drobnozrnných metazlepencov.

Sedimenty majú dobre vyvinutý systém plôch bridličnatosti, pričom v metapieskovcoch a v metazlepencoch prevláda masívna textúra. Zo sedimentárnych textúr je zachovaná horizontálna, planparalelná laminácia a v telesách metapieskovcov gradačné zvrstvenie. Textúra metazlepencov zodpovedá podpornej štruktúre matrixu. Medzi obliakovým materiálom dominuje kremeň. Obliaky sú tlakovo deformované, sploštené v plochách foliácie. Klastický detrit v metapieskovcoch je zložený zo zrn kremeňa, plagioklasov, mikropertitu, albitizovaného draselného živca, vzácné klastickej sl'udy.



Obr. 6 Litostratigrafická schéma gemerika. Zostavila: VOZÁROVÁ, 1996

Asociácia metamorfovaných minerálov zodpovedá fácii zelených bridlíc a je charakterizovaná kritickou minerálnou asociáciou muskovit + albit vo fylitoch.

44 chloriticko-sericitické fylity s polohami metapsamitov a grafitických fylitov so sporadickými vložkami lydítov

Chloriticko-sericitické fylity sú prevládajúcou litofáciou črnel'skej skupiny. Predstavujú jemne laminované metasedimenty sivej a sivozelenej farby. Fylity majú výrazne usmernenú granolepidoblastickú štruktúru. Podstatné minerály zastupuje kremeň, sericit a chlorit. Chlorit je menej zastúpený ako sericit a kremeň. Sľudy často vytvárajú šupinovité agregáty. Zrná kremeňa sú allotriomorfné obmedzené. Nepodstatné minerály sú albit-oligoklas, epidot-zoizit a grafitický pigment. Akcesórie sú zirkón, leukoxén, rutil a ihličky apatitu. Z rudných komponentov je častý hematit (obr. 7).

Metapsamity tvoria polohy s hrúbkou 10–20 cm, pričom vystupujú zväčša v najspodnejších častiach a vložky grafitických fylitov vo vrchných častiach tejto litofácie.

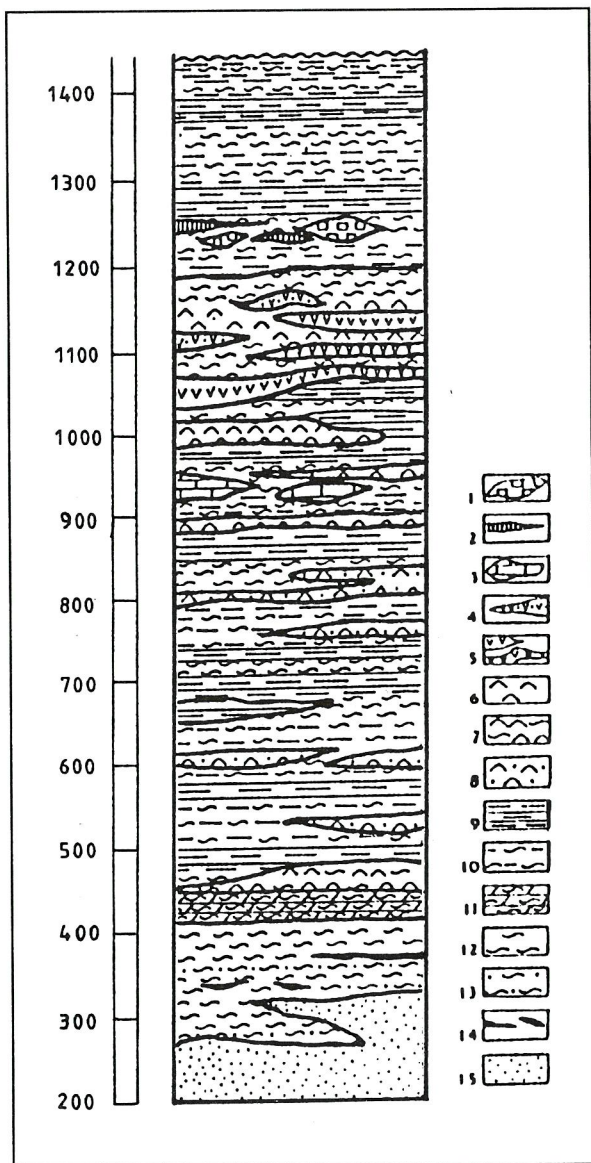
Metapsamity majú tmavo- až zelenosivú farbu, jemne laminovanú textúru a aleuritovo-psamitovú štruktúru. Zistili sa relikty (BAJANÍK et al., 1984) klastických zrn kremeňa, plagioklasov, vzácne klastickej sľudy. Jemnozrné sedimenty sú metamorfne rekryštalizované a prednostne orientované. Vznikli novotvary kremeňa, sericitu, chloritu a grafitického pigmentu, menej často epidotu, albitu, turmalínu, pyritu a rutilu.

Lydity sa vyskytujú len ojedinele (napr. sz. od Košických Hámrov; JACKO, 1975). Farba je čiernosivá, štruktúra mikrogranoblastická. Podstatné minerály sú kremeň a grafit. Pôvodná vrstevnatosť je v reliktoch zachovaná a zvýraznená jemnou bridličnatosťou a ojedinele aj intrafoliačnými vrásami. Vrstevnatosť je preukázaná striedaním kremeňových a na grafit bohatých polôh. Grafit sa často vyskytuje aj v medzizrnových priestoroch kremeňa a spolu s jemne šupinovitým sericitom sa objavuje aj v medzilaminových priestoroch. V lydítov sa vyskytujú aj zložité systémy kremeňových žiliek.

Stupeň regionálnej premeny sedimentov bol stanovený na základe $d_{331,060}$ hodnôt muskovitu, ktoré zodpovedali P-T podmienkam spodnej časti fácie zelených bridlíc nízkotlakového typu (SASSI a VOZÁROVÁ, 1987).

43 grafitické fylity, chloriticko-grafitické fylity s nepravidelnými polohami metabazaltových tufov a tufitov

V grafiticko-chloritických fylitoch sú polohy metabazaltových tufov a tufitov, ktoré majú dm–m hrúbku.



1 – kryštalický magnezit,
 2 – tmavosivé polohy dolo-
 mitických vápencov (3–5 m)
 s jemnými intrafoliačnými
 vložkami karbonátov (mm,
 cm), 3 – laminované vápnité
 fylity a pieskovce, tmavé a
 svetlé vápence, 4 – jemno-
 zrné metabazalty a ich
 pyroklastiká, 5 – metabaz-
 alty a doleritické meta-
 bazalty, 6 – metabazaltové
 tufy a tufity, 7 – metabaz-
 altové tufy a tufity s malým
 podielom (do 20 %) serici-
 ticko-grafitických fylitov,
 8 – metabazaltové tufy a
 tufity so sporadickými vlo-
 žkami metabazaltov, 9 – chlo-
 riticko-sericitické fylity,
 10 – chloriticko-grafitické
 fylity a grafiticko-chloritické
 fylity, 11 – jemne lami-
 nované grafitické fylity, 12 –
 grafitické fylity, 13 – grafi-
 tické fylity s nepravidelnými
 polohami metabazaltov, 14
 – lydity, 15 – metapsamity

Obr. 7 Litostratigrafická schéma črnel'skej skupiny (turnén – visén)

Grafiticko-chloritické fylity majú granolepidoblastickú štruktúru. Medzi hlavnými minerálmi sa vyskytuje kremeň, sericit, grafitický pigment, kalcit a z rudných minerálov často sekundárny hematit. V malom množstve bol zistený epidot-zoizit, chlorit, albit. Samotné prúžky tvorí sericit, chlorit a grafitický pigment, ktorý v rámci nich má tendenciu vytvárať súvislejšie polohy 0,0X mm. Lepidogranoblastická štruktúra je často sformovaná do vrás mm rádu, ktoré sú porušené klivážou osovej roviny.

Metabazaltové tufity prevažujú medzi vulkanogénnymi sedimentmi. Majú prúžkovanú textúru a granolepidoblastickú štruktúru, sivú až sivozelenú farbu. Minerálnu asociáciu zastupuje amfibol (aktinolit), epidot, živec a kremeň. Z rudných minerálov sa vyskytuje najmä hematit a pyrit. Akcesoricky bol zistený titánit a leukoxén.

Metabazaltové tufy sú menej zastúpené. Majú sivozelenú farbu, granonematoblastickú štruktúru a doskovitú odlučnosť. Relikty magmatickej minerálnej asociácie tvorí chloritizovaný amfibol a albitizované plagioklasy. Metamorfnú asociáciu zastupuje epidot, aktinolit, chlorit, kalcit, kremeň a rudné minerály (BAJANÍK et al., 1983).

42 metabazaltové tufy a tufity, lokálne s polohami grafitických, grafiticko-chloritických, prípadne chloriticko-sericitických fylitov

Metabazaltové tufy a tufity sú dominujúcou litofáciou bázičského vulkanizmu. Z hornín prevládajú tufity, avšak v oboch prípadoch ide o horniny jemno- až strednozrné, sivozelenej až zelenej farby. Ich drobná laminácia je často krenulačne vrásnená plochami kliváže. Štruktúra tufov je zväčša granonematoblastická, pri tufitoch granolepidoblastická. Minerálna asociácia oboch horninových typov je dosť podobná a tvorí ju aktinolit, kremeň, chlorit, epidot-zoizit, karbonát a rudné minerály (leukoxenitizovaný titanomagnetit, hematit). V reliktoch sú zachované vulkanoklasty amfibolu (chloritizovaný, uralitizovaný) a saussiritizovaných plagioklasov.

V metabazaltových tufoch a tufitoch sú polohy grafitických, grafiticko-chloritických a chloriticko-sericitických fylitov. Polohy majú hrúbku 1–10 m. Vzájomný pomer metabazaltových tufov a tufitov k fylitom je variabilný a možno ho generálne vyjadriť pomerom 5 : 1.

Grafiticko-chloritické fylity majú granoblastickú štruktúru. Z podstatných minerálov obsahujú sericit, grafitický pigment a často aj kalcit. V malom množstve sú prítomné epidot-zoizit, chlorit a albit. Samostatné prúžky tvorí sericit, chlorit a grafit. Grafitická substancia vytvára súvislejšie hniezda a polohy s hrúbkou 0,0X mm. Karbonáty (kalcit, zriedkavo dolomit) sú zväčša v malom množstve, niekedy však dosahujú 20–30 %.

Chloriticko-sericitické fylity majú granolepidoklastickú štruktúru. Z podstatných minerálov sú zastúpené chlorit, kremeň a sericit, z nepodstatných minerálov epidot-zoizit a hematit. Akcesoricky je prítomný leukoxén. Fylity sú často krenulačne zvrásnené klivážou osovej roviny sz.-jv. vrás.

42a laminované vápnité fylity, tmavé a svetlé vápence

Vápnité fylity tvoria laminy milimetrovej hrúbky, prípadne výrazne ohraničené šošovky vo fylitoch. Obsah niektorých horninotvorných minerálov, ako kalcit, kremeň, albit a svetlá sľuda, sa z miesta na miesto mení. Monominerálne polohy kalcitu majú všesmernú štruktúru. Okolité fylity majú bridličnatý charakter, miestami so striedaním svetlých a tmavých bridlíc. Vo svetlých laminách prevláda kremeň, tmavé laminy obsahujú okrem svetlej sľudy aj organickú hmotu a v niektorých prípadoch aj chlorit.

Tmavé vápence prevládajú medzi karbonátmi črnel'skej skupiny. V niektorých úsekoch, napr. v závere črnel'skej doliny a pri Kavečanoch, je možné pozorovať spoločný výskyt tmavých a svetlých vápencov (SASVÁRI, 1992).

Vápence sú svetlosivej farby s výrazne plošne paralelnou prúžkovanou textúrou. Podstatnú časť štruktúry vápencov tvorí granoblastický agregát kalcitu, ktorý je zafarbený nepravidelne rozptýleným jemným grafitovým pigmentom. Pôvodná ílovitá prímes koncentrovaná v laminách metamorfne rekryštalizovala na sericit asociujúci s grafitovým pigmentom, kremeňom a drobnými porfyroblastmi albitov. Chemické a izotopové zloženie vápencov uvádza VOZÁROVÁ et al. (1995).

Svetlé vápence sú stredozrné a majú bielu farbu (HORSKÝ, 1991). Majú vysoký obsah kalcitu, nižší obsah vrstevnatých silikátov a kremeňa. Textúra je masívna, ale s pribúdaním silikátových minerálov sa mení na páskovanú. V grano- až lepidogranoblastickej štruktúre so všesmernou alebo subparalelnou textúrou prevažuje izometrický kalcit. Ojedinele sú prítomné zrnká dolomitu. Silikátová prímes je zastúpená zmesou sericitu a chloritu. Postupným zvýšením ich obsahu karbonáty plynule prechádzajú do vápnitých fylitov.

41 metabazalty a metadolerity

Metabazalty tvoria telesá s premenlivou hrúbkou, od niekoľkých metrov až po niekoľko desiatok metrov. Vyskytujú sa vo fácií s metabazaltovými tufmi, tufitmi a grafitickými fylitmi. Najväčšie telesá sú vyvinuté pri Košických Hámroch, sz. od chaty Alpinka a v podloží košického magnezitového karbónu na Bankove.

Metabazalty sú jemno- až stredozrné, majú sivú až zelenosivú farbu a blastoofitickú štruktúru. Pôvodná štruktúra týchto hornín je zachovaná prítomnosťou

a orientáciou plagioklasu, amfibolu a pyroxénu s rozsiahlou alteráciou. Živce bývajú zatlačané minerálmi skupiny epidotu, chloritom, sericitom ± kalcitom. Amfiboly a pyroxény sú chloritizované. Metabazalty sú miestami prestúpené jemnými žilkami kremeňa, kalcitu, ± albitu a rudnými minerálmi. Rudné minerály tvoria priebežné polohy na okrajoch týchto žíl.

Doleritické metabazalty sú stredno- až hrubozrnnou varietou metabazaltov. Majú sivú až tmavozelenú farbu, minerálnymi súčiastkami sa od metabazaltov neodlišujú. Rozdiel je len v miestami sa vyskytujúcom porfýroblastickom až glomeroblastickom aktinolite a nižšom obsahu epidotu a kalcitu (HORSKÝ, 1991). Podiel obyčajného amfibolu zriedka dosahuje 10–15 % horniny a je takmer vždy obklopený agregátom aktinolitového amfibolu a chloritu.

Prechody medzi metabazaltmi a doleritickými metabazaltmi sú pozvoľné.

40 jemnozrnné metabazalty a ich pyroklastiká

Jemnozrnné metabazalty a ich *pyroklastiká* vystupujú v asociácii s metabazaltovými tufmi a tufitmi, hlavne v oblasti Košických Hámrov a medzi Košickými Hámrami a Veľkým Folkmarom (JACKO, 1975). Ojedinelé telesá sa vyskytujú v závere Črmeľskej doliny a v blízkosti Košíc.

Hrúbka jednotlivých telies metabazaltov je obvykle 2–6 m, výnimočne 15 až 20 m. Charakteristická je doskovitá odlučnosť a jemnozrnná až takmer afanitická textúra. V štruktúre sú zachované relikty magmatických amfibolov, často s trieskovitým rozbitím pri okrajoch. Pôvodný sklovitý matrix sa v procese regionálnej metamorfózy zmenil na agregát chloritu, s ktorým asociuje kalcit, albit, opakové minerály, epidot. Amfiboly sú pri okrajoch zmenené na chlorit + aktinolit. Relikty po ojedinelých prizmatických kryštáloch plagioklasov sú zmenené na albit + epidot + kalcit.

Metabazaltové vulkanoklastiká majú prúžkovanú horizontálne paralelnú textúru, ktorá býva deformovaná priečnou klivážou. Ojedinele zachované vulkanoklasty tvorí rozložený plagioklas a amfibol. Z metamorfovaných minerálov sú kritické chlorit + albit + epidot, ktoré sú asociované s kremeňom, kalcitom a varujúcim množstvom hematitového pigmentu. Úlomky metabazaltov a ich pyroklastík boli zistené v obliakovom materiáli vestfálskych rudnianskych zlepcov (východne od Veľkého Folkmara; VOZÁROVÁ, 1973).

39 čierne grafitické fylity a dolomitické fylity

Grafitické a sericiticko-grafitické fylity sa vyskytujú v blízkosti tak bazálnej časti metabazaltových polôh, ako aj karbonátových hornín – kryštalických vápenčov aj magnezitov. Najčastejšie tvoria nepravidelne vyvinuté podložné a nadložné polohy karbonátových hornín.

Podstatné minerály zastupuje kremeň, sericit, grafitický pigment a kalcit. V nepatrnom množstve sa vyskytujú epidot-zoizit, chlorit, albit a rudný komponent. Štruktúra je granoblastická. Okrem kremeňa a albitu, ktoré sa akumulujú do súvislých hniezd a prúžkov, sa častejšie vyskytujú aj zrnká kalcitu. Samostatné prúžky tvorí sericit a chlorit, s ktorými sa vyskytuje aj grafitický pigment. Rudný komponent – prevažne pyrit – sa prednostne vyskytuje v polohách obohatených o kalcit. Väčšie klasty živcov patria prevažne k plagioklasom.

39a šošovky kryštalických magnezitov

Magnezitové telesá sú vyvinuté v grafitických fylitoch vo forme rozlične veľkých šošoviek, ktoré pozvoľna prechádzajú do chloriticko-sericitických fylitov a metadiabázových tufov a tufitov. Najviac známe pripovrchové teleso pri Kavečanoch (KORPEL, 1960, 1964) má sz.-jv. smer s úklonom 65–70° na JZ, dĺžku 400 m a najväčšiu hrúbku 17 m. Úklonná dĺžka presahuje 100 m. Nadložie magnezitového telesa tvoria chloriticko-grafitické a vápnité fylity s tenkými polohami sivých dolomitických vápencov, ktoré jemne impregnuje pyrit (ABONYI a ABO-NYIOVÁ, 1981).

Veľkosť zŕn magnezitu varíruje v rozmedzí 0,2–3 mm. Magnezit má masívnu textúru a všesmernú granoblastickú štruktúru. V medzizrnových priestoroch magnezitu má významný podiel šupinovitý mastenec. Akcesórie zastupuje kremeň a sericit, ktoré môžu tvoriť samostatné prúžky. Miestami je vyvinutý aj fero-magnezit. Akcesoricky je prítomný jemnozrnný, miestami limonitizovaný pyrit. Priemerný obsah úžitkovej zložky je 41,52 % MgO, obsah škodlivých zložiek je 1,52 % CaO, 5,18 % SiO₂ a 1,82 % Fe₂O₃.

Magnezit je známy aj z prieskumných banských diel s. od chaty Alpínka (KORPEL, 1964) a z indícií geofyzikálnych prác (GRECULA a KUCHARIČ, 1992).

Vrchný karbón – Dobšinská skupina

Vulkanicko-sedimentárne formácie dobšinskej skupiny svojím zložením a vývojom odrážajú geotektonické podmienky, v ktorých sa ocitla zóna severného gemerika bezprostredne po hlavných varískych udalostiach (bretónsko-sudet-ských).

Litostratigraficky túto skupinu definovali BAJANÍK a VOZÁROVÁ (in BAJANÍK et al., 1981) a rozčlenili ju na tri litostratigrafické jednotky – rudnianske, zlatnicke a vrchnokarbónske hámorské súvrstvie. V zložitej alpinskej štruktúre na styku severného gemerika a komplexov Sľubice a Čiernej hory sa zachovali iba silno tektonicky redukované zvyšky hámorského a rudnianskeho súvrstvia. Ne-

prítomnosť zlatníckeho súvrstvia pri východnom ohraničení gemerika môže byť zapríčinená: 1. redukciou počas neskorovarískych astúrskeho pohybov; 2. pred-permskou eróziou; 3. intenzívnou alpínskou tektonickou redukciou.

Rudnianske súvrstvie

- 38 **strednozrnné až hrubozrnné, miestami balvanovité polymiktné meta zlepenca, lokálne s polohami metapieskovcov; ?vestfál A–B**
- 37 **polymiktné metapieskovce a grafitické bridlice; ?vestfál A–B**
- 36 **polymiktné metapieskovce; ?vestfál A–B**

Klastické sedimenty rudnianskeho súvrstvia predstavujú bazálnu litostratigrafickú jednotku dobšinskej skupiny, ktorá vo východnej časti Slovenského rudohoria leží uhlovo nesúhlasne na zvrásnených a metamorfovaných spodnokarbónskych komplexoch črmeľskej skupiny. Vrstevný sled sa začína polymiktnými balvanovitými metazlepenkami. Dokonale opracované obliaky sú miestami intenzívne tlakovo deformované, bochníkovite vylisované. Zloženie obliakového materiálu: metabazalty, ich tufy a tufity, metapieskovce, grafitické kvarcity, grafitové sericitové a chloritovo-sericitové fylity, biotitové fylity, kremeň, aplity, granitoidy, ortoruly, amfibolity (podľa údajov VOZÁROVEJ, 1973). Vzácné boli zistené úlomky dvojsľudných kryštalických bridlíc a metaryodacitov.

Bazálne zlepenca rudnianskeho súvrstvia v oblasti Margecany–Košická Belá obsahujú úlomkový materiál z podložnej črmeľskej skupiny zmiešaný s detritom z magmatických a metamorfovaných hornín.

Smernom do nadložia v rámci rudnianskeho súvrstvia sa výrazne zmenšila veľkosť zrna. Hrubozrnné až balvanovité zlepenca sú vystriedané strednozrnnými polymiktnými zlepenkami a vo vrchnej časti zlepencového horizontu drobnozrnnými zlepenkami s medzivložkami pieskovcov. V tom istom smere stúpa obsah kremeňa a stabilných hornín (lydity, metapieskovce) v porovnaní s nestabilnými horninami (metabazalty a ich vulkanoklastiká, fylity, amfibolity; VOZÁROVÁ, 1973).

Najvrchnejšie časti rudnianskeho súvrstvia sú tvorené tmavosivými pieskovicami (36) a súborom striedajúcich sa sivých pieskovcov a čiernych bridlíc (37).

Petrografické zloženie pieskovcov zodpovedá litickým arenitom a drobám. Obsahujú približne 60–70 % zrn polykryštalického a monokryštalického kremeňa, 20 % úlomkov hornín, 5 % úlomkov bazických vulkanitov, 5 % klastickej sľudy. Zrná živcov sú prítomné iba v množstve do 1 %. Medzi úlomkami hornín boli rozlíšené najmä rôzne typy fylitov a lydity.

Vek rudnianskeho súvrstvia na lokalitách v oblasti Margecany–Košická Belá nebol biostratigraficky doložený. O jeho vestfálskom veku sa uvažuje na základe korelácie s typovými profilmi z oblasti Rudnian a Dobšinej, kde bol vek doložený na základe fauny a flóry (RAKUSZ, 1932; NĚMEJC, 1946; BOUČEK a PŘIBYL, 1960; KOZUR a MOCK, 1973).

Hámorské súvrstvie

35 grafitické bridlice a metapieskovce; vestfál C–D

Laterálne a vertikálne sa sriedajú s horizontmi bohatými na zlepenec. Obsahujú hojné množstvo klastickej sľudy a grafitového pigmentu. Charakteristickým znakom je dobre vyvinutá vrstevnatosť a v rámci vrstiev dobre vyvinutá horizontálna laminácia.

Súbor grafitických bridlíc a pieskovcov spolu s cyklicky sedimentovanými zlepenčovými subfáciami (34) bol charakterizovaný ako paralické (MÁŠKA, 1957) deltové sedimenty progradujúce do riečnej časti delty (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988).

34 drobnozrnné, prevažne oligomiktné metazlepenec, metapieskovce, piesčité a grafitické bridlice; vestfál C–D

Určujúcimi znakmi sú: 1. výrazná cyklickosť; 2. čierne a tmavosivé sfarbenie; 3. neprítomnosť akýchkoľvek prejavov synsedimentárnej vulkanickej činnosti. Modálny cyklus má zloženie zlepenec–pieskovec–bridlica. Hrúbka jednotlivých cyklov sa pohybuje v rámci niekoľkých metrov až do 10 m i viac.

V obliakovom materiáli zlepencov okrem absolútne prevládajúcich obliakov kremeňa boli zistené i úlomky metakvarcitov, rôznych typov fylitov, lyditov, acidných vulkanitov a veľmi vzácné aplitických granitoidov. Obdobne v asociovaných pieskovcoch tvorí kremeň 84–87 % zrn, živce 1–7 %, klastické sľudy 7–8 % a úlomky hornín 1–5 %.

Vek hámorského súvrstvia bol biostratigraficky doložený na lokalitách v oblasti Margecian.

PLANDEROVÁ (in BAJANÍK et al., 1983) určila spoločenstvo palynomorf vrchnovestfálskeho veku: *Verrucosisporites microtuberosus* (LOOSE) SMITH et BUTT., *Ahrensia angulatiistriatus* (KOS.) DYB. et JACH., *Angulatisporites splendidus* BHARADW., *Thymospora thiesseii*, *Wilsonia vesicata* KOS., *Illinites unicus* KOS., *Illinites elegans* (KOS.).

Perm – Krompašská skupina

Vulkanicko-sedimentárne a sedimentárne formácie krompašskej skupiny svojím zložením odrážajú postastúrsky vývoj v severogemeridnej zóne. Všeobecnými znakmi sú: 1. kontinentálne sedimentačné prostredie progradujúce smerom do nadložia do lagunárno-sebchového prostredia; 2. intenzívna synsedimentárna tektonika, prejavená regionálne vyvinutými veľkými sedimentačnými cyklami a pulzujúcim charakterom vulkanizmu; 3. bimodálny synsedimentárny vulkanizmus alkalicko-vápenatého trendu s výraznou prevahou ryolitovo-dacitových členov.

Krompašskú skupinu BAJANÍK (in BAJANÍK et al., 1981) rozčlenil na tri hlavné litostratigrafické jednotky – knolské, petrovohorské a novoveské súvrstvie.

V rámci jednotlivých súvrství podrobnejšie členenie (člen – vrstvy) publikovali NOVOTNÝ a MIHÁL (1987).

Knolské súvrstvie

33 polymiktné metazlepence; spodný perm (?autun)

Predstavuje bazálnu časť krompašskej skupiny, tvorenú predovšetkým fialovými drobnými až stredozrnnými polymiktnými zlepenkami.

Textúra metazlepencov je s obliakovou podpornou štruktúrou, pričom prevaha úlomkového materiálu je ostrohranná, prípadne slabo opracovaná. Zloženie obliakového materiálu je takéto: kremeň, metakvarcity, kremité fylity, sericitické bridlice, ryolity-dacity, chloritické fylity, hematitové fylity, grafitické fylity, rekryštalizované vulkanické sklo, fialovočervené pieskovce a bridlice, lokálne metabazalty, amfibolity.

Sedimenty knolského súvrstvia reprezentujú uloženiny piedmontových aluviálnych vejárov s korytovými i rozlivovými subfáciami.

Vek knolského súvrstvia nebol biostratigraficky doložený. O spodnopermskom veku sa uvažuje na základe jeho konformnej pozície v podloží petrovohorského súvrstvia.

Petrovohorské súvrstvie

32 ryolity, dacity a ich vulkanoklastiká, andezity; spodný perm (saxón)

Vulkanity petrovohorského súvrstvia majú výrazný alkalicko-vápenatý trend. Podstatná časť z nich chemickým zložením zodpovedá ryolitom a dacitom (90 %), menšia andezitom a mimo územia mapy i vzácné nájdeným bazaltom.

Vulkanizmus mal vysoko explozívny charakter, o čom svedčí množstvo spriedrodných vulkanoklastík, miestami so zachovanými reliktnými ignimbritovými textúrami. Vulkanoklastické sedimenty sa vyznačujú vysokým obsahom vitroklastického materiálu (60–70 %, miestami 90 %) s menším podielom úlomkov fenokryštov kremeňa, sporadicky živcov. Podobne i v ryolitoch-dacitoch je prevládajúcou zložkou blastofelzitový materiál. Na zložení intermediárnych vulkanitov sa významnou mierou podieľajú kryštály plagioklasov (40–50 %), s ktorými je asociované menšie množstvo vulkanického kremeňa (10–15 %). Mafické minerály (okolo 10 %) sú úplne chloritizované. Vo vulkanogénnom horizonte sú stratiformné polohy obohatené o V-Mo-Cu (oblasť Košickej Belej, Krompách, Petrovej hory; ROJKOVIČ a MIHAL, 1991).

31 prevažne fialové a zelené pieskovce, pieskovce s obliakmi, bridlice; spodný perm (saxón)

Predstavuje súbor kontinentálnych klastických sedimentov, ktorých zloženie je silno ovplyvnené vulkanickým detritom derivovaným zo syngenetických vulkanických centier. Hrubozrnný zlepcový detrit má zväčša charakter intraformačného materiálu, predovšetkým vulkanitov a vulkanoklastík, ale i bridlíc a pieskovcov. Všeobecne sa sedimenty petrovohorského súvrstvia vyznačujú veľkou litologickou premenlivosťou v laterálnom i vertikálnom smere, početnosťou výskytu malých aluviálnych cyklov, nízkym stupňom štruktúrnej a mineralogickej zrelosti sedimentov. Sedimenty typu aluviálnych vejárov alebo plytkých meándrujúcich alúvií sa striedajú s jemnozrnnými uloženinami intrakontinentálnych jazier („playa“). Reprezentujú ich červenofialové bridlice s polohami karbonátových konkrécií a reziduálnych vápnných kôr. V jazerných faciách sú bežne zachované asymetrické čeriny vlnenia. Charakteristická horizontálna laminácia je spôsobená striedaním lamín prachového a piesčitého materiálu.

Na zložení pieskovcov sa podieľa hlavnou mierou kremeň a úlomky z vulkanitov, s ktorými je asociované menšie množstvo plagioklasov, alkalických živcov a klastickej sľudy. Obsah matrixu je variabilný v závislosti od jednotlivých subfacií sedimentačného prostredia (rozlivové vers. korytové riečne sedimenty). Ojedinele boli zistené i pomerne dobre štruktúrne vytriedené polohy pieskovcov s vysokým obsahom živcového detritu, petrograficky patriace k arkózam.

Vek petrovohorského súvrstvia z oblasti na sever a na juh od Košickej Belej bol doložený na základe palynomorf. Určujúcimi formami sú: *Limitisporites moesensis* (GREBE) KLAUS, *Nuckoisporites dulhuntyi* KLAUS, *Vittatina* div. sp. (PLANDEROVÁ in BAJANÍK a VOZÁROVÁ, 1979; PLANDEROVÁ in VÁCLAV et al., 1980).

Sedimenty i vulkanity petrovohorského súvrstvia sú v stykovej zóne pásma gemerika s obalovou sériou a kryštalinikom Čiernej hory silno tektonicky defor-

mované. Pri tomto procese vznikla výrazná foliácia, nastala kataklastická deformácia, usmernenie klastických zŕn a metamorfná rekryštalizácia. V dôsledku toho stupeň regionálnej premeny sedimentov a vulkanitov petrovohorského súvrstvia varíruje v rozsahu teplotno-tlakových podmienok anchizóny až spodnej časti fácie zelených bridlíc.

Novoveské súvrstvie

30 pestrofarebné bridlice, pieskovce, lokálne polohy zlepcov; evapority; vrchný perm (thuring)

Predstavuje najmladšiu litostratigrafickú jednotku krompašskej skupiny, definovanú BAJANÍKOM (in BAJANÍK et al., 1981). Jej vek bol stratigraficky doložený ako thuring na základe sporomorf iba na lokalitách v oblasti Košickej Belej (PLANDEROVÁ in VÁCLAV et al., 1980).

Súvrstvie je zložené zo sedimentov typu „red-beds”, ktoré predstavujú marginálne fácie typu aluviálnych vejárov a „playa” a z evaporitov. Evaporitové sedimenty boli zistené vo vrtoch v oblasti Košickej Belej (KVB-10, KVB-2; VÁCLAV a VOZÁROVÁ, 1978). Sú asociované so sivými a sivozelenými bridlicami, piesčitými bridlicami a pieskovecami, v ktorých sa nachádzajú dolomitové konkrécie a hojné autigénne albity. V samotnom evaporitovom horizonte sa okrem sadrovca a anhydritu vyskytujú tenké polohy dolomitu, miestami i s prímiesou magnezitu. Súčasťou horizontu sú evaporitové brekcie s útržkami sivých a červených bridlíc.

Analýza izotopov S z územia mimo uvedenej mapy (KANTOR in KANTOR et al., 1982) potvrdila koreláciu s zechsteinskými uloženinami.

Terigénna sekvencia je výrazne cyklická, zložená zo zlepcov–pieskocov–bridlíc. Zlepence sú bohaté na ryolitovo-dacitový detrit, redeponovaný z podložného petrovohorského súvrstvia. Sú stratigrafickým ekvivalentom strážanských vrstiev, opísaných NOVOTNÝM et al. (1962) z oblasti Novoveskej Huty.

MELIATIKUM

Do príkrovovej trosky meliatika zaraďujeme súbor pestrofarebných bridlíc s vložkami pieskocov, lokálnymi polohami metabazaltov, serpentinitov, rádiolaritov a karbonatickými sekvenciami, ktorého sv. úsek vystupuje pri jz. okraji regiónu medzi Jaklovcami a Košickou Belou-Zlatníkom (obr. 8).

M F Z O Z O I K U M		J U R A		L I A S	
TOARK	DOMĚR	PLENS.			
	KARIX				
	LOTARING	SINEM.			
	SINEMŮR				
	HETANŽ				
	RĚT				
	NORIK				
	KARN				
	LADIN				
	ANIS				
	SKÝT				
SIVÉ, SVETLOZELENÉ, BÉŽOVOBIELE, RUŽOVOBÉŽOVÉ METAMORFOVANÉ VÁPENCE, LOKÁLNÉ POLOHY ROHOVCŮ 20 - 30 m					
ČERVENÉ A ZELENÉ BRIDLICE, FIALOVOČERVENÉ SILICITY A RÁDIOLARITY; TMAVOZELENÉ METABAZALTY, LIZARDITOVÉ SERPENTINITY 60 - 100 m					
SVETLOSIVÉ AŽ BIELE, MASÍVNE JEMNOZRNNÉ VÁPENCE; ŽLTOSIVÉ RAUVAKY, TENKODOSKOVITÉ BÉŽOVÉ A SIVOZELENÉ SLIENITÉ VÁPENCE 20 - 60 m					
ČERVENOFIALOVÉ A ZELENÉ ÍLOVITÉ BRIDLICE, VÁPENITÉ BRIDLICE A PRACHOVCE S MEDZIVLOŽKAMI ČERVENOFIALOVÝCH A ZELENOSIVÝCH PIEŠKOVCOV; ŠOŠOVKY TMAVO-SIVÝCH DROBNOKRYŠTALICKÝCH VÁPENCŮ 50 - 150 m					

Obr. 8 Litostratigrafická schéma jaklovskej šupiny meliatika v oblasti regiónu. Zostavil: JACKO, 1996

Súbor vystupuje v nepriebežnom, tektonicky redukovanom pruhu v smere SZ–JV, v jadre MAHELOM (1953) definovanej severogemerickej synklinály, v tektonickom nadloží permu krompašskej skupiny, resp. vrchného karbónu došinskej skupiny. Je typicky výraznou imbrikáciou izosynklinálnej stavby s úklonmi reliktov vrásových ramien 45–60° na JZ. Strmšie, až 80° úklony na JZ, sú príznačné pre makroskopicky penetratívne prešmyky osovej roviny vrásovej stavby sekvencie. Vrstevnatosť, najmä plastickejších členov sekvencie, je obvykle transponovaná do analogicky ukлонenej kliváže osovej roviny smerných vrás.

Litoštruktúrna homogenizácia, obzvlášť bazálneho súvrstvia sukcesie a podložného permu (cf. HROUDA et al., 1988), i nedostatok vhodných fosílií sa prejavili aj v rozdielnej paleogeografickej interpretácii sukcesie. MAHEL (in MAHEL et al., 1967) zaraďuje sekvenciu do stratenskej série gemerika. MOCK (1980) z nej vyčlenil spodný bridličnatý horizont s obsahom vulkanitov, nazval ho jaklovskou skupinou – s obalovým vzťahom k paleozoiku gemerika. Vyššie karbonátové súvrstvia zaradil do stratenského príkrovu. KOZUR a MOCK (1985) korelujú jaklovskú skupinu s držkovským súvrstvom meliatika a modifikujú jej názov na jaklovske súvrstvie.

MELLO (in BAJANÍK et al., 1983) zahrnul celú sekvenciu – okrem metabazaltov a serpentinitov – do stratenskej skupiny. V predmetnom úseku akceptuje MAHEL (1986) MOCKOVU (1980) interpretáciu sekvencie a zdôrazňuje jej nadväznosť na spodnotriasové členy severogemerického typu. MIHÁL (1993, osobná informácia) okrem trosiek karbonátov (stratenská skupina) a ultrabázik považuje ostatné členy sekvencie príslušného úseku za súčasť permu novoveského súvrstvia krompašskej skupiny (sensu NOVOTNÝ a MIHÁL, 1987). GRECULA (1994a) na príklade litofaciálnych vzťahov mladopaleozoických a mezozoických sekvencií gemerika a veporika uvádza pravdepodobnosť kontinuálneho vývoja meliatikeho bazénu na rozhraní oboch jednotiek už od mladšieho paleozoika. Túto ideu dopracovali KOZUR a MOCK (1995) etablovaním folkmarskej oceánskej sutúry na rozhraní kontinentálnych blokov gemerika a veporika, z ktorej pochádza aj prevažne strednojurský akrečný komplex sekvencie – príkrovu meliatika – severného rudabányaika (l. c.).

Dosiaľ známe stratigrafické rozpätie jaklovskej šupiny meliatika je spodný trias–stredná jura. Spodnotriasovú bázu sekvencie (*Naticella costata* MÜNST.) z oblasti Veľkého Folkmara doložil už ŠTÚR (1869; ex MAHEL, 1953). Strednojurské (?batské) rádiolárie z oblasti Pod Turníkom sz. od vápenky v Margecanoch opísali KOZUR a MOCK (1995). Meliatikum regiónu je tvorené prevažne spodnotriasovým horizontom. Vyššie súvrstvia sú zastúpené len sporadicky v kryhách zaklesnutých podľa priečných (sv.-jz.) zlomov, resp. v ojedinelých imbrikovaných šupinách.

29a pestré bridlice, pieskovce, slienité vápence; spodný trias

Sú bazálnym a najrozšírenejším horizontom súvrstvia. V súvislom pruhu širokom 500–600 m vystupujú od Jakloviec po Veľký Folkmar, kde sú (v oboch prípadoch) utínané zlomami. Vo forme drobných, tektonicky elongovaných šošoviek uprostred permu petrovohorského súvrstvia sa vyskytujú východne od prameňa sv. Gregora a po oboch stranách opátskeho ramena vodnej nádrže Ružín, kde tvoria zároveň jediný člen sukcesie meliatika. V oblasti Zlatníka sz. od Košickej Belej sú na prešmyku v smere SZ–JV tieto šupiny i študované meliatikum redukované.

V oblasti Jaklovce–Veľký Folkmar sa pestré bridlice a pieskovce tektonicky stýkajú s podložným permom, resp. vrchným karbónom gemerika.

Najrozšírenejšími varietami bridličnato-pieskovcového horizontu sú červeno-fialové a zelené ílovité bridlice, ktoré miestami prechádzajú do vápnitých bridlíc a prachovcov. V južnej časti sekvencie (mimo územia regiónu) ZLOCHA et al. (1980) uvádza z nich dm–m ložné polohy evaporitov. Nepriebežné červenofialové a zelenosivé pieskovce s dm–m hrúbkou s hojným sericitom jv. od Jakloviec obsahujú pieskovce a v nich vložky tmavosivých drobnokryštalických vápencov (KADLEC, 1968). V bridliciach i pieskovcoch sú miestami prítomné ložné kaverny i žilky cm až dm hrúbky, vyplnené kremeňom a spekularitom, resp. kremenno-?ankeritovo-spekularitovou mineralizáciou.

Na základe nálezov lastúrníkov *Pseudomonotis* [*Claraia clarai* (EMMR.)] na viacerých lokalitách v sz. pokračovaní horizontu mimo územia regiónu (cf. MELLO in BAJANÍK et al., 1983) zaradil MELLO (in l. c.) tento horizont sekvencie do griesbachu–?spodného namalu.

V záreze štátnej cesty 1 km jv. od Veľkého Folkmara je v nadloží fialových a zelených bridlíc s pieskovecami vyvinutá 5–10 m hrubá poloha tenkodoskovitých sivozelených slienitých vápencov. Predstavujú azda jv. relikty stratigraficky vyššej časti sekvencie, ktoré MELLO (in BAJANÍK et al., 1983) zaradil do ?vyššieho namalu–spatu.

29b svetlé vápence; anis – ?ladin

Vystupujú len v širšej oblasti Veľkého Folkmara na troch tektonicky predisponovaných lokalitách. Tvoria ich prevažne svetlosivé až biele masívne jemnozrnné vápence. Na južnom okraji Šankových jarkov (sv. od sz. okraja Veľkého Folkmara) sú na báze kryhy vápencov zaklesnutej podľa sv.-jz. zlomov zastúpené aj tlakovo metamorfované béžové doskovité vápence. Najväčšia kryha na Drienkovom vrchu (pri jv. okraji obce), ohraničená, resp. rozsegmentovaná systémom sv.-jz. zlomov, má na báze vyvinutú temer súvislú polohu brekcií,

Analogické vápence z lomu pri Jaklovciach zaradil MELLO (in BAJANÍK et al., 1983) k wettersteinským vápencom stratenskej skupiny, MAHEL (1986) k steinalmským vápencom stratenskej skupiny (sensu GAÁL, 1984).

29c červené a zelené bridlice, rádiolarity, diabázy a serpentinity; ?ladin

Tento typický horizont jaklovskeho súvrstvia obsahujúci ladinské rádiolarie (KOZUR a MOCK, 1985), resp. ich ilýrsko-ladinské formy (IŠTVÁN, 1984), je na území regiónu vyvinutý len pri v. okraji Jakloviec, resp. východne od prameňa sv. Gregora, v oblasti kóty 915.

Prvý úsek je tektonicky zaklesnutý na systéme klenovských sv.-jz. zlomov. Obsahuje bridlice, decimetrové polohy červených silicítov a diabázov. V druhom úseku, v smerne (SZ–JV) imbrikovanej šošovke s rozmermi 500 x 200 m, vystupujú silicity v nadloží ?jurských vápencov a obsahujú ich tektonizované šupiny dm hrúbky.

Listricky rozpadavé červené a zelené bridlice obsahujú prachovitú prímes kremeňa, pričom fialovočervené sfarbenie spôsobuje často limonitizovaný, jemne dispergovaný rudný pigment. Fialovočervené silicity dm hrúbky obsahujú medzi-foliačné šošovky až žilky sekrečného kremeňa s mm, výnimočne cm hrúbkou so sporadickým obsahom rekrýštalizovaného albitu a chloritu. Samotné silicity sa vyznačujú dokonalou tvarovou orientáciou limonitizovaného rudného komponentu, kremeňa včítane jeho prachovitej frakcie, rekrýštalizovaného ílovitého komponentu a sporadických zrn novotvoreného albitu. Celkom výnimočne boli pozorované semioválne obrisy rekrýštalizovaného kremeňa, pripomínajúce schránky rádiolaríí.

Tmavozelené metabazalty tvoria ložné a diagonálne, k foliácii situované telesá metrovej hrúbky s prevažne tektonizovaným kontaktom voči okolitým bridliciam. Obsahujú reliktu magmatických klinopyroxénov, plagioklasov a opakových minerálov. Sekundárnu asociáciu tvoria chlorit, epidotovo-zoizitové minerály, kalcit, aktinolit ± kremeň. Ich petrografiú detailne spracovali KAMENICKÝ (1957) a HOVORKA a SPIŠIAK (1988), ktorí z tohto úseku Jakloviec uvádzajú aj reliktu pillov-láv.

Pri jv. okraji Veľkého Folkmara vystupuje na okrajoch silno zbrekčiovatená a silicifikovaná smerná šošovka sivozeleného až tmavosivého serpentinitu. Tvoria ju reliktu zrn nezonárneho olivínu od okrajov a po puklinách zatláčaného ?lizarditom, serpentinizovaný krátkostĺpčekovitý ortopyroxén, relatívne čerstvejší akcesorický klinopyroxén, hlavne však serpentinizované minerály, magnetit, menej karbonáty, chlorit, ± ílové minerály a opál.

28 metamorfované vápence; ?vrchný trias–?jura

Vystupujú len v imbrikovanej šupine meliatika v. od prameňa sv. Gregora – v podloží metadiabázov, medzi alebo v podloží rádiolaritov. Všetky kontakty

s okolitými horninami sú tektonizované. Pri sv. okraji šupiny sú vyvinuté najmä jemnozrné mramorizované béžovobiele až ružovobéžové vápence. Z nich sa smerom do nadložia (na JZ) vyvíjajú prúžkované sivé a svetlozelené vápence prechádzajúce do zelených slienitých vápencov, ktoré miestami obsahujú polohy ružových vápencov, lokálne s rohovcami. Zelené a ružové vápence sú intenzívne tlakovo metamorfované.

Paleogén

Vnútrokarpatský paleogén

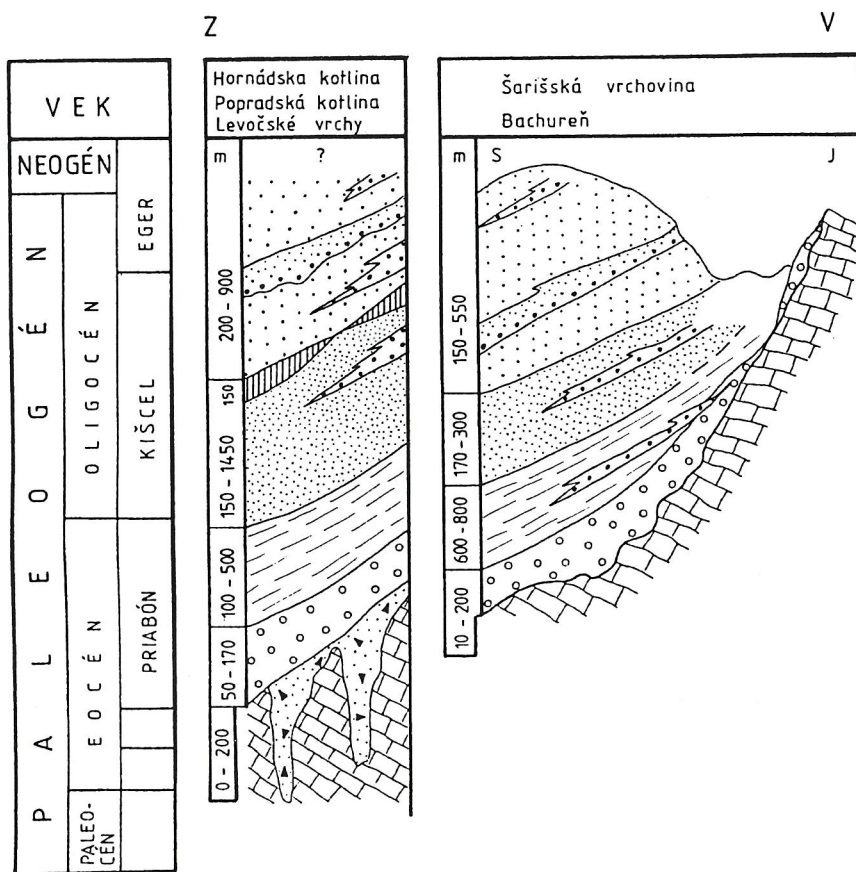
Paleogénne sedimenty lemujú masív Branisko zo západnej, severnej a východnej strany, Čiernu horu zo severnej strany. Východné i západné obmedzenie Braniska a styk s paleogénnymi sedimentmi je zjavne tektonické, pozdĺž výrazných severojužných zlomových línií. Na severnom okraji Braniska miestami ležia denudačné reliktý bazálneho borovského súvrstvia v preukázateľne transgresívnej pozícii. Aj tu však ide o tektonické obmedzenie, limitované v.-z. líniou prebiehajúcou až prevažne v paleogénných sedimentoch, sledovateľnou od Lačnova priamo na západ. Dôkazom toho je geologická situácia sz. od Malinkovej doliny, kde vidno tektonický kontakt triasových dolomitov chočského príkrovu priamo s bielopotockým súvrstvom, ktoré je najmladšou litofáciou paleogénneho cyklu.

Na severné svahy pohoria Čierna hora nasadajú paleogénne sedimenty diskordantne, v transgresívnej pozícii, s postupným vývojom nadložných súvrství severným smerom, kde budujú pohorie Šarišská vrchovina.

Paleogénne sedimenty v tomto regióne sú iba malou časťou východoslovenskej podtatranskej skupiny, ktorá bola ako celok mapovaná v rokoch 1993–1995 širokým autorským kolektívom (KAROLI et al., 1994, 1995; NAGY et al., 1994; GROSS et al., 1995 a iné) a vyhodnotená v záverečnej správe GROSS et al. (1996).

Paleogénne sedimenty v smere na sever postupne nadobúdajú hrúbku až vyše 3 000 m (vrty v oblasti okolia Lipian), kde sú náhle utátené (skončené) na výraznej tektonickej línii násunu bradlového pásma strmo na juh. Táto situácia je už však mimo nášho záujmového územia.

Paleogénne sedimenty podtatranskej skupiny (v zmysle členenia paleogénu; in GROSS, SAMUEL a KÖHLER, 1984; obr. 9) sú tu zachované v úplnom vrstevnom slede, počínajúc morskými sedimentmi bazálneho borovského súvrstvia až po najvyššie, prevažne pieskovcové bielopotocké súvrstvie. Predtransgresívne sedimenty sladkovodného prostredia s výskytom uhoľných ílovcov a uhlia (GROSS et al., 1990), aké sa našli pri obci Šuňava v okrese Poprad, resp. markušovské alebo chrastianske vrstvy (FILO et al., 1994, 1995) sa tu preukázateľne nezistili.



Vysvetlivky:

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> konglomerátový flyš zlepence bielopotacké súvrstvie kežmarské súvrstvie zuberecké súvrstvie | <ul style="list-style-type: none"> hutianske súvrstvie borovské súvrstvie predtransgresívne sedimenty predterciérne podložie |
|--|--|

Obr. 9 Korelačná litologicko-stratigrafická tabuľka vnútrokarpatského paleogénu
Zostavil: GROSS, 1996

Poznamenávame však, že MARSCHALCO (1966) v spodnej časti „bazálneho paleogénu“ pri Štefanskej hute naznačuje možnosť riečného transportu (= ?chrastianske vrstvy).

Vekový rozsah paleogénnych sedimentov morského pôvodu sa pohybuje vo vekovom diapazóne priabónu (zväčša vrchného) až oligocénu. Niektoré vzorky prechovávajú faunistické spoločenstvá, ktoré nevyklučujú zásah až do spodného miocénu. Pre malý počet týchto vzoriek a relatívne zlé zachovanie organických zvyškov nechávame túto otázku otvorenú.

Pri geologickom mapovaní územia v mierke 1 : 25 000 v rokoch 1993–1995 (GROSS et al., 1996) tu boli rozlíšené nasledujúce súvrstvia:

B o r o v s k é s ú v r s t v i e (bazálna transgresívna litofácia):
monomiktne brekcie a zlepenca, prevažne karbonátové,
heteromiktne zlepenca s obliakmi mezozoického, a najmä paleozoického
podložia,
tomášovské vrstvy (v minulosti interný názov radačovské vrstvy).

H u t i a n s k e s ú v r s t v i e (ílovcová litofácia):
premenlivo vápnnité ílovce v prevahe nad lavicami drobnozrnných zlepenčov,
pieskovcov a siltovcov.

Z u b e r e c k é s ú v r s t v i e (flyš):
typický flyš (P : I = 1 : 2 až 2 : 1),
flyš s prevahou ílovcov nad pieskovicami (viac ako 2 : 1).

B i e l o p o t o c k é s ú v r s t v i e :
pieskovce v absolútnej prevahe nad ílovcami a drobnozrnnými zlepenkami,
„konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš“.

Polymiktne zlepenca a parazlepenca – podmorské zosuvné telesá s intraklastmi; vyskytujú sa v súvrstviach 26 až 20.

27 polymiktne zlepenca

27a šošovka – olistolit – harzburgit

V hutianskom a bielopotockom, ojedinele i v zubereckom súvrství vytvárajú šošovkovité telesá dlhé desiatky a stovky metrov a hrubé 50 cm až 8–10 m. Podľa druhu, obsahu a interného usporiadania obliakového materiálu ich zaradujeme k zosuvným telesám (GROSS a SAMUEL, 1982). Ich charakteristickým znakom okrem vysokej pestrosti horninových typov tvoriacich obliaky je i prítomnosť menších a väčších úlomkov a blokov paleogénnych hornín, obyčajne plasticky deformovaných, značná nevytriedenosť klastického materiálu a masívnosť polohy (nelavicovitosť).

Všetky opísané znaky sú dobre viditeľné v odkryvoch v zárezoch potokov, resp. v lomových stenách alebo prirodzených stržových stenách.

Pokiaľ takýchto odkryvov je nedostatok, alebo nachádzame iba obliaky rozptýlené v piesčitých hlinách (elúviá, resp. delúviá), je neobyčajne problematické zaradenie „zlepencov“ k sedimentom konglomerátového flyšu alebo do zlepencov podmorských zosuvných telies. Už aj MARSCHALKO (1966) poznamenáva: "Telesá, v ktorých nepozorovať vytriedenie materiálu, ťažko odlíšiť od telies, ktoré vznikli zosúvaním."

Z uvedených dôvodov zakresľujeme do geologickej mapy tak konglomerátový flyš (tiež mikrokonglomerátový flyš), ako aj zlepence podmorských zosuvných telies do spoločnej vysvetlivky.

V oboch prípadoch ide o zlepence (či už jemno- alebo až hrubozrné), o pôvode ktorých sa môžeme dozvedieť len na základe internej textúry, viditeľnej iba v dobrých priamych odkryvoch náležitej veľkosti.

KAROLI et al. (1994) pri mapovaní Šarišskej vrchoviny kartograficky vymedzil litofáciu, ktorú nazval zlepence a štrky s polohami pieskocov. Nachádza sa v okolí Kvačian, Bajerova, Žipova a Brežian. Ako ďalej uvádza, často buduje vrcholové časti terénnych elevácií. Obliakové analýzy poukazujú jednoznačne na zdrojovú oblasť klastického materiálu z pohoria Sľubice a Čiernej hory.

V odkryvoch pri okraji panvy (Križovany, Klenov, Suchá Dolina) sa v štrkoch až slabo spevnených zlepencoch nachádzajú bloky veľké do 50 cm, tvorené granitoidmi, kremeňom, kremencami a pieskocami (paleogénnymi?). Podľa uvedeného autora opisované štrky až zlepence reprezentujú piedmontovú fáciu náplavových kužeľov.

Na základe pozície (na vrcholoch kopcov), horninovej skladby obliakov a slabého stmelenia nevycludujeme možnosť, že aspoň istá časť štrkovo-zlepencovej masy by sa mohla považovať za denudačné zvyšky varhaňovských štrkov vrchnobádenského veku. Na čiastočne možné prekrytie Šarišskej vrchoviny varhaňovskými štrkami poukázal už v roku 1966 MARSCHALKO. Ich zámena s paleogénnymi zlepencami je veľmi ľahko možná, najmä keď si uvedomíme, že obliakový materiál (MIŠÍK, 1955) má identické zloženie. Je preukázané, že zlepence v konglomerátovom flyši a značne mladšie varhaňovské štrky pochádzajú z jednej zdrojovej zóny z masívov Sľubice a Čiernej hory.

Podmorské zosuvy boli nesporne zistené aj v samotnom konglomerátovom a mikrokonglomerátovom flyši. Medzi gradačne zvrstvenými hruboklastickými telesami rôznej hrúbky sme našli aj také, ktorých vnútorná štruktúra je porušená. Ich rozoznávanie je veľmi obťažné, pretože ich hrúbka a petrografické zloženie je podobné ako pri gradačne zvrstvených telesách (MARSCHALKO, 1966). V celej hrúbke zosuvnej polohy sa nachádzajú nepravidelne rozptýlené závalky a útržky deformovaných flocov, jemnozrnných pieskocov, karbonátov alebo aj veľké bloky hrubozrnných pieskocov a drobnozrnných zlepencov.

Úlomky, závalky a bloky rôznej konzistencie, zloženia a veľkosti predstavujú typické sklzové textúry (CROWEL, 1957) vzniknuté rozrušením, zmiešaním a pohybom sčati konsolidovaných sedimentov po svahu.

Látkové zloženie konglomerátového flyšu a podmorských zosuvných telies poukazuje na rozličné typy hornín epikryštalínika Spišsko-gemerského rudohoria, mezo- a katakryštalínika Čiernej hory, mezozoika krížňanského príkrovu a „západokarpatského vývoja“ (MAHEL, 1959) i bázických hornín triasu. Množstvo obliakových analýz, ako aj ich vyhodnotenie je uvedené v práci MARSCHALKA (1966), na ktorú odkazujeme.

B o r o v s k é s ú v r s t v i e ; ?paleocén – oligocén

Pod borovským súvrstvom (v zmysle GROSS, KÖHLER a SAMUEL, 1984) chápeme všetky paleogénne sedimenty rôzneho pôvodu (riečno-deltové, transgresívne-morské, ktoré sa usadili priamo a diskordantne na staršie paleozoické alebo mezozoické podložie. V prevažnej miere tu ide o morské sedimenty neflyšového charakteru, pozostávajúce z pestrej palety horninových typov.

Spodná nerovná plocha opisovaného súvrstvia konzervuje reliéf suchej zeme, ktorý sa utváral v období kontinentálnej suchozemskej éry, vo vekovom rozpätí paleocén–stredný eocén (cca 25–28 mil. rokov; podľa rádiometrických údajov BERGGRENA et al., 1983).

26 karbonátové zlepenca, pieskovce

Spodnú časť súvrstvia nachádzame na malej ploche pri Vyšnom Slavkove (250 m jv. od kostola), v denudačných zvyškoch na severnom okraji Braniska v pretiahnutom úzkom pruhu západne od Lačnova pokračujúc pod severné svahy Kamennej Baby. Uvedené sedimenty ležia na triasových dolomitoch štureckého príkrovu (POLÁK, 1987).

Bezprostredne na podloží sa nachádzajú dolomitové brekie s hrúbkou od niekoľkých dm do 1 m, lokálne i viac. Bloky dolomitov dosahujú veľkosť až 60 cm a sú tmelené piesčitou dolomitovou drvinou s ojedinělými obličkami kremeňa. Vrchnú časť súvrstvia bežne tvoria hrubozrnné pieskovce až drobnozrnné zlepenca (NAGY et al., 1994) s obličkami karbonátov veľkými 3–5 cm.

Veľmi zaujímavý je výskyt obliakov, ktoré sa nachádzajú na malej plošine cca 500 m z. od kóty 830,3. Aj tu na dolomitovom podloží ležia rozpadnuté zvyšky zlepenecov s vysokým podielom dokonale oválnych kremencových obliakov do veľkosti 30 cm. Podobne je to aj 250 m s. od kóty 863,6 (1,2 km z. od Lačnova), kde na dolomitovom podloží ležia drobnozrnné polymiktné zlepenca

s vysokým podielom kremenných obliakov, menej kryštalinika so sporadickým výskytom karbonátov. Vzhľad týchto drobnozrnných zlepcov až hrubozrnných pieskocov veľmi pripomína horniny bielopotockého súvrstvia Levočských vrchov.

Na severnom okraji Čiernej hory (MARSCHALKO, 1966; KAROLI et al., 1994) prebieha borovské súvrstvie v pruhu južne od Širokého cez Vítaz, Hrabkov, Sedlice, Radatice do Drienovskej Novej Vsi, upadajúc pod uhlom 10–30° na sever pod mladšie paleogénne súvrstvia. Súvrstvie sa nachádza aj v rokyciansko-bajerovskom tektonickom „ostrove“, kde obklopuje úzky lineárny pruh podložného mezozoika v záreze údolia (Veľkej) Svinky.

Monomiktne vápencovo-dolomitové brekcie a zlepence sú zachované v súvislom pásme z Ovčieho cez Hrabkov, Sedlice až do Drienovskej Novej Vsi. Polymiktne zlepence, pozostávajúce zo zmiešanej asociácie mezozoických a najmä paleozoických hornín sa nachádzajú v širokom pruhu jz. od Širokého a j. od Vítaza a pokračujú v tektonicky zaklesnutom oddelenom priestore v úseku Kluknava–Štefanská huta.

Nachádzajú sa aj v izolovaných ostrovoch pri Margecanoch (ŠALÁT, 1955), Hrabkove a Pekl'anoch. Vo všeobecnosti je možné konštatovať, že smerom do nadložia vidno granulometrické zjemňovanie zlepcov a zánik sedimentárnych textúr.

Monomiktne, zle vytriedené brekcie a zlepence sú tvorené obliakmi až balvanmi veľkými 15–20, max. 90 cm, pozostávajúcimi z vápencov a dolomitov anisu bez prímеси iných hornín (MARSCHALKO, 1966). Základnú tmeliacu hmotu tvorí hrubozrnný karbonátový pieskovec. Opisované hrubé klastiká ležia na nerovnom, často skrasovatenom reliéfe.

Polymiktne, tiež slabo vytriedené zlepence (ktorých morský pôvod nie je exaktne doložený) vo vzorke zo Štefanskej huty („kluknavský vývoj“ in IVANOV, 1953) pozostávajú z 29 % podielu kryštalinika Čiernej hory (granity typu Bujanová, hybridné granodiority, migmatity, ruly, svory a vysoký podiel spodnotriasových bázik – KAMENICKÝ, 1950) a kriedy (FUSÁN, 1960). Chýbajú karbonáty triasu a jury. Na horniny staršieho paleozoika pripadá 16 % a na zmiešanú asociáciu hornín Slovenského rudohoria a Čiernej hory 32 % z celkového množstva.

V analýze z najvyšších polôh súvrstvia v Štefanskej hute je zastúpenie hornín v obliakoch značne odlišné. Vápence triasu tvoria 56 % podiel, staršie paleozoikum Slovenského rudohoria 17 %, báziká iba 6 %, zmiešané typy Slovenského rudohoria a Čiernej hory 21 %. Pri oboch analýzach je nápadná neprítomnosť obliakov žilného kremeňa.

25 tomášovské vrstvy: jemnozrnné pieskovce, siltovce so sklzovými polo- **hami; (10 – 200 m)**

V Hornádskej kotline, podobne ako v Šarišskej vrchovine, prechádzajú hrubé klastiká postupne do najvyššej časti bazálneho cyklu, do pieskovcovo-siltovco-

vých vrstiev, ktoré dnes označujeme (FILO a SIRÁŇOVÁ, 1996) ako tomášovské vrstvy.

Opísané vrstvy sú tu tvorené (KAROLI et al., 1994; NAGY et al., 1994) jemnozrnnými, ľahko rozpadavými, nevýrazne zvrstvenými pieskovecami s očividne nerovnými plochami vrstevnatosti. Miestami náhle, inde postupne prechádzajú do piesčitých siltovcov s horizontálnou lamináciou. Charakteristické sú v nich odtlačky listov, resp. nahromadenie rastlinného detritu, pyritové konkrécie a bioturbačné textúry. Zriedkavo sa tu vyskytujú lavice stredno- až hrubozrnných pieskovecov s chaoticky distribuovanou prímесou psefitických úlomkov. Ojedinelé ílovcové polohy sú prerušované 10–20 cm hrubými polohami jemno- až strednozrnných pieskovecov.

Makrofaunu lastúrníkov a ulitníkov tu spracovala VOLFOVÁ (1962). Určené spoločenstvá pozostávajú z eurihalinných druhov sublitorálu až neritika. Žiaľ, ich stratigrafická amplitúda bola stanovená veľmi široko, na eocén–oligocén.

V území Šarišskej vrchoviny vykazujú tomášovské pieskovece veľmi rozdielne mineralogické zloženie (ĎURKOVIČ in KAROLI et al., 1994). Časť vzoriek patrí do arkózového radu, ojedinelé sú droby a vápencové pieskovece.

Vek borovského súvrstvia tu bol stanovený (PLIČKA, 1987 in NAGY et al., 1994) na priabón až oligocén.

Hrúbka súvrstvia kolíše v rozmedzí od 10 max. do 200 m.

H u t i a n s k e s ú v r s t v i e ; vrchný eocén – oligocén

Hutianskym súvrstviem označujeme v zmysle GROSSA, KÖHLERA a SAMUELA (1984) prevažne pelitické sedimenty charakteru distálnych turbiditov, usadzujúcich sa v období výraznej subsidencie morského dna po usadení plytkomorských bazálnych vrstiev.

Prechod borovského súvrstvia do ílovcov hutianskeho súvrstvia je niekde „náhly“, v rozmedzí niekoľkých decimetrov (GROSS et al., 1990), inde (napr. v Hornádskej kotline) vcelku plynulý, s prechodnou časťou hrubou až 10 m.

CHMELÍK in BUDAY et al., (1967) označuje toto súvrstvie ako ílovcce južnej fácie, ktoré sa svojou náplňou sčasti kryjú s ílovcovou litofáciou a subflyšom, opisovaným MARSCHALKOM (1966).

24 ílovcce v absolútnej prevahe nad prachovcami a pieskovecami (20 – 800 m)

Hutianske súvrstvie je tvorené desiatky až stovky metrov hrubým komplexom premenlivo vápnných ílovcov, ílovcov s laminami siltovcov alebo ílosiltovcov, ktoré sú vo výraznej prevahe nad tenkými lavicami prevažne jemnozrnných pieskovecov, polohami pelokarbonátov alebo sporadickými drobnozrnnými zlepen-

cami. Ílovce sú sivožlté, sivé až zelenosivé s charakteristickým bridličnatým, lístkovitým, lastúrnatým alebo íverovitým rozpadom. Na odlučných plochách ílovcov je častý, zhodne s bridličnatosťou orientovaný muskovit, inde drobný rozptýlený uhoľný detrit, na puklinách a odlučných plochách sú bežné povlaky oxidov Fe a Mn.

V nezvetranom stave (aj vo vrtných jadrách) sú ílovce zdanlivo kompaktné, avšak po krátko trvajúcom zvetrávaní sa v nich začína objavovať paralelná odlučnosť, typický bridličnatý rozpad a neskôr celková deštrukcia horniny na ťažké nepriepustné plastické hliny.

Ako uvádza KAROLI et al. (1995), ílovce prevládajú nad pieskovecami v pomere 5 : 1 až 10 : 1, extrémne 20 : 1. Je to tak napr. na území listov Lipany, Sabinov a v okolí Uzovského Šalgova. ILAVSKÝ, PECHO A PRIECHODSKÁ (1956) uvádzajú pre „spodnú časť bridličnatého horizontu“ v Popradskej kotline pomer P : I až 5 : 95.

V Šarišskej vrchovine vystupuje hutianske súvrstvie v troch oddelených častiach regiónu:

Plynulý prechod z podložného borovského súvrstvia je možné lokálne sledovať na severnom okraji Braniska a pri cintoríne v Lipovciach.

Plošne značne rozsiahlejší výskyt sa nachádza v pruhu od stretnutia Krajnej a Strednej doliny cez Široké, Víťaz po Ovčie, kde je tektonicky uťaté. V tomto úseku vidno aj postupné prechody z borovského súvrstvia do nadložného hutianskeho súvrstvia.

V úseku od Ovčieho, Klenova, Sedlíc až Suchej Doliny hutianske súvrstvie sa dá sledovať v nepatrnej hrúbke iba lokálne, pretože tu sa až do najvyššej časti borovského súvrstvia ostro vrezáva (erozívny kontakt?) mikrokonglomerátový flyš (bielopotocké súvrstvie).

Ďalší, plošne najrozsiahlejší výskyt je v severnej časti regiónu, v úseku sz. od Prešova v smere na Veľký Šariš, Ostrovany, Jakubovany, Uzovský Šalgov, Pečovskú Novú Ves a Červenicu.

Na severnom okraji Braniska vystupujú sedimenty hutianskeho súvrstvia len sporadicky, v dôsledku výrazných východo-západných zlomov, pozdĺž ktorých došlo k zaklesnutiu severného krídla. Uvedená tektonika spôsobila, že borovské súvrstvie ležiace v transgresívnej pozícii na severnom okraji Braniska sa stýka tektonicky priamo so zubereckým súvrstvom, len kde tu s lokálnym zachovaním ílovcov hutianskeho súvrstvia.

Ílovce sú tu značne tlakovo postihnuté, miestami detailne zvrásnené, s častými tektonickými zrkadlami.

Pri prameni Kopytovského potoka (GROSS a GAÁL, 1983), cca 750 m južne od k. 1 063,8 m – Magury, sú ílovce neobyčajne detailne prevrásnené, pieskovcové lavice sú doslova potrhane a chaoticky povtláčané do ílovcov s množstvom tektonických šmykových plôch a zrkadiel. Aj pri cintoríne v Lipovciach vystupujú vápnité hrdzavohnedé, silno tektonicky stlačené vápnité ílovce s hojnými

tektonickými zrkadlami. Nachádzajú sa v blízkosti výraznej v.-z. zlomovej línie oddeľujúcej masív Braniska od paleogénu.

Pomer pieskocov a ílovcov je 1 : 10 a viac v prospech ílovcov.

Opisované výskyty hutianskeho súvrstvia považujú NAGY et al. (1994) za tektonicky vytiahnuté zvyšky ílovcov, ktoré v severných úsekoch, pod masívom Bachurne, podľa údajov z vrtu SAL-7 (POLÁK et al., 1992) môžu dosahovať hrúbku rádovo i niekoľko 100 m. Severným smerom sa predpokladá čiastočne laterálne zastupovanie so šambronskými vrstvami.

Vápnité ílovce v úseku Široké–Ovčie majú svetlosivé až sivomodré odtiene s lamináciou sivých odtieňov alebo s výraznými laminami až vrstvičkami (MARSCHALCO, 1966) vápencov. V základnej ílovito-vápnitej hmote je bežná klastická prímes kremeňa (0,03 mm), muskovit, chlorit a pyrit. Podľa obsahu CaCO_3 kolísajúceho v množstvách od 9,9 % do 29,1 % je možné v zmysle klasifikácie MIŠÍKA (1959) označiť ich ako slabo až silno vápnité ílovce a piesčité slabo až silno vápnité ílovce.

Nepřítomnosť hutianskeho súvrstvia v úseku východne od Ovčieho v smere na Suchú Dolinu atď. vysvetľuje MARSCHALCO (1966) takto: 1. laterálnym zastupovaním s „divokým flyšom“ a vrchnou časťou borovského súvrstvia (tomášovskými vrstvami), ktoré týmto smerom narastá (Radatice); 2. erozívnym kontaktom počas depozície konglomerátového flyšu, najmä v mieste, kde bol pozorovaný najmohutnejší vstup a zapĺňanie hrubými klastikami (Hrabkov, Sedlice); 3. podmorským sklzaním, pričom utrnuté bloky ílovcov a podložného borovského súvrstvia sa dostali do hlbšej časti panvy. Každá z týchto možností predpokladá existenciu dvíhajúceho sa pásma južne od okraja hutianskeho súvrstvia.

Na základe našich výskumov sa nám javí ako najpravdepodobnejšia 2. verzia – erozívnym kontakt až úplné zrezanie podložných litofácií, takže dnes sa erozívne stýka bielopotocké súvrstvie (mikrokonglomerátový flyš) priamo s borovským súvrstvom.

Hutianske súvrstvie v severnej časti regiónu (Prešov, Sabinov, Červenica) je tvorené premenlivo vápnitými ílovcami (9–30 % CaCO_3), miestami so značnou siltovou prímесou a výrazne odčlenenými Mn oxidmi-karbonátmi (Bardejov, Sedlice, Šariš) v 2–15 cm hrubých vrstvičkách. Postupné pribúdanie siltovcových lamín až vrstvičiek hrubých 1–15 cm a ojedinelých tenkých lavíc gradačne zvrstvených glaukonitických pieskocov vidno až v najvyšších polohách hutianskeho súvrstvia, ktoré MARSCHALCO zarad'oval už k „subflyšu“.

Vek hutianskeho súvrstvia bol stanovený na základe vyhodnotenia mikrofayuny a určenia palynologických a nanoplanktónových spoločenstiev (SAMUEL, 1960, 1995; SNOPOVÁ, RAKOVÁ, ŽECOVÁ a ZLINSKÁ in GROSS et al., 1996). Opisované súvrstvie sa usadzovalo v období vrchného priabónu až spodného oligocénu.

Hrúbka súvrstvia kolíše v rozmedzí od 20 do 800 m.

Zuberecké súvrstvie; vrchný eocén – oligocén (170 – 300 m)

23 normálny flyš (pieskovce, ílovc)

22 hruborytmický flyš s prevahou pieskovcov (kežmarské vrstvy)

Po usadení hrubého a monotónneho súvrstvia ílovcov hutianskeho súvrstvia nastala sedimentácia flyšovej litofácie najskôr v podobne hlbokomorskom prostredí. Flyšové súvrstvia sa dnes charakterizujú ako typický sediment turbiditných prúdov.

Flyšové postupnosti vystupujú na povrch v okolí Lipoviec, Šindliara, Fričoviec, severne od Širokého, jv. od Štefanoviec, medzi Daleticami a Chminianskou Novou Vsou, v pruhu Bajerov–Kvačany a medzi Rokycanmi a Suchou Dolinou.

V zmysle členenia súvrství MARSCHALKOM (1966) v Šarišskej vrchovine by bolo možné do zubereckého súvrstvia začleniť vývoje, ktoré boli označené ako „prechodný flyš“ a tiež „typický a netypický divoký flyš s rozsiahlymi zosuvnými telesami“.

Styk zubereckého súvrstvia s podložným borovským (najmä na severnom okraji Braniska) je v istých úsekoch tektonický, avšak miestami vidno postupný prechod z piesčitej vyššej časti borovského súvrstvia. Flyš v týchto miestach možno označiť ako typický s pomerom pieskovcov k ílovcom od 1 : 1 do 2 : 1. NAGY et al. (1994) sa domnievajú, že v týchto miestach je hutianske súvrstvie zastúpené zubereckým, čo značí, že hutianske súvrstvie do istej miery je alternujúcou litofáciou.

Vo všeobecnosti konštatujeme, že pomer pieskovcov k ílovcom v zubereckom súvrství Šarišskej vrchoviny kolíše v pomere 2 : 1 až 5 : 1, pričom severovýchodným smerom ílovcov pribúda. Pieskovce sú jemno- až strednozrné, väčšinou homogénne zvrstvené, menej často gradačne zvrstvené. Vytvárajú lavice hrubé 10 až 50 cm, vzáčne až 100 cm. Laminácia na vrchnej strane lavíc je zvýraznená (podmienená?) koncentráciou paralelne usporiadanej sľudy, resp. rastlinnej sečky. V ojedinelých prípadoch gradačne zvrstvených lavíc bázu lavice tvorí až mikrokonglomerátová frakcia s postupným prechodom do ílovcov s bežnou piesčitou, resp. siltovcovou prímесou.

Za čerstva sú pieskovce modrosivé, po navetraní sa pokrývajú žltohnedými oxidmi Fe, menej často Mn.

Ílovce sú premenlivo vápnité, sivé až tmavosivé, s premenlivým podielom siltovej frakcie. Majú typický bridličnatý, inde nepravidelne črepovitý alebo elipsoidálny rozpad. Ojedinele sa v nich nachádzajú malé konkrécie oxidov Fe (do 1 cm) hrdzavohnedej farby v strede so zachovaným pyritom. V ílovcoch býva často rozptýlená zuhoľnatená organická hmota.

V závere doliny severozápadne od Štefanoviec a severne pod Minžovou sa nachádzajú až 10 m hrubé polohy, kde ílovce výrazne prevládajú nad pieskov-

cami, a to až v pomere 5 : 1. Pod kostolom vo Fričovciach a severne od Širokého sa vo vrchnej časti opisovaného súvrstvia objavujú polohy zlepenčov obsahujúce obliaky z oblasti Čiernej hory. Medzi obliakmi prevládajú kremence a kremeň nad karbonátmi a metamorfikami.

V Štefanovciach (za ihriskom) sú v ílovcovej polohe hrubej 40 cm povtláčané kusy hrubozrnných zlepenčov. Poloha svojím vzhl'adom a stopami tečenia vykazuje znaky sklzavania a synsedimentárneho trhanía zlepenцovej polohy.

Petrografické štúdium psamitov potvrdzuje (ĎURKOVIČ in NAGY et al., 1994 a in KAROLI et al., 1994) najčastejší výskyt jemno- až strednozrnných drôb, menej časté sú drobové pieskovce, sporadicky sa vyskytujú aj arkózy, arkózové a vápencové pieskovce.

Vek zubereckého súvrstvia (GROSS, KÖHLER a SAMUEL, 1984) bol stanovený na základe vyhodnotenia mikrofauny a určenia palynologických a nanoplanktónových spoločenstiev. Prevažná časť súvrstvia sa usadila v období spodného oligocénu, no niektoré vzorky poukazujú ešte aj na najvyšší eocén, resp. až oligocén ako celok.

Hrúbka súvrstvia kolíše v rozmedzí 170 až 300 m.

Bielopotocké súvrstvie (150 – 550 m)

21 konglomerátový flyš

20 pieskovcová litofácia (pieskovce v absolútnej prevahe nad prachovcami a ílovcami)

Ide tu o niekoľko 100 m hrubý súbor prevažne pieskovcového súvrstvia, ktorý ako celok už nemá flyšový charakter. Pomer pieskovcového komponentu k ílovcom je v rozmedzí 10, 20 až 30 : 1. Miestami sa v súvrství nachádzajú ešte „flyšové epizódy“, resp. ílovcové polohy (s preukázateľnou morskou stenohalinou mikrofaunou), avšak ich plošné rozšírenie a hrúbka v obklopujúcom pieskovcovom prostredí sú takmer zanedbateľné.

V opisovanom súvrství, predovšetkým v území Šarišskej vrchoviny, sa nachádzajú rozsiahle plochy s náležitou hrúbkou, budované litofaciálnymi celkami, ktoré MARSCHALKO (1966) označil ako konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš. Ide tu o flyšovú subfáciu, ktorú charakterizuje vývoj hrubých pieskovcových lavíc, gradačne zvrstvených (hrubú frakciu v spodnej časti lavice tvorí drobno- až strednozrnný zlepenec) s prechodom do vrchnej časti tvorenej pieskovcom, resp. až ílosiltovcom, nad ktorým leží ďalšia podobne „hrubozrnná“ lavica.

Aj keď bielopotocké súvrstvie nepredstavuje vyslovene hlbokomorské prostredie, určite ešte nereprezentuje sedimentáciu molasového typu. Pieskovcové

vrstvy majú veľkú priestorovú stálosť, sú usadené v stenohalinnom prostredí atď'. Rozhodne však ešte nemajú bežné znaky regresívnych sedimentov, za aké ich považoval napr. CHMELÍK (1958).

Pieskovce bielopotockého súvrstvia, pozostávajúce v absolútnej prevahe z drôb, menej často z drobových pieskovcov, ojedinele aj arkózových pieskovcov a arkóz, vytvárajú lavice hrubé 50–200 cm, ojedinele i 300 cm. Farba na čerstvom lome je sivá až modrosivá, neskôr po navetraní nadobúda žltohnedý odtieň.

Pieskovce v súčasnosti ťažených stienkach budia dojem veľkej homogénnosti, celistvosti a pevnosti, avšak po určitom čase sa začína objavovať typický vrstevnatý rozpad, oxidácia od okrajov (liesegangové kruhy) a následná dezintegrácia horniny na úlomky až piesok. Na vrstevných plochách i puklinách sú časté povlaky Fe a Mn oxidov. Odlučné plochy v zdanlivo kompaktnej hornine sú spôsobené plošným nahromadením slúd, resp. zuhoľnatej rastlinnej drviny.

V hrubších pieskovcových laviciach sa nachádzajú dosť často závalky (intra-klasty) ílovcov, pelokarbonátov, prípadne tzv. (armoured mud balls) oblepené blatové gule. Pieskovce sú buď bezštruktúrne (homogénne zvrstvené), alebo menej často gradáčne či nepravidelne zvrstvené. Vo vrchnej časti lavice nad siltovcovou lamináciou (interval Tb v zmysle Boumu, 1962) nasledujú buď erozívne rozmyvy, alebo sú tu sporadicky vyvinuté tenké polohy väčšinou nevápnitých ílosiltovcov (interval Tc-d).

Ílovce v bielopotockom súvrství nie sú časté a dosahujú hrúbku od niekoľko cm max. do 30 cm. Majú takmer vždy vysoký podiel piesčitej alebo siltovej prímеси. Sú slabo vápnité alebo nevápnité.

Opisované súvrstvie často ostro nasadá priamo na borovské a hutianske súvrstvie s výrazným erozívnym kontaktom. Z viacerých prác MARSCHALKA (1965, 1981) vyplýva, že bielopotocké súvrstvie (spolu s konglomerátovým flyšom) vznikalo činnosťou malých delt, ktoré sa spájali v bazéne do systému veľkého podmorského náplavového kužeľa, v ktorom bol detritický materiál transportovaný vo forme gravitačných prúdov s odlišným mechanizmom ako pri turbiditných prúdoch, z ktorých sa usadzoval typický flyš.

„Konglomerátový a mikrokonglomerátový flyš“ má relatívne veľké plošné rozšírenie a litologickú pestrosť. Vystupuje v súvislom úseku západne od potoka Svinka medzi obcami Suchá Dolina–Sedlice–Klenov–Bajerov v smere na Križovany. Menšie výskyty sú severne od Hrabkova a v úseku medzi Širokým a Fričovcami. Opisovaný litotyp vytvára rôzne veľké vrstevné telesá v samotných bielopotockých pieskovcoch, často vytvára vrcholy kopcov, avšak vzácne vytvára tenšie polohy už v podložnom zubereckom súvrství.

Často vidno vrezávanie a erozívnny kontakt mikrokonglomerátového flyšu priamo až do borovského súvrstvia (Klenov, Miklušovce, Sedlice).

Konglomerátový flyš tvoria vrstevnaté, max. 10–12 m hrubé telesá. Ich vrchná piesčitá časť býva často odrezaná eróziou (samozrejme ešte v morskom

prostredí). Severozápadným smerom (v smere transportu klastického materiálu) sa znižuje medián zrnitosti zlepcov, pribúda piesčitá základná hmota, takže mikrokonglomerátový flyš na území Levočských vrchov dnes považujeme za distálnu časť kužel'ov vstupujúcich do panvy zo sv. svahov Čiernej hory. Tento poznatok je podopretý štúdiom paleoprúdových smerov viacerých autorov (MARSCHALKO, 1966; MARSCHALKO a RADOMSKI, 1960; GROSS, 1967 atď.).

Vek bielopotockého súvrstvia napriek zlému zachovaniu fosílií až faunistickej sterilite ílovcov (najmä nevápntých variet) sa podarilo stanoviť na základe ojedinelých nálezov dostatočne zachovaných jedincov. Pri zohľadnení výsledkov štúdia aj z priľahlých území Levočských vrchov a Bachurne (SAMUEL, SNOPKOVÁ, RAKOVÁ, ZLINSKÁ a ŽECOVÁ in GROSS et al., 1996) bolo zistené, že bielopotocké súvrstvie sa usadzovalo počas celého oligocénu s maximom sedimentácie vo vrchnom oligocéne. Otázka zásahu sedimentácie až do spodného miocénu ostáva i naďalej otvorená. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje v rozmedzí 150–550 m.

Neogén

Neogénne sedimenty vystupujú na mape len okrajovo, vo východnej časti územia. Boli opísané vo vysvetlivkách k regiónu Košickej kotliny (KALIČIAK et al., 1991; KALIČIAK et al., 1996), preto je ich geologická charakteristika zjednodušená. Z neogénu sú tu zastúpené súvrstvia karpátu, vrchného bádenu a spodného sarmatu, ktoré formálne nazvali VASS a ČVERČKO (1985).

T e r i a k o v s k é s ú v r s t v i e ; spodný karpát

19 lemešianske zlepenec: prevažne polymiktné, s polohami pieskocov

Sú vyvinuté na báze karpátu a transgresívne spočívajú na predterciálnom podloží. Na povrch vystupujú len reliktné, na styku neogénu s týmito jednotkami. Zlepenec majú takmer oligomiktný charakter, 80–90 % horniny tvoria dobre opracované obliaky dolomitu s veľkosťou 2–5 cm. Sú tu zastúpené aj obliaky kremeňa a subangulárne klasty až bloky kremencov, drôb a arkóz, ktoré evidentne predstavujú „napadávkú“ z pobrežných klifov do sedimentu prepracovaného v príbrežnej zóne. Matrix zlepcov je piesčitý. Stredno- až hrubozrné pieskovce tvoria v zlepencoch až niekoľko metrov hrubé polohy identického zloženia ako zlepenec. Sedimenty sú niekedy zvetrané až na rozpadavý štrk.

K l a d z i a n s k e s ú v r s t v i e; vrchný karpát

18 zelenosivé prachovité ílovce s polohami jemnozrnných pieskovcov

Prevládajúcim litotypom tohto vrchnokarpatského súvrstvia sú sivé prachovité ílovce, ktoré lokálne prechádzajú do prachovcov. Sú relatívne pestré, v spodnej časti hnedofialovo až hnedočerveno škvrnité, vyššie žltohnedo škvrnité. Možno ich charakterizovať ako slabo vápnité, jemne sľudnaté. Vo vrchnej časti sú niekedy vyvinuté polohy zelenkavých montmorillonitických ílov. Pieskovce tvoria polohy hrubé až 2 m a zložením zodpovedajú drobovým pieskovcom.

K l ě o v s k é s ú v r s t v i e; vrchný báden–spodný sarmat

17 varhaňovské štrky: polymiktné, zvetrané, bez obliakov karbonátov

Táto litofácia vystupuje na morfológických chrbtoch a predstavuje zvetranú vrchnú časť nasledujúcej litofácie.

Štrky sú produktom intenzívneho hĺbkového zvetrávania s rozkladom karbonátov, ale aj hornín s podstatným zastúpením živcov, pravdepodobne v aridnej klíme spodného sarmatu. Na niektorých odkryvoch mimo územia mapy je možné pozorovať prechodnú zónu hrubú až 3 m, v ktorej zo „zdravých“ karbonátov ostávajú len jadrá s limonitovým obalom, až úplne vymiznú. Štrky bez karbonátov majú potom typickú hrdzavú farbu.

16 varhaňovské štrky: polymiktné, s podstatným zastúpením obliakov karbonátov

Reprezentujú nezvetrané partie náplavového kužeľa, ktorý deponoval materiál prevažne z Čiernej hory a zo Slovenského rudohoria (kremeň, kremenec, karbonáty, granitoidy, kryštallické bridlice, arkózy, droby). Opracovanie je najmä suboválne, priemerná veľkosť obliakov je 2–6 cm. Matrix je piesčitý. Štrky obsahujú nepravidelné šošovkovité polohy stredno- až hrubozrnných pieskov.

15 kráľovské tufy: redeponované ryolitové tufy

V bazálnej časti klčovského súvrstvia vystupuje horizont kráľovských tufov. Na mape vystupujú len reliktné, v oblasti Košíc. Sú svetlosivej farby, bez výraznejších znakov triedenia. Skladajú sa zo sklovitých fragmentov pemzy, vulkanic-

kého skla, kryštaloklastov kremeňa, živcov a biotitu. V tufoch sú časté fragmenty pyroxenických andezitov, ílovcov a prachovcov, ale aj fylitov. Tieto fragmenty poukazujú na redepozíciu kráľovských tufov.

Kvartér

Územie Braniska a Čiernej hory je z hľadiska geomorfologického a kvartérneho geologického vývoja územím, kde počas kvartéru prebiehali výrazné erózne procesy. Tie sú odrazom jednak samotnej štruktúry, jednak prevládajúcich pozitívnych zdvihových tendencií tohto územia.

Výrazne akcentovaný, prevažne hornatinový reliéf s ostro rezanými formami, hlbokými dolinami, strmými stráňami, exponovanými chrbtami už primárne nedáva predpoklady na zachovanie výraznejších akumulácií kvartérnych sedimentov. Rovnako genetické zastúpenie kvartérnych sedimentov je obmedzené iba na fluviálne, resp. proluviálne sedimenty a delúviá. Ostatné sú v nepatrnom zastúpení alebo úplne chýbajú.

Tak ako v ostatných geomorfologických celkoch a štruktúrnych jednotkách Západných Karpát, zastúpenie a charakter kvartérnych sedimentov a ich priestorové rozloženie výrazne odráža klimatické oscilácie a rovnako aj tektonickú mobilitu územia, resp. jeho jednotlivých častí. Vzhľadom na skutočnosť, že študované územie v období kvartéru patrilo k tým celkom, kde prevládala najmä hĺbková erózia, sú kvartérne sedimenty zachované iba nesúvisle, útržkovite, pričom staršie úplne chýbajú. Na základe doterajších poznatkov sú tu rozšírené najmä fluviálne sedimenty, najlepšie zachované v doline Hornádu a jeho väčších prítokov. Patria k celému obdobiu kvartéru.

K v a r t é r n e č l e n e n ý

14 penovce a travertíny

Nachádzajú sa na niektorých miestach v podobe blokov, úlomkov a pod., roztrúsené najmä v doline potoka Veľký Ružinok, teda v sekundárnej pozícii. Inde sa zasa nachádzajú bloky a úlomky karbonatických brekcií tmelených vápnitým tmelom. Sú roztrúsené najmä na severných svahoch Dubiny. Tak travertíny a penovce v doline Veľkého Ružinka, ako aj brekcie na svahoch Dubiny sú produktom vyzrážania z vôd s vysokým obsahom uhličitanu vápenatého, najmä v územiach budovaných karbonátmi. Majú buď fluviálne, alebo pramenný pôvod. Ich prítomnosť indikuje drvené pásma na zlomových líniách. Majú takmer výlučne holocénny vek, brekcie sú možno aj staršie.

13 kvartér vcelku; a) svahoviny (nečlenené), prevažne hlinito-kamenité

Deluviálne sedimenty sú produktom zvetrávania podložných hornín budujúcich študované územie počas celého obdobia kvartéru. Vzhľadom na výrazne erózný charakter reliéfu tohto územia možno s určitosťou predpokladať, že táto skupina sedimentov sa zachovala iba z najmladšieho pleistocénu a holocénu. Staršie sedimenty boli eróznymi procesmi odstránené.

Delúviá sú zachované iba na miernejších svahoch, resp. sa nachádzajú v dolných častiach doliny Hornádu, kde miestami prekývajú aj riečne terasy.

Charakter delúvií a ich horninové zloženie je priamo závislé od geologickej stavby najbližšieho okolia. Aj keď na mape neboli rozlíšené, možno v tomto území vyčleniť hlinito-kamenité delúviá, ktoré sú najviac rozšírené. Ich hrúbka je veľmi premenlivá, závislá od konfigurácie podložného reliéfu svahu, na ktorom sú uložené. Kolíše od 1–2 m do 3–5 m. Materiál tvoria hlavne úlomky rôznej veľkosti s variabilným podielom hlinitej a piesčitej frakcie. Na niektorých miestach sú zachované plošne obmedzené kamenné moria, najmä v oblastiach budovaných mezozoickými horninami – karbonáty, triasové kremence a pod.

V južnej časti územia budovanej-neogénnymi sedimentmi prevládajú hlinito-piesčité delúviá. V širšom okolí Družstevnej pri Hornáde, na ľavej strane doliny, sú porušené svahovými deformáciami (zosuvy).

Spodný pleistocén

Donau

12 fluviálne sedimenty: rezíduá štrkov

V podstate zanedbateľné plošne obmedzené zvyšky najstaršej pleistocénnej etapy doliny Hornádu sú zachované v podobe erózných plošínok na bočných rázsochách. Zriedkavo sa na nich nachádza nesúvislý pokryv silno zvetraných, často iba roztratených okruhliakov kremeňa a kremenca.

Zvyšky tejto terasovej úrovne sú zachované v 100–130 m relatívnej výške nad riečnou nivou Hornádu.

Günz

11 fluviálne sedimenty: rezíduá štrkov

Zvyšky gүнzkej terasy sú zachované dnes už iba vo forme plošínok na bočných rázsochách po oboch stranách doliny Hornádu v relatívnej výške 75–95 m.

Väčšie plošinky sú zachované iba v širšom okolí Kluknavy po ľavej strane Hornádu. Tu je günzská terasa zachovaná v relatívnej výške 75–85 m. Akumuláciu tvorí tenký pokryv (do 1 m) hrdzavých, silno zvetraných štrkov, tvorených iba kremeňom, kremencami a metamorfítmi. Menšie útržky tejto terasy sú pri Ružine a pri Kysaku. Aj tu sa na povrchu nachádzajú tenké pokryvy hrdzavých, silno zvetraných štrkov. Relatívna výška povrchu tu dosahuje 80–95 m.

Stredný pleistocén

Mindel

10 proluviálne sedimenty: hlinité štrky

Sú zachované iba v plošne malom útržku východne od Jakloviec, po pravej strane Folkmarského potoka. Je pravdepodobné, že ide o zvyšok plošne rozľahlejšieho kužeľa, priamo nadväzujúceho na mindelskú terasu Hnilca.

Akumuláciu tvoria slabo opracované, nevytriedené, silno zahlinené štrky, čiastočne prekryté hlinito-kamenitými delúviami.

9 fluviálne sedimenty: štrky pokryté deluviálnym pokryvom

Zvyšok mindelskej terasy, pokrytý súvisle hlinitými delúviami, je zachovaný juhovýchodne od Kluknavy na ľavej strane Hornádu v relatívnej výške 35 m nad riečnou nivou. Na báze sú uložené zvetrané hrdzavé zahlinené štrky, prekryté hrdzavohnedými piesčitými hlinami s hrúbkou 1–3 m.

8 fluviálne sedimenty: piesčité štrky, štrky

Mindelská terasa, všeobecne v Západných Karpatoch zaraďovaná k vyšším terasám, je v doline Hornádu v pomere k ostatným terasám zachovaná relatívne najlepšie. Jej zvyšky je možné sledovať pozdĺž celého toku Hornádu po oboch stranách doliny. Výška povrchu terasy je 35–50 m relatívnej výšky nad riečnou nivou. Zvyšky mindelskej terasy sú pekne zachované v okolí Štefanskej huty, Margecian, Ružina, ale najmä južne od Kysaku až po Ťahanovce, kde vytvára morfológicky veľmi nápadný stupeň, tvorený zrezaným skalným podložím a štrkovou akumuláciou.

Mindelská terasa má všade dobre zachovanú akumuláciu, tvorenú dobre opracovanými štrkami s rôznym podielom pieskov a miestami aj hlín. Štrky sú zvetrané, tvorené kremeňom, kremencami a metamorfítmi. Hrúbka akumulácie je 1–3 m.

Plošne rozľahlejší zvyšok mindelskej terasy je zachovaný na pravej strane terasy doliny Hnilca medzi Jaklovcami a Margecanmi.

Ris

7 prolúviálne sedimenty: hlinité štrky

K prolúviálnym kužeľom korelujúcim so strednou terasou sme zaradili plošne rozľahlejšie akumulácie po pravej strane doliny Hornádu v priestore Kysaku a Sokola. Ich zaradenie do risu je iba na základe morfolologickej pozície a vzťahu k mindelskej a riskej terase.

Akumuláciu tvoria slabo opracované, slabo vytriedené zahlinené štrky. Tvorí ich hlavne kremeň, kremence a metamorfity. O tom, že sú to relatívne staršie kužeľe, svedčí aj skutočnosť, že sú situované na vyústení dolín, ktoré sú v súčasnosti suché, bez trvalého toku.

6 flúviálne sedimenty: piesčité štrky, štrky

Sedimenty tohto terasového stupňa sú útržkovite zachované v doline Hornádu po oboch stranách toku. Vzhľadom na problematické zachovanie a pozíciu sme nevyčlenili dve riské terasy. Terasa, ktorú sme vyčlenili, svojou pozíciou zodpovedá nižšej strednej terase.

Báza štrkovej akumulácie je v relatívnej výške 10–15 m nad riečnou nivou Hornádu, akumuláciu tvoria dobre opracované okruhliaky štrkov a piesčitých štrkov, v ktorých prevládajú najmä kremeň, kremence, menej metamorfity a iné horniny. Hrúbka akumulácie je v jednotlivých zvyškoch veľmi premenlivá, od 2 do 5 m. Povrch akumulácie je miestami prekrytý hlinito-kamenitými delúviami, čo výrazne sťažuje jej identifikáciu v teréne.

V doline Svinky je zachovaný terasový stupeň, zodpovedajúci strednej terase v relatívnej výške 20–25 m. Akumuláciu tvoria dobre opracované okruhliaky kremeňa, kremencov, zriedkavo pieskocov a iných hornín. Hrúbka akumulácie je max. 2 m.

V r c h n ý p l e i s t o c é n

Würm

5 prolúviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky

Würmské prolúviálne sedimenty tvoria nízke náplavové kužeľe vo vyústení niektorých väčších prítokov Hornádu. Ich charakteristickým znakom odlišujúcim

ich od holocénnych kužeľov je, že nezasahujú na riečnu nivu, ich čelá sú miestami zrezané bočnou eróziou Hornádu, v dôsledku čoho vytvárajú nápadný stupeň vysoký 2–3 m relatívnej výšky nad riečnou nivou. Tieto kužeľe sú zriedkavo zachované aj vo vyústení dnes suchých dolín.

Akumuláciu tvorí slabo opracovaný až ostrohranný materiál, slabo vytriedený, zahľinený, v zložení prevládajú hlavne kremeň, kremence, metamorfity, ale aj menej odolné horniny z najbližšieho okolia, ako sú zlepence, karbonáty a pod.

4 fluviálne sedimenty: hliny, piesky, štrky

Sedimenty patriace do würmu vytvárajú veľmi nápadnú formu zodpovedajúcu nízkej terase. Tá je všeobecne v Západných Karpatoch zachovaná veľmi slabo. Podobne aj v doline Hornádu je nízka terasa zachovaná iba vo forme malých ostrovčekov na vnútornej strane meandrov (v ich jadrách). Výška povrchu akumulácie nízkej terasy dosahuje 3–7 m relatívnej výšky nad riečnou nivou.

Akumuláciu tvoria na báze štrky, ktoré tvoria aj spodnú časť výplne dna doliny v podloží holocénnej akumulácie. Štrky sú dobre opracované, okruhliaky dosahujú veľkosť 3–5 cm. Tvorí ich najmä kremeň, kremence, metamorfity, často sú prítomné aj okruhliaky magmatitov, zlepenčov, karbonátov a pod. V nadloží štrkov sú uložené piesčité štrky, ktoré miestami prechádzajú až do pieskov a piesčitých hĺn. Hrúbka akumulácie v doline Hornádu je 4–6 m, v doline Hnilca a Svinky 3–5 m.

Holocén

3 proluviálne sedimenty: hlinité štrky

Proluviálne sedimenty vytvárajú morfológicky veľmi nápadné kužeľové formy vo vyústení väčšiny menších prítokov Hornádu, menej Hnilca. Ich charakteristickým znakom je, že dolné časti zasahujú až na riečnu nivu Hornádu, čo potvrdzuje aj ich relatívne mladý vek. Ich vývoj v skutočnosti, podobne ako vývoj riečnych nív, prebieha aj v súčasnosti.

Akumuláciu tvoria väčšinou slabo opracované až ostrohranné, nevytriedené, miestami zahľinené štrky. Sú zložené z hornín povodia toku, ktorý ich formoval. Veľmi často, najmä vo vyústení suchých, polosuchých dolín a erózných rýh majú tieto prolúviá charakter dejekčných kužeľov, tvorených ostrohranným, chaoticky uloženým materiálom.

2 fluviálne sedimenty: hliny, štrky, piesky

Tvorí vrchnú časť dnovej výplne riečnych nív Hornádu, Hnilca a Svinky.

Akumuláciu tvoria štrky, piesčité štrky, veľmi časté sú v nich alebo v ich nadloží polohy, šošovky rôznozrnných, často zahlinených pieskov. Najvrchnejšiu časť akumulácie tvoria nepravidelné pokryvy povodňových hĺn od piesčitých až po ílovité. Hrúbka holocénnej akumulácie Hornádu nepresahuje 2–3 m. Na ostatných tokoch holocénnu akumuláciu tvoria hlavne štrky, často slabo opracované, slabo vytriedené, zahlinené.

1 antropogénne sedimenty: navážky

Tvoria väčšinou plošne obmedzené formy. Sú rozložené najmä v blízkosti portálov Bujanovského tunela ako produkt pri jeho razení. Menšie navážky sú aj v okolí Margecian, Krompách a Kysaku. Vznikli rovnako terénnymi úpravami v okolí sídlisk. Sú rozložené aj v blízkosti železničných zárezov a pod. Osobitným druhom sú skládky komunálneho odpadu v blízkosti sídel.

TEKTONIKA

Na stavbe regiónu sa podieľa celý súbor časovo i geodynamicky odlišných jednotiek, ktoré sa formovali v intervale staršie paleozoikum–kvartér.

Z tektonického hľadiska je pre územie regiónu charakteristické:

- *temer kompletná prítomnosť základných jednotiek interníd Západných Karpát: tatrika, krížňanského príkrovu fatrika, veporika, štureckého príkrovu hronika, mladšieho paleozoika gemerika a meliatika,*
- *prítomnosť dvoch jednotiek varínskej stavby tatroveporického kryštalinika – vrchnej a strednej litotektonickej jednotky v zmysle BEZÁKA (1994),*
- *alpínsky viacnásobná reaktivácia varínskych násunových plôch kryštalinika – počínajúc paleoalpínskou príkrovovou redukciou regiónu,*
- *regionálne penetratívny vývoj alpínskej ponásunovej vrásovej stavby v smere SZ–JV v horninových sekvenciách veporika a príľahlého úseku gemerika,*
- *predoligocénne založenie prešmykových zón v smere SZ–JV margecianskeho typu, sprevádzané monoklinálnym (na JZ) zošupinatením fundamentu i obalu veporika, príľahlého gemerika a vývojom rozsiahlych zón tektonitov v týchto jednotkách,*
- *posunová popaleogénna reaktivácia sz.-jv. strižných zón s komplementárnym vývojom analogických štruktúr v tatriku Braniska a vo vnútrokarpatskom paleogéne sprevádzaná založením regionálneho systému strmých sv.-jz. dislokácií, na ktorých bola vyzdvihnutá hrasť Braniska a stavba kryštalinika Sľubice v smere V–Z, kontinuálne rotovaná do smeru SZ–JV.*

Na relatívne malom priestore regiónu sú sústredené *temer všetky základné problémy vývoja stavby interníd Západných Karpát. Z prehľadu typických znakov jeho tektoniky je zrejмый polygénny, časovo i typom štruktúr interferenčný charakter výslednej stavby jeho jednotiek. Ich sukcesívny prehľad vo veporickom úseku ilustruje obr. 10.*

VARÍSKY OROGÉNNY CYKLUS

Začína sa formovaním flyšových vulkanicko-sedimentárnych sekvencií kryštalinika Braniska a Čiernej hory, pokračuje ich metamorfózou, intrúziami plutonitov a vrchnokarbónskym juhovergentným presunom litotektonických jednotiek kryštalinika regiónu. V extenzných postkolíznych bazénoch založených na zhrubnutej kontinentálnej kôre sa usadili molasové klastiká vrchného karbónu (veporikum Čiernej hory) a permu. Pre vrchnokarbónsky trog hronika, založený

pravdepodobne pri južnom okraji veporického kryštalinika, sú i v oblasti regiónu zastúpené rudimentárne znaky aktívneho riftingu v perme. V príľahlom úseku gemerika – na stenčenej kôre – sa prinajmenšom vo vrchnom turnéne vytvoril okrajový flyšový trog vyplnený vulkanicko-sedimentárnou črmeľskou skupinou. Po predvestfálskej redukcii priestoru v gemeriku, doloženej i násunom klátovského príkrovu, bola črmeľská skupina diskordantne prekrytá vrchnokarbónsko-permskou molasou severného gemerika.

Litotektonické jednotky kryštalinika Braniska a Čiernej hory

Aj keď sú litotektonické jednotky kryštalinika oboch pohorí inkorporované a plne individualizované alpínskou stavbou regiónu, charakteristické znaky ich zloženia a tektoniky boli sformované v niekoľkých tektonických a metamorfných etapách variskeho orogénneho cyklu, ktorý kulminoval príkrovovým skrátením kryštalinika vo vrchnom karbóne. Ich produktom sú štyri oblastné litotektonické jednotky kryštalinika:

- komplex Patrie (ruly, migmatity, amfibolity, granitoidy),
- komplex Bujanovej (ruly, migmatity, amfibolity, granitoidy),
- miklušovský komplex (migmatity, ruly, leukogranity),
- podložný lodinský komplex (diafortitované ruly, svory, amfibolity).

Komplex Patrie je modifikáciou Rösingovho (1947) termínu – kryštalinikum Patrie, ktorý používal na odlišenie „vysokotatranského jadra Patrie“ (Braniska) od „d'umbierskej zóny jadra Sľubice“. Navrhovaný názov je odvodený od kóty 1 170,6 m Patria, v oblasti ktorej je komplex Patrie typicky vyvinutý. Oblastné litostratigrafické jednotky veporického kryštalinika regiónu – komplex Bujanovej, miklušovský komplex a lodinský komplex – vyčlenil JACKO (1985).

Na základe litologických, štruktúrnych a metamorfných kritérií korelujeme prvé tri komplexy s vrchnou a lodinský komplex so strednou litotektonickou jednotkou Západných Karpát (BEZÁK, 1994). Tektonický styk oboch jednotiek je sledovateľný v kryštaliniku Čiernej hory. V Branisku je zachovaná len vyššia časť vrchnej litotektonickej jednotky – komplex Patrie, ktorý je podľa uvedených kritérií porovnateľný s komplexom Bujanovej.

Paleovaríska stavba kryštalinika

Jej najstaršie – predgranitoidné – štruktúry sú spoľahlivo doložené len z horninových súborov vrchnej jednotky – z bazálneho miklušovského komplexu a z komplexu Bujanovej, resp. komplexu Patrie v jeho nadloží. Tieto štruktúry sú tvorené zvyškami izoklinálnych vrás, často s penetratívnou klivážou, ktorá

Orogénny		Deformačné (metamorfné, * plutonické)		Smerová orientácia	Metamorfné fácie a ich rozsah	Zastúpené paragenézy
cyklus	fáza	štád.	štýl			
ALPÍNSKÝ	St ?	AD ₄		S-J SV-JZ SZ-JV	zelené bridlice lokálne	Chl+Ser±Q±Ep
	Me?	AD ₃		S-J	zelené bridlice lokálne	Bi+Mu+Q±Ab±Chl
	Au?	AD ₂		SZ-JV	zelené bridlice regionál.	Cal+Chl±Q±Ser±Pl (J) Ser+Chl+Q±Ab±Ilm±Ep±Zo (C+γ) Chl+Ser+Q±Ab±Ilm±Ep±Zo (L+M)
				SZ-JV	zelené bridlice regionál.	Chl+Mu+Q±Pl±Tour±Ilm±Ep±Zo (L)
		AD ₁		V-Z	zelené bridlice regionál.	Chl+Ser+Q±Ep±Zo±Ab
				V-Z	zelené bridlice lokálne	Chl+Ser+Q±Ep±Zo
VARÍSKA	S?	VD ₂		V-Z	zelené bridlice lokálne	Chl+Mu+Q±Ab±Ep±Zo (L+B)
	Br.	*		V-Z	amfibol. lokálne	Ksp+Mu+Q±Bi+Pl (B)
		*		V-Z	amfibol. regionál.	Pl+Q+Ksp±Bi±Mu±Sill (B) Hrb±Bi±Pl±Q±Sph (B) Mu+Ksp+Q±Sill (M)
		VD ₁		V-Z	amfibol. regionál.	Bi+Pl+Q±Mu±Ksp±Ga±Ilm (B+L) Hrb+Pl±Bi±Q±Ga±Clz±Sph (B+L) Hrb+Px+Pl±Srp±Carb (B) St±And+Ga+Bi+Mu±Q±Pl (L) Bi+Pl+Q+Ksp±Ga±Mu (M)



je súbežná s bridličnatosťou týchto metamorfítov. Táto štruktúrna paragenéza patrí k variskemu deformačnému štádiu VD₁. Jej predgranitoidný vývoj dokumentujú apofýzy, resp. ložné telesá granitoidov v bridličnatosti metamorfítov všetkých troch komplexov (južné svahy Bujanovej; JACKO, 1978, 1984; Sľubica, Homôlka, dolina Kanné), evidentná priestorová nadväznosť migmatitových aureol na exokontakty granitoidov a mimetická blastéza periplutonickéj paragenézy v plochách bridličnatosti metamorfítov (JACKO, 1975, 1978).

Osi reliktov tokových, silno stlačených až izoklinálnych vrás majú smer VSV–ZJZ a úklon 15–40° na VJV. Tento trend úklonu vrásových osí môže byť primárnym dôvodom analogicky vyššieho zastúpenia metamorfítov v niektorých komplexoch, resp. blokoch kryštalinika vrchnej litotektonickej jednotky. Rovnakú azimutálnu pozíciu majú aj osové roviny VF₁ vrás so stredným úklonom (45–55°) prevažne na JJZ, resp. i menším (15–20°) sklonom na SSZ. Bridličnatosť metamorfítov všetkých troch komplexov, okrem úsekov výrazne prepracovaných h naloženými deformáciami, má generálne priebeh v smere VSV–ZJZ a úklon 40–75° na VJV i SSZ.

Z typu predgranitoidnej stavby metamorfítov vrchnej litotektonickej jednotky (intenzívny rozstrih silno stlačených až izoklinálnych vrás klivážou osovej roviny – bridličnatosťou metamorfítov) vyplýva dokonalá transpozícia primárnej litostratifikácie pôvodnej vulkanicko-sedimentárnej sekvencie komplexov do VD₁ štruktúr i vysoká pravdepodobnosť viacnásobného opakovania litotypov jej profilu aj v úrovni súčasného erozívneho zrezu príslušných komplexov kryštalinika. V alpínsky viacnásobne prepracovanom veporickom kryštaliniku (najmä lodinskom komplexe) je superpozícia litotypov sekvencie, a tým aj tektonické zhrubnutie profilu metamorfítov ešte výraznejšie.

Obr. 10 Schéma tektonických procesov v Branisku a Čiernej hore (Zostavil: JACKO, 1996)
1 – ruly, amfibolity, 2 – biotitické granodiority, 3 – granity, 4 – presunová plocha mladovariského príkrovu a jej tektonity, 5 – alpínske plochy príkrovov, 6 – osové plochy ponásunových ležatých vrás, 7 – strižné zóny margecianskeho typu, 8 – poklesy a s nimi späté vrásové štruktúry, 9 – posuny a poklesy;
St – štajerská fáza, La – laramská fáza, Me – mediteránna fáza, Au – austrijská fáza, S – sudetská fáza, Br – bretónska fáza, J jurské obalové sedimenty, C – karbónske obalové sedimenty, γ – biotitický granodioritový bujanovský komplex, B – metamorfovaný bujanovský komplex, M – miklušovský komplex, L – lodinský komplex;
Chl – chlorit, Ser – sericit, Q – kremeň, Ep – epidot, Zo – zoizit, Clz – klinozoizit, Cal – kalcit, Ab – albit, Pl – plagioklas, Ilm – ilmenit, Carb – karbonáty, Mu – muskovit, Bi – biotit, Ga – granáty, Hrb – amfibol, Sph – titanit, Px – pyroxén, Ksp – K živce, St – staurolit, And – andaluzit, Sill – sillimanit, Crd – kordierit, Tour – turmalín

Pôvodná vsv.-zjz. orientácia predgranitoidnej stavby miklušovského komplexu je zachovaná len v centrálnej a západnej oblasti kóty 1 129 m, Sľubica. Na jej východných svahoch sú predgranitoidné štruktúry na popaleogénnych šindliarskych zlomoch zhruba sledujúcich tenzné ac pásmo predgranitoidnej a celkom presne ac pásmo alpskej AD₂ stavby, postupne rotované do smeru SZ–JV. Predgranitoidná stavba komplexu je dokumentovaná hojne zachovanými reliktnými zámok VF₁ vrás, v.-z- priebehom ich osí, obojstranne (na S i na J) uklonenou bridličnatosťou migmatitov pozíčne koincidujúcou s azimutom osovej roviny VF₁ vrás.

Predgranitoidná stavba komplexu Bujanovej je v makromierke zachovaná len na južných svahoch rovnomennej kóty (756,3 m). Metamorfity ako celok tu tvoria prevrátenú v.-z. antiformu, ktorá je v podložnom i nadložnom ramene vystužená viac-menej súvislými telesami granitoidov, apikálne prenikajúcimi do foliácie metamorfítov s pôvodnými exo-endokontaktmi oboch základných typov hornín (JACKO, 1975, 1978, 1992). Zsz.-vsv. smer osi hojných reliktov VF₁ vrás, ich mierny zsz. úklonový trend západne od rokliny Ruský dol a opačný úklon v oblasti ružinskej priehrady môžu byť – ak odhládžeme od sv.-jz. priebehu výrazných dislokácií východne od Ruského dolu – primárnym dôvodom sv.-jz. prepojenia granitoidných telies v podloží a nadloží antifomy metamorfítov tejto oblasti.

Predgranitoidná stavba komplexu Patrie je okrem VF₁ vrás fixovaná vsv.-zjz. priebehom niekoľko 10 m hrubých (POLÁK a VOZÁR et al., 1985) polôh rúl konformných s priebehom foliácie migmatitov. Takéto polohy rúl vystupujú najmä v úseku Príkry hrb–Poľanovce. Oveľa hrubšia (do 200 m; l. c.) a priebežná poloha rúl vystupuje na južných svahoch kóty 1 062 m, Zvolanská, v nadloží medzifoliačného telesa stredno-hrubozrnných amfibolitov, ktorého topogeometria pripomína redukovaný a porušený zámkový uzáver makrovrásy. Predgranitoidnú stavbu metamorfítov komplexu zvyrazňujú i ložné telesá granitoidov, najmä pri východnom okraji komplexu.

Predgranitoidná stavba podložného lodinského komplexu je kompletne inkorporovaná do alpínskych štruktúr (JACKO, 1979; JACKO et al., 1996). Na jej existenciu a synmetamorfný charakter upozorňujú reliktné rotoblasty granátu, živcov a staurolitu (JACKO, 1975, 1978). Izoklinálne zámky sekrečného kremeňa (prevrásnené alpínskymi AD₂ vrásami) sú nesporne naloženými štruktúrami.

Významným fenoménom varískej stavby všetkých troch komplexov vrchnej litotektonickej jednotky regiónu sú granitoidy. Ich litotypy, ako sme už naznačili, sú už deponované v bridličnatosti metamorfítov, s ktorými tvoria výrazné exo- i endokontaktné reakcie, resp. do nej koncovými úsekmi vnikajú. V alpínsky menej deformovaných úsekoch kryštalinika ložné telesá granitoidov teda zvyrazňujú (v terajšej erozívnej úrovni) azimutálny priebeh VD₁ stavby metamorfítov. I priečne elevácie granitoidných telies (napr. na j. svahoch Bujanovej) inklinujú

k anizotropii VD₁ stavby, v tomto prípade k jej tenznému ac pásnu. Lodinský komplex sa od kryštalinika nadložnej, tektonicky superponovanej vrchnej litotektonickej jednotky líši okrem iných znakov aj absenciou granitoidov.

Neovaríska stavba kryštalinika

Inverzná pozícia „žúl“ komplexu Bujanovej na „svorových rulách“ lodinského komplexu v kryštaliniku Čiernej hory je principiálne známa už od výskumov FUSÁNA et al. (1954). Vzhľadom na systematickú prítomnosť mezozoických i permských súvrství zakorenených v stykovej zóne oboch komplexov bol jej vznik pripisovaný alpínskym tektonicko-metamorfným etapám (Jacko, 1975, 1978, 1979a).

V súvislosti s prehodnotením otázky varískej diaforézy vo veporiku Čiernej hory upozornil JACKO (1992) na tri skutočnosti: 1. na vysoký podiel sekrečného kremeňa v klastickej frakcii vrchnokarbónskych sedimentov, najmä v ich konglomerátoch, 2. na obalový charakter týchto sedimentov, potvrdený i petrologicky (KORIKOVSKIJ et al., 1989) – navyše s klastickým materiálom všetkých troch komplexov, 3. na penetratívnu prítomnosť exolúcií sekrečného kremeňa v metamorfitech lodinského komplexu. Vrchnokarbónsky (330–312 mil. r.) pôvod superpozície miklušovského komplexu na lodinský komplex rádiometricky (Ar-Ar metódou) potvrdil DALLMEYER (osobná inf.).

Aj keď je styk jednotiek veporického kryštalinika viacnásobne alpínsky reaktivovaný, primárna pozícia komplexu Bujanovej – v nadloží miklušovského komplexu – vyplýva zo vzťahov v závere údolia Jelenč, kde sú tieto jednotky uložené nad sebou. Varíska nadväznosť komplexu Bujanovej v komplexe Patrie vyplýva z vysokého stupňa štruktúrnej i litologickej analógie ich metamorfítov a granitoidov. Predpokladáme, že v komplexe Patrie sa v dôsledku nižšej úrovne erozívneho zrezu zachoval relatívne väčší objem metamorfítov s reliktni v rámci regiónu najstaršej paragenézy indikujúcej rozhranie amfibolitovo-granulitovej fácie metamorfózy (VOZÁROVÁ, 1993).

Produktom vrchnokarbónskej, podľa širších analógií jiv. vergentnej (FRITZ et al., 1992), príkrovovej redukcie fundamentu regiónu je vznik varísky dominantného fenoménu jeho stavby – metamorfne inverznej pozície miklušovského komplexu, komplexu Bujanovej a komplexu Patrie (t. j. vrchnej litotektonickej jednotky varískej stavby Západných Karpát v zmysle BEZÁKA, 1994) nad lodinským komplexom (strednou litotektonickou jednotkou; l. c.) s tým, že alochtónny charakter poslednej nemožno preukázať (jej podložie nie je odkryté).

Prítomnosť klastov všetkých troch komplexov veporického kryštalinika v jeho vrchnokarbónskych konglomerátoch indikuje – okrem rapidného výzdvihu po násune – i možnosť delaminácie vrchnej jednotky a diferencovaného sunutia segmentov komplexu Bujanovej. Takúto alternatívu podporuje i absencia miklu-

šovského komplexu v podloží komplexu Bujanovej na jz. ramene diaľavského antiklinória. Pokiaľ ide o povahu plôch odlepenia vrchnej jednotky, podľa progresívneho trendu rozstrihu VF_1 vrás smerom k báze miklušovského komplexu v plochách bridličnatosti v oblasti Sľubice, kde je tento komplex alpínsky najmenej prepracovaný, zahusťovania bridličnatosti komplexu rovnakým smerom a analogického vzostupu semiduktilnej deformácie minerálnych paragenéz včítane K živcov je pravdepodobné, že k delaminácii vrchnej litotektonickej jednotky došlo na penetratívnom systéme plôch bridličnatosti jednotky s využitím mechanických kontrastov jednotlivých komplexov včítane plôch depozície principiálne ložných telies granitoidov.

Vek kryštalinika a T-P podmienky jeho tektonicko-termálnych etáp

O veku protolitu kryštalinika regiónu existuje iba údaj Čornej a Kamenického (1976, ex MAHEL, 1986) o staropaleozoickej (devónskej) palinoflore z kryštalických bridlic sedla Branisko. JACKO a BALÁŽ (1993) spájajú modelový vek 370 až 376 mil. r., získaný izotopovým rozborom olova dvoch vzoriek galenitu z lodinského komplexu pri Margecanoch, s hydrotermálne exhalačnou aktivitou vulkanicko-sedimentárnej etapy protolitu komplexu. Analógia oboch údajov metamorfne i tektonicky odlišných jednotiek, získaná principiálne odlišnými metódami, je prinajmenšom pozoruhodná.

Vek varískych tektonicko-termálnych etáp kryštalinika Braniska a Čiernej hory je teda principiálne limitovaný devónom a vrchným karbónom (pokiaľ akceptujeme spomínané údaje), teda veľmi malým časovým intervalom.

V jeho rámci boli v kryštaliniku regiónu odlišené štyri tektonicko-termálne etapy. Najstaršiu – Mo metamorfnú etapu – s restitmi kyanitu doložila VOZÁROVÁ (1993) zo severnej časti Braniska. Jej T-P parametre 675–770 °C a 400 až 630 MPa indikujú rozhranie amfibolitovej a granulitovej fácie metamorfózy. Paragenéza tejto – pravdepodobne synkinematickej – metamorfózy je zatlačená minerálnou asociáciou mladšej M_1 metamorfózy.

Pravdepodobnú prítomnosť reliktov Mo metamorfózy (l. c) vo vysoko temperovaných rulách a migmatitoch komplexu Bujanovej avizuje až 5,22 % obsah MgO v zonárnych granátoch týchto metamorfítov (JACKO et al., 1990), čo zodpovedá 24 % pyropovej molekuly. Pravdepodobne časovým ekvivalentom Mo metamorfózy v lodinskom komplexe je strednotepelná metamorfóza s teplotou 520–540 °C a tlakom okolo 300 MPa (KORIKOVSKIJ et al., 1990). Na jej synkinematický charakter upozorňujú rotooblasty granátu, staurolitu a živcov (JACKO, 1975). V miklušovskom komplexe Mo etape metamorfózy pravdepodobne zodpovedá vznik stromatiticko-nebulitických migmatitov. Jej T-P parametre, odvo-

dené z petrogenetickej siete (KORIKOVSKIJ in KRIST et al., 1992), kolíšu v rozpätí 570–610 °C a 400–500 Mpa.

Druhú M_1 metamorfnú etapu v kryštaliniku Braniska (komplex Patrie) spája VOZÁROVÁ (l. c.) s jeho dekompresiou vo vyššej časti kôry v T-P podmienkach 590–6 480 °C a 300–400 MPa, za ktorých došlo k parciálnej anatexii a migmatizácii metamorfítov. Za ekvivalent tejto metamorfózy v erozívne hlbšie narezanom komplexe Bujanovej možno považovať periplutonický efekt intrudujúcich granitoidov pri T-P podmienkach 620–6250 °C a 400–450 MPa (JACKO et al., 1990). Na analogický postkinematický charakter M_1 metamorfózy v kryštaliniku Braniska poukazuje aj substitúcia kyanitu sillimanitom a retrográdne lemy na okrajoch granátov (VOZÁROVÁ, l. c.). S M_1 metamorfnou etapou spájame v miklušovskom komplexe vznik polymigmatitových aureol s megablastmi postkinematického muskovitu viazaných na telesá aplitoidných granitov (JACKO, 1975, 1978, 1984).

Tretia, M_2 , etapa varískej metamorfózy je doložená z polymigmatitových aureol autometamorfného granitu v komplexe Bujanovej, kde jej minerálna paragenéza evidentne zatláča leukozóm periplutonických migmatitov (JACKO, 1975, 1978). Jej P-T parametre neboli predbežne stanovené.

Záverečnú, štvrtú (M_3), etapu metamorfózy spájame so vznikom varískej príkrovovej stavby kryštalinika regiónu. Spôsobila regionálnu diafторézu metamorfítov lodinského komplexu v T-P podmienkach fácie zelených bridlíc (JACKO et al., 1995), zón delaminácie vrchnej litotektonickej jednotky (cf. l. c.) a semiduktilné deformácie minerálnych paragenéz miklušovského komplexu. Okrem geologických údajov je vrchnokarbónsky vek (330–312 mil. r.) potvrdený aj Ar/Ar metódou (DALLMEYER, osobná informácia) z muskovitov diafторitizovaných rúl lodinského komplexu v oblasti Dolinskej doliny, resp. z fylonitov rúl komplexu Bujanovej v oblasti Margecian.

Časovým ekvivalentom tejto tektonicko-termálnej etapy v gemeriku je násun klátovského príkrovu (JACKO, 1995), ktorého násunová plocha s rakoveckou skupinou je v oblasti Rudnian kolmatovaná rudnianskym súvrstvom (JANČURA, osobná inf.). Navyše toto súvrstvie transgresívne nasadá na už metamorfovanú črmeľskú skupinu (350–3 700 °C, resp. 350–4 300 °C, 200–300 MPa; SASSI a VOZÁROVÁ, 1987; SASSI a VOZÁROVÁ, 1992) a obsahuje jej klastický materiál i obliaky metamorfítov a granitoidov (cf. KRIST, 1954), petrograficky analogické niektorým litotypom lodinského komplexu a komplexu Bujanovej veporika Čiernej hory.

Rádiometrické údaje (K/Ar; KANTOR et al., 1984) z granitoidov miklušovského komplexu a komplexu Bujanovej nie sú v súlade s geologickou skutočnosťou. Z aplitických granitov miklušovského komplexu, ktorý je prekrytý obalovým vrchným karbónom, uvádzajú autori vek 295 mil. rokov. Vek 295 mil. rokov bol stanovený z biotitického granodioritu komplexu Bujanovej v oblasti Sokoľa.

Klastický biotit granodioritov tohto komplexu obsahuje obalový vrchný karbón (KORIKOVSKIJ et al., 1989). Autometamorfovaný granit komplexu Bujanovej vykazuje časový údaj 387 mil. r. napriek tomu, že evidentne zatláča strednozrnný biotitický granodiorit a migmatity v jeho exokontakte (JACKO, 1975, 1978).

Geologicky nekontroverzný rádiometrický údaj z muskovitu mylonitizovaných granitoidov ($334,5 \pm 3$ mil. r.; Ar-Ar metóda) uvádza MALUSKI et al., 1993.

Neprítomnosť granitoidov v spodnom, lodinskom, komplexe a zastúpenie klastov všetkých troch komplexov v obalovej sekvencii vrchného karbónu naznačuje, že intrúzie granitoidov a dekompresných etáp metamorfózy M_1 a M_2 viazaných na ne nastali pred vznikom vrchnokarbónskej príkrovovej stavby kryštalinika. Na adiabatický vzťah termálnych procesov v kôre upozorňuje z Apalačského pohoria HATCHER (1981). Termálna energia metamorfne plutonických procesov sa – v principiálne uzavretom systéme – mení na mechanickú energiu sunutia príkrovov v duktilizovanom prostredí kôry (cf. FLEITOUT a FROIDEVAUX, 1980).

ALPÍNSKY OROGÉNNY CYKLUS

Temer kontinuálne nadväzuje na extenzný režim varískych molasových bazénov. V rámci neho sme odlišili štyri deformačné štádiá: 1. extenzno-kompresívne – AD_1 , paleoalpínske štádium zavŕšené spodnokriedovým násunom paleoalpínskych príkrovov, 2. mezoalpínske – AD_2 , (spodno-strednokriedové) kompresívne štádium, 3. vrchnokriedové – AD_3 , kompresívno-extenzné štádium a 4. AD_4 , neoalpínske (neogénno-kvartérne) extenzné štádium (obr. 10).

Synsedimentárna etapa paleoalpínskeho štádia

Vo veporiku Čiernej hory sa začína po vrchnopermských pohyboch indikovaných nerovnomernou distribúciou (azda aj eróziou) predajnianskeho súvrstvia, pokračuje diskordantným nasadením spodného triasu jednotnej obalovej sekvencie mezozoika severoveporického typu na obe súvrstvia permu, plytkovodnou sedimentáciou stredného a vrchného triasu, pravdepodobným prerušením sedimentácie starokimerskými pohybmi, litofaciálne diferencovanou sedimentáciou v liase, prehĺbením bazénu v dogeri-malme a končí sa pravdepodobne spodnokriedovým zhrubnutím kôry regiónu explifikovaným severovergentným presunom paleoalpínskych príkrovov.

O synsedimentárnej dynamike mezozoika krížňanskeho príkrovu zakoreneneho pod úrovňou erozívneho rezu v severnej časti Braniska (POLÁK, 1988) nie sú z oblasti regiónu k dispozícii bližšie informácie. Podľa profilu vrtu Šariš-1

(KORÁB et al., 1986) má obvyklú litostratigrafickú náplň s rozpätím spodný trias–stredná krieda. Mezozoikum štureckého príkrovu Braniska (l. c.) po usadení kampilských vrstiev pokračuje platformovou sedimentáciou stredno- a vrchnotriasových súvrství. Jeho vyššie členy nie sú v regióne zastúpené.

Po detritickej spodnotriasovej sedimentácii s polohami evaporitov nasleduje v domovskej oblasti meliatika vývoj strednotriasových platformových karbonátov. Pravdepodobne už v ladine, v dôsledku spreadingu bazénu, nastalo jeho prepojenie s oceánskou kôrou (serpentinity).

Po iníciaľnej fáze kompresie bazénu (210 mil. r. Ar-Ar; FARYAD, 1995) nastáva prvá etapa vzniku glaukofanitov (l. c.), zablokovanie prepojenia s oceánskou kôrou a sedimentácia slienitých, ojedinele i rádioláriových vápencov v oblasti regiónu. V príľahlom úseku sekvencie sedimentácia pokračuje prinajmenšom do strednej jury (KOZUR–MOCK, 1995).

Paleoalpínska stavba jednotiek regiónu

Je indukovaná paleoalpínskou redukciou kôry Západných Karpát pri ich južnom okraji, dokumentovanou vývojom glaukofanitov meliatika vo vrchnej jure (DALL-MEYER et al., 1993; MALUSKI et al., 1993; FARYAD, 1995). Na datovanie transportu meliatika v podloží silicika a štureckého príkrovu nie sú v rámci regiónu priame údaje. Rovnako absencia potriasových súvrství v jeho erozívnom zreze na Branisku neumožňuje datovať záver sedimentácie sekvencie. Mezozoická sedimentácia obalovej sukcesie – podľa jej odkrytých úsekov – sa končí v malme.

Pokiaľ akceptujeme vek 135 mil. r., stanovený metódou Ar-Ar z muskovitov mylonitizovaného granodioritu komplexu Bujanovej (MALUSKI et al., 1993), vývoj týchto mylonitov by mohol súvisieť s lokálnou reaktíváciou fundamentu veporika regiónu v dôsledku teleskopického efektu počiatkovej redukcie štureckého bazénu, akcelerovanej severovergentným transportom gemerika a jeho superficiálnych pendantov na rampu veporika (JACKO a SASVÁRI, 1990).

Na druhej strane nemožno vylúčiť primárne zastúpenie jurských súvrství (hoteriv ?) v sekvencii štureckého príkrovu. Preto jeho presun považujeme za spodnokriedový. Podľa pomerov vo V. Tatrách a V. Fatre presun krížňanského príkrovu nastal po spodnom turóne.

Komplexný vrásovo-disjunkzívny charakter paleoalpínskej stavby je rudimentárne zachovaný len vo veporickej doméne regiónu. Na Branisku tvorí šturecký príkrov lokálne trosky (sedlo Branisko, Kravcová), resp. pri severnom okraji pohoria je jeho násunová plocha i samotné teleso príkrovu intenzívne modifikované naloženými deformáciami.

Ponásunovo sú analogicky prepracované i črmefská skupina a mladopaleozoické sekvencie severného veporika v jej nadloží. Rauvaky a brekcie v podloží strednotriasových svetlých vápencov – erozívnych trosiek v oblasti V. Folkmara

– by mohli patriť k čiastkovej ploche delaminácie obdukovaného meliatika na mechanicky kontrastnom rozhraní jeho sukcesie.

Regionálne paleoalpínske štruktúry

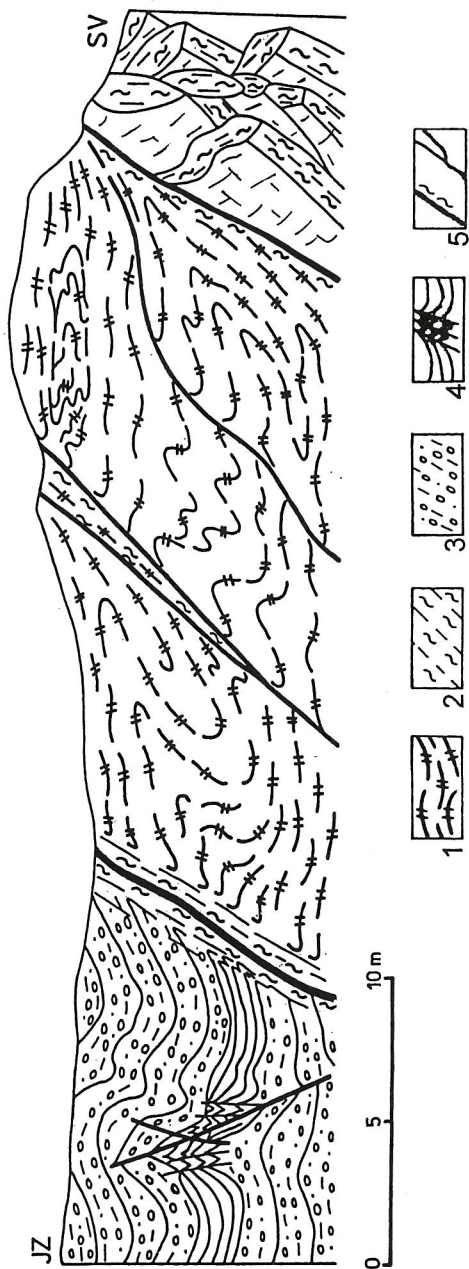
Okrem spomenutej pozície štúreckého príkrovu na Branisku sú relikty paleoalpínskych makroštruktúr najdokonalejšie zachované vo veporiku Čiernej hory. Patrí k nim izosynklinálna stavba jz. okraja obalového mezozoika jednotky – ako dôsledok rampového efektu jej fundamentu pri redukcii priestoru, trosky štúreckého príkrovu na obalovom mezozoiku veporika (Spálený vrch, Sivec, Vojkovce) i v dôsledku rabotáže obalového mezozoika, resp. zaklesnutia oboch sekvencií na čiastkových štruktúrach šindliarsko-poľanovských zlomov (Slatvina–Vojkovce) aj na kryštaliniku (JACKO, 1975, 1979; JACKO et al., 1996).

V kryštaliniku veporika k regionálne významným paleoalpínskym fenoménom patrí reaktivácia neovariskej násunovej plochy vrchnej litotektonickej jednotky, resp. čiastkovej, s ňou subparalelnej zóny rozpojenia komplexu Bujanovej (JACKO et al., 1995, 1996).

V dôsledku koncentrácie napätia pri paleoalpínskej redukcii priestoru nastala v oslabených zónach – hlavne južnej časti kryštalinika komplexu Bujanovej – delaminácia tejto rigidnej jednotky, spätný, severovergentný pohyb jej segmentov a zakorenenie permsko-triasových súvrství do zón transportu segmentov. Podľa pomerov v úseku Margecany, Bujanová–Ružín a Ťahanovce predpokladáme niekoľko 100-metrový až 2 000-metrový násun segmentov komplexu Bujanovej na sever–severovýchod.

Terajší styk gemerika s veporikom – margecijska strižná zóna (obr. 11) – je evidentne strmým popaleoalpínsky naloženým fenoménom, potvrdeným okrem štruktúrnych údajov aj výsledkom seizmického transektu G-1 (VOZÁR et al., 1995). Primárne mierny úklon paleoalpínskych násunových plôch generálne na juh potvrdzujú v prípade gemerika výsledky transektu G-1 (l. c.), v prípade štúreckého príkrovu pozícia jeho násunových plôch a jej sprievodného systému kliváže (JACKO, 1975, 1979) a v prípade reaktivovaných segmentov kryštalinika komplexu Bujanovej pozícia zakorenených spodnotriasových súvrství a kliváže zón transportu (Ťahanovce; JACKO, 1984).

Veľmi pravdepodobne paleoalpínsky pôvod má aj rozsiahla elevácia bazických a ultrabázických hornín, ktorú v priestore Košice–Prešov–Gelnica–Seňa indikoval PLANČÁR et al. (1977) a overili GNOJEK a FILO (in ŠEFARA et al., 1987) medzi obcami Široké a Šindliar, kde sa nachádza v hĺbke 2 300 m a má najväčšiu hrúbku 700 m. Podobnú anomáliu v hĺbke 1 900 m s hrúbkou do 1 500 m overil – pravdepodobne v mezozoickom prostredí – GNOJEK (1987). Na základe pozemnej magnetometrie GNOJEK a KUBEŠ (1991) stanovili ploché ulože-



Obr. 11 Defilé styku gemerika s veporikom Čiernej hory v záreze štátnej cesty pri jz. okraji Margecian (JACKO – originál) 1–2 kryštalinikum veporika Čiernej hory: 1 – diafortitované amfibolico-biotické ruly a migmatity; – komplex Bujanovej (staršie paleozoikum), 2 – chloritico-muskovitické fylony – komplex Bujanovej (staršie paleozoikum), 3–4 gemitikum: 3 – drobnozrné – oligomiktne zlepenec – hámořské súvrstvie (vestfál C–D), 4 – grafitické bridlice – Hámořské súvrstvie (vestfál C–D), 5 – margačianska strižná zóna

nie, 100-metrové plošné rozmery a max. 100–150 m hrúbku sedlického serpentinizovaného dunitu – pravdepodobne olistolitu – v bazálnom paleogéne.

Z uvedeného vyplýva značný plošný rozsah ultrabázik v oblasti Šarišskej vrchoviny a ich litologická analógia s ultrabázickými telesami v oblasti Jakloviec. Je veľmi pravdepodobné, že tieto ploché telesá patria k meliatiku jaklovskej sekvencie, paleoalpínsky presunutému cez veporikum regiónu.

Paleoalpínske mezoštruktúry

Sú doložené len z veporickej domény regiónu (JACKO, 1979, 1984; JACKO et al., 1996). Prednásunové AF₁ ležaté vrásy metrových rozmerov dokresľujú makrosynklinálny záver obalového mezozoika pri jz. hrane veporika (K. Hámre, Spálený vrch, Daniska). Majú v.-z. smer vrásových osí a mierny (5–20°) úklon na J–JJV. V kryštaliniku sú zachované len v jeho lodinskom komplexe. V jeho vertikálnom rozpätí cca 340 m sú izoklinálne zvrásnené polohy sekrečného kremeňa cm–dm hrúbky.

Priestorovo analogicky orientovaná kliváž osovej roviny AF₁ vrás, obvykle cm–dm rádu, sprevádza násunovú plochu trosiek štureckého príkrovu a delaminovaných segmentov komplexu Bujanovej. V metamorfitech lodinského komplexu je jej vývoj sledovateľný vo vertikálnom rozpätí do 4 500 m. Pri južnom okraji obalových útvarov veporika je identifikovateľná len v uvedených AF₁ vrásových štruktúrach.

T-P podmienky tektonicko-metamorfnych etáp paleoalpínskeho štádia v kryštaliniku veporika ilustrujú ich minerálne paragenézy (obr. 10). Z pieskovec a bridlic trosky štureckého príkrovu (Spálený vrch) bola doložená iba úroveň anchizóny (max. 2 500 °C; KORIKOVSKIJ et al., 1992), čo je pravdepodobne dôsledkom rozdielu termálneho gradientu spôsobeného stĺpcom presunutých jednotiek (JACKO a SASVÁRI, 1990).

Mezoalpínske AD₂ kompresívne štádium

Z hľadiska terajšej stavby predterciálnych jednotiek regiónu je najdôležitejším tektonicko-metamorfným štádiom. Štruktúrne má, okrem tatrika Braniska, regionálne penetratívny vývoj dm–km rádu a spravidla je zastúpené i v petroštruktúrnom meradle. Metamorfne je s ním spojená nízkostupňová retrográdna metamorfóza, najmä veporickeho kryštalinika, a prográdna metamorfóza jeho obalových jednotiek. Časovo úzko nadväzuje na paleoalpínske AD₁ štádium deformácie. Jeho naložený charakter vyplýva z evidentného prepracovania AD₁ štruktúr AD₂ paragenézami i z azimutálnej diskonformity osí maximálnej kompresie oboch deformačných štádií (JACKO, 1975, 1979; JACKO et al., 1996).

V rámci AD₂ štádia deformácie odlišujeme dve čiastkové tektonicko-metamorfne etapy s nepriamoúmernými reláciami plikatívnej a rupturálnej deformácie (l. c).

Prvá tektonicko-termálna etapa AD₂ štádia deformácie

Súvisí s rotáciou osi maximálnej kompresie od juhu na juhozápad v čele paleoalpínsky redukovaného východného úseku Západných Karpát pravdepodobne v dôsledku hĺbkovej kolízie gemerika s rampou veporika v záverečnej fáze presunu superficiálnych príkrovov (JACKO, 1995). Jej produktom je sz.-jv. vrásová stavba veporika regiónu, príhľehého gemerika a pravdepodobne i selektívny vývoj prevažne otvorených vrás v tatriku Braniska (POLÁK a VOZÁR, 1985).

Regionálne štruktúry etapy

Napriek rozsiahlemu prepracovaniu vrásovej stavby tejto etapy naloženými deformáciami pôvodné znaky jej regionálnych štruktúr, t. j. sz.-jv. priebeh vrásových osí, otvorená a priama geometria ich priečného a c profilu, ostali zachované aspoň rudimentárne. Značné rozdiely v kompetencii kryštalinika veporika a jeho obalových jednotiek sa odrazili i vo vývoji dvoch makroštruktúr v tejto doméne – antiklinória Bystrej a siveckého synklinória.

V príhľehom gemeriku – zrejme v dôsledku výrazných mechanických rozdielov medzi črnel'skou skupinou a mladopaleozoickými obalovými sekvenciami so šupinou meliatika v nadloží – sa sformovali samostatné makroštruktúry, črnel'ské antiklinórium a severogemerické synklinórium.

Ramená, axiálne úseky, v mnohých prípadoch aj interné zóny týchto makroštruktúr, sú intenzívne porušené smernými (sz.-jv.) strižnými zónami, založenými v druhej tektonicko-metamorfnej etape tohto deformačného štádia a často reaktivovanými v AD₃, resp. AD₄ štádiách deformácie, s ktorými súvisí i priečna segmentácia makroštruktúr.

Pozoruhodným fenoménom je obvykle protiklonný trend generálneho úklonu vrásových osí (10–20°) makroštruktúr, resp. ich reologicky kontrastných segmentov. Tak obalová sekvencia na sv. ramene antiklinória Bystrej má úklon na SZ, kryštalinikum miklušovského komplexu a lodinského komplexu na JV, komplex Bujanovej tej istej štruktúry na SZ, synklinórium Sivca na JV, črnel'ské antiklinórium na SZ a severogemerické synklinórium na JV. Aj keď je tento trend makroštruktúr, resp. ich litotektonických jednotiek, isto ovplyvnený spomínanými naloženými deformáciami, bude veľmi pravdepodobne primárnym dôvodom reverzného vzťahu medzi trendom úklonu vrásových osí makroštruktúr a odkrytím ich hlbších úrovní.

Antiklinórium Bystrej

Je najvýraznejšou štruktúrou veporickej časti regiónu. Názov je odvodený podľa kóty 771 m, Bystrá, v ktorej v s.-j. profile sú zastúpené reprezentatívne jednotky jeho stavby (cf. profil 3-3). MAHEL (in MAHEL et al., 1967) ho pomenoval sľubické antiklinórium. Antiklinórium Bystrej je súvisle vyvinuté od západných svahov Sľubice po Malú Lodinu. Jeho zámkový úsek tvorí erozívne polokno metamorfítov lodinského komplexu, ktorý je smerom na JV odkrytý v reliктоch pri V. Lodine a Ťahanovciach. V nadloží lodinského komplexu, na sv. ramene antiklinória, vystupuje prevažne kryštalinikum miklušovského komplexu, sz. od údolia Jelenč len kryštalinikum komplexu Bujanovej.

Na kryštaliniku sv. ramena antiklinória je uložená obalová sekvencia (vrchný karbón–malm), ktorá je na styku s kryštalinikom intenzívne imbrikovaná a v oblasti Hrabkova a Ľubovca priestorovo analogicky prevrášnená. Celkove má však mierny (20–40°) úklon na SV (JACKO in KAROLI et al., 1986; POLÁK, 1994).

Kryštalinikum jz. ramena antiklinória je prevažne tvorené komplexom Bujanovej, ktorý je južne od Margecian tektonicky redukovaný. Severovýchodne od Kluknavy a východne od Vojkoviec vystupujú v nadloží lodinského komplexu izolované trosky metamorfítov a granitoidov miklušovského komplexu. Časť obalovej sekvencie (perm–malm), prevažne v nadloží komplexu Bujanovej, vyplňa synklinórium Sivca.

Synklinórium Sivca

Rozprestiera sa medzi ružinskou priehradou, kde je voči kryštaliniku komplexu Bujanovej ohraničené sv.-jz. zlomami, a južnými svahmi Vysokého vrchu, kde v závere črmeľského údolia sa končí na výraznom s.-j. zlome. Obalové mezozoikum veporika Čiernej hory z. i jv. od synklinória Sivca má paleoalpínsku izosynklinálnu, resp. vrásovo-imbrikačnú stavbu, dotvorenú druhou tektonicko-metamorfnou etapou AD₂ štádia deformácie, prípadne v niektorých úsekoch popaleogénnych strižných zón duplexovo-imbrikačnú stavbu. V typickom úseku, v širšej oblasti Sivca (kóta 780,8 m), obsahuje temer kompletný profil obalových skvencíí s mladopaleozoickými súvrstviami trosiek štureckého prikrovu v jadre synklinály (cf. profil 4-4). Synklinórium Sivca sa teda sukcesívne, obsahovo i rozsahom líši od MAHELOM (in MAHEL et al., 1967) definovaného hornádskeho synklinória.

Črmeľské antiklinórium

Tvorí výraznú štruktúru sz.-jv. smeru medzi Folkmárom a Košicami. Smerom na SZ sa ponára pod súvrstvia severogemerického vrchného karbónu, ktoré ju

transgresívne prekrývajú i na jz., ojedinele (K. Hámre) i na sv. ramene. Vnútoraná stavba antiklinória, obzvlášť jeho styk s veporikom, je intenzívne modifikovaná naloženými deformáciami. Štruktúra ako celok je intenzívne komprimovaná, rozstrihaná dislokáciami osovej roviny sv. vergentných, obvykle izosynklinálnych vrás.

Severogemerické synklinórium

Na územie regiónu zasahuje jeho severovýchodné rameno vyplnené vrchnokarbónskym rudnianskym, resp. hámorským súvrstvím, permom krompašskej skupiny a budinovanými reliktmi spodného triasu až jury (?) meliatika, ktoré sz. od K. Belej (Zlatník) je na sz.-jv. strižnej zóne so strmým úklonom na JZ redukované. Táto časť štruktúry má v oblasti regiónu sv. vergentnú izosynklinálnu stavbu.

Mezoštruktúrna paragenéza

Je reprezentovaná vývojom AF₂ vrás a ich kliváže osovej roviny. Paragenéza je, i keď nerovnomerne, zachovaná vo všetkých makroštruktúrach tejto tektonicko-metamorfnej etapy regiónu. Pôvodné, otvorené, asymetrické AF₂ vrásy zo sv. vergenciou majú dihedrálne uhly 85–90° (JACKO, 1975) a mierny (9–23°) úklon vrásových osí na JV i SZ. Ich osové roviny majú strmý úklon na JZ.

Ich reliktly sú bežné v metamorfitoch lodinského komplexu, kde vrásnia paleoalpínske ležaté vrásy sekrečného kremeňa. V centrálnej časti komplexu Bujanovej vrásnia paleoalpínsky reaktivované fylonity axiálneho úseku metamorfítov južných svahov Bujanovej a paleoalpínsky zakorenené segmenty obalových súvrství v nich, resp. na báze tohto komplexu. Sú prítomné vo všetkých súvrstviach obalového mezozoika. Najfrekvencovanejšie sa vyskytujú v liasovej sekvencii synklinória Sivca. Sú prítomné v diabázových vulkanoklastikách črnel'ského antiklinória, sporadicky i vo vrchnokarbónskych metapsamitoch severogemerického synklinória. V uvedených úsekoch je sporadicky zachovaný i nemodifikovaný systém pôvodne strmej, obvykle vejárovitej kliváže osovej roviny AF₂ vrás cm–dm rádu.

V záverečnom štádiu vývoja AF₂ vrás nastala postkinematická blastéza nízko-termálnej asociácie (obr. 10), dokumentovaná jej tangenciálnym dorastaním v zámkoch vrás lodinského komplexu. Táto metamorfná epizóda pravdepodobne súvisí s termálnou readjustáciou najhlbšej penetratívne duktilizovanej jednotky v závere tejto tektonicko-metamorfnej etapy.

Druhá mezoalpínska tektonicko-metamorfná etapa

Dotvorila základné črty smernej stavby veporika a gemerika regiónu. Spôsobila regionálne splotšovanie sz.-jv. vrás a rozstrih týchto štruktúr klivážou a dis-

lokáciami osovej roviny so stredným úklonom prevažne na JZ (JACKO, 1975, 1979). Reaktivovala už existujúce plochy rozpojenia, eventuálne mechanicky predisponované rozhrania litoštruktúrnych súborov regiónu (l. c). Výsledným makroštruktúrnym fenoménom etapy je podstatná sv. vergentná redukcia makroštruktúr na tektonitoch rytmicky založených prešmykových zón, resp. v mezo- i petromeradle na uvedenom systéme kliváže.

Druhá mezoalpínska tektonicko-metamorfná etapa štruktúrne i metamorfne homogenizuje podstatnú časť obsahovej náplne veporika a gemerika (obr. 10). Jej krehkoduštilné tektonity majú typickú S/C stavbu a sv. vergentný zmysel transportu indikátorov pohybu. Minerálne asociácie tejto tektonicko-metamorfnéj etapy (obr. 10) ilustrujú nízkostupňový charakter metamorfózy. Jej teplotný interval 200 až 300 °C stanovil KORIKOVSKIJ et al. (1989) z vrchnokarbónskych metapsamitov okrajových úsekov strižnej zóny Roháčky.

V tatriku Braniska s touto etapou je možné spájať vývoj extrémne komprimovanej zóny pri južnom okraji štúreckého príkrovu a prekrytie koreňovej oblasti križňanského príkrovu v tejto zóne redukcie priestoru. Geologicky je táto etapa nesporne staršia ako vrchný eocén. Jej tektonity včítane tektonitov obalového mezozoika sú prítomné v bazálnych priabónskych (?) konglomerátoch. Na základe širších anológií (DALLMEYER et al., 1993; MALUSKI et al., 1993) ju možno datovať intervalom 84–86 mil. rokov.

Regionálne štruktúry etapy

K regionálnym štruktúram tejto etapy AD₂ deformačného štádia regiónu patria od severu na juh:

Strižná zóna Smrekovice

Modifikuje južný okraj mladopaleozoických sekvencií štúreckého príkrovu voči permskému korytnianskemu súvrstviu v severnom úseku Braniska. Má v.-z. priebeh, stredný úklon na sever (POLÁK a VOZÁR, 1985) a je viacnásobne odsadzovaná sz.-jv. popaleogénnymi zlomami. Interpretujeme ju ako spätnú, konjugovanú štruktúru, sformovanú na sv. ramene antiklinória Braniska katalyzujúcim efektom rampy kryštalinika, jeho obalu a príkrovových plôch (cf. von GOSEN, 1992; MARCHANT, 1993). Predpaleogénny pôvod juhovergentných pohybov štúreckého príkrovu v širšej oblasti regiónu dokumentuje aj profil vrtu BŠ-4 pri Žehre (VOZÁROVÁ, 1995). Strižná zóna Smrekovice bola viacnásobne – nepochybne i popaleogénnymi pohybmi – reaktivovaná (POLÁK a VOZÁR, 1985).

Strižná zóna Roháčky

Sprostredkuje styk sv. okraja kryštalinika miklušovského komplexu s obalovými útvarmi (JACKO, 1984, 1988). Je kontinuálne vyvinutá od západných svahov Sľubice po údolie Rakytina, sv. od M. Lodiny. Má sz.-jv. priebeh, stredný až strmý úklon na JZ, šírku niekoľko 100 m a zložito imbrikovanú stavbu, dotvorenú sinistrálnou reaktiváciou po paleogéne (JACKO et al., 1996).

Po segmentácii s.-j. zlomami v údolí Rakytina pokračuje analogickým smerom, ale so sv. úklonom (40–60°) v obalovom perme, resp. na styku granitoidov sopotníckeho telesa a obalových útvarov až na sútok Sopotnice s Hornádom, kde sa končí na s.-j. zlomoch. V centre úseku je jej priebeh zvýraznený rauvakmi zakorenených stredno-vrchnotriasových dolomitov, drobnými šošovkami spodnotriasových kremencov a mylonitmi granitoidov.

Strižná zóna Sľubice

Lemuje styk kryštalinika miklušovského komplexu a lodinského komplexu v celom jeho priebehu. Na západe ju utína poľanovský zlom, na východe, v údolí Rokytiny, kde konverguje so strižnou zónou Roháčky, je zakončená s.-j. zlomami. Na južných svahoch Sľubice má vsv.-zjz. priebeh a stredný až strmý úklon na JJV. Od Dolinského potoka (s. od Kluknavy) má sz.-jv. smer a stredný úklon na JZ. Severozápadne od Rokytiny sú v nej zakorenené drobné budinované šošovky spodnotriasových kremencov.

Rolovská strižná zóna

Reaktivuje styk komplexu Bujanovej s lodinským komplexom medzi Margecanmi a Ružinom (JACKO, 1975, 1979). Má sz.-jv. smer, stredný úklon na JZ a takmer po celej dĺžke sú v jej tektonitoch zakorenené budinované polohy spodnotriasových kvarcitov, ojedinele (j. od Rolovej) i permu. Juhovýchodne od ružínskej priehrady pokračuje údolím Veľkého Ružinku až do údolia Uhrinče (z. od obce Sokol'), kde sa končí na sv.-jz. zlome. V poslednom úseku je indikovaná rauvakmi a brekciami karbonátov obalového mezozoika a mylonitmi granitoidov permu.

Strižná zóna Bujníska

Po napojení na margeciánsku strižnú zónu pri j. okraji Margecian sa reaktivuje paleoalpínsky delaminovaný styk metamorfítov a granitoidov komplexu Bujanovej na severných svahoch Šluchy, pokračuje axiálnym úsekom metamor-

fitov, resp. granitoidov komplexu, na sv. hrebenu Sivca a Spáleného vrchu sleduje axiálnu zónu synklinória Sivca, pričom segmentuje príkrovové trosky mladšieho paleozoika štureckého príkrovu. Jej eventuálne jv. pokračovanie za výrazným sv.-jz. zlomom jv. od Spáleného vrchu sa nepreukázalo.

Strižná zóna Bujniska má sz.-jv. smer a stredný úklon (40–60°) na JZ. V kryštaliniku komplexu Bujanovej sú v nej zakorenené šupiny spodnotriasových kremencov. V obalovom mezozoiku, resp. mladšom paleozoiku štureckého príkrovu je indikovaná tektonitmi príslušných sekvencií so šírkou max. 15–20 m.

Margecianska strižná zóna

Margecianska strižná zóna označovaná ako margeciansko-lubenická línia s evidentne rozdielnym geodynamickým významom (ANDRUSOV, 1968, 1975; BIELY a FUSÁN, 1967; MAHEL et al., 1967, 1986; ROTH, 1969; KOZUR a MOCK, 1973, 1995), resp. ako košicko-margecianska strižná zóna (GRECULA et al., 1990), je mladou popalealpínskou, presnejšie ponásunovou štruktúrou, čo okrem štruktúrnych údajov (JACKO, 1975, 1979) dokumentujú i seizmické údaje z transektu G-1 (VOZÁR et al., 1995). Margecianska strižná zóna má polygénny charakter so záznamom minimálne troch kinematicky odlišných pohybov: 1. prešmykového v druhej tektonicko-metamorfnej etape AD₂ štádia deformácie (JACKO, 1975, 1979), 2. posunového v popaleogénnej etape deformácie (GRECULA et al., 1990; GAZDAČKO, 1994; JACKO et al., 1996), 3. poklesových, pravdepodobne neogénno-kvartérnych pohybov súvisiacich s vertikálne diferencovaným pohybom blokov regiónu na predisponovaných štruktúrach (NEŠVARA, 1977; VOZÁR et al.; JACKO et al., 1996).

Vývoj margecianskej strižnej zóny má teda časovo i kinematicky komplexný charakter. S tým koinciduje i analogický, často imbricačný i duplexový typ stavby zóny, obvykle aj niekoľkostometrová šírka zóny, v profile ktorej sa nepravidelne, ale so štruktúrnou logikou (napr. v črmeľskom údolí) striedajú izolované relikticky najprv nasunutého, potom prevrásneného a následne imbrikovaného štureckého príkrovu, miestami i črmeľskej skupiny s rôznymi súvrstviami obalových útvarov veporika Čiernej hory. Pritom je účelné pripomenúť i lokálne komplikácie sledov súvrstvia na priečných zlomoch.

Margecianska strižná zóna má sz.-jv. smer a pri povrchu aj do hĺbky stredný (45–55°) úklon na JZ. Jej priebeh je výrazne segmentovaný priečnymi zlomami. S veporikom Čiernej hory sa na nej stýkajú trosky mladšieho paleozoika štureckého príkrovu, vrchnokarbónske hámorské súvrstvie severného gemerika a spodný karbón črmeľskej skupiny. Je sledovateľná od Košíc po Štefanskú hutu, kde sa ponára pod kvartér, resp. paleogén Kluknavskej kotliny.

Vrchnokriedové kompresívno-extenzné AD₃ štádium

Jeho sukcesívna pozícia vyplýva z evidentných štruktúrno-priestorových väzieb hydrotermálnych asociácií druhej hydrotermálnej etapy na sz.-jv. systém dislokácie veporickej a gemerickej domény regiónu, razených v druhej tektonicko-metamorfnej etape AD₂ štádia deformácie. Vrchná hranica AD₃ štádia deformácie je limitovaná rozstrihom jej štruktúr štruktúrnou paragenézou AD₄ deformačného štádia.

Štruktúrna paragenéza kompresívnej etapy tohto štádia deformácie má s.-j. smer a komplexný charakter, obsahuje vrásové i disjunktívne štruktúry. Intenzitou i priestorovým rozsahom je evidentne menej výrazná než všetky predchádzajúce. Tieto štruktúry sú kumulované do relatívne úzkych stometrových zón s rytmickým (km–10 km) trendom. Otvorili hlbšie založené sz.-jv. strižné zóny na výstup a depozíciu hydrotermálnej etapy mineralizácie regiónu (JACKO, 1983; JACKO a BALÁŽ, 1993). Oddeľujú tektonický styk gemerika s veporikom Čiernej hory, utínajú smerné pokračovanie starších štruktúr, resp. ich litostratigrafických sekvencií a sú zreteľne porušené sv.-jz. zlomami. Podľa geologických kritérií sú iba azimutálnym ekvivalentom neogénnych hornádszkých zlomov, zasahujúcich do predterciérnych útvarov jv. úseku regiónu.

Kompletná štruktúrna paragenéza etapy AD₃ štádia deformácie je zastúpená v údolí Belej – K. Hámrov. Jej vrásové AF₃ štruktúry tu majú rád cm–m, ohybový i zalomený charakter, mierny úklon vrásových osí na J–JJZ a strmú vejárovitú kliváž osovej roviny. Viazu sa na plastické členy vrchnej jury, resp. (zalomené typy) na sekvencie permu. Smerovo analogická kliváž sprevádza súbežný zlom Belej v rigidnejších horizontoch obalového mezozoika.

Extenzná etapa AD₃ štádia deformácie synchronizuje tak s vrchnokriedovým výzdvihom regiónu, preukázaným FT zirkónov (KOVÁČ et al., 1994) z granitoidov sopotníckeho telesa, ako aj komplementárnou hĺbkou a teplotou. V tomto kontexte je pozoruhodná tak prítomnosť kremenno-turmalínových žíl záverečnej periódy mineralizácie druhej hydrotermálnej etapy v sz.-jv. dislokáciách lodinského komplexu, ako aj, i keď lokálna, postkinematická rekryštalizácia tektonitov sz.-jv. strižných zón s paragenézou Bi ± Mu + Q ± Ab ± Chl (JACKO, 1975, 1982). Evidentnú väzbu tejto paragenézy na zóny deuterokvarcitov (hydrotermálne silicifikovaných tektonitov) spájame so zvýšeným termálnym tokom v zónach tektonitov druhej tektonicko-metamorfnej etapy AD₂ štádia deformácie.

Komentár k tektonickému vývoju v paleogéne

Evidentnú medzeru v poznatkoch o tektonickom režime regiónu v paleogéne, vyplývajúcu z nedostatku novších publikovaných informácií, v tomto smere mô-

žeme vyplniť len sčasti. Je nesporné, že v paleogéne Šarišskej vrchoviny a Levočských vrchov, ktorých sekvencie zasahujú do oblasti regiónu, dominoval extenzný režim, o čom svedčí najväčšia hrúbka a stratigrafické rozpätie sekvenčii. NEMČOK (1990) predpokladá celkove transtenzný typ režimu s kompresiou sv.-jz. smeru.

S tým je v súlade i výzdvihová tendencia veporika a gemerika regiónu v priebehu vrchnej kriedy–eocénu (priabónu ?). Do tohto obdobia MARSCHALCO (1966), MOLNÁR (in KALIČIAK et al., 1991) a GROSS (v tejto práci) zaraďujú bazálnu konglomerátovú litofáciu paleogénu. Tá je transtenzívne uložená na veľmi rôznorodom podloží – na obalovom mezozoiku, perme i metamorfitech lodinského komplexu. Z toho vyplýva veľmi členitý reliéf a rýchly trend výzdvihu prinajmenšom veporickej časti regiónu v období vrchná krieda–vrchný eocén, keď museli byť oderodované aspoň niektoré úseky štureckého príkrovu, obalového mezozoika a kryštalinika komplexu Bujanovej. Bazálna litofácia paleogénu v úseku Štefánska huta–Margecany leží totiž na metamorfitech lodinského komplexu. Podľa FT údajov z aplitov sopotníckeho a Ťahanovského granodioritu – 22–24 mil. rokov (vrchný oligocén–spodný miocén) sa tieto telesá nachádzali v cca 5 km hĺbke (KOVÁČ et al., 1994). Tento paradox možno objasniť už spomínaným diferencovaným výzdvihom blokov podľa predisponovaných sz.-jv. strižných zón a s.-j. zlomov AD₃ štádia deformácie.

Neogénno-kvartérne extenzné AD₄ štádium

Zahrňa kinematicky i amplitúdou diferencované pohyby na zlomoch sz.-jv., sv.-jz., s.-j., sporadicky i v.-z. smeru, ktoré spôsobili smerné i priečne rozsegmentovanie jednotiek regiónu. Toto štádium dotvorilo súčasný morfoštruktúrny plán územia. Bolo pravdepodobne iniciované únikom interníd Západných Karpát na východ v spodnom miocéne a ovplyvnené extenzným formovaním východoslovenskej panvy v dôsledku roll-back efektu subdukovaného okraja severoeurópskej platformy v ďalšom období.

Neogénna etapa, sz.-jv. zlomy

Je indikovaná prítomnosťou smerovo i kinematicky analogických štruktúr v sekvenciách priľahlej východoslovenskej panvy, ktorých časť kontinuálne pokračuje do územia regiónu (cf. KALIČIAK in KALIČIAK et al., 1992). V oblasti regiónu sú jej najintenzívnejšie prejavy registrované v jeho veporickej a gemerickej úseku, kde vsv.-zjz. orientácia maximálnej kompresie sinistralným posunom reaktivovala sz.-jv. regionálne strižné zóny týchto jednotiek, najmä Roháčky, Sľubice, Rolovskú, Bujniska a margeciánsku strižnú zónu (JACKO et al., 1996).

Indikátory pohybu v uvedených strižných zónach, resp. ich regionálne menej výrazných pendantoch, dokumentujú zmyslom transportu i kinematicky nerovnorodú, opakovanú aktivitu štruktúr (l. c.). Aj keď na príslušných štruktúrach jednoznačne prevláda šikmý sinistrálny pohyb, na viacerých z nich (hlavne na prešmykovej zóne Bujniska) bol registrovaný relatívne starší dextrálny pohyb. V jv. úseku strižnej zóny Roháčky sú bežné poklesové pohyby.

Najvýraznejším extenzným fenoménom na týchto štruktúrach je pull-apart zaklesnutie paleogénu Kluknavskej kotliny podľa systému hrišovských zlomov pri j. okraji Sľubice (JACKO et al., 1996), ktorý je podľa erozívnych reliktov jeho bazálnych konglomerátov, resp. duplexov spodnotriasových kremencov sledovateľný až do oblasti Margecian. Analogické duplexy bazálnych členov obalových sekvencií sú známe zo sz.-jv. strižných zón v oblasti Ružina a Suchého vrchu.

V Branisku patrí k spomínaným štruktúram „brezovský skok“ (RÖSING, 1947), ktorý MAHEL (1986) pomenoval kluknavským zlomom. Rovnaký priebeh majú zlomy v severnej časti Braniska, ktoré cez kryštalinikum, resp. mezozoikum štúreckého príkrovu lokálne zasahujú do paleogénu Bachurne a pokračujú do paleogénu Šarišskej vrchoviny. Najvýraznejším z nich je zlom Širokého. Paleogénne sekvencie sv. úseku regiónu sú segmentované chminianskym systémom zlomov, na ktorý sa v oblasti Bajerova viažu vývery mineralizovaných vôd.

Podstatná časť sz.-jv. zlomov regiónu je oddelená, resp. sa končí na sv.-jz., prípadne s.-j. zlomoch. O veku týchto sz.-jv. štruktúr nie sú v rámci regiónu priame litostratigrafické údaje. V priľahlej Košickej kotline je ich aktivita preukázaná v intervale egenburg–báden (KALIČIAK in KALIČIAK et al., 1991).

Severovýchodo-juhozápadné zlomy

Sú vyvinuté vo všetkých jednotkách regiónu a patria k najvýraznejším morfoštruktúrnym fenoménom jeho územia. Predovšetkým predterciérne jednotky regiónu sa členia na mozaiku hrastí a poklesnutých blokov, z ktorých najvýraznejšie sú hrasť Braniska a poklesnutá hrabkovská kryha.

Hrasť Braniska je na východe voči paleogénu Šarišskej vrchoviny ohraničená šindliarskym zlomovým systémom, výrazne zahusteným v oblasti Sľubice. Severozápadný úklon (60–70°) šindliarskych zlomov má v kryštaliniku Sľubice strmšie (75–80°), prevažne jv. inklinácie (ZACHAROV, 1993). Západný – poľanovský systém zlomov – má takmer s.-j. priebeh. Jeho úklon cca 50–60° na východ sa prinajmenšom v centrálnom úseku, na úrovni reliéfu priľahlého paleogénu, zmiernuje na 45–50°. Neoaktivitu poľanovského zlomového systému indikujú akumulácie travertínu v oblasti Dreveníka, rozsiahle zosuvy v oblasti Korytného i údaje zo satelitných snímok. Obidve štruktúry sú porušené sz.-jv. zlomami, poľanovský systém i v.-z. zlomami.

Hrabkovská kryha je na východe oproti paleogénu Šarišskej vrchoviny výrazne utínaná ssv.-jjz. klenovským zlomom ukloneným na SSZ (55–65°), ktorý sa údolím Hnilca napája na transgemerický zlomový systém. V závere údolia Bystrej je oddelený sv.-jz. kvačianskym zlomom, vyvinutým hlavne v paleogéne Šarišskej vrchoviny. Zlom Malého Ružinka (v. od Sivca) južne od Ružína interferuje so s.-j. zlomami údolia Rokytiny a s rolovskou strižnou zónou sz.-jv. smeru. Výsledkom je intenzívne imbrikovaná stavba tohto štruktúrneho uzla.

Zlomový systém Holice sledovateľný od sútoku Svinky Luboveckým potokom cez Humenec, Spálený vrch až po údolie Belej je najvýznamnejším sv.-jz. systémom zlomov jv. časti regiónu. Tvorí ho séria subparalelných zlomov s vývojom duplexových štruktúr (Humenec). Relatívne menej výrazné zlomy tohto systému v jv. úseku regiónu (lemešianske zlomy, sokoľský zlom, zlomy v oblasti Strážnej, južne od Kavečian) zasahujú do predterciérnych jednotiek územia z neogénnych sekvencií Košickej kotliny a sú preukázateľne aktívne i v kvartéri (cf. KALIČIAK in KALIČIAK et al., 1991).

Celý rad drobných sv.-jz. zlomov sz. od zlomu Malého Ružinka geneticky spájame s riedlovými strihmi v závere sinistrálnej aktivity regionálnych posunových štruktúr sz.-jv. smeru. Predpokladáme, rovnako ako pri ostatných štruktúrach sv.-jz. smeru, že pri ich založení zohrala podstatnú úlohu štruktúrna predispozícia tenzného ac pásma sv.-jz. vrásovej stavby územia. Analogické štruktúry v jv. časti regiónu a regionálne dominantné zlomy tohto systému (poľanovský, šindliarsky, klenovský) boli pravdepodobne kreované v kulminačnej etape vývoja komplementárneho systému v bazéne Košickej kotliny, t. j. vo vrchnom bádene–spodnom sarmate, i keď sa ich aktivita spája už s bádenským otváraním panvy (KALIČIAK in KALIČIAK et al., 1991).

Severo-južné zlomy

Tento systém zlomov je vyvinutý v jv. úseku regiónu začínajúc od obce Ružín. Pozíciou zodpovedá hornádkemu zlomovému systému a časovo zrejme súvisí s rozsiahlou paleogeografickou prestavbou východoslovenskej panvy vo vrchnom bádene (KALIČIAK in KALIČIAK et al., 1991). V rámci regiónu predstavuje vyznievanie hornádkych zlomov v rigidných sekvenciách západného okraja panvy. Časť týchto štruktúr bola preukázateľne aktívna i v kvartéri.

K týmto štruktúram patrí systém strmých ssv.-jjz. zlomov medzi Ružínom a M. Lodinou, ktoré sv. od Hornádu výrazne segmentujú stavbu obalových útvarov veporika Čiernej hory a zasahujú do paleogénu Šarišskej vrchoviny. Najvýraznejší z nich, prebiehajúci údolím Rokytiny, utína sz. pokračovanie najrozsiahlejšieho úseku stredotriasových súvrství regiónu v oblasti dolnej hrádze Ružínskej priehrady. Okrem mohutných polôh rauvakov a brekcií, zaklesnutia spodotriasových kremencov do granodioritov na sútoku Malého

a Veľkého Ružinka na križovaní s rolovsťou strižnou zónou a sv.-jz. zlomom Malého Ružinka spôsobuje výraznú rotáciu imbrikovaných šupín granodioritov a metamorfítov komplexu Bujanovej a bazálnych súvrství obalových útvarov.

Zlomový systém Prieloh je sledovateľný od V. Lodiny po črmeľské údolie. Na ňom je založený výzdvih metamorfítov lodinského komplexu pri V. Lodine (cf. profil 4-4') a výzdvih granodioritov v oblasti Bukoviny. Utína západné pokračovanie mezozoika Humenca a nápadným s.-j. ohybom údolia Hornádu sa uplatňuje i geomorfologicky.

Kysacký zlomový systém so šírkou cca 5 km, s frekvenciou najvýznamnejších zlomov 400–1 000 m je najvýraznejším systémom s.-j. smeru v regióne. Južne od Kavečian pokračujúc do črmeľskej skupiny výrazne modifikuje priebeh obalových útvarov veporika Čiernej hory a segmentuje erozívnu trosku varhaňovských štrkov vrchnobádenského – spodnosarmatského klčovského súvrstvia. Južne od Radatic, pri sv. okraji regiónu, zasahuje do paleogénnych i kvartérnych sedimentov. Východne od Kysaku a pri Trebejove sú na jeho štruktúrach založené s.-j. ohyby údolia Hornádu. Severne od trebejovského lomu modifikuje a tektonizuje priebeh triasových súvrství. Pri západnom okraji tohto systému – na sútoku Sopotnice a Hornádu – utína východné pokračovanie mezozoika v oblasti Humenca, resp. severne od Kavečian imbrikuje styk permských a spodnotriasových súvrství.

Najvýchodnejšou štruktúrou kysackého systému je zlom jv. od Lemešian, ktorý smerom na juh je sledovateľný do oblasti Košíc, kde sa končí na sv.-jz. zlome. V sedimentoch klčovského súvrstvia jv. od Lemešian sú na ňom založené rozsiahle zosuvy. Severozápade od Ťahanoviec modifikuje styk spodno-strednotriasových obalových sekvencií, mylonitovou zónou pretína granodiority Ťahanovského telesa a modeluje priebeh údolia Hornádu jv. od Družstevnej.

V ý c h o d o - z á p a d n é z l o m y

Majú vcelku nepatrný význam v stavbe regiónu. Najvýraznejšie sa uplatňujú v stavbe mezozoika južne od sedla Braniska, kde majú úklon 60–80° na sever a prevažne dextrálne poklesovú kinematiku (POLÁK, 1994). Považujeme ich za kompenzačné štruktúry reaktivovaného klenovského zlomu. Analogický kinematický charakter majú zrejme i drobné v.-z. zlomy jv. od Spáleného vrchu.

Kvartérna etapa

V kvartéri pokračoval generálne výzdvihový trend regiónu iniciovaný pohybmi koncom neogénu na sz.-jv., sv.-jz. i s.-j. zlomoch. Dokumentuje to ostro modelovaný reliéf predovšetkým predterciérnych jednotiek územia, niekoľko-

stupňový vývoj terasových úrovní na jeho hlavných tokoch, nesúvislý vývoj a genetický typ kvartérnych sedimentov, bežné facetované formy horských chrbtov pri vyústení do dolín niektorých tokov a iné znaky.

Positívne i negatívne morfoštruktúry regiónu včítane hydrosiete územia sú na celom jeho území kontrolované štruktúrnym, resp. litoštruktúrnym faktorom. Maximálna akumulácia terás Hornádu je zachovaná v úsekoch Kluknava–Štefan­ská huta, Margecany, sútok Belej a Hornádu, Ružín, Kysak a Družstevná pri Hornáde, teda v oblastiach križovania spomínaných zlomových systémov. Na druhej strane mindelská a sčasti i riská terasa je zachovaná – s výnimkou úseku jv. od Rolovej huty po sútok Belej a Hornádu, kde sz.-jv. zlomy nie sú vyvinuté – takmer na celom toku Hornádu. To ilustruje význam smerných zlomov pri kvar­τέρnom výzdvihu veporickej a gemerickej domény regiónu a umožňue posúdiť i časový parameter aktivity príslušných štruktúr.

Na druhej strane sú k dispozícii i exaktnejšie údaje o kvartérnej aktivite sz.-jv. zlomov. Na trebejovskom zlome, pokračujúcom na JV do veľkolomu pri Ma­lej Vieske, technickými prácami overil NEŠVARA (1977) zaklesnutia mindelskej terasy. Na opátskom zlome, ktorý sleduje tok Hornádu od Ťahanoviec po Krásnu nad Hornádom, doložil MARČÁK (1987) v rokoch 1985–1987 výzdvihovú ten­denciu východnej kryhy v max. rozpätí 3–5 mm . rok⁻¹ a poklesový trend západ­nej kryhy max. 2–3 mm . rok⁻¹.

Severovýchodo-juhozápadné zlomy

O kvartérnej aktivite tohto systému zlomov sú k dispozícii len nepriame údaje. Rozsiahla akumulácia kvartérnych terás v oblasti Margecian a ich pokačo­vanie do údolia Hnilca dokumentuje kvartérne pohyby na tomto zlome. Analo­gická situácia je aj v oblasti Ružína, limitovaná aktivitou zlomu Malého Ružinka na juhovýchode a zlomovým systémom utínajúcim synklinórium Sivca na seve­rozápade. Lemešiansky zlomový systém v oblasti Trebejova je podľa NEŠVARU (1977) aktívny aj v kvartéri. Prejavy kvartérnej aktivity na poľanov­skom zlome pri západnom okraji Braniska sú uvedené pri charakteristike neogén­nych pohybov tohto systému zlomov.

Severo-južné zlomy

Kvartérne pohyby na s.-j. systéme zlomov v jv. úseku regiónu sú indikované analogicky, t. j. akumuláciou terasových úrovní na Hornáde (Kysak), v údolí Svinky i generálnym smerom údolí oboch tokov v tomto úseku. Navyše, s.-j. zlomy pri jv. okraji územia (Viničná stráž) porušujú neogénne sedimenty kľčov­ského súvrstvia.

HYDROGEOLOGÍA

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY BRANISKA

Branisko – ako každé jadrové pohorie – je svojou geologickou stavbou súborom mnohorakých litologických typov hornín patriacich k rozličným tektonickým jednotkám. Tektonická stavba pohoria, vyjadrená z hydrogeologického hľadiska priestorovým usporiadaním rôzne priepustných horninových celkov, tak spolu s geomorfologickou členitosťou územia a klimatickými pomermi významne ovplyvňuje odtokové pomery podzemných i povrchových vôd.

Väčšinu územia Braniska (75 % plochy) tvoria horniny, ktoré by sme mohli výstižne charakterizovať pojmom hydrogeologický masív. Ako hlavný kolektor tu pôsobí zóna zvetrávania a pripovrchového rozvoľnenia skalných hornín, siahajúca do hĺbky cca 30 až 50 m, pričom sa roztvorenie puklín, a tým aj priepustnosť znižuje s pribúdajúcou hĺbkou v exponenciálnej závislosti. Zvýšená priepustnosť a vlastne aj filtračná heterogenita v týchto podmienkach je v závislosti od tektonickej histórie územia, od rozloženia smerov ťahu a tlaku najmä v poslednej horotvornej fáze. Tektonické línie môžu byť v konečnej fáze hydrogeologicky preferovanými cestami, či naopak blokujúcimi prvkami, v závislosti od geochemických vlastností – odolnosti voči zvetrávaniu a následnému utesňovaniu zón zvýšenej puklinovitosti produktmi zvetrávania. Hydraulický gradient v podmienkach hydrogeologického masívu je určený predovšetkým sklonitosťou terénu, a na charakterizáciu masívu sa môžu použiť dve charakteristiky: je to dnová (dolinová) prietočnosť, charakterizujúca priemernú prietočnosť pripovrchovej zóny v depresných úsekoch územia s hladinou prvej zvodne blízko k povrchu terénu (T_v), často zohľadňujúca i prítomnosť priepustnejších partií v okolí tektonických línií, ktoré predisponujú i vznik samotnej geomorfologickej depresie. Prietočnosť pripovrchovej zóny v elevačných častiach územia, tzv. svahová prietočnosť (T_s), je v dôsledku poklesu priepustnosti s hĺbkou a zaklesnutia hladiny prvej zvodne na svahoch a pri hrebeňoch terénnych elevácií nižšia. Predpokladá sa, že hydrogeologický význam starších predalpínskych zlomových štruktúr je celkom zotretý mladšou tektonikou alpínskeho orogénu. V masíve Sľubice spôsobili južné tlaky zošupinovatenie sľubického antiklinória za vzniku mylonitových zón sz.-jv. smeru. Pozdĺžne systémy kolmé na smer tlaku sú viac zopnuté a často sa na ne viaže mylonitizácia, v dôsledku čoho sú menej priepustné. Z hľadiska priepustnosti sú dôležitejšie priečne pukliny paralelné s horotvorným tlakom, ktoré sú otvárané ťahovými zložkami napätia. Takýmito systémami by mali byť mladšie popaleo-

génne zlomy ssv.-jjz. a ssz.-jjv. až s.-j. smerovania – okrajové zlomy pohoria a zlomové systémy – s nimi paralelné. Vnútri pohoria však prevláda sv.-jz. smerovanie porúch (tzv. karpatský smer – FRANKOVIČ et al., 1975), ktoré sleduje i väčšina povrchových tokov v kryštalinických horninách. Priečna tektonika umožňujúca väčšiu otvorenosť puklín, a tým intenzívnejší obeh podzemnej vody, je naopak slabšie vyvinutá.

Podzemné vody kryštalinika a paleozoika

Ako hydrogeologický masív možno schematizovať nielen horniny kryštalinika, ale aj všetky súvrstvia centrálnokarpatského paleogénu na študovanom území, ako aj nekarbonátové horniny mezozoika a mladšieho paleozoika s výnimkou spodnotriasových kremencov. Obeh podzemných vôd je v takýchto podmienkach rýchly, výdatnosť prameňov nestála a v tesnej závislosti od priebehu zrážkovej činnosti. Možno to dokumentovať rozkyvom výdatnosti prameňov Vercel 1 a Vercel 2, odvodňujúcich paleogénne pieskovcové súvrstvia východne od Šindliara, ale aj početnými príkladmi z iných pohorí.

Pretože analogické až totožné litologické typy hornín s obdobnými hydraulickými vlastnosťami sa opakujú v oboch tektonických jednotkách (tatridný obal? – veporikum?; hronikum) i tektonických stavebných prvkoch pohoria (sľubické i smrekovické antiklinórium, harakovské antiklinórium a lačnovská synklinála), v nasledujúcej časti definujeme základné hydrogeologické, resp. hydraulické vlastnosti jednotlivých litologických typov zúčastňujúcich sa na geologickej stavbe pohoria Branisko a vytvárajúcich typické obehové podmienky podzemných vôd hydrogeologických masívov.

Pararuly a migmatity sa vyznačujú puklinovým charakterom priepustnosti. Z hodnôt priemerného podzemného odtoku vypočítaného Killeho metódou alebo odvodeného z veľkosti 330-dennej vody pre povrchové toky Zlatník, Grund, Kanný potok a Krajná dolina a z geomorfometrických charakteristík týchto povodí boli odhadnuté hodnoty svahovej a dnovej prietočnosti území budovaných prevažne týmito horninami (MALÍK a LÁNCZOS, 1993a). Hodnota odhadu svahovej prietočnosti T_s sa pohybuje v rozmedzí $1,56 \cdot 10^{-6}$ až $2,96 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s geometrickým priemerom $1,97 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Odhad dnovej priepustnosti má hodnotu geometrického priemeru o viac než 1 rád vyššiu – $2,57 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ – a jednotlivé hodnoty sa nachádzajú v intervale $1,48 \cdot 10^{-5}$ až $4,29 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Granitoidy sa v horninovom prostredí karpatského kryštalinika považujú za najlepšie na vznik zvodnených puklinových systémov i hlbšieho dosahu než len pripovrchová zóna rozvolnenia skalného masívu. Vyvreliny totiž poskytujú menej zvetralinového materiálu, ktorý by utesňoval tektonicky podmienené

otvorené diskontinuity. Tie potom na rozdiel od puklín a trhlín pripovrchového rozvoľňovania siahajú do značnej hĺbky a otvárajú tak cestu i podzemným vodám hlbšieho obehu (FRANKOVIČ et al., 1975). Odtok podzemnej vody z masívov vyvretých hornín sa v pohorí Branisko nesústreďuje do prameňov na svahoch a úpätiach dolín, ale vody pravdepodobne skryto prestupujú cez sutiny a alúviá do povrchových tokov. Dokazuje to i najvyššia hodnota dnovej i svahovej prietočnosti, vyčíslená pre povodie (Veľkej) Svinky (odhad svahovej prietočnosti T_s je $3,07 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, dnovej prietočnosti $T_v = 6,16 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; MALÍK a LÁNCZOS, 1993a). Exaktnejšiu predstavu o hydraulických vlastnostiach granitoidných hornín môže poskytnúť iba hydrogeologický vrt BH-2 odvrátný v doline Kopytovského potoka pri Šindliari, pre ktorý bola pri predpoklade celkovej veľkosti logaritmickej prepočtovej diferencie $d = 0,10$ odvodená veľkosť prietočnosti $T = 4,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a koeficienta filtrácie $K = 5,9 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (FRANKOVIČ et al., 1975; MALÍK a LÁNCZOS, 1993a).

Sivé bridlice karbónu náležia síce k dvom rozdielnym tektonickým jednotkám (nižnobiačianskemu súvrstviu hronika na severe, gemeriku na juhu), avšak z hydrogeologického hľadiska pôsobia rovnako – spolu s lunzkými vrstvami sú pravdepodobne najefektívnejším izolátorom v pohorí.

Pieskovce a bridlice permu vystupujú v troch rozdielnych litofaciálnych a tektonických jednotkách: v obalovej jednotke ako korytnianske súvrstvie, v hroniku – v chočskom príkrove – ako malužinské súvrstvie a ako súčasť krompašskej skupiny gemerika. Permské bridlice sa hydraulicky správajú analogicky ako bridlice karbónu, teda ako izolátor, litologicky sa však často striedajú s priepustnejšími polohami pieskovcov (resp. arkóz) alebo aj drobnorznných zlepcov, a teda majú slabú puklinovú priepustnosť.

Podzemné vody mezozoika

Bridlice spodného triasu gemerika na južnom okraji pohoria sú zanedbateľné svojou plošnou rozlohou. Považujeme ich za hydraulický izolátor, i keď na tektonicky porušených liniách a všeobecne v pripovrchovej zóne môžu viesť i akumulovať isté množstvá podzemných vôd.

Lunzké vrstvy – tmavosivé bridlice a pieskovce vrchného triasu (karn) majú v Branisku vcelku malé plošné rozšírenie, ich význam však spočíva v ich pôsobení ako síce tenkej, ale nepriepustnej vrstvy oddeľujúcej od seba pomerne hrubé stredotriasové dolomity od tenších polôh dolomitov vrchného triasu (tzv. hlavného dolomitu), čím usmerňujú prúdenie podzemných vôd a ich polohy často pre-disponujú ich vývery (napr. prameň severne od Harakoviec).

Pestré vápence, slienité vápence a bridlice vrchného triasu a jury vrátane karpatského keuperu budujú súvislý kryhu (ako celok postihnutú metamorfózou)

okolo kóty Rudník. V celej oblasti nebol vyhlbený nijaký hydrogeologický vrt a neexistuje tu žiaden väčší prirodzený výver podzemných vôd. O hydrogeologickom správaní tohto komplexu hornín, z hľadiska priepustnosti veľmi rôznorodého, nemáme teda nijaké priame informácie a len na základe analógie môžeme usudzovať, že tenké polohy priepustnejších karbonátov sú navzájom oddelené bridličnatými a slienitými polohami a nemôže tu teda nastať významnejšie sústredenie podzemných vôd. Infiltrované množstvá pravdepodobne sčasti skryto odtekajú sutinovým pokryvom, sčasti môžu byť drénované podložnými hrubšími polohami triasových dolomitov. Zaujímavé sú tu polohy metamorfovaných jurských karbonatických sedimentov severne od priesmyku Branisko, v ktorých sa nachádza ponor Diablovea diera.

Spodnotriasové kremence (lúžňanské súvrstvie) sú súčasťou vrstevného sledu obalovej jednotky severne od masívu Sľubice i severne od Smrekovice, kde sú však často v tesnom kontakte s analogickými kremencami hronika. V oboch tektonických jednotkách tvoria spomínané horniny západovo-východne pretiahnuté pruhy šírky od 200 do 2 000 m. Kremence obalu zaberajú v oblasti medzi masívom Sľubice a kótou Rajtopíky plochu 3,285 km², v severnej časti pohoria 3,195 km². Kremence zodpovedajúce lúžňanskému súvrstviu (chočský prikrov) v severnej časti pohoria majú spolu 2,154 km², teda sumárna plocha týchto hornín v pohorí je 8,634 km². Zásluhou niekoľkých etáp horotvorných tlakov a tektonických udalostí, ktoré sa v pohorí počas jeho geologickej existencie prejavovali, boli tieto vysoko rigidné horniny detailne drvené za vzniku súvislej siete navzájom prepojených viac-menej otvorených puklín. Vnútri kremencového masívu môžeme teda predpokladať existenciu hlboko zaklesnutej súvislej zvodne, a nie iba plytký obeh v zóne prípoверхového rozpojenia a rozvoľnenia puklín, aký je typický pre ostatné nekarbonátové horniny budujúce Branisko. Svedčí o tom nielen vysoká priemerná výdatnosť prameňov vyvierajúcich v horninovom prostredí kremencov, ale aj to, že najmä v južnej, ale i v severnej časti pohoria vystupujú pramene z kremencov až na samom okraji tohto horninového celku temer ako v prípade niektorých krasových karbonátových štruktúr. Dokonca i v minulosti pozorovaný, dnes zachytený a využívaný prameň Žriedlo (6,05–7,61 l · s⁻¹) v obci Dúbrava má podľa nášho názoru pôvod v týchto horninách. Vysoká stálosť výdatnosti i teploty prameňa (10,8 °C) na jednej strane a na druhej strane veľmi malá plocha uklonenej dolomitovej trosky, na ktorej okraji prameň vyviera, sú v protiklade (ak by sme uvažovali o karbonátovej troske ako infiltračnej oblasti prameňa). Už GAZDA (in FRANKOVIČ et al., 1975) na základe chemického zloženia vody prameňa Dúbrava konštatoval, že vzhľadom na obsah lítia a ďalšej asociácie stopových prvkov (Ti, Mo, Zn, Ni, Sn, Pb, Cr) musia mať triasové kremence významný podiel pri formovaní chemizmu. Pri úvahách o genéze vôd prameňa Žriedlo stojíme pred týmito skutočnosťami:

1. plocha potenciálnej infiltračnej oblasti prameňa Žriedlo – priľahlej trosky dolomitov $0,353 \text{ km}^2$ je pri priemernej výdatnosti prameňa $7,61 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ príliš malá;

2. potenciálne prepojenie s karbonátovými horninami harakovskej hydrogeologickej štruktúry severnejšie od prameňa je z pohľadu geologickej stavby málo pravdepodobné;

3. voda prameňa má veľmi nízku mernú elektrickú vodivosť ($306 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$), celkovú mineralizáciu $273 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$;

4. výdatnosť a teplota vody majú veľmi vysokú stálosť.

Na základe týchto faktov teda predpokladáme, že vody prameňa Žriedlo v Dúbrave infiltrujú a cirkulujú najmä v horninovom celku kremencov spodného triasu, z ktorých na krátkom úseku nad výverovou oblasťou prestupujú do nadložných dolomitov a z nich potom vyvierajú (MALÍK a LÁNCZOS, 1993b).

Najkomplikovanejšie z hľadiska obehu podzemných vôd, ale aj najdôležitejšie z hľadiska zdrojov pitnej vody sú v pohorí Branisko *dolomity a vápence* stredného a vrchného triasu. Nachádzajú sa tu v dvoch významnejších hydrogeologických štruktúrach, ktoré možno charakterizovať jednotným režimom a obehom podzemných vôd. Každá z týchto štruktúr má odlišnú geologickú pozíciu a z toho vyplývajúci spôsob cirkulácie podzemných vôd. Sú to lačnovská syklinála a harakovské synklinórium (MAHEL et al., 1967).

Lačnovská hydrogeologická štruktúra má plochu karbonatických hornín vystupujúcich na povrch $15,51 \text{ km}^2$. Ich priemerná nadmorská výška je $721,66 \text{ m}$; v západnej časti je to $733,38 \text{ m}$ n. m. a vo východnej, oddelenej od západnej hrebeňom Boldigáň–Gabaného rúbaň–Malinkova dolina, je priemerná nadmorská výška $709,33 \text{ m}$. Na základe meraní FRANKOVIČA et al. (1975) i na základe dnešných poznatkov o zákonitostiach efektívnej infiltrácie, resp. evapotranspirácie na území Slovenska (KULLMAN, 1989) bola neskôr zostavená nová orientačná bilančná schéma pre celú hydrogeologickú štruktúru. Priemerný špecifický odtok podzemných vôd z lačnovskej hydrogeologickej štruktúry dosahuje hodnotu $9,76 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Celková priemerná hodnota odtekajúceho množstva podzemných vôd, ktorá by sa mohla považovať za veľkosť prírodných zdrojov, teda v období dvoch hydrologických rokov 1973 a 1974, v ktorých prebiehalo pozorovanie, dosiahla hodnotu $151,41 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z lačnovskej hydrogeologickej štruktúry tak odteká viac podzemnej vody, než je infiltračná kapacita vlastnej plochy odkrytých karbonátov. Toto odtekajúce množstvo pravdepodobne predpokladá drenáž rozsiahlejšieho celku, než je plocha hydrogeologickej štruktúry. V ponoroch za okrajmi sa podľa mapovacích prác (MALÍK a LÁNCZOS, 1993a) stráca $14,15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Z juhu, z permských a kryštalinických hornín, je to $9,91 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, zo severu, z paleogénnych sedimentov, $4,24 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ani toto množstvo však nekryje celých $45,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ rozdielu medzi skutočnou a teoreticky predpokladanou hodnotou. Na ďalšiu drenáž paleogénnych sedimentov – pravdepodobne zo severu – však poukazuje chemizmus prameňa Hlavný so zvýšeným

obsahom chloridov i alkálií, typických pre obeh podzemných vôd v paleogénnych sedimentoch. I prítomnosť výverovej oblasti minerálnych vôd Salvátor v Lipovciach na opačnej strane hydrogeologickej štruktúry poukazuje na vymývanie paleogénnych sedimentov za vzniku minerálnych vôd, pričom nižšia relatívna poloha tejto oblasti spôsobuje asi vyššie sústredenie aj podzemných vôd hlbšej cirkulácie.

Ďalším zaujímavým javom v lačnovskej hydrogeologickej štruktúre je nielen vysoká stálosť výdatnosti, ale aj pomalá reakcia na topenie snehu v jarnom období (marec–apríl) prameňa Hlavný vo Vyšnom Slavkove. Jeho maximum výdatnosti nastáva totiž až koncom júna. Tento prameň je najväčším prameňom v Branisku (výdatnosť kolíše od 65 do 86 l . s⁻¹) a spolu s prameňom Lúčky (výdatnosť 5 až 12 l . s⁻¹), ktorý je od neho vzdialený necelých 400 m, tvorí západnú drenážnu oblasť v štruktúre. Na východe je to potom okolie prameňa minerálnych vôd v Lipovciach, kde sa však krasové vody nesústreďujú v prameni, ale frontálne prestupujú do Lipoveckého potoka na úseku dlhom asi 1 500 m, v okolí záchytu minerálnych vôd Salvátor. Ich výdatnosť zistená hydrometrovaním (FRANKOVIČ et al., 1975; CHOCHOL et al., 1984) sa celkove pohybovala od 50 do 65 l . s⁻¹.

Výškové porovnanie západného a východného okraja lačnovskej synklinály ukazuje, že západné krídlo tejto dolomiticko-vápencovej synklinály je vo výške 565 m n. m. oproti 510 m nadmorskej výšky v oblasti výveru minerálnych vôd Salvátor medzi Šindliarom a Lipovcami. Znamená to, že trend odvodňovania a generálneho smeru prúdenia krasovo-puklinových podzemných vôd by mal takisto smerovať k tomuto miestu.

Harakovská hydrogeologická štruktúra zaberá dohromady iba 3,05 km² plochy karbonátov vystupujúcich na povrch. Jej geologická pozícia je celkom iná ako pozícia lačnovskej hydrogeologickej štruktúry. Má síce o niečo vyššiu priemernú nadmorskú výšku (821,70 m), ale tvorí iba nehlbokú „čiapku“ na prevažne permskom alebo spodnotriasovom podklade. Preto vo väčšej časti štruktúry nie sú podmienky na akumuláciu väčšieho množstva podzemných vôd; vody hneď po infiltrácii stekajú po málo priepustnom podloží a odvodňujú štruktúru najmä v oblasti toku (Veľkej) Svinky. Lepšie podmienky na akumuláciu nastávajú až v jadre synklinálnej štruktúry neďaleko stredu spojnice obcí Dúbrava a Harakovce. Veľkosť špecifického odtoku z harakovskej hydrogeologickej štruktúry 6,84 l . s⁻¹ . km⁻² nedosahuje hodnotu špecifického odtoku z lačnovskej hydrogeologickej štruktúry – rozdiel medzi nimi je 2,79 l . s⁻¹ . km⁻² v neprospech harakovských karbonátov (MALÍK a LÁNCZOS, 1993a). Táto hodnota však zodpovedá veľkosti vypočítanej z empirickej rovnice vzťahu zrážok a efektívnej infiltrácie, stanovenej pre zrážkový úhrn 765 mm na 6,81 l . s⁻¹ . km⁻² podľa rovníc KULLMANA (1990). Potvrzuje to teda, že hydrologická bilancia

harakovskej hydrogeologickej štruktúry je vyrovnaná a lačnovská hydrogeologická štruktúra je dotovaná z iných území.

Obe hydrogeologické štruktúry sú budované karbonatickými horninami, vápencami a dolomitmi s veľkou prevahou dolomitového zastúpenia. *Vápence* stredného triasu sa vyskytujú v litofácii gutensteinských vápencov len na malom zlomku plochy oboch karbonátových štruktúr – v oblasti Šindliara a Vyšného Slavkova v lačnovskej hydrogeologickej štruktúre a v západo-východnom pruhu južne od Harakoviec v hydrogeologickej štruktúre pomenovanej po tejto obci. Vyznačujú sa krasovo-puklinovým až krasovým charakterom priepustnosti, čo znamená, že v porovnaní s dolomitmi (ktoré tvoria podstatnú časť oboch štruktúr) tu podzemné vody môžu obiehať rýchlejšie, a teda sú o to viac zraniteľnejšie. Na druhej strane však zvýšená rýchlosť obehu môže eliminovať dôsledky najmä jednorazového alebo bodového znečistenia v kratšom časovom intervale, kým pri dolomitoch sa môžu účinky znečistenia prejavovať pomalšie, ale dlhodobejšie.

Dolomity stredného a vrchného triasu tvoria hlavnú litologickú výplň dvoch karbonátových hydrogeologických štruktúr – lačnovskej a harakovskej. Na základe výsledkov hydrogeologických vrtných a čerpacích prác sa autori hydrogeologickej mapy Braniska v mierke 1 : 50 000 (MALÍK a LÁNCZOS, 1993a) pokúsili stanoviť priemerné hodnoty prietochnosti a koeficientu filtrácie spolu s ich variabilitou vyjadrenou veľkosťou smerodajnej odchýlky. Hodnoty prietochnosti odvodené z parametra prietochnosti Y pri použití hodnoty logaritmickej prepočtovej diferencie 0,05 majú pre všetkých 15 hodnôt variačné rozpätie $4,0 \cdot 10^{-5} - 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a hodnotu geometrického priemeru $4,17 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Hodnota smerodajnej odchýlky hodnôt Y bola 0,72, čo poukazuje na značnú heterogenitu prietochnosti dolomitického horninového prostredia. Na porovnanie uvádzame i variačné rozpätie a geometrický priemer hodnôt T a smerodajnú odchýlku hodnôt Y získanú štatistickým vyhodnotením iba súboru z oblasti Lipoviec: $4,0 \cdot 10^{-5} - 1,4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, $3,98 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a 0,70.

Ovodené hodnoty koeficientu filtrácie boli pre celý súbor takéto: variačné rozpätie $1,38 \cdot 10^{-6} - 3,24 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a geometrický priemer $2,82 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, smerodajná odchýlka hodnôt Z bola 0,75. Pre trinásťčlenný súbor z oblasti výverov minerálnych vôd v Lipovciach boli zistené tieto hodnoty (v tom istom poradí): $3,98 \cdot 10^{-6} - 3,24 \cdot 10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $3,63 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ a 0,71.

Okrem spomínaných dvoch významných hydrogeologických štruktúr sa menšie plochy dolomitov nachádzajú aj na ďalších miestach Braniska: severne od Lipoviec ($0,14 \text{ km}^2$), na kóte Kravcová ($0,063 \text{ km}^2$), medzi Kravcovou a lačnovskou synklinálou ($0,156 \text{ km}^2$), severne od priesmyku Branisko ($0,202 \text{ km}^2$), východne od obce Dúbrava ($0,353 \text{ km}^2$) a jz. od obce Široké ($0,075 \text{ km}^2$). Na všetky tieto plochy možno viac-menej vzťahovať uvedené hydrogeologické charakteristiky.

Veľmi malá, no zaujímavá je plytká synklinálna štruktúra severne od priesmyku Branisko, v podloží ktorej sa nachádzajú triasové dolomity. Ide

o tektonickú trosku chočského príkrovu tvorenú jeho mladopaleozoickými členmi – nižnobocianskym a maluziňským súvrstvím. Stredom štruktúry sa prerezáva (Veľká) Svinka, ktorej časť vôd sa tu však odrazu stráca v ponore s názvom Diablove diery. Do ponoru vteká časť prietokového množstva, úmerná hydrologickým pomerom (prietoku a stavu koryta). Samotný ponor je tvorený šikmým, strmo upadajúcim a postupne sa zužujúcim otvorom svetlosti cca 3 x 3 m vo vstupnej časti. Vody vystupujú na opačnej strane hrebeňa (tvoreného príkrovovou troskou permu chočského príkrovu) v dvoch prameňoch, čo bolo i predmetom samostatného overovania pomocou farbiacej skúšky (FILO, 1992). Fluoresceínom sfarbená voda prekonala pomerne krátku vzdialenosť vzdušnou čiarou (300 m) za čas 1 hodinu 50 minút (príchod maxima po 120 minútach) až 3 hodiny 20 minút (príchod maxima po 240 minútach), čo svedčí o rýchlosti prúdenia v rozmedzí 2,1 cm . s⁻¹ až 4,5 cm . s⁻¹.

Podzemné vody kvartéru

Fluviálne uloženiny kvartéru v aluviálnych nivách lokálnych vodných tokov a Hornádu mali v minulosti primárny význam z hľadiska zásobovania obyvateľstva pitnou vodou. Kvalita podzemnej vody sa však pod vplyvom sústavného zvyšovania intenzity chemizácie priemyselných, poľnohospodárskych, ale aj komunálnych aktivít neustále zhoršuje. Okrem využitia na lokálne spotrebiská však alúviá menších vodných tokov Braniska svojimi hydraulickými vlastnosťami zväčša nepostačujú pri snahách o získanie vodohospodársky významnejšieho množstva. Výnimku tu tvorí aluviálna niva Hornádu v úseku od ústia Slatvinského potoka po Kolínovce. Desiatimi vrtmi hydrogeologických prieskumov FEDORA (1960), FRANKOVIČA (1964) a naňho nadväzujúceho CIBULKA (1969) a KOVALÍKA (1988) tu bol overený štrkopiesčitý kolektor hrubý 0,8–5,0 m, prekrytý pieskami a 1,0–2,0 m hrubou vrstvou piesčitých hĺn. Na dvoch lokalitách v tesnej blízkosti Kolínoviec boli overené sumárne zdroje s veľkosťou 20,3 l . s⁻¹. Varičné rozpätie prietocnosti štrkopiesčitých zvodnencov siaha od 5,8 . 10⁻⁴ po 1,1 . 10⁻² m² . s⁻¹, jej medián je 3,63 . 10⁻³ a geometrický priemer 3,09 . 10⁻³ m² . s⁻¹. Stupeň variability prietocnosti tohto zvodnenca možno vyjadriť veľkosťou smerodajnej odchýlky hodnôt indexu prietocnosti Y = 0,4. Zo 6 hydrogeologických vrtov vo fluviálnom kvartéri menších tokov [Široké – (Veľká) Svinka, Oľšavka], ale aj Hornádu v Richnave a Krompachoch, sme vyčíslili medián hodnôt prietocnosti na 2,40 . 10⁻⁴ m² . s⁻¹ a medián hodnôt koeficientu filtrácie na 4,57 . 10⁻⁵ m . s⁻¹. Geometrické priemery boli pre veličinu T 1,82 . 10⁻⁴ m² . s⁻¹ a pre veličinu K 3,89 . 10⁻⁵ m . s⁻¹. Prietocnosť sa pohybovala v rozmedzí 3,5 . 10⁻⁵ až 6,0 . 10⁻⁴ m² . s⁻¹, koeficient filtrácie medzi 7,08 . 10⁻⁶ až 2,45 . 10⁻⁴ m . s⁻¹. Variabilita hodnôt nebola však veľmi vysoká; pre index prietocnosti Y bola smerodajná odchýlka 0,39 a pre index priepustnosti Z 0,51.

Z týchto faktov, ako aj z malej hrúbky fluviaálnych kvartérnych uloženín vo veľkej väčšine plochy teritória dodnes neustále stúpajúceho pohoria vyplýva slabá nádej na zachytenie väčšej hrúbky štrkovej zvodne a získanie významnejšieho množstva podzemných vôd. Výnimku tvorí tok Slavkovského potoka (ale už mimo územia Braniska severne od Vyšného Slavkova), (Veľkej) Svinky v oblasti obce Široké a Lipoveckého potoka medzi Šindliarom a Lipovcami.

Minerálne vody

Najdôležitejšou výverovou oblasťou minerálnych vôd Braniska je oblasť Lipovce–Salvátor. Minerálna voda v Lipovciach (vrt S-1) je prírodná, slabo mineralizovaná, hydrogenuhličitanová, vápenato-horečnatá voda, hypotonická, studená. Celková mineralizácia je $3\,502,6 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (FRANKO et al., 1974), podľa obsahu plynov sa klasifikuje ako silno uhličitá, stredne sírovodíková, dusíková. Podľa FRANKA et al. (1974) je pôvod CO_2 juvenilný, H_2S je biogénneho pôvodu (redukcia síranov baktériami rodu *Desulfovibrio*) a N_2 má atmosférický pôvod. V súčasnosti sa využíva ako stolová minerálna voda. Podľa väčšiny autorov (HYNIE, 1950; URBAN a FRANKO, 1959; KLAGO et al., 1971; FRANKO et al., 1974; FRANKOVIČ et al., 1975; KRAHULEC et al., 1977 a 1978; FRANKOVIČ a TKÁČIK, 1980; CHOCHOL et al., 1984; REBRO et al., 1985; VANDROVÁ, 1986) je infiltračná oblasť minerálnych vôd v Lipovciach a Šindliari v severnej časti Braniska. Vodám obiehajúcim v dolomitoch stredného až vrchného triasu tvoria menej priepustné horniny paleogénu Šarišskej vrchoviny bariéru, kde dochádza k výstupu týchto vôd na povrch. GROSS a GAÁL (1983) uvádzajú ešte ďalšiu možnú infiltračnú oblasť v pieskovočoch bielopotockého súvrstvia paleogénu severne od Braniska.

Meteorický pôvod vody potvrdzujú aj hodnoty $\delta^{18}\text{O} = -9,91 \text{ ‰}$ (Lipovce – studňa S-1), $-9,94$ až $-10,07 \text{ ‰}$ (Lipovce, studňa S-2), $-9,96$ až $-10,01 \text{ ‰}$ (Šindliar, prameň Sultán) a $-9,44 \text{ ‰}$ (Šindliar, prameň pred obcou). Podľa MICHALKA (ústna informácia) sú hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ vody zdrojov S-1, S-2 a Sultán v čase relatívne stabilné, čiže vody sú viazané na štruktúry z izotopového hľadiska homogenizované. Pôvod síry pomocou izotopového výskumu zisťoval KANTOR in CHOCHOL et al., 1984. Podľa hodnôt $\delta^{34}\text{S} = +21 \text{ ‰}$ a $+25 \text{ ‰}$ síra v rozpustenom sulfáte nepochádza ani z oxidačnej degradácie pyritu, ani z rozpúšťania sadrovca a anhydritu z evaporitov permu, ale má pôvod v marinogénnej mineralizácii vyššieho spodného triasu.

Ďalšie významnejšie zdroje minerálnych vôd vystupujú na tektonickom styku pohoria Branisko s okolitými paleogénnymi formáciami. Tento typ reprezentuje minerálna voda Sultán, vyvierajúca na tektonickom styku pohoria Branisko s paleogénom Šarišskej vrchoviny v Šindliari a na styku s paleogénom Hornádskej

kotliny v Slatvinej. Minerálna voda prameňa Sultán v Šindliari je prírodná, slabo mineralizovaná, hydrogénuhličitanová, vápenato-horečnatá, hypotonická, studená. Podľa obsahu plynov je silno uhličitá, dusíková. Zdroj CO₂ je juvenilný, N₂ je atmosférického pôvodu (FRANKO et al., 1974). Od minerálnej vody v Lipovciach sa líši nižšou celkovou mineralizáciou (2 615,6 mg . l⁻¹ – FRANKO et al., 1974) a neprítomnosťou sírovodíka. V minulosti sa voda komerčne využívala ako stolová minerálna voda.

Na styku kryštalinika Braniska s paleogénom Hornádskej kotliny je významnejší zdroj minerálnej vody prameň Anna v Slatvinej. Podľa FRANKOVIČA et al. (1975) je voda tohto prameňa silikátogénna, s vplyvom miešania s paleogénnymi vodami natrio-hydrogénuhličitanového typu s výrazným zastúpením zložky Na-Cl. Je to voda slabo mineralizovaná, hydrogénuhličitanovo-chloridová, sodno-vápenato-horečnatá, hypotonická, studená, s celkovou mineralizáciou 3 355,4 mg . l⁻¹. Vyznačuje sa mimoriadne vysokým obsahom Li (17 mg . l⁻¹; podľa FRANKOVIČA et al., 1975). V minulosti sa voda tohto prameňa využívala ako stolová minerálna voda. Asi 250 m severovýchodne od tohto prameňa sa nachádzal prameň, ktorého voda mala nižšiu mineralizáciu (M = 2 172,1 mg . l⁻¹) ako prameň Anna. Podľa FRANKOVIČA et al. (1975) to bola karbonátogénna voda s vývojom chemického zloženia v podmienkach obehu v plytšie uložených vápnitých obzoroach paleogénu, degradovaných synsedimentárnou morskou salinitou. V súčasnosti už výver neexistuje.

V študovanej oblasti sa nachádza ešte celý rad menej významných, nižšie mineralizovaných silikátogénných minerálnych vôd s plytším obehom v horninách kryštalinika, sýtených hlbinným CO₂ v poruchových častiach ich obehu. Takéto prameňe boli opísané v okolí Poľanoviec, Vojkoviec, Dúbravy, Vyšného Slavkova, Vítáza (V Čarným) a Hrišoviec. Ďalšie minerálne vody na povrch vystupujú z paleogénných sedimentov v oblasti Žipoviec a Brežian. Ich výstup je viazaný prevažne na zlomy smeru SZ–JV, resp. S–J hornádskeho smeru. Sú to nízko mineralizované Ca–(Mg)–HCO₃ kyselky s obsahom CO₂ od 297 do 2 017 mg . l⁻¹ s celkovou mineralizáciou 715 až 1 573 mg . l⁻¹. Ide o karbonátogénne minerálne vody plytkého obehu sýtené CO₂ len vo vrcholových partiách ich obehu.

Hydrogeologické pomery Čiernej hory

Čierna hora má zložitú geologicko-tektonickú stavbu, čo sa odzrkadľuje aj v hydrogeologických pomeroch. Komplikovanosť hydrogeologického hodnotenia vyplýva hlavne z častého striedania petrograficko-litologických typov hornín s rozdielnymi hydrogeologickými vlastnosťami. Dôležitú úlohu pri hydrogeologickom hodnotení má aj značná členitosť terénu, ktorá v podstatnej miere ovplyvňuje odtokové pomery podzemných i povrchových vôd.

Centrálnu časť Čiernej hory budujú horniny kryštalinika. V ich nadloží sa vyskytujú súvrstvia mladšieho paleozoika a spodného triasu, ktoré tvoria relatívne nepriepustné podložie nadložným, dobre priepustným karbonátom triasu až jury. Na ich kontakte dochádza k výstupu podzemných vôd vo forme vrstevných prameňov.

V južnej časti Čiernej hory sa karbonáty mezozoika tektonicky stýkajú s málo priepustnými fylitmi a bridlicami črnel'skej skupiny, ktoré tvoria bariéru cirkulujúcim vodám v karbonátoch triasu a jury. Nachádza sa tu väčšie množstvo bariérových prameňov.

Severným smerom sa karbonáty triasu ponárajú pod paleogénnu výplň Šarišskej vrchoviny, kde spolu s borovským súvrstvom vytvárajú jednotnú hydrogeologickú štruktúru odvodňovanú formou puklinových prameňov vnútri štruktúry alebo bariérovými prameňmi na styku s hutianskym súvrstvom a tiež rozptýleným prestupom podzemných vôd do potoka Sopotnica.

Na východnom okraji Čiernej hory sa karbonáty mezozoika ponárajú pod neogénnu výplň Košickej kotliny, tvorenú sedimentmi v pelitickom vývoji, v ktorých sa sporadicky vyskytujú priepustné polohy štrkov a pieskov rozdielneho granulometrického zloženia.

Podzemné vody kryštalinika

Horniny kryštalinika patria v Čiernej hore k plošne najrozšírenejším. Zastupujú ich granitoidné horniny a kryštalické bridlice vyznačujúce sa puklinovou priepustnosťou viazanou na rôzne formy rozpukania.

Granitoidné horniny vystupujú na povrch sz. od obce Ťahanovce, z. od obce Sokol' v doline Sopotnica a budujú aj územie v údolí Hornádu medzi Ružinom a Margecanmi. V porovnaní s inými jadrovými pohoriami nemajú vytvorené dobré podmienky na obeh podzemných vôd, nakoľko sa tu uplatnila silná tektonika, ktorá sa prejavila hlavne zošupinatením a mylonitizáciou granitoidných telies, takže rôzne genetické systémy puklín sú zopnuté, resp. mylonitizované. Obeh podzemných vôd v horninách kryštalinika je viazaný na pripovrchovú zónu, ktorú odvodňujú prevažne puklinovo-sutinové pramene dosahujúce za priemerných klimatických pomerov výdatnosť okolo $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Ďalšou formou odvodňovania granitoidných hornín je rozptýlený prestup povrchových vôd do povrchových tokov, najmä tam, kde sú hlboko zarezané do granitoidov. O nízkom zvodnení granitoidných hornín svedčí aj výtok z Bujanovského tunela, z ktorého za priemerných klimatických podmienok odteká cca $1,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemnej vody, i výsledky získané z troch hydrogeologických vrtov realizovaných v tomto horninovom prostredí (FRANKOVIČ, 1981). Merná výdatnosť vrtov sa pohybuje od $0,003$ do $0,047 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, index prietočnosti od $3,47$ do $4,82$ a index priepustnosti od $1,92$ do $3,31$. Na základe

uvedených parametrov granitoidy Čiernej hory môžeme zaradiť medzi slabo priepustné horniny.

Kryštalické bridlice sú zastúpené rôznymi druhmi rúl, migmatitmi a fylonitmi. Usmernená textúra a bridličnosť týchto hornín predurčili plochy rozpukania prevažne v smere kolmom na horninový tlak, takže majú prevahu plochy zopnuté a mylonitizované. Ich hydrogeologická hodnota pre pohyb a cirkuláciu je obmedzená. Nepriaznivé je aj striedanie rigidných rúl a migmatitov s menej rigidnými, relatívne plastickejšími fylonitmi, v dôsledku čoho dochádza k utesňovaniu puklinových systémov.

Podobne ako granitoidy, aj kryštalické bridlice sa vyznačujú puklinovou priepustnosťou viazanou na pukliny prípravkovej zóny. Hustota a výdatnosť prameňov sa mení v závislosti od zrážkových pomerov.

Na nízky stupeň priepustnosti, resp. prietochnosti kryštalických bridlíc poukazujú aj odtokové pomery. V rámci vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu boli v území budovanom kryštalickými bridlicami režimovo pozorované prietoky na dvoch povrchových tokoch, a to na povrchovom toku Rakytina – Ružín a Bystrá – Margecany (FRANKOVIČ, 1981). Minimálny merný odtok podzemných vôd dosahuje hodnotu $0,3-0,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$.

Merná výdatnosť vrto v sa pohybuje v rozpätí od 0,003 do $0,053 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}$, index prietochnosti od 3,84 do 4,8, index priepustnosti od 1,37 do 3,7 a koeficient prietochnosti od $2,05 \cdot 10^{-5}$ do $8,17 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na veľmi nízku priepustnosť kryštalických bridlíc poukazuje aj výskyt malého počtu prameňov, ktorých výdatnosť je do $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Podzemné vody paleozoika

Horniny mladšieho paleozoika patria k dvom rozdielnym tektonickým jednotkám, veporiku na severe a gemeriku na juhu. Tvoria ho prevažne rôzne druhy bridlíc, pieskovce, droby, arkózy, zlepenice, metabazaltové tufy a tufity, grafitické a sericiticko-chloritické fylity. Všetky zastúpené litologické typy hornín sú metamorfované, takže stratili svoju pôvodnú medzizrnovú priepustnosť. Z hydrogeologického hľadiska predstavujú rovnakú kvalitu, t. j. izolátor podzemných vôd.

Bridlice sú slabo odolné voči zvetrávaniu a produkty zvetrávania upchávajú obehové cesty podzemnej vody v puklinách. Pomerne lepšie podmienky na pohyb a akumuláciu podzemnej vody majú rôzne druhy pieskovcov a zlepenice, ktoré sú väčšinou rozpukané. Dosahujú malú hrúbku a často sa striedajú s bridlicami, takže možnosti ich dotácie vodou sú obmedzené. Pozícia hornín mladšieho paleozoika v nadloží kryštalinika spôsobuje, že tvoria bariéru podzemným vodám kryštalinika. Naopak, pozícia tohto súvrstvia v podloží karbonátov mezozoika spôsobuje vznik vrstevných prameňov.

Slabú priepustnosť, resp. prietočnosť hornín mladšieho paleozoika dokumentujú aj výsledky čerpacích skúšok (FRANKOVIČ, 1981). Merná výdatnosť vrto v sa pohybuje od 0,003 do 0,66 l . s⁻¹ . m a koeficient prietočnosti od 2,05 . 10⁻⁵ do 8,17 . 10⁻⁶ m² . s⁻¹.

Na slabú priepustnosť tohto súvrstvia poukazuje aj malý výskyt prameňov, ktorých výdatnosť je väčšinou do 0,1 l . s⁻¹. Ide prevažne o sutinové pramene, ktoré sa vyskytujú v záveroch dolín.

Podzemné vody mezozoika

Litologicky najväčšie zastúpenie majú dolomity stredného–vrchného triasu. Vyznačujú sa puklinovou až puklinovo-krasovou priepustnosťou a sú v tomto území z predkvarténnych hornín najvýznamnejším kolektorom podzemných vôd. Ostatné litofaciálne členy, s výnimkou vápencov jury a kremencov spodného triasu, vzhľadom na svoje malé plošné rozšírenie a litologické zloženie sú z hydrogeologického hľadiska málo významné.

Spodnotriasové kremence dosahujú najväčšie plošné rozšírenie v severnej časti pohoria, odkiaľ prechádzajú do Braniska. Zásluhou niekoľkých etáp horotvorných tlakov sú tieto vysoko rigidné horniny drvené za vzniku otvorených puklín, ktoré umožňujú hlbšiu cirkuláciu podzemnej vody, a nie iba v prípo-vrchovej zóne. Pramene vyvierajúce z tohto horninového komplexu sú väčšinou situované na jeho okrajoch a dosahujú výdatnosť v priemere okolo 0,2 l . s⁻¹.

Bridlice spodného triasu, ako aj súvrstvie keuperu a lunzu predstavujú hydraulický izolátor, i keď na tektonicky porušených zónach alebo v prípo-vrchovej zóne môže cirkulovať určité množstvo podzemnej vody. Celkove možno konštatovať, že tieto súvrstvia pôsobia ako usmerňovateľ cirkulácie podzemných vôd v nadložných strednotriasových, resp. vrchnotriasových karbo-nátoch. Na ich styku vyvierajú podzemné vody vo forme vrstevných prameňov.

Dolomity triasu a vápence jury patria k najrozšírenejšiemu typu hornín v Čiernej hore. Sumárne zaberajú plochu 68,3 km². Na povrch vystupujú v dvoch pruhoch, a to na severnom okraji Čiernej hory od Hrabkova po Drienovskú Novú Ves a na južnom okraji pohoria od Ružína po Košice.

V severnej časti pohoria triasové dolomity spolu s borovským súvrstvom paleogénu vytvárajú významnú hydrogeologickú štruktúru s úklonom na sever pod súvrstvia paleogénu Šarišskej vrchoviny. Za základný faktor, ktorý ovplyv-ňuje obeh a akumulácia podzemnej vody, považujeme hlavne polohu dvoch základných erózných úrovní v štruktúre, t. j. dna doliny Sopotnice a Svinky, tektoniku celého územia a uloženie karbonatických hornín. Štruktúru odvodňujú jednak puklinové pramene nachádzajúce sa vnútri štruktúry, jednak vrstevné pramene na styku s podložnými bridlicami spodného triasu. Okrem odvodňo-

vania formou prameňov významné sú aj skryté prestupy podzemnej vody do tokov Sopotnica a Svinka, buď priamo, alebo prostredníctvom kvartérnych uloženín a tiež odvodňovaním po tektonických poruchách do nižšie položenej eróznej bázy, t. j. do údolia Svinky. K významnejším prameňom nachádzajúcim sa v tejto štruktúre patria pramene Teplica pri Hrabkove – od 4,6 do 20,8 l . s⁻¹, prameň s výdatnosťou 6,0 l . s⁻¹, prameň v Miklušovciach s výdatnosťou 1,4–8,9 l . s⁻¹ a pramene pri Ľubovci s výdatnosťou 1–2 l . s⁻¹.

Triasové dolomity dosahujú väčšie plošné rozšírenie v juhovýchodnej časti pohoria, kde vytvárajú niekoľko samostatných hydrogeologických štruktúr. Prevažná časť z nich leží nad hlavnou eróznou bázou na podložných nepriepustných spodnotriasových alebo permských sedimentoch. Odvodňujú ich väčšinou vrstevné pramene situované po obvode jednotlivých dolomitických kryh na kontakte s horninami spodného triasu, resp. mladšieho paleozoika. Väčší počet takýchto prameňov sa nachádza v oblasti medzi Malou a Veľkou Lodinou, v doline Ružinok, v doline Uhrinče a pri Kysaku. Výdatnosť týchto prameňov je obyčajne 1–3 l . s⁻¹, ojedinele aj do 5,0 l . s⁻¹. V južnej časti pohoria (Črmeľskej doline) triasové dolomity spolu s krinoidovými a piesčitými vápencami liasu a dogeru vytvárajú významnú infiltračnú oblasť pre 32 zachytených prameňov, ktorých výdatnosť sa pohybuje od 35 do 97 l . s⁻¹. Voda v prameňoch vyviera na styku s grafitickými fylitmi karbónu črmeľskej skupiny. Ďalšie pramene menšej výdatnosti, obyčajne do 1,0 l . s⁻¹, sa vyskytujú uprostred karbonátového komplexu ako puklinové pramene. Hodnota koeficientu prietočnosti karbonátov sa pohybuje v rozmedzí $T = 2,79 \cdot 10^{-4}$ – $9,16 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, čo zodpovedá hodnotám indexu prietočnosti $Y = 5,4$ – $6,9$.

Podzemné vody paleogénu

Paleogénne sedimenty vystupujú na povrch v severnej časti študovaného územia. Zastúpené sú borovským, hutianskym, zubereckým a bielopotockým súvrstvím.

Za najvýznamnejší zdroj vytvárania podzemnej vody v paleogénnych sedimentoch považujeme infiltráciu zrážok alebo infiltráciu povrchových vôd do horninového prostredia. Odtok v prevažnej časti takto vytvorených podzemných vôd prebieha viac-menej konformne s povrchom terénu v malej hĺbke pod povrchom. Znamená to, že hlavným hydrogeologickým kolektorom v území budovanom sedimentmi paleogénu je pripovrchová zóna dosahujúca hrúbku cca 30 až 50 m, odvodňovaná prostredníctvom sutinovo-puklinových prameňov alebo rozptýleným prestupom do kvartérnych náplavov a povrchových tokov.

V sedimentoch vnútrokarpatského paleogénu obeh podzemných vôd v bazálnych a flyšových súvrstviach je rozdielny. Bazálne (borovské) súvrstvie, ktoré leží prevažne na karbonátoch mezozoika, sa vyznačuje puklinovou priepustnosťou.

Borovské súvrstvie v karbonatickom vývoji vystupuje na povrch v južnej časti Šarišskej vrchoviny, v úseku Hrabkov–Drienovská Nová Ves a na severnom okraji pohoria Branisko. Odvodňuje ho celý rad bariérových prameňov na styku s hutianskym súvrstviem alebo rozptýlený prestup povrchových vôd do povrchových tokov. Na severnom okraji Braniska borovské súvrstvie spolu s karbonátmi chočského príkrovu vytvára významnú hydrogeologickú štruktúru odvodňovanú krasovými prameňmi vo Vyšnom Slavkove a podzemné vody tejto štruktúry sa podieľajú na tvorbe minerálnych vôd v oblasti Lipovce–Salvátor.

V oblasti Radačov–Hrabkov koeficient prietochnosti borovského súvrstvia sa pohybuje v rozmedzí $1,23 \cdot 10^{-4}$ – $1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Naproti tomu, borovské súvrstvie ležiace na predmezozoických horninách je tvorené obliakmi z týchto hornín. Ide prevažne o obliaky z granitoidných a metamorfovaných hornín Braniska a Čiernej hory. V porovnaní s borovským súvrstviem v karbonatickom vývoji je priepustnosť tohto súvrstvia nižšia. Je odvodňované prameňmi s výdatnosťou do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Koeficient prietochnosti má variačné rozpätie $3,2 \cdot 10^{-5}$ – $5,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (ZAKOVIČ et al., 1993).

Hutianske súvrstvie tvorené prevažne fľovcami sa vyznačuje puklinovou priepustnosťou viazanou na pripovrchovú zónu. Odvodňujú ho puklinové a sutinové pramene s výdatnosťou do $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe analógie s Hornádskou kotlinou (JETEL a VRANOVSKÁ, 1990) charakterizujeme toto súvrstvie variačným rozpätím prietochnosti $1,2 \cdot 10^{-5}$ – $6,0 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (ZAKOVIČ et al., 1993).

Podobnú hydrogeologickú charakteristiku má aj zuberecké súvrstvie. Vzhľadom na častejšiu prítomnosť piesčitých sedimentov jeho intenzita prietochnosti je relatívne vyššia. Obeh podzemných vôd je v prevažnej miere viazaný na pripovrchovú zónu. Súvrstvie ako celok tvorí relatívne nepriepustné podložie nadložnému bielopotockému súvrstviu. Odvodňujú ho sutinové a druhotne sutinové pramene s výdatnosťou do $0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V miestach, kde pieskovce dosahujú väčšiu hrúbku, pramene dosahujú výdatnosť do $0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Pre zuberecké súvrstvie CIBUEKA a BAJO (1994) uvádzajú koeficient prietochnosti v rozmedzí $1,45 \cdot 10^{-5}$ až $5,75 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Bielopotocké súvrstvie v Šarišskej vrchovine má pestré litologické zloženie. V južnej časti vrchoviny v oblasti Radačov – Široké sa v ňom nachádzajú početné telesá konglomerátov, ktoré sz. smerom postupne prechádzajú do pieskovecovej fácie. Obeh podzemných vôd v bielopotockom súvrství prebieha prevažne v pripovrchovej zóne, resp. v zónach, ktoré sú postihnuté germanotypnou tektonikou. Odvodňované je formou puklinových prameňov, ktoré dosahujú výdatnosť do $1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, alebo formou skrytých prestupov do povrchových tokov. Pri hodnotení hydraulických parametrov tohto súvrstvia sme vychádzali z údajov získaných z hydrogeologických vrtov. Koeficient prietochnosti v tomto súvrství sa pohybuje v rozpätí $7,07 \cdot 10^{-5}$ – $1,95 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ s mediánom $3,80 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Na základe týchto hodnôt môžeme bielopotocké

súvrstvie označiť ako zvodnenec strednej prietočnosti so zväčšenou variabilitou prietočnosti (ZAKOVIČ, 1993).

Podzemné vody kvartéru

Zo sedimentov kvartéru najvhodnejšie podmienky na akumuláciu podzemných vôd majú fluvialné sedimenty Hornádu, ktoré vyplňajú dno jeho doliny po celej dĺžke. V oblasti Margecany – Ružín sa nachádzajú v zátopovej oblasti vodnej nádrže Ružín. Hrúbka štrkopiesčitého zvodnenca je značne premenlivá. Spôsobuje ju nerovnosť podložia a nerovnaká hrúbka nadložnej krycej vrstvy. Fluvialné sedimenty Hornádu rozdelil FRANKOVIČ (1981) podľa hydraulických parametrov na niekoľko úsekov.

Pod vodnou nádržou Ružín hrúbka zvodnených štrkov sa pohybuje od 4,2 do 6,1 m a koeficient prietočnosti T od $1,1 \cdot 10^{-5}$ do $4,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Maximálna výdatnosť vrtov sa pohybuje do $9,4 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. V oblasti medzi Veľkou Lodinou a Kysakom hrúbka štrkov je 3,0–5,5 m a koeficient prietočnosti $1,38\text{--}8,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. V tomto úseku podložia fluvialných sedimentov tvoria horniny kryštalinika, resp. permu.

V úseku medzi obcami Sokol a Družstevná pri Hornáde hrúbka štrkopiesčitého zvodnenca sa pohybuje od 3,0 do 5,5 m, koeficient prietočnosti od $4,6 \cdot 10^{-3}$ do $8,3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ a maximálna výdatnosť vrtov do $20 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V úseku od Ťahanoviec po Košice hrúbka štrkov je od 2,35 do 7,3 m, koeficient prietočnosti dosahuje hodnotu od $8,5 \cdot 10^{-4}$ do $1,6 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Podložia fluvialných sedimentov tvoria triasové dolomity. V údolnej nive Hornádu sú vyvinuté aj terasové stupne. Vzhľadom na ich polohu nad miestnou eróznou bázou a zahľinenosť štrkov sú z hľadiska akumulácie podzemných vôd bezvýznamné.

Ostatné fluvialné sedimenty majú malé plošné rozšírenie. Významnejšie toky Sopotnica a Svinka nemajú vyvinutú širšiu údolnú nivu. Len miestami sa môžu vyskytnúť polohy štrkov so značným podielom hlinitej prímеси.

Hydrogeologický význam deluvialných sedimentov sa mení v závislosti od typu hornín, stupňa ich zvetrávania a morfológie terénu. Najväčší význam majú sutiny vyvinuté v oblastiach výskytu hornín kryštalinika a karbonátov mezozoika. Naproti tomu, sutiny vyvinuté z pelitických sedimentov sú ílovito-hlinité a z hydrogeologického hľadiska bezvýznamné.

NERASTNÉ SUROVINY

Na území regiónu majú hospodársky význam len nerudné nerastné suroviny využívané v cestnom stavitelstve (granodiorit, dolomit), ojedinele (dolomit) i v hutníckom priemysle. Drobné (cm) slojky hnedého uhlia sú známe z viacerých výskytov vnútrokarpatského paleogénu regiónu. Rudné suroviny napriek mnohým štruktúrnym i parageneticky príbuzným znakom s príľahlou metalogeneticky významnou oblasťou – Slovenským rudohorím – majú len nepatrný význam. Časť z nich sa ťažila v minulosti.

RUDNÉ SUROVINY

Okrem markazitového zrudnenia pri Tepličanoch všetky rudné výskyty vystupujú v predterciérnych jednotkách územia. Na lokalizovaných výskytoch sa zrudnenie viaže na konkrétne litostratigrafické horizonty, resp. ich litotypy (markazitová, U mineralizácia), eventuálne na alpínske disjunktívne štruktúry (JACKO, 1983).

Paragenetické typy hydrotermálnej mineralizácie regiónu sa vyvíjali v rámci nasledujúcej sukcesívnej schémy (JACKO a BALÁŽ, 1993 – upravené).

Schéma sukcesie

1. *Exhalačno-sedimentárna etapa*

1.1 Kremeňovo-sulfidická perióda:

kremeň I, baryt I, galenit, sfalerit, tetraedrit, pyrit I

2. *Hydrotermálna etapa*

2.1 Kremeňovo-sideritová perióda:

kremeň II, siderit, pyrit II, chalkopyrit I

2.2 Kremeňovo-sulfidická perióda:

kremeň III, pyrit III, chalkopyrit II, magnetit

2.3 Kremeňovo-turmalínová perióda:

kremeň IV, turmalín ± molybdenit ± U minerály

3. Tektonicko-metamorfná etapa

3.1 Perióda redepozície minerálov:

kremeň I, baryt I, galenit, sfalerit, tetraedrit, pyrit I

3.2 Kremeňovo-barytová perióda:

kremeň V, baryt II

3.3 Kremeňovo-spekularitová perióda:

kremeň VI, spekularit

4. Hydrotermálna etapa

4.1 Kremeňovo-antimonitová perióda:

kremeň VII, berthierit, jamesonit, antimonit, rumelka

4.2 Scheelitovo-kasiteritová perióda

(doložená len z výsledkov aluviálnej metalometrie)

scheelit, kasiterit, cinabarit \pm Au \pm Mo \pm Ag \pm Sb

5. Zvetrávacia etapa

5.1 Perióda sekundárnych minerálov:

akantit, freibergit, hematit, malachit, limonit, psilomelán, pyroluzit, ?stefanit

Regionálne rozšírená asociácia scheelit – kasiterit \pm rumelka \pm volframit \pm Mo \pm Ag \pm Sb podľa výsledkov aluviálnej metalometrie (JACKO, 1984), preukázateľne zastúpená i vo vnútrokarpatskom paleogéne, je veľmi pravdepodobne produktom neogénnej mineralizačnej periódy.

Hydrotermálna mineralizácia regiónu má evidentne polygénny charakter. Izo-topovým rozborom Pb dvoch vzoriek galenitu žilnej mineralizácie z lodinského komplexu veporika Čiernej hory metódou STACEYHO a KRAMERSA (1975) bol doložený modelový vek 370 a 376 mil. rokov (JACKO a BALÁŽ, 1993). Tento časový údaj spájame s exhalačnými prejavmi vulkanogénno-sedimentárnej etapy lodinského komplexu. Depozícia galenitu oboch vzoriek v evidentne alpínskych disjunktívnych štruktúrach (cf. obr. 10) dokumentuje alpínsku remobilizáciu m varísky dispergovaného zrudnenia.

Izolínie (3–10–20–30–35 % – 26 maxím z čiastkových okrskov Čiernej hory a zo severného okraja gemerika) 753 údajov generálnej pozície S₃ plochy s pásmovým oblúkom disperzie plôch S₂.AF₂–AF₄ – generálna pozícia vrásových osí deformačného štádia AD₂–AD₄.R – ryhovanie na projekcii čiastkovej dislokácie v prešmykovej zóne Bujniska. Póly: 1 – kremeňových žil, 2 – kremeňovo-

sideritových (ankeritových) žíl, 3– kremeňovo-turmalínových žíl, 4 – kremeňovo-sulfidických žíl, 5 – kremeňovo-barytových žíl, 6 – kremeňovo-hematitových žíl, 7 – kremeňovo-antimonitových žíl, 8 – kremeňovo-molybdenitových žíl.

Okrem prítomnosti hydrotermálnej mineralizácie na štruktúrnych systémoch kontinuálne prechádzajúcich do obalového mezozoika regiónu sukcesiu paragenéz naznačuje aj ich kontrastná distribúcia v profile jednotiek regiónu. Kremenno-sideritová perióda je vyvinutá len v metamorfitech lodinského komplexu. Kremenno-sulfidická perióda zasahuje už do granodioritov komplexu Bujanovej, kremenno-barytová perióda do spodnotriasových kvarcitov, kremenno-spekularitová perióda do stredného triasu a kremenno-antimonitová do jury.

Fe mineralizácia

Fe mineralizáciu regiónu zastupuje siderit, spekularit limonit ± pyrit.

Siderit je evidovaný na 30 výskytoch, avšak vo väčšom množstve sa vyskytuje len na 8 výskytoch – z toho na 5 banských poliach ťažených v minulosti (Melánia, Vladimíra, Helena, Vojtech, Banská Lucia). Siderit vystupuje vo forme agregátov, hniezd a žíl spolu s kremeňom, sulfidmi, magnetitom a barytom. Maximálna mocnosť žíl dosahovala cca 1–1,5 m, smerná dĺžka desiatky až prvé stovky metrov. Žily mali pravdepodobne šošovkovitý vývoj a nevelký hĺbkový dosah. Vyťažené množstvo sideritu odhadujeme na maximálne niekoľko sto ton.

Sideritovo-kremeňová (+ sulfidy ± magnetit ...) perióda je zastúpená v sz.-jv. zónach fylonitov rúl lodinského komplexu, resp. biotitického granodioritu komplexu Bujanovej. Hodnoty smeru žilných štruktúr stanovené z kutacích prác varujú medzi 70–115°, hodnoty sklonov dosahujú 70–90°.

Spekularit je po limonite druhým najrozšírenejším minerálom. Nachádza sa na 36 výskytoch v širokom spektre hornín – od granodioritov na sútoku Sopotnice a Hornádu, západne od Kysaku a v oblasti Družstevná pri Hornáde–Hradová cez permské arkózy ssv. od Roháčky a j. od Miklušoviec až po spodnotriasové kremence jz. od Margecian a v oblasti potokov Jelenč a Rakytina sz. od Malej Lodiny.

Spekularit sa vyskytuje vo forme povlakov puklín, žiliek (hrubých do 1 cm), hniezd cm rozmerov až po 30 cm hrubú žilu na výskute jz. od Margecian (BALÁŽ, 1992). Stopy po kutaní sa našli takmer na všetkých výskytoch, ťažba prebiehala len na niektorých.

V granodioritoch sa spekularit vyskytuje vo forme povlakov na puklinách (maximum z diagramu pólov puklín 293/77°), prípadne tektonizovaných zónach (smeru 293–315 a 350–010).

V permských arkózach boli zaznamenané len 2 výskyty mineralizácie, z nich len na jednom sa dala zistiť väzba mineralizácie na puklinový systém 255/75°.

Väzbu mineralizácie na štruktúrne prvky kremencov spodného triasu možno pozorovať len na dvoch výskytoch.

Limonit bol zistený na cca 80 % výskytov, pričom miestami je veľmi hojný.

Vyskytuje sa hlavne vo forme zemitých a nátekových agregátov, spolu s chalcedónom a sekundárnymi minerálmi Mn tvorí reliktné textúry po siderite, prípadne vytvára pseudomorfozy po primárnych mineráloch (pyrit, chalkopyrit). Časti žilnej výplne tvorenej limonitom a chalcedónom („železná huba“) dosahovali hrúbku do 0,5 m.

Výskyty limonitu boli v minulosti takisto predmetom záujmu prospektorov – takmer na všetkých sú stopy po kutaní alebo ťažbe. Vzhľadom na malé zásoby a nízku kvalitu mali tieto výskyty len lokálny a obmedzený význam. Fe rudy sa v regióne ťažili pravdepodobne už od mladšej doby železnej. Naznačujú to pozostatky východokeltských pecí s troskovou jamou, objavené v roku 1994 v Kysaku (MIHÓK, FRÖHLICHOVÁ a BALÁŽ, 1995).

V priľahlej oblasti gemerika od Košických Hámrov až po Črmeľskú dolinu bol zaregistrovaný väčší počet rudných výskytov, niektoré sa v minulosti aj ťažili.

V oblasti Košických Hámrov ĎUĎA a ILAVSKÝ (1970) preskúmali viacero štruktúr (Jedlinka, Uhliská, Mlynská žila) v smere SZ–JV s úklonom 70–80° na JZ. Žily vystupujú v permských ryolitových pyroklastikách a v karbónskych grafitických fylitoch. Dĺžka žíl dosahuje stovky metrov, celý systém Mlynskej žily je dlhý okolo 3 km. Hrúbka žíl sa pohybuje od cm do 0,8 až 1,2 m, typický je šošovkovitý vývoj. ĎUĎA (1970) opísal na žilách nasledujúce minerály: kremeň, ankerit, ± chalkopyrit, tetraedrit, ± sfalerit, galenit, rumelku, ± baryt, hematit.

V okolí Košickej Belej zaznamenali JACKO et al. (1975) v grafitických fylitoch črmeľskej skupiny niekoľko žilných štruktúr (Klementka, Pokrivý, Pri ceste) so šošovkovitým vývojom. Krátke žily dosahujú dĺžku desiatky až prvé stovky metrov, ich hrúbka sa pohybuje od cm do dm. ZÁBRANSKÝ (in JACKO et al., l. c.) opísal zo žíl ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, hematit, kremeň, chlorit, sericit a kalcit. Výnimočná je v oblasti Košickej Belej žila Bučina, ktorá sa odlišuje svojou dĺžkou (1–1,5 km), uložením vo fylitoch a karbónskych zlepencoch, ale aj minerálnou asociáciou – siderit, ankerit, pyrit, arzenopyrit, hematit, chalkopyrit, tetraedrit.

V horninách črmeľskej skupiny v Črmeľskej doline sz. od Košíc je známych niekoľko drobných rudných výskytov žilného typu (žily Adela, Angela, Alojz), vystupujúcich vo fylitických horninách a karbónskych zlepencoch. Hrúbka žíl dosahuje 10–50 cm. ĎUĎA (1970) opísal z haldového materiálu kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit a tetraedrit.

Fe mineralizácia v Branisku

Už na prelome 20. storočia pri Harakovciach na západnom svahu vrchu Pod Čiernou skalou sa ťažilo v banských dielach Peter a Pavol Fe zrudnenie tvorené limonitom a hematitom (von PAPP, 1919). Po r. 1900 sa tu údajne ťažilo ročne až 150 t rudy, ktorú odvážali do Krompách na spracovanie (l. c.).

Na odvaloch je možné nájsť úlomky až kusy (do 30–40 cm) okrovej, červeno-hnedej až čiernohnedej farby s masívnou, hubovitou až bunkovitou textúrou. Ojedinele sa našli úlomky rudy, tvorené limonitom a hematitom s kryštálmi až agregátmi pyritu s rozmermi 1 až 3 cm v jadre.

Mineralizácia je viazaná na subhorizontálnu tektonizovanú polohu v triasových dolomitoch. Na odvaloch sa nachádzajú ostrohranné úlomky dolomitov tmelené kalcitom, resp. rudná hmota s dutinami po vyvetraných úlomkoch karbonátov.

Genetický typ mineralizácie je neistý. ILAVSKÝ et al. (1964) uvažujú o infiltračnom pôvode, von PAPP (1919) o sekundárnom a ILAVSKÝ a SATTRAN (1980) o regeneračne alpínskom pôvode.

Podľa tmelenia úlomkov drvenej zóny rudnou substanciou, prítomnosti pyritu a depozície zrudnenia v bezprostrednej blízkosti systému harakovských zlomov pravdepodobne ide o hydrotermálny prienik mineralizácie do zlomového systému.

Polymetalická Pb-Zn (-Cu ± Ag) mineralizácia

Reprezentuje ju galenit, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit a akantit. Je vyvinutá na troch výskytoch z. a zjz. od Margecian.

Mineralizácia sa vyskytuje vo dvoch genetických typoch. *Primárny* – exhalčno-sedimentárny typ predstavuje nevýrazne vrstevnatú textúru, tvorenú drobnými (do 0,02 mm), prevažne izometrickými a oválnymi zrnami galenitu, sfaleritu, barytu, pyritu a kremeňa. Mineralizácia tvorí vrstvičky v okolitej hornine, striedajúce sa so silikátovými minerálmi (BALÁŽ, 1992). *Druhým* typom je žilno-žilníkový typ. Uvedené minerály tvoria mm až cm žilky v alpínskych disjunktívach diafortizovaných rúl lodinského komplexu. Typická je prítomnosť metamorfných štruktúr, napr. agregátov pyritu (l. c.).

V žilkách tohto systému je prítomný aj tetraedrit, obsahujúci 5 až 8,5 % hmotn. Ag. Rozkladom tetraedritu sa vytvárali sekundárne minerály Ag (akantit a i.). Polymetalická mineralizácia sa v minulosti sporadicky ťažila.

Zaujímavá polymetalická mineralizácia je známa aj z lokality Diana v Črmeľskej doline, kde ju zo stredotriasových dolomitov a jurských vápencov opísal ZÁBRANSKÝ (in JACKO et al., 1975). Ide o parageneticky najpestrejšiu mineralizáciu z územia Čiernej hory (kremeň – siderit – ankerit – pyrit – sfalerit – galenit – chalkopyrit – tetraedrit – berthierit – jamesonit – antimonit – rumelka –

sekundárne minerály). Na tejto lokalite, ako jedinej v regióne, je známa aj najmladšia kremeňovo-antimonitová perióda (kremeň – antimonit ± jamesonit ± berthierit ± rumelka).

Mineralizácia má žilný charakter – banskými prácami boli sledované štyri krátke žily so smernou dĺžkou 100–150 m, s hrúbkou X cm až 0,5 m, so smerom SV–JZ a úklonom 60–80° na JV. V súčasnosti už nie sú uvedené banské práce prístupné.

Mn mineralizácia

Sekundárne Mn minerály (psilomelán, pyroluzit) sú bežné na výskytoch sideritu, kde sa spolu s limonitom vyskytujú v zemitej a nátekovvej forme ako produkt zvetrávania sideritov bohatších na Mn (bežne okolo 5 % MnO).

Nezávisle od výskytov sideritu opísal Mn mineralizáciu PTÁK (1956) ako tmel brekciovitých úlomkov spodnotriasových kremencov medzi dolinami Býkovská a Čerčak. Tmel je tvorený zmesou pyroluzitu a barytu, je viazaný na drvené pásma kremencov a puklinové systémy s hrúbkou do 2–2,5 cm (l. c.). Severozápadne od Sedlíc v časti Vinice–Ivanova hora MARSCHALCO (1962, 1966) v silno vápnnitých ílovcoch a slieňovcoch vrchného eocénu až spodného oligocénu centrálnokarpatského paleogénu zistil niekoľko mm až 17 cm hrubé doskovité polohy oxidicko-karbonátových rúd Mn. Obsah Mn_3O_4 dosahuje 31,15–33,44 % (l. c.).

V ílovcoch centrálnokarpatského paleogénu pri Klenove sa vyskytujú polohy podobného zloženia s hrúbkou do 15 cm a obsahom 16–34 % Mn_3O_4 . Pri Ľubovci sa v súvrství divokého flyšu vyskytujú väčšie bloky oxidicko-karbonatických rúd Mn (MARSCHALCO, 1962).

Z oblasti Braniska (550 m jz. od sedla Branisko) syngenetárnu Mn mineralizáciu opísali POLÁK a ŠIRÁNOVÁ (1993). Nachádza sa v stredno- až vrchnoliastových vápencoch. Zrudnenie má tvar šošovky s dĺžkou 8–12 m a hrúbkou 1,0–1,2 m, vyvinutej v tmavohnedých až čiernych Mn bridliciach. Zrudnená poloha je lokalizovaná v ssv. ramene antiklinálnej štruktúry s osou v smere VJV–ZSZ. Mineralizáciu tvorí kremeň, illit, smektit, kalcit, manganokalcit, goethit, rodochrozit, rancieit (l. c.).

Mineralizácia je syngenetická a zrejme vznikla sedimentáciou v epikontinentálnych anoxických podmienkach, pričom dôležitú úlohu zohrala aj koncentrácia biogénneho uhlíka a Mn a Fe, pravdepodobne pochádzajúcich z kontinentálneho zdroja (l. c.).

Mo mineralizácia viazaná na granitoidy

Molybdénovú mineralizáciu opísal RADZO (1958) z kremenno-molybdenitových žiliek v lome biotitického granodioritu pri Ťahanovciach.

Molybdenit spolu s turmalínom, hematitom, pyritom, kalcitom, sericitom a epidotom sa našiel v 1–2 cm hrubých kremenných žilkách prerážajúcich silno biotitizované a zlomami porušené partie granodioritu. Lístkovité agregáty molybdenitu boli orientované paralelne s priebehom žilky. Sukcesia a vzájomné vzťahy týchto minerálov neboli stanovené. Podľa RADZA (l. c.) je mineralizácia pneumatolyticko-hydrotermálneho pôvodu.

BARTALSKÝ et al. (1991) uvažujú o ďalších výskytoch takejto mineralizácie viazaných na zakryté telesá granitoidov, hlavne v jv. časti územia pod mezozoickými komplexmi.

Cu – Mo v perme

Z vrto v perme západnej časti Čiernej hory sa spomínajú kremeňovo-molybdenitové žilky (NOVOTNÝ et al., 1962). Drobné indicie Cu zrudnenia z hornín bazálneho permu pri Ružine opísal aj JACKO (JACKO et al., 1975).

Aj v permských arkózach v záreze železničnej trate Kysak – Veľká Lodina bola zaznamenaná Cu mineralizácia, jej pozícia však nebola zachytená.

Táto mineralizácia viazaná na permské horniny môže predstavovať buď pôvodnú stratiformnú, metamorfne remobilizovanú asociáciu, alebo žilný (hydrotermálny) typ – ekvivalent Cu-Mo zrudnenia v perme v okolí Novoveskej Huty.

V permských horninách gemerika sa v. od Košickej Belej nachádza v minulosti ťažené ložisko Vodná baňa. V bridliciach až fylitoch permu a pravdepodobne aj v horninách spodného triasu vystupujú štyri žily (Nanebovstúpenie, Mária Pomocnica, Navštívenie P. Márie, Pri bani) s dĺžkou do 500 m a hrúbkou 0,1–2 m. Žily majú smer SZ–JV s úklonom 45–60° na JZ, výnimkou je žila Nanebovstúpenie so smerom VSV–ZSZ a úklonom 35° na J.

ĎUĎA (1970) opísal z ložiska kremeň, ankerit, pyrit, chalkopyrit, tetradrit, spekularit, azurit, malachit, limonit. HURNÝ (in GRECULA et al., 1977) uvádza navyše arzenopyrit, ulmanit, gersdorfit, pyrotín, jamesonit, bournonit a sfalerit.

Markazitová mineralizácia

Na lokalite keramických ťilov pri Tepličanoch overili ILAVSKÝ (1955) a KANTOROVÁ a KANTOR (1955) prítomnosť markazitovej mineralizácie, ktorá tu vystupuje v štrkoch klčovského súvrstvia.

Mineralizácia vznikla exhalačno-sedimentárnym spôsobom z alkalických fumarol v kyslom prostredí viazaných na s.-j. zlomy (KANTOROVÁ a KANTOR, l. c.). Maximálna hrúbka štrkopieskov s markazitom dosahuje 30 cm. Miestami sa vyskytuje niekoľko polôh s markazitom i so sekundárnou koncentráciou markazitu do nižších obzorov. Plošný rozsah zrudnenia je niekoľko hektárov.

Markazit sa vyskytuje v kryštalickej forme, resp. tvorí nepravidelné a radiálno-lúčovité konkrécie. V oxidačnej zóne vzniká z markazitov rýdza síra, limonit a sírany Fe. Podobného typu je aj markazitové zrudnenie v pieskoch pri Ťahanovciach.

Ďalšie predpokladané typy mineralizácie

Na základe výsledkov šlichovej prospekcie, realizovanej v rokoch 1981 až 1984, stanovili JACKO (1984) prognózne oblasti mineralizácie v Branisku a Čiernej hore.

Niektoré z anomálií koincidujú so známymi lokalitami známeho typu mineralizácie. Boli zistené aj neznáme výskyty známeho typu mineralizácie, ale časť výsledkov poskytla podklad na prognózy nových a neznámych typov mineralizácie.

K mineralizácii nedoloženej z povrchových výskytov patrí predpokladaná scheelitovo-zlato-kremenná asociácia.

Z analýzy priestorovej distribúcie asociácie, metalogenetického potenciálu hornín kryštalinika a anomálnej koncentrácie asociácie v blízkosti popaleogénnych zlomových systémov vyplýva neogénny vek asociácie s genetickými väzbami na anomáliu bázičných hmôt v priestore Košice – Prešov – Gelnica – Seňa (l. c.) doloženú PLANČÁROM et al. (1977).

Indície U mineralizácie

Na základe leteckej gamaspektrometrie GNOJEK (1987) vymedzil v oblasti indície U mineralizácie.

Úseky s výraznou koncentráciou rádioaktívnych prvkov, hlavne so zvýšeným obsahom uránu (6–7 ppm U), sú vyvinuté v kryštaliniku Slubice a Čiernej hory, najmä v miklušovskom a sčasti i v lodinskom komplexe.

V miklušovskom komplexe sa anomálie viažu pravdepodobne na hybridné aplitické granity a sčasti na úseky fylonitových zón v migmatitoch a rulách.

V lodinskom komplexe sa anomálie pravdepodobne viažu na diaftoritizované feldšpatiticko-sľudnaté ruly.

Pozemnou verifikáciou doložil ČÍŽEK (1986) ssz. od Hrišoviec a vsv. od Kluknavy lokálnu koncentráciu 12–18 ppm U, výnimočne 35 ppm, sprevádzanú 3 až 5 % K a len 7–15 ppm Th. Nízke pomery $Th/U = 1$ a $Th/K = 2$ naznačujú možnosť sekundárnej redistribúcie v hydrotermálne alterovaných zónach kryštalinika.

NERUDNÉ NERASTNÉ SUROVINY

V oblasti sa v súčasnosti ťažia iba granodiorit a dolomit.

Granodiorit

Biotitický granodiorit komplexu Bujanovej sa v tomto území ťaží len na lokalite Košice – Hradová pri Ťahanovciach. Stenový lom patrí Cestným stavbám Košice.

Granodiorit sa využíva na výrobu drveného kameniva na výstavbu a opravy ciest a ako stavebný kameň. 1. 1. 1994 boli na ložisku v kategórii C₂ evidované voľné bilančné zásoby 5 248 tisíc m³, úbytok ťažbou za rok 1994 bol 17,0 tisíc m³.

Dolomit

Dolomity stredného a vrchného triasu sa v oblasti regiónu ťažia v 3 stenových lomoch. Ďalšie dve ložiská sú evidované v chránených ložiskových územiach, pričom jedno z nich je pripravené na ťažbu.

Najväčším a najvýznamnejším je ložisko Malá Vieska, patriace VSŽ, a. s., Košice. Dolomit ťažený na tomto ložisku sa používa ako vysokopecové tavidlo a troskotvorná prísada vo VSŽ. 1. 1. 1994 bolo na tomto ložisku v kategóriách A+B+C₁ evidovaných 137 804 tis. m³ bilančných zásob dolomitu, v kategórii C₂ 595 tis. m³, 5 744 tis. m³ nebilančných zásob a úbytok zásob ťažbou za r. 1993 dosiahol 294 tis. m³.

Ďalší ťažený lom sa nachádza v Trebejove, patrí VKŠ Spišská Nová Ves. Produkcia sa využíva na výrobu drveného a stavebného kameniva. 1. 1. 1994 v kategóriách bolo na ložisku evidovaných A+B+C₁ 10 013 tis. m³ bilančných zásob, úbytok ťažbou za r. 1993 predstavoval 75 tis. m³.

V okrese Prešov sa ťaží dolomit pri obci Sedlice v lome patriacom Cestným stavbám Košice, závod Prešov. Dolomit sa využíva na výrobu drveného kameniva na výstavbu a opravy ciest a na výrobu asfaltovo-dolomitovej zmesi. 1. 1. 1994 bolo na ložisku Sedlice – CS Košice evidovaných v kategóriách A+B+C₁ 1 692 tis. m³ bilančných zásob, v kategórii C₂ to bolo 6 501 tis. m³ a úbytok ťažby za rok 1993 predstavoval 45,0 tis. m³.

V katastrálnom území obce Sedlice sa nachádzajú ešte ďalšie dve ložiská dolomitu, ktoré sa zatiaľ neťažia.

Na ložisku Sedlice I, patriacom VKŠ Spišská Nová Ves a pripravenom na ťažbu, bolo 1. 1. 1994 v kategóriách A+B+C₁ evidovaných 8 463 tis. m³ bilančných zásob, v kategórii C₂ evidovali 8 457 tis. m³.

Ďalšie zásoby dolomitu sú v CHLÚ Sedlice II, evidovanom Geofondom Bratislava. V kategórii C₂ je evidovaných 10 013 tis. m³ dolomitu.

Keramické (nežiaruvzdorné) íly

Juhovýchodne od obce Družstevná pri Hornáde, miestna časť Tepličany, na lokalite Viničná ťaží Kerko, a. s., Košice keramické nežiaruvzdorné íly, využívané na výrobu svetlopálených keramických dlaždíc. Íly patria k vrchnej časti karpatu – ku kladzianskemu súvrstviu (KAROLI, 1987).

Keramické íly na uvedenej lokalite našiel DOBRA (1970a,b; 1971). V etape podrobného prieskumu (RICHTEROVÁ et al., 1974) sa overili 2–3 horizonty obvykle 2–3 m hrubých peliticko-aleuritických sedimentov, oddelených od seba 1–7 m hrubými polohami štrkov.

Farba ílov je svetlosivá s rôznymi odtieňmi a variabilným zastúpením škodlivín (konkrécie limonitu). Z ílových minerálov prevláda illit, menej kaolinit, sporadicky a nesúvisle montmorillonit. V úlomkoch sa vyskytuje hlavne kremeň.

Z technologického hľadiska má surovina veľmi variabilné vlastnosti, spôsobené najmä polohami hnedých ílov, ktoré zapríčiňujú nevhodnosť suroviny na vypaľovanie svetlej keramiky.

Na ložisku bolo 1. 1. 1994 v kategórii A+B+C₁ registrovaných 2 894 kt bilančných zásob, v kategórii C₂ registrovali 1 093 kt, ročný úbytok za r. 1993 bol 16 kt.

Barytová mineralizácia

Barytová mineralizácia bola prvýkrát spomenutá v práci PTÁKA (1956) v súvislosti s pyroluzitovou mineralizáciou cca 2 km jv. od Štefanskej huty.

Rozsiahlejšiu anomáliu (500 zŕn v šliche) doložil KRÍŽÁNI (1977) medzi Margecanmi a Kluknavou. Ďalšie anomálie barytu z potočných sedimentov overili JACKO (1984) a BARTALSKÝ (1984).

Primárnu barytovú mineralizáciu dokumentoval JACKO et al. (1984) v. a zsz. od obce Kluknava.

Výskyty vystupujú v Prednej doline j. od kóty 532 Klenovec, resp. na jz. hrebene Klenovca cca 160 m jz. od kóty 532.

Mineralizované štruktúry s priemernou hrúbkou 8–15 cm, max. 21 cm vystupujú vo foliácii diaforitických kremeňovo-feldšpatitických rúl, resp. vo foliačných plochách a v kliváži argilitizovaných migmatitov s úklonom na JV a v spodnotriasových kremencoch.

Žilky barytu ± kremeňa dosahujú hrúbku 0,5–10 cm, žily s prevládajúcim kremeňom až 15 cm. Občas sa v žilovine vyskytujú aj mm žilky a hniezda spekuláritu a limonitizovaného pyritu.

Sadrovec

Pri inžinierskogeologickom prieskume pri výstavbe vodnej nádrže Ružín bola v orientačnom vrte pri Veľkej Lodine v hĺbke 15,30 m navrátna poloha

sadrovca viazaná priestorovo a pravdepodobne i geneticky na verfénske bridlice spodného triasu (FUSÁN et al., 1954).

Uhlie

Vo flyšových horninách vnútrokarpatského paleogénu sa na viacerých miestach nachádzajú hospodársky nevýznamné polohy uhlia.

V paleogénnych zlepenoch a pieskovcoch bazálnych súvrství pri Štefanskej hute boli zistené dva 5 až 15 cm hrubé slojky hnedého lignitického uhlia, sprevádzané uhoľnými pieskovecami (ANDRUSOV, 1950). V minulosti sa na východoch slojov vykonávali drobné kutacie práce (ILAVSKÝ et al., 1964).

Prakticky bezvýznamné, niekoľko cm hrubé slojky alochtónneho čierneho uhlia s dobrou výhrevnou hodnotou sa vyskytujú v okolí Klenova (ZORKOVSKÝ, 1959).

V konglomerátoch, vo fácii divokého flyšu a v pieskovcoch pri obci Sedlice sa nachádzajú slojky a šošovky lesklého alochtónneho čierneho uhlia s hrúbkou niekoľko cm až 30 cm s výhrevnou hodnotou až 5 500 kcal/kg (MARSCHALKO, l. c.).

Hospodársky bezvýznamné uhoľné indicie boli zistené (MARSCHALKO, l. c.) aj v konglomerátoch a divokom flyši v katastri Ľubovca. Ide o alochtónne a resedimentované rastlinné zvyšky, ktoré vytvárajú v hornej časti vrstiev väčšie, miestami až 30 cm hrubé koncentrácie.

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA BRANISKA A ČIERNEJ HORY

Z inžinierskogeologického hľadiska pohorie Branisko a pohorie Čierna hora s príľahlou časťou Šarišskej vrchoviny tvoria nasledujúce základné rajonizačné jednotky I. rádu: región jadrových pohorí a veporika a región karpatského flyšu. V jednotlivých inžinierskogeologických regiónoch mapovaného územia vyčleňujeme tieto inžinierskogeologické oblasti: v regióne jadrových pohorí a veporika oblasť jadrových stredohorí; v regióne karpatského flyšu oblasť flyšových vrchovín.

Pohorie Branisko (tatrikum) dnes vďaka treťohornej výzdvihovo-poklesovej tektonike predstavuje morfotektonicky individualizovanú hrast'ovú štruktúru, silno postihnutú jednak alpínskymi, jednak staršími tektonickými vrásnivými a zlomovo-dislokačnými procesmi. Táto skutočnosť spolu s heterogenitou horninového prostredia sa odrazila na fyzickom stave horninových masívov. Horniny kryštalinika v pohorí Čierna hora (veporikum) takisto vykazujú intenzívne tektonické porušenie, čo sa prejavuje v deteriorácii inžinierskogeologických vlastností hornín.

Geodynamické javy

Zo súčasných geodynamických javov vyskytujúcich sa v oblasti Braniska a Čiernej hory s príľahlou časťou Šarišskej vrchoviny sa najvýraznejšie uplatnila erózia a zvetrávanie, svahové deformácie a krasové javy.

Svahové pohyby v tejto oblasti nie sú natoľko intenzívne ako v susednom regióne karpatského flyšu. Je to dané najmä tým, že možnosti gravitačného pohybu sú obmedzené na miesta s väčšou hrúbkou zvetraného podkladu a deluviálnych sedimentov. Výraznú úlohu pritom zohráva tektonické porušenie hornín spolu s následným zvetrávaním produktov podrvenia materskej horniny. Šmyková plocha je spravidla lokalizovaná na kontakte delúvia a slabo zvetraného, resp. nezvetraného podkladu. Jej tvar je daný reliéfom nezvetraného podkladu. Obyčajne ide o jednoduché zosuny prúdového typu. Odlučná oblasť býva nevýrazná, s výškou odlučnej hrany v rozmedzí dva až päť metrov. Zosuvné masy sa akumulujú na čele zosunu. Väčšinu zosunov v skúmanom uzemí možno označiť za stabilizované, resp. upokojené. Väčší stavebný zásah do telesa zosunu, najmä v jeho akumulačnej oblasti, však môže spôsobiť aktivizáciu horizontálnych napätí v dôsledku odstránenia zosuvných mäs, ktoré slúžia ako aktívna opora proti ďalšiemu rozvoju zosuvných pohybov. Povrchové plazivé deformácie deluviálnych uloženín ohrozujú štátne cesty v oblasti Braniska a Miklušoviec. Na skúmanom území je zaregistrovaných celkove 29 zosunov (archív GS SR).

Väčšina z nich je sústredená v severnej a západnej časti pohoria, najmä v jeho predpolí, ktoré je tvorené centrálno-karpatským paleogénom. Sú to najmä zosuvy v okolí Vysokej, Dubovice, Miklušoviec, Kvačian, Ruských Peklian atď.

Výmol'ová erózia predstavuje azda najvýraznejší geodynamický jav. Je viazaná predovšetkým na tektonicky postihnuté horniny v oblasti predpolia (centrálno-karpatský paleogén) Braniska a Čiernej hory, ale vyskytuje sa aj v dolomitických horninách, miestami podrvených a následne zvetraných až na dolomitický piesok a tiež v kryštaliniku postihnutom kataklázou. K jej rozvoju dochádza najmä na svahoch postranných údolí k hlavným tokom (Torysa a Svinka). Hustota erózných rýh býva značná, nezriedka presahuje aj 2 km/km². Hĺbka rýh dosahuje miestami 5 až 8 m. Erózna činnosť je viazaná najmä na obdobia topenia snehu a na obdobia nadmerných zrážok. V dôsledku laterálneho podrezania deluviálnych, prípadne eluviálnych súvrství tvoriacich brehy erózných rýh dochádza k aktivizácii drobných asekventných zosunov s rotačnou šmykovou plochou v hĺbke 2 až 3 metre. Zosunutý materiál je odnášaný občasnými tokmi, čo podmieňuje ďalšiu zosuvnú činnosť a postupné rozširovanie erózných rýh.

Zvetrávanie hornín je významným faktorom deteriorácie inžinierskogeologických vlastností hornín skúmaného územia, najmä v oblasti s intenzívnym tektonickým postihnutím. Málo odolné voči zvetrávaniu sú mylonitizované a fylonitizované horniny kryštalinika a tektonicky postihnuté dolomity stredného triasu. Pieskovce centrálno-karpatského paleogénu obsahujú v základnej hmote pelitickú a aleuritickú prímes, čo sa prejavuje zníženou odolnosťou voči zvetrávaniu, najmä pozdĺž plôch primárnej odlučnosti. Pri gravitačnom porušení pieskocov spojenom s poklesovou tektonikou na okraji pohoria činitele zvetrávania môžu pozdĺž otvorených ťahových puklín postupovať do väčšej hĺbky. Ílovce paleogénu sú síce veľmi málo odolné voči zvetrávaniu, avšak v prípade subhorizontálneho uloženia zvetrávajú iba plytko, a to v dôsledku „kolmatačnej“ funkcie produktov zvetrávania. Najväčšia hrúbka kôry zvetrania sa však vyskytuje na miestach striedania ílovcov a pieskocov, kde práve vertikálne porušenie pieskocov umožňuje prestup povrchových vôd, a tým aj agentov zvetrávania do väčšej hĺbky.

Krasové javy sú v podmienkach Braniska a Čiernej hory sústredené predovšetkým v triasových a jurských karbonátových horninách. Výraznú prevahu má čiastočne vyvinutý exo- a endokras s prevažne nedokonale vytvorenými formami krasu a s prejavmi fluviokrasu. Vyskytuje sa však aj úplný vývoj endokrasu. Naň sú viazané viaceré jaskyne, predovšetkým v oblasti Čiernej hory. Z inžinierskogeologického hľadiska krasové javy v mapovanom území nepredstavujú vážnejší problém, keďže sa vyskytujú v území mimo technických a urbanistických aktivít človeka. Niektoré z jaskýň sú však zákonom chránené.

Tab. Prehľad jaskýň a priepastí v mapovanom území

Názov	Dĺžka, resp. hĺbka
Diablova diera vyvieracia	152 m
Diablova diera ponor	128 m
Zlá diera	dĺžka 160 m, hĺbka 34 m
Márnica	48 m
Hoľa I.	45 m
Previsová jaskyňa	50 m
Krížová jaskyňa	221 m
Medvedia jaskyňa	48 m
Antalova jaskyňa	42 m
Veľká ružínska jaskyňa	111 m
Priepastovitá jaskyňa v Humenci	dĺžka 33 m, hĺbka 15 m
Kysacká jaskyňa	72 m

Osobitnou legislatívnou ochranou sa v oblasti Braniska a Čiernej hory vyznačujú niektoré prírodné útvary, resp. vyčlenené územia. Ide o národné prírodné rezervácie Rajtopíky, Salvátorské lúky (2,7 ha), Kamenná Baba (127,6 ha), Bujanov (88 ha), Sivec (105 ha), Bokšov (75 ha), Humenec (76 ha), chránené prírodné výtvyry Poľanovce – recentné travertíny, CHPV Diablova diera, chránené nálezisko Na bani, CHPV Veľká ružínska jaskyňa.

Skládky v mapovanej oblasti predstavujú jeden z najzávažnejších faktorov znehodnotenia kvality životného prostredia. V rámci registrácie skládok odpadu sme zaregistrovali celkove 74 skládok. Väčšina z nich (63) je určená na likvidáciu, 6 je určených na monitoring a 5 na rekultiváciu. Prevládajú bodové skládky (25 x 25 m) a líniové skládky (so šírkou menšou ako 10 m). Z hľadiska umiestnenia skládok pri zohľadnení úrovne terénu sú najčastejšie podúrovňové skládky (v erózných ryhách a opustených lomoch). Technická ochrana skládok sa nevykonala prakticky na žiadnej skládke a nie sú známe žiadne technické opatrenia na zamedzenie možného znečistenia podzemných vôd. Nie sú vybudované drenážne ani tesniace systémy a chýba aj indikačný systém znečistenia podzemných vôd. Väčšina z nich je pritom situovaná v aluviálnych nivách vodných tokov a v erózných ryhách. Ide najmä o nivu Torusy a jej prítoky a o nivu Svinky (napr. Široké, Chmiňany).

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

V oblasti Braniska a Čiernej hory sú z hornín podkladu rozšírené inžinierskogeologické rajóny intruzívnych granitoidných hornín Ih, vysoko metamorfovaných hornín Mv, nízko metamorfovaných hornín Mn, vápencovo-dolo-

mitických Sv, zlepcových hornín Sz, pieskovcových hornín Sp, flyšoidných (ílovcovo-pieskovcových) hornín Sf. Najmä na ílovcovom a ílovcovo-pieskovcovom podklade sú vyvinuté rajóny deluviálnych hlinitých a hlinito-kamenitých pokryvov D. V oblasti väčších vodných tokov sú to rajóny terasových sedimentov Ft a náplavov vodných tokov Fn, vo vyústeniach horských tokov rajón proluviálnych sedimentov P.

Tab. Zoznam chránených území v oblasti mapovaného regiónu

Č.	Názov	Typ	Rok vyhlásenia	Rozloha (ha)	Ochrana
1.	Bujanov	NPR	1966	88	vzácna flóra
2.	Sivec	NPR	1954	105	vzácna flóra
3.	Bokšov	NPR	1954	75	vzácna flóra
4.	Humenec	NPR	1953	76	jaskyňa, flóra
5.	Veľ. ružínska jaskyňa	CHPV	1979		jaskyňa
6.	Kamenná Baba	NPR	1964	127,6	
7.	Salvátorské lúky	NPR	1980	2,7	flóra
8.	Rajtopíky	NPR			
9.	Diablova diera	CHPV			ponor, vyvieračka
10.	Na bani	CHN			
11.	Poľanovce – travertíny	CHPV			

Rajón intruzívnych hornín reprezentujú pomerne málo rozsiahle, silno tektonicky postihnuté biotitické žuly a granodiority a apliticko-pegmatitické granity, miestami mylonitizované. Podstatne väčším rozsahom sa vyznačuje *rajón vysoko metamorfovaných hornín*, ktorý zastupujú predovšetkým stromatolitické migmatity a ďalšie typy migmatitických hornín. Obidva typy rajónov sa vyznačujú strednou až vysokou pevnosťou v tlaku v rozmedzí od 80 do 140 MPa. V miestach tektonického porušenia však môže poklesnúť aj pod 20 MPa, navyše je na ne viazaná zóna intenzívneho zvetrávania, ktorá podmieňuje ďalšiu deterioráciu kvalitatívnych charakteristík hornín. Podobne, aj keď zvodnenosť zdravých hornín býva nízka (pramene s výdatnosťou menej ako $1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), v miestach tektonického porušenia môže výdatnosť dosiahnu niekoľkonásobné hodnoty. Vody sú spravidla nasýtené, s častou uhličitanovou priepustnosťou.

Územie oboch rajónov poskytuje obyčajne vhodné základové pôdy. Pri budovaní náročných inžinierskych stavieb (tunel Branisko) možno očakávať značné technické problémy v zónach tektonického porušenia a na prípadnom styku s nadložným rajónom vápencovo-dolomitických hornín. Na zakladanie skládok odpadu poskytujú rajóny vhodné a podmiennečne vhodné pôdy. Vzhľadom na tektonické porušenie horniny oboch rajónov majú len lokálne uplatnenie ako stavebné kamenivo.

Do *rajónu nízko metamorfovaných hornín* zaraďujeme predovšetkým fylonity (svory a fylity) a ílovito-piesčité bridlice (karbón – perm), vyskytujúce sa na južnom okraji pohoria Čierna hora. Charakteristickou vlastnosťou týchto hornín je ich znížená pevnosť a odolnosť voči zvetrávaniu. Ich priepustnosť a zvodnenie sú nízke, preto sú relatívne vhodné na ukladanie komunálneho odpadu. Tektonické porušenie týchto hornín limituje ich použitie ako stavebného kameniva.

Rajón vápencovo-dolomitických hornín reprezentujú stredno- a vrchnotriasové karbonáty s prevahou vápencov a dolomitických vápencov nad dolomitmi. V dôsledku alpínskej tektonickej aktivity boli nerovnomerne zvrásnené a tektonicky porušené. Tektonicky porušené vápence sa vyznačujú nepravidelným balvanovitým až drobnoulomkovitým rozpadom. Blokovitosť býva lavicovito-hranolovitá. Pevnosť v jednoosovom tlaku v rozmedzí 80 až 120 MPa zaraďuje karbonáty rajónu medzi pevné skalné horniny. Priepustnosť býva puklinovo-krasová a krasová. Výdatnosť prameňov je závislá od zrážok. Podzemné vody bývajú niekedy nenasýtené, s uhličitanovou agresivitou. Krasovatenie horninových masívov vytvorilo aj jaskynné systémy, vyvieracky. Niektoré z nich boli zaradené medzi chránené prírodné výtvory (pozri predchádzajúci text). Gutensteinské vápence z Veľkého Slavkova sa používajú ako makadan a lokálne kamenivo. Na výstavbu náročných inžinierskych diel neposkytuje územie rajónu vhodné podmienky. Pri výstavbe diaľnic a iných typov komunikácií sú vzhľadom na strmé svahy potrebné zárezy a násypy značnej kubatúry. Na situovanie skládok odpadu je územie rajónu nevhodné.

Rajóny pieskovcových hornín a zlepcových hornín sú zastúpené pieskovcovými a zlepcovými komplexmi centrálnokarpatského paleogénu. Pevnosť v tlaku býva vysoká (medzi 80 až 150 MPa), jej hodnota je však znížená prítomnosťou určitého podielu ílovej základnej hmoty. Tá sa prejavuje zníženou odolnosťou hornín rajónu voči zvetrávaniu. Priepustnosť je puklinová, pričom výdatnosť závisí od typu a množstva výplne puklín. Častá je uhličitanová agresivita, miestami pozorujeme i siranovú agresivitu. Územie je priaznivé na vznik geodynamických javov typu erózie a zosunov zvetralín. Vzhľadom na častú ílovitú prímies horniny rajónu nachádzajú iba lokálne uplatnenie ako stavebné materiály. Kvalita základových pôd je limitovaná úrovňou rozvoja geodynamických javov. Na ukladanie odpadu územie rajónu neposkytuje vhodné staveniská.

Rajón flyšoidných hornín nachádzame v okrajových častiach skúmaného územia. Je charakteristický striedaním pieskovcových a ílovcových súvrství v pomere približne 1:1. Súvrstvia sú spravidla uložené subhorizontálne. Svahy sú ploché, často s rozvinutou výmloľovou eróziou. Pieskovce sa vyznačujú rovnakými vlastnosťami ako v predchádzajúcom spomínanom rajóne. Ílovce sú spravidla nepriepustné, v kombinácii s pieskovecami predstavujú málo zvodnené súvrstvie. Niekedy sa vyskytuje síranová agresivita. Rajón neposkytuje ani vhodné stavebné materiály, ani územia vhodné na výstavbu náročnejších inžinierskych stavieb. Na ukladanie odpadu sú však územia rajónu vhodné, resp. podmienične vhodné, najmä v miestach s väčšou hrúbkou ílovcových vrstiev.

Rajón deluviálnych sedimentov zahŕňa horniny, ktorých zloženie je odvodené od litológie materských hornín. V miestach s výskytom ílovcových hornín sa nachádzajú hlinité delúviá, na svahoch tvorených pieskovecami, vápencami a horninami kryštalinika sú to spravidla hlinito-kamenité, menej kamenito-hlinité delúviá. Všetky spomenuté variety sa vyznačujú spravidla nízkou zvodnenosťou s priamou závislosťou od litologického zloženia a zrážok. Významným faktorom zníženia kvality rajónu (z hľadiska životného prostredia) je rozvoj výmloľovej erózie a svahových deformácií, ktoré sú často limitujúcim prvkom využitia územia nielen na inžinierske stavby, ale aj na lesné hospodárstvo a poľnohospodárstvo. Vhodné a podmienične vhodné územia na ukladanie odpadu poskytujú jemnozrnné zeminy.

Územia *rajónu terasových sedimentov* a *rajónu náplavov vodných tokov* sú obmedzené na aluviálnu nivu a okrajové svahy pozdĺž hlavných vodných tokov Torusy a Svinky. Vyznačujú sa pomerne malou hrúbkou sedimentov (do 3 m). Tieto sedimenty kedysi nachádzali uplatnenie ako miestne stavebné materiály. Väčšina ťažobných jám je vyplnená skládkami so zrejším kontaktom so spodnými vodami. Územie rajónu poskytuje vhodné a podmienične vhodné podmienky na inžiniersku výstavbu. Jej limitujúcim faktorom je úroveň spodnej vody, resp. inundačná zóna. Na ukladanie skládok stavebného odpadu je územie nevhodné.

LITERATÚRA

- ABONYI, A. a ABONYIOVÁ, M., 1981: Magnezitové ložiská Slovenska. Monografia. Bratislava, Vyd. Alfa, 125 s.
- ANDRUSOV, D., 1950: Zprávy o výskumoch ložísk nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a predošlých. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 20, 1–62.
- ANDRUSOV, D., 1958: Geológia československých Karpát, 1. Bratislava, 304 s.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 188 s.
- ANDRUSOV, D., 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. 10 Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc., Vyd. Geol. Úst. D. Štúra Bratislava, 95–108.
- ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book geol. excurs. 10 Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc. Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5–44.
- ANDRUSOV, D. a MATĚJKA, A., 1931: Guide des excursion dans les Carpathes occidentales. 13A. St. geol. Úst., Praha.
- BAJANÍK, Š., HANZEL, V., IVANIČKA, J., MELLO, J., PRISTAŠ, J., REICHWALDER, P., SNOPKO, L., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria, východná časť. Vysv. k region. geol. mapám Slov. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 223 s.
- BAJANÍK, Š., IVANIČKA, J. et al., 1984: Litostratigrafia čermeľskej skupiny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- BAJANÍK, Š., SNOPKOVÁ, P. a VOZÁROVÁ, A., 1986: Litostratigrafia čermeľskej skupiny. Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra, Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21, 65–68.
- BAJANÍK, Š. a VOZÁROVÁ, A., 1979: Litofaciálna spätosť severogemeridného permu a spodného triasu v oblasti Margecian. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 39–49.
- BAJANÍK, Š., VOZÁROVÁ, A. a REICHWALDER, P., 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 27–50.
- BALÁŽ, B., 1992: Paragenetické pomery a štruktúrna väzba zrudnenia v pásme Čiernej hory a v Branisku. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív KGaM BF VŠT Košice, 124 s.
- BARTALSKÝ, B., 1984: Scheelitovo-kassiteritová a barytovo-polymetalická mineralizácia v západnej časti Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 16, 3, 269–277.
- BARTALSKÝ, B. et al., 1991: Branisko a Čierna hora – prognózne zdroje nerastných surovín. Manuskript – archív ZS, Geol. Priesk., Spišská Nová Ves, 1–71.
- BERGGREN, W., KENT, V. a FLYNN, J. J., 1983: Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In Snelling, N.J. (Edit.): Geochronology and the Geological Record. Geol. Soc.
- BEZÁK, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie varískej stavby. Miner. slov. (Bratislava), 26, 1, 1–6.
- BIELY, A. a FUSÁN, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtrischen Decken. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava) 42, 51–64.

- BOUČEK, B. a PŘIBYL, A., 1960: Revize trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 5-51.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some Flynch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1-168.
- BUDAY, T. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západ. Karpaty, 2. Vyd. Ústř. Úst. geol., Praha, 651 s.
- BUJNOVSKÝ, A., KOCHANOVÁ, M. a PEVNÝ, J., 1975: Korytnica Limestones – a new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 21-53.
- BYSTRICKÝ, J., 1977: Litostratigrafické jednotky triasu Západných Karpát. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J., 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe the West Carpathians Mts. Slovakia. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 4, 437-462.
- BYSTRICKÝ, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A-K), Tab. 8. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 1-440.
- BYSTRICKÝ, J. a BIELY, A., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 173-188.
- CIBULKA, L. 1966: Podrobný hydrogeologický prieskum – Kolinovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 16 967.
- CIBULKA, L. a BAJO, I., 1994: Povodie Svinky – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- CROWELL, J. C., 1957: Origin of pebbly mudstones. Bull. Geol. Soc. Amer., 68.
- ČÍŽEK, P., et al., 1986: Pozemné overovanie leteckých anomálií spektrometrie gama. Čiastková správa úlohy č. 068 21672. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
- DALLMAYER, R. D., NEUBAUER, F. a PUTIŠ, M., 1993: $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ mineral age controls for the Pre-Alpine an Alpine tectonic evolution of nappe complexes in the Western Carpathians. In PITONAK, P., SPISIAK, J. (Editors): Pre-Alpine Events in the Western Carpathians Realm. Excursion Guide, PAEWCR Conf., Stará Lesná, 12-20.
- DIVINEC, L., 1979: Vybrané profily zo severozápadnej časti Čiernej hory. In Tektonické profily Západných Karpát, (Ed. MAHEL, M.). Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 99-102.
- DOBRA, E., 1970a: Košická kotlina – keramické suroviny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- DOBRA, E., 1970b: Tepličany – Viničná – keramické suroviny, stav k 1. 10. 1970. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- DOBRA, E., 1971: Tepličany – Viničná – keramické suroviny, stav k 2. 3. 1971. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ĎUĎA, R., 1970: Rudné výskyty v oblasti Košické Hámre – Košická Belá – Hýľov – Košice. Rigorózná práca. Manuskript – archív PFUK, Bratislava.
- ĎUĎA, R. a ILAVSKÝ, J., 1970: Regionálny metalometrický výskum paleozoika SGR – Košické Hámre. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ĎURKOVIČ, T., 1994: Petrografia klastických sedimentov. In KAROLI, S., JANOČKO, J., JETEL, J., SPIŠÁK, Z., SAMUEL, O., RAKOVÁ, J., ĎURKOVIČ, T., 1994: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000; listy M-34-115-A-a, M-34-115-A-b, M-34-115-A-c, M-34-115-A-d, M-34-103-C-c. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely.

- ĐURKOVIČ, T., 1995: Petrografia klastických sedimentov. In KAROLI, S., NAGY, A., ŽEC, B., SPIŠÁK, Z., BUČEK, S., MAGLAY, J., BORZA, V., JETEL, J., ZLINSKÁ, A., ĐURKOVIČ, T., 1995: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-102-B-d, M-34-102-D-b, M-34-103-C-a, M-34-103-C-c a M-34-103-C-b. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely.
- FABIÁN, M. a KAMENICKÝ, J., 1985: Geologicko-petrografické pomery kryštalinika západnej časti Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 17, 2, 97–119.
- FARYAD, S. W., 1995: High-pressure / Low-temperature metamorphism of the Western Carpathians, Slovakia. Habilitation theses. Manuskript – archív BF TU, Košice, 1–113.
- FEDOR, 1960: Hydrogeologický posudok o možnosti získania pitnej a úžitkovej vody pre JRD Kolínovce, okr. Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 7 828.
- FILO, I., MAGLAY, J., MELLO, J., VOZÁR, J. a JETEL, J., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, listy M-34-113-B-a Hranovnica, M-34-113-B-b Hrabušice, M-34-114-A-a Spišská Nová Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. AP. 9435.
- FILO, I., MELLO, J., MAGLAY, J., SIRÁŇOVÁ, Z., ŠIRÁŇOVÁ, V., JETEL, J. a KOVÁČIK, M., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Spišská Nová Ves, Spišský Hrušov, Nálepko, Rudňany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FILO, I. a SIRÁŇOVÁ, Z., 1996 – v tlači: Tomášovské vrstvy – nová litostratigrafická jednotka podtatranskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102.
- FILO, J., 1992: Záverečná správa. Overenie prepojenia ponoru "Diablova diera" s vybranými prameňmi v pohorí Branisko. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, Geofyz. Bratislava.
- FLEITOUT, L. a FROIDEVAUX, C., 1980: Thermal and mechanical evolution of shear zones. Journ. struct. Geol., Pergamon Press, 2, 12, 159–164.
- FÖLDVÁRI, A., 1948: Die geologischen Verhältnisse des Gebietes NW-lich von Kassa. Működési jelentések 1939–40, Budapest, 2.
- FRANKO, O., GAZDA, S. a MICHÁLIČEK, M., 1974: Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra.
- FRANKOVIČ, J., 1964: Hydrogeologický prieskum aluviálnych náplavov Hornádu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č., 13 672.
- FRANKOVIČ, J., 1981: Čierna hora – hydrogeológia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J., SZABOVÁ, A. a KAZMUKOVÁ, M., 1981: Záverečná správa z vyhľadávacieho hydrogeologického prieskumu s ocenením zásob podzemných vôd ku dňu 30. 10. 1980. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- FRANKOVIČ, J. a TKÁČIK, P., 1980: Podzemné vody pohoria Branisko. Miner. slov. (Bratislava), 12, 4, 291–311.
- FRANKOVIČ, J., TKÁČIK, P., GAZDA, S. et al., 1975: Branisko – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Záverečná správa s ocenením zásob podzemných vôd k 30. 10. 1974. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 41 344.
- FRITZ, H., NEUBAUER, F., JANAK, M. a PUTIŠ, M., 1992: Variscan midcrustal thrusting in the Carpathians, II. Kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. Abstract supplement, 2, Terra Nova, 4, 24 p.
- FUSÁN, O., 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 12, 34–42.

- FUSÁN, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemeríd. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 171–180.
- FUSÁN, O., 1960: Príspevok k stratigrafii mezozoika Braniska a Čiernej hory. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 18, 31–38.
- FUSÁN, O. (Ed.), BYSTRICKÝ, J., FRANKO, O., CHMELÍK, F., ILAVSKÝ, J., KAMENICKÝ, L., KULLMAN, E., LUKNIŠ, K. a MATĚJKA, A., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Vyd. Geofond, 216 s.
- FUSÁN, O., KAMENICKÝ, I. a KUTHAN, M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 1–2, 163–220.
- FUSÁN, O., ZÁRUBA, Q. a HROMADA, K., 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdiá vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geol. Práce, Geotechn. (Bratislava), 7, 3–53.
- GAÁL, L., 1984: Správa z výskumu mezozoika v okolí Jakloviec. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GAZDAČKO, L., 1994: Polyfázový deformačný vývoj východnej časti stykovej zóny gemerika a veporika. Miner. slov. (Bratislava), 26, 387–398.
- GNOJEK, I., 1987: Magnetická anomália u Bzenova, jz. od Prešova. Miner. slov. (Bratislava), 19, 2, 169–173.
- GNOJEK, I., 1987: In ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálna interpretácia. Bratislava, Vyd. Slov. Geol. Úrad, 202–207.
- GNOJEK, I. a FILO, M., 1987: Interpretácia leteckých meraní v širšej oblasti Braniska a Čiernej hory. In ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálna interpretácia, text k súboru máp 192–207. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. 1–267.
- GNOJEK, I., HOVORKA, D. a POSPIŠIL, L., 1991: Sources of magnetic anomalies in the pre-Tertiary basement of the Eastern Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 42, 3, 169–180.
- GNOJEK, I. a KUBEŠ, P., 1991: Svědectví magnetometrie o ultrabázickém tělese u Sedlíc. Miner. slov. (Bratislava), 23, 2, 161–164.
- GRECULA, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. Monografia. Miner. slov. (Bratislava), 1–263.
- GRECULA, P. a KUCHARIČ, Ľ., 1992: ČZS SGR – geofyzika, stykové zóny západ, východ a juh. Manuskript – archív GS SR.
- GRECULA, P., NÁVESNÁK, D., BARTALSKÝ, B., GAZDAČKO, L., NÉMETH, Z., IŠTVÁN, J. a VRBATOVIČ, P., 1990: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 22, 97–110.
- GRECULA, P. a VARGA, I., 1979: Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 11, 5, 389–403.
- GRECULA, P. et al., 1977: Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GROSS, P., BIELY, A., HALOUZKA, R., SAMUEL, O., HANZEL, V., ŠUCHA, P., KOVÁČIK, M., MIKUŠKA, J., SNOPOKOVÁ, P., RAKOVÁ, J. a KÖHLER, E., 1990: Čiastková záverečná správa. Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 27-333 Poprad-3. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- GROSS, P., BUČEK, S., BORZA, V., ĎURKOVIČ, T., FILO, I., HALOUZKA, R., JANOČKO, J., KAROLI, S., KOVÁČIK, M., LUKÁČIK, E., MAGLAY, J., MELLO, J., NAGY, A., POLÁK, M.,

- SPIŠÁK, Z., VOZÁR, J., ŽEC, B.; JETEL, J., RAKOVÁ, J., SAMUEL, O., SIRÁŇOVÁ, Z., TÚNYI, I., ZLINSKÁ, A., ŽECOVÁ, K. a SNOPOKOVÁ, P., 1996: Čiastková záverečná správa. Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov a šarišského paleogénu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 162 s..
- GROSS, P., ĐURKOVIČ, T., JETEL, J., KOVÁČIK, M., SAMUEL, O., ŽECOVÁ, K. a TÚNYI, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy M-34-102-C-a Ľubické Kúpele, M-34-102-C-b Torysky, M-34-102-C-c Levoča, M-34-102-C-d Jablonov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely, 83 s.
- GROSS, P. a GAÁL, L., 1983: Čiastková záverečná správa. Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu Salvátor. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 55 054.
- GROSS, P., KÖHLER, E. a SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.
- GROSS, P. a SAMUEL, O., 1982: Geológia a stratigrafia južnej a centrálnej časti Levočských vrchov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 87–102.
- GROSS, P., SAMUEL, O., SNOPOKOVÁ, P., BAŇACKÝ, V. a GAZDA, S., 1967: Dielčia záverečná správa. Základné geologické mapovanie na liste Levoča 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 187 s., Tab. I–XI.
- GÜMBEL, C. W., 1858: Geognostische Verhältnisse der bayerischen Alpen der Donauhochebene. München, 1–66.
- GWINNER, M. P., 1971: Geologie der Alpen. Vyd. E. Schweizerbartsche Verlag. Nagel. Obermiller, Stuttgart, 1–462.
- HARČÁR, J., 1972: Šarišská vrchovina, fyzicko-geografická analýza. Geograf. Práce (Bratislava), Vyd. Slov. Pedagog. Nakl., 3, 1–2, 2–268.
- HARČÁR, J. a NOVODOMEČ, R., 1982: Geomorfológia okresu Prešov. Spravodaj Slov. geogr. spol. (Prešov), 21.
- HATCHER JR., R. D., 1981: Thrust and nappes in the North American Appalachian Orogen. In MC CLAY, K. R. & PRICE, N. J. (Eds.): Thrust and Nappe Tectonics. Blackwell Sc. Publ., Oxford, 491–499.
- HAUER, F., 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt III, West Karpathen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), XIX.
- HOLUB, V. M., VOZÁR, J., TÁSLER, R., VOZÁROVÁ, A. a BAJANÍK, Š., 1980: Geologická a paleogeografická mapa karbonu a permu Československa 1 : 1 000 000. Vyd. Ústf. Úst. Geol. Praha.
- HORSKÝ, S., 1991: Záverečná správa úlohy Košice – hĺbka – VP, magnezit. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.
- HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. VEDA, Bratislava, 1–263.
- HROUDA, F., JACKO, S. a HANÁK, J., 1988: Parallel magnetic fabric in metamorphic, granitoid and sedimentary rocks of the Branisko and Čierna hora Mts. (E. Slovakia) and their tectonometamorphic control. Phys. of the Earth and Plan. Interiors, 51, Elsevier, Amsterdam, 271–289.
- HYNIE, O., 1950: Hydrogeologický posudek o zřídelní oblasti kyselek v Lipovcích (Salvátor) u Prešova. Praha.

- CHMELÍK, F., 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech centrálněkarpatského paleogénu v oblasti Nízkých a Vysokých Tater, Spišské Magury a Levočského pohorí za rok 1957. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- CHOCHOL, M., ŠKVARKA, L., MOLNÁR, J. a RAPANT, S., 1984: Hydrogeologické pomery Šarišskej vrchoviny. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J., 1955: Markazitové ložisko v neogéne východného Slovenska pri Tepličanoch. Geol. Práce, Geotechnika (Bratislava), 1, 9, 1–60.
- ILAVSKÝ, J., PECHO, J. a PRIECHODSKÁ, Z., 1956: Poznámky ku geológii a tektonike flyša Spišskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 8, 151–161.
- ILAVSKÝ, J. a SATTRAN, V., 1980: Explanations to metallogenetic map of Czechoslovakia 1 : 500 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 144 s.
- ILAVSKÝ, J. et al., 1964: Legenda k mape nerastných surovín ČSSR 1 : 200 000, list M-34-XXVII Vysoké Tatry. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 1–81.
- IŠTVÁN, J., 1984: Geologické pomery oblasti Margecian, Jakloviec a Krompách. Manuskript – archiv Kat. geol. a paleontolog. Prírodoved. fakulty Univ. Komen. Bratislava.
- IVANOV, M., 1953: Geologicko-petrografické a rudné pomery v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria medzi Kluknavou a Žakarovcami. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 4, 3–4, 705–750.
- IVANOV, M., 1957: Permské vulkanity v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 215–240.
- JABLONSKÁ, J., 1993: Charakteristika zirkónov granitoidov Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 25, 3, 157–171.
- JACKO, S., 1971: Niektoré osobitosti tektonického vzťahu gemeríd s kryštalinikom Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 57, 111–119.
- JACKO, S., 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika Bujanovského masívu. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archiv BF VŠT Košice, 304 s.
- JACKO, S., 1978: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 3, 59–80.
- JACKO, S., 1979a: Geologický profil pásmom Čiernej hory. In Tektonické profily Západných Karpát (Ed. MAHEL, M.). Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 185–193.
- JACKO, S., 1979b: Vzájomné vzťahy granitoidov a plášťa v kryštaliniku Bujanovej. Celoslovenský seminár Granity Západných Karpát, 1–7, Abstrakt Miner. slov. (Bratislava), 11, 4, 372.
- JACKO, S., 1981a: Geologicko-tektonická štúdia PVE Malá Vieska. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava, 1–52.
- JACKO, S., 1981b: Permský vulkanizmus pásma Čiernej hory. In Paleovulkanizmus Západných Karpát (Editors BAJANÍK, Š., HOVORKA, D.). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 105–115.
- JACKO, S., 1982: Prehľad tektonometamorfného vývoja a hydrotermálnej mineralizácie centrálnej časti pásma Čiernej hory. Zborn. ref. z ved. tech. konferencie, Košice, 143–154.
- JACKO, S., 1983: Vplyv geologického prostredia na vývoj zrudnenia v pásme Čiernej hory. In Vplyv geologického prostredia na zrudnenie (Ed. GUBAČ, J.). Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 125–135.
- JACKO, S., 1984: Štruktúrno-metalogenetická štúdia Braniska a Čiernej hory. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava, 295 s.

- JACKO, S., 1985: Litostratigrafické jednotky kryštalinika Čiernej hory. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 127–133.
- JACKO, S., 1988: Postavenie Braniska a Čiernej hory v kontexte centrálnych Západných Karpát. Zborn. ved. prác VŠT v Košiciach, 173–185.
- JACKO, S., 1992: Some problems of the pre-Alpine structure of the West Carpathians. In Konf. Symp. Sem., Spec. Vol. of the Paleozoic geodynamic domains of the W. Carpathians, E. Alps and Dinarides, IGCP Project No. 276 (Ed. VOZÁR, J.), Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 67–77.
- JACKO, S., 1995: Niektoré problémy neskorovaríškeho a alpínskeho skrátania kôry pri východnom okraji interníd Západných Karpát. In: Konferencie, Sympóziá, Semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91–95.
- JACKO, S. a BALÁŽ, B., 1993: Nové poznatky o metalogenéze Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 25, 5, 323–326.
- JACKO, S., KORIKOVSKIJ, S. P. a BORONICHIN, V. A., 1990: Rovnovážne asociácie rúl a amfibolitov komplexu Bujanovej (Čierna hora). Miner. slov. (Bratislava), 22, 231–239.
- JACKO, S. a PETRÍK, I., 1987: Petrology of the Čierna hora Mts. Granitoid rocks. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 5, 515–544.
- JACKO, S. a RAJLICH, P., 1973: The Alpine and pre-Alpine folds of the Čierna hora crystalline complex. Sbor. geol. Věd., Řada G (Praha), 149–158.
- JACKO, S. a SASVÁRI, T., 1990: Some remarks to an emplacement mechanism of the Westcarpathian paleo-Alpine nappes. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 3, 179–197.
- JACKO, S., SASVÁRI, T., ZACHAROV, M. a PUTIŠ, M., 1995: Variscan pre-granitoid fold paragenesis of the Western Carpathians. Krystallinikum (Prague), 22, (Brno), 55–71.
- JACKO, S., SASVÁRI, T., ZACHAROV, M., SCHMIDT, R. a VOZÁR, J., 1996: Contrasting style of Alpine deformations at the Eastern part of the Veporicum and Gemicum units, Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2, 151–164.
- JACKO, S., VOZÁR, J. a POLÁK, M., 1995: Nové poznatky o geologickej stavbe Braniska a Čiernej hory. Miner. slov. (Bratislava), 27, 6, 417–418.
- JACKO, S., ZACHAROV, M., RADZO, V. a FULÍN, M., 1984: Nález barytového zrudnenia v Čiernej hore. Miner. slov. (Bratislava), 16, 3, 277–282.
- JACKO, S. et al., 1975: Záverečná správa výskumnej úlohy č. II-8-4/7. Manuskript – archív GS SR, KGaM BF VŠT, Košice, 1–150.
- JACKO, S., ROZLOŽNÍK, L., SLAVKOVSKÝ, J., ZÁBRANSKÝ, F., 1975: Výskum metalogenézy Západných Karpát na styku gemeríd s pásmom Čiernej hory. Manuskript – archív KGaM BFVŠT v Košiciach, 1–144.
- JETEL, J., MOLNÁR, J. a VRANOVSKÁ, A., 1990: Hydrogeologický výskum Hornádskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KADLEC, E., 1968: Geologická stavba oblasti Margecany – Kojšov – Košické Hámre, petrografická a hustotní charakteristika základných typů hornín. Manuskript – archív GS SR, archív Kat. Geol. a Paleont. Přír. Fak. UJEP Brno, 120 s.
- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., JACKO, S., JANOČKO, J., KAROLI, S., MOLNÁR, J., PETRO, L., PRIECHODSKÁ, Z., SYČEV, V., ŠKVARKA, L., VOZÁR, J., ZLINSKÁ, A. a ŽEC, B., 1991: Vysvetlivky ku geologickej mape severnej časti Slanských vrchov a Košickej kotliny 1 : 50 000. Vysv. k region. geol. mapám Slov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 231 s.

- KALIČIAK, M., BAŇACKÝ, V., BODNÁR, J., DUBÉCIOVÁ, A., JACKO, S., JANOČKO, J., JETEL, J., KAROLI, S., PETRO, L., SPIŠÁK, Z., SYČEV, V., ZLINSKÁ, A., ŽEC, B., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape Slanských vrchov a Košickej kotliny – južná časť 1 : 50 000. Vysv. k region. geol. mapám Slov. Bratislava, Geol. Služba Slov. Rep., 206 s.
- KAMENICKÝ, J., 1950: Bázické erupzíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Sbor. (Bratislava), 1, 1–44.
- KAMENICKÝ, J., 1957: Serpentinity a diabázové horniny triasu okolia Jakloviec (sv. okraj Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 137–138.
- KAMENICKÝ, J., 1977: Geological-petrographical relations of granodiorites from Čierna hora Mts. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 32, 81–110.
- KAMENICKÝ, L., 1958a: Predbežná správa o základnom geologickom výskume kryštalinika Braniska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 40 s.
- KAMENICKÝ, L., 1958b: Správa k prehľadnému geologickému mapovaniu za rok 1957: a) Kryštalinikum veporíd v oblasti k. Trešník, k. Stolica a k. Kohút, b/ Kryštalinikum Čiernej hory v okolí k. Slubica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. 35 s.
- KAMENICKÝ, L. a MARKOVÁ, M., 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gmerid. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 45, 111–186.
- KANTOR, J., REPČOK, I., ĎURKOVIČOVÁ, J., ELIÁŠ, K. a WEIGEROVÁ, V., 1984: Časový vývoj vybraných oblastí Západných Karpát podľa rádiometrického dátovania. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KANTOR, J. et al., 1982: Genetická charakteristika evaporitov Západných Karpát podľa izotopov síry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. a KANTOR, J., 1955: Príspevok k poznaniu markazitového ložiska pri Tepličanoch. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 6, 1–2.
- KARNIŠ, J. a KVITKOVIČ, J., 1972: Prehľad geomorfologických pomerov Východného Slovenska. Geograf. Práce (Bratislava), 1.
- KAROLI, S., 1987: Vysvetlivky ku listu mapy M 1 : 25 000 37-242 (Košice-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–62.
- KAROLI, S., JANOČKO, J., JETEL, J., SPIŠÁK, Z., SAMUEL, O., RAKOVÁ, J. a ĎURKOVIČ, T., 1994: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-115-A-a, M-34-115-A-b, M-34-115-A-c, M-34-115-A-d, M-34-103-C-c. Manuskript – archív Nafta, a. s., Gbely.
- KAROLI, S., NAGY, A., ŽEC, B., SPIŠÁK, Z., BUČEK, S., MAGLAY, J., BORZA, V., JETEL, J., ZLINSKÁ, A. a ĎURKOVIČ, T., 1995: Vysvetlivky k mape paleogénu na listoch 1 : 25 000, listy M-34-102-B-d, M-34-102-D-b, M-34-103-C-a, M-34-103-C-c a M-34-103-C-b. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely.
- KAROLI, S. et al., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 37-224 (Prešov 4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–111.
- KAROLI, S. et al., 1989: Vysvetlivky ku geologickej mape listu 37-244 (Košice 4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 96 s.
- KLAGO, M. et al., 1971: Lipovce – Salvator, podrobný hydrogeologický prieskum za účelom situovania a vybudovania náhradného zdroja minerálnej vody. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 25 549.
- KORÁB, T., ĎURKOVIČ, T., KULLMANOVÁ, A. et al., 1986: Záverečné naftovo-geologické zhodnotenie oblasti na základe vrtu Šariš-1. Výskum vnútrokarpatského paleogénu a

- jeho podložia v Šarišskej vrchovine a v Levočskom pohorí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP. 7788.
- KORIKOVSKIJ, S. P., JACKO, S. a BORONICHIN, V. A., 1989: Alpine anchimetamorphism of upper carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Čierna hora Mts. crystalline complex (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 40, 5, 579–598.
- KORIKOVSKIJ, S. P., JACKO, S. a BORONICHIN, V. A., 1990: Faciálne podmienky varískej prográdnej metamorfózy v lodinskom komplexe kryštalinika Čiernej hory. *Miner. slov.* (Bratislava), 22, 225–230.
- KORIKOVSKIJ, S. P., JACKO, S., BORONICHIN, V. A. a ŠUCHA, V., 1992: Illite-Paragonite layer intergrowths from the Gemicum nappe in the se part of the Čierna hora Mts. Veporicum (Western Carpathians). *Geol. carpath.* (Bratislava), 43, 1, 49–55.
- KORPEL, P., 1960: Priebežná správa o magnezite, Cu, Fe, Kavečany Črmeľ. Manuskript – archív Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.
- KORPEL, P., 1964: Správa o prieskume Kavečany – Magnezit, Cu, Fe. Manuskript – archív Geol. Priesk., Spišská Nová Ves.
- KOVÁČ, M., KRÁL, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. a UHER, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geol. carpath.* (Bratislava), 45, 2, 83–96.
- KOVALÍK, P., 1988: Kolínovce – vyhl'adávací hydrogeologický prieskum pre zabezpečenie vodného zdroja pre hospodárstvo – vrt HJK-1 hlboký 15,0 m. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 67 667.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1973: Zum Alter und zur tectonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath.* (Bratislava), 24, 2, 365–374.
- KOZUR, H. a MOCK, R., 1985: Erster Nachweis von Conodonten im Paläozoikum (Karbon) der Westkarpaten. *Geol. Paläont. Mitt.* (Innsbruck), 13, 10, 223–238.
- KOZUR, H. a Mock, R., 1995: First evidence of Jurassic in the Folkmar Suture Zone of the Meliaticum in Slovakia and its tectonic implications. *Miner. slov.* (Bratislava), 27, 5, 301-307.
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J. a ZEMAN, J., 1977: Minerálne vody Slovenska – balneografia a krenografia, 1. Martin, Vyd. Osveta, 451 s.
- KRAHULEC, P., REBRO, A., UHLIARIK, J. a ZEMAN, J., 1978: Minerálne vody Slovenska – balneografia a krenografia, 2. Vyd. Osveta Martin, 1035 s.
- KRIST, E., 1954: Karbónske zlepenice bindt-rudňanského vývoja v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš.* (Bratislava), 36, 77–105.
- KRIST, E., KORIKOVSKIJ, S. P., PUTIŠ, M., JANÁK, M. a FARYAD, S. W., 1992: Geology and Petrology of Metamorphic Rocks of the West Carpathians Crystalline Complexes. Comenius University – Univerzita Komenského Bratislava, 1–324.
- KRIŽÁNI, I., 1977: Záverečná správa. Vysoké Tatry – Prešov. Šlichová prospekcia. Manuskript – archív Geol. Priesk. Spišská Nová Ves.
- KULLMAN, E., 1989: Hydrological balances in fissure-karstic hydrogeological structures. Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol. (Bratislava), 8, 25–66.
- KULLMAN, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters. Bratislava, Vyd. Geol. Ústav D. Štúra.

- MAHEL, M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 221–254.
- MAHEL, M., 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika Centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61–82.
- MAHEL, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Palealpínske jednotky, 1; Bratislava, Vyd. Veda, Slov. Akad. Vied, 503 s.
- MAHEL, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, 2. Západní Karpaty, 1. Vyd. Academia, Vyd. Nakladatelství Českoslov. Praha, Akad. Věd, 1–495.
- MÁJOVSKÝ, J. a Tkáčová, H., 1983: Závěrečná správa 1981–1983. Geofyzikální výskum Šarišskej vrchoviny. Manuskript – archív Geofyzika, Brno.
- MALÍK, P. a LÁNCZOS, T., 1993a: Hydrogeologická mapa Braniska v mierke 1 : 50 000 – textové vysvetlivky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MALÍK, P. a LÁNCZOS, T., 1993b: Nové poznatky získané pri zostavovaní hydrogeologickej mapy Braniska v mierke 1 : 50 000. Zborník seminára Výsledky regionálneho hydrogeologického výskumu a prieskumu na Slovensku. Slovenská asociácia hydrogeológov Turčianske Teplice, 13.–15. 10. 1993.
- MALUSKI, H., RAJLICH, P. a MATTE, P., 1993: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of the Inner Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics (Amsterdam), 223, 313–337.
- MARČÁK, P., 1987: Štúdium recentných zvislých tektonických pohybov regiónu východnej časti Košickej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–11.
- MARCHANT, R., 1993: The Underground of the Western Alps. Mém. Géol. (Lausanne), 15, 1–137.
- MARSCHALCO, R., 1960: Vysvetlivky k listu generálnej mapy Košice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MARSCHALCO, R., 1962: Stratigrafické výskumy flyša od Čiernej hory. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 15–22.
- MARSCHALCO, R., 1965: Sedimentárne textúry a paleoprúdenie v okrajových litofáciách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 34, 75–102.
- MARSCHALCO, R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská hornatina). Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 5, 7–102.
- MARSCHALCO, R., 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina). Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 5, 7–102.
- MARSCHALCO, R., 1981: Podmorské náplavové kužele v paleogéne centrálnych Karpát a rozšírenie flyšu pod neogénom východného Slovenska. In Zbor. referátov Geologická stavba a nerastné suroviny hraničnej zóny Východných a Západných Karpát. Košice, 47–63.
- MARSCHALCO, R. a RADOMSKI, A., 1960: Wstępne Winiki badań nad kierunkami transportu materialu w basiene fliszowym Centralnych Karpat. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków).
- MÁŠKA, M., 1957: In FUSÁN, O., 1959: Poznámky k mladšiemu paleozoiku gemerid. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 171–180.
- MÁŠKA, M. a ZOUBEK, V., 1961: In BUDAY, T. et. al., 1961: Tektonický vývoj Československa. Ústí. Úst. Geol. Praha, 249 s.

- MATĚJKA, A. (Ed.), BUDAY, T., BŘEZINA, J., CICHA, I., ČECHOVIČ, V., ČTYROKÝ, P., DORNIČ, J., ELIÁŠ, M., FUSÁN, O., HANZLÍKOVÁ, E., CHMELÍK, F., KUTHAN, M., KVIKTOVIČ, J., MARSCHALCO, R., MAZÚR, E., NEMČOK, J., PORUBSKÝ, A., PESL, V., SLÁVIK, J., STRÁNIK, Z., ŠVAGROVSKÝ, J. a ZORKOVSKÝ, B., 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXII, M-34-XXVIII Zborov – Košice. Vyd. Ústř. Úst. geol., Bratislava, 256 s.
- MAZÚR, E. a LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. In Regionálna geografická syntéza SSR. Súbor diagnostických a prognostických máp o krajine a životnom prostredí, 1 : 500 000. Bratislava, Vyd. Geograf. Úst. Slov. Akad. Vied.
- MIHÓK, L., FRÖHLICHOVÁ, M. a BALÁŽ, B., 1995: Východokeltské pece s troskovou jamou z Kysaku. Študijné zvesti Archeol. Úst. Slov. Akad. Vied (Nitra), 31, 51–64.
- MÍŠÍK, M., 1955: Štrkové súvrstvie neogénu Košickej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 3, 121–133.
- Míšík, M., 1959: Vyhodnotenie výbrusov valúnov z paleogénnych zlepcov z oblasti Fričovce, Radačov, Chminianske Jakubovany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- MOCK, R., 1980: Niektoré nové pohľady na geológiu vnútorných Západných Karpát. Katedra Geol. a Paleont. Prírodoved. Fakulty Univ. Komen., Bratislava.
- NAGY, A., BUČEK, S., MAGLAY, J., ĐURKOVIČ, T., JETEL, J., RAKOVÁ, J. a SNOPKOVÁ, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Fričovce (M-34-102-D-d). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely.
- NEMČOK, J. (Edit.), 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny 1 : 50 000. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 1–131.
- NĚMEJC, F., 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických poměrů v permokarbonu na Slovensku. Rozpr. Čs. Akad. Věd., Ř. mat. příř. Věd (Praha), 56, 1–37.
- NEŠVARA, J., 1977: Zpráva o inženýrsko-geologickém průzkumu pro 1. etapu řešení PVE M. Vieska. Manuskript – archív Geotest, Brno, 1–25.
- NOVOTNÝ, L. a MIHÁL, F., 1987: Nové litostratigrafické jednotky v krompašskej skupine. Miner. slov. (Bratislava), 19, 2, 97–113.
- NOVOTNÝ, L., STEJSKAL, J. a VAVRDA, I., 1962: Výskum permu severného okraja gemeríd. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves, 1–86.
- NOVOTNÝ, L., STEJSKAL, J. a VAVRDA, I., 1962: Záverečná správa. Výskum permu severného okraja gemeríd. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves, 1–86.
- PETRÁNEK, J., 1963: Usazené horniny. Jejich složení, vznik a ložiska. 1. vyd. Praha, Vyd. Nakladatelství Českoslov. Akad. Věd, 720 s.
- PETTIJOHN, F. J., 1975: Sedimentary Rocks. New York, Harper and Row, 628 s.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. a SIEVER, R., 1972: Sand and Sandstones. New York, Springer, 618 s.
- PLANČÁR, J., FILO, M., ŠEFARA, J., SNOPKO, L. a KLINEC, A., 1977: Geofyzikálna a geologická interpretácia ťažových a magnetických anomálií v Slovenskom rudohorí. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 2, 7–144.
- PLÍČKA, M., 1987: In NAGY, A., BUČEK, S., MAGLAY, J., ĐURKOVIČ, T., JETEL, J., RAKOVÁ, J. a SNOPKOVÁ, P., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Fričovce (M-34-102-D-d). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely.

- POLÁK, M., 1987: Mezozoikum severnej časti Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 87, 7–18.
- POLÁK, M., 1988: Čiastková záverečná správa. Jura Braniska a západnej časti Čiernej Hory. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- POLÁK, M., 1994: Mezozoikum južnej časti Braniska. Miner. slov. (Bratislava), 26, 267–271.
- POLÁK, M., MOLÁK, B. a ŠIRÁŇOVÁ, V., 1988: Manifestation of Manganese mineralisation in Liassic bituminous carbonates of the Branisko Mts. Abstracts of the symp. Metalif. block shales progr. IGCP-254, I. Nat. works groups, Pezinská Baba, 26–27.
- POLÁK, M., NEMČOK, J., VOZÁR, J., HANÁČEK, J., PLANDEROVÁ, E., PRISTAŠ, J., ŠKVARKA, L., ŠUCHA, P., VOZÁROVÁ, A., KRIPPEL, M. a STANKOVIČ, J., 1985: Čiastková záverečná správa za rok 1985. Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 27 434 Lipany. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP. 7387.
- POLÁK, M. a PLANDEROVÁ, E., 1987: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 86, 133–142.
- POLÁK, M. a ŠIRÁŇOVÁ, V., 1993: Mangánová mineralizácia v liasových karbonátových sedimentoch Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 97, 47–51.
- POLGÁRI, M., MOLÁK, B. a SÜROVÁ, E., 1989: Contribution to the organo-geochemical study of the black shale – Mn-carbonate sequence Úrkút (Hungary) and comparison to the Mn-carbonate occurrences in Branisko Mts. IGCP Project No. 254, Příbram, Abstract and extended abstract, 47–49.
- POLGÁRI, M., MOLÁK, B. a SUROVÁ, E., 1992: An Organic Geochemical Study to Compare Jurassic Black Shale-hosted Manganese Carbonate Deposits: Úrkút, Hungary, and Branisko Mountains, East Slovakia. Explor. Mining Geol. (Pergamon Press plc), 1, 1, 63–67.
- PTÁK, J., 1955: Geologické a rudné pomery západnej časti Čiernej hory. Manuskript – archív KGaM BF VŠT, Košice, 1–89.
- PTÁK, J., 1956: Predbežná zpráva o petrografii kryštalinika Čiernej hory medzi Margecanmi a Kluknavou. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 5, 143–147.
- RADZO, V., 1958: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite pri Ťahanovciach SZ od Košíc. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 12, 43–58.
- RAKUSZ, Gy., 1932: Die oberkarbonischen Fossilien von Dobšiná und Nagyvisnyó. Geologica hung., Ser. Palaeont. (Budapest), 8, 1–123.
- REBRO, A., MATEJČEKOVÁ, E. a VANDROVÁ, G., 1985: Lipovce – Salvátor, vyhodnotenie režimu minerálnych vôd od roku 1980, hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, ev. č. 61 378.
- RICHTEROVÁ, L. et al., 1974: Tepličany – Viničná – keramické suroviny. Záverečná správa. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
- ROJKOVIČ, I. a MIHÁL, F., 1991: Geologická stavba a uránové zrudnenie v perme severovýchodnej časti Slovenského rudohoria. Miner. slov. (Bratislava), 23, 2.
- RÖSING, F., 1947: Die geologischen Verhältnisse des Branisko-Gebirges und der Čierna hora (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell. (Hannover), 99, 8–39.
- ROTH, Z., 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 44, 3, 195–199.

- ROZLOŽNÍK, L. a SLAVKOVSKÝ, J., 1979: Geologická stavba styku gemerika s pásmom Čiernej hory ilustrovaná geologickým profilom od Zlatej Idky po vrch Bujanová. In Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 193–198.
- SAMUEL, O., 1960: Mikrobiostratigrafické pomery centrálno-karpatského paleogénu medzi Braniskom, Čiernou horou a riekou Torysou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- SAMUEL, O., 1995: Čiastková správa. Mikrobiostratigrafia Popradskej kotliny, Levočských vrchov, Hornádskej kotliny a Šarišskej vrchoviny. In GROSS, P., ĎURKOVIČ, T., JETEL, J., KOVÁČIK, M., SAMUEL, O., ŽECOVÁ, K., TŮNYI, I., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy M-34-102-C-a Ľubické Kúpele, M-34-102-C-b Torysky, M-34-102-C-c Levoča, M-34-102-C-d Jablonov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, archív Nafta, a. s., Gbely, 83.
- SASSI, F. P. a VOZÁROVÁ, A., 1987: The pressure character of the Hercynian metamorphism in the Gemicum (West Carpathians, Czechoslovakia). *Re. Soc. ital. Mineral. Petrologia* (Milano), 42, 73–81.
- SASSI, R. a VOZÁROVÁ, A., 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemicum and Veporicum (West Carpathians, Czecho-Slovakia). *Boll. Soc. geol. ital.* (Roma), 111, 33–39.
- SASVÁRI, T., 1992: Litostratigrafia a megaštruktúrna pozícia črmel'skej skupiny. Zbor. predn. 8. banícka ved.-techn. konf. Košice, 164–168.
- SEDERHOLM, J. J., 1926: On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of southwestern Finland, II. *Bull. Comm. géol. Finl.* (Otaniami), 77, 143 s.
- STACEY, J. a KRAMERS, F., 1975: Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-stage Model. *Earth planet. Sci. Lett.* (Amsterdam), 26, 207–221.
- ŠALÁT, J., 1954a: Príspevok k petrografii verukánskych hornín z územia medzi Margecanmi a Košicami. *Geol. Práce, Zpr.* (Bratislava), 1, 65–68.
- ŠALÁT, J., 1954b: Petrografia paleogénnych zlepcov od Margecian. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 5, 1–4, 208–221.
- ŠALÁT, J., 1954c: Permský kremitý porfýr z pohoria Čiernej hory. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 5, 1–4, 116–121.
- ŠALÁT, J., 1955: Petrografia paleogénnych zlepcov od Margecian. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 5, 1.
- ŠTŮR, D., 1869: Bericht über die geologische Aufnahme in der Umgebung von Schnöllnitz und Göllnitz. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.* (Wien), 19.
- TKÁČOVÁ, H. a SPEVÁKOVÁ, E., 1979: Záverečná správa za roky 1975–1978. Čierna hora. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
- TOLLMANN, A., 1966: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. *Geotekt. Forsch.* (Stuttgart), 21, 1–156.
- TOLLMANN, A., 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Vyd. Franz Deutricke*, Wien, 323–383.
- UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen. In *Bau und Bild Österreichs*. Wien – Leipzig.
- URBAN, K. a FRANKO, O., 1959: Minerálne pramene Salvator v Lipovciach, geologický a geofyzikálny výskum okolia a návrh ochranných obvodov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 6 526.

- VÁCLAV, J. a VOZÁROVÁ, A., 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 5, 83-108.
- VÁCLAV, J., VOZÁROVÁ, A. a PLANDEROVÁ, E., 1980: Záverečná správa za rok 1980. Záverečná správa o metalogenetickom výskume Cu-ložísk v permu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP. 6453.
- VANDROVÁ, G., 1986: Lipovce – balneohydrogeologický prieskum kvartéru užšieho ochranného pásma zdrojov prírodných minerálnych vôd stolových. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 62 998.
- VASS, D. a ČVERČKO, J., 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 82, 111–126.
- VOLFOVÁ, J., 1962: Makrofauna centrálného paleogénu východného Slovenska. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 63, 93–97.
- VON GOSEN, W., 1992: Structural evolution of the Aregentine Precordillera: the Rio San San Juan section. J. struct. Geol. (Bristol), 14, 6, 643–667.
- VON PAPP, K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.
- VOZÁR, J., 1968: Der perm-mesozoische Vulkanismus in der Westkarpaten und Ostalpen. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 44–45, 149–162.
- VOZÁR, J., 1973: Spodný perm v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 327–329.
- VOZÁR, J., 1977a: Magmatické horniny tholeiitickej série v permu chočského príkrovu Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–320.
- VOZÁR, J., 1977b: Permian volcanic rocks of the West Carpathians. In Proc. 11. Congr. CBGA Kiev, 245–246.
- VOZÁR, J. a TOMEK, Č., 1993: Predbežné výsledky hlbinného seizmického profilu G-1 v Spišsko-gemerskom rudohorí. Miner. slov., Geovestník (Bratislava), 1, 25, 4.
- VOZÁR, J., TOMEK, Č. a VOZÁROVÁ, A., 1995: Deep seismic profile G: Geological interpretation. Abstract. Europrobe workshop PANCARDI Stará Lesná, 8–12.
- VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.
- VOZÁR, J., TOMEK, Č., VOZÁROVÁ, A. a DVOŘÁKOVÁ, V., 1995: Deep seismic profile G: geological interpretation (Inner Western Carpathians, Slovakia). 15 Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Spec. publ. 4/1, Geol. Soc. Greece, Athens, 37–37.
- VOZÁROVÁ, A., 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepenčov Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty (Bratislava), 18, 7–91.
- VOZÁROVÁ, A., 1979: Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 6, 61–116.
- VOZÁROVÁ, A., 1993: Variská metamorfóza v gemeriku. In Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 233–238.
- VOZÁROVÁ, A., 1995: Pre-Alpine terranes in the Western Carpathians. In Part: Tectonostratigraphic Terranes of the Carpatho-Balkan Region. 15 Congr. Carpath.-Balkan, Geol. Assoc., Spec. publ., Geol. Soc. Greece, Athens, 21.
- VOZÁROVÁ, A., 1995: Geodynamic implication of detrital modes and heavy mineral data for Early Paleozoic Gelnica Terrane sandstones (Inner Western Carpathians). 15 Congr. Carpath.-Balkan Geol. Assoc., Spec. publ. 4/1, Geol. Soc. Greece, Athens, 413–416.

- VOZÁROVÁ, A., ĎURKOVIČOVÁ, J. a REPČOK, I., 1995: Data on chemical and isotope Composition of Carboniferous and Mesozoic Carbonates of Inner Western Carpathians. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 2, 127–152.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1986: Korelácie tektonických jednotiek v Branisku na základe poznania kryštalinika a mladšieho paleozoika. *Region. Geol. Západ. Karpát, Spr. o výsk. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava)*, 21 (1986), 21–25.
- VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 314 s.
- WINKLER, H. G. F., 1974: *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Vyd. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 320 s.
- ZÁBRANSKÝ, F., 1975: In JACKO, S. et al., 1975: Záverečná správa výskumnej úlohy č. II-8-4/7. Manuskript – archív KGaM BF VŠT, Košice.
- ZACHAROV, M., 1986: Litologicko-štruktúrny vývoj a nerastné suroviny jv. časti masívu Sľubice. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív KGaM BF VŠT Košice. 1–142.
- ZACHAROV, M., 1987: Správa o geologických pomeroch v sz. časti pásma Čiernej hory v oblasti Vojkovec – kóta Sľubica. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–9.
- ZACHAROV, M., 1989: Správa o geologických pomeroch v sz. časti pásma Čiernej hory v oblasti Dúbrava – kóta Sľubica – Francova dolina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–9.
- ZACHAROV, M., 1990: Základné črty stavby kryštalinika pásma Čiernej hory v oblasti Predná dolina – Dúbrava. Manuskript – archív GS SR, Bratislava. 1–13.
- ZACHAROV, M., 1992: Základné črty stavby kryštalinika masívu Sľubice. In: Zborník predn. 8. BVTK, sekcia geológia, BF TU Košice, 174–178.
- ZACHAROV, M., 1993: Geologická stavba masívu Sľubice. Habilitačná práca. Manuskript – archív KGaM BF TU, Košice, 1–157.
- ZACHAROV, M., 1995: Stavba permu v severnej časti masívu Sľubice. In: Konferencie, Sympóziá, Semináre, 3. geol. dni J. Slávika (Ed. KALIČIAK, M.). Bratislava, Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, 97–100.
- ZAKOVIČ, M., BODIŠ, D. a LOPAŠOVSKÝ, K., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 – Šarišská vrchovina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- ZLOCHA, J., RICHTER, Š. a VALKO, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob Jaklovce – VP, chryzolitový azbest. Manuskript – archív Geofondu, Bratislava.
- ZORKOVSKÝ, V., 1959: Stručný prehľad výskumov nerastných surovín na území Prešovského kraja. Sbor. vedec. prác VŠT (Košice), 3, 2, 149–160.

A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF BRANISKO AND ČIERNA HORA MTS.

Summary

Presented geological map comprises the following geomorphological wholes: Branisko Mts., Čierna Hora Mts. and adjacent parts of the Volovské vrchy hills, Hornádska kotlina depression, Levočské vrchy hills, Bachurňa Mts., Šarišská vrchovina hills and Košická kotlina depression. The features like morphological dissection of the area, variations in the orientation of its basic morphostructures, their microrelief and the distribution of drainage network are all controlled by its geologic structure.

The region is characterised by extraordinarily heterogeneous structure, composed of almost complete sequence of basic units of the Western Carpathian's internides, the Tatricum and Veporicum Units, the Šturec nappe of the Hronicum Unit, the Late Paleozoic of the Gemicum Unit and the Meliaticum Unit. Furthermore, the formations of inner Carpathian Paleogene and Neogene of the Košická kotlina depression take also their shares in its structure.

In the northern part of the mountain, approaching the contact with the Šturec nappe, the rock sequences of Tatricum part of the Branisko Mts. strike generally E-W, reflecting a progressive trend of Alpine compression and a dissection into segments by NW-SE and NNE-SSW faults. The basic structural elements are the Upper Cretaceous NW-SE **vergent** fault structures, composed of the Veporic Bystrá anticlinorium and the Sivec synclinorium, and of the Gemic Črmeľ anticlinorium and North Gemicum synclinorium. The macrostructures and their filling are predominantly penetratively deformed to form scales within a SW dipping cleavage system, which resulted in a monoclinial transposition of the formations. Analogous, in terms of their strike, are the Post-paleogene normal slip faults, founded primarily on the fold limbs, or on axial parts of macrofolds, respectively, with subparallel development of a complex paragenesis of disjunctive faults, including the oblique NW-SE faults and duplex structures, which cut the NW-SE oriented structure of the above units into segments.

Of the older structures there are only rudimentary relics left behind. The Lower Cretaceous age of the nappe overthrusting is testified by the Šturec nappe outliers on the Mesozoic envelope of the Sivec synclinorium, or, in the area of Slubica, respectively, on metamorphic rocks of the Bystrá anticlinorium, while the superimposed structures and Palealpine reactivation of crystalline rocks is documented by wedging-in of the envelope formations between its lithostratigraphic units (Bujanová, Ťahanovce), as well as by tectonized crystalline and Šturec nappe rocks pebbles and the envelope rock pebbles contained in the Eocene conglomerates. Late Paleozoic origin of this, in metamorphic terms, an inversed structure of the Veporicum crystalline, is indicated by the occurrence of clasts of all its units found in the envelope Upper Carboniferous formations, as well as by radiometric dating (Ar-Ar) obtained from metamorphic crystalline rocks.

TATRICUM UNIT

This unit extends only over the central part of the N-S horst of Branisko Mts. Its crystalline rocks, made of high metamorphosed crystalline schists and granites, are exposed in the Patria massif. The only representants of the envelope unit are the Permian and Triassic rocks preserved mostly at the northern margin of the crystalline massif.

VEPORICUM UNIT

This unit, composed of the crystalline rocks and the Late Paleozoic-Mesozoic envelope sequence, occupies southern half of the Branisko Mts. and entire area of the Čierna Hora Mts. and contacts the Branisko Mts. along a NW-SE striking Post-paleogene fault, which runs along the Svinka River.

Crystalline rocks

Essential part of the Bystrá crystalline complex is composed of three superimposed lithostratigraphic units of the Veporicum crystalline complex. In its lowest, the Lodina Complex, there predominate multiply refolded and monoclinial (SW dipping), scaly, diaphthorized paragneisses with sporadic bodies of amphibolite, schists and phyllonites, derived from these rocks. The middle one, called the Miklušovce Complex, is exposed mainly at the NE margin of the anticlinorium. It is composed predominantly of diaphthorized migmatites, which contain intrafolial leucogranite bodies. The upper unit – the Bujanová Complex – is characterized by a typical development (on SW slopes of Bujanová), with granodiorites, autometamorphosed granites, migmatites, gneisses, amphibolites and mylonites and phyllonites derived from these rocks.

Late Paleozoic

It is represented by continental detritic Upper Carboniferous and Permian formations. No biostratigraphic dating has been made so far.

Upper Carboniferous metaconglomerates and metasandstones have only been developed near the NE margin of the Miklušovce Complex. The Permian sediments make up the sedimentary base of the crystalline complex's envelope. We correlate them with the Ľubietová Group of the Veporicum Unit. A grey-violet coloured sequence of greywackes and conglomerates with local Ca/NA volcanics belongs to its Brusno Formation. Green-grey tinted Predajná Formation in the overlier contains sandstones and shales.

Mesozoic

The envelope Mesozoic of the Veporicum Unit has many lithostratigraphical features in common with the Vefký Bok series of the Nízke Tatry Mts., whose age spans the time from Lower Triassic to Malm. A typical development can be found in the Hrabkov block,

in the Sivec synclinorium and in southern part of the Branisko Mts. A typical feature is an intense dynamometamorphism of its basal members and of the Jurassic formations.

Triassic

Beginning with a formation of quartzose sandstones and shales this period continues with the platform carbonates of Anisian and Ladinian age. This is followed by the Upper Triassic characterized by discontinuous development of the Lunz beds, mainly dolomite, occasionally with Carpathian Keuper. Rhaetian black limestones and shales occur south of the Hrabkov as well as in the Branisko Mts.

Jurassic

Jurassic, predominantly a carbonate sequence overlies Triassic rocks. Its Liassic sandy, cherty and crinoid limestones of the Sivec synclinorium do not contain Upper Liassic mottled limestones and shales. The age of these pastel coloured radiolarian limestones with chertstones corresponds to Dogger. We rank them higher, often marbled and locally radiolarite containing equivalents, with Dogger – Malm.

HRONICUM UNIT

The basal Upper Carboniferous-Permian sequence of the Šturec nappe of the Hronicum Unit has only been preserved in outliers, which rest over the Veporic envelope Mesozoic as well as over crystalline rocks (Sivec synclinorium, southern slopes of Sľubica), or also over the crystalline rocks of the Branisko Mts. (Branisko gap, or saddle?). In its most complex development near the northern margin of the Branisko Mts., it commences with the Upper Carboniferous and Permian clastics of the Nižná Boca Formation, or of the Malužiná Formation, respectively.

The Mesozoic, represented predominantly by quartzite of the Benkovské Formation, overlies the former. This is overlain by variegated Kampilian shales, which are, in turn, succeeded by Anisian guttenstein limestones and Ladinian Ramsau dolomites. The Vyšný Slavkov beds are represented by dark-grey limestones with shales (Julian–Lower Tuvailian?). The Carnian stage is represented by Lunz beds and the Carnian–Norian by the Hauptdolomite.

GEMERICUM UNIT

The structure of NW margin of the region is shared by Carboniferous and Permian rocks sequences. They contact the Veporicum of the Čierna Hora Mts. along the Margecany tectonic shear zone, or along subparallel Postpaleogene faults (in Kluknavská kotlina depression), respectively.

Epimetamorphosed Lower Carboniferous formations are represented in the Črmeľ Group. The phyllitized products of reductive psammito-pelitic sedimentation (graphitic

phylites, lydites are developed in its lowermost part. In the course of gradual opening of the supply channels for basaltoidic magmatism there was formed a mighty volcanogenic-sedimentary sequence of graphitic-pelitic sediments with the ratio of basalts and their volcanoclastics increasing upwards. The sedimentation has been terminated by the development of bituminous and bitumino-carbonate pelites, locally with reef carbonates.

The Upper Carboniferous is represented by clastic sediments of the Rudňany and Hámor Formation of the Dobšiná Group. A basal horizon of coarse-grained conglomerates of the Rudňany Formation overlies discomformably various members of the SW limb of the Črmeľ anticlinorium. In its overlies there are developed discontinuous polymict sandstones with graphitic shales. Stratigraphically higher, the Hámor Formation, made of sandstones and graphitic shales, is characterized in its final sedimentation phase by an increased ratio of oligomict conglomerates.

PERMIAN

In this region the Gemicum Permian is represented by its Kropachy Group. Polymict conglomerates and sandstones of the basal Knola Formation are developed in tectonically reduced beds in the section Margecany-Črmeľ. The rhyolites, dacites, their volcanoclastics, variegated sandstones and shales of the Petrova Hora Formation make up the bulk of the Gemic Permian in the region. The Novohradské Formation – variegated shales, sandstones, conglomerates ± evaporites crop out north of Kropachy.

MELIATICUM UNIT

The marginal part of NE slice of the Meliaticum Unit crops out in the core of North-gemic synclinorium, in the Margecany-Zlatník section. In the area SE of the Veľký Folkmár it is tectonically reduced into a string of discontinuous belts, or lenses, respectively. The age of its variegated shales, sandstones, limestones, metabasalts and radiolarites may be Triassic and Jurassic.

TERTIARY

In the NE section of the region the Tertiary sediments belonging predominantly to Inner-Carpathian Paleogene transgressively overlie the older formations. The Neogene of the Košická kotlina depression covers some areas near the eastern and southern margin of the region.

Paleogene – Paleocene (?) Oligocene conglomerates, or sandstones and siltstones of the oldest part of Borové Formation, respectively, fringe in the region the Pre-Tertiary Veporicum and Gemicum units. They are overlain by a development of higher formations – the Huty claystones (Upper Eocene–Oligocene), or by the coeval Zuberec flysch sequence, respectively. Flysch sedimentation terminates by conglomerates and sandstones of the Biely Potok Formation.

NEOGENE

Neogene sediments commence with the Karpatian Lemešany conglomerates of the Teriakovce Formation and with claystones, or siltstones, respectively, of the Kladzany Formation. The Upper Badenian and Lower Sarmatian are represented by the Varhaňovce gravels and by redeposited rhyolite tuffs of the Klčov Formation.

QUATERNARY

Broad stratigraphic range, small genetic variability and extent of Quaternary sediments and dissected relief – all these features testify that during Quaternary there prevailed in the region an uplifting tendency.

The proluvial sediments, as the most widespread, often accumulate in the areas with “neo-active” faults and indicate, together with the faceted ravines, that they were active during Quaternary.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE BRANISKA A ČIERNEJ HORY

Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedecký redaktor: doc. RNDr. Michal Kaličiak, CSc.

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová

Korigovala: Mgr. Viera Gardošová

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad: 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-65-7

ISBN 80-85314-65-7