VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE VEĽKEJ FATRY 1 : 50 000

Zostavili: Milan POLÁK, Alfonz BUJNOVSKÝ a Milan KOHÚT

s kolektívom autorov: Alfonz BUJNOVSKÝ, Milan KOHÚT, Ján PRISTAŠ, Ivan FILO, Milan HAVRILA, Anna VOZÁROVÁ, Jozef VOZÁR, Peter KOVÁČ, Jaroslav LEXA, Miloslav RAKÚS, Peter MALÍK, Pavol LIŠČÁK, Viera HOJSTRIČOVÁ, Eva ŽÁKOVÁ, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Daniela BOOROVÁ, Oľga FEJDIOVÁ

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

VYSVETLIVKY
k regionálnym geologickým mapám Slovenska

Predseda redakčnej rady:
RNDr. Milan POLÁK, CSc.

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

Milan POLÁK, Alfonz BUJNOVSKÝ, Milan KOHÚT, Ján PRISTAŠ, Ivan FILO, Milan HAVRILA, Anna VOZÁROVÁ, Jozef VOZÁR, Peter KOVÁČ, Jaroslav LEXA, Miloslav RAKÚS, Peter MALÍK, Pavol LIŠČÁK, Viera HOJSTRIČOVÁ, Eva ŽÁKOVÁ, Zuzana SIRÁŇOVÁ, Daniela BOOROVÁ, Oľga FEJDIOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE VEĽKEJ FATRY 1 : 50 000

Zostavili: Milan POLÁK, Alfonz BUJNOVSKÝ a Milan KOHÚT

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava

ISBN 80-85314-69-X

OBSAH

ABSTRAKT 7
ÚVOD 10
Geografická a geomorfologická charakteristika Veľkej Fatry (M. Polák) 10
Regionálny geologický prehľad 13
Prehľad geologických výskumov a prác (A. Bujnovský, M. Polák a M. Kohút) 14
Geologický vývoj územia Veľkej Fatry 17
Tatrikum 17
Geologický vývoj kryštalinika (M. Kohút) 17
Geologický vývoj mezozoika 18
Šiprúnska sekvencia (A. Bujnovský a M. Polák) 18
Veporikum 19
Krížňanský príkrov (M. Polák a A. Bujnovský) 19
Hronikum (M. Polák a A. Bujnovský) 20
Šturecký príkrov 20
Chočský príkrov 20
Geologický vývoj paleogénu (A. Bujnovský) 21
Geologický vývoj neogénu (A. Bujnovský) 22
Geologický vývoj kvartéru (J. Pristaš) 22
LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA A MAGMATIZMUS 23
Tatrikum 23
Kryštalinikum (M. Kohút) 23
Petrografická charakteristika jednotlivých typov hornín 27
Mezozoikum (A. Bujnovský a M. Polák) 37
Šiprúnska sekvencia 37
Veporikum (M. Polák, A. Bujnovský, M. Kohút, A. Vozárová a J. Vozár) 55
Krížňanský príkrov (M. Polák a A. Bujnovský) 55
Kryštalinikum (M. Kohút) 56

Hronikum (M. Polák, A. Bujnovský, M. Havrila a I. Filo) 79
Terciér 90
Paleogén (I. Filo, Z. Siráňová) 90
Neogén (I. Filo) 99
Neovulkanity (J. Lexa) 101
Kvartér (J. Pristaš) 104
TEKTONIKA (M. Polák, A. Bujnovský, M. Kohút a P. Kováč) 115
Geofyzikálna preskúmanosť oblasti (M. Kohút a I. Filo) 134
Geofaktory životného prostredia (P. Liščák) 140
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY VEĽKEJ FATRY (P. Malík) 155
NERASTNÉ SUROVINY (V. Hojstričová a E. Žáková) 166
Významné geologické lokality 172
LITERATÚRA 184
VEĽKÁ FATRA MTS.: A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE
Summary 202

ABSTRAKT

Veľká Fatra predstavuje jedno z najrozsiahlejších jadrových pohorí Západných Karpát. Zaberá plochu takmer 810 km^2.

Geologická stavba Veľkej Fatry sa vyznačuje výrazným uplatnením príkrovovej stavby a charakteristickými črtami. Je to pohorie, na báze ktorého bola po prvýkrát prezentovaná moderná príkrovová stavba Západných Karpát (MATĚJKA a ANDRUSOV, 1931).

Na geologickej stavbe Veľkej Fatry sa podieľajú tieto tektonické jednotky:
– tatrikum,
– veporikum,
– hronikum,
– vnútrokarpatský paleogén,
– neogénne sedimenty,
– kvartérne uloženiny.

Tatrikum

Tvorí ho kryštalinický fundament a obalová sekvencia, ktorú reprezentujú sedimentárne komplexy mezozoika.

Kryštalinikum Veľkej Fatry – Ľubochniansky masív – budujú takmer výhradne granitoidné horniny. Zonálny masív budujú smrekovické tonality (ST), kornietovské granodiority (KGD), lipovské granity (LG) a ľubochnianske leukogranity (LLG). Metamorfované horniny plášťa sa vyskytujú len vo východnej časti, v blízkosti revúckeho zlomového pásma. Vystupujú vo forme neveľkých deformovaných, čiastočne asimilovaných blokov a krýh. Veľkofatranské granitoidy reprezentujú nízko- až strednodraselnú vápenato-alkalickú (trondhjemiticko-granodioritickú) sériu magmatických hornín. Smrekovické tonality patria k typu CAG (Continental arc granites), vzniknutému na kontinentálnom okraji v závere subdukcie oceánskej platne. Lipovské granity sú typické CCG (Continental collision granites), ktoré vznikli v neskorých štádiách kontinentálnej kolízie, kornietovské granodiority sa javia ako prechodné medzi týmito dvoma typmi. Ľubochnianske leukogranity vykazujú afinitu s postorogénnymi – postkolíznymi granitmi. Termochronometrické údaje v K/Ar a Ar/Ar systéme poukazujú na rapídny výstup a vychladnutie ľubochnianskeho masívu v závere hercýnskeho orogénu.

Obalové mezozoikum je zastúpené šiprúnskou sekvenciou, ktorá má litostratigrafické zastúpenie od spodného triasu do stredného turónu. Je charakterizovaná detritickým vývojom spodného triasu, platformovou karbonátovou sedimentáciou stredného triasu, mohutným detritickým vývojom karpatského keuperu a stratigrafickým hiátom v najvyššom

triase. Liasová sedimentácia je charakterizovaná pestrým litofaciálnym vývojom od spodnoliasových krinoidových a piesčitých vápencov cez sedimentáciu allgäuských vrstiev, hlbokovodnou sedimentáciou rádioláriových vápencov a rádiolaritov vrchnej jury, sedimentov typu biancone, lučivnianskym súvrstvím spodnej kriedy. Najmladším súvrstvím sú porubské vrstvy, ktorých stratigrafické rozpätie bolo stanovené na alb–stredný turón, čo je po Vysokých Tatrách druhé pohorie Západných Karpát, kde bolo možné potvrdiť toto rozpätie.

Z tektonického pohľadu šiprúnska sekvencia v prevažnej časti spočíva v autochtónnej, resp. paraautochtónnej pozícii na kryštalinickom podklade a v podstate má pomerne jednoduché monoklinálne uloženie so sklonom na S, resp. SZ. Charakterickým znakom Veľkej Fatry je existencia výrazných tektonických okien obalovej sekvencie, ktoré vznikli ako dôsledok kopírovania podložného kryštalinického fundamentu.

Veporikum na báze budujú zvyšky kryštalických bridlíc starohorského kryštalinika staropaleozoického veku, permské detritické špaňodolinské súvrstvie a následné spodnotriasové lúžňanské súvrstvie, stredný trias je v karbonátovom platformovom vývoji, vrchný trias reprezentujú klastické lunzké vrstvy a súvrstvie karpatského keuperu. Najvyšší trias–rét je v karbonátovom vývoji. Na základe vývoja jurských sedimentov je v podstatnej časti celý mezozoický komplex tvorený krížňanským príkrovom v zliechovskom vývoji (MAHEĽ, 1964). Liasová sedimentácia je veľmi pestrá, s častými faciálnymi zmenami tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere. V dogeri je zastúpený hlbokovodnými rádioláriovými vápencami a rádiolaritmi, nasledujú jaseninské vrstvy, osnické súvrstvie typu biancone a mohutné mráznické súvrstvie spodnej kriedy. Sedimentácia sa končí porubským súvrstvím veku alb–spodný cenoman.

Z tektonického hľadiska krížňanský príkrov predstavuje veľkú priestorovú jednotku. Prevažná časť príkrovu má pomerne jednoduché monoklinálne uloženie so sklonom na sever, resp. SZ pod uhlom cca 30°. V krížňanskom príkrove pozorujeme niekoľko výrazných synklinálnych a antiklinálnych štruktúr prebiehajúcich v smere východ–západ, teda priečne na hlavný smer pohoria. Lokálne, predovšetkým v severnej časti, sú prítomné komplikovanejšie vrásové štruktúry a nevýrazné duplexné štruktúry.

Hronikum buduje rozsiahle oblasti predovšetkým v západnej a severnej časti Veľkej Fatry. Vzhľadom na netypický vývoj litostratigrafických jednotiek, hlavne v západnej časti pohoria, zostávala táto časť územia mimo záujmu skúmania. Hronikum tvoria karbonátové komplexy stratigrafického rozpätia spodný anis–vrchný norik. V hroniku Veľkej Fatry sme vyčlenili faciálne tri oblasti. Vo východnej oblasti, v údolí Revúcej, je faciálny vývoj, ktorý začleňujeme do chočského príkrovu, bielovážskeho faciálneho vývoja so stratigrafickým rozpätím spodný anis–norik. Tu sú charakteristickou litofáciou reiflinské vápence, lunzké vrstvy, a predovšetkým typický vývoj korytnických vápencov, wettersteinské vápence, a najmä hlavné dolomity, ktoré sú tu jednak vo vývoji centrálnej rifovej oblasti, jednak ako lagunárne back-rifové dolomity. V južnej časti pohoria v okolí Harmanca sa ešte uplatňujú vplyvy bielovážskeho vývoja, dokumentované prítomnosťou reiflinských panvových fácií, ktoré však smerom na severozápad vyznievajú a v západnej oblasti je to už charakteristický platformový vývoj triasových sedimentov. Z tektonického

hľadiska sme v hroniku Veľkej Fatry vyčlenili nasledujúce príkrovové jedotky odspodu hore: necpalský príkrov, šturecký príkrov, v oblasti Tlstej tvorený šupinou Drienka a vrásou (duplexom) Tlstej. Vo východnej časti pohoria je pravdepodobne najvyššia jednotka – chočský príkrov – v bielovážskom vývoji. Vo východnej oblasti má chočský príkrov vo väčšine prípadov jednoduché synklinálne a plytké uloženie, resp. monoklinálne uloženie so sklonom cca 30° na sever. Podobný charakter a priebeh má šturecký príkrov v južnej časti územia. Podstatne komplikovanejšia stavba je v oblasti Tlstej, kde sú dve šupiny: spodná – Drienka a vrchná – vrása, resp. duplex Tlstej s ležatou vrásou uklonenou na sever.

Paleogénne sedimenty sú zastúpené len v obmedzenom rozsahu. Zaraďujeme ich do podtatranskej skupiny. Je tu vyvinuté bazálne borovské súvrstvie, ktoré má niekoľko vývojov, a hutianske súvrstvie vrchného eocénu. Neogénne sedimenty sú vyvinuté na západnom okraji pohoria a patria už do Turčianskej kotliny. Sú to sladkovodno-limnické klastické sedimenty stratigrafického rozpätia egenburg – pliocén. V južnej časti zasahujú na mapované územie vulkanoklastiká Kremnického pohoria veku báden – sarmat. Kvartérne sedimenty sú vyvinuté v morfologickom slede a sú zastúpené fluviálnymi, proluviálnymi a zmiešanými fluviálno-proluviálnymi sedimentmi, v pohorí najmä deluviálnymi sedimentmi.

V texte sú spracované základné hydrogeologické poznatky z územia Veľkej Fatry, geofaktory životného prostredia a základné údaje o ložiskách nerastných surovín.

ÚVOD

Geologická mapa Veľkej Fatry v mierke 1 : 50 000 zobrazuje jedno z najrozsiahlejších jadrových pohorí Západných Karpát. Je výsledkom práce kolektívu geológov z Geologickej služby Slovenskej republiky v Bratislave, ktorí pri zostavovaní tejto mapy použili predovšetkým vlastné mapové podklady a výsledky terénneho a laboratórneho výskumu, najmä biostratigrafického charakteru. Tento kolektív nadviazal na práce svojich predchodcov, ktorí práve z výsledkov, ktoré získali v pohorí Veľká Fatra, položili základy modernej syntézy stavby vnútorných Západných Karpát (MATĚJKA, 1927, 1931).

Tento kolektív súčasne zhodnotil a využil svoje výsledky, výsledky svojich predchodcov z Geologického ústavu Dionýza Štúra Bratislava, pracovníkov z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského Bratislava, Geologického ústavu Slovenskej akadémie vied Bratislava a Geocomplexu, a. s., Bratislava.

Je potrebné pri tejto príležitosti poďakovať sa za biostratigrafické vyhodnotenie materiálu a vklad do tohto diela:
RNDr. D. Boorovej, CSc., RNDr. A. Ondrejíčkovej, CSc., RNDr. V. Gašparikovej, CSc., RNDr. J. Salajovi, DrSc., RNDr. J. Pevnému, CSc., RNDr. M. Sýkorovi, CSc., RNDr. S. Bučekovi, CSc., RNDr. J. Mellovi, CSc., RNDr. M. Filovi, CSc.

Záverom ďakujeme za kvalitné kartografické spracovanie geologickej mapy a príloh k týmto vysvetlivkám predovšetkým B. Slovákovej, I. Filovi a L. Dugovičovi.

GEOGRAFICKÁ A GEOMORFOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA VEĽKEJ FATRY

Veľká Fatra tvorí výrazný morfoštruktúrny celok severo-južného smeru, ktorý je výsledkom diferenciácie Západných Karpát v miocéne.

V oblasti Veľkej Fatry sa pri formovaní pohoria uplatnili zlomy severo-južného smeru. Z východnej strany to bolo výrazné pásmo revúckych zlomov, zo západnej strany zlomy oddeľujúce pohorie od Turčianskej kotliny.

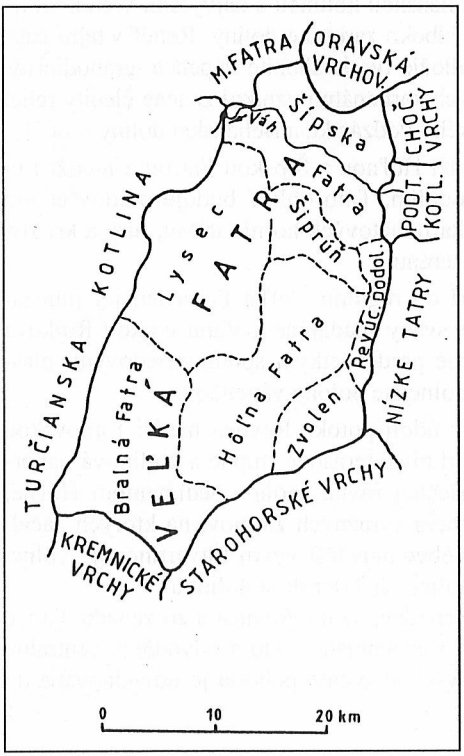
Po individualizácii základnej časti pohoria a sformovaní riečnej siete v miocéne nastalo exogénne modelovanie územia. Zvýraznili sa základné črty reliéfu na odolných vápencoch a dolomitoch, zintenzívnila sa riečna sieť, dochádzalo ku krasovateniu v priaznivých podmienkach. Na mäkkom podklade tvorenom ílovcami, bridlicami a v kryštalinických komplexoch sa výrazne prejavila hĺbková erózia. Významným tvarom reliéfu Veľkej Fatry je inverzná dolina Ľubochnianky, ktorá rozčlenila severnú časť na dva paralelné chrbty. Počas

mladšieho neogénu sa výrazne diferencoval reliéf na základe zlomovej tektoniky. Zdvihom Karpát na rozhraní neogénu a pleistocénu sa vytvorila poriečna roveň, v kvartéri sa vytvorili riečne terasy a prebiehalo ďalšie modelovanie morfoštruktúry reliéfu.

V súčasnosti tvorí Veľká Fatra výrazný hrasťový horský masív, ktorého najsevernejšia časť je oddelená antecedentným údolím Váhu. Úroveň vrcholov pohoria je vo výške 1 500 až 1 590 m n. m., nižšia úroveň je vo výške okolo 1 200 m n. m. Zreteľné zvyšky starého zarovnania sú v okolí Kráľovej studne vo výške 1 350 až 1 400 m n. m. Ploché chrbty vnútornej časti strieda veľmi členitý reliéf v juhozápadnej a severnej časti, kde na odolných vápencoch a dolomitoch zasahujú zvyšky starých denudačných rovní až po okraj pohoria. Hlboko zarezané doliny so strmými svahmi spôsobili veľkú diferenciáciu terénu.

Na základe geomorfologických zvláštností rozčlenili MAZÚR a LUKNIŠ (1980) štruktúrnogeologickú stavbu pohoria vo Veľkej Fatre na tieto časti (obr. 1):

1. Hôľna Fatra, 2. Bralná Fatra, 3. Zvolen, 4. Lysec, 5. Šiprúň, 6. Šípska Fatra, 7. Revúcke podolie. Severnú časť Šípskej Fatry sme v zmysle geologického členenia (VASS et al., 1988) začlenili do Chočských vrchov.



Hôľna Fatra predstavuje južnú časť pohoria, ktorú tvorí hladký, mäkko modelovaný erózno-denudačný reliéf na málo odolných horninách. Ploché chrbty v oblasti k. 1 547 m Krížna, k. 1 592 m Ostredok a k. 1 532 m Ploská s konvexno-konkávnymi strmými svahmi sú typickými črtami tejto časti pohoria. Na málo odolných horninách vystupuje pomerne hrubý plášť zvetralín, na karbonátoch minerálne bohaté pôdy. Na týchto málo odolných horninách často vznikali gravitačné deformácie až zosuvy. V tejto oblasti sa nachádzajú početné trosky hronika, ktoré tvoria k. 1 480 m Čierny kameň, k. 1 550 m Suchý vrch a k. 1 384 m Kráľova studňa.

Obr. 1 Geomorfologické členenie Veľkej Fatry (podľa MAZÚRA a LUKNIŠA, 1980)

Na kryštalických horninách v oblasti k. 1 530 m Smrekovica je podobný hladký reliéf s hrubým plášťom zvetralín.

Bralná Fatra dostala pomenovanie podľa veľmi členitého reliéfu. Rozprestiera sa v juhozápadnej časti pohoria. Morfológia je priamo odvodená od skalného podkladu, ktorý tvoria predovšetkým vápence a dolomity, ktoré boli rozčlenené potokmi na výrazné hlboké doliny až kaňonovité údolia, vybiehajúce až k hlavnému hrebeňu. Tak vznikli bralné útvary na svahoch masívov k. 1 373 m Tlstá, k. 1 070 m Dedošová, k. 1 273 m Drienok, k. 1 283 m Majerova skala a ďalšie vrcholy, ako aj výrazné doliny Gaderská, Blatnická, Žarnovická, Bystrická a Hornojelenská. Bralný reliéf tvoria rozčlenené bralné stupne a súvislé skalné steny, vysoké miestami až 100 i viac metrov. Na vápencové polohy sa viažu časté krasové javy.

Zvolen. Táto oblasť sa rozprestiera v okolí Donovál. Tvoria ju prevažne rigidné horniny spodného triasu, vápence triasu, ktoré spôsobujú miestnu rozčlenenosť terénu, ale predovšetkým slienité vápence spodnej kriedy, na ktorých bol vymodelovaný hladký reliéf. Najvyšší bod v tejto oblasti je k. 1 402 m Zvolen.

Lysec tvorí asymetrický horský chrbát v severozápadnej časti Veľkej Fatry medzi Ľubochnianskou dolinou a Turčianskou kotlinou s najvyšším vrcholom k. 1 394 m Kľak. Na obe strany spadajú hlboko zarezané doliny. Reliéf v tejto časti pohoria je prevažne hladký, keďže podložie tvoria slienité vápence, granodiority, sčasti aj dolomity. V oblastiach tvorených karbonátmi vznikol značne členitý reliéf v oblasti k. 927 Katova skala, Sklabinského Podzámku a Belianskej doliny (obr. 1).

Oblasť Šiprúňa sa rozprestiera medzi Hôľnou a Šípskou Fatrou a medzi Ľubochnianskou dolinou a Revúckym podolím. Túto oblasť buduje predovšetkým tatrická obalová sekvencia, zložená z karbonátových hornín triasu, jury a kriedy, čo spôsobuje lokálnu miernu členitosť terénu.

Šípska Fatra. Z tejto oblasti patrí do regiónu Veľká Fatra len jej juhozápadná časť, ktorú reprezentujú severné svahy spadajúce k Váhu v okolí Rojkova až ústia Ľubochnianskej doliny, tvorené predovšetkým spodnokriedovými plastickými sedimentmi, zriedkavo sú tu odolnejšie polohy vápencov.

Revúcke podolie sa rozprestiera v údolí potoka Revúca medzi Liptovskou Osadou a Bielym Potokom. Oblasť tvorí niva, terasové stupne a kotlinová pahorkatina, ktorá vznikla rozčlenením poriečnej rovne spolu s pedimentom Hôľnej Fatry a Šiprúňa. Dolinou prebieha sústava výrazných zlomov, na ktorých začali vyvierať minerálne vody a prebiehal vôbec najväčší vývoj travertínovej výplne, predovšetkým v území medzi Teplou dolinou a Trlenskou dolinou.

Celú oblasť pohoria odvodňuje z východnej strany Revúca a zo západu Turiec do povodia Váhu. Výrazný prítok tvorí Ľubochnianka, ktorá odvodňuje centrálnu severnú časť pohoria. Južná, resp. juhovýchodná časť pohoria je odvodňovaná do Hrona.

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD

Územie Veľkej Fatry je súčasťou vnútornej zóny Západných Karpát. V zmysle členenia predpaleogénnych a popríkrovových jednotiek vnútorných Západných Karpát (cf. ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1973) sú vyčlenené na mapovanom území nasledujúce tektonické a litostratigrafické jednotky vyššieho rádu:

I. Tatrikum s tektonickými jednotkami druhého rádu:

1. vnútornou ďumbierskou zónou,
2. ľubochnianskou zónou (severnejšia), ktorá je zložená z kompletného ľubochnianskeho kryštalinického sokla a sedimentárneho paraautochtónneho obalu šiprúnskej sekvencie so stratigrafickým rozsahom spodný trias–skýt–stredný turón.

II. Veporikum. Do veporika zaraďujeme vo Veľkej Fatre v zmysle MAHEĽA (1986) a BIELEHO et al. (1988) starohorské kryštalinikum zložené z ortorúl a granodioritov, mladopaleozoické klastické formácie a s nimi zviazané klastiká spodného triasu, ako aj mezozoické komplexy, ktoré sú na geologickej mape zastúpené veľkopriestorovou tektonickou jednotkou druhého rádu – krížňanským príkrovom, presunutým na rôzne členy tatrika. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu (MAHEĽ, 1964; MAHEĽ et al., 1967) zodpovedá litostratigrafický obsah príkrovu zliechovskej sekvencii so stratigrafickým rozsahom od liasu po alb. Uvedená sekvencia sa podľa autora (MAHEĽ, l. c.) vyznačuje prevahou hlbokomorských fácií jury a spodnej kriedy (allgäuské vrstvy – fleckenmergel, rádiolárioové vápence, rádiolarity, sliene a slienité vápence neokómu). Za domovskú oblasť krížňanského príkrovu sa pokladá severné veporikum.

III. Hronikum na mapovanom území zastupuje druhá veľkopriestorová tektonická jednotka nižšieho rádu, ktorú delíme na čiastkové príkrovy: šturecký a chočský s. s. (bielovážska faciálna oblasť). Tieto príkrovy sa nachádzajú v presunutej superpozícii nad chrbtovou časťou krížňanského príkrovu. Litostratigrafický obsah príkrovov tvorí bielovážska sekvencia so stratigrafickým rozsahom od anisu po spodný norik a šturecký príkrov rozsahu anis až norik.

Turčianska kotlina je vyplnená sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, neogénom a kvartérnymi sedimentmi. Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu sú zložené z bazálnej transgresívnej litofácie (borovské súvrstvie) stredného až vrchného eocénu. Ílovcová litofácia (hutianske súvrstvie) stredného eocénu až staršieho oligocénu má veľký priestorový rozsah a hrúbku. Nad nimi leží flyšová litofácia (zuberecké súvrstvie) vrchného eocénu až stredného oligocénu. Neogén sa začína na báze rakšianskym súvrstvím egenburgu. Nad nimi nasleduje 700 až 1 200 m budišského súvrstvia zloženého z tmavosivých tufitických ílov, štrkov a pieskov. Najvrchnejšími členmi sú martinské a blažovské súvrstvie.

Kvartér. Geologický vývoj územia počas kvartéru, nadväzujúc na predchádzajúce obdobie, sa vyznačuje hlavne výraznejším striedaním procesov erózie, prenosom materiálu a len v menšej miere aj akumuláciou v podmienkach celkového nerovnomerného tektonického zdvihu. Pôsobením spomínaných procesov vo vzťahu ku klimatickým zmenám sa vytvoril na území pomerne pestrý reliéf a došlo aj k nerovnomernému rozšíreniu kvartérnych sedimentov. Medzi kvartérnymi sedimentmi vyčleňujeme nasledujúce genetické typy: proluviálne a fluviálne typy, sladkovodné vápence (travertíny), svahové sedimenty.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV A PRÁC

Prvé zmienky o mezozoiku Veľkej Fatry uvádza BEUDANT (1822). V kolorovanej geologickej mape 1 : 1 000 000 na žulách a rulách Nízkych Tatier od Revúcej po Malužinú leží droba a „calcaire compact". Systematický geologický výskum Říšskeho geologického ústavu vo Viedni spojený s prehľadným geologickým mapovaním zaberá značnú časť Nízkych Tatier a Veľkej Fatry. Mohutný komplex vápencov a dolomitov bol však považovaný za neokóm. Výsledky mapovania H. Wolfa a F. Adriana sú zhrnuté v práci ŠTÚR, 1860.

Druhé detailnejšie geologické mapovanie z rokov 1863–1868 H. Wolfa, R. Meiera a D. Štúra prinieslo základnú stratigrafiu a mapu v mierke 1 : 144 000. Na kolorovanej geologickej mape (zachovaná v Liptovskom múzeu v Ružomberku) je lučivnianske súvrstvie považované za „muschelkalk" a porubské súvrstvie za „lunzer sandstein". Stratigrafické výsledky sú zhrnuté vo vysvetlivkách ku geologickej mape rakúsko-uhorskej monarchie (HAUER, 1869). HAUER (l. c.) zaradil červené vápence od Tureckej a Starých Hôr do liasu a koreloval ich s adnetskými vápencami Álp.

Veľmi pozoruhodné výsledky priniesli súkromné výskumy B. Dornyaya v rokoch 1909–1916. B. Dornyay podal paleontologické dôkazy o strednotriasovom veku chočských vápencov a dolomitov v troch prácach. Už v prvej práci roku 1913 dokázal strednotriasový vek vápencov, a nie dolomitov, ako sa mylne domnieval. DORNYAY (1913) zo svojho objavu nevyvodil správne tektonické dôsledky. V mapke z okolia Ružomberka chočské vápence a dolomity pokladal za útesy vyčnievajúce spod neokómu. Až WOGL (1918) hovorí o príkrovoch, keď príkrovová stavba bola už všeobecne prijímaná.

Po prvej svetovej vojne v južnej časti Veľkej Fatry pracovali v okolí Jelenca a Motyčiek KETTNER a HYNIE (1924). Preskúmali štôlne a tunely na vodohospodárske účely. Základná etapa výskumu Veľkej Fatry sa uskutočnila v rokoch 1925–1930 v rámci mapovacích prác Státního geologického ústavu ČSR. Najskôr A. Matějka v rokoch 1925–1926, po ňom J. Koutek v rokoch 1927–1930

zmapovali územie do topografických podkladov 1 : 25 000. MATĚJKA (1927) v širšej oblasti Revúcej a Šiprúňa rozlíšil:

1. sedimentárny obal ľubochnianskeho jadra,
2. šiprúnsku sériu,
3. subtatranské príkrovy vo vzájomnej superpozícii:
a) spodný, b) stredný, c) vrchný.

Až na niektoré nesprávne tektonické závery, týkajúce sa najmä vzájomného vzťahu šiprúnskej série k sérii Červenej Magury, ako aj ich celkového pomeru k normálnemu obalu, obaja autori značne spresnili stratigrafiu všetkých sérií. Na základe nových poznatkov A. Matějka v r. 1931 z územia Veľkej Fatry vypracoval novú koncepciu Západných Karpát (cf. MATĚJKA a ANDRUSOV, 1931), SPENGLER (1932) dokázal, že A. Matějkom vyčlenená stredná a vrchná subtatranská séria predstavuje jednu jednotku – sériu vyššieho rádu, pomenovanú chočský príkrov (ANDRUSOV, 1938).

Časť územia medzi Čremošným a Bystrickou dolinou zmapovali ZÁRUBA, PFEFFERMANN a ANDRUSOV (1937) v mierke 1 : 25 000 pre potreby výstavby železnice medzi Banskou Bystricou a Diviakmi. Názor o príkrovovom charaktere starohorského kryštalinika vyslovil KOUTEK (1937). Súkromné štúdie SLADKÉHO (1938) s priloženou mapou okolia Ružomberka môžu poslúžiť množstvom odkazov na rozšírenie niektorých litofácií.

Po druhej svetovej vojne zmapoval MAHEĽ (1946) oblasť medzi Zalámanou a Bystrickou dolinou v mierke 1 : 25 000. ILAVSKÝ a ČERVEŇOVÁ (1952) zistili, že fácie liasu vo Veľkej Fatre sa menia v severo-južnom smere. Z novších výskumov treba uviesť výskumy BYSTRICKÉHO (1955, 1956, 1957). Jeho poznatky objasnili postavenie šiprúnskej série, ktorá je západným pokračovaním série Červenej Magury.

Počas príprav generálnych máp v mierke 1 : 200 000 Nízkych Tatier a Veľkej Fatry KUBÍNY (1958) vyčlenil 3 typy granitoidných hornín:

– základný smrekovický granodiorit,
– autometamorfovaný prašivský granit,
– leukokratný ľubochniansky granit.

Dlhotrvajúci spor v západokarpatskej literatúre o veku a vzťahu ďumbierskeho a prašivského typu granitoidov riešil ako dve samostatné intrúzie, pričom staršiu intrúziu reprezentuje bázickejší – smrekovický typ (analóg ďumbierskeho typu), mladšiu tvoria prašivský a leukokratný ľubochniansky typ. MAHEĽ a KANTOROVÁ (1960) uvádzajú ako prví alb z krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. KUBÍNY (1962) poskytol niekoľko faktov poukazujúcich na tatridný charakter starohorského kryštalinika. Pomocou amonitov spodnej kriedy ERISTAVI (1961) doložil vo Veľkej Fatre prítomnosť valanginu, hoterivu a začiatok barému v krížňanskom príkrove. Litofaciálne štúdie liasu MIŠÍKA a RAKÚSA (1964) pri-

nášajú nové, najmä mikrofaciálne a paleontologické poznatky o liasových litofáciách krížňanskej a obalovej série Veľkej Fatry.

Geologický prieskum s cieľom vyhľadávania cementárskych surovín (MICHEĽ, WINDT a BARKÁČ, 1965) z vyústenia Ľupčianskej a Revúckej doliny do Liptovskej kotliny je úzko zameraný na titónsko-neokómske slienité vápence a gutensteinské vápence. PERŽEL (1969) spracúval triasové komplexy Tlstej a vyslovil domnienku o prítomnosti Strážovského príkrovu vo Veľkej Fatre.

Prvé údaje týkajúce sa izotopového zloženia rudného olova – galenitu – z prieskumných štôlní na lokalite Nižné Matejkovo interpretuje KANTOR et al. (1968) ako alpínske (pretože v Holmesovom-Houtermansovom diagrame spadajú na izochrónu 135 Ma).

KRÁĽ (1977) vek 22 ± 3 Ma získaný na základe stôp po delení uránu (FT) pre apatit zo smrekovického tonalitu v kameňolome Vyšné Matejkovo interpretuje ako vek chladnutia masívu v dôsledku výzdvihu.

Od roku 1978 boli zostavené nasledujúce geologické mapy listov v mierke 1 : 25 000, ktoré boli použité pri zostavovaní predkladanej mapy: Ružomberok (BUJNOVSKÝ et al., 1978), Borišov (POLÁK et al., 1978), Donovaly (BUJNOVSKÝ et al., 1983), Ružomberok a Malá Smrekovica (BUJNOVSKÝ et al., 1985), Korytnica (BUJNOVSKÝ et al., 1980), Donovaly-2 (POLÁK et al., 1987), Ružomberok-3 (BUJnovský et al., 1988), Donovaly-1 (Polák et al., 1990), Krížna a Staré Hory (BUJNOVSKÝ et al., 1995), Turčianske Teplice, Valča a Horná Štubňa (POLÁK et al., 1996).

Prvý K-Ar údaj pochádza z hrubozrnného muskovitu z pegmatitovej žily, ktorá preráža smrekovický tonalit v kameňolome vo Vyšnom Matejkove (CAMBEL a BAGDASARYAN et al., 1980). Autori uvádzajú modelový vek 323 Ma, ktorý CAMBEL et al. (1990) po použití štandardných konštánt prehodnotili na 329 Ma.

Geochémiou granitoidov Veľkej Fatry sa zaoberali CAMBEL et al. (1982) a HOVORKA a SPIŠIAK (1983). Geochémii a petrológii granitoidov sa venovali KOHÚT a KOVÁČIK (1989). Deformačným postihnutím granitoidov Veľkej Fatry, vzťahom k mezozoickým sekvenciám a tektonikou sa zaoberali vo svojich prácach KOHÚT (1989b) a POLÁK a KOHÚT (1990).

Novšie izotopické údaje sú publikované v práci autorov BAGDASARYAN et al. (1992). Ide o deväť Rb-Sr analýz celohorninových vzoriek rôznych typov granitoidov a ortorúl. Autori pre uvedené horniny vypočítali izochrónu s parametrami zodpovedajúcimi veku t = 361 ± 10 Ma, iniciálnemu pomeru $^{87}Sr/^{86}Sr - I_{sr}$ = 0,70627 ± 0,00022, s MSWD = 4,71. Autori (l. c.) tieto údaje interpretujú ako vek hlavnej intrúzie plutónu, pričom protolit mal kombinovaný plášťovo-palingénny pôvod. K-Ar datovaním muskovitov a biotitov, ako aj Rb-Sr celohorninovým a minerálnym datovaním sa zaoberá vo svojej práci KOHÚT et al. (1992).

Najnovšie izotopické dáta sú zhodnotené v publikáciách KOHÚT et al., 1993, 1995, 1996. Sumárna charakteristika je podaná v dizertačnej práci KOHÚTA (1996), ako aj v stati stratigrafia – magmatizmus.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA VEĽKEJ FATRY

TATRIKUM

Geologický vývoj kryštalinika

Na základe bohatého faktografického materiálu sme sa pokúsili o rekonštrukciu vývoja kryštalinika Veľkej Fatry. Dlhotrvajúci granitoidný magmatizmus bol potvrdený na základe K-Ar, Rb-Sr, ako aj Sm-Nd izotopického štúdia (KOHÚT et al., 1993). Recyklovaný kôrovo-plášťový zdrojový materiál hercýnskeho magmatizmu dokumentuje IR_{Sr} = 0,704; 0,705, ako aj $_{\varepsilon}Nd_{(350)}$ = –1,05 °~ –3,5; pričom zdanlivé Nd modelové veky varírujú od 1,2 do 1,9 Ga (miliárd rokov), resp. podľa dvojštadiálneho modelu LIEWA a HOFMANNA (1988) od 1,2 do 1,4 Ga, čo sú v podstate koherentné veky s vekmi ostatných oblastí stabilnej Európy! V zhode so súčasnými názormi o kaledónsko-hercýnskom vývoji Európy (KOHÚT et al., 1993) sme predpokladali takýto vývoj granitoidného magmatizmu Veľkej Fatry: 600–500 Ma (?) – subdukcia oceánskej platne pod kontinentálnu – na aktívnom okraji sa generovali VAG, resp. Continental Arc Granites; 430–420 Ma (?) – prvé štádium kontinentálnej kolízie, deformácia a prehriatie preexistujúcich magmatických produktov; 350–340 Ma – hlavná hercýnska kolízia, formácia a intrúzia leukokratných anatektických granitov, ako aj remagmatizácia starších magmatických produktov (CCG); 338–290 Ma – výzdvih masívu do vyšších úrovní kôry a jeho vychladnutie.

Panafrický orogén – pravdepodobne pred 500 Ma za výrazného prispenia plášťového materiálu (I_{sr} – 0,704; 0,705) vznikli základné typy granitoidov. Mohlo ísť o klasický vulkanický oblúk, keď v závere subdukcie oceánskej platne pod kontinentálnu, plášťová magma natavuje spodné partie kôry za vzniku hybridnej magmy, ktorá sa môže do rôzneho stupňa homogenizovať a následne frakcionovať. Tomu zodpovedá aj dnešná geochemicko-geotektonická VAG charakteristika smrekovických tonalitov, ako aj časti kornietovských granodioritov. Iná alternatíva v tomto období je tvorba bimodálneho magmatizmu, ktorého silno diferencovaná časť bázického typu sa zmiešavala s plagiogranitmi v období pred 420 Ma. Reálnejšie sa nám zdá spájať tento druhý (kaledónsky) geochronologický záznam s tektonickými procesmi a termálnym prehriatím pôvodných VAG typov v raných štádiách kontinentálnej kolízie. Nesmel byť pri tom veľký prínos a odnos látok, lebo by sa starší izotopový záznam stratil; pravdepodobne

sa to odohrávalo v nie veľkých hĺbkach (12–14 km), lebo kôra ešte nebola zhrubnutá. Po tektonickom nakopení (znásobení hrúbky) = zhrubnutí kôry sa v jej spodných častiach parciálnou anatexiou tavil recyklovaný kôrový materiál – 340–350 Ma – kompresné a následné transpresné obdobie. Prehriatie nastáva aj nad sférou anatexie, fluidy zo spodnejších partií atakujú jestvujúce typy granitoidov (viac ako 500 °C – „otvorili" sa minerály). Postupne ochabuje kompresné napätie v orogéne, plutón začína stúpať do vyšších úrovní kôry, chladne však minimálne, nakoľko je stále teplotne „konzervovaný" teplou nadložnou kryhou. Po zväčšení extenznej zložky napätia v transtenzných, resp. až extenzných podmienkach – 340–335 Ma – je kontinentálny blok, v ktorom sa nachádzal „náš" plutón, odľahčený o nadložnú štruktúru, intenzívne stúpa, chladne pod kritickú teplotu 500 °C (blocking T Mu pre Rb-Sr), ale hneď – za relatívne krátky časový interval – prekročil aj 300 ± 25 °C (bT Bi), čo je odrazom rapídneho výstupu v závere kolízneho orogénu. Takýmto spôsobom bola v metamorfovanom plášti granitoidného masívu „zakonzervovaná" vysokoteplotná minerálna asociácia s kordieritom. Pred spodným triasom bol ľubochniansky masív v rôznych úrovniach obnažený a mal čas „chvíľu" aj zvetrávať.

Geologický vývoj mezozoika

Šiprúnska sekvencia

Spodný trias alebo skýt vo Veľkej Fatre je reprezentovaný komplexom pieskovcov, siltovcov a konglomerátov. Sú to detritické sedimenty rytmickej, morskej, kontinentálnej a fluviálnej sedimentácie. Verfénske vrstvy sú bezprostredne späté s podložným lúžňanským súvrstvím. Sú výsledkom rytmickej morskej sedimentácie v plytkovodnom prostredí. Počas anisu vznikla bazálna brekcia, ktorá má svoj pôvod v erózii emerzných častí verfénu.

Gutensteinské vápence anisu predstavujú iniciálnu fázu plytkomorskej karbonátovej platformovej sedimentácie.

Ladin až karn reprezentujú ramsauské dolomity. V nadloží dolomitov sa ojedinele vyskytujú vápence. Sú to kalové vápence červenkastých a zelenkastých farieb. Vápence sú bez fauny a patria k najvyššej časti dolomitového komplexu. Karpatský keuper v šiprúnskej sekvencii reprezentujú predovšetkým klastické sedimenty, kremence, pieskovce, pestré ílovité bridlice a ojedinele dolomity.

Vrchný trias–rét sa pod trlenským súvrstvím nepreukázal. Hetanž až vrchný lotaring reprezentuje trlenské súvrstvie, ktoré leží transgresívne na karpatskom keuperi. Je to rytmická litorálna fácia s nízkym vytriedením zŕn. Veľká časť vápencov je často silicifikovaná s kolomorfným opálom, ktorý sa často nachádza vo forme nedokončených rohovcov. Allgäuské vrsty sinemúru až toarku sú ľahko

identifikovateľné v celej oblasti šiprunskej sekvencie a predstavujú vedúce litostratigrafické vrstvy liasu šiprúnskej sukcesie. Vrchný bat–kelovej reprezentujú zelené a červené rádiolóriové vápence s polohami rádiolaritov. Pestré lumachelové vápence kimeridžu až spodného titónu vystupujú nad rádiolaritmi v Trlenskej doline. Najčastejšia mikrofácia je filamentovo-sakokómová, ktorá poukazuje na otvorené prostredie panvovej sedimentácie. Pelagická fácia – osnické súvrstvie – sa najviac litofaciálne a biofaciálne zhoduje s „Calpionellen Kalke" Severných Vápencových Álp. Vekove zastupuje vyšší titón–spodný valangin. V otvorenom prostredí panvy sedimentovali pelagické sedimenty – lučivnianske vápence veku vrchný berias–barém.

Porubské súvrstvie je zložené zo slienitých a piesčitých bridlíc a drobnozrnných pieskovcov. Ide o sedimenty otvoreného prostredia externej plošiny aptského až strednoturónskeho veku.

VEPORIKUM

Krížňanský príkrov

Spodný trias – skýt je reprezentovaný lúžňanským súvrstvím. Jeho rozšírenie je veľmi malé. Litologicky sú to svetlé, ružové, červenkasté, veľmi jemnozrnné kremence až kremenné pieskovce, alternujúce s pestrými ílovcami. Sú to rytmické sedimenty morskej?, kontinentálnej a fluviálnej sedimentácie.

Strednotriasové sedimenty gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov predstavujú sedimenty vznikajúce v prostredí karbonátovej platformy. Pre sedimetáciu karpatského keuperu (norik) je príznačné mnohonásobné striedanie rytmov krátkodobých morských ingresií a regresií v extrémne aridnom prostredí (MICHALÍK, 1979). Na mapovanom území je vyvinutý biostromatoliticko-lagunárny vývoj kössenských vrstiev. Kopienecké súvrstvie je zložené z bazálnych klastík, spodných vápencov a ílovcov so zvyškami fauny, ktoré poukazujú na prehlbovanie morskej panvy. Počas lotaringu až toarku sedimentovali allgäuské vrstvy. Podľa MIŠÍKA a RAKÚSA (1964) škvrnité vápence sedimentovali v hĺbke niekoľko sto metrov, pričom faunu dna najčastejšie tvorili červy a hubky.

V južnej časti Veľkej Fatry nachádzame v lotaringu až toarku pestré adnetské vápence. Obsahujú často cefalopódy, mikrofilamenty, ihlice spongií a „hard ground", ktoré poukazujú na externú plošinu otvoreného mora malých hĺbok. Kremité rádiolóriové vápence a kremité sliene dogeru predstavujú konštantnú litofáciu, ktorá sa vyznačuje rytmickým striedaním tenkých lavíc kremitých rádiolóriových vápencov a rohovcov. Obsahujú početné rádiolárie, ihlice hubiek a *Globochaete alpina*, ktorá poukazuje na otvorené morské prostredie externej platformy.

Malm vykazuje väčšie faciálne zmeny ako doger, uplatňuje sa tu dvojčlenenie platné v celom priestore Tethys (cf. FENNINGER, FLÜGEL a HOLZER, 1971). Kimeridž až spodný titón zastupuje jaseninské súvrstvie. Tieto vápence sú superponované osnickým súvrstvím – kalpionelovými vápencami – a patria k vrchnému titónu až spodnému valanginu s tesným spojením titónsko-valanginskej fauny.

Počas vyššieho valanginu až hoterivu sedimentovala na rozsiahlych priestoroch pelagická rytmická litofácia zložená zo sledu slienitých vápencov až slieňov otvoreného mora externej platformy. Od barému do albu pokračovala sedimentácia v otvorených morských podmienkach, pričom sedimenty majú flyšoidný charakter s malým obsahom glaukonitu, fosfátov a detritického kremeňa.

HRONIKUM

Šturecký príkrov

Chočský príkrov

Vo Veľkej Fatre ho reprezentujú triasové sedimenty so stratigrafickým rozsahom od anisu po norik. Najstaršie sedimenty tvoria brekciovité dolomity. Ide prevažne o rekryštalizované dolomikrosparity až dolosparity s laminációu a pseudomorfózami po kryštálikoch sadrovca, ojedinele možno pozorovať loferitovú štruktúru. Ďalšou litostratigrafickou jednotkou vymedzenou v chočskom príkrove sú gutensteinské vápence s vložkami dolomitov. Predstavujú ich tmavosivé vrstevnaté, často stylolitové vápence.

V južnej časti Veľkej Fatry boli lokálne vymedzené annaberské vápence, ktoré sedimentovali na okraji karbonátovej lagúny s dobrou cirkuláciou a s pomerne vysokou dynamikou prostredia, t. j. spodná časť intertidálnej zóny, resp. vrchná časť subtidálnej zóny (BUČEK, 1995). Tmavosivé vrstevnaté ramsauské dolomity, dolomikrity sú rekryštalizované, nerovnomerne zrnité, s pigmentáciou subhedrálnych a euhedrálnych kryštálov.

V nadloží annaberských vápencov vystupujú masívne, miestami lavicovité wettersteinské dolomity s telesami krinoidových dolomitov. Wettersteinské dolomity sedimentovali v zarifovej zóne (okrajová časť lagúny s *Teutroporella herculea* s dynamickejším prostredím a centrálna časť lagúny s *Diplopora annulata* v nižšom dynamickom prostredí. Wettersteinské vápence laterálne zastupujú reiflinské vápence v rôznom pomere a na krátku vzdialenosť. Vápence biosparity, biosparrudity, biolitity obsahujú v okolí Liptovskej Osady biohermnú asociáciu organizmov: *Sphinctozoa, Inozoa, Hydrozoa* (cf. JABLONSKÝ, 1975).

Reiflinské vápence vystupujú v bezprostrednom nadloží ramsauských dolomitov. Ich spodný vrstvový sled má na niektorých miestach oproti vrchnému vrstvovému sledu výrazne odlišné litologické zloženie. Vápence tohto sledu litologicky pripomínajú kondenzované fácie „ammonitico rosso" a schreyeralmské vápence.

Korytnické vápence predstavujú transgresívnu sekvenciu („onlap"), ktorá je zložená viac z morských vrstiev (rádiolárie, filamenty, ihlice spongií) ako podložné wettersteinské vápence. Čierne korytnické vápence sedimentovali v hĺbke väčšej ako 50 m; indikujú to skolekodonty a ostrakódy (ústna informácia H. Kozura). Korytnické vápence predstavujú karpatský analóg sancassianských vrstiev julského veku.

V západnej časti pohoria boli formálne definované gaderské vápence, biosparity pelsónsko-ilýrskeho veku, ktoré sedimentovali na karbonátovej platforme. Ich stredná časť je charakterizovaná zjemňovaním materiálu signalizujúceho prehlbovanie sedimentácie. Vrchná časť zodpovedá sedimentom štádia alodapových splachov.

Súvislejšie priestorové rozšírenie lunzských vrstiev v chočskom príkrove sa nachádza v okolí Veľkého Šturca. Ide o bežný flyšoidný sled sericitických ílovcov a lunzských pieskovcov. Vzorky sú bohaté na palynomorfy, pozostávajúce tak zo zložky sporomorfnej (spóry a peľové zrná), ako aj zo zložky mikroplanktónu, ktoré poukazujú na morské sedimentačné prostredie.

Hlavné dolomity sú najvrchnejším členom chočského príkrovu. Na základe laterálneho rozšírenia organizmov a litofaciálneho charakteru hlavného dolomitu sú na mape vyčlenené:

– centrálna rifová oblasť hlavných dolomitov (reef core),
– lagunárna („back reef") oblasť s blízkou rifovou zónou.

Geologický vývoj paleogénu

Západný a severný okraj mezozoika Veľkej Fatry je lemovaný transgresívnym diskordantným paleogénom Turčianskej kotliny. Turčianska kotlina predstavuje na západnom ohraničení Veľkej Fatry depresiu – graben, sprevádzaný na okraji sústavou poklesov (normálnych zlomov) stúpajúcich do stredu panvy. Paleogénne sedimenty môžeme sledovať približne od Mošoviec cez Žabokreky až po Sučany a Krpeľany na severe územia.
V okrajovej časti kotliny možno rozlíšiť:

Borovské súvrstvie – je zložené z brekcií, zlepencov, vápencov, karbonatických pieskovcov. Stratigraficky je zaradené do lutétu až spodného priabónu (GAŠPARIK et al., 1995).

Hutianske súvrstvie – ide o ílovcovo-pieskovcové súvrstvie s flyšoidným vývojom. Do tohto súvrstvia zaraďujeme i menilitové vrstvy. Podľa mikropa-

leontologických nálezov vrstvy pieskovcov a jemných pelitických bridlíc patria k vrchnému eocénu (vrchnému bartónu až priabónu; GAŠPARIK et al., l. c.).

Zuberecké súvrstvie – vystupuje pri Konskom. Časovo sa zaraďuje do vrchného eocénu až stredného oligocénu. Je zložené z pieskovcov a ílovcov (GAŠPARIKOVÁ, 1988; SAMUEL, 1988).

Geologický vývoj neogénu

Vývoj Turčianskej kotliny v neogéne koincidoval s mohutnou vulkanickou činnosťou. V neogéne môžeme vyčleniť tieto etapy vývoja so vznikom nasledujúcich formácií:

Rakšianske súvrstvie – je zložené zo štrkovo-zlepencových sedimentov egenburgu.

Budišské súvrstvie – vulkanicko-limnický vývoj, tufitické piesky so štrkmi a polohami ílov a vulkanických konglomerátov. Vekove prislúcha do stredného a vrchného bádenu (GAŠPARIK et al., l. c.).

Turčecká formácia – vulkanity tejto formácie priraďujeme k strednému až vrchnému bádenu (KONEČNÝ, LEXA a PLANDEROVÁ, 1983; REPČOK, 1982; PLANDEROVÁ a BRESTENSKÁ, 1989).

Flochovské súvrstvie – predstavuje relikty stratovulkánu, pyroxenických andezitov spodnosarmatského veku (KONEČNÝ, LEXA a PLANDEROVÁ, 1983). Vystupuje asi 5 km jv. od Hornej Štubne.

Martinské súvrstvie – reprezentuje sladkovodný limnický vývoj ílov, sladkovodných vápencov, lignitov, štrkov a tufitických ílov. Vekove prislúcha do sarmatu–panónu (GAŠPARIK et al., 1995).

Blažovské súvrstvie – tvoria ho štrky, piesky, íly, miestami vulkanity. Je najvrchnejším horizontom, ktorý stratigraficky patrí do dáku až rumanu (GAŠPARIK et al., l. c.).

Geologický vývoj kvartéru

Kvartérne sedimenty sú zastúpené deluviálnymi, proluviálnymi, fluviálnymi a organogénnymi sedimentmi, ktoré začleňujeme do obdobia spodného, stredného a vrchného pleistocénu a holocénu.

LITOLÓGIA, STRATIGRAFIA A MAGMATIZMUS

TATRIKUM

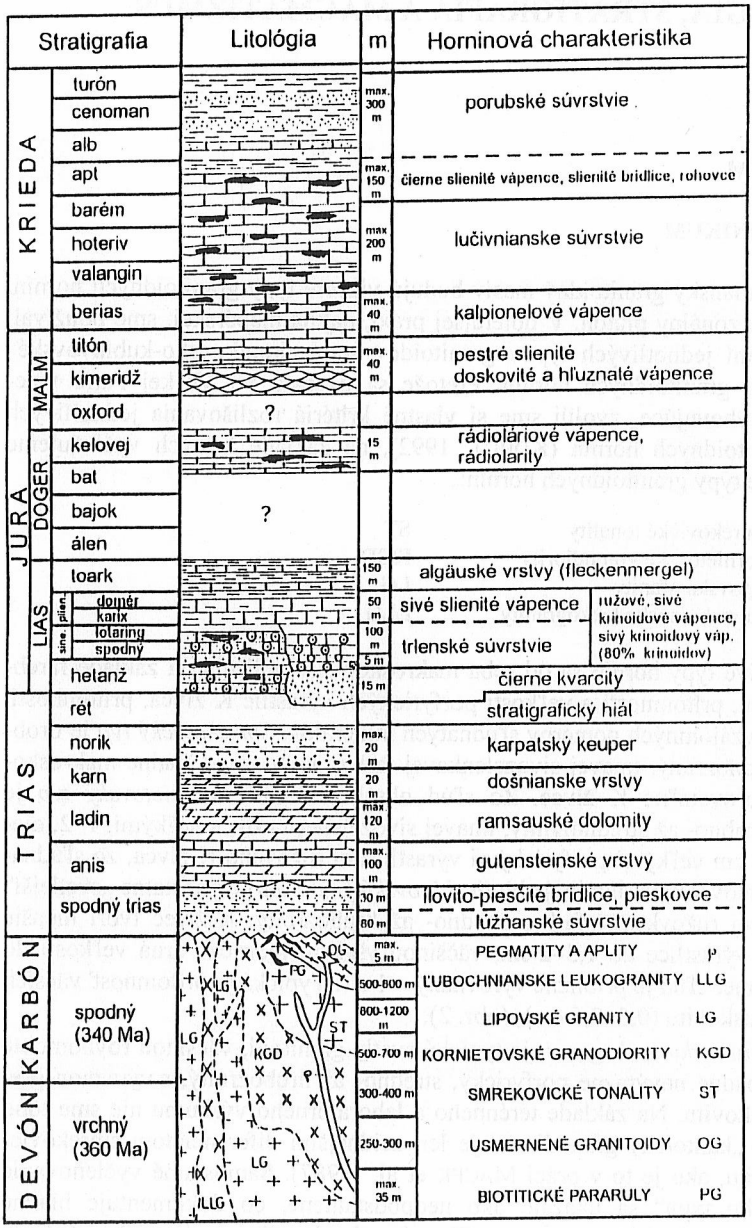
KRYŠTALINIKUM

Ľubochniansky granitoidný masív budujú viaceré typy granitoidných hornín, ktoré tvoria zonálny plutón. V doterajšej praxi, najmä mapérskej, sme používali pri mapovaní jednotlivých typov granitoidov staré „koutkovsko-kubínyovské" rozlišovanie granitoidných hornín. Pretože sa ukázalo vo Veľkej Fatre viac-menej nevyhovujúce, zvolili sme si vlastné kritériá rozlišovania jednotlivých typov granitoidných hornín (KOHÚT, 1992), na základe ktorých vyčleňujeme nasledujúce typy granitoidných hornín:

93	smrekovické tonality	ST
92	kornietovské granodiority	KGD
91	lipovské granity	LG
90	ľubochnianske leukogranity	LLG

Jednotlivé typy hornín sa od seba makroskopicky odlišujú na základe farebného indexu, prítomnosti a veľkosti porfyrických výrastlíc K živca, prítomnosti, veľkosti a vzájomných pomerov sľudnatých minerálov. *Smrekovický typ* je drobno- až strednozrnný, tmavej sivozelenkavej farby, neobsahuje žiadne makroskopicky pozorovateľné K živce. Zo sľúd obsahuje biotit. *Kornietovský typ* je obdobne drobno- až strednozrnitý, tmavej sivozelenej farby, s veľkými, 1–2, ojedinele až 3 cm veľkými porfyrickými výrastlicami ružového K živca, zo sľudnatých minerálov v ňom dominuje biotit. *Lipovský granitoid* je podstatne „svetlejší" – svetlosivej ružovkastej farby, stredno- až hrubozrnitý. K-živec tvorí menšie porfyrické výrastlice do 1,5–2 cm, väčšinou však izometrické zrná veľkosti do 0,5 cm. Pomer sľúd je približne vyrovnaný – 1 : 1. Typická je prítomnosť väčších lupeňov muskovitu (0,5–0,6 cm); (obr. 2).

Ľubochniansky leukogranit je typický svetlý granitoid, väčšinou rovnomerne zrnitý, prípadne nevýrazne porfyrický, stredno- až hrubozrnitý, s výraznou prevahou muskovitu. Na základe terénneho a laboratórneho výskumu nie sme toho názoru, že „kantorský granodiorit" je len acidnejším diferenciátom smrekovického tonalitu, ako je to v práci MACEK et al. (1987). Samostatné vyčleňovanie „kantorského typu" sa ukázalo ako neopodstatnené, čo dokumentuje hlavne predkladaná geologicka mapa a profily, ako aj minerálne a chemické zloženie vyčlenených typov granitoidov.



Obr. 2 Litostratigrafická tabuľka tatrika Veľkej Fatry

Okrem týchto základných typov granitoidných hornín sa vo východnom ohraničení kryštalinika vyskytujú horniny s páskovano-migmatitickou textúrou, ktoré KAMENICKÝ et al. (1985) označili ako synkinematické migmatity. Na základe texturálnych znakov a minerálneho zloženia ich označujeme ako usmernené granitoidy – ortoruly. Tento názor podporuje aj obsah hlavných a stopových prvkov, ktoré sú podobné (často identické) ako v prípade granitoidných hornín. Predpokladáme, že môže ísť o staršie (predhercýnske) typy granitoidných hornín, ktoré pri výraznej strižnej deformácii nadobudli usmernenú textúru, a následne boli hercýnsky inkorporované do stavby masívu Veľkej Fatry. Vyskytujú sa v pásme, kde sa najčastejšie zachovali aj relikty metamorfovaných hornín, a celé toto pásmo je popretkávané žilami a hniezdami aplitov bohatých na draselné živce, hlavne ortoklasy pertitických foriem. Celú situáciu komplikuje blízkosť revúckeho zlomového pásma, foliačné plochy týchto usmernených granitoidov majú paralelný smer S–J s úklonom 40–55° na východ.

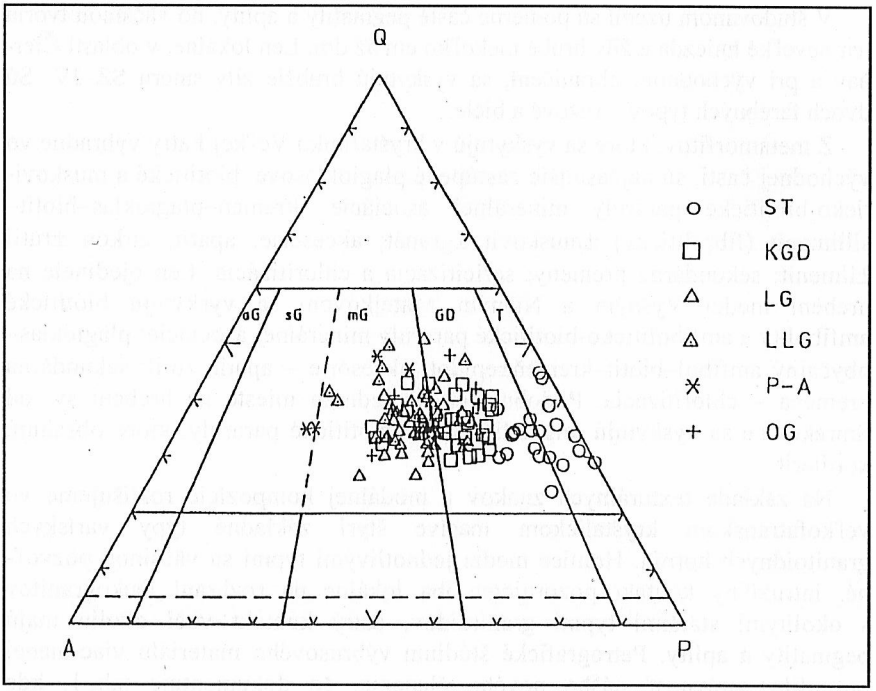
V študovanom území sú pomerne časté pegmatity a aplity, no väčšinou tvoria len neveľké hniezda a žily hrubé niekoľko cm až dm. Len lokálne, v oblasti Čierňav a pri východnom ohraničení, sa vyskytujú hrubšie žily smeru SZ–JV. Sú dvoch farebných typov – ružové a biele.

Z metamorfitov, ktoré sa vyskytujú v kryštaliniku Veľkej Fatry výhradne vo východnej časti, sú najčastejšie zastúpené plagioklasové, biotitické a muskovitицko-biotitické pararuly minerálnej asociácie: kremeň–plagioklas–biotit–sillimanit (fibrolitický) ±muskovit ±granát; akcesórie: apatit, zirkón ±rutil ±ilmenit; sekundárne premeny: sericitizácia a chloritizácia. Len ojedinele na hrebeni medzi Vyšným a Nižným Matejkovom sa vyskytujú biotitické amfibolity a amfiboliticko-biotitické pararuly minerálnej asociácie: plagioklas–obyčajný amfibol–biotit–kremeň±epidot; akcesórie – apatit, rutil; sekundárna premena – chloritizácia. Podobne len na jednom mieste na hrebeni sv. od Smrekovice sa vyskytujú migmatitizované biotitické pararuly, ktoré obsahujú kordierit.

Na základe texturálnych znakov a modálnej kompozície rozlišujeme vo veľkofatranskom kryštalickom masíve štyri základné typy variských granitoidných hornín. Hranice medzi jednotlivými typmi sú väčšinou pozvoľné, intruzívny kontakt pozorujeme iba lokálne na rozhraní leukogranitov s okolitými staršími typmi granitoidov, ostrý kontakt voči okoliu majú pegmatity a aplity. Petrografické štúdium výbrusového materiálu viac-menej potvrdilo správnosť nášho nového členenia, čo dokumentuje tab. 1, kde môžeme pozorovať postupné zmeny minerálneho zloženia v jednotlivých typoch granitoidov.

Tab. 1 Priemerné modálne zloženie granitoidných a metamorfovaných hornín Veľkej Fatry v objemových %. Označenie ST – smrekovické tonality, KGD – kornietovské granodiority, LG – lipovské granity, LLG – ľubochnianske leukogranity, P-A – pegmatity a aplity, OG – ortoruly (usmernené granitoidy), PG – pararuly

Typ	ST	KGD	LG	LLG	P-A	OG	PG
n	28	31	35	29	6	10	6
Kremeň	30,9	31,7	32,2	33,3	36,8	32,2	27,5
Plagioklas	48,7	39,9	35,0	32,4	27,6	38,8	40,4
K-živec	5,3	17,2	22,4	23,2	25,9	16,6	5,2
Biotit	12,7	7,8	5,1	3,6	0,9	5,5	14,1
Muskovit	0,9	2,2	4,3	6,7	7,6	3,9	1,6
Amfibol	–	–	–	–	–	–	8,1
Sillimanit	–	–	–	–	–	1,4	1,7
Akcesórie	1,3	1,2	1,0	0,8	1,2	1,6	1,4



Pozícia priemetných bodov granitoidných hornín ľubochnianskeho masívu v klasifikačnom diagrame QAP (podľa IUGS).
Vyznačené polia: aG – alkalický granit, sG – syenogranit, mG – monzógranit, GD – granodiorit, T – tonalit

PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH TYPOV HORNÍN

Metamorfované horniny

? Vrchné proterozoikum – spodný devón

97 biotitické a muskoviticko-biotitické pararuly, slabo migmatitizované (±xenolity metamorfitov)

Vystupujú vo forme xenolitov, lokálne sú silno migmatitizované (injekované svetlým apliticko-granitoidným materiálom). Sú to drobnozrnné tmavosivé horniny s výrazne plošne paralelnou textúrou. Štruktúru majú granolepidoblastickú a lepidoblastickú. Najčastejšie sú zastúpené *plagioklasové (tonalitické) biotitické* a *muskoviticko-biotitické pararuly* minerálnej asociácie: kremeň–plagioklas–biotit–sillimanit (fibrolitický) ±muskovit ±granát ±rutil ±ilmenit. Migmatitizované pelitické ruly majú minerálnu asociáciu: kremeň–plagioklas–K živec–biotit–sillimanit ±muskovit ±granát ±rutil ±ilmenit. Kordieritové porfyroblasty dosahujú veľkosť do 2 cm, bývajú intenzívne pinitizované, vyskytujú sa v polohách, kde je minerálna asociácia: kordierit–biotit–sillimanit–muskovit–plagioklas–kremeň+granát+ilmenit.

Magmatické horniny – hercýnske granitoidy

Devón–karbón

96 biotitické granodiority *(Malá Fatra)*

Vyskytujú sa na severných úbočiach Dierovej – dobre sú odkryté v zárezoch železničnej trate neďaleko kraľovianskeho mosta cez rieku Oravu. Makroskopicky je to stredno- až hrubozrnná hornina všesmerne zrnitej – masívnej textúry, blokovitej – kvádrovitej odlučnosti. Lokálne je výrazne alpínsky tektonicko-deformačne postihnutá za vzniku puklinovitej bridličnatosti až ojedinelých úzkych mylonitových zón. V miestach priebehu výraznejších puklinových systémov, na tektonicky postihnutých plochách odlučnosti, možno pozorovať usmernenie biotitu smeru V–Z (WUNDER, 1987). Strmé sklony interpretuje autor ako prototektonické planárne – tokové štruktúry granodioritov, čo však bežne v masíve nepozorovať (všesmerne zrnitá, nerovnomerne zrnitá, masívna textúra dominuje). Zbridličnatenie je zvýraznené v alpínskych zónach aj v smere S–J.

Štruktúra týchto granitoidov je hypidiomorfne zrnitá – typicky granitická, v menšej miere kataklastická až blastogranitická pri postihnutých typoch.

Na minerálnom zložení sa podieľajú nasledujúce minerálne fázy:

Plagioklasy dvoch generácií – Plg I a Plg II, pričom staršie – alotriomorfné zrná veľkosti do 0,3 mm sú intenzívnejšie sericitizované, s bazicitou An_{20-40}, mladšie Plg II sú hypidiomorfne obmedzené, veľkosti do 1,2 mm, majú albitické lamelovanie, uzatvárajú magmaticky korodované Plg I, ako aj biotit a kremeň, bazicita je An_{6-18}.

Kremeň – tvorí xenomorfné zrná veľkosti do 1 mm s undulóznym zhášaním, lokálne je kataklázovaný až na jemnozrnnú drvinu.

K živce – sú hypidiomorfne až alotriomorfne obmedzené, veľkosti do 1,3 mm vo výbruse, poikiliticky uzatvárajú plagioklasy, kremeň a biotit, vyskytujú sa pertitické, ale aj mikroklinové formy.

Biotit – tvorí xenomorfné lupene veľkosti do 1 mm vo výbruse, v makrovzorke do 2,5 mm, býva chloritizovaný a baueritizovaný, pleochroizmus sa prejavuje v zelených farbách, lokálne sa prerastá s muskovitom, uzatvára rutil, apatit, často je poohýbaný a polámaný.

Muskovit – vyskytuje sa v podstatne menšom množstve ako biotit, s ktorým sa v drobných lištách prerastá.

Akcesórie – apatit, zirkón, ilmenit, monazit, Fe-Ti opakové minerály, sekundárne minerály – rutil, leukoxén, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny.

95 prašivské granodiority (*Nízke Tatry*): biotitické a dvojsľudové granodiority s ružovými K živcami

Najrozšírenejšími typmi granitoidov v západnej časti nízkotatranského plutónu sú granity–granodiority prašivského typu, ktorých mladovarísky vek stanovil KANTOR (1959). Na ich genézu a vzťah ku granodioritom–tonalitom ďumbierskeho typu bolo vyslovených niekoľko názorov. Podľa KOUTKA (1931) sú prašivské granity výsledkom diferenciácie jednej intrúzie, pričom medzi prašivskými a ďumbierskymi typmi je pozvoľný prechod. Naproti tomu KUBÍNY (1956) a ZOUBEK a KUBÍNY (1956) rozdelili celý granitoidný komplex na typy normálne, granodiority–tonality ďumbierskeho typu a typy autometamorfované, granitovo-ademelitové – tzv. prašivský typ. Podľa nich je každý typ výsledkom samostatnej intrúzie, pričom prašivská je mladšia a je v tektonickom styku s ďubmierskou. Podľa KUBÍNYHO (1958) miestami síce pozorovať pozvoľné prechody medzi jednotlivými typmi, ale inde, hlavne v osových eleváciách prašivských granitoidov, je styk oboch typov litologicky ostrý, bez postupných prechodov. KAMENICKÝ (1967) považuje ďumbierske granodiority a prašivské granity za produkt jednej intruzívnej fázy, pričom prašivské granity vznikli K-metasomatózou ďumbierskych granodioritov.

Prašivské granodiority sa makroskopicky javia ako strednozrnné až hrubozrnné, sú rovnomerne zrnité, prechádzajú do nevýrazne porfyrických až porfyrických typov. Porfyrické výrastlice tvorí ružovkastý až žltkastý K-živec dosahujúci veľkosť 2–3 cm. Plagioklasy dosahujú veľkosť 1 cm, sú bielosivé, kataklastické typy sú zelenkavé. Lupienky hnedočierneho biotitu a zŕn kremeňa dosahujú veľkosť 0,5 cm. Textúra je všesmerne zrnitá.

Mikroskopickým štúdiom bola zistená nasledujúca minerálna asociácia:

Plagioklasy I vystupujú mimo porfyrických výrastlíc i v porfyrických výrastliciach K živca, ktorý ich poikiliticky uzatvára. Prevažne sú hypoautomorfne obmedzené. Bazicita v jadre zonálnych plagioklasov dosahuje An_{33}, na okraji An_{17}, v priemere An_{25}, pri albitických reakčných lemoch bazicita dosahuje An_{7-9}. Typickým znakom tohto plagioklasu je jeho metasomatická korózia K živcom za vzniku šachovnicového albitu. Uzatvára biotit a akcesorické minerály. Miestami pozorovať vznik antipertitu.

Plagioklasy II – albity sa od plagioklasov I odlišujú menším rozmerom (0,2 až 1,0 mm). Sú nezonálne, oválneho až izometrického tvaru, hypautomorfne až autometamorfne obmedzené. Aj pre ne sú typické veľmi kyslé reakčné lemy. Pre oba typy plagioklasov sú veľmi typické myrmekity v prítomnosti K živca, tie sú ojedinelé aj na styku plagioklasu s biotitom, tiež plagioklasu a muskovitu.

K živce tvoria xenomorfne až hypautomorfne obmedzené zrná i porfyrické výrastlice premenlivej veľkosti. Boli odlíšené dva druhy K živca s rôznym usporiadaním uzatváraných inklúzií, naznačujúce odlišné podmienky vzniku. V prípade zonálneho K živca pozorovať zreteľné interzonálne orientované usporiadanie inklúzií plagioklasov II – albitov, biotitov – pri súčasnej magmatickej korózii staršieho plagioklasu I. Takéto orientované usporiadanie inklúzií býva aj pri nezonálnych typoch. Druhý typ porfyrických výrastlíc K živca je nezonálny a na rozdiel od prvého obsahuje neorientované inklúzie plagiokasov I, tiež biotitu a muskovitu. Sú produktmi alkalickej metasomatózy. Prítomné sú rôzne formy pertitov ako jemnovláknitý a škvrnitý pertit. Často sú výrazne polysynteticky mriežkované, miestami plynule prechádzajú do foriem bez mriežkovania. V kataklasticky porušených typoch javí K-živec v mikroskope najvyšší stupeň zachovanosti.

Biotit je zastúpený hypautomorfnými až xenomorfnými lupienkami, veľkými 3–4 mm, pleochroizmus je typu X, Y – svetložltý, Z – hnedozelený. Miestami na styku s K živcom sa vytvárajú reakčné lemy muskovitu. Uzatvára rôzne inklúzie rudných minerálov, rutil, často zirkón, okolo ktorého sa tvoria výrazne pleochroické dvorčeky. Kataklázou postihnuté typy sú chloritizované, epidot-zoizitizované, baueritizované.

Muskovit je menej zastúpený než biotit, tvorí prevažne xenomorfné lupienky. Je primárny, keď tvorí väčšie lupienky obklopené nepremenenými minerálmi. Často však pozorujeme drobnejšie lupienky v porfyrických výrastliciach i vzniknuté na ich okrajoch až počas alkalickej metasomatózy.

Akcesórie – z primárne akcesorických minerálov sú zastúpené: Fe-Ti rudné minerály, rutil, zirkón, apatit, monazit. Sekundárne akcesorickými minerálmi sú leukoxén, titanit, epidot, zoizit, ortit, kalcit, nepriesvitné minerály.

94 usmernené granitoidy (biotiticko-muskovitické ortoruly)

Sú to strednozrnné, nerovnomerne zrnité horniny svetlosivej až hnedastej farby. Ich textúra je výrazne usmernená – plošne paralelná. Distribúcia sľúd naznačuje páskovanie. Väčšinou majú heteroblastickú štruktúru (panalotriomorfne zrnitú a lepidogranoblastickú). Sillimanit tvorí fibroblastické zhluky. Minerálne zloženie: kremeň, plagioklas, K živec, biotit, muskovit. V akcesorickom množstve sú prítomné: sillimanit, zirkón, apatit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny ± rutil – sagenit.

93 smrekovické tonality: biotitické tonality

Podľa klasifikácie IUGS (tab. 1) ich reprezentujú hlavne *biotitické tonality* a *biotitické* až *muskoviticko-biotitické granodiority*. Vyskytujú sa prevažne vo východnej časti pohoria, hlavne v oblasti Smrekovice, podľa ktorej ich D. Kubíny v roku 1954 pomenoval. Priemerné modálne zloženie tohto typu, vypočítané z 28 planimetrických analýz, je v tab. 1. Modálne zloženie bolo stanovené na integrovanom planimetri Eltinor-4, ako aj z farbených horninových platničiek na lineárnom planimetrickom stolíku podľa metodiky, ktorú vypracoval MACEK et al. (1979). Makroskopicky sú tieto granitoidy stredno- až drobnozrnné, farbu majú tmavosivých až šedozelenkavých odtieňov. Textúra je všesmerne zrnitá, miestami aj usmernená. Z Fe-Mg silikátových minerálov obsahujú iba biotit. Predstavujú najbázickejšie horniny a enklávy metamorfitov vo Veľkej Fatre sa prakticky viažu len na tento typ. Budujú vrchnú etáž normálne zonálneho granitoidného masívu Veľkej Fatry.

Minerálne zloženie. Plagioklas najčastejšie tvorí hypidiomorfné a xenomorfné zrná do 2,5 mm, vystupuje v 3 generáciách, ktoré sa od seba dajú odlíšiť podľa intenzity premien. V starších bázickejších plagioklasoch (plg I) prevládajú neidentifikovateľné, veľmi jemne zrnité hnedočierne zhluky (argilitizácia?, drobný klinozoizit) spolu so saussuritizáciou nad tvorbou drobných lupeňov sericitu, ktorý je typickejší pre kyslejšie mladšie plagioklasy (plg II). Kým plg I je prakticky nemerateľný, plg II miestami vytvára albiticky a karlovarsky zdvojčatené zrasty, ktorých bazicita meraná metódou ZSZ zodpovedá oligoklasu až kyslému andenzínu (An_{30-40}), bazicita meraná na mikrosonde je $An_{(25-35)}$. S nárastom diferencovanosti jednotlivých typov granitoidov sa mení zloženie, a tým aj bazicita plagioklasu, pričom v ľubochnianskom type pozorujeme iba dve generácie plagioklasu. Miestami pozorujeme prejavy oscilačnej zonálnosti plagioklasov.

Najmladší je plagioklas III – albit, ktorý lokálne lemuje staršie plagioklasy. V plagioklasoch bývajú najčastejšie uzatvárané kvapkovité kremene, drobné sľudy, hlavne biotit, a z akcesórií zirkón a apatit.

Kremeň sa vyskytuje v podobe xenomorfných zŕn veľkosti do 2,5 mm. Býva do rôzneho stupňa kataklázovaný, lokálne až na jemnozrnnú drvinu – najčastejšie tvorí intersticiálne zrná s undulóznym zhášaním. Miestami je rekryštalizovaný, uzatvára biotit a plagioklas.

K-živec v hornine sa vyskytuje len lokálne, v podobe drobných alotriomorfných intersticiálnych zŕn. Zaujímavé je, že zloženie draselných živcov je vo všetkých typoch rovnaké, s priemerným zložením Or 91,35 %, Ab 8,4 9 %, An 0,16 %.

Biotit je veľmi často chloritizovaný, epidotizovaný a baueritizovaný. Vyskytuje sa v podobe xenomorfných lupeňov do 2 mm, má pleochroizmus hnedých farieb. V dôsledku kataklázy býva poohýbaný a polámaný, uzatvára akcesórie, hlavne apatit. Zloženie biotitu sa mení v závislosti od chemizmu horniny (podobným spôsobom ako plagioklas), čo dokumentuje vzájomný pomer Fe/(Fe+Mg) v hornine a v mineráli, pričom v ST sú biotity viac horečnaté so železitosťou XFe = 0,51–0,56, naproti tomu LG sú tvorené železitejšími biotitmi s XFe = 0,60–0,70. Obdobne varíruje aj obsah Ti v týchto biotitoch (ST ~ Ti = 3–4 hm. %, LG ~ Ti = 2–3 hm. %).

Muskovit sa vyskytuje podstatne menej ako biotit, tvorí xenomorfné šupiny do 1,5 mm. Podobne ako biotit, s ktorým sa často vyskytuje, je kataklasticky poohýbaný.

Z akcesorických minerálov sa v smrekovickom type granitoidov vyskytuje hlavne apatit, zirkón, magnetit, ilmenit, prípadne titanomagnetit.

92 kornietovské granodiority: biotitické a muskoviticko-biotitické granodiority

Predstavujú hlavne *biotitické granodiority až muskoviticko-biotitické monzogranity s ružovými K živcami.* Tvoria južnú časť kryštalinika ľubochnianskeho masívu, najmä oblasť Vyšného Tajchu a Kornietovskej doliny, podľa ktorej sme ich nazvali (KOHÚT a LUČENIČOVÁ, 1990). Priemerné modálne zloženie je v tab. 1. Sú to väčšinou strednozrnné horniny nevýrazne porfyrickej až porfyrickej textúry, farbu majú sivozelenkavú, porfyrické výrastlice tvorí ružový K-živec veľkosti až do 2,5–3 cm. Štruktúra týchto granitoidov býva hypidiomorfne zrnitá a porfyricko-granitická.

Na minerálnom zložení sa podieľa plagioklas – vystupuje v 3 generáciách.

Plagioklas I tvorí väčšinou intenzívne premenené – saussuritizované jadrá v mladšom plagioklase II, ktorý je kyslejší a vytvára hypautomorfné zrná veľkosti do 1,5 mm vo výbruse, bežné sú formy s oscilačnou zonálnosťou. Často býva polysynteticky lamelovaný – zrasty podľa albitového zákona, bazicita je $An_{(18–35)}$.

V závere magmatickej činnosti sú staršie plagioklasy korodované plagioklasom III – albitom.

K živec – zastúpenie tohto minerálu v kornietovskom type granitoidu varíruje. Najbázickejšie melanokratné tonalitické variety väčšinou obsahujú intersticiálne zrná, a porfyrické výrastlice sa vyskytujú v menšej miere. Sporadicky v kyslejších varietách je však obsah K živca taký veľký, že hornina čierno-ružovej farby má až monzogranitický chemizmus. K živec bežne uzatvára staršie generácie minerálov: plagioklasy, kremeň, biotity a akcesórie v drobnozrnnom vývoji.

Kremeň – vyskytuje sa v podobe xenomrfných zŕn veľkosti do 2 mm, ktoré bývajú kataklázované, s undulóznym zhášaním. Lokálne uzatvára staršie minerály ako plagioklas I a biotit.

Biotit – tvorí xenomorfné lupene do 1,5 mm, ktoré sú často chloritizované a epidotizované, len málo lupeňov má pôvodný pleochroizmus hnedých farieb.

Muskovit – vyskytuje sa v podobe drobných šupín spolu s biotitom, podobne ako v smrekovickom type i tu väčšinou predstavuje produkt baueritizácie biotitu.

Akcesórie – najčastejšie sa vyskytuje apatit, zirkón, z opakových minerálov magnetit a Fe-Ti oxidy.

91 lipovské granity: dvojsľudové granity

Reprezentujú ich hlavne *dvojsľudové granity až granodiority s ružovými K živcami*. Budujú podstatnú časť západnej polovice ľubochnianskeho masívu, najmä oblasť Lipovej, podľa ktorej sme tento typ aj nazvali (KOHÚT a LUČENIČOVÁ, l. c.). Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné horniny, veľmi často sú nerovnomerne zrnité až porfyrické. Farba závisí od obsahu a pomeru sľúd, rôzneho zastúpenia živcov, od svetlých odtieňov až po sivozelenkavé, miestami s pleťovým nádychom. Porfyrické výrastlice tvorí ružovkastý K-živec (veľkosť 1–1,5 cm) vyplnený biotitom a zelenkavý plagioklas (veľkosť do 1 cm). Pre tento typ granitoidov sú príznačné aj väčšie lupene sľúd, hlavne muskovitov, do 5–7 mm. Štruktúra týchto hornín je granitická – hypidiomorfne zrnitá a blastogranitická, v prípade postihnutých deformovaných typov kataklastická.

Minerálne zloženie. Plagioklas – vystupuje v hornine tiež v troch generáciách. Plagioklas I – tvorí ojedinelé hypautomorfné a xenomorfné premenenené bázické jadrá v mladších generáciách. Uzatvára akcesórie a metasomatický kvapkovitý kremeň. Plagioklas II – obyčajne je hypidiomorfný, veľkosti do 3–5 mm vo výbruse. Väčšinou je takmer nepremenený, vytvára zložité polysyntetické zrasty podľa albitového a periklinového zákona. Bazicita je $An_{(15-30)}$. Miestami uzatvára plagioklas I, niekedy i viac reliktných jadier. Oba plagioklasy bývajú uzatvárané v porfyrických výrastliciach K živca, pričom na okraji vzniká albitový reakčný lem. Sú čiastočne kataklázované – rozpukané, na styku s kremeňom a K živcom sa tvorí myrmekit. Lokálne bol pozorovaný i antipertit?

Kremeň – nachádza sa v podobe xenomorfných zŕn do 2,5–3 mm, býva kataklázovaný, s undulóznym zhášaním, prípadne tvorí jemnozrnné mozaikové zhluky. Uzatvára plagioklas I a sľudy.

K-živec – obdobne sa nachádza v dvoch formách a generáciách: 1. intersticiálny, tvorí xenomorfné zrná do 1 mm; 2. hypidiomorfné výrastlice – fenokrysty veľkosti do 1 cm vo výbruse. Neorientovane poikiliticky uzatvára plagioklasy a sľudy. Často v ňom pozorovať rôzne typy pertitov: jemnovláknitý, plameňovitý a sieťovitý. Formy s polysyntetickým mriežkovaním plynule prechádzajú do foriem bez mriežkovania.

Biotit – nachádza sa v podobe hypautomorfných a alotriomorfných lupeňov veľkosti do 2 mm. Pleochroizmus sa prejavuje odtieňmi hnedej farby. V dôsledku kataklázy býva poohýbaný a polámaný. Lokálne je tiež baueritizovaný. Uzatvára akcesórie, hlavne apatit, okolo zirkónov sú vyvinuté výrazne pleochroické dvorce.

Muskovit – xenomorfné a hypidiomorfné šupinky do 1,5 mm sa najčastejšie nachádzajú v intersticiálnych priestoroch, alebo sú uzatvorené v kremeni. Sekundárne drobnolištovité muskovity sa nachádzajú v plagioklasoch I. Hypidiomorfné lupene muskovitu II veľké 5–7 mm, podobne ako v leukokratnom type, roztláčajú okolité minerály.

Akcesórie zastupuje apatit, zirkón ±granát ±monazit ±ilmenit.

90 Ľubochnianske leukogranity: muskovitické, ± biotiticko-muskovitické granity

Reprezentujú ich *muskovitické a dvojsľudové granity a granodiority*. Tento typ granitoidov sa vyskytuje hlavne po oboch stranách doliny Ľubochnianky – podľa týchto výskytov bol tento typ granitoidov pomenovaný (KUBÍNY, 1958). Lokálne tvorí i malé „pne" vo východnej časti masívu uprostred smrekovických typov granitoidov. V západnej časti masívu buduje oblasť Dedíkovho vrchu. Obyčajne sú to stredno- až hrubozrnné, rovnomerne zrnité horniny, všesmerne zrnitej textúry. Farbu majú prevažne bielosivú, miestami s hnedastým odtieňom. Pre tento typ granitoidov sú príznačné biele živce a lupene muskovitov do 7–9 mm. Obsah biotitu je variabilný, často je baueritizovaný. V dôsledku tlakovodeformačného postihnutia primárna štruktúra týchto leukogranitoidov – hypidiomorfne zrnitá – má znaky kataklastickej a blastogranitickej štruktúry.

Minerálna asociácia. Plagioklas – vystupuje v hornine v dvoch generáciách. Plagioklas I – tvorí hypautomorfné zrná veľkosti do 2 mm, ktoré sú mierne premenené – sericitizované, bazicita je $An_{(10-17)}$ (kyslý oligoklas), bývajú uzatvorené v plagioklasoch II a v K živcoch. Plagioklas II – albit –, vytvára väčšinou veľké xenomorfné zrná do 3 mm. Je takmer nepremenený, najčastejšie tvorí poly-

syntetické zrasty podľa albitového zákona. Na styku s K živcom má vytvorený svetlý „albitový" lem. Kríčkovité myrmekity sú časté na styku s kremeňom.

K-živec – nachádza sa najčastejšie v podobe hypidomorfných a xenomorfných zŕn veľkosti do 2,5 mm. Ojedinele tvorí i nevýrazné porfyrické výrastlice „fenokrysty" s veľkosťou do 5 mm. Často býva albitizovaný – vznikajú pertity rôznych foriem až šachovnicovitý albit. Uzatvára akcesórie, sľudy a plagioklas I. Menej sa vyskytujú formy s mikroklinovým mriežkovaním v podobe 1–2 mm veľkých intersticiálnych xenomorfných zŕn.

Kremeň – tvorí alotriomorfné zrná, intenzívne kataklázované, lokálne, až na jemnozrnnú drvinu, undulózne zháša. Uzatvára hlavne sľudy a plagioklas. Mladšia generácia – kremeň II – vytvára xenomorfné zrná, často veľké 5–7 mm, pretiahnutého tvaru, bez undulózneho zhášania. Miestami tvorí až nesúvislé žilky.

Biotit – nepremenený v hornine sa vyskytuje len zriedka, väčšinou je chloritizovaný a baueritizovaný. V neporušených formách môžeme lokálne pozorovať odmiešaniny Ti minerálov – sagenit.

Muskovit – vystupuje vo viacerých generáciách. Najstaršia generácia tvorí xenomorfné lupienky do 1,5–2 mm, často vystupuje s biotitom, s ktorým sú intenzívne poohýbané a drvené. Muskovit II vytvára väčšie hypydiomorfné lupene veľké 5–7 mm (ojedinele až do 1 cm), ktoré roztláčajú okolité minerály. V intenzívne premenených sericitizovaných plagioklasoch I sa vyskytujú sekundárne lištovité muskovity.

Akcesórie – z primárnych akcesorických minerálov sa v tomto type granitoidov nachádzajú zirkón, apatit, monazit + granát, Fe-Ti rudné minerály, zo sekundárnych minerálov minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, kalcit, rutil-sagenit, limonit.

Okrem štyroch základných skupín granitoidov sme pri laboratórnom spracovaní osobitne vyhodnocovali ešte skupinu pegmatitov – aplitov, ortorúl (94 – usmernené granitoidy) a pararúl (97 – biotitické a mu-bi pararuly).

89 pegmatity a aplity

Môžeme ich pozorovať vo všetkých typoch granitoidov, ako aj v pásme usmernených granitov. Makroskopicky sú pegmatity hrubozrnné, nerovnomerne zrnité horniny. Na ich stavbe sa podieľajú: kremeň sivej farby veľkosti do 1–2 cm, mäsovoružový K-živec veľkosti do 5 cm, miestami však tvorí aj veľké agregáty do 20 cm, biely plagioklas, ktorý dosahuje veľkosť do 2,5 cm. Zo sľúd prevažuje muskovit – maximálna veľkosť lupeňov je do 3–4 cm (ojedinele sa však pozorovali aj vejárovité – trsovité zhluky), biotit veľkosti do 1 cm je zastúpený podstatne menej. Z akcesórií sa najčastejšie vyskytuje granát, menej apatit a rudné minerály. Zvýšené hodnoty obsahu Nb-Ta signalizujú prítomnosť aj minerálov kolumbitovo-tantalitovej skupiny. Aplity sú masívne, jemno- až drobnozrnné hor-

niny svetlých, najčastejšie ružovkastých farieb. Vystupujú spolu s pegmatitmi, od ktorých sa líšia veľkosťou zrna (pod 2 mm). Minerálne zloženie majú podobné, len biotit obsahujú iba zriedka. Textúra je všesmerne zrnitá, štruktúra aplitická – panalotriomorfne zrnitá.

Geochemická charakteristika

Komplexnú charakteristiku podáva vo svojej práci KOHÚT (1996). Priemerné hodnoty chemického zloženia hornín kryštalinika Veľkej Fatry udáva tab. 2. Na základe predložených faktov môžeme povedať, že veľkofatranské granitoidy reprezentujú nízko- až strednodraselnú vápenato-alkalickú (trondhjemiticko-granodioritickú) sériu magmatických hornín. Vyznačujú sa prevahou Na nad K. Peacockov index pre celú sériu granitoidov Veľkej Fatry je ALI = 59–60. Na základe Shandovho indexu hlinitosti (A/CNK=0,9–1,5) sú skúmané horniny peraluminózne, ale časť hornín sa premieta do subaluminóznej až metaluminóznej domény. Lineárne trendy hlavných prvkov, ako aj petrografia, vykazujú kontinuálne prechody a poukazujú na postupnú diferenciáciu medzi jednotlivými typmi granitoidov. Tomuto však protirečia prerušované „en échalon" trendy distribúcie vedľajších – stopových prvkov, najmä Rb, Sr, Ba, ako aj hodnoty fyzikálnych vlastností granitoidov VF – merná hustota, magnetická susceptibilita, normálna remanentná magnetická polarizovateľnosť (NRMP), úhrnná gamaaktivita (rádioaktivita), obsah U a Th. Geologická situácia, ako aj spomenutý geochemický a fyzikálny charakter hornín, indikuje relatívnu samostatnosť troch typov granitoidov vo Veľkej Fatre, a to ST, LG a LLG, pričom KGD tvoria prechod medzi ST a LG, skôr podporujú predstavu o frakčnej kryštalizácii s pulzačným charakterom. Normalizovaný záznam REE dokumentuje vyrovnané – uniformné, avšak diferencované distribučné trendy (LaN/YbN = 45–15 pre smrekovický a ľubochniansky typ) s negatívnou Eu anomáliou (Eu/Eu* = 0,67–0,88). Relatívne problematická je typologická charakteristika granitoidov Veľkej Fatry. Podľa klasickej I/S typológie (CHAPPELL a WHITE, 1974; WHITE a CHAPPELL, 1983) na základe komplexného hodnotenia patria ST, KGD a LG k zmiešanému typu I-S s väčšou afinitou k typovému zdrojovému materiálu I, avšak LLG jednoznačne reprezentujú kôrový, peraluminózny, anatektický typ S. Nejednoznačná je aj tektonická interpretácia granitoidov. Na základe diskriminačných diagramov (PEARCE et al., 1984 a HARRIS et al., 1986) patria granitoidy VF k typu VAG (granitoidov vulkanických oblúkov), podľa spidergramu normalizovaného k zloženiu granitoidov oceánskych chrbtov (ORG) ich však môžeme zaradiť k III. skupine neskoro- až postkolíznych vápenato-alkalických granitoidov. Podľa typológie zirkónu (PUPIN, 1988) patria granitoidné horniny VF do prvej skupiny – k anatektickým, kôrovým typom s afinitou ST k hybridným kôrovo-

Tab. 2 Priemerné chemické zloženie základných horninových typov hornín kryštalinika Veľkej Fatry – hlavné prvky v hmotnostných %, stopové prvky a REE v ppm

Typ	ST	KGD	LG	LLG	P-A	OG	PG
n	23	28	30	20	6	10	4
SiO_2	66,06	69,58	71,60	73,57	74,37	72,45	65,98
TiO_2	0,66	0,41	0,27	0,18	0,10	0,21	0,65
Al_2O_3	16,71	15,61	15,33	14,55	14,11	14,34	15,43
Fe_2O_3	1,68	1,19	0,81	0,95	0,70	0,88	2,11
FeO	2,10	1,34	0,98	0,52	0,12	0,51	2,77
MnO	0,08	0,07	0,05	0,03	0,03	0,04	0,08
MgO	1,19	0,85	0,58	0,34	0,20	0,37	2,25
CaO	3,07	1,95	1,42	0,93	0,69	1,15	2,94
Na_2O	4,50	3,98	3,92	3,90	3,67	5,17	3,20
K_2O	2,57	3,32	3,63	3,68	4,83	3,79	2,50
P_2O_5	0,23	0,25	0,16	0,20	0,19	0,32	0,28
H_2O^+	0,99	0,98	0,77	0,94	0,95	0,92	1,42
H_2O^-	0,12	0,13	0,14	0,14	0,13	0,08	0,05
Rb	91	99	98	121	181	112	109
Sr	519	343	282	144	71	154	406
Ba	813	1 057	845	728	219	623	703
Zr	210	154	103	76	28	82	155
V	75	41	21	13	10	10	109
Zn	73	52	38	21	8	37	70
Cr	27	21	18	25	18	14	63
Pb	21	28	26	23	16	32	12
Li	73	56	43	23	16	43	92
Y	9,82	11,30	14,55	15,25	11,50	10,25	21,25
Nb	6,18	6,50	6,96	8,73	14,40	6,50	9,50
Sn	5,73	5,65	5,29	3,59	4,33	6,50	7,33
Cu	7,73	5,56	3,61	4,35	3,00	3,88	13,50
Ni	5,64	4,56	5,30	4,40	3,50	3,38	26,0
Co	6,31	5,21	5,50	8,24	3,73	3,10	15,55
Th	7,70	7,63	6,73	6,15	5,40	5,25	11,50
U	3,10	2,70	2,90	4,50	4,20	3,70	5,50
Hf	5,29	4,34	2,98	2,18	1,14	2,98	4,35
Ta	0,30	0,39	0,38	0,73	5,22	0,92	0,65
La	42,09	36,09	25,94	17,03	4,46	21,96	48,10
Ce	72,14	63,18	42,46	34,50	8,44	46,28	80,20
Nd	37,72	32,17	23,41	17,98	8,00	24,02	37,38
Sm	6,33	5,91	4,52	3,11	1,57	3,88	5,87
Eu	1,28	1,05	0,79	0,62	0,21	0,82	1,19
Gd	5,20	4,70	3,90	3,30	2,20	4,30	4,90
Tb	0,43	0,52	0,41	0,34	0,20	0,34	0,62
Tm	0,25	0,21	0,15	0,10	0,07	0,13	0,39
Yb	0,62	0,88	0,79	0,78	0,66	0,78	2,14
Lu	0,12	0,12	0,12	0,13	0,10	0,13	0,33

plášťovým granitom (BROSKA a KOHÚT, in prep.). Podľa klasifikácie MANIARA a PICCOLLIHO (1989) sa jednotlivé typy granitoidov Veľkej Fatry pomerne dobre rozlišujú na základe chemického zloženia, ako aj modálnej kompozície. Z hodnotenia tejto klasifikácie vyplýva, že smrekovické tonality patria k typu CAG (Continental arc granites), vzniknutým na kontinentálnom okraji v závere subdukcie oceánskej platne. Lipovské granity sú typické CCG (Continental collision granites), ktoré vznikli v neskorých štádiách kontinentálnej kolízie. Kornietovské granodiority sa javia ako prechodné medzi týmito dvoma typmi. Ľubochnianske leukogranity vykazujú afinitu s postorogénnymi – postkolíznymi granitmi. V zmysle návrhu CASTRA et al. (1991) ich môžeme označiť ako typ granitoidov H_s. Podľa klasifikácie BARBARINA (1990) veľkofatranské granitoidy tvoria prechod medzi C_{CI} a H_{LO} – kôrovými kolíznymi intrúznymi a hybridnými neskoroorogénnymi granitoidmi. Izotopy Sr a Nd poukazujú na dlhodobý vývoj granitoidného magmatizmu vo Veľkej Fatre s uplatnením kôrovej recyklizácie staropaleozoických a proterozoických hornín pri genéze týchto granitoidov. Sr/Nd izotopické charakteristiky indikujú otvorený magmatický systém v rámci hercýnskej granitogenézy. Varískej heterogenite protirečia predbežné výsledky v U/Pb izotopickom systéme, vykazujúce vek magmatizmu vo VF v rámci vrchného interceptu (UI), bez náznakov dedenia staršieho izotopického olova. Termochronometrické údaje v systéme K/Ar a Ar/Ar poukazujú na rapídny výstup a vychladnutie ľubochnianskeho masívu v závere hercýnskeho orogénu.

Z uvedeného textu je jasné, že taká pestrá suita granitoidných hornín s rozpornou geochemicko-geotektonickou charakteristikou nemohla byť vygenerovaná v jednom orogenetickom evente z jednoduchého (primitívneho?) zdroja.

MEZOZOIKUM

Šiprúnska sekvencia

Šiprúnsku sériu vyčlenil a definoval MATĚJKA (1927, 1931) v oblasti Šiprúňa (1 460 m), kde je táto sekvencia pomerne dobre odkrytá takmer v celom vrstvovom slede. Matějka vyčlenil šiprúnsku sériu pôvodne ako paraautochtónnu, presunutú, s rozsahom od stredného triasu do albu. Neskôr BYSTRICKÝ (1957) dokázal, že šiprúnska séria je normálnym sedimentárnym pokračovaním vyšších častí obalovej série, a nie je samostatným príkrovom, ako ju interpretoval MATĚJKA (1927).

(V jv. časti územia zasahujú na mapované územie vo veľmi obmedzenom rozsahu aj sedimenty, ktoré patria k donovalskej obalovej sekvencii. Vzhľadom na to, že táto časť bude súčasťou regiónu Staré hory, zmienime sa o nich len veľmi okrajovo. Z triasových sedimentov sú tu prítomné: lúžňanské súvrstvie,

gutensteinské vápence a ramsauské dolomity. Všetky tieto súvrstvia majú identické vlastnosti s obdobnými horninami šiprúnskej sekvencie, a majú teda jednotnú vysvetlivku. Vzhľadom na odlišný charakter jurských sedimentov sme vytvorili samostatné vysvetlivky 79a, 80a.)

Trias

88 lúžňanské súvrstvie: kremence, kremenné pieskovce, droby, zlepence (spodný trias); max. 80 m

Klastiká spodného triasu ležia spravidla diskordantne, prevažne v transgresívnej pozícii, zriedkavejšie tektonicky na kryštalických horninách kryštalinického jadra Veľkej Fatry. Spravidla lemujú kryštalinické jadro v súvislom pruhu. Vystupujú južne od Šiprúňa, lemujú granitoidy v oblasti Ľubochnianskej doliny, v oblasti Nižného Matejkova, v okolí Donovál, v okolí Konskej, Príslopu a Pulčíkova. Hrúbka lúžňanského súvrstvia varíruje, dosahuje priemerne hrúbku 40–70 m, max. 100 m. Charakteristickými textúrnymi znakmi súvrstvia sú šikmé zvrstvenie, gradačné zvrstvenie, čeriny, bioturbácia. Výsledky meraní šikmého zvrstvenia v oblasti Donovál (POLÁK, 1976) potvrdili prínos materiálu zo SZ.

Na zložení súvrstvia sa litologicky podieľajú svetlosivé ružové kremence, kremenné pieskovce, droby, arkózové pieskovce, miestami v bazálnych polohách aj konglomeráty. Kremence sú vačšinou lavicovité, hrúbka lavíc kolíše od 0,1 do 0,8 m. V bazálnej časti vystupujú zväčša polohy konglolmerátov, resp. mikrokonglomerátov, zložených prevažne z obliakov kremeňa, len zriedkavo sú prítomné dobre opracované obliaky granitoidných hornín. Veľkosť obliakov nepresahuje 5 cm. Smerom do nadložia sa materiál postupne zjemňuje.

Štruktúra pieskovcov lúžňanského súvrstvia je psamitová, rovnomerne i nerovnomerne zrnitá. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,1 do 0,3 mm. Z hľadiska štruktúrneho vytriedenia patria pieskovce lúžňanského súvrstvia k dobre vytriedeným sedimentom. Svedčí o tom rovnomerne zrnitá štruktúra, dobrá opracovanosť a pomerne nízky obsah ílovitej zložky.

Z petrografického hľadiska patria pieskovce lúžňanského súvrstvia do skupiny arenitov v zmysle PETTIJOHNA, POTTERA a SIEVERA (1972).

Podstatnou minerálnou zložkou je kremeň. Zrná kremeňa sú zväčša polokryštalické, silno undulózne a monokryštalické.

Ďalšou určujúcou zložkou sú živce. Najhojnejší z nich je mikroklin. Z ostatných živcov boli zistené mikropertit, ortoklas a plagioklas. Pomerne hojné zastúpenie majú klastické sľudy, najmä muskovit, chlorit, sericit a rozložený biotit.

Z úlomkov hornín boli zistené jedine acidné felzity mikrokryštalickej, resp. blastofelzitovej štruktúry. Z akcesorických minerálov sú zastúpené apatit, titanit,

zirkón a opakové minerály. Základná hmota je prevažne sericitická. Obsahuje drobný železitý pigment a miestami agregáty diagenetického anhydritu.

Príklady minerálneho zloženia pieskovcov lúžňanského súvrstvia Veľkej Fatry (%):

Vzorka	VF 1296 a	VF 1296 b	VF 1306
kremeň	69,0	61,0	59,5
K-živec	8,0	14,5	19,0
plagioklas	0,5	0,5	0,5
sľuda	4,0	2,0	1,0
úlomky vulkanitov	6,5	8,0	5,0
limonit. zrná	1,0	1,0	–
základná hmota	11,0	13,0	15,0

Maximálna veľkosť obliakov zlepencov dosahuje až 5 cm. Sú zložené z obliakov kremeňa svetlej farby, pravdepodobne pochádzajúcich z pegmatitov a sivozelených silicitov.

87 pestré ílovito-piesčité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov (spodný trias); max. 30 m

Súvrstvie pestrých bridlíc je bezprostredne späté s podložnými lúžňanskými vrstvami. Prechod z podložného súvrstvia je pozvoľný a vyznačuje sa zvýšenou frekvenciou vložiek pestrých peliticko-psamitických hornín. Charakteristickým znakom je ich pestré sfarbenie fialových, červených a zelenkavých farebných odtieňov. Textúra týchto sedimentov je prevažne laminovaná, podmienená striedaním pelitického a psamitického materiálu.

Petrograficky zodpovedajú ílovito-piesčitým bridliciam až prachovcom. Obsahujú vložky drobnozrnných kremenných pieskovcov. Veľkosť klastických zŕn dosahuje max. 0,1 mm. Najčastejšie majú pelitickú a peliticko-psamitickú štruktúru.

Na zložení klastických zŕn sa podieľajú predovšetkým kremeň a úlomky sľúd. Z nestabilnej zložky sú prítomné zrná mikroklinu a sericitizovaného plagioklasu. Bežne sa vyskytujú úlomky acidných vulkanitov blastofelzitovej štruktúry. Z akcesórií je prítomný turmalín, zirkón, apatit, rutil, sporadicky titanit.

Ílová časť sedimentov je len slabo rekryštalizovaná, bohatá na limonitový a hematitový pigment. Pre drobnozrnné pieskovce je charakteristická poikiloblastická štruktúra. Základná hmota je sericitická, sericiticko-karbonátová, tmel je kremitý. Miestami sa v základnej hmote nachádzajú agregáty anhydritu.

Na rozhraní spodného a stredného triasu sú na mnohých miestach vyvinuté vo forme šošoviek, niekedy polôh do 30 m, sivohnedé až okrovo sfarbené rauvaky. Spoločným znakom je značný podiel materiálu z podložného súvrstvia. Materiál resedimentovaných brekcií tvoria ostrohranné úlomky mikritových vápencov, klastické zrná kremeňa do 20 %, úlomky pestrých bridlíc. Tmel je vápnitý.

Chemická analýza vzoriek z lokality Kantorskej doliny (v %):

Vzorka	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Ner. zvyš.
vk 1260	15,96	4,14	1,17	1,01	38,04	19,85
vk 1262	7,79	7,65	1,28	1,80	35,65	10,82

Vek rauvakov a brekcií nevieme spoľahlivo určiť. Na základe ich pozície medzi spodnotriasovými bridlicami a gutensteinskými vápencami predpokladáme ich spodnoanisský vek.

86 gutensteinské vrstvy: čierne vápence, polohy sivých dolomitov (anis); max. 100 m

Vystupujú v širšej oblasti Šiprúňa, v Ľubochnianskej doline, bočnej Balcovej doline, Kantorskej doline v okolí Pulčíkova a Šepkovej, Vyšnej Matejkovej a v doline Slané. Vytvárajú výrazný skalný až bralnatý reliéf.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne lavicovité (10–100 cm), často hrubolavicovité (do 2,5 m) vápence. V bazálnej časti sú často brekciovité, pórovité. V spodnejších častiach súvrstvia sa nachádzajú početné polohy charakteristických červíkovitých vápencov. Časté sú polohy výrazne krinoidových vápencov.

Charakteristickou črtou sú polohy sivých lavicovitých až doskovitých dolomitov, ktoré vytvárajú izolované lavice, častejšie však polohy až do hrúbky 2 m. Vo vápencoch boli dokumentované často rôzne typy dolomitizácie, ako je hubovitý, laminovaný typ a mnohé ďalšie (POLÁK, 1976). Charakteristická je prítomnosť pseudomorfóz po sadrovci a anhydrite. Časté sú prejavy stylolitizácie, tak makro, ako aj mikrostylolitov.

Mikrofaciálne sú to biomikrity a mikrity s pomerne nízkou frekvenciou organickej zložky. Tá je zastúpená úlomkami krinoidov, lamelibranchiátov, brachiopódov, gastropódov, ostrakódov, foraminifer, časté sú pelety. Klastická prímes je vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Vek súvrstvia na základe pozície vo vrstvovom slede je podľa BYSTRICKÉHO (1983) anis.

85 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé jemnokryštalické dolomity (ladin); max. 120 m

Ramsauské dolomity vystupujú vo všetkých troch tektonických oknách obalovej sekvencie v Belianskej, Necpalskej a Tureckej doline, v širšom okolí Šiprúňa, Sklabine a v Ľubochnianskej doline.

Litologicky sú to prevažne tmavosivé, zväčša lavicovité (20–100 cm) dolomity. Sú prevažne celistvé, jemnokryštalické, zriedkavejšie slabo pórovité po vylúhovaných stielkach rias. Časť dolomitov býva silno rekryštalizovaná, takže nadobúdajú charakter cukrovitých typov. V Belianskej doline sú na báze vyvinuté svetlosivé až ružové, silno krinoidové až organodetritické typy. Podobne v niektorých oblastiach sú v spodných častiach vyvinuté dolomitizované vápence, silno lumachelové, ako ich opisuje SÝKORA (1975).

Z mikrofaciálneho hľadiska je to predovšetkým sparitická, resp. pseudosparitická, len zriedkavo mikritová základná hmota. Všeobecne v týchto dolomitoch je pomerne nízka frekvencia alochémov. Najčastejšie z nich sú organické zvyšky ako krinoidové články, úlomky lamelibranchiátov, brachiopódov, gastropódov, stielok rias, peliet a zriedkavo aj oolitov. V dolomitoch v Belianskej doline boli identifikované zaujímavé sférolitické útvary, tvorené autigénnym laminovaným kremeňom, veľkosti od 0,3 do 4,5 mm. Ide o pseudomorfózy jemného chalcedónu po sadrovci a anhydrite (POLÁK, 1976). Klastická prímes je zriedkavá, zastúpená úlomkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Vek súvrstvia je určený vzhľadom na nedostatok kvalitného paleontologického materiálu len na základe postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam (BYSTRICKÝ, 1983) ako ladin.

84 došnianske vrstvy: sivé dolomity, čierne slienité bridlice (ladin – spodný karn); max. 20 m

V Belianskej doline vystupuje v nadloží ramsauských dolomitov, resp. pozvoľna sa z nich vyvíja súvrstvie sivých celistvých a jemnozrných, lavicovitých dolomitov, ktoré obsahujú hojné vložky a medzivrstvičky čiernych ílovitých slienitých, často bituminóznych bridlíc a ílovcov, ktorých hrúbka sa pohybuje od 3 do 20 cm. Táto časť súvrstvia je dobre odkrytá v zárezе poľnej cesty v doline Došná.

Z litologického hľadiska sú to sivé, tmavosivé, slabo slienité celistvé do hneda zvetrávajúce dolomity, často s nerovnými vrstvovými plochami. Dolomity obsahujú vložky tmavých až čiernych ílovitých a slienitých bridlíc, z ktorých sme získali pomerne bohatý materiál sporomorf.

Dolomity zodpovedajú mikritom a biomikritom. Alochémy sú zastúpené hlavne peletami, ktoré sú zložené z tmavých, čiernych oválnych útvarov bez akejkoľvek vnútornej štruktúry. Z genetického hľadiska ide o fekálne pelety. Z orga-

nických zvyškov sú najfrekventovanejšie ostrakódy, rádiolárie, foraminifery a sporadicky detrit krinoidov.

Vzorky, ktoré boli odobrané na peľovú analýzu, ukázali pri macerácii, že ide o metamorfované slienité bridlice. PLANDEROVÁ (in PLANDEROVÁ a POLÁK, 1976) uvádza nasledujúce druhy: *Triadispora staplini* (JANSONIUS, 1962), *Triadispora* cf. *crassa* KLAUS, 1964, *Triadispora crassa* (trisakkátna forma) KLAUS, 1964, *Triadispoora* cf. *bolchi* SCHEURING, 1970, *Chordasporites* cf. *singulichorda* KLAUS, 1964, *Cyatonipollenites pallidus* (REISINGER), COUPER (1958), *Microcachidites daubingeri* KLAUS (1964), *Elipsovellatisporites plicatus* KLAUS (1964), *Vesicaspora* sp., *Piculatisporites parvispinosus* KRAUSEL et LESCHNIK (1955) a *Dulhuntyispora* cf. *minuta* JANSONIUS (1962).

Na základe tejto paleontologickej analýzy sme mohli stanoviť vek súvrstvia na ladin až spodný karn. Táto mikroflóra má podľa PLANDEROVEJ (l. c.) mnoho spoločných znakov s mikroflórou lunzkých vrstiev. Vo všeobecnosti v Západných Karpatoch lunzké vrstvy vo väčšine obalových jednotiek tatrika chýbajú. Na základe týchto výsledkov sme predmetné súvrstvie vyčlenili ako novú litostratigrafickú jednotku – došnianske vrstvy.

83 karpatský keuper: kremenné pieskovce, arkózy, zlepence, ílovité bridlice, dolomity (vrchný karn–norik); max. 80 m

Karpatský keuper predstavuje jednu z najcharakteristickejších litostratigrafických jednotiek Západných Karpát. Jedným z charakteristických znakov obalových sekvencií karpatského keuperu je podstatne vyšší podiel psefitického a psamitického materiálu ako v keuperi krížňanského príkrovu.

Karpatský keuper je veľmi dobre odkrytý v profiloch na severnom svahu Šepkovej v okolí Šiprúňa, Ľubochnianskej doliny, v bočnej doline Turecká, v okolí Málineho, v Belianskej doline, Podhradskej a Sklabinskej doline.

Na základe analýzy v študovaných profiloch môžeme čo do kvantitatívneho zastúpenia jednotlivých horninových typov zostaviť takéto poradie: 1. pieskovce, 2. konglomeráty, 3. bridlice, 4. karbonáty.

Pieskovce z litologického hľadiska sú tvorené ružovými, fialovými, zelenosivými, jemno- až hrubozrnými, prevažne kremennými pieskovcami, miestami arkózami. Sú zväčša lavicovité (10–50 cm), zriedkavejšie hrubolavicovité s hrúbkou vrstiev do 2 m.

Z petrografického hľadiska je kremeň najvýraznejšie zastúpeným minerálom. Jeho obsah kolíše od 70 do 95 %. Je prevažne monokryštalický, časť je undulózne zhášajúca. Veľkosť úlomkov kolíše od 0,05 do 2 mm. Formou opracovania sú najrozšírenejšie angulárne, resp. subangulárne úlomky. Nestabilná zložka je zastúpená fragmentmi živcov, prevažne K živcami, menej Ca a Na, ktoré sú pre-

važne silno sericitizované. Sporadicky sa vyskytuje sericit, muskovit, baueritizovaný biotit. Zriedkavo sú prítomné úlomky rozložených granitoidných hornín. Základná hmota je kremitá, ílovito-piesčitá, limonit je takmer stabilnou prímesou základnej hmoty. Tmel je kremitý.

Zlepence ako také sú sústredené predovšetkým v bazálnych častiach súvrstvia, často však tvoria aj nepravidelné polohy v pieskovcoch, zvyčajne do 20 cm. Zväčša ide o svetlé, ružové, sivé, stredno- až hrubozrnné konglomeráty s obliakmi do veľkosti až 5 cm. Obliaky sú tvorené prevažne svetlým kremeňom subangulárneho, prípadne semioválneho tvaru, časté sú úlomky granitoidných a metamorfovaných hornín (fylity). Základná hmota je kremitá, ílovito-sericitická, tmel prevažne kremitý.

Pelity – ílovité, ílovito-piesčité bridlice. Tento typ hornín v obalových sekvenciách v Západných Karpatoch, na rozdiel od krížňanského príkrovu, má všeobecne omnoho nižšie kvantitatívne zastúpenie.

Bridlice tvoria predovšetkým tenké vrstvičky, hlavne vo vrchnejších častiach súvrstvia, v pieskovcoch. Sú výrazne pestrých farieb, predovšetkým červených odtieňov, s vysokým obsahom koloidov Fe. Ílovitú zložku tvorí hlavne illit, menej sericit. Psamitickú zložku tvoria úlomky kremeňa, zriedkavé sú sericitizované živce. Štruktúra horniny je pelitická, resp. peliticko-psamitická.

Dolomity sú v súvrství karpatského keuperu v obalových sekvenciách skôr výnimkou. Pozorovali sme ich v tenkých polohách v Belianskej doline. Sú to hnedosivé celistvé mikritové dolomity, pravdepodobne primárneho charakteru.

Sedimenty karpatského keuperu sú produktom kontinentálno-lagunárnej sedimentácie. Vek súvrstvia je určený na základe postavenia súvrstvia vo vrstvovom slede a per analogiam ako norik.

Sedimenty najvyššieho triasu (rétu) v obalovej sekvencii Veľkej Fatry chýbajú. Toto obdobie predstavuje výrazný stratigrafický hiát v takmer všetkých obalových sekvenciách Západných Karpát.

V Belianskej doline vystupujú v nadloží karpatského keuperu tmavosivé, čierne hrubozrnné kremence. Sú výrazne lavicovité až hrubolavicovité (80 až 200 cm). Ich maximálna hrúbka nepresahuje 15 m. Z petrografického hľadiska ide o veľmi čisté kremence, zrná kremeňa predstavujú 90–95 %. Základná hmota je kremitá. Ide o ojedinelý výskyt takéhoto litotypu v mezozoiku Západných Karpát. Stratigrafické postavenie je diskutabilné. Ide pravdepodobne o najvyšší trias, resp. bazálnu časť hetanžu.

Jura

Lias

Po stratigrafickom hiáte a prerušení sedimentácie v najvyššom triase nastala na začiatku liasu výrazná transgresia a diferenciácia sedimentačného priestoru.

Vytvoril sa šiprúnsky trog, ktorý je charakteristický typom svojej sedimentácie počas celej jurskej aj kriedovej etapy vývoja.

82 trlenské súvrstvie: piesčité a krinoidové vápence s rohovcami, piesčité bridlice (hetanž – sinemúr); max. 100 m

Súvrstvie vyčlenili BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ (1979). Typová oblasť tohto súvrstvia je v oblasti Trlenskej doliny, východný svah Šepkovej, oblasť Bieleho Potoka. Súvrstvie je pomerne dobre odkryté aj v oblasti Šiprúňa a v Ľubochnianskej doline.

Z litologického hľadiska je súvrstvie zložené z rytmického sledu sivých až čiernych piesčito-krinoidových vápencov a vápnitých pieskovcov. Vápence a bridlice sú laminované a často majú krížové zvrstvenie. Prevládajúcim komponentom súvrstvia sú piesčito-krinoidové vápence s hrúbkou lavíc od 20 do 80 cm. Je to rytmická litorálna litofácia s malým vytriedením klastickej zložky. Zrná detritického kremeňa sú izometrické so zaoblením 0,1 a sféricitou 0,5–0,7. Index klasticity detritického kremeňa je 1,6 mm. Zriedkavo dosahujú úlomky veľkosť až do 2 cm.

V pieskovcoch je tmel prevažne vápnitý, zriedkavejšie kremitý, kontaktný, bazálny. Vápence obsahujú časté polohy a hľuzy čiernych pórovitých rohovcov.

Mikrofaciálne ide prevažne o biomikrity, biosparity s pomerne pestrou frekvenciou alochémov.

Silicity sú z väčšej časti zastúpené spongolitmi. Tie sú tvorené cca na 90 % ihlicami spongií, rádiolériami a mikrokryštalickým kremeňom.

Trlenské súvrstvie leží v transgresívnej diskordantnej pozícii na keuperských kvarcitoch a v podloží allgäuských vrstiev.

Frekvencia alochémov v typovom profile:

Organické prvky	%	Minerálne prvky	%
články echinodermátov	72,7	detritický kremeň	90,9
bivalvie	36,4	fosfáty	54,5
foraminifery	18,2	sericit	45,4
ostrakódy	18,2	pyrit	9,1
ostne ježoviek	18,2	zirkón	45,4
brachiopódy	18,2	opál – chalcedón	36,4
ihlice spongií	18,2		
gastropódy	9,1		

Vek súvrstvia v typovom profile je hetanž–vrchný lotaring. Zo súvrstvia uvádzajú BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ (l. c.) bohatú makrofaunu. Makrofauna z Trlenskej doliny: *Lobothyris edwardsi* (DAVIDSON, 1851), *Oxytoma* sp., *Entolium* cf. *hehlii* (D'ORBIGNY), *Chlamys* cf. *textoria* (SCHLOTHEIM, 1820), *Antiquilina* sp., *Plagiostoma* sp., *Gryphea* sp., *Lobothyris andleri* (OPPEL, 1861), *Cincta numismalis* (LAMARCK, 1819), *Zeilleria subnumismalis* (DAVIDSON, 1851), *Zeilleria choffati* (HAAS, 1884), *Spiriferina alpina* (OPPEL, 1861), *Spiriferina tumida* (BUSCH, 1836), *Piarorhynchia juvenis* (QUENSTEDT, 1852), *Oxytoma* cf. *sinemuriensis* (D'ORBIGNY, 1847), *Alsatites liassicus* (D'ORBIGNY), *Asteroceras obtusum* (SOWERBY), *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Cenoceras striatus* (SOWERBY). Na základe tejto makrofauny bolo stanovené stratigrafické rozpätie Trlenského súvrstvia na hetanž – sinemúr.

Zatiaľ čo vo východnej časti Veľkej Fatry (v oblasti Šiprúňa, v Ľubochnianskej doline a Kľaku) prevláda typické trlenské súvrstvie, ktoré je charakterizované, ako sme zdôraznili, vysokým obsahom klastického komponentu dosahujúceho miestami obsah 20–40 %, smerom na západ dochádza k laterálnym zmenám a podstatnému znižovaniu klastického komponentu. V Podhradskej doline je vyšší horizont už zastúpený ružovými a červenými slabo piesčitými vápencami, prechádzajúcimi ďalej smerom na západ do sivých a ružových vápencov bez prejavov klastickej prímesi. Tieto náhle zmeny potvrdzujú veľmi zložitú a rýchlo sa meniacu morfológiu sedimentačného priestoru.

V najzápadnejších odkryvoch obalovej sekvencie, v tektonickom okne v Belianskej doline pri Martine, sú aj bazálne časti spodnoliasového komplexu tvorené slabokrinoidovými vápencami s nepatrným podielom klastickej zložky. Tu je možné sledovať litofaciálne prechody jednotlivých litofaciálnych typov na veľmi krátke vzdialenosti. Spodnú časť súvrstvia tvoria slabo krinoidové sivé, tmavosivé, slabo piesčité vápence stratigrafického rozpätia podľa KOCHANOVEJ (1965) hetanž – pliensbach.

Smerom do nadložia prechádzajú do sivých, hnedastých slabo krinoidových vápencov s hojnými evinospongiovými štruktúrami a veľmi bohatou brachiopódovou makrofaunou. SIBLÍK (1964) uvádza nasledujúce druhy, ktoré potvrdzujú pliensbašský vek: *Spiriferina alpina* OPPEL, *Spiriferina obtusa* OPPEL, *Spiriferina* ex. gr. *tumida* (BUCH.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *Terebratula beyrichi* OPP., *Propygope aspasia* (MENENGHINI), *Aulacothyris* cf. *fuggeri* (BÖSE), *Cincta numismalis* (LAM.), *Zeilleria numismalis* OPP., *Zeilleria mutabilis* (OPP.), *Zeilleria ewaldi* (OPP.), *Cirpa fronto* (QUENST.), *Piarhynchia inversa* (OPP.), *Cuneirhynchia dalmasi* (DUMORTIER), *Rhynchonella margaritati* BÖSE.

V nadloží týchto vápencov už vystupuje allgäuské súvrstvie. V oblasti Brložnice a Podhradskej doliny v najvyššej časti týchto vápencov dochádza k laterálnym prechodom do slienitých vápencov, ktorých stratigrafické rozpätie je podľa

RAKÚSA (1964) sinemúr – lotaring [*Microderoceras bispinatum* (GAYER), *Arnioceras* cf. *geometricum* (OPPEL)].

Na niekoľkých miestach v krinoidových vápencoch v oblasti Šiprúňa sú prítomné ojedinelé úlomky čiernych fosforitov brekciovitej štruktúry. Podobne v oblasti Podhradskej doliny sú fosfáty sústredené do girvanelových hľuziek veľkosti až 1 cm (SÝKORA, 1975; MIŠÍK a POSPÍŠIL, 1964).

Mikrofaciálne sú spodnoliasové vápence v západnej časti Veľkej Fatry v Belianskom tektonickom okne charakterizované prevažne ako biomikritové vápence s nízkou mierou klastickej prímesi. Sú charakteristické veľkou pestrosťou a frekvenciou organických zvyškov, a to predovšetkým úlomkami lamelibranchiátov, gastropódov, brachiopódov, echinodermátových článkov, foraminifer [*Nodosaria ordinata* (TRIF.), *Involutina liassica* (JONES), *Vidalina martana* (FARNACCI), *Marginulina* cf. *spinata*, *Trocholina* sp., *Ophtalmidium* sp., *Frondicularia* sp., *Glomospira* sp.], globochéty, ostne ježoviek, ihlice húb atď. Klastická prímes je len vo veľmi nízkej miere vo forme klastického kremeňa, prevažne aleuritovej veľkostnej kategórie. Detailne pozri POLÁK (1976).

81 allgäuské vrstvy: tmavosivé slienité škvrnité vápence, slienité bridlice (lotaring – toark); max. 150 m

Allgäuské vrstvy (GÜMBEL, 1856), synonymum súvrstvie Janovky (GAŹDZICKI et al., 1979), vystupuje na severných svahoch Veľkej Fatry medzi Trlenskou a Kantorskou dolinou, v okolí Šiprúňa, v Podhradskej, Belianskej a Necpalskej doline. Pomerne dobre je odkryté v Sklabinskej doline.

Vystupuje zväčša v nadloží spodnoliasových súvrství. Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé slienité, výrazne škvrnité vápence, prevažne lavicovité (10–cm), striedajúcie sa s tmavosivými až čiernymi slienitými bridlicami. Charakterističkou črtou vápencov je prítomnosť čiernych škvŕn, ktoré sú zväčša paralelné s vrstevnatosťou. Ide najpravdepodobnejšie o produkt po činnosti vŕtavých organizmov – červov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s pomerne veľkou frekvenciou organických zvyškov, predovšetkým rôznych typov spongií húb (monoaxóny, triaxóny, tetraaxóny, zriedkavejšie sphaery). Sú prevažne kalcifikované, časť je silicifikovaná, značná časť je pyritizovaná. Vyskytujú sa v nich aj rádiolárie, ktoré sú takmer vždy kalcifikované, foraminifery, nodosárie, frondiculárie, lentikuloidné formy. Časté sú ostrakódy, globochéty. Zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov, bivalvií, juvenilné amonity a belemnity. Klastická prímes je zastúpená úlomkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Vápence javia miestami rôzny stupeň prekremenenia.

Obsah SiO_2 je kolísavý, ako ukazujú chemické analýzy (v %):

	Belianska dolina	Ľubochnianska dolina
	vz. a	vz. b
SiO_2	13,48	25,22
CaO	43,44	4,328
Al_2O_3	1,52	2,41
Fe_2O_3	0,69	0,98
FeO	stopy	0,58
MnO	0,07	0,04
P_2O_5	0,05	0,04
MgO	1,90	3,29
K_2O	0,30	0,60
Na_2O	0,12	0,05

Allgäuské súvrstvie je pomerne dobre stratigraficky dokumentované vzhľadom na pomerne bohatú makrofaunu amonitov. Z lokality v Trlenskej doline severne od kóty 615,0 m uvádza BUJNOVSKÝ et al. (1979) nasledujúce amonity určené M. Rakúsom: *Gleviceras subguibalianum* (PIA), *Gleviceras* sp., *Acanthopleuroceras binodatum* (OPPEL). Z Ľubochnianskej doliny západne od Kečky M. Rakús určil amonity: *Amalteus* sp., *Harpoceratidae* ex. gr. Foraminifery sú zastúpené druhmi: *Dentalina primaera* (D'ORBIGNY), *Dentalina* sp., *Frondicularia* sp., *Lenticulina varians* BRÖNNEMANN, *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY).

Detailnejšiu stratigrafickú diferenciáciu umožnili výsledky, ktoré poskytli analýzy nanoplanktónu. V. Gašpariková identifikovala: *Zeugrhabdotus* sp., *Crepidolithus cavus* PRIORS, *Turbirlabdus* sp., *Diseorhabdus* sp., *Podorhabdus* cf. *cylindratus* NÖEL, *Palaeofontospharea dubia* NÖEL, *Palaeofontosphaera* cf. *nova* GOY, *Ellipsagelosphaera* ex, gr. *britannica* (STRADNER) PERCH–NIELSEN., *Ellipsagosphaera* sp., *Lothasinyus* sp.

Na základe uvedej fauny je stratigrafické rozpätie allgäuských vrstiev lotaring – toark.

80 rádioláriové vápence, rádiolarity (vrchný bat – kelovej); max. 15 m

Toto charakteristické súvrstvie, ktoré je významným markerovým horizontom v jurskom sedimentačnom cykle, má na rozdiel od krížňanského príkrovu v obalovej sekvencii Veľkej Fatry len veľmi malé rozšírenie. Je dobre odkryté v okolí Šiprúňa, a predovšetkým v Belianskej doline pri Martine.

Najkompletnejší litologický profil je odkrytý na jz. hrebeni Štefanovej. Priame podložie tvorí allgäuské súvrstvie toarského veku (MIŠÍK a RAKÚS,

1964). Celková hrúbka súvrstvia nepresahuje v tejto lokalite 4 m. Je to však najkrajší odkrytý profil v obalových sekvenciách Západných Karpát vôbec.

Litologicky súvrstvie tvoria pestré, prevažne červené a fialové, rádiolóriové vápence. Sú výrazne lavicovité (10–20 cm) so zvlnenými vrstevnatými plochami. Obsahujú veľké množstvo hľúz červených rádiolaritov, ktoré v niektorých laviciach vytvárajú aj súvislé polohy. V súvrství sú časté polohy ílovitých a slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. (Detailný opis profilu pozri v práci POLÁK a ONDREJÍČKOVÁ, 1995).

Mikrofaciálne sú to biomikrity s monotónou náplňou organických zvyškov tvorených rádiolóriami, ostrakódmi, ihlicami húb, ojedinelé sú úlomky krinoidových článkov. Polohy a hľuzy silicitov môžeme označiť ako kremito-vápnité rádiolarity. Zložením zodpovedajú silikátovo-kalcitickým biomikritom s pomerne vysokou frekvenciou rádiolárií, ktoré sú prevažne kalcifikované, podstatne menšie množstvo si zachovalo pôvodnú kremitú schránku.

Aj chemické zloženie potvrdzuje charakter a typ rádiolaritov:

Geol. Vz. VF-10/73, lokalita Belianska dolina, Došná;
chemická analýza 493 (vyhotovila Mikleová, 14. 5. 1975), výsledky sú uvedené v %:

SiO_2	52,390	CaO	26,250
Al_2O_3	2,420	MgO	0,590
Fe_2O_3	0,480	Na_2O	0,400
FeO	0,360	K_2O	0,120
TiO_2	stopy	CO_2	15,740
MnO	0,004	str. suš	–
P_2O_5	0,025	str. žíh	19,400

V nadloží celého tohto komplexu leží súvrstvie červených hľuznatých vápencov kimeridžu.

Rádiolárie sa našli takmer vo všetkých odobraných vzorkách označených v profile, avšak ich zachovanie je veľmi nedokonalé a v mnohých prípadoch až nevhodné na určenie. Vo výbrusoch sa dajú pozorovať rôzne stupne kalcifikácie schránok – od mierneho narušenia po úplné nahradenie kremitej hmoty schránky kalcitom. Fosílie sa po extrahovaní z horniny javia len ako jadrá. Na extrahovanie sme používali zriedenú kyselinu fluorovodíkovú v pomere s vodou 1 : 9 alebo 2 : 8. Uvedené rádiolárie sú zo vzoriek č. 18, 19a, 19b a 22.

Vzorka č. 18 (labor. č. vz. 1 070): ? *Archaeospongoprunum* sp., *Triactoma* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Podobursa* sp., *Stichocapsa* sp., *Stylocapsa oblongula* KOCHER, *Tricolocapsa* sp., skléra hubky.

Vzorka č. 19a (labor. č. vz. 1 071): *Paronaella pygmaea* BAUMGARTNER, *Eucytidiellum* sp., *Tricolocapsa* cf. *yaoi* MATZUOKA.

Vzorka č. 19b (labor. č. vz. 1 072): ? *Archaeospongoprunum* sp., *Cenosphaera* sp., *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER, *Paronaella* sp.,? *Pseudocrucella* sp., *Triactoma* sp., *Tritrabs* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum* sp., *Tranhsuum, Mirifusus fragilis* BAUMGARTNER, *Mirifusus* sp., *Parvicingula* cf. *decora* (PESSAGNO et WHALEN), *Podobursa* sp. *Stylocapsa oblongula* KOCHER.

Vzorka č. 22 (labor. č. vz. 1 074): *Triactoma* sp., ? *Mirifusus* sp., ? *Podobursa* sp., *Sethocapsa* sp.

Vo všetkých vzorkách v rádiolóriových spoločenstvách prevládajú zástupcovia naselárií nad spumeláriami. Musíme však konštatovať, že aj napriek bohatému výskytu rádiolárií vo výbrusoch pre ich primárne zlé zachovanie v sedimente sa dala určiť len časť rádiolóriovej asociácie. Pre určené druhy uvádzame stratigrafické rozpätie vyjadrené jednotkovými asociáciami = JA (anglicky = UA) podľa BAUMGARTNERA (1984): *Stylocapsa oblongula* KOCHER (vzorka č. 18) sa vyskytuje v JA 3–5, *Paronaella pygmea* BAUMGARTNER (vzorka č. 19a) v JA 3–10, *Homoeoparonaella argolidensis* BAUMGARTNER v JA 1–10 a *Mirifusus fragilis* BAUMGARTNER v JA 0–5 (vzorka č. 19b). Z uvedeného vyplýva, že najužšie stratigrafické rozpätie má druh *Stylocapsa oblongula* KOCHER, ktorý sa vyskytuje v JA 3 až JA 5, čo zodpovedá podľa BAUMGARTNERA (1987) vrchnej časti zóny A_1 a spodnej časti zóny A_2. Uvedené rozpätie podľa chronostratigrafickej škály O'DOGHERTYHO et al. (1989) zodpovedá časovému úseku vrchný bat – kelovej.

Vrchnojurské sekvencie rádiolaritov a rádiolóriových vápencov rozdelil BIRKENMAJER (1977) v pieninskom úseku bradlového pásma na formáciu spodných rádiolaritov Sokolica, ktoré vekovo zaradil do batu – keloveju, a vrchné rádiolarity Czajakowa do oxfordu až kimeridžu.

Zatiaľ čo v prevažnej časti rádiolaritov krížňanského príkrovu Západných Karpát bol preukázaný vek súvrstvia, a to vrchný kelovej – oxford (POLÁK a ONDREJÍČKOVÁ, 1993), v rádiolaritovom súvrství obalovej sekvencie Veľkej Fatry bol preukázaný vek vrchný bat – kelovej. Pri korelácii s uvedenými rádiolaritmi v pieninskom bradlovom pásme by zodpovedali rádiolarity obalovej sekvencie Veľkej Fatry formácii Sokolica a rádiolarity krížňanského príkrovu formácii Czajakowa.

Stanovenie presného veku rádiolóriových vápencov a rádiolaritov tak v krížňanskom príkrove, ako aj v obalovej sekvencii prináša so sebou problém stratigrafického postavenia podložného súvrstvia allgäuských vrstiev (fleckenmergel), ktoré má vo väčšine odkryvov šiprúnskej sekvencie vek toark (MIŠÍK a RAKÚS, 1964). V niekoľkých prípadoch v jeho nadloží vystupuje súvrstvie kremitého fleckenmergelu, ktorému bol na základe postavenia vo vrstvovom slede prisudzovaný vek álen. Je veľmi pravdepodobné, že ide o vek álen – spodný bat. O existencii hiátu nie sú žiadne dôkazy a je veľmi nepravdepodobná. Podobná situácia je aj v krížňanskom príkrove Veľkej a Malej Fatry, kde vzhľadom na stratigrafické postavenie

allgäuských vrstiev (lotaring – domér; RAKÚS, 1964) je rozpätie kremitého fleckenmergelu ?toark – spodný kelovej?

Po prvýkrát sa z tohto súvrstvia v obalových sekvenciách podarilo získať priame paleontologické dôkazy, a tak presne stanoviť ich stratigrafické rozpätie.

80a pestré krinoidové a piesčito-krinoidové vápence, oolitické vápence, pieskovce (donovalská sekvencia), (lias – doger); max 60 m

Najcharakteristickejší profil súvrstvia sa nachádza južne od Hanesov. Liasová časť súvrstvia je zložená z piesčito-krinoidových a sčasti aj lumachelových vápencov, v spodnej časti sú prítomné pieskovce. Mikrofaciálne sú to biosparity a oosparity. Z týchto vápencov pochádza fauna (BUJNOVSKÝ et al., 1983): *Modiolus* sp., *Plagiostoma* sp., *Nuculana* sp., *Ctenostreon* sp., *Pteria* sp. Z vyššej časti krinoidových vápencov uvádza MAHEĽ (1964) *Spiriferina rostrata* (ZIETEN), ktorá indikuje stredný lias. Vyššiu časť súvrstvia, ktorá pravdepodobne patrí do dogeru, tvoria pestré, žlté, ružové a zelenkavé, piesčito-krinoidové vápence biosparitovej štruktúry.

79 pestré slienité doskovité a hľuznaté vápence (kimeridž – spodný titón); max. 40 m

Vystupujú v bezprostrednom nadloží rádioláriových vápencov a rádiolaritov. Toto súvrstvie je lokalizované a dobre odkryté v tých istých lokalitách ako podložné súvrstvie. Vyvíja sa pozvoľna z podložného súvrstvia. Prechod sprostredkúvajú červené slabo slienité laminované vápence, ktorých hrúbka je cca 3 m. Prechádzajú do ružových a červených, prevažne hľuznatých, slabo slienitých vápencov, v ktorých sú vložky červených slienitých bridlíc. Vyššie tieto vápence prechádzajú do výrazne hľuznatých lavicovitých vápencov (20–30 cm), v ktorých sa nachádzajú vložky drobnodetritických vápencov.

Mikrofaciálne sú to výlučne biomikrity s vysokou frekvenciou organických zvyškov. Sú to predovšetkým *Sacoccoma* sp., rôzne formy a tvary, rádiolárie, prevažne kalcifikované, veľmi frekventované sú filamenty, nasledujú protoglobigeríny, z ktorých bola určená *Globigerina* cf. *oxfordiana*, časté sú charakteristické prierezy aptychov, ojedinele aj juvenilných amonitov. V drobnodetritických polohách sú to najmä úlomky krinoidov a taktiež planktonických krinoidov *Sacoccoma*. Klastická prímes je zriedkavá, hlavne vo forme detritického angulárneho kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Podiel klastickej zložky je podstatne vyšší v profiloch z východnej časti z okolia Šiprúňa, kde dosahuje miestami až 10 %. Súvisí to zrejme s obdobným javom ako v liasových

súvrstviach (POLÁK, 1976). Vo vrchných častiach súvrstvia a vo výbrusovom materiáli sa začínajú objavovať prierezy kalpionelíd *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA) a kadosíny *Cadosina malmica* (BORZA), *Cadosina pulla* (BORZA), *Cadosina lapidosa* (VOGLER).

Stratigrafické zaradenie súvrstvia bolo stanovené predovšetkým na základe prítomnosti mikrofany a postavenia súvrstvia vo vrstvovom slede medzi rádiolaritmi veku vchný bat – kelovej a nadložným súvrstvím kalpionelových vápencov. Z toho istého súvrstvia zo sekvencie Červenej Magury východne od Revúckej doliny pochádza makrofauna (BUJNOVSKÝ, 1971): *Perisphinctes* cf. GEMMELARO, *Benacoceras heteroplocum* (GEMM.), *Lytoceras polycyclum* NEUMAYR, *Pygope diphya* (COLONA). Z Trlenskej doliny pochádza jediný exemplár *Lytoceras* sp.

Na základe uvedenej mikro- a makrofauny sme stanovili vek súvrstvia kimeridž – spodný titón.

79a hrubolavicovité biele, žltkasté, ružové piesčité vápence (donovalská sekvencia), (malm); max. 60 m

Typový profil tohto súvrstvia sa nachádza severne od Jergalov. Litotologicky sú to žltkasté celistvé jemnokryštalické hrubolavicovité (50–100 cm) vápence. Z mikrofaciálneho hľadiska sú to biomikrity. Organická zložka je zastúpená hlavne filamentmi. Prímes klastického kremeňa dosahuje miestami až 15 %, podiel s klasticitou v priemere 0,97 mm. Súvrstvie je slabo metamorfované.

78 svetlosivé slienité kalpionelové vápence (vrchný titón – berias); max. 40 m

Súvrstvie vystupuje v nadloží sakokómových vápencov. Je dobre odkryté v oblasti Belianskej doliny, v Necpalskej doline, v doline Balcová, bočnej doline Ľubochnianskej doliny a v okolí Šiprúňa.

Súvrstvie sa postupne vyvíja z podložného súvrstvia. Reprezentujú ho svetlosivé, výrazne slienité lavicovité (10–30 cm) vápence s rovnými vrstvovými plochami. Má charakteristický hladký lastúrnatý lom. Obsahuje časté vrstvičky slienitých bridlíc. Vo vrchných častiach súvrstvia sa začínajú objavovať malé hľuzky čiernych rohovcov.

Z mikrofaciálneho hľadiska ide predovšetkým o biomikrity. Z organickej zložky sú zastúpené hlavne kalcifikované rádiolárie, ostrakódy, ojedinelé úlomky krinoidových článkov, tenkostenné úlomky lamelibranchiátov, globochéty, ojedinelé prierezy juvenilných amonitov. Najcharakteristickejšou zložkou sú kal-

pionely, z ktorých boli určené: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISH, *Crassicollaria intermedia* (DURAND DELGA), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Calpionelopsis oblonga* (CADISH), *Calpionelopsis simplex* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM).

Z kadosín sú zastúpené: *Cadosina pulla* NAGY, *Cadosina fusca* WANNER, *Cadosina malmica* (BORZA).

Zo slienitých bridlíc uvádzajú BUJNOVSKÝ a GAŠPARIKOVÁ (1990) z profilu v doline Balcová nasledujúci vápnitý nanoplanktón: *Ellipsagelosphaera* ex. gr. *britannica* (STRADNER), PERCH–NIELSEN, *Ellipsagelosphaera* sp., *Cyclagelosphaera margerelli* NÖEL, *Parhobdolithus* ex. gr. *embergeri* (NÖEL) STRADNER.

Na základe uvedenej mikrofauny je stratigrafické rozpätie tohto súvrstvia stanovené na vrchný titón – spodný berias.

77 lučivnianske súvrstvie: tmavosivé slienité vápence, bridlice, silicity (valangin – barém); max. 200 m

Lučivnianske súvrstvie je charakteristickou litostratigrafickou jednotkou spodnej kriedy šiprúnskej sekvencie. Je pomerme dobre odkryté na severných svahoch Veľkej Fatry, v Ľubochnianskej doline, Podhradskej, Kantorskej, Belianskej, Necpalskej doline a v širšom okolí Šiprúňa.

Litologicky bolo vyčlenené (POLÁK a BUJNOVSKÝ, 1979) ako súbor tmavosivých slienitých vápecov, výrazne lavicovitých (10–30 cm), s častými vložkami a vrstvičkami sivých až čiernych slienitých bridlíc. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť tmavosivých až čiernych silicitov, ktoré majú najčastejšie formu oválnych hľúz, resp. niekedy vytvárajú polohy a súvislé pásy. Toto súvrstvie sa vyvíja pozvoľna z podložných kalpionelových vápencov, ktoré tieto silicity takmer neobsahujú.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to biomikrity s pomerne vysokou frekvenciou organickej zložky. Z nej úplne prevládajú rádiolárie, prevažne kalcifikované ostrakódy, filamenty, úlomky krinoidových článkov, kalcisféry, kalpionely, foraminifery a iný rozličný detrit. Klastickú prímes tvorí detritický kremeň aleuritovej veľkostnej kategórie.

Prevažná časť rohovcov patrí do skupiny rádiolaritov. Základnú hmotu tvorí jemnokryštalický chalcedón. Najčastejšie sú tu zachované zvyšky rádiolárií, ktoré sú zväčša silicifikované. Z ostatných organizmov boli z oblasti Šiprúňa prítomné silicispongie, prevažne *Monactelida*, sporadicky sa vyskytujú globochéty. Charakteristickou črtou je prítomnosť hojných romboédrov kalcitu.

Stratigrafické rozpätie lučivnianskeho súvrstvia je valangin – barém. V najnižšej časti lučivnianskeho súvrstvia bol valangin – spodný hoteriv dokumentovaný váp-

nitým nanoplanktónom. V jeho spoločenstve boli zistené druhy s užším stratigrafickým diapazónom (BUJNOVSKÝ a GAŠPARIKOVÁ, 1990). Ide o tieto druhy: *Ellipsagelosphaera keftalrempti* GUUN, *Cyclagelosphera rotaclypeata* BUKRY a *Markalius* cf. *ellipticus*.

Vrchný hoteriv–spodný barém je charakterizovaný foraminiferami, ktoré reprezentujú spodnobarémsku podzónu *Anomalina (Gavelinella) sigmoicosta sigmoicosta*. Okrem niekoľkých aglutinovaných foriem boli určené tieto druhy: *Lenticulina (Lenticulina) ouachensis ouachensis* SIGAL, *Planomalina (Globigerinelloides) carsey* BOLLI, *Planomalina (Globigerinelloides) typica* (GANDOLFI), *Hedbergella* sp., *Anomalina (Gavelinella) sigmoicosta sigmoicosta* DAM. Vrchný barém zastupujú tiato foraminifery: *Biticinella* sp., *Epistomina (Brotzenia) hechti* BARTESTEIN, *Planomalina (Globigerinelloides)* sp., *Hedbergella* ex. gr. *infracretacea* (GLAESNER), *Anomalina sigmoicosta barremiana* (BETTENSTAEDT).

Vápnitý nanoplanktón je zastúpený týmito druhmi: *Ellipsagelisphaera coronata* (GARTNER) BLACK, *E. ovata* (BUKRY) BLACK, *Cyclagelosphaera margerelli* NÖEL, *Biscutum crenulatus* BRAMLETTE et MARTINI, *Zygolithus* ex. gr. *compactus* BUKRY.

Na základe tejto mimoriadne bohatnej a početnej mikrofauny sme spoľahlivo stanovili stratigrafické rozpätie lučivnianskeho súvrstvia na valangin–barém.

76 čierne slienité vápence, ílovité slienité bridlice, rohovce (apt); max. 150 m

Lučivnianske súvrstvie na mnohých miestach pozvoľna prechádza do tmavosivých až čiernych slienitých lavicovitých (10–25 cm) vápencov, ktoré sa takmer pravidelne striedajú s čiernymi ílovitými a slienitými bridlicami. Miestami vápence, predovšetkým v spodnej časti, obsahujú hľuzy čiernych nedokončených rohovcov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity, zriedkavejšie biosparity. Organický detrit je častý, zastupujú ho najmä kalcifikované rádiolárie, úlomky a články krinoidov, ihlice húb, úlomky lamelibranchiátov, ostne ježoviek, ostrakódy, globochéty, kadosíny. Prítomné sú foraminifery, z ktorých boli určené z Belianskej doliny: *Hedbergella* cf. *infracretacea* GLAESSNER, *Hedbergella cretacea* D'ORB., *Hedbergella* sp. Z Balcovej boli určené: *Planomalina* sp., *Hedbergella infracretacea* GLAESSNER, *Anomalina* (*Gavelinella*) *sigmoicosta barremiana* (BERTENSTAEDT), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Lenticulina (Lenticulina) muensteri* (ROMER), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Anomalina (Gavelinella) intermedia* BERTHELIN. Klastická prímes je zastúpená detritickým kremeňom angulárnych tvarov s veľkosťou do 2 mm. Ten miestami dosahuje frekvenciu do 5 %. Frekventovaným minerálom je pyrit, ktorý vystu-

puje vo forme globuliek, resp. tvorí pentagonálne kryštáliky. Pomerne časté sú zrná autigénneho kremeňa idiomorfných tvarov.

Silicity sú charakteristickou zložkou súvrstvia. Vystupujú vo forme hľúz priemernej veľkosti 3–7 cm. Z petrografického hľadiska ich zaraďujeme do skupiny kryptogénnych silicitov. Tvorí ich jemnokryštalická chalcedónová hmota, v ktorej sú roztrúsené ojedinelé organické zvyšky, hlavne rádiolárie. Časté sú idiomorfné klence kalcitu.

Na základe uvednej foraminiferovej mikrofauny sme stanovili vek súvrstvia na apt až najspodnejší alb.

75 porubské súvrstvie: sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice, vápnité pieskovce (starší alb – stredný turón); max. 300 m

Porubské súvrstvie (JABLONSKÝ, 1988) sa pozvoľna vyvíja z podložných čiernych vápencov aptu. Litologicky je súvrstvie zložené v spodnej časti zo sivých ílovito-piesčitých vápencov s vysokým podielom tmavosivých ílovito-piesčitých bridlíc. Smerom do vyšších častí pribúda klastický komponent, slienité vápence prechádzajú do piesčitých vápencov, resp. vápnitých pieskovcov. Najvyššie časti sú už tvorené flyšoidnou a flyšovou sedimentáciou, kde prevládajú psamitické typy sedimentov.

Mikrofaciálne sú spodné časti tvorené biomikritmi s prevládajúcim organickým komponentom, úlomkami foraminifer, ostrakódmi, rádiolériami, ihlicami húb, detritom lamelibranchiátov.

Pelitickú zložku reprezentujú tmavosivé až čierne ílovité, ílovito-piesčité a slienité bridlice. Základ horniny tvorí jemnozrnný illit. Ďalší detrit je zastúpený úlomkami kremeňa veľkosti 0,02–0,3 mm. Nestabilnú zložku zastupujú hlavne K živce, Ca-Na živce, zväčša sericitizované, častý je sericit. Psamitickú zložku zastupujú tmavosivé, inokedy do hrdzava zvetrávajúce piesčité vápence a vápnité pieskovce. Z petrografického hľadiska sú pieskovce na 60–70 % zložené z úlomkov detritického kremeňa angulárneho tvaru s veľkosťou do 2 mm. Kremeň je prevažne monokryštalického charakteru, menšia časť zháša undulózne. Zriedkavo sú prítomné úlomky kremencov. Nestabilný komponent predstavujú živce, hlavne Ca-Na typy, výrazne sericitizované. Muskovit a sericit, resp. baueritizovaný biotit tvoria stabilne prítomnú zložku, v kvantitatívnom vyjadrení 3–10 %. Základná hmota horniny je vo väčšine karbonátová, resp. karbonátovo-ílovitá. Tmel je karbonátový.

Stratigrafické rozpätie súvrstvia bolo stanovené na základe bohatej mikrofauny foraminifer. Z Balcovej v Ľubochnianskej doline BUJNOVSKÝ a GAŠPARIKOVÁ (1990) uvádzajú: *Textularia foeda* (Reuss), *Marsonella oxycona* (Reuss), *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Hedbergella roberti*

(GANDOLFI), *Thalmanninella* ex. gr. *ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina (Gavelinella) intermedia* BERTHELIN, *Anomalina (G.) rudis* REUSS, *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), *Hedbergella* sp., *Rotalipora cushmani montsalvensis* (MONROD), *Thalmanninella brotzeni* SIGAL, *Thalmanninella* ex. gr. *appenninica* (RENZ), *Praeglobotruncana* sp. BOOROVÁ a POTFAJ (1996) tak isto z profilu Balcová uvádzajú z najvyšších častí porubského súvrstvia asociáciu foraminifer stredného turónu zóny *Helvetoglobotruncana helvetica* (sensu SALAJ, 1986): *Ammodiscus cretaceous* (D'ORBIGNY), *Anomalina* sp., *Anomalina (Gavelinnela)* sp., *Dorothia* sp., *Nodosaria* sp., *Tritaxia* sp., *Trochammina* sp., *Hedbergella* sp., *Whifeinella* sp., *Praeglobotruncana* sp., *Helevetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Dicarinella* sp., *Dicarinella biconvexa* (SAMUEL et SALAJ), *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVÁ), *Dicarinella imbricata* (MORNOD), *Dicarinella oraviensis* (SCHEIBNEROVÁ), *Sigalitruncana sigali* (REICHEL). Na základe uvednej mikrofauny bolo stratigrafické rozpätie porubského súvrstvia šiprúnskej sekvencie stanovené na alb – stredný turón. Veľká Fatra je po Vysokých Tatrách druhé pohorie v Západných Karpatoch, kde sa podarilo preukázať strednoturónsky vek skončenia sedimentácie (BOOROVÁ a POTFAJ, 1996). Dovtedajšie údaje (BUJNOVSKÝ a POLÁK, 1985) signalizovali vek do spodného turónu.

VEPORIKUM

Ako sme uviedli v regionálnom geologickom prehľade, do tejto jednotky zahŕňame elementy kryštalinického sokla, mladšieho paleozoika a mezozoika, ktoré termínom veporidy označil ANDRUSOV (1960). V našom regióne je to kryštalinikum v južnej časti mapovaného územia, patriace k starohorskému kryštaliniku, mladšie paleozoikum a mezozoikum krížňanského príkrovu.

Krížňanský príkrov

Krížňanský príkrov po prvýkrát rozčlenil práve vo Veľkej Fatre MATĚJKA (1927). Vyznačuje sa úplným vrstvovým sledom so stratigrafickým rozpätím kryštalinikum (staršie paleozoikum)–mladšie paleozoikum – spodný trias – cenoman bez prerušenia sedimentácie. Podľa litofaciálneho členenia krížňanského príkrovu v zmysle MAHEĽA (MAHEĽ, 1964; MAHEĽ et al., 1967) zodpovedá litostratigrafický obsah príkrovu zliechovskej sekvencii v stratigrafickom rozsahu lias – alb. Táto sekvencia sa podľa MAHEĽA (l. c.) vyznačuje prevahou plytkovodných fácií liasu a charakteristickými hlbokovodnými rádiolárievými vápencami a rádiolaritmi vrchnej jury a slienitými vápencami neokómu.

KRYŠTALINIKUM

? Ordovik – karbón

74 migmatitizované ortoruly

V rámci regiónu Veľká Fatra boli zahrnuté do mapy aj najzápadnejšie časti kryštalinických ostrovov Starých Hôr – v oblasti Harmaneckých papierní a Uľanka – Andrášova dolina. Keďže tieto drobné výskyty sa nachádzajú v značne exponovanom teréne, s kartografickým vyjadrením neboli problémy.

Historicky sa vyvíjali a rôznili názory na tektonickú príslušnosť týchto alochtónnych blokov kryštalinika. Pôvodne na začiatku tohto storočia sa priraďovalo celé „starohorské okno" k tatriku, neskôr KOUTEK (1931) priradil väčšiu časť k veporiku a za tatridnú považoval len východnú časť s „ďumbierskymi" granitoidmi. V šesťdesiatych rokoch KUBÍNY (1962) opäť pokladal celú časť kryštalinika za analóg ďumbierskych Nízkych Tatier. Od čias Jarošových štruktúrno-tektonických prác (zhrnutie JAROŠ, 1971) sa akceptuje pôvodný názor KOUTKA (l. c.). Tento názor podporili aj banské prieskumné práce ČILLÍKA (1976), ako aj korelačné práce o permských sedimentoch tejto oblasti; pozri summary VOZÁROVÁ a VOZÁR (1988).

Severné veporikum

Severné veporikum je definované podľa VOZÁROVEJ a VOZÁRA (1988) ako alpínsky sformovaná jednotka, na stavbe ktorej sa podieľajú varíske kryštalinikum, mladopaleozoické sekvencie a mezozoikum, ktoré je litofaciálne zhodné s krížňanským príkrovom. Superpozičné vzťahy staropaleozoického kryštalinického podkladu a obalu zloženého z permských a mezozoických sekvencií sú normálne autochtónne, prípadne paraautochtónne. Severné veporikum predstavuje tylovú časť severovergentnej jednotky, z ktorej sa odvodzuje pôvod krížňanského príkrovu v širšom zmysle, resp. príkrovov fatrika v zmysle BIELEHO, BYSTRICKÉHO a FUSÁNA (1968).

Problém korelácie, nadväznosti, prípadne až stotožňovania krížňanského príkrovu v širšom zmysle so severnou časťou veporika sa stal nielen predmetom úvah a diskusií, ale aj podkladom na syntézy až celokarpatského významu (JAROŠ, 1962, 1965, 1971; LOSERT, 1962; BIELY, 1964; BIELY a FUSÁN, 1965, 1967; BIELY, BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1968; MAHEĽ et al., 1967, 1974; MAHEĽ, 1982; ANDRUSOV et al., 1973 a i.).

Vymedzenie „krížňanského príkrovu v domovskej oblasti" v zmysle JAROŠA (1971) považujeme za veľmi reálnu predstavu. Na severe tejto „domovskej" oblasti je problém pásma metamorfitov južných svahov Ďumbierskych Tatier

a ich tektonického kontaktu voči vlastnému granitoidnému masívu ďumbierskeho pásma. V južnej časti predpokladanej domovskej oblasti (ľubietovské a kraklovské pásmo v zmysle členenia ZOUBKA (1931, 1935) je vymedzenie podkladu pôvodného sedimentačného priestoru krížňanského príkrovu stále otvorenou otázkou. Na základe litologického štúdia súvrství permu a triasu možno konštatovať, že všetky výskyty v severnom veporiku boli zviazané s jednou sedimentačnou oblasťou založenou vnútri tatroveporidného bloku (sensu VOZÁROVÁ, 1981, 1982), resp. slovenského masívu (sensu MÁŠKA a ZOUBEK et al., 1960). Z nej sa odvodzujú príkrovové jednotky fatrika (sensu ANDRUSOV et al., 1973).

Z hľadiska dnešného rozšírenia výskytov mladšieho paleozoika severného veporika treba uviesť oblasti: Horehronské podolie, pohorie Čierťaž vo Veporských vrchoch, južné svahy Ďumbierskych Tatier, Starohorské vrchy, severné svahy Nízkych Tatier od Nižnej Boce po Vernár, južné svahy Braniska až severný svah Sľubice a severná časť Čiernej hory. V západnom pokračovaní z tohto hľadiska je kľúčovým územím sv. časť pohoria Tribeč (Rázdiel). Výskyty mladšieho paleozoika v týchto regiónoch na základe superpozičných vzťahov voči kryštaliniku v podloží, ale i voči mezozoickým súborom v nadloží, a hlavne na základe litologických znakov jednotlivých súvrství možno považovať za reprezentantov jednej sedimentačnej oblasti zloženej zo sústavy bazénov rovnakého vývoja v jednej geotektonickej pozícii.

Mladšie paleozoikum v Starohorských vrchoch bolo už i v starších prácach považované za súčasť krížňanského príkrovu v širšom zmysle (KOUTEK, 1937, 1947, 1961; JAROŠ a LOSERT, 1957; JAROŠ, 1965). Predstavu o severozápadnej časti veporika (ľubietovské pásmo v širšom zmysle, t. j. staropaleozoické kryštalinikum a obalová sekvencia) ako súčasti krížňanskej jednotky vyjadril jednoznačne LOSERT (1962). Obal severnej časti veporika a jeho vzťahy ku krížňanskému príkrovu boli predmetom štúdií JAROŠA (1962, 1965), BIELEHO (1963, 1964), VOZÁRA (1965, 1979, 1984), BIELEHO a FUSÁNA (1965, 1967), BIELEHO, BYSTRICKÉHO a FUSÁNA (1968). Z týchto prác vyplýva, že obal ľubietovského pásma a skupina Veľkého boku majú rovnaké postavenie a sú najjužnejším zachovaným reprezentantom pôvodnej sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu. K tomuto problému sa vyjadril JAROŠ (1971), keď na rozdiel od citovaných prác nehľadá pôvodnú sedimentačnú oblasť len v rozvinutom priestore čertovickej línie, ale tzv. domovskú oblasť spája aj s paleozoickým fundamentom, ku ktorému patrí zóna metamorfík južných svahov Ďumbierskych Tatier (t. j. od čertovického zlomu) vrátane kryštalinika Starohorských vrchov a severné pásma veporika (najmä ľubietovské a kraklovské). K tatriku JAROŠ (1971) priraďuje v Nízkych Tatrách len granitoidný masív ďumbierskej a prašivskej oblasti a obalovú sériu zachovanú hlavne v sz. časti pohoria. Styk metamorfík s granitoidným masívom ďumbierskej a prašivskej časti Nízkych Tatier považuje JAROŠ (l. c.) za líniu prvoradého významu. Význam tejto línie postrehol už

KOUTEK (1931) a označil ju ako „červená línia". Súhlasne s poňatím JAROŠA (1971) možno za súčasť domovskej oblasti krížňanského príkrovu považovať práve staršie paleozoikum severnej a severozápadnej časti veporika až po jeho styk s granitoidnými masívmi, ktoré ZOUBEK (1931, 1957) zaradil do kráľovohoľského pásma, resp. KLINEC (1976) ich vymedzil ako kráľovohoľský komplex.

Rozhranie severného a južného veporika v Slovenskom rudohorí je len čiastočne identické s priebehom pohorelskej línie v zmysle ZOUBKA (1935). Vymedzenie severnej a južnej časti veporika má svoje opodstatnenie v rozdielnom vývoji staršieho paleozoika i mladopaleozoicko-mezozoického obalu. K severnému veporiku bolo zaradené kryštalinikum a obalové sekvencie v Starohorských vrchoch, na južných svahoch Nízkych Tatier, v ľubietovskom a kraklovskom pásme Veporských vrchov a Čierťaže aj porovnateľné horninové súbory v Branisku, Sľubici a severnej časti Čiernej hory. V západnom pokračovaní severné veporikum možno vymedziť v severovýchodnej (rázdielskej) časti pohoria Tribeč (cf. VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988).)

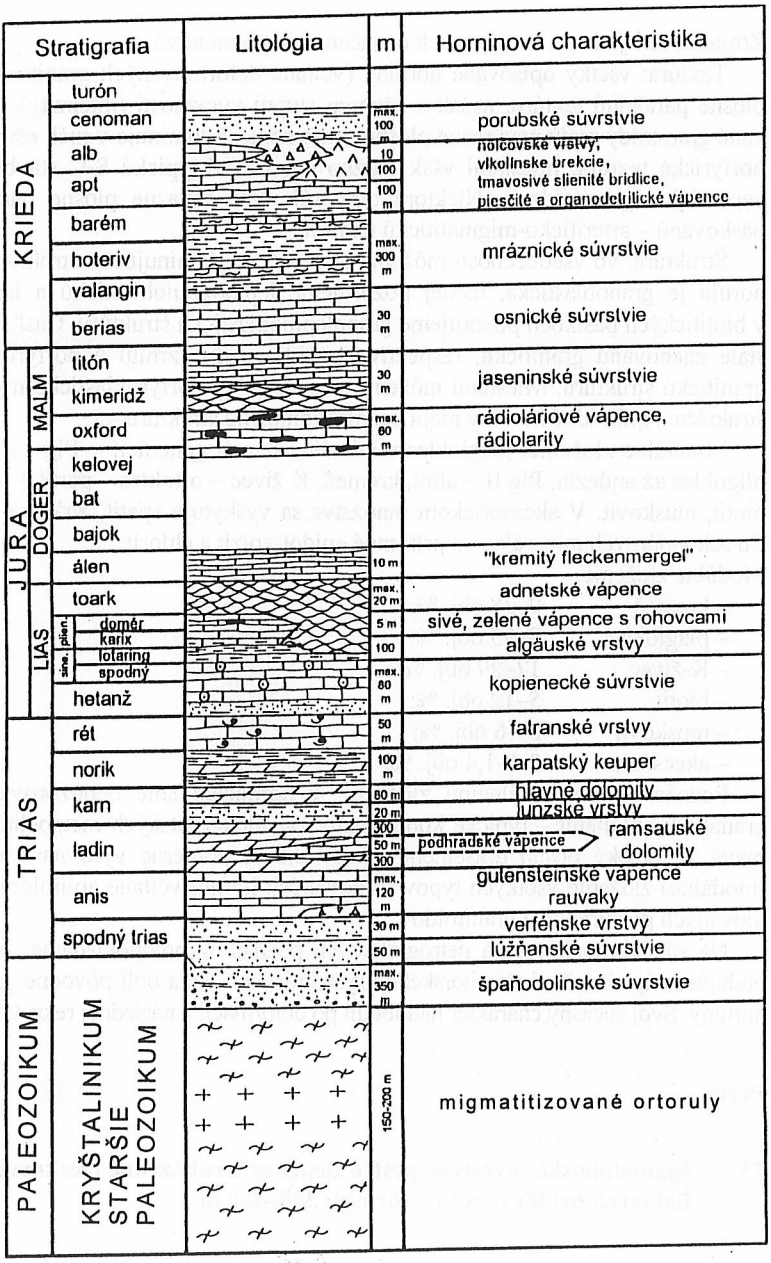
Počas terénnych prác sa nám podarilo indentifikovať pomerne pestrú asociáciu metamorfovaných, ako aj tektonicko-deformovaných magmatických hornín. V oboch izolovaných ostrovoch kryštalinika z metamorfovaných hornín dominujú stredno- až hrubozrnné biotitické „pararuly" s lokálnymi znakmi migmatitizácie, ktoré sa však často striedajú s hrubozrnnými biotitickými a dvojsľudovými „ortorulami", ktoré majú obdobné znaky migmatitizácie. V týchto typoch hornín, ktoré boli polymetamorfované, ako aj viackrát do rôzneho stupňa deformované, je pomerne ťažké používať konvenčné predpony „orto- a para-" na vyjadrenie hypotetického protolitu. V rámci jedného odkryvu sa dajú pozorovať prechody od jemnozrnných biotitických rúl cez oba spomínané typy až do tektonicky deformovaných porfyrických granitoidov. Už z terénneho pozorovania je jasné, že tieto horniny tvoria jeden genetický celok, preto tak boli aj kartograficky vyjadrené na mape (obr. 3) a označené ako migmatitizované ortoruly.

Na základe detailného petrografického výskumu však môžeme v skúmanej oblasti opísať nasledujúce typy hornín:

– jemnozrnné biotitické ruly,
– strednozrnné biotitické ruly,
– stredno- až hrubozrnné muskoviticko-biotitické ruly,
– hrubozrnné biotitické a dvojsľudové ruly,
– deformované (mierne mylonitizované) porfyrické granitody,
– deformované aplitoidy a pegmatity.

Vyčlenené petrografické typy majú veľa spoločných petroštruktúrnych, ako aj minerálno-kompozičných znakov, preto ich budeme opisovať spoločne.

Farba hornín: závisí od pomeru zastúpenia biotitu a kremenno-živcovej hmoty, ako aj od stupňa zvetrania. Väčšina hornín má svetlosivú, prípadne hnedosivú až tmavosivú farbu.



Obr. 3 Litostratigrafická tabuľka veporika Veľkej Fatry

Zrnitosť, ako jeden z atribútov ich označenia, je premenlivá.

Textúra: všetky opisované horniny (včítane deformovaných granitoidov) majú plošne paralelnú textúru, avšak v rôznom stupni výraznosti (intenzity). Deformované granitoidy majú nevýrazné plošné usmernenie a dominuje v nich ešte pôvodná porfyrická textúra, miestami však možno pozorovať typickú S-C stavbu ako pri veporských granitoidoch. Niektoré typy rúl majú výrazne plošne paralelnú až páskovanú – arteriticko-migmatitickú textúru.

Štruktúra: vo všeobecnosti môžeme povedať, že dominujúcou štruktúrou týchto hornín je granoblastická, menej pozorujeme lepidogranoblastickú a len lokálne v biotitických pásikoch pozorujeme granolepidoblastickú štruktúru. Časť hornín má stále zachovanú granitickú, respektíve hypidiomorfne zrnitú a porfyroblasticko-granitickú štruktúru. Miestami môžeme pozorovať aj porfyroklasticko-mylonitickú štruktúru. Aplitoidné horniny majú panalotriomorfnú štruktúru.

Minerálne zloženie: plagioklas minimálne dvoch generácií – Plg I s bazicitou oligoklas až andezín, Plg II – albit, kremeň, K živec – ortoklas – pertit + mikroklin, biotit, muskovit. V akcesorickom množstve sa vyskytuje apatit, zirkón ± monazit. Zo sekundárnych minerálov sú prítomné epidot-zoizit a chlorit.

Modálne zloženie:

– kremeň	0–38 obj. %;
– plagioklas	8–35 obj. %;
– K-živec	17–29 obj. %;
– biotit	5–12 obj. %;
– muskovit	1– 6 obj. %;
– akcesórie	0,4–1,4 obj. %.

Poznámky k minerálnemu zloženiu: v horninách sme nepozorovali žiadny granát ani sillimanit – typické komponenty západokarpatských metapelitov. Zaujímavý je vysoký obsah draselného živca, ako aj pomerne vyrovnané minerálne (modálne) zloženie všetkých typov študovaných hornín včítane aplitoidov a deformovaných porfyrických granitoidov.

Na základe terénnych a petrografických poznatkov predpokladáme, že horniny budujúce západnú časť starohorského kryštalinického okna boli pôvodne granitoidné horniny. Svoj súčasný charakter nadobudli po deformácii a následnej rekryštalizácii.

Perm

73 Špaňodolinské súvrstvie: pestré zlepence, hrubozrnné pieskovce, vložky fialových bridlíc (saxón – türing); 350–400 m

Pre spodnú časť vývoja špaňodolinského súvrstvia, ktorá je zachovaná v úseku medzi dolinami Starohorského potoka a Bystrickou dolinou, je typické nízke zastú-

penie jemnozrnných sedimentov – bridlíc a prachovcov. Vrstvy hrubozrnných piesčitých a drobnozlepencových sedimentov sa mnohonásobne nad sebou striedajú s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi. Korytové uloženiny šošovkovitého tvaru sú často reprezentované zle zrnitostne vytriedenými zlepencami s obliakmi veľkosti od 1–3 cm až po bloky veľkosti 20–30 cm. Drobné obliaky sú poloopracované, veľké dokonale opracované. Obliakový materiál je zložený prevažne z granitoidov, aplitov, ortorúl a kremeňa. Vzácne boli zistené i úlomky z muskovitových svorov a pararúl.

V rámci vrstvových telies je vnútorné usporiadanie klastických častíc chaotické s podpornou štruktúrou matrixu, niekedy s náznakmi planparalelnej, horizontálnej laminácie alebo gradačného zvrstvenia. Bežne sú zachované korytové šikmé zvrstvenia hrubej zrnitosti. V ich bazálnej časti je obvykle koncentrovaný nevytriedený obliakový materiál, ktorý má len zriedka náznaky imbrikovaného usporiadania (korytové sedimenty alúvií zdivočených riek). Smerom do vrchných častí sa vkliňujú do súboru hruboklastických sedimentov nerovnomerne hrubé polohy slabo štruktúrne vytriedených piesčitých bridlíc a prachovcov. Sú bohaté na klastickú sľudu, ktorá je spolu s väčšími detritickými zrnami orientovaná do planparalelných lamín, príp. nerovnomerne hrubých vrstvičiek. Všeobecne sú tieto sedimenty bohaté na hematitový pigment. Reprezentujú relikty rozlivových sedimentov alúvií zdivočených riek.

Pieskovce špaňodolinského súvrstvia patria k skupine arkózových a živcových drôb. Okrem kremeňa prevládajúcou zložkou sú plagioklasy a draselné živce. Asociované sú s klastickými sľudami, úlomkami ryolitov, granitoidov a v malom množstve metamorfovaných hornín. Medzi poslednou skupinou boli identifikované úlomky kremitých sericitových fylitov, muskovitových metakvarcitov, dvojsľudových pararúl a veľmi vzácne lyditov.

Priemerné modálne zloženie pieskovcov špaňodolinského súvrstvia (n = 6) je takéto:

kremeň	42 %	plagioklas	10 %
alkalický živec	8 %	klastické sľudy	4 %
úlomky ryolitov	1 %	úlomky granitoidov	1,5 %
iné horninové úlomky	0,5 %	matrix	33 %

Stupeň premeny sedimentov zodpovedá vyššieteplotným štádiám anchimetamorfózy. Okrem slabej, kataklastickej deformácie zŕn nastala čiastočná rekryštalizácia matrixu za vzniku jemných, prednostne orientovaných šupiniek sericitu, asociovaných s kremeňom, kalcitom a turmalínom.

Sporadické stratigrafické údaje dokladajú vrchnopermský vek.
PLANDEROVÁ (1974) zistila mikrofloristické asociácie:

Lokalita: Harmanec

– s kordaitovou flórou druhov *Potonieisporites* div. sp., *Nuskoisporites* sp.
Zistené spoločenstvo zodpovedá najpravdepodobnejšie (?) saxónu.
O niečo staršie spoločenstvo bolo zistené v pestrých piesčitých bridliciach.

Lokalita: z oblasti ložiska **Špania dolina**

– (PLANDEROVÁ a ČILLÍK, 1990). Vedúce formy sú:
Punctatisporites sp., *Osmundacidites wellmanii* COUPER, *Nuskoisporites klausi* GREBE, *Lueckisporites virkkiae* POT. et KLAUS, *Marsupipollenites striatus* (BALME et HENN.) FOSTER.

Podľa PLANDEROVEJ (l. c.) zistená asociácia zodpovedá rozpätiu spodný saxón – spodná časť türingu.

Trias

72 lúžňanské súvrstvie: kremence, pieskovce, prachovité a ílovité bridlice (spodný trias); 50 m

Súvrstvie lemuje odkryvy permu v západnej časti starohorského polokna a v okolí Harmanca. Spodnotriasové lúžňanské súvrstvie vystupuje vo veľmi obmedzenej forme aj v severných oblastiach Veľkej Fatry v dvoch lokálnych šošovkách v nadloží porubského súvrstvia šiprúnskej sekvencie, v Belianskej doline v okolí Havranova a v Ľubochnianskej doline (Vyšná Štefanová). Je zložené z prechodných vrstiev pieskovcov, kremencov a bridlíc. Bazálne súvrstvie dosahuje cca 23 m a leží v podloží kremencov. Hranica s podložným permským špaňodolinským súvrstvím je angulárna, diskordantná (JAROŠ et al., 1966). V spodnej časti sa nachádzajú obliaky sivých jemnozrnných kremencov veľkosti až 12 cm s úlomkami červenofialových bridlíc. V najvyšších polohách je sedimentácia charakterizovaná rýchlym striedaním 20–70 cm hrubých arkózovitých pieskovcov rôznej zrnitosti a textúry, často gradačne zvrstvených. Kremence dosahujú hrúbku cca 18 m. Sú to sivozelené, sivofialové pieskovcové kremence s vložkami prachových bridlíc. Pestré súvrstvie tvoria 10 až 15 cm hrubé vrstvy kremencov, pieskovcov a ílovitých bridlíc. Petrograficky sú pieskovce zložené z úlomkov kremeňa angulárnych tvarov veľkosti do 1 mm. Jeho obsah sa pohybuje v rozmedzí 60–70 %. Nestabilný komponent je zastúpený prevažne úlomkami živcov typu K aj typu Ca-Na, väčšinou je výrazne sericitizovaný. Hojne zastúpený je muskovit, sericit a sčasti aj biotit. Akcesorické minerály zastupuje hlavne zirkón, zriedkavý je rutil a epidot.

71 verfénske vrstvy: arkózové a kremenné pieskovce, prachovce, ílovité bridlice (spodný trias – skýt); 30 m

Vývoj vyšších polôh skýtu je veľmi pestrý. Vyznačuje sa mnohonásobným striedaním arkózovitých pieskovcov, pestrých pieskovcov a prachovcov a ílovitých bridlíc. Nachádzajú sa v okolí Starých Hôr a Harmanca. Bazálne polohy tvoria svetlosivé hrubozrnné arkózovité pieskovce až brekcie, ktoré sa striedajú s fialovohnedými veľmi hrubo zrnitými arkózovitými sľudnatými pieskovcami. Bridlice vytvárajú miestami i samostatné a súvislé vrstvy vnútri pieskovcov. Vyššie pribúdajú červenofialové a zelené prachové bridlice s vložkami strednozrnných kremenných pieskovcov, šikmo a paralelne zvrstvených. V červených a zelených jemnozrnných pieskovcoch sa našla fauna:

Lokalita : Pod tajovskou vodárňou (mimo mapovaného územia):

Costatoria costata (Zenk.), *Unionites* cf. *fassaensis* (WISSM.) a *Gervillia* sp. (NÁPRSTEK a RÖHLICH, 1957).

„Kampil" je pravdepodobne zastúpený v podobe slienitých a ílovitých bridlíc s polohou ílovitého dolomitu, sadrovca a anhydritu. Tieto horniny však nie sú známe z povrchových odkryvov. Zo štruktúrneho vrtu ich uvádza KUBÍNY (1964) a v banských prácach KOUTEK in JAROŠ et al. (1966) mimo mapovaného územia.

70 brekcie, rauvaky (spodný anis); max. 20 m

Na rozhraní spodného a stredného triasu vystupujú vo forme nepravidelných šošoviek rauvaky. Litologicky sú to sivé, hrdzavosivé, silno pórovité dolomity. Mikrofaciálne sú to sparity so značným podielom úlomkov angulárnych zŕn kremeňa.

69 gutensteinské vápence: hrubolavicovité tmavosivé vápence, dolomitické vápence (anis); max. 120 m

Gutensteinské vápence sú výraznejšie vyvinuté v oblasti Belianskej doliny, v oblasti dolina Blatná, v Ľubochnianskej doline a v okolí kóty Brankov.

Litologicky ich tvoria tmavosivé, čierne, výrazne lavicovité, často až hrubolavicovité (10–200 cm) vápence. V bazálnych častiach sa nachádzajú polohy hnedých rauvakov. Vápence sú veľmi často laminované a dolomitizované. V spodných častiach sú koncentrované polohy červíkovitých vápencov. Vo vápencoch možno pozorovať rozsiahle plochy stylolitizácie a pseudomorfóz po

evaporitových mineráloch. Vo vápencoch sú pomerne časté polohy a lavice sivých a svetlosivých celistvých a jemne kryštalických vápencov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity a mikrity. Organickú zložku zastupujú hlavne úlomky krinoidov, lamelibranchiátov, častý je detrit a prierezy gastropódov, nasledujú ostrakódy, ojedinelé sú aj filamenty a foraminifery. Konštatovali sme prítomnosť prierezov – *Aeolisacus* sp. a globochét. Pomerne časté sú pelety, ojedinelé oolity. Pseudomorfózy po sadrovci a anhydrite sú pomerne časté, vytvárajú dokonale obmedzené kryštály, resp. tvoria malé globulky. Klastickú prímes zastupuje detritický kremeň aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne vysokú frekvenciu majú zrná autigénneho kremeňa. Priame paleontologické dôkazy o veku gutensteinských vápencov krížňanského príkrovu nemáme. Podľa BYSTRICKÉHO (1983) tieto vápence zodpovedajú aniskému horizontu.

68 ramsauské dolomity: vrstevnaté tmavosivé celistvé a kryštalické dolomity (ladin); 200–300 m

Ramsauské dolomity tvoria základný kostrový litostratigrafický element krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Zaberajú rozsiahle plochy pohoria na jz. a sv. svahoch Belianskej doliny, prechádzajú cez hlavný hrebeň do Ľubochnianskej doliny a ďalej do údolia Revúckej doliny, na severné svahy zvažujúce sa do údolia Váhu.

Litologicky sú to tmavosivé, výrazne vrstevnaté (10–100 cm), celistvé, jemnozrnné, kryštalické, cukrovité, často pórovité dolomity. Obsahujú pomerne frekventované polohy a vrstvy organodetritických, zväčša krinoidových a lumachelových dolomitov. Často obsahujú pseudomorfózy po evaporitových mineráloch vo forme tzv. „birdseyes", ktoré sú vyplnené kryštalickým kalcitom.

Z mikrofaciálneho hľadiska majú dolomity zväčša mikrosparitickú a sparitickú štruktúru s rôznou frekvenciou alochémov. Z organických zvyškov sú to predovšetkým zvyšky dasykladaceí, článkov echinodermát, úlomky bivalvií, gastropódov, brachiopódov, bryozoí, ihlíc húb. Pomerne časté sú pelety. Ojedinele sa nájdu polohy oolitických typov. Zriedkavé sú stromatolitové polohy.

Z dolomitov na západnom svahu Brankova, z východného hrebeňa Štefanovej a na niekoľkých miestach na severných svahoch Necpalskej doliny BYSTRICKÝ (in BUJNOVSKÝ et al., 1983; POLÁK, 1978, 1990) určil dasykladacey: *Diplopora annulata* SCHAF, *Diplopora annulata* var. *dolomitica*. V niekoľkých výbrusoch bola z týchto dolomitov určená foraminifera *Pilammina gemerica* SALAJ.

Na základe uvedených zvyškov bol stanovený vek súvrstvia ramsauských dolomitov na ladin.

67 podhradské vápence: tmavosivé organodetritické (krinoidové, lumachelové) vápence (longobard); max. 50 m

Podhradské vápence vystupujú spravidla uprostred ramsauských dolomitov, kde tvoria polohy hrubé miestami do 50 m. Nachádzajú sa v Belianskej doline, Necpalskej doline, Podhradskej, Nolčovskej, Veľkej a Hlavnej doline a na ďalších miestach.

Litologicky ide o tmavosivé až čierne lavicovité (10–50 cm) vápence. Sú prevažne organodetritickej povahy, zväčša krinoidové, menej frekventované sú lumachelové typy. V Belianskej doline v ich nadloží vystupuje poloha (do 10 m) krinoidových vápencov bielej farby, pričom články krinoidov sú výraznej čiernej farby.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity, resp. biomikrosparity s vysokou frekvenciou alochémov. Z organizmov obsahujú úlomky bivalvií, brachiopódov, gastropódov, článkov echinodermát, ihlíc spongií, foraminifer, ostrakódov. Časté sú oolitové polohy a pelety. Klastickú prímes tvoria zrná angulárneho kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Ako samostatnú litostratigrafickú jednotku ich vyčlenili MOCK a SÝKORA (1977) v Podhradskej doline na základe konodontovej fauny. Z Belianskej doliny uvádzajú: *Gondolella foliata* (BUDUROV), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV; holotúrie: *Thaelia immisorbicula* MOSTLER, *Caeclama germanica* FRIZZEL et EXLINE.

Analýzy, ktoré vyhodnocoval P. Straka, vykazujú prítomnosť nasledujúcich druhov: Veľká dolina: *Gondolella haslachensis* TATGE, *Galadigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Metapolygnatus* sp.; zo Šindľovej doliny pochádzajú: *Matapolygnatus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *Matapolygnatus truempi* (HIRSCH), *Gondolella transita* KOZUR et MOSTLER, *Gondolella trameri* KOZUR, *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Gladigondolalla tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella transita* KOZUR et MOSTLER. V Podhradskej doline sa našli aj bivalvie: *Costatoria goldfusi* (ALBERTI et LIETEN), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.).

Na základe tohto bohatého paleontologického materiálu bol stanovený vek podhradských vápencov na longobard.

66 lunzké vrstvy: sivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice, jemnozrnné pieskovce (jul); max. 20 m

Nachádzajú sa v niekoľkých šošovkách v okolí Podhradia, Vyšných Revúc, Hroskovej, Javoriny a v závere Ľubochnianskej doliny.

Litologicky sú to tmavosivé a sivozelené ílovité a ílovito-piesčité bridlice, alternujúce so sivými, hrdzavosivými, veľmi jemne zrnitými pieskovcami. Pieskovce sú obyčajne tenkolavicovité (10–15 cm), bridlice mierne prevládajú nad pieskovcami.

Petrograficky sú bridlice zložené prevažne z ilitu a sericitu. Pieskovce tvoria zrná prevažne angulárneho kremeňa s veľkosťou maximálne 1 mm. Ich obsah v hornine kolíše od 60 do 70 %. Z nestabilnej zložky obsahujú K živce, Ca a Na živce, prevažne sericitizované, muskovit, sericit, baueritizovaný biotit. Z akcesórií sú najčastejšie prítomné zirkón a rutil. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel je karbonátový.

Zatiaľ čo z lunzkých vrstiev chočského príkrovu sa nám podarilo získať sporomorfy, v krížňanskom príkrove boli vzorky sterilné. Na základe postavenia vo vrstvovom slede a podľa BYSTRICKÉHO (1983) zaraďujeme toto súvrstvie do spodného karnu (julu).

65 hlavné dolomity: lavicovité svetlosivé celistvé a jemnokryštalické dolomity (vrchný karn); do 80 m

V nadloží lunzkých vrstiev vystupujú svetlosivé a sivé vrstevnaté až hrubolavicovité (20–150 cm) celistvé jemnokryštalické dolomity. Často sú stromatolitické, laminované, onkolitické, často obsahujú póry po vylúhovaných riasach.

Mikrofaciálne sú to sparity, resp. pseudosparity. Sú silno rekryštalizované, zriedkavo sú zachované organické zvyšky, krinoidové články, úlomky bivalvií len vo forme fantómov. Stratigraficky začleňujeme hlavné dolomity na základe postavenia vo vrstvovom slede a podľa BYSTRICKÉHO (1983) do vrchného karnu (tuvalu).

64 karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity, kremité pieskovce (norik); max. 100 m

Súvrstvie karpatského keuperu má v krížňanskom príkrove Veľkej Fatry pomerne veľké plošné rozšírenie, pričom vytvára v teréne charakteristický plochý reliéf. Vystupuje v širšej oblasti medzi Necpalskou a Belianskou dolinou, na jz. svahoch Ploskej, na sv. svahoch Rakytova, v závere Ľubochnianskej doliny pod Minčolom, v oblasti doliny Ráztoky, Sklabinského Podzámku, kót Nižná Lipová, Príslop a v Podhradskej doline.

Litologicky je toto charakteristické súvrstvie zložené z troch základných komponentov: 1. pelitický – bridlice, 2. karbonátový – dolomity, 3. psamitický – pieskovce.

1. Pelitický komponent tvoria pestré (červené, fialové, zelené, čierne) ílovité bridlice, ktoré výrazne prevládajú nad ostatnými komponentmi, v pomere k dolomitom cca 3 : 1, k pieskovcom 6 : 1. Z petrografického hľadiska sú bridlice zložené predovšetkým z illitu, chloritu, sericitu a jemne dispergovaného hematitu. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohranných, veľmi jemných zŕn, veľkosti max. 0,5 mm.

2. Dolomity tvoria bežný alternujúci komponent. Sú to sivé a žltkavé ílovité, zväčša lavicovité (20–60 cm) primárne dolomity. Mikrofaciálne sú to mikrity bez akýchkoľvek zvyškov. Klastickú prímes tvorí angulárny kremeň aleuritovej veľkosti.

3. Psamitickú zložku tvoria pieskovce, resp. kremité pieskovce. Sústreďujú sa predovšetkým do spodných častí celého komplexu, kde tvoria polohy do hrúbky cca 5 m. Litologicky sú to ružové, svetlé pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Petrograficky sú na 60–70 % zložené z úlomkov kremeňa veľkosti do 2 mm angulárnych tvarov. Nasledujú K živce, Ca-Na živce, sericit, muskovit. Základná hmota je sericiticko-ílovitá, tmel kremitý. V profile na zvážnici v doline Ráztoky sa v bridliciach nachádza poloha konglomerátov do hrúbky 2 m. Obliaky sú tvorené hlavne svetlým žilným kremeňom, veľkosť obliakov nepresahuje 3 cm. Základná hmota je piesčitá, tvoria ju úlomky kremeňa, tmel je prevažne karbonátový.

Na základe pozície vo vrstvovom slede súvrstvie karpatského keuperu krížňanského príkrovu vekove zodpovedá noriku. Leží v nadloží hlavného dolomitu vrchného karnu a v podloží fatranských vrstiev rétskeho veku.

63 fatranské vrstvy: tmavosivé organodetritické vápence, slienité vápence, bridlice (rét); max. 50 m

Súvrstvie najvyššieho triasu je rozšírené na svahoch Lysca, v závere Dedošovej doliny, prebieha medzi Necpalskou a Belianskou dolinou, na sv. svahoch Ploskej a s. svahoch Borišova, sz. od obce Belá-Dulice, známa je lokalita z čias Dionýza Štúra Bystrý potok.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne organodetritické lumachelové, často silno krinoidové a oolitické lavicovité (10–200 cm) vápence. Často obsahujú polohy čiernych slienitých vápencov a čiernych slienitých bridlíc. V súvrství sa nachádzajú aj polohy a lavice koralových vápencov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s veľkou frekvenciou organických zvyškov. Sú to charakteristické, pomerne dobre opracované úlomky bivalvií, brachiopódov, gastropódov, krinoidových článkov, koralov, ostrakód, foraminifer, z ktorých boli určené: *Agathamina* sp., *Galeanella* sp., *Triasina hantkeni* MAJZON, *Planinvoluta deflexa* LEISCHNER, *Frondicularia wodwardi* (HOWCHIN), *Involutina comunis*, *Involutina muranica*, *Glomospirella friedli, Glomospirella facilis* HO.

Z fatranských vrstiev pochádza veľké množstvo paleontologického materiálu, predovšetkým brachiopódov a lamelibranchiátov. MICHALÍK (1976) z typovej lokality v závere Dedošovej doliny uvádza nasledujúcu faunu: *Rhaetina gregari* (SUESS), *Chlamys favrii tatrica* (GOET.), *Ch. winkleri* STOPP., *Ch. valoniensis* (D.), *Propeamussium (Parvamussium) schaufhaetli* (WINKLER), *Placunopsis alpina* (WINKLER), *Rhaetavicula contorta* (P.), *Gervilia precursor* QUENSTEDT. Z koralov uvádza: *Retiophylla clathiata* (EMMR.), *Pinacophyllum* sp., *Phacelostylphyllum medium* RONIEWICZ, *Stylophyllum gracile* RONIEWICZ., *Thecosmilia clathrata*. BUJNOVSKÝ et al. (1985) a POLÁK (1978, 1990) uvádzajú z rôznych lokalít prakticky zhodnú faunu.

Na základe týchto fosílií bol stanovený vek fatranských vrstiev ako najvyšší trias (rét).

Jura

Lias

Lias sa vo všeobecnosti vyznačuje veľkou variabilitou litofácií, ktoré sa striedajú tak vo vertikálnom, ako aj v horizontálnom smere. Liasové súvrstvia sú koncentrované v okolí Rakytova, Borišova, v Belianskej a Ľubochnianskej doline, v okolí Lysca, v Hornojasenskej, Sklabinskej a Podhradskej doline.

62 kopienecké súvrstvie: ílovito-piesčité bridlice, vápnité pieskovce, piesčité vápence (hetanž – sinemúr); max. 80 m

Bázu jurského sedimentačného cyklu tvoria tmavosivé, zelenkavé ílovité a ílovito-piesčité bridlice s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov. Tieto bazálne časti sú dobre odkryté v oblasti doliny Ráztoky, kde je možné smerom do oblasti Sklabinského Podzámku a Turčianskej Štiavničky sledovať pribúdanie karbonátového komponentu. Prevládajú tam piesčité, krinoidové a oolitové vápence. V oblasti Borišova v týchto ílovitých bridliciach sa nachádzajú vápnito-ílovité konkrécie, z ktorých RAKÚS (1969) uvádza amonit *Schlotheimia* sp., potvrdzujúci hetanžský vek súvrstvia. Smerom do nadložia pribúdajú na celom území polohy krinoidových vápencov. Vo vyššej časti sa zvyšuje podiel organodetritických a lumachelových vápencov. Najvyššiu časť komplexu tvoria v okolí Borišova tmavosivé slienité bridlice s vložkami čiernych slienitých a slabo detritických vápencov. Z týchto vápencov pochádza amonit *Coroniceras* sp., ktorý dokumentuje ich sinemúrsky vek.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s vysokou frekvenciou organického detritu, ktorý je zastúpený úlomkami bivalvií, brachiopódov, krinodových článkov, ostňov ježoviek, foraminifer (*Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Involutina liassica* JONES, *Agathamina* sp.). Časté sú polohy oolitových vápencov. Jadrá oolitov sú spravidla tvorené úlomkami organického detritu, sú však aj exempláre, kde jadro tvorí úlomok kremeňa. Zriedkavé sú zhluky siníc, ktoré sme pozorovali v súvrství na severnom hrebeni Borišova. Výrazná je klastická prímes, ktorá v spodných častiach nezriedka dosahuje až 40 %, a v týchto prípadoch ide už o vápnité pieskovce. Kremeň má obyčajne angulárne tvary, veľkosť nepresahuje 2 mm.

Makrofauna pochádza z piesčito-krinoidových vápencov (cca 150 m z. od kóty Kečka): *Chlamys falgeri* (MERIAN), *Chlamys* cf. *dispar* (TERQUEM), *Cardinia* sp., *Palaeocardita* sp., *Cardinia* cf. *sublamelosa* MARTINI, *Cardinia* cf. *concina* (SOWERBY).

Na základe tejto makrofauny zaraďujeme kopienecké súvrstvie krížňanského príkrovu Veľkej Fatry do hetanžu – sinemúru.

61 allgäuské vrstvy: tmavosivé slienité škvrnité vápence, slienité bridlice (lotaring); max. 100 m

Súvrstvie tmavosivých bridlíc a slienitých vápencov sinemúru prechádza postupne smerom k nadložiu do allgäuských vrstiev. Ich priestorové rozšírenie je úzko späté s podložným kopieneckým súvrstvím.

Litologicky sú allgäuské vrstvy tvorené súborom alternujúcich tmavosivých slienitých lavicovitých (10–25 cm), výrazne škvrnitých vápencov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Vápence sú charakteristické prítomnosťou hojných čiernych škvŕn. Prevažná časť škvŕn je orientovaná v smere vrstiev, len ojedinelé sú kolmé na vrstevnatosť. Veľkosť škvŕn je v priemere cca 8 cm, nezriedka sú však aj podstatne väčšie zoskupenia. Na škvrny je viazaná bituminózna substancia a následne obsahujú zvýšený podiel pyritových globuliek a zhlukov. Všeobecne sa škvrny považujú za zvyšky po činnosti limnotvorných organizmov.

Mikrofaciálne vápence zodpovedajú biomikritom s vysokou frekvenciou pomerne monotónnych organických zvyškov. Sú to predovšetkým kalcifikované ihlice húb, ktoré sú úplne dominantné, nasledujú rádiolárie, ostrakódy, ojedinele sú prítomné úlomky krinoidových článkov a úplne zriedkavé sú úlomky makrofauny. Ojedinele sa nájdu aj foraminifery (*Frondicularia* sp., *Vidalina* sp.). Klastická prímes je zastúpená úlomkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Pomerne časté sú globulky pyritu, ktorý v mnohých prípadoch nahrádza kalcit v organických zvyškoch.

Zo súvrstvia allgäuských vrstiev z oblasti Borišova (dolina zvažujúca sa do Belianskej doliny) uvádza RAKÚS (1969) amonity: *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Leptochioceras nodotiatum* (D'ORB.), *Paltechioceras* sp., *Cenoceras* sp. Z bridlíc z Podhradskej doliny SÝKORA (1975) uvádza belemnity (určila Činčurová) *Passalotheuthis aficurvolus* (BLAINVILLE), *Passalotheuthis virgalus* (MAYER).

Fauna amonitov nám dovoľuje spoľahlivo zaradiť súvrstvie do lotaringu.

60 sivé a zelenkasté vápence s rohovcami (karix); max. 5 m

V okolí Borišova na sz. hrebeni, pri kóte Javorina a vo vrchnej časti Zelenej doliny je vyvinutých niekoľko šošoviek sivých zelenkavých tenkolavicovitých (5–20 cm) vápencov s rohovcami. Tento litofaciálny typ je svojím spôsobom špecifikom Veľkej Fatry. Toto špecifikum spočíva v tom, že tieto vápence predstavujú akýsi prechod medzi allgäuskými vrstvami a adnetskými vápencami.

Mikrofaciálne sú to biomikrity so zvyškami kalcifikovaných rádiolárií, ihlíc húb a ostrakódov. Vápence obsahujú pomerne veľký počet amonitov. RAKÚS (1964) z nich uvádza druh *Uptonia jamesoni* (SOW.), ktorý je charakteristickým druhom pre karix. Smerom do podložia i nadložia vápence prechádzajú do allgäuských vrstiev.

59 adnetské vápence: ružové slienité vápence, červené hľuznaté vápence, bridlice (lotaring – toark); max. 20 m

Adnetské vápence vystupujú prevažne v nadloží allgäuského súvrstvia, len miestami nad zelenosivými vápencami karixu. Priestorovo sú lokalizované v okolí Borišova, v Teplej doline, v širšom okolí Tureckej, v Bystrickej doline, v doline Rakytovce, ako aj v okolí samotného Rakytova.

Z litologického hľadiska ich tvoria v spodnej časti ružové, slabo slienité až kalové tenkolavicovité (5–10 cm) vápence, postupne prechádzajú do červených, slabo slienitých, výrazne hľuznatých vápencov, ktoré vytvárajú súbor hrubších lavíc (30–50 cm). Červené slienité bridlice tvoria časté polohy do 10 cm. Bridlice vypĺňajú aj medzernú hmotu medzi hľuzami.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biomikrity s vysokou frekvenciou predovšetkým filamentov, rádiolárií a ihlíc hubiek. V spodných častiach sú hojnejšie úlomky echinodermát a lamelibranchiátov. Pomerne časté sú foraminifery lagenidných typov. Ojedinelé sú prierezy juvenilných cefalopódov. Klastická prímes je zriedkavá, tvorená úlomkami angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

Z okolia Borišova a Tureckej uvádza RAKÚS (1964) amonity: *Asteroceras* sp., *Prodactylioceras davoei* (SOW.), *Callyphyloceras nillsoni* (HEB.), *Harpoceras* sp. Na základe týchto fosílnych zvyškov zaraďujeme súvrstvie do lotaringu – toarku.

58 „kremitý fleckenmergel": tmavosivé kremité škvrnité vápence, krinoidové vápence (álen); max. 10 m

Len miestami v tenkých šošovkách sú v nadloží adnetských vrstiev vyvinuté tmavosivé celistvé kremité škvrnité vápence. Sú výrazne lavicovité (15–30 cm). Obsahujú časté hľuzy čiernych rohovcov. Miestami sa v súvrství vyskytujú lavice výrazne organodetritických vápencov, tvorených prevažne detritom krinoidových článkov.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi. Organická zložka je zastúpená ihlicami hubiek, prevažne silicifikovanými rádiolériami, zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov, ojedinelé ostne ježoviek, úlomok belemnitu. Silicity patria prevažne do skupiny spongolitov. Na 60 % ich tvoria silicifikované ihlice hubiek, rádiolárie a iný detrit. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický kremeň.

Súvrstvie kremitého fleckenmergelu na základe postavenia vo vrstvovom slede stratigraficky patrí najpravdepodobnejšie do álenu.

57 doskovité a lavicovité pestré (zelené, sivé, fialové, červené) rádioláriové vápence, rádiolarity (vrchný kelovej – oxford); max. 60 m

Je to jedno z najvýraznejších súvrství krížňanského príkrovu nielen vo Veľkej Fatre, ale aj v Západných Karpatoch. Na základe jeho prítomnosti vyčlenil MAHEĽ (1964) zliechovskú sekvenciu. Vo veľkej Fatre je veľmi pekne odkryté a vyvinuté v oblasti Borišova, Lysca, Rakytova, v Trlenskej aj Ľubochnianskej doline.

Litologicky ho tvoria pestré, zelené, sivé, fialové a červené rádioláriové vápence s hľuzami a polohami rádiolaritov. Vápence sú obyčajne výrazne lavicovité, s hrúbkou vrstiev 10–25 cm. Povrch lavíc vápencov je prevažne zvlnený, nerovný, často obsahuje polohy a vrstvičky ílovitých bridlíc. V Sklabinskom Podzámku sú v záreze cesty vyvinuté výrazné brekcie, ktoré sú zložené z ostrohranných úlomkov červených rádioláriových vápencov, rádiolaritov a ílovitých bridlíc, ktoré spolu s malými úlomkami toho istého charakteru tvoria základnú hmotu. Celá hornina je mimoriadne kompaktná.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené biomikritmi s pomerne monotónnou náplňou. Organickú zložku tvoria predovšetkým rádiolárie, ostrakódy, vo vrchných častiach sa objavujú filamenty. Veľmi zriedkavo je prítomný hrubší detrit, za-

stúpený hlavne úlomkami krinoidových článkov, ojedinelé sú úlomky belemnitov. Rádiolarity sú tvorené jemnokryštalickou kremitou hmotou, rádiolériami a iným drobným detritom. Veľmi často sú prítomné autigénne klence kalcitu.

Po prvýkrát bol vo Veľkej Fatre preukázaný vek súvrstvia na základe priamych paleontologických dôkazov (POLÁK a ONDREJÍČKOVÁ, 1993).

ONDREJÍČKOVÁ (l. c.) určila z profilu v Trlenskej doline nasledujúce druhy rádiolárií:

Spumellaria, Nassellaria	Veľká Fatra, Trlenská dolina	
	vz. TD-3	vz. TD-9
Acaeniotyle diaphorogona FOREMAN, 1973	+	
Angulobracchia sp.		+
Archaeospongoprunum imlayi PESSAGNO, 1977	+	+
Archaeospongoprunum sp.	+	
? *Bernoullius* sp.	+	
? *Ditrabs* sp.	+	
Emiluvia premyogii BAUMGARTNER, 1984	+	
Halesium sp.		+
Homoeoparonaella cf. *argolidensis* BAUMGARTNER, 1980	+	
Homoeoparonaella sp.	+	
? *Lithocyclia* sp.	+	
Orbiculiforma sp.	+	
Paronaella kotura BAUMGARTNER, 1980	+	
Paronaella mülleri PESAGNO, 1977	+	
Paronaella sp.	+	+
Amphipyndax tsunoensis AITA, 1987	+	
Archaeodictyomitra rigida PESSAGNO, 1977	+	
Archaeodictyomitra sp.	+	+
Cinguloturris carpatica DUMITRICĂ, 1982	+	
Eucyrtidiellum ptyctum (RIEDEL et SANFILIPPO, 1974)	+	
Eucyrtidiellum sp		+
? *Eucyrtis* sp.	+	
Hsuum brevicostatum (OŽVOLDOVÁ, 1975)	+	+
Hsuum maxwelli PESSAGNO, 1977	+	+
Parahsuum sp.	+	+
Parvicingula cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER, 1984		+

Parvicingula cf. boessi (PARONA, 1898)	+	
Podobursa cf. *helvetica* (RÜT, 1885		+
Podobursa cf. *triacantha* (FISCHLI, 1916)	+	
? *Podobursa* sp.	+	+
Praezhamoidellum yaoi KOZUR, 1984	+	
Protunuma sp.	+	
Sethocapsa leiostraca FOREMAN, 1973		+
Sethocapsa trachyostraca FOREMAN, 1973	+	+
Sethocapsa cf. *yahazuensis* AITA, 1987	+	
Sethocapsa sp.	+	+
Stichocapsa decora RÜST, 1885		+
Stichocapsa convexa YAO, 1979	+	+
Stichocapsa robusta MATSUOKA, 1984	+	
Stichocapsa sp.		+
Syringocapsa sp.	+	
Thanarla ambilis (AITA, 1987)	+	
Tricolocapsa undulata (HEITZER, 1930)	+	
Tricolocapsa sp.		+
Zhamoidellum ventricosum DUMITRICĂ, 1970	+	

Na základe týchto mikrofosílií bol stanovený vek súvrstvia rádiolóriových vápencov a rádiolaritov na vrchný kelovej – oxford.

56 jaseninské súvrstvie: slienité doskovité a hľuznaté sakokómovo--aptychové vápence (kimeridž – titón); max. 30 m

Jaseninské súvrstvie je vyvinuté v identických oblastiach pohoria ako podložné rádiolóriové vápence a rádiolarity. Veľmi pekný a ľahko prístupný profil v jaseninskom súvrství je v kameňolome pri Motyčkách na ceste Banská Bystrica–Donovaly.

Litologicky súvrstvie tvoria sivé, zelenkavé, červené, fialové slabo slienité tenkolavicovité až doskovité (3–10 cm) vápence. Vápence sú často silno zbridličnatené, čo je prípad spomínaného kameňolomu. Veľmi časté sú vložky a vrstvičky slabo slienitých bridlíc. Zriedkavo sa objavujú, hlavne v spodných častiach súvrstvia (Borišov), tenké polohy a lavice červených hľuznatých vápencov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou drvinou. Prevládajú úlomky ramúl a sekundibranchiálií planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* AGASSIZ, nasledujú rádiolárie, globochéty, filamenty, zriedkavejšie sú úlomky lamelibranchiátov, echinodermát, prierezy aptychov, foramini-

fery. Klastická prímes je zastúpená zrnkami kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie, zriedkavé sú lupienky sľudy.

BOOROVÁ (1992) uvádza z profilu Motyčky nasledujúce mikrofosílie: *Saccocoma* sp., *Globochaete alpina* LOMBARD, *Stomiosphaera moluccana* WANNER, *Colomispharea minutissima* (COLOM), foraminifery *Frondicularia* sp., *Lenticulina* sp., *Spirilina* sp., kalpionely *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella remanei* BORZA, *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria* aff. *intermedia* (DURAND DELGA), *Crasicollaria brevis* REMANE, *Crassicollaria massutiniana* (COLOM), *Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella* aff. *elliptica* CADISCH.

Na základe uvedenej mikrofauny stratigraficky zaraďujeme jaseninské súvrstvie do kimeridžu – titónu.

Jura – krieda

55 osnické súvrstvie: svetlosivé slabo slienité kalpionelové vápence, slienité bridlice (najvyšší titón – spodný valangin); max. 30 m

Osnické súvrstvie reprezentujú sivé, svetlosivé slienité vápence s výrazným lastúrnatým lomom. Sú pravidelne vrstevnaté až doskovité (10–40 cm) s vložkami a vrstvičkami slienitých bridlíc, ktorých hrúbka nepresahuje 5 cm. Vystupujú v bezprostrednom nadloží jaseninského súvrstvia a v podloží mráznického súvrstvia. Kartograficky sa dajú vyčleniť len veľmi ťažko, takže pri ich kartografickom vyčlenení sme postupovali na základe analýzy výbrusového materiálu.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s charakteristickou náplňou organických zvyškov, kde prevládajú tintinoidy, nasledujú rádiolárie, prevažne kalcifikované, ostrakódy, zriedkavé sú úlomky bivalvií, aptychov, filamenty, foraminifery: *Lenticulina* sp., *Globuligerina* sp., *Didemnoides moreti* (DURAND DELGA). Klastická prímes je len sporadická, zastúpená zrnkami kremeňa a ojedinelými zrnami sľudy do veľkosti 1 mm.

BOOROVÁ (1992, 1995) uvádza z profilu Motyčky, resp. Turecká tieto tintinidy: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella eliptica* CADISCH, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Crassicollaria colomi* DOBEN, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Tintinopsella longa* (COLOM), *Tintinnopsella doliphormis* (COLOM), *Remaniella* sp., *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellopsis oblonga* (CADISH).

Na základe uvedenej mikrofauny vek osnického súvrstvia bol stanovený na najvyšší titón – spodný valangin.

54 mráznické súvrstvie: sivé slienité vápence, slieňovce, slienité bridlice (valangin – spodný barém); max. 300 m

Mráznické súvrstvie je plošne jedno z najrozšírenejších súvrství krížňanského príkrovu. Tvorí rozsiahle plochy pozdĺž hlavného hrebeňa Veľkej Fatry, zahŕňa vrcholy Krížnej, Ostredka, Ploskej, Borišova, Lysca, ďalej prebieha až do doliny Váhu.

Z litologického hľadiska súvrstvie predstavuje alternáciu sivých, tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10–30 cm), plochy vrstiev sú obyčajne nerovné, často silno zbridličnatené, tektonizované, s výraznými tektonickými zrkadlami. Často sú pokryté železitými povlakmi. Bridlice tvoria polohy, ktorých hrúbka dosahuje miestami až 200 cm. Hranica voči podložnému osnickému súvrstviu je neostrá.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi. Organické zvyšky zastupujú predovšetkým rádiolárie spumeláriového typu, zväčša kalcifikované, ostrakódy, zriedkavé sú filamenty, ojedinele sú prítomné úlomky aptychov, hrubostenných bivalvií a echinodermát. Klastickú prímes zastupuje detrit kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. BOOROVÁ (1995) uvádza z oblasti Tureckej nasledujúcu mikrofaunu: *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Hedbergella* aff. *infracretacea* (GLAESSNER), *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

ERISTAVI (1961 in MAHEĽ et al., 1967) uvádza z Veľkej Fatry z lokalít Hubová, Sekaniny, Biely Potok tieto amonity: *Neocomites* cf. *retowski* SARASIN, *Neocomites neocomiensis* (D'ORB.), *Holcostephanus (Astieria)* sp., *Leopoldia* cf. *castellanensis* D'ORB., *Lytoceras* cf. *regale* BEAN, *Pseudothurmania angulicosta* (D'ORB.), *P. seudothurmania renemeri* SAR., *Pseudothurmania* cf. *Pseudomalbosi* SARASIN, *Pseudothurmania* aff. *mortilatti* PICT., *Barremites* ex. gr. *ligatum* (D'ORB.), *Crioceratites* ex. gr. *picteti* VOL., *Crioceratites duvali* (LÉV.), *Crioceratites villersianum* (D'ORB.).

Na základe pomerne bohatej mikro- a makrofauny mráznické súvrstvie krížňanského príkrovu Veľkej Fatry stratigraficky zaraďujeme do obdobia valanginu – spodného barému.

54a polohy organodetritických vápencov (barém); max. 30 m

Tieto tmavosivé až čierne organodetritické vápence tvoria zvyčajne tenké vložky a šošovky v slienitých vápencoch a bridliciach. Sú lokalizované hlavne v západnej časti územia. Mikrofaciálne sú to biomikrity s častými prierezmi kri-

noidových článkov, úlomkov lamelibranchiátov, brachiopódov a s prierezmi zle zachovaných orbitolín. Na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" považujeme tieto vápence za barémske.

53 tmavosivé slienité bridlice, piesčité a organodetritické vápence (vrchný barém – spodný alb); max. 100 m

Najväčšie rozšírenie dosahuje toto súvrstvie v okolí Bieleho Potoka a Vlkolínca, vo väčšine územia však vystupuje vo forme tenkých pruhov a šošoviek uprostred mráznického súvrstvia.

Litologicky súvrstvie tvoria čierne slienité bridlice, ktoré sú vyvinuté hlavne pri Bielom Potoku, dosahujú maximálnu hrúbka cca 50 m. Z týchto bridlíc uvádza ERISTAVI (1961) nasledujúce amonity barémskeho veku: *Barremites difficilis* (D'ORB), *Crioceratites* cf. *quenstedti* COST., *Crioceratites psilolatus* UHL., *Crioceratites* cf. *tenuicinctus* SAR., *Crioceratites* ex. gr. *lechicus* UHL., *Barremites* cf. *strettostoma* UHL., *Desmoceras* cf. *charmierianum* (D'ORB.).

Vo vyšších častiach súvrstvia prevládajú tmavosivé až čierne piesčité a organodetritické vápence, prevažne lavicovité (10–30 cm), s tenkými vložkami slienitých a piesčitých bridlíc.

Mikrofaciálne ich reprezentujú predovšetkým biomikritové typy vápencov. Organickú zložku predstavuje rôzny detrit – úlomky bivalvií, krinoidov, ostne ježoviek, machoviek, solenopór, koralinných rias. Prevažnú časť tvoria foraminifery a ich detrit. Sú to predovšetkým orbitolíny ako *Orbitolina* cf. *conoidea* GRAS. Klastický komponent v niektorých prípadoch predstavuje až 25 %. Tvoria ho hlavne úlomky kremeňa angulárnych tvarov, prevažne monokryštalického charakteru, veľkosti do 2 mm. Z ostatných minerálov sa sporadicky vyskytujú glaukonit, úlomky fosfátov, autigénne zrná kremeňa, pomerne časté sú úlomky karbonátových hornín. Zriedkavo sú prítomné oolity.

Vek súvrstvia je doložený veľkým množstvom foraminifer. GAŠPARIKOVÁ (1973) in BUJNOVSKÝ et al. (1978) uvádza: *Hedbergella infracretacea* GLAESSNER, *Hedbergella* ex. gr. *infracretacea* (GLAESSNER), *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Hedbergella* cf. *globigernelloidus* (SUBB.), *Clavihedbergella subcretacea* (TAPPAN), *Hedbergella* cf *hoterivica* (SUBBOTINA), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Ammodiscus tenussimus* (GÜMBEL), *Ammodiscus incertus* (D'ORB.), *Glomospirella gaultina* (Berthelin), *Glomospira chroides* (JONES et PARKER), *Anomalina (Gavelinella) sigmoicostata barremiana* (BETT.), *Anomalina (G.)* cf. *rudis* REUSS, *Anomalina (G.) intermadia* BERTH., *Anomalina (G.) ammonoides* (REUSS), *Anomalina (G.) complanata* REUSS, *Planomalina (Globigerinoides)* aff. *carrey* (BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN), *Marsonella oxycona* (REUSS), *Rhabdomina alyssomur* (SARS.), *Lenticulina macrodiscus* (REUSS), *Lenticulina muen-*

steri (ROEMER), *Lenticulina* aff. *roemeri* REUSS, *Lenticulina (Planularia) crepidularis* (ROEMER), *Pleurostonella* cf. *obtusa* BERTHELIN, *Discorbis wassoewisi* DJAFF. et AGALAR., *Textularia foeda* REUSS, *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Haplophragmoides* cf. *chapmani* CRESIU, *Trochamina inflata* MONTAGU, *Spiroplectinata complanata* (REUSS), *Thalmaninella* ex gr. *ticinensis* (GANDOLFI).

Na základe amonitovej makrofauny a foraminiferovej mikrofauny sme stanovili stratigrafické rozpätie súvrstvia na vrchný barém – stredný alb.

52 vlkolínske brekcie: chaoticky zvrstvené vápencovo-slieňovcové brekcie (barém – stredný alb); max. 100 m

Vlkolínsku brekciu opísal JABLONSKÝ (JABLONSKÝ, 1988; JABLONSKÝ et MARSCHALKO, 1992) ako chaoticky usporiadané úlomky (od niekoľko mm) až bloky, veľké niekedy viac ako 10 m, o niečo starších (spodnokriedových) vápencov a slieňovcov. Základnú hmotu tvoria slieňovce, úlomky vápencov a pieskovcov. Úlomky a olistolity sú zložené z rôzneho materiálu, prevažne z podložia. Sú tu zastúpené kalpionelové vápence, spodnokriedové vápence a slieňovce.

Typová lokalita je v zárezе poľnej cesty vedúcej z obce Vlkolínec do horského sedla jz. od vrchu Hýrová.

Hranice vlkolínskej brekcie sú diachrónne. Táto brekcia vystupuje vo vrchných častiach spodnokriedového súvrstvia. V jej nadloží vystupujú slieňovce Homôlky (spodná časť porubského súvrstvia), resp. prstovite do nich zasahujú .

Podľa JABLONSKÉHO (1988) sú tieto brekcie známe aj z iných častí krížňanského príkrovu Západných Karpát (Čičmany, Zliechov, Zázrivá, Medziholie, Jasenová).

51 nolčovské vrstvy: bázické vulkanity (hyaloklastity) (apt – stredný alb); max. 10 m

Nolčovské vrstvy vyčlenili ako samostatnú litostratigrafickú jednotku HOVORKA a SPIŠIAK (1988). Telesá vulkanických hornín ležia v súvrství aptu–stredného albu v priestore medzi obcami Nolčovo, Krpeľany, Podhradie a Sklabinský Podzámok. Dosahujú hrúbku max. 10 m pri smernej dĺžke niekoľko desiatok metrov. Sú synsedimentárneho charakteru. Kontaktne metamorfovali a deformovali slienité vápence, do ktorých prenikali.

Vulkanické horniny z týchto výskytov podrobne spracovali a opísali HOVORKA a SÝKORA (1979). Po genetickej a petrografickej stránke ide o hyaloklastity. Pôvodne to boli lávové prúdy, resp. silly, ktoré boli dezintegrované vo vodnom prostredí. Ďalším typom boli dajky, resp. komínové brekcie. Hyaloklastity sú úplne prevládajúcim typom horniny v krížňanskom príkrove Veľkej Fatry.

Veľkosť jednotlivých úlomkov dosahuje max. 7 cm, v priemere 1 cm. Hornina má prevažne trávovozelené sfarbenie. Úplne prevládajúcim typom hyaloklastitov sú drobnopórovité, drobnomandľovcovité typy. Sú vyplnené prevažne ihličkovito-lupeňovitou hmotou, zloženou pravdepodobne z chloritu. Jednotlivé mandle majú úplne koncentrickú stavbu. Po petrografickej stránke sú to limburgity s afanatickým charakterom a mandľovcovitou štruktúrou (HOVORKA a SPIŠIAK, 1988). Mineralogické zloženie (HOVORKA a SPIŠIAK, l. c.) je: olivín pseudomorfovaný chloritom, karbonátmi, albitom. Jediný nepremenený minerál I. generácie je klinopyroxén. Základná hmota je takmer výlučne karbonátová, väčšina pôvodných zŕn minerálov (olivín, plagioklasy a iné) sú nahradené väčšinou kalcitom, zriedkavejšie chloritom. Pôvodná láva prenikala do karbonátového prostredia a na kontakte vytvárala kontaktné metamorfované zóny, ktoré detailne charakterizovali HOVORKA a SÝKORA (l. c.)

Slienité vápence, v ktorých sa nachádzajú bázické telesá, sú z mikrofaciálneho hľadiska charakterizované ako biomikrity s úlomkami krinoidových článkov, lastúrnikov, ostňami ježoviek, foraminiferami. SALAJ určil zo súvrstvia v bezprostrednom okolí vulkanických hornín nasledujúce foraminifery: *Ticinella roberti* (REICHEL), *Thalmaninnella subticinensis* GANDOLFI, *Thalmaninnella ticinensis* (GANDOLFI), *Hedbergella* ex. gr. *planispira* GANDOLFI, *Hedbergella infracretacea* (GLAESSNER), *Rhizamina* ex. gr. *indivisa* BRODY, *Clavulinoides gaultinus* (MOROZOVA), *Gyroidina infracretacea.*

Vek súvrstvia, ako sme už zdôraznili v predchádzajúcej litostratigrafickej jednotke identickej s vápencami, do ktorých intrudovali bázické horniny, je apt–stredný alb. Vulkanická činnosť prebehla vo vrchnom hoterive až spodnom baréme (HOVORKA a SÝKORA, 1979).

50 porubské súvrstvie: ílovité bridlice, piesčité vápence, jemnozrnné pieskovce (stredný alb – spodný cenoman); max. 100 m

Porubské súvrstvie tvorí najmladšiu litostratigrafickú jednotku krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Vystupuje v Jasenovskej doline, v Revúckej doline, v Podhradskej doline, v okolí Nolčova v závere Necpalskej doliny, v okolí Hrabova a Vlkolínca.

Z litologického hľadiska porubské súvrstvie je tvorené charakteristickou alternáciou tmavosivých ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc a jemnozrnných piesčitých vápencov. Vo vyšších častiach sú to tmavosivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce, zväčša lavicovité (10–30 cm). Z petrografického hľadiska sú pieskovce cca na 60–70 % tvorené úlomkami kremeňa angulárnych tvarov, veľkosť zŕn je do 2 mm. Nestabilný komponent zastupujú úlomky K živcov, Ca a Na živcov, sericit, muskovit, zriedkavejšie biotit. Akcesórie predstavuje predovšetkým zirkón, zried-

kavejší je rutil a turmalín. Z ťažkých minerálov je zaujímavá prítomnosť minerálov chrómspinelovej skupiny (JABLONSKÝ in JABLONSKÝ a MARSCHALKO, 1992).

Stratigrafické rozpätie porubského súvrstvia stanovil SALAJ (ústne oznámenie) na základe forminifer z Necpalskej doliny a z okolia Turčianskej Štiavničky: *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninnella ticinensis* (GANDOLFI), *Anomalina (Gavelinnella) complanata* (REUSS.), *Anomalina (G.) intermedia* BERTHELIN, *Watzmania* sp., *Watzmanina* cf. *barnesae* (BLACK) PERCH–NIELSEN.

Na základe týchto foraminifer je vek súvrstvia stredný alb – spodný cenoman.

HRONIKUM

Hronikum ako samostatnú tektonickú jednotku prvého rádu pôvodne vyčlenili ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN (1973). V rámci hronika vyčlenili čiastkové tektonické jednotky nižšieho rádu:

a) šturecký príkrov, ktorý je spodnou jednotkou,

b) chočský príkrov s. s.; v chočskom príkrove vyčlenili spodný čiastkový príkrov svarínsky a vrchný čiastkový príkrov bielovážsky.

Súvrstvia hronika vo Veľkej Fatre dosahujú pomerne veľké plošné rozšírenie. Predstavujú veľké plochy na západnej strane pohoria v oblasti Tlstej, Gaderskej a Blatnickej doliny, Mošoviec, Žarnovickej doliny, v oblasti Veľkého a Malého Šturca, Kráľovej studne, značné plochy sú na východnej strane v oblasti Revúckej doliny a tvoria izolované tektonické trosky (Hýrová, Čierny kameň).

49 gutensteinské dolomity: lavicovité tmavosivé, tmavohnedé, čierne bituminózne dolomity (spodný anis); max. 20 m

Vystupujú spravidla v nadloží slienitých vápencov a bridlíc neokómu, resp. porubského súvrstvia krížňanského príkrovu, v podloží gutensteinských vápencov. Vystupujú najčastejšie vo forme tenkých šošoviek hrubých max. 20 m, nachádzajú sa v oblasti Rakšianskej doliny, Žiarskej doliny, na juhovýchodnom a východnom svahu Kelnerovej.

Z litologického hľadiska sú to tmavosivé až tmavohnedé, často až čierne, silno bituminózne dolomity. Sú zväčša lavicovité, resp. tenkolavicovité (5–10 cm), len zriedkavo sa nájdu hrubšie lavicovité typy – do 50 cm.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne dolosparity, resp. mikrosparity, prakticky bez organických zvyškov. Často sú pozorovateľné pseudomorfózy po evaporitových mineráloch. Ojedinele je možné pozorovať laminované a loferitové štruktúry.

Súvrstvie gutensteinských dolomitov na základe postavenia vo vrstevnom slede a per analogiam (BYSTRICKÝ, 1983) vekovo zaraďujeme do spodného anisu.

48 gutensteinské vápence: tmavosivé a čierne vápence, stylolitové a červíkovité vápence (anis); max. 150 m

Táto litostratigrafická jednotka je vyvinutá v Necpalskej doline, doline Teplica, v širšej oblasti Selenca, v širšom okolí Revúckej doliny, v oblasti Hýrovej, tvorí tektonickú trosku Čierneho kameňa. Najčastejšie vystupuje v priamom nadloží slienitých vápencov a bridlíc spodnej kriedy krížňanského príkrovu.

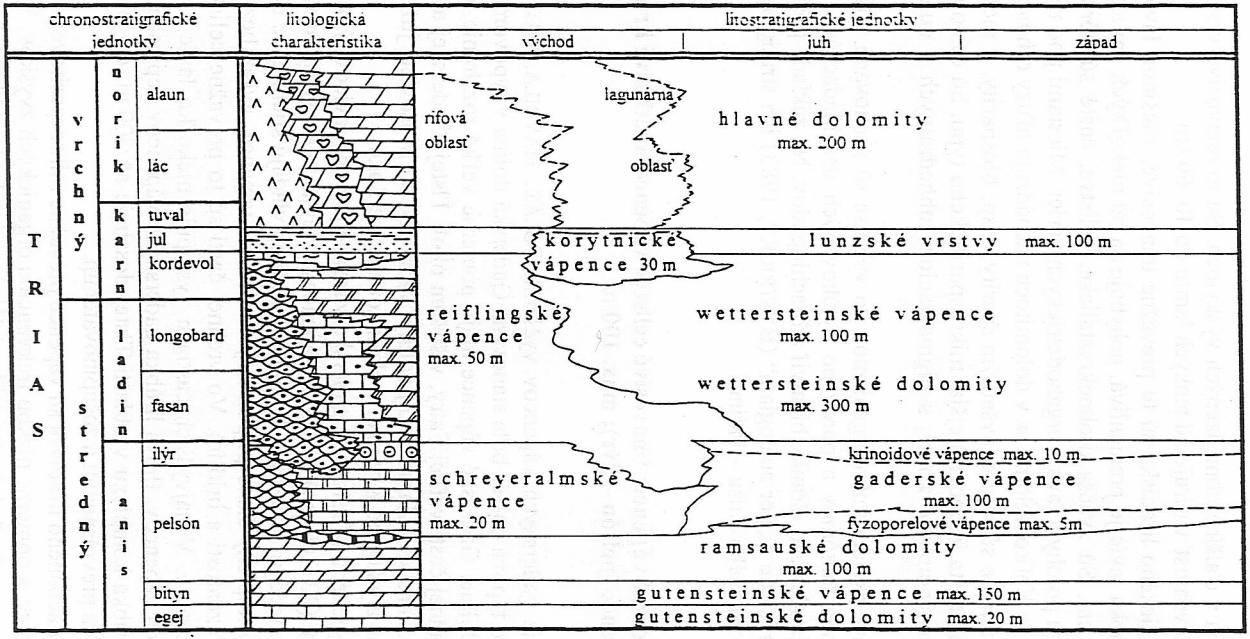
Predstavujú ju tmavosivé až čierne vrstevnaté, často stylolitové vápence s kalcitovými žilkami. Hrúbka vrstiev varíruje od cm lamín do 1,2 m. Povrch vrstvových plôch je nerovný, pokrytý žltkastými slienitými povlakmi. Sú bituminózne, miestami krinoidové, zriedkavejšie sú organodetritické typy. V spodnej časti súvrstvia sa často nachádzajú červíkovité typy vápencov. Vo vápencoch sa vyskytujú časté polohy a vrstvy svetlo- a tmavosivých dolomitov.Vo vrchnej časti vápence prechádzajú do hrubolavicovitých až masívnych typov, kde jednotlivé lavice zriedkavo dosahujú hrúbku až 4–5 m. Tento typ vápencov označujeme obyčajne ako annaberské vápence. Na mape ich samostatne nevyčleňujeme. Obsahujú vložky a polohy organodetritických vápencov so zvyškami rias a krinoidových článkov.

Spodná časť vápencov (gutensteinské) mikrofaciálne zodpovedá biomikritom, mikritom, mikrosparitom s nízkou frekvenciou organických zvyškov. Z organizmov sú prítomné články echinodermát, ostrakódy, foraminifery, zriedkavo detritický kremeň aleuritovej kategórie. Častým textúrnym znakom sú mikrostylolity. V annaberských vápencoch sú častejšie prítomné polohy riasových a organodetritických lavíc. Je v nich vyššia frekvencia organických zvyškov, ako úlomky rias, foraminifery, bivalvie, krinoidy, ostne ježoviek a gastropódy. Podľa BYSTRICKÉHO (1983) gutensteinské a annaberské vápence hronika zastupujú strednú časť anisu.

Sedimentačné prostredie: plytkovodný, slabo členený karbonátový šelf rampového typu. Prevládali tu intertidálne a plytké subtidálne fácie s nízkym obsahom organického detritu a fosílií.

47 ramsauské dolomity: lavicovité tmavosivé (často brekciovité) dolomity; vrchný anis; max. 200 m

Vystupujú predovšetkým v oblasti Veľkého Šturca, na jv. svahoch Necpalskej doliny, v okolí Čremošného, Hornojelenskej a Suchej doliny, v okolí Hýrovej, na Tlstej hore, vo Veľkom a Malom Smrekovci, v niekoľkých výskytoch v Rakšian-



Obr. 4 Litostratigrafická tabuľka hronika Veľkej Fatry

skej doline a v ďalších obmedzených výskytoch. Sú to tmavosivé vrstevnaté dolomity, vrstevnatosť varíruje od tenkých lamín do 40–60 cm.

Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Hrúbka lavíc je premenlivá, pohybuje sa od niekoľkých cm až po lavice do cca 80 cm. Sú zväčša drobnokryštalické, celistvé, časté sú pórovité typy. Zriedkavé sú polohy a lavice organodetrických variet. Miestami pod reiflinskými vápencami na Veľkom Šturci sa v dolomitoch nachádzajú hľuzy rohovcov.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým sparity, resp. biosparity, v menšej miere je základná hmota jemnozrnnejšia, mikrosparitického typu. Sú často rekryštalizované, nerovnomerne zrnité, s pigmentáciou subhedrálnych a euhedrálnych kryštálov.

Zriedkavé skelety mikroorganizmov vo výbruse sú zachované v dolomitoch iba v podobe fantómov a pórov po vylúhovaných dasykladaceách, pribúdajú články echinodermát, úlomky bivalvií a brachiopódov. Na základe postavenia vo vrstevnatom slede a „per analogiam" (BYSTRICKÝ, 1983) ich stratigraficky zaraďujeme do vrchného anisu – ladinu.

46 gaderské vápence: tmavosivé celistvé vápence, svetlosivé krinoidové vápence (pelsón – ilýr); max. 100 m

Súvrstvie gaderských vápencov vyčlenili POLÁK, HAVRILA, FILO a PEVNÝ (1996). Ako typová oblasť bola stanovená Gaderská dolina v typovom profile vo Vápennej doline. Gaderské vápence majú pomerne veľké rozšírenie, predovšetkým v západnej časti veľkej Fatry, v širšom okolí Tlstej, Gaderskej a Blatnickej doliny, Rakšianskej a Žarnovickej doliny, východne od Mošoviec, južne od Kráľovej studne a južne od Krpelian v okolí kót Kopa a Sokol.

Z litologického hľadiska sú gaderské vápence tvorené lavicovitými až hrubolavicovitými (20–200 cm) polohami vápencov sivej až tmavosivej farby s charakteristickým hnedým odtieňom. V spodnej časti prevládajú slienitejšie typy vápencov (makroskopicky často pripomínajú reiflinské vápence, avšak bez rohovcov, typickej hľuznatosti a bridlíc). Vo vrchnej časti sú to prevažne celistvé a jemnozrnné vápence. V najvyšších častiach vystupuje niekoľko lavíc svetlosivých krinoidových vápencov. Pravá hrúbka gaderských vápencov nepresahuje 100 m. Nepravá hrúbka komplexu v oblasti Tlstej dosahuje až 300 m, čo je spôsobené ich výrazným prevrásnením a zošupinovatením.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú vápence prevažne mikrosparitovej, resp. sparitovej štruktúry, s pomerne nízkou frekvenciou organických zvyškov. V spodných častiach sú to predovšetkým krinoidové články, úlomky lamelibranchiátov, ostrakódy, ojedinele foraminifery, pelety, pseudomorfózy po evaporitových minerá-

loch. Smerom do nadložia pribúdajú filamenty a ostrakódy. Základná hmota sa zjemňuje, stáva sa mikritová. Vo vrchnej časti gaderských vápencov pribúda organický detrit, predovšetkým úlomky echinodermát, časté sú foraminifery. Maximum organického detritu obsahujú najvyššie polohy svetlých krinoidových vápencov. Tieto vápence môžeme charakterizovať ako preplnený biosparit s úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiátov, gastropódov, brachiopódov, foraminifer. V profile vo Vápennej doline určil SALAJ z gaderských vápencov tieto foraminifery: *Pilammina* aff. *Densa* (PANTIĆ), *Pilammina* sp., *Earlandinita* sp., *Earlandinita* cf *ladinica* (SALAJ); v Konskom dole: *Duostomina* sp., *Meandrospira insolita* (HO), *Meandrospira cheni* (HO). PERŽEL (1969) uvádza okrem toho z oblasti Tlstej foraminifery určené KRISTAN-TOLLMANNOVOU: *Meandrospira dinarica* KOCHANSKI–DEVIDÉ et PANTIĆ, *Earlandinita oberhauser* SALAJ, *Neoendothyra kuepperi* (OBERHAUSER), *Neoendothyra reicheli* REITLINGER.

HAVRILA a PEVNÝ z profilov vo Vápennej doline a Konskom dole určili nasledujúce konodonty: *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella* aff. *bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV) f. juv., prechodná forma medzi *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV) a *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (TATGE), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* (TATGE), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL). Z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky a šupiny rýb, články ľalioviek, jadrá ulitníkov, ostne a interambulakrálne doštičky ježoviek a z makrofauny brachiopódy „*Rhynchonella*" sp., *Spiriferina* sp. určené J. Pevným.

V lokalite Krpeľany z krinoidových a hľuznatých vápencov, laterálnych ekvivalentov krinoidových vápencov vrásy Tlstej, určili: *Gondolella bifurcata bifurcata* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella cornuta* BUDUROV et STEFANOV, *Ozarkodina tortillis* TATGE, *Enantiognathus ziegleri* (DIEBEL), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE), *Calclamna trettoensis* MOSTLER, *Theelia* sp., *Tetravirga* sp. Okrem toho sa vyskytli úlomky ľalioviek, zúbky a šupiny rýb, drobné ulitníky, ostne a interambulakrálne doštičky ježoviek.

Na základe získaných fosílií a superpozície bol vek gaderských vápencov vrásy Tlstej stanovený na pelsón, vek krinoidových vápencov v ich nadloží na vrchný pelsón – ilýr.

Na niekoľkých miestach vystupujú v tesnom podloží gaderských vápencov tzv. „fyzoporelové" vápence. Je veľmi ťažké odlíšiť ich pri mapovaní, pretože

tvoria tenké, max. 5 m hrubé polohy. Navyše vápence sú makroskopicky takmer zhodné s nadložnými. Je možné odlíšiť ich len na základe prítomnosti rias – dasykladaceí vo výbrusovom materiáli. Boli lokalizované v oblasti Selenca, Tmavej doliny a Temného kúta.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne a hnedasté celistvé a jemnozrnné lavicovité, tenkolavicovité (10–25 cm) vápence s prierezmi po riasach.

Mikrofaciálne ide prevažne o biomikrosparity, biomikrity a biosparity. Z organických zvyškov sú prítomné foraminifery, dasykladacey, úlomky echinodermatových článkov a iného detritu.

Z fosílnych zvyškov PERŽEL (1969) uvádza: *Physoporella dissita* (GÜMB.), *Ph.* cf. *praealpina* PIA, *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *undulata* PIA, *Diplopora hexaster* (PIA) PIA, *Oligoporella pilosa* PIA var. *pilosa* PIA. Z foraminifer uvádza *Meandrospira dinarica* KOCH.–DEVIDÉ et PANTIĆ.

45 schreyeralmské vápence: červené, fialové slienité hľuznaté vápence s rohovcami (vrchný anis); max. 20 m

Schreyeralmské vápence vystupujú v okolí Stredných Revúc, Málineho a Hrabova pri Ružomberku.

Litologicky sú to červené, fialové, zelenkavé, výrazne hľuznaté slienité vápence s hľuzami červených rohovcov. Sú zväčša lavicovité, s hrúbkou vrstiev (10–25 cm), obsahujú často vrstvičky a medzivrstvičky slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s pomerne vysokou a pestrou frekvenciou organických zvyškov, ako sú filamenty, články echinodermát, ostrakódy, foraminifery, globochéty, hlice hubiek, úlomky brachiopódov, bivalvií, aptychy, juvenilné cefalopódy.

Vo vrchných polohách schreyeralmských vápencov sa nachádzajú vložky organodetritických, prevažne krinoidových vápencov. Z oblasti Málineho z nich bola získaná bohatá fauna. Z brachiopódov PEVNÝ určil: *Mentzelia mentzeli* (DUNKER), *Mentzelia mentzeli judicarica* BITTNER, *Cingustothyris augustaeformis* BOEKH, *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Coenothyris vulgaris* (SCHOTH.). Bivalvie určila KOCHANOVÁ: *Pexidella sturi* (BOEKH), *Daonella* sp. Cefalopódy určila ANDRUSOVOVÁ-KOLLÁROVÁ: *Paraceratites* cf. *multinodosus* HAUER, *Lanyobardites* cf. *farows, Bulogites* sp., *Beyrichites (Beyrichites)* cf. *renthensis, Beyrichites* sp., *Flexoptychites* sp., *Ptychites* sp. Z mikrofauny boli identifikované holotúrie a konodonty (určil STRAKA): *Theelia planorbiculata* MOSTLER, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *Theelia undata* MOSTLER, *Achistrum* sp., *Eocandina* sp., *Priscopedatus stauroeumitoides* MOSTLER, *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gondolella navicula* (HUCKRIEDE). Z opusteného kameňolomu pri dolnom (južnom) konci Strednej Revúcej boli určené: *Piarorycho-*

nella trinodosi (BITTNER), *Gondolella mombergensis* TATGE, *Gondolella excelsa* (MOSHER).

Cefalopódová fauna faunisticky zodpovedá asociácii trinodosovej zóny. Na základe tejto fauny je vek schreyeralmských vápencov vo Veľkej Fatre stanovený na ilýr.

44 reiflinské vápence: sivé, tmavosivé slienité hľuznaté vápence s rohovcami (vrchný anis – kordevol); max. 50 m

Reiflinské vápence vystupujú na Veľkom Šturci, v okolí Stredných Revúc a v Korytnickej doline, v severnej časti v oblasti Tlstej hory a Hýrovej. Nachádzajú sa zväčša v nadloží ramsauských dolomitov a v oblasti Korytnickej doliny a Revúc v podloží wettersteinských vápencov.

Litologicky sú to sivé, tmavosivé slienité hľuznaté vápence s polohami a hľuzami čiernych rohovcov. Sú zväčša lavicovité, s nerovným povrchom vrstiev. Hrúbka lavíc kolíše od 5 do 30 cm. Pruhy čiernych nedokončených rohovcov sú ostro oddelené od okrajovej karbonátovej hmoty, ojedinele vo forme laminovaných rohovcov. Okrem súvislých pásov sú rohovce rozptýlené vo vápenci vo forme drobných hľúz a bradavičiek. Vo vyšších častiach súvrstvia sú pomerne časté vo forme vložiek a medzivrstvičiek sivé slienité bridlice.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené prevažne biomikritmi s pomerne vysokou frekvenciou organických zvyškov. Charakteristickým zvyškom sú filamenty, vyskytujú sa aj rádiolárie, ihlice hubiek, ostrakódy, úlomky článkov echinodermát, foraminifery, globochéty. Pomerne frekventovaným prvkom sú pelety. Veľmi zriedkavá je klastická prímes vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie. Rohovce sú tvorené jemnokryštalickým chalcedónom. Obsahujú veľmi málo zachovaných organických zvyškov vo forme fantómov. Najčastejšie sú to rádiolárie, ojedinelé sú ihlice hubiek. Veľmi frekventovaným prvkom v silicitoch sú idiomorfné klence kalcitu.

Z reiflinských vápencov lokality kóta Stibor v Revúckej doline boli extrahované konodonty, z ktorých PEVNÝ určil *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), poukazujúcu na fasan. Z ozúbkovaných konodontov sa našli: *Hindeodella (Metaprimoniodus) suevica* (TATGE), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *Enanntiognathus ziegleri* (DICKEL), *Prioniodina (Cypridonella) mueleri* (TATGE). Z lokality Čierny potok, 300 m jz. od Horného Harmanca, z najvyššej časti súvrstvia HAVRILA a PEVNÝ určili nasledujúce spoločenstvo konodontov stredného fasanu: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *G. fueleopi fueleopi* KOVACS, *G. pseudolonga* KOVACS, KOZUR et MIETO, *G.* cf. *inclinata* KOVACS, *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enanntiognathus ziegleri* (DIEBEL), *E. petrae viridis* (HUCKRIEDE), *Prioniodina*

(Cypridodella) mülleri (TATGE), *P. (C.) venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *D. lautissima* (HUCKRIEDE).

Na základe tejto mikrofauny bolo stanovené stratigrafické rozpätie reiflinských vápencov vo Veľkej Fatre na fasan – kordevol.

43 wettersteinské dolomity: svetlosivé celistvé a organodetritické (riasové) dolomity (fasan) max. 300 m

Tieto dolomity tvoria podstatnú časť dolomitov v oblasti masívu Tlstej. Vystupujú v nadloží gaderských vápencov a v podloží wettersteinských vápencov. Sú rozšírené predovšetkým v okolí Ostrej, Bágľovho kopca, prechádzajú do oblasti Rakytovskej doliny, Selenca, Veľkého a Malého Rakytova, Veľkej Skalnej a Rožkovej, v celom úseku od Harmanca po Malý Šturec, Veľký Šturec a Krásny kopec.

Litologicky sú to svetlosivé, prevažne masívne a hrubolavicovité dolomity. V oblastiach, kde sú vyvinuté stromatolitové polohy, nadobúdajú pravidelnú lavicovitosť (10–20 cm). Sú prevažne svetlosivej farby, miestami sú to až biele variety. Väčšinou sú celistvé, silno pórovité, prevažne so zvyškami dasykladaceí, resp. s dutinami po vypadaných riasach. Veľmi časté sú rekryštalizované typy, hrubokryštalické, resp. cukrovité, miestami prechádzajú do výrazne organodetritických a krinoidových typov, predovšetkým v oblasti Rožkovej. Ďalej na východ, na Veľký a Malý Šturec, v oblasti Krásneho kopca nadobúdajú čisto krinoidový charakter s veľmi pekne preparovanými exemplármi (BUJNOVSKÝ et al., 1995). Časté sú polohy výrazne stromatolitových dolomitov.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o dolobiosparity, resp. biomikrosparity. Najfrekventovanejším zvyškom sú stielky rias, krinoidové články a celé stonky, úlomky machoviek, lamelibranchiátov, gastropódov a iného ťažko určiteľného biodetritu. Z týchto dolomitov BUČEK určil nasledujúce dasykladacey: *Diplopora annulata* (SCHAFH) SCHAFH, *Diplopora annulata* var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA), *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Aciculella* sp.

Na základe týchto dasykladaceí zaraďujeme tieto dolomity do ladinu–kordevolu.

42 wettersteinské vápence: svetlosivé, biele organodetritické a organogénne vápence (longobard); max. 100 m

Sú značne rozšírené po oboch stranách Gaderskej doliny (v spodnej časti). Tvoria vrcholové časti na kótach Pekárová, Kozia skala, Plešovica, Drienok a

hrebene v oblasti Hlbokej, Pod Jablonovskou, Suché vrchy, Hulačové, vo východnej časti Veľkej Fatry sa nachádzajú v oblasti Revúckej doliny.

Litologicky ich tvoria svetlosivé až biele lavicovité, hrubolavicovité až masívne organodetritické a organogénne vápence, ktoré označujeme ako wettersteinské. Hrúbka lavíc sa pohybuje od 20 do 150 cm.

Mikrofaciálne ide hlavne o biosparity, menej biomikrity s pomerne bohatou frekvenciou organických zvyškov, kde prevláda detrit dasykladaceí, kostrových elementov rifových organizmov, krinoidov aj zriedkavých foraminifer, sfinktozoí, *Tubiphytes obscurus* MASLOV a iného rozličného biodetritu. Veľmi hojné sú tzv. „riasové hrudky", to znamená detrit rias obalený karbonátovým materiálom. Z týchto vápencov na Plešovici, Blatnickom hrade (Dubiny) a z Konského dolu uvádza PERŽEL (l. c.) nasledujúce dasykladacey: *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. *debilis* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. (sensu BYSTRICKÝ, 1986) – t. j. ladinský stupeň, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ, *Aciculella* sp., ako aj foraminifery: *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathamina* sp., a *Reophax* sp.

Na základe uvedenej mikrofauny môžeme zaradiť tieto vápence do ladinu až spodného karnu (kordevolu).

41 korytnické vápence: tmavosivé celistvé vápence, bridlice, organodetritické vápence (spodný jul); max. 30 m

Korytnické vápence majú malé plošné rozšírenie. Vystupujú na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry v Revúckej doline pri Liptovskej Osade, kde je lokalizovaný aj typový profil týchto vápencov. Toto súvrstvie definovali ako formálnu litostratigrafickú jednotku BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ (1975).

Litologicky sú to tmavosivé až čierne lavicovité (10–30 cm) vápence s vložkami a vrstvičkami čiernych slienitých bridlíc. Sú celistvé, jemnokryštalické, obsahujú drobné hľuzy rohovcov, niekedy rohovce v nich tvoria tenké laminy. V tomto súvrství sa uprostred lavíc nachádzajú nepravidelné polohy organodetritických kalkarenitov, kalciruditov alebo brekcií tvorených detritom rifových organizmov.

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s vysokou frekvenciou organických zvyškov, v ktorých prevláda detrit bivalvií, brachiopódov, rifových organizmov (sfinctozoa, koraly, hydrozoa), ihlice hubiek, foraminifery, konodonty, holotúrie a množstvo iného biodetritu. Zo sedimentologického hľadiska považujeme túto litofáciu za sediment svahu panvy s prínosom alodapického materiálu.

Z typovej lokality pochádza veľké množstvo fosílneho materiálu, bivalvie, brachiopódy, echinodermaty, sfinktozoá, ježovky, koraly, foraminifery, kono-

donty, holotúrie a ďalší materiál. Podrobný zoznam určených druhov je v práci BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ (1975).

Na základe fauny, ktorá bola určená z typovej lokality, vek korytnických vápencov bol stanovený na spodný jul.

40 lunzké vrstvy: sivé jemnozrnné pieskovce, piesčité bridlice (jul); max. 100 m

Lunzké vrstvy sú vyvinuté v západnej časti Veľkej Fatry len rudimentárne v niekoľkých šošovkách na južných svahoch Červeného grúňa, južných svahoch Gaderskej doliny a západne od Hlbokého lesa, sú vyvinuté v oblasti Veľkého Šturca a v Revúckej doline.

Litologicky sú to sivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce, striedajúce sa so sivými a zelenosivými piesčitými bridlicami. Pieskovce tvoria obyčajne pravidelné lavice hrúbky 10–20 cm. Polohy bridlíc dosahujú miestami hrúbku až 5 m.

Petrograficky sú pieskovce na 65–70 % zložené z úlomkov kremeňa. Zrná sú angulárneho tvaru, prevažne monokryštalicky undulózne zhášajúce zrná predstavujú cca 8–10 %. Veľkosť zŕn neprevyšuje 1 mm. Nestabilná zložka je zastúpená úlomkami K živcov, Ca a Na živce tvoria cca 5 %. Sú prevažne silno sericitizované. Zo sľúd sú zastúpené hlavne muskovit, sericit a baueritizovaný biotit. Akcesórie zastupuje hlavne zirkón, vyskytuje sa aj rutil. Základná hmota je karbonátovo-sericitická, tmel karbonátový. Bridlice tvorí hlavne illit, chlorit, značné zastúpenie má sericit. Kremeň v aleuritovej zrnitostnej kategórii predstavuje cca 10 %. Časté sú zrná a globulky pyritu.

Bridlice boli analyzované na mikroflóru. Zistili sa a určili spóry a peľové zrná (analyzovala HLÔŠKOVÁ, 1994), ktoré patria k charakteristickým zložkám karnskej mikroflóry v Západných Karpatoch.

Zloženie palynomorfnej asociácie:

Lokalita: sedlo Veľký Šturec, d. b. VF-1423:

Ovalipollis ovalis KRUTZSCH, 1955; *Camarozonosporites laevigatus* SCHULZ, 1967; *Brachysaccus neomundanus* (LESCHIK, 1955), MADLER 1964; *Platysaccus papillions* POTONIÉ et KLAUS, 1954.

Vzorka bola bohatá na palynomorfy, pozostávajúce tak zo zložky sporomorfnej (spóry a peľové zrná), ako aj zo zložky mikroplanktónu, ktorý poukazuje na morské sedimentačné prostredie.

Paraconcavisporites lunzensis KLAUS, 1960; *Concavisporites toralis* (LESCHIK, 1955), NILSSON, 1958; *Aulisporites* sp.; *Retusotriletes mesozoicus* KLAUS, 1960; *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON), POTONIÉ, 1956; *Osmundacidites wellmanii* COUPER, 1953; *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS, 1960; *Acan-*

thotriletes varius (NILSSON, 1958), SCHUURMAN, 1977; *Annulispora microannulata* de JERSEY, 1962; *Zebrasporites* sp.; *Neoraistrickia* sp.; *Duplexisporites* sp.; *Verrucosisporites pseudomorulae* VISSCHER, 1967; *Gibeosporites hirsutus* (LESCHIK, 1955), LESCHIK, 1959; *Patinasporites densus* (LESCHIK, 1955), SCHEURING, 1970; *Patinasporites toralis* LESCHIK, 1955; *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH, 1955; *Ovalipollis rarus; Ovalipollis* sp.; *Triadispora stabilis* SCHEURING, 1970; *Triadispora* sp.; *Brachysaccus neomundanus* (LESCHIK, 1955), MADLER, 1964; *Platysaccus papillions* POTONIÉ et KLAUS, 1954.

Asociácia palynomorfného spoločenstva v týchto vzorkách sa vyznačuje vysokým obsahom triletných spór, cycadopitných peľových zŕn, zonálnych spór, obsahuje typické zložky karnskej mikroflóry lunzkých vrstiev Západných Karpát (typické druhy sú podčiarknuté).

Na základe mikroflóry bol stanovený vek súvrstvia na jul.

39 hlavné dolomity: lavicovité sivé celistvé, pórovité a kryštalické dolomity (vrchný karn – norik); max. 200 m

Hlavné dolomity sú najvrchnejším členom hronika vo Veľkej Fatre. Nachádzajú sa v obmedzenom rozsahu na južných svahoch Červeného grúňa, západne od Hlbokého lesa v južnej časti územia, najväčšie rozšírenie dosahujú v okolí Liptovskej Osady v Revúckej doline.

Litologicky sú hlavné dolomity prevažne sivej a svetlosivej farby, tmavé typy sú skôr zriedkavosťou. Sú prevažne lavicovité, dobre vrstevnaté, s hrúbkou lavíc od 20 do 200 cm. Tieto vrstevnaté typy v oblasti Revúckej doliny predstavujú hlavne lagunárnu fáciu, obsahujú hojné megalodonty. Dolomity sú zväčša celistvé, menej pórovité a kryštalické variety.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to hlavne biomikrity, menej biosparity s pomerne hojnými zvyškami organizmov, hlavne úlomkami bivalvií, brachiopódov, foraminifer, rias a ďalšieho biodetritu. V týchto dolomitoch sa nachádza veľké množstvo zvyškov megalodontovej fauny určenej KOCHANOVOU. Vo Veľkej Fatre priamo boli určené megalodonty z lokality medzi Veterným vrchom a sedlom Veľký Šturec. Našli sa početné exemplare *Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus* (FRECH). Ten istý druh sa našiel na kóte Suchariny a sz. od sedla Veľký Šturec. Z foraminifer určila JENDREJÁKOVÁ: *Involutina gaschei* (KOEHN–ZAN. et BRONN.), *Involutina sinuosa sinuosa* (WEYNSCHENK), *Involutina sinuosa pragmoides* (OBERHAUSER), *Involutina* sp. (aff. *sinuosa sinuosa), Involutina* sp. (cf. *communis), Involutina impresa* (KRIST.-TOLLM.), *Glomospira* sp. (aff. *gordialis), Glomospira* sp., *Glomospira* sp. (aff. *paralella), Glomospirella friedli* KRIST.-TOLLM., *Hemigordius* sp., *Glomospirella* sp., *Gandriyna* aff. *triadica* KRIST.-TOLLM., *Valvulina* sp., *Endothyra* sp., *Ammodiscus* sp., *Trocha-*

mina sp. (aff. *alpina), Trochammina* sp., *Trocholina* sp., *Ophtalmidium* sp., *Agathammina austroalpina* KRIST.-TOLLM.

39a hlavné dolomity: rifová oblasť (masívne svetlosivé organodetritické dolomity) (vrchný karn – norik); max. 250 m

Centrálnu rifovú oblasť predstavuje teleso masívnych dolomitov dosahujúce hrúbku až 250 m. Ako typový profil možno uviesť zárez opustenej železničky pri Liptovskej Osade.

Litologicky sú to svetlosivé masívne dolomity. Vysoko v nich prevláda detrit nad samotnou kostrou rifu. Charakteristickým znakom týchto dolomitov je výrazná primárna a sekundárna pórovitosť vzrastajúca od drobných vnútrokryštálových pórov po kaverny vzniknuté po oddelení fosílií. Dolomity sú značne rekryštalizované a rozpadajú sa až na dolomitové piesky. Podľa HANÁČKA (1971) na základe chemických analýz je podstatne nižší obsah MgO v rifových dolomitoch ako v lagunárnom type.

Organickú časť centrálnej rifovej oblasti tvorí konštrukčná asociácia organizmov charakteristických pre organogénne útesy. Pôvodné organogénne štruktúry sú však často zotreté rekryštalizáciou a rozpadom dolomitov. Základným organizmom, tvoriacim centrálnu oblasť, sú zvyšky koralov, sfinktozoa, hydrozoa, echinoidea.

Na základe uvedených fosílií je stratigrafické rozpätie hlavných dolomitov vrchný karn – norik. Celková hrúbka hlavných dolomitov dosahuje až 350 m.

TERCIÉR

Paleogén

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu tvoria výplň sv. časti Turčianskej kotliny. V úseku Mošovce–Necpaly vystupujú prerušovane na styku stredného triasu hronika Veľkej Fatry s neogénom, s. od Necpál (po Nolčovo) sa stýkajú (v prevažnej miere tektonicky) s mezozoikom veporika. V zmysle GROSSA, KÖHLERA a SAMUELA (1984) začleňujeme paleogénne sedimenty Turčianskej kotliny a sz. okraja Veľkej Fatry k borovskému, hutianskemu a zubereckému súvrstviu podtatranskej skupiny.

Borovské súvrstvie

Borovské súvrstvie vystupuje prevažne v transgresívnej pozícii na mezozoických formáciách hronika a veporika, vo väčšom plošnom rozsahu medzi Mošov-

cami a Blatnicou, jv. od Sklabine a jv. od Krpelian. V súvrství možno odlíšiť 2 základné vývoje: kontinentálny (zachovaný len v plošne veľmi obmedzených reliktoch) a plytkomorský (tvoriaci prevažnú väčšinu plochy povrchových výskytov súvrstvia); (obr. 5).

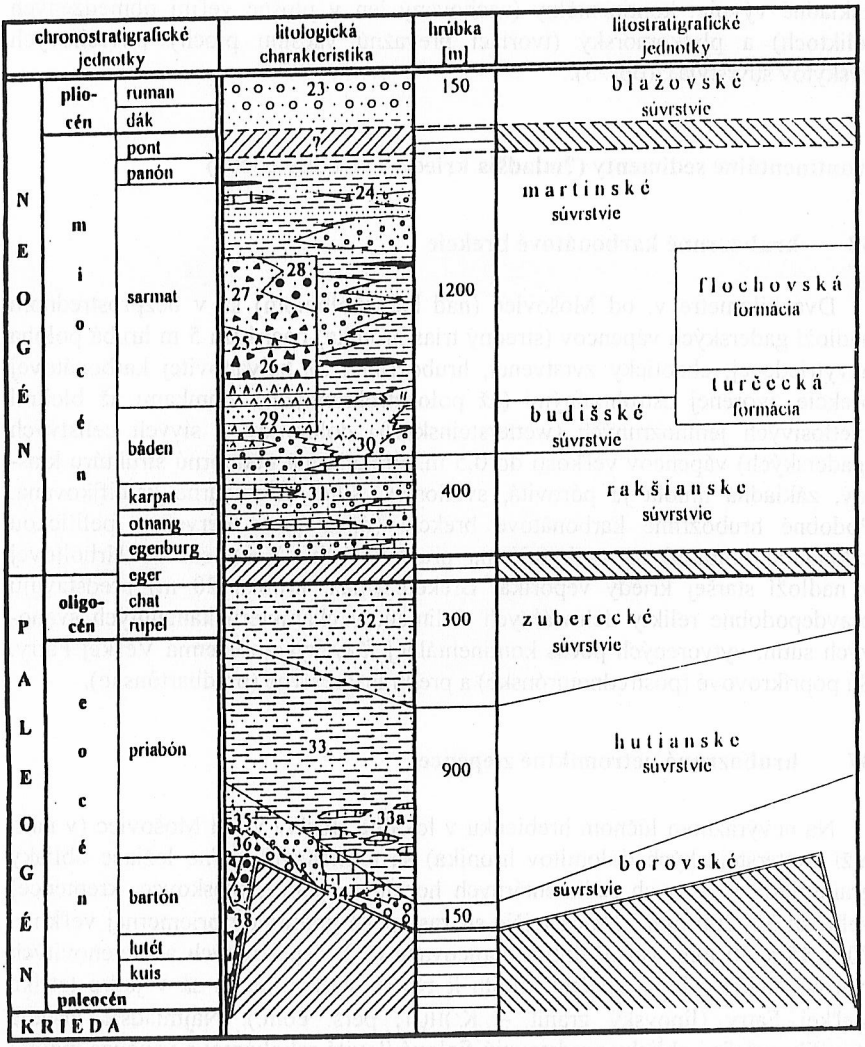
Kontinentálne sedimenty (?mladšia krieda – stredný eocén)

38 hrubozrnné karbonátové brekcie

Dva kilometre v. od Mošoviec (nad kameňolomom) sa v bezprostrednom nadloží gaderských vápencov (stredný trias hronika) nachádza 5 m hrubá poloha nevytriedenej, chaoticky zvrstvenej, hrubozrnnej až balvanovitej karbonátovej brekcie, tvorenej ostrohrannými (až poloostrohrannými) úlomkami až blokmi svetlosivých jemnozrnných (wettersteinských) dolomitov a sivých celistvých (gaderských) vápencov veľkosti do 0,5 m. Brekcia má podpornú štruktúru klastov, základná hmota je pórovitá, svetlosivá, silno sekundárne kalcifikovaná. Podobné hrubozrnné karbonátové brekcie (miestami s červenou pelitickou základnou hmotou) sa vyskytujú na pravom brehu Váhu sz. od Hrboltovej v nadloží staršej kriedy veporika. Brekcie (max. hrúbka 20 m) predstavujú pravdepodobne relikty deluviálnych sedimentov charakteru kamenitých svahových sutín, vytvorených počas kontinentálnej fázy vývoja územia Veľkej Fatry. Sú popríkrovové (postrednoturónske) a predtransgresívne (predbartónske).

37 hrubozrnné petromiktné zlepence

Na nevýraznom lúčnom hrebienku v lokalite Bôriny v. od Mošoviec (v nadloží wettersteinských dolomitov hronika) sa nachádzajú voľne ležiace obliaky granitoidov a rôznych sedimentárnych hornín (vápence, pieskovce, kremence) veľkosti 30–200 mm. Najčastejšie sú zastúpené granitoidy priemernej veľkosti 70 x 45 x 30 mm, veľmi dobre opracované (5°), čepeľovitých a vretenovitých tvarov; niektoré javia značnú afinitu k typom vyskytujúcim sa v jadre tatrika Veľkej Fatry (lipovský granit – KOHÚT, pers. com.). Najmladšie zistené stratifikovateľné obliaky predstavujú fialové ílovité sakokómové vápence malmu (? jaseninské súvrstvie veporika). Ďalšie výskyty podobného typu sedimentov boli zaznamenané na s. okraji Veľkej Fatry v. od Nolčova. Tu vystupujúce hrubozrnné až balvanovité petromiktné (polymiktné) zlepence s podpornou štruktúrou základnej hmoty tvoria skalné stienky výšky do 5 m v bezprostrednom nadloží mráznického súvrstvia veporika. V obliakovom materiáli prevažujú granitoidy veľkosti do 200 mm.



Obr. 5 Litostratigrafická tabuľka terciéru Veľkej Fatry

Zlepence je veľmi ťažké priradiť k akejkoľvek terciérnej či kvartérnej formácii Turčianskej kotliny. Vzhľadom na petrografické zloženie, stupeň zrnitosti a opracovanosť materiálu im možno prisúdiť fluviálny pôvod; geologická pozícia potvrdzuje ich popríkrovový vek, stupeň spevnenia svedčí o veku terciérnom (alebo staršom), výskyt pri Nolčove prakticky nepripúšťa možnosť ich zaradenia do neogénu. Z uvedených skutočností je zrejmé, že najpravdepodobnejším obdobím vzniku zlepencov je kontinentálny cyklus mladšia krieda – stredný eocén. Treba však poznamenať, že možnosť výskytu fluviálnych eocénnych (alebo starších) zlepencov opisovaného zloženia v tejto oblasti naráža na isté problémy paleogeografického rázu (diskutabilná pravdepodobnosť väčšej miery obnaženia kryštalinických jadier tatrika pred stredným eocénom).

Morské sedimenty (bartón – starší priabón)

Borovské súvrstvie v typickom plytkomorskom (litorálno-neritickom) vývoji tvoria drobno- až strednozrnné karbonátové zlepence a brekcie, hrubo- až strednozrnné karbonátové pieskovce, piesčité, organodetritické a organogénne vápence. Zmeny v zastúpení jednotlivých horninových typov vo vertikálnom smere *naznačujú* trend pozitívnej gradácie (zlepence → pieskovce → vápence) a je na nich založené litofaciálne členenie súvrstvia.

36 drobno- až strednozrnné karbonátové zlepence, polohy brekcií a pieskovcov

Zlepencová litofácia vystupuje na báze borovského súvrstvia jv. od Krpelian, jv. od Sklabine a v. od Mošoviec v nadloží triasových a kriedových formácií hronika a veporika. Zlepence sú hrubolavicovité až lavicovité, svetlosivé a svetložlté, prevažne drobnozrnné, karbonátové. Obliakový materiál tvoria zväčša polozaoblené dolomity, menej vápence, veľkosti do 10 mm; zriedkavejšie sa vyskytujú strednozrnné variety s obliakmi do 40 mm. Základná hmota je piesčitá, vápnitá. Zlepence sú polymodálne, s premenlivou podpornou štruktúrou. Bežne obsahujú polohy drobnozrnných karbonátových brekcií a hrubozrnných karbonátových pieskovcov. Zlepencová litofácia dosahuje hrúbku do 20 m.

35 karbonátové pieskovce, piesčité a organodetritické vápence, drobnozrnné zlepence

Zlepencovo-vápencovo-pieskovcová litofácia zaberá prevažnú časť územia tvoreného borovským súvrstvím. Vystupuje v nadloží bazálnych zlepencov (v. od

Mošoviec, jv. od Sklabine a Krpelian) alebo priamo na predterciérnom substráte (v. od Blatnice na strednom triase hronika, severnejšie na kriede veporika). Najrozšírenejším horninovým typom sú doskovité až lavicovité svetložlté, svetlosivé a hnedosivé hrubo- až strednozrnné vápnité, často organodetritické pieskovce. Zvyšovaním podielu kalcitového tmelu, vápnitej základnej hmoty a organických zvyškov plynule prechádzajú do piesčitých organodetrických vápencov, zväčšovaním rozmerov klastov do drobnozrnných zlepencov. V klastickej zložke dominujú dobre opracované (4–5°) karbonáty (mikritové, sparitické, riasové, oolitické vápence), akcesoricky je prítomný kremeň, glaukonit, plagioklasy, spongiolity, metamorfity. Základná hmota je silno rekryštalizovaná, zmenená na sekundárny kalcit. Organickú zložku tvoria červené riasy, dierkavce (numulity, operkulíny, diskocyklíny,...), koralovce, machovky, ľaliovky, ostne ježovcov.

34 organogénne, organodetritické a piesčité vápence

Vápencová litofácia sa vyskytuje obvykle vo vrchnej časti borovského súvrstvia, lokálne však aj na jeho báze v priamom nadloží mezozoického substrátu (jv. od Sklabine). Vápence sú hrubolavicovité, lavicovité, zriedkavejšie doskovité, svetložlté, svetlosivé a svetlohnedé. Mikroskopicky predstavujú biopelmikrity s podstatným zastúpením organickej zložky [riasy, dierkavce (numulity, diskocyklíny, miliolidy, rotalidy, globigeríny), koralovce, machovky, ostne ježovcov, úlomky lastúrnikov]. Osobitým typom sú biohermné útesové koralovoriasové vápence z okolia Sklabine (vyskytujúce sa aj vo forme olistolitov v hutianskom súvrství pri Hornom Jasene).

Veľkými foraminiferami borovského súvrstvia Turčianskej kotliny sa zaoberal už HANTKEN (1877), neskôr KÖHLER (1965, 1966), v menšej miere VAŇOVÁ (in PLANDEROVÁ, 1988; tab. 3). Fauna datuje vznik súvrstvia do stredného – mladšieho eocénu (bartón – starší priabón).

33 hutianske súvrstvie (bartón – starší oligocén)

Subflyšové hutianske súvrstvie, tvorené ílovcami s polohami pieskovcov (a piesčitých vápencov), vystupuje v sv. časti Turčianskej kotliny (v úseku Blatnica–Nolčovo), prevažne v tektonickom styku s mezozoikom hronika a veporika Veľkej Fatry, len lokálne v normálnom nadloží borovského súvrstvia.

Prevládajúcim horninovým typom hutianskeho súvrstvia sú sivé a žltohnedé laminované prachovité (až piesčité) vápnité ílovce, miestami s čiernymi a okrovými povlakmi oxidov Mn a Fe. Väčšinou sú lístkovito až tabuľkovito rozpadavé, lokálne majú lastúrnatý lom. Podľa PÍCHU (1964) v ílovcoch z okolia Necpál prevažuje montmorillonit nad illitom a kaolinitom. Severne od Blatnice

Tab. 3 Veľké foraminifery borovského súvrstvia Turčianskej kotliny

	1	2	3	4	5	6	7	8
Alveolina elongata			+		+			
A. sp.								o
Assilina exponens			+	+	++			+++
As. spira planospira		+++	+++	++				o
Nummulites alponensis								+
N. anomalus						+		
N. distans heimi			+					
N. chavannesi						++	+	
N. millecaput millecaput	++	++	++	++	++			
N. m. minor			+					
N. orbignyi								o
N. perforatus								+++
N. p. sismondai	+++	++	+++	+++	++			
N. puschi								o
N. rotularius	+	+	++	+		+		
N. sismondai								+++
N. stacicus		++	+	+				
N. striatus minor		+						++
N. striatus striatus								+
N. variolarius		+	+		+	+		++
Operculina parva								+
O. schwageri								o
O. sp.			+					o
Operculinoides nassauensis						+	+++	
Op. vaughani						+++	+++	
Discocyclina archiaci	+		+		+			
D. multiplicata			+					
D. nummulitica						+++	+++	
D. ranikotensis	+	+	+					
D.roberti		+	++	+				
D. scalaris				+				
D. umbo			+					
D. varians						+++	+++	
D. sp.								+
Asterocyclina stella	+			+	+	++	+	
A. stellaris				+		+	++	
A. stellata	+				+	++		
Sphaerogypsina globulus			+		+			+

1–7: KÖHLER (1965; 1 – Krpeľany, 2 – Konské, 3 – Podhradie, 4 – Sklabiňa, 5 – Blatnica, 6 – Blatnický hrad, 7 – Mošovce); 8: VAŇOVÁ (1988; Krpeľany); +++ – veľmi častý, ++ – častý, + – zriedkavý, o – ojedinelý

sa nachádzajú (v úlomkoch) aj hnedočierne tvrdé nevápnité ílovce s íverovitým rozpadom (menilitové).

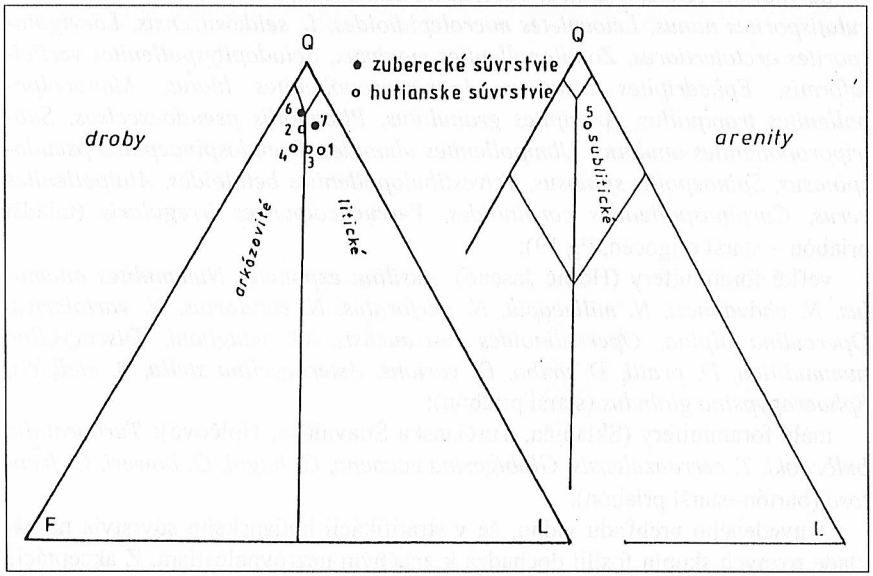
Pieskovce sú doskovité (až tenkodoskovité), modrosivé a sivé, jemnozrnné, paralelne a zvlnene laminované, s drobnou sľudou na plochách laminácie. Mikroskopicky ich možno charakterizovať ako jemnozrnné (až veľmi jemnozrnné) litické droby, arkózovité droby a sublitické arenity, viac či menej vápnité, s obsahom vápnito-ílovitej základnej hmoty 8–30 %, s kalcitovým tmelom (4,5 až 20 %). V klastickej zložke dominuje kremeň (34–53 %), pravidelne sú zastúpené silicity (4–9 %), karbonáty (2–6,5 %), plagioklasy (2–3 %), ortoklas (1–3 %) a biotit (2–3 %), väčšinou muskovit (do 3 %). Akcesoricky je prítomný glaukonit (do 1,5 %), úlomky metamorfitov (do 0,8 %), granitoidov (do 1 %), bázických vulkanitov (do 1 %) a mikroklin (do 0,4 %). Organický detrit tvoria riasy, dierkavce (pyritizované malé foraminifery – globigeríny), ľaliovky (2–6 %) a uhoľná drvina (do 5 %). Md zrnitosti piesčitej frakcie sa pohybuje v rozmedzí 0,12–0,16 mm, charakteristická je slabá opracovanosť zŕn (2°; tab. 4). PÍCHA (1959, 1964) v pieskovcoch z okolia Belej uvádza nasledujúcu asociáciu ťažkých minerálov: opakové minerály, granát > staurolit, turmalín, zirkón > rutil (obr. 6).

Tab. 4 Modálne zloženie a základné parametre pieskovcov hutianskeho a zuberecké súvrstvia Turčianskej kotliny

		1	2	3	4	5	6	7
základná hmota	%	20,3	20,5	30,0	26,7	8,0	21,4	19,6
kalcitový tmel		4,5	7,8	7,4	20,2	13,2	14,2	10,0
kremeň		48,8	48,1	35,3	34,3	52,8	35,6	51,9
silicity		4,9	5,8	8,8	5,3	3,6	5,0	5,3
pieskovce								2,6
karbonáty		6,5	3,9	3,9	2,3	6,4	1,8	
metamorfity				0,4	0,8			2,6
granitoidy		1,2						
bázické vulkanity				1,1				
plagioklasy		1,6	1,9	2,1	3,1	3,2	1,1	2,1
ortoklas		2,4	2,7	2,5	2,3	1,2	1,8	1,6
mikroklin			0,4					
muskovit		1,6	1,2	1,1		2,8	1,8	
biotit		2,8	2,3	2,8	2,3	1,6	6,4	3,2
glaukonit				0,7	1,5			
organické zvyšky		2,0	1,5	2,1	1,2	2,4	5,7	
uhoľná drvina		3,3	3,9	1,8		4,8	5,3	1,1
Md zrnitosti	mm	0,15	0,12	0,15	0,16	0,13	0,10	0,15
opracovanosť	°	2	2	2	2	1 – 2	1 – 2	1 – 2
Q	%	82,0	85,8	81,7	82,5	84,0	89,8	86,4
F		6,2	8,0	8,5	11,1	6,5	6,3	5,6
L		11,8	6,2	9,8	6,4	9,5	3,9	8,0

1–5 – hutianske súvrstvie (1, 2 – Sučany, 3 – Nolčovo, 4 – Turčianska Štiavnička, 5 – Horné Jaseno); 6, 7 – zuberecké súvrstvie (Podhradie)

Osobitou črtou hutianskeho súvrstvia Turčianskej kotliny je výskyt polôh piesčitých organodetritických vápencov, zistených v oblasti Belá – Horné Jaseno – Sklabinský Podzámok. Organický detrit vápencov tvoria riasy, dierkavce (numulity, diskocyklíny, malé foraminifery), machovky, ojedinele kremité hubky. V klastickej zložke prevažujú karbonáty (mikritové a sparitické vápence) nad kremeňom, akcesoricky sú prítomné silicity, plagioklasy, glaukonit, biotit a muskovit. Lokálne boli zistené guľovité čierne útvary, pravdepodobne bituminózneho pôvodu. Podstatnú zložku horniny tvorí sekundárny kalcitový tmel, primárna ílovito-vápnitá základná hmota je zachovaná len v reliktoch.



Obr. 6 QFL diagramy pieskovcov hutianskeho a zubereckého súvrstvia Turčianskej kotliny 1, 2 – Sučany, 3 – Nolčovo, 4 – Turčianska Štiavnička, 5 – Horné Jaseno, 6, 7 – Podhradie

Biostratigrafiou flyšových formácií paleogénu Turčianskej kotliny sa zaoberali BENEŠOVÁ (1959 – malé foraminifery), KÖHLER (1965, 1966 – veľké foraminifery), OŽVOLDOVÁ (1976 – malé foraminifery a vápnitý nanoplanktón), GAŠPARIKOVÁ (in GAŠPARIK et al., 1987; in PLANDEROVÁ et al., 1988 – nanoplanktón), SAMUEL (in GAŠPARIK et al., 1987; in PLANDEROVÁ et al., 1988 – malé foraminifery), SNOPKOVÁ (in PLANDEROVÁ et al., 1988 – palynoflóra) a BYSTRICKÁ (1990 – nanoplanktón). Z hutianskeho súvrstvia pochádzajú určenia nasledujúcich významnejších foriem:

nanoplanktón (Turč. Štiavnička, Záborie, Blatnica, Dolné a Horné Jaseno, Podhradie, Belá): *Zygrhablithus bijugatus, Orthozygus aureus, Coccolithus pelagicus, C. eopelagicus, Cyclococcolithus formosus, Chiasmolithus grandis, Ch. oamaruensis, Dictyococcites bisectus, D. daviesi, D. hesslandii, Reticulofenestra umbilica, R. dictyoda, Cyclicargolithus floridanus, Pontosphaera multipora, Transversopontis pulcher, T. obliquipons, Helicosphaera compacta, Cribrocentrum reticulatum, C. coenurum, Isthmolithus recurvus, Blackites spinosus, Sphenolithus moriformis, Discoaster barbadiensis, D. deflandrei, D. saipanensis, D. tani* (starší priabón – najstarší oligocén, NP 17 – 21);

palynoflóra (Belá, Blatnica, Turčianska Štiavnička, Podhradie, Sklabiňa): *Baculatisporites nanus, Leiotriletes microlepidioides, L. seidewitzensis, Laevigatosporites arctotertiarus, Zonalapollenites maximux, Sciadopityspollenites verticilaformis, Ephedripites lusaticus, Inaperturopollenites hiatus, Monocolpopollenites tranquillus, Arecipites granulatus, Plicapollis pseudoexcelsus, Subtriporopollenites anulatus, Ulmipollenites ulmoides, Pseudospinaepollis pseudospinosus, Spinaepollis spinosus, Trivestibulopollenites betuloides, Alnipollenites verus, Carpinuspollenites carpinoides, Verrutricolporites irregularis* (mladší priabón – starší oligocén, Pg 19);

veľké foraminifery (Horné Jaseno): *Assilina exponens, Nummulites anomalus, N. chavannesi, N. millecaput, N. perforatus, N. rotularius, N. variolarius, Operculina alpina, Operculinoides nassauensis, O. vaughani, Discocyclina nummulitica, D. pratti, D. umbo, D. varians, Asterocyclina stella, A. stellaris, Sphaerogypsina globulus* (starší priabón);

malé foraminifery (Sklabiňa, Turčianska Štiavnička, Nolčovo): *Turborotalia bulbrooki, T. cerroazulensis, Globigerina eocaena, G. hagni, G. boweri, G. frontosa* (bartón–starší priabón).

Z uvedeného prehľadu vidno, že v stratifikácii hutianskeho súvrstvia na základe rôznych skupín fosílií dochádza k značným nezrovnalostiam. Z akceptácie všetkých zistených skutočností by vyplývalo, že hutianske súvrstvie Turčianskej kotliny sedimentovalo počas prekvapujúco dlhého obdobia (mladší stredný eocén – starší oligocén) a stratigraficky sa prelína tak s borovským, ako aj zubereckým súvrstvím. Zatiaľ čo alternácia s podložím i nadložím je akceptovateľná a pochopiteľná, uvedená doba sedimentácie (≥ 10 Ma) sa nezdá najpravdepodobnejšia.

Hrúbka hutianskeho súvrstvia na študovanom území dosahuje približne 200 m, v centrálnej časti Turčianskej kotliny podľa GAŠPARIKA et al. (1995) 600–900 m.

33a olistolity organogénnych vápencov

Juhovýchodne od Horného Jasena sa uprostred ílovcov hutianskeho súvrstvia (stredného – mladšieho priabónu; BYSTRICKÁ, 1990) nachádzajú 3 olistolity organogénnych, prevažne riasových (koralovcovo-riasových) vápencov, dosahujúce

rozmery desiatky metrov (max. 120 m). Vápence obsahujú veľké množstvo rias (*Lithothamnium* cf. *camarasae*, *Melobesia* cf. *cuboides*, *Solenomeris douvillei*, *Pseudolithothamnium album*, *Distichoplax biserialis* – SCHALEKOVÁ, 1962), dierkavcov (*Alveolina elongata, Assilina exponens, Nummulites perforatus sismondai, N. millecaput millecaput, N. rotularius, Discocyclina roberti, D. nummulitica, D. archiaci, Asterocyclina stella, A. stellata, A. stellaris* – KÖHLER, 1965, operkulíny, miliolidy, rotalie, involutíny), koralovcov, obrúčkavce (serpuly), machovky, ľaliovky, ostne ježovcov. Vápence sú bartónskeho veku, predstavujú podmorské sklzy z rifov borovského súvrstvia do flyšovej panvy.

32 zuberecké súvrstvie (mladší priabón – stredný oligocén)

Zuberecké súvrstvie zasahuje do predmetnej oblasti v okolí Podhradia, Konského a Nolčova. Litologicky predstavuje typickú flyšovú litofáciu tvorenú viac-menej pravidelnou alternáciou pelitickej a psamitickej zložky. Ílovce sú prakticky identické s hutianskym súvrstvím, pieskovce sa odlišujú prítomnosťou strednozrnných (zriedkavejšie aj hrubozrnných) variet, zníženým podielom karbonátov a ortoklasu, o niečo vyšším zastúpením biotitu a nepatrne zvýšeným parametrom Q. Petrograficky predstavujú litické a arkózovité droby. V asociácii ťažkých minerálov podľa PÍCHU (1964) výrazne prevažujú opakové minerály a granát nad staurolitom, zirkónom, turmalínom a rutilom.

Stratigrafické zaradenie zubereckého súvrstvia Turčianskej kotliny sa opiera predovšetkým o malé foraminifery (*Globigerina officinalis, G.* ex. gr. *praebulloides, Cassidulina* cf. *laevigata, Cibicides karpaticus* – mladší priabón, SAMUEL in PLANDEROVÁ et al., 1988) a vápnitý nanoplanktón (*Zygrhablithus bijugatus, Coccolithus eopelagicus, C. pelagicus, Cyclococcolithus formosus, Chiasmolithus grandis, Ch. solitus, Pontosphaera multipora, Cyclicargolithus floridanus, Coronocyclus prionion, Dictyococcites bisectus, D. lockeri, Cribrocentrum reticulatum, Reticulofenestra umbilica, Ericsonia subdisticha, Isthmolithus recurvus, Sphenolithus moriformis, Discoaster barbadiensis, D. deflandrei, D. multiradiatus, D. saipanensis, D. tani nodifer* – NP 20–23, mladší priabón–stredný oligocén; GAŠPARIKOVÁ in PLANDEROVÁ et al., 1988; BYSTRICKÁ, 1990).

Hrúbka zubereckého súvrstvia na študovanom území dosahuje okolo 60 m, v centrálnej časti Turčianskej kotliny podľa GAŠPARIKA et al. (1995) 200–300 m.

NEOGÉN

[Sedimentárne formácie spracované podľa GAŠPARIKA (1978, 1989, in GAŠPARIK et al. 1987, 1988, 1995).]

Starší miocén je na východnom okraji Turčianskej kotliny zastúpený plytkomorským rakšianskym súvrstvím, mladší miocén a pliocén sladkovodnými (fluviálno-limnickými) sedimentmi budišského, martinského a blažovského súvrstvia. Na jz. okraji zasahujú do regiónu vulkanogénno-sedimentárne formácie mladšieho miocénu Kremnických vrchov (flochovská a turčecká formácia).

31 rakšianske súvrstvie (egenburg – starší báden)

Rakšianske súvrstvie je rozšírené v jv. časti Turčianskej kotliny medzi Mošovcami a Turčianskymi Teplicami, plošne obmedzený výskyt uvádza RAKÚS (1977) z pravobrežia doliny Žarnovice v. od Čremošného.

Súvrstvie tvoria svetlosivé drobnozrnné karbonátové zlepence s polohami piesčitých vápencov. Klastickú zložku zlepencov predstavujú triasové dolomity (menej vápence) veľkosti prevažne do 4 mm, zriedkavejšie až do 30 mm, tmelené sekundárnym kalcitom.

Vek súvrstvia bol stanovený na základe fauny lastúrnikov z Rakše, Mošoviec, Turčianskych Teplíc, Blatnice a Hája (*Pecten hornensis, Chlamys palmata, Ostrea* sp.) – egenburg; GAŠPARIK (1978, 1989) a spoločenstva rias, bentických foraminifer a machoviek prevažne z Čremošného (*Ammonia beccarii, Elphidium crispum, Nonion* sp., *Cibicides* sp., *Textularia* sp., *Holoporella* sp., *Idmidronea atlantica, Grayporella* aff. *cervicornis*, *Litothamnium* sp.) – burdigal až mladší lang; RAKÚS (1977).

Rakšianske súvrstvie predstavuje bazálnu transgresívnu litofáciu spodnomiocénneho morského sedimentačného cyklu. Dosahuje hrúbku 200–400 m (GAŠPARIK et al., 1995).

30 budišské súvrstvie (stredný – mladší báden)

Budišské súvrstvie vystupuje na malej ploche j. od Blatnice v okolí ATC Záhorie. Tvoria ho karbonátové zlepence a štrky s polohami pieskovcov, pieskov, ílov, ílovcov a tufitov.

Zlepence a štrky sú strednozrnné, zložené z pomerne slabo opracovaných obliakov karbonátov s tufitickou základnou hmotou. Miestami sa v nich vyskytuje krížové zvrstvenie. Pieskovce a piesky sú jemno- až strednozrnné, prúžkované (striedanie svetlejších a tmavších lamín), miestami obsahujú obliaky vápencov. Íly a ílovce sú svetlosivé, tmavosivé, hnedé až hrdzavohnedé, premenlivo vápnité, často tufitické (sivé, svetlosivé, žltohnedé, tmavohnedé, zelenkasté), s drobnými úlomkami pemzového materiálu a kremeňa. Tufity sú hnedé, piesčité, s úlomkami a obliakmi andezitov.

Budišské súvrstvie predstavuje vulkanicko-limnický vývoj stredného a mladšieho bádenu Turčianskej kotliny. Jeho hrúbka na mapovanom území nepresahuje 200 m.

Neovulkanity (29–25)

Juhozápadný okraj Veľkej Fatry južne od Čremošného v šírke do 1 km budujú neovulkanity, ktoré sem zasahujú z oblasti Kremnických vrchov. Neovulkanity v hrúbke 100–300 m vytvárajú morfologicky výrazný chrbát kóty Hrádky. Priebeh hranice neovulkanitov s ich mezozoickým podložím naznačuje, že neovulkanity vypĺňajú paleoúdolie smeru VJV–ZSZ.

Podľa LEXU et al. (1982) sa na stavbe neovulkanitov v tomto území podieľajú turčecká formácia mladobádenského až starosarmatského veku a flochovská formácia sarmatského veku. Vekové zaradenie oboch formácií vyplýva zo superpozície, biostratigrafických údajov a výsledkov rádiometrického datovania (KONEČNÝ et al., 1983).

Turčecká formácia (mladší báden – starší sarmat)

Predstavuje výplň kremnického grabenu a len ojedinele presiahla za jeho hranice. Južne od Čremošného ju reprezentuje nesúvislý horizont redeponovaných tufov a epiklastických pieskovcov distálnej zóny. Vystupuje v hrúbke do 50 m na báze komplexu neovulkanitov v bezprostrednom nadloží hornín mezozoika.

29 redeponované tufy, pemzové tufy a epiklastické pieskovce

Redeponované tufy sú pestro sfarbené, žlté, hnedé alebo sivé. Jednotlivé vrstvy hrúbky 2–20 cm sú mierne až dobre triedené, zrnitosť je značne variabilná – od „popolových tufov" až po pemzové tufy s veľkosťou pemzy do 1–2 cm. Hrubozrnnejšie pemzové tufy zvyčajne obsahujú piesčitú prímes. Redeponované tufy sa nepravidelne striedajú s polohami jemných až hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov s prevládajúcim materiálom tmavých sklovitých pyroxenických andezitov. Pieskovce variabilne obsahujú vtrúsenú pemzu. Sporadicky sú prítomné vložky hnedých siltovcov a polohy drobných epiklastických vulkanických brekcií. Redeponované tufy aj pieskovce obsahujú miestami aj zrná a úlomky hornín podložného mezozoika. Pomerne časté boli odtlačky fosílnych rastlín.

Flochovská formácia (sarmat)

Predstavuje relikty stratovulkánu pyroxenických andezitov s centrom asi 6 km jv. smerom. Reprezentuje ju komplex proximálnej až distálnej zóny. Na stavbe sa podieľajú hrubo- až drobnozrnné epiklastické vulkanické brekcie a zlepence s ojedinelými vložkami pieskovcov a lávové prúdy, ktoré sa sz. smerom vykliňujú.

28 zlepence a pieskovce

Vystupujú vo vrchnej a severozápadnej časti územia, naznačujúc prechod do distálnej zóny stratovulkánu. Zlepence a pieskovce sú triedené, nepravidelne až šošovkovite zvrstvené. Obliaky sú suboválne až oválne, sporadicky sú prítomné aj subangulárne fragmenty. Veľkosť obliakov je premenlivá podľa zrnitosti polôh, prevažne sa pohybuje v rozmedzí 3–30 cm. Z petrografického hľadiska ide o hyperstenické, augiticko-hyperstenické, hyperstenicko-augitické a leukokratné pyroxenické andezity. Konglomeráty a pieskovce predstavujú uloženiny občasných tokov na plochom výplavovom kuželi.

27 drobnozrnné brekcie s polohami pieskovcov

Drobnozrnné brekcie s polohami pieskovcov sú charakteristickým členom vonkajšej proximálnej zóny. Ojedinele sú prítomné aj polohy hrubších brekcií a vložky redeponovaných tufov. Fragmenty sú subangulárne až suboválne, indikujú zvýšený stupeň opracovania. Zvrstvenie je lavicovité, triedenie slabé. Prevažne ide o uloženiny úlomkových prúdov, vložky jemných až hrubých pieskovcov indikujú prepracúvanie uložení vo fluviálnom režime občasných tokov. Po petrografickej stránke je materiál obdobný ako v prípade zlepencov.

26 hrubo- až drobnozrnné brekcie

Vytvárajú najmä spodnú časť flochovskej formácie v študovanom území. Brekcie sú hrubo stratifikované, jednotlivé polohy majú hrúbku od 30 cm do 3–4 m, ojedinele i viac. Zrnitosť brekcií je značne variabilná a úmerná hrúbke polôh – pohybuje sa prevažne od 5 do 50 cm, pričom jednotlivé polohy sú len slabo triedené alebo celkom netriedené. Vďaka prevládajúcemu matrixu piesčito-tufového zloženia sú časté polohy s podpornou štruktúrou. Ojedinele sa vyskytujú vložky hrubých, slabo triedených pieskovcov. Materiál po petrografickej stránke zodpovedá hyperstenicko-augitickým a augiticko-hyperste-

nickým andezitom. Charakter zvrstvenia a triedenia indikuje, že ide prevažne o uloženiny úlomkových a bahenných prúdov na výplavovom kuželi pri úpätí vulkánu.

25 pyroxenické andezity

Pyroxenické andezity vytvárajú dva lávové prúdy šírky asi 500 m a hrúbky okolo 20 až 25 m. Prúdy sú v spodnej časti tvorené masívnym andezitom blokovej až doskovitej odlučnosti, vo vrchnej časti pozorujeme prechod do vezikulovaných lávových brekcií troskového až blokového typu.

Pyroxenické andezity sú tvorené výrastlicami bázického plagioklasu, augitu a hyperstenu v základnej hmote hyalopilitickej alebo mikrolitickej štruktúry. Ojedinele sme pozorovali resorbované relikty amfibolu.

24 martinské súvrstvie (sarmat – panón)

Martinské súvrstvie vystupuje na malých plochách na v. okraji Turčianskej kotliny medzi Mošovcami a Blatnicou (okolie osady Mazan). Litologicky ho tvoria íly a prach s polohami lignitu, pieskovcov, pieskov a štrkov.

Íly sú tmavo- a svetlosivé, vápnité, často prachovité až piesčité. Pieskovce a piesky sú prevažne jemnozrnné, často krížovo zvrstvené. Štrky sú karbonátové, zle triedené, zložené zo slabo opracovaných obliakov dolomitov a vápencov. Lignit sa zistil vo vrtoch sz. od osady Mazan (GT-8, GT-9), kde tvoril niekoľko polôh hrúbky 0,1–0,15 m, ako aj v plytkých hydrogeologických vrtoch na kúpalisku v Mošovciach.

V horninách martinského súvrstvia sa nachádza hojná zuhoľnatená rastlinná drvina, odtlačky listov, sladkovodná (jazerná) makrofauna (planorbisy, helixy, ostrakódy) a palynoflóra (GAŠPARIK et al, 1995). Súvrstvie predstavuje limnické sedimenty sarmatu až panónu. Jeho hrúbka v Turčianskej kotline spolu s podložným budišským súvrstvím dosahuje podľa GAŠPARIKA et al. (l. c.) 700–1 200 m.

23 blažovské súvrstvie (dák – ruman)

Blažovské súvrstvie je najrozšírenejšou neogénnou formáciou v. okraja Turčianskej kotliny. Litologicky ho tvoria piesčité štrky s polohami a šošovkami pieskovcov a piesčitých ílov.

Štrky sú karbonátové až polymiktné, zložené zo slabo opracovaných obliakov vápencov, dolomitov, kremeňa, miestami aj vulkanitov rozličnej veľkosti. Piesky sú sivej a hnedastej farby, prevažne karbonátové. Íly sú tmavosivé, piesčité, vápnité, obsahujú šošovky lignitu.

Blažovské súvrstvie predstavuje fluviálno-limnické sedimenty pliocénu Turčianskej kotliny. Podľa GAŠPARIKA et al. (1995) dosahuje hrúbku 100 až 150 m.

KVARTÉR

Kvartérne sedimenty v regióne Veľká Fatra sú zachované nerovnomerne. Najviac sa zachovali v okrajových častiach pohoria, najmä na styku s Turčianskou kotlinou, v prielomovej časti doliny Váhu medzi Ružomberkom a Krpeľanmi a v doline Revúcej.

V dôsledku intenzívneho neotektonického zdvihu klenbohrasti Veľkej Fatry pre horskú časť územia bolo charakteristické hlboké zarezávanie dolín potokov do skalného podložia a formovanie úzkych kaňonovitých dolín potokov. Sústavné obnovovanie expozície svahov v pohorí pri pôsobení glacigénnych procesov, najmä intenzívneho mrazového zvetrávania materiálu, a jeho odnos do priľahlej Turčianskej kotliny, doliny Revúcej a Váhu podmienili absenciu, resp. slabé zachovanie sedimentov kvartéru.

Spornou otázkou dosiaľ zostáva vysokohorské zaľadnenie územia. Vzhľadom na nadmorskú výšku hlavného hrebeňa treba rátať s tým, že na vhodných miestach mohli vznikať menšie ľadovce. Ide najmä o kotlovité (karové) závery dolín v oblasti Ploskej a Krížnej, najmä Gaderského, Belianskeho a Bystrického potoka a Ľubochnianky. Tieto tvary, ktoré pripomínajú ľadovcové kotly, sa v dôsledku ľahkej rozrušiteľnosti hornín neokómskeho veku nezachovali vo svojej pôvodnej podobe. Dnes nie je možné s istotou povedať, do akej miery sa na ich modelácii zúčastnili ľadovce, miestami sú však náznaky existencie menších ľadovcov.

Pre oblasť Turčianskej kotliny a doliny Revúcej s vyrovnanejšími pozdĺžnymi profilmi riek a potokov je charakteristické prevládanie akumulácie zneseného horninového materiálu, formovanie rozsiahlych náplavových kužeľov potokov. V prielomovej časti doliny Váhu sa sporadicky zachovali pleistocénne terasy Váhu.

V pohorí a predhorí na styku Veľkej Fatry, Turčianskej kotliny a doliny Revúcej dominovali svahové procesy, v dôsledku čoho sa sformoval takmer súvislý pás deluviálno-hlinito-kamenitých sedimentov. Na aktivizovaných zlomoch v okolí výverov minerálnych vôd sa v kvartéri formovali sladkovodné vápence – travertíny.

Kvartérne sedimenty na území Veľkej Fatry začleňujeme do obdobia spodného, stredného, vrchného pleistocénu a holocénu (obr. 7).

Pleistocén

Spodný pleistocén

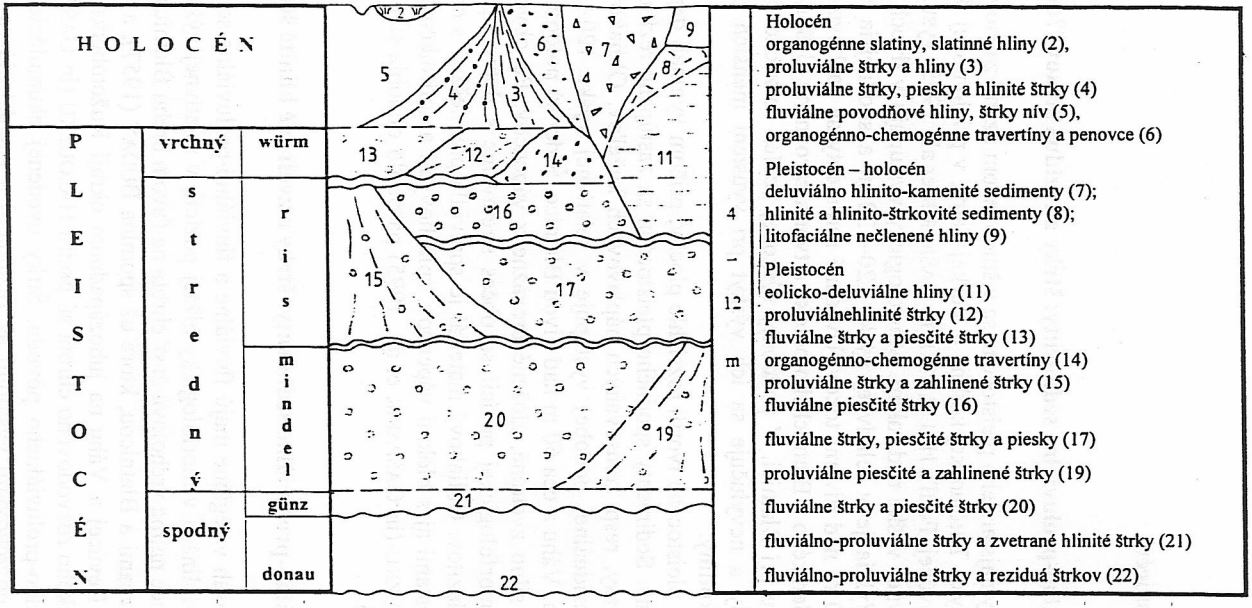
22 fluviálno-proluviálne sedimenty: štrky a rezíduá štrkov (?donau)

Sedimenty najstaršieho pleistocénu sa v študovanom území zachovali len sporadicky na styku Turčianskej kotliny a Veľkej Fatry, v prielomovej doline Váhu a v doline Revúcej. Podľa HALOUZKU (in GAŠPARIK et al., 1995) vystupujú v najvyššej relatívnej výške nad tokmi. Morfologicky vystupujú v dvoch výškových úrovniach. Vyššia je v relatívnej výške 120–130 m a spodnejšia v relatívnej výške cca 90 m nad nivami tokov. Uvedené sedimenty sa zachovali najmä pri vyústení Gaderského a Blatnického potoka a tvoria zarovnané plošiny, najmä pri autokempingu pri Blatnici. V podobnej výškovej pozícii sa zachovali južne od obce Necpaly a nevylučuje sa ich výskyt pri vyústení menších potokov do Turčianskej kotliny.

V starom pleistocéne tvorili rozsiahle plochy, pričom vypĺňali depresné časti územia kotliny. Sedimenty spodného pleistocénu sú zastúpené rezíduami štrkov najvyššej terasy, resp. terasovaných náplavových kužeľov. Obliakový materiál (zväčša v reziduálnej podobe) vystupuje v relatívnej výške 120–130 m nad nivami Turca, Váhu a cca 60 m nad nivou Blatnice. Štrky sú poloopracované až opracované, silno zvetrané, zložené prevažne z vápencov. Po obvode pohoria v uvedenej morfologickej pozícii sa občas stretávame s dobre opracovanými obliakmi andezitov. Obliakový materiál je spravidla premiešaný s ostrohrannou drvinou, miestami aj s blokmi vápencov, splachovými a soliflukčnými hlinami. Podľa HALOUZKU (in GAŠPARIK et al., 1995) patria do obdobia starého pleistocénu (donau).

21 fluviálno-proluviálne sedimenty: štrky a zvetrané hlinité štrky (günz)

Väčší rozsah v regióne majú fluviálne a fluviálno-proluviálne sedimenty vystupujúce v dolinách v morfologicky nižšej pozícii, v relatívnej výške okolo 90 m, pokrývajúce najmä vrcholovú časť chrbta na ľavom brehu Blatnického potoka medzi Mošovcami a Blatnicou, ktoré už spomína BUDAY (1957), a v sútokovej časti doliny Revúcej a Váhu na juhozápadnom okraji Ružomberka (Kalvária). Štrky blatnického rozvodového chrbta sú podľa HALOUZKU (in GAŠPARIK et al., 1995) fluviálno-proluviálneho pôvodu. Štrky uvedenej akumulácie sa charakterizujú len povrchovými výstupmi až rezíduami a nachádzajú sa v relatívnej výške 90–100 m nad nivou Turca a cca 50 m nad nivou Blatnického potoka. Sú zväčša slabo opracované až poloopracované, zriedkavo mierne zaoblené. Vcelku



Obr. 7 Litostratigrafická tabuľka kvartéru Veľkej Fatry

ide o stredné alebo hrubé štrky, miestami s významným podielom drobných štrkov s priemerom 1–2 cm.

Súhrne je materiál málo vytriedený, navetraný. V jeho zložení dominujú obliaky karbonátov: vápence, rohovce, dolomity, často sa však vyskytujú pieskovce a vzácne aj opracované a silno navetrané andezity.

V doline Váhu je obliakový materiál pestrejší. Všeobecne prevláda dobre opracovaný materiál, zložený hlavne z kremencov, granitoidov, vápencov a pieskovcov.

Na základe morfologického postavenia a zloženia sa opísaná štrková akumulácia zaraďuje do spodného pleistocénu (günzu).

V horskej časti územia Veľkej Fatry sa staropleistocénne sedimenty nezachovali. O eróznej akumulačnej činnosti tokov v tomto období však svedčia početné zvyšky previsov, drobných jaskýň, kavern vo vápencoch, zachovaných najmä v Gaderskej doline. Vystupujú v relatívnej výške nad 100 m. Uvedené formy sú značne deštruované, v súčasnosti spravidla bez stratigraficky významnejších korelatívnych sedimentov kvartéru.

Stredný pleistocén

Na geologickej stavbe kvartéru študovaného územia sa významnejšie uplatňujú až sedimenty stredného pleistocénu, zastúpené proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov potokov, a najmä fluviálnych sedimentov vystupujúcich v morfologicky rozličných úrovniach. Stratigraficky ich začleňujeme do staršieho a mladšieho obdobia stredného pleistocénu.

20 fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky (mindel)

Fluviálne sedimenty vyšších stredných terás sa zachovali len sporadicky v doline Váhu a čiastočne na ľavom brehu Revúcej. V ostatných častiach regiónu v dôsledku rozsiahlej mladšej laterálnej erózie tokov boli oderodované a vyznačujú sa len neveľkým plošným zachovaním fluviálnej akumulácie. Torzá terasy sa výraznejšie zachovali v priestore mestského cintorína v Ružomberku a východnejšie od obce Dubová. Povrch terasy vystupuje v relatívnej výške cca 40 m nad nivou Váhu. Akumuláciu terasy reprezentuje prevažne vážsky materiál, hrúbka je cca 5 m. Materiál pozostáva väčšinou zo zvetraných žulových obliakov. Okrem nich sú prítomné obliaky kremeňa, pieskovcov, ojedinele melafírov, ktoré sú menej zvetrané. Túto akumuláciu, zhodne s názorom VAŠKOVSKÉHO (in BUJNOVSKÝ et al., 1985), vekovo začleňujeme do obdobia nečleneného mindelu.

19 proluviálne sedimenty: piesčité a zahlinené štrky (mindel)

Plošne väčší rozsah než fluviálne sedimenty majú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov potokov tečúcich z pohoria Veľká Fatra. Morfologicky miestami vystupujú v dvoch úrovniach. Najvýraznejšie sú zachované v okrajovej časti pohoria a Turčianskej kotliny a v doline Revúcej. Najvýraznejší je rozsiahly terasovaný náplavový kužeľ vystupujúci na ľavom brehu Blatnického potoka (Laskár). Erózne zvyšky kužeľa sa zachovali východne od obce Mošovce. Proluviálno-fluviálne sedimenty náplavového kužeľa vystupujú v relatívnej výške 70–80 m nad nivou Turca a cca 30 m nad nivou Blatnického potoka. Báza akumulácie sa nachádza v relatívnej výške 50 m nad nivou Turca. Štrkový materiál vystupuje na hrane kužeľa a viac bol obnažený na ťažených štrkoviskách a umelých zárezoch. Hrúbka akumulácie dosahuje 3–6 a viac metrov. Akumuláciu tvoria prevažne hrubé a veľmi hrubé až balvanovité štrky s nevýrazným podielom stredných a drobných štrkov sivej a sivohnedej farby. Štrky sú miestami tmelené hnedosivými limonitizovanými a zahlinenými hrubozrnnými pieskami. Obliaky sú stredne opracované, v petrografickom zložení materiálu monotónne prevládajú a miestami dominujú vápence, menej dolomity so stopovým výskytom kremencov, pieskovcov a andezitov. Podobné zloženie majú aj štrky v Mošovciach, tu však prevládajú hrubé až balvanovité obliaky a bloky vápencov.

V nadloží štrkov vystupuje červenohnedá hlina, ktorá je najpravdepodobnejšie fosílnym pôdnym horizontom mindelsko-riského interglaciálu. Dokazuje to mindelský vek štrkovej akumulácie. Štrky sú zakryté nepatrnou skrývkou mladších deluviálnych hlín.

Náplavové kužele vo východnej časti pohoria v doline Revúcej, vystupujúce na pravom brehu Revúcej medzi Liptovskou Osadou a Podsuchou, sa petrograficky výrazne líšia. Tvorí ich materiál, ktorý bočné potoky znášajú z masívu Tlstej a Smrekovice. Prevláda tu blokový žulový materiál s výrazným podielom zvetranej piesčitej zložky. Bloky a balvany ojedinele dosahujú priemer až 2 m. Predpokladaná hrúbka proluviálneho súvrstvia je 7–9 m.

Dominujúce postavenie v dolinách riek majú sedimenty mladšieho obdobia stredného pleistocénu (risu), ktoré morfologicky vystupujú v dvoch a troch výškových úrovniach.

18 fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky (preris)

Morfologicky najvyššie postavenie (relatívna výška 28–32 m) majú fluviálne sedimenty terasy Váhu v okolí Ružomberka a terasy, resp. terasového kužeľa Teplice východne od Turčianskych Teplíc. Výskyt terasy v doline Revúcej je značne maskovaný fluviálnymi a proluviálnymi sedimentmi mladších období kvartéru. Materiál terasy Váhu tvoria opracované hrubé obliaky kremencov, kre-

meňa a granitoidov. V obliakovom materiáli Teplice dominujú obliaky kremenca a andezitov. Hrúbka akumulácie je 5–7 m.

17 fluviálne sedimenty: štrky, piesčité štrky a piesky (starší ris)

Pod vyššou strednou terasou v dolinách riek Turčianskej kotliny a v prelomovom úseku doliny Váhu a v doline Revúcej vystupujú úzke pásy nižšej (najčastejšej a najvýznamnejšej) strednej terasy. Povrch terasy sa nachádza v relatívnej výške 18–20 m, miestami presahuje výšku 20 m. Báza terasy vystupuje v relatívnej výške 10 m nad nivou Váhu a Revúcej.

Fluviálne sedimenty terasy sú reprezentované hrubými a strednými štrkmi. Obliakový materiál je opracovaný, v petrografickom zložení terás Váhu prevládajú kremene, kremence, vápence a granitoidy. Hrúbka akumulácie podľa VAŠKOVSKÉHO (in BUJNOVSKÝ et al., 1985) je cca 5 m.

16 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a štrky (mladší ris)

Fluviálne sedimenty najnižšej strednej terasy v Turčianskej kotline sa podľa HALOUZKU (in GAŠPARIK et al., 1995) pozične i sedimentačne nachádzajú medzi predchádzajúcou akumuláciou hlavnej terasy a nasledujúcou štrkovou dnovou akumuláciou riečnych dolín, t. j. nízkou terasou. Tvoria úzke pásy pozdĺž hlavnej terasy. Fluviálne sedimenty terasy, resp. terasovaných kužeľov svojím zložením zodpovedajú hlavnej strednej terase, sú však menej navetrané.

15 proluviálne sedimenty: štrky a zahlinené piesčité štrky (ris)

Pod staršími, pleistocénnymi náplavovými kužeľmi a terasami Blatnického, Necpalského, Belianskeho potoka, Čiernej vody a Rybníka sa zachovali okrajové časti mladších riských náplavových kužeľov. Výraznejšie vystupujú najmä na ľavom brehu Blatnice, medzi Blatnicou a Karlovou po Valentovú.

V Necpalskej a Belianskej doline sa vyskytujú medzi Belou a Necpalmi, sporadicky v prelomovom úseku doliny Váhu v okolí obce Hubová.

Povrch náplavových kužeľov sa nachádza v relatívnej výške 15–22 m nad nivami tokov. Kužele pri vyústeniach bočných dolín majú vejárovité tvary a dosahujú značné rozmery. Báza akumulácie sa nachádza mierne nad povrchom nív. Akumuláciu tvoria stredno- až hrubozrnné štrky, piesčité a zahlinené štrky. Obliakový materiál je lepšie opracovaný, bez výraznejšej vrstevnatosti. V petrografickom zložení dominujú vápence, menej dolomity, prítomné sú kremence, zriedkavo pieskovce, ílovce, občas aj andezity. Hrúbka akumulácie proluviálnych štrkov je 4–6 a viac metrov.

Stratigrafická pozícia proluviálnych náplavov je výraznejšia na ľavom brehu Revúcej (Podsuchá), kde prolúviá sú zastúpené poloopracovanými, miestami viac opracovanými štrkmi. Obliakový materiál je taktiež hrubý, s priemerom 30 cm, ojedinelé bloky majú do 0,5 m. Proluviálny materiál tu miestami leží na fluviálnych štrkoch staršej riskej terasy a jeho vek je pravdepodobne mladší ris.

Stredný – vrchný pleistocén

14 organogénno-chemogénne sedimenty: pevné doskovité a skrasovatené travertíny

Staršie pleistocénne sladkovodné vápence – travertíny – sú zachované v doline Revúcej a vystupujú na jej ľavom brehu, zvlášť na východnom svahu Bukoviny medzi dolinami potokov Nižný Matejkov a Jazierce. Okrem toho staršie pleistocénne travertíny sa zachovali v strednej časti Necpalskej doliny. Tvoria terasovité plošiny, kopy, kaskády. Travertíny sú silno rozlámané camberingom, skrasovatené, s charakteristickými závrtmi, ponormi, vyvieračkami, skalnými vežami, jazierkami a pod. Severnejšie od Podsuchej pravdepobne ležia na glaciálnych, fluviálnych a proluviálnych sedimentoch stredného pleistocénu. Travertíny sú svetlosivej až hnedastej farby. V spodnej časti na báze sú kompaktné (BUJNOVSKÝ et al., 1978), vyššie sypké penovce, piesky a štruktúrne penovce s odtlačkami flóry. Maximálna hrúbka travertínov, 27 m, bola prevŕtaná vrtom HB-1. Bohatá flóra travertínov (MATĚJKA, 1931) poukazuje na stredný až mladý pleistocén, interglaciál risu – würmu. Vrchné časti travertínov sú holocénneho veku.

Výskyt fluviálnych, resp. proluviálnych štrkov v podloží travertínov, ich silné zvetranie a skrasovatenie nevylučuje existenciu aj starších travertínov.

Vrchný pleistocén

Segmenty vrchného pleistocénu majú spolu s holocénnymi sedimentmi najväčšie plošné rozšírenie v regióne Veľká Fatra. Zastupujú ich fluviálne, proluviálne a eolicko-deluviálne sedimenty. Budujú dná dolín tokov a tvoria pokryvy na starších pleistocénnych sedimentoch a sedimentoch neogénu.

13 fluviálne sedimenty: štrky a piesčité štrky dnovej akumulácie (würm)

Sedimenty dnovej akumulácie nív sú súvisle vyvinuté v dolinách Váhu, Revúcej, Žarnovice, Blatnického a Necpalského potoka. Štrková dnová akumu-

lácia je najviac rozšírenou akumuláciou študovaného územia. Buduje dná dolín riek a väčších potokov, reprezentuje posledné pleistocénne zaštrkovanie dna dolín. Vzhľadom na dynamiku tokov je čiastočne zakrytá holocénnymi nivnými hlinami a sedimentmi mladých náplavových kužeľov.

V doline Váhu, v okolí Krpelian a východne od Sučian, sa zachovali jej vrchné časti vo forme nízkych (nadnivných) terás. Hrúbka dnovej akumulácie je nerovnomerná. V doline Váhu na nízkych terasách presahuje 10 m, v nivnej časti podľa HALOUZKU (in GAŠPARIK et al., 1995) 8–9 m. V doline Blatnického, Belianskeho, Necpalského potoka, Ľubochnianky a Revúcej jej hrúbka sa pohybuje od 4 do 6 m.

Fluviálna akumulácia podľa VAŠKOVSKÉHO (in BUJNOVSKÝ et al.,1985) pozostáva zo sedimentov, ktoré sú zastúpené troma fáciami. Na povrchu vystupujú piesčité hliny, hliny a piesky, ktoré reprezentujú holocénnu nivnú fáciu. Pod nimi vystupujú piesčité štrky korytovej fácie. V spodnej časti akumulácie sú všeobecne vyvinuté piesčité štrky, štrky s balvanmi, zložené z kremencov, kremeňov, žúl, vápencov a dolomitov dnovej fácie.

V geologickej stavbe dnovej akumulácie prítokov Váhu a Turca dominuje prevažne hrubý štrkový a balvanovitý materiál.

V petrografickom zložení tokov Turčianskej kotliny prevládajú vápence, v južnej časti kotliny aj andezity. V doline Ľubochnianky a Revúcej prevládajú granitoidy a vápence. Štrkové vrstvy sú silno zvodnené.

12 proluviálne sedimenty: hlinité štrky s úlomkami hornín (würm)

Vekovo a pozične analogické s nízkymi terasami sú nízke proluviálne náplavové kužele bočných potokov, rozšírené najmä v doline Váhu v okolí obce Dubová. Ich výskyt je možné predpokladať aj v doline Revúcej a Ľubochnianky, avšak na uvedených miestach staršie würmské náplavy sú prekryté mladšími holocénnymi náplavmi toho istého zloženia. Hrúbka proluviálnych náplavov štrkov kužeľov je 6–8 m. Sedimenty náplavových kužeľov sú zväčša hrubé až balvanovité, ojedinele aj s blokmi, netriedené a značne zahlinené. Zložené sú z vápencov, dolomitov a granitoidov.

11 eolicko-deluviálne sedimenty: hliny, sprašovité hliny (würm)

Hliny a sprašovité hliny budujú zarovnané plošiny na medziriečiskách v okrajových častiach kotlinovej pahorkatiny v Turčianskej kotline. Miestami zakrývajú stredné pleistocénne terasy a terasované kužele. Ide o sivohnedé, okrové a sivé ílovité, piesčito-ílovité, spravidla nevápnité hliny. Ich hrúbka je nepatrná a pohybuje sa od 2 do 3 m, max. do 5 m, väčšinou bez bližšie stratifikovateľných polôh, najmä fosílnych pôdnych horizontov.

Pleistocén – holocén

10 deluviálno-fluviálne sedimenty: splachové hliny, miestami s úlomkami hornín (würm – holocén)

Splachové (deluviálno-fluviálne) hliny tvoria výplň plytkých úvalín vo vrcholových častiach tokov kotlinovej pahorkatiny. Sú rozšírené najmä v oblasti kotlinovej pahorkatiny Turčianskej kotliny. Tvoria stratigraficky prechodnú, špecifickú genetickú skupinu sedimentov, ktorá vznikla v období pleistocénu a jej vývoj pokračuje aj v súčasnosti. Tieto sedimenty tvoria výplň dnových častí suchých, polosuchých alebo občasných tokov. Tvoria ich piesčité a oglejené ílovité hliny, miestami s výrazným podielom hruboklastickej zložky hornín a sedimentov kvartérneho podložia.

Deluviálne sedimenty (würm – holocén)

Do skupiny deluviálnych sedimentov na území Veľkej Fatry začleňujeme pestrú paletu prevažne svahových, soliflukčných a gravitačných sedimentov s rozličným stupňom premiestnenia. Do tejto skupiny začleňujeme aj eluviálne a eluviálno-deluviálne sedimenty, najmä rozličné typy polygonálnych pôd vyrovnaných vrcholových častí Veľkej Fatry. Vzhľadom na nepatrnú hrúbku ich na geologickej mape osobitne nevyčleňujeme.

9 litofaciálne nečlenené kvartérne sedimenty

Do skupiny litofaciálne nečlenených sedimentov začleňujeme najmä soliflukčné hliny rozšírené na svahoch kotlinovej pahorkatiny a hliny sformované na menej odolných horninách neokómu, ktoré miestami podľahli aj zosuvným procesom.

8 hlinité, hlinito-štrkovité sedimenty

Budujú úpätné svahy kotlinovej pahorkatiny Turčianskej kotliny. Sú to soliflukčné, splachové hliny s výrazným podielom splavených sedimentov neogénu. Prevládajú sivé, žltosivé až zelenkavé ílovité, hlinito-štrkovité, nevápnité hliny. Ich hrúbka je napatrná a postupne sa zväčšuje smerom k úpätiam svahov od 2 do 3, max. 4 m.

7 deluviálne hlinito-kamenité sedimenty

Hlinito-kamenité deluviálne sedimenty sú najviac rozšírenými kvartérnymi sedimentmi Veľkej Fatry. Sú rozšírené najmä na úpätí svahov, skalných zrázov a na vyrovnanejších štruktúrnych plošinách. Zvlášť výrazný pás delúvií vystupuje na úpätí západných a východných svahov Veľkej Fatry na rozhraní pohoria a Turčianskej kotliny. Plošne prevládajú gravitačné soliflukčné hlinito-kamenité blokové sedimenty, zastúpené chaoticky nahromadenými úlomkami, blokmi a drvinou vápencov, dolomitov, pieskovcov a granitoidov, miestami so značným podielom hlinitej zložky. V komplexe hlinito-kamenitých svahovín pozorujeme svahovú vrstevnatosť, zvýraznenú striedaním hrubších úlomkov a blokov vápencov a dolomitov s hlinitými polohami (hlinisko pri Folkušovej). Spodné a stredné časti komplexov v oblasti rozšírenia vápencov sú miestami spevnené vápnitým tmelom.

V oblasti vývoja granitoidov prevládajú viac piesčité, piesčito-hlinité, hlinito-kamenité a blokové sedimenty. Hrúbka delúvií miestami presahuje 10 m.

Holocén

V období holocénu na území regiónu nastalo ďalšie prehĺbenie dolín riek do dnovej akumulácie a skalného podkladu. V okrajovej časti pohoria v dolinách potokov dochádza k akumulácii nepatrného krytu fluviálnych hlín, piesčitých štrkov a pieskov.

Holocénne sedimenty pohoria sú predovšetkým zastúpené sladkovodnými vápencami, fluviálnymi sedimentmi nív, proluviálnymi a organogénnymi sedimentmi.

6 organogénno-chemogénne sedimenty: travertíny a penovce

Holocénne travertíny na území Veľkej Fatry sú zachované na viacerých miestach, predovšetkým tvoria travertínové kopy v oblasti výskytov pleistocénnych travertínov, ale aj samostatne, najmä na aktivizovaných zlomoch a presunových líniách. Z významnejších výskytov holocénnych travertínov sú travertínové kopy na východnom úpätí Veľkej Fatry, na ľavom brehu Revúcej pri osade Biely Potok (Trlenská dolina, Jazierce, Matejková), pri Rojkove, Teplej doline, Motyčkách a Mošovciach.

Travertíny sú svetlosivej, žltosivej, žltej a žltohnedej farby, lavicovité, s polohami štruktúrnych penovcov (sintrov), pieskov a travertínovej drviny. Okrem toho v dutinách vápencových previsov a v jaskynných vchodoch, najmä v Gaderskej doline, sa vytvorili sintre s bohatou holocénnou faunou mäkkýšov (LOŽEK in VESTENICKÝ a VOLOŠČUK et al., 1986).

5 fluviálne sedimenty: povodňové hliny, piesčité hliny nív, štrky a piesky nív

Fluviálne sedimenty nív predstavujú úzke pásy pozdĺž tokov a tvoria ich sivé, tmavosivé piesčité hliny s polohami pieskov a štrkov. Ich hrúbka z väčšej časti nepresahuje 2 m. Pre horskú časť územia Veľkej Fatry sú charakteristické štrkovité, štrkovito-piesčité až neopracované balvanovité a blokové sedimenty zložené z vápencov, dolomitov a granitoidov.

4 proluviálne sedimenty: štrky, piesky a hlinité štrky náplavových kužeľov

Na povodňové, fluviálne sedimenty nív Váhu, Revúcej a prítokov Turca v Turčianskej kotline vyúsťujú nivné náplavové kužele bočných potokov. Ich sedimenty zväčša prekrývajú alebo sa prstovite vkliňujú do povodňových hlín a pieskov. Kužele bočných potokov sú budované súvrstvím poloopracovaných hlinitých štrkov a blokov hrubým 2–4 m, max. 9 m.

3 proluviálne sedimenty: štrky a hliny ronových, výmoľových a osypových kužeľov

Pre strmé svahy dolín potokov Veľkej Fatry sú viac charakteristické ronové, výmoľové a osypové kužele s charakteristickým ostrohranným hlinito-kamenitým materiálom. Ich pozícia v dolinách je obdobná ako pri náplavových kužeľoch potokov.

2 organogénne sedimenty: slatiny a slatinné hliny

Slatiny a slatinné hliny sa v študovanom území vyskytujú v depresných častiach nív a pri výveroch podzemných vôd. Ide o plytké slatiniská tvorené tmavohnedou až čiernou rašelinou s nedostatočne rozloženou organickou hmotou. Významnejšie plochy slatinnej rašeliny sa sformovali a zachovali pri Rakši, Háji, Príbovciach a pri Rojkove. Sú to prevažne lúčne rašeliny s prevahou spoločenstva ostríc, krovín, tráv a rašelinníka. Unikátne je Rojkovské rašelinisko so striedaním vrchoviskovej a slatinnej rašeliny a vegetácie.

1 antropogénne sedimenty: skládky, navážky

Vzhľadom na to, že Veľká Fatra je chráneným územím, bezprostredne v pohorí je obmedzená antropogénna činnosť. Mimo pohoria, v okrajových častiach územia, s hospodárskou a komunálnou činnosťou sú spojené drobné skládky komunálneho a domového odpadu.

TEKTONIKA

Tektonická stavba Veľkej Fatry je výsledkom dlhodobého, viacetapového sedimentárneho, magmatogénneho, metamorfného a tektonogénneho vývoja. Práve Veľká Fatra bola územím, kde sa položili základy syntézy vnútorných Západných Karpát (MATĚJKA, 1931). Táto syntéza zaznamenala určité zmeny, ktoré boli premietnuté v generálnych mapách 1 : 200 000 (MAHEĽ, 1964; ANDRUSOV, 1968).

Geologické mapovanie a výskumy, ktoré sa robili posledných 20 rokov a ktoré sú premietnuté do tejto mapy, priniesli nové poznatky, ktoré do určitej miery nie sú v súlade so staršími interpretáciami, hlavne čo sa týka kryštalinika, a predovšetkým hronika.

Na tektonickej stavbe Veľkej Fatry sa podieľajú tieto základné tektonické jednotky: *1. tatrikum, 2. veporikum, 3. hronikum*. Sformovali sa počas viacerých tektonických procesov, z ktorých za najdôležitejšiu sa pokladá predsenónska mediteránna fáza alpínskeho vrásnenia (ANDRUSOV, 1968; ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN, 1973).

Tatrikum

K tejto tektonickej jednotke zaraďujeme kryštalinické komplexy ľubochnianskeho masívu rozloženého v oblasti Smrekovica – Ľubochnianska dolina a pretiahnutého v smere V–Z, teda priečne na os Veľkej Fatry. Súčasťou tatrika je sedimentárny obal kryštalinického masívu, reprezentovaného mezozoickou šiprúnskou sekvenciou.

Vnútorná stavba kryštalinika Veľkej Fatry je zložitá – formovaná najmä počas hercýnskeho orogénu, v menšej miere pravdepodobne aj staršími orogénnymi procesmi. Dnešná stavba Veľkej Fatry však predstavuje výsledok alpínskych neotektonických procesov, počas ktorých došlo k intímnemu prepracovaniu kryštalinika spolu s mezozoickými sekvenciami.

Predalpínska orogenéza

Na stavbe kryštalinika Veľkej Fatry sa okrem štyroch typov variských granitoidných hornín tvoriacich zonálny plutón (ST, KGD, LG a LLG) v menšej miere podieľajú aj staršie deformované granitoidy – ortoruly (OG), ako aj horniny metamorfovaného plášťa – biotitické pararuly (PG). Tvorba granitoidných hornín

počas hercýnskych intrakontinentálnych kolíznych procesov je dobre preukázaná (KOHÚT, 1996). Vek metamorfitov nie je zatiaľ exaktne preukázaný, v prípade ortorúl môže ísť o Eo-hercýnsky vek magmatizmu na základe analógie s ortorulami Tatier (POLLER et al., 1997), nevylučujeme však ani kaledónsky vek a ich následné strižné – deformačné prepracovanie v „shear zone" počas variskej kolízie.

Z oblasti Západných Karpát nie sú časté práce, ktoré by komplexne analyzovali všetky dostupné geologické, petrologické, tektonické, ako aj geochronologické údaje z kryštalinika a zaoberali sa možným geodynamickým prostredím a typom orogénu (orogénov) počas paleozoika (resp. všeobecnými geodynamickými aspektmi kryštalinika Západných Karpát i s následnou inkorporáciou do alpínskeho orogénu a postavením v ňom)! Tieto práce sú bežné z oblasti Álp, napr.: FRISCH et al. (1984), NEUGEBAUER (1988), FRISCH a NEUBAUER (1989), VON RAUMER a NEUBAUER (1993) a pod. U nás tento nedostatok čiastočne nahrádzajú práce VOZÁROVÁ a VOZÁR (1992, 1993, 1996). Pokusom zosumarizovať výsledky vo Veľkej Fatre bola diskusia KOHÚT et al. (1993).

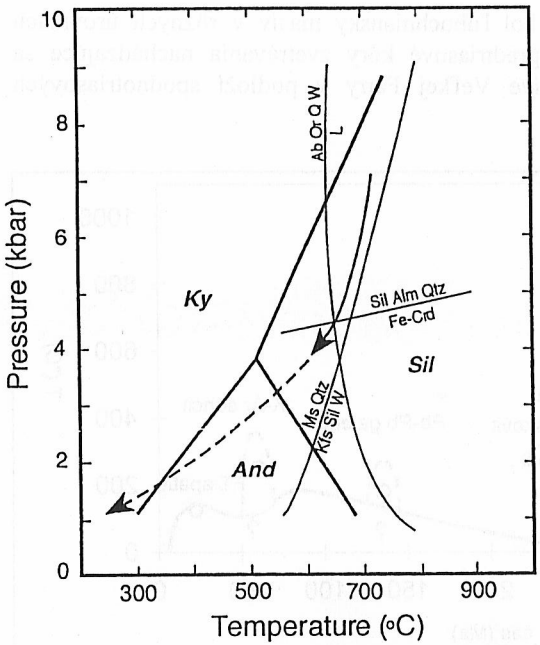
„Iapetus model" (NEUGEBAUER, 1988) pokladá Kaledonidy a Variscidy za jeden veľký megaorogén, ktorého základ je v uzavretí jedného veľkého oceánu – Iapetusu – počas subdukcie pred 500 Ma. Po menších pohyboch na kontinentálnych okrajoch je hlavná variská orogenéza dôsledkom veľkého „megastrihu" kombinovaného s kôrovým skrátením medzi Gondwanou a Laurentiou, pričom obdobné pohyby predpokladal už BADHAM (1982) vo svojom „strike-slip orogen" modeli. MATTE (1991) vo svojej najnovšej koncepcii predpokladá dlhodobý vývoj Európskych variscíd (500–250 Ma) ako výsledok konvergencie a kolízie medzi dvoma hlavnými kontinentmi Laurentiou-Baltikou a Afrikou po uzavretí viacerých oceánov (Iapetus, Rheic, Galicia). Obdobne dlhodobý, reaktivujúci sa vývoj pre predmezozoický basement Álp uvažujú VON RAUMER a NEUBAUER (1993), pričom dlhodobý vývoj kryštalinika Álp registruje v horninových súboroch záznamy všetkých hlavných orogénnych období počas dlhej evolúcie (rifting, asymetrický drift – subdukciu, strike-slip tektoniku, rotáciu blokov až po výslednú kontinentálnu kolíziu).

Podobný dlhodobý vývoj bloku kryštalinika Veľkej Fatry sme predpokladali aj v práci KOHÚT et al. (1993), avšak na potvrdenie hypotetického kadomského (panafrického) a kaledónskeho orogénu nemáme priame (geochronologické) dôkazy. Je isté, že vývoj západokarpatskej oblasti sa nezačal hercýnskym orogénom, ale podobne ako vo väčšine stabilnej Európy sa začal v proterozoiku, prípadne v archaiku? Na najstaršie obdobie vývoja Veľkej Fatry poukazujú Nd modelové veky t_{DM} = 1,2–1,9 Ga, resp. t_{DM2st} = 1,2–1,4 Ga, ktoré sú identické s inými masívmi granitoidov Západných Karpát (KOHÚT et al., 1995), ako aj iných oblastí Európy (LIEW a HOFMANN, 1988; ANTHES a REISCHMANN, 1994). O ďalšom vývoji až do hercýnskeho orogénu priame dôkazy chýbajú. CAMBEL a PATOČKA (1980) predpokladali, že západokarpatské kryštalinikum je

produktom sedimentácie v paleozoickej geosynklinále v strednej Európe, ktorá sa vytvorila v oblasti kolízie severoeurópskeho a juhoeurópskeho (afrického) subkontinentu. Počas oceánskeho obdobia dochádzalo k výstupu bázických magiem. Pri následnej subdukcii oceánskej kôry pod kontinent sa vytvorili podmienky na tvorbu variského granitoidného plutonizmu. V súčasnosti, nakoľko chýbajú dôkazy o existencii oceánskej subdukcie (v „našom priestore" počas devónu a karbónu), sa všeobecne prijíma názor, že hercýnske granitoidy sa vytavili a umiestňovali v rámci intrakontinentálneho kolízneho – transpresného orogénu (JANÁK et al., 1993; KOHÚT a JANÁK, 1994; PETRÍK et al., 1994; KOHÚT et al., 1996). Na geodynamické podmienky v predhercýnskom období môžu nepriamo poukazovať zdrojové horniny variských granitoidov, ako aj ich geochemicko-geodynamický charakter. Na základe paleontologických, paleomagnetických, magmaticko-metamorfných a štruktúrnych údajov sumarizovaných v prácach viacerých autorov (SCOTESE, 1984; ZIEGLER, 1986; MATTE, 1986, 1991; NEUGEBAUER, 1988; FRISCH a NEUBAUER, 1989 a VON RAUMER a NEUBAUER, 1993) subdukcia oceánskej platne pod aktívny okraj kontinentu sa v Európe uskutočnila pred 600–500 Ma v rámci panafrického orogénu. V tomto období sa vygeneroval značný objem bazaltoidných, ako aj granitoidných hornín (TTD), ktoré boli následne metamorfované a spolu s okolitými metapelitmi tvorili substrát variských granitoidov. V Západných Karpatoch vo všeobecnosti chýbajú priame dôkazy prejavu kaledónskeho orogenetického cyklu. Problematický je vek metamorfizmu vo Vysokých Tatrách – 430 Ma – WR izochróna (BURCHART, 1968), nakoľko minerálne izochróny WR – biotit dokumentujú len hercýnske vychladnutie v rámci celého plutónu Tatier. Potvrdili to aj MALUSKI et al. (1993) a JANÁK (1994) vekom 327–300 Ma. Podobne problematický je aj vek „preexistujúceho bloku" kryštalinika vo Veľkej Fatre vykazujúci „zdedený" vek 421 Ma (WR izochrona). Terénne pozorovania totiž jasne dokumentujú, že mladšie leukokratné granity (LLG) sa umiestňovali po tektonických líniách do relatívne staršieho telesa zloženého z ST, KGD a LG. Z petrografického hľadiska sa tieto felzitické LLG odlišujú od ostatných typov granitoidov, hlavne neprítomnosťou premenených bázických jadier plagioklasov Plg I (typických pre ostatné 3 typy), ktoré sú uzatvárané v Plg II. V leukogranitoch dominuje albit spolu s mierne sericitizovaným kyslým oligoklasom. Na základe chemického zloženia sú leukogranity porovnateľné s kolíznymi granitoidmi napr. z južného Armorika (VIDAL et al., 1984), prípadne Himalájí (FRANCE-LANORD a LE FORT, 1988). Dokumentuje to najmä zvýšený obsah Rb, Y, Nb, Ta a U, naproti tomu znížený obsah Sr, Ba, Th, ako aj nízky obsah REE (pozri priemerné hodnoty LLG v tab. 2). LLG sa výrazne odlišujú od ostatných typov granitoidov aj fyzikálnymi vlastnosťami, hlavne magnetickou susceptibilitou, ako aj magnetickou polarizovateľnosťou (NRMP). Leukogranity sú nemagnetické, kým napr. ST majú zvýšenú hodnotu magnetickej susceptibility až $\kappa = 3\ 950 \times 10^{-6}$ jednotiek

SI; predstavujú tak prechod medzi magnetitovou a ilmenitovou sériou v zmysle ISHIHARA (1977). Na základe týchto faktov predpokladáme, že LLG nie sú komagmatické so suitou ostatných granitoidov Veľkej Fatry budujúcich zonálne teleso (KOHÚT, 1994; KOHÚT et al., 1996). Nepredpokladáme, že reprezentujú finálny produkt diferenciácie hercýnskych vápenato-alkalických granitoidných hornín Západných Karpát (a teda záver postupného diferenciačného radu), za ktoré sa v minulosti bežne pokladali. Naopak, považujeme ich za typické leukogranity, ktoré predstavujú produkt parciálnej anatexie spätý s tektonickým kôrovým zhrubnutím v transpresnom kolíznom orogéne.

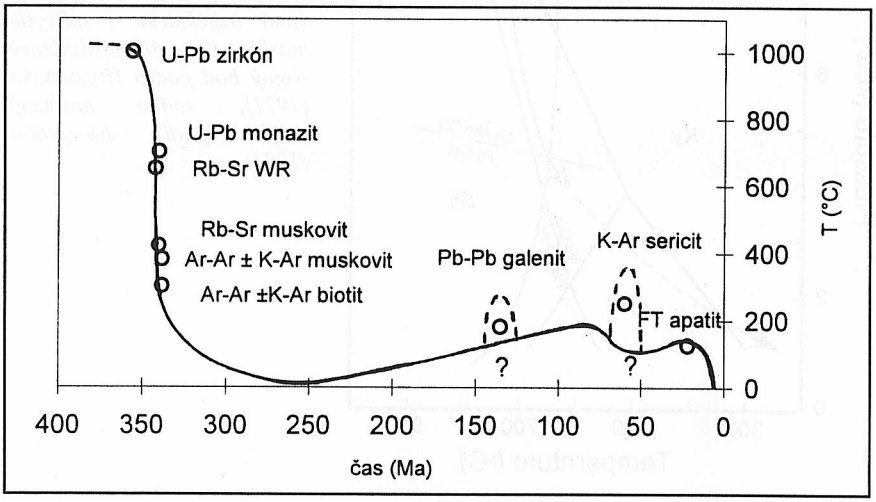
Minerálne izochróny (WR – biotit; muskovit) vo Veľkej Fatre však podobne poukazujú len na dominantnú hercýnsku tektoniku, ktorá svojimi teplotno-tlakovými podmienkami „zastrela" prípadné staršie udalosti. Potvrdzujú to aj predbežné výsledky datovania zirkónov U-Pb metódou vekom t = 356 ± 25 Ma (KOHÚT et al., 1997), predstavujúcim vrchný intercept, čo by poukazovalo na úplné roztavenie protolitu granitoidov, resp. na to, že tieto granity kryštalizovali z magmy, kde sa nezachovali staršie jadrá zirkónov. Tento vekový záznam teda predstavuje „prechod" horniny pod minimálnu uzatvárajúcu (homogenizačnú) teplotu zirkónov v U-Pb izotopickom systéme (800–775 °C) pri výstupe, resp. chladnutí „preexistujúceho bloku" v rámci ľubochnianskeho masívu. Zaujímavá je zhoda s podobnými údajmi zo Západných Karpát – Malej Fatry – s vekom 353 ± 11 Ma (SCHERBAK et al., 1990), z Malej Magury t = 356 ± 9 Ma (KRÁĽ, ústna informácia), ako aj zo severnej časti Masívu Central, kde sa tiež vyskytuje viacero granitoidných masívov s vekom 360–350 Ma (DUTHOU et al., 1984). Vo všeobecnosti sa toto mezohercýnske obdobie v Európe spája s intrakontinentálnou deformáciou a kolíznou tektonikou s tvorbou kôrových príkrovov (BURG a MATTE, 1978; MATTE, 1986, 1991; BURG et al., 1989; LEDRU et al.,1994; VON RAUMER a NEUBAUER, 1993; JANÁK, 1994; PETRÍK et al., 1994; KOHÚT et al., 1996). V rámci týchto kolíznych udalostí došlo aj k anatexii staršieho kôrového materiálu a vygenerovaniu ST–KGD a LG vo Veľkej Fatre. Po orogenetickom klimaxe, znížení tlaku a čiastočne aj teploty – počas extenzie v závere mezovarískeho eventu – do oslabených tektonických zón v rámci „preexistujúceho bloku" intrudovali LLG v podobe dajok. Tieto leukogranity sa tavili podobne v strednej kôre medzi prehriatou vrchnou a chladnejšou spodnejšou kolidujúcou jednotkou. Termálna intrúzia (prejav LLG a zvýšeného termálneho toku v dôsledku vyklenutia astenolitu) spôsobila celkové prehriatie už čiastočne solidifikovaného masívu s tvorbou kordieritických migmatitov, vyskytujúcich sa v podobe blokovitých xenolitov v tonalitických horninách ľubochnianskeho masívu (JANÁK a KOHÚT, 1996). Túto udalosť dokumentuje WR izochróna pre všetky typy granitoidov Veľkej Fatry s vekom 342 ± 4,5 Ma. Kordierit s Fe/Fe+Mg = 0,4 sa vyskytuje v asociácii so sillimanitom, biotitom, plagioklasom, kremeňom, muskovitom a ilmenitom. Sporadicky zachované relikty



Obr. 8 P-T diagram pre kordieritové migmatity z Veľkej Fatry (JANÁK a KOHÚT, 1996)
Plná čiara – stabilita kordieritových migmatitov, čiarkovaná trajektória – odkrytie masívu VF. Alumosilikátový trojný bod podľa HOLDAWAYA (1971), vodou nasýtený solidus podľa JOHANNESA (1984).

spessartínového granátu sú zatláčané porfyroblastmi kordieritu. Vznik kordieritu je spojený s rozpadom granátu podľa rovnice: 2 granáty + 4 sillimanity + 5 kremeňov = 3 kordierity. Na základe chemického zloženia kordieritov a ostatných minerálnych fáz (konvenčná geotermobarometria + Bermanova TWEEQU metóda) boli vypočítané teplotno-tlakové podmienky vzniku kordieritov: P = 4–5 kbar (400–500 MPa) a T = 600°C (obr. 8), pričom kordierity sa vytvorili v dôsledku izotermálnej dekompresie (JANÁK a KOHÚT, l. c.). Zachovanie kordieritových migmatitov bolo možné len v dôsledku rapídneho výstupu, resp. rýchleho umiestnenia granitoidného masívu Veľkej Fatry do vyšších partií kôry. Takýmto spôsobom bola vysokoteplotná minerálna asociácia s kordieritom „zmrazená" a zakonzervovaná – t. z. nemala čas byť kompletne nahradená nižšieteplotnou asociáciou. Počas 4 miliónov rokov (od 342 Ma – kryštalizácia plutónu, po 338 Ma – homogenizácia a uzatvorenie biotitu) granitoidný plutón vystúpil z hĺbky 10–12 km (cca 400 MPa a 650 °C) do úrovne 3–4 km (cca 150 MPa a 300 °C) pri rýchlosti výstupu 2 mm/rok (obr. 9). Rapídne rýchly výstup a umiestnenie granitoidného masívu Veľkej Fatry, zodpovedajúci dekompresnému P-T záznamu, bol dôsledkom extenznej (shearing and extension) tektoniky (HUTTON, 1988; HOLLISTER, 1993) počas orogenetického kolapsu tektonicky zhrubnutej kôry v závere mezohercýnskeho kolízneho eventu (DEWEY, 1988). Takto pred

spodným triasom – v perme – bol ľubochniansky masív v rôznych úrovniach obnažený, čoho dôkazom sú predtriasové kôry zvetrávania nachádzajúce sa lokálne na granitoidnom masíve Veľkej Fatry v podloží spodnotriasových kvarcitov.



Obr. 9 Rekonštrukcia termálnej histórie (teplotno-časová dráha chladnutia) kryštalinika Veľkej Fatry na základe geologických a geochronologických údajov

Alpínska tektonika

Vekové záznamy v kryštaliniku Veľkej Fatry „zachované" z alpínskeho obdobia sú veľmi pozoruhodné, nakoľko svedčia o orogenetických procesoch v širšej Západokarpatskej oblasti. Čiastočne problematický údaj 135 Ma (KANTOR et al., 1968), zaznamenávajúci vyplnenie polymetalickou mineralizáciou krehkých deformačných štruktúr, môže byť v konečnom dôsledku odraz často diskutovanej eoalpínskej subdukcie, avšak horizontálne aj vertikálne vzdialenej. Napätie, pravdepodobne transpresné, sa „vybilo" vznikom, alebo iba rejuvenizáciou revúckeho (stredoslovenského) zlomového pásma – strike-slip – a túto vertikálnu prístupovú cestu okamžite využívali minerálne roztoky. Ďalší geochronologický zápis 58–60 Ma – (K-Ar) zo vzorky sericitu separovanej z blastomylonitu z geotermálneho vrtu ZGT-3 pri Martine – je naproti tomu spojený s tvorbou horizontálnej – mylonitovej zóny (predpokladáme extenzno-transtenzný režim). Ak nedošlo k naru-

šeniu K-Ar systému a v čase uzavretia minerálu nebol prebytok či nedostatok Ar, a teda modelový vek by zodpovedal skutočnému veku minerálu, ktorý vznikol pri mylonitizácii, mohli by sme túto udalosť považovať za dôsledok pohybov viažucich sa na laramskú fázu alpínskeho orogénu s tvorbou listrických zlomov v hĺbke 5–7 km. Posledný vekový údaj z kryštalinka Veľkej Fatry je FT z apatitu, pochádzajúceho zo smrekovického tonalitu, s vekom 22 Ma (KRÁĽ, 1977). Predstavuje vychladnutie masívu pod teplotu 125 °C v dôsledku posledného alpínskeho výzdvihu.

Pomerne značné germanotypné tektonicko-deformačné postihnutie kryštalinika Západných Karpát môžeme pozorovať aj v študovanom území. Prejavuje sa vývojom rupturálnych porúch, hlavne puklín, puklinovej kliváže, mylonitových zón a zlomových štruktúr. Významnú úlohu v tektonickom vývoji kryštalinika, ale aj celej veľkofatranskej oblasti, zohral s.-j. revúcky (stredoslovenský) systém zlomov. Jeden zo zlomov tohto systému prechádza pozdĺžne Ľubochnianskou dolinou (asi najlepšie pozorovateľný zlom zo satelitných snímok v Západných Karpatoch) a rozdeľuje kryštalinikum ľubochnianskeho masívu na dve polovice. Počas dlhodobej tektogenézy sa prejavoval rôznou polaritou vertikálnych a horizontálnych pohybov. V raných etapách vývoja – počas mladovariských kompresných pohybov (astúrska alebo saalska fáza) – došlo k „rozpoleniu" plutónu na východnú časť, smrekovickú, a západnú časť, masív Lipovej. Nie je isté, či východná časť mala tendenciu poklesávať, alebo len západná časť masívu bola intenzívnejšie vyzdvihovaná, a tým bola vystavená väčším eróznym vplyvom, no spodný trias obalu sedimentoval už na výrazne odlišné úrovne masívu. Západná časť, masív Lipovej, predstavuje približne o 500–800 m nižšiu etáž granitoidného masívu ako východná časť, masív Smrekovice. Jedine vo východnej časti dnes môžeme pozorovať zvyšky kryštalického metamorfovaného plášťa – biotitické a amfibolické ruly, ako aj vrchnú tonalitickú časť normálne zonálneho granitoidného plutónu. Počas alpínskeho orogénu sa určite zmenil charakter poklesávania, resp. výzdvihu blokov na tomto zlome, čoho dôkazom sú aj dnešné geografické (nivelačné) úrovne. Súčasne však prebiehali aj rôzne horizontálne pohyby. Zložitosť alpínskeho vývoja ľubochnianskeho masívu sa dá najlepšie pozorovať na rozhraní s mezozoickými jednotkami v blízkosti revúckeho zlomového pásma – ľubochnianskeho zlomu v oblasti Perušín–Marnová. Môžeme tu pozorovať typický fenomén alpínskej stavby kryštalinika Veľkej Fatry – lokálne „zavrásnenie" mezozoických sekvencií do stavby granitoidného masívu. Perušínska synforma je od severu prekrytá granitoidmi až po fleckenmergelovú fáciu obalovej jury, pričom báza tejto štruktúry – spodnotriasové kremence – sú v oblasti Marnovho vrchu a Blatnej doliny imbrikované s granitoidmi. Obdobná je situáciu v oblasti Revúckej a Skalnej doliny. Kým v Skalnej doline kornietovské granodiority po spätnom násune prekrývajú horniny krížňanského príkrovu, v Revúckej doline sa na malom území tektonicky „stýkajú" všetky tri mezozoické

tektonické jednotky – obal, krížňanský a chočský príkrov, pričom nie je jasné, čo patrí stavbou do Veľkej Fatry a čo do Nízkych Tatier.

Analýzou krehkých – rupturálnych štruktúr, stôp pohybu na disjunktívnych plochách (tektonické zrkadlá, pukliny s ryhovaním) vyplýva, že kryštalinikum študovanej časti bolo postihnuté viacerými deformačnými procesmi. Markery pohybu (ryhovanie – tektonoglyfy, striácie a pod.) spravidla zobrazujú posledný pohyb na „zlomovej ploche", resp. ruptúre, zaznamenávajú relatívny pohyb blokov – litónov, neudávajú „absolútnu" veľkosť pohybu na disjunktívnej poruche, avšak dobre zaznamenávajú smer pohybu. Štúdiom stôp pohybu sa dá určiť, či pri tektonických procesoch (pohyboch) ide o vzájomný posun, pokles, resp. prešmyk jednotlivých blokov a krýh. Z rozboru krehkých štruktúr a stôp pohybu na nich (KOHÚT, 1989a; POLÁK a KOHÚT, 1990) vyplýva, že kryštalinikum spolu s obalovým mezozoikom východnej časti Veľkej Fatry, pravdepodobne počas miocénnych fáz alpínskeho orogénu, malo tendenciu posúvať sa na juh. Zo vzájomného vzťahu litónov môžeme usudzovať, že tento „retrográdny násun" sa v teréne prejavuje ako kombinovaný pravostranný horizontálny posun s prešmykom. V prvej etape po čiastočnom výzdvihu kryštalického jadra sa prešmykol granitoidný masív v južnej časti na mezozoické série. Po zväčšení extenzných a kompresných síl sa juhovergentný násun zvýraznil horizontálnymi posunmi, došlo vlastne k šikmým zdvihom. V záverečnej etape sa horizontálne posuny ešte zväčšili po strmých zlomoch sv.-jz. smeru a dodnes sa dajú v teréne dokumentovať. Keďže ide len o lokálne, malé posuny, bazálne plochy násunu so subhorizontálnym priebehom sú vyvinuté nehlboko v kryštaliniku (lokálne ich pozorujeme i v teréne). Na základe týchto skutočností predpokladáme len plytký „thin skinned" charakter alpínskych deformácií na rozhraní kryštalinika a mezozoika vo východnej časti Veľkej Fatry.

Podobná situácia nastala aj v západnej časti pohoria, v oblasti medzi Katovou skalou a Kľakom, kde je vyvinutá výrazná prešmyková zóna (KOHÚT, 1989b). Na kryštalinikum, budované hlavne dvojsľudovými granodioritmi a granitmi, je od juhu presunuté mezozoikum šiprúnskeho obalu. Kryštalinikum, ako aj mezozoikum, je výrazne mylonitizované. V strednotriasových dolomitoch sú vyvinuté dvojklivážové deformácie konfigurácie mylonitov S-C, resp. štruktúry „en échalon", vyplnené novotvoreným kalcitom. Krehkoduktilný charakter deformácií v obalovom mezozoiku najlepšie dokumentujú rozdielne reologické vlastnosti jednotlivých karbonátových súvrství za vzniku mylonitových zón, tektonických megabrekcií, zalomených vrás „kink folds", ako aj šikmých vrás. Alpínska deformácia postihla aj podložné partie biotitických granodioritov, čím vznikla pomerne netypická odlučnosť granitoidov s konfiguráciou plôch S-C. Lineácie pohybu v horninách obalového mezozoika, ako aj v nadložnom krížňanskom príkrove, poukazujú na pohyb od juhu na sever, kým v granitoidnom masíve pozorujeme relatívny pohyb na juh.

Šiprúnska obalová sekvencia tvorí viac-menej súvislý lem kryštalinického masívu v jeho severnej časti v oblasti Ľubochnianskej doliny, ktorý smerom na východ pokračuje do okolia Smrekovice a Šiprúňa, západným smerom do oblasti Podhradskej doliny, Sklabinskej doliny a sčasti až do oblasti Jasenovskej doliny. V tejto časti pohoria má obalová sekvencia pomerne jednoduché monoklinálne uloženie s generálnym úklonom súvrství cca 30° na S, resp. SZ. V oblasti Šiprúňa sú súvrstvia výraznejšie zvrásnené, kde sú vytvorené vrásy dm rozmerov a prevažná časť vrás má smer osí vrás V–Z. Styk kryštalinického sokla so sedimentárnym obalom má rôzny charakter. V oblasti Šiprúňa je kontakt kryštalinika so sedimentárnym obalom transgresívny. Spodnotriasové lúžňanské súvrstvie je tu diskordantne uložené na kryštaliniku. Kontakt je často sprostredkovaný prechodnou vrstvou, ktorá je zložená tak z úlomkov podložného sokla, ako aj z kremencov (POLÁK a KOHÚT, 1990). Ďalším druhom kontaktu je kontakt kryštalinického sokla s jednoduchým odlepovaním spodnotriasových kremencov bez deformácií i s vnútornou deformáciou sokla „repli" (BUJNOVSKÝ et al., 1978), dokumentovaný na severnom svahu Pulčíkova.

Charakteristickým druhom kontaktu mezozoických členov s kryštalinikom sokla je tektonický styk. Tu je častý styk kryštalinika s jurskými, resp. kriedovými súvrstviami, ako napr. v okolí kóty Bohúňovo, kde sa stýka porubské súvrstvie so soklom, v oblasti doliny Vyšná Krivá a Rumbáre s allgäuskými vrstvami a spodnokriedovým flyšoidným súvrstvím. V oblasti Rumbáre, Skalné, Močidlá sa dokonca stýkajú granitoidy s ramsauskými dolomitmi krížňanského príkrovu. Kontakty sú výrazne zlomového charakteru s úklonmi 50–70° na S, resp. SV. Pozdĺž týchto porúch nastali značné presuny granitoidných hornín cez mezozoické členy, ktoré odhadujeme rádovo na stovky metrov (POLÁK a KOHÚT, 1990).

Obalová sekvencia ako celok má v pohorí Veľkej Fatry výrazný štýl kopírovania podložia. Deformácie sedimentárnych komplexov mezozoika obalovej sekvencie sú priamo závislé od podložného kryštalinického fundamentu. Ten má tendenciu frakturácie, čo sa prejavuje predovšetkým na styku kryštalinika s mezozoickými komplexmi, zatiaľ čo sedimentárny obal má skôr tendenciu vrásniť sa.

Charakteristickým znakom tektonickej stavby Veľkej Fatry je existencia výrazných tektonických okien obalovej sekvencie spod krížňanského príkrovu. Tie sú vyvinuté na západnej strane pohoria v Belianskej a Necpalskej doline, vo východnej časti pohoria v dolinách Veľká Turecká a Veľká Rakytová. Vznik týchto okien je priamo závislý od kopírovania obalu šiprúnskej sekvencie, elevácií kryštalinického fundamentu a od následného transportu príkrovových dosiek po chrbtovej časti podložnej šiprúnskej sekvencie s následnou rabotážou. Obsah jednotlivých okien je odlišný. Šiprúnska sekvencia je najúplnejšie odkrytá v belianskom tektonickom okne, zatiaľ čo v Revúckej doline (Veľká Turecká a Veľká Rakytová) ho tvoria len najmladšie litostratigrafické jednotky šiprúnskej sekven-

cie. Rám týchto okien vo všetkých prípadoch tvoria ramsauské dolomity krížňanského príkrovu. Ak porovnávame priebeh necpalského a belianskeho tektonického okna, ktoré vystupujú prakticky v jednej línii, predpokladáme, že obe vznikli na výraznom zdvihu kryštalinického fundamentu tvoriaceho nepravidelný antiklinálny val smeru V–Z, stáčajúci sa v oblasti hlavného hrebeňa Veľkej Fatry v okolí Javoriny smerom na JV, kde je zvýraznený veľkým tektonickým oknom v oblasti Veľkej Rakytovej a Veľkej Tureckej.

Ako sme už uviedli, v necpalskom tektonickom okne sú odkryté len najvyššie členy obalového mezozoika. Celý tento komplex vytvára antiklinálnu štruktúru s osou smeru SZ–JV. Staršie členy sú sčasti redukované, sčasti prekryté súvrstviami krížňanského príkrovu. Toto tektonické okno je porušené výraznym necpalským zlomom, pretiahnutým v smere SZ–JV, pozdĺž ktorého došlo k dextrálnemu posunu a redukcii jz. ramena antiklinály.

Stavba tektonického okna v necpalskej doline je zložitejšia. Vytvára nepravidelnú antiklinálnu štruktúru s výraznejšie vyvinutým sv. ramenom, kde je odkrytý takmer celý vrstvový sled obalovej sekvencie. Úklon súvrství je v tejto časti veľmi mierny, 20–25° na SV, resp. na VSV, zatiaľ čo opačné rameno má podobný úklon na SZ. Juhovýchodnú časť tejto štruktúry uťala zlomová línia sz.-jv. smeru, ktorá pokračuje v súvrstviach krížňanského príkrovu po jz. svahoch Borišova ďalej na JV. Na tejto štruktúre spočívajú vo forme tektonických trosiek malých rozmerov sedimenty krížňanského príkrovu, tvorené podhradskými vápencami, ramsauskými dolomitmi a karpatským keuperom (POLÁK, 1990).

Plošne najväčšie tektonické okno vo Veľkej Rakytovej a Veľkej Tureckej tvoria hlavne porubské vrstvy albu–spodného turónu. Aj ono je výraznou antiklinálou s osou v smere SZ–JV, pričom sv. rameno má úklon 30–40° na S, resp. SZ, sedimenty jz. ramena sú uklonené výrazne na J, resp. na JZ pod miernym úklonom do 25°. Juhovýchodná časť tejto štruktúry je zakončená výrazným zlomom smeru SV–JZ, prebiehajúcim z južného úpätia Smrekovice cez Skalné až do Vyšnej Revúcej v dĺžke 7–8 km, pozdĺž ktorého dochádza k laterálnym posunom dextrálneho charakteru rôznych litostratigrafických jednotiek obalovej sekvencie, krížňanského a chočského príkrovu.

VEPORIKUM

Veporické komplexy s. s. vystupujú v jv. časti regiónu Veľká Fatra (Starohorské vrchy). Táto oblasť predstavuje dôležité územie z hľadiska riešenia tektonických vzťahov krížňanského príkrovu a jeho domovskej oblasti, severného veporika.

Štruktúra Starohorských vrchov je výrazne antiklinálna s osou v smere V–Z. Jej jadrovú časť tvorí kryštalinikum (ortoruly), ktoré je lemované špaňodolinským

súvrstvím permského veku. Zatiaľ čo v južnej časti štruktúry je špaňodolinské súvrstvie zachované takmer v celom rozsahu a je možné pozorovať litologickú nadväznosť na spodnotriasové sedimentárne komplexy, v severnej časti štruktúry pozorovať výraznú redukciu tak v permskom, ako aj v spodnotriasovom súvrství. Je to spôsobené pohybom mohutného rigidného karbonátového súboru po plastickom podklade. Z východnej strany je tento komplex výrazne tektonicky obmedzený mohutnými zlomovými líniami smeru S–J, ktoré majú nadväznosť na Revúcku zónu.

V celej tejto oblasti je pozorovateľný dextrálny severovergentný posun spojený s presunom lokálnych šupín veporika na ďumbiersku zónu tatrika. Podložím severného veporika v oblasti starohorských vrchov je pravdepodobne tatrikum ďumbierskej zóny vrátane jeho metamorfovaného obalu. Tento styk premietnutý do povrchovej línie už KOUTEK (1931) označoval ako červenú líniu.

Krížňanský príkrov ako súčasť veporika predstavuje vo Veľkej Fatre plošne najrozšírenejšiu tektonickú jednotku. Je to veľkopriestorová tektonická jednotka príkrovového charakteru, presunutá na rôzne členy tatrika, tak na mezozoické súvrstvia šiprúnskej sekvencie, ako aj miestami priamo na kryštalinický fundament. Litostratigrafický rozsah krížňanského príkrovu je od kryštalinika staropaleozoického veku (Staré Hory) po porubské súvrstvie albu – spodného cenomanu. Faciálnu náplň krížňanského príkrovu tvorí zliechovská sekvencia s charakteristickými litostratigrafickými členmi hlavne jurských sedimentov. Jednou z charakteristických čŕt krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre je rôzny stupeň jeho denudácie. Erózna úroveň zasahuje miestami až do dolomitov stredného triasu, ako napr. v Zelenej doline, Vyšnej Revúcej, Tureckej, Malej Remžinej, resp. zasahujú niveau karpatského keuperu v Bystrickej doline v oblasti pod Kráľovým grúňom.

Odhliadnuc od priamych súvislostí s koreňovou zónou možno konštatovať, že krížňanský príkrov na území Veľkej Fatry má jasne presunový charakter s pomerne dobre sledovateľnou presunovou líniou, ktorej priemerný úklon je cca 30°.

Základnú kostru krížňanského príkrovu budujú súvrstvia gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov, ktoré považujeme za vedúce horizonty na sledovanie štruktúrnej stavby príkrovu. Vrchné štruktúrne niveau, oddelené klzným horizontom karpatského keuperu, tvoria viac či menej inkompetentné vrstvové sledy s rozsahom rét–spodný alb. Tektonický štýl vrchného štruktúrneho horizontu je vrásovo-zlomový a štýl odlepovania na úrovni sekundárnej línie v karpatskom keuperi.

Stupeň intenzity deformácie krížňanského príkrovu je priamo závislý od deformácie tatrika. Zreteľný je vplyv štruktúrnej predpríkrovovej a synpríkrovovej elevácie ľubochnianskeho kryštalinického masívu na amputáciu krížňanského príkrovu v okolí Tisovej. Presunovú plochu krížňanského príkrovu v tejto kul-

minačnej zóne tatrika tvoril celý povrch tatrika od kryštalinického sokla po alb – stredný turón.

Generálna stavba krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre má prevažne mierne zvlnenú monoklinálnu stavbu s úklonom súvrství 35–40° na S, resp. SZ. V celom priebehu krížňanského príkrovu môžeme sledovať niekoľko väčších štruktúr tak antiklinálneho, ako aj synklinálneho charakteru. Antiklinálne štruktúry sú výraznejšie. Známy je ich priebeh vo forme antiklinálneho valu, ktorý je sledovateľný od Čremošného smerom na Rovne, Krížnu až do Necpalskej doliny. Tento tektonický charakter je zvýraznený tektonickým oknom spodnokriedových súvrství krížňanského príkrovu pod bazálnymi členmi hronika na severnej strane Dedošovej doliny. Os tejto antiklinály má smer SV–JZ, teda zhodný s podložným tektonickým elementom tatrika v Necpalskej doline. Južnejšie vystupuje antiklinálny pruh prebiehajúci v smere V–Z z oblasti Magury cez Revúcku dolinu, smerom na západ cez dolinu Veľká Rakytová a pravdepodobne ešte západnejšie až do oblasti Belianskej doliny. Os tejto štruktúry má smer V–Z. Ramená majú úklon na S, resp. SZ a na J. V severnej časti pohoria opisuje MAHEĽ (in MAHEĽ et al., 1967) antiklinálny pruh v oblasti Černová – Skladaná skala – Hubová, sprevádzaný sveverovergentnými vrásami metrových rozmerov.

Pomerne výrazná synklinálna štruktúra je vyvinutá v oblasti Ploská – Minčol a má paralelný priebeh s oboma antiklinálami v smere V–Z. Vo výraznej synklinálnej štruktúre prebiehajúcej z Javoriny na Borišov a Veľký Rakytov dochádza k výraznej tektonickej redukcii. Na sz. svahu Borišova nastáva redukcia celého jurského komplexu a stýkajú sa tu pestré ílovce karpatského keuperu a ramsauských dolomitov so slienitými bridlicami a vápencami spodnej kriedy, pričom plastické súvrstvie karpatského keuperu predstavuje sekundárnu presunovú plochu. Vo všeobecnosti v oblasti tejto sekundárnej presunovej plochy na úrovni keuperu pozorujeme neúplnosť vrstvových sledov, odlepovanie jednotlivých členov, tektonickú redukciu niekedy celých jurských súborov, tvorbu šošoviek a ich paralelný transport po menších presunových plochách nad karpatským keuperom. Jednotlivé súvrstvia lokálne vykazujú rozličný stupeň a intenzitu vnútorného prevrásnenia. Zatiaľ čo v pomerne rigidných strednotriasových a vrchnojurských karbonátoch vznikajú vrásy veľkých rozmerov, plastické súvrstvia slienitých bridlíc a slienitých vápencov spodnej kriedy sú veľmi intenzívne prevrásnené do mikrovrás rôznych typov. Výrazné ležaté vrásy v rigidnom prostredí môžeme dokumentovať v rádiolóriových vápencoch a rádiolaritoch krížňanského príkrovu v Trlenskej doline, v titónskych vápencoch pri Hubovej a v gutensteinských vápencoch v Hornojasenskej doline, ako aj na mnohých iných miestach.

V severnej časti pohoria v oblasti Katovej skaly vytvára krížňanský príkrov digitačnú (duplexnú) štruktúru, keď rigidné súvrstvia gutensteinských vápencov a ramsauských dolomitov stredného triasu ležia v nadloží súvrstvia karpatského

keuperu krížnanského príkrovu a pri svojom západnom obmedzení spočívajú na kremencoch spodného triasu obalovej sekvencie. Vergencia tejto štruktúry je na S, resp. SZ. Úklon je v priemere 40°. Os celej tejto štruktúry je v.-z. smeru.

HRONIKUM

Táto veľkopriestorová tektonická jednotka prvého rádu je rozšírená v západnej časti pohoria v oblasti medzi Necpalskou a Žarnovickou dolinou, prechádza jv. do oblasti Veľkého a Malého Šturca až do oblasti Harmanca. V severnej časti pohoria vystupuje najviac vo forme tektonických trosiek v oblasti Revúckej doliny a po severnom okraji až ku Krpeľanom.

Hronikum vystupuje vo viacerých izolovaných kryhách, ktoré sú buď väčšieho, alebo menšieho rozsahu. Najrozsiahlejšia je v západnej oblasti Tlstej. Rozsahom omnoho menšie sú tektonické trosky v oblasti revúckej doliny v centrálnej časti (Čierny kameň) a známe trosky Hýrová a severnejšie Čebraď.

ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN (1973) vyčlenili v rámci hronika spodný – šturecký príkrov a vrchný – chočský príkrov, v ktorom vyčleňujú spodný príkrov svarínsky a vrchný príkrov, zložený z litostratigrafických členov bielovážskej sekvencie.

Odlišnú predstavu hronika prezentoval a prezentuje HAVRILA (1992, 1993), ktorý na základe litostratigrafickej analýzy odlišuje v hroniku počas triasu v priestore jeho sedimentácie dva bazény a dve karbonátové platformy (od vonkajšej strany vnútorných Západných Karpát k vnútornej strane): bazén Dobrej Vody, karbonátovú platformu tzv. vyšších príkrovov, bazén Bieleho Váhu a karbonátovú platformu Čierneho Váhu, ktorej paleogeografická pozícia podľa názoru HAVRILU (l. c.) nie je nateraz uspokojivo vyriešená. Z takto poňatého sedimentačného priestoru boli v zmysle HAVRILU (l. c.) štrukturalizované príkrovy hronika (odspodu): z bazénu Dobrej Vody – príkrov Dobrej Vody a príkrov Homôlky (Rohatej skaly); z karbonátovej platformy tzv. vyšších príkrovov – veterlínsky príkrov a príkrov Ostrej Málenice (oba z rozhrania bazénu a platformy), tzv. vyššie príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský a strážovský príkrov, ktoré boli pôvodne jediným rozsiahlym príkrovom dezintegrovaným až počas tvorby jadrových pohorí na samostatné telesá – „príkrovy"), príkrov Tlstej a šturecký príkrov, ktorý pochádza opäť z rozhrania bazénu a platformy. Z bazénu Bieleho Váhu pochádza sústava príkrovov na Veľkom Choči (KOVÁČ et al., 1990; KOVÁČ a FILO, 1992) a v celom chočskom pohorí (MELLO, 1965), na hornom Pohroní (MATĚJKA a ANDRUSOV, 1931; KETTNER, 1940, 1958; BIELY, 1963; BIELY et al., 1988) a z karbonátovej platformy Čierneho Váhu.

Na základe podrobného geologického mapovania a následných litostratigrafických štúdií sme v regióne Veľkej Fatry vyčlenili odspodu nahor tieto tektonické jednotky:

1. necpalský príkrov; 2. šturecký príkrov v nadloží s duplexovo-vrásovou štruktúrou Tlstej; 3. chočský príkrov v bielovážskom faciálnom vývoji.

Necpalský príkrov tvorí najspodnejšiu tektonickú štruktúru hronika vo Veľkej Fatre. Jeho plošný rozsah je obmedzený v oblasti južne od Necpál. Súvrstvia necpalského príkrovu tu vystupujú v priamom tektonickom nadloží spodnokriedových súvrství krížňanského príkrovu a tvoria bezprostredné podložie štureckého príkrovu a Tlstej. Necpalský príkrov je litofaciálne tvorený komplexom súvrství so stratigrafickým rozsahom od stredného triasu počnúc gutensteinskými vápencami, mohutným komplexom ramsauských dolomitov, plastickým súvrstvím lunzkých vrstiev a hlavnými dolomitmi. Je dobre odkrytý v severnej časti v okolí Necpál a tvorí severné krídlo synklinály, ktoré sa ukláňa na juh pod priemerným uhlom cca 30°. V okolí Čremošného, severne od železničnej stanice, je odkrytá tá istá sekvencia (lunzké vrstvy a hlavné dolomity) v južnom krídle. V strednej časti je táto štruktúra odkrytá na jz. svahu Pekárovej (ramsauské dolomity a lunzké vrstvy). Vzhľadom na podobnú stavbu v iných oblastiach s charakteristickou stavbou chočského príkrovu predpokladáme, že v hlbších častiach sa zmierňuje sklon v centrálnych častiach synklinály a štruktúra kopíruje povrch krížňanského príkrovu, ktorý má subhorizontálne uloženie.

Najrozsiahlejšie súvislé komplexy hronika budujú širšie oblasti Tlstej od Necpalskej po Žarnovickú dolinu až do Bystrickej doliny, na severe zasahujú až do oblasti Krpelian a severnej časti Ľubochnianskej doliny, kde tvorí výrazné tektonické trosky.

V tejto oblasti sme vyčlenili strednú tektonickú jednotku hronika – šturecký príkrov, s nadložnou duplexovo-vrásovou štruktúrou vrásy Tlstej. Toto tektonické teleso predstavuje mohutnú zložitú štruktúru, ktorú je možné sledovať na vzdialenosť viac ako 10 km. Smerom na juh, resp. juhovýchod, v oblasti Harmanca a ďalej, v štureckom príkrove pribúdajú panvové fácie, reprezentované bielovážskymi litostratigrafickými členmi až po úplný prechod do bielovážskeho sedimentačného priestoru. Aktuálna je potreba redefinície štureckého príkrovu, predovšetkým z hľadiska litostratigrafickej náplne, ktorá nezodpovedá definícii podanej BYSTRICKÝM (1973).

Litostratigrafická náplň štureckého príkrovu v tejto oblasti je nasledujúca: Na báze vystupuje súvrstvie gutensteinských dolomitov spodnoaniského veku. V ich nadloží je súvrstvie gutensteinských vápencov anisu, ktoré dosahujú miestami hrúbku do 80 m. Komplex pokračuje súvrstvím tmavosivých lavicovitých ramsauských dolomitov aniského veku. V ich nadloží vystupuje mohutné a plošne silno zastúpené súvrstvie gaderských vápencov (POLÁK, HAVRILA, FILO a PEVNÝ, 1996) veku vrchný pelsón–spodný ilýr. Pod gaderskými vápencami miestami

vystupujú málo hrubé polohy fysoporelových vápencov. V nadloží gaderských vápencov sa nachádza súvrstvie málo hrubých krinoidových vápencov veku vrchný pelsón – spodný ilýr. Celý komplex pokračuje súvrstvím svetlosivých krinoidových a riasových dolomitov ladinského veku. V ich nadloží vystupuje súvrstvie svetlosivých až bielych wettersteinských vápencov ladinského veku. Celý komplex štureckého príkrovu sa končí v tejto oblasti súvrstvím svetlosivých až bielych wettersteinských dolomitov ladinu.

Samotný šturecký príkrov má v západnej časti Veľkej Fatry, v oblasti od Necpalskej doliny cez masív Tlstej, Gaderskú dolinu až po Bystrickú dolinu, pomerne zložitú štruktúru.

Vyčleňujeme v ňom dve štruktúry:

1. spodná časť – kryha Drienka,
2. vrchná časť – vrása Tlstej.

Celý komplex štureckého príkrovu sa pri presune nepohyboval ako jeden rigidný súbor. Podľa postavenia a prejavu bol rozsegmentovaný zlomami paralelnými, resp. subparalelnými s vrstevnatosťou.

Litofaciálnu náplň strednej štruktúry šupiny (kryhy) Drienka tvorí súbor karbonátov, začínajúcich sa gutensteinskými dolomitmi cez gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, gaderské vápence, svetlé riasové dolomity, wettersteinské vápence až po málo hrubé wettersteinské dolomity. Šupina Drienka svojím uložením kopíruje podložnú štruktúru, a teda má synklinálne uloženie. Na severe má úklon na juh, v južnej časti sa ukláňa na sever, resp. severozápad pod uhlom 30–35°. Vrchná (kryha) – samotná vrása Tlstej – vznikala pri presune a pohybe po zlome, tzv. rampe, ktorá prebiehala šikmo pod uhlom cca 15°, ktorý je pozorovateľný na severných svahoch Tlstej v úseku Sokolovo – dolina Lubená. V tejto oblasti možno sledovať okrem hlavnej presunovej plochy medzi wettersteinskými vápencami kryhy Drienka a gaderskými vápencami vrásy Tlstej, uklonenej cca 25° na JJZ, aj paralelné plochy uprostred oboch uvedených vápencových komplexov. Tie spôsobujú ich lokálne zošupinatenie, ktorého prejavmi sú pravdepodobne „polohy" dolomitov uprostred gaderských vápencov sv. od Tlstej. Tak dochádzalo k presunu kompetentných gaderských vápencov a časti podložných ramsauských dolomitov po rampe až na jej vrchol a k postupnému zabaľovaniu čelnej časti vrchnej kryhy a k vzniku ležatej vrásy, resp. vrcholu antiklinály s kompetentnými dolomitmi v jadrovej časti. Vzhľadom na to, že sa do tejto pozície dostali pomerne kompetentné gaderské vápence a dolomity, vytvorila sa mohutná ležatá vrása, ktorej čelná časť sa ukláňa na SZ. V tejto čelnej časti dosahujú hrúbku 200–300 m. Os vrásy má smer SV–JZ. Túto mohutnú vrásu Tlstej sprevádzajú identické štruktúry omnoho menších rozmerov, ktoré sú paralelné s vergenciou a smerom presúvania príkrovov. Takýto príklad poskytuje vrása jjz. od Ostrej, kde je vytvorená ležatá vrása, ktorej čelná časť je porušená smerným zlomom smeru S–J. Príklady iniciálnych štádií vzniku

ležatých vrás sú pozorovateľné východne od Hája na západných svahoch Havranej skaly. Okrem tejto najrozsiahlejšej a najväčšej kryhy vrásy Tlstej sa zachovali i menšie izolované kryhy čiastkového príkrovu Tlstej, tvorené prevažne gaderskými vápencami v oblasti Javoria (východne od Mošoviec), troska Kopy a Kútnikov kopec v oblasti Krpeľany – Ľubochňa, Dedošová, Plavá a Prostredný grúň. Na samotnom vrchole Tlstej gaderské vápence vytvárajú plytkú synklinálnu štruktúru.

Charakter, orientácia a vzájomný vzťah štruktúrnych prvkov hronika, nachádzajúcich sa v tektonickej jednotke vrásy Tlstej vo Veľkej Fatre, poukazujú na imbrikovanú stavbu strednotriasových členov hronika s výrazným prevrásnením v čele nasúvajúceho sa tektonického telesa s tvorbou mezovrás v celej dĺžke duplexnej štruktúry. Indikujú násun čiastkových tektonických jednotiek hronika v oblasti vrásy Tlstej v smere od JJV na SSZ.

Ružicové diagramy smeru sklonov plôch vrstevnatosti (KOVÁČ in POLÁK et al., 1996) dokumentujú komplikované prevrásnenie jednotlivých čiastkových príkrovov hronika. Vo všetkých týchto štruktúrach sú maximá smeru sklonu vrstevnatosti orientované generálne smerom SV–JZ a SZ–JV. Z toho vyplýva, že orientácia osí b vrás v makromierke má smer SZ–JV a SV–JZ.

V mezozoiku subhorizontálne orientované vrásové osi prebiehajú generálne smerom VJV–ZSZ. Druhá skupina vrásových osí, strmšie orientovaných (30–50°), prebieha smerom SSZ–JJV.

Takáto orientácia vrásových osí indikuje polyfázovú deformáciu, pravdepodobne spojenú s tvorbou imbrikovaného systému tektonických šupín hronika v tejto oblasti.

Ďalšie kritériá určenia smeru presunu príkrovových jednotiek (MCCLAY, 1992) na základe priebehu a orientácie príkrovových línií a na základe orientácie čelnej rampy v tejto oblasti nie je možné použiť, lebo čiastkové príkrovy hronika sa tu nachádzajú v podobe tektonických trosiek a súčasná orientácia násunových rámp bola ovplyvnená terciérnou tektonikou.

Vo východnej časti Veľkej Fatry v oblasti Revúckej doliny sme vyčlenili tektonickú jednotku chočského príkrovu v zmysle ANDRUSOVA, BYSTRICKÉHO a FUSÁNA (1973). Litostratigrafickú náplň v tejto časti charakterizuje prítomnosť bielovážskej sekvencie, aj keď tu pribúdajú polohy wettersteinských vápencov a korytnických vápencov. Navyše, vo vrchnom triase sú tu prítomné hlavné dolomity rifového charakteru a lagunárne hlavné dolomity a lunzké vrstvy tu majú pomerne obmedzený vývoj. Nie je to teda charakteristický typ spomínanej sekvencie. Za najvyššiu príkrovovú jednotku v rámci hronika v oblasti Veľkej Fatry ju považujeme len na základe litofaciálnej náplne (bielovážskej), pretože ani v jednom prípade nemáme dôkaz o jej tektonickom postavení v nadloží štureckého príkrovu, resp. jemu zodpovedajúcej jednotky. V údolí Revúcej vytvára výrazné príkrovové trosky či už menších, alebo väčších rozmerov.

Vo východnej časti Veľkej Fatry leží teleso chočského príkrovu vždy svojou bazálnou časťou prevažne na spodnokriedových vápencoch a bridliciach krížňanského príkrovu. Vnútorná stavba väčšiny týchto príkrovových trosiek má väčšinou pomerne jednoduchú monoklinálnu, resp. synklinálnu štruktúru. Veľká troska, ktorá leží v oblasti Hýrovej, má komplikovanejšiu stavbu. Troska je rozdelená transverzálnym s.-j. zlomom, prebiehajúcim z Hrabovej doliny západne od Hýrovej a Vlkolínca až do Trlenskej doliny, a rozdeľuje túto trosku na dve časti. Zatiaľ čo jadro východnej časti tvoria rifové dolomity vrchného triasu, okrajové časti tvoria gutensteinské vápence. Reiflinské vápence majú jednoduché monoklinálne uloženie so sklonom v priemere 30° na sever, resp. na severozápad. Západná časť trosky má, naopak, synklinálnu štruktúru s ramenami uklonenými v priemere 30° na sever a juh. Ostatné tektonické trosky sú podstatne menšieho rozsahu a majú jednoduchú vnútornú stavbu, prevažne vo forme jednoduchých plytkých synklinál. Na plytkú pripovrchovú stavbu poukazujú aj malé tektonické okná spodnokriedového súvrstvia krížňanského príkrovu v Teplej doline.

Revúcke zlomové pásmo

Jedným z významných zlomových systémov nachádzajúcich sa v oblasti Veľkej Fatry je stredoslovenský zlomový systém (POSPÍŠIL et al., 1992; KOVÁČ a HÓK, 1993), v literatúre označovaný aj ako revúcko-starohorská zlomová sústava, zázrivsko-budapeštiansky zlom atď. Tvorí zlomovú zónu s.-j. smeru, ktorej šírka je približne 20–25 km. Jej západný okraj prechádza na styku Malej Fatry s Turčianskou kotlinou a okrajom Žiarskej kotliny. Východný okraj zlomového systému prechádza Chočskými vrchmi, dolinou Revúcej a cez stredoslovenské neovulkanity ku Krupine. V oblasti východného ohraničenia Veľkej Fatry túto zlomovú zónu reprezentuje revúcko-starohorský zlom. Ďalšia vetva zlomového systému prechádza z oblasti Hronskej Breznice cez Banskú Štiavnicu až k hurbanovskému zlomu. Čiastočne ju reprezentuje hontiansky zlomový systém. V oblasti Podunajskej nížiny od Želiezoviec na juh zlomové pásmo v kvartéri sa prejavuje ako významný s.-j. zlom – severná časť kraviansko-hronskej poruchy (SENEŠ, 1960, 1962).

Z rozboru odvodených gravimetrických máp i výsledkov seizmických meraní pozdĺž regionálnych profilov je zrejmé, že západný okraj poruchovej zóny medzi Turčianskou a Žiarskou kotlinou až k hurbanovskému zlomu zasahuje do Mohodiskontinuity a ostatné zlomy tejto zóny do spodnej časti kôry (KVITKOVIČ a PLANČÁR, 1977).

Revúcky zlom, zaraďovaný do systému stredoslovenského zlomového pásma, je v západnej časti Chočských vrchov najvýraznejšou geofyzikálnou anomáliou, prejavujúcou sa podstatnou zmenou tiažového gradientu (SZALAIOVÁ in GROSS et

al., 1979). Poruchová zóna sa tu prejavuje v podobe ssv.-jjz. orientovaných zlomov a systému poklesových zlomov orientovaných sv.-jz. smerom, vytvárajúcich vrchnomiocénne grabeny, vyplnené paleogénnymi horninami (KOVÁČ a FILO, 1992). Orientácia napäťových polí a priestorová konfigurácia zlomov v Chočských vrchoch (KOVÁČ a FILO, 1992) poukazuje na extenziu približne sz.-jv. smeru, čo zodpovedá dextrálnemu posunu stredoslovenského zlomového pásma v období vrchného miocénu.

V oblasti východnej časti Veľkej Fatry a západného ohraničenia Nízkych Tatier systém revúckych zlomov ssv. smeru ako súčasť stredoslovenského zlomového pásma sa výrazne prejavuje v morfológii terénu v údolí Revúcej a tvorí prírodnú hranicu medzi Nízkymi Tatrami a Veľkou Fatrou. Zlomové pásmo má priamočiary priebeh a sledujú ho pramene podzemných vôd – obyčajných, minerálnych a so zvýšenou teplotou (cca 15 °C; napr. Pramenistá Bukovina s cirkuláciou v hĺbke 450–500 m pri predpokladanom geotermickom stupni 33 m).

Stupňovité usporiadanie zlomov podmienilo vznik úzkych grabenov a polograbenov. Významná štruktúra tohto typu je graben Liptovská Osada – Podsuchá. Má šírku 7,5 km a dĺžku 14 km. Amplitúda zdvihu ľubochnianskeho masívu v oblasti Podsuchej je nad 1 000 m. V oblasti doliny Revúcej dochádzalo k dextrálnemu pohybu zlomových krýh (BUJNOVSKÝ, 1979). Na posun ľubochnianskeho masívu pozdĺž tohto zlomu môže poukazovať vztýčenie šiprúnskej sekvencie na severnom obvode ľubochnianskeho sokla a tektonický styk mladších členov šiprúnskej sekvencie (neokóm – stredný turón) s granitoidným jadrom ľubochnianskeho masívu (BUJNOVSKÝ, 1971, 1979).

Paralelne prebiehajúce zlomy – sopotnický zlom a s.-j. vetva bielovodského zlomu – majú však charakter sinistrálnych pohybov (MARKO, 1986). Ide o dve časovo odlišné fázy vývoja zlomovej zóny. V starších fázach tektonickej aktivity s.-j. zlomový systém fungoval ako sinistrálny, neskôr ako dextrálny. V južnejších častiach revúcko-starohorského zlomu (v oblasti Starohorských vrchov) je zreteľná tvorba vrásových štruktúr. Ich generovanie spájame s dextrálnym posunom zlomových krýh v stredoslovenskom zlomovom pásme. Tomuto posunu zodpovedajú namerané hodnoty kompresných a extenzných osí na lokalitách v Revúckej doline. Smer extenznej zložky paleonapäťového poľa je orientovaný sv.-jz. smerom (KOVÁČ a HÓK, 1993). Bližšie časové určenie jednotlivých pohybových fáz v tejto oblasti nie je možné vzhľadom na fakt, že namerané paleonapäťové pole bolo určené na mezozoických horninách. Na pohyby revúckych zlomov až do kvartéru poukazujú telesá travertínov pleistocénneho veku (posledný interglaciál R/W) a holocénu v Revúckej doline.

V oblasti východného ohraničenia Veľkej Fatry sa nachádza niekoľko ďalších zlomov paralelných s revúckym. Patria sem zlomy s.-j. smeru prebiehajúce dolinami Hrabovského, Rastockého, Ľubochnianskeho, Karpatského a Konského

potoka. Pozdĺžne zlomy sú zriedkavejšie a menšieho rozsahu. Výraznejšie pozdĺžne poruchy reprezentujú zlomy doliny Nižný Matejkov, Jazeriec a Trlenskej doliny.

Na základe štruktúrnej analýzy a zhodnotenia všetkých dostupných regionálnogeologických informácií stredoslovenské zlomové pásmo je možné charakterizovať ako zónu poklesových zlomov a horizontálnych posunov, tvoriacich systém grabenov a hrastí. Na základe prejavov synsedimentárnej tektoniky je možné datovať tektonickú aktivitu v stredoslovenskom zlomovom systéme do obdobia vrchného eocénu (cf. GROSS et al., 1982; VASS et al., 1979). Od vrchného eocénu (?) do stredného miocénu sa zlomový systém prejavoval ako sinistrálna transtenzná zóna. Počas spodného miocénu transtenzný charakter stredoslovenského zlomového pásma poukazuje na jeho funkciu ako hranice medzi vplyvom kolízie v západnej časti orogénu a „roll-back" efektom subdukcie pieninského oceánu na východe (KOVÁČ et al., 1994). V období stredného miocénu boli sinistrálne posuny v tejto zlomovej zóne prejavom relatívneho zaostávania západnej časti orogénu voči východnej pri jeho severnom, severovýchodnom pohybe. V období od konca stredného miocénu a vo vrchnom miocéne sa zlom prejavoval ako transtenzná zóna s dextrálnym posunom. Zmena kinematického charakteru zlomového systému bola spojená so zmenou regionálneho napäťového poľa. Orientácia extenzného tenzora rotovala počas miocénu zo sv.-jz. smeru do sz.-jv. smeru (cf. NEMČOK et al., 1989; MARKO et al., 1990; VASS et al., 1991). Charakter zlomovej zóny kontroloval distribúciu miocénnych vulkanických centier, ktoré recipročne ovplyvňovali jeho povahu. Stredoslovenské zlomové pásmo v období terciéru významne ovplyvnilo vývoj vnútrohorských kotlín, ako sú Turčianska, Hornonitrianska, Žiarska a Bánovská kotlina. Ich vznik a vývoj kontrolovali šikmé poklesy, tvoriace sa v transtenznom režime stredoslovenského zlomového pásma.

Stredoslovenské zlomové pásmo bolo jedným zo zlomových systémov, pozdĺž ktorého počas miocénu dochádzalo k laterálnym posunom, zapríčineným nerovnomerným pohybom jednotlivých častí pohybujúceho sa západokarpatského kôrového segmentu v procese konvergencie a neskôr kolízie s európskou platformou. Smer tohto pohybu bol hlavným faktorom, ovplyvňujúcim meniaci sa kinematický charakter zlomového pásma počas jeho existencie.

Kvartérna tektonika

Z neotektonického hľadiska územie Veľkej Fatry sa javí ako klenbohrasť, ktorá je výrazne vymedzená sústavou aktívnych zlomov, oddeľujúcou Turčiansku kotlinu od vlastného pohoria na západe a revúckym zlomovým pásmom na východe. Priečne zlomy sz.-jv. orientácie sú charakteristické pre územie

Turčianskej kotliny a člení kotlinu na sústavu viac vyzdvihnutých a poklesnutých krýh. Smerom do pohoria ich prejav postupne zaniká.

Pre neotektonický vývoj v kvartéri je charakteristický celkový zdvih územia. Sumárny efekt uvedeného zdvihu je 150 až 200 m.

Geofyzikálna preskúmanosť oblasti

Územie Veľkej Fatry patrí k oblastiam s relatívne malou geofyzikálnou preskúmanosťou. K prácam regionálneho charakteru zaraďujeme letecké magnetické a rádiometrické mapovanie, realizované koncom 50. rokov v rámci regionálneho výskumu celej republiky. Merania totálnej intenzity geomagnetického poľa a rádioaktivity sa vykonali na profiloch smeru S–J (západná časť územia) a V–Z (východná časť územia) so vzdialenosťou 2 km a s výškou letu okolo 100 m nad terénom. Použité aparatúry mali relatívne nízku indikačnú schopnosť. Výsledkom spracovania meraní sú mapy profilov v mierke 1 : 200 000 a mapy izolínií v mierke 1 : 500 000 (MAŠÍN et al., 1963).

Práce regionálneho charakteru predstavujú aj gravimetrické mapovanie v mierke 1 : 200 000. Spracované údaje boli využité na zostavenie mapy úplných Bouguerových anomálií tej istej mierky (IBRMAJER, 1961, 1965). Táto mapa poskytuje prvý ucelený obraz o charaktere tiažového poľa Veľkej Fatry a jej širšieho okolia.

Na tiažové mapovanie v mierke 1 : 200 000 nadviazalo detailnejšie plošné mapovanie v mierke 1 : 25 000 s hustotou 4–6 bodov na km^2. Výstupom sú mapy úplných Bouguerových anomálií v mierkach 1 : 25 000, resp. 1 : 50 000 pre hustotu 2,67 g . cm^{-3} (OBERNAUER et al., 1981; OBERNAUER a STRÁNSKA, 1984; SZALAIOVÁ et al., 1982; ZBOŘIL et al., 1985).

Turčianskou kotlinou a jv. okrajom Veľkej Fatry prechádza regionálny seizmický profil K-III/75. Je vedený z Frýdlantu nad Ostravicou cez Žilinu smerom na Zvolen (HRDLIČKA et al., 1983).

Severozápadnou časťou Veľkej Fatry prechádzajú seizmické profily 4HR/86 a 519/87. Profil 4AHR/86 je lokalizovaný len v Turčianskej kotline (NOVÁK in PANÁČEK et al., 1991).

Geofyzikálne práce detailnejšieho charakteru sa vykonali predovšetkým na styku Veľkej Fatry s Turčianskou kotlinou. Ide hlavne o profilové geoelektrické merania – odporové profilovanie a vertikálne elektrické sondovanie s rôznou vzdialenosťou meraných profilov. Najviac profilových meraní je sústredených do územia Turčianske Teplice – Mošovce – Blatnica – Belá – Držkovce (DRLIČKA et al., 1987). Tieto merania boli doplnené novými profilmi: RA (Rakša), BL (Blatnica) a PO (Pohranice). Geoelektrické merania na týchto profiloch boli doplnené magnetometriou a gamaspektrometriou (PANÁČEK et al., 1991).

Z prostriedkov úlohy Regionálny výskum SR, projektu Veľká Fatra 300/03, boli realizované profilové gravimetrické, geoelektrické a magnetické merania na profile „L" smeru S–J, ktorý je lokalizovaný v strednej časti Ľubochnianskej doliny (FILO et al., 1995).

V niektorých častiach Veľkej Fatry sa urobila len termometria, zameraná na vyhľadávanie skrytých prítokov podzemných vôd do korýt Blatnického, Gaderského a Necpalského potoka (FOLTÁN, 1983). Najnovšie termometrické práce boli lokalizované v Ľubochnianskej doline. Zmerali sa dva úseky potoka Ľubochnianka a jeden úsek potoka Salatín (FILO a ŠVASTOVÁ, 1994).

Súčasťou geofyzikálnych prác bol aj odber vzoriek základných typov hornín z odkryvov a vrtov pre potrebu laboratórneho stanovenia fyzikálnych parametrov (hustoty, magnetizácie, rádioaktivity).

Vo Veľkej Fatre sa hlavná pozornosť venovala hustotným parametrom (STRÁNSKA et al., 1986). V menšom rozsahu sa zisťovali aj magnetické vlastnosti a rádioaktivita hornín (KOHÚT, 1992, 1996).

Časť geofyzikálnych poznatkov je možné čerpať aj z regionálneho geofyzikálneho atlasu Západných Karpát (ŠEFARA et al., 1987).

Geofyzikálna charakteristika oblasti

Základný obraz o postavení Veľkej Fatry poskytujú výsledky interpretácie geofyzikálnych a iných poznatkov, hodnotených v rámci úlohy Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát na účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie (ŠEFARA et al., 1987). Mnohé závažné poznatky sú uvedené aj v publikácii Geofyzikální obraz ČSSR (IBRMAJER a SUK et al., 1989).

Fyzikálne vlastnosti hornín

Výsledky štúdia hustotných parametrov hornín mezozoika ako celku poukazujú na skutočnosť, že relatívne najťažšími horninami sú rohovcové vápence (chočský príkrov) a dolomity (FILO et al., 1995). K najľahším horninám patria kremence, zlepence, pieskovce, slienité bridlice a niektoré typy vápencov.

Z výsledkov hodnôt priemernej hustoty vyplýva, že obalová séria a krížňanský príkrov vykazujú príbuznú hustotu – 2,66 až 2,67 g . cm^{-3}. Relatívne ťažší je chočský príkrov s priemernou hustotou 2,70 g . cm^{-3} (všade sú uvedené priemerné hodnoty prirodzenej hustoty).

Celý mezozoický komplex teda vykazuje priemernú prirodzenú hustotu 2,67 g . cm^{-3}. Horniny ľubochnianskeho masívu vykazujú priemernú hustotu 2,60 g . cm^{-3}. Tieto údaje majú veľký význam pri interpretácii anomálií tiažového poľa. Zvýšené hodnoty tiaže poukazujú na väčšie nahromadenie vápencov,

no najmä dolomitov. Zvýšené hodnoty tiaže (relatívne záporné anomálie) poukazujú na prítomnosť granitoidov na povrchu alebo nehlboko pod povrchom.

Novšie údaje (KOHÚT, 1996) spresňujú hustotnú charakteristiku granitoidov ľubochnianskeho masívu. Smrekovický tonalit vykazuje hustotu 2,66 g . cm^{-3}, kornietovský granodiorit 2,63 g . cm^{-3}, lipovský granit 2,61 g . cm^{-3} a ľubochniansky granit 2,59 g . cm^{-3}. Priemerná hustota dosahuje podľa týchto údajov hodnotu 2,62 g . cm^{-3}.

Aj v tomto prípade môžeme nad masívom očakávať relatívne znížené hodnoty tiažového poľa. Určitou výnimkou môže byť smrekovický typ v prostredí relatívne ľahších sedimentov obalovej série (kremence, karpatský keuper, slienité bridlice a škvrnité sliene).

Všetky horniny mezozoika môžeme považovať za prakticky nemagnetické. Hodnoty susceptibility sa pohybujú v medziach 3–180 . 10^{-6} j. SI. Zvýšené hodnoty (100–180 . 10^{-6} j. SI) boli zistené na vzorkách vápnitých pieskovcov, škvrnitých vápencov a organogénnych vápencov. Konštatujeme teda, že mezozoický komplex Veľkej Fatry nemôže byť zdrojom reálnych magnetických anomálií.

Hodnoty veľkosti prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) mezozoických hornín sa pohybovali na hranici citlivosti astatického magnetometra.

Novšie štúdiá magnetických parametrov poskytli údaje uvedené v tab. 5 (KOHÚT, 1996).

Tab. 5 Priemerné hodnoty fyzikálnych vlastností študovaných horninových typov kryštalinika Veľkej Fatry

Typ	ST	KGD	LG	LLG	P-A	OG
n	11	16	13	12	4	4
HUSTOTA (g/cm^3)	2,66	2,63	2,61	2,59	2,58	2,60
NRMP (nT)	23,20	2,39	3,75	0,01	0,01	1,31
KAPA rozpätie	1 513–3 945	208–1 754	70–403	0	0	45–160
(x10^{-6}Si u.)	2 101	603	154	0	0	81
Σ GAMMA ACT.						
(ppm U equ.)	9,1	9,5	6,2	3,6	0,7	6,0
Th (ppm)	9,1	9,5	6,2	3,6	0,7	6,0
U (ppm)	3,1	3,2	3,9	5,2	5,5	3,7
Th/U	3,0	3,0	1,6	0,7	0,12	1,6

Zdrojom reálnych magnetických anomálií by teda mohol byť smrekovický tonalit a kornietovský granodiorit, avšak za určitých optimálnych podmienok (rozmer a hĺbka uloženia telesa).

Rádioaktívne vlastnosti sa sledovali len na horninách ľubochnianskeho masívu. Všetky granitoidy vykazujú hodnoty úhrnnej gamaaktivity v rozmedzí 8–11 ppm Uekv (MANOVÁ a MATOLÍN in IBRMAJER a SUK et al., 1989). Novšie údaje (KOHÚT, 1996) charakterizujú ľubochniansky masív v tab. 5 (udané sú priemerné hodnoty).

Na základe získaných údajov sa dá usúdiť, že rádioaktívne vlastnosti predmezozoických útvarov vo všetkých pohoriach vnútorných Západných Karpát vykazujú podobné relatívne nízke hodnoty. Výnimkou sú kyslejšie diferenciáty granitoidov v južnej časti veporika (pásmo Kohúta) a v gemeriku.

Interpretácia regionálnych geofyzikálnych anomalít

Za významný prvok tiažového poľa považujeme hustotné rozhranie základného smeru ZSZ–VJV, ktoré prebieha od Martina cez Ľubochniansku dolinu smerom na Liptovskú osadu a pokračuje ďalej na JJV k Breznu. Toto rozhranie oddeľuje relatívne ľahšie hmoty v s. a sv. časti Veľkej Fatry od relatívne ťažších hmôt v j. a jz. časti. Ide o rozhranie dvoch hustotne rozdielnych blokov vrchnej časti zemskej kôry, ktoré sa dobre zobrazuje aj na mapách indícií hustotných rozhraní. Prejav tohto rozhrania sa stráca na ďalšom výraznom rozhraní smeru SSV–JJZ, kde oddeľuje Turčiansku kotlinu od Veľkej Fatry. Priebeh rozhrania ZSZ–VJV kontrolujú výskyty granitoidov ľubochnianskeho masívu na povrchu, ktoré sú tiež orientované do smeru ZSZ–VJV. Z tohto vyplýva, že ľubochniansky masív sa dostal do poruchových, resp. pripovrchových úrovní na styku dvoch hustotne odlišných blokov.

Pozornosť si zasluhuje hustotné rozhranie smeru S–J, ktoré prechádza strednou a južnou časťou Ľubochnianskej doliny, západne od obce Liptovské Revúce a vyznieva na spojnici obcí Staré Hory – Donovaly.

Priebeh Moho-diskontinuity v širšom okolí Veľkej Fatry, získaný interpretáciou hlbinných seizmických rezov a anomálií tiažového poľa Západných Karpát, poukazuje, že skúmaná oblasť sa nachádza na rozhraní elevácie a depresie a pohybuje sa v intervale 33–35 km.

Zvýšená seizmicita bola zaznamenaná najmä v okolí obce Belá-Dulice, menšia východne od Hornej Štubne a pri Liptovskej osade. Okolie obce Belá-Dulice je lokalizované v blízkosti križovania výrazných fyzikálnych rozhraní smeru ZSZ–VJV a SSV–JJZ.

Zaujímavé poznatky o stavbe regiónu prináša aj interpretácia výsledkov diaľkového prieskumu (DPZ). Najvýznamnejší je lineárny prvok s.-j. smeru prechádzajúci dolinou Ľubochnianky. Pohorie Veľká Fatra lemujú zo západu i z východu výrazné fotolineácie smeru prevažne SSZ–JJZ až SZ–JV, ktoré korelujú s okrajovými zlomami. Zaujímavá je interpretácia pravdepodobne listrických – presunových – plôch mezozoických komplexov v jz. časti Veľkej Fatry v oblasti

Bralnej (Štubnianskej) Fatry a násun chočského príkrovu s vnútornou imbrikáciou, duplexom Tlstá – Ostrá, v minulosti interpretovaným ako strážovský príkrov.

Interpretácia profilu „L" – Ľubochnianska dolina (FILO et al., 1995)

V rámci kontraktu sa vykonali overovacie profilové gravimetrické, magnetické a geoelektrické merania na profile smeru S–J, ktorý prechádza Ľubochnianskou dolinou. Pozostáva z dvoch úsekov – južného a severného.

Južný úsek profilu (L-1) sa začína v doline Nižného Rakytova, prechádza dolinou Vyšná Štefanová (ľavá strana) popri hájovni Rakytov (pravá strana), Kornietovskou dolinou (ľavá strana), Nižným Tajchom, Blatnou (pravá strana) a končí sa v doline Čepeľová (ľavá strana). Je dlhý 7 km.

Severný úsek profilu (L-2) sa začína v doline Kľak (ľavá strana) a prechádza dolinami potokov Turecké a Salatín a ústím potoka Veľký Kračkov. Je dlhý 4 820 m. Profil bol situovaný tak, aby zachytil styk ľubochnianskeho kryštalinika s mezozoickými útvarmi na jeho južnom i severnom okraji. Z finančných dôvodov nebol zmeraný stredný úsek (Lipová – Čierňavy – Raková).

V tiažovom poli sa prejavuje pomerne výrazný pokles hodnôt od J na S, a to z hodnoty –27 mgl na hodnotu –41 mgl. Na zhruba 12 km dlhom profile ide o pokles hodnôt o takmer 14 mgl. Tento trend je v úplnom súlade s charakterom tiažového poľa v širšom okolí Veľkej Fatry. V reziduálnom poli sa zobrazujú výraznejšie relatívne kladné anomálie na začiatku profilu L-1 a na konci profilu L-2. Nevýrazná relatívna kladná tiažová anomália sa nachádza na profile L-1 v úseku 1 250 až 4 250 m. Na profile L-2 v úseku 6 750–11 500 sa zobrazuje relatívne záporná tiažová anomália.

Magnetické merania boli v značnej miere ovplyvnené umelými objektmi (mosty, ploty, zvodidlá, budovy). Účinky týchto objektov boli v nameraných hodnotách separované. Po filtrácii hodnôt sa v nameranej krivke zobrazila nevýrazná kladná anomália T v úseku 1 260–4 250 m, sprevádzaná v úseku 4 300 až 5 380 zápornou anomáliou.

Z výsledkov meraní VES vyplýva, že hodnoty rezistivity sa pohybujú v medziach od 80 do 2 500 ohmov.

Profil L-1 prechádza viacerými typmi hornín mezozoika i kryštalinika. Začína sa v krížňanskom príkrove (úsek 0–1 400 m), prechádza telesom smrekovického tonalitu, kornietovským granodioritom, polohou hornín šiprúnskej obalovej jednotky a končí sa v lipovskom granite.

Profil L-2 sa začína v lipovskom granite, prechádza horninami šiprúnskej obalovej jednotky, opäť zachytáva lipovský granit, pretína polohu ľubochnianskeho leukogranitu a končí sa v šiprúnskej obalovej jednotke.

Zo zostaveného geofyzikálneho rezu vyplýva, že ako anomálny sa javí prakticky celý úsek profilu L-1, hlavne úsek medzi bodmi 1 000 a 4 500. Tu je interpretovaných niekoľko prostredí s rozdielnymi hodnotami rezistivity.

V okolí bodu 3 000 interpretujeme prítomnosť prostredia s rezistivitou 310–430 ohmov, s relatívne vyššou hustotou (2,69 g . cm^{-3}) a zvýšenou efektívnou magnetizáciou (okolo 700 . 10^{-6} j . SI). Jeho vrcholová časť by sa mala nachádzať v hĺbke okolo 40 m pod povrchom. V spodnej časti rezu sa toto anomálne prostredie stýka s horninami s relatívne vysokým odporom (nad 200 ohmov) a zníženou efektívnou hodnotou (= 2,64 až 2,65 g . cm^{-3}). V skúmanom území sú na povrchu obnažené telesá smrekovického tonalitu a kornietovského tonalitu. Obidva typy granitoidov voči ostatným vykazujú zvýšené hustotné parametre i magnetické vlastnosti.

Zo súčasných poznatkov o odporových vlastnostiach jednotlivých typov granitoidov a ich obalu je veľmi ťažké podať geologické i geofyzikálne vysvetlenie o vzájomnej pozícii prostredí s rôznou rezistivitou a ich diferenciácii vo vertikálnom smere. Jednotlivé prostredia majú prekticky subhorizontálne uloženie s nevýraznými zmenami. Tento priebeh prostredí je v súlade s geologickými poznatkami o morfológii jednotlivých príkrovov. Zdá sa, že na zmeny v hodnotách rezistivity má okrem petrografického zloženia veľký vplyv stupeň rozpukanosti masívu vplyvom intenzívnej aktivity pozdĺž ľubochnianskeho zlomu.

Na základe detailnejšej analýzy smerov geofyzikálnych štruktúr (osi anomálií, fyzikálne rozhrania) FILO et al. (1995) dospievajú k názoru, že na sformovanie centrálnej časti Veľkej Fatry mali veľký vplyv tektonické procesy základných smerov JZ–SV a SZ–JV, výrazne zdeformované mladšími tektonickými procesmi základného smeru S–J. K rozhraniu smeru JZ–SV až ZJZ–VSV zaraďujeme:

a) Žabokreky – Ľubochňa,
b) Čremošné – Malá Smrekovica,
c) Turecká – Liptovská Osada,
d) Staré Hory – Liptovská Lúžna.

Spomínané rozhrania výrazne narušujú priebeh rozhraní smeru SZ–JV až ZSZ–VJV a zároveň podmieňujú asymetriu blokov s rozdielnymi hustotnými parametrami.

Najvýraznejšie sa toto narušenie prejavuje pozdĺž rozhrania b), ktoré najmä v oblasti Ľubochnianskej doliny posúva rozhranie sz.-jv. smerom na SV asi o 4 km. V mieste posunu je výskyt kornietovského tonalitu a fyzikálne komplikované anomálne teleso, interpretované na profile L-1. V severnej časti územia toto rozhranie tvorí sz. ohraničenie relatívne najľahších hmôt v okolí Ružomberka.

Podobným spôsobom narušuje aj priebeh ďalšieho fyzikálneho rozhrania smeru SZ–JV, ktoré prebieha od Blatnice smerom do okolia kóty 1 574 m Krížna.

Ďalším významným fenoménom je fyzikálne rozhranie základného smeru S–J, ktorého os tvorí spojnica Kraľovany – Ľubochnianska dolina a ktoré pokračuje ďalej na JJV (asi 2 km z. od osady Liptovské Revúce a 4 km z. od obce Donovaly). Toto rozhranie po celej svojej dĺžke oddeľuje relatívne ľahšie hmoty vo východnej časti Veľkej Fatry od relatívne ťažších hmôt v západnej časti oblasti.

Rozmiestnenie hornín so zvýšenou magnetizáciou je interpretované na základe aeromagnetických anomálií, zistených mapovaním s riedkou sieťou profilov a pomerne malou rozlišovacou schopnosťou. No napriek tomu vymedzené anomálne lokality možno považovať za reálne.

Vo východnej časti územia sa magnetické horniny nachádzajú v širšom okolí kóty Vtáčnik, Veľká Smrekovica a Smrekovica, jv. od kóty Rakytov a jz. od obce Liptovské Revúce.

V západnej časti oblasti je rozšírenie výskytov magnetických hornín väčšie. Vytvára dve zóny, orientované do smeru S–J.

Prvá z nich vystupuje na západnej strane Ľubochnianskej doliny a z juhu je obmedzená revúckym zlomovým systémom. Druhá, podstatne výraznejšia, sa nachádza na spojnici Turčianska Štiavnička – Hrašková (1 043 m) – Skalná (1 297 m). Ide o 3–5 km zónu, čiastočne narušenú fyzikálnymi rozhraniami smeru ZSZ–VJV až SZ–JV.

Za zdroj anomálií považujeme horniny kryštalinika smrekovického a kornietovského typu.

Zo sz. strany je rozšírenie magnetických hornín zakončené výrazným fyzikálnym rozhraním Žabokreky – Hubová.

Na základe zistených geofyzikálno-geologických poznatkov FILO et al. (1995) dochádzajú k názoru, že vnútorná časť oblasti Veľká Fatra predstavuje oválnu štruktúru, ktorej pozdĺžna os (kóty Skalná – Magura) je orientovaná do smeru JZ–SV a dosahuje dĺžku okolo 18 km; priečna os je orientovaná do smeru SZ–JV (Lysec – Liptovské Revúce) a dosahuje dĺžku 15 km. V jadre vymedzenej štruktúry vystupuje teleso kornietovského tonalitu a geofyzikálna anomalita profilu L-1.

Geofaktory životného prostredia

Z inžinierskogeologického hľadiska pohorie Veľká Fatra tvoria nasledujúce základné rajonizačné jednotky I. rádu: región jadrových pohorí a región karpatského flyšu. V jednotlivých inžinierskogeologických regiónoch mapovaného územia vyčleňujeme tieto inžinierskogeologické oblasti: v regióne jadrových pohorí – oblasť jadrových stredohorí; v regióne karpatského flyšu – oblasť flyšových vrchovín.

Územie regiónu Veľkej Fatry predstavuje geodynamicky veľmi aktívne prírodné prostredie. Vyplýva to najmä z geologickej stavby, kde potenciálne nesta-

bilné prostredie, priaznivé pre vývoj geodynamických javov, vytvárajú geologické štruktúry zúčastňujúce sa na stavbe pohoria. K tomu sa pridružujú aj špecifické morfogenetické a klimatické pomery. Najvyššie časti územia sú charakteristické hôľnym hrebeňovým reliéfom, čo tiež prispieva k intenzifikácii účinkov exogénnych činiteľov.

Geodynamické javy

Medzi geodynamickými javmi treba na prvom mieste spomenúť svahové deformácie, z ďalších geodynamických javov sa v študovanom území výrazne prejavuje krasovatenie, erózia a zvetrávanie hornín, z antropogénnych faktorov najmä plošná a výmoľová erózia.

Svahové deformácie sa výrazne uplatňujú najmä v hrebeňových častiach mapovaného územia a na západnom a severozápadnom kontakte s Turčianskou kotlinou. Vo všeobecnosti sú svahové poruchy rozvinuté v nasledujúcich geologických štruktúrach, priaznivých pre ich vznik a rozvoj:

Povrchové štruktúry

Svahové depresie s hlboko zvetraným podkladom. Šmyková plocha prebieha spravidla na rozhraní delúvia a elúvia, resp. v elúviu. Najčastejšie sa tento typ vyskytuje na súvrstviach vnútrokarpatského paleogénu, resp. v slieňovcoch a íloviteých vápencoch spodnej kriedy.

Podpovrchové štruktúry

Štruktúra dvoch horninových komplexov s rozdielnymi pevnostnými charakteristikami, porušenými zlomovou tektonikou (NEMČOK, 1982). Typická je najmä geologická štruktúra, v ktorej komplex strednotriasových karbonátov hronika leží na spodnokriedových slienitých komplexoch fatrika. Podobne sa prejavujú aj jurské a spodnokriedové slienité vápence na súvrstviach keuperu v rámci tektonickej jednotky fatrika. Horný komplex sa vyznačuje vysokými hodnotami šmykovej i jednoosovej pevnosti, odolnosťou voči zvetrávaniu, prevažne krehkým charakterom porušenia (vertikálne diskontinuity tektonického pôvodu). Spodný komplex má všeobecne nižšie hodnoty šmykovej a jednoosovej pevnosti, nižšiu odolnosť voči zvetrávaniu, zvýšenú citlivosť na objemové zmeny v styku s vodou.

Prakticky celý hlavný hrebeň Veľkej Fatry, prevažne hôľneho charakteru, s kótami Malá Kŕížna, Kráľova studňa, Kŕížna, Ostredok, Suchý vrch a Ploská tvoria slienité vápence a sliene mráznického súvrstvia fatrika, miestami s izolovanými troskami strednotriasových vápencov a dolomitov hronika bebravskej sekvencie.

Gravitačné *plazivé* deformácie sú typické najmä pre geologické prostredie masívnych strednotriasových vápencov a dolomitov hronika v nadloží menej

kompetentných slienitých vápencov a slieňov fatrika. Príkladom sú k. 1 550 m Suchý vrch, k. 1 480 m Čierny kameň, k. 1 457 m Tanečnica, k. 1 370 m Šiprúň, k. 1 567 m Rakytov a k. 1 384 m Kráľova studňa. Typický je bralný rázsochovitý reliéf s rozovretými ťahovými puklinami niekoľkometrovej hĺbky a šírky. *Plazivý* pohyb môže prejsť do zosuvného až do *rútivého*; skalné zrútenia môžeme pozorovať napríklad na jv. svahu Suchého vrchu. Na príklade Suchého vrchu môžeme ilustrovať prechod od iniciálneho štádia plazivej poruchy cez jej rozvinuté štádium až po finálne štádium.

Začiatočné štádium porušenia Sivého vrchu je viditeľné v jeho hrebeňovej časti. Predstavuje ho systém puklín, trhlín, najmä na východnom a južnom svahu. Rozvinuté, aj v súčasnosti stále aktívne štádium predstavujú separované bloky strednotriasových karbonátových hornín a zosuvy v juhovýchodnom svahu Suchého vrchu medzi 1 450 a 1 275 m n. m. K nestabilite územia prispieva aj výmoľová erózia. V doline potoka Lopušná, v už zalesnenej časti, sa nachádzajú skalné bralá a bloky, ktoré predstavujú finálne štádium poruchy Suchého vrchu.

Pre horniny fatrika sú typické *plazivé* poruchy prevažne blokového charakteru. Na sz. svahu Krížnej prakticky až po Kráľovu studňu pozorujeme zvlnený reliéf, kde najmä v dolnej časti svahu vystupujú morfologicky výrazné bloky premiestnených más. Hlavným faktorom pohybu tu bola bočná a hĺbková erózia bridličnatého súvrstvia keuperu, viazaná na neotektonický výzdvih územia, v dôsledku ktorej dochádza k uvoľňovaniu horizontálnych napätí smerom do údolia. K tomu sa pridružuje aj nasýtenie nadložných jurských vápencov podzemnou vodou, keďže keuperské súvrstvia pôsobia ako bariéra infiltrácii podzemných vôd. Svedčia o tom i pomerne výdatné pramene sledujúce kontakt keuperského súvrstvia s nadložnými horninami.

Hlboké gravitačné poruchy, miestami s prejavmi priepastí a puklinových jaskýň, sú typické pre územie budované strednotriasovými karbonátmi hronika. Príkladom je územie v oblasti Štrochov. MITTER (1980 in GALVÁNEK et al., 1980) opisuje priepasť dostupnej hĺbky 52 m, založenú na gravitačnej pukline na južnom okraji Štrochov. Zostup do väčšej hĺbky znemožnilo riziko padajúcich balvanov zaklinených medzi stenami pukliny.

Najväčšou registrovanou *zosuvnou* poruchou v mezozoiku Západných Karpát je skalný zosun pod kótou Líška smerom do dediny Turecká. Podrobne sa ním zaoberá BALIAK (1978). Rozmery zosunu sú: dĺžka 1 800 m, šírka 800 m, relatívny rozdiel výšok porušeného svahu je 600 m. Zosuvné masy sú reprezentované slienitými vápencami spodnej kriedy a jury, podložie tvoria bridličnaté súvrstvia keuperu. Odlučná hrana má výšku cca 150 m. Teleso zosunu je členité, s množstvom blokov. Časť akumulácie bola presunutá na protiľahlý svah, ešte dnes sa dá pozorovať blok cudzorodého horninového materiálu na pravej strane na dolnom konci dediny Turecká. Zosun v minulosti vytvoril hradené jazero, neskôr zosunuté akumulácie prerezal Turecký potok.

Stekanie je charakteristické pre horninové prostredie slienitých vápencov a slieňov na svahoch pod exponovanými hrebeňovými partiami Malej Krížnej, Krížnej, Ostredka, Magury, Chyžiek a Borišova. Značné rozvoľnenie masívu slienitých vápencov a slieňov umožňuje dotáciu prívodných kanálov typu mury drobnoúlomkovitým materiálom. Materiál sa ukladá pod prirodzeným uhlom vnútorného trenia. V dôsledku presýtenia vodou počas výdatných zrážok alebo topenia snehu sa trenie znižuje a za spolupôsobenia tečúcej vody je materiál transportovaný smerom do údolia. K nestabilite uvedených území prispieva aj predispozícia údolí na lavíny, ktoré poškodzujú vegetačný pokryv (stabilizačný prvok plytkých svahových porúch).

Veľmi markantný je výskyt a rozvoj svahových deformácií na západnom a severozápadnom okraji regiónu, v styku, často tektonickom, s paleogénnymi a neogénnymi horninami vnútrohorskej Turčianskej kotliny. Zosuvy sa vyskytujú v úvalinách na svahoch tvorených periglaciálnymi proluviálnymi kužeľmi, riečnymi terasami a delúviami v podloží s horninami vnútrokarpatského paleogénu, resp. spodnokriedovými slienitými sedimentmi fatrika. Pohyb možno najčastejšie charakterizovať ako plazenie a zosúvanie. V okolí Necpál sme zaznamenali aj pohyby typu stekania až rútenia, a to v tektonicky intenzívne porušených a intenzívne (až na dolomitický piesok) zvetraných dolomitoch stredného triasu. Medzi zosunmi prevládajú poruchy prúdového tvaru, menej časté sú plošné zosuny, výnimočne sa vyskytujú aj frontálne. Najväčšia koncentrácia zosunov je v okolí Necpál, Belej, Horného Jasena, Sklabine a Turčianskej Štiavničky.

Klasickým príkladom vzniku zosunu vplyvom necitlivého zásahu človeka do prírodného prostredia je zosun na štátnej ceste II/577 Uľanka – Horná Štubňa pri Harmanci. Zosun tu porušil cestné teleso na úseku 120 m. Ide o typickú povrchovú svahovú poruchu. Svah pri Harmanci tvoria permské horniny typu verukána. Bridličnaté členy sú intenzívne zvetrané, resp. navetrané, k čomu prispelo aj tektonické porušenie. Teleso zosunu tvoria dve generácie. Staršiu generáciu predstavuje fosílny zosun, ktorý bol pred začatím rekonštrukčných prác na ceste stabilizovaný. Inžinierskogeologický prieskum spolu s projekciou neodhalili túto skutočnosť. Podkopaním svahu, konkrétne akumulačnej a čelnej časti telesa zosunu, a zanedbaním povrchovej a podzemnej drenáže sa v roku 1965 pôvodne stabilný zosun aktivizoval. Následné rekonštrukčné práce si vyžiadali finančne náročné sanácie (kotvené podporné múry, drenážne rebrá a horizontálne odvodňovacie vrty).

Erózia sa prejavuje najmä v časti mapovaného územia, tvoreného prevažne horninami krížňanského príkrovu. Najčastejšie ju pozorujeme v tektonicky deteriorovaných častiach horninových masívov, ako sú závery dolín a svahy pod horskými sedlami. V týchto prípadoch býva erózna činnosť spojená so svahovými poruchami typu stekania. Ako príklady možno uviesť Ostredok, Suchý vrch, Minčol atď.

Veľmi výrazná je *výmoľová a plošná erózia* v dôsledku **antropogénnych** vplyvov. Horský hrebeň medzi Krížnou a Kráľovou studňou je intenzívne porušený výmoľovou eróziou v dôsledku prejazdov ťažkých nákladných automobilov, ktoré zabezpečujú prevádzku vysielača Krížna. Eróziou porušené pásmo tu má šírku do 25 m, hĺbku okolo 1 m. Nepochybne vhodnejšou formou zásobovania vysielača materiálom by bolo využitie lanovky, ktorá je vybudovaná do výšky 1 465 m n. m.

Plošná erózia je rozvinutá v oblastiach s extenzívnym pasením hovädzieho dobytka. Je to predovšetkým s. svah Krížnej, j. a jz. svah Kráľovej studne a s. svah Suchého vrchu. Okrem deštrukcie pôdy na svahoch znamená táto erózia aj silné znečistenie Blatnického a Necpalského potoka.

Západnú časť mapovaného územia budujú prevažne strednotriasové karbonátové horniny hronika odolné voči zvetrávaniu. Tieto horniny sa prejavujú tendenciou vytvárať morfologicky pozitívny reliéf, najmä účinkom fluviálno-krasových procesov. Vzhľadom na intenzívne tektonické a následné krasové porušenie je toto horninové prostredie priaznivé na rýchlu infiltráciu povrchových a zrážkových vôd do masívu, preto sa s prejavmi erózie stretávame len na brehoch väčších potokov, napr. Blatnického, medzi horárňou Škap a Vrátnou dolinou.

Zvetrávanie hornín v mapovanom území sa výrazne uplatňuje najmä v mezozoických slienitých horninách, ílovcoch a bridliciach keuperu, na liste Staré Hory aj v bridličnatých súvrstviach permu a spodného triasu. Spravidla vytvára dôležitú podmienku na iniciáciu svahových porúch. Rozhodujúcim mechanizmom rozvoľňovania slienitých bridlíc a ílovcov sú zmrazovacie a rozmrazovacie cykly v jesennom a jarnom období, k nim sa pridružuje aj insolácia.

Strednotriasové mezozoické karbonáty a spodnotriasové kremence sa vyznačujú značnou odolnosťou voči zvetrávaniu, takže, ako už bolo povedané, vytvárajú pozitívne reliéfne formy.

Kras je v mapovanom území vyvinutý predovšetkým v strednotriasových vápencoch. Spomínaný kras je v zmysle JAKÁLA (1993) hodnotený ako rozčlenený kras masívnych a monoklinálnych chrbtov a kombinovaných vrásovo-zlomových štruktúr s úplným vývojom endokrasu, sporadicky exokrasu. Najvýraznejším prejavom krasu sú jaskyne Horná (dĺžka 85 m) a Dolná Túfna (dĺžka 68 m).

Prejavmi **krasu** sa v skúmanom území zaoberali viacerí autori, Gaderskú a Blatnickú dolinu súborne spracoval MITTER (in GALVÁNEK et al., 1980). V karbonátových mezozoických súvrstviach sa uplatňuje predovšetkým riečno-krasový reliéf. Škrapy a závrty sa vyskytujú len sporadicky, typické sú malé jaskyne a previsy. Jaskyne vznikali predovšetkým na tektonicky predisponovaných diskontinuitách tak chemickým, ako aj mechanickým rozrušovaním.

Tab. 6 Krasové jaskyne vo Veľkej Fatre

Názov	Dĺžka	Hĺbka
Peklo	50 m	
Harmanecká jaskyňa	2 500 m	–75 m
Ponorná jaskyňa	62 m	
Horná Túfna	85 m	
Dolná Túfna	68 m	
Jelenská jaskyňa	60 m	
Puklinová priepasť pod školou	69 m	
Priepasť v Štrochoch		–52 m
Morňa	250 m	–67 m
B-6	150 m	–31 m
Jaskyňa na Vôdke	66 m	
Jaskyňa Izabely Textorisovej	100 m	
Jaskyňa nádeje	151 m	
Mažarná	130 m	
Lôm	62 m	
Jaskyňa nad Uhliskami	70 m	–52 m
Suchá jaskyňa č. 1	1 400 m	–60 m
Suchá jaskyňa č. 2	280 m	
Perlová jaskyňa	408 m	
Javorina – Medvedia jaskyňa	450 m	–55 m
Žiarna jaskyňa č. 1	88 m	
Žiarna jaskyňa č. 2	230 m	–55 m
Katova jaskyňa	60 m	
Jánošíkova jaskyňa	40 m	
Veľká priepasť na Meškove		–72 m
Kraľovianska Dolná jaskyňa	232 m	
Kraľovianska Horná jaskyňa	120 m	
Jaskyňa v Hrdošnej skale	120 m	

Ochrana prírody

Z hľadiska **ochrany prírody** predstavuje mapované územie súčasť **Chránenej krajinnej oblasti Veľká Fatra** s bohatou kumuláciou prvkov organickej i anorganickej prírody, ktorá bola vyhlásená v roku 1973. Nachádzajú sa tu vyhlásené Národné prírodné rezervácie (NPR), prírodné pamiatky (PP), chránené areály (CHA), prírodné rezervácie (PR). Chránené sú nielen biocenózy, ale aj

unikátne prírodné výtvory typu skalných miest, vodopády a rôzne krasové javy. V zátvorke uvádzame v poradí rozlohu, číslo mapového listu 1 : 50 000, rok vyhlásenia.

CHA Háj v Liptovskej Osade (2,5 ha, 1975);
vysadený na počesť oslobodenia našej vlasti.

CHA Mošovské aleje (36-11, 1969).

CHA Jazierko pri Jazernici (0,1618 ha, 36-11, 1975).
Veľké prirodzené pramenisko poriečnej vody na plochom alúviu potoka Teplica. Objekt hydrogeologicky predstavuje jedno z najväčších a najvýznamnejších zachovaných pramenísk poriečnych vôd Turčianskej kotliny so zachovaným pôvodným prostredím.

NPR Borišov (449,74 ha, 36-12, 1981).
Územie predstavuje ojedinele zachovaný, urbanizačne podstatne nezasiahnutý záver jednej z najtypickejších dolín turčianskej časti Veľkej Fatry. Súčasťou NPR je Suchá jaskyňa č. 1.

NPR Čierny kameň (34,4 ha, 36-12, 1964).
Pásmo lesa vytvárajú pralesovité porasty *Picea excelsa* s vtrúseným *Acer pseudoplatanus* a *Sorbus aria*, v najnižších polohách s *Fagus silvatica*. Lesný podrast charakterizuje bohatú účasť vysokých papradín a rastlín smrekového a kosodrevinového vegetačného stupňa.

NPR Harmanecká tisina (20,04 ha, 36-14, 1949).
Územie slúži na štúdium dynamiky vývoja prirodzeného karpatského lesa v rôznych vývojových štádiách s ohľadom na výskyt tisu obyčajného (*Taxus baccata*) a formy jeho prirodzenej ochrany.

NPR Jánošíkova kolkáreň (243,37 ha, 36-12, 1964).
Komplex fytocenóz pralesovitého charakteru s *Picea excelsa*, v najvyšších polohách tvorí prirodzene preriedené porasty s hlboko zavetvenými kmeňmi. Predmetom ochrany sú zachované spoločenstvá javorových a jarabinových smrečín najvyšších polôh vo Veľkej Fatre.

NPR Kornietová (84,05 ha, 36-12, 1973).
Pralesovité porasty tvoria *Fagus silvatica* s primiešaním *Picea excelsa* a *Abies alba* s vtrúsenými cennými listnáčmi a ojedinelým výskytom *Taxus baccata*. Bylinný podrast charakterizuje zmiešanie vápencových a horských druhov.

NPR Kundračka (115,79 ha, 36-12, 1973).
V prestarnutej kmeňovine často nájdeme odumierajúce exempláre. Bylinný podrast reprezentuje pestré zmiešanie vápencových a horských druhov. Striedajú sa tu lesné spoločenstvá v porastoch s relatívne zachovaným drevinovým zložením, čo poskytuje podmienky na dendrologický výskum.

NPR Lysec (70,04 ha, 36-12, 1984).
Najnázornejší výskyt lesných fytocenóz 3 výškových vegetačných stupňov v podobe 7 skupín a 14 lesných typov na relatívne veľmi malej ploche a značnom výškovom prevýšení. Ojedinelé ekologické podmienky územia dokresľuje výskyt mnohých druhov živočíchov montánneho pásma západokarpatského lesa.

NPR Madačov (330,64 ha, 36-12, 1984).
Neobyčajne cenný objekt na poznanie biocenóz sz. hrebeňa Veľkej Fatry a ich zachovanie v reprezentatívnej vzorke. Biologické hodnoty územia dopĺňa výskyt vzácnych a vymierajúcich živočíšnych druhov.

NPR Padva (325,46 ha, 36-12, 11, 1972).
Zachované lesné porasty prevažne pralesovitého charakteru. Značné výškové rozdiely a členitosť terénu podmieňujú výskyt temer všetkých lesných spoločenstiev charakteristických pre vápencovú časť Veľkej Fatry. Územie je vhodným refúgiom vzácneho živočíšstva.

NPR Rakšianske rašelinisko (5,531 ha, 36-11, 1984).
Je zachovaným prirodzeným slatinným rašeliniskom s bohatým výskytom vzácneho druhu – rosičky anglickej (*Droseria anglica* HUDSON), ktorý je doteraz na území Slovenska známy len z oblasti Turčianskej kotliny.

NPR Rumbáre (51,59 ha, 36-12, 1973).
NPR predstavuje charakteristický prierez bočným hrebeňom Perušína, čo umožňuje štúdium vývoja biogeocenóz v rovnakej nadmorskej výške na rôznych expozíciách a na rozdielnom geologickom podklade.

NPR Skalná Alpa (524,55 ha, 36-12, 1964).
Prirodzené porasty (150–200-ročné) majú lokálne pralesovitý charakter. Vegetačný pokryv predstavujú horské a vysokohorské spoločenstvá od jedľovo-bukového až po subalpínsky vegetačný stupeň. Územie sa využíva na účely štúdií lesných spoločenstiev a rekonštrukciu hornej hranice lesa Veľkej Fatry.

NPR Suchý vrch (71,0 ha, 36-12, 1988).
Predstavuje lokalitu s mimoriadne bohatou vápencovou flórou v najvyšších polohách Veľkej Fatry.

NPR Tlstá (3 066,04 ha, 36-11, 12, 1981).
Mimoriadne hodnotné územie dolomiticko-vápencovej časti Veľkej Fatry s výraznými krasovými formami, so zachovanými spoločenstvami dubovo-bukového až smrekového vegetačného stupňa, pestrou vysokohorskou i teplomilnou vegetáciou, so slatinnými lúkami aj ojedinelými a chránenými druhmi rastlín a živočíchov.

NPR Turiec (62,0 ha, 26-33, 35-22, 36-11, 13, 14, 1966).
Vodný tok rieky Turiec s bohatými meandrami je posledným pôvodným refúgiom hlavátky v strednej Európe. Brehové porasty utvárajú vŕby, topole a jelša

lepkavá. Z rýb tu žije kapor obyčajný, pstruh potočný, lipeň, pozdĺž vodného toku jašterica živorodá a mlok karpatský.

NPR Veľká Skalná (645,23 ha, 36-11, 12, 1988).
Zachované lesné spoločenstvá dubovo-bukového až kosodrevinového lesného vegetačného stupňa s bohatstvom rastlinných druhov montánneho až subalpínskeho pásma, miestami s výskytom suchomilných a teplomilných rastlinných druhov a ukážkami typických krasových foriem s výskytom prirodzených biotopov vzácnych živočíchov.

PP Dogerské skaly (0,169 ha, 1952).
Územie je vzácnou študijnou ukážkou jurských hornín. Umožňuje štúdium profilu, zloženia a zafarbenia dogerských vápencov na prístupnom mieste.

PP Hradené jazero Blatné (4,29 ha, 36-12, 1990).
Výnimočný typ jazera. Príčinou jeho vzniku bolo skalné zrútenie, ktoré prehradilo údolie, a tým umožnilo vznik jazera.

PP Jazierske travertíny (2,22 ha, 36-12, 1952).
Vznikli v teplých obdobiach kvartéru – interglaciáloch. Nálezy väčšieho počtu vekovo odlišných horizontov. Napriek výraznej devastácii ložiska zachytením pôvodného toku na pitné účely a zničením jazierok sa tu zachovali cenné tvary reliéfu. Patria sem zachované stráňové terasy, ponorné toky, vyvieračka a 30 m dlhá jaskyňa.

PP Krkavá skala (0,2619 ha, 26-34, 1952).
Ojedinelé zachované 15 m vysoké masívne skalisko tvorené sivým dolomitom stredného triasu na rozhraní Veľkej Fatry a Liptovskej kotliny. Tento vzácny geomorfologický výtvor je výsledkom selektívneho zvetrávania dolomitov. Nachádzajú sa tu chránené druhy rastlín.

PP Majerova skala (8,8415 ha, 36-12, 1992).
Výrazný skalný útvar predstavujúci trosku hronika v tektonickom nadloží fatrika s výskytom chránených druhov fauny a flóry.

PP Matejkovský kamenný prúd (8,6 ha, 36 12, 1986).
Unikátna ukážka morfogenézy v početných úrovniach s príkladmi kvádrovitej odlučnosti granitov, ukážkami recentného mrazového zvetrávania a so zachovaným kamenitým prúdom. Nachádza sa na styku karbonátového a granitového vývoja Veľkej Fatry.

PP Prielom Teplého potoka (20,94 ha, 36-12, 1984).
Je vytvorený na rozhraní povodia Teplého potoka a bočných doliniek Malého a Veľkého Vodnára. Dĺžka prielomu je cca 180 m, šírka 20–40 m, hĺbka 10–20 m.

PP Travertínové terasy – Bukovinka (1,8 ha, 36-12, 1980).
Geomorfologický a geologický výtvor s nestálou tvorbou recentných travertínov s výskytom botanicky významných druhov.

PP Vlčia skala (1,49 ha, 26-34, 1952).
Predstavuje travertínové súvrstvia na severnom svahu hrebeňa Tisova, ktoré tvoria morfologicky výraznú terasu strmo upadajúcu do údolia Trlenského potoka. Územie poskytuje možnosť štúdia vzniku travertínov a stratigrafie kvartéru.

PP+ Jaskyňa Mažarná (36-11, 1981).
Nachádza sa vo svahu pod záverovou skalnou stenou Mažarnej doliny, ktorá má žľabovitý charakter. Má archeologicko-paleontologický význam.

PP+ Jaskyne Horná Túfna a Dolná Túfna (36-14, 1981).

PP+ Jelenská jaskyňa (36-12, 1981).

PR Biela skala (185,07 ha, 36-12, 1993).
Územie predstavuje ukážku zachovaného komplexu skalných a sutinových lesných spoločenstiev 5.–7. vegetačného stupňa, ako aj viacerých typov nelesných spoločenstiev. Vysokú hodnotu majú krasové povrchové i podzemné javy.

PR Katova skala (46,69 ha, 26-34, 1982).
Územie zahŕňa zvyšky prirodzených lesných i nelesných spoločenstiev. Je to komplex významných prírodných prvkov, relatívne pôvodných v porovnaní s okolitým, takmer úplne pozmeneným prírodným prostredím.

PR Korbeľka (86,16 ha, 26-34, 1973).
Lesné fytocenózy predstavujú horské a dealpínske druhy v rozpätí jedľovo-bukového a smrekovo-bukovo-jedľového vegetačného stupňa. Rezervácia je ukážkou striedania lesných fytocenóz v oblasti predhoria Veľkej Fatry v zachovaných porastoch s prirodzene zmiešanými drevinami.

PR Rojkovské rašelinisko (2,8807 ha, 26-34, 1950).
Na štrkovitej terase Váhu sústava prameňov uhličitej kyselky utvorila prostredie vhodné pre slatinnú a vrchoviskovú vegetáciu a na vznik travertínov. Významná lokalita, ktorá poskytuje cenné poznatky na štúdium sukcesie rastlinných spoločenstiev.

Inžinierskogeologické podmienky výstavby

V regióne Veľkej Fatry sú z hornín podkladu rozšírené inžinierskogeologické rajóny intruzívnych granitoidných hornín Ih, vápencovo-dolomitických hornín Sv, dolomitických hornín Sd, ílovcovo-vápencových hornín Ss, zlepencových hornín Sz, pieskovcových hornín Sp, flyšoidných (ílovcovo-pieskovcových) hornín Sf. V neogénnej výplni Turčianskej kotliny vyčleňujeme rajón striedajúcich sa jemnozrnných až štrkovitých sedimentov Nk. Z kvartérnych pokryvných útvarov sú v území regiónu zastúpené rajón deluviálnych hlinitých a hlinito-kamenitých pokryvov D, v oblasti väčších vodných tokov rajóny údolných riečnych náplavov Fn a náplavov horských tokov Fh, vo vyústeniach horských

tokov rajón proluviálnych sedimentov P. Vyskytuje sa aj rajón kvartérnych karbonátových sedimentov K.

Rajón intruzívnych hornín reprezentujú ľubochnianske leukogranity, lipovské granity, kornietovské granodiority, smrekovické tonality, pegmatity a aplity a usmernené granitoidy. Podstatne menším rozsahom sa vyznačuje *rajón vysoko metamorfovaných hornín*, ktorý je zastúpený ortorulami fatrika. 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 1l/s), v miestach tektonického porušenia môže výdatnosť dosiahnuť niekoľkonásobné hodnoty. Vody sú spravidla nasýtené, s častou uhličitanovou agresivitou. Územie oboch rajónov poskytuje obyčajne vhodné základové pôdy. Pri budovaní náročných inžinierskych stavieb možno očakávať značné technické problémy v zónach tektonického porušenia. Na zakladanie skládok odpadu poskytujú rajóny vhodné a podmienečne vhodné prostredie. Vzhľadom na tektonické porušenie horniny oboch rajónov nachádzajú len lokálne uplatnenie ako stavebné kamenivo.

Rajón vápencovo-dolomitických hornín reprezentovaný stredno- a vrchnotriasovými karbonátmi s prevahou vápencov a dolomitických vápencov nad dolomitmi má vo Veľkej Fatre značné rozšírenie. Uvedené horniny zaraďujeme do vápencovo-dolomitickej a pieskovcovo-slieňovcovo-vápencovej formácie (MATULA a PAŠEK, 1986). V tatriku sú to rohovcové vápence lučivnianskeho súvrstvia, kalpionelové vápence osnického súvrstvia, pestré hľuznaté vápence kimeridžu–spodného titónu, rádioláriové vápence dogeru, organogénne vápence pliensbachu, krinoidové vápence hetanžu–lotaringu, vápence trlenského súvrstvia, gutensteinské vápence. Z fatrika sem zaraďujeme kalpionelové vápence osnického súvrstvia, slabo slienité vápence jaseninského súvrstvia, rádioláriové vápence dogeru–kimeridžu, adnetské vápence, podhradské vápence a gutensteinské vápence. V hroniku sú to korytnické, wettersteinské, reiflinské, schreyeralmské, gaderské a gutensteinské vápence. V dôsledku alpínskej tektonickej aktivity boli nerovnomerne zvrásnené a tektonicky porušené. Tektonicky porušené vápence sa vyznačujú nepravidelným balvanovitým až drobnoúlomkovitým 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. Väčšina územia rajónu je vodohospodársky chránená. Podzemné vody bývajú niekedy nenasýtené, s uhličitanovou agresivitou. Krasovatenie horninových masívov vytvorilo aj jaskynné systémy, vyvieračky. Niektoré z nich boli zaradené medzi chránené prírodné výtvory (pozri predchádzajúci text). 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.

V rajóne dolomitických hornín prevládajú dolomitické členy nad vápencovými. Zaraďujeme sem hlavné dolomity a ramsauské dolomity hronika a fatrika a ramsauské dolomity tatrika. Uvedené horniny sa vyznačujú značným tektonickým porušením a sú zväčša zvrásnené. V miestach výrazného tektonického porušenia sa rozpadajú až na dolomitický piesok. Typický je ich rozpad na ostrohranné polyedrické úlomky s veľmi malou blokovitosťou (veľkosť úlomkov menej ako 60 mm). Podľa ČSN 73 1001 ich zaraďujeme zväčša do triedy R2, podľa ČSN 73 3050 do triedy 6.

Z hydrogeologického hľadiska sa v nich uplatňuje puklinová priepustnosť a často obsahujú agresívny CO_2.

Dolomitové masívy sa v reliéfe často uplatňujú v bralnatých formách, nezriedka i so skalnými zrúteniami (Suchý vrch, Ťava).

Pri náročných stavebných dielach hlavným problémom býva tektonické porušenie hornín spojené s veľkou premenlivosťou fyzikálno-mechanických vlastností uvedených hornín. Na ukladanie skládok odpadu je územie rajónu nevhodné.

Rajón ílovcovo-vápencových hornín je vytvorený spravidla horninovými komplexmi vrchnej jury a spodnej kriedy. V tatriku sú to drobové pieskovce a sliene (apt – stredný turón), organodetritické vápence s rohovcami a bridlice, kremité sliene (álen), vo fatriku slienité bridlice s vložkami slienitých a organodetritických vápencov (barém – alb), slienité vápence a sliene mráznického súvrstvia, škvrnité kremité sliene (álen), allgäuské vrstvy a vápence a ílovce fatranského súvrstvia. Slienité členy sú tenkolavicovité až bridličnaté, pomerne rýchlo zvetrávajú a v odkryvoch sa doštičkovito až lístkovito rozpadávajú. Vápence majú podobné vlastnosti ako vápence z rajónu vápencovo-dolomitických hornín. Slienité členy rajónu zaraďujeme do triedy R3 až R4 (ČSN 73 1001) a do 5. triedy ťažiteľnosti (ČSN 73 3050). Z hydrogeologického hľadiska sa slieňovce uplatňujú ako izolátory.

Z geodynamických javov sa v uvedenom rajóne najviac uplatňujú zosuvy, erózia a zvetrávanie. Pri väčších stavebných zásahoch treba počítať s týmito geodynamickými javmi, z čoho vyplýva potreba minimalizácie času otvorenia stavebných jám.

Rajóny pieskovcových hornín a zlepencových hornín sú zastúpené pieskovcovými a zlepencovými komplexmi centrálnokarpatského paleogénu, kremencami a arkózami lúžňanského súvrstvia tatrika i fatrika (spodná terigénna formácia) a kremitými pieskovcami spodného hetanžu tatrika. Pevnosť v tlaku býva vysoká (medzi 80 až 150 MPa), najmä spodnotriasových hornín. Podľa ČSN 73 1001 ich zaraďujeme do triedy R1 až R2, podľa ČSN 73 3050 do 5. až 7. triedy ťažiteľnosti. Priepustnosť je puklinová, pričom výdatnosť závisí od typu

a množstva výplne puklín. Častá je uhličitanová agresivita, miestami pozorujeme i síranovú agresivitu. Územie tvorené paleogénnymi členmi rajónu je priaznivé pre vznik geodynamických javov typu erózie a zosunov zvetralín. Vzhľadom na častú ílovitú prímes paleogénne horniny rajónu nachádzajú iba lokálne uplatnenie ako stavebné materiály, zatiaľ čo kremence a arkózy sú mimoriadne odolné a trvácne horniny, vhodné ako štetové a obsypové kamenivo. Kvalita základových pôd je limitovaná úrovňou rozvoja geodynamických javov. Na ukladanie odpadu územie rajónu neposkytuje vhodné staveniská.

Rajón flyšoidných hornín nachádzame v mezozoických súvrstviach centrálnych častí skúmaného územia – v tatriku sú to verfénske vrstvy a karpatský keuper, vo fatriku špaňodolinské súvrstvie, verfénske a lunzké vrstvy, karpatský keuper, kopienecké a porubské súvrstvie, v hroniku sú to lunzké vrstvy. Vyskytuje sa však taktiež vo vývoji zubereckého a hutianskeho súvrstvia, ktoré sú charakteristické striedaním pieskovcových a ílovcových súvrství v pomere približne 1 : 1, najmä na severnom okraji Veľkej Fatry. Flyšové súvrstvia sú spravidla uložené subhorizontálne, zatiaľ čo mezozoické súvrstvia sú často zvrásnené a tektonicky porušené. Svahy sú ploché, často s rozvinutou výmoľovou eróziou. Pieskovce, resp. zlepence a vápence sa vyznačujú rovnakými vlastnosťami ako v spomínaných rajónoch. Ílovce sú spravidla nepriepustné, v kombinácii s pieskovcami 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. podmienečne vhodné, najmä v miestach s väčšou hrúbkou paleogénnych ílovcových vrstiev.

Do *rajónu efuzívnych hornín* zaraďujeme obmedzený výskyt pyroxenických andezitov flochovskej formácie v juhozápadnej časti pohoria. Uvedené horniny napriek vysokej pevnosti horninového materiálu (viac ako 150 MPa v jednoosovom tlaku) považujeme z inžinierskogeologického hľadiska v dôsledku autometamorfózy alebo v dôsledku hydrotermálnych premien za značne nerovnorodé. Aj uvedené alterácie majú vplyv na zaradenie uvedených hornín do príslušných inžinierskogeologických noriem – trieda R1 až R4 podľa ČSN 73 1001, trieda 5. až 7. podľa ČSN 73 3050.

Ako ložiská stavebných materiálov neovulkanity Veľkej Fatry v dôsledku už spomínanej nepatrného výskytu nenachádzajú žiadne uplatnenie ako obsypový, resp. štetový materiál.

Rajón pyroklastických hornín sa spolu s rajónom efuzívnych hornín nachádza na jz. okraji mapovaného územia. Zaradili sme sem hrubozrnné až drobnozrnné brekcie, drobnozrnné brekcie s polohami pieskovcov flochovskej formácie, redeponované tufy, pemzové tufy a epiklastické pieskovce turčeckej formácie.

Uvedené pyroklastiká sú tvorené chaoticky usporiadanými úlomkami andezitov tmelenými základnou hmotou typu piesčitý tuf. V čerstvých odkryvoch

majú miestami charakter skalných hornín, avšak vzhľadom na vysokú anizotropiu fyzikálno-mechanických vlastností ich zaraďujeme medzi poloskalné horniny. Podobne, aj ich odolnosť voči zvetrávaniu je premenlivá – vcelku ich považujeme za náchylné na zvetrávanie. Horniny rajónu sa vyznačujú tak puklinovou, ako aj pórovou priepustnosťou, v styku s vodou sú pomerne stále. Zdravé andezitové tufy zaraďujeme do triedy R4 až R5 (ČSN 73 1001) a do 4.–5. triedy z hľadiska ČSN 73 3050. Pri zvetraných tufitoch možno očakávať viac ako 6-násobné zníženie pevnosti v jednoosovom tlaku.

Na stavebné zásahy je územie rajónu značne citlivé, čo súvisí s náchylnosťou hornín na zvetrávanie a so zníženou stálosťou v styku s vodou. Na ukladanie odpadu je územie rajónu podmienečne vhodné.

Do *rajónu striedajúcich sa jemnozrnných až štrkovitých sedimentov* sme zaradili časť neogénnej výplne Turčianskej kotliny ohraničujúcej Veľkú Fatru na jej západnom okraji – zlepence, piesčité a ílovité vápence rakšianskeho súvrstvia; karbonátové zlepence, pieskovce, piesky, ílovce, íly, tufity budišského súvrstvia; íly, silty, lignity, piesky, pieskovce a štrky martinského súvrstvia; piesčité štrky, piesky, vápnité íly blažovského súvrstvia. Uvedené litologické komplexy sa vyznačujú častým a nepravidelným striedaním jemno- a hrubozrnných členov a ich častým šošovkovitým vykliňovaním. Vyššou priepustnosťou sa vyznačujú piesčité a štrkovité polohy, ktoré v rajóne vytvárajú kolektory s premenlivým zvodnením. Z geodynamických javov sa uplatňuje erózia a zosuny. Vhodnosť územia na zakladanie stavieb je premenlivá – od vhodných stavenísk pri hrubozrnných členoch až po nevhodné staveniská pri jemnozrnných členoch. Na ukladanie odpadu sú vhodné len hrubšie polohy jemnozrnných členov.

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 pieskovcami, 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 výmoľovej erózie a svahových deformácií, ktoré sú často limitujúcim prvkom využitia územia nielen na inžinierske stavby, ale aj na lesné hospodárstvo a poľnohospodárstvo. Na ukladanie odpadu sú vhodné a podmienečne vhodné územia s jemnozrnnými zeminami.

Územia *rajónu terasových sedimentov, rajónu náplavov vodných tokov* a *rajónu proluviálnych sedimentov* sú obmedzené na aluviálnu nivu a okrajové svahy pozdĺž hlavných vodných tokov. Zaraďujeme sem povodňové hliny, piesčité hliny nív, štrky a piesky nív, štrky, piesčité štrky, zahlinené štrky jednotlivých glaciálov, pričom proluviálne sedimenty sa vyznačujú vyšším podielom hlinitej prímesi a celkove nižšou opracovanosťou obliakov. Uvedené sedimenty kedysi

nachádzali uplatnenie ako miestne stavebné materiály. Niektoré ťažobné jamy sú vyplnené skládkami so zrejmým kontaktom so spodnými vodami. Územie rajónu poskytuje vhodné a podmienečne vhodné podmienky na inžiniersku výstavbu. Limitujúcim faktorom výstavby je úroveň spodnej vody, resp. inundačná zóna. Obmedzenie rozvoja stavebnej činnosti predstavuje aj skutočnosť, že veľká časť územia uvedených rajónov je chránená v rámci chránenej vodohospodárskej oblasti a je dôležitým zdrojom pitnej vody. Na ukladanie skládok stavebného odpadu je územie nevhodné.

Rajón kvartérnych karbonátov je v oblasti Veľkej Fatry pomerne značne rozšírený. Plošne najrozšírenejšie sú malé telesá travertínov s pevnosťou na rozhraní skalných a poloskalných hornín, vyskytujú sa však i penovce a prachovce (južný svah Krížnej), ktoré majú podstatne nižšiu pevnosť. Travertíny z Jazierska, Bukovinky a Vlčej skaly sú zákonom chránené prírodné pamiatky.

Rajón antropogénnych sedimentov má v mapovanom území v porovnaní s priľahlými kotlinami pomerne malé rozšírenie. Skládky komunálneho odpadu sa vyskytujú pri obciach lemujúcich pohorie zo západnej a z východnej strany (Turčianske Kľačany, Jaseno, Záborie, Sklabiňa, Sklabinský Podzámok, Folkušová, Mošovce, Budiš, Horná Štubňa, Krpeľany, Turčianska Štiavnička, Nolčovo, Ružomberok-Biely Potok). Väčšina skládok je divoká, časť z nich sa rekultivuje. Prevažuje komunálny odpad, výkopové zeminy, materiál z asanácií budov. Uvedené zeminy z hľadiska požiadaviek na základové pôdy poskytujú nevhodné staveniská. Bývajú aj zdrojom znečistenia podzemných vôd, vyskytuje sa síranová a uhličitanová agresivita.

Rajón organických sedimentov sa vyskytuje vo forme vrchoviskových alebo slatinných rašelinísk, z ktorých niektoré sú zákonom chránené (pozri Rakšianske a Rojkovské rašeliniská). Rašeliny sa vyznačujú vysokou vlhkosťou, nízkou objemovou hmotnosťou a únosnosťou a nerovnomernou veľmi vysokou stlačiteľnosťou. Vysoký obsah humínových kyselín je príčinou agresivity na betón. Územie rajónu je nevhodné tak na zakladanie stavieb, ako aj na ukladanie odpadu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY VEĽKEJ FATRY

Klimatické, geologické a geomorfologické pomery pohoria Veľká Fatra – pomerne vysoké ročné zrážkové úhrny (1 123 mm ročne v Dolnom Harmanci, 939 mm v Uľanke, 999 mm v Motyčkách, 1 018 mm na Starých Horách a až 1 417 mm pod Ostredkom), nízky výpar (420–500 mm; Atlas SSR) a navyše prítomnosť vysoko priepustných karbonátových hornín stredného a vrchného triasu – umožňujú vznik veľkého množstva využiteľných a do značnej miery aj využívaných zdrojov podzemných vôd viazaných na krasovo-puklinové hydrogeologické štruktúry pohoria. Preto je Veľká Fatra jednou zo šiestich chránených vodohospodárskych oblastí Slovenska.

So zväčšovaním nadmorskej výšky v pohorí ubúda priemerná ročná teplota (cca o 0,4–0,6 °C na 100 m výšky) a pribúdajú zrážky. Priemerné množstvo spadnutých zrážok sa pohybuje v rozpätí od 800 do 1 200 mm ročne. Sú to pomerne vysoké hodnoty poukazujúce na horský zrážkový režim. Vyššie hodnoty zrážok nachádzame na Slovensku len vo Vysokých a Nízkych Tatrách. S ohľadom na vysoké hodnoty zrážok (priemer z celého územia je okolo 1 000 mm) a nízky územný výpar (priemer z celého územia je okolo 480 mm) zostáva na vsakovanie do podzemných vôd a odtok k dispozícii viac ako polovica spadnutých zrážok – 520 mm (VESTENICKÝ a VOLOŠČUK et al., 1986). Pre formovanie podzemných vôd sú rozhodujúce zimné zrážky pre ich obmedzený výpar zásluhou nízkych teplôt vzduchu.

Nie všetky horninové celky zobrazené na našej geologickej mape však majú schopnosť vytvárať koncentrované výstupy väčších množstiev podzemných vôd. Schopnosť hornín prijať infiltrovanú zrážkovú vodu, zapojiť ju do hlbšieho obehu, akumulovať a vytvárať sústredené výstupy podzemných vôd je pri jednotlivých horninových typoch rôzna.

Malú priepustnosť a slabú "vodonosnosť" majú horniny kryštalinika, permu, kremence spodného triasu, väčšina jurských sedimentov obalu i krížňanského príkrovu a vrchnotriasové súvrstvie karpatského keuperu, ktoré však vzhľadom na svoju heterogenitu môžeme zaradiť aj k izolátorom – nepriepustným horninám. Tieto horninové celky sú schopné vytvárať iba menej sústredené, ale často (v závislosti od klimatických podmienok) početné vývery podzemných vôd. Obeh podzemných vôd je tu viazaný na rozvetranú zónu, pukliny pripovrchového rozvoľnenia horninových masívov a sutinový prekryv. Vo výškovo exponovaných prihrebeňových oblastiach s hojnosťou zrážok však sezónne môžu tieto pramene dosahovať značnú výdatnosť až do niekoľko desiatok $l \cdot s^{-1}$.

Medzi izolátory patria najmä spodnotriasové verfénske bridlice tatrika, lunzké vrstvy (pieskovce a bridlice) oddeľujúce strednotriasové dolomity od vrchnotriasových v krížňanskom, a najmä chočskom príkrove, slienité vápence a sliene vrchnej jury až spodnej kriedy v šiprúnskej obalovej sekvencii, a najmä slienité vápence a sliene tej istej stratigrafickej príslušnosti, prináležiace ku krížňanskému príkrovu. Tieto horniny síce takisto môžu vytvárať plytšie obehy podzemných vôd v pripovrchovej rozrušenej zóne, no ich celkový charakter a veľká hrúbka ich zaraďuje medzi izolátory.

V tomto hrubom, veľmi schematickom členení môžeme priradiť veľmi dobrú priepustnosť a „vodonosnosť" vápencom a dolomitom stredného triasu všetkých tektonických jednotiek zastúpených na študovanom území (obalová šiprúnska sekvencia, krížňanský príkrov, chočský príkrov) a niektorým druhom jurských vápencov obalu a krížňanského príkrovu. Obeh podzemných vôd je tu viazaný na krasovú a krasovo-puklinovú priepustnosť.

V zjednodušenej priestorovej schéme geologickej stavby Veľkej Fatry dostaneme takto niekoľko nad sebou uložených tektonických jednotiek – hydrogeologických celkov, v ktorých sú "vodonosné" karbonátové stredno- a vrchnotriasové „spodné podlažia", oddelené od seba nepriepustnými spodnokriedovými „tesneniami". Obeh podzemných vôd je navyše často obmedzený tektonickou redukciou niektorých členov tektonických jednotiek v priebehu nasúvania a ich neskoršou deformáciou popaleogénnymi tektonickými prejavmi spojenými so vzájomným pohybom blokov v horizontálnom i vertikálnom smere. Komplikácie geologickej stavby pohoria potom následne podmieňujú zložitosti a komplikovanie krasovo-puklinového obehu podzemných vôd viazaných na vápence a dolomity stredného a vrchného triasu obalovej jednotky, ale najmä krížňanského príkrovu. Podzemné vody viazané na chočský príkrov nemajú svoj obeh až do takej miery komplikovane tektonicky predestinovaný, aj keď ani tu sa nedá hovoriť o jednoduchých spôsoboch cirkulácie podzemných vôd.

Horninové komplexy karbonátov mezozoika vystupujúce vo Veľkej Fatre možno podľa geografickej polohy rozdeliť na niekoľko základných skupín hydrogeologických štruktúr. Sú to skupiny severozápadu, severovýchodu, juhozápadu a juhovýchodu pohoria Veľká Fatra, skupina hydrogeologických štruktúr a celkov južnej časti pohoria v oblasti Harmanca a skupina v oblasti Donovál. O týchto oblastiach predpokladáme, že navzájom hydraulicky nekomunikujú, pretože sú navzájom oddelené hlboko zarezanými povrchovými tokmi Revúcej, Ľubochnianky, Starohorského potoka, resp. okrajom pohoria.

Hydrogeologické štruktúry severozápadu pohoria

– celok vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu v oblasti kóty 927,0 m Katova skala s plochou 2,736 km^2, odvodňovaný prameňom Teplica.

– hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov obalu v oblasti kóty 1 078,9 m Prieložnica (2,93 km^2), ktorá má veľmi nízky registrovaný odtok podzemných vôd, takže bol o nej vyslovený predpoklad, že napája prameň Hradská v Podhradí (MALÍK et al., 1993).

– celok vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu medzi obcou Podhradie a kótou 889,8 m Vrchmúr (plocha 1,94 km^2), drénovaný v prevažnej miere pravdepodobne povrchovým tokom v Hradskej doline.

– pravdepodobne hydraulicky prepojené celky karbonátov krížňanského príkrovu medzi obcou Podhradie, kótami Beňková (1 044,8 m) a Chládkovo (1 239,5 m) a dolinou Nižné Krátko. Tieto celky sčasti odvodňuje prameň Nižné Krátko, sčasti ich drénuje Ľubochnianka na svojom východnom okraji. Celková odkrytá plocha karbonátov tu predstavuje 10,02 km^2.

– mohutný masív k. 1 187,1 m Kopa je tvorený hrubým karbonátovým komplexom chočského príkrovu. S výnimkou prameňa Teplica v Krpeľanoch však nie sú známe ďalšie miesta sústredeného odvodňovania tohto komplexu a predpokladá sa, že podzemné vody skryto napájajú alúvium rieky Váh (KULLMAN a GAZDA, 1973). Prehľad najvýznamnejších prameňov severozápadnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tab. 7.

Tab. 7 Prehľad významných prameňov severozápadnej časti Veľkej Fatry

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozorovania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priem. Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Turč. Štiavnička	Teplica	510				16,2		
Sklabiňa	Žiarlová	645	1971–1972	0,06	2,50	0,84	6,2	12,0
Sklab. Podzámok	Dolinka	620	1962–1970	0,46	3,0	0,65	6,0	8,0
Kraľovany	Teplica	500		8,0	10,0		8,0	
Podhradie	Podkopec	610	1959–1962	0,97	8,99	3,89	5,5	8,5
Podhradie	Búdková	530	1959	0,62	3,11	1,60	6,5	9,0
Ľubochňa	Fatra	650	1969–1970	3,44	42,7	10,9	6,8	8,8
Ľubochňa	Niž. Krátko	565	1970–1974	5,53	47,0	17,1	6,5	7,5

Hydrogeologické štruktúry severovýchodu pohoria

– najsevernejšou hydrogeologickou štruktúrou severovýchodnej časti Veľkej Fatry so samostatným režimom, oddelenou od ostatných karbonatických štruktúr relatívne nepriepustnými titónsko-neokómskymi slienitými vápencami a slieňovcami obalu, resp. krížňanského príkrovu, je hydrogeologická štruktúra karbonátov krížňanského príkrovu Vrátočná (kóta 872,3 m) – Ľubochňa. Štruktúru s plochou 3,69 km^2 odvodňuje niekoľko menších prameňov na severnom a západnom okraji a sčasti ju drénuje Ľubochnianka.

– do doliny Salatín sú v prevažnej miere odvodňované masy vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu, vystupujúce v oblasti kót 1 308,2 m Magura, 1 158,8 m Magurka a 1 208,8 m Máliné, ako aj karbonáty obalovej sekvencie medzi Ľubochňou a kótou 1 105,6 m Chovanová. Ich spoločná plocha predstavuje 14,376 km^2 a pramene v doline Salatín sústreďujú značné prietokové množstvá vody. Celkový prehľad najvýznamnejších prameňov severovýchodnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tab. 8.

– na malej ploche hydrogeologického celku karbonátov krížňanského príkrovu v oblasti Jazierce – kóta Tisová na východe pohoria sa nachádza významný prameň Jazierce. V oblasti prameňa navyše do povrchového toku skryto prestupuje cca 15–20 $l \cdot s^{-1}$ podzemných vôd. Keďže 1,15 km^2 odkrytej plochy by nepostačovalo na napájanie takého výdatného zdroja podzemnej vody, uvažuje sa s prestupom vôd z oblasti kót Maďarová – Pulčíkovo (MALÍK et al., 1993).

– vápence a dolomity obalu v oblasti kót 1 339,0 m Maďarová a 1 237,6 m Pulčíkovo majú plochu 5,87 km^2, a pretože na ich okraji nevystupujú nijaké väčšie pramene, predpokladáme, že okrem prameňa Jazierce tento celok dotuje aj prameň Bukovina.

– menšia (1,01 km^2) hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov obalu sa nachádza v oblasti medzi Ľubochňou a kótou 909,7 m Prieval. Infiltrované podzemné vody sú odvádzané menšími prameňmi a skrytými prestupmi prevažne do toku Veľký Kračkov.

– na vyvýšených miestach sa nachádzajú zvyšky – príkrovové trosky dolomitov a vápencov chočského príkrovu. Najväčšie z nich budujú vrcholové partie kót 1 098,7 m Sidorovo (Hýrová) a 971,4 m Veľký Smrekovec. Vysoko priepustné, ale i morfologicky veľmi vysoko sa nachádzajúce celky prevažne dolomitov chočského príkrovu sú odvodňované malými pramienkami na kontakte strednotriasových „chočských" karbonátov so slabo priepustnými slienitými vápencami titónu – neokómu krížňanského príkrovu. Plochy na infiltráciu zrážok sú totiž väčšinou neveľké a nepriepustné podložie svojím sklonom predestinuje vývery prameňov smerom k rôznym okrajom „čiapok".

– najväčší slovenský krasový prameň Lazce (na iných miestach označovaný aj ako Lasce) v Necpalskej doline odvodňuje celú plochu 19,753 km^2 karbonátov krížňanského príkrovu medzi Necpalskou dolinou, Belianskou dolinou a tektonickými oknami v ich záveroch (KULLMAN a GAZDA, 1973). Výdatnosť prameňa Lazce však zrejme musí byť aj napriek takto veľkej ploche infiltračnej oblasti dotovaná ďalšími skrytými prítokmi do celku karbonátov medzi kótami Hrosková (1 042,8 m), Osično (1 107,2 m) a Prieraslé (1 239,5 m). Lokalizácia dotácií z povrchových tokov sa predpokladá v Belianskej doline, v oblasti západne (nižšie) od rekreačnej oblasti Havranovo.

– smerom na východ, v oblasti medzi kótami 1 298,0 m Malý Lysec, 1 305,0 m Štefanová a 1 370,3 m Šoproň, sa nachádza ďalší nadväzujúci hydrogeologický celok karbonátov krížňanského príkrovu s plochou 15,27 km^2. Predpokladá sa, že časť v ňom infiltrovaných podzemných vôd prestupuje na západ a skryto dotuje prameň Lazce, časť vôd zasa skryto dotuje horný tok podvrchového toku Ľubochnianka (MALÍK et al., 1993). V tomto celku sa nachádzajú aj významné pozorované pramene Havranovo a Lučečné. Prehľad významných prameňov juhozápadnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tab. 9.

– čiapky rázsoch medzi dolinami Nižnou Štefanovou, Kornietovou a Jarabinskou budujú vápence a dolomity krížňanského príkrovu. Smer prúdenia podzemných vôd je kontrolovaný sklonom nepriepustného kryštalinického podložia, malé plochy infiltračných oblastí do 1,0 km^2 však neumožňujú sústredenie väčšieho množstva podzemných vôd.

– najväčšiu rozlohu (141 km^2) na juhozápade pohoria, ale aj v rámci celej Veľkej Fatry, má karbonátová kryha chočského príkrovu medzi Necpalmi, Mošovcami, Blatnicou, Hájom, Čremošným, Harmancom a kótou Kráľova studňa. Stavba pôvodne jednoduchej dosky vápencov a dolomitov je však komplikovaná priebehom osí antiklinálnych výzdvihov slienitého nepriepustného podložia krížňanského príkrovu. To spôsobilo, že časť podzemných vôd nepostupuje až k najnižšiemu miestu hydrogeologickej štruktúry na jej západnom okraji, ale je drénovaná povrchovými tokmi alebo vystupuje v prameňoch aj v strede samotnej štruktúry (najmä v Blatnickej a Gaderskej doline). Ďalšia časť podzemných vôd pravdepodobne prestupuje do priepustných neogénnych klastík, tvoriacich sedimentárnu výplň Turčianskej kotliny (KULLMAN a GAZDA, 1973). Na samotnom západnom okraji tejto veľkej karbonátovej štruktúry sú potom významné výstupy vôd v prameňoch a prestupy do povrchových tokov v oblasti Mošoviec a Blatnice.

Tab. 8 Prehľad významných prameňov severovýchodnej časti Veľkej Fatry

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozorovania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priem. Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Ružomberok	Jazierce	570	1969–71	30,2	198,0	55,3	3,8	18,0
Ružomberok	Biely Potok	635	1971–P	0,0	51,6	17,0	8,0	15,5
Hubová	U Brúsu	525	1971–79	1,47	20,0	4,98	4,0	10,2
Ľubochňa	Salatín č. 1	691	1969–74	2,70	106,0	21,6	3,6	7,3
Ľubochňa	Salatín č. 3	733	1969–P	11,9	82,1	24,9	5,3	8,2
Ľubochňa	Salatín č. 4	770	1969–P	7,07	59,3	22,4	4,5	7,7

Hydrogeologické štruktúry juhovýchodu pohoria

Geologická situácia nás núti spojiť celky vystupujúcich vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu medzi kótami 1 267,7 m Suchá, Skalná Alpa, Tmavá, 1 456,4 m Tanečnica, 1 145,2 m Skalné, na západnom svahu spojnice kót 1 397,5 m Minčol a 1 566,7 m Rakytov, na juhovýchodnom svahu spojnice kót 1 397,5 m Minčol a 1 566,7 m Rakytov a karbonátov obalu medzi kótami 1 280,1 m Perušín, Blatná a 1 219,0 m Tmavá do jednej hydrogeologickej štruktúry s celkovou plochou 15,375 km^2. Túto štruktúru odvodňuje najmä vyvieračka Rakytov s celkovou výdatnosťou cca 150 l . s^{-1}. Časť vôd (pravdepodobne cca do 30 l . s^{-1}) prestupuje ešte do Ľubochnianky (MALÍK et al., 1993). Na východe územia vystupujú významné pramene Pod parohami, Pod javorom a Biele vody. Prameň Biele vody je netradičným spôsobom zachytený dvoma horizontálnymi hydrogeologickými vrtmi, ktoré perforovali nepriepustnú bariéru lunzkých bridlíc pod niveletou niekdajšieho bariérového výveru (KULLMAN, 1990).

– karbonáty obalu v Ľubochnianskej doline sú dolinou Blatná rozdelené na dve časti. Južnú pravdepodobne odvodňuje prameň západne pod kótou Tmavá, ktorý v tejto časti pravdepodobne reprezentuje všetok bilančný odtok. Severná časť je pravdepodobne hydraulicky prepojená s karbonátmi krížňanského príkrovu a dotuje svojimi vodami vyvieračku Rakytov.

Celkový prehľad najvýznamnejších prameňov juhovýchodnej časti Veľkej Fatry je uvedený v tab. 10.

Oblasť Donovál

Päť prameňov jergalskej vetvy Pohronského skupinového vodovodu, vyvierajúcich v oblasti Donovaly – Dolný Jelenec, predstavuje významný zdroj podzem-

Tab. 9 Prehľad významných prameňov juhozápadnej časti Veľkej Fatry

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozorovania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priem. Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Horné Jaseno	Halmešová	722		15,0	20,0			
Belá-Havranovo	Lučečné	790	1971–P	20,8	33,0	26,7	4,3	8,0
Belá	Pod Havranom	670	1987–P	24,3	55,2	34,6	6,8	8,1
Belá	Horné Čremošné	730		15,0	25,0			
Necpaly	Lazce	550	1960–1971	330,0	865,0	477,0	8,4	9,0
Blatnica	Krahulčie	800	1971–P	12,6	223,0	79,1	6,0	7,8
Blatnica	Mokrý Jasienok	680	1971–1978	7,27	31,9	19,2	6,5	8,2
Blatnica	Jasienok pod chatou	670	1971–1981	2,10	26,4	16,2	5,4	9,0
Blatnica	Vlčie bralo	630	1977–1982	18,5	32,5	23,0	2,6	12,0
Blatnica	Rakytovská dolina	765	1979–1985	4,06	12,3	7,61	5,0	8,4
Blatnica	Dedošova dolina 1	1 000	1969–P	0,82	22,7	8,76	3,6	8,6
Blatnica	Dedošova dolina 2	970	1969–P	0,29	20,0	4,67	3,8	8,1
Blatnica	Dolné Veterné	900	1979–P	3,16	49,9	20,6	2,6	10,4
Čremošné	Žarnovická dolina	805	1962–1964	24,8	69,7	45,7	7,0	9,0
Čremošné	Bartoška	715	1962–1964	0,51	42,8	12,3	7,0	8,0
Čremošné	Vyvieračka	725	1988–P	0,0	10,1		5,9	6,1
Čremošné	Výver z tunela	700	1968–P	12,8	47,0	23,8	4,6	10,9

Tab. 10 Prehľad významných prameňov juhovýchodnej časti Veľkej Fatry

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozoro-vania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priemer Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Vyš. Revúce	Teplô-Dolina	671	1969–P	0,23	30,0	6,49	5,0	7,2
Lipt. Osada	Pod cestou	625	1970–1971	44,6	61,6	50,1	6,2	7,6
L. Revúce	Teplô-Biele Vody	760	1969–1977	50,8	102,0	73,1	7,4	8,0
L. Revúce	Teplô-Pod Javorom	785	1970–1983	2,05	45,2	23,8	4,5	6,6
L. Revúce	Pod Parohami	825	–			25		
Ľubochňa	Rakytov	815				120		

Tab. 11 Prehľad významných prameňov v oblasti Donovál

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozoro-vania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priemer Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Motyčky	Jergaly	705	1962–68	141	1 315	382,0	8,0	11,7
Motyčky	Štubne	680	1969–76	680	34,0	64,8	7,0	8,0
Donovaly	Pod javorom	1030						
Motyčky	Pram. gen. Čunderlíka	650	1969–70	27,2	172,0	73,7	6,6	9,8
Motyčky	Veľký Šturec č. 1	790	1969–81	0,99	33,4	6,69	3,4	8,6
Motyčky	Veľký Šturec č. 3	750	1978–P	2,32	6,55	4,28	5,0	7,5
Horný Jelenec	Pri starom mlyne	600	1969–74	10,7	175,0	38,7	6,2	8,3
Valentová	Barboriakov prameň	725	1978–P	1,55	3,62	2,34	6,8	8,6
Dolný Jelenec	Podzemný tok	610				80		

ných vôd s priemernou sumárnou výdatnosťou cca 500 l . s^{-1}. Na základe hydrogeochemických vlastností podzemných vôd ich možno rozdeliť podľa predpokladanej infiltračnej oblasti na zdroje pochádzajúce z karbonatických hornín chočského príkrovu – prameň Podzemný tok a Starý mlyn – a na zdroje pôvodom z krížňanského príkrovu, resp. obalu – Prameň generála Čunderlíka, prameň Štubne a vyvieračka Jergaly. Celkový prehľad najvýznamnejších prameňov v oblasti Donovál je uvedený v tab. 11.

– pre uvažované zdroje podzemných vôd pochádzajúcich z chočského príkrovu môžeme za infiltračnú oblasť považovať kryhu dolomitov a vápencov v okolí priesmyku Veľký Šturec, ktorá má v mieste vystupovania prameňov svoje najnižšie položené miesto a ktorá svojou plochou 15,326 km^2 poskytuje dostatok infiltračného potenciálu na vznik takýchto výdatných vývervov, aké sú Starý mlyn a Podzemný tok.

– odkryté vápence a dolomity krížňanského príkrovu medzi Donovalmi, Hanesmi a Štubňami s plochou 2,726 km^2 môžu teoreticky predstavovať infiltračnú oblasť ostatných prameňov (Jergaly, Štubne a Prameň generála Čundelíka). Veľkosť takejto infiltračnej oblasti však nepostačuje na sústredenie takého množstva vody, aké vyteká z troch predmetných prameňov.

– hydrogeologická štruktúra karbonátov donovalskej obalovej série (tzv. synklinály Bukovca) s plochou 10,248 km^2, vystupujúca južnejšie od významných prameňov jergalskej vetvy, tvorí podľa geologickej situácie zdanlivo so štruktúrou nespojitý, avšak podľa hydrogeochemických, bilančných a izotopových ukazovateľov pravdepodobne hydraulicky prepojený celok (MALÍK et al., 1993).

– pruh karbonatických hornín krížňanského príkrovu (obalu ?), ktorý sa tiahne od Jelenskej doliny ponad Staré Hory ďalej smerom na juhozápad k Dolnému Harmancu, sa vzhľadom na svoju malú odkrytú plochu odvodňuje len menšími prameňmi vo vrchných častiach dolín – prítokmi Starohorského potoka. Meraním prietoku však boli indikované aj podzemné vody prestupujúce do Starohorského potoka. Tieto vody pochádzajú čiastočne aj z drenáže slienitého nadložia kriedy krížňanského príkrovu, vystupujúceho nad pruhom vápencov a dolomitov.

Oblasť Harmanca

– pruh karbonatických hornín krížňanského príkrovu prechádzajúci od Starých Hôr má svoje pokračovanie aj za Harmaneckým potokom. Tento celok križuje Harmanecký potok, dolinu Racvalová a končí sa v oblasti prameňov Matanovo – Veľké Cenovo. Zistený skrytý prestup podzemných vôd do Harmaneckého potoka priamo v oblasti obce Dolný Harmanec, medzi jej horným a dolným koncom, s veľkosťou 15 až 61 l . s^{-1} môžeme pripísať pravde-

Tab. 12 Prehľad významných prameňov v oblasti Harmanca

Lokalita	Názov prameňa	Nadm. výška (m)	Pozoro-vania od–do	Min. Q (l/s)	Max. Q (l/s)	Priemer Q (l/s)	Min. T (°C)	Max. T (°C)
Horný Harmanec	V Rigole	725	1979–P	4,10	27,6	8,12	4,0	9,0
Horný Harmanec	Výver z tunela	625	1979–P	5,66	25,0	14,7	6,2	8,2
Horný Harmanec	Vrcholový tunel	640	1954–P	249,0	392,0	314,0	6,6	8,3
Horný Harmanec	Čierno č. 1	650	1954–1957	52,7	149,0	77,8	6,0	7,5
Horný Harmanec	Čierno č. 2	800	1954–1958	24,7	130,0	47,8	6,0	7,5
Horný Harmanec	Čierno č. 3	650	1954–1957	3,3	21,7	6,98	6,0	7,5
Horný Harmanec	Malé Cenovo	570	1955–1959	10,1	46,9	16,8	7,0	7,5
Horný Harmanec	Veľké Cenovo	590	1955–1960	28,2	100,0	38,0	6,0	10,5

podobnému drenážnemu efektu nadložia, ktorý sa asi najviac prejavuje v hornej časti doliny Racvalová.

– hydrogeologickú štruktúru chočského príkrovu v oblasti kót Sokolie (872,3 m) – Lučivno (959,2 m) odvodňuje najmä prameň Malé Cenovo. Infiltračná oblasť prameňa Veľké Cenovo nie je celkom vyjasnená vzhľadom na jeho geologickú a geomorfologickú pozíciu. Prehľad najvýznamnejších prameňov v oblasti Harmanca je uvedený v tab. 12.

– dolomity a vápence chočského príkrovu budujú mohutné polohy v oblasti dolín Čierno, kde sa nachádzajú aj významné rovnomenné pramene. V tomto masíve je lokalizovaná aj známa Harmanecká jaskyňa Izbica.

– pokračovaním spomínaných hornín chočského príkrovu, napojených na štruktúru karbonátov chočského príkrovu v juhozápadnej časti pohoria, je tzv. harmanecká synklinála. Je to hydrogeologická štruktúra so značnou rozlohou, známa prameňmi v oblasti Zalámanej, ale najmä vodárensky využívaným výtokom podzemných vôd z veľkého harmaneckého tunela v oblasti východného portálu. Západný portál toho istého tunela je odvodňovaný aj pozorovaným, avšak nezachyteným vývermi pri Čremošnom.

Erózne okná triasových karbonátov

Hydrogeologický význam eróznych okien triasových karbonátov krížňanského príkrovu, vystupujúcich izolovane alebo systematicky v pásme stredných a horných častí dolín Turecká – Hornojelenská – Zelená (Lopušná) – Suchá nad Liptovskými Revúcami a na západnej strane pohoria v dolinách Sklabinská – Hornojasenská, bol v minulosti predmetom rozličných úvah. Merania v poslednom období ukázali, že s výnimkou jediného prípadu – okná triasových vápencov a dolomitov obalovej série v závere Belianskej doliny, kde sa pravidelne strácala časť prietokových množstiev povrchového toku až do veľkosti 20 $l \cdot s^{-1}$ – sa na všetkých zvyšných oknách zaznamenala ich drenážna funkcia voči okoliu spojená s prírastkom prietokového množstva po prúde. V niektorých prípadoch sa zistila hydraulická pasivita – nekomunikovanie s okolím. Táto drenážna funcia je odrazom stavu prietokov, a hlavne vo vyšších častiach dolín klesá v suchých obdobiach prestupujúce množstvo z drénovaného okolia temer až na nulu (MALÍK et al., 1993).

NERASTNÉ SUROVINY

Región Veľká Fatra sa z hľadiska ťažby a prognóznosti nerastných surovín považuje za menej významný ako iné jadrové pohoria. Limitujúcimi faktormi pravdepodobnosti výskytu ďalších rudných mineralizácií, ako na to upozornili PULEC a KOHÚT (1989), sú geologicko-tektonické pomery regiónu. Geologická stavba, na druhej strane, priaznivo ovplyvňuje možnosti výskytu nerudných nerastných surovín. Reprezentujú ich najmä stavebné, hutnícke a tehliarske suroviny. V minulosti sa ťažili v početných lomoch. Po vyhlásení prevažnej časti územia za chránenú krajinnú oblasť Veľká Fatra boli niektoré lomy vyťažené, ale ťažba sa už ďalej nerozširovala. Väčšina prognóznych zdrojov sa nachádza na území chránenej krajinnej oblasti Veľká Fatra, a preto sa priemyselne nevyužíva.

Väčšinu údajov o nerudných nerastných surovinách sme čerpali z prác HANÁČKA (in BUJNOVSKÝ et al., 1983; in BUJNOVSKÝ a HANÁČEK, 1986; in POLÁK et al., 1987).

RUDNÉ SUROVINY

Strieborná mineralizácia

Strieborné rudy sa ťažili v 17. a 18. storočí v oblasti Nižné a Vyšné Matejkovo. Obsah striebra v rude bol nízky, ťažba bola nerentabilná a práce v baniach sa v roku 1824 skončili (PULEC a KOHÚT, 1989).

Barytovo-sulfidická mineralizácia

Žilná barytovo-sulfidická mineralizácia je vyvinutá v doline Nižný Matejkov v kyslých pegmatiticko-aplitických granitoidoch (1). Pri prieskumných prácach ZSRP Turčianske Teplice v rokoch 1956–60 (KRAVJANSKÝ, 1956; KRÁĽ, 1960) vypočítali 460 kt zásob barytovej suroviny v kategórii C2 nízkej kovnatosti (70 % $BaSO_4$). Polymetalická mineralizácia prítomná vo forme nepravidelných impregnácií nemá hospodársky význam. Minerálna asociácia je baryt, kremeň, chalkopyrit, sfalerit, galenit, tetraedrit. Vek zrudnenia je alpínsky (KANTOR a RYBÁR, 1963).

Geochemickou prospekciou bola zistená prítomnosť takéhoto zrudnenia aj v oblasti Kantorskej (2) a Trlenskej doliny (3) (KRAVJANSKÝ a HRONCOVÁ, 1987). Čisto barytová mineralizácia je známa z doliny potoka Čierňava (4), v hornej

časti Ľubochnianskej doliny (5), doliny Nižná Štefanová (6) a Rakytov (7). Ani jedna z menovaných oblastí nepredstavuje ekonomicky významné akumulácie.

Scheelitová mineralizácia

Výskyty scheelitu z kryštalinika KRAVJANSKÝ a HRONCOVÁ (1987) interpretujú alternatívne ako primárny akcesorický minerál kryštalinických hornín alebo ako produkt naloženej hydrotermálnej fázy. Scheelit z oblasti pravých prítokov Revúcej PULEC a KOHÚT (1989) považujú za prejav alpínskeho hydrotermálneho cyklu.

Hematitové sedimentárne rudy

Oolitické hematitové sedimentárne rudy sú známe zo západných svahov Ľubochnianskej doliny, 500 m západe od hájovne Huta (8). Sú viazané na intenzívne zvrásnené organodetritické vápence rétu krížňanského príkrovu. Rudu tvorí hematit. Sprevádza ho kremeň a kalcit. V minulosti sa v malom rozsahu ťažili, nemajú však hospodársky význam.

Vanádové zrudnenie

Vanádové zrudnenie bez ekonomického významu je známe z rétu krížňanského príkrovu na lokalite Bystrý potok (9). Rét je zastúpený fatranským súvrstvím – bridlice, vápence. Zrudnenie je viazané na 5–10 cm hrubé vrstvičky bridlíc s obsahom 410–1 585 ppm vanádu (BUJNOVSKÝ et al., 1993).

V porovnaní s inými jadrovými pohoriami PULEC a KOHÚT (1989) konštatujú, že rudné mineralizácie sú iba slabo vyvinuté, ani kvalitou ani kvantitou nespĺňajú kritériá väčšej akumulácie minerálov. Ide iba o mineralogické výskyty. Pripisujú to malému výskytu metamorfitov a absencii výraznejších zlomových pásiem alebo strižných zón, kde je predpoklad vzniku ložiskových akumulácií.

Výskyty fosforitov

Vo vápencoch spodného liasu šiprúnskej sekvencie v údolí 1 km sz. od Kľaku (10) a v krížňanskom príkrove v údolí Ráztoky 3 km jv. od Nolčova (11) boli zistené úlomky čiernych fosfátov (SÝKORA,1975). Obsah P_2O_5 vo vápencoch je 1,37 %.

NERUDNÉ SUROVINY

V regióne sú z nerudných surovín zastúpené len stavebné suroviny, a to stavebný kameň, prírodné a drvené kamenivo, suroviny na výrobu cementu, vápna a tehliarskych výrobkov. Väčšina lomov na ťažbu kameňa má len lokálny význam.

Paleozoikum

Biotitické až muskoviticko-biotitické granodiority, hrubozrnné až pegmatitového charakteru, sa v minulosti ťažili v malom lome v Ľubochnianskej doline, asi 1 km v. od horárne Čierňavy (12). Používali sa ako podkladový materiál pri výstavbe ciest.

Z granitoidov smrekovického typu sú známe dnes už opustené kameňolomy (13). Nachádzajú sa v doline Vyšný Matejkov. Lomy boli založené v stredno- až hrubozrnných sivých až zelenkastých granodioritoch, masívnych, zriedka prestúpených nepravidelnými puklinami, čo umožňuje výlom väčších blokov. Horniny sa ťažili hlavne ako lomový kameň na stavby a ako štet a drvené kamenivo rôznych frakcií na stavbu ciest.

Pegmatitové žily smrekoveckého granodioritu v oblasti Nižné a Vyšné Matejkovo (14) s obsahom K_2O a Na_2O v medziach 5,96 až 9 %, s častou prímesou $BaSO_4$ ako škodliviny, hodnotí KUBÍNY (1970) ako živcovú surovinu s nízkymi parametrami.

Mezozoikum

Kremité suroviny

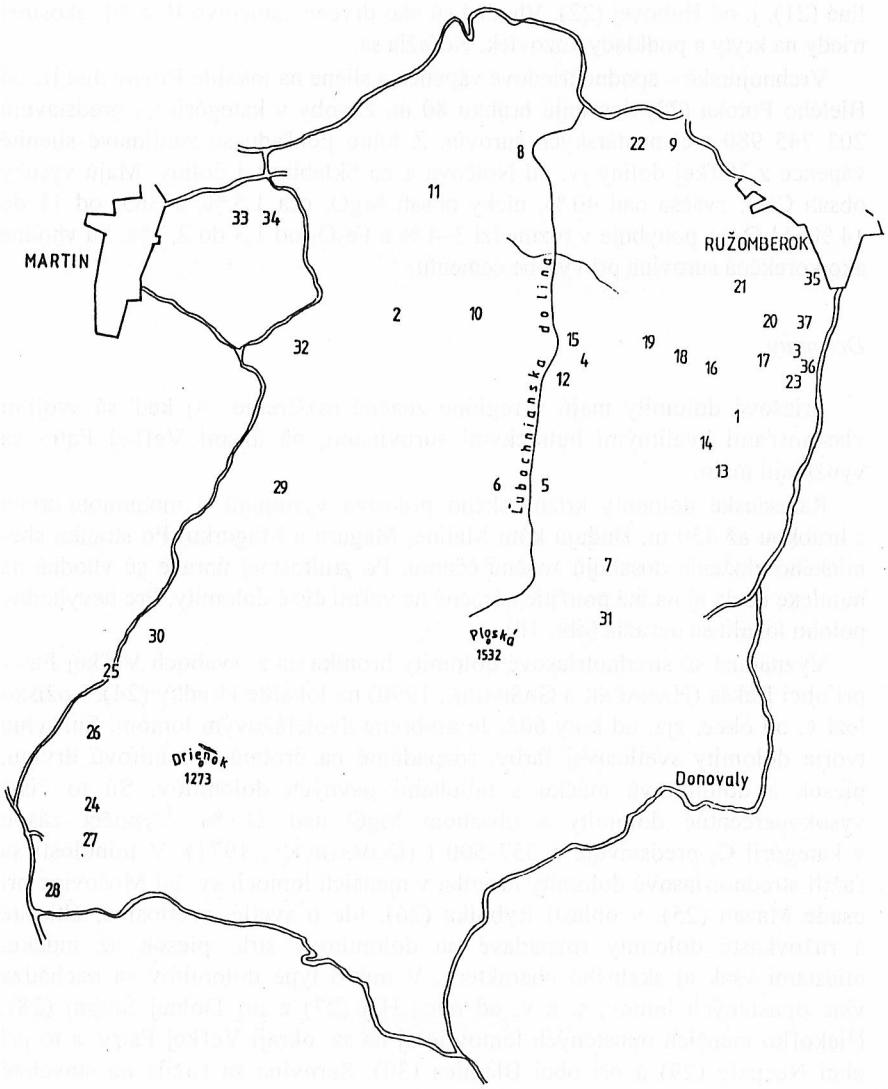
Spodnotriasové pieskovce šiprúnskej sekvencie (drobnozrnné, vrstevnaté kremité arenity, subarkózy, sublitarenity) sa ťažili v lome v Ľubochnianskej doline pri sútoku potoka Blatná s Ľubochniankou (15). Využívali sa na podklady a kryty vozoviek a ako kamenivo do betónu. Vyhovujú požiadavkám triedy Ia, b a d. Obsah SiO_2 je pod 90 %.

V spodnom triase šiprúnskej sekvencie na s. svahoch kóty Pulčíkovo (16) sú známe výskyty kremitých hornín, vhodných na stavebné účely ako kamenivo. Obsah SiO_2 je pod 90 %.

Karbonátové suroviny

Vápence

Zásoby triasových vápencov gutensteinského typu šiprúnskej sekvencie boli overené v Trlenskej doline medzi kótou Pulčíkovo – Šepkovo (17), na svahoch Maďarova (18) a na Čiernom vrchu (19). Vhodné sú ako surovina na výrobu cementu. Zásoby v kategórii C_2 predstavujú 24 151 545 t. Gutensteinské vápence v chočskom príkrove sú tmavosivé, vrstevnaté až masívne. Hrúbka vrstiev



Obr. 10 Schematická mapa lokalizácie ložísk a výskytov nerastných surovín v regióne Veľká Fatra (M = 1 : 200 000)

je od niekoľkých cm do 2,5 m. Vyskytujú sa na kóte Hýrová (20), s. od kóty Máliné (21), j. od Hubovej (22). Vhodné sú ako drvené kamenivo II. a III. akostnej triedy na kryty a podklady vozoviek. Neťažia sa.

Vrchnojurské – spodnokriedové vápence a sliene na lokalite Rovný diel jz. od Bieleho Potoka (23) dosahujú hrúbku 80 m. Zásoby v kategórii C_2 predstavujú 203 745 980 t cementárskych surovín. Z tohto pohľadu sú zaujímavé slienité vápence z Veľkej doliny jv. od Nolčova a zo Sklabinskej doliny. Majú vysoký obsah CaO, zväčša nad 40 %, nízky obsah MgO, cca 1,5 %, a SiO_2 od 11 do 14 %. Al_2O_3 sa pohybuje v rozmedzí 3–4 % a Fe_2O_3 od 1,3 do 2,3 %. Sú vhodné ako korekčná surovina pri výrobe cementu.

Dolomity

Triasové dolomity majú v regióne značné rozšírenie. Aj keď sú svojimi vlastnosťami kvalitnými hutníckymi surovinami, na území Veľkej Fatry sa využívajú málo.

Ramsauské dolomity krížňanského príkrovu vystupujú v mohutnom pruhu s hrúbkou až 450 m. Budujú kótu Máliné, Maguru a Magurku. Po stránke chemického zloženia dosahujú značnú čistotu. Po zrnitostnej úprave sú vhodné na hutnícke účely aj na iné použitie náročné na veľmi čisté dolomity. Pre nevýhodnú polohu lokalít sa neťažia (obr. 10).

Významné sú strednotriasové dolomity hronika na z. svahoch Veľkej Fatry pri obci Rakša (HANÁČEK a GAŠPARIK, 1990) na lokalite Hrádky (24). Ložisko leží v. od obce, zjz. od kóty 602. Je otvorené dvojetážovým lomom. Surovinu tvoria dolomity svetlosivej farby, rozpadnuté na drobnú dolomitovú drvinu, piesok a dolomitovú múčku s polohami pevných dolomitov. Sú to čisté vysokopercentné dolomity s obsahom MgO nad 21 %. Výpočet zásob v kategórii C_2 predstavuje 5 357 500 t (DOMANICKÝ, 1971). V minulosti sa ťažili strednotriasové dolomity hronika v menších lomoch sv. od Mošoviec pri osade Mazan (25), v oblasti Rybníka (26). Ide o svetlé, svetlosivé, žltkasté a ružovkasté dolomity rozpadavé na dolomitový štrk, piesok až múčku, miestami však aj skalného charakteru. V tomto type dolomitov sa nachádza viac opustených lomov, s. a v. od obce Háj (27) a pri Dolnej Štubni (28). Niekoľko menších opustených lomov je aj na sz. okraji Veľkej Fatry, a to pri obci Necpaly (29) a pri obci Blatnica (30). Surovina sa ťažila na stavebné účely ako cestný štrk rôznych frakcií, ako prísada do betónu a do omietok.

Vrchnotriasové dolomity sa ťažili vo viacerých menších kameňolomoch, napríklad Veľká Rakytová (31) medzi Strednou a Nižnou Revúcou, pri Vyšnej Revúcej, j. od Veľkého Šturca a s. od obce Motyčky.

Paleogén

Stavebné suroviny

Zlepence, pieskovce a brekcie vnútrokarpatského paleogénu zasahujú južne od Ružomberka. Drobnozrnné, masívne zlepence až brekcie sú surovinou na výrobu betónu. Ťažia sa mimo územia regiónu.

V západnej časti pohoria sa ako stavebný kameň a drvené kamenivo ťažili vápence bazálneho paleogénu (borovianske súvrstvie) v okolí Sklabine, Podhradia a Konského (32).

Tehliarske suroviny

Ílové fácie hutianskeho súvrstvia sa ťažili na ložisku Sučany – Podhradie I (33) a predstavujú ložisko s bilančnými zásobami v kategórii B a C_1 – 1 144 755 m^3 a v kategórii C_2 – 519 000 m^3 tehliarskej suroviny. Po kvalitatívnej stránke je to homogénna, slabo uhličitanová, jemná, stredne plastická tehliarska hlina, podľa zrnitostného zloženia je vhodná na výrobu mnohodierovaných tehál.

Na ložisku Sučany – Podhradie II (34) boli vypočítané zásoby v kategórii C_2 – 1114 832 m^3. Úžitkovou zložkou sú zvetrané ílovce s polohami pieskovcov, elúvium a svahové hliny.

Hlinisko vo vrchnoeocénnych ílovcoch hutianskeho súvrstvia spolu s ich aluviálnym, resp. deluviálnym pokryvom j. od Ružomberka (35) je kvalitnou tehliarskou surovinou na výrobu všetkých tenkostenných tehliarskych výrobkov, špeciálnych tehál, drenážnych rúrok, stropníc a podobne.

Kvartér

Dekoračný kameň

V jv. časti Trlenskej doliny pri jej vyústení do Revúcej sa vyskytujú travertíny. Sú viazané na miesta výveru podzemných mineralizovaných vôd. Sú riskowürmského veku a ich tvorba pretrváva do súčasnosti (PRISTAŠ, ústna informácia). Majú svetlosivú až hnedastú farbu, v spodnejších častiach sú kompaktné, vo vyšších horizontoch penovcové. V minulosti sa ťažili na lokalite Lišková (36), používali sa do základov, na stavbu domov a dekoračné účely. Dnes sú vyhlásené za chránené útvary.

Trlenská dolina (1)

Rádiolarity – doger, gravitačný intraformačný sklz. Rádiolarity dogeru predstavujú konštantnú litofáciu, bežne rozšírenú v zliechovskej sekvencii krížňanského príkrovu a v obalových jednotkách. Celý vrstvový sled zodpovedá makrorytmu, ktorý sa vyznačuje striedaním zelených a červených kremitých vápencov s pásmi a s hľuzami rohovcov. Vo výbruse sú biomikrity s paralelným usporiadaním alochémov. Pravidelne vrstvovité rádiolarity sú sedimenty otvoreného mora, ktoré vznikli v batyálnom prostredí usadzovaním vápnitých a kremitých schránok za rovnovážneho stavu medzi sedimentáciou a subsidenciou.

V rádiolaritoch Trlenskej doliny je možné dobre sledovať podmorský sklz alebo „slumping". Ležaté vrásy sú diskordantne prekryté neporušenými nadložnými vrstvami. Tieto sedimenty boli pôvodne hydroplastické telesá, diageneticky nespevnené, ktoré sa ľahko deformovali pri gravitačnom sklze na naklonenom svahu. Proti všeobecne platným kritériám pre podmorské sklzy – „slumping", ktoré udáva MATTAUER (1973), možno v odkryve konštatovať prítomnosť vrásových puklín a rovnakú hrúbku vrstiev vo vrásach po celej dĺžke.

Trlenská formácia (2)

Trlenská formácia je komplex vrstiev homogénneho vzhľadu v porovnaní s podložným karpatským keuperom a nadložnými allgäuskými vrstvami (fleckenmergel). Formácia je zložená z rytmického sledu pieskovcov, piesčitokrinoidových vápencov, biokalkarenitov a vápnitých pieskovcov.

Vápence a pieskovce sú laminované a krížovo vrstvené. Základná hmota vápencov je často silicifikovaná kolomorfným opálom-chalcedónom, ktorý sa nachádza v laviciach vo forme nedokončených vrstiev. Trlenská formácia sa nachádza v transgresívnej diskordantnej pozícii na vrchnotriasových kvarcitoch karpatského keuperu. Najvyšší lias (rét) nebol dosiaľ vo Veľkej Fatre pod trlenskou formáciou paleontologicky dokázaný.

Báza formácie nebola dosiaľ stanovená. Vrchná časová hranica, vrchný lotaring, bola stanovená podľa cefalopóda *Echioceras variecostatum* (ZIETEN).

Liptovská Osada

Wettersteinské vápence a korytnické vápence (kordevol – jul) (3)

Na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry, cca 500 m južne od obce, vystupujú po oboch stranách riečky Revúca v hroniku wettersteinské vápence a v ich nadloží korytnické vápence.

Uprostred kameňolomu sú masívne biohermné wettersteinské vápence. V tejto faciálnej oblasti sú wettersteinské vápence laterálnym ekvivalentom reiflinských vápencov. Obsahujú konštrukčnú rifovú asociáciu organizmov: vápnité huby (*Inozoa* a *Sphinctozoa*), problematický *Tubiphytes obscurus* MASLOV a *Hydrozoa*. Brachiopódy z wettersteinských vápencov poukazujú na určitú afinitu s faunou nadložných korytnických vápencov.

Korytnické vápence sú formálnou litostratigrafickou jednotkou triasu. Nachádzajú sa v Korytnickej doline medzi reiflinskými, prípadne wettersteinskými vápencami a nadložnými lunzkými vrstvami. Sú to tmavosivé až čierne, pravidelne vrstvovité vápence s tenkými medzivrstvičkami slieňov. Maximálna hrúbka vápencov je 30 m. Vápence sú často organogénne, lumachelové, s navetranými fosíliami. Na kontakte s biohermnými wettersteinskými vápencami obsahujú nepravidelné „vačky" vyplnené kalkarenitom, kalciruditom a brekciami rifového detritu až do veľkosti 25 cm blokov – analóg cipitských vápencov v sancassianskych vrstvách, gúľaných dole po rifovom svahu na dno nižšie situovaného bazénu. Vo vrstvách korytnických vápencov biostróm boli zistené niekoľkometrové telesá „patch reef". Na ich stavbe sa zúčastňujú kolóniové koraly rodu *Thecosmilia*, krinoidy a početné echinoidy rodu *Cidaris*. Vrstvy vápencov zodpovedajú biomikritom a intrasparitom. Z minerálov obsahujú limonitizovaný pyrit, zriedkavo detritický kremeň a sericit. Organické spoločenstvo je veľmi bohaté, prevládajú brachiopódy, echinoidy, koraly, krinoidy, cyanofyty, foraminifery, ihlice húb, konodonty, sklerity holotúrie, ostrakódy, rádiolárie, machovky, detrit článkov echinodermátov.

Na základe porovnania brachiopódovej fauny s faunou triasových fácií Álp 66 % druhov zodpovedá faune sancassianských vrstiev, 40 % faune karditových vrstviev, 33 % faune jägerhauských vápencov, 20 % faune reibelských vrstiev, 0,6 % faune oponických vápencov, reingrabenských bridlíc, wenyenských vrstiev a pachykardiových tufov.

Podľa veku sa korytnické vápence zaraďujú do kordevolu (JABLONSKÝ, 1973), do bázy spodného julu (BUJNOVSKÝ et al., 1975); do kordevolu na základe konodontov (GAŹDZICKI et al., 1978).

Rifový komplex hlavných dolomitov

Hlavné dolomity (vrchný karn–norik) sú na rozhraní Nízkych Tatier a Veľkej Fatry najmladším členom chočského príkrovu. Jeho celková hrúbka je okolo 250 m. Na základe laterálneho rozšírenia organizmov a petrografického charakteru hlavných dolomitov možno v časti rifového komplexu vyčleniť centrálnu rifovú oblasť a lagunárnu „back reef" fáciu s blízkou rifovou zónou.

Zastávka č. 4:

Kameňolom v zárezе cesty blízko obce Liptovská Osada, „centrálna rifová oblasť" – „reef core" – predstavuje teleso masívnych dolomitov s „locus typicus" v kameňolome v zárezе cesty. V svetlosivých masívnych dolomitoch prevláda rifový detrit nad kostrou rifu. Pre masívne dolomity je charakteristická výrazná pórovitosť po vyvetraných fosíliách. Chemické analýzy masívnych dolomitov z rifového jadra ukazujú nižší obsah MgO ako dolomity lagunárnej fácie. Organogénna časť dolomitov je zložená z konštrukčnej asociácie organizmov typických pre centrálnu rifovú oblasť. Najvýraznejším komponentom je detrit i zachované články krinoidov – *Encrinus* sp., kolóniové koraly, *Hydrozoa* – *Stromatomorpha* sp., vápnité huby, gastropódy, lamelibranchiáty – *Cassianella* sp., *Entolium* sp., *Echinoidae* – *Cidaris* sp., detrit *Cadiaceae* a problematický *Tubiphytes obscurus* MASLOV. Početné sú evinospongiové štruktúry v podobe laminovaných kôr.

Zastávka č. 5:

Zárez cesty Banská Bystrica – Ružomberok, severne od obce Liptovská Osada. Dolomity vystupujúce v zárezе cesty sú lagunárnej fácie. Sú pravidelne vrstvovité, s laminami mm rytmov a medzivrstvičkami ílovitých bridlíc. V spodnej časti dolomitov sú početné riasové rytmity stromatolitického typu s peletami s maximálnou veľkosťou 0,72 mm. Na rozdiel od dolomitov rifového jadra majú dolomity lagunárnej fácie nižšiu pórovitosť. Drobné póry pochádzajú z vyvetraných dasykladaceí a schránok megalodontov.
Fauna: *Megalodontidae*: *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) *triqueter pannonicus* (FRECH), *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) *laczkoi* (HOERNES), *Neomegalodon* (*Neomegalodon*) *carpaticus* KOCHANOVÁ. Fauna hlavných dolomitov indikuje tuval – spodný norik.

Wettersteinské dolomity (6)

Zvážnica zo sedla Malý Šturec na k. 1237 m Krásny kopec. V nadloží gutensteinských vápencov vystupujú svetlosivé až biele hrubolavicovité dolomity.

Možno ich sledovať na veľkú vzdialenosť v zárezе cesty Harmanec – sedlo Malý Šturec, odkiaľ pokračujú cez Krásny kopec na Košariská. Ide o stromatolitické dolomity, často brekciovité, s úlomkami do 2 cm. Sú pórovité po vylúhovaných riasach (póry do 1 cm). BYSTRICKÝ (1973) uvádza druh *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. a *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, ktoré poukazujú na ladinský vek dolomitov.

Lokalita v oblasti Krásneho kopca. *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. (sensu BYSTRICKÝ, 1986) – t. j. ladinský stupeň, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ, *Aciculella* sp.

Lokalita d. b. VF-1311, sv. od sedla Malý Šturec. *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Aciculella* sp.

Lokalita d. b. VF-1322, zvážnica zo sedla Malý Šturec na k. 1 237 m Krásny kopec, 550 m sv. od k. 1 034 m. Polohy krinoidových dolomitov s dobre zachovanými krinoidmi (početné exempláre, cca 100 na m^2), vhodnými na podrobné štúdium.

Lokalita Donovaly – zárez cesty

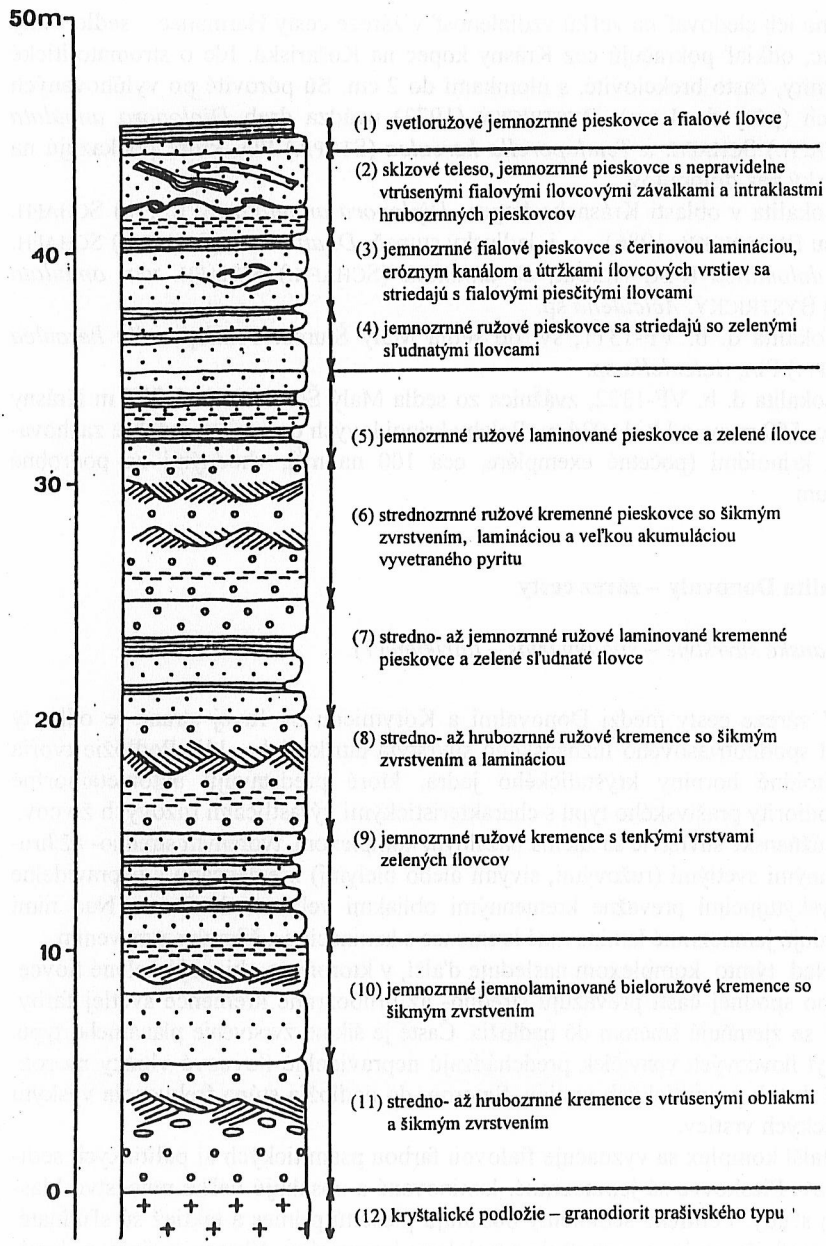
Lúžňanské súvrstvie – spodný trias – tatrikum **(7)**

V zárezе cesty medzi Donovalmi a Korytnicou na ľavej strane je odkrytý profil spodnotriasového lúžňanského súvrstvia tatrika (obr. 11). Podložie tvoria granitoidné horniny kryštalického jadra, ktoré predstavujú autometamorfné granodiority prašivského typu s charakteristickými výrastlicami ružových živcov.

Lúžňanské súvrstvie sa začína bazálnym komplexom, tvoreným stredno- až hrubozrnnými svetlými (ružovými, sivými alebo bielymi) kremencami s nepravidelne sa vyskytujúcimi prevažne kremennými obliakmi veľkosti do 2 cm. Nad nimi nasledujú jemnozrnné laminované kremence s laminációu a šikmým zvrstvením.

Nad týmto komplexom nasleduje ďalší, v ktorom sa objavujú zelené ílovce. V jeho spodnej časti prevažujú stredno- až hrubozrnné kremence svetlej farby, ktoré sa zjemňujú smerom do nadložia. Časté je šikmé zvrstvenie planárneho typu. Výskyt ílovcových vrstvičiek predchádzajú nepravidelné ílovcové vložky na rozhraní dvoch psamitických vrstiev. Smerom do nadložia stúpa frekvencia výskytu pelitických vrstiev.

Ďalší komplex sa vyznačuje fialovou farbou psamitických aj pelitických sedimentov. Pieskovce sú jemnozrnné, laminované a obsahujú veľké množstvo klastickej sľudy. Pelitické sedimenty obsahujú piesčitú prímes a taktiež sú sľudnaté. Táto časť súvrstvia sa vyznačuje paralelnou laminációu, šikmou čerinovou laminációu, erozívnymi kanálmi a malými sklzovými telieskami s útržkami jemnozrn-



Obr.11 Donovaly – lúžňanské súvrstvie

ných sedimentov a ílovcových závalkov. Smerom do nadložia klesá hrúbka psamitických vrstiev a stúpa hrúbka aj frekvencia pelitických vrstiev.

Subakválne prostredie vzniku lúžňanského súvrstvia vyplýva z faciálnej analýzy. Dokazujú to tenké vrstvy konglomerátov s podpornou štruktúrou matrixu (debris flow), predstavujúce sedimenty v hornej časti toku a sedimenty longitudinálnych barov, ktoré sú typické riečne sedimenty, a deformácie vrstiev, ktoré sa udiali v nespevnenom alebo polospevnenom stave, časté pelitické vrtsvy a malé sklzy. Zriedkavý výskyt konglomerátových fácií, prevaha psamitických fácií s horizontálnou laminációu, čerinovou laminációu a planárnym šikmým zvrstvením, pelitické sedimenty s jemnou laminációu, stopami po dažďových kvapkách a s prasklinami vysychania sú typické pre sedimenty divočiacich riek a záplavových plošín (flood plains).

Najrozšírenejším textúrnym znakom v lúžňanskom súvrství je šikmé zvrstvenie. Meranie jeho orientácie sa uskutočnilo takmer vo všetkých jadrových pohoriach Západných Karpát. V odkryvoch pod Donovalmi, kde boli pomerne šikmé zvrstvenia, laminy zvierajú s vrstvovou plochou pomerne nízke uhly, ktoré kolíšu od 4° do 25°, len výnimočne do 45°. Namerané smery transportu pod Donovalmi sa pohybujú v rozmedzí 100°–170°, teda smer transportu bol od SZ na JV. V ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát boli namerané nasledujúce smery transportu materiálu: Malé Karpaty (MIŠÍK a JABLONSKÝ, 1975) Z–V, ZZS–VVJ; Tribeč (HÓK, 1985) SZ–JV; Malá Magura (Strážovská hornatina) (POLÁK, 1976) SSV–JJZ; Malá Fatra (POLÁK, l. c) SSZ–JJV; Nízke Tatry (FEJDIOVÁ, 1977, 1985) SZ–JV, S–J; Vysoké Tatry (DZULINSKI-GRADZINSKI, 1960; RONIEWICZ, 1966) S–J. V celom západokarpatskom priestore je preukázaný prínos klastického materiálu v spodnom triase zo severného predpolia Západných Karpát.

Lúžňanské súvrstvie, vystupujúce v jednotkách tatrika, severného a južného veporika a zemplinika, patrí vo vzťahu k svojmu podložiu k oblasti s výraznou diskordanciou a prerušením sedimentácie. Na spodnotriasový vek lúžňanského súvrstvia možno usudzovať na základe jeho diskordantného vystupovania v nadloží permských sedimentov alebo kryštalinického podložia, na základe ojedinelých výskytov spodnotriasovej mikrofauny a jeho pozvoľného prechodu do plytkomorských strednotriasových karbonátových fácií. Pre celú sedimentačnú oblasť lúžňanského súvrstvia je charakteristický sedimentačný model aridnej záplavovej aluviálnej nížiny so záplavovými jazerami a sebchami, ktorá progreduje do príbrežnej zóny miestami s vývojom sebchovo-lagunárnych fácií.

Klastický materiál pochádzal z tektonicky aktivovaného podložia, čo charakterizuje hojné množstvo kremeňa a prevaha alkalických živcov nad plagioklasmi a relatívne nízke zastúpenie úlomkov hornín.

Lokalita: Belianska dolina – dolina Došná (8)

Litologický profil šiprúnskej sekvencie tatrika Veľkej Fatry (8)

V závere Belianskej doliny po jej pravej strane prejdeme po zvážnici do doliny Došná a odtiaľ pokračujeme smerom na južný hrebeň Štefanovej (obr. 12). Tu je odkrytý jeden z najkrajších litologických profilov mezozoického komplexu, obalovej šiprúnskej sekvencie tatrika v Západných Karpatoch. V profile na hrebeni môžeme sledovať nasledujúci litologický profil.

Najspodnejším odkrytým súvrstvím sú tmavosivé celistvé lavicovité (10 až 20 cm) ramsauské dolomity ladinského veku so zvyškami rias *Diplopora annulata* (SCHAF.) PIA. Ich celková mocnosť tu nepresahuje 80 m.

V ich nadloží sú vyvinuté tenkolavicovité, celistvé jemnokryštalické dolomity s častými vložkami čiernych bituminóznych bridlíc. Toto súvrstvie je veľmi pekne odkryté v zárezе zvážnice vedúcej k profilu. Sporomorfy získané z bridlíc (PLANDEROVÁ a POLÁK, 1976) stanovujú vekové rozpätie súvrstvia došnianskych vrstiev (POLÁK, 1980) na vrchný ladin – spodný karn.

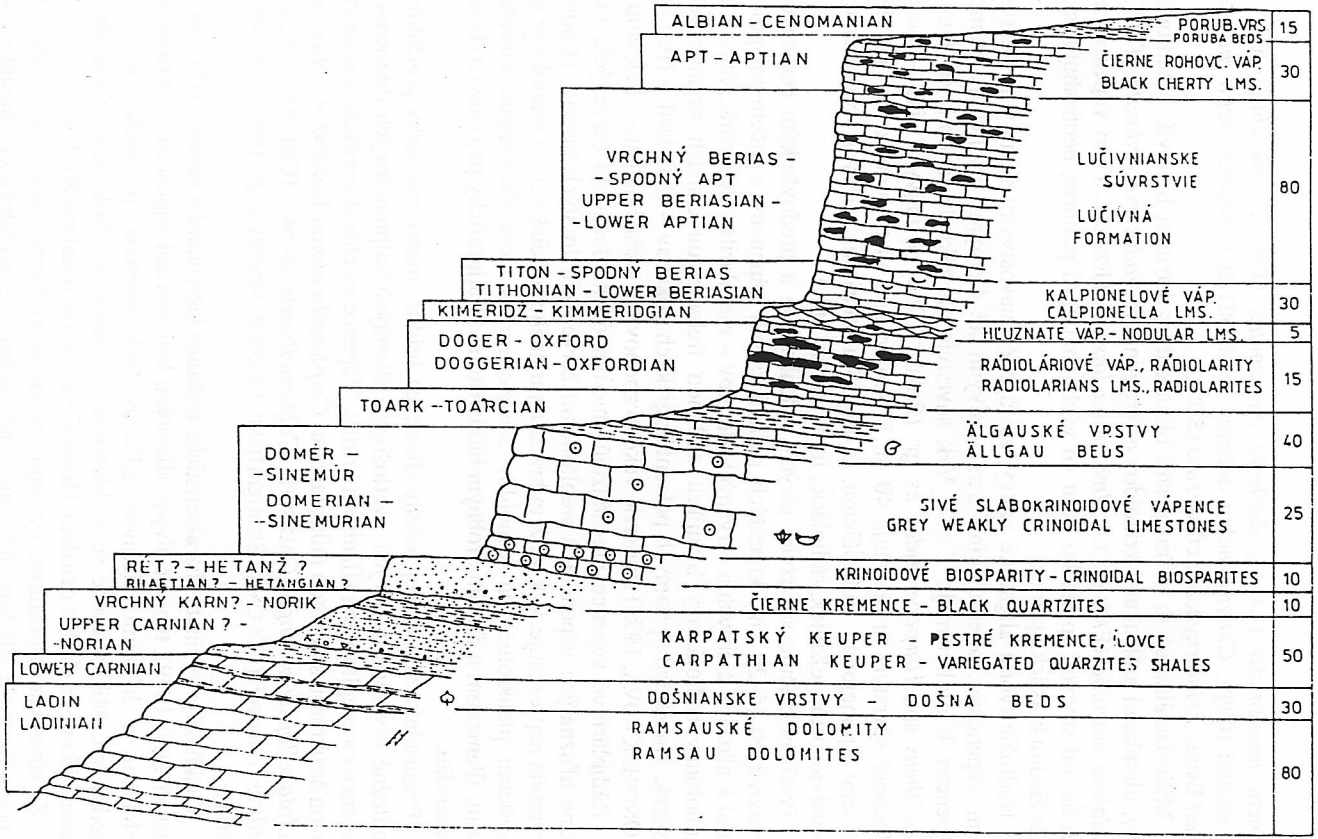
V nadloží sú vyvinuté červené a ružové strednozrnné kremence, kremenné pieskovce, na báze súvrstvia prevládajú mikrokonglomeráty.

Vo vrchnej časti komplexu prevládajú pestré ílovité bridlice. Súvrstvie karpatského keuperu je tu teda v charakteristickom vývoji obalových sekvencií Západných Karpát. Vek súvrstvia je ?vrchný karn – norik. Hrúbka súvrstvia tu nepresahuje 50 m.

V profile na hrebeni v nadloží karpatského keuperu vystupujú málo hrubé (10 m) tmavosivé až čierne kremence. Sú zložené z angulárnych zŕn kremeňa (95 %), základná hmota je výrazne kremitá. Súvrstvie identického typu a charakteru v oblasti Západných Karpát v mezozoických sekvenciách nie je doposiaľ známe. Podľa pozície vo vrstvovom slede predpokladáme vek súvrstvia najvyšší trias?, resp. bazálnu časť spodného liasu ?

V tesnom nadloží je vyvinutá poloha tmavosivých organodetritických vápencov. Organickú zložku tvoria výlučne úlomky krinoidových článkov a stonky echinodermát, ktoré často dosahujú dĺžku až 10 cm. Len zriedkavé sú úlomky iného detritu. Tento detrit tvorí takmer 70 % horniny. Hrúbka tohto súvrstvia nepresahuje 10 m.

Smerom do nadložia súvrstvie prechádza do sivých, sivohnedých, miestami ružovkastých hrubolavicovitých (2–3 m) kalových slabokrinoidových vápencov. Vápence obsahujú bohatú brachiopódovú faunu, potvrdzujúcu vek súvrstvia sinemúr – pliensbach (SIBILÍK, 1964): *Spiriferina alpina* OPPEL, *S. obtusa* OPPEL, *S.* ex. gr. *tumida* (BUCH.), *Lobothyris punctata* (SOW.), *Terebratula beyrichi* OPP., *Propygope* ?, *Aspasia (menenghini), Aulacothyris* cf. *fuggeri* (BOSE),



Obr. 12 Litostratigrafický profil obalovej sekvencie Veľkej Fatry, lokalita Belianska dolina, južný hreben Štefanovej

Cincta numismalis (LAM.), *Zeilleria numismalis* OPP., *Z. mutabilis* (OPP.), *Z. ewaldi* (OPP), *Cuneirhynchia dalmasi* (DUMORTIER), *Rhynchonella margaritati* BOSE, *Prionirhynchia* cf. *serrata* (SOW.).

Mikrofaciálne sú to veľmi pestré biomikrity s detritom bivalvií, brachiopódov, úlomkami a článkami krinoidov a foraminifer: *Nodosaria ordinata* (TRIF.), *Vidalina martana* (FARINACCI), *Involutina liassica* (JONES). Tieto vápence, na rozdiel od súvrství spodného liasu vo východnej časti pohoria, neobsahujú takmer žiadnu klastickú prímes.

Nadložie tvoria allgäuské vrstvy, zastúpené tmavosivými slienitými, škvrnitými vápencami, alternujúcimi s tmavosivými až čiernymi bridlicami. Pomer vápencov k bridliciam je 1 : 2. Vek súvrstvia na základe amonitovej fauny *Amaltheus* sp., *Harpoceratidae* ex gr. (Rakús, 1964) je najvyšší lias – toark. Mocnosť súvrstvia tu dosahuje 40 m. Mikrofaciálne sú to biomikrity s prevládajúcou spongiovou mikrofáciou, s drobným detritom rôznych organizmov (bivalvie, ostne ježoviek, rádiolárie, foraminifery atď.).

Profil pokračuje súvrstvím sivých, zelenkavých a predovšetkým červených lavicovitých (5–20 cm) kremitých rádioláriových vápencov s početnými polohami a hľuzami čiernych a červených silicitov – rádiolaritov. Mikrofaciálne je to monotónny rádioláriový biomikrit s rôznou frekvenciou ďalších organických zložiek. Na základe priamych paleontologických dôkazov – rádiolárií – (POLÁK a ONDREJÍČKOVÁ, 1995) súvrstvie vekovo zodpovedá vrchnému batu – keloveju.

Rádioláriové vápence prechádzajú smerom do nadložia do červených, výrazne hľuznatých vápencov s preplástkami červených ílovitých bridlíc. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 5–8 m. Z mikroštrukturálneho hľadiska sú to biomikrity so zvyškami planktonických krinoidov *Saccocoma* sp., kalcifikovanými rádiolériami, filamentmi a ďalším drobným biodetritom. Stratigraficky patrí súvrstvie do kimeridžu.

Prostredníctvom tenkej polohy slienitých bridlíc tmavosivej farby prechádza podložné súvrstvie do sivých, svetlosivých slienitých kalpionelových (biancone) vápencov s preplástkami slienitých bridlíc. Vápence sú charakteristické biomikritovou štruktúrou s bohatou mikrofaunou: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. eliptica*, *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellites darderi* (COLOM). Stratigrafické rozpätie súvrstvia je titón – spodný berias.

V nadloží je vyvinuté charakteristické mohutné lučivnianske súvrstvie (POLÁK a BUJNOVSKÝ, 1979), tvorené sivými slienitými lavicovitými vápencami s výraznými polohami a hľuzami čiernych silicitov. Vek súvrstvia je vrchný berias – spodný apt. Mikrofaciálne sú to biomikrity prevažne s rádiolériami, ostrakódmi, foraminiferami a ďalším detritom. Hrúbka súvrstvia tu dosahuje 80–100 m.

Zo súvrstvia sa postupne vyvíjajú tmavosivé až čierne slienité lavicovité vápence s čiernymi silicitmi. Miestami nadobúdajú organodetritický charakter. Sú

to prevažne biomikrity s rôznou frekvenciou prevažne kalcifikovaných rádiolárií, úlomkov krinoidov a ďalšieho rôznorodého organického detritu. Významný podiel má klastická prímes, tvorená angulárnymi fragmentmi kremeňa. Foraminifery: *Hedbergella infracretacea* (GLAESNER), *Ammodiscus tenuissimus* (GÜMBEL), *Discorbis* cf. *wassoewisi* (DAJAF. et AGAL.) stanovujúci vek súvrstvia na apt.

Najvyšším súvrstvím v profile sú porubské vrstvy (JABLONSKÝ, 1988). Litologicky je to alternácia tmavosivých piesčitých vápencov, pieskovcov a tmavosivých až čiernych slienitých bridlíc. Na základe foraminifer *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) vekovo zodpovedajú albu.

Profil Motyčky (kameňolom) (9)

V kameňolome Motyčky, ktorý sa nachádza na ľavej strane štátnej cesty smerom na Donovaly, je odkrytý komplex vrchnojurských a spodnokriedových karbonátov jaseninského a osnického súvrstvia, začleňovaný do zliechovskej faciálnej oblasti krížňanského príkrovu.

Jaseninské súvrstvie

Sakokómovo-aptychové vápence

Spodnejšia časť súvrstvia bola študovaná na pravej strane (litologicky spracoval POLÁK), vyššie horizonty na ľavej strane lomu.

L i t o l o g i c k ý m a k r o o p i s : Súvrstvie reprezentujú sivé, zelené, sivozelené, v spodných partiách červené (pravá strana lomu) slienité, silno bridličnaté vápence s prímesou jemného kremitého siltu, vo vyšších polohách miestami s vrstvičkami slieňovcov, resp. slienitých bridlíc rovnakej farby. Len sporadicky sú vrstvy vápencov kompaktnejšie – doskovité. Niekedy sú drobnohľuznaté, resp. jemnodetritické.

M i k r o o p i s: Z hľadiska štruktúry patria sedimenty jaseninského súvrstvia prevažne k biomikritom, miestami k biomikrosparitom (wackestone). Na základe frekvencie mikrofosílií možno smerom z podložia do nadložia vyčleniť sakokómovo-rádiolóriovú, sakokómovo-globochétovú, krasikolóriovú, kalpionelidovú, resp. krasikolóriovo-kalpionelovú mikrofáciu. V priebehu celého súvrstvia možno miestami pozorovať náznaky usmernenia (subparalelná textúra spôsobená orientáciou mikrofosílií) a koncentráciu alochémov, hlavne sakokómov, v laminách. Pre jaseninské súvrstvie je charakteristická hojná drobná rekryštalizovaná organogénna drvina. V spodnejších častiach dominujú prierezy, resp. detrit ramúl a sekundibrachiálií planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* AGASSIZ, ktoré

smerom do nadložia ubúdajú, až sa úplne vytrácajú a zvyšuje sa počet kalpionelíd. Viac-menej častá je *Globochaete alpina* LOMBARD, zriedkavo sa vyskytujú prierezy tenkostenných („filamenty"), vzácne fragmenty hrubostenných schránok bivalvií. Organické zvyšky zastupujú ďalej rádiolárie spumeláriového, vzácne naselá riového typu, úlomky echinodermát, aptychy, *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Frondicularia* sp., *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *Stomiosphaera moluccana* WANNER (vzorka č. 12 P), ktorá je indexovou fosíliou biozóny „moluccana" (BORZA, 1980), indikujúcou vyšší kimeridž. Vo vzorke č. 3 sa začínajú objavovať prví, veľmi vzácni, zástupcovia kalpionelíd – malá varieta *Tintinnopsella remanei* BORZA, malé formy pripomínajúce *Calpionella alpina* LORENZ, resp. o trochu neskôr možno zaznamenať prvý výskyt *Crassicolaria* aff. *intermedia* (DURAND DELGA). Asociácia kalpionelíd reprezentuje štandardnú zónu CRASSICOLLARIA a podzónu REMANEI (REMANE et al., 1986). Veľké pretiahnuté formy *Calpionella alpina* LORENZ spolu s krasikoláriami – *Crassicollaria brevis* REMANE, *Cr. intermedia* (DURAND DELGA), *Cr. massutiniana* (COLOM), *Cr. parvula* REMANE, *Cr. colomi* DOBEN – *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), ojedinelé formy *Calpionella* aff. *elliptica* CADISCH – charakterizujú zónu CRASSICOLLARIA a podzónu INTERMEDIA (REMANE et al., l. c.). Vo vzorke č. 30 (krasikoláriovo-kalpionelová mikrofácia) sa objavuje sférická varieta *Calpionella alpina* LORENZ v asociácii s *Crassicolaria parvula* REMANE. V zmysle REMANE et al. (l. c.) ide o najspodnejšiu časť štandardnej zóny CALPIONELLA, o prechod od vrchnotitónskych mikrofácií k spodnoberiaským mikrofáciám.

Na základe fauny kalpionelíd (zóna CRASSICOLARIA s podzónami REMANEI a INTERMEDIA a bazálna časť zóny CALPIONELLA) a ďalších mikrofosílií možno jaseninské súvrstvie na lokalite Motyčky zaradiť do kimeridžu – spodnejšieho beriasu.

Osnické súvrstvie

Vápence typu „biancone"

Hranica s podložným jaseninský súvrstvím je prekrytá sutinou. Najvyššie horizonty tohto súvrstvia sa vzhľadom na neprístupnosť terénu neštudovali.

L i t o l o g i c k ý m a k r o o p i s : Súvrstvie pozostáva z doskovitých a lavicovitých slabo slienitých vápencov svetlosivej a zelenkastej farby, niekedy s hnedastým nádychom, ktoré sa vyznačujú hladkým lastúrnatým lomom.

M i k r o o p i s : Štruktúra vápencov je biomikritová (wackestone). Pre skúmanú časť súvrstvia je typická kalpionelová, kalpionelovo-remanielová, resp. kalpionelidovo-rádiolá riová mikrofácia. Vzácne možno pozorovať náznaky

usmernenia jednotlivých zložiek horniny. Charakteristickým znakom osnického súvrstvia je prítomnosť dominantnej *Calpionela alpina* LORENZ. V spoločenstve s touto formou sa v bazálnej časti vyskytujú poslední malí zástupcovia *Crassicollaria parvula* REMANE. Zriedkavé až vzácne sú *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), *Calpionella* sp., *Remaniella* sp., *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella* sp., *T. longa* (COLOM), *T. doliphormis*, o niečo neskôr sa k nim pripája *Calpionella elliptica* CADISCH. Vzácne sa v niektorých vzorkách objavuje bohatšie zastúpenie tintinopsel. Spoločenstvo kalpionelíd reprezentuje štandardnú zónu CALPIONELLA (REMANE et al., 1986). Pre osnické súvrstvie, rovnako ako pre jaseninské, je typická prítomnosť drobného rekryštalizovaného organického detritu. Viac-menej sú bežné rádiolárie spumelárioveho, len vzácne naselárioveho typu, okrem toho sa vyskytujú tenko- i hrubostenné bivalvie, fragmenty echinodermát, aptychy, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Colomisphaera minutissima* (COLOM).

Obsah mikrofosílií zaraďuje študovanú časť osnického súvrstvia do spodného až stredného beriasu.

Vrstvový sled na lokalite Motyčky-kameňolom nie je súvisle zachovaný. Porušený je niekoľkými zasutinenými úsekmi a na ľavej strane, približne v strednej časti jaseninského súvrstvia, posunom na tektonickej ploche.

Chronostratigrafická hranica jura–krieda, dokumentovaná na základe kalpionelíd, prebieha v jaseninskom súvrství cca 150 cm pod bázou zasutinenej hranice jaseninského a osnického súvrstvia. Študované sedimenty vrchnej jury a spodnej kriedy predstavujú produkty pelagickej panvovej sedimentácie, uložené medzi úrovňami hladín CCD a ACD.

Detailný litologicko-biostratigrafický profil sa nachádza v práci BOOROVÁ (1996).

LITERATÚRA

ANDRUSOV, D., 1938: Geologie Slovenska. Praha, Nakl. Sbor. pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi při Slovanském Ústavu v Praze, 111 s.

ANDRUSOV, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej násunovo-príkrovovej sústave. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 2, 161–178.

ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 188 s.

ANDRUSOV, D., 1968: Sur les principes de la représentation du systeme alpin-carpathique sur les cartes tectoniques. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 2, 297–301.

ANDRUSOV, D., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for geol. excur. 10 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 48 s.

ANTHES, G. a REISCHMANN, T., 1994: Mid German Crystalline Rise in the Light of Sr/Nd study. From: Eight Intern. Conf. on Geochron., Cosmochron. and Isotope Geology. Canberra, Abstract Vol., 9, 130 s.

Atlas SSR. Vyd. Slov. Akad. Vied a Slovenský úrad geodézie a kartografie, Bratislava 1980.

BADHAM, J. P. N., 1982: Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. J. Geol. Soc. (London), 493–504.

BAGDASARYAN, G. P., GUKASYAN, R. CH., CAMBEL, B., KAMENICKÝ, L. a MACEK, J., 1992: Granitoids of the Malá Fatra and Veľká Fatra Mts.: Rb/Sr isochron geochronology (Western Carpathians). Geol. carpath. (Bratislava), 43, 1, 21–25.

BALIAK, F., 1978: Svahové poruchy v mezozoiku vysokých pohorí Slovenských Karpát. Kandidát. dizert. práca. Manuskript. SVŠT, Bratislava.

BARBARIN, B., 1990: Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geol. J. (Liverpool), 25, 227–238.

BAUMGARTNER, P. O., 1984: A Middle Jurassic – Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. Eclogae geol. Helv. (Basel), 77, 3, 729–827.

BAUMGARTNER, P. O., 1987: Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. Eclogae geol. Helv. (Basel), 80, 3, 831–879.

BENEŠOVÁ, E., 1959: Mikropaleontologické poměry karpatského paleogenu v Turčianské kotlině. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957 (Praha), 8–10.

BEUDANT, F. S., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. 1–4, Paris, Libraire quai (Atlas 1828).

BIELY, A., 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 28, 69–78.

BIELY, A., 1964: Über die "Veporiden". Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 263–266.

BIELY, A., BEŇUŠKA, P., BUJNOVSKÝ, A., HALOUZKA, R., IVANIČKA, J., KLINEC, A., LUKÁČIK, E., MIKO, O., MOLÁK, B., PULEC, M., PUTIŠ, M., VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. a MAGLAY, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1:50 000. Čiast. záver. správa. AP 8403. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 342 s.

BIELY, A., BYSTRICKÝ, J. a FUSÁN, O., 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. 23 Inter. Geol. Congr., Section 3, Praha, 87–92.

BIELY, A. a FUSÁN, O., 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník–Margecany Linie. Proc. 7 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Reports, 1, Sofia, 143–147.

BIELY, A. a FUSÁN, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 42, 51–64.

BIRKENMAJER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphie units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Stud. geol. pol. (Warszawa), 45, 1–158.

BOOROVÁ, D., 1992: Mikrobiostratigrafické štúdium vrchnej jury–spodnej kriedy krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 30 s.

BOOROVÁ, D., 1995: Litologická a mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových súvrství v profile Turecká (zvážnica). Čiastková správa. In: BUJNOVSKÝ, A., POLÁK, M., BOOROVÁ, D., BUČEK, S., FILO, I., KOHÚT, M., LIŠČÁK, P., MALÍK, P., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiast. záver. správa. AP 9584. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BOOROVÁ, D., 1996: Profile Motyčky (quarry) – Veľká Fatra Mts. Guide to Excursion Foregs Western Carpathians. Bratislava, Vyd. D. Štúra, 20–21, obr. 16, 17.

BOOROVÁ, D. a POTFAJ, M., 1996: Biostratigrafické a litologické vyhodnotenie profilu „Balcová", šiprúňska sekvencia, porubské súvrstvie, Veľká Fatra. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 13 s.

BORZA, K., 1980: Vzťah vnútorných Karpát k bradlovému pásmu, mikrofácie vrchnej jury a spodnej kriedy. Doktorská dizertačná práca. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

BRESTENSKÁ, E. a PLANDEROVÁ, E., 1979: Biostratigrafia neogénu Turčianskej kotliny na základe ostrakódov a palinológie. Čiast. záver. správa za rok 1979. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BUČEK, S., 1995: Geologické a biostratigrafické zhodnotenie strednotriasových litostratigrafických jednotiek v Bystrickej doline severne od Dolného Harmanca. Čiastková správa. In: BUJNOVSKÝ, A., POLÁK, M., BOOROVÁ, D., BUČEK, S., FILO, I., KOHÚT, M., LIŠČÁK, P., MALÍK, P., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geol. mape 1:25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiast. záver. správa. AP 9584. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BUDAY, T., 1957: Zpráva o přehledném mapování neogénu Turč. kotliny. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).

BUJNOVSKÝ, A., 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Ľupčiankou a Revúcou). Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 95 s.

BUJNOVSKÝ, A., 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a revúckom zlomovom pásme. In: Konf. Symp. Sem., Tektonické profily Západných Karpát. (Edit. MAHEĽ, M.), Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 85–98.

BUJNOVSKÝ, A., DOVINA, V., HANÁČEK, J., KULLMAN, E., LUKÁČIK, E. a STANKOVIČ, J., 1983: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list 36-124 Donovaly. Čiast. záver. správa. AP 6821. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 86 s.

BUJNOVSKÝ, A., FOJTÍK, I., KOHÚT, M., SÝKORA, M., VOZÁROVÁ, A., GAŠPARIKOVÁ, V., STRAKA, P., MODLITBA, I., DOVINA, V., VAŠKOVSKÝ, I., HANÁČEK, J. a JÁNOVÁ, V., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26-343 (Ružomberok). Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8292, 103 s.

BUJNOVSKÝ, A. a GAŠPARIKOVÁ, V., 1990: Litologicko-biostratigrafické štúdium jury a spodnej kriedy šiprúnskej sekvencie vo Veľkej Fatre. Biostratigrafické a sedimentologické studie v mezozoiku Českého masívu a Západních Karpat. Knih. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 9a, 9–24.

BUJNOVSKÝ, A., GROSS, P., LUKÁČIK, E., KULLMAN, E., HANÁČEK, J., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Ružomberok. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR,Bratislava, inv.č. 42252.

BUJNOVSKÝ, A., GROSS, P., VAŠKOVSKÝ, I., KOHÚT, M., FOJTÍK, I., GAŠPARIKOVÁ, V., VOZÁROVÁ, A., MODLITBA, I., KULLMAN, E. a HANÁČEK, J., 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, 26-344 (Ružomberok – M. Smrekovica). Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 7431.

BUJNOVSKÝ, A. a HANÁČEK, J., 1986: Geológia a surovinový význam niektorých mezozoických jednotiek SZ časti Nízkych Tatier a východnej časti Veľkej Fatry. Správy o výskumoch Geologického ústavu Dionýza Štúra, Region. Geol. Západ. Karpát (Bratislava), 21 (1986), 73–79.

BUJNOVSKÝ, A., KOCHANOVÁ, M. a PEVNÝ, J., 1975: Korytnica Limestones – a new lithostratigraphical unit and its fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 21–53.

BUJNOVSKÝ, A., KOCHANOVÁ, M. a PEVNÝ, J., 1979: Trlenská Formation – a new lithostratigraphical unit of the Liassic of the Šipruň group. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 49–60.

BUJNOVSKÝ, A., LUKÁČIK, E., HANÁČEK, J., DOVINA, V., STANKOVIČ, J., PULEC, M., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Korytnica. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BUJNOVSKÝ, A. a POLÁK, M., 1985: Mesozoic litostratigraphical units of the Veľká Fatra Mts. In: 13 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Reports, Kraków, Instytut Geologiczny, 1, 23–28.

BUJNOVSKÝ, A., POLÁK, M., BOOROVÁ, D., BUČEK, S., FILO, I., KOHÚT, M., LIŠČÁK, P., MALÍK, P., PRISTAŠ, J., VOZÁR, J. a VOZÁROVÁ, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 9584, 102 s.

BUJNOVSKÝ, A., PULEC, M. a DUGOVIČ, L., 1993: Nálezová správa. Výskyt vanádového zrudnenia v réte pri Bystrom Potoku (Veľká Fatra). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

BURG, J. P., DELOR, C. P., LEYRELOUP, A. F. a ROMNEY, F., 1989: Inverted metamorphic zonation and Variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif Central, France): P-T-t record from mineral to regional scale. In: DALY, J. S., CLIFF, R. A. a YARDLEY, B. W. D. (Eds.): Evolution of Metamorphic Bells. Spec. Publ. (Geol. Soc. London), 43, 423–439.

BURG, J. P. a MATTE, P., 1978: A cross-section trough the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Z. Dtsch. geol. Gesell. (Hannover), 109, 429–460.

BURCHART, J., 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. Amer. J. Sci. (New Haven), 266, 895–907.

BYSTRICKÁ, H., 1990: The first finding of Rupelian nannoflora in the Turčianska kotlina depression. Západ. Karpaty, Sér Paleont. (Bratislava), 14, 47–55.

BYSTRICKÝ, J., 1955: Poznámky o mezozoiku Ľubochnianskej doliny Veľkej Fatry. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 2.

BYSTRICKÝ, J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej Fatry. Náčrt geologických pomerov skupiny Kľaku (kóta 1 395) a Borišov–Javorina–Veľký Rakytov. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 36–64.

BYSTRICKÝ, J., 1956: Príspevok ku geológii Veľkej a Malej Fatry. Niekoľko poznámok o obalových sériách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 80–85.

BYSTRICKÝ, J., 1956: Príspevok ku tektonike Veľkej Fatry. Niekoľko poznámok o digitáciách krížňanského príkrovu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 6, 76–79.

BYSTRICKÝ, J., 1957: Stratigrafia triasu Slovenského krasu. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 188–206.

BYSTRICKÝ, J., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. (Malý Šturec). Guide to excursion D. 10 Congr. Carp. Balk. Geol. Ass., Vyd. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 122–124.

BYSTRICKÝ, J., 1983: Stratigrafická tabuľka triasu. In: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 1 (A–K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, tab. 8.

BYSTRICKÝ, J., 1986: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. Miner. slov. (Bratislava), 18, 4, 289–321.

CAMBEL, B., BAGDASARJAN ,G. P., VESELSKÝ, J. a GUKASJAN, R. CH., 1980: To problem of interpretation of nuclear – geochronological data on the age of crzstalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1–2, 27–48.

CAMBEL, B., GBELSKÝ, J., HARMAN, M., KAMENICKÝ, L., KRÁL, J., MACEK, J., PETRÍK, I., WALZEL, E. a ŽABKA, M., 1982: Preliminary results of integrad investigation of the selected samples of the West Carpathians granitoids. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 5, 533–674.

CAMBEL, B., KRÁĽ, J. a BURCHART, J., 1990: Izotopová geochronológia kryštalinika Západných Karpát. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 183 s.

CAMBEL, B. a PATOČKA, F., 1980: Globaltektonische Schlüsse vom Standpunkt der Entwürfe zur Interpretation der Entwicklung der Varisziden Europas mit deren Applikation auf das Kristallin der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 1–2, 161–176.

CASTRO, A., MORENO-VENTAS, I. a DE LA ROSA, J. D., 1991: H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite- type classification and nomenclature. Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 31, 237–253.

ČILLÍK, I., 1976: Glezúr – Piesky – Cu. Projekt geologicko-prieskumných prác. Geol. Prieskum, Sp. N. Ves. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ČSN 73 1001. Základová půda pod plošními základy.

ČSN 73 3050. Zemné práce.

DEWEY, J. F., 1988: Extensional collapse of orogens. Tectonics, 7, 6, 1 123–1 139.

DOMANICKÝ, A., 1971: Inventarizácia ložísk stavebných nerastných surovín ČSSR, list mapy 1:50 000 M-34-110-D (Kremnica), stav k 30. 5. 1971. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

DORNYAY, B., 1913: Rózsahegy környekenek. Földt. viszonyairól (Budapest).

DRLIČKA R., 1987: Veľká Fatra – západná časť – geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

DUTHOU, J. L., CANTAGREL, J. M., DIDIER, J. a VIALETTE, Y., 1984: Paleozoic granitoids from the French Massif Central: age and origin studied by ^{87}Rb-^{87}Sr system. Phys. Earth Planet. Inter. (Amsterdam), 35, 131–144.

ERISTAVI, M. S., 1961: Nekotoryje nižnemelovyje golovonogie Centraľnych Karpat. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 81–108.

FENNINGER, A., FLÜGEL, H. a HOLZER, H. L., 1971: Der oberostalpine Malm der nördlichen Kalkalpen (Österreich). Mitt. Jb. Ung. geol. Anst. (Budapest), 54, 2, 345–452.

FILO, M., ARDOVÁ, M., GRETSCH, J., HUSÁK, Ľ., PAVLÍKOVÁ, S., PIOVARČI, M., ŠANTAVÝ, J., STANKOVÁ, V. a SZALIAOVÁ, V., 1995: Veľká Fatra – Interpretácia geofyzikálnych indícií. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

FILO, M., ŠVASTOVÁ, D., 1994: Termometrické meranie na vybraných lokalitách. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

FRANCE-LANORD, CH. a LE FORT, P., 1988: Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. Trans. Royal Soc. Edinburg: Earth Sci., 79, 183–195.

FRISCH, W. a NEUBAUER, F., 1989: Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. Spec. Pap. (Geol. Soc. Amer.), 230, 91–100.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. a SATIR, M., 1984: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. Geol. Rdsch. (Stuttgart), 73, 1, 47–68.

GALVÁNEK, J. et al., 1980: Výskum anorganickej prírody Gaderskej doliny a Blatnickej doliny v CHKO Veľká Fatra. Ochr. Prír., Výsk. Práce Ochr. Prír. (Bratislava), 3A.

GAŠPARIK, J., 1978: Nové nálezy egenburgu v Západných Karpatoch (Turčianska kotlina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 71, 89–92.

GAŠPARIK, J., 1987: Dokumentačné body na mape 1:25 000, list Diviaky/2 – 36-112. Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8014, 16 s. In: GAŠPARIK, J., POLÁK, M., HALOUZKA, R., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., ZEMBJAK, O., ŠUCHA, P., Klukanová, A., a Modlitba, I., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8011, 101 s.

GAŠPARIK, J., 1989: Geologický vývoj južnej časti výplne Turčianskej kotliny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 90, 43–55.

GAŠPARIK, J., GOREK, J., HALOUZKA, R., ŠUCHA, P., REMŠÍK, A. a KLUKANOVÁ, A., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26-334 (Martin-4). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8301, 111 s.

GAŠPARIK, J. (Edit.), HALOUZKA, R., MIKO, O., GOREK, J., RAKÚS, M., BUJNOVSKÝ, A., LEXA, J., PANÁČEK, A., SAMUEL, O., GAŠPARIKOVÁ, V., PLANDEROVÁ, E., SNOPKOVÁ, P., FENDEK, M., HANÁČEK, J., MODLITBA, I., KLUKANOVÁ, A., ŽÁKOVÁ, E., HORNIŠ, J. a ONDREJÍČKOVÁ, A., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

GAŠPARIK, J., POLÁK, M., HALOUZKA, R., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., ZEMBJAK, O., Šucha, P., Klukanová, A., a Modlitba, I., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8011, 101 s.

GAŠPARIK, J. et al., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape Turčianskej kotliny 1:50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 196 s.

GAŠPARIKOVÁ, V., 1973: In: BUJNOVSKÝ, A., GROSS, P., LUKÁČIK, E., KULLMAN, E. a HANÁČEK, J., 1978: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Ružomberok. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, inv. č. 42252.

GAŠPARIKOVÁ, V., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny (vápnitý nanoplanktón). Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8012. 12 s. In: GAŠPARIK, J., POLÁK, M., HALOUZKA, R., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., ZEMBJAK, O., ŠUCHA, P., KLUKANOVÁ, A. a MODLITBA, I., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8011, 101 s.

GAŠPARIKOVÁ, V., 1988: Vápnitý nanoplanktón kriedy a paleogénu v Turčianskej kotline. Čiastková správa. In: PLANDEROVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., SNOPKOVÁ, P., VAŇOVÁ, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 376–8 380, 30 s.

GAŹDZICKI, A., KOZUR, H., MOCK, R. a TRAMMER, J., 1978: Triassic microfossils from the Korytnica limestones at Liptovská Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphic significance. Acta palaeont. pol. (Warszawa), 23, 3, 351–375.

GAŹDZICKI, A., MICHALÍK, J., PLANDEROVÁ, E. a SÝKORA, M., 1979: An Upper Triassic – Lower Jurassic sequence in the Krížna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 119–148.

GROSŠ, P., HAŠKO, J., DOVINA, V., HALOUZKA, R. a SZALAIOVÁ, V., 1979: Vysvetlivky k listu Dolný Kubín 1:25 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 81 s.

GROSS, P., KÖHLER, E. a BORZA, K., 1982: Zlepencové podmorské kužele z vnútrokarpatského paleogénu pri Pucove. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 75–86.

GROSS, P., KÖHLER, E. a SAMUEL, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 103–117.

GÜMBEL, C. W., 1856: Beitrag zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 7, 1–39.

HANÁČEK, J., 1971: Geochemicko-surovinový výskum karbonátových hornín na liste Ružomberok a Liptovská Lúžna. Čiastková záver. správa za rok 1971. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

HANÁČEK, J. a GAŠPARIK, J., 1990: Regionálna mapa prognóz nerastných surovín Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, inv.č. 73 361.

HANTKEN, M., 1877: Adalékok a Kárpátok földtani ismeretéhez. A M. Tud. Akad. Értek. a Term. Tud. Kör. (Budapest), 8, 6, 3–17.

HARRIS, N. B. W., PEARCE, J .A. a TINDLE, A. G., 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: COWARD, M. P. a RIES, A. C. (Eds): Collision Tectonics, Spec. Publ. (Geol. Soc. London), 19, 67–81.

HAUER, F., 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), Blatt III.

HAVRILA, M., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Čiast. záver. správa. In: HAVRILA, M. a BUČEK., S., 1992. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–22.

HAVRILA, M., 1993: Contribution to solution of paleogeography of the Hronicum sedimentation area. Abstracts of papers, 8th meeting of the Association of European Geological Societas, Budapest, 22.

HOLDAWAY, M. J., 1971: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. Amer. J. Sci. (New Haven), 271, 97–245.

HOLLISTER, L. S., 1993: The role of melt in the uplift and exhumation of orogenetic belts. Chem. Geol. (Amsterdam), 108, 31–48.

HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1983: REE geochemistry and petrological model for the generation of Variscan granitoids in the West Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 15, 2, 97–116.

HOVORKA, D. a SPIŠIAK, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, Veda, 263 s.

HOVORKA, D. a SÝKORA, M., 1979: Bázické vulkanity neokómu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 24, 4, 371–382.

HRDLIČKA, M. et al., 1983: Reinterpretace profilu K-III. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

HUTTON, D. H. W., 1988: Igneous emplacement in a shear zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. Geol. Soc. Amer. Bull. (New York), 100, 1 392–1 399.

CHAPPELL, B. W. a WHITE, A. J. R., 1974: Two contrasting granite types. Pacif. Geol. (Tokyo), 8, 173–174.

IBRMAJER, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSR v měřítku 1:200 000. Záverečná správa UGF. Manuskript – Geofond, Praha.

IBRMAJER, J., 1965: Přehledná gravimetrická mapa ČSR, 1:500 000. Praha, Ústř. Úst. geol.

IBRMAJER, J. a SUK, M. et al., 1989: Geofyzikální obraz ČSSR. Praha, Ústř. Úst. geol., Academie.

ILAVSKÝ, J. a ČERVEŇOVÁ, Ž., 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. Práce, Soš. (Bratislava), 30, 5–61, 18 tab.

ISHIHARA, S., 1977: The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Min. Geol. (Tokyo), 27, 293–305.

JABLONSKÝ, E., 1973: Neue Erkenntisse ueber die Morphologie der Art *Cryptocoelia zitteli* STEINMANN, 1882 (*Sphinctozoa*) [Nové poznatky o morfológii druhu *Cryptocoelia zitteli* STEINMANN, 1882]. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 16, 2, 185–187.

JABLONSKÝ, E., 1975: *Colospongia andrusovi* n. sp. eine neue Art von segmentierten Kalkschwämmen (*Sphinctozoa*) aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 2, 267–273.

JABLONSKÝ, E., 1988: Heslo „Vlkolínska brekcia, krieda". In: Stratigrafický slovník Západných Karpát, 3. SAMUEL, O. (Edit.) et al., 1988. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 61.

JABLONSKÝ, E. a MARSCHALKO, R., 1992: Pre-flysch olistostromes in Central Western Carpathian. Barremian–aptian of Krížna nappe, Slovakia. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 1, 15–20.

JAKÁL, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Slov. Kras (Martin), 31, 13–28, mapa 1:500 000.

JANÁK, M., 1994: Variscan Uplift of the Crystalline Basement Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from $^{40}Ar/^{39}Ar$ Laser Probe Dating of Biotite and P-T-t Paths. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 5, 293–300.

JANÁK, M., BEZÁK, V., BROSKA, I., FRITZ, H., KAHAN, Š., KOHÚT, M., NEUBAUER, F., O'BRIEN, P. J., ONSTOTT, T. C., REICHWALDER, P. a UHER, P.,1993: Deformation, metamorphismus and granitoid magmatism in the Tatry Mts., (Central Western Carpathians, Tatric unit): records of Variscan and Alpine orogeny. In: PITOŇÁK, P. a SPIŠIAK, J. (Eds.): PAEWCR conference – Excursion guide, pp. 51–65.

JANÁK, M. a KOHÚT, M., 1996: Cordierite-bearing migmatites from the Veľká Fatra Mts., Western Carpathians: geothermobarometry and implications for Variscan decompression. Geol. carpath. (Bratislava), 47, 6, 359–365.

JAROŠ, J., 1962: Geologická stavba území mezi Ľubietovou, Medzibrodem a Brusnem ve středním Slovensku. (Příspěvek k problému tektonického zařazení ľubietovské zóny). Acta Univ. Carol., Geol. (Praha), 3, 179–207.

JAROŠ, J., 1965: Tektonický charakter krížňanské jednotky v okolí Banské Bystrice. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 35, 41–52.

JAROŠ, J., 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. Rozpr. Čs. Akad. Věd., Ř. mat. přír. Věd (Praha), 81, 6, 1–60.

JAROŠ, J. a LOSERT, J., 1957: Geologické poměry území mezi Harmancem a Tajovem severozápadně od Banské Bystrice. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 107–118.

JAROŠ, J., KOUTEK, J. a KUBÍNY, D., 1966: Závěrečná zpráva. Vysvětlivky k listu 1:50 000 Banská Bystrica (M-34-111-C). Manuskript – Přír. fak. Karlovy univ., Praha; GS SR, Bratislava.

JAROŠ, J. et al., 1966: Geologická mapa 1:25 000, list M-34-111-C-a (Harmanec). Autorova čistokresba. Archív GS SR, Bratislava, AP 4 118.

JOHANNES, W., 1984: Begining of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H_2O. Contr. Mineral. Petrology (Berlin–New York), 86, 264–273.

KAMENICKÝ, J., 1967: Die Regionalmetamorphose in den Westkarpaten. Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 11, 3–13.

KAMENICKÝ, L., MACEK, J. a KRIŠTÍN, J., 1985: Exkurzné lokality Malej a Veľkej Fatry. In: Sprievodca k XXV. celoštátnemu zjazdu Slovenskej geologickej spoločnosti. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 163–174.

KANTOR, J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 159–170.

KANTOR, J. a RYBÁR, M., 1963: Izotópy obyčajného olova z niektorých ložísk západokarpatského kryštalinika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KANTOR, J., RYBÁR, M., DILLNBERGER, K. a ŠULCOVÁ, M., 1968: Izotopové zloženie rudného olova na ložiskách Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 88 s.

KETTNER, R., 1940: Zpráva o geologickém mapování na listu Brezno (4463) – v zpráve o činnosti Štát. Geol. Úst., 20, 1, Věst. St. geol. Úst. (Praha), 15.

KETTNER, R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízke Tatry (Nieder Tatra). Geologie, JHRB (Berlin), 7, 3–6, 383–402.

KETTNER, R. a HYNIE, O., 1924: Tektonické studie u Motyček a Jelenců na Slovensku. Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha), 33, 22, 1–5.

KLINEC, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkych Tatier (Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ), 1:50 000. Region. geol. mapy Slov. 1:50 000. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

KÖHLER, E., 1965: Paleontologické a stratigrafické zhodnotenie veľkých foraminifer v paleogéne Rajeckej a Turčianskej kotliny. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

KÖHLER, E., 1966: Stratigrafia paleogénu Rajeckej a Turčianskej kotliny na základe veľkých foraminifer. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 40, 55–63.

KOHÚT, M., 1989a: Geologicko štruktúrne pomery kryštalinika východnej časti Veľkej Fatry. Správy o výskumoch Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 22, 98–101.

KOHÚT, M., 1989b: Tektonické deformácie na styku kryštalinika a mezozoika sz. časti Veľkej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 21, 6, 538.

KOHÚT, M., 1992: The Veľká Fatra granitoid pluton – an example of a Variscan zoned body in the Western Carpathians. In: VOZÁR, J. (Ed): The Paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians, Eastern Alps a Dinarides. Spec. Vol. IGCP-276, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 79–92.

KOHÚT, M., 1994: Leucogranites – Integrated Element of Caledonian – Hercynian Granitic Rocks of the Western Carpathians: An Overview. In: BEZÁK, V. a LUKÁČIK, E. (Eds.): Hercynian development of the Western Carpathians and some other segments of european hercynides. Konferencie, sympóziá, semináre. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 29–30.

KOHÚT, M., 1996: Geológia Ľubochnianskeho masívu Veľkej Fatry. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 115 s.

KOHÚT, M., CARL, C. a MICHALKO, J., 1992: Development of the Veľká Fatra Mts. zoned pluton: field, geochemical and isotopic study. Abstracts 7 Geological workshop, Kutná Hora, 48.

KOHÚT, M., CARL, C. a MICHALKO, J., 1993: Izotopový výskum granitoidných hornín Veľkej Fatry a navrhovaný geodynamický model (Západné Karpaty, Slovensko). In: Rakús, M. a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 175–188.

KOHÚT, M., CARL, C. a MICHALKO, J., 1996: Granitoid Rocks of the Veľká Fatra Mts. – Rb/Sr Isotope Geochronology (Western Carpathians, Slovakia). Geol. carpath. (Bratislava), 46, 2, 81–89.

KOHÚT, M. a JANÁK, M., 1994: Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: Field Relations and Petrogenetic Implications. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 5, 301–311.

KOHÚT, M., KOTOV, A. B., SALNIKOVA, E. B., KOVACH, V. P. a MICHALKO, J., 1995: Hercynian Granitic Rock of the Western Carpathians: Products of Crustal Reactivation. In: BROWN, M. a PICCOLI, P. M. (Eds): The Origin of Granites and Related Rocks. USGS Circular 1129, Reston, 81–82.

KOHÚT, M. a KOVÁČIK, M., 1989: Geologická a petrochemická charakteristika granitoidov východnej časti Veľkej Fatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 70.

KOHÚT, M. a LUČENIČOVÁ, Ľ., 1990: Geológia Ľubochnianskeho granitoidného masívu Veľkej Fatry. (Časť I. Petrografia a geochémia). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8770.

KOHÚT, M., TODT, W., JANÁK, M. a POLLER, U., 1997: Thermochronometry of the Variscan Basement Exhumation in the Veľká Fatra Mts. (Western Carpathians – Slovakia). TERRA abstract (Strasbourg), 9, 1, EUG 9.

KOCHANOVÁ, M., 1965: Zpráva o geologickom výskume v r. 1964. Zpráva o biostratigrafickom výskume bivalvií a gastropódov rétu a hetangu Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 65 s.

KONEČNÝ, V., LEXA, J. a PLANDEROVÁ, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 1–203.

KOUTEK, J., 1931: La Fenetre de Stare Hory. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13.

KOUTEK, J., 1937: O tektonickém okně starohorském u Baňské Bystrici. Sbor. Štát. ban. Múz. Dionýza Štúra v Ban. Štiavnici (Banská Štiavnica), 1, 83–87.

KOUTEK, J., 1947: Předběžné výsledky studia rudních ložisek revíru Staré Hory – Špania dolina. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 22, 2, 121–124.

KOUTEK, J., 1961: O krystaliniku a verrukánu v okolí Starých Hor na JZ Nízkych Tater. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 6, 3, 285–287.

KOVÁČ, M., KRÁĽ, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D. a UHER, P. 1994: Alpine uplift of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 2, 83–96.

KOVÁČ, P. a FILO, I., 1992: Structural interpretation of the Choč nappe outliers of the Chočské vrchy Mts. (Štruktúrna interpretácia geologickej stavby trosiek chočského príkrovu Chočských vrchov). Miner. slov. (Bratislava), 24, 1–2, 39–45.

KOVÁČ, P., FILO, I. a MAGLAY, J., 1990: Štruktúrno-geologická stavba chočského príkrovu v západnej časti Chočských vrchov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KOVÁČ, P. a HÓK, J., 1993: The Central Slovak Fault System – The Field Evidence of a Strike Slip. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 3, 155–159.

KRÁĽ, J., 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 269–276.

KRÁĽ, V., 1960: Lokalita Nižná Matejková – surovina baryt, Pb-Zn zrudnenie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, inv. č. 8 371.

KRAVJANSKÝ, J., 1956: Baryty Nižná Matejková. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, inv. č. 2 928.

KRAVJANSKÝ, J. a HRONCOVÁ, Z., 1987: Regionálna geochémia Západných Karpát (Veľká Fatra). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KUBÍNY, D., 1956: Správa o výskume ústrednej časti ďumbierskeho masívu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 9, 110–119.

KUBÍNY, D., 1958: Kryštalinikum Veľkej Fatry. Manuskript–archív GS SR, Bratislava, 1–11.

KUBÍNY, D., 1962: Geologická pozícia starohorského kryštalinika. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 109–114.

KUBÍNY, D., 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitom variskym. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 33–59.

KUBÍNY, D., 1964: Zpráva o geologickom mapovaní v Starohorskom pohorí. Zpr. geol. Výsk. v Roku 1963, Časť 2 (Bratislava), 92–93.

KUBÍNY, D., 1970: Západné Karpaty – živce štúdia. Správa o výskytoch, chemizme a technologických vlastnostiach živcových surovín v Západných Karpatoch. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

KULLMAN, E., 1990: Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 184 s.

KULLMAN, E. a GAZDA, S., 1973: Základný hydrogeologický výskum západných svahov Veľkej Fatry a juhovýchodných svahov Malej Fatry (priľahlá časť k Turčianskej kotline). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, ev. č. 32 813.

KVITKOVIČ, J. a PLANČÁR, J., 1977: Recentné vertikálne pohyby zemskej kôry vo vzťahu k zemetraseniam a seizmoaktívnym zlomom v Západných Karpatoch. Geogr. Čas. (Bratislava), 3, 29.

LEDRU, P., COSTA, S. a ECHTLER, H., 1994: Structure. In: KEPPIE, J. D. (Ed.): Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas. Berlin, Springer, 305–323.

LEXA, J., RAKÚS, M., HOJSTRIČOVÁ, V., DOVINA, V. a HALOUZKA, R., 1982: Vysvetlivky k listom 36-132 (H. Štubňa) a 36-134 (Kremnica). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

LIEW, T. C. a HOFMANN, A. W., 1988: Precambrian crustal components, plutonic associations, plate envinroment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. Contr. Mineral. Petrology (Berlin–New York), 98, 129–138.

LOSERT, J., 1962: Geologie a petrografie západní části ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. Rozpr. Čs. Akad. Věd., Ř. mat. přír. Věd (Praha), 73, 12.

LOŽEK, V., 1986: Vývoj prírody v štvrtohorách. In: VESTENICKÝ, K. a VOLOŠČUK, I. et al., 1986: Veľká Fatra, chránená krajinná oblasť. Monografia. 1. vyd. Bratislava, Vyd. Príroda, 74–82.

MACEK, J., KAMENICKÝ, L. a KRIŠTÍN, J., 1987: Novšie poznatky z mineralógie a geochémie granitoidov Veľkej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 19,4, 325–337.

MACEK, J., PETRÍK, I., BEZÁKOVÁ, G. a KAMENICKÝ, L., 1979: Ein Beitrag zur Modelen Charakteristik der Granitoide der Westkarpaten. Geol. Zborn. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 2, 235–251.

MAHEĽ, M., 1946: Zpráva o geologickom mapovaní na liste Harmanec. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava).

MAHEĽ, M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 9, 4, 393–401.

MAHEĽ, M., 1982: Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch. Miner. slov. (Bratislava), 14, 1, 1–40.

MAHEĽ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát, 1. Paleoalpínske jednotky. Monografia. Bratislava, Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, 503 s.

MAHEĽ, M. a KANTOROVÁ, V., 1960: Alb krížňanskej série na severných svahoch Veľkej Fatry a Nízkych Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 19, 56–64.

MAHEĽ, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR, II. Západní Karpaty, 1. Praha, Ústř. Úst. Geol., Academia, 496 s.

MAHEĽ, M. et al., 1974: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 454 s.

MALÍK, P., MICHALKO, J. a RAPANT, S., 1993: Štruktúrno-hydrogeologická analýza karbonátov triasu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

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.

MANIAR, P. D. a PICCOLLI, P. M., 1989: Tectonic discrimination of granitoide. Bull. Geol. Soc. Amer. (Boulder), 101, 5, 635–643.

MARKO, F., 1986: Zlomy v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej Hornatine a Nízkych Tatrách. (Práca z kandidátskeho minima). Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 133.

MARKO, F., KOVÁČ, M., FODOR, L. a ŠÚTOVSKÁ, K., 1990: Deformácia a kinematika miocénnej strižnej zóny severnej časti Malých Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 22, 399–410.

MAŠÍN, J. et al., 1963: Aeromagnetické a aeroradiometrické mapy Československa, 1:200 000 a 1:500 000. Praha, Ústř. Úst. geol.

MÁŠKA, M. a ZOUBEK, V. et al., 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Collected Papers and the Tectonic Map 1:100 000. Praha, Československ. Akad. Vied, 245 s.

MATĚJKA, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Explorations géologique dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7, 529–575, tab. I–VIII.

MATĚJKA, A., 1931: Geologická mapa údolí Revúce. Carte géologique de la vallée de la Revúca. Měřítko 1:50 000. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A.

MATĚJKA, A., 1931: Géologie de la vallée de la Revúca. In Guide des excursions dans les Carpathes occidentales. Textes. En Tchécoslovaquie 1931 (Eds: MATĚJKA, A. a ANDRUSOV, D., 1931). Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 283–288.

MATĚJKA, A. a ANDRUSOV, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions ovoisinantes. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 19–136.

MATTAUER, M., 1973: Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Paris, Hermann, 494 s.

MATTE, P., 1986: Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics (Amsterdam), 126, 329–374.

MATTE, P., 1991: Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics (Amsterdam), 196, 309–337.

MATULA, M. a PAŠEK, J., 1986: Regionálna inžinierska geológia ČSSR. Bratislava, Alfa, Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry..

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, Geografický ústav Slov. Akad. Vied.

MCCLAY, K., 1992: The mapping of geological structures. Geological Society of London Handbook (Edit. COX, K.), Chichester, Wiley and Sons, 1–161.

MELLO, J., 1965: Litológia a stratigrafia chočskej jednotky na liste Nižná. Manuskript – archív PriF UK, Bratislava.

MICHALÍK, J., 1976: Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu krížňanského príkrovu v závere Dedošovej doliny (Gaderská dolina, Veľká Fatra). Kmetianum (Martin), 4, 125–143, 10 obr.

MICHALÍK, J., 1979: Paleobiogeography of the Fatra – Front of the Uppermost Triasssic of the West Carpathians. In: POKORNÝ, E. (Ed.): Paleontological Conference, Department of Paleontology, Facul. of Natur. Sc., Charles Univ., Praha, Feb. 10–11, 1977, Praha, 25–39.

MICHEĽ, J., WINDT, D. a BARKÁČ, Z., 1965: Cementárne sever – cementárske suroviny. Záverečná správa a výpočet zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

MIŠÍK, M., MOCK, R. a SÝKORA, M., 1977: Die Trias der Klippenzone der Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 1, 27–69, 3 obr., 9 tab.

MIŠÍK, M. a POSPÍŠIL, A., 1964: On the occurence of phosphoritic rocks from the Liassic of Malá Fatra. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 311–317.

MIŠÍK, M. a RAKÚS, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, 157–199.

NÁPRSTEK, V. a RÖHLICH, P., 1957: Geologické poměry širšího okolí Králik, Tajova a Malachova západně od Banské Bystrice. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 119–127.

NEMČOK, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. Bratislava,Veda.

NEMČOK, M., MARKO, F., KOVÁČ, M. a FODOR, L., 1989: Neogene Tectonics and Paleostress Changes in the Czechoslovakian Part of the Vienna Basin. Jb. Geol. Bundesanst (Wien), 132, 443–458.

NEUGEBAUER, J., 1988: The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Iapetus model". Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 68, 313–333.

O'DOGHERTY, L., SANDOVAL, J., MARTIN-ALGARA, A. a BAUMGARTNER, P. O., 1989: Las facies con radiolarios del Jurassic Subbetico (Cordillera Betica, sur de España). Rev. Soc. Mex. Paleont., 2, 1, 70–77.

OBERNAUER, D. a STRÁNSKA, M., 1984: Geofyzikálny výskum južných častí Slovenského rudohoria a západnej časti Nízkych Tatier. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.

OBERNAUER, D. et al., 1981: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier. Čiast. záver. správa za obdobie 1970–980. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

OŽVOLDOVÁ, L., 1976: Biostratigrafia paleogénu v oblasti Dražkovce–Turčianska Belá v Turčianskej kotline. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 30, 67–90.

PANÁČEK, A. et al., 1991: MGII region Turčianská kotlina. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.

PEARCE, J. A., HARRIS, B. N. a TINDLE, A. G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrology (Oxford), 25,4, 956–983.

PERŽEL, M., 1967: Dielčia záverečná správa. Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 4158, 93 s.

PERŽEL, M., 1969: Strážovský príkrov vo Veľkej Fatre. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 119–122.

PETRÍK, I., BROSKA, I. a UHER, P., 1994: Evolution of the Western Carpathian granite magmatism: age, source rock, geotectonic setting and relation to the Variscan structure. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 5, 283–291.

PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. a SIEVER, E. R., 1972: Sand and Sandstone. Berlin – Heidelberg – New York, Springer Verlag, 618 s.

PÍCHA, F., 1959: Zpráva o přehledném sedimentárně petrografickém výzkumu centrálně karpatského paleogénu Turčianské kotliny. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1957 (Praha), 189–190.

PÍCHA, F., 1964: Výsledky sedimentologického výzkumu v paleogénu centrálních Karpat. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 2, 77–125.

PLANDEROVÁ, E., 1974: Poznámky o veku starohorského paleozoika na základe palinologického výskumu. Miner. slov. (Bratislava), 6, 1, 63–72.

PLANDEROVÁ, E. a ČILLÍK, I., 1990: Vek pestrých piesčitých bridlíc z oblasti meďonosného ložiska v Špranej Doline. Miner. slov. (Bratislava), 22, 5, 411–415.

PLANDEROVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., SNOPKOVÁ, P. a VAŇOVÁ, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 376–8 380.

PLANDEROVÁ, E. a POLÁK, M., 1976: O veku triasových dolomiticko-bridličnatých vrstiev z obalovej série Veľkej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 65, 75–79, 1 obr., 3 tab.

POLÁK, M., 1976: Litologicko-faciálna a paleogeografická analýza mezozoika tatridných obalových sérií Malej Magury, Malej a Veľkej Fatry. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 5 650.

POLÁK, M., 1978: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list Borišov. Čiast. záver. správa za rok 1978. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 5 984. 38 s.

POLÁK, M., 1990: Tektonické okná obalovej sekvencie Veľkej Fatry. Miner. slov. (Bratislava), 22, 6, 527–532.

POLÁK, M. a BUJNOVSKÝ, A., 1979: The Lučivná Formation. (New designation of a formal lithostratigraphical unit of the Lower Cretaceous of envelope groups in the West Carpathians). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 61–70.

POLÁK, M., BUJNOVSKÝ, A., KOHÚT, M., PRISTAŠ, J., KULLMAN, E., MODLITBA, I., HANÁČEK, J., STANKOVIČ, J. a ŠUCHA, P., 1987: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1:25 000, list 36–122 Donovaly-2. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 7 845.

POLÁK, M., FILO, I., PRISTAŠ, J., KOVÁČ, P., SIRÁŇOVÁ, Z., HAVRILA, M. a PEVNÝ, J., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 00, listy 36-114 Turčianske Teplice, 36-112 Valča, 36-132 Horná Štubňa. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 57 s.

POLÁK, M., HAVRILA, M., FILO, I. a PEVNÝ, J., 1996: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3–4, 293–310.

POLÁK, M. a KOHÚT, M., 1990: Problémy tektonickej stavby východnej časti Veľkej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 91, 27–32.

POLÁK, M., KOHÚT, M., HALOUZKA, R., MODLITBA, I., MALÍK, P. a ŠUCHA, P., 1990: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 36-121 Donovaly-1. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 741.

POLÁK, M. a ONDREJÍČKOVÁ, A., 1993: Lithology, microfacies and biostratigraphy of radiolarian limestones, radiolarites in the Krížna nappe of the Western Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 25, 6, 391–410.

POLÁK, M. a ONDREJÍČKOVÁ, A., 1995: Lithostratigraphy of Radiolarian Limestones and Radiolarites of the Envelope Sequence in the Veľká Fatra Mts. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 2, 153–158.

POLLER, U., TODT, W., JANÁK, M. a KOHÚT, M., 1997: Pre-Variscan Orthogneisses of the Western Tatra Mts.: U-Pb Single Zircon Data by Cathodoluminiscence Controled Dating (CLC-dating). TERRA abstract (Strasbourg), 9, 1, EUG 9.

POSPÍŠIL, L., BUDAY, T. a FUSÁN, O. 1992: Neotektonické pohyby v Západních Karpatech. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 16, 65 – 84.

PULEC, M. a KOHÚT, M., 1989: Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných nerastných surovín kryštalinika Veľkej Fatry. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

PUPIN, J. P., 1988: Granites as indicators in paleogeodynamics. Rendic. Soc. Ital. Miner. Pertol. (Milano), 43, 2, 237–262.

RAKÚS, M., 1964: Paläontologische Studien im Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1, 93–156.

RAKÚS, M., 1969: Amoniti liasu centrálneho pásma Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 218 s.

RAKÚS, M., 1977: Nález morského spodného miocénu pri Čremošnom (jz. časť Veľkej Fatry). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 287–288.

REMANE, J., BAKALOVA, IVANOVA, D., BORZA, K., KNAUER, J., NAGY, I., POP, G., TARDI a FILÁCZ, E., 1986: Agrement on the subdivision of the standard calpionellid zones defined at the IInd Planktonic conference Roma 1970. Acta geol. hung. (Budapest), 29, 5–14.

REPČOK, I., 1982: Datovanie neovulkanitov Západných Karpát metódou stôp po delení uránu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

SALAJ, J., 1986: Proposition of Turonian boundaries of the Tethyan realm on the basis of foraminifers. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 483–499.

SAMUEL, O., 1987: Mikrobiostratigrafické vyhodnotenie vzoriek z Turčianskej kotliny. Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 013, 6 s. In: GAŠPARIK, J., POLÁK, M., HALOUZKA, R., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., ZEMBJAK, O., ŠUCHA, P., KLUKANOVÁ, A., a MODLITBA, I., 1987: Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 011, 101 s.

SAMUEL, O., 1988: Mikrobiostratigrafia paleogénu Turčianskej kotliny na základe foraminifer. Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 378, 19 s., príloha. In: PLANDEROVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., SNOPKOVÁ, P. a VAŇOVÁ, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 376–8 380.

SCOTESE, C. R., 1984: Paleozoic paleomagnetism and the assembly of Pangea. In: VAN DER VOO, R., SCOTESE, C. R. a BONHOMMET, N. (Eds.): Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. Am. Geophys. Union Geodyn. Series, 12, 1–10.

SENEŠ, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 59, 5–44.

SENEŠ, J. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Nové Zámky, Bratislava, 106 s.

SIBLÍK, M., 1964: K nálezu liasových brachiopodů v horní části Belanské doliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 31, 157–181.

SCHALEKOVÁ, A., 1962: Fytogénne vápence mezozoika a terciéru Slovenska. Manuskript – archív Katedry geol. a paleont. PriF UK, Bratislava.

SCHERBAK, N. P., CAMBEL, B, BARTNITSKY, E. N. a STEPANYUK, L. M., 1990: U-Pb age of granitoid rock from the quarry Dubná Skala – Malá Fatra Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 41, 4, 407–414.

SLADKÝ, J., 1938: Geológia okolia Ružomberka. Ružomberok, Vlastným nákladom, 123 s.

SNOPKOVÁ, P., 1988: Palinologický výskum paleogénu severnej časti Turčianskej kotliny. Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 379, 33 s., príloha. In: PLANDEROVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., SNOPKOVÁ, P. a VAŇOVÁ, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 376–8 380.

SPENGLER, E., 1932: Ist die "Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 8, 215–225.

STRÁNSKA, M. et al., 1986: Hustotná mapa hornín Západných Karpát na území ČSSR. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

SÝKORA, M., 1975: Geologické pomery SZ časti Veľkej Fatry. Rigorózna práca. Manuskript – archív Prírodoved. Fak. Univ. Komen., Bratislava, 58 s.

SZALAIOVÁ, V. et al., 1982: Geofyzikálny prieskum flyšového pásma vnútrokarpatských jednotiek – gravimetrické mapovania, ročná technická správa. Manuskript – archív Geocomplexu, Bratislava.

ŠEFARA, J. et al., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ŠTÚR, D., 1860: Bericht über die geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 11, 1, 17–151.

ŠTÚR, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337–426.

UHLIG, V., 1903: Bau und Bild der Karpaten. In: Bau und Bild Osterreiche. Wien–Leipzig, 651–911.

VAŇOVÁ, M., 1988: Veľké foraminifery z Krpelian. Čiastková správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, AP 8 380, 6 s., príloha. In: PLANDEROVÁ, E., GAŠPARIKOVÁ, V., SAMUEL, O., SNOPKOVÁ, P. a VAŇOVÁ, M., 1988: Ekostratigrafia terciéru Turčianskej kotliny. Čiast. záver. správa. Manuskript – archív GS SR, AP 8 376–8 380.

VASS, D. (Edit.), BEGAN, A., GROSS, P., KAHAN, Š., KÖHLER, E., KRYSTEK, I., LEXA, J. a NEMČOK, J., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR, 1:500 000. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra a Geofond.

VASS D., NAGY, A., HÓK, J., KOVÁČ, P., HRUŠECKÝ, I. A PERESZLÉNYI, M., 1991: Paleostress field and neogen geology history of eastern part of Danube basin. Materiály z konferencie: Alps and Carpathian junction, Smolenice 1991. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

VASS, D., KONEČNÝ, V., ŠEFARA, J., et al., 1979: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 280 s.

VESTENICKÝ, K., VOLOŠČUK, I. et al., 1986: Veľká Fatra, chránená krajinná oblasť. Edícia Ochrana prírody. Bratislava, Vyd. Príroda, 384 s.

VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J., COCHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J. J. a SHEPPARD, S. M. F., 1984: Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. Phys. Earth Planet. Inter. (Amsterdam), 35, 179–190.

VOGL, V., 1918: Bericht über die im Jahre 1916 in den eozänen Becken von Liptó, Árva und Turóc ausgeführten Untersuchungen. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1916, 1, 227–236.

VON RAUMER, J. F. a NEUBAUER, F., 1993: Late Proterozoic and Paleozoic evolution of the Alpine basement – an overview. In: VON RAUMER, J. F. a NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology of Alps. Berlin–Heidelberg–New York, Springer, 625–639.

VOZÁR, J., 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporíd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 35, 33–40.

VOZÁR, J., 1979: Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 19–30.

VOZÁR, J., 1984: K rešeniju otnošenija fatrikuma k severnoj časti veporikuma na osnove korreljacii verchnego paleozoja (Zapadnyje Karpaty). [On relationship between Fatricum and Northern Veporicum according to correlations of Late Paleozoic (West Carpathians)]. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 80, 175–184.

VOZÁROVÁ, A., 1981: Príspevok k poznaniu vývoja a členenia variských molás Západných Karpát. Zbor. ref. 4. Slov. geol. konf, Sekcia 02 – geol. a sur. Spiš.-gemer. rudohoria. Bratislava, ČSVTS, 154–161.

VOZÁROVÁ, A., 1982: Explanatory Notes to Lithotectonic Profiles of the Variscan Molasse in the Czechoslovakian West Carpathians (Comment to Annex 27–30). Veröff. Zent.–Inst.. Phys. Erde (Potsdam), AdW DDR, 66, 311–346.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Monografia.. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 316 s.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1992: Variscan terranes and evolutionof Late Paleozoic sedimentary basins (Western Carpathians). In: Vozár, J. (Ed.): The Paleozoic geodynamic domains of the Western Carpathians, Eastern Alps a Dinarides. Spec. Vol. IGCP-276, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 147–154.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1993: Pre-alpínske terény v Západných Karpatoch: rekonštrukcia kolízneho a postkolízneho štádia variského orogénu. In: Rakús, M.a Vozár, J. (Eds.): Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 129–143.

VOZÁROVÁ, A. a VOZÁR, J., 1996: Terranes of West Carpathians – North Pannonian Domain. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1, 65–85.

WHITE, A. J. R. a CHAPPELL, B. W., 1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. From – Roddick, J. A. (Ed.): Circum-Pacific plutonic terranes. Geol. Soc. Amer. Mem. (New York), 159, 21–34.

WUNDER, D., 1987: Príspevok ku granitovej tektonike Kriváskej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 86, 165 – 171.

ZÁRUBA-PFEFFERMANN, Q. a ANDRUSOV, D., 1937: Geologické poměry území projektované dráhy Banská Bystrica – Diviaky. Zvláštní otisk časopisu Zprávy železničních inženýrů (Praha), roč. XIV, č. 9 a 11, 1937, tiskem Noviny v Praze, 1–10 (ev. 160–163 a 193–196, 4 obr.).

ZBOŘIL, L. et al., 1985: Geofyzikálny výskum Turčianskej kotliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

ZIEGLER, P. A., 1986: Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. Tectonophysics (Amsterdam), 169, 303–328.
ZOUBEK, V., 1931: Tektonická skizza širšího okolí Brezna nad Hronom. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 7.
ZOUBEK, V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních vod. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 11.
ZOUBEK, V., 1957: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Brusna. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956 (Praha).
ZOUBEK, V. a KUBÍNY, D., 1956: Predbežná zpráva o prehľadnom výskume západnej časti nízkotatranského jadra. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 9, 107–109.

VEĽKÁ FATRA MTS.: A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE

Summary

The Veľká Fatra Mts. region is a part of the Fatric area of the Inner Western Carpathian subprovince. Actually, it is a distinct, horst-like, mountainous, north – south elongated massíf, whose northernmost part is separated from the rest by the Váh river antecedent valley. Its peaks soar into the heights of 1500–1600 m above sea level, while a lower level reaches some 1200 m a. s. l. The remnants of an old peneplain can be observed in the surroundings of Kráľova studňa, at an altitude of 1350–1400 m a. s. l. Geomorphologically, the Veľká Fatra Mts. is a strongly dissected mountain range, whose central and southern part is characterized by a flat and smoothly modelled erosive-denudational relief, composed of flat ridges in the area of Krížna, Ostredok and Ploská, while the northern and western parts have a distinctivly cliffy relief, which is a result of selective weathering of more resistent limestones from the less resistent dolomites.

The Veľká Fatra Mts. represents one of the most typical core mountains in the Western Carpathians, noted by its nappe structure that developed during the pre-Gosau tectogenesis. The geological structure is composed of the following basic tectonic units:

– Tatricum Unit
– Veporicum Unit
– Hronicum Unit

The Tatricum Unit

This unit is made up of a crystalline basement and an envelope sequence, composed of Mesozoic sedimentary rocks.

The crystalline rocks of the Veľká Fatra Mts. crop out in the Ľubochňa massif, composed almost exclusively of granitoid rocks. The zoning of the massif is determined by the occurrence of Smrekovica tonalite (ST), Kornietov granodiorite (KGD), Lipovce granite (LG) and Ľubochňa leucogranite (LLG). The mantled metamorphic rocks occur only in the eastern part of it, in the vicinity of the Revúca fault belt. They occur as fairly small, deformed, partially assimilated blocks. The Veľká Fatra Mts. granitoids represent a low- to medium-potassic calc-alcaline (trondhjemitic-granodioritic) series of magmatic rocks. The Smrekovica tonalites belong to the CAG type (Continental arc granites) that develop at the continental margin at the close of the subduction of an oceanic plate. The Lipovce granites are typical continental collision granites (CCG), which formed during the later stages of continental collision, while the Kornietov granodiorites more likely represent a transition between the two. The Ľubochňa leucogranites show an affinity to the post-orogenic – post-collisional granites. The thermo-chronometric data in the K/Ar

and Ar/Ar systems indicate a fast ascension and cooling of the Ľubochňa massif at the end of Hercynian orogeny.

The envelope Mesozoic of the Tatricum Unit is represented by the Šiprúň sequence, which spans the time from the Lower Triassic to the Middle Turonian. Its Triassic development is characterized by a detritic, platform, carbonate Middle Triassic sedimentation, by a massive detritic development of Carpathian Keuper and by a stratigraphic hiatus in the uppermost Triassic. The Liasian sedimentation is characterized by a variegated lithofacial development, from the Lower Liasian crinoid and sandy limestones, through the Allgäu bed sedimentation and a deep water radiolarian limestone and radiolarite sedimentation, the Biancone type sediments, to the Lower Cretaceous Lúčivná sequence. The Poruba Member, whose age was determined to span from Albian to Middle Turonian, is the youngest; the Veľká Fatra Mts. has become the second only to Vysoké Tatry Mts. to have determined the stratigraphic range.

Tectonically, the Šiprúň sequence rests, over most of its extent, in an autochthonous, or paraautochthonous position on the crystalline basement, and dips monoclinally, under a low angle, north, or north-west. A characteristic feature of the Veľká Fatra Mts. is the existence of distinct tectonic inliers of the envelope sequence, which developed as a result of outlining the shape of crystalline basement.

The Veporicum Unit

At the base of this unit are the remnants of Staré Hory Lower Paleozoic crystalline schists. These are overlain by a Permian, detritic, Špania Dolina Formation, which is followed by the Lower Triassic, Lúžna Formation. The Middle Triassic epoch is represented by a carbonate, platform-type development, while the Upper Triassic by the clastic, Lunz beds and by the Carpathian Keuper Formation. The uppermost Triassic stage – the Rhaetian was characterized by a carbonate development. The development, over most part of the unit, of Jurassic sediments indicates that the entire Mesozoic suite is made up of the Zliechov development rocks, which are part of the Krížna nappe (MAHEĽ, 1964). The Liasian sedimentation is highly variable, with frequent facial changes as well in vertical, as in horizontal sense. The Doggerian stage in the krížna nappe is represented by the deep-water radiolarian limestones and radiolarites, which are followed by the Jasenina Formation, the Osnica Formation of Biancone type and by a thick, Lower Cretaceous, Mráznica Formation. The sedimentation ends with the Poruba Formation of the Albian–Lower Cenomanian age.

Tectonically, the Krížna nappe is an extensive unit. Most of the nappe dips simply, monoclinally, under an angle of some 30° northwards, or north-westwards, respectively. Several distinctive synclinal and anticlinal, east – west running, i. e. transversal structures, can be observed along the course of the Krížna nappe. Locally, especially in the northern part, present are more complicated fold structures and indistinct duplex structures.

The Hronicum Unit

This unit floors over extensive areas, especially over the western and northern parts of the Veľká Fatra Mts. Owing to an extraordinary development of its lithostratigraphic units, especially in the western part of the mountain, the research of this part of the area did not attract a sufficient attention. The Hronicum Unit is made up of carbonate complexes, which stratigraphically span the time from Lower Anisian to Upper Norian. Three facies areas were distinguished in the Hronicum Unit of the Veľká Fatra Mts. The facies in the eastern part of Revúca valley were assigned to the Choč nappe and to the Biely Váh facies development, whose stratigraphic range is Lower Anisian – Norian. The characteristic lithofacies are the Reifling limestones, the Lunz beds, and notably, a typical development of the Korytnica limestone, a presence of Wetterstein limestones, and especially of the Hauptdolomit, represented by a central reef and a lagoonal back-reef facies. In the southern part of the mountain, in the surroundings of Harmanec, the influence of Biely Váh development is still observable as the Reifling basinal facies, which, however, fade out northwards, whereas in the west there appears a characteristic, platform-like development of Triassic sediments. We distinguish the following nappe units that make up the Hronicum Unit rocks of the Veľká Fatra Mts. (in ascending order): the Necpaly nappe, the Šturec nappe, represented, in the area of Tlstá, by the Drienok schuppe and by the Tlstá fold (duplex). In the eastern part of the mountain the Choč nappe is probably the uppermost unit. It is a part of the Biely Váh development, whose setting is mostly simple, synclinal and shallow, or monoclinal and dips under an angle of approximately 30° northwards. A similar character and course has the Šturec nappe in the southern part of the area. Much more complicated is the structure in the Tlstá area, which is composed of two schuppen. The lower is the Drienok schuppe and the upper is represented by the Tlstá recumbent, northwards dipping fold (or duplex).

The Paleogene sediments crop out only subordinately. We assign them to the Subtatric group, which splits into the basal, Borové Formation, composed of several developments, and the Huty Formation of Upper Eocene age.

The Neogene development sediments occur at the western margin of the mountains, and belong to the Turčianska kotlina depression. They are composed of fresh-water, limnic, clastic sediments, spanning the time from Eggenburgian to Pliocene.

The Badenian – Sarmatian volcanoclastic rocks of the Kremnica Mts. encroach upon the southern part of the region.

The morphologically superposed Quaternary sediments are composed of fluvial, proluvial and mixed fluvial-proluvial sediments. In the mountainous parts of the region there prevail deluvial sediments.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE VEĽKEJ FATRY

Geologická služba SR, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1997

Vedúca redakcie: Ing. Janka Hrtusová
Jazyková redaktorka: Mgr. Viera Gardošová
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-69-X