VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

TRIBEČA

1 : 50 000

Zostavil: Ján IVANIČKA

s kolektívom autorov: Jozef HÓK, Milan POLÁK, Jozef HATÁR, Jozef VOZÁR, Alexander NAGY, Klement FORDINÁL, Ján PRISTAŠ, Vlastimil KONEČNÝ, Ladislav ŠIMON, Martin KOVÁČIK, Anna VOZÁROVÁ, Oľga FEJDIOVÁ, Daniel MARCIN, Pavol LIŠČÁK, Andrej MACKO, Jozef LANC, Jaroslav ŠANTAVÝ, Viktória SZALAIOVÁ

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY

VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

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, CSc., RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavol LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Ján IVANIČKA, Jozef HÓK, Milan POLÁK, Jozef HATÁR, Jozef VOZÁR, Alexander NAGY, Klement FORDINÁL, Ján PRISTAŠ, Vlastimil KONEČNÝ, Ladislav ŠIMON, Martin KOVÁČIK, Anna VOZÁROVÁ, Oľga FEJDIOVÁ, Daniel MARCIN, Pavol LIŠČÁK, Andrej MACKO, Jozef LANC, Jaroslav ŠANTAVÝ, Viktória SZALAIOVÁ

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE

TRIBEČA

1 : 50 000

Zostavil: Ján IVANIČKA

GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY

VYDAVATEĽSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1998

© Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo Dionýza Štúra, Bratislava 1998

ISBN 80-85314-86-X

OBSAH

ÚVOD 7
Geografia a geomorfológia Tribeča (J. Ivanička) 9
Regionálny geologický prehľad územia (J. Ivanička) 10
Prehľad geologických výskumov (J. Ivanička) 12
Geologický vývoj územia 13
Geologický vývoj kryštalinika (J. Ivanička a J. Határ) 13
Geologický vývoj mladšieho paleozoika a mezozoika (J. Vozár, A. Vozárová a M. Polák) 14
Geologický vývoj terciéru (A. Nagy, K. Fordinál a V. Konečný) 17
Geologický vývoj kvartéru (J. Pristaš) 18
CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK 19
TATRIKUM 19
Kryštalinikum 19
Metamorfity (A. Vozárová, J. Ivanička a M. Kováčik) 19
Granitoidy (J. Határ a J. Ivanička) 29
Obalová sekvencia (J. Vozár, A. Vozárová, M. Polák a O. Fejdiová) 60
VEPORIKUM 74
Kryštalinikum 74
Metamorfity (M. Kováčik a J. Ivanička) 74
Granitoidy (J. Ivanička) 84
Perm (J. Vozár a A. Vozárová) 86
Trias – Krieda (M. Polák a O. Fejdiová) 88
HRONIKUM 99
Chočský príkrov (J. Vozár, A. Vozárová a M. Polák) 99
Strážovský príkrov (M. Polák) 108
TERCIÉR 108
Paleogén (A. Nagy a K. Fordinál) 109
Neogén (A. Nagy, K. Fordinál, V. Konečný a L. Šimon) 109

KVARTÉR (J. Pristaš) 127
TEKTONIKA (J. Hók a J. Pristaš) 139
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (J. Lanc, J. Šantavý a
V. Szalaiová; upravili: J. Hók a J. Ivanička) 166
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (D. Marcin) 174
GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA (P. Liščák) 184
NERASTNÉ SUROVINY (A. Macko) 191
ZÁVER (J. Ivanička) 202
VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY (J. Ivanička, J. Hók,
M. Kováčik, J. Vozár, A. Vozárová, O. Fejdiová, M. Polák a K. Fordinál) 204
LITERATÚRA 223
TRIBEČ MOUNTAINS: A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE
Summary (J. Ivanička and J. Hók) 232
Príloha 237

ÚVOD

Potreba nového geologického mapovania regiónu Tribeč vyplynula z toho, že Geologická mapa Tribeča 1 : 50 000 (Biely, 1974) zohľadňuje výsledky geologických prác z konca päťdesiatych a začiatku šesťdesiatych rokov. Práce sa vykonávali pre potreby prehľadných geologických máp v mierke 1 : 200 000. K mape neboli zostavené textové vysvetlivky. V súčasnosti bolo toto územie geologicky zmapované do topografických podkladov v mierke 1 : 25 000, ktoré boli zostavované a oponované priebežne spolu s vysvetlivkami. Nová geologická mapa Tribeča v mierke 1 : 50 000 je teda výsledkom práce kolektívu geológov z Geologickej služby Slovenskej republiky v Bratislave (obr. 1), ktorí pri jej zostavovaní použili predovšetkým vlastné mapové podklady doplnené o detailné výsledky najmä petrografického, biostratigrafického, štruktúrneho a geofyzikálneho výskumu. Tento kolektív súčasne zhodnotil aj výsledky svojich predchodcov z Geologického ústavu Dionýza Štúra, pracovníkov z Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Geologického ústavu SAV v Bratislave.

Predložená geologická mapa vyjadruje syntetizujúci obraz geologickej a tektonickej stavby daného územia. V porovnaní s geologickou mapou Bieleho (1974) možno zvýrazniť nasledujúce skutočnosti:

– kartograficky sa spresnilo rozšírenie kryštalinických hornín na úkor sedimentov permu;

– prvýkrát v tomto pohorí bola stanovená stratigrafická príslušnosť (vrchný silúr–spodný devón) metasedimentov kryštalinika rázdielskeho bloku, za čo vyjadrujeme úprimnú vďaku teraz už zomretej pani dr. E. Planderovej;

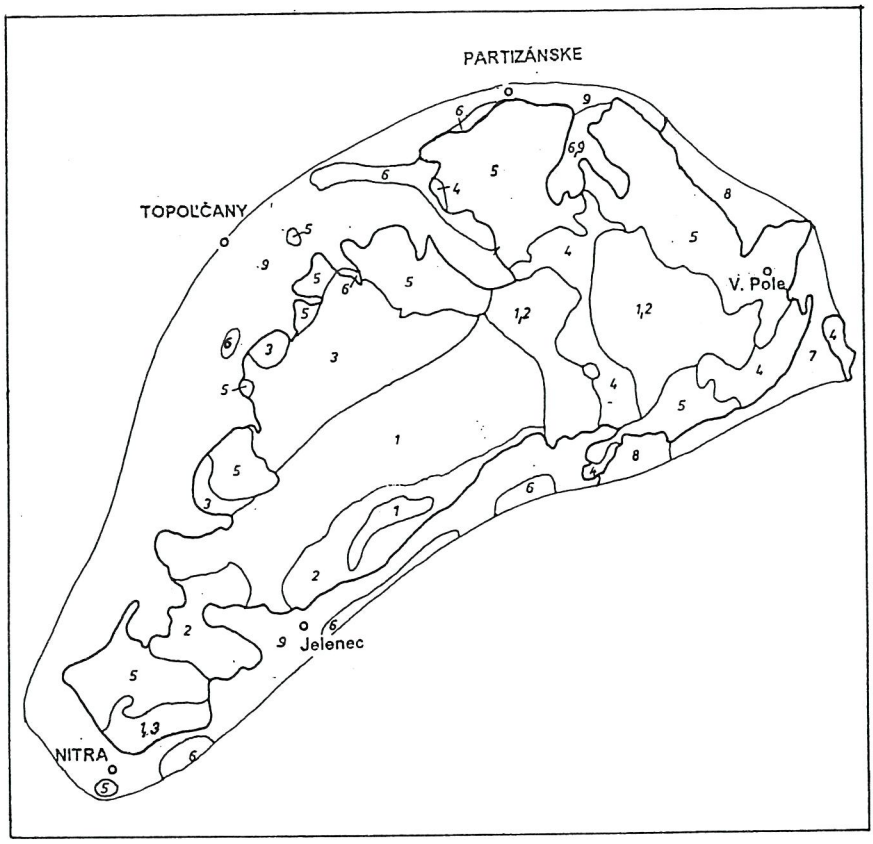
– detailne kartograficky bolo rozčlenené kryštalinikum zoborskej i rázdielskej časti a úplne v novom pohľade je zobrazená jeho zložitá imbrikovaná stavba;

– najvrchnejšia šupina kryštalinika v severovýchodnej časti regiónu, tvorená mylonitizovanými granodioritmi, je zároveň najspodnejším stratigrafickým členom novovyčlenenej veporickej jednotky, ktorej sedimentárne permsko-mezozoické členy sa vyznačujú výraznou metamorfózou, javia vysokú afinitu k „sérii" Veľkého boku a z tektonického hľadiska tu vystupujú v obalovej, resp. subautochtónnej pozícii; litostratigrafickú jednotku označujeme ako sekvencia Veľkého Poľa;

– severne od Dražoviec boli identifikované nové výskyty krížňanského príkrovu;

– na mape sú veľmi precízne kartograficky rozčlenené terciérne, najmä však kvartérne sedimenty s určením ich stratigrafického zaradenia;

– dané územie bolo komplexne zhodnotené z hľadiska geofyzikálnej preskúmanosti, hydrogeologických pomerov a geofaktorov životného prostredia, ako aj z hľadiska výskytu nerastných surovín.



Obr. 1 Schéma zostavovateľov mapy
1. J. Ivanička, 2. J. Hók, 3. J. Határ, J. Greguš, 4. J. Vozár, 5. M. Polák, 6. A. Nagy, K. Fordinál, 7. V. Konečný, 8. L. Šimon, 9. J. Pristaš

Ako zodpovedný riešiteľ som zaviazaný vďakou všetkým spoluautorom za vykonanú prácu. Na tomto mieste treba poďakovať aj J. Lancovi a kolektívu za vypracovanie Mapy geofyzikálnych indícií a interpretácií regiónu Tribeč, ktorá bola predložená v roku 1995.

Naša úprimná vďaka patrí L. Dugovičovi, B. Slovákovej a J. Hroziencíkovi za kvalitné kartografické spracovanie geologickej mapy a príloh, ako aj Z. Remžíkovej za veľmi dobrú technickú a estetickú úpravu rukopisu textových vysvetliviek.

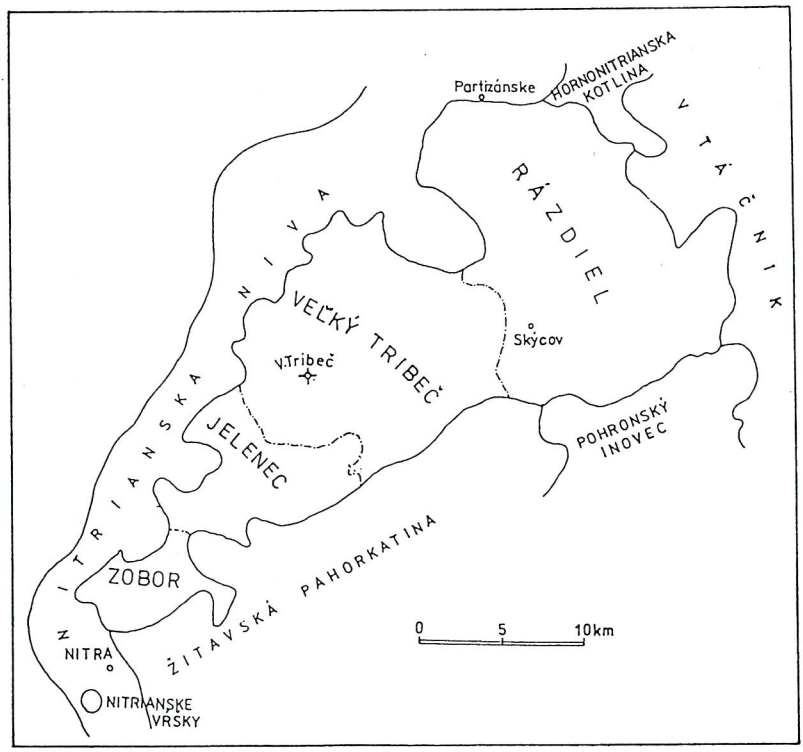
GEOGRAFIA A GEOMORFOLÓGIA TRIBEČA

Pohorie Tribeč predstavuje najzápadnejší výbežok vnútorného pásma jadrových pohorí, obnažený spod terciérnych sedimentov podunajskej panvy. Morfologicky tvorí hrasťový horský masív sv.-jz. smeru so sklonom osovej časti na juhozápad. Z hľadiska geomorfologického členenia Mazúra a Lukniša (1980) pohorie Tribeč tvorí samostatný celok vo fatransko-tatranskej oblasti. Celok Tribeč sa skladá zo štyroch podcelkov: Zobor, Jelenec, Veľký Tribeč a Rázdiel. Niektoré z nich sa ešte delia na jednotlivé časti (obr. 2). Podunajská pahorkatina obklopuje územie svojimi podcelkami, a to na východe Žitavskou pahorkatinou a na západe a juhu Tribečským podhorím a Nitrianskou nivou. Úzky lem na severovýchode prináleží ku geomorfologickému celku Vtáčnik (podcelky Vysoký Vtáčnik, Župkovská brázda) a Hornonitrianskej kotline, na juhovýchode ku geomorfologickému celku Pohronský Inovec (podcelok Lehotská planina).

Podľa regionálneho geologického členenia Vassa et al. (1988) sa Tribeč delí na zoborskú a rázdielsku časť a susedí s viacerými regionálnymi geologickými jednotkami. Na severozápade je to rišňovská priehlbina a bánovská kotlina, na juhu komjatická priehlbina. Úzke okraje tvoria neovulkanity Vtáčnika (na severovýchode) a štiavnického stratovulkánu (na juhovýchode).

Reliéf tribečského pohoria je prevažne vrchovinový až stredohorský (400 až 800 m n. m.), pomerne zarovnaný, je však rozčlenený dosť hlbokými dolinami (Hlboká, Leveš, Drahožická, Uhrovská, Hradský potok, Stráňka, Čerešňový potok, Drevenica, Lefantovský potok), ktoré sa v oblasti pahorkatiny značne splytčujú. Ústredný horský chrbát pohoria Tribeč, tiahnuci sa sv.-jz. smerom, tvorí rozvodie povodia rieky Nitry na západe a rieky Žitavy na východe, pričom obe povodia javia znaky pravouhlej riečnej siete. Tektonické fenomény a heterogénny charakter jednotlivých geologických celkov určovali smery a ohyby riečnych tokov už v čase ich založenia. Starý povrch, budovaný hlavne granitoidmi a sedimentárnymi mezozoickými horninami, formovala neoalpínska (popaleogénna) zlomová tektonika, ktorá dala základ vertikálnemu členeniu územia. Takto vzniknuté základné formy reliéfu v závislosti od odolnosti hornín proti zvetrávaniu sú neustále viac alebo menej modelované denudačnými procesmi a eróziou vodných tokov. Charakteristickú skalnú scenériu na zarovnanom povrchu vytvárajú kopce, ktoré sú budované spodnotriasovými kremencami (Hôrka, Bralá, Hrdovická, Veľký Lysec, Gýmeš). Najväčšiu nadmorskú výšku

dosahujú vrchy hlavného horského hrebeňa Rázdiel (k. 687), Javorov vrch (k. 730), Malý Tribeč (k. 772), Veľký Tribeč (k. 829), ktoré sú budované kryštalinickými horninami, a Žibrica (k. 616) a Zobor (k. 587), tvorené mezozoickými komplexmi. Najnižšie situovaným miestom (cca 130 m n. m.) regiónu Tribeč je dno rieky Nitry pri južnej hranici tohto územia.



Obr. 2 Geomorfologické členenie Tribeča (podľa E. Mazúra a M. Lukniša, 1980)

REGIONÁLNY GEOLOGICKÝ PREHĽAD ÚZEMIA

Územie Tribeča je súčasťou vnútornej zóny jadrových pohorí Západných Karpát. Tvorí hrasť smeru SV–JZ, ktorá je skýcovským zlomovým systémom rozdelená na severnú, rázdielsku časť a južnú, zoborskú časť. Na geologickej stavbe Tribeča sa podieľajú kryštalinické metamorfované komplexy a granitoidy predpermského veku, permsko-mezozoická obalová sekvencia a alochtónne jed-

notky krížňanského, chočského a strážovského príkrovu. Z hľadiska zastúpenia jednotlivých horninových komplexov a tektonických jednotiek by bolo účelnejšie rozdeliť pohorie Tribeč na tri časti:

Zoborská časť zaberá najjužnejšie územie medzi Nitrou a Žiranmi (obr. 2). Je budovaná granitoidnými horninami a imbrikovanou obalovou sekvenciou, ktorej stratigrafický rozsah je spodný trias až alb. Triasové kremence a karbonáty severne od Dražoviec a západne od Podhorian, ktoré ležia na jursko-kriedových sedimentoch, boli priradené ku krížňanskému príkrovu.

Tribečská časť zahŕňa centrálnu oblasť územia Tribeča od Žirian po Skýcov. V prevažnej miere ju budujú granitoidné horniny rozličných petrografických variet s rudimentárnym zastúpením kryštalických bridlíc. Stratigraficky redukovaná obalová sekvencia v rozsahu spodný trias až spodná jura je zachovaná po obvode granitoidného masívu.

Rázdielska časť medzi Skýcovom a Veľkým Poľom (obr. 2) je najsevernejšou časťou pohoria Tribeč. Vyznačuje sa najpestrejšou geologickou stavbou. Sú tu prítomné viaceré typy granitoidných hornín, kryštalických bridlíc a amfibolitov, vzájomne tektonicky imbrikované spolu s časťou obalového mezozoika, ktoré má stratigrafický rozsah od permu po stredný trias.

V rázdielskej časti je prítomný aj krížňanský príkrov so stratigrafickým rozsahom súvrství od spodného triasu po alb. V severovýchodnej časti sú permsko-mezozoické sedimentárne členy postihnuté metamorfózou a spolu so svojím kryštalinickým granitoidným podložím tvoria samostatnú litostratigrafickú jednotku, ktorú označujeme ako sekvencia Veľkého Poľa.

Chočský príkrov sa vyskytuje len v rázdielskej časti a reprezentujú ho súvrstvia od karbónu po vrchný trias. Na juhovýchodnej strane rázdielskeho bloku sú mladopaleozoické členy zošupinatené a metamorfované. Severne a severozápadne od Veľkého Poľa mladšie paleozoikum chočského príkrovu vystupuje len v podobe malých izolovaných šupín v nadloží krížňanského príkrovu.

Strážovský príkrov je zachovaný len rudimentárne v podobe dvoch reliktov medzi Krásnom a Partizánskym na severnej strane rázdielskeho bloku. Je zastúpený wettersteinskými vápencami ladinu, ležiacimi na vrchnotriasových dolomitoch chočského príkrovu.

Horninové komplexy **terciéru a kvartéru** vystupujú priestorovo nezávisle od opísaného regionálneho členenia. Paleogénne súvrstvie je obnažené len na severnom okraji pohoria medzi Brodzanmi a Partizánskym a zastupujú ho karbonatické zlepence eocénu.

Sedimenty neogénu vystupujú na povrch v podobe izolovaných ostrovov po celom okraji študovaného územia. Zastupujú ich jednak pelitické a piesčité fácie panónskeho veku, jednak pliocénne štrkovito-pieskové sedimenty. Na východe a na juhovýchode regiónu vystupujú neovulkanity štiavnického stratovulkánu

(spodný báden–vrchný sarmat), reprezentované hlavne vulkanoklastikami (prevažne v epiklastickom vývoji), lávovými prúdmi a extrúziami. Na severe ich zastupujú extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov plešinskej formácie (vrchný báden), ale najmä pyroklastické horniny s obsahom lávových prúdov a dajok pyroxenických andezitov, menej redeponované pyroklastiká a epiklastické brekcie – vtáčnická formácia (sarmat).

Z uložení k v a r t é r u majú najväčšie rozšírenie deluviálne, eolické a eolicko-deluviálne usadeniny (stredný až vrchný pleistocén – holocén), ako aj fluviálne a proluviálne sedimenty spodného pleistocénu a holocénu.

PREHĽAD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Dosiaľ najkomplexnejší opis geologických fenoménov Tribeča obsahuje práca Kuthan et al. (1963). Sú v nej podrobne uvedené všetky staršie práce zaoberajúce sa geológiou tohto regiónu. Preto v prehľade doterajších výskumov uvádzame len niektoré priekopnícke práce, ale predovšetkým novšie práce a štúdie, ktoré zásadným spôsobom ovplyvnili vývoj názorov na geologickú stavbu a jej náplň.

Geológiou kryštalinika zoborskej i rázdielskej časti Tribeča sa komplexne ako prvý zaoberal Krist (1959, 1960, 1960a, 1971). Na tieto práce neskôr nadviazali Rekošová (1987), Kopál (1989), Ivanička a Hók (1992), Ivanička et al. (1992), Krist et al. (1992). Priniesli nové pohľady na zloženie a genézu horninovej náplne, ale najmä na geologicko-tektonickú stavbu tejto časti Tribeča. Petrologické a genetické problémy granitoidov riešili najmä Petrík a Broska (1989), Broska et al. (1990), Uher a Broska (1992) a Határ, Greguš a Ivanička (in Ivanička et al., 1992, 1994, 1995). Petrologické a genetické otázky metabazitov riešili Hovorka a Méres (1990), v posledných rokoch najmä Kováčik (in Ivanička et al., 1992, 1995). Petrológiou metasedimentov predstavujúcich zvyšok plášťa granitoidného masívu sa zaoberala Vozárová (in Ivanička et al., 1992, 1994, 1997) a Zaťko a Broska (1996).

Mladšie paleozoikum (obalové a príkrovové) je charakterizované v práci Vozárová a Vozár (1988) a detailne ho títo autori opisujú v prácach Ivanička et al. (1992, 1995, 1996).

Najzákladnejšími prácami riešiacimi tektonické postavenie Tribeča v rámci Západných Karpát, hlavne z hľadiska mezozoických sekvencií, sú práce Bieleho (1961, 1962, 1962a, 1977). Tieto štúdie vyústili do syntetizujúcej práce v podobe Geologickej mapy Tribeča 1 : 50 000 (Biely, 1974). V poslednom čase sa geológiou mezozoických komplexov zaoberal Polák (in Ivanička et al., l. c.) a štruktúrnemu výskumu tohto regiónu sa venoval Hók (in Ivanička a Hók, 1992; Hók et al., 1994; Hók a Ivanička, 1996).

Štúdium terciérnych a kvartérnych sedimentov v tejto oblasti je najlepšie obsiahnuté v práci Brestenská a Priechodská (1969), Košťálik (1974), Vaškovský (1977) a Harčár a Priechodská (1988).

Otázky geofyziky Tribeča sa riešili najmä v prácach Obernauer et al. (1985), Kurkin et al. (1985), Gnojek a Janák (1986), Šefara et al. (1987) a Lanc et al. (1995).

Hydrogeologickými pomermi územia sa zaoberal najmä Kullman (in Kuthan et al., 1963), neskôr Bím (1986) a pre potreby tejto mapy Marcin (in Ivanička et al., l. c.).

Z novších prác autorov zaoberajúcich sa otázkami nerastných surovín treba spomenúť Gavora et al. (1966), Polák et al. (1984), Zuberec et al. (1985, 1991, 1993), Hanas et al. (1992) a kolektív autorov UP, k. p., Liberec (1987).

GEOLOGICKÝ VÝVOJ ÚZEMIA

Geologický vývoj kryštalinika

Najstaršie vývojové štádium na území pohoria Tribeč reprezentuje kryštalinikum tatrika a veporika. Tvoria ho sedimenty pôvodne ílovitého až pieskovcovo-drobového charakteru. Ich sedimentáciu sprevádzal synchrónny bázický vulkanizmus. Ide zrejme o geosynklinálnu formáciu, ktorej vývoj sa skončil vo variskom orogéne. Z metasedimentov bol palynologicky (Planderová in Ivanička et al., 1992) zistený staropaleozoický vek (vrchný silúr–spodný devón).

Ďalší vývoj územia pokračoval zvrásnením a progresívnou regionálnou metamorfózou (bretónska fáza) za vzniku kryštalických bridlíc svorovo-fylitového až rulového charakteru s amfibolitmi, ako aj následným počiatkom granitotvorných procesov, ktoré mali pulzačný vývoj (podľa Kamenického in Maheľ et al., 1967). Granitoidy rázdielskeho a tribečsko-zoborského masívu predstavujú postkinematické intrúzie najpravdepodobnejšie vrchnokarbónskeho veku, ktorý bol rádiometricky datovaný už na viacerých lokalitách. Pri iniciácii magmatického procesu dacitovou magmou, ktorej zvyšky predstavujú enklávy biotiticko-amfibolických dioritov, bol naštartovaný anatektický proces nadložných kôrových hornín za vzniku granitickej magmy. Nasledoval vývoj granitoidného tribečsko-zoborského plutónu, ktorý má zonálnu stavbu, dnes narušovanú mladšími tektonickými a erozívnymi procesmi. Centrálnu časť plutónu tvoria hrubozrnné biotitické granodiority až tonality, k okrajom prechádzajú do strednozrnných biotitických granodioritov až tonalitov. Celkom okrajové časti tvoria jemnozrnné biotitické granodiority, biotiticko-muskovitické monzogranity až granity. Ich vývoj prebiehal za účasti diferenciačných a metasomatických procesov v okrajových a kupolových častiach. To viedlo k obohateniu

kremeňom, K živcami (hlavne mikroklinom), muskovitom, čím sa tieto horniny posúvajú až do poľa granitov. Záverečné diferenciačné procesy formovania plutónu viedli k oddeleniu kyslých tavenín, obohatených o prchavé komponenty. Tak vznikli leukokratné jemno- až hrubozrnné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity, aplity a pegmatity. Tvoria menšie a väčšie telesá, samostatné žily, alebo ich roje prenikajúce cez staršie granitoidy. Všetky granitoidy tribečsko-zoborského masívu sú peraluminózneho typu a patria k vápenato-alkalickej sérii. Výsledky ich štúdia svedčia o tom, že sú komagmatické. Z pohľadu geotektonickej pozície môžeme tieto horniny priradiť ku granitoidom kontinentálnych magmatických oblúkov, resp. kontinentálnych kolíznych pásiem, pričom leukogranity sú postorogénneho typu. Vznik a vývoj dioritických hornín (v enklávach) a hrubo- až strednozrnných biotitických granodioritov – tonalitov spadá do obdobia pred kolíziou kontinentálnych platní. Časť strednozrnných a jemnozrnné granitoidy vznikali už v synkolíznom režime.

Leukokratné granitoidy v rázdielskej časti priraďujeme k typu S, teda vznikli ako produkty parciálneho tavenia kôrového sedimentárneho materiálu.

Geologický vývoj mladšieho paleozoika a mezozoika

Tatrikum

Obalová sekvencia

Hercýnska tektogenéza sa skončila v priebehu mladšieho paleozoika zlomovou tektonikou, sprevádzanou vznikom hrastí a depresií, ktoré poskytovali priestor molasovej sedimentácii. Všeobecne možno považovať sedimentačné prostredie vzniku permských súvrství za kontinentálne. Nasvedčuje tomu štruktúrne i mineralogicky nezrelý typ sedimentov, hrubá vrstvovitosť, nerovnomerná hrúbka vrstiev a erózne rozmyvy, pozorované hlavne v sekvencii skýcovského súvrstvia. Prevládajú v ňom telesá hrubozrnných pieskovcov s eróznou bázou. Polohy zlepencov predstavujú najskôr výplň plytkých a širokých riečnych erózných výmoľov. Tieto textúrne znaky sú charakteristické pre uloženiny divočiacich riek s nízkym stupňom meandrovania. Prostredie divočiacich riek je viazané na podnožie tektonicky aktívnych bazénov, lemovaných reliéfom horských reťazí.

Pre uloženiny slopnianskeho súvrstvia je typický relatívne jemnozrnnejší klastický detrit v porovnaní so skýcovským súvrstvím. Typické je striedanie bridlíc a pieskovcov, pričom bridlice prevládajú. Tieto sedimenty interpretujeme ako uloženiny plošných splachov aluviálnej nivy. Nie je vylúčené, že priestorovo mohli komunikovať s uloženinami občasných kontinentálnych jazier (playa).

Spodný trias v obalovej sekvencii Tribeča reprezentuje súbor pieskovcov, kremencov, konglomerátov a siltovcov. Sú to detritické sedimenty rytmickej,

kontinentálnej a fluviálnej sedimentácie. Nadložné súvrstvie pestrých bridlíc je produktom už marinnej rytmickej sedimentácie v plytkom prostredí. V najvyšších častiach spodného triasu a spodných častiach anisu sú lokálne vyvinuté rauvaky.

Gutensteinské vápence a svetlé kryštalické vápence anisu predstavujú počiatočnú fázu plytkomorskej platformovej karbonátovej sedimentácie. Ladin, prípadne až spodný karn reprezentujú ramsauské dolomity. Vrchný karn až norik je v znamení terigénnej sedimentácie karpatského keuperu, zastúpeného predovšetkým psamitmi a pelitmi. Rét je v obalovej sekvencii vyvinutý len rudimentárne vo forme karbonátových marinných sedimentov.

Hetanž až sinemúr reprezentuje súvrstvie pieskovcov, bridlíc a piesčitých vápencov s častými čiernymi silicitmi. Je to litorálna fácia s vysokým podielom klastického kremeňa. Plytkovodná karbonátová sedimentácia je charakteristickou črtou vývoja v tribečskej sekvencii počas jurskej etapy. Vyšší lias je vo fácii sivých hrubokrinoidových vápencov s nízkym podielom klastického kremeňa. Dogerský stupeň zastupujú pestré, fialové, zelenkavé a sivé krinoidové, silno piesčité vápence s ojedinelými rohovcami. Z nich sa postupne vyvíjajú pestré, červené slabo krinoidové a miestami aj hľuznaté vápence, ktoré už predstavujú nastupujúce prehlbovanie sedimentačného prostredia. Lučivnianske súvrstvie predstavuje pelagickú sedimentáciu v otvorenom prostredí panvy. Najmladším súvrstvím obalovej sekvencie sú porubské vrstvy albu, ktoré reprezentujú záverečnú fázu sedimentácie v tomto regióne vo vývoji flyšoidných sedimentov. Základnou charakteristickou črtou sedimentov celej obalovej sekvencie Tribeča je ich intenzívna dynamometamorfóza, prejavujúca sa vznikom vrásových štruktúr, a predovšetkým premenou sedimentov.

Veporikum

Permské kontinentálne sedimenty brusnianskeho a predajnianskeho súvrstvia reprezentujú postorogénnu etapu hercýnskeho orogénu. Vznikali v extenznom bazéne, v transpresnom tektonickom režime. Svedčí o tom hruboklastický, minerálne nezrelý a štruktúrne nevytriedený detrit, ako aj bimodálny typ synsedimentárneho vulkanizmu, reprezentovaného na jednej strane polohami ryolitovo-dacitových pyroklastík, na druhej strane výlevmi bazaltových andezitov, ktoré sú spolu asociované.

Sedimentačné prostredie brusnianskeho súvrstvia je interpretované ako aluviálne, typu zdivočených riek s nízkou sínusoidou. Predajnianske súvrstvie vznikalo taktiež v aluviálnych podmienkach a zodpovedá typu prívalovitých plošných splachov smerom do depocentra. Obe vznikali v semiaridných klimatických podmienkach.

Spodný trias–skýt zastupuje lúžňanské súvrstvie. Litologicky ho tvoria svetlé, ružové kremence, pieskovce, vo vrchnej časti s prevládajúcimi siltovcami. Sú to rytmické sedimenty morského?, kontinentálneho a fluviálneho prostredia.

Strednotriasovú platformovú karbonátovú sedimentáciu reprezentujú svetlé laminované vápence anisu a sivé ramsauské dolomity ladinu. Spodnokarnskú etapu zastupujú detritické lunzké vrstvy, nad ktorými pokračuje sedimentácia hlavných dolomitov vrchného karnu. Pre karpatský keuper v noriku je charakteristická sedimentácia v aridnom prostredí s mnohonásobným striedaním pelitických a psamitových polôh, ako aj výrazným zastúpením chemogénnych dolomitov, charakteristicky vyvinutých predovšetkým vo východnej časti rázdielskeho bloku Tribeča. Najvyšší trias vo vývoji kössenských vrstiev zastupujú organodetritické vápence.

Kopienecké súvrstvie spodného liasu predstavujú sedimenty nového transgresívneho obdobia. Zastupujú ich spodné klastiká, bridlice a krinoidovo-piesčité vápence. Počas lotaringu a sčasti aj pliensbachu sedimentovali allgäuské vrstvy. V krížňanskom sedimentačnom priestore laterálne zasahovali v období pliensbachu a doméru pestré hľuznaté adnetské vápence, ktoré vznikali v prehlbujúcom sa prostredí. Pestré kremité rádioláriové vápence a rádiolarity predstavujú charakteristickú litofáciu dogeru, sedimentujúcu v najabysálnejších podmienkach. Malm zastupujú pestré a sivé doskovité a hľuznaté vápence. V ich nadloží vystupujú slienité kalpionelové vápence titónu až spodného valanginu. Počas vyššieho valanginu až spodného barému sedimentovala na rozsiahlych priestoroch pelagická rytmická litofácia, zložená zo slienitých vápencov a bridlíc otvoreného mora externej platformy. Apt zastupujú čierne slienité, vo vyšších častiach organodetritické vápence. Signalizujú splytčovanie prostredia a zvýšený prínos klastického materiálu, ktoré vyvrcholilo sedimentáciou flyšoidného porubského súvrstvia albu. Vo východnej časti rázdielskeho bloku Tribeča sú všetky mezozoické sedimenty veporika výrazne dynamometamorfované.

Hronikum

Mladšie paleozoikum hronika vo východnej časti Tribeča reprezentujú obe litostratigrafické jednotky – nižnobocianske a malužinské súvrstvie. Hrubopsamitickú sedimentáciu malužinského súvrstvia sprevádzal synsedimentárny vulkanizmus dacitovo-andezitového charakteru. Malužinské súvrstvie je zastúpené tretím megacyklom (červené pieskovce, siltovce a výlevné telesá andezitov a bazaltov v sprievode vulkanoklastík). V severnej časti je zachované len malužinské súvrstvie, zastúpené tiež tretím megacyklom.

Najstaršie mezozoické sedimenty tvorí benkovské súvrstvie, reprezentované pestrými kremennými pieskovcami, pieskovcami a bridlicami. Nadložné súvrstvie tvoria pestré ílovito-piesčité bridlice a pieskovce a vo vrchnej časti nastupuje

už marinná sedimentácia, tvorená slienitými vápencami a bridlicami. Stredný trias tvorí platformová karbonátová sedimentácia, reprezentovaná v spodnej časti gutensteinskými vápencami spodného anisu a ramsauskými dolomitmi vrchného anisu–ladinu. K strednému triasu–ladinu zaraďujeme wettersteinské vápence, ktoré z tektonického hľadiska kladieme do strážovského príkrovu. Spodný karn zastupuje málo hrubé súvrstvie lunzkých vrstiev flyšového charakteru. Najmladšie súvrstvie zastupujú hlavné dolomity norika.

Geologický vývoj terciéru

Eocénne borovské súvrstvie sa usadzovalo v plytkom litorálnom až neritickom morskom prostredí. Ide o transgresívnu fáciu.

V priebehu spodného miocénu sa v severnej časti usadzovali zlepence pravdepodobne v riečnom prostredí.

V období bádenu v priestore jv. od študovaného územia (oblasť Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca) sa vyvinul rozsiahly štiavnický stratovulkán. Produkty periférnej vulkanickej zóny, reprezentované najmä súvrstviami epiklastických hornín (epiklastické brekcie, konglomeráty a pieskovce) a vyššie lávovými prúdmi pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, prekryli z východnej strany regiónu denudované komplexy paleozoicko-mezozoických hornín. Spodná stratovulkanická stavba bola následne preniknutá plytkými ložnými intrúziami andezitových porfýrov (silly, lakolity) a postihnutá hydrotermálnymi premenami (propylitizovaná).

V období vrchného bádenu pri sv. okraji územia vystúpili extrúzie acidných hyperstenicko-amfibolických andezitov plešinskej formácie, sprevádzané erupciami pyroklastických prúdov.

Pôvodne podstatne väčší rozsah produktov bádenského vulkanizmu v smere na západ sa v období vrchného bádenu výrazne redukoval následnou denudáciou.

V priebehu sarmatu boli jv. okraje regiónu pokryté produktmi počiatočnej explozívnej aktivity v podobe pemzových tufov (bielokamenské súvrstvie) a následne dosiahnuté lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom sitnianskeho komplexu. V období vrchného sarmatu po čiastočnej denudácii starších komplexov sa v ich nadloží uložili lávové prúdy pyroxenických, často leukokratných andezitov inoveckej formácie. V dôsledku kontaktu s lokálnym vodným prostredím dochádzalo k dezintegrácii lávových prúdov a k vzniku hyaloklastitových brekcií.

Produkty explozívno-efuzívneho vulkanizmu vtáčnického stratovulkánu, reprezentované pyroklastickými prúdmi, redeponovanými pyroklastikami, epiklastikami a v závere lávovými prúdmi, dosiahli sv. okraje regiónu a prekryli staršie komplexy.

Vo vrchnom miocéne–panóne bolo študované územie okrajovou časťou vnútrokontinentálneho brakického jazera. V priebehu panónu sa prostredie osladzovalo a splytčovalo. Vznikali močiarne sedimenty s uhoľnými ílmi a lignitmi, pri okrajových zlomoch v terestrickom prostredí travertíny a v jazernom prostredí sladkovodné vápence a jazerná krieda.

Neogénna sedimentácia sa skončila v jazernom a riečnom prostredí počas pliocénu.

Geologický vývoj kvartéru

Geologický vývoj územia Tribeča v kvartéri bol podmienený najmä celkovým zdvihom územia a klimatickými osciláciami. Tie podmienili eróznu a akumulačnú činnosť Nitry, Žitavy a ich prítokov, ktoré ovplyvňovali predispozíciu a genetickú skladbu i hrúbku kvartérnych sedimentov.

V dôsledku intenzívneho zdvihu centrálnej časti pohoria a nerovnomerného zdvihu jv. a sv. predpolia hrasťovej štruktúry Tribeča, a najmä relatívne slabšieho zdvihu až poklesu pozdĺžnej priehlbiny stredného toku Nitry došlo k asymetrickému vývoju a zachovaniu kvartérnych sedimentov. Na sz. okraji predpolia Tribeča prevládajú fluviálne sedimenty terás Nitry a proluviálne sedimenty náplavových kužeľov bočných potokov. Na jv. predpolí v dôsledku intenzívnejšieho zdvihu Žitavskej pahorkatiny prebiehali procesy prehlbovania dolín a sústavného odstraňovania starších pleistocénnych akumulácií.

Po výraznom zarovnaní reliéfu územia koncom pliocénu sa sformovala úpätná poriečna roveň. V dôsledku oživenia neotektonických pohybov počas valašskej fázy došlo k intenzívnemu zdvihu centrálnej časti pohoria a postupnému vytváraniu denivelácií reliéfu.

V období spodného pleistocénu pri značne zarovnanom reliéfe prebiehalo hlboké zvetrávanie sedimentov podložia kvartéru a formovanie červenohnedých hlín a akumulácia fluviálnych a proluviálnych sedimentov.

V strednom pleistocéne pri značnej amplitúde zdvihu a prehĺbenia dolín v podmienkach periglaciálnej klímy sa formovala sedimentácia fluviálnych a proluviálnych sedimentov a začalo sa navievanie sprašových pokryvov. V ďalšej etape pri zmenšujúcej sa amplitúde zdvihu územia sa postupne vyrovnávali pozdĺžne profily riek.

Nástup obdobia vrchného pleistocénu znamenal dotvorenie reliéfu a vznik prevažnej časti pokryvných sedimentov, najmä spraší a sprašových hlín, ktoré do značnej miery zamaskovali staršie formy a sedimenty.

V záverečnej etape kvartéru, v holocéne, sa formoval povodňový kryt riečnych nív a potokov. V horskej časti územia v dôsledku regresívnej erózie tokov sa prehĺbili riečne doliny a formovali sa najmladšie fluviálne a proluviálne sedimenty.

CHARAKTERISTIKA VYČLENENÝCH JEDNOTIEK

TATRIKUM

Tatrikum predstavuje najspodnejšiu známu tektonickú jednotku, ktorá je zložená z kryštalinika (čiastočne metamorfity, prevažne granitoidy) a permsko-mezozoického obalu (obr. 3).

Kryštalinikum

Na geologickej stavbe tatrického kryštalinika Tribeča sa podieľajú v podstate iba granitoidné horniny viacerých petrografických variet. Len v nepatrnej miere sa vyskytujú amfibolity a úplne rudimentárne malé relikty metasedimentov fylitového a rulového charakteru, ktoré predstavujú pravdepodobne najstarší člen kryštalinika.

Metamorfity

113 biotitické, amfibolicko-biotitické a kordieriticko-biotitické ruly

Ich hlavné výskyty sa nachádzajú v oblasti asi 3 km jv. od Krnče, kde vystupujú v podobe malých šošovkovitých telies v prostredí granitoidov. Ich uloženie je subhorizontálne. Najčastejšie sa vyskytujú v dolinách a v spodných úrovniach svahov, čo evokuje predstavu o vklinených blokoch metamorfovaného plášťa na tektonických poruchách. Makroskopicky sú to horniny sivej, hrdzavosivej, prípadne zelenosivej farby, usmernenej textúry, masívne, jemne prúžkované, prípadne s drobnými porfyroblastmi (veľkosti 1–3 mm). V súlade s textúrami majú ruly lepidogranoblastickú, nematolepidogranoblastickú a poikilolepidogranoblastickú štruktúru. Kritické minerálne asociácie týchto rúl sú takéto:

Bt + And + Pl + Kf + Qz – metapelity;
Bt + And + Crd + Pl + Kf + Qz – metapelity;
Bt + Pl + Amph ± Spl ± Qz – metamorfované bazaltové tufity.

Tieto asociácie minerálov sprevádzajú drobné zrná magnetitu. Iba v akcesorickom množstve je prítomný granát a rutil. Zrná granátu sú chemicky silno homogenizované. Granát svojím zložením zodpovedá almandínu (64,2 až 64,6 mol. %) s pomerne vysokým obsahom spessartínovej zložky (20,2 až 22,2 mol. %) a v porovnaní s bežnými rulami v západokarpatskom kryštaliniku i pyropovej zložky (10,9–12,6 mol. %). V smere od stredu po okraj zŕn sa prak-

ticky nemení obsah almandínovej a grossulárovej zložky (2,7–2,8 mol. %). Obsah Mn, naopak, v tom istom smere mierne stúpa (rozdiel 2 mol. %). Podobne aj obsah Mg v smere od stredu zrna k okraju mierne stúpa (11,8–12,6 mol. %) a na úplnom okraji zrna, naopak, rapídne klesá (10,9 mol. %).

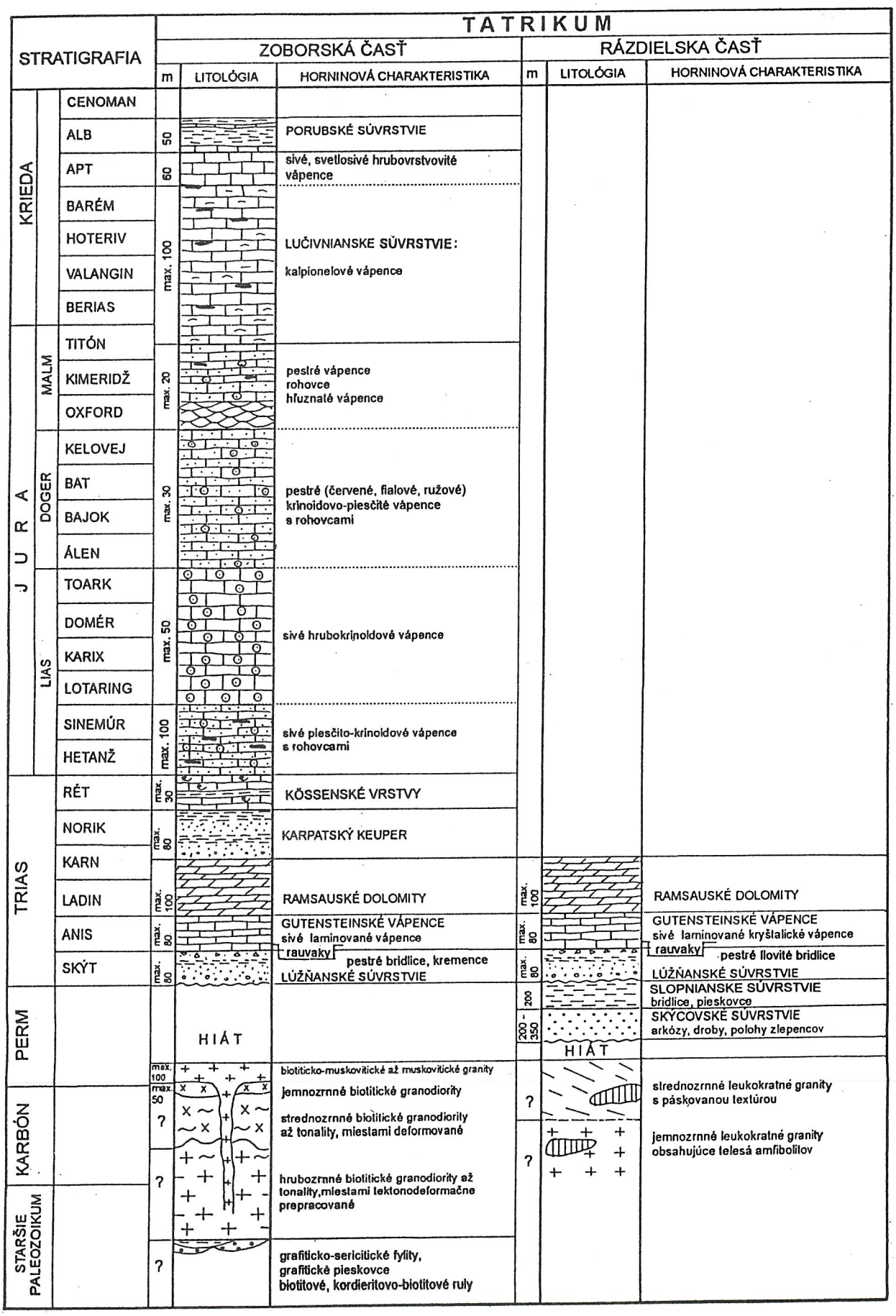
Čo sa týka pomerného zastúpenia horninotvorných minerálov, v zložení rúl dominujú plagioklasy, kremeň a biotit. Zelený a výrazne pleochroický horečnatý hornblend je v menšom množstve asociovaný s biotitom a titanitom. Andaluzit a kordierit, ktoré tvoria oválne alebo izometrické poikiloblasty, sú zväčša úplne premenené pinitizácia a muskovitizácia. Horečnatosť amfibolu sa pohybuje v rozsahu 0,50–0,53 pri hodnote Si 6,74–6,80, Ti v medziach 0,12–0,14 a strednom obsahu Al_2O_3 8,9–9,9 hmotn. %. Bazicita plagioklasu v rulách zodpovedá oligoklasu (29 mol. % An). Biotit má v porovnaní s biotitom z ostatných typov rúl pomerne nízky obsah Al_2O_3 (okolo 16 hmotn. %). Naopak, biotit z Grt-Bt a Crd-Bt rúl je bohatší na Al_2O_3 (18,5–20,6 hmotn. %) pri pomerne vysokom obsahu TiO_2 v rozmedzí 2,3–3,3 hmotn. %. Bazicita plagioklasov je o niečo nižšia (22–25 mol. % An).

Okrem primárnych asociácií metamorfovaných minerálov boli zistené v rulách retrográdne minerálne asociácie, geneticky spojené s pneumatolyticko-hydrotermálnym štádiom konsolidácie granitoidového masívu. Patrí k nim predovšetkým muskovitizácia biotitu a andaluzitu, pinitizácia kordieritu, albitizácia plagioklasu, sericitizácia živcov a andaluzitu, ako aj vznik chloritu a epidotu namiesto biotitu a amfibolu. S týmito procesmi je spojený aj vznik stĺpovitých kryštálov turmalínu. Procesy K metasomatózy sú dokumentované výskytom zŕn mikropertitu, muskovitizáciou alumosilikátov a biotitizáciou amfibolu.

Protolit rúl predstavovali najskôr metadroby s polohami metapelitov a bázického vulkanoklastického materiálu. Zodpovedajú tomu zistené asociácie metamorfovaných minerálov aj ich chemické zloženie (tab. 1a), t. j. relatívne vysoký obsah Al_2O_3, Na_2O, MgO a vo varietách s prímesou bázického vulkanoklastického materiálu aj FeO, MgO a CaO.

Obsah stopových prvkov (uvedené v ppm) vo väčšine prípadov neprekračuje množstvá uvádzané v literatúre pre obdobné typy hornín. Výnimkou je mierne zvýšený obsah Cu a Pb v niektorých vzorkách.

P-T podmienky vzniku rúl z plášťa granitoidov Tribeča indikuje hlavne asociácia minerálov andaluzit + kordierit a neprítomnosť primárneho muskovitu v asociácii s plagioklasom a kremeňom v prítomnosti uvedenej dvojice minerálov. To zodpovedá podmienkam vysokoteplotnej časti amfibolitovej fácie nízkotlakového typu. Predpokladaný tlak sa pohyboval v rozsahu 200–300 MPa pri teplote okolo 600–650 °C a pomerne vysokom geotermálnom gradiente, vyššom ako 40 °C/km. Podobné P-T podmienky uvádzajú z obdobných rúl Zaťko a Broska (1996).



Obr. 3 Litostratigrafická kolónka tatrika

Tab. 1 a Chemické zloženie rúl (horninotvorné minerály v %, stopové prvky v ppm)

	TC-83	TC-217	TC-227	TC-230	TC-232
SiO_2	62,31	63,14	66,88	70,06	77,70
Al_2O_3	15,11	17,36	14,95	14,24	7,52
Fe_2O_3 celk.	7,08	7,08	5,23	4,04	3,94
FeO	3,24	2,86	1,81	2,80	0,50
Fe^{3+}	3,48	3,91	3,22	0,93	3,38
CaO	3,23	0,96	3,10	1,27	0,06
MgO	3,23	2,64	1,91	1,55	1,00
TiO_2	0,75	0,66	0,54	0,57	0,29
P_2O_5	0,40	0,31	0,25	0,22	0,21
MnO	0,071	0,064	0,066	0,052	0,013
Na_2O	2,97	1,96	3,24	3,49	0,14
K_2O	2,05	3,31	1,97	2,02	2,37
SO_3 celk.	0,09	0,03	0,03	0,07	0,09
SO_3 sír.	0,05	0,02	0,02	0,04	0,04
S. Z.	2,33	2,37	1,77	1,59	6,19
F	0,085	0,045	0,045	0,048	0,040
Cl	0,025	0,018	0,014	0,025	0,060
Súčet	99,73	99,95	99,99	99,24	96,62
H_2O^-	0,30	0,79	0,50	0,15	0,24
H_2O^+	1,74	2,52	1,50	0,99	2,70
CO_2	2,10	1,39	1,21	1,32	0,44
B	10,0	30,0	10,0	10,0	15,0
Cs	<20,0	<20,0	< 20,0	< 20,0	< 20,0
V	125,0	115,0	80,0	90,0	1 040,0
Zr	316,0	158,0	180,0	220,0	94,0
Ba	568,6	500,5	517,6	594,9	982,0
W	<5,0	< 5,0	< 5,0	< 5,0	5,0
Sn	<5,0	< 5,0	< 5,0	< 5,0	< 5,0
Mo	<5,0	< 5,0	< 5,0	< 5,0	30,0
As	100	100	st.	st.	200
Co	16	20	16	14	14
Cr	140	100	40	20	200
Cu	134	40	18	18	134
Li	38	43	37	25	24
Ni	34	36	18	16	24
Pb	24	16	20	24	353
Rb	64	95	56	84	58
Sr	104	160	200	80	80

Vzorka 263/92 predstavuje jemnozrnnú horninu usmernenej textúry zelenosivej farby. Na jej minerálnom zložení sa podieľa biotit – amfibol – albit – kremeň – epidot. Chemické zloženie amfibolu zodpovedá feroaktinolitu s vysokou hodnotou Si (v rozsahu 7,80–7,94 a./vz. j.), nízkym obsahom Al_2O_3 (2,34 až 2,54 hmotn. %) a s X_{Mg} v rozsahu 0,48–0,49. Asociované sú s albitom s nízkym obsahom An (do 5 mol. %) a s epidotom. Časť plagioklasov má v centre zŕn zachované bázické jadrá (43 mol. % An), ktoré najskôr zodpovedajú plagioklasom z pôvodného protolitu. Na základe minerálneho zloženia tieto kryštalické bridlice zodpovedajú P-T podmienkam fácie zelených bridlíc; môžeme ich označiť za biotitovo-aktinolitové bridlice. Protolit týchto hornín mal najskôr zloženie andezitovo-bazaltových tufov.

112 grafiticko-sericitické fylity, grafitické metapieskovce

V danom území sa nachádzajú v podobe malého šošovkovitého telesa cca 2 km východne od Horných Lefantoviec, konkrétne v ľavom svahu Lefantovského potoka. Je obmedzené zlomovou dislokáciou oddeľujúcou hrubozrnné biotitické granodiority od leukokratných granitov.

Z uvedenej lokality boli študované dve vzorky (886a, b), ktoré pochádzajú z toho istého sedimentárneho súboru.

Vzorka č. 886a predstavuje jemnozrnnú horninu s jemne prúžkovanou textúrou. Sivé a svetlosivé prúžky sú nerovnakej hrúbky (1–4 mm) a majú náznaky gradačného usporiadania (fototab. I, obr. 1). Kryštalizačná bridličnatosť je plošne paralelná s prúžkami, ktoré predstavujú relikt pôvodnej sedimentárnej laminácie. Metamorfná bridličnatosť je porušená systémom kliváže, pozdĺž jej plôch makroskopicky pozorujeme limonitové povlaky.

Štruktúra odráža pôvodnú lamináciu, striedajú sa v nej mikrogranolepidoblastické prúžky s lepidoblastickými prúžkami, pričom sú zachované relikty blastopsamitovej štruktúry. Pôvodne klastické zrná tvorí výlučne kremeň veľkosti cca 0,1 mm.

Vzorka 886b predstavuje makroskopicky tmavosivú jemne laminovanú horninu, ktorá má usmernenú textúru s výrazným systémom strižnej kliváže (fototab. I, obr. 2). Systém plôch kliváže je kontúrovaný povlakmi limonitu.

Štruktúra je veľmi nerovnomerne zrnitá, lepidogranoblastická, reliktne blastopsamitová. Relikty klastických zŕn piesčitej veľkosti tvorí kremeň. Ostatnú časť štruktúry predstavuje agregát metamorfovaných minerálov. Medzi nimi prevláda kremeň + sericit + grafit. Len veľmi vzácne boli zistené zrná albitu. Bežným akcesorickým minerálom je červenohnedý rutil.

V štruktúre oboch vzoriek sa zistili priečne orientované idiomorfné lupienky muskovitu.

Tomuto pomerne monotónnemu minerálnemu zloženiu zodpovedá aj chemické zloženie týchto hornín (tab. 1b). Majú pomerne vysoký obsah SiO_2 a nízky obsah CaO, MgO, MnO a P_2O_5. Obsah Al_2O_3 zodpovedá sedimentom s vyšším, prípadne primeraným obsahom kremeňa. Obsah Na_2O varíruje, pričom v oboch vzorkách takmer chýba metamorfný albit. Ako sme už spomenuli, dôvodom je najskôr paragonit asociovaný so sericitom vo vzorke 886a. Obsah K_2O priamo korešponduje s obsahom metamorfného sericitu.

Tab. 1b Kompletná silikátová analýza metasedimentov (v %)

Vzorka číslo	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	MnO
886a	70,19	15,97	2,17	0,86	0,624	0,46	0,80	0,035
886b	78,54	9,93	0,86	1,87	0,506	0,02	0,53	0,025

Vzorka číslo	P_2O_5	Na_2O	K_2O	S celk.	SO_3	H_2O^+	str. žíh.	H_2O^-	Súčet
886a	0,15	3,99	2,71	0,01	0,01	0,55	1,55	0,61	100,06
886b	0,03	0,08	3,10	0,03	0,01	0,19	4,46	0,60	100,14

Asociácia metamorfných minerálov dovoľuje zaradiť obe horninové vzorky ku skupine metamorfitov nízkeho stupňa premeny, zodpovedajúceho P-T podmienkam fácie zelených bridlíc. Vzhľadom na charakter textúry a relikty blastopsamitovej štruktúry možno tieto horniny nazvať piesčité grafiticko-sericitické fylity (886a), resp. grafitické metapieskovce (886b).

Z terénneho výskumu vyplýva, že uvedené metasedimenty ležia na leukokratných granitoch, z čoho dedukujeme, že ide o zachovaný relikt primárneho sedimentárneho plášťa granitoidného telesa. Ich stratigrafické postavenie je nejasné. Ak pripustíme, že sú staropaleozoické, potom ich regionálna metamorfóza nastala vo variskom orogéne. Prítomnosť biotitu, aj keď v nepatrnom množstve, priečneho muskovitu, zvýšený obsah rutilu a pomerne silná rekryštalizácia grafitu môže nasvedčovať tomu, že kontaktný účinok granitovej intrúzie je slabý. Nemožno vylúčiť ani alochtónnu pozíciu týchto metasedimentov.

111 amfibolity

Amfibolitové telesá vďaka väčšej rezistentnosti sa na povrchu preukazujú nápadnejšie oproti ostatným horninovým typom. Vystupujú v prostredí svetlých leukokratných granitoidov. Najrozsiahlejšie teleso stredno- až hrubozrnných amfibolitov sa nachádza v Drahožickej doline, kde je tektonicky oddelené zlomovými poruchami. Menšie telesá šošovkovitého tvaru sa vyskytujú v hornom

úseku Nestašovej doliny. Necelé 3 km dlhé doskovité teleso sa tiahne v jz.-sv. smere na dolných svahoch Veľkej Slopne (k. 581) a Veľkého Vracova (k. 509), kde vystupuje v strmej pozícii na rozhraní leukokratných granitoidov a permských sedimentov.

V tejto i nasledujúcej stati sa venujeme opisu hornín a minerálov primárneho metamorfného či magmatického štádia. Minerálne asociácie zároveň predstavujú najvyššie teplotné podmienky. Štúdiom nižšie metamorfovaných a retrográdnych metamorfných minerálov sa zaoberáme v kapitole o veporiku. V rámci študovaných vzoriek sa v mezomeradle dajú odlišovať tieto variety amfibolických hornín:

Amfibolity s. s., ktoré predstavujú základný metamorfný ekvivalent bazaltu. Obsahujú okolo 80 % amfibolu, zvyšok pripadá na plagioklas, prípadne na sekundárne a akcesorické minerály. Prevláda granonematoblastická štruktúra, v prípade nevýraznej deformácie má hornina jemnozrnnú až strednozrnnú textúru.

Albitizované amfibolity (napr. vz. 74 a 159) sú hojne rozšírené a celkovým charakterom sa blížia k predchádzajúcej skupine. Výraznejšie metasomatické postihnutie sa prejavuje predovšetkým tvorbou kyslého plagioklasu, ktorý zastupuje vyše 1/3 minerálneho objemu. Zvyšuje sa obsah ostatných naložených minerálov a horniny nadobúdajú strednozrnný až hrubozrnný ráz.

Albitizované granatické amfibolity predstavujú zriedkavejší typ, ktorý sa vyznačuje premenlivým zastúpením výrastlíc granátu (napr. vz. B/91 = 8212/1 obsahuje zhruba 45–50 % amfibolu, 25 % granátu, 12–15 % plagioklasu a kremeň). Nápadná je silná rekryštalizácia amfibolu, korozívna albitizácia a iné druhotné premeny. V tomto type Hovorka a Méres (1990) opisujú aj klinopyroxénové symplektity s albitom alebo s amfibolom.

V páskovaných amfibolitoch sa v strednozrnnom až hrubozrnnom matrixe striedajú tmavé pásiky s prevahou amfibolu nad plagioklasom a svetlé polohy s pomerným zastúpením pl ~ Qz > chl ~ amph (vz. 113^{P}). Zložitú genézu podčiarkuje prítomnosť reliktného granátu v (lepido)-nematogranoblastických polohách. Jedno vysvetlenie spočíva v primárne páskovanom charaktere horniny, kde sa v drobových vrstvičkách tvoril granát. Na základe pohľadu z inej strany môžeme horninu pokladať za silnejšie premenený a deformačne segregovaný predchádzajúci typ. Plagioklas vykazuje výrazný korozívny účinok proti amfibolu a granátu.

Z ostatných slabšie zastúpených typov možno spomenúť masívne diority či očkovité amfibolity. Obe vysokoteplotné magmatické horniny sme pozorovali vo veľkom metabázickom telese v Drahožickej doline.

Opis a genéza jednotlivých minerálov

A m f i b o l sa vyskytuje vo veľkosti od 0,2 až do 3 mm, najčastejšie okolo 0,4 až 0,5 mm. Prevláda zelený a slabohnedý pleochroizmus, uhol zhášania zodpovedá obyčajnému amfibolu. Primárne interferenčné farby sú pestrejšie, avšak po premenách amfiboly-

nadobúdajú žltohnedé až sivé farby. V týchto procesoch (predovšetkým epidotizácia, chloritizácia) obyčajný amfibol zrejme rekryštalizuje a je do istej miery nahradený aktinolitovou zložkou. Tieto amfiboly nadobúdajú porfyrický charakter (okolo 3 mm) a niekedy získavajú až petrolejový pleochroizmus, čo petrograficky zodpovedá tzv. prasinitu. Výrazná druhotná amfibolitizácia sa prejavuje zatláčajúcou všesmernou štruktúrou. Svedčí o lokálne vyššietermálnych naložených procesoch, ktoré zrejme súvisia s blízkym umiestnením granitov.

P l a g i o k l a s – je zastúpený 10–40 obj. %, najčastejšie sa vyskytuje vo veľkostnom diapazóne amfibolu. V niektorých prípadoch podľa intenzity premien a postavenia v štruktúre možno pozorovať až tri generácie plagioklasu.

Najstarší – pl I – reprezentujú zakalené saussuritické zhluky (hlavne klinozoizit), ktoré miestami zachovávajú hypidiomorfné obmedzenia pôvodného plagioklasu. Je zrejme syngenetický s amfibolom, často ho však aj zatláča. V istých prípadoch sa vynára otázka, či zakalené premeny v plagioklase sú skutočne reliktmi po An zložke, alebo korozívnymi zvyškami po resorbovanom amfibole.

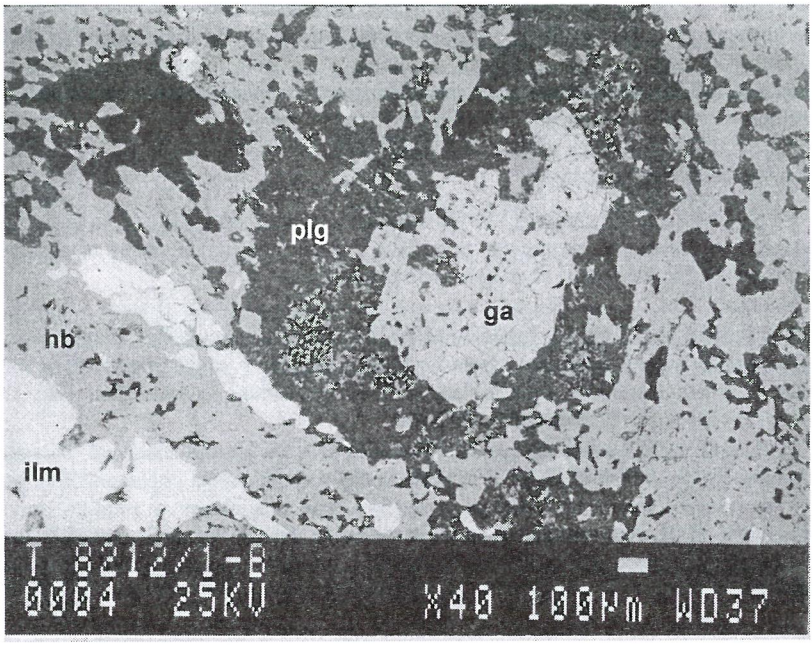
Pl II býva väčší, často v agregátoch, a zatláča pl I, po ktorom zostávajú len saussuritizované relikty. Vzťah pl I a pl II je preto voľný a chemicky sa pravdepodobne prejavuje len mladšia generácia. V tomto kyslejšom type plagioklasu z premien prevláda sericitizácia. Pl II výrazne zatláča amfibol, prípadne granát. Výrastlice plagioklasu sú v niektorých prípadoch polysynteticky lamelované, zriedkavejšie pozorovať i periklínové zrasty.

Tretiu generáciu predstavuje číry albit (pl III) zo záverečnej hydrotermálnej fázy premien. Preniká do staršieho plagioklasu, amfibolu, ale aj do epidotu. Albit s kremeňom, niekedy i s karbonátom, buduje aj výplň mladších extenzných žiliek. Záverečné kremeňovo-albitové roztoky majú zrejme agresívny kyslý charakter a nereagujúce zložky z korodovaných fáz (napr. Fe, Ca z amfibolu, granátu) vynášajú von z reakčného systému.

G r a n á t sme pozorovali na niektorých lokalitách (napr. B/91, 53^P a 113^P) a spolu s amfibolom patrí k svedkom najstaršej metamorfnej epizódy. Na rozdiel od plagioklasu či amfibolu nerekryštalizuje a zachováva svoje pôvodné chemické zloženie. Granát býva silno korodovaný sericitizovaným plagioklasom, vo vzorke B/91 i amfibolom (obr. 4). Jeho prítomnosť v amfibolite odráža mierne zvýšené metamorfné podmienky (najvrchnejšia zóna fácie zelených bridlíc až amfibolitová fácia), v metapelitoch zodpovedajú asociácii granát–biotit–muskovit. V amfibolitovom telese nemožno vylúčiť ani lokálnu tufitickú prímes, ktorá by sa i za nezmenených metamorfných podmienok mohla prejaviť reakciou: biotit + epidot = granát + amfibol (Abbot, 1982). Je pravdepodobná aj úvaha o primárne viac frakciovanej magme (obohatenej o Fe zložku), ktorej zloženie vedie k tvorbe granatických amfibolov (Raumer et al., 1990).

I l m e n i t – menej rozšírené drobné zrnká predstavujú pravdepodobne primárny rudný minerál. V nízkotermálnych podmienkach sa niekedy mení na leukoxén a limonit.

Z i r k ó n – zriedkavo pozorované drobné prizmatické kryštály. Ojedinelý výskyt až 0,2 mm veľkého zirkónu spájame s naloženým periplutonickým účinkom.



Obr. 4 Granát obkolesený a korodovaný plagioklasom. V intenzívne premenenom plagioklase pozorovať zhluk drobného klinozoizitu (svetlejšie fázy jz. od granátu) a sericitu (tmavosivé pozdĺžne lupienky). Základnú minerálnu asociáciu sprevádza ilmenit. (Granatický amfibolit, opustený lom vo vrchnej časti Drahožickej doliny)

Geochémia horninotvorných minerálov

Na mikrosonde boli analyzované vzorky granatických amfibolov z Drahožickej doliny (obr. 4). Podľa medzinárodnej klasifikácie amfibolov (Leake, 1978) všetky študované a m f i b o l y zaraďujeme k vápenatým amfibolom ($Ca+B \geq 1,34$; $Na_B < 0,67$). Amfiboly sú prepočítané na 23 kyslíkov, na klasifikačné účely je uprednostnený prepočet na 13 katiónov (Leake, l. c.; Mogessie et al., 1990). Základný typ amfibolu treba pravdepodobne začleniť do širšej oblasti poľa pargasitického hornblendu so železom. Najviac problematické je klasifikačné zaradenie „prechodných" tschermakitických hornblendov, ktoré by pri prepočte na 15 katiónov spadali do poľa edenitových hornblendov. S nárastom Si a Mg sa znižuje obsah Al a Na, čo sa prejavuje posunom k tschermakitickým hornblendom. Tieto nižšieteplotné variety (Jan a Howie, 1982; Blundy a Holland, 1990) spadajú do poľa horečnatých hornblendov (tretí amfibol vo vz. 8212/1B; tab. 2a).

Tab. 2a *Chemické zloženie horninotvorných minerálov a ich kryštalochemické prepočty a – granát prepočítaný na 12 kyslíkov, Ca amfiboly na 23 (bližšie pozri text)*

Vz.	Ta8212/1B					Ta8214/4	
	grt. stred	grt. okraj	amf.	amf.	amf.	amf.	amf.
SiO_2	38,35	38,06	44,07	41,10	46,30	43,93	43,77
TiO_2	0,11	0,17	0,90	1,18	0,68	0,37	0,41
Al_2O_3	21,67	21,74	10,18	13,23	8,26	15,64	14,52
FeO	24,89	26,09	17,72	17,11	17,17	12,79	13,38
MnO	0,62	0,52	0,08	0,21	0,30	0,16	0,08
MgO	2,26	2,02	9,28	8,50	10,55	9,85	10,62
CaO	11,93	11,64	11,10	11,43	10,70	11,16	11,47
Na_2O	0,04	0,07	1,69	1,99	1,35	1,59	1,61
K_2O	0,00	0,00	0,47	0,66	0,31	0,28	0,25
Cr_2O_3	0,00	0,03	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00
Spolu	99,87	100,33	95,61	95,41	95,62	95,77	96,11
Si	3,01	2,99	6,75	6,34	7,03	6,51	6,50
Al IV.	0,00	0,01	1,25	1,66	0,97	1,49	1,50
Al VI.	2,01	2,01	0,59	0,74	0,51	1,24	1,04
Ti	0,01	0,01	0,10	0,14	0,08	0,04	0,05
Fe^{2+}	1,64	1,72	2,27	2,21	2,18	1,59	1,66
Mn	0,04	0,40	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01
Mg	0,27	0,24	2,12	1,96	2,39	2,18	2,35
Cr	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,00	0,98	1,82	1,89	1,74	1,77	1,82
Na	–	–	0,50	0,60	0,40	0,46	0,46
K	–	–	0,09	0,13	0,06	0,05	0,05
Fe^{3+}			0,363	0,248	0,655	0,211	0,373
Alm	55,50	57,80					
And	0,30	0,50					
Gros	33,80	32,50					
Pyr	9,00	8,00					
Spes	1,40	1,20					
M/MF			0,48	0,47	0,52	0,58	0,59

Tab. 2b *Chemické zloženie horninotvorných minerálov a ich kryštalochemické prepočty*

b – plagioklas (tmavá a svetlá fáza predstavujú intenzitu odrazených elektrónov na scane) je prepočítaný na 8 a druhotný chlorit na 28 kyslíkov

Vz.	Ta8212/1B	Ta8214/4		
	pl.	pl. tm. f.	plg. sv. f.	chl.
SiO_2	67,15	69,36	61,47	26,65
TiO_2	0,02	0,01	0,00	0,01
Al_2O_3	21,24	19,86	22,76	20,56
FeO	0,06	0,01	0,05	23,77
MnO	0,00	0,00	0,00	0,45
MgO	0,00		0,01	15,64
CaO	1,46	0,27	4,19	0,06
Na_2O	10,75	11,51	8,52	0,02
K_2O	0,07	0,04	0,34	0,01
Cr_2O_3	0,05	0,13	0,35	0,00
Spolu	100,8	101,18	97,69	87,17
Si	2,92	2,99	2,79	5,60
Al IV.	1,09	1,01	1,22	2,40
Al VI.				2,69
Ti				
Fe^{2+}				4,17
Mn				0,08
Mg				4,90
Cr				0,00
Ca	0,07	0,01	0,204	0,01
Na	0,91	0,96	0,750	0,01
K	0,00		0,02	
Alb	92,60	98,5	77,00	
An	7,00	1,30	21,00	
Or	0,40	0,20	2,00	
M/MF				0,54

Zloženie plagioklasu varíruje medzi bázickejším oligoklasom (v priemere okolo 25 % An) a „čistým" albitom. Obe prednostne zastúpené fázy (pozri tab. 2b) zatláčajú granát, ale aj mladší amfibol, preto je neľahké určiť relatívny vek plagioklasových fáz. Predbežné výsledky potvrdzujú aj existenciu peristeritovej medzery (neprítomnosť plagioklasu s bazicitou približne od 5 do 20 % An), ktorá pravdepodobne vzniká neideálnym miešaním kyslých plagioklasov alebo nerovnovážnymi metamorfnými podmienkami (Goldsmith, 1982). Plagioklas zatláčajúci granát (obr. 4) pripomína rozpadové štruktúry, ktoré sa mohli vyvíjať v premenlivých podmienkach prínosovej metasomatózy. Bimodálne zloženie plagioklasu hodnotíme ako dôsledok naloženého metamorfného cyklu, ktorý popri tvorbe nových zŕn redistribuuje zloženie starších regionálne metamorfovaných plagioklasov. Plagioklas je zatláčaný. drobným klinozoizitom a sericitom (obr. 4).

G r a n á t (obr. 4; tab. 2a) z granatických amfibolitov má nevýraznú premenlivú zonalitu, preto ho posudzujeme ako homogénny. Nápadný je predovšetkým vysoký obsah grossuláru (okolo 30 %), ktorý zrejme stabilizuje zloženie granátu i v naložených podmienkach. Skúmané granáty majú podobný chemizmus ako tie, ktoré uvádzajú Hovorka a Méres (1990). Nepodarilo sa objaviť symplektitické štruktúry po omfacite, chemizmus granátu však nevyvracia príslušnosť k typu B eklogitov, ale ani k „bežnej" amfibolitovej fácii regionálnej metamorfózy.

Novotvorený c h l o r i t (tab. 2b) podľa konvenčnej klasifikácie (Hey, 1954) spadá na hranicu podľa ripidolitu a pyknochloritu.

Aplikácia amfibolovo-plagioklasového geotermometra či amfibolovej geobarometrie zostáva naďalej veľmi sporná. Na jednej strane spomínaná bimodalita v zložení plagioklasu, nejednoznačný nárast An komponentu s teplotou a na druhej strane komplikované štruktúrno-chemické vlastnosti amfibolu patria k základným prekážkam v termodynamických aplikáciách. Použitie obsahu Al v amfibole na geobarometrické účely je teplotne závislé, skôr sa dá uplatniť v magmatických horninách. Zostáva skutočnosťou, že vo vulkanickosedimentárnych metamorfovaných komplexoch sú na p-T-X stanovenie najužitočnejšie reakcie v metapelitoch. Napriek nevýhodám sme sa semiempirický amfibolovo-plagioklasový termometer pokúsili použiť na teplotné odhady. Zhruba platí, že obsah Na v amfibole rastie so zvyšovaním metamorfózy (Jan a Howie, 1982) a Ca zložka v plagioklase stúpa podobne. Na tomto princípe sú založené amph-pl termometre. Vzhľadom na výsledky tejto metódy, málo reprezentatívny počet vzoriek i analýz (tab. 2a,b) predbežne neodlišujeme od seba „obyčajný" albitizovaný amfibolit a granatické amfibolity. Teplotné rozmedzie základnej metamorfnej udalosti možno zhruba odhadovať na 550–610 °C (aspoň ±75 °C), ako bolo stanovené metódou Blundyho a Hollanda (1990).

Granitoidy

Kryštalinikum **zoborskej** časti Tribeča, až na malé plochy výskytu biotitických rúl, budujú v podstate granitoidné horniny. Tvoria ústrednú – morfologicky najvýraznejšiu – časť pohoria. V starších prácach sa nimi podrobnejšie zaoberali Krist (1960 a, b), Petrík a Broska (1989), Broska et al. (1990).

Krist vyčlenil tri základné typy – kremenný biotitický granodiorit, biotitický granodiorit a leukokratné granity. Broska et al. (1990) na základe mineralogicko-geochemického a petrofyzikálneho štúdia definovali v tribečsko-zoborskom kryštaliniku dve série granitoidov, allanitovo-magnetitovú a monazitovo-ilmenitovú. Pri geologickom mapovaní je problematické tieto dve série makroskopicky rozlíšiť. Tieto dva typy granitoidov možno rozlíšiť pri mikroskopickom pozorovaní.

Granitoidné horniny Tribeča predstavujú postkinematické intrúzie hercýnskeho plutonizmu, najpravdepodobnejšie vrchnokarbónskeho veku (Bojko et al., 1974; Broska et al., 1990; Kráľ, J. et al., 1995). Tektonodeformačné účinky alpínskych procesov sa v nich prejavili rôznou intenzitou prevažne vo forme úzkych zón, no boli zmapované aj širšie tektonodeformačné pásma.

Samotné granitotvorné procesy mali podľa Kamenického (in Maheľ et al., 1967) pulzačný vývoj, ktorého produktom je viacero typov granitoidov tvoriacich mohutný plutón hlavne v zoborskom a menej v rázdielskom bloku Tribeča. Granitoidné horninové typy sa líšia zrnitosťou, petrografickým a chemickým zložením v závislosti od diferenciačných procesov a priestorovej pozície v samotnom plutóne. Vďaka štruktúrno-tektonickej stavbe hrasťového typu a eróznemu zrezu má potom granitoidný plutón čiastočne zonálnu stavbu.

Pri geologickom mapovaní na základe rozlíšiteľnosti v teréne a neskoršieho petrografického spracovania sme vyčlenili päť skupín či horninových typov granitoidov, ktoré sme znázornili i na mape (Ivanička et al., 1992, 1994, 1995, 1996, 1997):

1. hrubozrnné biotitické granodiority až tonality (titanitovo-allanitovo-magnetitové, monazitovo-ilmenitové),
2. strednozrnné biotitické granodiority až tonality (resp. kremenné diority),
3. jemnozrnné biotitické granodiority, biotiticko-muskovitické monzogranity – granity,
4. leukokratné jemnozrnné až hrubozrnné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity (tiež aplity, pegmatity),
5. jemnozrnné, zriedkavejšie strednozrnné biotitické a biotiticko-amfibolické tonality až kremenné diority (šmuhy a enklávy v 1., a hlavne 2. vyčlenenej skupine).

110 hrubozrnné biotitické granodiority až tonality

Sú najrozšírenejším petrografickým typom granitoidov Tribeča. V podobe mohutného masívu, miestami prerušovaného strednozrnnými varietami, prípadne leukokratnými granitmi, vystupujú na jeho juhovýchodných svahoch od Skýcova až po Nitru. Tu na západnom a južnom úpätí Zobora a na báze hradnej skaly sa nachádzajú tri najjužnejšie izolované výskyty tohto typu granitoidov.

Pri hrubozrnných varietách základné zafarbenie horniny podmieňuje množstvo biotitu, stav plagioklasov a kremeň. Farba horniny sa preto pohybuje od sivých odtieňov do tmavosivých so stúpajúcim obsahom biotitu a do zelenkavých odtieňov v závislosti od stupňa sericitizácie plagioklasov. Kremeň v prípade prítomnosti Fe oxidov môže spôsobovať čiastočné zafarbenie do pleťových tónov. Horniny majú všesmernú masívnu textúru, v prípade tektonickej deformácie môže byť menej či viac usmernená (fototab. II, obr. 1). Potom sa mení farba od svetlejších sivozelených odtieňov až po tmavosivé a sivozelené v prípade silnej mylonitizácie (napr. Veľká Somorová, Čerešňová dolina, s. a z. od Zlatna). Je to spôsobené intenzívnou chloritizáciou biotitu. Veľkosť zŕn živcov a kremeňa je bežne okolo 5 mm, menej často aj do 10 mm, veľkosť biotitu je bežne 2–3 mm, zriedkavejšie do 5 mm.

Základná asociácia minerálov je **plagioklasy** (An_{45-5}) **> kremeň > K živec** (hlavne ortoklas) **>< biotit ± amfibol – AM** (titanit – allanit – magnetit, zirkón, apatit), resp. (monazit – ilmenit).

V menšej miere sú prítomné makroskopicky podobné horniny obsahujúce namiesto allanitu, titanitu a magnetitu monazit s ilmenitom. Vyčlenili ich Broska et al. (1990) a považovali ich za produkt samostatnej intruzívnej fázy. Pri terénnom výskume je ich odlíšenie problematické, preto sme ich na mape nevyznačili.

Hrubozrnné granitoidy spravidla postupne prechádzajú do strednozrnných variet smerom k vonkajšiemu okraju granitoidnej intrúzie.

109 strednozrnné biotitické granodiority až tonality, resp. kremenné diority

Sú rozšírené na severnom okraji zoborskej časti kryštalinika, no v podstatnej miere tvoria vrchnú časť centrálneho horského chrbta v oblasti Javorový vrch – Veľký Tribeč a tiahnu sa až k Nitre, kde sa vykliňujú v prostredí hrubozrnných variet. Ich vzájomný prechod je pozvoľný. Strednozrnné variety tvoria vrchnejšie, resp. viac okrajové partie granitoidného masívu nad vnútornými hrubozrnnými varietami.

Táto skupina je vizuálne pestrejšia ako hrubozrnné variety. Ich sfarbenie sa pohybuje v sivých tónoch a je závislé od pomeru obsahu živcov a biotitu, prípadne od intenzity metasomatických procesov vedúcich k vyššiemu obsahu K živcov. Záverečné fázy kryštalizácie sa častejšie končia albitom (lemy na bázickejších jadrách). Vo všeobecnosti platí, že biotitu je menej ako pri hrubozrnných varietách, je častejšie premenený (vybieľovanie, chloritizácia). Častejšia a intenzívnejšia sericitizácia spôsobuje zelenkavé zafarbenie hornín. Objavuje sa muskovit nahrádzajúci biotit. Majú všesmernú zrnitú textúru, sú tektonicky postihnuté, s lineárnym usmernením. Veľkosť zrna sa pohybuje do 2–3 mm, len zriedkavo sú prítomné zrná do 5 mm.

Základná minerálna asociácia: **plagioklasy** (An_{50-0}) > **kremeň** > **K živce** (ortoklas > mikroklin) >< **biotit** ± **muskovit** – **AM** (zirkón, apatit, ± titanit, ± turmalín).

Lokálne sa však uplatnili niektoré charakteristické odlišnosti, čo viedlo k vzniku leukokratnejších variet. V takto „diferencovaných" typoch je odlišný vývoj premeny minerálov. Prejavuje sa to intenzívnejšou sericitizáciou plagioklasov, baueritizáciou biotitu, prípadne až zvýšeným obsahom muskovitu.

108 jemnozrnné biotitické granodiority, biotiticko-muskovitické monzogranity až granity

Tvoria len menšie telesá, najmä vo vrcholových častiach bočných chrbtov na severných svahoch zoborskej časti pohoria. Najväčšie (dĺžka cca 3 km) sa nachádza severne od Javorového vrchu. Pozične predstavujú okrajový typ granitoidného plutónu nad hrubozrnnými a strednozrnnými biotitickými granodioritmi až tonalitmi.

Vizuálne pôsobia masívnym, kompaktným dojmom so všesmernou textúrou. Sú svetlosivej, sivej až tmavosivej farby. Veľkosť zrna je do 1 mm, menej do 2 mm. Často sú postihnuté metasomatickými a tektonodeformačnými procesmi.

Základná asociácia minerálov: **plagioklasy** (An_{20-0}) > **kremeň** > **K živce** (ortoklas >= mikroklin) – **biotit** >< **muskovit** ± amfibol, epidot – **AM** (zirkón, apatit).

V závere kryštalizácie sa niekedy uplatnila „albitizácia". Albit tvorí okrajové lemy zŕn, prípadne vypĺňa medzizrnové priestory. V metasomatických procesoch dominuje K metasomatóza, vzniká ortoklas, ale aj mriežkovaný mikroklin. Pri jej vyššej intenzite došlo k silnej sericitizácii plagioklasu a vzniku veľkých lupeňov muskovitu, ktorý môže často až prevládať nad deštruovaným biotitom. Niekedy je pre tieto granitoidy charakteristická čiastočne usmernená „škvrnitá" textúra s 1–2 cm izometrickými hniezdami pôvodnej svetlejšej horniny so všesmernou textúrou. Niekedy je prítomný amfibol, ktorý považujeme za asimilát z metamorfitov, do ktorých intrúzia prenikala.

107 leukokratné jemno- až hrubozrnné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity (tiež aplity, pegmatity)

Vyskytujú sa v dvojakej forme:

– rozsiahle plošné telesá (severné svahy Bukovinského a Krásneho vrchu, vrch Lakeť juhozápadne od Skýcova). Predpokladáme, že ide o individuálne väčšie prieniky, apofýzy vyššie diferencovanej kyslej taveniny;

– malé šošovkovité a žilné telesá, lokálne menšie kupoly, ktoré sa viažu na strednozrnné a hrubozrnné biotitické granodiority. V zoborskej časti majú najväčšie rozšírenie juhozápadne od Skýcova, kde prechádzajú aj do rázdielskej časti. Sú to lokálne diferenciáty záverečných fáz kryštalizácie, prípadne prieniky a ich roje, odvodené od väčších a hlbšie situovaných telies leukokratných granitov.

Preto pod označením leukokratné granity sa skrýva ešte pestrejšia skupina hornín. Sú tu zahrnuté geneticky rôznorodé, spravidla kyslé horninové typy. Patria sem granity, mikrogranity, aplity až pegmatity, ale aj horniny typu granitov-porfýrov.

Vývoj týchto horninových typov je výsledkom uplatnenia rôzneho stupňa diferenciačných a metasomatických procesov. Sú svetlosivé, zelenkavé, častejšie pleťovo až bielo sfarbené.

Sú masívne, všesmerne zrnité, len zriedkavo tektonicky deformované. Ich charakteristickou črtou je zvýšený obsah kremeňa, často prevaha K živcov (ortoklas, mikroklin, ktorý môže i prevládať) nad plagioklasmi, a hlavne takmer pravidelná prítomnosť muskovitu a len zriedkavejšia prítomnosť biotitu. Bežnejšie sú len relikty po jeho premene, úplne vybielené a deštruované zrná s rudnými Fe-Ti oxidmi.

Základná minerálna asociácia: **plagioklasy** (An_{10-0}) >< **K živce** (ortoklas, mikroklin) < = **kremeň** – **muskovit** ± biotit – **AM** (zirkón, apatit, rutil, epidot).

Hlavné minerály – plagioklas, biotit a časť kremeňa – pochádzajú zo staršej etapy formovania týchto hornín, pričom v niektorých typoch sa uplatnili v značnej miere mladšie minerály, ako sú K živce a muskovit a zriedkavejšie albit. V niektorých horninách je tento starší biotit deformovaný, čo svedčí o dynamodeštrukčných procesoch v počiatočných etapách formovania, resp. umiestnenia týchto hornín.

Jemnozrnné, zriedkavejšie strednozrnné biotitické a biotiticko-amfibolické tonality až kremenné diority (enklávy, šmuhy) sa nedajú kartograficky vyjadriť, ich výskyt je nepravidelný a sporadický v hrubozrnných, a hlavne strednozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch. Vytvárajú obyčajne ostro ohraničené diskovité enklávy, prípadne viac prepracované „šmuhy". Vzhľadom na zvýšený obsah biotitu, prípadne amfibolu majú tmavšiu farbu a masívnu jemnozrnnú textúru, a preto sú vo svetlejších granitoidoch vizuálne nápadné. Ak sú prítomné, potom je ich výskyt spravidla viacnásobný.

Základná asociácia minerálov: **plagioklasy** (An_{35-5}) > **biotit** ±> až = **amfibol** > **kremeň** – **AM** (titanit, allanit, magnetit).

Pozorovali sme dva typy týchto hornín – biotitické a biotiticko-amfibolické, pričom pomer oboch minerálov môže dosahovať až 1 : 1. Amfibol má edenitické zloženie. Zloženie biotitu je blízke biotitu v hostiteľských hrubo- až strednozrnných

granitoidoch, pričom obsah flogopitovej zložky sa pohybuje v rozsahu 0,47–0,55 % (Határ in Ivanička et al., 1994). Petrík a Broska (1989) predpokladajú, že tieto dva typy enkláv vznikali miesením dvoch kontrastných magiem – dioritovej a tonalitovo-granodioritovej, pričom mafická magma bola zdrojom tepla pre anatexiu nadložných kôrových hornín. Minerálne zloženie niektorých biotitických enkláv však naznačuje, že v niektorých prípadoch môže ísť i o enklávy bázickejších metamorfitov.

Minerály granitoidných hornín

Pri petrografickom štúdiu opísaných hornín sme sa podrobnejšie venovali aj chemickému zloženiu hlavných a typomorfných horninotvorných minerálov – **živcov, biotitu a muskovitu**. Analýza minerálov sa vykonala elektrónovým mikroanalyzátorom (mikrosonda) na pracovisku GS SR v Bratislave (P. Siman a kolektív) a na pracovisku PriF UK v Bratislave (J. Krištín). Primárne analýzy sú uvedené v čiastkových správach (Ivanička et al., 1994, 1995, 1997).

Plagioklasy

Plagioklasy v hrubozrnných granodioritoch až tonalitoch sú hlavne lištovitých tvarov s prevahou hypidiomorfného obmedzenia, menej často idiomorfne obmedzené. Zriedkavejšie sme pozorovali nepravidelné zrná s alotriomorfným obmedzením. Bežná je ich sericitizácia, jej stupeň je premenlivý, v tektonicky deformovaných je veľmi intenzívna. Pri menej sericitizovaných pl je ešte pozorovateľná ich zonálnosť s bázickejšími jadrami (An_{50-30}) a smerom k okraju zŕn sa znižuje až na albit ($An_{30-10-3}$). V menšej miere sú okrem zonálnych zŕn pl prítomné aj zrná s albitovým a karlovarským zrastaním.

Podobná situácia je v strednozrnných granodioritoch-tonalitoch s tým rozdielom, že zonálnu stavbu zŕn sme pozorovali zriedkavejšie, prevládajú albitové zrasty nad karlovarskými a ešte viac sa uplatňuje ich sericitizácia. Bazicita jadier je podobná ako pri hrubozrnných varietách. Na okrajoch sme pozorovali ešte čistejší albit (len An_{01}).

V jemnozrnných biotitických granodioritoch až biotiticko-muskovitických monzogranitoch je sericitizácia pl často ešte intenzívnejšia. Súvisí to s tým, že tieto granitoidy okrajovej fácie plutónu sú často postihnuté intenzívnymi metasomatickými procesmi (hlavne K metasomatózou). To viedlo k vzniku aj väčších lupeňov sericitu-muskovitu na úkor plagioklasov. Majú všeobecne nižšiu bazicitu, vzhľadom na ich sericitizáciu sa na merateľných zrnách zistila len v rozsahu oligoklas – albit (An_{20-0}). Albit tvorí lemy na sericitizovaných zrnách, prípadne samostatné zrná, alotriomorfne obmedzené v medzizrnových priestoroch. Frekvencia jeho výskytu je z týchto troch zrnitostných skupín najvyššia.

Chemické zloženie plagioklasov vo všetkých granitoidných horninách Tribeča sa priebežne študovalo a prezentovalo v čiastkových správach za jednotlivé mapové listy (Ivanička et al., 1995, 1997), kde sa uvádzajú aj jednotlivé analýzy. Vzťah a zloženie plagioklasov v týchto troch horninových skupinách dobre vidieť v trojzložkovom diagrame Ab–An–Or na obr. 5, tab. 3.

V leukokratných, vyššie diferencovaných varietách granitoidov je veľkosť plagioklasov závislá od horninového typu mikrogranit – granit – aplit – pegmatit. Čo sa týka ich seríci-

tizácie, v rôznych horninách sú nepremenené cez mierne až po silno sericitizované. Pôvodnú zonálnosť v takých prípadoch možno predpokladať len na základe zonálneho charakteru intenzívnej sericitizácie. Všeobecne však platí, že ich zonálnosť je v týchto horninách menej vyvinutá. Priemetné body analýz dokumentujú zistenú bazicitu pl (An_{25-0}) na obr. 5.

V enklávach všeobecne sú plagioklasy najčastejšie sericitizované, niekedy značne, takže sa nedajú študovať. V ojedinelých slabšie sericitizovaných vzorkách vytvárajú krátkostĺpčekovité zrná s prevahou hypidiomorfného obmedzenia a albitovým zrastaním. Len ojedinele sme pozorovali idiomorfné zrná, bežnejšie sú alotriomofne obmedzené.

Zonálnosť je zriedkavejšia, takéto zrná majú obyčajne karlovarské zrastanie. Pozorovali sme však aj kombinované zrná so zonálnosťou, karlovarským i albitovým zrastaním. Toto všetko svedčí o viacetapovej kryštalizácii plagioklasov. Zonálne plagioklasy – väčšie s dlhodobejšou kryštalizáciou, menšie s albitovými zrastmi – kryštalizovali rýchlejšie, v kratšom časovom úseku a prevažujú. Neskôr niektoré zrná dorastali a nastala ich sericitizácia. Zistená bazicita (An_{30-0}) zrejme nereprezentuje možnú škálu zloženia plagioklasov v týchto horninách (obr. 5). Dá sa predpokladať, že sú, resp. boli prítomné i bázickejšie členy.

K živce

Všeobecne sú menej zastúpené ako plagioklasy. Ich množstvo a prítomnosť ortoklasu a mikroklínu stúpa v rade hrubozrnné – strednozrnné – jemnozrnné biotitické granodiority až tonality a najviac ich je v leukogranitoch. V tomto smere sa mení aj pomer týchto dvoch minerálov, keď najskôr je prítomný iba ortoklas a mikroklín sa objavuje len sporadicky, a na konci radu je mikroklín bežný, v extrémnejších prípadoch rovnako zastúpený ako ortoklas.

V hrubozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch je prítomný hlavne ortoklas, pričom jeho množstvo je nižšie a mikroklín je zriedkavý. Pertitizácia je pozorovateľná len na niektorých zrnách. V strednozrnných varietách obsah ortoklasu stúpa a mikroklín je bežnejší. Ortoklas vytvára väčšie hypidiomorfne a alotriomorfne obmedzené zrná. Keďže je relatívne mladší, často uzatvára staršie a menšie zrná plagioklasov a v strednozrnných varietách aj izometrické, zaoblené zrná kremeňa. Bežne vypĺňa medzizrnové priestory, resp. v jemnozrnnejšej základnej hmote je zastúpený v zmesi plagioklasy – kremeň – ortoklas.

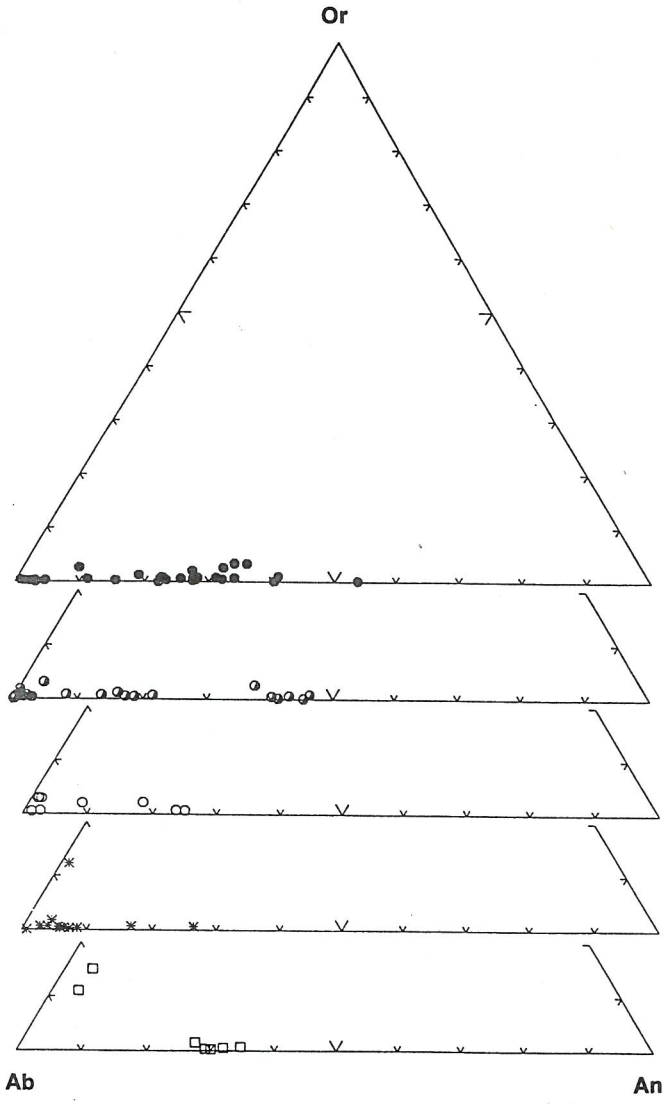
V okrajových jemnozrnných biotitických granodioritoch až biotiticko-muskovitických monzogranitoch-granitoch sa častejšie uplatnili metasomatické a tektonodeformačné procesy. Pri alkalickej (draselnej?) metasomatóze vznikali porfyroblasty ortoklasu a mikroklínu, boli intenzívne sericitizované. Potom pre horniny, ktoré nie sú tektonicky deformované, je charakteristická porfyroblastická granitická štruktúra. Samotné K živce sú premenené iba v silnejšie tektonizovaných horninách. Ortoklasy sú silno pertitické a mikroklín je často typicky mriežkovaný podľa albitovo-periklínového zákona. Obmedzenie majú najčastejšie pretiahnuté, alotriomorfné, v prípade mikroklínu lištovité.

V leukokratných jemnozrnných až hrubozrnných varietách biotiticko-muskovitických až muskovitických granitov je obsah K živcov ešte vyšší, výnimočne sa môže ich obsah blížiť k obsahu plagioklasov. Všeobecne ich obsah narastá s obsahom muskovitu. Ortoklas je spravidla alotriomofne obmedzený, niekedy so „stĺpčekovitým" habitom. Je málo premenený, niekedy čiastočne mikroklinizovaný. V niektorých žilných formách je obsah K živcov aj vyšší ako obsah pl. V takýchto horninách môže prevládať mikroklín nad

Tab. 3 Plagioklasy granitoidov zoborsko-tribečského kryštalinika

Vzorka	Ab	An	Or	Vzorka	Ab	An	Or
1	72,31	27,34	0,35	2	59,59	39,92	0,49
1	77,85	22,10	0,05	2	98,66	0,44	0,90
1	68,44	30,78	0,78	2	99,66	0,18	0,16
1	71,32	27,85	0,83	2	97,93	0,27	1,80
1	46,18	53,62	0,20	2	98,62	0,36	1,02
1	59,66	40,18	0,16	2	98,78	0,75	0,47
1	88,65	8,65	2,70	2	98,26	1,37	0,37
1	77,15	22,15	0,70	2	98,21	0,84	0,95
1	76,78	22,42	0,80	2	56,73	42,65	0,62
1	76,52	23,12	0,37	2	96,76	2,85	0,39
1	74,00	25,33	0,67	2	99,48	0,26	0,26
1	80,27	18,46	1,27	2	99,82	0,00	0,18
1	78,85	22,29	0,86	2	99,56	0,09	0,35
1	77,30	22,24	0,46	2	85,81	13,39	0,80
1	72,12	27,20	0,67	2	83,16	15,61	1,23
1	71,79	27,71	0,50	2	97,34	2,50	0,46
1	71,61	27,85	0,54	2	99,54	0,00	0,10
1	73,97	25,33	0,71	2	99,90	0,00	0,63
1	66,37	31,00	2,63	2	80,92	18,38	0,52
1	62,29	34,25	3,36	2	99,40	0,08	0,44
1	72,06	27,35	0,59	2	96,08	3,48	3,18
1	71,51	26,46	2,03	2	89,06	7,76	0,83
1	96,66	3,01	0,32	3	96,90	2,47	0,63
1	97,55	2,17	0,28	3	95,87	1,16	2,98
1	98,90	0,70	0,39	3	95,49	1,56	2,95
1	98,48	1,18	0,34	3	96,16	0,92	2,92
1	97,22	12,14	0,64	3	89,64	8,26	2,10
1	58,62	40,36	1,02	3	80,37	17,41	2,22
1	64,27	32,32	3,41	3	74,58	24,66	0,76
1	67,60	31,85	0,55	3	75,91	23,30	0,79
1	96,67	3,24	0,09	3	98,26	1,24	0,50
1	96,80	3,20	0,00	4	93,07	6,30	0,46
1	84,30	15,40	0,30	4	92,37	7,17	0,29
1	95,04	4,56	0,40	4	91,30	8,41	0,36
1	65,60	33,68	0,72	4	73,38	26,26	0,70
1	95,29	4,47	0,24	4	93,40	5,77	0,40
2	97,46	1,62	0,72	4	83,12	16,46	0,76
2	82,39	17,03	0,58	4	94,07	5,38	0,54
2	54,68	45,15	0,16	4	96,74	2,56	0,70
2	78,02	21,15	0,74	4	95,58	3,66	0,75
2	58,72	41,06	0,22	4	99,16	0,73	0,11
2	61,17	36,23	2,60	4	94,41	3,82	1,77
4	86,50	1,22	12,28				
5	64,93	34,32	0,75				
5	67,75	31,69	0,56				
5	71,61	26,81	1,58				
5	69,83	29,84	0,34				
5	70,69	28,91	0,41				
5	84,81	4,09	11,10				
5	80,58	4,26	15,16				

Vzorka: 1 – hrubozrnné granitoidy, 2 – strednozrnné granitoidy, 3 – jemnozrnné granitoidy, 4 – leukokratné granitoidy, 5 – enklávy
Poznámka: pôvodné analýzy J. Határ in I. Ivanička et al. (1995, 1997)



Obr. 5 Zloženie plagioklasov v granitoidných horninách zoborskej časti kryštalinika Tribeča (analýzy plagioklasov J. Határ in J. Ivanička et al., 1995, 1997)

● *hrubozrnné granitoidy,* ◑ *strednozrnné granitoidy,* ○ *jemnozrnné granitoidy,* * *leukokratné granitoidy,* □ *enklávy*

ortoklasom. Mikroklín je obyčajne vždy čerstvý, nepremenený, v podobe alotriomorfne až hypidiomorfne obmedzených zŕn.

Chemické zloženie ortoklasu a mikroklínu je pomerne stále. Zastúpenie zložky An je zanedbateľné, zaznamenali sme zvýšený obsah iba zložky Ab, pohybujúci sa pri hrubozrnných biotitických granodioritoch-tonalitoch do 19 %, pri stredno- a jemnozrnných do 5 %, výnimočne 10 %, a pri leukokratných granitoch do 15 % (obr. 6, tab. 4). Mikrosondové analýzy sú prevzaté z čiastkových záverečných správ (Ivanička et al., 1995, 1997).

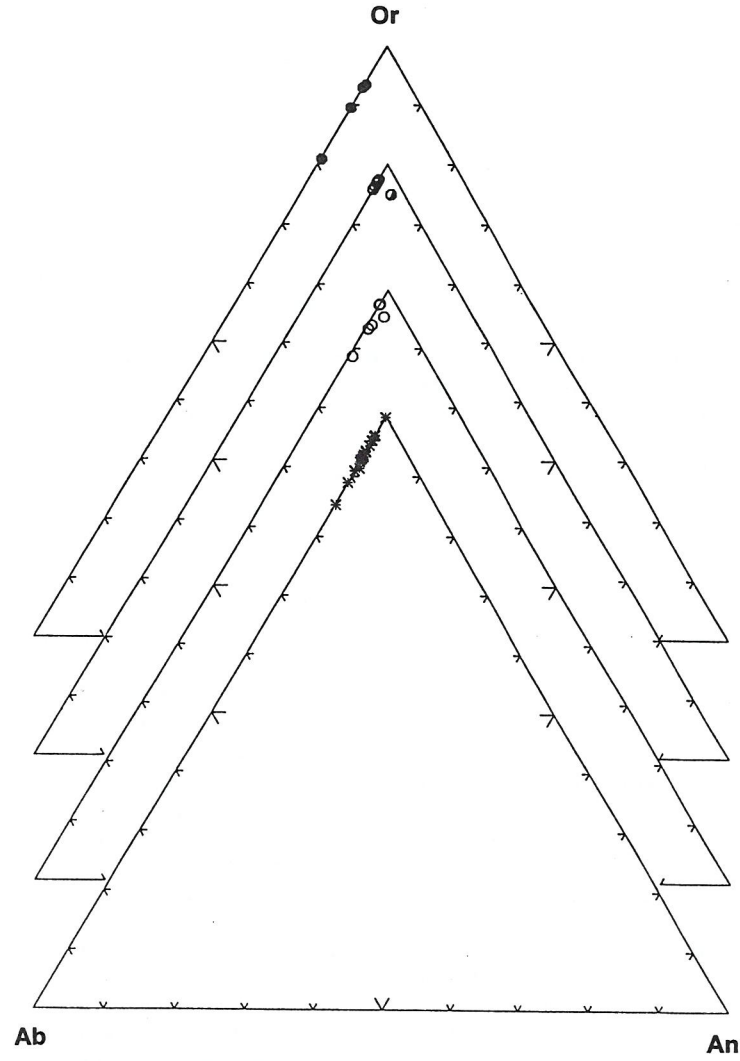
Tab. 4 K živce granitoidov zoborsko-tribečského kryštalinika

Vzorka	Or	Ab	An	Vzorka	Or	Ab	An
1	92,98	7,02	0,00	4	96,65	3,35	0,00
1	80,89	18,95	0,16	4	95,91	4,09	0,00
1	93,40	6,36	0,23	4	93,32	6,36	0,00
1	89,56	10,44	0,00	4	93,25	6,72	0,00
2	96,94	3,06	0,00	4	95,13	4,82	0,05
2	97,21	2,79	0,00	4	88,99	11,01	0,00
2	95,85	4,15	0,00	4	93,02	6,88	0,10
2	96,86	3,12	0,00	4	93,25	6,6	0,16
2	96,42	3,58	0,00	4	93,58	6,42	0,00
2	97,48	2,52	0,00	4	92,71	7,29	0,00
2	94,98	1,95	3,07	4	93,61	6,39	0,00
3	97,73	2,27	0,00	4	94,27	5,73	0,00
3	97,47	2,53	0,00	4	91,37	8,13	0,50
3	93,37	6,13	0,50	4	85,28	14,55	0,16
3	95,44	2,86	1,70	4	94,25	5,75	0,00
3	88,67	10,77	0,56	4	90,90	9,10	0,00
3	94,02	5,31	0,67	4	92,85	7,15	0,00
4	96,08	3,94	0,00	4	91,94	0,06	0,00
4	96,88	3,12	0,00	4	94,02	5,89	0,10
4	96,89	3,11	0,00	4	92,44	7,56	0,00

Vzorka: 1–4 ako v tab. 3
Poznámka: pôvodné analýzy J. Határ in J. Ivanička et al. (1995, 1997)

Biotit

Obsah biotitu všeobecne klesá smerom od hrubozrnných biotitických tonalitov – granodioritov cez strednozrnné až k jemnozrnným. V leukokratných biotitických až biotiticko-muskovitických monzogranitoch je ho menej a v muskovitických granitoch, aplitoch a pegmatitoch prakticky chýba.



Obr. 6 Zloženie K živcov v granitoidných horninách zoborskej časti kryštalinika Tribeča. Zastúpenie ortoklas – mikroklin sa mení v rade hrubozrnné bi. granodiority – tonality, v ktorých je zastúpený takmer len ortoklas, po leukogranity a v nich stúpa obsah mikroklinu. (Analýzy ako pri plagioklasoch.)

● *hrubozrnné granitoidy,* ◑ *strednozrnné granitoidy,* ○ *jemnozrnné granitoidy,* * *leukokratné granitoidy,* □ *enklávy*

V samotných hrubozrnných biotitických granodioritoch a tonalitoch je jeho obsah premenlivý, maximálny je v „dioritických" typoch. Na základe jeho farby a prítomnosti ďalších minerálov rozlišujeme dve skupiny týchto hornín (Broska a Petrík, 1990):

– horniny allanitovo-magnetitovej série granitoidov, ktoré prevládajú; majú zeleno-hnedastý biotit a obsahujú titanit;

– horniny monazitovo-ilmenitovej série granitoidov, menej zastúpené; majú červenohnedý biotit a neobsahujú titanit a allanit.

Tieto dve skupiny hornín, ktoré podľa spomínaných autorov predstavujú dve samostatné intruzívne fázy, je problematické makroskopicky odlíšiť pri terénnom mapovaní, preto sme ich na mape nerozlišovali.

V neporušených a tektonicky nedeformovaných horninách je biotit čerstvý a len zriedkavejšie slabo chloritizovaný, prípadne len tie zrná, ktoré sú uzatvorené v silnejšie sericitizovaných plagioklasoch. Vytvára samostatné lupene do 3 až 5 mm a ich väčšie zhluky. Epidotizáciu sme pozorovali len zriedkavo. Bežne je prítomný sagenit a obsahuje veľa inklúzií apatitu, menej zirkónu. V intenzívnejšie tektonicky deformovaných horninách je intenzívne chloritizovaný, tvorí sa sekundárny titanit, resp. vznikajú Fe-Ti oxidy.

V strednozrnných biotitických granodioritoch jeho obsah klesá, je častejšie premenený, chloritizovaný, často baueritizovaný (vybielený, s tvorbou Fe-Ti rudných minerálov), resp. zatláčaný muskovitom. Takéto horniny majú svetlejšiu farbu a zdanlivo sú leukokratnejšie. V niektorých horninách tejto skupiny sa objavuje aj novotvorený mladší jemnozrnnejší biotit.

V jemnozrnných biotitických granodioritoch až biotiticko-muskovitických monzogranitoch je obsah biotitu premenlivý. Pri metasomatických a tektonickodeformačných procesoch, ktoré sa na nich častejšie uplatnili, dochádza k jeho chloritizácii, baueritizácii a muskovitizácii. V intenzívnejšie metasomaticky premenených horninách vzniká až veľkolupeňovitý muskovit, ktorý môže prevládať nad sčasti deštruovaným biotitom.

V leukokratných varietách granitov s muskovitom je biotit prítomný v menších množstvách, niekedy akcesoricky, prípadne úplne chýba. Je tiež zelenohnedej farby, často je baueritizovaný a zatláčaný mladším muskovitom. Často sú zachované len zrná uzatvorené v kremeni. Jeho jednotný vývoj s biotitom v hrubo- a strednozrnných granitoidoch dokumentujú mikrosondové analýzy (Ivanička et al., 1994, 1997) a distribúcia priemetných bodov analýz (obr. 7). V niektorých horninách tejto skupiny, resp. vzorkách, je biotit ako starší minerál deformovaný, čo svedčí o tektonicko-dynamických procesoch počas ich umiestnenia.

V biotitických a biotiticko-amfibolických tonalitoch až kremenných dioritoch, ktoré tvoria enklávy, prípadne „šmuhy", hlavne v strednozrnných, prípadne hrubozrnných biotitických granodioritoch, je prítomný dvojaký biotit. V niektorých biotitických tonalitoch je biotit hnedej až červenohnedej farby. Predpokladáme, že tieto enklávy môžu predstavovať zvyšky metamorfovaného plášťa kryštalinika. V iných biotitických a biotiticko-amfibolických enklávach je prítomný zelenohnedý až zelený biotit. V tomto prípade sa prikláňame k názoru, že vznikali miesením dvoch typov magmy (dacitickej a granitickej – tonalitovej; Broska a Petrík, 1989). Predpokladáme, že mafická magma mohla predstavovať možný zdroj tepla pre anatexiu nadložných kôrových hornín.

Biotit v horninách enkláv je hojne zastúpený a bežne obsahuje sagenit. Pomerne často je epidotizovaný a chloritizovaný. Často uzatvára apatit, zirkón a magnetit. V niektorých enklávach, hlavne s hnedým biotitom, sme pozorovali aj mladší, naprieč orientovaný biotit.

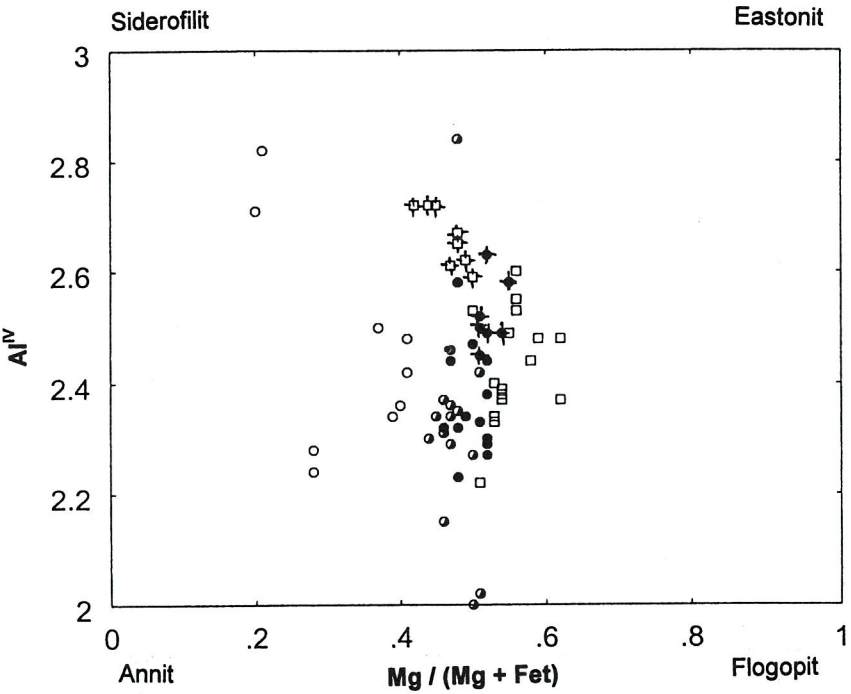
Tab. 5 Biotity granitoidov zoborsko-tribečského kryštalinika

Vzorka	Al-IV	Mg/Mg + Fe	Vzorka	Al-IV	Mg/Mg + Fe
1	2,32	0,46	2	2,34	0,47
1	2,34	0,49	3	2,42	0,41
1	2,58	0,48	3	2,48	0,41
1	2,46	0,47	3	2,71	0,20
1	2,47	0,50	3	2,82	0,21
1	2,44	0,52	3	2,24	0,28
1	2,33	0,51	3	2,28	0,28
1	2,38	0,52	3	2,50	0,37
1	2,30	0,52	3	2,34	0,39
1	2,29	0,52	3	2,36	0,40
1	2,32	0,48	4	1,96	0,49
1	2,44	0,47	5	2,48	0,62
1	2,23	0,48	5	2,49	0,55
1	2,27	0,52	5	2,37	0,62
11	2,49	0,54	5	2,33	0,53
11	2,52	0,51	5	2,22	0,51
11	2,49	0,52	5	2,60	0,56
11	2,45	0,51	5	2,34	0,53
11	2,50	0,51	5	2,37	0,54
11	2,63	0,52	5	2,53	0,56
11	2,58	0,55	5	2,55	0,56
2	2,34	0,49	5	2,40	0,53
2	2,42	0,51	5	2,44	0,58
2	2,27	0,50	5	2,48	0,59
2	2,29	0,47	5	2,38	0,54
2	2,84	0,48	5	2,39	0,54
2	2,35	0,48	5	2,53	0,50
2	2,36	0,47	51	2,67	0,48
2	2,37	0,46	51	2,62	0,49
2	2,02	0,51	51	2,65	0,48
2	2,30	0,44	51	2,59	0,50
2	2,15	0,46	51	2,72	0,45
2	2,34	0,45	51	2,72	0,44
2	2,31	0,46	51	2,61	0,47
2	2,00	0,50	51	2,72	0,42

Vzorka: 1–5 ako v tab. 3, 11 – hrubozrnné granitoidy (so zeleným a zelenohnedým bt.), 51 – enklávy (s červenohnedým a hnedým bt.)
Poznámka: pôvodné analýzy J. Határ in J. Ivanička et al. (1994, 1997)

Zelený a zelenohnedý biotit enkláv sa zložením v zásade nelíši od biotitu v hostiteľských granodioritoch – tonalitoch (obr. 7).

Nápadnejšie rozdiely sú v obsahu TiO_2 medzi zelenými až zelenohnedými (2–3 %) a červenohnedými biotitmi (nad 3 %). S tým súvisí i zmena obsahu Al, Fe, Mg, i keď tieto vzťahy nie sú vždy prísne priamo závislé (Határ in Ivanička et al., 1994). Tieto zmeny sú závislé okrem iného od teploty a fO_2 (Wones a Engster, 1965). Biotity bohaté na Mg a s nižším obsahom Ti sú stabilné pri vyššej teplote. Podľa ich obsahu v študovaných biotitoch možno zoradiť materské horniny od najvyššej predpokladanej teploty po nižšiu teplotu takto: **enklávy** (zelený biotit ± amfibol) – **hrubozrnné granodiority – tonality** (zelený biotit) – **strednozrnné granodiority** (zelený biotit) – **jemnozrnné granodiority – granity** (vplyv metasomatických procesov) – **enklávy** (červehohnedý biotit – ruly?) – **leukokratné granodiority** (muskovit ± zelenohnedý biotit).



Obr. 7 Pozície biotitov granitoidných hornín Tribeča v klasifikačnom diagrame (analýzy J. Határ in J. Ivanička et al., 1994, 1997)

• *hrubozrnné granitoidy so zeleným biotitom,* ◑ *strednozrnné granitoidy,* o *jemnozrnné granitoidy,* * *leukokratné granitoidy,* □ *enklávy so zeleným biotitom,* ✦ *hrubozrnné granitoidy s červenohnedým biotitom,* ⊡ *enklávy s hnedým biotitom*

Muskovit

Je prítomný v dvoch formách:

– sericit, jemnozrnný až hrubozrnný, vypĺňajúci premenené plagioklasy vo všetkých opísaných horninových typoch v závislosti od intenzity metasomatických a dynamicko-tektonických procesov;

– veľkolupeňovitý muskovit, primárny, často zatláčajúci biotit, prípadne vytvárajúci samostatné zrná a zhluky.

Primárny muskovit sme nepozorovali v hrubozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch a len v menšom množstve v ich strednozrnných varietách. Bežný je v jemnozrnných biotiticko-muskovitických monzogranitoch až granitoch, ktoré predstavujú okrajovú fáciu plutónu s uplatnením metasomatických procesov, často s draselným charakterom. V takýchto horninách okrem zvýšeného obsahu K živcov (ortoklas, mikroklín), premeny biotitu a sericitizácie plagioklasov pozorujeme prítomnosť až veľkolupeňovitých muskovitov.

Ako stála súčasť je prítomný takmer vo všetkých leukogranitoch. V extrémnejších prípadoch, v produktoch vysokoteplotnej K metasomatózy v podobe granitov bohatých na muskovit, vytvára veľké lupene a ich zhluky. Takýto muskovit intenzívne prerastá so sericitizovanými plagioklasmi a uzatvára staršie minerály (plagioklasy a kremeň). V zriedkavejších hrubozrnných pegmatitoch dosahuje i centimetrové rozmery.

V chemickom zložení sericitu a primárneho muskovitu sú ťažšie postrehnuteľné rozdiely. Napríklad primárny muskovit je charakteristický zvýšeným obsahom TiO_2 v rozsahu 0,3–1,8 %, pričom sericit ho neobsahuje. Obsah ostatných zložiek síce varíruje, no nevykazuje zákonitejšiu závislosť. Obsah Na_2O je všeobecne nízky, dosahuje len niekoľko desatín %.

Amfibol

V samotných granitoidných horninách je prítomný len v akcesorickom množstve, a to v hrubozrnných a strednozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch. Zaznamenali sme ho len sporadicky v niektorých výbrusoch. Jeho frekvencia výskytu sa zvyšuje s prítomnosťou biotiticko-amfibolických tonalitových až dioritových enkláv. Jeho zloženie je blízke horečnatému hornblendu s edenitickým zložením – **FeO** (14–17 %) > **MgO** (11–14 %) > **CaO** (11–12 %) a $Na_2O + K_2O$ okolo 2 %. Vytvára izolované lištovité, prípadne izometrické zrná, má svetlo- až tmavozelenú farbu. Niekedy je čiastočne až úplne chloritizovaný, prípadne epidotizovaný.

V enklávach zloženia amfibolicko-biotitických kremenných dioritov je často bohato zastúpený a pomer oboch minerálov dosahuje až 1 : 1. V niektorých intenzívnejšie prepracovaných enklávach sme pozorovali už iba pseudomorfózy chloritu po zrnách amfibolu.

Napriek týmto skutočnostiam nie je amfibol charakteristickým minerálom granitoidných hornín kryštalinika zoborskej časti Tribeča. Jeho skoro rovnaké zloženie v enklávach aj v granodioritoch až tonalitoch, ktoré ich uzatvárajú, nasvedčuje tomu, že ide o komagmatické horniny.

Preto možno akcesorickú prítomnosť amfibolu v hrubozrnných, resp. strednozrnných granitoidoch považovať za rest zo staršieho kryštalizačného obdobia.

Titanit

Stabilne sa nachádza v hrubozrnných biotitických granodioritoch – tonalitoch, zriedkavejší je v strednozrnných varietách allanitovo-magnetitovej série so zeleným a zelenohnedým biotitom. Vytvára samostatné zrná, zriedkavejšie sme našli ich zhluky. Obmedzenie má len zriedkavo idiomorfné, pozorovali sme aj kostrovitý vývoj, zriedkavo aj izometrické, zaoblené zrná. Je nízko železitý (FeO 1–2 %). Často asociuje s biotitom, niekedy s apatitom a magnetitom a ilmenitom. Samotný titanit obsahuje nízky podiel MnO v desatinách %, pričom spoluvyskytujúci sa ilmenit až okolo 4 % MnO a magnetit zasa do 4 % TiO_2. V tektonicky deštruovaných horninách obsahuje po premene aj minerály rutilovej skupiny, pri intenzívnej premene je až leukoxenizovaný.

V biotiticko-amfibolických enklávach tonalitového až dioritového zloženia je bežnou akcesóriou. Často v nich vystupuje v charakteristických a nápadných felzitických doménach, v ich centrálnej časti v plagioklasovo-kremennej mase, a má obyčajne kostrovitý vývoj.

Allanit

Tento minerál, v našej literatúre uvádzaný aj pod názvom ortit, je v akcesorickom množstve (1 až 3–4 zrná na výbrus) charakteristický len pre hrubozrnné biotitické granodiority – tonality so zeleným a hnedozeleným biotitom. Obyčajne sa vyskytuje v tých horninách, ktoré obsahujú aj titanit. V niektorých strednozrnných varietách ho predpokladáme, no jeho množstvo je zrejme ešte nižšie, preto sme ho prakticky nepozorovali. Vytvára charakteristické krátkostĺpčekovité hnedo sfarbené zrná. Veľkosť zŕn sa pohybuje do 1 mm, zriedkavo do 2 mm. Neasociuje s epidotom, ako je to typické pre tento minerál v biotitickom granodiorite typu Sihla vo veporskom plutóne.

Magnetit, ilmenit (ostatné AM)

Magnetit sa vyskytuje v bázickejších granitoidoch, hlavne v hrubo- a strednozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch allanitovo-magnetitovej série so zeleným až hnedozeleným biotitom. Nachádza sa aj v biotitických až biotiticko-amfibolických tonalitoch-dioritoch, tvoriacich enklávy v spomínaných granitoidoch. Obyčajne asociuje s biotitom či titanitom. Jeho množstvo je premenlivé, v každom prípade akcesorické. Zloženie je pomerne jednoduché, obsahuje stopy Mn, Cr a zvýšený obsah TiO_2 – okolo 4–5 %. Sporadicky sa v týchto horninách vyskytuje aj ilmenit, charakteristický zvýšeným obsahom MnO v rozsahu 4–6 %.

V hrubozrnných, resp. strednozrnných granodioritoch s hnedým až hnedočerveným biotitom sa viac-menej nevyskytuje. Nahrádza ho ilmenit, pričom nie je prítomný titanit a allanit. Namiesto nich je prítomný ***monazit***. Pravdepodobne ide o granitoidy samostatnej intruzívnej fázy(?).

V kyslejších varietách granitoidov a leukogranitoch sme magnetit nezistili, prípadne len v zriedkavých ojedinelých zrnách. Aj ilmenit je prítomný vzácne, častejšie sa vyskytol hematit. V pegmatitoidných horninách sa sporadicky objavil ***monazit***.

Ako pomerne stála súčasť vo všetkých horninových typoch je akcesorický ***apatit***. Jeho množstvo je premenlivé a vo všeobecnosti klesá smerom od bázickejších granodioritovo-tonalitových typov vrátane enkláv smerom ku kyslým granitom, resp. aplitom-pegmatitom.

Chemické zloženie granitoidov

Chemické analýzy zo všetkých prítomných typov granitoidných hornín zoborskej časti Tribeča boli zhodnotené a uvedené v niektorých čiastkových záverečných správach (Ivanička et al., 1992, 1994, 1997). Na charakterizáciu vyčlenených skupín granitoidných hornín sme z urobených analýz zostavili prehľadnú tabuľku (tab. 6) s minimálnym, maximálnym a priemerným obsahom oxidov pri individuálnych analýzach na následné grafické znázornenia.

V tabuľke 6 dobre vidieť vývoj zastúpenia jednotlivých prvkov v chemickom zložení definovaných skupín granitoidných hornín. V rade *biotitické, biotiticko-amfibolické enklávy » hrubozrnné až strednozrnné biotitické granodiority, tonality » jemnozrnné biotitické granodiority až biotiticko-muskovitické monzogranity až granity » leukokratné biotiticko--muskovitické až muskovitické granity (aplity, pegmatity)* stúpa obsah SiO_2 v % (59,20 » 65,97–68,14 » 71,72 » 75,79) a $Na_2O + K_2O$ % (6,01 » 6,20 – 6,65 » 6,92 » 7,57). V tomto smere, naopak, klesá obsah prvkov vstupujúcich do mafických minerálov Al_2O_3 v % (17,38 » 16,50 – 16 » 14,98 » 13,63), oxidov Fe + Mg + Ca + Ti v % (13,16 » 8,53 – 6,62 » 3,95 » 1,61). Tieto zmeny môžeme demonštrovať na obr. 8. Diagram Q–B–F znázorňuje zmenu v zastúpení mafických zložiek, kremeňa a živcov smerom od enkláv až po leukokratné granity. Diagram Qz–Ab–Or vyjadruje ešte zložitejšiu situáciu v zložení živcov v tom istom rade granitoidov, keď zmena nastáva od plagioklasov v prospech K živcov v leukogranitoch. Podobný trend s rozlíšením poklesu bazicity plagioklasov a zvyšovania podielu albitovej zložky, resp. čistého albitu v rade enklávy až leukogranity ukazuje obr. 8c.

Tieto výrazné zmeny odrážajú aj ďalšie zmeny petrografického charakteru. Potom v klasifikačnom mezonormatívnom diagrame Q–A–P (obr. 9a) padajú priemety týchto analýz študovaných hornín do polí od tonalitu po monzogranit, resp. alkalicko-živcový granit. Toto členenie však nevyjadruje ešte podrobnejšie členenie či petrograficko-minerálne rozdiely medzi vymedzenými skupinami hornín.

Veľmi inštruktážna a dokumentačná je situácia na obr. 9b. V podstate všetky študované granitoidné horniny zoborskej časti Tribeča patria do jednej vápenato-alkalickej série a tvoria jeden „diferenciačný" rad od dioritických enkláv po leukogranity. Tento trend potvrdzuje aj vývoj plagioklasov, K živcov i biotitu, ako ho uvádzame v predchádzajúcom texte.

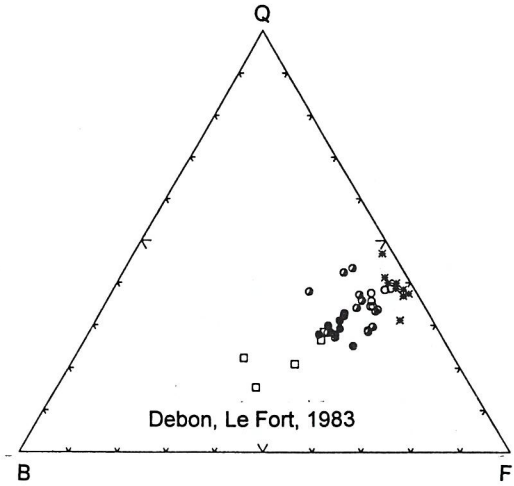
Podobne je to pri vývoji alkalickosti týchto hornín. Všetky v podstate patria k subalkalickému typu (obr. 10a) s miernym nárastom v smere od enkláv po leukogranity, ako to bolo uvedené pri prehľade chemického zloženia definovaných skupín granitoidov.

Napriek výraznému poklesu Al v smere enklávy – leukogranity možno všetky granitoidy zoborskej časti Tribeča, podobne ako prevažnú časť granitoidov ZK, zaradiť k peraluminóznemu typu (obr. 10b).

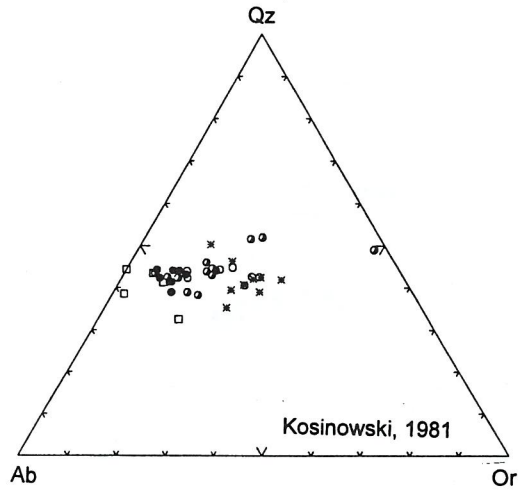
Tab. 6 Chemické zloženie vyčlenených skupín granitoidných hornín

Oxid	1. hrubozrnné (8 anal.)			2. strednozrnné (13 anal.)			3. jemnozrnné (7 anal.)			4. leukokratné (10 anal.)			5. enklávy (5 anal.)		
	min. %	max. %	priem. %	min. %	max. %	priem. %	min. %	max. %	priem. %	min. %	max. %	priem. %	min. %	max. %	priem. %
SiO_2	65,00	68,77	65,97	64,25	70,94	68,14	69,83	74,64	71,72	72,81	77,81	75,79	53,83	64,49	59,20
Al_2O_3	15,98	16,90	16,50	14,80	17,22	16,00	13,94	16,10	14,98	12,80	14,28	13,63	16,23	19,03	17,38
Fe_2O_3	1,16	2,17	1,67	0,82	3,21	1,55	0,86	1,43	1,06	0,31	0,70	0,45	1,85	4,08	2,92
FeO	1,44	2,73	2,32	1,08	0,02	1,81	0,54	1,38	0,94	0,18	1,01	0,45	2,88	5,33	3,82
MgO	1,64	2,52	1,85	0,77	1,92	1,27	0,28	0,93	0,69	0,10	0,43	0,24	1,96	4,67	3,08
CaO	1,98	4,04	2,69	0,10	4,09	1,99	0,60	1,90	1,26	0,14	1,18	0,47	2,82	3,75	3,34
MnO	0,05	0,08	0,06	0,03	0,07	0,05	0,02	0,08	0,04	0,00	0,06	0,02	0,07	0,13	0,10
Na_2O	3,29	3,93	3,75	0,23	4,04	3,45	3,12	4,23	3,52	2,74	4,87	3,68	2,86	3,93	3,54
K_2O	1,88	3,17	2,45	2,05	6,93	3,20	2,17	4,47	3,41	1,86	5,30	3,89	2,04	3,74	2,47
TiO_2	0,56	0,90	0,72	0,32	0,89	0,57	0,09	0,60	0,42	0,03	0,60	0,09	0,99	1,40	1,18
P_2O_5	0,15	0,31	0,21	0,10	0,52	0,23	0,05	0,52	0,17	0,03	0,11	0,07	0,15	0,41	0,26
H_2O^+	0,30	0,89	0,49	0,14	0,54	0,30	0,13	0,49	0,37	0,11	0,60	0,25	0,42	0,82	0,85
H_2O^-	0,05	0,29	0,17	0,15	0,35	0,25	0,01	0,26	0,17	0,06	0,25	0,13	0,02	0,63	0,24

Poznámka: Pôvodné analýzy sú v čiastkových záverečných správach (J. Ivanička et al., 1992, 1994, 1997).

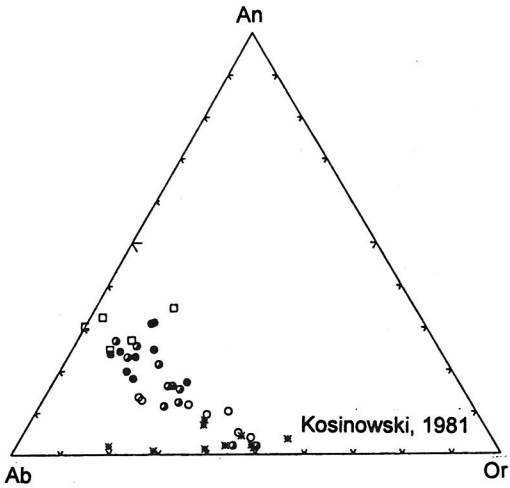


a

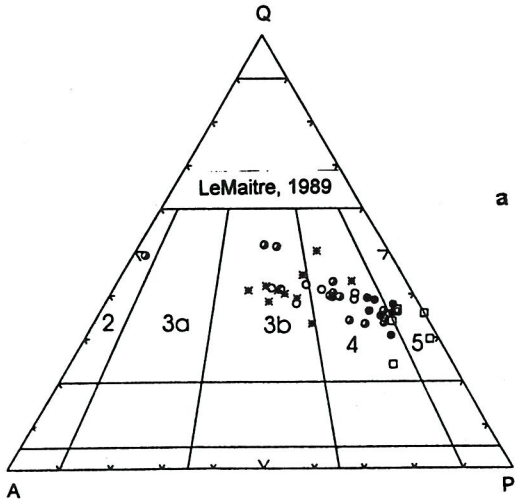


b

Obr. 8a Zmena zastúpenia mafických zložiek, kremeňa a živcov vo vyčlenených skupinách granitoidných hornín (**Q** = Si/3–(K + Na + 2Ca/3); **B** = Fe + Mg + Ti; **F** = Ca + Na + K)
Obr. 8b Zmena v zložení živcov od plagioklasov v prospech K živcov v tých istých horninách v smere od enkláv k leukogranitom

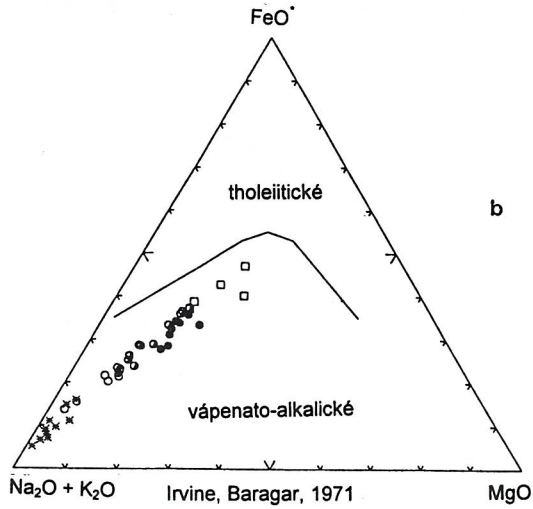


Obr. 8c Podobný trend s rozlíšením znižovania bazicity plagioklasov a zvyšovania podielu albitovej zložky, resp. čistého albitu v tom istom rade

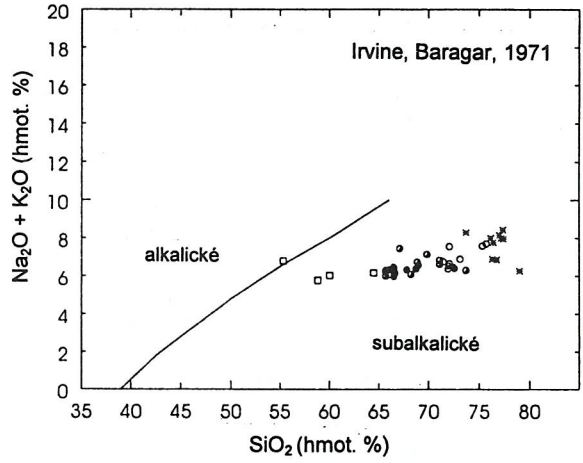


Obr. 9a Pozícia študovaných granitoidov zoborskej časti Tribeča v mezonormatívnom diagrame Q-A-P, 2 – alkalicko-živcový granit, 3a – syenogranit, 3b – monzogranit, 4 – granodiorit, 5 – tonalit;

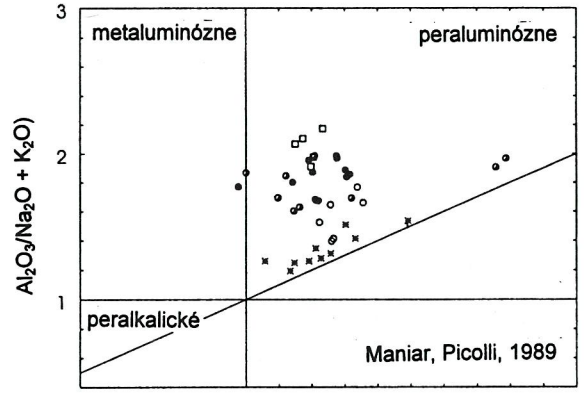
*• hrubozrnné granitoidy, ◉ strednozrnné granitoidy, o jemnozrnné granitoidy, * leukokratné granitoidy, □ enklávy*



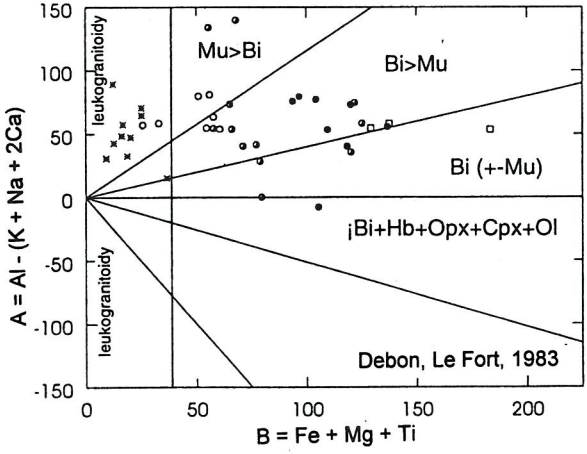
Obr. 9b Vápenato-alkalický charakter celej série tých istých granitoidov. Analýzy: J. Határ a J. Ivanička in J. Ivanička et al., 1992, 1994, 1997.



Obr. 10a Subalkalický charakter granitoidov zoborskej časti Tribeča s vyrovnaným obsahom alkálií, resp. s ich miernym nárastom v leukogranitoch
Vysvetlivky ako pri obr. 9a.



b

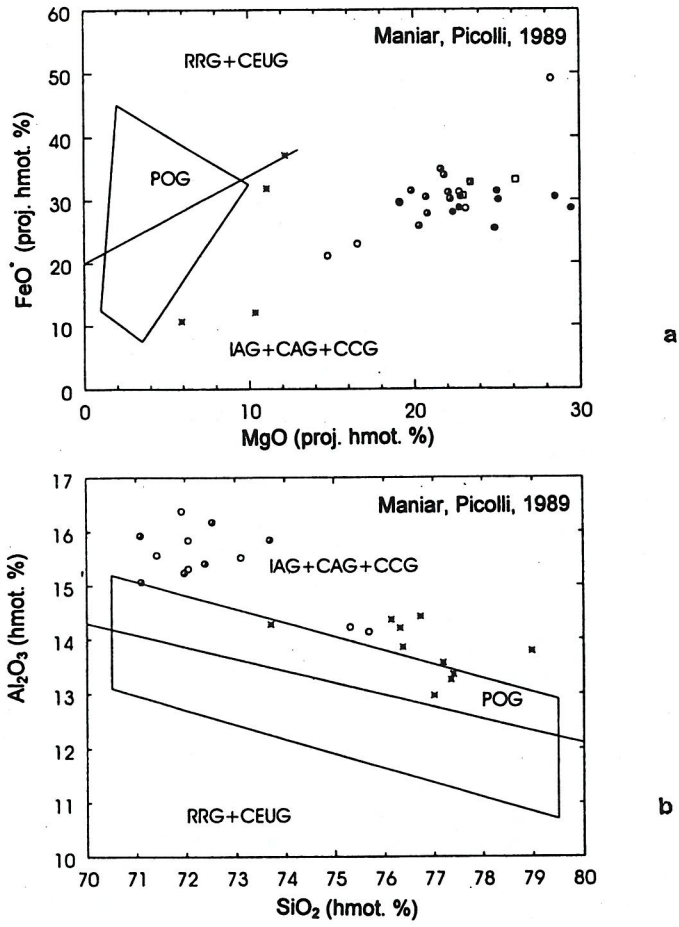


c

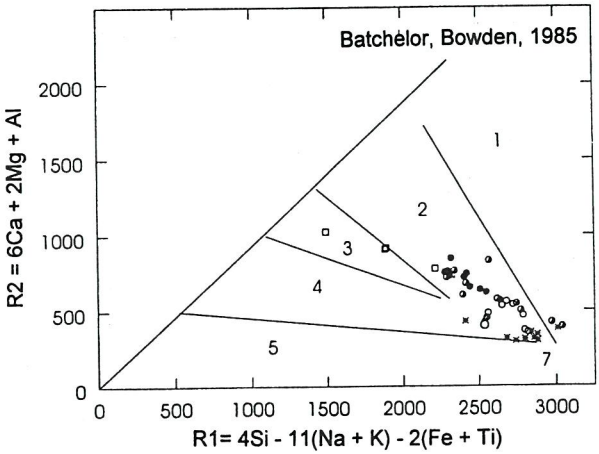
Obr. 10b Peraluminózny charakter tých istých granitoidov s opačným trendom poklesu aluminóznosti v smere enklávy – leukogranity
Obr. 10c Vypočítaná zmena pomeru zastúpenia biotitu a muskovitu v granitoidoch v rade enklávy – leukogranity, ktorá viac-menej súhlasí s pozorovanou skutočnosťou
Vysvetlivky ako pri obr. 9a. Poznámka: Pôvodné použité analýzy ako pri obr. 9.

Členenie granitoidov vnútri definovaných skupín na základe obsahu indexových minerálov, ako sú biotit a muskovit, je už ťažšie. Ich prítomnosť či neprítomnosť je podmienená viacerými faktormi. Do značnej miery sú to následné procesy po ich sformovaní, ako sú metasomatické či dynamodeštrukčné a metamorfné procesy. Túto situáciu čiastočne vystihuje aj zmena pomeru biotit/muskovit v študovaných horninách,

vypočítaná z analýz (obr. 10c). Napríklad muskovit v enklávach, prípadne v hrubozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch takmer nie je prítomný, a to napriek tomu, že spomínaný obrázok túto možnosť pripúšťa.



Obr. 11a, b Granitoidy zoborskej časti Tribeča možno priradiť ku granitoidom kontinentálnych oblúkov, resp. kontinentálnych kolíznych pásiem, v druhom prípade s jasnejšou tendenciou, že leukogranity sú postorogénne. Vysvetlivky ako pri obr. 9a.
IAG – granitoidy ostrovných oblúkov, CAG – granitoidy kontinentálnych oblúkov, CCG – granitoidy kontinentálnych kolíznych pásiem, POG – postorogénne granitoidy, RRG – granitoidy spojené s rift mi, CEUG – granitoidy spojené s epeirogenetickým výzdvihom a vyklenutím plášťa



Obr. 11c Možný časový vývoj granitoidov zoborskej časti Tribeča. Polia pre geotektonickú pozíciu granitoidov: 1 – plášťovo-frakcionačné, 2 – predplatňovo-kolízne, 3 – postkolízno--výzdvihové, 4 – neskoroorogénne, 5 – anorogénne, 6 – synorogénne, 7 – postorogénne
Poznámka: Pôvodné použité analýzy ako pri obr. 9.

Z pohľadu geotektonickej pozície granitoidov zoborskej časti Tribeča môžeme tieto granitoidy na základe obr. 11a, b, c zaradiť takto: Obrázky 11a, b poukazujú na určitú zhodu týchto granitoidov s granitoidmi kontinentálnych oblúkov, resp. kontinentálnych kolíznych pásiem; v druhom prípade s jasnejšou tendenciou, že leukogranity patria k postorogénnym typom. Obrázok 11c zrejme znázorňuje možný časový vývoj týchto granitoidov Tribeča. Podľa toho vývoj či vznik dioritických hornín enkláv, hrubozrnných a strednozrnných biotitických granodioritov až tonalitov spadá do obdobia pred kolíziou kontinentálnych platní. Naopak, časť strednozrnných až jemnozrnných granodioritov vznikala v synkolíznom režime. Nakoniec leukogranity a niektoré jemnozrnné metasomatické granity sú podobne, ako naznačuje obr. 11b, postorogénne.

Na záver možno konštatovať, že granitoidy zoborskej časti Tribeča sú komagmatické a patria ku granitom typu S s uplatnením sedimentárneho kôrového materiálu pri formovaní východiskovej magmy.

Symboly minerálov (podľa Kretza, 1983): Ab – albit, Amph – amfibol, An – anortit, And – andaluzit, Bt – biotit, Chl – chlorit, Crd – kordierit, Grt – granát, Hbl – hornblend, Ilm – ilmenit, Kf – draselný živec, Or – ortoklas, Pl – plagioklas, Qz – kremeň, Spl – spinel, AM – akcesorické minerály.

V **rázdielskej** časti leukokratné granitoidy na povrchu vystupujú predovšetkým pri jej juhozápadnom okraji. Zo zistenej geologickej stavby vyplýva, že budujú jej najspodnejšiu etáž, na nich buď transgresívne leží obalový perm, alebo tektonicky spočíva nasunutý permsko-mezozoický súbor veporika so svojím kryštalinickým fundamentom.

V minulosti tieto horniny Krist (1959 in Kuthan et al., 1963) označoval ako migmatity s prevahou neosomu. Na základe petrografickej zhody ortomateriálu migmatitov s leukokratnými granitmi z. od Skýcova Krist (l. c.) považuje migmatity za produkt hybridizácie, geneticky súvisiacej s granitoidným plutonizmom. Horniny s klasickou textúrou a štruktúrou migmatitov sa v študovanom území nevyskytujú a nepozorovali sme ich ani mikroskopicky. Na základe štruktúrneho a petrografickogeochemického štúdia (Ivanička et al., 1992; Ivanička a Hók, 1992; Hók et al., 1994) možno konštatovať, že v prípade „migmatitov" ide o svetlé, rôzne zrnité leukokratné granitoidné horniny, ktoré sú produktom pokročilejšej magmatickej diferenciácie, ale aj uplatnenia neskorších metasomatických procesov. Genetická súvislosť s intrúziou v tribečsko-zoborskom bloku je veľmi pravdepodobná.

106 jemnozrnné leukokratné granity s cukrovitou textúrou

105 strednozrnné leukokratné granity s páskovanou textúrou

Uvedené horniny sa skôr považovali za permské arkózy (pozri Biely, 1974). Prvý typ sa vyskytuje v podobe dvoch veľkých telies v sz. časti rázdielskeho kryštalinika (dolina Veľká Chmelina a v. od Skýcova), kým druhý typ vystupuje pri jeho sv. okraji (medzi Drahožickou a Hlbokou dolinou). Predstavujú pravdepodobne rôzne, ale blízke hĺbkové úrovne granitovej intrúzie, v ktorých sa zrejme mierne odlišne odrazili aj tektonodeformačné účinky.

Mineralogické zloženie oboch typov je veľmi podobné. Vzájomne sa odlišujú hlavne textúrnymi znakmi, podľa ktorých sme ich aj kartograficky vyčlenili. Ide o jemno- až strednozrnné svetlosivé, svetlosivozelenkavé, niekedy svetloružovkasté granity s aplitickou, resp. jemne naznačenou páskovanou textúrou.

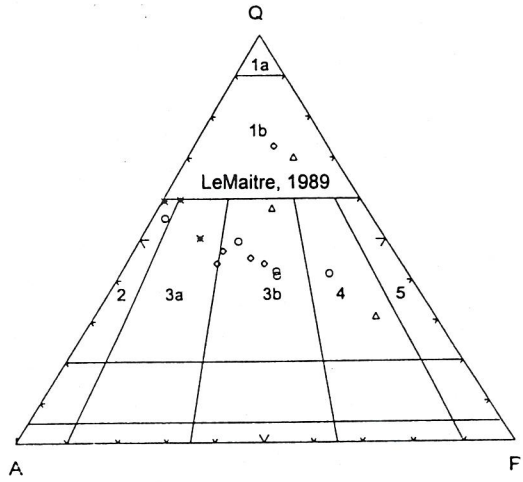
Štruktúra leukokratných granitov je blastogranitická, graniticko-kakiritická, pri silnejšie tektonizovaných varietách až porfyroklasticko-mylonitická. Pôvodná granitická štruktúra je zachovaná už len reliktne vo forme hypidiomorfných tabuliek živcov. Hlavné minerálne súčasti sú: kremeň > draselné živce > plagioklasy. Kremeň je pomerne hrubozrnný, alotriomorfný, zväčša vypĺňuje priestor medzi živcami. Je silno undulózny, prestúpený trhlinkami, na okrajoch intenzívne granulovaný. Niekedy obsahuje uzavreniny živcov a sľúd. Pomerne častý je veľmi hrubozrnný sekundárny kremeň v podobe žiliek a zhlukov. Draselné živce v podobe hypidiomorfných tabuliek veľkosti 0,2–2 mm zastupuje mikroklín, ktorý je hojnejší (zrejme v dôsledku káliovej metasomatózy) ako ortoklas. V prípade mikroklínu je časté vretenovité prerastanie albitom a kremeňom. Ortoklas býva albitizovaný, zväčša je však silno sericitizovaný. Plagioklasy sú tiež tabuľkovité, všesmerne orientované. Sú polysynteticky lamelované, pričom lamely sú niekedy ohýbané, čo svedčí o určitej intenzite deformácie (kataklázy) horniny. Podľa merania uhla zhášania lamiel zod-

Tab. 7 Chemické analýzy granitoidov rázdielskeho masívu

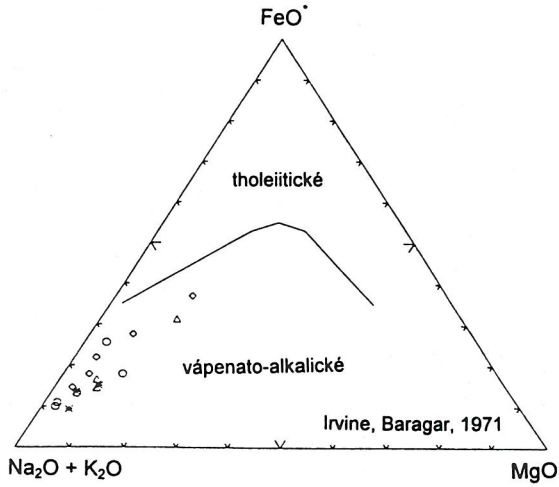
Vzorka	Typ	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
117	106	75,6	0,21	14,3	0,66	0,22	0,01	0,46
155	106	77,8	0,15	12,4	0,53	0,00	0,02	0,36
174	106	75,3	0,14	13,8	0,45	0,80	0,01	0,63
68	105	74,0	0,16	14,0	0,35	0,96	0,01	0,46
82	105	76,2	0,02	13,6	0,47	0,50	0,02	0,20
99	105	77,5	0,11	12,2	0,51	0,36	0,05	0,20
110	105	72,8	0,33	14,0	0,87	2,02	0,04	0,43
11	105	71,7	0,16	14,0	0,86	0,94	0,01	1,03
5	84	73,4	0,41	14,1	0,98	0,83	0,04	0,45
13	84	74,5	0,37	12,3	1,28	1,10	0,03	0,41
16	84	77,9	0,31	10,8	0,63	2,50	0,04	1,21
27	84	76,0	0,30	12,1	0,44	0,96	0,02	0,30
293	84	68,2	0,54	15,6	1,67	1,80	0,01	0,94
311	83	76,1	0,32	13,2	0,80	0,50	0,01	0,50
109	83	62,7	0,80	17,3	1,80	2,50	0,07	1,90
190	83	84,4	0,71	8,15	0,32	0,46	0,01	0,40

Vzorka	Typ	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	Suma
117	106	0,01	1,50	5,90	0,26	1,60	0,16	99,54
155	106	0,02	0,20	6,30	0,21	1,30	0,11	100
174	106	0,05	0,44	5,70	0,13	1,84	0,18	99,47
68	105	0,17	3,50	4,40	0,19	1,20	0,17	99,57
82	105	0,17	4,70	2,60	0,10	0,90	0,12	99,60
99	105	0,12	2,30	4,83	0,16	0,76	0,15	99,25
110	105	0,33	3,30	4,40	0,27	0,96	0,16	99,81
11	105	0,09	0,40	6,40	0,26	1,96	0,12	98,82
5	84	0,13	2,00	5,40	0,20	1,50	0,14	99,48
13	84	0,14	3,10	4,50	0,22	1,90	0,16	100,01
16	84	0,30	1,50	2,50	0,14	1,60	0,20	99,63
27	84	0,21	2,70	4,90	0,16	1,80	0,15	100,04
293	84	0,06	2,00	5,70	0,32	1,90	0,22	98,96
311	83	0,10	2,60	3,05	0,34	1,74	0,16	99,42
109	83	2,40	4,40	2,70	0,80	2,02	0,15	99,54
190	83	0,10	2,40	1,60	0,15	0,73	0,12	99,55

* – 106 jemnozrnné leukokratné granity s cukrovitou textúrou;
o – 105 strednozrnné leukokratné granity s páskovanou textúrou;
◊ – 84 svetlé porfyrické granitoidy s usmernenou textúrou;
Δ – 83 sivozelené strednozrnné mylonitizované granodiority (blastomylonity)



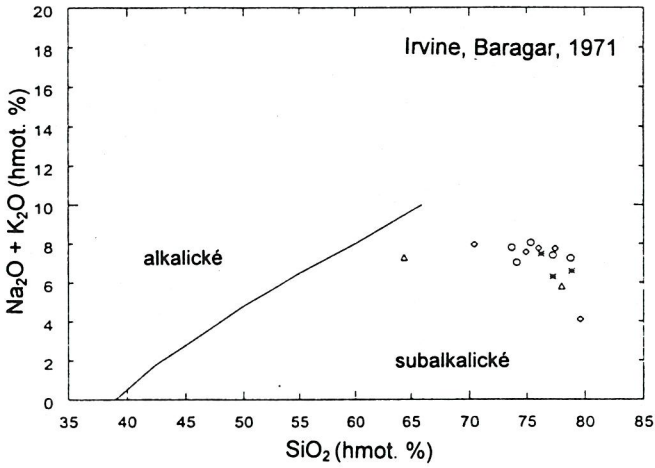
a

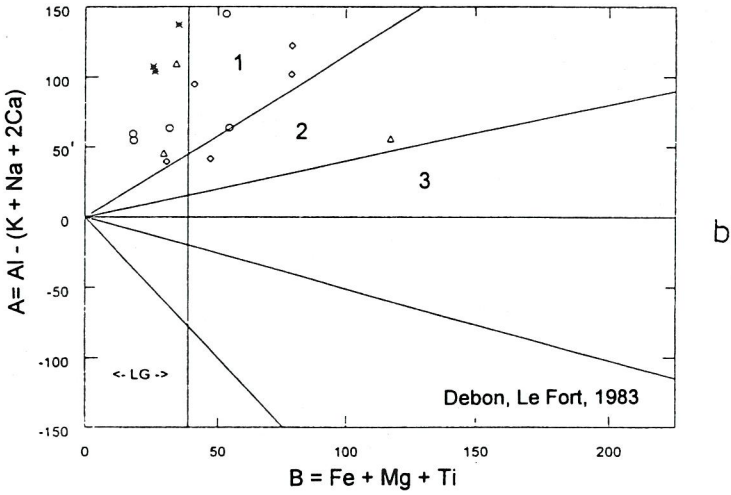


b

Obr. 12a Pozícia študovaných granitoidov rázdielskej časti Tribeča v mezonormatívnom diagrame Q-A-P
1b – granitoid bohatý na kremeň, 2 – alkalicko-živcový granit, 3a – syenogranit, 3b – monzogranit, 4 – granodiorit

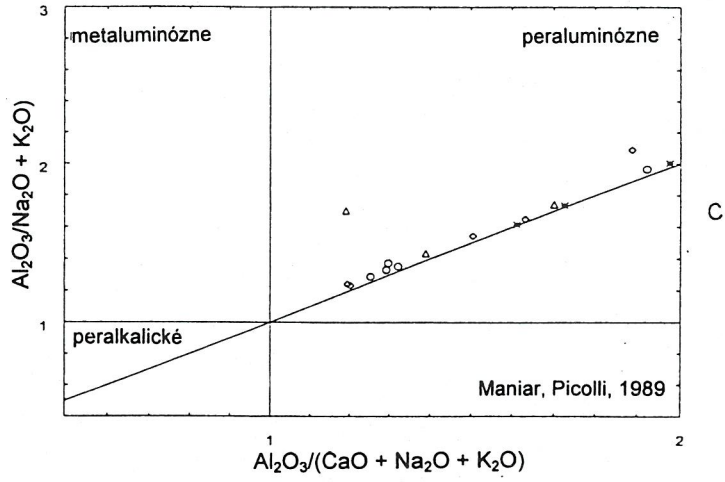
Obr. 12b Vápenato-alkalický charakter granitoidov s výraznejším uplatnením alkálií
** – jemnozrnné leukokratné granity s cukrovitou textúrou, o – strednozrnné leukokratné granity s páskovanou textúrou, ◊ – svetlé porfyrické granitoidy s usmernenou textúrou, Δ – sivozelené strednozrnné mylonitizované granodiority (chemické analýzy v tab. 7 – J. Ivanička)*





Obr. 13a Subalkalický charakter granitoidov rázdielskej časti Tribeča s množstvom alkálií 4–8 hmot. % a max. obsahom v strednozrnných páskovaných leukogranitoch

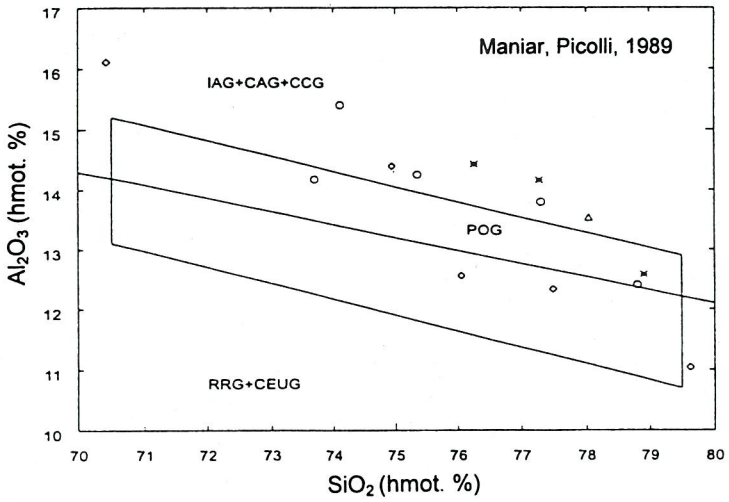
Obr. 13b Vypočítaný pomer muskovitu a biotitu v študovaných granitoidoch (LG – leukogranity s muskovitom, 1 – Mu > Bi, 2 – Bi > Mu, 3 – Bi ± Mu); c – peraluminózny charakter všetkých granitoidov rázdielskej časti Tribeča



Obr. 13c Peraluminózny charakter všetkých granitoidov rázdielskej časti Tribeča
Grafické označenie ako pri obr. 12.
Poznámka: Použité analýzy sú uvedené v tab. 7 (J. Ivanička).

povedajú albitu-oligoklasu. Sú tiež pomerne silno sericitizované, najmä podľa plôch štiepateľnosti. Zo sľúd, ako vedľajšej zložky (max. do 5 %), prevláda muskovit (alebo baueritizovaný biotit?) vo forme pozdĺžnych tabuliek a líšt, ktoré sú roztrúsené, ale mierne prednostne usmernené. Niekedy (napr. vz. č. 79^P) jeho diablastické prerastanie s plagioklasmi a kremeňom svedčí o jeho postmagmatickom – metasomatickom pôvode. Niektoré tabuľky sú mierne ohýbané. Často obsahuje maličké uzavreniny zirkónu. Tiež podlieha sericitizácii. Zastúpenie biotitu je značne kolísavé, závislé od intenzity tektonometamorfných procesov. Vystupuje v tvare malých tabuliek, je typický svojím pleochroizmom. Často je chloritizovaný, no najmä baueritizovaný, pričom na štiepnych plochách sa koncentruje Fe vo forme opakových minerálov. Akcesoricky sú prítomné zirkón, turmalín a apatit.

Chemické zloženie oboch typov granitových hornín rázdielskeho bloku udáva tab. 7, v ktorej vidno vzťah niektorých horninotvorných oxidov k SiO_2. So zvyšovaním obsahu SiO_2 klesá obsah väčšiny oxidov. Obsah Al_2O_3, Na_2O a CaO najviac ovplyvňuje kvantitatívne zastúpenie plagioklasov. Obsah K_2O je ovplyvnený zasa prítomnosťou draselných živcov. Z klasifikačného mezonormatívneho diagramu

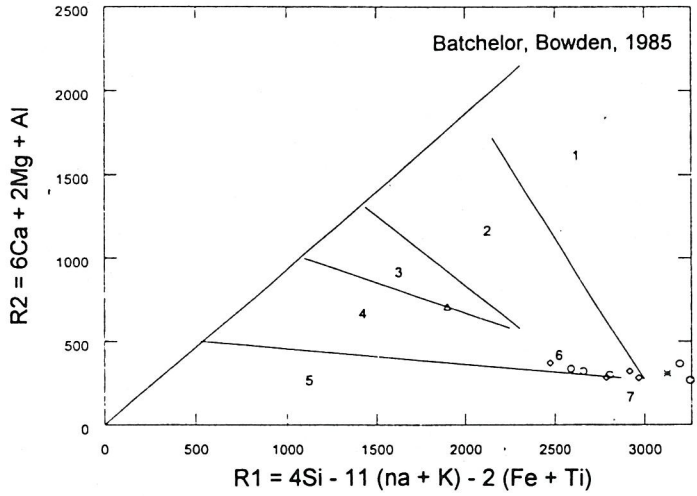


a

Obr. 14a Zaradenie granitoidov rázdielskej časti Tribeča podľa geotektonickej pozície je problematické vzhľadom na ich tektonodeformačné prepracovanie a ovplyvnenie ich chemického zloženia – podľa tohto diskriminačného diagramu ide o kontinentálne postorogénne granitoidy; ich zaradenie nie je jednoznačné.
IAG – granitoidy ostrovných oblúkov, CAG – granitoidy kontinentálnych oblúkov, CCG – granitoidy kontinentálnych kolíznych pásiem, POG – postorogénne granitoidy, RRG – granitoidy spojené s riftami, CEUG – granitoidy epeirogenet. výzdvihu a vyklenutia plášťa

Q–A–P (obr. 12a) vyplýva, že ide prevažne o vysoko kyslé alkalické granity s výraznou prevahou muskovitu nad biotitom. Mylonitizované, relatívne bázickejšie typy spadajú do poľa granodioritov. Diagram na obr. 12b presvedčivo dokumentuje, že študované granitoidy rázdielskej časti Tribeča patria do jednej vápenato-alkalickej série s výraznejším uplatnením káliovej metasomatózy. Všetky analyzované vzorky prislúchajú k peraluminóznym typom (obr. 13c), ktoré sa bežne priraďujú k typu S, teda vznikli ako produkty parciálneho tavenia kôrového sedimentárneho materiálu.

Z pohľadu geotektonickej pozície zaradenie leukokratných granitoidov rázdielskej časti Tribeča je dosť problematické vzhľadom na ich tektonickodeformačné prepracovanie a následné ovplyvnenie ich chemického zloženia. Z diagramov na obr. 14a, b vyplýva, že ide o neskoroorogénne granitoidy hercýnskeho vývojového cyklu.



Obr. 14b Možný časový vývoj granitoidov rázdielskej časti Tribeča: možno konštatovať, že priemety analýz padajú do poľa 4 a 7, to znamená, že sú ***neskoroorogénne – postorogénne.*** *Polia pre geotektonickú pozíciu granitoidov: 1 – plášťovo-frakcionačné, 2 – predplatňovo-kolízne, 3 – postkolízno-výzdvihové, 4 – neskoroorogénne, 5 – anorogénne, 6 – synorogénne, 7 – postorogénne*
Grafické označenie rovnako ako pri obr. 12. Poznámka: Analýzy sú uvedené v tab. 7, J. Ivanička.

104 dioritový porfyrit predkarbónskeho (?permského veku)

V horných častiach Uhrovskej doliny sa v leukokratných granitoidoch nachádzajú (pravdepodobne nízkoteplotný diferenciát granitového zloženia) izolované šošovky sivozelených masívnych hornín (dok. bod 158^P, 168^P). Makroskopicky je v jemnozrnnej základnej hmote pozorovateľný prizmatický tmavý minerál a zrnká kremeňa.

Hornina má porfyricko-granulárnu až lepidogranulárnu štruktúru. Štvrtina až tretina minerálneho obsahu pripadá na 0,5–4 mm výrastlice, kde prevláda hypidiomorfný až idiomorfný plagioklas. Nezriedka pozorovať i rastovú zonalitu. Horniny majú málo kremeňa, a to najčastejšie vo forme nepravidelne zaoblených výrastlíc. Chlorit pennínového zloženia tvorí aj výrastlice. Keďže často býva zakalený zvyškovými Fe a Ti oxidmi a „magmaticky" prerastá s plagioklasom, považujeme ho za produkt

premeny biotitu. Základnú hmotu s premenlivou veľkosťou zrna (0,0X–0,2 mm) buduje predovšetkým plagioklas, sericit a vzácne kremeň. Z akcesórií dominuje pyrit nad zriedkavými zrnkami zoizitu. V prípade výraznejšej deformácie sú živce silnejšie sericitizované a v základnej štruktúre sa hojne vytvárajú sericitické šmuhy. Hornina získava usmernený ráz, výrastlice plagioklasu sú krehko-plasticky deformované za vzniku subparalelných strihov typu en échelon až foliačných rýh.

Uvedený horninový typ predbežne posudzujeme ako intermediárny vulkanický až subvulkanický derivát – biotitický paleoandezit až leukokratný dioritový porfyrit (sensu Kamenický a Hovorka, 1972; Hejtman, 1981). Predpokladáme, že ide o horniny permského veku, ktoré opísal aj Ďurovič et al. (1992).

Obalová sekvencia

Nad kryštalickým jadrom ležia permské a mezozoické sedimenty, ktoré tvoria normálny sedimentárny obal. Permský horninový súbor sa nachádza len v rázdielskej časti a reprezentuje ho skýcovské a slopnianske súvrstvie. Mezozoické komplexy obalovej sekvencie vystupujú predovšetkým v oblasti zoborského masívu. Sú zastúpené súvrstviami od bazálnych spodnotriasových klastík do spodnej kriedy. Jedným z jej charakteristických znakov je plytkovodný vývoj jurských litostratigrafických jednotiek. Celá obalová sekvencia Tribeča sa vyznačuje pomerne vysokým stupňom dynamometamorfného postihnutia.

Perm

103 skýcovské súvrstvie: arkózy, arkózové a živcové droby, miestami s medzivložkami zlepencov

Tvorí bazálnu časť obalovej sekvencie tatrického kryštalinika v rázdielskom masíve. Jeho maximálne rozšírenie je v oblasti Skýcov – Hlboká dolina. Spravidla na kontakte s kryštalinikom je tektonicky redukované a kataklasticky deformované v dôsledku prešmyku jednotlivých krýh kryštalinika. Skýcovské súvrstvie bolo definované ako klastická formácia, zložená predovšetkým z veľmi hrubozrnných a hrubozrnných arkóz, živcových drôb, v spodnej časti s medzivložkami zlepencov alebo polôh obliakov, vo vrchnej časti s medzivrstvami fialových piesčitých bridlíc (Vozárová a Vozár, 1988). Charakteristický je variabilne rozptýlený ryolitovo-dacitový intraformačný detrit (l. c.). Na základe geologickej pozície a zloženia klastického materiálu je evidentný uhlovo nesúhlasný vzťah skýcovského súvrstvia ku kryštaliniku rázdielskeho masívu. Odhadovaná hrúbka skýcovského súvrstvia je 300–400 m. Jeho vek sa považuje za permský, zatiaľ bez biostratigrafických dôkazov, len na základe charakteristickej litológie a korelácie s litologicky obdob-

nými sekvenciami predovšetkým v severnom veporiku (predajnianske súvrstvie v pohorí Čierťaž a v skupine Veľkého boku v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier; špaňodolinské súvrstvie v Starohorských vrchoch).

Prevládajú svetlosivé, svetlosivozelené veľmi hrubozrnné arkózy a arkózové a živcové droby. Sú rôznou intenzitou kataklasticky deformované. V slabo odkrytom teréne len vzácne možno priamo študovať vrstvové sledy. Zväčša je skýcovské súvrstvie zložené z hrubých vrstiev (1–2 m) s ostrými, niekedy erozívnymi kontaktmi medzi vrstvami. Vo vrchných častiach sekvencie sa objavujú medzivložky fialových piesčitých bridlíc. Polohy drobných obliakov (kremeň, granitoidy, vzácne kryštalické bridlice) či medzivložky zlepencov vystupujú predovšetkým v spodných častiach sekvencie.

Sedimenty sú všeobecne zrnitostne i mineralogicky nezrelé, veľmi slabo vytriedené. Pieskovce zložením zodpovedajú arkózam a korešpondujúcim drobám (tab. 8). Klastické zrná pozostávajú predovšetkým z kremeňa, živcov a granitoidov, klastickej sľudy, úlomkov vulkanitov a sporadicky kryštalických bridlíc. Z genetického hľadiska sú prítomné zrná kremeňa magmatického, prípadne vyššiemetamorfného i vulkanogénneho typu. Medzi živcami prevládajú kyslé plagioklasy, ale bežný je aj ortoklas, mikroklín, mikropertit a živce s myrmekitovou mikroštruktúrou. Bežné sú úlomky granitoidov hypidiomorfnej i aplitovej štruktúry. Medzi úlomkami z vulkanitov boli rozlíšené ryolity a dacity blastofelzitovej a mikrokryštalickej štruktúry, veľmi vzácne s fenokrystami kremeňa, plagioklasu a opacitizovaného biotitu. Niekedy obsahujú hojný hematitový pigment v devitrifikovanom vulkanickom matrixe. Vulkanický detrit je v arkózach skýcovského súvrstvia plošne veľmi variabilne rozptýlený.

Tab. 8 Priemerné zloženie permských pieskovcov v tatrickej obalovej sérii rázdielskej časti kryštalinického masívu Tribeča (v %)

	Skýcovské súvrstvie		Slopnianske súvrstvie
Zloženie zŕn	arenity (n = 7)	droby (n = 17)	droby (n = 3)
polykryšt. kremeň	45	33	37
monokryšt. kremeň	9,5	9,5	10
alkalické živce	13	19	14
plagioklasy	14	19,5	12
klastické sľudy	2	4,5	3
úlomky z granitoidov	0,5	1,5	1
úlomky z vulkanitov	16	12,5	22
úlomky z metam. hornín	st.	0,5	1

Podľa klasifikácie Pettijohna, Pottera a Sievera (1972).

Zloženie pieskovcov odráža kontinentálne sedimentačné podmienky (korytové sedimenty alúvií nízkej sínusoidy) v tektonicky aktívnom sedimentačnom bazéne, vznikajúcom ako odraz kolízneho štádia variského orogénu. Petrofaciálne parametre pieskovcov naznačujú zdrojovú oblasť typu rejuvenizovaného kryštalinického fundamentu (hrubá kontinentálna kôra).

Matrix pieskovcov je všeobecne rekryštalizovaný a tlakovo usmernený. Asociáciu novotvorených minerálov zastupuje kremeň – illit – muskovit, v malom množstve chlorit, kalcit a turmalín.

102 slopnianske súvrstvie: fialovosivé a fialové bridlice s medzivložkami drobno- a strednozrnných pieskovcov

Súvrstvie pomenovali Vozár a Vozárová (in Ivanička et al., 1992) podľa k. Malá Slopňa (vjv. od osady Klížske Hradište). Severozápadne a severne od nej je najlepšie zachované. Vystupuje aj na juhozápadnom okraji rázdielskeho bloku medzi Skýcovom a Hlbokou dolinou. Leží v priamom stratigrafickom nadloží skýcovského súvrstvia a v podloží spodnotriasového lúžňanského súvrstvia. Hranica s nadložím je najskôr diskordantná (skrytá diskordancia), sprevádzaná veľmi pravdepodobne stratigrafickým hiátom. Odhadovaná hrúbka slopnianskeho súvrstvia je cca 150–200 m. Je charakteristické tmavofialovým, fialovým, prípadne sivozeleným sfarbením a prevahou bridlíc nad pieskovcami. Biostratigraficky nebolo slopnianske súvrstvie datované, ale o jeho permskom veku sa uvažuje na základe jeho vystupovania v podloží lúžňanského a v nadloží skýcovského súvrstvia. Na základe výskytu medzivložiek fialových bridlíc vo vrchných častiach skýcovského súvrstvia predpokladáme, že vzájomný vzťah oboch súvrství je charakterizovaný pozvoľným litologickým prechodom.

Fialovosivé a fialové bridlice sú minerálne nezrelé, s prímesou zŕn prachovej a pieskovej veľkosti. Majú blastopsamitovo-pelitovú štruktúru, výrazne usmernenú, reliktne sedimentárnu (nevýrazná planárna horizontálna laminácia). Prachové a pieskové zrná sú na plochách foliácie kataklasticky deformované. Tvorí ich kremeň, plagioklas, ortoklas, mikropertit, úlomky klastickej sľudy a ryolitovo-dacitových vulkanitov. Medzivložky pieskovcov, ktorých množstvo smerom do nadložia evidentne klesá, majú zloženie zodpovedajúce arkózam a arkózovým drobám s varírujúcim obsahom redeponovaného acidného vulkanoklastického materiálu (tab. 8). Rekryštalizovaný pelitový materiál v bridliciach, ako aj v matrixe pieskovcov, je typický výrazným obsahom hematitového pigmentu, ktorý spôsobuje aj typické sfarbenie sedimentov.

Permské sedimenty obalovej sekvencie Tribeča boli alpínsky regionálne metamorfované. Pri ich premene vznikla nasledujúca asociácia minerálov: Qz + Ser + Chl ± Cc ± Ab ± Tur. Opísaná minerálna asociácia zodpovedá anchizóne a nižšie-

teplotnej časti fácie zelených bridlíc. Pomocou rtg difrakčnej analýzy bol zistený stupeň premeny bridlíc metódou stanovenia stupňa kryštalinity illitu (Šucha et al., 1991). Získané hodnoty 16–21 2theta (nepublikované údaje) zodpovedajú počiatku fácie zelených bridlíc. K výraznej kataklastickej deformácii sedimentov a k ich rekryštalizácii, ako aj k zbridličnateniu dochádza hlavne pozdĺž zlomov a prešmykových zón.

V najvrchnejších častiach slopnianskeho súvrstvia sa v piesčitých bridliciach objavujú jemné medzivložky (hrúbka niekoľko cm) obohatené karbonátmi. Karbonáty sú rekryštalizované, reprezentované zväčša kalcitom, menej dolomitom. Dokumentujú podmienky sedimentácie v občasných kontinentálnych jazerách (playa).

Trias

101 lúžňanské súvrstvie; spodný trias (skýt), max. 80 m

Lúžňanské súvrstvie tvorí najrozšírenejšie mezozoické sedimenty obalovej sekvencie. Lemuje celý zoborský kryštalinický masív po celom jeho obvode. Tvorí rozsiahle územie južne od Zobora, kde sa tiahne od Nitry v pruhu cez Dolné Štitáre, ďalej severne od Žibrice. Veľké plochy vytvára v oblasti Pliešky, Kostolian pod Tribečom, Lysca, severne od Mankoviec cez Skalku až po Skýcov. V severnej časti vystupuje prevažne vo forme izolovaných výskytov od Klátovej Novej Vsi, Krnče, kóty Hrdovická, južne od Súloviec. Tvorí aj malé izolované výskyty v okolí Podhorian, Dolných Lefantoviec a Ladíc.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité, jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy s vložkami piesčitých bridlíc. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené v prevažnej časti z kremenných obliakov, len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál (fototab. II, obr. 2). Maximálna veľkosť obliakov je 8 cm. Hrúbka vrstiev je 10–80 cm, ílovcové vrstvičky majú hrúbku do 2 cm, najčastejšie však tvoria len povlaky a tzv. „mud drapes" uprostred kremencových vrstiev. Šikmé zvrstvenie planárneho typu, čerinová laminácia a laminácia sú dobre zachované na lokalite Studený hrad. Štruktúrne merania, ktoré urobil Hók (1989), ukazujú na prínos materiálu zo severu, resp. zo severozápadu.

Petrografické zloženie študovaných vzoriek detailne charakterizovala Fejdiová (in Ivanička et al., 1997). Prevažujú kremence, na lokalite Dolné Štitáre a Zobor-pod Pyramídou subarkózy so zvýšeným obsahom základnej hmoty a (vo vzorke č. 889) draselných živcov.

Kataklastická metamorfóza spôsobila zotretie väčšiny sedimentárnych textúr v pôvodnej stavbe vrstiev a rekryštalizáciu ílovej zložky. Pôvodná základná

hmota sa stala zdrojom vzniku sekundárnych minerálov – muskovitu a sericitu, ktoré spolu s drobnými zrnkami kremeňa predstavujú „pseudozákladnú hmotu". Kremenné zrná sú polykryštalické aj monokryštalické, pričom práve v dôsledku metamorfózy prevažuje polykryštalický kremeň.

Sedimentácia lúžňanského súvrstvia prebiehala vo fluviálnom prostredí na záplavových nivách v plytkovodnom prostredí. Klastický materiál bol transportovaný divočiacimi riekami. Výnimkou môžu byť sedimenty na lokalite Zobor-pod Pyramídou. Ich vývoj sa zdá podobný s vývojom na lokalite Hrdovická – sivá až sivozelená farba a konglomerátové vrstvy vo vrchnej časti profilu. Medzi hrubovrstvovitými sivobielymi kremencami, ktoré sa nachádzajú v spodnej časti profilu, a už spomínaným „sivozeleným vrchným komplexom", sa nachádza pozoruhodné teleso nepravidelnej hrúbky (v priemere 3 m). Je to endostratická brekcia, tvorená angulárnymi úlomkami kremencov veľkosti 1 až 60 cm, ktoré sú tmelené kremencovou základnou hmotou.

100 pestré piesčito-ílovité bridlice s vložkami kremenných pieskovcov; spodný trias (max. 15 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 – sú fialových, červených a zelených farieb. Textúra týchto hornín je prevažne laminovaná, podmienená striedaním pelitického a psamitického materiálu. V oblasti Ploskej je súvrstvie výrazne dynamometamorfované a prevrásnené (pozri foto). Petrograficky zodpovedajú ílovito-piesčitým bridliciam až prachovcom. Obsahujú vložky drobnozrnných pieskovcov. Veľkosť klastických zŕn dosahuje maximálne 0,1 mm. Majú 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.

99 sivožlté rauvaky s vložkami dolomitov; spodný trias (max. 20 m)

V nadloží spodnotriasových kremencov sa na niekoľkých miestach nachádzajú polohy rauvakov. Väčšie rozšírenie majú v Uhrovskej doline, okolí Žibrice, južne od Zobora, sporadicky sa vyskytujú aj na iných miestach v podloží aniských karbonátových hornín.

Rauvaky sú sivožltej farby, sú výrazne pórovito-brekciovitej štruktúry. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa nachádza niekoľko lavíc sivožltých dolomitov kryptokryštalickej štruktúry bez akýchkoľvek organických zvyškov. Štruktúra bez pórovitosti s vysokým podielom ílovitej zložky nasvedčuje tomu, že ide o primárne dolomity.

Stratigraficky zaraďujeme súvrstvie do najvyššej časti spodného triasu.

98 gutensteinské vápence a svetlosivé laminované metamorfované vápence; anis (max. 80 m)

Priestorovo sú tieto vápence viazané predovšetkým na oblasť Žibrice. Rozsiahlejšie plochy tvoria v pruhu od Bádic severovýchodným smerom až do oblasti Pliešky. Lokálne sa vyskytujú v oblasti Kostolian pod Tribečom, Kolíňan, západne od Dolných Štitár a sv. od Klížskeho Hradišťa. Ich väčšia koncentrácia je južne od Klátovej Novej Vsi a južne od Súloviec.

Vystupujú prevažne v normálnom stratigrafickom nadloží lúžňanského súvrstvia spodného triasu. Litologicky sú to sivé až svetlosivé, často laminované lavicovité (10–30 cm) vápence. Sú prevažne mikrokryštalické, niekedy hrubokryštalické, výrazne metamorfované, miestami nadobúdajú charakter mramorizovaných vápencov až mramorov. Mikrofaciálne sú to sparity, resp. pseudosparity, výrazne metamorfované, často so znakmi lineárneho usmernenia základných stavebných prvkov. Sú takmer bez alochémov, len zriedkavo sú prítomné vo forme fantómov úlomky krinoidových článkov. Klastická prímes je zriedkavá, vo forme úlomkov angulárnych zŕn kremeňa.

Len miestami južne od Podhorian sa nachádzajú charakteristické vápence gutensteinského typu – čierne lavicovité (10–20 cm), miestami s náznakmi červíkovitých typov. Mikrofaciálne sú to mikrity, resp. biomikrity. Organické zvyšky sú zastúpené zriedkavo článkami krinoidov, ostrakódami a peletmi. Klastickú prímes tvoria aleuritické zrná kremeňa.

Východne od Klížskeho Hradišťa v rázdielskej časti Tribeča v zárezе potoka vystupujú tmavosivé až čierne slabo slienité, často organodetritické celistvé, zriedkavo oolitické vápence. Vo vrchných častiach obsahuje súvrstvie preplástky a tenké vložky slienitých bridlíc. V spodných častiach sú vo vápencoch drobné hľuzy rohovcov. Vápence sú prevažne vrstvovité, s hrúbkou lavíc od 5 do 50 cm. Biely (1962) uvádza z týchto vápencov nasledujúcu faunu: *Nuculla strigilata* GOLF., *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.), *Entolium discites* (SCHLOTH.). Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrosparity. Obsahujú hojné úlomky lamelibranchiát, gastropód, krinoidových článkov, úlomky diplopór. Často sú prítomné oomikrosparity. Oolity sú zložené zväčša z troch vrstvičiek. Z väčšej časti sú rekryštalizované. Klastická prímes je len veľmi zriedkavá, prítomná vo forme aleuritických zŕn kremeňa.

Stratigrafické postavenie týchto vápencov nie je presne stanovené. Uvedené fosílie majú pomerne široké stratigrafické rozpätie – stredný až vrchný trias. Na základe ich postavenia vo vrstvovom slede v nadloží spodnotriasových kvarcitov a v podloží ramsauských dolomitov ich zaraďujeme do anisu.

97 ramsauské dolomity; ladin–?spodný karn (max. 100 m)

Dolomity majú v tejto zoborskej oblasti podstatne menšie rozšírenie ako podložné vápence. Vystupujú v malom rozsahu v oblasti Dražoviec, sz. a jv. od Podhorian, sv. od Kostolian pod Tribečom, južne od Ploskej, jv. od Krnče a južne od Súloviec. Väčšia koncentrácia dolomitov sa nachádza v rázdielskej časti medzi Klížskym Hradišťom a Hlbokým potokom.

Litologicky sú to sivé až tmavosivé celistvé mikrokryštalické, často aj rekryštalizované dolomity. Sú prevažne lavicovité (10–30 cm). Miestami obsahujú polohy tmavosivých až čiernych vápencov, silno dolomitizovaných.

Z mikroštrukturálneho hľadiska sú to prevažne sparity, biosparity, často so zvyškami dasykladaceí, ktoré sú prevažne veľmi zle zachované, resp. ich stielky sú vylúhované. Pomerne často obsahujú detrit krinoidových článkov, úlomky lamelibranchiátov, brachiopódov, gastropódov, často sú prítomné oolity, resp. ich fantómy, len zriedkavé sú oolity.

Vek súvrstvia podľa Bieleho (1962) a Bystrického (1983) je ladin–?spodný karn.

96 karpatský keuper; ?vrchný karn–norik (max. 80 m)

Sedimenty karpatského keuperu vystupujú v malom rozsahu v oblasti ssv. od Zobora, s. od Jelenca, v okolí Ladíc v jednej malej šošovke, jz. od Klátovej Novej Vsi.

Karpatský keuper vystupuje v nadloží ladinských až spodnokarnských vápencov a dolomitov. Súvrstvie karpatského keuperu tvoria prevažne klastické sedimenty, ktoré reprezentujú: a) kremenné pieskovce, pieskovce, konglomeráty, b) pestré, ílovito-piesčité bridlice.

Spodnú časť tvoria fialové, ružové a svetlosivé pieskovce, kremenné pieskovce, často s polohami konglomerátov v bazálnych častiach komplexu. Sú prevažne lavicovité, častejšie hrubolavicovité (30–100 cm). Na mnohých miestach sa v súvrství nachádzajú polohy silno metamorfovaných polôh, ktoré často prechádzajú až do fylitov. Túto pestrú paletu hornín dopĺňajú hlavne v oblasti Jelenca silno zbridličnatené metamorfované hrubozrnné kremenné pieskovce až kremence.

Z petrografického hľadiska sú pieskovce zložené zo 65–85 % úlomkov kremeňa, prevažne angulárneho tvaru. Nestabilné minerály sú zastúpené predovšetkým sľudami, z ktorých prevláda muskovit a sericit, častý je baueritizovaný biotit. Živce zastupujú K živce, ortoklas, častejšie sú však Ca-Na živce, prevažne kyslého charakteru. Akcesorické minerály reprezentuje zirkón, rutil a turmalín. Často možno pozorovať novotvorené minerály, ktoré sú produktom metamorfózy. Sú to predovšetkým sľudy – muskovit, ktorý je charakteristický pomerne veľkými lupeňmi – do 3 mm, a ktorý je výrazne orientovaný v smere lineárnej vrstvovitosti.

Druhou litologickou zložkou sú pestré (fialové, červené, zelené, čierne) ílovité a ílovito-piesčité bridlice. Pomer kremencov k bridliciam je 1 : 2. Bridlice sú zložené predovšetkým z illitu, sericitu, koloidov Fe a aleuritických zŕn kremeňa. Podstatná časť bridlíc je výrazne metamorfovaná, miestami sú premenené až na fylity (Plieška).

Súvrstvie karpatského keuperu na základe postavenia vo vrstvovom slede a „per analogiam" s identickými súvrstviami v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát vekovo zaraďujeme do ?vrchného karnu–norika.

95 kössenské vrstvy: (fatranské súvrstvie) čierne krinoidové, oolitické a organodetritické vápence a sivé a hnedasté bridlice; rét (max. 30 m)

Súvrstvie najvyššieho triasu sa v Tribeči nachádza len v zoborskej skupine a je vyvinuté len rudimentárne. Bolo lokalizované v dvoch malých šošovkách jv. od Dražoviec, na západnom hrebienku vedúcom na kótu Plieška.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne slabo krinoidové, veľmi často oolitické, miestami lumachelové a organodetritické vápence. Obsahujú časté polohy a vložky

do tmavohneda zvetrávajúcich slabo piesčitých bridlíc. Sú zväčša lavicovité, s hrúbkou vrstiev do 5–20 cm.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity a oomikrity. Organickú zložku zastupujú úlomky krinoidových článkov, detrit lamelibranchiát a brachiopód, ktoré sú veľmi dobre opracované, a sú tak charakteristické pre sedimenty rétu. Veľmi časté sú oomikrity, tvorené dokonale vyvinutými oolitmi, zloženými obyčajne z 3 až 4 vrstvičiek. Jadrá týchto oolitov tvoria obyčajne úlomky organického detritu, ale nezriedka aj zrná kremeňa. Veľmi častá je prímes klastického kremeňa pomerne veľkej psamitovej frakcie.

Vekovo zaraďujeme súvrstvie do najvyššieho triasu–rétu na základe fauny lamelibranchiát, ktoré uvádza BIELY (1962): *Lima (mantellum) hausmani* (DUNKER), *Astarte* sp., *Plicatula (Harpax) hettangiensis* (TERQUEM), *Anomia* cf. *nuda* TERQUEM-PIETTE a *Entolium* sp. Z oblasti Kalvárie pri Nitre uvádza HAUER (1865) z tmavých ílovcov a bridlíc zvyšky formy *Cardita austriaca* (HAUER), taktiež rétsku formu. Tieto odkryvy na Kalvárii sú v súčasnosti takmer všetky prekryté antropogénnymi navážkami. Najvyšší trias je v obalovej sekvencii Tribeča vyvinutý vo forme vápencov, zatiaľ čo vo väčšine jadrových pohorí Západných Karpát bol v tomto období stratigrafický hiát.

Jura

Z mezozoických hornín dosahujú v Tribeči najväčšie rozšírenie jurské sedimenty. Charakter karbonátových sedimentov obalovej sekvencie nasvedčuje tomu, že tieto vápence vznikali v plytkomorských podmienkach. Významnou druhotnou črtou je ich výrazná metamorfóza.

94 sivé piesčito-krinoidové vápence a rohovce; spodný lias (?hetanž–sinemúr); (30–100 m)

Sedimenty spodného liasu sú rozšírené vo väčšom rozsahu východne od Dražoviec, na severných svahoch Zobora, južne od Kostolian pod Tribečom v širšom okolí Kolíňanského vrchu a južne od Klátovej Novej Vsi, kde majú tiež pomerne veľké rozšírenie.

Litologicky sú to tmavosivé až čierne jemnozrnné celistvé krinoidové a krinoidovo-piesčité vápence. Vápence sú prevažne lavicovité a tenkolavicovité (30–5 cm). Zriedkavo obsahujú vložky tmavých, čiernych piesčitých bridlíc. Charakteristickým znakom súvrstvia je prítomnosť tmavosivých až čiernych rohovcov – silicitov, ktoré vytvárajú nepravidelné hľuzy veľkosti 5–20 cm, sú prevažne paralelné s vrstvovitosťou. V podstatne menšom rozsahu rohovce vytvárajú súvislejšie pruhy. Miestami v bazálnych polohách sú vyvinuté polohy vápnitých pieskovcov. Celý

tento komplex spodnoliasových vápencov je postihnutý výraznou dynamometamorfózou. Tá sa prejavuje predovšetkým lineárnym usmernením stavebných komponentov, výraznou mramorizáciou vápencov, ktoré sú často zmenené až na mramory.

Mikrofaciálne sú vápence tvorené sparitmi, resp. biosparitmi. Následkom metamorfných procesov je prevažná časť stavebných zložiek rekryštalizovaná, takže hornina má vo väčšine prípadov čisto sparitický (pseudosparitický) charakter. Tvoria ju kryštály kalcitu veľkosti 1–3 mm. Organická zložka sa zachovala len zriedkavo, prevažne vo forme fantómov. Sú to predovšetkým krinoidové články, úlomky bivalvií a brachiopód. Zriedkavé sú úlomky rostier belemnitov. Ojedinele je možné pozorovať zvyšky po oolitoch. Tieto typy hornín sa nachádzajú obyčajne v bazálnych častiach súvrstvia. Výraznou stavebnou zložkou je klastický komponent, ktorý je zastúpený úlomkami kremeňa, prevažne angulárneho tvaru. Veľkosť úlomkov kolíše od 1 do 3 mm, ojedinele je možné nájsť aj väčšie úlomky. Kvantitatívne zastúpenie detritu kolíše od 2 až miestami do 20 %.

Metamorfné účinky dokumentuje prítomnosť novotvorených minerálov, čo možno dobre pozorovať najmä vo výbrusoch. Sú to predovšetkým šupinky muskovitu a sericitu, ktoré ojedinele dosahujú veľkosť až 5 mm. Zriedkavejšie sú drobné kryštáliky živcov, prevažne Ca-Na. Ojedinele sú prítomné akcesorické minerály, najmä turmalín a opakové – rudné minerály (pyrit).

Rohovce tvoria dva typy silicitov. V zmysle Petránka (1963) sú to kryptogénne silicity a spongolity. Prevažnú časť, cca 75 %, tvoria kryptogénne silicity, zložené z mikrokryštalického chalcedónu. Zvyšok predstavujú spongolity. Základnú časť tvorí opäť mikrokryštalický chalcedón. V tejto základnej hmote sa dajú napriek silnej premene identifikovať axóny spongií. Karbonátová zložka je zastúpená predovšetkým rozptýlenými idiomorfnými klencami karbonátov.

Stratigraficky súvrstvie zaraďujeme do spodného liasu (?hetanžu–sinemúru) len na základe jeho postavenia vo vrstvovom slede, predovšetkým podľa pozície v nadloží najvyššieho triasu a analógie so spodným liasom obalových sekvencií v iných pohoriach Západných Karpát. Všetky jurské súvrstvia v obalovej sekvencii Tribeča sú výrazne dynamometamorfované, a teda nenašli sa v nich fosílie, ktoré by boli použiteľné pri presnejšom stratigrafickom zaraďovaní.

93 sivé hrubokrinoidové vápence; vyšší lias (max. 50 m)

Vystupujú v nadloží spodnoliasového súvrstvia. Dajú sa vyčleniť v jurskom komplexe, ktorý je rozšírený severne od Podhorian. Litologicky sú to sivé, tmavosivé, miestami aj ružovkasté, výrazne hrubokrinoidové vápence. Od spodnoliasových sa odlišujú svetlejšou farbou, podstatne hrubozrnnejšou štruktúrou a veľkosťou detritu krinoidových článkov. Majú podstatne nižší obsah úlomkov klastického kremeňa. Prítomnosť rohovcov je skôr výnimkou, pričom takmer vo

všetkých prípadoch ide o tzv. nedokončené rohovce (v zmysle Petránka, 1963). Vápence sú prevažne lavicovité až hrubolavicovité (20–100 cm).

Mikrofaciálne ide o sparity, biosparity, resp. pseudosparity, vzniknuté ako produkt metamorfózy. Organické zvyšky, prevažne články echinodermátov, sú prítomné vo forme fantómov. Ojedinele sa nájdu úlomky belemnitov. Klastický komponent, ako sme už zdôraznili, je zastúpený podstatne nižším obsahom ako v podložnom súvrství. Sú to úlomky kremeňa angulárnych tvarov, psamitovej veľkostnej kategórie. Z novovzniknutých minerálov sú prítomné šupiny muskovitu a sericitu. Celá hornina je výrazne metamorfovaná, rekryštalizovaná, takže miestami nadobúda charakter mramorov. Na základe postavenia vo vrstvovom slede a analógie súvrstvie vekovo zaraďujeme do vyššieho liasu.

92 pestré krinoidové a piesčité vápence, rohovce; doger (max. 30 m)

Súvrstvie dogeru má pomerne veľké plošné rozšírenie v oblasti Zobora a Dražoviec, kde je veľmi pekne odkryté v opustenom lome na severnom okraji dediny, v okolí Mecheníc, Dolných Štitár, tvorí kótu Žibrice a v neposlednom rade buduje značnú časť Kolíňanského vrchu, Kalvárie v Nitre a vystupuje v ďalších izolovaných odkryvoch južne od Klátovej Novej Vsi.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria ružové, červené, fialové, žltosivé a svetlé až biele vápence. Vápence sú zväčša výrazne lavicovité (10–30 cm). Sú to prevažne krinoidové, piesčito-krinoidové a piesčité vápence, často však tieto vápence prechádzajú až do vápnitých pieskovcov.

Obsah piesčitej prímesi už na prvý pohľad miestami prevyšuje 40 %. V opustenom kameňolome v Dražovciach v spodných častiach, kde je obsah klastického kremeňa zvlášť vysoký, sme našli až náznaky gradačného zvrstvenia. Vápence obsahujú hľuzy a tenké polohy tmavosivých a červených silicitov. Ich percentuálny obsah je v porovnaní so silicitmi v spodnoliasových vápencoch omnoho nižší.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biosparity s vysokým obsahom klastickej prímesi. Organické zvyšky sú zastúpené úlomkami a článkami echinodermátov, lamelibranchiátov, brachiopódov, ojedinele belemnitov. Prevažná časť zvyškov má výrazne usmernené usporiadanie, čo je spôsobené vplyvom dynamickej zložky metamorfózy. Charakteristickým znakom je prítomnosť klastickej zložky, ktorej obsah sa pohybuje od 5 do 40 %; tvoria ju predovšetkým úlomky kremeňa. Ten je prevažne monokryštalického typu, zriedkavo úlomky undulózne zhášajú. Ojedinelé sú úlomky kremencov, našli sme aj úlomok rozloženej granitoidnej horniny. Veľmi zriedkavé sú klasty tvorené mikritickými vápencami do veľkosti maximálne 3 mm. Sú prevažne žltej a okrovej farby. Z autigénnych, novotvorených minerálov je prítomný sericit, kremeň vo forme idiomorfných kryštálikov, ojedinele sa nájdu zrná živcov.

Rohovce tvoria prevažne kryptogénne silicity, to znamená, že ich tvorí jemnozrnný chalcedón s častými klencami karbonátov. V niekoľkých prípadoch boli vo výbrusovom materiáli identifikované zvyšky rádiolárií. Ojedinele sa tu nachádzajú ihlice húb.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede v podloží kimeridžu toto súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do dogeru. Bližšie stratigrafické postavenie sa nám nepodarilo preukázať ani napriek väčšiemu množstvu paleontologických analýz na rádiolárie, ktorým sme tieto sedimenty podrobili.

91 pestré vápence, rohovce; malm (oxford–?kimeridž); (max. 20 m)

V nadloží pestrých vápencov dogeru na mnohých miestach vystupujú sedimenty najvyššej jury, resp. sa z nich priamo vyvíjajú. Veľmi pekne sú odkryté na Kalvárii v Nitre a v kameňolome v Dražovciach, kam prechádzajú bezprostredne z podložného súvrstvia. Tu v spodnej časti tieto horniny tvoria červené hľuznaté, pseudohľuznaté lavicovité vápence, obsahujúce hľuzy a polohy červených rohovcov. Hrúbka týchto vápencov nepresahuje 6 m. Podobného typu je spodná časť súvrstvia na Kalvárii, kde je však hrúbka ešte menšia – 3 m. V ich nadloží súvrstvie pokračuje červenými a fialovými celistvými jemnozrnnými slabo krinoidovými lavicovitými (10–25 cm) vápencami. V súvrství sa nachádzajú pomerne časté hľuzy a polohy červených silicitov. Do tohto súvrstvia zaraďujeme aj tenkú polohu (3 m) svetlosivých až bielych vrstvovitých vápencov, ktoré vystupujú uprostred súvrstvia červených vápencov. Vrchnú časť tohto profilu predstavujú svetlosivé lavicovité až doskovité vápence s hľuzami tmavosivých rohovcov. Celé súvrstvie je slabo metamorfované.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biosparity. V základnej sparitickej hmote sa nachádzajú úlomky krinoidových článkov, ojedinele bivalvií. V dvoch prípadoch sa nám z polohy hľuznatých vápencov podarilo identifikovať prítomnosť *Saccocoma* sp. Vo vrchných častiach svetlých vápencov, ktoré majú biomikrosparitickú štruktúru, pristupujú prierezy ostrakódov, globochét a sakokóm a objavujú sa prierezy, ktoré by mohli patriť už kalpionelám. Klastická prímes je aj v týchto vápencoch stabilnou súčasťou, avšak jej obsah je nižší. Opäť ju tvoria úlomky kremeňa angulárnych tvarov psamitovej kategórie. Ojedinele sa tu nachádzajú šupinky sericitu. Zriedkavé sú autigénne idiomorfné kryštáliky kremeňa. Rohovce tvoria prevažne kryptogénne silicity, ktoré sú v prevahe, ale môžeme tu už vyčleniť aj rádiolarity. Tie majú základnú hmotu tvorenú jemnozrnným chalcedónom. Obsahujú prierezy rádiolárií, ktoré sú zväčša deformované a rozlámané, a hojné kryštáliky klencov karbonátov.

Na základe prítomnosti fosílnych zvyškov sakokóm súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do malmu (kimeridžu).

Jura – krieda

90 lučivnianske súvrstvie: kalpionelové vápence; titón–barém (max. 100 m)

Lučivnianske súvrstvie je vyvinuté hlavne v území severne od Dražoviec s pokračovaním východným smerom do Mecheníc. Pekne je odkryté aj v oblasti nitrianskej Kalvárie a v okolí Katruše.

Do tohto komplexu zahŕňame aj sedimenty najvyššej jury, tvoriace spolu so spodnokriedovými jednotný vrstvový sled, ktorý však v kartografickom vyjadrení nemožno členiť.

V spodnej časti tohto komplexu je niekde možné odlíšiť svetlosivé hrubšie lavicovité vápence s výrazne nižším podielom silicitov než vo vrchnej časti komplexu. Tieto vápence aj svojím lomom a charakterom pripomínajú skôr kalpionelové vápence, s tým rozdielom, že aj v tejto časti je ich väčšia časť postihnutá metamorfózou.

Nadložné lučivnianske súvrstvie, ktoré sa pozvoľna vyvíja z podložných vápencov, tvoria sivé až tmavosivé vápence. Sú obyčajne vrstvovité (10–25 cm), v bazálnych častiach sú lavice o niečo hrubšie. Vápence obsahujú veľké množstvo silicitov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby a vystupujú vo forme eliptických hľúz, častejšie však vytvárajú súvislejšie polohy. V súvrství sme nepozorovali žiadne polohy slienitých bridlíc, ktoré sú v iných obalových sekvenciách v tomto súvrství bežné.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavo sú prítomné aj mikritické typy vápencov. Organickú zložku zastupujú ostrakóda, rádiolárie a úlomky krinoidových článkov. V niekoľkých výbrusoch sa našli aj kalpionely, ktorých väčšia časť bola deformovaná. Dali sa určiť iba dve formy: *Calpionella alpina* (LORENZ) a *C. elliptica* (CADISCH). Nadložný komplex je postihnutý metamorfózou silnejšie než rigidnejšie spodné časti. To sa prejavuje aj výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ktoré sa odrazilo aj na mikroštruktúrnej úrovni. Základná hmota vápencov je prevažne sparitická, resp. mikrosparitická. Organizmy sú zastúpené rádiolériami, ostrakódami, úlomkami krinoidových článkov, belemnitov, aptychov a rôznymi inými bližšie neurčiteľnými úlomkami. Všetky tieto stavebné zložky majú výrazné lineárne usporiadanie. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritickej veľkostnej kategórie. Len zriedkavo sme pozorovali niekoľko zŕn sericitu. Rohovce tvoria kryptogénne silicity, ktoré sú zložené z kryptokryštalického chalcedónu a obsahujú autigénne klence kalcitu bez akýchkoľvek zvyškov, resp. fantómov po organizmoch.

Stratigraficky zaraďujeme celý tento komplex do titónu–barému. Spodná časť na základe uvedených mikrofosílií patrí do titónu–?beriasu, vrchnú hranicu na

základe analógie s lučivnianskym súvrstvím v ostatných obalových sekvenciách jadrových pohorí Západných Karpát kladieme do barému.

Krieda

89 sivé a svetlosivé hrubovrstvovité vápence; apt (max. 60 m)

Za horniny aptského veku považujeme pruh vápencov tiahnuci sa z kóty západne od Pliešky severovýchodným smerom k Mecheniciam, izolovaný výstup pri liečebnom ústave Zobor a odkryvy na severozápadnom svahu Kalvárie.

Do aptu sme ich zaradili len na základe faktu, že vystupujú v nadloží neokómu a sú úzko späté s nadložnými porubskými vrstvami. Tieto vápence, na rozdiel od vekovo identických vápencov v ostatných pohoriach Západných Karpát, majú odlišný charakter čo do makroskopickej identifikácie i vzhľadom na nedostatok paleontologických údajov.

Litologický sú to sivé a svetlosivé celistvé a jemnokryštalické, prevažne masívne a hrubolavicovité (80–120 cm) vápence. Ojedinele možno pozorovať jemnú organodetritickú štruktúru. Sú charakteristické vysokým stupňom skrasovatenia. Majú ostrohranný nepravidelný lom.

Mikrofaciálne sú to mikrosparity a sparity. Organická zložka je zastúpená niekoľkými úlomkami echinodermátových článkov a iného drobného, bližšie neurčiteľného detritu. Len zriedkavo obsahujú klastickú prímes vo forme angulárnych zŕn kremeňa. Celá hornina je mierne dynamometamorfovaná, s lineárnym usmernením stavebných prvkov.

Na základe uvedených faktov, týkajúcich sa ich postavenia vo vrstvovom slede, sme ich stratigraficky zaradili do aptu.

88 porubské súvrstvie; alb (max. 50 m)

Porubské súvrstvie je najmladšie súvrstvie mezozoika obalovej sekvencie Tribeča. Jeho plošné rozšírenie je veľmi obmedzené. Vystupuje v úzkom pruhu južne od Podhorian, pri liečebnom sanatóriu Zobor, v zárezoch hlavnej cesty v Nitre smerom na Komárno a v malých odkryvoch v okolí lomu v Katruši.

Litologicky sú to sivé, svetlosivé a žltkasté slienité a slienito-ílovité bridlice, slienité vápence, ojedinele piesčité vápence až vápnité pieskovce. Vápence sú výrazne metamorfované, s paralelnou bridličnatosťou. Mikrofaciálne majú vápence mikritickú štruktúru bez akýchkoľvek organických zvyškov. Naopak, obsahuje veľké množstvo úlomkov klastického kremeňa angulárnych tvarov, veľkosti do 1 mm. Výrazne metamorfovaná hornina obsahuje veľké množstvo autigénneho sericitu, ku ktorému sa pridávajú živce, prevažne Ca-Na. Z akcesorických minerálov je prítomný hlavne zirkón, rutil a rozličné iné rudné minerály.

Zo súvrstvia z lokalít kameňolom Katruša, v zárezе lesnej cesty od Mecheníc, 200 m sz. od kóty 320 a zo zárezu cesty v Nitre pri moste na Čermáň opisuje Biely (1962) nasledujúce foraminifery: *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS) a *Thalmanninella (Rotalipora) ticinensis* (GANDOLFI).

Porubské súvrstvie obalovej sekvencie Tribeča na základe uvedenej mikrofauny stratigraficky zaraďujeme do vrchného albu.

VEPORIKUM

V severovýchodnej oblasti rázdielskej časti Tribeča vystupujú súvrstvia mezozoických sedimentov, ktoré sú svojou litologickou náplňou – litostratigrafickými jednotkami – veľmi blízke zliechovskému typu krížňanského príkrovu. Tu je zachovaný kompletný vrstvový sled. Nad kryštalinikom, ktoré je tiež súčasťou tektonickej jednotky veporika, leží klastické súvrstvie permu, prechádzajúce do spodnotriasového lúžňanského súvrstvia, spodnotriasových bridlíc s priamym prechodom do karbonátov stredného triasu a potom nasleduje celý litostratigrafický sled mezozoika od vrchného triasu až po porubské vrstvy albu. Vyznačujú sa výraznou metamorfózou a silným tektonickým prepracovaním. Týmito znakmi a celkovým charakterom tento komplex javí vysokú afinitu k „sérii" Veľkého boku (obr. 15), teda z tektonického hľadiska patrí k obalu severného veporika. Polák (in Ivanička et al., 1997) ho označuje ako sekvencia Veľkého Poľa (obr. 15). V ostatných oblastiach Tribeča má krížňanský príkrov jasne presunutú pozíciu, pričom jeho súvrstvia sú prevažne nemetamorfované.

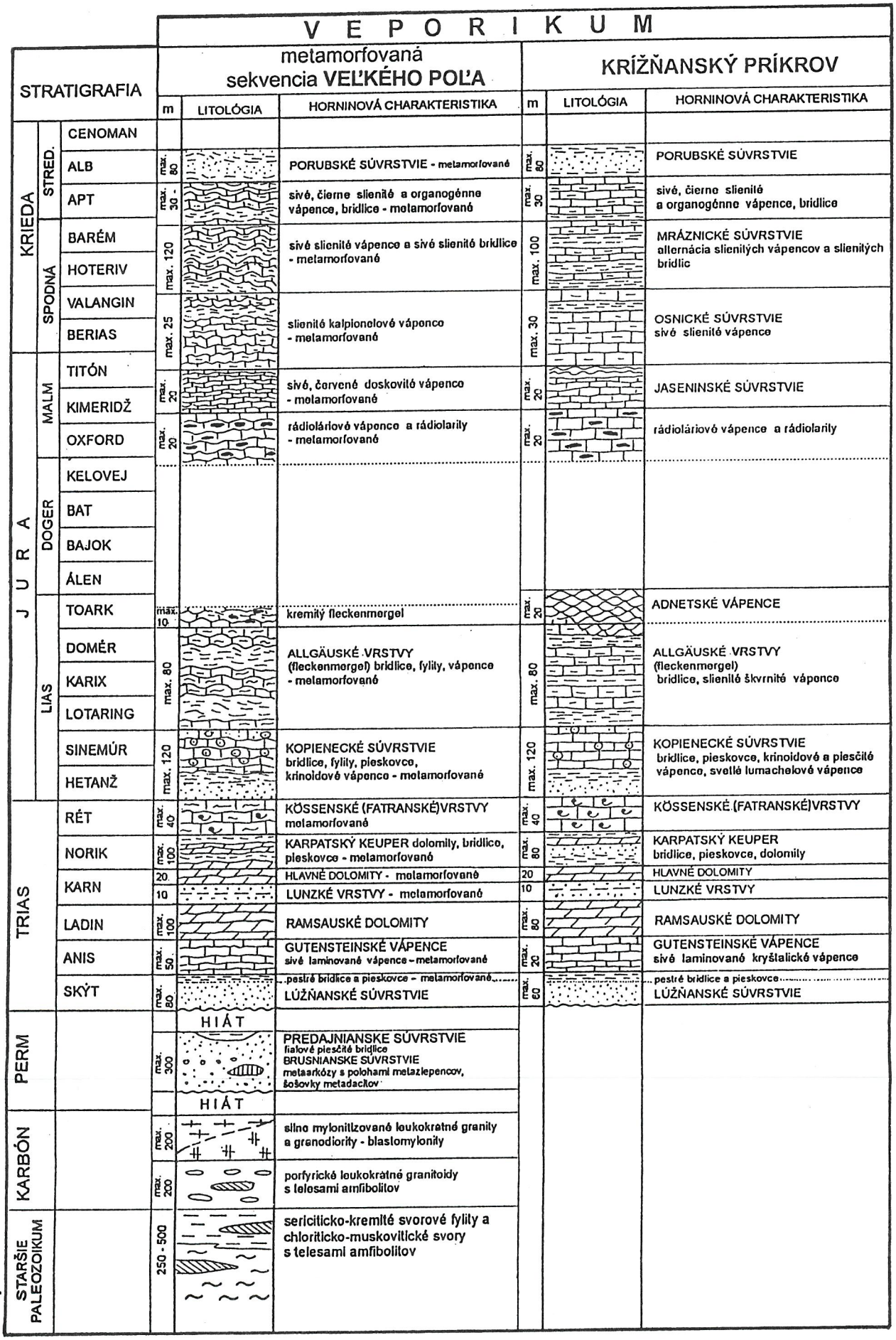
Kryštalinikum

Predstavuje najspodnejší horizont veporika a v danom území je zastúpené komplexom metasedimentov a komplexom granitoidov, v ktorých vystupujú väčšie i menšie telesá amfibolitov. Metasedimenty reprezentujú kryštalické bridlice svorového až fylitového charakteru, pri granitoidoch ide o jemnozrnné až porfyrické variety, ktoré sú viac alebo menej tektonodeformačne postihnuté.

Metamorfity

87 chloriticko-muskovitické svory
86 sericiticko-(muskoviticko)-kremité svorové fylity s chloritom

Reprezentujú bazálny a pravdepodobne najstarší člen veporického kryštalinika v rázdielskej časti Tribeča. Obidve horninové skupiny sú pozične i litologicky veľmi úzko späté. Vystupujú v jej centrálnej oblasti medzi Rázdielom a Hlbokou

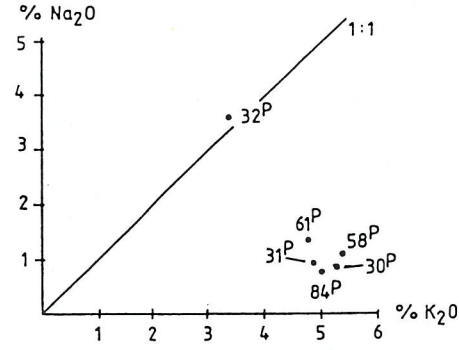


Obr. 15 Litostratigrafická kolónka veporika

dolinou. Ležia v tektonickej superpozícii nad granitoidmi a permskými sedimentmi tatrika, miestami (Hlboká dolina) na spodnej tektonickej šupine mylonitizovaných granitoidov. Ich priamy kontakt je často sprostredkovaný tenšími či hrubšími telesami amfibolitov ležiacich v svorovo-fylitovom komplexe, ktorého celkovú hrúbku predpokladáme 250–500 m.

Chloriticko-muskovitické svory a sericiticko-kremité svorové fylity predstavujú zväčša jemnozrnné horniny sivej a sivozelenej farby. Zastúpenie týchto horninotvorných minerálov býva variabilné, k zloženiu sa občas pridružuje albit, niekedy pozorovať prímes organickej substancie či rudných minerálov. Zloženie protolitu v hrubých črtách varíruje medzi drobami a ílovými bridlicami. Je veľmi pravdepodobné, že aspoň sčasti ide o progresívne metamorfované kryštalické bridlice, ktoré sú veľmi intenzívne diaftorizované. Retrográdne ovplyvnenie môže byť dvojfázové – neskorohercýnske a alpínske. Naložené premeny charakterizuje hlavne muskovit (sericit), chlorit, prekremenenie, občas aj pravdepodobne postkinematická albitizácia.

Hercýnsku progresívnu regionálnu metamorfózu dokumentujú muskovitické lupene paralelné s metamorfnou foliáciou, kde je príznačný vysoký pomer dĺžky k šírke. V lepidoblastických polohách sa v premenlivom množstve vyskytuje aj chlorit, ktorý však dominuje predovšetkým vo forme niekoľko mm tmavozelených chloritických agregátov. Tieto agregáty bývajú tiež druhotne prevrásnené, alebo predĺžené v smere lineácie (veľmi pravdepodobne alpínskej). Tvorba tohto jemnozrnného chloritu môže byť primárna, ale skôr sa domnievame, že ide o produkt intenzívnej premeny predalpínskych Mg-Fe silikátov. V chloritických či sericitických pseudomorfózach sa veľmi zriedkavo objavujú zvyšky granátu. Najčastejšie akcesórie: apatit, turmalín, zirkón (často ako uzavrenina v muskovite), rutil. V tabuľke 9 je uvedené priemerné chemické zloženie opísaných metasedimentov. Z grafu Na_2O/K_2O (obr. 16) jasne vyplýva, že pôvodné horniny možno zaradiť k pelitickým sedimentom hlbších častí morskej panvy.



Obr. 16 Diagram Na_2O/K_2O znázorňuje skutočnosť, že pôvodné sedimenty metamorfitov patria do skupiny ílovitých bridlíc.

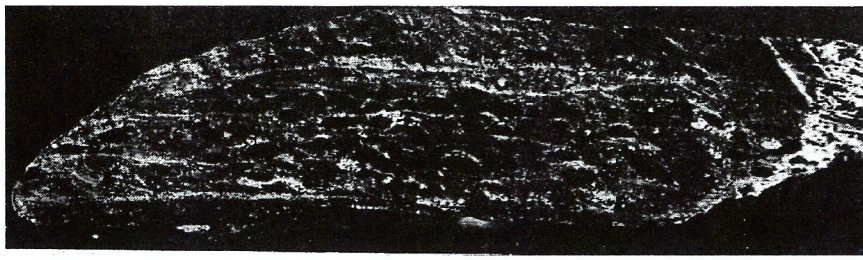
Tab. 9 Chemické analýzy metasedimentov rázdielskeho masívu

Vzorka	30^P	31^P	32^P	58^P	61^P	84^P
SiO_2	56.40	57.30	59.80	55.60	65.40	57.20
TiO_2	0.36	0.21	0.34	0.66	0.60	0.25
Al_2O_3	22.70	22.50	20.80	22.70	18.40	22.20
Fe_2O_3	1.85	1.60	1.15	2.36	4.05	2.32
FeO	5.60	4.50	5.18	4.30	0.23	5.40
Mno	0.07	0.04	0.04	0.05	0.08	0.06
MgO	2.26	2.00	2.30	2.40	0.66	2.17
CaO	0.20	0.17	0.22	0.20	0.27	0.06
Na_2O	0.83	0.92	3.60	1.01	1.32	0.80
K_2O	5.30	4.90	3.40	5.40	4.80	5.05
P_2O_5	0.24	0.25	0.22	0.29	0.32	0.22
H_2O^+	4.00	5.62	3.00	4.00	3.20	4.40
H_2O^-	0.19	0.18	0.14	0.20	0.31	0.28
Total	100.00	100.19	100.19	99.17	99.54	100.41

Asociácia sporomorf zistená z týchto hornín v okolí k. Rázdiel (Planderová in Ivanička et al., 1992; fototab. III) svedčí o ich vrchnosilúrskom až spodnodevónskom veku.

Juhozápadne od kóty Rázdiel (686,7) a j. od kóty Papaj (615,9) sa v sutine vyskytuje granatická varieta svoru. Pôvodne až 0,5–1 cm veľké porfyroblasty granátu sa vytvorili v priebehu hercýnskej progresívnej metamorfózy (M 1) v metapelitoch s priaznivým litologickým zložením. Ukazuje sa, že tvorba granátu sa viaže na výrazne ílový protolit (pravdepodobne obohatený o Mn zložku), zrejme bez prítomnosti živcov. Táto varieta spolu s metamorfnými minerálnymi asociáciami svorových či fylitových členov indikuje v rámci barrovianskeho metamorfného režimu skôr biotitovú ako granátovú zónu (t. j. veľmi orientačne okolo 400 °C).

Granáty bývajú silno pseudomorfované drobným muskovitom alebo chloritom, takže sa vyskytujú len reliktne. Tieto korozívne prejavy reprezentujú alochemickú metamorfózu, ktorej teplotu možno odhadovať na 300–400 °C. Retrográdna metamorfóza má kyslý vylúhovací charakter (Korikovskij, 1987), i keď nemusí byť viazaná na unikajúce fluidá z granitoidov. Ako vidieť na obr. 16a, chloritické pseudomorfózy po granáte sa v následnej strižnej deformácii reorientujú do formy tzv. asymetrických klastov s vývojom tlakových tieňov (deformácia má orientovaný kinematický ráz, v tomto prípade prebieha v poli konštrikcie). Niekedy sa tvoria i „shear bandy" za vzniku s_2 foliácie a tieto deformačné podmienky možno odhadovať na spodnú zónu fácie zelených bridlíc.



Obr. 16a Porfyroblasty granátu z regionálneho metamorfného štádia sú zatláčané glomeroblastmi chloritu, ktoré v neskorosyn- až postkinematickej deformácii vytvárajú asymetrické klasty

Reprezentatívne mikrosondové analýzy (tab. 10; vz. 7811/1) znázornené na obr. 17 jasne dokumentujú progresívny metamorfný trend – pokles spessartínovej a grossulárovej zložky smerom k okraju je kompenzovaný nárastom almandínovej a pyropovej zložky v tom istom smere. Chemické zloženie granátu v bezživcovom svore generálne svedčí o tvorbe v podmienkach fácie zelených bridlíc, najskôr v jej strednej zóne (v zmysle Korikovského, 1979). Chemické zloženie zvyškov granátu v pravej časti tab. 10 (vz. 7913/3B) odráža obdobný progresívny metamorfný trend, avšak vyšší pomer Mg/(Mg+Fe) svedčí o dosiahnutí vyšších metamorfných podmienok. Pomerne homogénna distribúcia spessartínovej aj grossulárovej zložky v profile granátu (obr. 17) môže tiež indikovať istú homogenizáciu zloženia. Metamorfná asociácia ms – pl (~2–2,5 % CaO) – grt – chl pred diaftorézou veľmi pravdepodobne obsahovala aj biotit (teraz premenený na chlorit) a horninu možno pôvodne hodnotiť ako grt-ms-bt rulu (± chl?). Uvedené znaky dovoľujú vysloviť predpoklad, že hornina podľahla progresívnej regionálnej metamorfóze v amfibolitovej fácii. V „granátotvorných" reakciách však zohráva veľkú úlohu aj chemické zloženie protolitu (zvýšený obsah Mn a Fe pri pravdepodobnom primárnom nedostatku chloritu), preto by bolo zatiaľ predčasné spájať výskyt granátu či jeho zloženie s priestorovou zonalitou regionálnej metamorfózy.

Iný typ vysokoteplotných rúl predstavujú ojedinelé výskyty pôvodne pravdepodobne masívnych jemnozrnných rohovcových rúl na sz. okraji osady Brezov štál. Sú silno premenené, hlavne chloritizované. Ich genéza pravdepodobne súvisí s periplutonickým účinkom okolitého granitu, na rozdiel od predchádzajúcich rúl – svorov metamorfovaných v barrovianskom štýle.

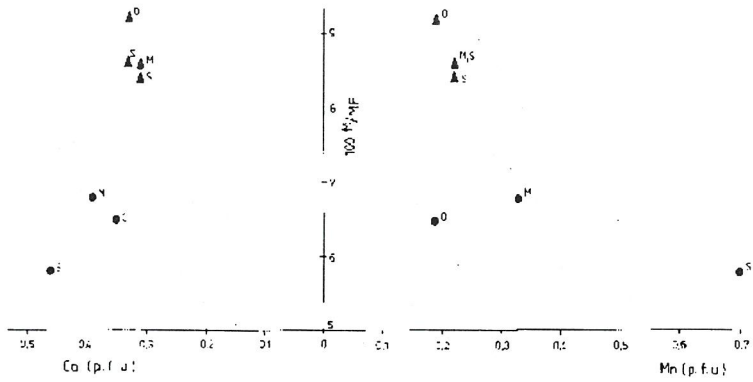
Tab. 10 Chemické zloženie granátu v nižšie metamorfovanom (7811/1) a vyššie metamorfovanom (7913/3B) granaticko-muskovitickom svore. Bližšie pozri tab. 11 a text

Vzorka	T-7811/1			T-7913/3B			
	okraj	medzi	stred	okraj	medzi	stred	stred
SiO_2	37,00	36,24	36,45	34,18	37,13	37,01	37,03
Al_2O_3	21,25	21,02	21,47	21,09	21,41	21,42	21,28
FeO	33,98	32,41	26,34	33,44	31,73	33,08	33,8
MnO	2,85	4,86	10,16	2,83	3,18	3,25	3,28
MgO	1,34	1,33	0,89	1,90	1,73	1,74	1,75
CaO	4,10	4,44	5,28	3,80	3,59	3,87	3,57
Total	100,57	100,37	100,62	100,25	99,92	100,37	100,71
Si	2,98	2,94	2,94	2,996	2,99	2,98	2,98
Al IV.	0,02	0,06	0,06	0,00	0,00	0,02	0,02
Al VI.	2,00	1,95	1,98	2,00	2,03	2,01	2,00
Fe^{2+}	2,29	2,20	1,78	2,25	2,22	2,23	2,27
Mn	0,19	0,33	0,70	0,19	0,22	0,22	0,22
Mg	0,16	0,16	0,11	0,23	0,21	0,21	0,21
Ca	0,35	0,39	0,46	0,33	0,31	0,33	0,31
Alm	76,59	71,43	58,36	75,00	75,00	74,58	75,42
Spes	6,35	10,71	22,95	6,33	7,43	7,36	7,31
Pyr	5,35	5,19	3,60	7,67	7,09	7,02	6,98
Gros	11,71	12,66	15,08	11,00	10,47	11,04	10,30
M/MF	0,065	0,068	0,058	0,092	0,086	0,086	0,084

85 amfibolity

Z mapovacích prác vyplynulo, že amfibolitové telesá sa vyskytujú vo všetkých horninových typoch rázdielskeho kryštalinika okrem komplexu mylonitizovaných granitoidov. Vzájomné vzťahy horninových komplexov obsahujúcich amfibolity majú tektonický charakter. Najrozsiahlejšie amfibolitové telesá sa nachádzajú na severných svahoch Rázdiela (k. 686,7) a na oboch stranách Hlbokej doliny.

V porovnaní s metapelitmi sa deformačné a metasomatické prepracovanie prejavuje na amfibolických horninách v menšej miere. V oblasti vyčlenenej ako veporické kryštalinikum pozorovať nasledujúce typy: amfibolity s. s., rohovcové amfibolity až amfibolické ruly, a predovšetkým množstvo premenených variet, kde sa uplatňuje najmä epidotizácia, chloritizácia a prekremenenie. Takúto silno premenenú horninu predstavuje napr. silno epidotizovaný amfibolit. Vo vzorke 36^P je takéto



Obr. 17 Grafické znázornenie progresívnej zonality granátov (pozri tab. 10) dokumentuje nárast almandínovej a pyropovej zložky pri poklese spessartínovej a grossulárovej zložky; o – okraj, s – stred

minerálne zastúpenie: epidot (65 %) >> kremeň + albit > amfibol > chlorit, vo vzorke 335^{P} prevláda granoblastická zložka – albit + kremeň ≥ epidot > chlorit > amfibol. Občas sú prítomné jemnozrnné polohy s albitom, kremeňom, chloritom, epidotom a amfibolom, pri ktorých uprednostňujeme naložený metasomatický pôvod pred tufitickým. V týchto prípadoch treba povedľa prejavov diaftorézy upozorniť aj na prítomnosť nižšie metamorfovaných bázik. Odlišovanie amfibolických hornín progresívne metamorfovaných vo fácii zelených bridlíc a retrográdne prepracovaných amfibolitov však zostáva v silno deformovaných regiónoch stále otvoreným problémom. Na existenciu primárne nižšej regionálnej metamorfózy môžu poukazovať synformné polohy svetlého materiálu v amfibolických telesách. Ide o kyslé paleovulkanity („leptinity"), medzi ktorými spomenieme bližšie študovanú horninu z oblasti 1,5 km jjv. od k. Papaj (615,9). Geneticky horninu posudzujeme ako výlevný, skôr však subvulkanický magmatický derivát, blízky kremitému porfýru (až kremitému ryolitu). Tieto zriedkavo sa vyskytujúce horninové typy (obr. 18) dokumentujú existenciu synsedimentárneho bimodálneho magmatizmu.

K ďalšiemu petrografickému typu patrí epidoticko-chloritická bridlica (chl~ab~ep > amph >> tit, ilm, Qz). Epidot tvorí až 1 mm porfyroblasty, nezriedka aj opticky pozorujeme zonálnosť. Chlorit pennínového zloženia asociuje s drobnými stĺpčekmi amfibolu aktinolitického typu. Horninový typ je pravdepodobne produktom progresívnej regionálnej metamorfózy bázického tufu, prípadne bázického vulkanitu (nie sú však zachované relikty magmatického štádia). Podmienky

metamorfózy zodpovedajú albitovo-epidotovo-aktinolitovej zóne fácie zelených bridlíc. Okrem spomínaných typov sa v asociácii „zelených" hornín vyskytujú aj ser-chl kremité bridlice, ktoré môžu mať tufitický pôvod. Silné deformačné a hydrotermálne premeny [leukoxenizácia ilmenitu, druhotná sericitizácia, prieniky karbonátu, pyritizácia, sekundárny(?) epidot a pod.] zastierajú tak povahu protolitu, ako aj primárny metamorfno-deformačný charakter. Podobný prípad predstavuje aj jemne laminovaný amfibolit s karbonátom.

Na druhej strane k vysokoteplotným typom amfibolitov pričleňujeme typ, ktorý je svojím primárnym metamorfným zložením blízky skupine amfibolitu s. s. Netypická je tu prítomnosť 1–1,5 mm chloritu, ktorý miestami obsahuje relikty biotitu, alebo uzatvára sagenitovú mriežku ako dôsledok odmiešavania Ti z biotitu. Biotit niekedy pretína starší amfibol či plagioklas a pravdepodobne sa vyvíjal v istom strižnom režime. Jeho petroštruktúrne postavenie naznačuje formovanie novej deformačnej foliácie. Keďže biotit nepozorujeme v klastogénnych obalových sekvenciách, považujeme ho najskôr za produkt hercýnskej metamorfózy. Nie je vylúčené, že jeho vývoj súvisí s deformáciou spojenou s formovaním a umiestňovaním stredno- až vrchnokarbónskych granitoidov, a teda vzniká pravdepodobne ich periplutonickým účinkom. Horniny tohto druhu sa nachádzajú na východnej strane Hlbokej doliny, južne od horárne Karlova dolina. Vo všetkých týchto prípadoch je markantná intenzívna chloritizácia, ktorú už zrejme možno pripisovať alpínskej retrográdnej metamorfóze.

Petrológia a geochémia metamorfovaných minerálov

V tejto stati sa sústredíme predovšetkým na minerály, ktoré majú nízkometamorfný pôvod. V študovanej oblasti sa vyskytujú aj vysoko metamorfované asociácie, ktoré boli opísané v tatriku.

E p i d o t – je najfrekventovanejším reprezentantom minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny. Spoločne s chloritom a kremeňom charakterizuje retrográdne pomery. Oproti veľmi drobným k l i n o z o i z i t o m v saussuritizovaných plagioklasoch je táto premena mladšia a zároveň výraznejšie viazaná na metasomatický prínos. Názorný príklad poskytujú až 6 mm opticky zonálne epidoty, ktoré v strede obsahujú zakalené hypidiomorfné útvary. Okrem novotvoreného albitu tu iný plagioklas nie je prítomný, lebo epidot pohlcuje starší plagioklas. Bývalé saussuritizované jadrá plagioklasu sa v súčasnosti pravdepodobne prejavujú v spomínaných zakalených útvaroch epidotu. Vyššia teplotná epidotizácia vedie aj k rekryštalizácii amfibolu, s ktorým potom epidot miestami vystupuje v syngenetickej asociácii. V amfibolitoch často pozorujeme epidotizáciu, prekremenenie a chloritizáciu až po vývoji naloženého kyslého plagioklasu. Premenu amfibolov sprevádza prínos kremeňa a sukcesiu pozorovanú vo výbrusoch možno načrtnúť reakciou: amfibol + kremeň = epidot + chlorit. Považujeme za pravdepodobné dve udalosti, kde sa uplatnila táto premena – hercýnska retrográdna a alpínska metamorfóza.

K uvedenému typu premien zaraďujeme aj z o i z i t, ktorý vystupuje v plagioklase, menej zatláča amfibol. Najčastejšie sa vyskytuje v drobných oválnych zrnách (0,0X mm), ale miestami tvorí až 1–2 mm prizmatické kryštály.

Občas sa objavujú žilky p r e h n i t u, ktorý je undulózny, má sivo-fialové interferenčné farby a pozitívny Chm. Vrchnú teplotnú hranicu týchto premien (pri predpokladanom tlaku 200–300 Mpa) možno zhruba odhadovať na 370–400 °C (Liou et al., 1983). Nepredpokladáme premenu aktinolitu na obyčajný amfibol, ku ktorej dochádza pri teplote 420–450 °C (Muruyama et al., 1983).

Chlorit – je menej zastúpený, najčastejšie má zelený pleochroizmus a hnedé interferenčné farby. Súvisí s epidotizáciou, oproti nej má však dlhší kryštalizačný diapazón. Často obsahuje Fe pigment a miestami veľkosťou presahuje ostatné minerály (napr. 1 mm lupene vo vz. 126^{P}).

Kremeň – je prítomný vo variabilnom množstve i veľkosti. Keďže prakticky pri každej tektonometamorfnej udalosti mení svoje štruktúrne postavenie, charakterizuje predovšetkým mladšie pomery. Drobné oválne neundulózne kremene zatláčajú napr. amfibol, ktorý získava „dierovaný" poikiloblastický ráz. V istých prípadoch však nie je vylúčené, či nejde o zdedenú kremitú prímes tufitického pôvodu.

Titanit – je takmer všade prítomná akcesória v množstve až do 2 obj. % horniny. Tvorí 0,1 mm zrná, po okrajoch sú často leukoxenizované. Ak je hornina slabšie deformovaná, možno pozorovať až 2 mm viac-menej pravidelne obmedzené agregáty titanitu. Časť titanitu sa tvorí na úkor ilmenitu, ktorý často vystupuje v jeho jadre.

Sulfidická mineralizácia tvorí v amfibolických horninách charakteristickú, ale nepravidelnú prímes. Báziká dokumentujú topominerálny vplyv horninového prostredia na vyzrážanie sulfidov z prestupujúcich hydrotermálnych roztokov. Prevažuje pyritizácia, v rámci ktorej bol identifikovaný i chalkopyrit.

Obr. 18 Nízko metamorfovaný kremitý porfýr (až paleoryolit) predstavuje zriedkavý litologický člen synsedimentárnej vulkanickej aktivity

V modálnom zložení základnej hmoty spomínaného kremitého porfýru prevláda kremeň s priemernou zrnitosťou 0,2–0,4 mm. Výrastlice s veľkosťou okolo 1 mm tvorí plagioklas, občas aj pertitický K živec. Niekedy pozorujeme i živcové agregáty, charakteristické pre magmatickú kryštalizáciu. Metamorfnú foliáciu naznačujú tmavé tenké plochy tvorené fylosilikátmi (obr. 18). Zriedka pozorujeme až 1 mm veľké lupene muskovitu, ktoré pravdepodobne pochádzajú z magmatického štádia.

Z mikrosondového štúdia kremenného porfýru (vz. 7812/2A) vyplynulo, že slabo undulózny, „pertitický" živec predstavuje výlučne albit (nie K živec). Jemnozrnný muskovit do istej miery kopíruje metamorfnú foliáciu a asociuje s drobnozrnným albitom a kremeňom. Vyskytuje sa aj v interstíciách medzi živcami. Na základe vysokého obsahu Fe a Mg priraďujeme tieto muskovity podľa klasifikácie Guidottiho (in Bailey, 1984) k fengitu až ferrimuskovitu, pričom v zhode s autorovým predpokladom zloženie varíruje na spojnici medzi fengitom a ferrimuskovitom. Obsah Si okolo 6,8 % taktiež svedčí o výraznom uplatnení fengitickej zložky. Skúmaný muskovit má na scanovej kompozícii svetlejšie i tmavšie fázy, čo je spôsobené predovšetkým odlišným obsahom železa (pozri an. 1 a 2 v tab. 11a).

Tab. 11a Zloženie muskovitu a chloritu v nízko metamorfovanom kremitom porfýre; prepočet na 22 a 28 kyslíkov

Vzorka	T – 7812/2A (výbr. A)			
	1	2	3	4
SiO_2	50,42	52,74	48,27	25,06
Al_2O_3	28,66	30,51	30,62	22,51
MgO	3,01	2,52	1,01	15,63
Na_2O	0,07	0,47	0,07	0,04
FeO	6,94	3,65	7,53	23,62
Vzorka	T – 7812/2A (výbr. A)			
	1	2	3	4
MnO	0,02	0,00	0,00	0,11
TiO_2	0,10	0,24	0,09	0,04
CaO	0,01	0,05	0,12	0,02
K_2O	4,01	4,14	5,64	0,00
Spolu	93,25	94,32	93,36	87,03
Si	6,74	6,84	6,54	5,27
Al^{iv}	1,26	1,16	1,46	2,73
Al^{vi}	3,25	3,50	3,43	2,71
Mg	0,60	0,49	0,20	4,90
Na	0,02	0,12	0,02	0,02
Fe^{2+}	0,78	0,40	0,85	4,15
Mn	0,00	0,00	0,00	0,02
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	0,00	0,01	0,02	0,00
K	0,68	0,69	0,97	0,00
M/MF				0,541

Napriek predpokladanej analytickej chybe (pravdepodobne nižší obsah K_2O) je zjavné vysoké zastúpenie celadonitovej zložky v štruktúre muskovitu. Na druhej strane však znížený obsah Al_2O_3 dokumentuje, že dochádzalo nielen k výmene tschermakitického komponentu, ale pravdepodobne v istom rozsahu aj k substitúcii Fe^{3+} za Al^{VI}. Zvýšený obsah FM zložky v muskovite je pravdepodobne dôsledkom kontinuitnej reakcie vo fengite--ferrimuskovite, ktorá by mohla vyústiť do tvorby biotitu a muskovitu. Vzhľadom na nízky stupeň metamorfózy a/alebo látkové pomery v hornine nemáme indície o premene na biotit ani v prípade muskovitu, ani zriedkavejšieho chloritu.

Chlorit (an. 4 v tab. 11a) spadá v klasifikačnej škále (Hey, 1954) do poľa ripidolitu, ktorý predstavuje tak v širokej škále nižšie metamorfovaných hornín, ako aj hydrotermálnych procesov bežne rozšírený typ.

Tab. 11b Chemické zloženie amfibolu z metabázika nízkostupňového komplexu prepočítané na 23 kyslíkov. Pomer M/MF = $Mg/(Mg+Fe^{2+}_{tot})$ podľa štruktúrneho vzorca.

Vzorka	T – 7812/1A (výbr. B)			
	1	2	3	4
SiO_2	50,93	51,87	47,56	51,49
Al_2O_3	5,66	3,40	8,42	3,39
MgO	15,46	17,31	13,86	17,26
Na_2O	0,83	0,53	1,16	0,50
FeO	11,54	8,92	13,44	10,90
MnO	0,20	0,35	0,29	0,14
TiO_2	0,16	0,09	0,36	0,08
CaO	12,40	12,23	11,70	12,42
K_2O	0,10	0,00	0,06	0,01
Spolu	97,28	94,69	96,85	96,20
Si	7,36	7,60	6,99	7,50
Al^{iiv}	0,64	0,40	1,01	0,50
Al^{vi}	0,32	0,11	0,45	0,08
Mg	3,33	3,78	3,04	3,75
Fe^{2+}	1,39	1,09	1,65	1,33
Mn	0,02	0,04	0,04	0,02
Ti	0,02	0,01	0,04	0,01
Ca	1,92	1,92	1,84	1,94
Na	0,23	0,15	0,33	0,14
K	0,02	0,00	0,01	0,00
M/MF	0,706	0,776	0,648	0,738

Bezprostredne s predchádzajúcim horninovým typom susedia polohy bázických vulkanoklastík, ktoré petrograficky označujeme ako epidoticko-chloritickú bridlicu s albitom (chlorit ~ albit ~ epidot > amfibol >> titanit, ilmenit). Pôvodnú metamorfózu hodnotíme ako aktinoliticko-epidotickú subfáciu fácie zelených bridlíc. Okrem albitu sme ani na mikrosonde nezískali dôkazy o prítomnosti plagioklasu bohatšieho o Ca zložku, čo indikuje, že metamorfóza neprekročila strednú zónu fácie zelených bridlíc. Tzv. peristeritová medzera v zložení plagioklasu (orientačne okolo 400 °C sensu Maruyama et al., 1983) zrejme nebola dosiahnutá, čo môže podporovať i neprítomnosť amfibolu hornblendového typu. Z týchto aspektov chlorit aj epidot možno považovať za primárne regionálne metamorfované minerály, čo do istej miery indikuje aj neprítomnosť kremeňa. Zloženie amfibolu v základnej hmote je spolu s prepočtami uvedené v tab. 11b (vz. T-7812/1A) a podľa klasifikácie Leaka (1978) an. 1 prináleží aktinolitickému hornblendu a an. 2 aktinolitu. Prítomnosť epidotu v primárnej metamorfnej asociácii dokumentuje aj jeho zatláčanie chloritom a amfibolom, ktorý predstavuje fázovú zmes aktinolitického hornblendu až aktinolitu (an. 3) a Mg hornblendu (an. 4). Tento, v metamorfnej sukcesii relatívne neskorší amfibol, dokumentuje progresívny priebeh regionálnej metamorfózy, kde koexistencia oboch typov amfibolu nasvedčuje dosiahnutiu strednej zóny fácie zelených bridlíc (sensu Muruyama et al., l. c.). K charakteristickej akcesórii patrí rutil, ktorý býva nezriedka zatláčaný titanitom.

Granitoidy

84 svetlé porfyrické granitoidy s usmernenou textúrou

Vo veľkom rozsahu sa vyskytujú v Hlbokej doline, a to v oblasti Koborno – Dubová (k. 571,6), kde ležia v tektonickej superpozícii na svorovo-fylitovom komplexe. Potvrdil to aj vrt TR-2, realizovaný na Dubovej (k. 572). Ide o dobre odlíšiteľný typ svetlosivých granitoidov, pretože preň sú typické porfyrické výrastlice živcov dosahujúcich veľkosť až 0,8 cm. Horniny sú tektonicky intenzívne prepracované, preto živce majú tvar pretiahnutých šošoviek, usmernených paralelne s foliačnými plochami. To bolo zrejme príčinou, že sa spolu s ostatnými typmi granitoidov v rázdielskej časti označovali ako migmatity (Krist, 1959, 1971), resp. migmatitizované ruly a synkinematické migmatity, stromatity až nebulity (Krist et al., 1992). Rekošová (1987) a Kopál (1989) tento typ granitoidov označili ako ortoruly, resp. okaté ruly. Podobne Méres a Hovorka (1992) vyčlenili v sv. časti Tribeča albitovo-mikroklinové ortoruly, ktorých protolit predstavujú kyslé vulkanity a ich klastiká. V rámci niektorých leukokratných variet sa táto predstava lokálne nedá vylúčiť, ale zaradenie všetkých typov granitoidných hornín rázdielskeho bloku do uvedenej genézy je ťažko akceptovateľné. Nazdávame sa, že označenie deformovaný porfyrický granitoid lepšie vystihuje genézu tohto typu hornín.

Majú porfyroklasticko-granitickú štruktúru a podstatné minerálne súčasti tvoria: kremeň > plagioklasy > draselné živce, muskovit. Kremeň vytvára veľké

jedince alebo polykryštalický agregát veľkých zŕn, ktoré sú pomerne silno puklinovité, na okrajoch drvené a silno undulózne. Niekedy na ňom možno pozorovať aj ryhovanie. Živce vystupujú v podobe porfyroklastov, ktoré sú často silno strižne deformované, vzácne až vyvalcované do pretiahnutých šošoviek. Výrazne prevládajú jemne dvojčatne lamelované plagioklasy s bazicitou albit–oligoklas. O silnej deformácii svedčí veľmi časté ohýbanie až pretŕhanie lamiel. V mnohých prípadoch pozorovať albitizáciu ortoklasu za vzniku šachovnicového albitu, alebo v dôsledku K metasomatózy vzniká mikroklin. Draselné živce oveľa viac podliehajú sericitizácii ako plagioklasy. Muskovit je pomerne hojný, má zväčša alotriomorfný vývoj a v takejto forme vypĺňa medzery medzi tabuľkami, resp. šošovkami kremeňa a živcov. Biotit je podstatne zriedkavejší, je hnedej farby, charakteristický svojím pleochroizmom. Často je chloritizovaný alebo baueritizovaný, pričom vznikajú opakové Fe minerály (magnetit, ilmenit, hematit). Jemnozrnný kremeň, novovytvorený sericit a chlorit tvoria matrix horniny, ktorý tmelí porfyroklasty živcov a kremeňa. Akcesórie predstavujú apatit a zirkón.

83 sivozelené strednozrnné mylonitizované granodiority (blastomylonity)

Tvoria tenšie, ale aj hrubé doskovité až masívne telesá (v oblasti Brezov štál – Kamenné vráta – Tomov štál majú hrúbku až 250 m), ktoré sa zúčastňujú na stavbe dvoch tektonických šupín. Spodnejšia spočíva na permskom obale tatrického kryštalinika a považujeme ju za bázu veporickej obalovej, resp. príkrovovej jednotky, vrchnejšia šupina je nasunutá na svoroch, resp. porfyrických granitoidoch. Vystupujú viac-menej vo forme súvislej zóny od Brezovho štálu cez Kamenné vráta na západný svah Hlbokej doliny a pokračujú do Drahožickej doliny.

Makroskopicky predstavujú prevažne strednozrnné sivozelené kryštalické horniny, ktoré v závislosti od intenzity tektonickej deformácie majú kataklastickú až plošne paralelnú textúru. Štruktúra je prevažne porfyroklasticko-mylonitická. Porfyroklasty kremeňa, zachovaných plagioklasov a biotitu sú prednostne orientované v základnej kremito-sericiticko-chloritickej hmote. Pomerne vysoký obsah (až 5 %) chloritizovaného biotitu svedčí o pravdepodobne granodioritovom zložení pôvodnej horniny. Drobnozrnný agregát silno chloritizovaného biotitu sa viaže na foliačné plochy a je pravdepodobne produktom blastomylonitizácie. Akcesoricky sú prítomné zirkón, apatit a opakové Fe-Ti minerály (leukoxenizovaný ilmenit, titanomagnetit).

82 svetlé leukokratné, silno mylonitizované granity

Ako vidno z geologickej mapy, leukokratné granity na povrchu vystupujú v okrajových častiach rázdielskeho masívu. Treba podotknúť, že v úseku medzi k. Kraje (548) a Hlbokou dolinou sa skôr tieto granitoidné horniny považovali za

permské arkózy (pozri Geologickú mapu Tribeča 1 : 50 000, Biely et al., 1974). Ide o svetlé jemnozrnné, pomerne silno tektonometamorfne postihnuté leukokratné granitoidy. Bridličnatosť má kryštalizačný charakter a podľa jej plôch (s_1) majú horniny dokonalú odlučnosť.

Štruktúra hornín je porfyroklasticko-mylonitická, hlavnú minerálnu asociáciu predstavuje kremeň, živce, muskovit a biotit. Mylonitizácia sa prejavuje intenzívnou granuláciou svetlých minerálov, najmä kremeňa, veľmi silnou sericitizáciou živcov a baueritizáciou biotitu. Kremeň vystupuje vo forme alotriomorfných šošovkovitých zŕn veľkosti 0,X–2 mm. Je výrazne prednostne orientovaný, silno undulózny. Tiež je rekryštalizovaný, vtedy má mozaikovú štruktúru. Zo živcov majú prevahu plagioklasy, ktoré sa zachovali len v podobe malých hypidiomorfných a prednostne orientovaných tabuliek. Sú silno sericitizované, podobne aj ortoklas, ktorý je muskovitizovaný. Muskovit a biotit, ktorý je väčšinou baueritizovaný, sú v podobe malých tabuliek a líšt roztrúsené v matrixe, predstavujúcom dominantnú časť horniny. Je zložený z kremeňa a sericitu, má granolepidoblastickú štruktúru. Z akcesórií sme pozorovali zirkón a opakové Fe minerály (hematit, limonit).

Perm

81 brusnianske súvrstvie: metaarkózy s polohami metazlepencov, šošovky bazaltových metaandezitov

Brusnianske súvrstvie bolo definované ako terigénna formácia s prevahou hrubopiesčitého materiálu arkózového zloženia a prítomnosťou vulkanogénneho horizontu (Vozárová, 1979). V pohorí Tribeč vystupuje hlavne v severnej, resp. severozápadnej časti rázdielskeho masívu. Leží uhlovo nesúhlasne na mylonitizovaných granitoidoch a ich blastomylonitoch, ktoré sa považujú za bázu príkrovovej jednotky severného veporika, ležiacu tektonicky v subhorizontálnej pozícii na spodnej šupine kryštalinika.

V prevahe svetlosivé, svetlozelenosivé až sivobiele hrubozrnné a veľmi hrubozrnné arkózové metadroby brusnianskeho súvrstvia tvoria hrubé vrstvy (1 m a viac) s ostrými alebo erozívnymi kontaktmi. Majú masívnu alebo nevýrazne gradačnú textúru. Na báze vrstiev alebo ako samostatné tenké polohy vystupujú strednozrnné obliaky alebo zlepence. Obliakový materiál tvorí kremeň, ryolity-dacity, kataklázované dvojsľudové mikrogranity, ojedinele hrubozrnné granitoporfýry a acidná ortorula. Obdobne psamitovú frakciu v metadrobách tvorí polykryštalický a monokryštalický kremeň, alkalické živce, plagioklasy, klastické sľudy, úlomky z granitoidov a ryodacitov (tab. 12).

Tab. 12 Zloženie pieskovcov brusnianskeho súvrstvia (v %)

Číslo vzorky	264	250	346	257	347
polykryštalický kremeň	25	19	16	39	51
monokryštalický kremeň	6	7	16	8	25
plagioklas	11	7	4	5	st.
alkalický živec	11	11	14	13	–
klastické sľudy	2	3	2	4	–
úlomky vulkanitov	7	9	10	8	5
úlomky metasedimentov	1	–	–	st.	–
matrix	37	44	38	23	19

Lokalizácia vzoriek:
vz. č. 264: 0,3 km s. od k. Lámaniny;
vz. č. 250: 0,5 km s. od háj. Krížne cesty;
vz. č. 346: 0,6 km jjz. od k. Lámaniny;
vz. č. 257: 1 km s. od háj. Husárova;
vz. č. 347: 0,3 km jv. od k. Lámaniny; kremenná metadroba, lúžňanské súvrstvie.

V súbore sedimentov sa vyskytujú polohy ryodacitových tufov (pre zlú odkrytosť terénu nie sú samostatne vymedzené). V blastovitrokryštaloklastickej textúre tvoria tlakovo deformované fenokrysty cca 30 % objemu; úlomky kryštaloklastov reprezentuje kremeň, plagioklas, ortoklas-pertit a menej rozložený biotit.

Výraznejší horizont tvoria vulkanity v oblasti Šaloviny. Zistené vulkanity tvoria niekoľko lávových prúdov pomerne monotónneho chemického zloženia, ktoré sa navzájom striedajú. Chemickým zložením zodpovedajú bazaltickým metaandezitom s obsahom SiO_2 52,64–52,52 %. Patria k nízko draselným varietám s veľmi nízkym obsahom K_2O (0,17, resp. 0,42 hmotn. %). Obsah Na_2O sa pohybuje v rozsahu 3–4 %. Vulkanity sú silno sekundárne premenené, v dôsledku čoho nie sú mafické minerály zachované. Drobné porfyrické výrastlice, ktoré sú úplne zatlačené epidotom, kalcitom a Fe-Ti oxidmi, pôvodne najskôr zodpovedali augitu. Okrem toho sú prítomné sericitizované plagioklasy a ojedinele silno magmaticky resorbovaný kremeň. V matrixe sú lištovité kryštály plagioklasu, niekedy fluidálne usmernené, uložené v devitrifikovanej sklovitej hmote. Produktom premeny sú zrná epidotu a kalcitu a Fe-Ti oxidy. Obdobné typy vulkanitov opísali z tejto oblasti Ďurovič et al. (1992).

Výskyty týchto vulkanitov spolu s ryodacitovými tufmi korelujeme s vulkanogénnym horizontom Harnobisu v pohorí Čierťaž.

80 predajnianske súvrstvie: fialové piesčité bridlice

Vystupuje iba v podobe predtriasových erozívnych reliktov v nadloží brusnianskeho a v podloží lúžňanského súvrstvia (oblasť k. Lámaniny a na S od Šalo-

vín). Reprezentujú ho tmavofialové piesčité bridlice, v ktorých vystupujú tenké medzivložky (hrubé 10–15 cm) fialových metadrôb. Piesčitá frakcia je zložená z neopracovaných úlomkov poly- i monokryštalického kremeňa, plagioklasu, alkalického živca, klastických sľúd a úlomkov acidných vulkanitov, ojedinele mikrogranitov. Matrix je usmernený, bohatý na hematit s novotvoreným, silno usmerneným sericitom, kremeňom a v malom množstve turmalínom.

Trias

Prevažná časť mezozoických súvrství veporika vystupuje v rázdielskej časti Tribeča. Slabo metamorfované sekvencie mezozoika lemujú kryštalinické a mladopaleozoické komplexy zo severovýchodu, východu a sú sústredené aj na ich južných okrajoch. Sú charakterizované úplným vrstvovým sledom od spodného triasu po alb, pričom všetky súvrstvia sa vyznačujú prejavmi anchidynamometamorfózy.

Súvrstvia krížňanského príkrovu s. s. sú hlavným stavebným elementom v sz. časti Tribeča, v rázdielskej skupine. Rozprestierajú sa v území medzi Veľkými Uhercami a Kolačnom na západe, Partizánskym na severe, Brodzanmi na západe a na juhu vo forme tektonických trosiek severne od Klížskeho Hradišťa. Vyznačujú sa úplným vrstvovým sledom so stratigrafickým rozpätím od spodného triasu po alb. Novoidentifikované výskyty krížňanského príkrovu sa nachádzajú v oblasti medzi Dražovcami a Lefantovcami.

79 lúžňanské súvrstvie: pestré kremence, kremenné pieskovce, bridlice spodný trias (skýt)

Lúžňanské súvrstvie má pomerne veľké rozšírenie. Lemuje mladopaleozoické sedimenty, tiahnuce sa v pruhu severne od Debnárovho štálu na Sokolec (k. 799), ďalej v úzkom pruhu južne od Veľkého Poľa, na Veľkú Ostrú, Hrubý vrch, Oselnú skalu až do Drahožickej doliny.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria sivé, ružové až biele, zväčša výrazne lavicovité (10–80 cm), jemno- až hrubozrnné kremenné pieskovce, kremence a arkózy. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 80 m. Bazálne časti tvorí zväčša hrubozrnný materiál, konglomeráty, ktoré sú zložené v prevažnej časti z kremenných obliakov, len zriedkavo sa v nich nachádza aj kryštalinický materiál. Maximálna veľkosť obliakov dosahuje 8 cm.

Mineralogické zloženie je v podstate monotónne, 70–95 % úlomkov tvoria zrná kremeňa rôzneho typu. Sú polykryštalické aj monokryštalické. Pôvodne prevažne izometrický tvar zŕn je v dôsledku kataklázy zmenený na elipsovitý a na predĺžených zakončeniach zŕn sa nachádzajú drobné novovzniknuté kremenné zrnká. Vzájomné kontakty kremenných zŕn sú mozaikovité. Polykryštalinita kre-

menných zŕn môže byť okrem primárnej aj sekundárna v dôsledku kataklázy. V niektorých prípadoch pri slabšej metamorfóze zostali zachované zrná K živcov. Litické úlomky predstavujú jemnozrnné vulkanické felzitické horniny. Úlomky sedimentárnych hornín neboli zistené.

Kataklastická metamorfóza spôsobila zotretie väčšiny sedimentárnych textúr v pôvodnej vnútornej stavbe vrstiev, takmer úplnú likvidáciu pelitických vrstiev a rekryštalizáciu ílovej zložky. Ovplyvnila aj mineralogické zloženie skúmaných sedimentov. Prejavila sa predovšetkým v intrastratálnom rozpúšťaní jednotlivých komponentov; pôvodná základná hmota sa stala zdrojom vzniku sekundárnych minerálov – muskovitu a sericitu, ktoré spolu s novovzniknutými zrnkami kremeňa predstavujú akúsi pseudozákladnú hmotu.

Vek súvrstvia nebol biostratigraficky doložený. Na základe litofaciálneho vývoja a superpozície toto súvrstvie zaraďujeme do spodného triasu/skýtu.

78 pestré ílovito-piesčité bridlice; spodný trias (skýt)

Toto súvrstvie má len rudimentárne rozšírenie. Vystupuje v malej šošovke južne od kóty 613, 0 m (južne od osady Urban). Tvoria ho fialové, červené a sivé ílovito-piesčité bridlice, intenzívne zvrásnené a metamorfované. Sledovali sme ich aj vo veľkej umelej ryhe vykopanej na vedenie vysokého napätia. Tu postupne prechádzali z podložného lúžňanského súvrstvia, takisto metamorfne zmeneného. V tomto profile sa dal dokumentovať normálny vrstvový sled, od kryštalinika cez permské klastické sedimenty prechádzajúce do lúžňanského súvrstvia, ďalej cez pestré bridlice spodného triasu, aniské metamorfované vápence, ktoré sú v normálnej stratigrafickej superpozícii v nadloží spodnotriasového komplexu, cez ramsauské dolomity až do lunzkých vrstiev vrchného triasu a ďalej, bez tektonického prerušenia.

Súčasťou sledu krížňanského príkrovu je súvrstvie pestrých ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami jemnozrnných kremenných pieskovcov. Vystupuje v úzkom pruhu severne od Klížskeho Hradišťa v okolí kóty Kopanica a severne od Kolačna. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 15–20 m.

77 sivožlté rauvaky s vložkami dolomitov; stredný trias

Polohy rauvakov sa nachádzajú severozápadne a severne od Veľkého Poľa. Hrúbka súvrstvia nepresahuje 10 m.

Sú sivožltej farby a výrazne pórovito-brekciovitej štruktúry. Často obsahujú úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa nachádzajú lavice sivožltých dolomitov kryptokryštalickej štruktúry bez akýchkoľvek organických zvyškov. Štruktúra bez pórovitosti a s vysokým podielom ílovitej zložky svedčí o tom, že ide o primárne dolomity.

Stratigraficky zaraďujeme súvrstvie do najspodnejšej časti stredného triasu.

76 gutensteinské vápence; anis

Gutensteinské vápence s. s. vo veporiku (krížňanskom príkrove) Tribeča majú len rudimentárny vývoj. Na mapovanom území sme ich lokalizovali iba na troch miestach, jv. od Kolačna na s. úpätí kóty 312,2, sz. od kóty 482,3 a jz. od svahu Kolianovej. Vystupujú v podloží, resp. laterálne prechádzajú do svetlých vápencov. Samotné gutensteinské vápence sú vyvinuté v podobe tmavosivých až čiernych lavicovitých (10–30 cm) celistvých a jemnozrnných vápencov. Obsahujú lavičky svetlých dolomitov.

Zo štruktúrneho hľadiska sú to zväčša biomikrity, resp. sparity s pomerne malou frekvenciou organickej zložky, ktorá je zastúpená predovšetkým úlomkami krinoidových článkov, ostrakód, úlomkami lamelibranchiát. Pomerne časté sú pelety. Klastická prímes je zriedkavá vo forme angulárnych zŕn kremeňa aleuritovej kategórie. Časté sú mikrostylolity. Maximálna mocnosť gutensteinských vápencov dosahuje 20 m. Gutensteinské vápence krížňanského príkrovu Západných Karpát (Bystrický 1972, 1983) vekovo zodpovedajú aniskému stupňu.

75 svetlosivé a biele kryštalické a mramorizované vápence; anis

Gutensteinské vápence smerom do nadložia, miestami laterálne, prechádzajú do svetlosivých, bielych a béžových vápencov, ktoré sú výrazne zastúpené v aniskom stupni veporika Tribeča. Tento typ vápencov je charakteristický pre pohorie Tribeč. V iných častiach Západných Karpát v rovnakom stratigrafickom horizonte sa s podobnými typmi nestretávame. Tieto vápence sú značne rozšírené v oblasti Plešovice, Kopanice. Výrazný pruh vytvárajú v úseku kóty Šimonov a pokračujú v smere na Klížske Hradište. Vo východnej časti pohoria vystupujú v priamom nadloží lúžňanského súvrstvia, kde sa tiahnu v úzkom pruhu od Píly smerom na Veľkú Ostrú, Pliešku, Dobrolín, do Drahožickej doliny a v širšom okolí Rudice.

Z litologického hľadiska sú to svetlosivé, biele, béžové, pleťové, niekedy ružové vápence. Veľmi často sú laminované, tvorené tmavosivými až čiernymi pruhmi, striedajúcimi sa s bielymi mramorizovanými pásikmi. V oblasti Píly sa v nich nachádza polymetalické zrudnenie na ložisku Nepomucký. Sú prevažne hrubolavicovité až masívne. Sú jemné až strednozrnné, často nadobúdajú až mramorizovaný charakter. Miestami obsahujú polohy a lavice svetlých a tmavých dolomitov.

Zo štruktúrneho hľadiska sú to hlavne sparity, v menšej miere sú zastúpené mikritické typy. Organický komponent je zriedkavý a prevažne zle zachovaný. Nachádzajú sa tu úlomky krinoidových článkov, lamelibranchiát a brachiopód. V niektorých výbrusoch sa našli oolity a pelety. Klastická prímes je sporadická vo forme aleuritického kremeňa. Celá hornina je silno rekryštalizovaná, čo je

spôsobené metamorfózou. Mocnosť súvrstvia nepresahuje 80–100 m. Na základe postavenia vo vrstvovom slede podľa Bieleho (1962) a Bystrického (1982) súvrstvie vekovo zodpovedá anisu.

74 ramsauské dolomity; ladin

Ramsauské dolomity veporika tvoria súvislejšie plochy v území južne od Píly, ktoré pokračujú v pruhu smerom na Martinku, Dobrolín, Stráž, Trstený vrch, Čierny vrch až do oblasti Rudice, západne od Kolačna, odkiaľ prechádzajú po južných svahoch Osečného vrchu, pokračujú západným smerom až do oblasti Turčianok, kde sú rozšírené hlavne v oblasti kóty Kolianova. Litologicky sú to obyčajne sivé, tmavosivé, prevažne vrstvovité (10–30 cm), celistvé, jemnokryštalické, často aj hrubokryštalické dolomity. Často obsahujú polohy a lavičky organodetritických, prevažne krinoidových dolomitov. Na mnohých miestach sa našli polohy s dasykladaceami, prevažne veľmi zle zachovanými. Bolo však možné určiť *Diplopora annulata* SCHAF. Biely (1962) uvádza okrem diplopor aj *Teutleporellu herculeu* STOPP.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o sparity, biosparity, len zriedka sú prítomné mikritické typy. Z organického komponentu sú prítomné úlomky a články krinoidov, lamelibranchiát, zle zachovaných foraminifer a dasykladaceí. Vek súvrstvia na základe uvedených dasykladaceí je ladin.

73 lunzké vrstvy; spodný karn–jul

Lunzké vrstvy vystupujú ako šošovky uprostred dolomitov v území medzi Pílou a Hornou Vsou v severnej časti, len v jedinej šošovke severozápadne od osady Šípok.

Litologicky ich tvoria tmavosivé ílovité a ílovito-piesčité bridlice, ako aj vložky a polohy tmavosivých jemnozrnných pieskovcov. V severovýchodnej časti pohoria sú lunzké vrstvy výrazne prevrásnené a metamorfované, bridlice sú často fylitizované. Maximálna mocnosť súvrstvia nepresahuje 10 m.

Tvorí ich 60–70 % úlomkov kremeňa angulárnych tvarov. Veľkosť zŕn nepresahuje 2 mm. Nestabilná zložka je zastúpená úlomkami K a Ca-Na živcov, výrazný podiel, niekedy až 10 %, má sericit a muskovit. V mnohých prípadoch ide o novotvorené sľudy ojedinele dosahujúce veľkosť 3 mm. Lunzké vrstvy vekovo zodpovedajú per analogiam (Bystrický, 1972, 1983) spodnému karnu (julu).

72 hlavné dolomity; vrchný karn

Len v miestach, kde vystupujú lunzké vrstvy, môžeme v ich nadloží vyčleniť hlavné dolomity, ktoré na základe identických pomerov v iných pohoriach Zá-

padných Karpát zodpovedajú vrchnému karnu. Tie sa po litologickej stránke prakticky nelíšia od ramsauských dolomitov. Sú to sivé až tmavosivé, prevažne jemnokryštalické dolomity, často pórovité, len zriedkavo ide o celistvé typy. Mikrofaciálne sú to predovšetkým sparity, zriedkavo biosparity s ojedinelými zvyškami organickej zložky, zastúpenej predovšetkým úlomkami echinodermát, stielkami rias a iného detritu. Podstatná časť úlomkov je rekryštalizovaná.

71 karpatský keuper; norik

V nadloží hlavných dolomitov vystupuje pestré súvrstvie karpatského keuperu. Výraznejšie je toto súvrstvie vyvinuté na západných a východných svahoch Osečného vrchu, južne od Brodzian a v okolí Šimnova, vo východnej časti tvorí pomerne veľké plochy v území medzi Pílou, Veľkým Poľom a Radobicou a pokračuje až k Hornej Vsi. Karpatský keuper tvoria tri základné litologické zložky: pelitická (bridlice), psamitická (pieskovce) a karbonátová – dolomity, ktoré sú vo východnej časti územia dominantným litologickým komponentom. V severnej časti územia v súvrství výrazne dominujú pestré (červené, fialové, zelené) ílovité bridlice. Bridlice sú zložené prevažne z illitu, chloritu, sericitu a dispergovaných Fe zložiek, prevažne hematitu. Kremeň tvorí prímes vo forme ostrohranných zŕn veľkosti max. 0,5 mm. Psamitickú zložku tvoria stredno- až jemnozrnné pieskovce, resp. kremenné pieskovce. Spravidla sú sústredené do spodných častí súvrstvia. Litologicky sú to svetlé, sivé a ružové pieskovce až kremenné pieskovce. Petrograficky sú zložené z kremenných zŕn, ktorých obsah sa pohybuje v rozmedzí 50–75 %. Úlomky kremeňa majú zväčša angulárny tvar, veľkosť 1–2 mm. Prítomné sú aj sericitizované živce a muskovit. Základná hmota je kremito-sericitická, tmel je kremitý.

Dolomity sú prevládajúcou zložkou karpatského keuperu v okolí Veľkého Poľa a Jedľových Kostolian. Tvoria časté vložky, niekedy vytvárajú aj mocnejšie polohy do 10–15 m. Sú to zvyčajne lavicovité (10–80 cm) biele, svetlosivé a žltkavé, veľmi jemnozrnné dolomity s vysokým podielom ílovitej zložky. Časté sú preplástky žltých ílovitých bridlíc, ktoré sú prevažne metamorfované až na fylity. Mikrofaciálne ide o horniny s afanitickou štruktúrou bez akýchkoľvek alochémov, so zriedkavou prímesou aleuritického kremeňa. Na základe pozície vo vrstvovom slede v nadloží karnu a v podloží kössenských vrstiev súvrstvie karpatského keuperu vekovo zodpovedá noriku.

70 kössenské vrstvy (fatranské súvrstvie); rét

Súvrstvia najvyššieho triasu vystupujú predovšetkým v širšom okolí obce Brodzany, v úzkom pruhu vystupujú na jz., sz. a jv. svahoch kóty Osečný vrch (551,2). Väčšie plošné rozšírenie dosahujú južne od Radobice v okolí štálu Štef-

leje. Reprezentujú ich tmavosivé až čierne lavicovité (10–30 cm) slienité, lumachelové a organodetritické vápence, obsahujúce hojnú faunu lamelibranchiát a brachiopód. V oblasti Radobice a v celej východnej časti územia sú aj vápence rétu postihnuté metamorfózou. Biely (1962) uvádza južne od Brodzian na kóte Lubin *Rhaetina gregaria* SUESS., *Oxytoma* sp., jv. od Brodzian, sv. od kóty 412 *Antiquilina succincta* SCHL., na jv. svahu Veľkej hory *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Modiolus minutus* (GOLDF.), *Chlamys* cf. *falgeri* (MERIAN). Na hrebeni medzi Radobicou a Cerovou identifikoval *Palaeocardita* cf. *austriaca* (HAU.), *Palaeocardita* cf. *cloacina* (QUENST.), *Cypricardia* sp., *Pecten* sp., čo jednoznačne potvrdzuje vek súvrstvia ako rét. Miestami, hlavne na jz. svahu Osečného, sú časté polohy výrazne organogénnych, rifových vápencov s hojnými trsmi korálov *Thecosmilia clathrata*. Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s vysokou frekvenciou organickej zložky, tvorenej dobre opracovanými úlomkami lamelibranchiát, brachiopód, krinoidových článkov, foraminifer a ostrakód. Časté sú pelety a oolity. Maximálna mocnosť súvrstvia je 50 m. Vek súvrstvia, ako sme už uviedli, je najvyšší trias–rét.

Jura

Jurské súvrstvia veporika Tribeča sú sústredené hlavne v okolí Osečného vrchu, kde tvoria akýsi lem na svahoch okolo celej kóty, malé výskyty sa nachádzajú v okolí Brodzian. Výrazný súvislý pruh tvoria v oblasti od Veľkého Poľa až po Radobicu.

69 kopienecké súvrstvie, pieskovce, bridlice, piesčité a krinoidové vápence, svetlosivé organodetritické vápence; hetanž–sinemúr (max. 120 m)

Najväčšie rozšírenia dosahuje toto súvrstvie na svahoch Osečného, kde tvorí súvislý pruh. Podobne v súvislom pruhu sa tiahne od doliny Čierneho potoka, severne od Veľkého Poľa po Radobicu. Bazálne časti jurského sedimentačného cyklu tvorí súvrstvie tmavosivých a zelenkavých ílovito-piesčitých bridlíc s vložkami jemnozrnných vápnitých pieskovcov, ktoré sprostredkúva priamy styk s podložným súvrstvím. V okolí Veľkého Poľa, Jedľových Kostolian a Píly sú tieto bridlice intenzívne metamorfované, prevrásnené a zbridličnatené. Vložky vápencov sú zbridličnatené a mramorizované. Smerom do nadložia súvrstvie prechádza do tmavých, výrazne krinoidových vápencov, často slabo piesčitých. Ojedinele sa vyskytujú väčšie koncentrácie a polohy (do 10 m) svetlých organodetritických a lumachelových vápencov (na západnom svahu Osečného, južne od Radobice). Tieto vápence vyčlenil Biely (1962) ako samostatnú litostratigrafickú jednotku. Domnievame sa, že sú súčasťou kopieneckého

súvrstvia. Aj vo vyšších častiach sú pomerne časté vložky tmavosivých ílovito-piesčitých bridlíc.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o biomikrity s prevahou detritu krinoidových článkov, častý je detrit lamelibranchiát, brachiopód, foraminifer (*Leticulina* sp., *Involutina liassica* JONES, *Nodosaria*), ostňov ježoviek a rozličného iného biodetritu, časté sú oolity. Klastický komponent je zastúpený v niektorých prípadoch až na 10 % úlomkami kremeňa, prevažne psamitickej veľkostnej kategórie. V metamorfovaných typoch vápencov sú stavebné zložky výrazne lineárne usmernené, deformované. Nachádzajú sa tu novotvorené idiomorfné kryštáliky minerálov, Ca-Na živce a šupiny muskovitu. Maximálna mocnosť súvrstvia je 120 m. Biely (1962) uvádza zo súvrstvia (južne od osady Belianky) lamelibranchiátovú faunu: *Plicatula hetagiensis* TERQUEM, *Lima* sp., *Pecten* sp. Zo svetlých organodetritických vápencov (južne od Radobice) uvádza: *Plicatula hettangiensis* TERQUEM, *Gryphaea arcuata* LAM., *Chlamys* cf. *subulata* MUNST., *Cardinia* sp. Stratigraficky zaraďujeme kopienecké súvrstvie na základe fauny a postavenia vo vrstvovom slede do spodného liasu, hetanžu–sinemúru.

68 allgäuské vrstvy (fleckenmergel); lotaring–pliensbach (max. 80 m)

V priamom nadloží kopieneckého súvrstvia v tom istom priestore vystupuje súvrstvie tvorené tmavosivými lavicovitými (5–25 cm) slienitými škvrnitými vápencami, alternujúcimi s tmavosivými až čiernymi slienitými bridlicami. V oblasti Veľkého Poľa a Jedľových Kostolian je súvrstvie intenzívne zbridličnatené a metamorfované. Slienité bridlice sú miestami zmenené na fylity. Litologicky súvrstvie tvoria tmavosivé slienité, výrazne škvrnité vápence, prevažne lavicovité, striedajúce sa s tmavosivými až čiernymi slienitými bridlicami. Charakteristickou črtou v nemetamorfovaných vápencoch sú čierne škvrny, ktoré sú zväčša paralelné s vrstvovitosťou. Ide najpravdepodobnejšie o produkt po činnosti organizmov. Vo vápencoch postihnutých metamorfózou je podstatná časť škvŕn zotretá. V najvyšších častiach súvrstvia sa vo vápencoch nachádzajú tmavosivé a čierne drobné hľuzy rohovcov, samotné vápence sú často silno silicifikované. V tomto prípade ide o litofáciu kremitého fleckenmergelu. Mocnosť tejto polohy nepresahuje 10 m.

Mikrofaciálne ide predovšetkým o biomikrity s prevládajúcou spongiovou mikrofáciou, rádiolériami, často sú prítomné aj foraminifery (*Lenticulina* sp.), ostrakódy, v malej miere drobný detrit echinodermát. Zriedkavá je klastická prímes aleuritického kremeňa. Severne od Osečného z priestoru jz od Baraních rožkov uvádza Biely (1962) amonitovú faunu: *Echioceras raricostatum* (ZIETEN), *Echioceras nodotiatum* (D'ORB.), *Echioceras ophioides* FUCINI, *Partschiceras partschi* (STUR), *Glaeviceras* sp., *Phylloceras* sp., *Uptonia* cf. *jamesoni, Oxytoma* cf. *münsteri* (GOLDF.), *Oxytoma* cf. *sinemuriensis* (D'ORB.), na základe ktorej zaraďujeme súvrstvie allgäuských vrstviev do lotaringu–pliensbachu.

67 adnetské vápence: ružové, slienité vápence, červené hľuznaté vápence, bridlice; pliensbach–domér (max. 15 m)

Adnetské vápence v krížňanskom príkrove vystupujú len v jednej malej šošovke, ktorá je lokalizovaná cca 500 m juhozápadne od kóty 535,0 m, Baranie rožky. Ich maximálna mocnosť nepresahuje 8 m [Biely (1962) uvádza ešte jednu šošovku južne od Brodzian, kde je v súčasnosti navážka a cesta].

Litologicky sú to červené a ružové slabo slienité, výrazne hľuznaté vápence, ktoré postupne prechádzajú do červených a ružových doskovitých až bridličnatých vápencov. Vápence sú prevažne lavicovité (5–10 cm).

Mikrofaciálne sú to prevažne biomikrity s vysokým obsahom organických zvyškov, filamentov, rádiolárií, prierezov aptychov, juvenilných amonitov, úlomkov krinoidových článkov, ihlíc húb, ostrakódov, foraminifer a ostňov ježoviek.

Z juhozápadného svahu Baraních rožkov uvádza Biely (1962) amonity: *Arietites algovianum* (OPPEL), *Androgynoceras* ex gr. *hybridum* (D'ORB.), *Liparoceras (Vicininodiceras)* ex gr. *simplicostatum, Polymorphytes* sp. ex gr. *Polymorphus* (QUENST.), *Phyloceras* sp., *Lythoceras* sp. Táto fauna amonitov dostatočne stanovuje vek súvrstvia na pliensbach–domér.

66 rádioláriové vápence a rádiolarity; kelovej–oxford (max. 25 m)

Predstavujú jedno z najcharakteristickejších súvrství mezozoika veporika Západných Karpát. V študovanom území vystupujú takmer vo všetkých prípadoch v priamom nadloží allgäuských vrstiev. Sú vyvinuté v úzkom pruhu na južných a severných svahoch Osečného vrchu, vo východnej časti územia. Vystupujú v doline Cerového potoka, v okolí Veľkého Poľa a Jedľových Kostolian.

Litologicky ide o sivé a zelené kremité rádioláriové vápence, ojedinele s hľuzami tmavosivých, čiernych a zelenosivých rádiolaritov. Sú obyčajne lavicovité (10–20 cm). Vo východnej časti sú tieto vápence výrazne dynamometamorfované, detailne prevrásnené do mikrovrás, často výrazne zbridličnatené.

Mikrofaciálne je štruktúra vápencov biomikritická. Prevládajúcim organickým komponentom sú prevažne kalcifikované rádiolárie spumelárioveho typu, ostrakódy, ojedinelé ihlice húb, zriedkavé sú úlomky echinodermát. Sporadicky je prítomná klastická prímes, tvorená kremeňom aleuritickej veľkostnej kategórie. Rádiolarity tvorí mikrokryštalická chalcedónová hmota, ojedinelé zvyšky rádiolárií s častými autigénnymi idiomorfnými kryštálikmi karbonátov. V dynamometamorfovaných vápencoch organické zvyšky prakticky chýbajú. Základná hmota je prevažne pseudosparitická. Na plochách bridličnatosti sa vytvoril sericit.

Maximálna hrúbka súvrstvia v tejto oblasti je 25 m. Vek súvrstvia kelovej–oxford je stanovený nepriamo, na základe postavenia vo vrstvovom slede v nadloží adnetských vrstiev a v podloží aptychovo-sakokómových vápencov a na

základe paleontologických analýz identických súvrství krížňanského príkrovu v ostatných jadrových pohoriach Západných Karpát.

65 jaseninské súvrstvie: červené slienité doskovité a slabo hľuznaté vápence (kimeridž–spodný titón); max. 15 m

Jaseninské súvrstvie vystupuje v niekoľkých málo mocných šošovkách na juhozápadnom a východnom svahu Baraních rožkov, na západnom svahu Osečného. Vo východnej časti vystupuje v niekoľkých šošovkách severne od Veľkého Poľa a v izolovaných odkryvoch na svahoch Cerového potoka. V tejto časti je toto súvrstvie výrazne dynamometamorfované.

Litologicky sú to červené jemnozrnné, slabo slienité lavicovité až doskovité, (5–10 cm) miestami slabo hľuznaté vápence s vložkami a preplástkami slienitých bridlíc.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity s veľmi hojnou organogénnou zložkou. Tá je reprezentovaná úlomkami ramúl sekundibranchiál planktonických krinoidov rodu *Saccocoma* AGASSIZ, prierezmi rádiolárií, globochétami, filamentmi, detritom krinoidových článkov foraminifer a lamelibranchiát. Pomerne časté sú prierezy aptychov. Vo vrchných častiach súvrstvia sú vo výbrusovom materiáli prítomné vo väčšej miere prierezy kalpionel: *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU). V dynamometamorfovaných vápencoch je častý novotvorený sericit. Klastická prímes je sporadická, tvorená úlomkami kremeňa aleuritickej veľkostnej kategórie. Na základe prítomnej mikrofauny zaraďujeme súvrstvie do kimeridžu–spodného titónu.

Jura–krieda

64 osnické súvrstvie: slienité kalpionelové vápence (vyšší titón–spodný valangin); max. 10 m

V nadloží rádiolóriových vápencov na j. hrebeni Osečného vrchu leží málo hrubé (10 m) súvrstvie slienitých lavicovitých (15–25 cm) vápencov s charakteristickým lastúrovitým lomom. V oblasti Jedľových Kostolian sú to malé šošovky slienitých metamorfovaných vápencov. Je veľmi ťažké kartograficky ho vyčleniť, preto ho vyznačujeme len šrafou (bodky). Ide o súvrstvie kalpionelových vápencov. Sú biomikritickej štruktúry s bohatým obsahom mikrofauny: *Calpionella alpina* (MURG. et FILIP.), *Calpionelites darderi* (COLOM.), *Calpionella eliptica* CADISCH, *Callpionelopsis simplex* (COLOM). Veľmi časté sú kalcifikované rádiolárie, ostrakódy, stomiosféry, globochéty a ihlice spongií.

Zriedkavé sú úlomky bivalvií, aptychov, filamenty a foraminifery. Vek súvrstvia na základe uvedených mikrofosílií je najvyšší titón–spodný valangin.

Krieda

63 mráznické súvrstvie: sivé slienité vápence, bridlice, sliene – metamorfované; vrchný valangin–barém

Vystupuje na vrchole Osečného vrchu, Baraních rožkoch a ich južných svahoch, v úzkom pruhu južne od Brodzian a v dvoch malých šošovkách východne od Turčianok. Vo východnej časti Tribeča má väčšie rozšírenie v okolí Jedľových Kostolian, severne od Veľkého Poľa a na východných svahoch potoka Cerová. V tejto oblasti je súvrstvie intenzívne dynamometamorfované a silno zvrásnené. Tu sú horniny silno fylitizované, rekryštalizované, mramorizované, často sú vápence silno zbridličnatené.

Z litologického hľadiska súvrstvie predstavuje alternáciu sivých a tmavosivých slienitých vápencov, slieňovcov a slienitých bridlíc. Vápence sú zväčša lavicovité (10–30 cm), plochy vrstiev sú zvyčajne nerovné, často silno zbridličnatené, tektonizované. Hranica oproti podložnému osnickému súvrstviu je neostrá.

Mikrofaciálne tieto metamorfované typy sú charakterizované ako pseudosparity. Sú pre ne charkteristické novovzniknuté minerály. Tie sú zastúpené idiomorfnými lupienkami muskovitu, časté sú Ca-Na živce, idiomorfné zrná kremeňa. Celá vnútorná štruktúra je výrazne lineárne usmernená.

Nemetamorfované vápence sú výrazne biomikritické, s hojnou frekvenciou organických zvyškov. Sú to predovšetkým rádiolárie spumelárioveho typu, zväčša kalcifikované, ihlice spongií, ostrakódy, filamenty, foraminifery, ojedinele sú prítomné prierezy aptychov, hrubostenných bivalvií a echinodermát. Biely (1962) uvádza zo západného svahu Osečného vrchu amonit *Beriasella* cf. *pontica* RETOWSKI. Z paleontologicky dôležitých mikrofosílií boli identifikované: *Cadosina vogleri* BORZA, *Calpionellopsis* sp., *Tintinnopsella longa* COLOM, *Colomisphaera minutissima* COLOM. Z foraminifer sú prítomné *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Hedbergella* sp. Hrúbka súvrstvia dosahuje max. 100 m. Vek súvrstvia na základe uvedenej mikrofauny je vrchný valangin–barém.

62 tmavosivé a čierne piesčité organodetritické vápence, slienité bridlice; vrchný barém–apt

V nadloží mráznického súvrstvia vystupuje miestami vo forme tenkých pruhov a šošoviek súvrstvie tmavosivých až čiernych slabo slienitých, slabo piesčitých a organodetritických vápencov. Vápence sú prevažne lavicovité (10–30 cm).

V súvrství sú časté vložky a polohy čiernych slienitých bridlíc. Toto súvrstvie dosahuje maximálnu hrúbku cca 30 m.

Mikrofaciálne sú to predovšetkým biomikrity, resp. biomikrosparity s rôznou frekvenciou organických zvyškov. Organickú zložku predstavuje rozličný detrit – úlomky echinodermatových článkov, bivalvií, ostne ježoviek a foraminifer. Sú to predovšetkým zvyšky orbitolín, ktoré sú však zväčša zle zachované. Z foraminifer boli určené: *Hedbergella* cf. *infracretacea* GLAESSNER, *Hedbergella cretacea* (ORBIGNY). V slienitejších varietách biomikritov sú, naopak, veľmi často prítomné kalcifikované rádiolárie, ostrakóda a ihlice húb. Klastickú prímes tvoria úlomky kremeňa prevažne aleuritickej veľkostnej kategórie. Na základe postavenia súvrstvia v nadloží mráznického súvrstvia a foraminiferovej mikrofauny sme stanovili stratigrafické rozpätie súvrstvia na vrchný barém–apt.

61 porubské súvrstvie: piesčité vápence, pieskovce, bridlice, mikrokonglomeráty; alb

Najmladšou litostratigrafickou jednotkou krížňanského príkrovu v Tribeči je porubské súvrstvie. Vystupuje v nadloží karbonátového súvrstvia aptu, častejšie však v priamom nadloží mráznického súvrstvia. Rozsiahlejšie plochy tvorí v okolí Jedľových Kostolian, severne od Veľkého Poľa, kde je v kontakte s neovulkanickými horninami. Podobné veľké plochy tvorí v oblasti Banskej a lazov Hvojníkovi južne od Radobice. Vo východnej časti územia je súvrstvie postihnuté výraznou dynamometamorfózou.

Z litologického hľadiska porubské súvrstvie tvorí alternácia sivých a tmavosivých slabo slienitých bridlíc a tmavosivých, do hrdzava zvetrávajúcich jemnozrnných pieskovcov. Pieskovce sú zväčša tenkolavicovité (10–15 cm). V pieskovcoch sa zriedkavo vyskytujú tenké polohy mikrokonglomerátov. Bridlice sú v prevahe v pomere cca 2 : 1. V spodnej časti súvrstvia vystupujú prevažne tmavosivé a žltkavé piesčité tenkolavicovité vápence.

Vo východnej časti územia medzi Jedľovými Kostoľanmi a Radobicou je porubské súvrstvie výrazne metamorfované, čo sa prejavuje aj v litofaciálnej náplni. Polohy bridlíc sú výrazne zmenené, fylitizované. V spodných častiach súvrstvia prevláda psamitický komponent, zastúpený stredno- až hrubozrnnými hrdzavosivými pieskovcami so znakmi metamorfózy. Na báze súvrstvia sa miestami nachádzajú polohy mikrokonglomerátov, ktoré nepresahujú hrúbku 10 m. Obliaky sú pomerne slabo opracované, veľkosti v priemere cca 3 cm, max. 5 cm. Sú zložené z tmavých piesčitých vápencov (lias), čiernych organodetritických vápencov (rét), kremencov, kryštalinických hornín – svory, granitoidy.

Vápence majú prevažne mikritickú štruktúru. Klastický komponent tvorí v jednotlivých prípadoch až 30 %. Je zložený z úlomkov kremeňa, prevažne

angulárneho tvaru, veľkosti do 2 mm. Zriedkavé sú šupinky sľúd, úlomky karbonátových hornín, ojedinelé sú úlomky foraminifer a lamelibranchiát.

Pieskovce sú z petrografického hľadiska zložené zo 60–70 % úlomkov kremeňa veľkosti 1–2 mm, prevažne angulárneho tvaru. Nestabilný komponent tvoria úlomky K živcov, Ca-Na živce, sericit, muskovit, zriedkavý je biotit. Akcesórie zastupuje zirkón, zriedkavejší je rutil a turmalín. Základná hmota je karbonátová, tmel tvorí kalcit. V metamorfovaných klastikách sú prítomné novotvorené idiomorfne obmedzené minerály (kremeň, plagioklasy, muskovit, chlorit).

Stratigraficky zaraďujeme porubské súvrstvie do spodného albu na základe mikrofauny pochádzajúcej z bridlíc zo sz. svahu Baraních rožkov (Biely, 1962; Salaj, 1962.): *Ticinella roberti* (GANDOLFI), *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Haplophragmoides nonionioides* (REUSS), *Lagena apiculata* REUSS, *Bigenerina complanata* REUSS, *Hedbergella trocoidea* (GANDOLFI), *Gyroidina infracretacea* MOROZOVA, *Anomalina (Gavelinella) complanata* REUSS, *Anomalina (Gavelinella) ammonoides*, *Anomalina (Anomalina) djaffarovi* AGARALOVA, *Epistomina (Brotzenia)* cf. *spinulifera* REUSS, *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Lenticulina sp.*

HRONIKUM

Chočský príkrov

V mapovanom regióne ho budujú mladopaleozoické a triasové súvrstvia (obr. 19). Vo východnej časti Tribeča vystupuje mladšie paleozoikum hronika v príkrovovej pozícii na veporickom kryštaliniku a mezozoiku, a to v oblasti Jedľové Kostoľany – Malá Lehota – Píla, pričom jeho priame pokračovanie možno sledovať do podložia terciérnych sedimentov a vulkanitov Slovenského stredohoria. Malé izolované výskyty sú známe z oblasti na sever a západ od Veľkého Poľa. Mladšie paleozoikum hronika vo východnej časti Tribeča reprezentujú obe litostratigrafické jednotky – nižnobocianske a malužinské súvrstvie, pričom v dôsledku zložitej prešmykovej a zlomovej tektoniky nie sú ich vrstvové sledy zachované kompletne. Mezozoikum zastupujú iba triasové horninové súbory.

Vrchný karbón

Nižnobocianske súvrstvie

Predstavuje tektonicky redukovanú litostratigrafickú jednotku zachovanú na báze štureckého príkrovu. Vrchnokarbónsky vek nižnobocianskeho súvrstvia sa

Obr. 19 Litostratigrafická kolónka hronika

predpokladá na základe korelácie so stratigraficky doloženými výskytmi na severných svahoch Nízkych Tatier (Ilavská, 1964; Sitár a Vozár, 1973; Planderová, 1979).

60 sivé pieskovce s polohami drobnozrnných polymiktných zlepencov a čiernych bridlíc; stefan

Určujúcimi znakmi nižnobocianskeho súvrstvia sú:

1. výrazne vyvinutá cyklickosť s mnohonásobne nad sebou sa opakujúcimi sedimentárnymi cyklami, ktoré majú asymetrickú stavbu,
2. dobre vyvinutá vrstvovitosť s prevahou vrstvových telies tabulárneho tvaru,
3. prevažne sivá, tmavosivá a čierna farba sedimentov.

Modálny cyklus sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia sa začína na báze hrubozrnnými pieskovcami, prípadne drobnozrnnými zlepencami a postupne prechádza do vrchných častí cez stredno- až drobnozrnné pieskovce do bridlíc. Hrúbka jednotlivých vrstiev sa mení v závislosti od zrnitostného zloženia sedimentu (prevládajú vrstvy hrubé 30–100 cm). Pre ne je charakteristické gradačné zvrstvenie a horizontálna planárna laminácia. Relatívne menej sú zastúpené telesá masívnych a šikmo zvrstvených pieskovcov. Hranice medzi vrstvami sú ostré, prípadne erozívne.

Prevládajúcim litologickým členom sú pieskovce (40–60 % z celého súboru sedimentov). Podľa petrografického zloženia prevládajú litické arenity a litické droby nad subarkózami, arkózami a arkózovými drobami (tab. 14). Na minerálnom zložení pieskovcov sa okrem zŕn kremeňa, plagioklasov, K živcov a klastických sľúd podieľajú aj úlomky hornín, ktoré pochádzajú z troch zdrojových oblastí:

– granitoidy a vysoko metamorfované komplexy (migmatity, ruly, ortoruly),
– epimetamorfované komplexy (rôzne typy fylitov, zelené bridlice),
– synsedimentárny vulkanizmus v prevahe dacitovo-andezitového charakteru.

K nim ešte pristupujú intraklasty ílovitých bridlíc – produkty autocyklickej erózie.

Množstvo redeponovaného vulkanoklastického detritu varíruje a miestami pieskovce svojím zložením zodpovedajú tufitickým sedimentom. Stupeň premeny sedimentov nižnobocianskeho súvrstvia zodpovedá podmienkam diagenézy, prípadne hranici diagenéza/anchizóna.

59 žilné telesá dioritových a gabrodioritových porfyritov; ?vrchný karbón–spodný perm

Sú to drobno- až strednozrnné horniny zelenej a zelenosivej farby, masívnej, všesmerne zrnitej textúry. Vyskytujú sa vo forme tenkých dajok alebo relatívne

hrubších medzivrstvových sillov. V prípade väčších telies vytvárajú výrazné kontaktné lemy na okolitých sedimentoch (niekoľko dm). V kontaktnej zóne dochádza k „vybieleniu" sedimentov (odnos organickej hmoty) a k vzniku chloritu, epidotu, kalcitu a kremeňa.

Štruktúra porfyritu je doleritová, zriedka s vývojom porfyrických výrastlíc. Minerálne zloženie je monotónne – plagioklasy, augit, apatit, magnetit a ilmenit. Pôvodná minerálna asociácia je silno zmenená. Zistili sa tieto sekundárne minerály: sericit, chlorit, epidot, kremeň, kalcit, pumpellyit, prehnit. Plagioklasy sú albitizované. Asociácia pumpellyit–prehnit bola interpretovaná ako dôsledok poklesovej metamorfózy (Vrána a Vozár, 1969; Nízke Tatry).

Lokálny vysoký obsah rudných minerálov je ovplyvnený prítomnosťou hydrotermálnej mineralizácie – chalkopyritu, pyritu a hematitu.

Na základe chemického zloženia sú dioritové a gabrodioritové porfyrity pravdepodobne komagmatické s permskými andezitovo-bazaltovými vulkanitmi z malužinského súvrstvia (Vozár, 1973, 1977).

Tab. 13: Modálne zloženie dioritových a gabrodioritových porfyritov

	45/T	51/T	52/T	53/T
plagioklasy	34	40	34	42
augit	18	9	18	15
chlorit	21	18	–	5,5
epidot	–	10	–	4,5
sericit	10,5	12	43	17
pumpellyit + prehnit	7	–	–	9
kremeň	4	–	4	3
akcesórie	1,5	1	1	1
rudné minerály	4	10	–	2

Perm

Malužinské súvrstvie

Vystupuje v priamom stratigrafickom nadloží nižnobocianskeho súvrstvia. Predstavuje klastickú sedimentárnu formáciu, ktorej dôležitou súčasťou sú synsedimentárne andezitovo-bazaltové vulkanity a vulkanoklastiká. Malužinské súvrstvie, ako bolo definované na severných svahoch Nízkych Tatier (Vozárová a Vozár, 1981), je zložené z troch regionálne rozšírených megacyklov, pričom v prvom a treťom z nich sú zastúpené aj andezitovo-bazaltové vulkanity. V dôsledku komplikovanej zlomovo-prešmykovej tektoniky sú pri východnom ohraničení Tribeča zachované predovšetkým sekvencie I. megacyklu (v. od Malej

Lehoty až po štátnu cestu Píla – Žarnovica) a III. megacyklu (v. od Jedľových Kostolian). Priamym stratigrafickým nadložím malužinského súvrstvia sú spodnotriasové sedimenty benkovského súvrstvia (sv. od osady Horné Lúčno a oblasť k. Brezový vrch).

O permskom veku sedimentov malužinského súvrstvia uvažujeme na základe korelácie s biostratigraficky doloženými lokalitami z oblasti Nízkych Tatier (Planderová, 1973; Planderová a Vozárová, 1982), kde bol palynologicky preukázaný autun–saxón–türing.

58 pestré, cyklicky usporiadané pieskovce, drobnozrnné zlepence a bridlice

Jedným zo základných znakov malužinského súvrstvia je ich pestré zafarbenie. Sú prevažne červené, sivočervené, svetlosivé a žltosivé. Sedimentárna sekvencia sa vyznačuje mnohonásobným opakovaním asymetrických, progresívne gradačne usporiadaných cyklov nad sebou. Jednotlivé sedimentárne cykly dosahujú hrúbku 2–5 m. Na báze sú zložené z pieskovcov alebo drobnozrnných zlepencov, ktoré smerom do nadložia striedajú jemnozrnné pieskovce, prachovce a bridlice. Bridlice vo vrchných častiach cyklov obsahujú horizonty pelosideritových a dolomitových konkrécií alebo fosílne pôdy zvetrávania (vápnité kôry – kalkrety). Miestami sú tieto sedimenty intenzívne bioturbačne prepracované. Kontakty medzi vrstvami sú ostré, na báze jednotlivých cyklov erózne, charakterizované erozívnymi rozmyvmi alebo erozívnymi kanálmi. Zo sedimentárnych znakov bolo identifikované gradačné a šikmé zvrstvenie tabulárneho i korytového typu. V jemnozrnných fáciách je okrem bioturbačných textúr zachovaná horizontálna laminácia.

Pieskovce, ktoré sú najrozšírenejším litotypom, svojím minerálnym zložením zodpovedajú subarkózam, arkózam a arkózovým drobám (tab. 14). Na ich zložení sa podieľajú zrná kremeňa, plagioklasu, draselných živcov, klastických sľúd a illitovo-kaolinitový matrix, asociovaný s kremeňom, malým množstvom chloritu a s kremitým a kalcitovým cementom. Všeobecne je matrix bohatý na železitý pigment.

Pieskovce okrem granitoidového detritu obsahujú varírujúcu prímes úlomkov dacitovo-andezitových a andezitovo-bazaltových vulkanitov. Len sporadicky sa zistili úlomky z rúl a epimetamorfovaných hornín. Na erozívnej báze cyklov pozorovať intraklasty červených bridlíc i polohy redeponovaných konkrécií.

57 andezitovo-bazaltové vulkanity a vulkanogénne sedimenty

Andezitovo-bazaltový vulkanizmus v malužinskom súvrství je polyfázový, s maximálnym rozšírením v I. a III. megacykle. Chemickým zložením patrí

Tab. 14 Zloženie pieskovcov mladšieho paleozoika a spodného triasu hronika (v %)

	Nižnobocianske súvrstvie		Malužinské súvrstvie					Benkovské súvrstvie
Zloženie zŕn	1T/96	4T/94	3Ta/96	3Tb/96	3Tc/96	4T/96	5T/96	2T/96
polykryšt. kremeň	33	41,5	30	27	22	18	20	56
monokryšt. kremeň	4	18	9	7	9	20	22	28
alkalický živec	10	5	13	18	23	13	8	6,5
plagioklasy	6	2,5	15	15	8	7	5	1
klastická sľuda	0,5	6	1	1	1	4	5	0,5
úlomky acid. a interm. vulk.	19,5	4	9	10	20	17	13	4
úlomky bázických vulk.	–	–	3	5	2,5	2	1	–
úlomky fylitov	–	4	2	2,5	2,5	2	2	–
matrix	27	19	18	14,5	12	17	24	4

Tab. 15 Príklady modálneho zloženia bazaltov (podľa Vozára, 1976; vyjadrené v %)

	1/T	8/T	33/T	14/T	34/T	44/T	50/T	40/T	28/T
plagioklas	52	25	46	48	42	40	51	55	46
augit	4	15	14	5	–	14	10	13	12
olivín	–	–	–	–	–	–		–	
vulkanické sklo	–	–	10	–	–	16	8	25	8
chlorit	34	54	10	22	32	12	18	–	28
epidot	–	–	16	13	20	12	–	–	–
sericit	–	–	–	8	–	–	9	–	–
kalcit	4	–	–	–	–	–	–	–	–
kremeň	–	–	–	–	2	–	–	–	–
rudné minerály	3	6	4	3	4	4	–	6	–
akcesórie	3	–	–	1	–	2	3	1	6

Lokalizácia odobraných vzoriek

Č. vz.	Lokalita
1/T	cesta Žarnovica – Veľké Pole, zárez pri osade Šárka;
8/T	sz. od Veľkej Lehoty, hrebeň v. od doliny Žitavica;
14/T	sz. od Veľkej Lehoty, hrebeň v. od doliny Žitavica;
28/T	sz. od Veľkej Lehoty, dolina Žitavica, 200 m j. od k. 408;
33/T	sv. od osady Štál Drienovských, 570 m od k. 581;
34/T	sz. od osady Lúčno, 280 m sz. od k. 595;
40/T	s. od osady Nemčeky, 360 m jz. od k. Brezový vrch;
44/T	sz. od Veľkej Lehoty, hrebeň j. od k. 562;
50/T	dolina Žitavica, 500 m z. od k. 553.

k intrakontinentálnemu riftovému magmatizmu a má výrazný tholeiitový trend (Vozár, 1977, 1980).

Pri východnom okraji Tribeča boli opísané rôzne variety andezitovo-bazaltových vulkanitov a vulkanoklastík (Vozár, 1976) – medzi vulkanitmi horniny drobno- až strednozrnnej, mandľovcovej, pórovej a porfyrickej textúry, medzi vulkanoklastikami tufy, tufity variabilnej zrnitosti a tiež lávové brekcie.

Vulkanity majú dobre zachované štruktúry – ofitickú, pilotaxitovú, hyalopilitovú, doleritovú. Sú postihnuté autometamorfnou spilitizáciou (Vozár, 1974), v dôsledku čoho sú z pôvodnej minerálnej asociácie zachované iba relikty. Z tmavých minerálov boli opticky identifikované relikty olivínu a augitu. Plagioklasy sú silno albitizované. Vulkanické sklo je chloritizované, hematitizované a limonitizované. Z ďalších produktov premeny bol opísaný epidot, sericit, kalcit, kremeň a prehnit. Z akcesorických minerálov sa vyskytuje apatit, rutil a zirkón. Rudné minerály predstavujú ilmenit, hematit, chalkopyrit a pyrit.

Geochemicky inklinujú k tholeiitovým bazaltom riftogénnych zón so zvýšeným obsahom TiO_2, alkálií, V, Zr a vysokým pomerom Fe/Mg.

Tufy tvoria v malužinskom súvrství iba tenké polohy v blízkosti efuzív alebo medzi lávovými telesami. Do skupiny tufitov boli zaradené polohy redeponovaných fragmentov dezintegrovanej lávy, zmiešaných s nevulkanickým detritom.

Okrem výlevných telies andezitov-bazaltov vystupujú sporadicky aj v malužinskom súvrství tenké dajky gabrodioritových porfyritov.

Trias

56 benkovské súvrstvie, kremenné pieskovce, kremence s vložkami fialových a zelených bridlíc; spodný trias (skýt)

Ako litostratigrafickú jednotku ho definoval Biely (1983) pre bazálnu pieskovcovú časť spodnotriasovej sekvencie hronika v Nízkych Tatrách. Súvrstvie je vyvinuté v oblasti Chlmku sz. od Hornej Vsi, pokračuje po južných svahoch Šípku, ďalej prebieha smerom na západ po južných svahoch Kamenných prielohov až k Brodzanom. V oblasti Jedľových Kostolian (Brezovský vrch, Háj) leží konformne v priamom nadloží malužinského súvrstvia. Litologicky sú to biele, ružové, často však aj fialové stredno- až hrubozrnné kremence, kremité pieskovce, vytvárajúce lavice hrubé 15–100 cm. Miestami obsahujú polohy mikrokonglomerátov. Vo vrchných častiach súvrstvia sa častejšie nachádzajú preplástky pestrých ílovito-piesčitých bridlíc.

Štruktúra horniny je psamitická, 70–80 % tvoria úlomky kremeňa rôzneho typu, zväčša angulárneho charakteru. Veľkosť úlomkov nepresahuje 3 mm. Živce predstavujú cca 5–8 %, hlavne ortoklas, v menšej miere sú to plagioklasy. Pristu-

puje pomerne častý sericit a muskovit. Z akcesórií je bežným minerálom zirkón, zriedkavý je rutil a turmalín. Základná hmota je kremito-sericitická, tmel je kremitý. Maximálna mocnosť súvrstvia v tomto území nepresahuje 50 m.

55 pestré ílovité bridlice, slienité vápence, šošovka rauvakov; spodný trias (skýt)

V nadloží kremencov, často však v priamom nadloží neokómskych vápencov krížňanského príkrovu, vystupujú pestré ílovité bridlice a slienité vápence. V študovanom území tvoria izolované šošovky tiahnuce sa po južných svahoch Šípku, Kamenných prielohov, tvoria úzky pruh severne od kóty Veľká hora (326,4) a vyskytujú sa v dvoch obmedzených šošovkách východne od Turčianok.

Litologicky sú to sivé, zelené, červené a žlté slabo slienité a ílovité bridlice, ktoré vo vyšších častiach obsahujú lavice sivých slienitých vápencov. Vápence sú miestami slabo piesčité, obsahujú prierezy lamelibranchiát a ich drobný detrit. Lavice sú obyčajne tenké až doskovité (2–5 cm) a sú nepravidelne rozmiestnené v súvrství bridlíc. Bridlice tvorí prevažne ílovitá zložka – illit – a karbonátová hmota. Vápence sú prevažne biomikritickej štruktúry s detritom lamelibranchiát, gastropód, ojedinele aj krinoidových článkov a ostrakód. Piesčitejšie variety obsahujú niekedy až do 10 % úlomkov angulárnych zŕn kremeňa a pomerne hojné sú šupinky sericitu a muskovitu. Maximálna mocnosť súvrstvia tu nepresahuje 30 m. Východne od Turčianok Biely (1962) uvádza nasledujúcu faunu: *Naticella costata* MÜNST., *Myophoria costata* LENH., *Myophoria* cf. *cardiossoides transiens* RUBENSTR., *Anoplophera fassaensis* WISSM. Táto fauna dokladá vrchnoskýtsky vek opísaného súvrstvia.

Južne od Malej Lehoty sa vyskytujú okrovožlté rauvaky brekciovitej štruktúry, obsahujúce často úlomky ílovitých bridlíc a dolomitov. Vystupujú na styku benkovského súvrstvia a tektonickej šupiny nižnobocianskeho súvrstvia. Na základe pozície ich vekovo zaraďujeme do najvyššej časti spodného triasu.

54 gutensteinské vápence; anis

V nadloží súvrstvia pestrých bridlíc a vápencov, resp. priamo v nadloží benkovského súvrstvia vystupuje súvrstvie gutensteinských vápencov. Vytvárajú pruh tiahnuci sa od Malých Uheriec až na západ k Turčiankam. V južnej časti územia tvoria malé výskyty pri Abrahamovom štále a Lehotskom mlyne. Litologicky sú to tmavosivé až čierne, obyčajne lavicovité až hrubolavicovité (20 až 100 cm) vápence. Často obsahujú vložky tmavých dolomitov. Štruktúra vápencov je mikritická až biomikritická. Organické zvyšky sú veľmi slabo zastúpené predovšetkým ostrakódami, úlomkami krinoidových článkov a lamelibranchiát. Pomerne časté sú pelety. Klastickú prímes zastupujú úlomky kremeňa aleuritickej

kategórie. Hrúbka súvrstvia v tejto oblasti neprevyšuje 50 m. Vek súvrstvia gutensteinských vápencov v chočskom príkrove per analogiam (Bystrický, 1983) je spodný anis.

53 ramsauské dolomity; vrchný anis–ladin

V nadloží gutensteinského vápenca vystupujú tmavosivé ramsauské dolomity. Tvoria výrazne morfologicky sa prejavujúci pruh, tiahnuci sa od kóty Šípok západným smerom až ku Krásnu a k Turčiankam.

Z litologického hľadiska sú to prevažne tmavosivé, väčšinou lavicovité dolomity. Hrúbka lavíc je premenlivá, pohybuje sa od 5 do 80 cm. Sú zväčša drobnokryštalické, celistvé, často sú pórovité. Zriedkavo sa nájdu veľmi málo mocné polohy krinoidových dolomitov. Miestami je možné pozorovať pomerne hojné prierezy dasykladaceí. Zo štruktúrneho hľadiska ide predovšetkým o sparity, resp. biosparity. Z organických zvyškov sú to úlomky krinoidových článkov, lamelibranchiát a dasykladaceí. Biely (1962) z týchto dolomitov v území medzi Brodzanmi a Turčiankami (na svahu severne od kóty 339,0 m) uvádza *Diplopora annulata* SCHAF., ktorá dokumentuje ladinský vek ramsauských dolomitov.

52 lunzké vrstvy – sivé jemnozrnné pieskovce, piesčité bridlice; jul; max. 20 m

Lunzké vrstvy sú v chočskom príkrove Tribeča vyvinuté len rudimentárne v dvoch izolovaných šošovkách, severne od Veľkej hory (kóta 326,4 m) a na južnom svahu Kamenných prielohov.

Litologicky sú to sivé a hrdzavosivé jemnozrnné pieskovce, striedajúce sa so sivými a sivozelenými piesčitými bridlicami. Pieskovce tvoria obyčajne pravidelné lavice hrúbky 5–10 cm. Bridlice vystupujú zväčša vo vrchnej časti súvrstvia.

Petrograficky sú pieskovce zložené zo 65–70 % úlomkov kremeňa. Tie sú prevažne angulárne, s veľkosťou nepresahujúcou 1 mm. Nestabilnú zložku tvoria úlomky K živcov. Ca-Na živce predstavujú cca 5 %. Zo sľúd sú zastúpené hlavne sericit a muskovit. Základná hmota je karbonátovo-sericitická, tmel je karbonátový. Na základe postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam s ostatnými výskytmi lunzkých vrstiev chočského príkrovu v iných jadrových pohoriach Západných Karpát bol vek súvrstvia stanovený na spodný karn (jul).

51 hlavné dolomity; vrchný karn–norik

Hlavné dolomity sú najvrchnejším členom chočského príkrovu v Tribeči. Môžeme ich vyčleniť iba v obmedzenom rozsahu, a to na území, kde v ich podloží vystupujú lunzké vrstvy.

Litolologicky sú hlavné dolomity prevažne svetlosivej farby. Tmavé typy sú skôr zriedkavosťou. Sú prevažne lavicovité, resp. hrubolavicovité (20–150 cm). Dolomity sú zväčša celistvé, kryštalické, menej pórovité.
Mikrofaciálne sú to predovšetkým biosparity s úlomkami bivalvií, brachiopód, foraminifer, zvyškov rias a iného bližšie neurčiteľného biodetritu. Všetky organické zvyšky sú silno rekryštalizované, takže ich vnútorné štruktúry sú zakryté.

Stratigraficky zaraďujeme hlavné dolomity na základe ich postavenia vo vrstvovom slede a per analogiam (Bystrický, 1982) do vrchného karnu až norika.

Strážovský príkrov

50 wettersteinské vápence; ladin

Na kóte 372,2 m západne od Brodzian a jz. od Partizánskeho vystupujú vo forme tektonických trosiek nad ramsauskými dolomitmi chočského príkrovu svetlosivé až biele vápence. Sú prevažne masívne až hrubolavicovité, často organodetritické až organogénne, miestami sa vyskytujú oolitické vápence. Sú výrazne tektonicky porušené, pukliny sú potiahnuté častým limonitickým povlakom. Zo štrukturálneho hľadiska sú to prevažne biosparity, len zriedka sú aj mikritické typy. Z organickej zložky je veľmi hojný hlavne detrit lamelibranchiát, gastropód, dasykladaceí, a predovšetkým tzv. „riasových hrudiek". Časté sú úlomky a prierezy vápnitých hubiek – sfinktozoí. Biely (1977) z identickej trosky východne od Krásna uvádza z týchto vápencov *Daonella indica* BITT., *Colospongia catenulata* OTT. a *Macroporella beneckei* SALOM. Toto spoločenstvo jasne indikuje ladinský vek vápencov. Celkový charakter vápencov, ako aj uvedená mikrofaciálna náplň dokumentuje, že ide o charakteristické wettersteinské vápence ladinského veku.

TERCIÉR

Sedimentárne a vulkanické horniny terciéru lemujú zo všetkých strán okrajové časti pohoria Tribeč. V zmysle regionálneho geologického členenia Západných Karpát (Vass et al., 1988) západný a juhovýchodný okraj mapovaného územia patrí k severným výbežkom podunajskej panvy, presnejšie k rišňovskej a komjatickej priehlbine. Na severozápade sú vyvinuté paleogénne sedimenty prináležiace k bánovskej kotline. Sedimenty v Kolačnianskej doline v severnej časti územia regiónu patria k sedimentárnej výplni Hornonitrianskej kotliny. Vulkanické komplexy neogénu vystupujú jednak na východnom až juhovýchodnom okraji územia, kde sú zastúpené neovulkanitmi spodnej stavby štiavnického stratovulkánu, jednak na severovýchodnom okraji, kde ich reprezentujú neovulkanity plešinskej a vtáčnickej formácie.

PALEOGÉN

Eocén

49 borovské súvrstvie: karbonatické zlepence a pieskovce

Paleogénne sedimenty sú vyvinuté len v severnej časti územia, východne od Brodzian. Na predterciérnom podloží ležia transgresívne a diskordantne. Tvorí ich monotónny sled bazálnych karbonátových zlepencov až brekcií. Sediment je monomiktný, látkové zloženie je odrazom materiálu blízkeho okolia, resp. podložia, tvoreného dolomitmi triasového veku. V spodných častiach odkryvov, tiahnucich sa po ľavej strane rieky Nitra, sú slabo opracované až úlomkovité konglomeráty. Veľkosť jednotlivých obliakov dosahuje ojedinele priemer do 30 cm. Najčastejšie sa však vyskytujú úlomky veľké 3–5 cm. Tmel je karbonatický. Smerom do nadložia pribúdajú polohy s väčším obsahom dobre opracovaných obliakov. Je to dobre pozorovateľné aj podľa obliakového materiálu na poliach v. od kóty Stopa. Niekedy sa vyskytujú tenké, 5–8 cm hrubé polohy s dobre ováľanými zrniečkami s priemerom dolomitu do 1 cm. Sú však nerovnomerne hrubé a na niekoľkých metroch sa vykliňujú. Vrstvovitosť je nezreteľná, najčastejšie 90°–130°/25°–35°. V sedimentoch nie sú pozorovateľné výrazné sedimentologické znaky. Usadené horniny sú výsledkom transgresie paleogénneho mora. V súčasnosti predstavujú denudačný relikt, ktorý sa zachoval na tektonicky poklesnutej kryhe. Fosílne zvyšky organizmov sa nenašli. Podľa výskumov Grossa (in Kernáts et al., 1993) v Bánovskej kotline je možné porovnať uvedené sedimenty s borovským súvrstvím podtatranskej skupiny spodnoeocénneho veku.

NEOGÉN

Miocén

48 nečlenený spodný miocén: štrky

V oblasti obce Píla, vo východnej časti mapovaného územia, vystupujú na povrch polymiktné, dobre opracované obliaky štrkov s priemerom až 20 cm. Obliaky vystupujú len izolovane a nevytvárajú odkryvy. Nachádzajú sa na pomerne rozsiahlej ploche na horninách karbónskeho veku a v tesnom podloží neovulkanitov. Materiál pochádza z pieskovcov, bridlíc a zlepencov karbónu a permu, podieľajúcich sa na geologickej stavbe najbližšieho okolia. Často sú prítomné obliaky zlepencov permského veku, v ktorých sa nachádzajú dobre opracované kremenné obliaky a v menšej miere aj obliaky čiernych sľudnatých bridlíc.

Keďže sme terénnym ani kamerálnym výskumom nepotvrdili prítomnosť vulkanického materiálu, predpokladáme, že sedimentácia prebiehala vo vodnom prostredí pred začiatkom vulkanickej aktivity. Je možné, že ide o relikty plytkovodných sedimentov okraja sedimentačného priestoru, tvoriaceho prepojenie vedúce z oblasti terajšej Viedenskej panvy cez severnú časť blatnianskej priehlbiny, z Bánovskej kotliny do Hornonitrianskej kotliny, aktívne v spodnom miocéne, pravdepodobne počas egenburgu. Keďže biostratigrafické dôkazy o veku štrkov nemáme, zaraďujeme ich vcelku do spodného miocénu.

Neovulkanity

Vulkanické komplexy neogénu lemujú jednak východný a južný okraj študovaného územia, kde sú zastúpené neovulkanitmi spodnej stavby štiavnického stratovulkánu, jednak severný okraj, kde vystupujú neovulkanity plešinskej a vtáčnickej formácie (obr. 20).

Štiavnický stratovulkán

Horniny štiavnického stratovulkánu uložené v nadloží komplexu paleozoicko-mezozoických hornín reprezentujú produkty vulkanickej aktivity bádenského až sarmatského veku.

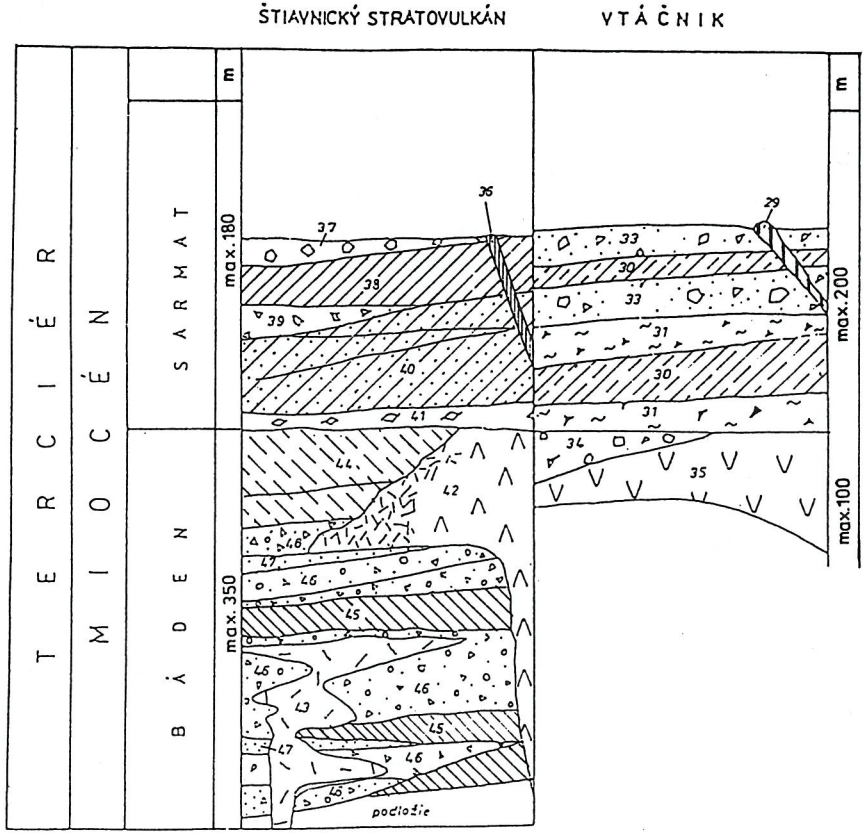
Báden

Bádenský vulkanický komplex prechodnej až periférnej vulkanickej zóny zahŕňa vulkanoklastické horniny prevažne v epiklastickom vývoji, lávové prúdy, extrúzie a ložnú intrúziu pravdepodobne lakolitového typu.

Epiklastické horniny predstavujú faciálny komplex periférnej vulkanickej zóny, uložený na sz. svahoch štiavnického stratovulkánu v terestrickom až fluviálno-limnickom prostredí. V dôsledku intenzívnej propylitizácie dochádza k zastieraniu pôvodných textúr a štruktúr a pôvodne klastická hornina nadobúda takmer homogénny charakter.

47 epiklastické pieskovce

Vystupujú sporadicky v podobe vložiek až polôh menšej hrúbky v spodných úrovniach vulkanickej stavby v rámci vulkanosedimentárneho komplexu (svahy južne od Píľanského potoka a svah južne od Šarkanov). Pieskovce tmavosivej až sivozelenej farby sú triedené, často gradačne zvrstvené, jemno- až strednozrnné. Lokálne sú vložky drobných klastík.



Obr. 20 Litostratigrafická kolónka neovulkanitov

29 – dajky pyroxenických andezitov, 30 – lávové prúdy pyroxenických andezitov, 31 – pyroklastiká Suchej hory, 33 – epiklastické brekcie (29–33 – vtáčnická formácia; sarmat), 34 – epiklastické vulkanické horniny, 35 – extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov (34–35 – plešinská formácia; vrchný báden), 36 – bazaltoidné andezity, 37 – hyaloklastitové brekcie, 38 – pyroxenické andezity, 39 – epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, 40 – amfibolicko-pyroxenické andezity, 41 – pemzové tufy, 42 – amfibolicko-pyroxenické andezity a extruzívne brekcie, 44 – amfibolicko-pyroxenické andezity, 45 – pyroxenické andezity, 46 – epiklastické brekcie, pieskovce, konglomeráty, 47 – epiklastické pieskovce (36–47 – štiavnický stratovulkán; sarmat–báden)

46 epiklastické brekcie, pieskovce, konglomeráty

Vystupujú v rámci spodnej stavby na z. svahoch chrbta Prvotina, na chrbte sv. od Jazarca a na z. svahu pod Hubačovým štálom. Brekciu tvoria úlomky priemernej veľkosti 5–10 cm, sporadicky do 20 cm. Fragmenty sú sčasti opracované, pri konglomerátoch až dobre opracované, polymiktné (amfibolicko-pyroxenický andezit, pyroxenický andezit, v nepatrnej miere je prítomný materiál podložia – permské bridlice). Matrix je hrubozrnný, piesčitý a podobne ako fragmenty intenzívne propylitizovaný.

Lávové prúdy sú podstatnou zložkou spodnej stratovulkanickej stavby. Tvoria ploché doskovité telesá s priemernou hrúbkou 15–25 m, generálne uklonené na SZ. V bazálnej, ako aj vo vrchnej časti lávových prúdov sú často pásma brekciácie a napenenia. Odlučnosť je prevažne doskovitá, prípadne až hrubobloková, nepravidelná. Petrograficky sú v rámci lávových prúdov rozlíšené pyroxenické a amfibolicko-pyroxenické andezity.

45 pyroxenické andezity (drobnoporfyrické až afanitické)

Sú drobnoporfyrické až afanitické, sivomodré (propylitizované), s doštičkovitým rozpadom podľa laminačných plôch. Výrastlice tvorí plagioklas (veľkosť 0,5–2 mm) a pyroxény (veľkosť 0,5–1,5 mm), často intenzívne chloritizované. Základná hmota je mikrolitická až mikropoikilitická a hyalopilitická. Lávové prúdy pyroxenického andezitu vystupujú na báze vulkanického komplexu, prípadne v stredných úrovniach v rámci vulkanickosedimentárneho komplexu alebo v jeho nadloží.

44 amfibolicko-pyroxenické andezity (stredno- a hruboporfyrické)

Ide o stredno- až hruboporfyrické variety (propylitizované) svetlosivej až sivozelenej farby. Rozpad je často nepravidelný až hrubodoskovitý. Výrastlice tvorí plagioklas (1–4 mm), amfibol (1–3 mm, ojedinele do 6–8 mm), pyroxény (augit, hypersten – 1–2 mm). Tmavé výrastlice sú prevažne chloritizované. Amfibol je sčasti až úplne opacitizovaný. Základná hmota, pôvodne mikroliticko-pilotaxitická, je v rôznej miere nahradená sekundárnymi minerálmi (chlorit, ílové minerály). Lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu vystupujú najmä v strednej až vyššej úrovni bádenského komplexu, kde ich striedajú lávové prúdy pyroxenického andezitu, prípadne sú uložené v nadloží vulkanickosedimentárneho súvrstvia.

43 pyroxenicko-amfibolické andezitové porfýry

Ložná intrúzia lakolitového typu vystupuje na z. svahoch chrbta Jazarec – Búriov štál – Prvotina. Intrúzia preniká v podobe niekoľkých apofýz do

vulkanickosedimentárneho súvrstvia v spodných úrovniach vulkanickej stavby. Maximálnu hrúbku dosahuje intrúzia na z. svahu Jazarca, v smere na sever sa znižuje jej hrúbka a postupne sa končí.

Petrograficky ju reprezentujú pyroxenicko-amfibolické andezitové porfýry. Ide o hruboporfyrický typ s nepravidelným blokovým rozpadom. V dôsledku propylitizácie je hornina modrozelená až čiernozelená, vetrá do svetlozelených odtieňov. Výrastlice tvorí plagioklas (1–4 mm), steblovitý amfibol (2–6 mm, ojedinele do 1 cm), pyroxény a hypersten (1–2 mm). V dôsledku premeny sú plagioklasy nahradené sericitom, tmavé výrastlice sú chloritizované, opacitizované a hematitizované. Základná hmota je zrnitá (mikroallotriomorfne zrnitá), v rôznej miere nahradená sekundárnymi minerálmi. Hydrotermálne premeny prevažne autometamorfného typu postihujúce intrúziu prestupujú do okolitého horninového prostredia.

42 amfibolicko-pyroxenické andezity (±biotit) a extruzívne brekcie

Extruzívny komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov zasahuje do vymedzeného pásma neovulkanitov len okrajovo (oblasť k. 603, Skalka, s. nad dolinou Píľanského potoka).

Sú stredno- až hruboporfyrické, porézne, svetlých odtieňov (hnedočervený, sivozelený), s blokovým nepravidelným rozpadom. Výrastlice tvorí plagioklas (1–5 mm), resorbovaný, opacitizovaný a hematitizovaný amfibol (1–4 mm) a chloritizované pyroxény (1–2 mm). Základná hmota je porézna – hyalinná až hyalopilitická.

Extruzívne brekcie tvoria pásma so šírkou od niekoľko metrov do niekoľko desiatok metrov pri okrajoch extruzívnych telies (oblasť k. 603, Skalka). Fragmenty až bloky sú subsférické až angulárne, variabilnej veľkosti (bloky do 1,5 až 2 m), sú výrazne napenené a zoxidované. Matrix je svetlosivý, červenkastý, zrnitý až lávový. Ohraničenie fragmentov proti matrixu je často neostré. Rozloženie fragmentov, ktoré prevládajú nad matrixom, je chaotické. Pozorujeme postupné prechody z masívneho amfibolicko-pyroxenického andezitu cez pásmo napenenia do extruzívnych brekcií.

Sarmat

Produkty sarmatského vulkanizmu, ktoré budujú vrchnú stratovulkanickú stavbu v rámci vymedzeného pásma neovulkanitov, vystupujú južne od línie Malá Lehota – Jedľové Kostoľany. V tejto časti produkty sarmatského vulkanizmu reprezentujú lávové prúdy. Od mezozoicko-paleozoických hornín je efuzívny komplex oddelený zlomom vsv.-zjz. smeru.

41 bielokamenské súvrstvie – pemzové tufy

Tvoria polohu v podloží lávového prúdu na západnom svahu hrebeňa Babina, hrubú 10–15 m. Hlavný obsah tvoria úlomky pemzy priemernej veľkosti 1–3 cm v tufovo-ílovitom matrixe hnedočervenej farby. Sporadicky sú prítomné úlomky andezitov. Petrograficky patrí tufovo-pemzový materiál k amfibolicko-pyroxenickému andezitu (± biotit). Prítomnosť polohy podmienila vznik pomerne rozsiahleho zosuvného poľa na z. svahu spomínaného hrebeňa. V pásme zosuvov vystupuje aj niekoľko prameňov.

40 sitniansky komplex: amfibolicko-pyroxenické andezity (± biotit)

Reprezentujú súbor lávových prúdov južne od Malej Lehoty. Lávové prúdy uklonené 10–15° na SZ vystupujú bezprostredne v nadloží spodnej stratovulkanickej stavby. Prítomnosť polohy pemzových tufov na báze efuzívneho komplexu (ako v prípade z. svahu hrebeňa Babiná) sa nezistila (hoci jej existenciu nie je možné vylúčiť). Andezity sú stredno- až hruboporfyrické, svetlosivé, s doskovitou až blokovou odlučnosťou. Výrastlice tvorí plagioklas (1–4 mm), amfibol (1–4 mm), pyroxény (do 2 mm) a biotit (1–3 mm). Základná hmota je mikroliticko-pilotaxitická, pri časti prúdov mikroliticko-hyalinná.

39 komplex vulkanoklastík perifernej zóny s uhľonosným súvrstvím na báze: epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty

Horizont vystupuje v oboch svahoch nízkeho horského hrebienka severne od Topoľčianok a na západnom svahu Včelára (k. 502,2) severovýchodne od Hostia. Predstavuje vulkanickosedimentárny materiál, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období. Horizont tvorí polohy striedajúcich sa hrubých až drobných brekcií a zlepencov. Brekcie sú prevažne chaotické alebo nevýrazne zvrstvené, s náznakmi normálnej gradácie a vytriedenia fragmentov. Sú zložené z angulárnych, subangulárnych a suboválnych fragmentov andezitov. Veľkosť fragmentov je 1–40 cm (ojedinele sú prítomné bloky veľké až 1,5 m). Matrix je piesčitý, piesčito-ílovitý alebo piesčito-tufový. Je čiastočne kaolinizovaný a zeolitizovaný.

38 inovecká formácia: pyroxenické andezity (často leukokratné, sklovité, porfyrické)

Predstavujú lávové prúdy s hrúbkou 60–80 m, ktoré tvoria ploché doskovité telesá uklonené na SZ. Andezity sú tmavosivé až sivočierne, s doskovitou odlučnosťou v smere laminačných plôch pri báze, vyššie je odlučnosť hrubodosko-

vitá až nepravidelne bloková. Sú stredno- až hruboporfyrické, výrastlice tvorí plagioklas (2–3 mm, ojedinele až do 5 mm) a pyroxény (do 2 mm). Základná hmota je mikroliticko-hyalopilitická až hyalinná. Pri báze a vo vrchnej časti prúdov sú pásma brekciácie hyaloklastitového typu.

37 hyaloklastitové brekcie

Vystupujú v odkryvoch západne od k. 621, Háj. Brekcie tvoria úlomky až bloky pyroxenického andezitu variabilnej veľkosti (od 3–5 cm do 1,5 m) so sklovitou základnou hmotou. Bloky väčších rozmerov sú subsférické, drobnejšie úlomky sú výrazne angulárne. Matrix je zrnitý, červenkastý. Lokálne pozorujeme prechody do zbrekciovateného andezitu. Brekcie sú produktom dezintegrácie lávy v dôsledku kontaktu s vodným prostredím.

36 bazaltoidné andezity

Tvoria dajku v oblasti chrbta severovýchodne od obce Malá Lehota v dĺžke cca 500 m. Sú riedkoporfyrické, sivočierne až čierne, výrastlice tvorí plagioklas do veľkosti 1–2 mm, ojedinele olivín a amfibol(?). Hornina je mierne chloritizovaná.

Vulkanity Vtáčnika

Plešinská formácia

Vrchný báden

Formáciu definovali Konečný et al. (1983) ako súbor extruzívnych telies a sporadických vulkanoklastík hyperstenicko-amfibolických andezitov na báze pouhoľných vulkanitov.

35 extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov

Vystupujú vo forme samostatných telies zväčša popri zlomoch na styku s kriedovými horninami krížňanského príkrovu (sz. a s. od Veľkého Poľa). Telesá majú domatickú formu. Ich prierez je približne izometrický. V telesách je hornina vejárovite alebo strmo uložená a pozorujeme aj vertikálne zóny drvenia. Tieto argumenty svedčia o štruktúre formy vulkanického dómu. Na okrajoch dómov sú vyvinuté extruzívne brekcie. Brekcie tvoria angulárne fragmenty autometamorfovaných a sklovitých typov andezitov. Fragmenty majú neostré prechody do matrixu. Matrix má charakter lávy a v dôsledku drvenia a premeny má

svetlejšiu farbu. Vzdialenejšie fácie extruzívnej brekcie majú klastický charakter. Tvoria ich chaoticky usporiadané fragmenty a hrubopiesčitý drvený matrix. Z petrografického hľadiska telesá tvorí porfyrický andezit sivej až hnedosivej farby s výrastlicami amfibolov od 1 do 10 cm. Amfiboly majú opacitové lemy. Plagioklasy sú magmaticky korodované a postihnuté argilitizáciou a kaolinizáciou. Z pyroxénov je prítomný hlavne hypersten. Obsah plagioklasu je 30–35 %, amfibolu 5–10 %, hyperstenu 0–1 %. Podľa modálneho zloženia je základná hmota prítomná v množstve od 50 do 61 %. Základná hmota má hyalopilitickú, mikrolitickú a zrnito-mikrolitickú štruktúru.

34 epiklastické vulkanické horniny

Epiklastiká reprezentujú redeponovaný materiál z pyroklastických prúdov. Tvoria ich fragmenty angulárneho, subangulárneho a suboválneho tvaru. Ich veľkosť je od 5 do 50 cm, sú však prítomné aj bloky do 100 cm. Obsah fragmentov je 30 až 60 %. Fragmenty majú sivú, hnedú, hnedosivú a tmavosivú farbu. Sú celistvé aj pórovité, tvorené rozličnými varietami andezitov – amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov. Matrix tvoria drobné úlomky fragmentov uložených v tufovo-piesčitej hmote. Opracovanosť materiálu a uvedené znaky svedčia o tom, že epiklastické brekcie sú výsledkom rýchlej redepozície a transportu na krátku vzdialenosť od zdroja.

Uvedené informácie umožňujú interpretáciu o paleorekonštrukcii plešinskej formácie. Vulkanizmus formácie sa formuje na zlomoch. Magma preniká po nich. Láva po dosiahnutí subaerických podmienok ochladne a nastáva rast vulkanického dómu (McDonald, 1972). Tento dej sa odohrával v rôznych častiach Vtáčnika vo vrchnom bádene. Po upokojení vulkanickej aktivity nastal proces deštrukcie a materiál z pyroklastík bol redeponovaný formou sutinových prúdov ako epiklastické brekcie. Formáciu zaraďujeme do vrchného bádenu.

Vtáčnická formácia

Sarmat

Vtáčnickú formáciu pomenovali Konečný et al. (1983). Detailné štúdium produktov vtáčnickej formácie urobili Šimon et al. (1994a, 1994b, 1995). Formácia je produktom efuzívno-explozívnej vulkanickej aktivity. Reprezentuje sukcesiu lávových prúdov, dajok, pyroklastických a epiklastických vulkanických hornín. Horniny formácie vystupujú na povrch v pruhu medzi Radobicou a Suchou horou (k. 879).

33 epiklastické brekcie

Ide o hrubé až drobné epiklastické vulkanické brekcie vystupujúce v Radobickej doline. Predstavujú vulkanickosedimentárny materiál, ktorý sa akumuloval v intervulkanickom období vo fluviálnom toku. Horizont tvoria striedajúce sa polohy rôzne veľkých brekcií. Polohy sú zložené z angulárnych, suboválnych a oválnych fragmentov pyroxenických andezitov. Ich veľkosť je 1–40 cm. Zastúpené sú v množstve 60–75 %. Andezity sú sivé, hnedé a tmavosivé, majú celistvú alebo pórovitú textúru a podpornú štruktúru fragmentov. Matrix je piesčitý, jemnozrnný, s drobnými fragmentmi andezitu (10–25 %).

32 redeponované pyroklastiká

Tvoria horizont, ktorý je výsledkom náhlej redepozície autochtónnych pyroklastík. Redepozícia prebieha relatívne na krátku vzdialenosť od zdroja. Polohy sú subhorizontálne uložené. Reprezentujú redeponované aglomeráty andezitov a ich tufov. Tvoria ich angulárne a subangulárne fragmenty andezitu. Andezity sú pórovité alebo celistvé, sivej, čiernej a hnedej farby. Veľkosť fragmentov je 10–40 cm. Zastúpené sú v množstve 40–70 %. Matrix je pemzovo-piesčitý, sivej farby. Z petrografického hľadiska ide o pyroxenický andezit s výrastlicami, ktoré predstavuje plagioklas, hypersten, augit, magnetit a opakové minerály. Základná hmota je hyalopilitická a mikrolitická.

31 pyroklastiká Suchej hory

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

30 lávové prúdy pyroxenických andezitov

Vystupujú na južnom svahu Suchého vrchu. Prúdy sú subhorizontálne uložené. V spodnej a vrchnej časti majú vyvinuté lávové brekcie. Stredná časť je vyvinutá vo forme masívnej lávy. Lávové prúdy majú hrúbku 20–120 m. Čím je hrúbka prúdu väčšia, tým je väčšia aj hrúbka lávových brekcií. Lávové prúdy majú doskovitú, lavicovitú, laminovanú alebo blokovitú odlučnosť. Lávové brekcie sú zložené z fragmentov a blokov andezitov angulárneho tvaru od 5 do 80 cm. Ich matrix je zložený z fragmentov andezitu a zmesi drviny lávy. Z petrografického hľadiska lávové prúdy tvorí sivý sklovitý jemnozrnný pyroxenický andezit. Andezit je zložený z výrastlíc hyperstenu, augitu, plagioklasu, magnetitu a opakových minerálov. Ojedinele je prítomný amfibol. Základná hmota je hyalopilitická, mikrolitická.

29 dajky pyroxenických andezitov

Vyskytujú sa lokálne ako telesá malých rozmerov (pri Zacharovom štále, Francovom štále). Majú stĺpcovitú alebo radiálnu odlučnosť. Teleso dajky pri kontakte s okolitou horninou spôsobuje zmeny, ktoré sa vizuálne prejavujú ako lokálne kontaktné sčervenanie hornín.

Z petrografického hľadiska dajky buduje jemnozrnný, niekedy celistvý až sklovitý pyroxenický andezit, ktorý je zložený z plagioklasu, augitu, hyperstenu a magnetitu. Augity vytvárajú glomeroporfyrické zhluky. Základná hmota je mikrolitická.

Panón

V minulosti sa vrchnomiocénne sedimenty podunajskej panvy stratigraficky zaraďovali rôzne. Bolo to podmienené vývojom názorov na stratigrafické zaďeľovanie zón panónu v zmysle Pappa (1951) do stupňov.

Pôvodne boli všetky, na základe mäkkýšov vyčlenené zóny, t. j. A až H, zaradené do panónu (Papp, 1951). Neskôr boli do panónu začlenené len zóny A–E. Zóna F bola priradená k pontu a do báku (pliocén) zóny G–H (Jiříček a Švagrovský, 1975).

Uvedené členenie bolo použité pri zostavovaní geologickej mapy Tribeča (Biely et al., 1974) a v menšej obmene i pri tvorbe geologickej mapy severovýchodnej časti Podunajskej nížiny (Priechodská a Harčár et al., 1988). V zmysle uvedeného rozdelenia panónu boli vyčlenené nové litostratigrafické jednotky, a to ivánske súvrstvie (zóny A–E_1 panónu), beladické súvrstvie (zóny E_2–F pontu) a volkovské súvrstvie (zóny G–H, dák–pliocén).

Tab. 16 Stratigrafické rozdelenie vrchného miocénu podľa rôznych autorov a litostratigrafia Podunajskej nížiny

Staršie názvy litostratigrafických jednotiek	Rozčlenenie panónu do zón, prehľad názorov na zaraďovanie zón do stupňov								Litostratigrafické jednotky Podunajskej nížiny	
	(Papp, 1951)		(Jiříček a Švagrovský, 1975)		(Papp, 1986)		(Rögl et al., 1993)		(Priechodská et al., 1988)	(Fordinál a Nagy, 1997)
pestrá séria	panón	H	PLIOCÉN	dák	MIOCÉN	pont	MIOCÉN	panón	volkovské súvrstvie	hlavinské vrstvy
modrá séria		G								
uhoľná séria		F	MIOCÉN	pont					beladické súvrstvie	beladické súvrstvie
		E		panón		panón			ivánske súvrstvie	ivánske súvrstvie
		D								
		C								
		B								
		A								

V ďalšej etape výskumu boli zóny A–E zaradené do panónu a zóny F–H do pontu (Papp, 1985). V zmysle najnovšieho začleňovania zón do stupňov patria všetky zóny (A–H) do panónu (Rögl et al., 1993).

Pri zostavovaní geologickej mapy Tribeča sme pri litostratigrafickom a biostratigrafickom začleňovaní neogénnych sedimentov použili litostratigrafické jednotky vyčlenené Priechodskou a Harčárom et al. (1988), ako aj Fordinálom a Nagyom (1997) v zmysle zadeľovania zón podľa Rögla et al. (1993); (tab. 16).

28 ivánske súvrstvie: íly, piesky (len v reze a litostratigrafickej kolónke)

Najstaršími sedimentmi neogénu podieľajúcimi sa na geologickej stavbe okrajov Tribeča sú usadeniny panónskeho veku patriace k ivánskemu súvrstviu (obr. 21). Nevystupujú na povrch a boli zastihnuté len vrtmi. V oblasti Žirian boli určené vo vrtoch série Ž (Brestenská a Priechodská, 1969) a v širšom okolí Podhorian boli prevŕtané vrtmi série B a nachádzali sa aj vo vrtoch As-55, 87 (Brestenská a Priechodská, l. c.).

Sedimenty ivánskeho súvrstvia ležia transgresívne a diskordantne na predterciérnom podloží tvorenom horninami jadrového pohoria Tribeč. Bázu občas tvoria hrubozrnné piesky až drobnozrnné, slabo opracované štrky s ílovito-piesčitou prímesou, ktorých petrografické zloženie obliakov kopíruje podložie. Nie je to však pravidlom, pretože litologická náplň ivánskeho súvrstvia v oblasti komjatickej depresie je prevažne pelitická. Pelity reprezentujú sivé, tmavosivé, zelenosivé až modrosivé, miestami hrdzavoškvrnité íly s nepravidelným, ale vždy prítomným obsahom piesčitej prímesi. Íly nezriedka prechádzajú cez ílovité až piesčité prachy do pieskov. Piesky sú zelenkavých, niekedy hrdzavoškvrnitých farieb, stredno- až hrubozrnné, s nízkym obsahom drobnozrnných štrkov. V pieskoch je dominantný kremeň vo forme polozaoblených zŕn až obliakov, ktorý prevláda nad ostrohrannými a polozaoblenými lupienkami muskovitu, chloritu a úlomkami ostatných hornín kryštalinika Tribeča. Prevládajú piesky s prachovo-ílovitou prímesou (Priechodská in Brestenská a Priechodská, 1969).

V sedimentoch je hojná prímes zuhoľnatených zvyškov rastlín a rastlinnej sečky. V íloch sú často prítomné vložky tmavosivých uhoľných ílov a lignitu. Majú kolísavú hrúbku dosahujúcu od niekoľko cm až do 2 m. Prevŕtali ich vrty série G (Seneš, 1953) a vrty série Š v okolí obce Žirany a série B v okolí Podhorian (Brestenská a Priechodská, 1969). Na krátke vzdialenosti sa však mení ich hrúbka a rýchlo sa vykliňujú.

Sedimenty ivánskeho súvrstvia sú veľmi chudobné na fosílne zvyšky. Biostratigraficky určiteľný materiál z tohto územia nie je k dispozícii. Príčinou je pravdepodobne rozmanitý okrajový polobrakický vývoj panónu s rýchlo sa meniacimi podmienkami, málo vhodnými na rozvoj organického života.

Z vrtov mimo mapovaného územia sa našli nasledujúce druhy mäkkýšov: *Limnocardium pseudoobsoletum* (FUCHS), *Melanopsis pygmaea* M. HOERNES (JIŘÍČEK, 1982). Z mikrofauny určila BRESTENSKÁ (1967) ostrakódy *Pontoniella* cf. *unguiculae* (REUSS) a úlomok *Cyprideis heterostigma obesa* (REUSS).

Hrúbka ivánskeho súvrstvia na mapovanom území nepresahuje cca 100 m.

27 beladické súvrstvie: íly, uhoľné íly, lignity

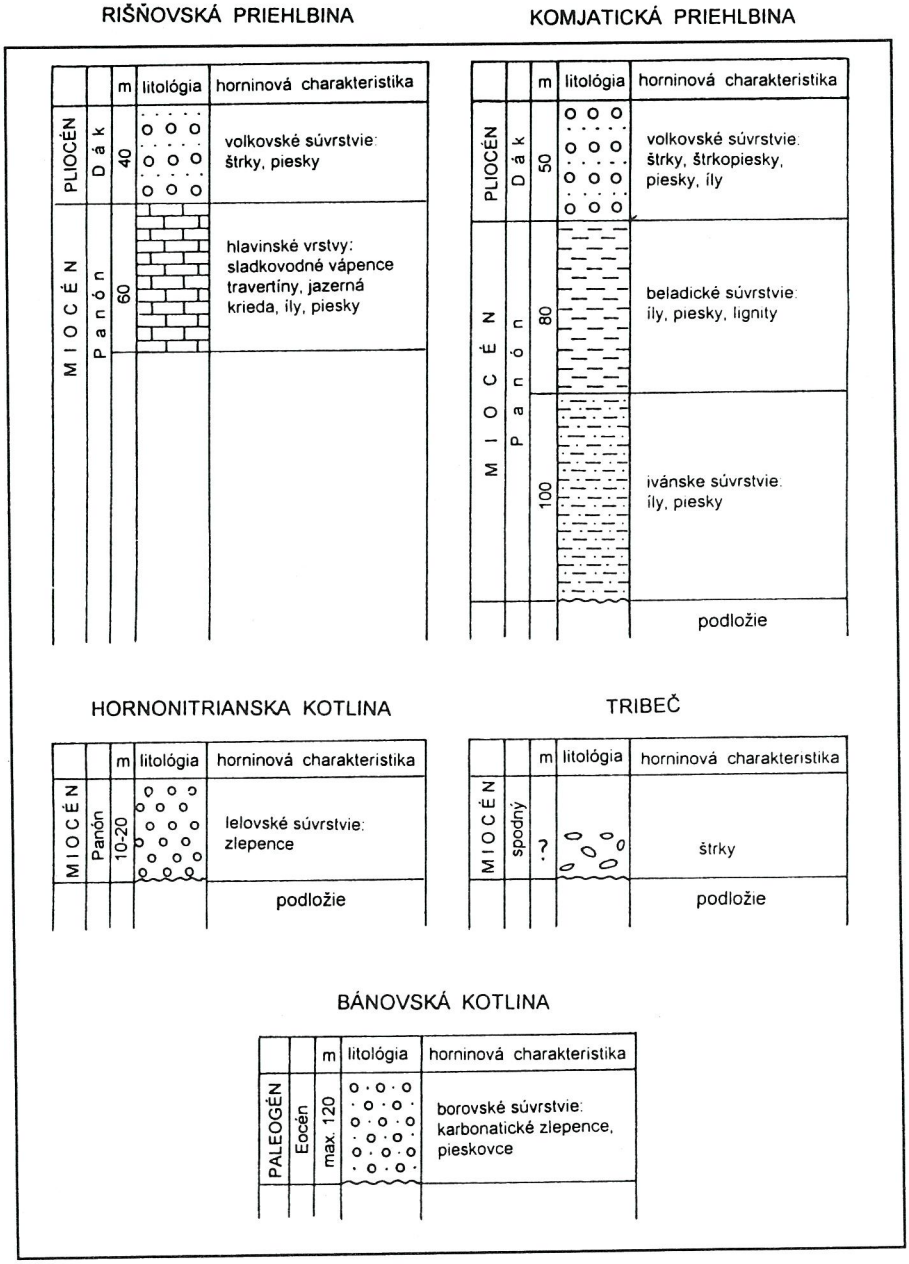
Na povrch vystupuje len v záreze železnice pri obci Jelenec. Pre sedimenty beladického súvrstvia je typická prítomnosť uhoľných ílov a lignitov a spravidla pelitický vývoj. Predstavuje obdobie nástupu sladkovodného lakustrického vývoja. V panve sa prelínali vplyvy vysladzovania a polobrakického vývoja, ktorý zachytili vrty v oblasti Mojmíroviec a Pozby. Nad nimi už vo vrchných častiach beladického vývoja, prakticky v celej podunajskej panve, prevláda limnický vývoj uhoľných vrstiev.

Beladické súvrstvie tvoria svetlosivé, sivé a zelenosivé piesčité vápnité až nevápnité íly s premenlivým obsahom piesčitej prímesi, vďaka ktorej občas prechádzajú do ílovitých prachov až pieskov s ílovitou prímesou. Obsah $CaCO_3$ sa pohybuje v rozmedzí od 0,5 do 24 % (Priechodská a Harčár et al., 1988). Piesky sú jemnozrnné, stredno- až hrubozrnné, sľudnaté. Sú svetložlté, žltosivé až hnedožlté.

Uhoľné íly a lignity, podobne ako v ivánskom súvrství, aj v beladickom súvrství tvoria nepravidelne hrubé šošovkovité, rýchlo do strán sa vykliňujúce a niekoľkokrát nad sebou sa opakujúce polohy, ktoré však nevytvárajú akumulácie spĺňajúce podmienky ložiska. Najlepšie to dokumentoval vrtný uhoľný prieskum v oblasti Beladice – Žirany.

Vrchná časť sedimentov beladického súvrstvia, vytvorená v sladkovodnom prostredí, sa vyznačuje striedaním tmavosivých prachových vápnitých ílov, uhoľných ílov s vložkami lignitu a svetlosivých vápnitých prachovcov s bohatou faunou gastropód, ktorú reprezentujú *Planorbarius grandis* (HALAV.), *Planorbis* sp. *Gyraulus* sp., *Lymnaea* sp., a ostrakódami rodu *Candona,* ako aj zvyškami vodnej flóry *Chara meriani* (UNGER); (Priechodská a Harčár et al., 1988).

Sivé íly s vložkami uhoľných ílov vystupujú v umelom odkryve, vytvorenom zosunom v záreze železnice pri obci Jelenec. Obsahujú hojnú zuhoľnatenú rastlinnú sečku. Dosahujú hrúbku 2 m. Uprostred nich je nepravidelná poloha sivočiernych až čiernych uhoľných ílov hrubá od 10 do 40 cm. Tieto íly obsahujú schránky ostrakód *Ilyocypris* sp., *Candona (Bakunella)* sp., *Candona (Pseudocandona) marchica* (HARTWIG), *Candona (Fabaeformiscandona)* cf. *lineata* KRSTIC, *Candona (Typhlocypris) roaixensis* (CARBONELL), *Darvinulla* sp. (fototab. VI). Okrem ostrakód sa v íloch našli gastropóda *Valvata helicoides* STOLICZKA, *Gyraulus* cf. *subptychophorus* HALAVATS, *Carychium* sp., kalci-



Obr. 21 Litostratigrafické kolónky terciérnych sedimentov

fikované vajíčko gastropóda a redeponované sférické rádiolárie. Prítomnosť ostrakód podrodu *Bakunella* (Krstic, 1972) poukazuje v zmysle Cichu et al. (1975) na ostrakódové zóny *Caspiolla balcanica – Caspiolla lobata* a *Caspiolla acranasuta – Bakunella dorsoarcuata*, ktoré korešpondujú so zónou F panónu (Papp, 1951).

Hrúbka beladického súvrstvia v okrajovej časti Tribeča dosahuje cca 80 m.

26 hlavinské vrstvy: sladkovodné vápence, travertíny

V okrajovej časti pohoria Tribeč sú z panónskych sedimentov na mapovanom území v najväčšej miere zastúpené sladkovodné vápence a travertíny. Vložky v nich tvorí sladkovodná krieda, zelené a hrdzavoškvrnité íly, piesky a v malom množstve aj drobnozrnné štrky. Na povrch vystupujú iba na západnom okraji pohoria Tribeč a tvoria okrajové sedimenty rišňovskej priehlbiny. Podľa zachovaných zvyškov fosílií patria do zóny H panónu.

Pestré nevápnité íly s vložkami drobných štrkov vystupujú na povrch iba pri Klátovskej Novej Vsi.

Sladkovodné vápence vychádzajú na povrch v okolí obcí Krásno, Turčianky, Klížske Hradište, Sádok, Čeľadince, Brodzany a východne od obce Bošany.

V okolí obcí Krásno a Turčianky sa nachádzajú krémovo sfarbené sladkovodné vápence. Vznikli z kalovej suspenzie a majú nepravidelnú pseudooolitickú štruktúru. V nich sa v niektorých častiach objavujú početné hľuzy, predstavujúce kryštalizačné centrá obklopené kalcitom. Rekryštalizácia spôsobila deformácie pôvodného kalového materiálu na nepravidelne rozmiestnené útvary s charakterom výplne puklín a tiež diferenciáciu jemnej kalovej hmoty s náznakom sintrovej štruktúry. Vo vápencoch z okolia Krásna sa našli suchozemské gastropóda *Tropidomphalus* cf. *richarzi* (SCHLOSSER) a *Fortuna clairi* SCHLICKUM-STRAUCH.

Vo vápencoch z lokality Turčianky sa zistilo spoločenstvo pozostávajúce zo suchozemských a sladkovodných gastropód. Identifikované boli druhy *Klikia (Apula) goniostoma* (SANDBERGER) (juv.), *Aeogopinella orbicularis* (KLEIN), *Leucochroopsis kleini* (KLEIN), *Vertigo* cf. *callosa* (REUSS), *Carychium* sp., *Tropidomphalus* sp., *Strobilops* sp., *Cepaea* sp., *? Isognostoma* sp. a *Planorbis* sp. (Fordinál a Nagy, 1996) (fototab. IV–V).

Najlepšie zachovaný odkryv sladkovodných vápencov sa nachádza pri obci Čeľadince, ktorý je parastratotypom hlavinských vrstiev (Fordinál a Nagy, 1997).

V zárezе poľnej cesty v dĺžke cca 500 m vystupujú na povrch biele a krémové sladkovodné vápence, ktoré tvoria 2 až 6 m hrubé subhorizontálne uložené polohy (Fordinál et al., 1996). Podľa petrografického rozboru ide o pelmikrity s ojedinelými zrnkami kremeňa do 2,25 mm. Medzi polohami vápencov sa nachádzajú vrstvy zelenosivého ílu, najmä v spodnej časti profilu. Dosahujú

hrúbku až 3 m. V spodnej časti je vyvinutá 1,5 m hrubá vrstva drobnozrnného kremenného štrku s obliakmi s priemerom do 2 cm. V strednej časti profilu sú polohy nespevnených, resp. slabo spevnených vápnitých sedimentov typu jazernej kriedy. Vo vyšších častiach profilu vystupuje na povrch travertín s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami. Nad ním je asi 2,5 m hrubá poloha hrubozrnného až strednozrnného vápnitého pieskovca. Obsahuje prevažne kremeň a ako prímes K živce, plagioklasy, mikrokliny a úlomky jemnozrnných metamorfovaných hornín. Tmel je karbonátový, mikritový.

Na styku s karbonátmi triasového veku sa nachádzajú biele a do hrdzava sfarbené vápnité sedimenty, v ktorých sú „utopené" dobre opracované obliaky kremeňa a triasových karbonátov s priemerom až do 3 cm. Ide o biomikritový vápenec s klastickou prímesou, resp. až piesčitý vápenec sladkovodného pôvodu. Obsahuje úlomky glaukonitizovanej sľudy, zirkóny, K živce a zhluky oxidov Fe.

V sladkovodných vápencoch sa zistila prítomnosť suchozemských a sladkovodných gastropód, zachovaných vo forme jadier (fototab. IV-V). Zo stratigrafického hľadiska bola významná prítomnosť nasledujúcich druhov:

– suchozemské gastropóda: *Fortuna clairi* SCHLICKUM-STRAUCH, *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA);

– sladkovodné gastropóda: *Bathyomphalus moedlingensis* SAUERZOPF, *Planorbis confusus* SOOS.

Zo zelenosivých ílov boli určené koreňové konkrécie, viečka gastropód rodu *Bithynia* a ostrakóda *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL, *C. (Pontoniella) loczyi* (ZALANYI) a *Candona* sp. (fototab. VI).

Hrúbka nepravidelného telesa opísaných sedimentov, predstavujúceho denudačný zvyšok viazaný na okrajové zlomové pásmo pohoria, dosahuje hrúbku cca 60 m. Nejde však o celkovú hrúbku týchto sedimentov, pretože v študovanom odkryve nevystupovali na povrch podložné horniny.

Pri obci Sádok sa nachádza travertínová kopa. Jej spodnú časť tvoria žltohnedo sfarbené pevné kompaktné polohy travertínov, v ktorých sa ojedinele vyskytujú pórovité travertíny s hrúbkou do 0,6 m. Vrchnú časť tvorí pórovitý travertín s viditeľnými prírastkovými vrstvičkami. Vo vrchnej časti sa nachádza poloha pestrých ílov, ktorá má na báze 5–10 cm hrubú vrstvu nespevnených, „nasypaných" ostrohranných úlomkov kremenných zŕn (95 %) s absolútnou absenciou akéhokoľvek matrixu. Ostatné úlomky sú kryštalické horniny. Dosahujú veľkosť v priemere 1–2 mm. Ide zrejme o rýchly splach už vytriedeného sedimentu z pobrežia. V uvedených íloch sa zistili ostrakóda *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL a *Candona* sp.

V ílovitých sedimentoch travertínovej kopy v Sádku sa koncom minulého storočia našiel zub patriaci druhu *Hipparion gracile* KAUP (Schafarzik, 1900).

Hrúbka celej kopy je cca 20 m a priemer okolo 500 m. Povrch je postihnutý krasovatením. Poloha pestrých ílov vo vrchnej časti naznačuje obdobie dočasného zaplavenia travertínovej kopy.

V oblasti Klížskeho Hradišťa v umelom odkryve tvorenom lomovou stenou vystupujú sladkovodné vápence a travertíny. V spodnej časti sú svetlohnedé, krémové, pevné a kompaktné sladkovodné vápence s ojedinelými pórovitými polohami. Smerom do nadložia asi 20 m hrubej polohy pribúda čoraz viac pórovitých polôh a vrchnú časť tvoria zvetrané travertíny s červeno sfarbenými krasovými hlinami, ktoré vypĺňajú aj niekoľko krasových dutín. Niektoré pukliny sú vyplnené travertínom s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami, v niektorých je ílovito-úlomkovitá výplň (Nagy in Ivanička et al., 1992). Petrografickým štúdiom sa zistilo (Jurkovičová in Ivanička et al., 1992), že sladkovodné vápence predstavujú kalové vápence s nepravidelnou pseudooolitickou štruktúrou. Vo vyšších častiach sa objavujú početné hľuzy – kryštalické centrá obklopené kalcitom. Rekryštalizácia spôsobila deformáciu pôvodného kalu na nepravidelne rozmiestnené útvary charakteru výplne puklín a diferenciáciu jemnej kalovej hmoty s náznakom sintrovej štruktúry. V jednotlivých polohách sú hojné fantómy organických zvyškov neurčiteľných schránok mäkkýšov, vyplnené sekundárnym hrubokryštalickým kalcitom. V jemnej kalovej hmote sa nachádzajú konkrécie, lineárne útvary a zhluky tmavo sfarbenej železitej prímesi. Na puklinách sú časté vápenaté sintre s prírastkovými vrstvičkami. Povrch kopy je pokrytý asi 1 m hrubou vrstvou hľuznatého travertínu so zvýšeným obsahom piesčitej prímesi mono- i polykryštalického kremeňa. Štruktúra je hľuznatá, hľuzy majú koncentrickú stavbu kalovej hmoty so železitou prímesou a sú obklopené kryštalickým čírym kalcitom.

25 lelovské súvrstvie: zlepence

V Kolačnianskej doline, z. od Veľkých Uheriec, vystupujú vedľa vodnej nádrže denudačné zvyšky brekciovitých konglomerátov. Ležia transgresívne na podložných triasových dolomitoch, z ktorých čerpali aj materiál. Úlomky sú ostrohranné i ováľané, zastúpené v pomere 1 : 1, s maximálnou veľkosťou 2 až 3 cm, prevažná väčšina dosahuje priemer do 1 cm. Konglomeráty sú značne zvetrané a pórovité, žltkastej farby. Dobre je viditeľná podporná štruktúra matrixu. Jednotlivé klasty bývajú úplne vyvetrané z karbonatického matrixu a zostávajú po nich prázdne dutiny. Materiál je monomiktný, zložený z 90 % karbonátov. Sporadicky sa objavujú triasové kremence a úlomky červených bridlíc.

Na pravom svahu doliny vystupujú na povrch zlepence s prevahou dobre opracovaných úlomkov. Látkové zloženie je pestrejšie, sú zastúpené dolomity, vápence a rozličné druhy kremencov. Tmel je karbonatický, s piesčitou prímesou. V oboch litotypoch sa našli zvyšky sladkovodných rias neurčiteľného veku. Na

obliakoch sa zachovali kalcitové lemy typické pre kontinentálno-jazernú sedimentáciu. Na základe porovnania s podobnými sedimentmi v Hornonitrianskej kotline by mohlo ísť o ekvivalent lelovského súvrstvia, ktorému v zmysle opísaného delenia prisudzujeme vrchnopanónsky vek.

Pliocén

24 volkovské súvrstvie: štrky, piesky, pestré íly, zlepence

Volkovské súvrstvie vystupuje na povrch v oblasti Žikavy, Topoľčianok, Hostia, Nitry – časť Chrenová, Klokočiny, Čermáňa, východne od Malanty a v okolí obcí Pohranice, Ladice, Velčice a Mankovce. Tvoria ho hruboklastické polymiktné štrky a štrkopiesky, ktoré obsahujú dobre opracované obliaky kremeňov, rozličných typov kremencov, granodioritov, kryštalických a ojedinele aj verfénskych bridlíc. V blízkom okolí obce Hostie a čiastočne aj Topoľčianok sa vyskytujú aj obliaky neovulkanických hornín, prevažne andezitov z blízkych lávových prúdov a ich brekcií. Obdobné zloženie opísala Priechodská (in Brestenská a Priechodská, 1969). Štrky majú rôznu veľkosť obliakov, najväčšiu prevahu majú obliaky s priemerom od 3 do 5 cm. Vyskytujú sa polohy s drobnejšími (0,5–2 cm), ale aj s hrubšími obliakmi až do 9 cm, hlavne v okolí Hostia a Topoľčianok.

Piesky majú rôznu zrnitosť, od jemnozrnných až po hrubozrnné. Obsah aleuritickej prímesi je značne premenlivý. Väčšinou sú žltosivej až hnedožltosivej farby. Často sa striedajú s piesčitými polymiktnými štrkmi až štrkopieskami. V štrkoch a štrkopieskoch sa vyskytujú aj polohy zelenkastosivých ílov s premenlivým obsahom piesčitej prímesi. Dosahujú hrúbku do 30 m. Vrstvovitosť je nezreteľná. Sú prevažne vápnité (Priechodská a Harčár, 1988). V hlinisku pri Topoľčiankach bol viditeľný ostrý erozívny kontakt štrkov s podložnými ílmi, ktorý je dôsledkom rýchleho znosu hruboklastického materiálu do prostredia pokojnej sedimentácie.

V prevažne pelitickom vývoji je volkovské súvrstvie vyvinuté v okolí Klokočiny, Čermáňa a Pohraníc. Vystupujú tu na povrch pestré hrdzavožltoškvrnité íly s vložkami ílov s piesčitou prímesou.

Opísané sedimenty sú veľmi chudobné na organické zvyšky. Planderová (1965) zistila v íloch z okolia Zlatých Moraviec (mimo územia regiónu) rastlinné spoločenstvo takmer zhodné s dnešným, okrem niektorých reliktov miocénnej flóry (napr. *Carya, Nyssaceae*), ktoré vymizli po prvom zaľadnení.

Sedimenty volkovského súvrstvia vznikli v deltovom a limnickom prostredí (Baráth a Kováč, 1995). Na mapovanom území dosahujú hrúbku cca 50 m.

KVARTÉR

Kvartérne sedimenty v regióne Tribeč a priľahlej časti Nitrianskej pahorkatiny, Žitavskej pahorkatiny a okrajov stratovulkánu Vtáčnik sa zachovali nerovnomerne. Súvislejšie sa zachovali najmä na západnom predpolí pohoria v doline Nitry a na styku Tribeča so Žitavskou pahorkatinou. V centrálnej vyvýšenej časti neotektonickej hrasťovej štruktúry Tribeča sa zachovali len v nepatrnom rozsahu. V tejto časti územia vystupujú prevažne horniny mezozoika a kryštalinika.

Vývoj kvartérnych sedimentov v regióne bol podmienený svahovou modeláciou, a najmä striedajúcou sa eróznou a akumulačnou činnosťou Nitry, Žitavy a ich prítokov, ktoré ovplyvňovali rozsah, genetickú skladbu a hrúbku kvartérnych sedimentov. Okrem erózie a akumulácie tokov počas kvartéru sa výraznejšie prejavila eolická činnosť – navievanie spraší, ktoré zväčša zakrývajú staršie pleistocénne sedimenty, miestami aj neogénne útvary, čím maskujú primárne formy a s nimi spojené sedimenty.

V dôsledku nerovnomerného zdvihu severozápadného a juhovýchodného predpolia hrasťovej štruktúry Tribeča, a najmä relatívne slabšieho zdvihu až poklesu pozdĺžnej priehlbiny stredného toku Nitry, prebiehal asymetrický vývoj kvartérnych sedimentov. Na severozápadnom okraji prevládajú fluviálne sedimenty terás Nitry a proluviálne sedimenty náplavových kužeľov bočných prítokov. Na juhovýchodnom predpolí v dôsledku intenzívnejšieho zdvihu Žitavskej pahorkatiny intenzívnejšie prebiehali procesy prehlbovania dolín a sústavného odstraňovania starších pleistocénnych akumulácií.

Kvartérne sedimenty horskej časti územia sú charakteristické prevládaním deluviálnych hlinito-kamenitých a hlinito-piesčitých blokových sedimentov a resedimentovaných starších kôr zvetrávania. V okrajových častiach pohoria dominujú fluviálne, proluviálne a eolické sedimenty.

Kvartérne sedimenty v regióne začleňujeme do obdobia spodného (starého), stredného a vrchného (mladého) pleistocénu a holocénu (obr. 22). Pri stratigrafickom členení kvartéru regiónu Tribeč sa predovšetkým opierame o ich morfologickú pozíciu, superpozíciu a vzťah fluviálnych a proluviálnych sedimentov k stratifikovateľným nadložným pokryvom spraší a sprašových hlín, ktoré obsahujú fosílne pôdy, malakofaunu a miestami aj artefakty.

Pleistocén

Spodný pleistocén

Sedimenty spodného (starého) pleistocénu sú vzhľadom na značnú členitosť územia regiónu zachované nevýrazne a morfologicky v najvyššej relatívnej výške dolín tokov a povrchovej časti pahorkatín.

23 eluviálne sedimenty: hliny, silno rubifikované fosílne pôdy

V podloží sprašových pokryvov okrajových častí Nitrianskej a Žitavskej pahorkatiny sa sporadicky zachovali silno rubifikované až rubifikované fosílne pôdy. Z väčšej časti ide o produkty zvetrávania podložných ílovitých neogénnych sedimentov charakteristických pre teplé obdobia vrchného pliocénu až spodného pleistocénu. Uvedené pôdy miestami vystupujú aj na povrch na plochých chrbtoch Nitrianskej pahorkatiny a vypĺňajú nerovnosti úvaliny predkvartérneho reliéfu. V spodnej časti sú zväčša premiešané so sedimentmi podložia kvartéru. Rezíduá týchto sedimentov sa sporadicky zachovali aj v okolí výstupov mezozoika, sú však druhotne premiestnené a premiešané s mladšími deluviálnymi svahovinami.

Fosílne pôdy výrazne vystupujú v južnej časti regiónu, najmä v starom, v súčasnosti opustenom hlinisku tehelne v Nitre-Čermáni. Okrem toho boli zachytené vo viacerých vrtoch (Vaškovský, 1981).

Celkove sa fosílne pôdy vyznačujú prevládajúcim červeným sfarbením, ktoré je výrazné najmä v spodnej časti profilu. Spodná časť komplexu fosílnych polygenetických pôd v odkryve Nitra-Čermáň je kompaktnejšia a vyznačuje sa polyedrickým rozpadom.

V nadloží vystupujú vrstvy s horizontálnym zvrstvením, zložené z cyklicky sa striedajúcich vrstvičiek prachovitých hlín až ílov s veľmi jemnozrnnými zahlinenými pieskami s drobnohrudkovitou štruktúrou a polyedrickým rozpadom.

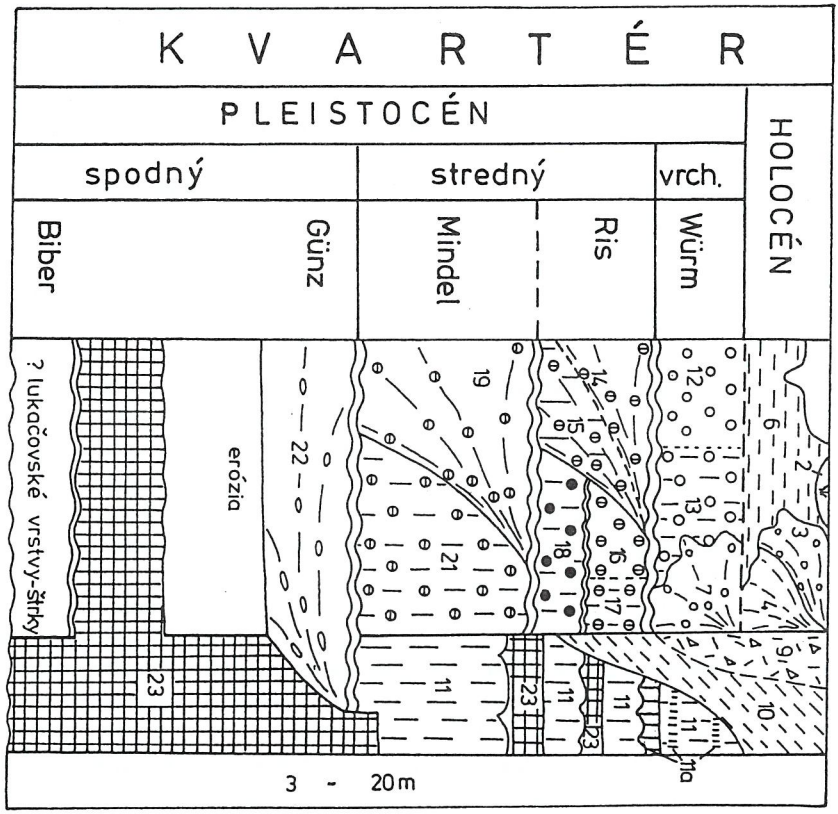
V celom komplexe sa nachádzajú rozptýlené drobné brôčiky a konkrécie Fe a Mn. V nadloží profilu sa zachovali väčšie, silno zvetrané konkrécie a pukliny vyplnené zátekmi $CaCO_3$.

V najvyššej časti profilu sa na hlinisku sporadicky zachovali fosílne pôdy günzko-mindelského (kromerského) interglaciálu, zastúpené fosílnymi pôdami hnedočervenej farby. Ide o slabo vápnité, nehumózne až slabo humózne ílovité hliny s rozptýlenými konkréciami $CaCO_3$ a mikrokonkréciami Fe a Mn.

Vrchný kontakt so sprašami a fosílnymi pôdami je nerovný, zvírený, výrazne sprehýbaný involúciami a mrazovými klinmi, ktoré sú vyplnené nadložnými sprašami s vápnitými konkréciami.

V peľovom spektre (Planderová, 1969) v profile silno rubifikovaných pôd v Nitre-Čermáni zriedka pozorujeme nerovnomerne rozloženú prítomnosť spór teplomilnejších rastlín. Najčastejšie sa nachádzajú úlomky tkanív spór *Polypodiaceae, Pteris*, jednotlivo *Osmunda, Pinus silvestris, Pinus haploxylon, Cupressaceae, Juniperus, Quercus, Castanea, Carya, Alnus, Eleagnus, Gramineae.*

Stratigraficky presnejšie sú datované výplne krasových dutín, reprezentované najmä červenohnedými hlinami terrarosového typu, nachádzajúce sa v krasových komínoch, kavernách a dutinách mezozoických vápencov v okolí Kolíňan (Málok), ktoré obsahujú spodnopleistocénnu villánsku faunu stavovcov, chro-



Obr. 22 Litostratigrafická kolónka kvartéru

Holocén:

2 – organogénne slatiny a slatinné pôdy; 3 – proluviálne hlinité štrky; 4 – proluviálne piesčité hliny; 6 – fluviálne hliny, íly, piesky a štrky nív.

Pleistocén – holocén:

9 – deluviálne hlinito-kamenité sedimenty; 10 – deluviálne hlinito-piesčité a piesčité sedimenty.

Pleistocén:

Würm: 11 – spraše a sprašovité hliny; 11a – eluviálne hliny – hnedozeme a čiernozeme; 12 – piesčité štrky dnovej akumulácie nív; 13 – fluviálne piesčité štrky a piesky nízkej terasy s pokryvom spraší; 7 – proluviálne hlinité štrky.

Ris: 14 – proluviálne piesčité štrky; 15 – proluviálne piesčité štrky s pokryvom spraší; 16 – fluviálne piesčité štrky; 17 – fluviálne piesčité štrky s pokryvom spraší; 18 – staršie riské proluviálne štrky s pokryvom spraší.

Mindel: 19 – proluviálne hlinité štrky; 21 – fluviálne piesčité štrky s pokryvom spraší.

Günz: 22 – proluviálne zahlinené, silno zvetrané štrky; 23 – rubifikované fosílne pôdy.

nologicky nadväzujúcu na faunu z Hajnáčky (Cerová vrchovina), zastúpenú *Prospalax priacus* (NEHRING), *Mimomys reidi* HINTON, *Ungaromys nanus* KORMOS, *Villanyia exilis* KRETZOI, *Hypolagus* sp., *Beremendia fissides* PETENYI (Ložek, 1964). Podobná fauna sa našla aj v kameňolome v Žiranoch.

Najstaršie pleistocénne červenohnedé hlinité štrky, typické pre vnútornejšie časti Nitrianskej pahorkatiny – lukačovské vrstvy, ekvivalentné strekovským vrstvám (biber) Pohronskej pahorkatiny, sa v študovanom regióne nepreukázali.

22 proluviálne sedimenty: zahlinené, silno zvetrané štrky (rezíduá)

V morfologickej pozícii vystupujú rezíduá proluviálnych a fluviálnych štrkov Nitry a jej prítokov, pričom zaberajú najvyššie položené časti doliny Nitry. Pred laterálnou eróziou hlavného toku Nitry sa zachovali najmä okrajové časti náplavových kužeľov, ktoré vystupujú pod poriečnou rovňou v relatívnej výške 45 m, 60–70 m a cca 100 m. Plošne výrazne sa zachovali v severnej časti predhoria Tribeča, v ústľovej časti doliny Oslianskeho potoka, v okolí Hornej Vsi a Veľkých Uheriec, na pravom brehu potoka Dršná v okolí Krnče reziduálne na mezozoiku medzi obcami Podhorany a Dražovce.

Proluviálne náplavy tvoria štrky a piesčité štrky žltosivej, sivej a hnedej farby. Obliakový materiál je hrubý, miestami blokový a silno zvetraný, miestami patinizovaný. V petrografickom zložení materiálu na spomínaných lokalitách dominujú poloopracované až opracované obliaky kremencov, kremitých pieskovcov, miestami vápencov. Petrograficky odlišné zloženie majú sedimenty spodnopleistocénneho náplavového kužeľa Oslianskeho potoka. Tvoria ich silno zvetrané zahlinené hrubozrnné štrky a piesky hnedej, sivej až sivohnedej farby. V obliakovom materiáli dominujú hrubé a blokové, polo- až dobre opracované rozpadavé obliaky andezitov, sú však prítomné aj obliaky kremenca a kremeňa. Hrúbka uvedených sedimentov kolíše od rezíduí do troch a miestami aj viac metrov.

Na základe morfologickej pozície uvedené proluviálne sedimenty začleňujeme do obdobia mladšej časti spodného pleistocénu, do günzkého glaciálu.

Stredný pleistocén

V geologickej stavbe kvartéru študovaného územia sa výraznejšie uplatňujú až sedimenty stredného pleistocénu. Obzvlášť výrazne sú zachované v doline Nitry a sú zastúpené fluviálnymi sedimentmi ľavobrežných terás Nitry.

Na západnom úpätí Tribeča na viac poklesnutých čiastkových kryhách medzi Osľanmi a Dražovcami dominujú hlavne stupňovito usporiadané vejáre náplavových kužeľov, ktoré podobne ako terasy stredného pleistocénu morfologicky vystupujú v niekoľkých úrovniach v relatívnej výške 25–50 m a 10–25 m.

21 fluviálne sedimenty: piesčité štrky s pokryvom sprašovitých hlín

Fluviálne sedimenty staršieho obdobia stredného pleistocénu (mindel) sa zachovali len útržkovito v južnej časti študovaného územia (Žitavská pahorkatina), na ľavom brehu Nitry v okolí Janíkoviec. Ich výskyt predpokladáme aj pod sprašovým pokryvom na severozápadnom okraji Nitry. Fluviálne sedimenty tvoria staršiu strednopleistocénnu terasu Nitry. Báza terasy vystupuje cca 2 m nad riečnou nivou Nitry. Povrch terasy sa nachádza v relatívnej výške 18–22 m.

Fluviálne sedimenty terasy na báze tvoria drobné obliaky, rôznozrnné piesky, nad ktorými bez výraznej hranice ležia strednozrnné až hrubozrnné piesky s prímesou drobnejších obliakov. Najspodnejšia časť akumulácie je zle vytriedená, hrdzavosivej farby, materiál je miestami stmelený železitým tmelom. Obliakový materiál je slabo opracovaný. V petrografickom zložení sú zastúpené kremence, vulkanické horniny, menej vápence a kremeň. Vyššie sú uložené jemnozrnné prachovité piesky s čerinovito-vlnitým a šikmým zvrstvením, nad ktorými sú uložené piesčité hliny, striedajúce sa s vrstvičkami a šošovkami zahlinených, veľmi jemnozrnných, horizontálne zvrstvených pieskov (nivná fácia).

Celková hrúbka fluviálnych sedimentov na lokalite Janíkovce je miestami až 8 m (Vaškovský, 1977). Terasa je zakrytá pokryvom spraší. V jeho podloží sa zistil horizont fosílnej, výrazne rubifikovanej parahnedozeme (mindelsko-riského interglaciálu). Podľa nej boli fluviálne štrky terasy začlenené do obdobia mindelského glaciálu (Vaškovský, 1977).

20 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov s pokryvom spraší

19 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky (zvetrané) náplavových kužeľov

V morfologicky podobnej a vyššej pozícii na severnom a západnom úpätí Tribeča pod spodnopleistocénnymi náplavovými kužeľmi v relatívnej výške 20–25 m až 50 m vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov ľavostranných prítokov Nitry.

Pozične vyšší a starší strednopleistocénny náplavový kužeľ zaberá úsťovú časť Oslianskeho potoka, vystupuje na viac poklesnutých kryhách v doline Chotiny, Vyčomy, Dršne a medzi Bádicami a Podhoranmi v doline potoka Hunták. Menšie plochy sú zachované v doline Lefantovského potoka. Smerom od pohoria k okrajom sa náplavové kužele vejárovite rozširujú a zväčšujú. Ich frontálne časti sú miestami useknuté laterálnou eróziou Nitry. Miestami sú mladšou eróziou tokov rozčlenené na časti.

Náplavové kužele tvoria zahlinené piesčité zvetrané štrky. Obliakový materiál je hrubý, neopracovaný až poloopracovaný, s ílovitými, hlinitými a piesčitými

polohami prevažne sivej, sivohnedej až hnedej farby. V petrografickom zložení materiálu dominujú horniny obalu mezozoika, hlavne kremence, kremité pieskovce a ojedinele sú prítomné silno zvetrané granitoidy, občas aj neogénne travertíny. Odlišné petrografické zloženie má náplavový kužeľ Oslianskeho potoka, kde okrem spomínaných hornín dominujúce postavenie majú hrubé štrky, miestami až bloky andezitov. Hrúbka proluviálneho súvrstvia kolíše od 2 do 3 m, maximálne do 8 m.

V nadloží proluviálneho súvrstvia sa zachoval 3–5 m hrubý pokryv spraší a sprašových hlín. V bazálnej časti sprašového pokryvu vystupujú rubifikované pôdy, na základe čoho proluviálny materiál kužeľov začleňujeme do staršieho obdobia stredného pleistocénu – mindelu.

18 fluviálne sedimenty: piesčité štrky strednej terasy s pokryvom spraší

Osobitné postavenie na severnom okraji Tribeča má najvyššia terasa mladšieho obdobia stredného pleistocénu (najstaršieho risu). Vystupuje v relatívnej výške 18–35 m nad nivou Nitry a je zachovaná na ľavom brehu Nitry medzi Osľanmi a Veľkými Uhercami.

Terasu budujú piesčité, miestami zahlinené štrky. Obliakový materiál je opracovaný, zložený hlavne z kremencov, kremeňa a andezitov. V nadloží štrkov vystupujú spraše. Celková hrúbka sedimentov terasy vrátane sprašového pokryvu je 8–10 m.

17 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky strednej terasy s pokryvom spraší

16 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky strednej terasy

Morfologicky v nižšej pozícii pod proluviálnymi sedimentmi náplavových kužeľov sporadicky vystupujú fluviálne sedimenty vyššej strednej terasy Nitry, ktorú zaraďujeme do mladšieho obdobia stredného pleistocénu – risu. Terasový stupeň výrazne vystupuje najmä na ľavom brehu Nitry pri Bošanoch. Fluviálne sedimenty terasy sa pravdepodobne nachádzajú v podloží mladších proluviálnych náplavov a spraší medzi Bošanmi, Solčanmi a Nitrianskou Stredou. Torzá terasy sa nachádzajú južne od obce Dražovce.

Erózna báza terasy, podobne ako aj súvekých náplavových kužeľov, sa nachádza mierne (1–2 m) pod úrovňou povrchu riečnej nivy Nitry a bola obnažená umelými odkryvmi a vrtmi. Povrch terasy sa nachádza v relatívnej výške 10 až 16 m nad nivou Nitry.

Na báze súvrstvia fluviálnych štrkov terasy vystupujú sivé hrubé, dobre opracované až poloopracované, viac vytriedené piesčité štrky so šikmým zvrstvením,

ktoré smerom k nadloží prechádzajú do drobnejších štrkov s výraznými polohami viac vytriedených pieskov, a najmä nadložných sivých a zelenosivých povodňových hlín a ílov. Obliakový materiál terasy sa zásadne líši od proluviálych štrkov svojou výraznejšou opracovanosťou, ako aj petrografickým zložením. V petrografickom zložení materiálu prevládajú obliaky kremenca, kremeňa, prítomné sú aj kremité pieskovce, ojedinele vápence, dolomity, občas andezity. Hrúbka súvrstvia je 2–4 m.

Nadložie profilu terasy tvoria členité komplexy spraší a sprašovitých hlín (miestami mladšie proluviálne náplavy), ktoré obsahujú humusové, černozemné a hnedozemné pôdy risko-würmského interglaciálu. Na základe toho boli fluviálne sedimenty terasy začlenené do mladšieho obdobia stredného pleistocénu – risu.

15 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov s pokryvom spraší

14 proluviálne sedimenty: piesčité a hlinité štrky náplavových kužeľov

V morfologicky podobnej a miestami i nižšej pozícii ako sedimenty riskej terasy, v relatívnej výške 5–20 m nad nivou Nitry a Žitavy, vystupujú proluviálne sedimenty náplavových kužeľov. Zvlášť výrazne je zachovaný vejár náplavového kužeľa v doline Lefantovského potoka a potoka Hunták, a najmä náplavový kužeľ Žitavy v okolí Topoľčianok.

Na geologickej stavbe náplavových kužeľov sa zúčastňujú proluviálne, menej pokryvné eolické a eolicko-deluviálne sedimenty. Bazálne proluviálne súvrstvie tvoria hlinité, hlinito-piesčité a piesčité štrky s polohami hlinitého piesku. Obliakový materiál sa skladá z kremencov a kremeňa, sporadicky sú tu zastúpené aj granitoidy a v náplavovom kuželi Žitavy sú výrazne prítomné aj andezity. Materiál je poloopracovaný, ostrohranný, nevytriedený a chaoticky uložený. V nadložnej časti profilu dominujú výrazne zahlinené úlomky a bloky kremencov.

Povrchovú stavbu kužeľov tvorí nepatrná skrývka spraší a sprašových hlín.

Vrchný pleistocén

Sedimenty vrchného pleistocénu a holocénu pokrývajú podstatnú časť regiónu Tribeča, pričom ležia tak na predkvartérnom podloží, ako aj na starších pleistocénnych sedimentoch. Výraznejšie morfologicky a sedimentačne sú diferencované najmä akumulácie štrkov nízkej terasy a dnové akumulácie riečnej nivy Nitry, Žitavy a dominujúce pokryvy vrchnopleistocénnych spraší a sprašovitých hlín.

Komplex prevažne deluviálnych hlín a hlinito-kamenitých svahových sedimentov vystupujúcich na rozličných prvkoch reliéfu a podložných horninách

zaraďujeme do nečleneného pleistocénu a holocénu. Do tejto skupiny sedimentov zaraďujeme svahoviny, ktoré sa nedajú striktne diferencovať a presne stratifikovať. Vývoj týchto svahovín prebiehal na území Tribeča počas celého obdobia kvartéru, zachovali sa však len najmladšie z obdobia würmu a holocénu.

13 fluviálne sedimenty: piesčité štrky a piesky nízkej terasy s pokryvom spraší

Morfologicky najnižšiu pozíciu medzi terasami v doline Nitry zaberá nízka terasa vystupujúca v relatívnej výške 4–6 m, maximálne 7 m nad riečnou nivou toku. Terasa sa zachovala len sporadicky na pravom brehu Nitry na západnom okraji mesta.

Na základe analógie so susedným územím fluviálne sedimenty nízkej terasy pravdepodobne tvoria samostatný vývojový cyklus, ktorý sa nachádza približne na úrovni štrkov dnovej akumulácie. Podľa hydrogeologických vrtov ich tvoria drobné piesčité štrky a ílovité hliny.

Nadložný pokryv hlinitých sedimentov, spraší a splachových hlín je zväčša bez výraznejších horizontov fosílnych pôd. Občas vystupujúce fosílne pôdy sú zastúpené pochovanými pôdami mladšieho interštadiálu würmu, prípadne holocénu.

12 fluviálne sedimenty: piesčité štrky dnovej akumulácie nív

Najnižšiu pozíciu v doline Nitry, Žitavy a ich prítokov zaberá zvodnené fluviálne súvrstvie dnovej akumulácie. Na báze súvrstvia (podľa viacerých hydrogeologických vrtov) sa nachádzajú prevažne hrubé opracované obliaky, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do drobnejších piesčitých štrkov, miestami do hrubozrnných pieskov. Štrkopiesčitý materiál je prevažne hrubý, v spodnej časti miestami priemer obliakov presahuje 25 cm. Najspodnejšia časť sedimentácie je slabo vytriedená. V petrografickom zložení materiálu prevládajú kremence a kremeň, hojne sú prítomné granitoidy, kremité pieskovce, v doline Nitry sporadickejšie andezity, vápence a dolomity. V doline Žitavy majú značné zastúpenie andezity.

Hrúbka dnovej akumulácie fluviálnych štrkov Nitry medzi Bošanmi a Nitrianskou Stredou sa pohybuje od 4 do 5 m. V úzkej prelomovej mestskej časti Nitry dosahuje len 2 m. V nadloží fluviálnych štrkov a pieskov sú vyvinuté povodňové holocénne sedimenty, miestami aj proluviálne sedimenty holocénu.

11 eolické a eolicko-deluviálne sedimenty: spraše a sprašovité hliny

Eolické a eolicko-deluviálne sedimenty, spraše a sprašovité hliny vytvárajú v okrajových častiach pohoria Tribeč plošne najvýraznejšie pokryvy na predkvartérnych sedimentoch a fosílnych rubifikovaných pôdach Nitrianskej a Žitav-

skej pahorkatiny. Z väčšej časti pokrývajú fluviálne a proluviálne sedimenty terás Nitry a terasovaných náplavových kužeľov Nitry a Žitavy. V samotnom pohorí Tribeč chýbajú. Podstatnú časť sprašových pokryvov v študovanom území tvoria spraše mladého pleistocénu, avšak v profiloch často vystupujú spraše, sprašovité hliny a fosílne pôdy stredného pleistocénu.

Problematika stavby a zloženia spraší bola podrobne rozpracovaná na Nitrianskej pahorkatine v lokalite Nitra-Čermáň (Vaškovský, 1981; Košťálik, 1974). Na Žitavskej pahorkatine sa problematikou spraše podrobne zaoberali Harčár a Priechodská (1988) a Vaškovský (1977, 1981). Sedimentácia eolických spraší na Nitrianskej a Žitavskej pahorkatine nastala (podľa Vaškovského, 1981) po období günzko-mindelského interglaciálu (kromer). V starom hlinisku v tehelni Nitra-Čermáň tieto spraše vystupujú v hĺbke 4,6–4,8 m. Podstatnú časť sprašových odkryvov tvoria spraše riského glaciálu, a hlavne spraše posledného glaciálu würmu. Sprašové pokryvy riského glaciálu sú zastúpené prachovitými hlinami, ktoré tvoria dva výrazné horizonty rozdelené rubifikovanou fosílnou pôdou. Spraše sú svetložlté s odtieňmi do hneda až sivohneda, vápnité, s konkréciami $CaCO_3$. Vo vrchnom horizonte na hlinisku tehelne v Preseľanoch sa našiel neúplný kel *Mamuthus primigenius* (BLUM.).

Sprašové pokryvy würmského glaciálu majú najväčšie priestorové rozšírenie medzi kvartérnymi sedimentmi v priľahlej časti Tribeča na Nitrianskej a Žitavskej pahorkatine. Pokryvy sú často uložené na humóznych, hnedozemných a černozemných fosílnych pôdach posledného interglaciálu (ris–würm). Pretože začiatok würmského glaciálu sa na študovanom území prejavil pomerne intenzívnym pôsobením svahovej modelácie (soliflukcia, ron), zachovanie spraší a fosílnych pôd staršieho obdobia würmu je menej výrazné. Kompletnejšie sa zachovali hlavne na odkryve Nitra-Čermáň a Janíkovce.

V regióne sú najviac zachované spraše posledného štadiálu würmu, ktoré sa vyznačujú kolísavou hrúbkou 1–4 m, maximálne 6 m. Farba spraší je svetložltá až výrazne žltá. Podľa granulometrického zloženia sú to piesčito-prachovité vápnité hliny (obsah piesku 15–30 %, hrubého prachu 35–40 %). Spraše posledného štadiálu – würmu – podľa Kernátsovej (ústne oznámenie) sú charakteristické prevažne chladnomilnou faunou otvorených stanovíšť s *Columella columella* (MART.), *Vertigo parcedentata* (BR.), spoločenstvom stepí s *Helicopsis striata* (MÜLL.) a typickou sprašovou pupilovou malakofaunou (hlinisko Kovarce).

Pleistocén–holocén

Do skupiny sedimentov nečleneného pleistocénu až holocénu v študovanom regióne začleňujeme pokryvné svahoviny, ktorých väčšia časť sa začala formovať v období vrchného pleistocénu a definitívne sa sformovala v holocéne (würm–holocén).

10 deluviálne sedimenty: ílovité hliny, piesčito-ílovité a štrkovité sedimenty (polygenetické)

Polygenetické deluviálne sedimenty vystupujú v predhorí Tribeča, najmä vo vyšších častiach Nitrianskej a Žitavskej pahorkatiny, a vo forme zálivov zachádzajú hlboko do pohoria, prevažne na styku úpätných deluviálnych hlinito-kamenitých sedimentov a spraší pahorkatín. Formovali sa pôsobením ronu, splachu a soliflukcie a sú poznačené litologickým zložením podložných neogénnych sedimentov. Miestami majú sprašový charakter, sú piesčité, ílovité, občas obsahujú aj polohy s drobnými úlomkami travertínov s preplavenými štrkmi.

Farba sedimentov je žltosivá, hnedá a hrdzavohnedá. Štruktúra je listovitá, hrudkovitá a hranolčekovitá. Hojne sa v nich vyskytujú brôčiky Fe a Mn, ojedinele aj drobné konkrécie, sivé povlaky a kliny podmienené procesmi ilimerizácie. Spravidla sú odvápnené alebo slabo vápnité. Hrúbka polygenetických hlín je 2–8 m.

9 deluviálne sedimenty: hlinito-kamenité a piesčito-kamenité svahoviny

Výraznejšie pokryvy (plášte) tvoria hlinito-kamenité sedimenty lemujúce horskú časť Tribeča, výrazne vystupujúce aj v centrálnej časti pohoria. Sú produktmi zvetrávania (kryštalinika, mezozoika Tribeča a neovulkanitov okrajovej časti Vtáčnika), ktoré sa premiestňovali ronom, soliflukciou a gravitačnými pohybmi.

Hrúbka hlinito-kamenitých a piesčito-kamenitých svahovín je premenlivá a závisí od expozície svahov. Celkove prevláda hrúbka 2–3 m, maximálne 15 m. Tvoria ich sivé, sivohnedé až čokoládovohnedé hliny s premenlivým, zväčša so značným podielom ostrohrannej drviny mezozoických kremencov a miestami gravitačných blokov. Hlinito-piesčité a piesčité delúviá s drobnými úlomkami sa viac koncentrujú na svahoch budovaných granitoidmi. Presnú hranicu medzi uvedenými čiastkovými litotypmi svahovín nie je možné presne stanoviť.

8 deluviálne sedimenty: blokoviská (bloky horninového komplexu)

Na exponovaných svahoch a strmých zrázoch kryštalinika mezozoika, a najmä neovulkanitov Vtáčnika, sa sporadicky vyskytujú hrubé blokoviská lemujúce výstupy hornín. V neovulkanitoch Vtáčnika sa hojne vyskytujú zosunuté, miestami aj zrútené bloky a komplexy vulkanoklastických hornín.

7 proluviálne sedimenty: štrky, piesky a piesčité hliny náplavových kužeľov

Osobitné morfologické postavenie v nive Nitry majú proluviálne sedimenty nízkych náplavových kužeľov. Ich formovanie sa začalo v mladšom období würmu, vekovo je späté s formovaním dnovej akumulácie a pokračovalo v mladšom období holocénu.

Rozsiahle náplavové kužele si vytvorili Uhrovský potok, Dršňa a Vyčoma. Povrch náplavových kužeľov sa postupne znižuje smerom k nive a vystupuje v relatívnej výške 3–8 m. Miestami sú obmedzené laterálnou eróziou Nitry a sú terasované.

Náplavové kužele tvoria piesčité a hlinité štrky. Ich hrúbka (podľa hydrogeologických vrtov; Bim, 1980) miestami presahuje 16 m. Na báze súvrstvia sú hrubé poloopracované obliaky zložené z kremenca, kremeňa, lokálne sa vyskytujú andezity. Nie je vylúčené, že ide o fluviálne piesčité štrky dnovej akumulácie. V ich nadloží dosť často vystupujú ílovité, piesčito-ílovité a piesčité nivné sedimenty, ktoré sú pravdepodobne nivnou fáciou sedimentov Nitry. Hrúbka uvedených polôh sa pohybuje od 1 do 2 m.

V nadloží súvrstvia vystupujú 1–5 m hrubé zahlinené, vyslovene proluviálne štrky zložené z kremenca, kremeňa, miestami aj granitoidov. V bezprostrednom nadloží náplavových kužeľov vystupuje variabilná skrývka piesčitých hlín, pieskov a hlinitých štrkov.

Holocén

Do najmladšieho obdobia kvartéru–holocénu v študovanom území začleňujeme predovšetkým fluviálne sedimenty riečnych nív Nitry, Žitavy, prechodné deluviálno-fluviálne sedimenty záverov úvalín dolín, proluviálne sedimenty holocénnych náplavových kužeľov a najmladšie holocénne až súčasné organogénne a antropogénne sedimenty.

6 fluviálne sedimenty: hliny, íly, piesky a štrky nív riek a potokov

Fluviálne hliny, íly, piesky a štrky budujú povodňový kryt Nitry, Žitavy a ich väčších prítokov, ktorý tvorí 2,5–4,5 m, maximálne 7 m hrubé súvrstvie. Na báze súvrstvia, na pleistocénnych štrkoch dnovej akumulácie nivy, sú vo väčšine prípadov vyvinuté hrubozrnné piesky a sivé íly, ktoré smerom k nadloží prechádzajú do tmavosivých humóznych ílov. V tmavosivých íloch sa hojne nachádzajú zuhoľnatené dreviny.

Na mnohých miestach, najmä v znížených depresiách nivy a zazemnených mŕtvych ramenách v nadloží ílov, sa sporadicky vyskytujú rašelinové pôdy, miestami aj polohy slatín. V nadloží ílov a pochovaných pôd nivného krytu Nitry je vyvinuté 1,5–2 m hrubé litologicky pestrejšie súvrstvie zložené zo sivých a sivohnedých ílovitých hlín, piesčitých hlín, pieskov, piesčitých a hlinitých ílov.

V prikorytovej časti spodnej úrovne nivy Nitry, najmä vo vnútornej časti meandrov, sa sporadicky zachovali sivé, sivožlté, hrubo- až strednozrnné povodňové piesky fácie prikorytových plytčín (hrúbka 1–1,5 m).

Nivy väčších prítokov buduje hlavne málo vytriedený hlinito-štrkový materiál.

5 deluviálno-fluviálne sedimenty: piesčité a ílovité hliny

Deluviálno-fluviálne sedimenty tvoria bezprostredné pokračovanie nív a vypĺňajú hlavne úvalinové závery dolín, ktoré sú spojené s regresívnou eróziou tokov. Sú rozšírené najmä na Nitrianskej a Žitavskej pahorkatine. Tvoria ich hlavne piesčité až ílovité hliny, niekedy s prímesou štrkov premiestnených v spraši a holocénnych pochovaných černozemných pôd. Materiál je slabo vytriedený, občas zvrstvený. Hrúbka je 1–3 m.

4 proluviálne sedimenty: hliny, piesky a piesčité hliny náplavových kužeľov

Holocénne proluviálne sedimenty sú rozšírené na styku nív a kotlinovej pahorkatiny a terás. Tvoria ploché náplavové kužele vyúsťujúce na povrch nivy Nitry a Žitavy. Miestami sa prstovite vkliňujú do sedimentov nivného krytu. Tvorí ich hlinitý a hlinito-piesčitý materiál s výrazným podielom preplavených sedimentov neogénu a pleistocénu.

3 proluviálne sedimenty: hlinité štrky a štrky náplavových kužeľov

Proluviálne hlinité štrky a štrky tvoria druhú litofaciálnu kategóriu sedimentov vystupujúcich v podobnej pozícii, ale v bezprostrednom styku pohoria, resp. hornín mezozoika a paleozoika Tribeča. Sú zložené z chaoticky naplavených štrkovitých a hlinitých sedimentov, miestami so značným podielom preplavenej neopracovanej horninovej drviny. Ich hrúbka, podobne ako v predchádzajúcom type, sa pohybuje od 2 do 3,5 m.

2 organogénne sedimenty: slatiny a slatinné pôdy

Slatiny a slatinné pôdy sú rozšírené v zamokrených nivných depresiách, miestami vypĺňajú opustené a zazemnené mŕtve ramená Nitry. Tvoria ich 1–2 m hrubé vrstvy slabo rozloženej ostricovej lúčnej rašeliny. Farba rašeliny je hnedá až čiernohnedá. Značnú prevahu majú hlavne silno mineralizované černozemné rašelinové pôdy.

1 antropogénne sedimenty: navážky, haldy

S hospodárskou činnosťou, najmä s ťažbou kameniva, sú v Tribeči spojené skládky a haldy odpadu kameniva, a najmä drobné organizované a neorganizované skládky domového odpadu.

TEKTONIKA

Pri analyzovaní tektonických udalostí v Tribeči vystupuje na prvý pohľad do popredia jeho dvojdielnosť. Nápadná je aj morfologická samostatnosť kryštalinického jadra, či už vo vzťahu k mezozoickým sekvenciám alebo k terciérnym priehlbinám. Tento jav je nepochybným dôsledkom hlavne alpínskej tektoniky, ktorá sa najvýraznejšie uplatnila v kriede a neskôr v miocéne (neoalpínska tektonika), ale jej založenie je možné sčasti sledovať už v predalpínskom tektonodeformačnom cykle.

Ďalšou výraznou črtou pohoria je osobitné tektonické postavenie krížňanského príkrovu, predovšetkým jeho spätosť s kryštalinickým podložím v rázdielskej časti. Z pohľadu krížňanského príkrovu sa potom vynára aj otázka paleogeografického, ale aj súčasného vzťahu tatrika a veporika v Tribeči. V neposlednom rade je to aj vzájomná interakcia medzi tvorbou morfologicky výraznej hrasti Tribeča a neogénnych priehlbín a jej obmedzenie vo vzťahu k neovulkanitom.

HERCÝNSKE UDALOSTI

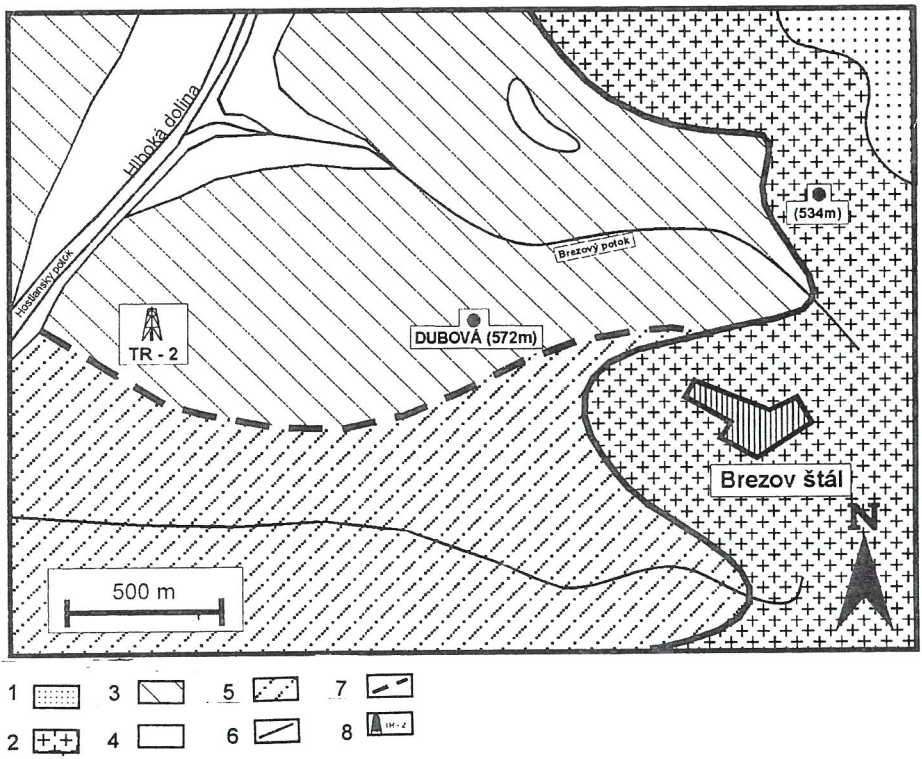
Za prejavy najstarších orogénnych procesov možno považovať zvrásnenie, ako aj regionálnu progresívnu premenu pôvodných psamiticko-pelitických sedimentov na kryštalické bridlice – svory, svorové fylity a vznik vrstvovej kryštalizačnej bridličnatosti. Drobnoštruktúrne prvky, ktoré bolo možné študovať, sú však konformné s mladšími, a preto nemôžeme vylúčiť ich alpínske prepracovanie. O ich vekovom zaradení nie je dosiaľ v Tribeči exaktný dôkaz (absolútne datovanie), avšak z geologického mapovania a analógie s ostatnými časťami Západných Karpát je možné ich s určitosťou označiť ako predalpínske a veľmi pravdepodobne ako hercýnske.

Prejavy predpokladanej hercýnskej tektoniky sa dajú dešifrovať predovšetkým z mapy (obr. 23). Vzťah svorových fylitov a porfyrických granitoidov je tektonický, pričom porfyrické granitoidy sú presunuté na svorovo-fylitový komplex. Tento kontakt vzhľadom na štruktúrnu diskordanciu s krížňanským príkrovom považujeme za hercýnsky. Predpokladáme, že ide o kontakt strednej a spodnej hercýnskej jednotky v zmysle Bezáka (1994).

Za jeden z najmarkantnejších tektonických fenoménov v Tribeči sa považuje tzv. skýcovský zlom. Skýcovský zlom podľa Bieleho (1962a) je starého založenia, ako to vyplýva z kontrastnej odlišnosti stavby oboch blokov s iným typom kryštalinika, z prítomnosti permského súvrstvia iba v rázdielskom bloku, z roz-

dielneho zastúpenia obalových sekvencií a z rozloženia príkrovov. Je veľmi pravdepodobné, že medzi rázdielskou a zoborskou časťou existovala ešte pred sedimentáciou permských klastík výrazná diskontinuita, ovplyvňujúca v extenznom režime umiestnenie leukokratných a aplitických granitoidov, ktoré predstavujú najmladšie granitoidné deriváty v zoborskej časti, čo je dokumentované aj na geologickej mape. Leukokratné granitoidy sú v rámci zoborskej časti v najväčšom objeme prítomné práve v leme jeho severovýchodného zakončenia a kontinuálne prechádzajú do rázdielskej časti (obr. 24).

Sedimenty permu (skýcovské a slopnianske súvrstvie) prikrývajú rôzne typy granitoidných hornín, svojím rozšírením však nepokračujú do zoborskej časti

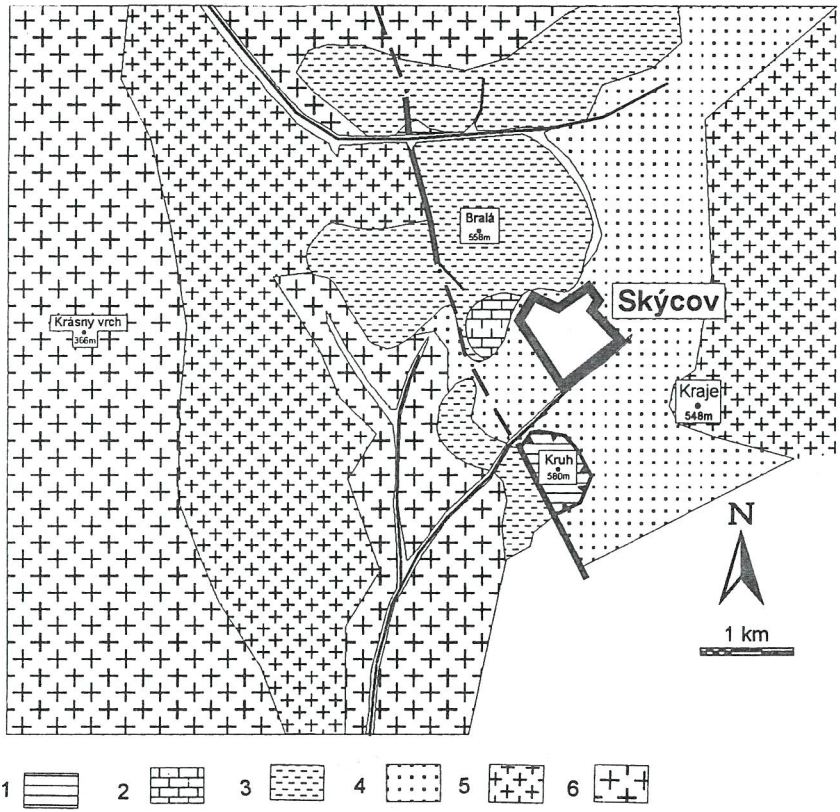


Obr. 23 Tektonická diskordancia medzi plochou nasunutia deformovaných granodioritov a presunom porfyrických granitoidov na svorové fylity
1 – mladšie paleozoikum a mezozoikum, 2 – deformované granitoidy – blastomylonity, 3 – porfyrické granitoidy, 4 – amfibolity, 5 – svorové fylity, 6 – geologické hranice, 7 – predpokladaný hercýnsky presun, 8 – označenie vrtu

a v rázdielskej časti v blízkosti skýcovského zlomu ležia na leukokratných granitoidoch. Môžeme sa teda oprávnene domnievať, že sedimentovali na extendovanom podklade, vyplnenom hlavne neskoromagmatickými kyslejšími derivátmi granitoidov. Juhozápadným (v dnešných zemepisných súradniciach) ohraničením sedimentačného priestoru permských klastík bol nepochybne priestor styku dnešného zoborského a rázdielskeho bloku. Medzi sedimentmi permu a spodného triasu nejestvuje uhlová diskordancia. Sedimenty spodného triasu prekrývajú klastiká permu a zároveň granitoidné horniny. Pozícia spodnotriasových sedimentov, ktoré sú vyvinuté v oboch častiach, poukazuje na prekrytie pôvodného sedimentačného priestoru permu a ich sedimentáciu na nivelizovanom paleoreliéfe. Neoalpínsky je v priestore skýcovského zlomu vyvinutá sústava poklesových zlomov sz.-jv. smeru, ktorá môže mať, ale pravdepodobnejšie nemá žiadny súvis s tektonickou diskontinuitou založenou pred permom. Po sedimentácii permu tektonická aktivita skýcovského zlomu nie je ničím preukázateľná.

Pravdepodobne najstaršími horninami v zoborskej časti Tribeča sú biotitové, amfibolovo-biotitové a kordieritovo-biotitové ruly, ktorých rudimentárne zachované zvyšky sa nachádzajú juhovýchodne od Krnče. Ich pozícia umožňuje predpokladať, že ide o zvyšky metamorfovaného plášťa granitoidov. P-T podmienky ich vzniku podľa Vozárovej (in Ivanička et al., 1994) zodpovedajú podmienkam vysokoteplotnej časti amfibolitovej fácie nízkotlakového typu. Ruly sú zvrásnené, pričom osi b vrás majú smer S–J, len zriedka SSV–JJZ. Časť vrás sú drobné (max. cm) ptygmatické vrásky. Vrásová rovina je subhorizontálna, takže nemôžeme hovoriť o prednostnej vergencii. Minerálne lineácie typu lineácií natiahnutia sme nepozorovali. Vzhľadom na charakter vrás môže ísť o mechanizmus čistého strihu, v ktorom boli pri stlačení prevrásnené pôvodne subvertikálne orientované žilky granitoidného materiálu. Vzhľadom na zachované minerálne asociácie sa vrásnenie udialo vo vysokých metamorfných podmienkach. Pri štúdiu vrás sme nepozorovali retrográdne premeny spojené s deformáciou. Preto prevrásnenie rúl môže spadať do hercýnskeho tektonodeformačného cyklu, aj keď nemôžeme úplne vylúčiť ani alpínsku tektoniku, ktorá by sa mohla odohrať v hlbšej štruktúrnej úrovni vzhľadom na metamorfované obalové mezozoické jednotky. Tento predpoklad je však menej pravdepodobný. Vzhľadom na charakter deformácie a typy pozorovaných vrás predpokladáme, že vrásnenie sa udialo mechanizmom čistého strihu. Predstavuje iba jednoduché stlačenie horniny bez smerných posunov, ktoré mohlo vzniknúť pri teplotnej expanzii granitoidného plutónu, resp. pri kontrakcii spojenej s jeho chladnutím.

V granitoidných horninách zoborskej časti sa ako enklávy a šmuhy vyskytujú biotitické a biotiticko-amfibolické tonality až kremenné diority, ktorých petrografia kontrastuje s okolitými granitoidnými horninami. Okrem nich sú zriedka



Obr. 24 Zjednodušená geologická mapa okolia Skýcova
1 – krížňanský príkrov, 2 – stredný trias (vápence), 3 – spodný trias (kremence), 4 - perm (arkózy, bridlice), 5 – leukokratné a aplitoidné granitoidy, 6 – hrubozrnné a strednozrnné granitoidy

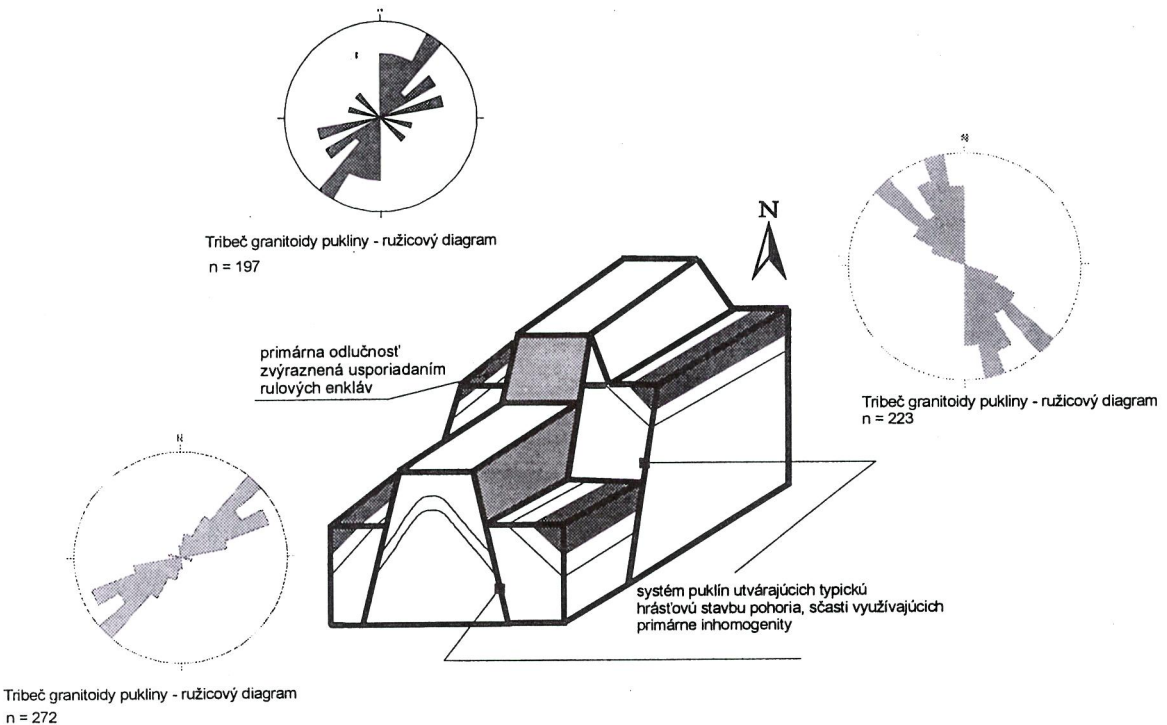
prítomné septá rúl. Oba spomenuté horninové typy boli podrobené štruktúrnemu výskumu, ktorého výsledky sú pri oboch typoch zhodné. Enklávy, či už magmatické alebo rulové, sa vyskytujú v hrubozrnných biotitických granodioritoch až tonalitoch a predstavujú sploštené elipsoidálne útvary s dlhou osou orientovanou prevažne v smere SV–JZ, t. j. konformne so smerom pohoria, ale aj v smere SZ–JV, t. j. priečne na jeho smer. Vzájomný pomer osí elipsoidálnych enkláv je najčastejšie X : Y : Z = 5 : 4 : 1. Keďže enklávy dobre odrážajú orientáciu magma-

tickej foliácie v granitoidoch (Paterson et al., 1989), po vyhodnotení štruktúrnych meraní môžeme konštatovať, že magmatická foliácia kopíruje súčasnú klenbovitú stavbu pohoria. Jej terajšie usporiadanie je teda výsledkom mladších procesov a neposkytuje informáciu o pôvodnom magmatickom, t. j. hercýnskom usporiadaní enkláv (obr. 25).

Granitoidné horniny tribečsko-zoborského masívu predstavujú hercýnske postkinematické intrúzie vrchnokarbónskeho veku, na niekoľkých lokalitách v zoborskej časti rádiometricky datované (Bojko et al., 1974; Broska et al., 1990; Kráľ et al., 1995). Vzhľadom na priestorové rozmiestnenie jednotlivých typov granitoidov je možné sčasti rekonštruovať stavbu kryštalinického jadra (Határ in Ivanička et al., 1994). Plutón má vo vnútorných častiach vyvinuté hrubozrnné biotitické granodiority až tonality. V profiloch vystupujú ako spodná časť stavby, v údoliach sú obyčajne narezané na báze. Pri uplatnení blokovej (hrasťovej) tektoniky a vďaka eróznemu zrezu môžu vystupovať aj vo vyšších etážach. Pozične nad nimi sa nachádzajú strednozrnné biotitické granodiority až tonality. Zložením sú blízke až podobné hrubozrnným varietám. Najpravdepodobnejšie vznikali v okrajových častiach plutónu pri relatívne rýchlejšom chladnutí. Nachádzajú sa vo vrchných etážach terénu, kde tvoria najrozšírenejší horninový typ. Záverečným okrajovým typom v stavbe plutónu sú jemnozrnné biotitické až biotiticko-muskovitické granodiority až granity. Vďaka erozívnemu zrezu pôvodného reliéfu vytvárajú iba menšie plochy. Tvoria tak relikty pôvodnej okrajovej či vrcholovej časti plutónu. Najčastejšie vystupujú v hrebeňových častiach bočných chrbtov priečnych na hlavný hrebeň tribečskej časti. Poslednou, viac zastúpenou skupinou sú jemno- až hrubozrnné leukokratné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity. Sú umiestnené vo vrcholových častiach kopúl pôvodného reliéfu intrúzie, prípadne prenikajú cez stredno- a jemnozrnné granodiority – tonality až granity. Pri takýchto prienikoch môžu tvoriť aj väčšie telesá, ale aj žilné formy (aplity – pegmatity) vystupujúce aj v hrubozrnných granodioritoch a tonalitoch (obr. 26).

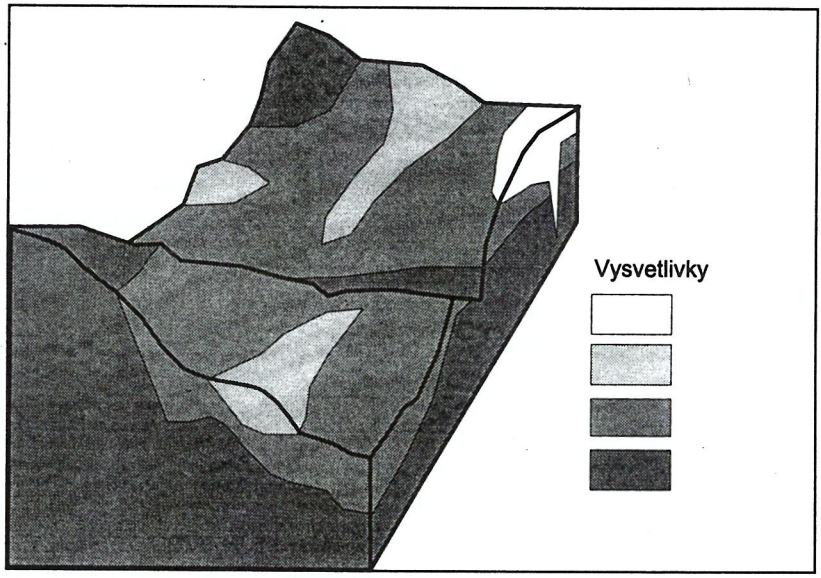
Lanc et al. (1995) na základe geofyzikálnych údajov interpretujú pod granitoidmi zoborskej časti teleso svorových hornín s amfibolitmi. Hrúbka granitoidov by nemala presiahnuť 2 000 m. Interpretácia tohto modelu je čisto hypotetická, je však možné, že kontakt granitoidov a kryštalických bridlíc je hercýnsky a zodpovedá reliktom hercýnskej stavby a komplexom v zmysle Bezáka (1994), aj keď tento predpoklad má mnoho protirečení.

V granitoidných horninách sme nepozorovali štruktúrne prvky, ktoré by poukazovali na prejavy hercýnskej tektoniky, ako sú napr. štruktúry s deformáciou enkláv, vzájomnou imbrikáciou minerálov, plastickou deformáciou depozičných magmatických textúr alebo vysokoteplotnými mylonitmi a pod. Toto zistenie je napokon v dobrej zhode s predpokladaným modelom vzniku granitoidov typu I, resp. tonalitov typu Sihla s. l. v zmysle Brosku a Petríka (1993) v areáli Západ-



Obr. 25 Zjednodušený model puklinového porušenia granitoidného jadra Tribeča

ných Karpát, ku ktorým sú zaradené granitoidy zoborskej časti. Podľa Petríka et al. (1994) niektoré granitoidy typu S v Západných Karpatoch by mohli byť synchrónne s hercýnskou príkrovovou tektonikou, zatiaľ čo granitoidy typu I postdatujú jej prejavy. Z tohto pohľadu sa aj diskontinuita sledujúca priebeh skýcovského zlomu javí ako extenzná štruktúra vytvorená v závere hercýnskej tektonickej etapy a ovplyvňujúca najskôr umiestnenie leukokratných granitov a neskôr kontrolujúca rozšírenie sedimentov permu.



Obr. 26 Model priestorového rozmiestnenia jednotlivých typov granitoidov v zoborskej časti
1 – leukokratné granity, aplity, pegmatity; 2 – jemnozrnné biotiticko-muskovitické granodiority až granity; 3 – strednozrnné biotitické granodiority až tonality

ALPÍNSKA TEKTONIKA

Alpínske tektonické prepracovanie malo prvoradý význam pre tektonicko-geologickú stavbu územia a členenie tektonických jednotiek v Tribeči (obr. 27). V zoborskej časti sa alpínsky orogén prejavil vznikom plytkých synklinál so zachovanými členmi obalovej sekvencie, a predovšetkým jej zošupinatením. Neoalpínsky – terciérny tektonický vývoj znamenal morfologickú, ale aj tektonickú individualizáciu Tribeča vo vzťahu k neogénnym priehlbinám a neovul-

kanitom. V rázdielskej časti sa alpínska tektonika prejavila predovšetkým príkrovovou tektonikou, ktorá mala zásadný význam pre geologickú stavbu tak sedimentárnych sekvencií, ako aj kryštalinika. Neoalpínska tektonika, podobne ako v zoborskej časti, znamenala individualizáciu rázdielskej časti oproti neovulkanitom.

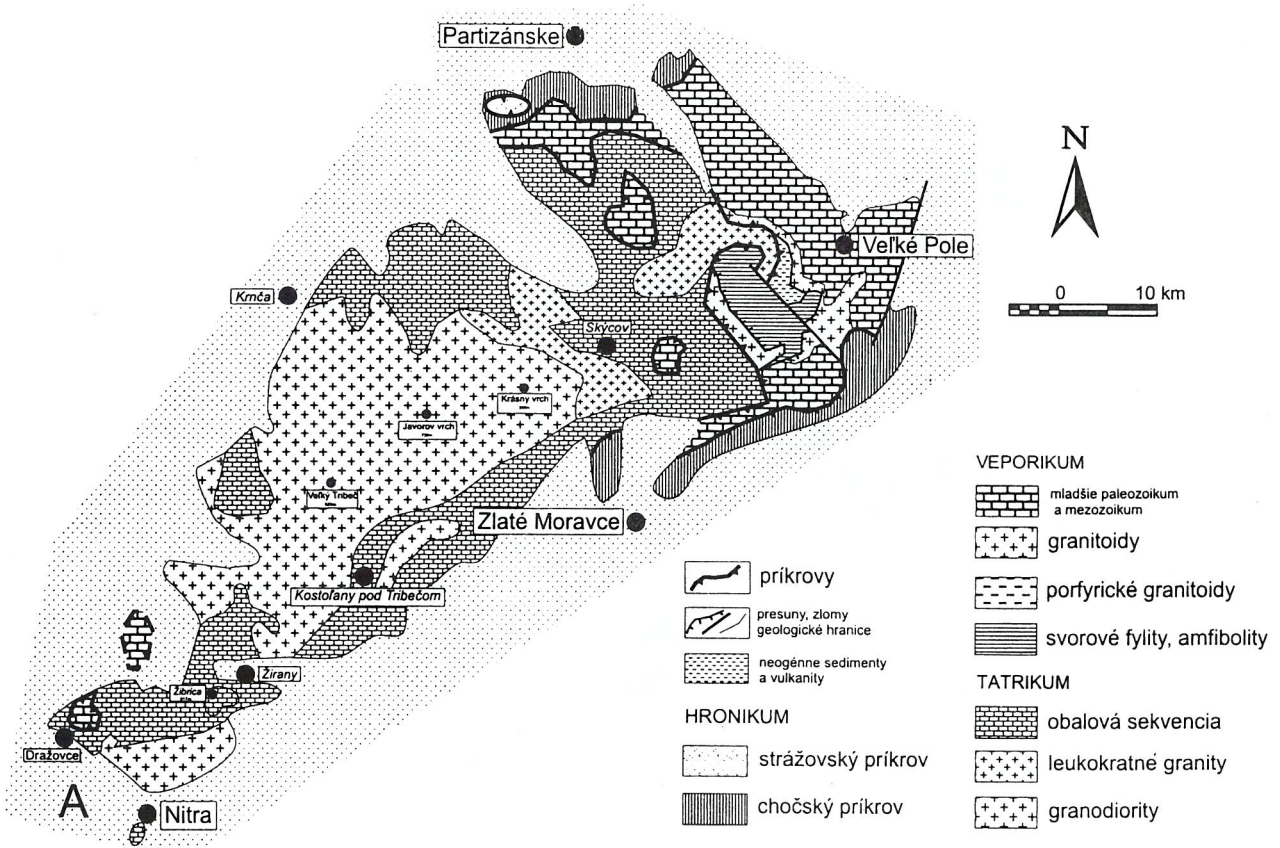
Tatrikum

Sedimentárne sekvencie tatrika v Tribeči vystupujú v dvoch odlišných vývojoch. V južnejšej, zoborskej časti je vrstvový sled od spodného triasu po alb, v rázdielskej časti od permu po stredný trias.

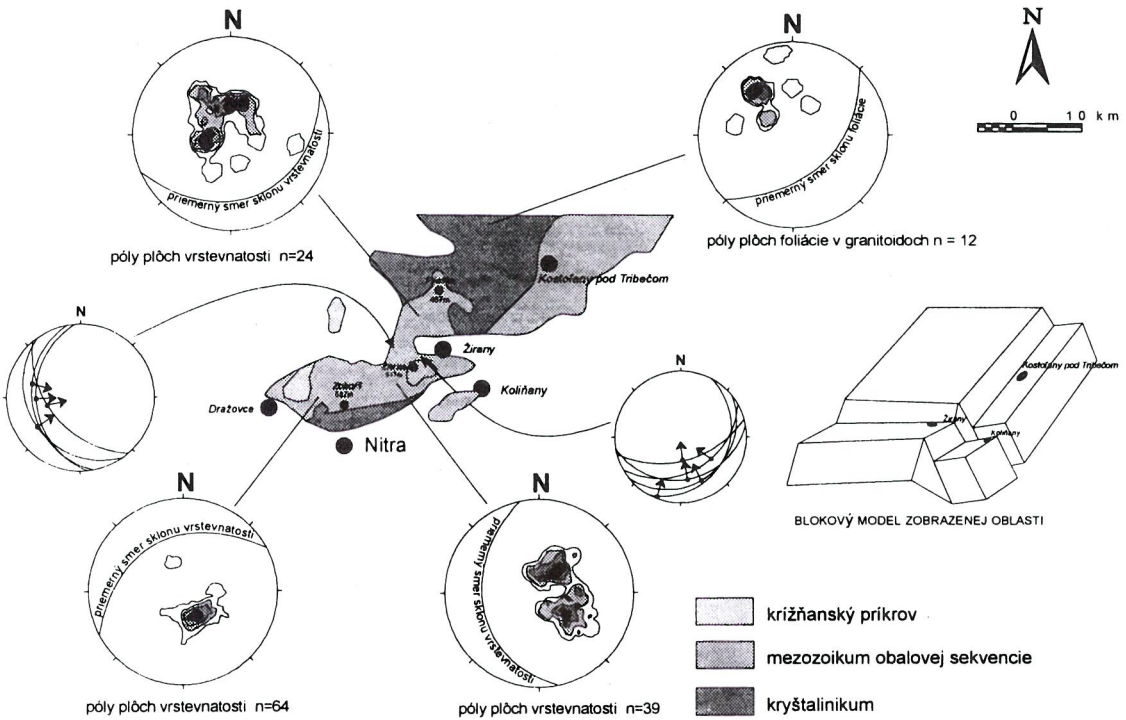
Z hľadiska vývoja tatrika môžeme zoborskú časť rozdeliť na dva čiastkové bloky s odlišným zastúpením mezozoických hornín a odlišným charakterom zachovaných deformačných štruktúr. Južnejší, zoborský blok je medzi Nitrou a Žiranmi. Je preň typické podstatné zastúpenie obalového mezozoika a nepatrná prítomnosť granitoidov. Tribečský blok je, naopak, typický menším podielom obalového mezozoika na geologickej stavbe a vývojom mohutného granitoidného jadra.

Južne od Žirian v oblasti kóty Žibrica sa vrstvový sled obalovej sekvencie opakuje a tvorí tzv. duplex Žibrice. Nad horninami spodnej jury tu v tektonickej pozícii spočívajú strednotriasové vápence so spodno- až strednojurskými vápencami v nadloží. Viacnásobné zošupinatenie obalovej sekvencie sa opakuje severne od Drážoviec. V tejto oblasti je možné identifikovať dve šupiny jursko-spodnokriedových hornín a nad nimi vyvinutú šupinu spodno- až strednotriasových hornín, ktorá však už patrí ku krížňanskému príkrovu. Pohybové markery indikujú presun z juhovýchodu až východu na severozápad, resp. západ.

Na severnom úpätí kóty Žibrica sú v tektonickej pozícii nad kremencami spodného triasu obalovej sekvencie granitoidné horniny. Vzhľadom na značnú zakrytosť terénu v tejto oblasti nemôžeme stanoviť rozsah presunu granitoidov na obalové mezozoikum. Predpokladáme, že granitoidy sa presunuli na kremence spodného triasu spolu s tvorbou duplexnej štruktúry v rámci obalovej sekvencie v ich nadloží. Oblasť kóty Žibrica predstavuje viacnásobné opakovanie horninových komplexov tatrika, na ktorom sa podieľajú aj horniny fundamentu. Pohybové markery indikujú zmysel presunu generálne zo západu na východ. Treba poznamenať, že tieto údaje boli získané z pomerne obmedzeného okrsku spodnotriasových kremencov a granitoidov, ktoré ležia v ich tektonickom nadloží. Skutočnosť, že pohybové markery majú iný smerový trend, je možné vysvetliť v zásade dvoma spôsobmi. Buď v danej oblasti je zachovaný relikt bočnej tektonickej rampy, alebo rotácia smerov násunu bola spôsobená terciérnym rozblokovaním a rôznym úklonom jednotlivých blokov, ako to dokumentujú aj rôzne smery sklonu vrstvovitosti hornín mezozoika (obr. 28).



Obr. 27 Schematické členenie tektonických jednotiek Tribeča



Obr. 28 Zjednodušená geologická situácia zoborskej časti. Tektonogramy ukazujú póly plôch vrstvovitosti a foliácie v granitoidných horninách, ktoré sa navzájom líšia svojím smerom sklonu a zodpovedajú blokovej stavbe vytvorenej v neoalpínskom orogéne.

Duplexy obalovej sekvencie predstavujú unikátnu tektonickú štruktúru v rámci obalových sekvencií Západných Karpát. Prítomnosť imbrikovanej stavby je obyčajne spojená s tektonicky intenzívne namáhaným prostredím v kompresnom režime. Dávame ho do priameho súvisu s presunom krížňanského príkrovu, ktorému patrí najvyššia šupina, budovaná spodno- a strednotriasovými sedimentmi pri Drážovciach. Celé územie tektonicky zaraďujeme k bezprostrednému predpoliu „koreňovej zóny" krížňanského príkrovu (obr. 29).

V rázdielskej časti je stratigrafický rozsah obalovej sekvencie od permu po stredný trias. Je teda značne redukovaný, čo je možné vysvetliť dvoma zásadnými spôsobmi:

– vyššie členy boli odstránené tektonicky alebo eróziou,

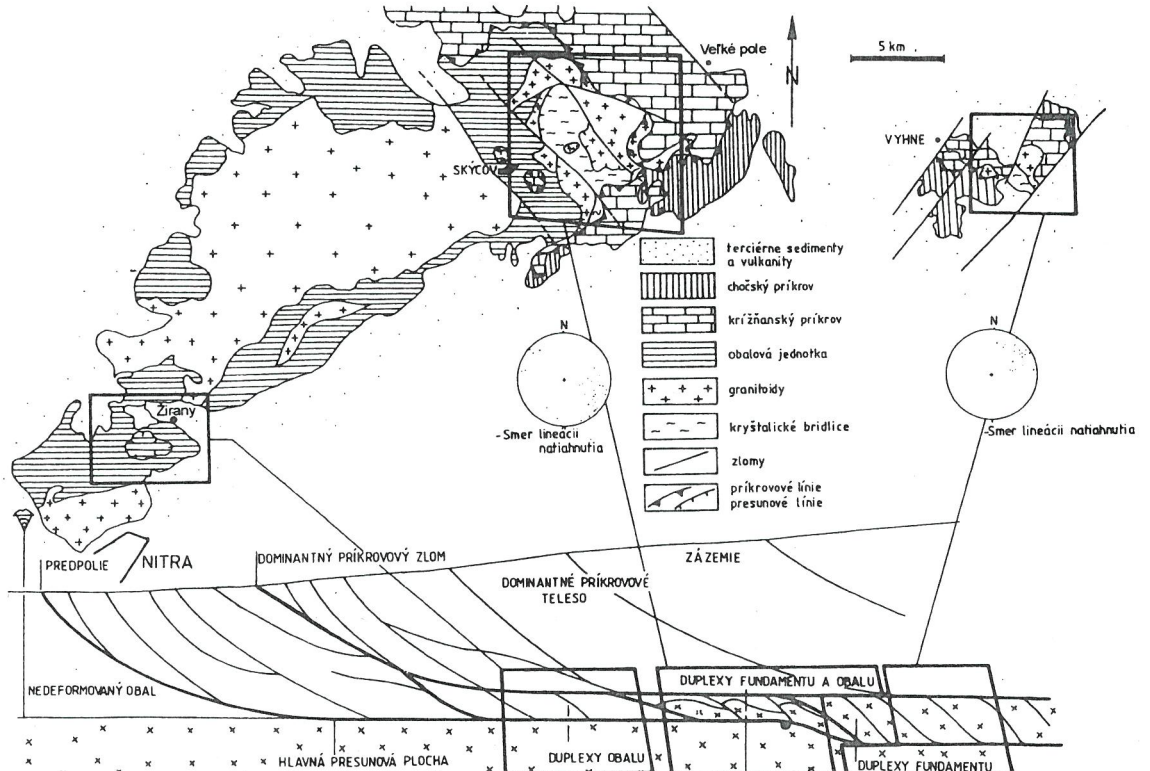
– sedimentácia nepokračovala do vyšších stratigrafických úrovní.

Tektonická erózia je málo pravdepodobná vzhľadom na to, že v podloží presunutých vyšších jednotiek stavby je zachované vždy len permské súvrstvie bez reliktov vyšších členov obalu. Ak vezmeme do úvahy mechanizmus, pri ktorom sa realizovali presuny formou pomerne plochých duplexných štruktúr, je nanajvýš pravdepodobné, že v takomto režime by sa boli aspoň v reliktoch zachovali aj vyššie stratigrafické členy obalu, podobne, ako je to v zoborskom bloku.

Triasové klastiká a karbonáty sú vyvinuté na juhozápadnom okraji rázdielskej časti, ktorá bezprostredne susedí so zoborskou časťou. Najvyšším zachovaným stratigrafickým horizontom v rázdielskej časti sú karbonáty stredného triasu, na ktorých bezprostredne spočíva krížňanský príkrov. Ak by sedimentácia pokračovala do strednej kriedy, ako je to v zoborskej časti, je málo pravdepodobné, že by vyššie členy boli erodované, či už zvetrávaním alebo tektonicky, a nezachovali by sa aspoň ich relikty. Domnievame sa, že sedimentácia sa skončila pravdepodobne vo vrchnom triase – najpravdepodobnejšie v réte, ktorý vo všeobecnosti znamenal prerušenie sedimentácie vo väčšine tatridných jednotiek Západných Karpát.

Z geologického mapovania vyplýva, že superpozične najspodnejšiu štruktúru v rázdielskej časti tvoria leukokratné granitoidy so sedimentmi obalového permu, spodného a stredného triasu vo svojom priamom nadloží (tatrikum). Stupeň tektonického postihnutia hornín klesá od juhovýchodu na severozápad, podobne ako aj v horninách krížňanského príkrovu (Biely, 1962a, 1974). Štruktúrna analýza v deformovaných členoch obalovej sekvencie poukazuje na smer tektonického transportu z juhovýchodu až východu na severozápad až západ (obr. 29). V tomto procese nemožno vylúčiť tektonické zhrubnutie sedimentov permu v oblasti západne od kóty Rázdiel (687 m), kde bol vrtom TR-3 zastihnutý neočakávane hrubý (250 m) komplex permských hornín (Ivanička et al., 1992).

Tribečský blok má nepomerne jednoduchšiu tektonickú stavbu, ktorá je charakterizovaná plytkými synklinálami obalovej sekvencie, rozmiestnenými po obvode granitoidného jadra. Na základe štruktúrnej analýzy sa domnievame, že



Obr. 29 Model postavenia Tribeča a hodrušsko-štiavnickej hrasti v idealizovanom profile násunového pásma príkrovu (sensu Boyer a Elliot, 1982)

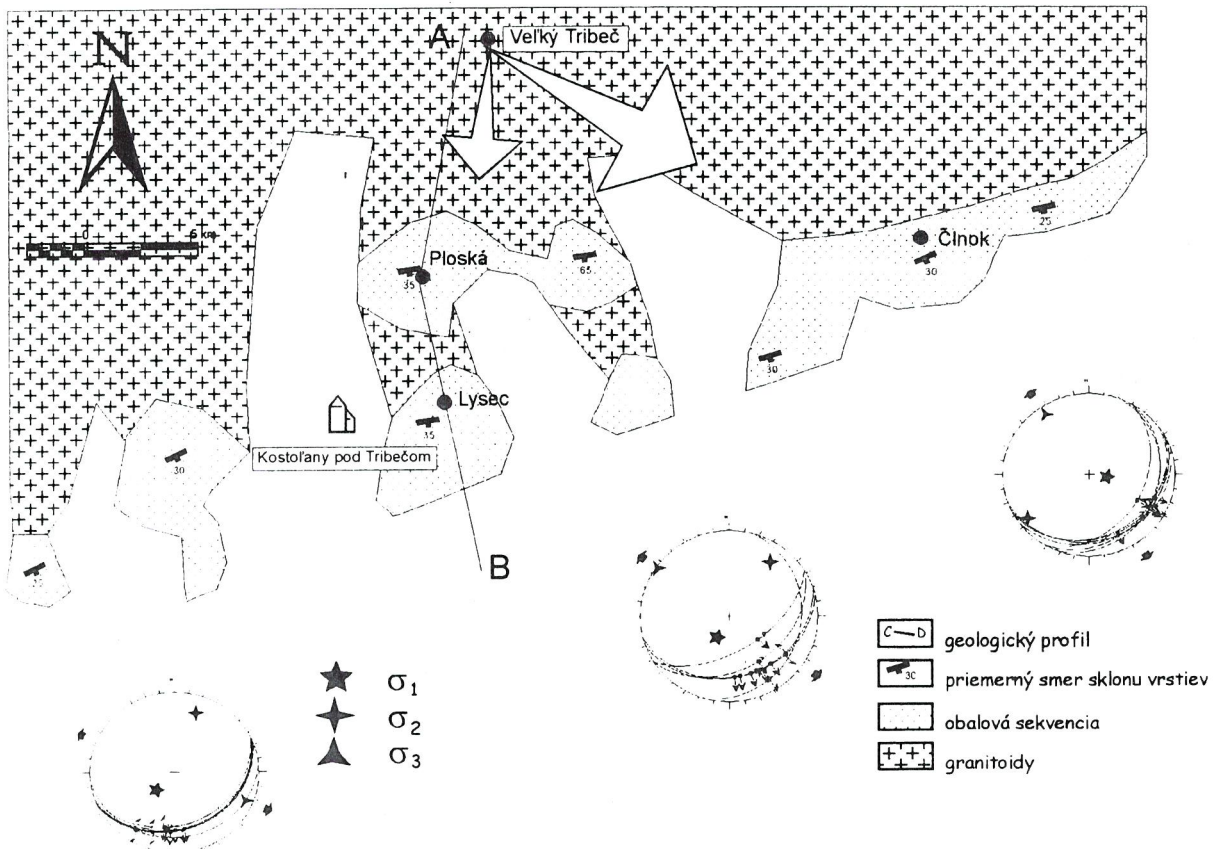
tieto synklinálne štruktúry sú produktom hlavne mladšej, neoalpínskej etapy tektonického vývoja oblasti, hoci nemôžeme vylúčiť ich metamorfný postih v alpínskej etape.

Neoalpínsky tektonodeformačný cyklus sme zvlášť vyčlenili pre krehké a krehko-plastické deformácie postihujúce horninové komplexy budujúce samotné pohorie, ale aj jeho bezprostredné okolie, predovšetkým severovýchodný výbežok komjatickej priehlbiny. Vekovo zaraďujeme neoalpínske tektonické procesy do terciéru (neogénu). Sú charakteristické predovšetkým zlomovou tektonikou realizovanou v podmienkach extenzie. Neoalpínska tektonika zásadným spôsobom ovplyvnila morfologický charakter celej oblasti Tribeča.

Najvýraznejšie prejavy tektonických procesov, ktoré interpretujeme ako neoalpínske, bolo možné zaznamenať práve na juhovýchodnom okraji zoborskej časti. V oblasti Kostolian pod Tribečom je vyvinutá antiformná štruktúra granitoidov vystupujúca spod obalového mezozoika. Bázu mezozoika tvoria kremence, resp. kremenné pieskovce spodného triasu. Granitoidy sú na styku s kremencami postihnuté mylonitizáciou. Foliačné plochy mylonitov sú konformné s vrstvovitosťou mezozoických hornín. Nad kremencami sú rudimentárne vyvinuté chloriticko-sericitické, piesčité bridlice spodného triasu a karbonáty stredného triasu. Juhozápadne od Kostolian pod Tribečom nad strednotriasovými vápencami a dolomitmi sú sporadicky zachované kremité pieskovce vrchného triasu a piesčité vápence liasu. Na plochách vrstvovitosti kremencov sú veľmi dobre zachované tektonické zrkadlá, ktoré však neboli pozorované v karbonatických sekvenciách (obr. 30). V oboch sekvenciách je možné sporadicky pozorovať mezoskopické vrásy decimetrových až metrových rozmerov. Vrásy sú necylindrické, priame až prekotené, otvorené až izoklinálne s vrásovými rovinami upadajúcimi na severozápad aj severovýchod.

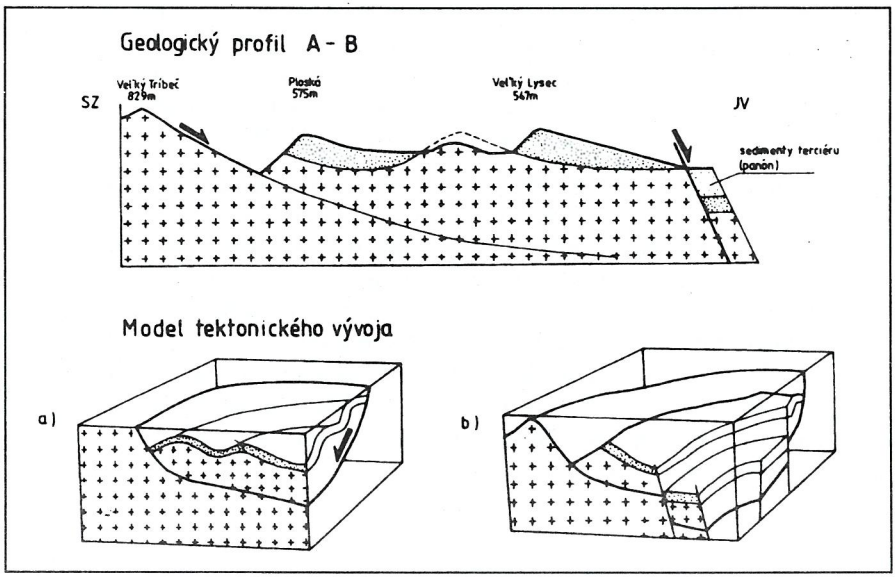
Vrásové osi majú smer SV–JZ. V kremencoch je pozorovateľná minerálna lineácia, ktorá je paralelná s vrásovými osami a mohla by poukazovať na to, že časť vrás vznikala v transpresnom režime. Vergencia vrás poukazuje na smer tektonického transportu generálne na juh až juhovýchod. Pukliny sú mladšie ako tektonické zrkadlá a vytvárajú strmo uklonený pravouhlý systém generovaný v extenznom režime (Hancock, 1985; Dunne a Hancock, 1994). Smer najväčšej extenzie je orientovaný generálne zhodne so smerom extenzie, ktorý bol získaný analýzou tektonických zrkadiel.

Vrásy a tektonické zrkadlá vznikali v krehko-plastických podmienkach deformácie a domnievame sa (Hók a Ivanička, 1996), že súvisia s počiatočnými štádiami výzdvihu pohoria, ktorý je na základe údajov FT vekov apatitu (Kováč et al., 1994) datovaný na 28 ± 1 Ma, t. j. spodný miocén. V tomto období boli výzdvihom generované nízkouhlové listrické zlomy, po ktorých horniny gravitačne skĺzavali, pričom plochy vrstevnatosti v mezozoických komplexoch boli využívané ako primárne inhomogenity. Gravitačné skĺzavanie spôsobilo vrásne-



Obr. 30 Zjednodušená geologická situácia v okolí Kostolian pod Tribečom s diagramami orientácie tektonických zrkadiel. Na diagramoch tektonických zrkadiel sú veľkými oblúkmi v Lambertovej projekcii zobrazené plochy tektonických zrkadiel so smermi ryhovania a hlavné napäťové osi ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Veľké šípky zobrazujú smer hlavnej predpokladanej extenzie.

nie celého komplexu do vrás s veľkou amplitúdou (obr. 31a). Vrásy sa na vhodných miestach, napr. na kontakte hornín s rôznou reológiou (granitoidy/ kremence, resp. kremence/vápence), vytvárali aj v mezomeradle.



Obr. 31 Geologický profil A–B (pozri obr. 30) a predpokladaný model tektonického vývoja širšej oblasti Kostolian pod Tribečom. Vysvetlivky ako na obr. 30.

Štádium krehkej deformácie reprezentujú pukliny smerovo konformné so systémom mojmírovských zlomov smeru SV–JZ, ktoré oddeľujú pohorie od neogénnej výplne komjatickej depresie. Maximum subsidencie dosiahla komjatická depresia v panóne, pričom vrtnými prácami (Biela, 1978a) je dokumentované, že sedimentáciu vo vzťahu k Tribeču kontrolovali mojmírovské zlomy. Predpokladáme, že štádium krehkej deformácie (obr. 31b) sa uplatnilo vo vrchnom miocéne a súvisí s vývojom komjatickej depresie.

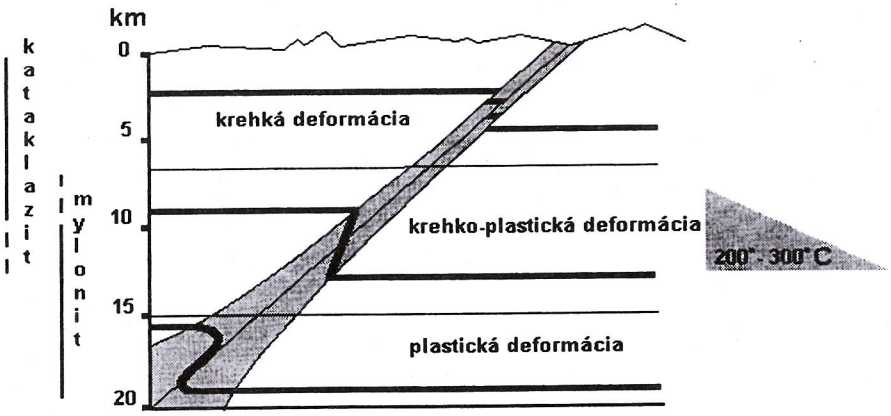
V granitoidnom jadre boli predmetom štruktúrneho výskumu predovšetkým pukliny, mylonitové zóny a kremenné žily.

Pukliny vo všeobecnosti vznikajú za veľmi nízkych teplotných a tlakových metamorfných podmienok a obyčajne predstavujú finále tektonického vývoja oblasti. Z hľadiska vyskytujúcich sa puklín, resp. systémov puklín, môžeme vyčleniť dva hlavné subvertikálne systémy, ktoré sa vzájomne líšia smerovo a pravdepodobne aj genézou. Najvýraznejšie sú pukliny smeru SV–JZ a SZ–JV,

tvoriace konjugovaný systém. Pukliny smeru SV–JZ majú sčasti charakter primárnej odlučnosti granitoidov a miestami sú smerovo konformné s pozíciou rulových enkláv. Časť puklín tohto smeru má však charakter strmých extenzných puklín. Pukliny smeru SZ–JV predstavujú normálny párový systém, ktorý vznikal v spoločnom napäťovom poli, najpravdepodobnejšie pri výzdvihu pohoria v terciéri. Puklinový systém s orientáciou S–J a V–Z reprezentuje menej výrazný a početnosťou značne potlačený systém reprezentujúci primárnu kvádrovitú odlučnosť granitov. Do tohto systému patrí aj časť subhorizontálne uložených puklín paralelných s usporiadaním rulových enkláv (obr. 26).

Mylonitové zóny svojím charakterom predstavujú štruktúry vznikajúce za vyšších termodynamických podmienok. V skúmanej oblasti sme pozorovali mylonitové (strižné) zóny, krehko-plasticky deformované, šírky rádovo decimetre až prvé metre a dĺžky rádovo metre až desiatky metrov. Ich sklon je subvertikálny a smerová orientácia je SV–JZ (obr. 32). Vo všetkých prípadoch ide o horizontálne posuny s premenlivým zmyslom pohybu.

Predpokladáme, že sú produktom terciérnej tektoniky a vznikali v hĺbke cca 10 km pri teplote do 250 °C v transpresnom režime. Dnešná pozícia mylonitov v erozívnom zreze je sprostredkovaná mladšími terciérnymi zlomami a blokovou stavbou zoborského bloku.



Obr. 32 Model strižnej/mylonitovej zóny (podľa Sibsona, 1977)

Kremenné žily majú podobne ako časť puklín výrazné smerové usporiadanie smeru SV–JZ. Sporadicky, hlavne v sedimentoch spodného triasu, sa vyskytujú aj žily smeru SZ–JV. V granitoidoch je absolútne prevládajúci smer SV–JZ.

S kremennými žilami tohto smeru je spojené Au zrudnenie severozápadne od Zlatna. Predpokladáme, že tieto kremenné žily majú úzky súvis s vývojom mylonitových zón rovnakého smeru, ktoré mohli sprostredkovať prenos fluíd. Kremenné žily predstavujú ich sprievodné štruktúry, vyvinuté vo vyšších, krehkých úrovniach deformácie. Časť puklín z tohto hľadiska je pravdepodobne mladším fenoménom.

S výnimkou mylonitových zón sa všetky opísané štruktúry vyskytujú v smerovo zhodných systémoch v granitoidoch aj v mezozoiku. Potvrdzuje to predpoklad, že boli generované až v terciéri, pričom mylonitové zóny vznikali v hlbších deformačných, a teda aj morfologických úrovniach, a predstavujú nižšiu štruktúrnu etáž s vyššími hodnotami tlakových a teplotných parametrov.

Výstup kryštalického jadra v zoborskej časti rozhodujúcou mierou kontrolovali zlomy sv.-jz. smeru. Pozdĺž týchto zlomov vystúpilo jadro zoborského bloku do dnešnej erozívnej úrovne. Výstup je zaznamenaný údajmi o FT veku zirkónu a apatitu. Podľa týchto údajov výzdvih Tribeča sa začal pred 53 ± 12 Ma z hĺbky cca 10–11 km (225 °C) a dosiahol hĺbku cca 5 km (100 °C) pred 28 ± 1 Ma (Kováč et al., 1994).

Rázdielska časť z geomorfologického hľadiska predstavuje klenbovitú štruktúru východo-západného smeru, ponárajúcu sa západným smerom. V jadre klenby sú obnažené horniny tatrika a kryštalinika veporika. Celá megaštruktúra rázdielskej časti je z juhu, východu a severu prikrytá produktmi terciérneho vulkanizmu, pričom vzájomný kontakt je sčasti tektonický (hlavne na juhu a východe) a sčasti transgresívny. Rázdielsky blok je porušený niekoľkými systémami zlomov. Najmarkantnejšie sa prejavujú poklesové zlomy smeru SZ–JV, ktoré sú priečne na geologické štruktúry. Tieto zlomy sú často porušené alebo zakončené na zlomoch smeru SV–JZ, ktoré sú mladšie. Ak vezmeme do úvahy, že systém zlomov smeru SV–JZ tektonicky oddeľuje z juhovýchodu rázdielsku časť od produktov sarmatského vulkanizmu, je možné uvažovať o posarmatskom veku tohto systému.

Najvýraznejšou zlomovou líniou, dobre viditeľnou aj na satelitnom zobrazení, je zlom sledujúci Hlbokú dolinu. Jeho pokračovanie je možné sledovať severným smerom mimo rázdielskej časti do pohoria Vtáčnik, kde porušuje sarmatské vulkanoklastiká. Podobne je možné sledovať jeho pokračovanie južným smerom, kde sa napája na zlom rieky Žitavy, ktorý vykazuje prvky kvartérnej aktivity (Priechodská a Harčár, 1988).

Na podrobnejšie verifikovanie veku a charakteru aktivity zlomov chýbajú vhodné podmienky na stanovenie kritérií, podľa ktorých je možné určiť ich základné charakteristiky. Vzhľadom na to môžeme iba odhadnúť charakter a vek aktivity. Zlomy smeru SZ–JV sú najstaršie – pravdepodobne spodnomiocénne. Súdime tak podľa ich charakteru (poklesy) a smeru orientácie, ktorá by bola v dobrej zhode s paleonapätím v centrálnych Západných Karpatoch pre spodný

miocén (c. f. napr. Kováč et al., 1994). Mladšie sú zlomy smeru SV–JZ, ktoré porušujú predchádzajúci systém, oddeľujú vulkanity od predterciérnych hornín a sú dobre sledovateľné v samotných neovulkanitoch. Predpokladáme, že ich aktivita sa sústreďovala na vrchný miocén až pliocén. Najmladším, aj keď geologicky nie vždy dokonale overiteľným systémom sú zlomy smeru SSV–JJZ až S–J, akým je napr. zlom Žitavy, resp. zlom Hlbokej doliny, ale aj zlomy s.-j. smeru v oblasti Píly. Vek aktivity je pliocén až kvartér a je verifikovateľný hlavne pri prechode týchto zlomov do sedimentov komjatickej priehlbiny.

Veporikum a krížňanský príkrov

Vplyv alpínskej tektoniky sa najmarkantnejšie prejavuje v rázdielskej časti. Hlavné tektonické jednotky sú tu usporiadané v násunovo-príkrovovej pozícii.

Z hľadiska alpínskeho tektonického postihu je možné v rámci kryštalinika vyčleniť tri nad sebou ležiace štruktúry. Najspodnejšiu tvoria typy leukokratných granitov, nad ktorými spočíva ich normálny sedimentárny obal v rozsahu mladšie paleozoikum až stredný trias. Táto štruktúra vzhľadom na svoje postavenie, ale aj dobre definovateľnú spätosť so zoborským blokom, patrí nepochybne k tatriku.

Vyššie ležiacu štruktúru zastupujú mylonitizované granitoidy (blastomylonity) ako jej najspodnejší člen, vyššie postupne v tektonickej superpozícii svorové fylity a deformované porfyrické granitoidy. Táto štruktúra leží v tektonickej pozícii na obalových sedimentoch permu a nikde v jej podloží sa nezistil stratigraficky vyšší člen obalovej sekvencie. Tektonická príslušnosť tejto štruktúry je do istej miery diskutabilná, pretože nepoznáme jej sedimentárne členy a v jej tektonickom nadloží je prítomná najvyššia štruktúra, ktorá má na báze prítomné kryštalinikum (tektonicky postihnuté granitoidné horniny – blastomylonity) a subautochtónnu metamorfovanú sekvevenciu, svojím charakterom identickú so sekvenciou Veľkého boku. Stredná štruktúrna jednotka by z pohľadu jej tektonického podložia (tatrikum) mala patriť k veporiku, avšak z pohľadu tektonického nadložia, ktorým je sekvencia Veľkého boku, by mohla byť zaradená ešte do tatrika. Vzhľadom na nepochybnú tektonickú pozíciu nad tatrickými horninovými členmi a zároveň pravdepodobnú príslušnosť k fundamentu sekvencie Veľkého boku ju zaraďujeme do veporika. Analýza štruktúrnych údajov (minerálne lineácie, kinematické indikátory a vrásové deformácie) poukazuje na presun spomenutých kryštalinických štruktúr z juhovýchodu až východu na severozápad až západ (obr. 29). Potvrdzujú to aj výsledky predchádzajúcich prác (Rekošová, 1987; Kopál, 1989; Hók et al., 1994).

Výsledky nových výskumov, predovšetkým kartografické rozčlenenie kryštalinika, dávajú odpoveď na tektonické postavenie veporika a krížňanského príkrovu.

Biely (1962) pri riešení problému tektonickej pozície krížňanského príkrovu uvádza: „Z uvedeného vidno, že zliechovská séria má v rôznych častiach pohoria rôznu pozíciu. Vo väčšine územia vystupuje v pozícii „obalu", v menšom úseku v pozícii presunutej." Jednoznačnú interpretáciu sťažovala neznalosť prítomnosti, postavenia a vzťahu kryštalinického fundamentu k metamorfovanému mladšiemu paleozoiku a mezozoiku a štruktúrna pozícia mezozoika, ktoré je osamostatnené (často redukované) a leží na obalovej – tatridnej jednotke, kde tvorí zdanlivo normálny vrstvový sled.

Metamorfované sedimentárne členy krížňanského príkrovu/veporika – sekvencie Veľkého boku v stratigrafickom rozsahu od permu po alb – sú späté so svojím kryštalinickým fundamentom a spolu ležia v príkrovovej pozícii na kryštaliniku a mezozoiku, ktorého tektonická príslušnosť je nepochybne tatrická (pozri predchádzajúci text). V minulosti bola spätosť sedimentárnych sekvencií s fundamentom interpretovaná viacznačne. Biely (1961a, 1962a) sa domnieval, že krížňanská séria je tu autochtónna, podobne ako v „štiavnickom ostrove" a „starohorskom okne". Neskôr Biely (1974) svoj názor revidoval a presunovú plochu krížňanského príkrovu situoval medzi spodnotriasové súvrstvie a karbonáty stredného triasu v presvedčení, že ide o fenomén nahrádzania obalu (replacement de couverture). Táto koncepcia je vyjadrená aj na geologickej mape 1 : 50 000 (Biely, 1974). Model riešil situáciu predovšetkým z pohľadu trosiek krížňanského príkrovu, prítomných na severozápade rázdielskej časti a južne od Skýcova, ktoré spočívajú na nepochybnom tatrickom podloží a nie sú späté so svojím fundamentom. Vrstvový sled týchto trosiek sa začína však buď spodným triasom, alebo až vrchným triasom (kóta Kruh, 580 m) a len v jedinom prípade stredným triasom, ktorý by mal reprezentovať bazálne súvrstvie nad plochou odlepenia, resp. presunu. Z hľadiska úrovne vedomostí hlavne o stavbe kryštalinika bola táto koncepcia štrukturalizácie a tektonického postavenia krížňanského príkrovu v danej oblasti plne akceptovateľná.

Až pri geologickom mapovaní (Kopál, 1989; Ivanička et al., 1992; Hók et al., 1994) sa zistilo, že kryštalinikum v podloží sedimentárnych sekvencií pozostáva z viacerých petrografických typov a tektonicky má príkrovovo-presunový charakter. Šupina (duplex) kryštalinika, ktorá tektonicky prikrýva tatrikum, je zároveň najspodnejším tektonicko-stratigrafickým členom krížňanského príkrovu, resp. sekvencie Veľkého boku.

Metamorfovaná sedimentárna sekvencia krížňanského príkrovu (resp. sekvencia Veľkého boku) je teda vo vzťahu ku kryštalinickému fundamentu v pozícii autochtónu, resp. paraautochtónu, pretože tak ako kryštalinikum, aj sedimentárne sekvencie sú presunuté na svoje tektonické predpolie. Je nepochybné, že medzi kryštalinikom a sedimentárnym súvrstvím boli aktívne subhorizontálne strižné posuny, ktoré však nemali za následok jeho tektonickú individualizáciu.

Z tohto dôvodu sme do veporika spolu s kryštalinickými členmi (svorové fylity, porfyrické granitoidy a blastomylonity) zaradili aj štruktúru metamorfovaného mladopaleozoicko-mezozoického vrstvového sledu, ktorý pri presune zostal solidárny so svojím kryštalinickým podkladom a faciálnou náplňou zodpovedá sledu zliechovskej sekvencie, resp. sekvencii Veľkého boku. Označujeme ju ako sekvencia Veľkého Poľa. Nemetamorfovaný vrstvový sled zliechovskej sekvencie, ktorý leží na tatrickom podloží bez svojho kryštalinického podkladu, sme zaradili do krížňanského príkrovu (pozri litostratigrafickú kolónku).

Analýza charakteru štruktúry krížňanského príkrovu a štruktúr ležiacich superpozične pod ním ukazuje, že ide o systém pomerne plochých násunov, pričom stratigrafické alebo tektonické sekvencie sa opakujú, ale nevykazujú prevrátené vrstvové sledy. Takéto usporiadanie jednotlivých štruktúr je typické pre imbrikovanú, resp. duplexnú stavbu. Presun krížňanského príkrovu v Tribeči teda prebiehal na systéme plochých presunových/príkrovových zlomov sledujúcich vhodné horninové rozhrania.

Kinematické indikátory analyzované v rámci krížňanského príkrovu vykazujú zmysel presunu z JV až VJV na SZ, resp. ZSZ a sú konformné s postihom obalovej sekvencie.

Hronikum

Do tektonickej jednotky hronika zaraďujeme chočský a strážovský príkrov, ktoré chápeme ako tektonický ekvivalent pôvodne jednotného príkrovového telesa (Havrila, 1993).

Chočský príkrov je prítomný len v rázdielskej časti Tribeča. Je zastúpený predovšetkým vrchnokarbónskym nižnobocianskym a vrchnopermským malužinským súvrstvím, ktoré je prítomné len na juhovýchodnom okraji rázdielskej časti. Smerom na severozápad sa na stavbe podieľajú triasové členy, pričom stratigraficky najvyššie horninové komplexy (vrchný trias) sa vyskytujú len na severozápade.

Chočský príkrov vytvára duplexnú štruktúru pozostávajúcu z dvoch šupín/duplexov, na stavbe ktorých sa podieľajú predovšetkým mladopaleozoické členy. Z ich pozície a zastúpenia jednotlivých členov je zrejmé, že pred presunom chočského príkrovu existovala v skúmanej oblasti štruktúrna elevácia, vytvorená nakopením šupín kryštalinika pri tektonickom individualizovaní krížňanského príkrovu. Spôsobila zošupinatenie bazálnych elementov chočského príkrovu a vyššie členy vrstvového sledu sa odlepili a ďalej sa sunuli na svoje predpolie.

Spomenutú situáciu je možné dokonale dešifrovať z geologickej mapy. Na južnom okraji rázdielskej časti sú prítomné obe šupiny chočského príkrovu, reprezentované predovšetkým mladopaleozoickými členmi, kým severným, resp. severozápadným smerom je vyvinutá len vrchnejšia šupina a sedimenty karbónu

sú na báze príkrovu vystriedané sedimentmi nadložného permu. Z mapy je potom zrejmé, že hlavná presunová plocha sa vytvárala postupne na báze vyšších stratigrafických úrovní spodného a nakoniec stredného triasu.

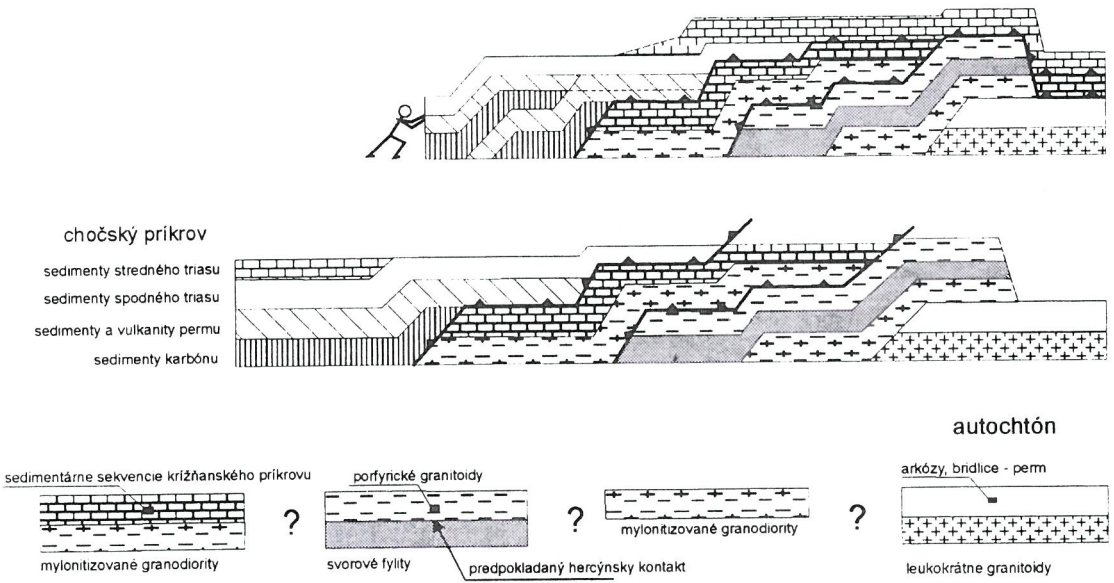
Na základe uvedených skutočností sme sa pokúsili rekonštruovať tektonický vývoj štruktúr krížňanského a chočského príkrovu v rázdielskej časti Tribeča (obr. 33).

Pôvodné rozloženie jednotlivých štruktúrnych elementov predpokladá autochtónnu jednotku (tatrikum) umiestnenú generálne severne od budúcich alochtónnych jednotiek krížňanského a chočského príkrovu. Šírku skrátenia priestoru medzi jednotlivými segmentmi je obťažné odhadnúť, predpokladáme však, že skrátenie sa realizovalo rádovo v desiatkach kilometrov. V nasledujúcej etape sa začal ako alochtón individualizovať krížňanský príkrov. Na takto vzniknutú štruktúrnu eleváciu sa dosunul chočský príkrov a pri jej prekonávaní sa vnútorne štrukturalizoval za vzniku čiastkových štruktúr – duplexov/šupín. Spodná štruktúra bola pravdepodobne deformovaná vo vyšších P-T podmienkach, čo sa najmarkantnejšie prejavilo na vrásovom postihu sedimentov spodného triasu a zachovanom relikte strednotriasových karbonátov, ktoré sú zmenené na rauvaky. Nadložná štruktúra chočského príkrovu sa pri postupe do predpolia postupne individualizovala vo vyšších stratigrafických členoch až do tej miery, že na severe rázdielskej časti sú prítomné iba stredno- až vrchnotriasové nemetamorfované karbonáty spočívajúce priamo na krížňanskom príkrove a troska strážovského príkrovu reprezentujúca segment vyššej štruktúrnej etáže duplexov hronika. O relatívne neskoršom veku štrukturalizácie chočského príkrovu vypovedajú kinematické indikátory zmyslu presunu horninových komplexov hronika, ktoré indikujú presun generálne z juhozápadu na severovýchod. Tatrické a veporické horninové komplexy boli sunuté generálne z juhovýchodu až východu na severozápad až západ. V prípade, že by sa bol najskôr presunul chočský príkrov (hronikum) na veporické jednotky, ktoré by následne boli tektonicky individualizované, je pravdepodobné, že zmenený paleonapäťový režim by bol zaznamenaný jednotným spôsobom v tatriku, veporiku aj hroniku.

Postavenie Tribeča v štruktúre centrálnych Západných Karpát

Pri hodnotení tektonického postavenia Tribeča sa snažíme hodnotiť predovšetkým jeho bezprostredné okolie a vzájomné štruktúrne a tektonické vzťahy s najbližšími regionálnymi geologickými oblasťami.

Poznanie stavby Tribeča poskytuje možnosť posúdiť štruktúrnu povahu a tektonický charakter predterciérneho podložia neovulkanitov. Zároveň do istej miery umožňuje riešiť vzťah paleotektonického postavenia a kinematiky krížňanského, ale aj chočského príkrovu v rámci centrálnych Západných Karpát.

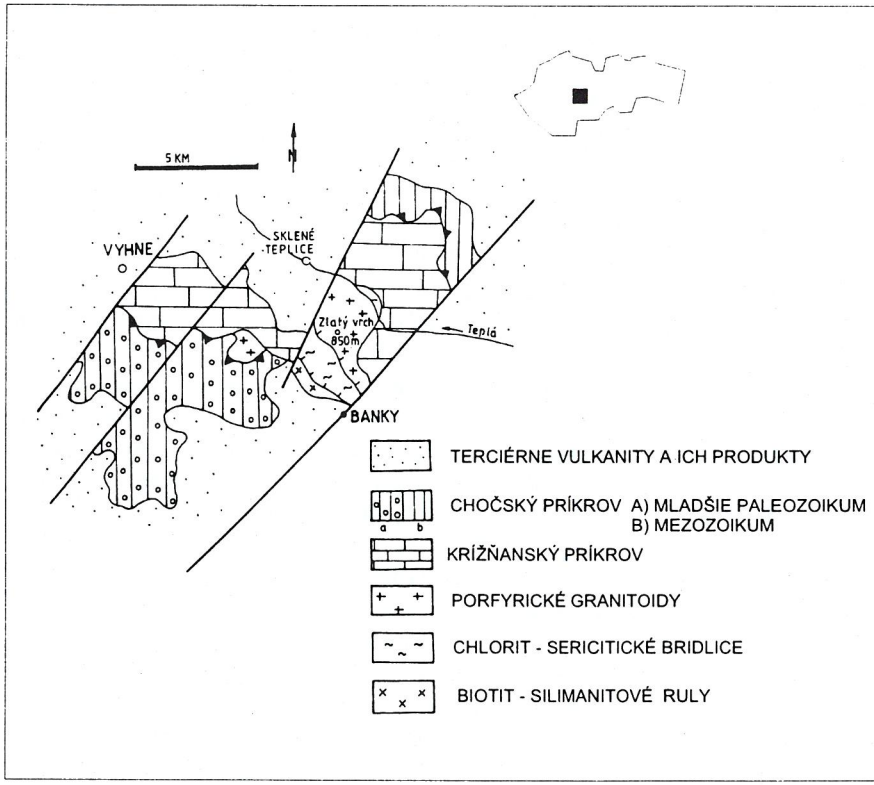


Obr. 33 Model presunu krížňanského a chočského príkrovu v rázdielskej časti Tribeča

Vzťah Tribeča a hodrušsko-štiavnickej hrasti

Predterciérne horniny hodrušsko-štiavnickej hrasti (v zmysle Maheľa, 1986) vystupujú spod neogénnych vulkanických hornín štiavnického stratovulkánu v niekoľkých elevániách medzi Sklenými Teplicami a Banskou Hodrušou. Plošne sú najodkrytejšie východne od Sklených Teplíc v oblasti Kamennej doliny a Zlatého vrchu a južne od Vyhní (obr. 34).

Vzájomné vzťahy vyčlenených hornín kryštalinika sú s výnimkou južného svahu Zlatého vrchu nejasné a nejednoznačné. Príčinou je obmedzený rozsah a intenzívne neotektonické rozčlenenie hodrušsko-štiavnickej hrasti. V južnej časti hrasti indikujú ojedinelé výskyty na povrchu, v banských prácach a vo vrtoch



Obr. 34 Zjednodušená geologická mapa hodrušsko-štiavnickej hrasti (J. Hók, 1996)

rozšírenie najmä sericiticko-chloritických bridlíc. Rozdielna je situácia v južnom svahu Zlatého vrchu, kde v bezprostrednom kontakte s neogénnym telesom dioritu vystupujú sillimanitovo-biotitické ortoruly, ktoré vznikli viacnásobnou metamorfózou z porfyrických granitoidov. Vyššie nasledujú tektonické brekcie, sericiticko-chloritické bridlice a vyhnianska drvená žula, definovaná Šalátom (1954) a svojím charakterom zodpovedajúca porfyrickému granodioritu.

V bezprostrednom nadloží vyhnianskej drvenej žuly je prítomné mezozoikum série – jednotky Veľkého boku (spodný trias–alb), ktoré je v strednej časti hrasti prítomné v neúplnom stratigrafickom slede. V celom areáli rozšírenia je mezozoikum metamorfované a intenzívne tektonicky deformované. V tektonickom nadloží jednotky Veľkého boku leží paleozoikum a mezozoikum chočského príkrovu, pričom paleozoikum je prítomné len na južnej strane hrasti.

V nadloží kryštalinika hodrušsko-štiavnickej hrasti sa vyskytuje niekoľko tektonických jednotiek, ktoré určujú jeho tektonickú príslušnosť v stavbe Západných Karpát. Kryštalinikum svojím charakterom a tektonickou superpozíciou zodpovedá kryštaliniku severných zón veporika.

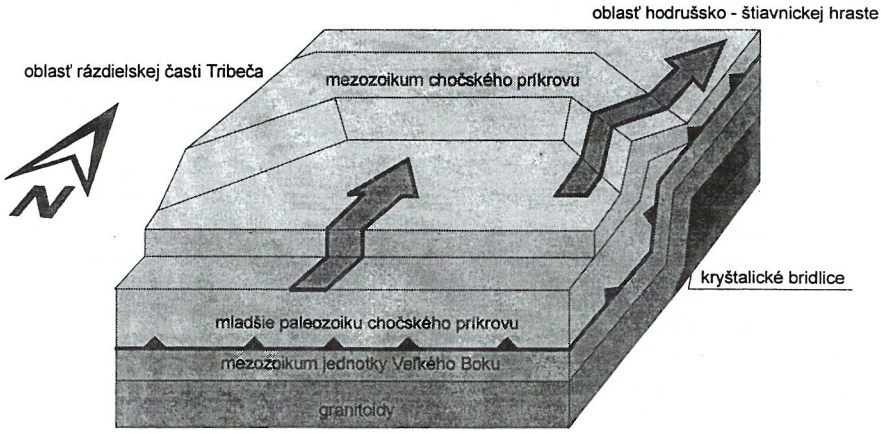
Definovanie a charakter predalpínskych štruktúr je limitované výraznou penetratívnosťou alpínskej tektoniky, ktorá zastiera staršiu stavbu. Zo zhodnotenia výsledkov deformačnej analýzy rezultuje jednotný štruktúrny plán v horninách mezozoika jednotky Veľkého boku a kryštalinika. Kinematické indikátory ukazujú smer presunu od severovýchodu na juhozápad (obr. 29).

Takýto netypický smer tektonického transportu môže znamenať tektonickú relaxáciu regiónu nasledujúcu po kompresii a presune príkrovov, ktorá je spojená s extenziou, ako je to v celej oblasti veporika (Madarás et al., 1996).

Z hľadiska hercýnskych štruktúr nemôžeme podobne ako v Tribeči vylúčiť, že kontakt vyhnianskej drvenej žuly spočívajúcej na chloritovo-sericitických bridliciach môže byť hercýnsky – stredná a vrchná jednotka v zmysle Bezáka (1994) – a v alpínskom orogéne bol tento horninový súbor presunutý v podobe duplexu na svoje predpolie, t. j. na vyhniansku drvenú žulu, ktorá tvorí najnižší člen profilu južných svahov Zlatého vrchu, a v neogéne bola kontaktne metamorfovaná na sillimanitovo-biotitické ruly (obr. 35).

Sformovanie tohto typu štruktúr, ktoré sú v koreňových zónach príkrovov bežné (Boyer a Elliott, 1982) a ich pokračovanie je preukázané v rázdielskej časti Tribeča (Hók et al., 1994), by znamenalo vytvorenie morfologickej elevácie – klenbovitej štruktúry, ktorá sa prejavuje v stavbe podložia neovulkanitov. Na túto štruktúru poukazujú už Rozložník et al. (1966) a dávajú ju do súvislosti s intrúziou granodioritu – dioritu, ktorý považujú za vrchnokriedový až paleogénny. Konečný a Lexa (1990) pripúšťajú, že doformovanie klenby je až synvulkanické a pravdepodobne spojené s intrúziou granodioritu, ktorý je však neogénneho veku. Vzťah chočského príkrovu a jeho podložia však jasne indi-

kuje, že základ klenbovej štruktúry bol sformovaný pred presunutím chočského príkrovu (obr. 35). Poukazuje na to niekoľko skutočností (Konečný a Lexa, l. c.):



Obr. 35 Model tvorby duplexných štruktúr vo fundamente hodrušsko-štiavnickej hrasti a presun chočského príkrovu cez vytvorenú elevaciu, ktorá predstavovala šikmú rampu. Pri prekonávaní tejto štruktúrnej elevácie sa do predpolia presúvajú len vyššie (mezozoické) členy chočského príkrovu

– Nemetamorfované a málo deformované horniny chočského príkrovu diskordantne prekrývajú metamorfované mezozoikum a kryštalinikum. Z toho vyplýva etapa deformácie a metamorfózy s následným erozívnym (pravdepodobne sčasti aj tektonickým) odstránením hornín jednotky Veľkého boku pred presunom chočského príkrovu a sčasti aj počas jeho presunu.

– Mezozoikum jednotky Veľkého boku je v strednej časti elevácie zachované len nesúvisle. Na juhu a na severe je súvislé a zväčšuje sa jeho hrúbka.

– Chočský príkrov severným smerom postupne tvoria mladšie horninové sekvencie. Na juhu sa vyskytuje karbón a perm, v strednej časti elevácie spodný trias a na severe stredný trias. Takéto rozmiestnenie horninových súborov poukazuje na premiestňovanie hlavnej presunovej plochy chočského príkrovu pri prekonávaní elevácie do čoraz vyšších stratigrafických úrovní (obr. 35). Podobná situácia je aj v juhovýchodnej časti rázdielskej časti Tribeča. V hodrušsko-štiavnickej hrasti sa však presun uskutočňoval pravdepodobne na laterálnej rampe vzhľadom na duplexné štruktúry chočského príkrovu, vyvinuté severnejšie v podloží ter-

ciéru Žiarskej kotliny a opísané z vrtov JL-1, Po-86 a z celého radu vrtov, ktoré sa skončili v mladšom paleozoiku chočského príkrovu (Biela, 1978b).

– Zóny duplexu sú obyčajne sprevádzané frontom kliváže, ktorá znamená výrazné porušenie hornín. Takéto porušené pásmo mohlo slúžiť ako oslabená zóna na intrudovanie granodioritu v neogéne s následným doformovaním štruktúrnej elevácie.

Záverom môžeme konštatovať, že na stavbe hodrušsko-štiavnickej hrasti sa podieľajú kryštalické bridlice a granitoidy, obalové mezozoikum jednotky Veľkého boku a chočský príkrov. Horninové jednotky kryštalinika a obalového mezozoika vytvárajú klenbovitú štruktúru – elevácia sformovanú pred presunom chočského príkrovu v dôsledku duplexných násunov hornín kryštalinika. Vzájomná tektonická pozícia hornín kryštalinika vykazuje relikty hercýnskej príkrovej stavby. Charakterom hornín, tektonickým postihom aj štýlom štrukturalizácie je oblasť hodrušsko-štiavnickej hrasti pokračovaním „koreňových zón" krížňanského príkrovu, ktoré môžeme sledovať do rázdielskej časti Tribeča na západe (obr. 29). Tento predpoklad podporujú aj výsledky vrtu GK-13, situovaného severne od Novej Bane, ktorý prevŕtal identickú litotektonickú štruktúru (Karolus a Miko, 1975).

Zaujímavým štruktúrnym javom, ktorý sa spája so zónou tektonickej individualizácie krížňanského príkrovu, sú duplexy bazálnych členov chočského príkrovu (ipoltickej skupiny). Je pravdepodobné, že tektonická rampa, ktorú pri svojej individualizácii prekonával chočský príkrov v Tribeči alebo v hodrušsko-štiavnickej hrasti, predstavovala v centrálnych Západných Karpatoch všeobecný princíp. Tento predpoklad je najmarkantnejší, ak porovnáme výskyt bazálnych členov chočského príkrovu, ktoré sa priestorovo kryjú s „koreňovými zónami" krížňanského príkrovu aj v Nízkych Tatrách a v Branisku.

KVARTÉRNA TEKTONIKA

Kvartérna tektonická stavba a vývoj územia Tribeča od vrchného pliocénu až po holocén je spojená s kvartérnym oživením zlomov a celkovým nerovnomerným zdvihom hrasťovej štruktúry pohoria pozdĺž sústavy medzných zlomov: severozápadných – veľkozálužských – a juhovýchodných – mojmírovských. Severovýchodná časť masívu Rázdiel a okrajová časť neovulkanitov počas neotektonickej etapy boli pravdepodobne implantované, resp. vtiahnuté do klenbovitého zdvihu stratovulkanickej stavby Vtáčnika.

Živé zlomové ohraničenie pozdĺž bielického a oslianskeho zlomu má Tribeč aj oproti bystričianskej prepadline Hornonitrianskej kotliny. Výrazné ohraničenie má aj južný okraj pohoria, ktorý pozdĺž krškanského zlomu rapídne klesá smerom do komjatickej depresie.

Priečne transverzálne zlomy v smere SZ–JV a Z–V – krškanský, žiriansky a kližský – členia územie v centrálnej časti hrasťovej štruktúry Tribeča na časti (bloky). Na juh od krškanského zlomu je to zakrytá hrasťová štruktúra Šibeničného vrchu, ktorá viac inklinuje k okrajovým štruktúram podunajskej panvy. Na severovýchod od krškanského zlomu rapídne vystupuje zoborský, tribečský a rázdielsky blok. Najsevernejší, rázdielsky blok spolu s okrajovou časťou neovulkanitov Vtáčnika tvorí okraj klenbovitej neotektonickej štruktúry.

Intenzívny kvartérny tektonický zdvih centrálnej jadrovej časti pohoria kontrastuje s asymetrickým nerovnomerným zdvihom styčnej predhorskej (okrajovej) časti územia so sústavou vyšších krýh Žitavskej pahorkatiny na juhovýchode a relatívne poklesávajúcou pozdĺžnou (Čakajovce – Žabokreky) prepadlinou stredného toku Nitry na západe.

Väčšia časť čiastkových zlomov (sz.-jv. a z.-v. orientácie), ktoré predisponovali priebeh drenážnej siete, členia predpolie na viac poklesnuté a vyvýšené kryhy. Uvedené zlomy sa spravidla končia na pozdĺžnych zlomoch a čiastočne v jadrovej časti hrasťovej štruktúry Tribeča.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Regionálne merania

Územie Tribeča patrí k oblastiam s pomerne dostatočnou geofyzikálnou preskúmanosťou. V rámci úlohy Gravimetrická mapa ČSSR (Ibrmajer, 1961) sa uskutočnilo tiažové meranie v mierke 1 : 200 000 a bola zostavená mapa úplných Bouguerových anomálií pre hustotu 2,67 kg . dm^{-3}. V rámci gravimetrického mapovania v mierke 1 : 25 000 v oblasti Pohronského Inovca (Karolus et al., 1967) sa vykonali tiažové merania aj vo východnej časti rázdielskeho masívu. Ďalšie gravimetrické mapovanie nasledovalo až v roku 1985 (Obernauer et al., 1985). Výsledkom bolo zostavenie mapy celého pohoria Tribeč pre hustotu 2,67 kg . dm^{-3}.

Celá oblasť pohoria Tribeč je pokrytá aeromagnetickým a aerogamaspektrometrickým mapovaním s výškou letu 80 m nad terénom a so vzdialenosťou profilov 250 m. Namerané údaje leteckej magnetometrie sú zobrazené v mapách izolínií delta T mierky 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986). Aerogamaspektrometria je spracovaná do máp obsahu K, U a Th a celkovej gamaaktivity v mierke 1 : 50 000 (Gnojek a Janák, 1986).

V oblasti Skýcova a Veľkého Poľa sa v roku 1984–1985 realizoval polodetailný geofyzikálny prieskum na ploche asi 40 km^2 (Kurkin et al., 1985), ktorý riešil nasledujúce hlavné úlohy:

- sledovanie priebehu hlavných tektonických línií,
- overenie možnosti existencie zakrytých granitoidných telies,
- overenie možnosti rozčlenenia kryštalinika na jednotlivé petrofyzikálne typy.

Na profiloch vzdialených 400, resp. 200 m bol použitý komplex metód: gravimetria, odporové profilovanie, profilovanie metódou VP, VES, magnetometria, gamaspektrometria, VDV a merkurometria. Súčasťou prác bolo štúdium fyzikálnych vlastností hornín bližšieho okolia. Gravimetrické práce mali charakter plošného merania v mierke 1 : 10 000 s hustotou 12 bodov . km^{-2} a doplňujúcich profilových meraní v tej istej mierke. Výsledky sú spracované do máp úplných Bouguerových anomálií pre redukčné hustoty 2,55 a 2,67 kg . dm^{-3}, máp reziduálnych anomálií pre redukčné hustoty 2,55 a 2,67 kg . dm^{-3} a mapy horizontálnych tiažových gradientov pre redukčnú hustotu 2,55 kg . dm^{-3}.

Geoelektrické odporové merania boli zhodnotené v mapách zdanlivej rezistivity a v geologicko-geofyzikálnych rezoch. Vo výsledkoch odporových metód sa jednoznačne vyčleňujú triasové kremence s charakteristickými hodnotami mer-

ného odporu, ktorý dosahuje až 500 ohmov. V priestore budovanom kryštalickými horninami sú vyčlenené prostredia s relatívne nižšou rezistivitou, z čoho usudzujeme, že sú tektonicky silno postihnuté, mylonitizované, prípadne hydrotermálne premenené, a s rezistivitou relatívne vyššou, ktoré pokladáme za rigidné, neporušené (ide hlavne o amfibolity, mladšie granity, silicifikované horniny).

Pozemnými meraniami delta T sú detekované dve kladné anomálie magnetického poľa. Obidve sa zistili aj aeromagnetickým meraním. Výrazná, plošne relatívne rozsiahla anomália v okolí Papajovho vrchu má izometrický tvar so strmými gradientmi hodnôt delta T. Výsledky merania fyzikálnych vlastností ukázali, že najpravdepodobnejším zdrojom anomálií sú svory. Druhá, menšia anomália s hodnotami delta T do 50 nT je zistená v Hlbokej doline. Podľa charakteru sa dá usudzovať, že odráža prítomnosť prostredia so zvýšenou magnetizáciou vo väčšej hĺbke.

Tab. 17 Hustotné a magnetické vlastnosti hornín Tribeča

Petrografický typ	n	Do ds (g . cm^{-3})	Dm ds (g . cm^{-3})	P ds (%)	Dp ds (g . cm^{-3})	NRMP ds (nT)	KAPA ds (10^{-6} jSI)
vápence (jura)	40	2,66	2,69	1,05	2,67	0	0
		0,03	0,02	0,56	0,02		
vápence s rohov.	5	2,64	2,66	0,82	2,65		
(jura)		0,02	0,01	0,58	0,02		
dolomit (trias)	56	2,78	2,81	1,25	2,79	3,0	38,8
		0,02	0,01	0,70	0,02	13,3	141,2
vápenec (jura)	8	2,65	2,68	1,10	2,66	1,6	42,8
		0,01	0,01	0,34	0,01	3,1	85,5
chočský príkrov	8	2,69	2,71	0,84	2,69	599,0	808,8
melafýr		0,02	0,01	0,44	0,01	199,8	280,8
droba	4	2,56	2,64	3,05	2,59	1,6	34,4
		0,08	0,03	2,25	0,06	1,9	54,0
zlepence	5	2,66	2,68	0,47	2,67	3,9	168,4
		0,02	0,03	0,25	0,02	4,6	200,5
vápenec	14	2,59	2,65	2,32	2,61	0	0
		0,05	0,05	1,28	0,05		
dolomitický	10	2,70	2,77	2,52	2,73	0	0
vápenec		0,02	0,01	0,95	0,01		
dolomit	56	2,72	2,80	2,71	2,75	0	0
		0,05	0,03	1,83	0,04		
kremenec	4	2,61	2,62	0,67	2,61	0	0
		0,01	0,01	0,16			

Prieskum na uránové suroviny sa v oblasti Tribeča začal v roku 1965. Zahŕňal autogamaprieskum, povrchové gamamerania a čiastočne rádiometriu gama v jamkách. Počas ďalšieho autogamaprieskumu severovýchodnej časti bolo overených 7 anomálií, ktoré boli zhodnotené ako litologické. Najrozsiahlejší prieskum sa uskutočnil v obalovej časti permu a v kryštaliniku Rázdielu. Išlo o komplex rádiometrických a štruktúrnych metód, realizovaných v pravidelnej sieti.

V pohorí Tribeč sa z fyzikálnych vlastností študovali na vzorkách hornín len hustotné a magnetické vlastnosti (Bujňáková in Obernauer et al., 1985; Kurkin et al., 1985; Muška, 1979). Uvedené práce priniesli informácie o objemovej (Do), mineralogickej (Dm) a prirodzenej hustote (Dp), pórovitosti (P), veľkosti objemovej magnetickej susceptibility (KAPA), ako aj o veľkosti remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) pri všetkých horninových typoch podieľajúcich sa na geologickej stavbe.

Priemerné hodnoty hustotných a magnetických parametrov spolu so štandardnými odchýlkami, ktoré sme vypočítali pre jednotlivé litologické súbory, sú podané tabuľkovou formou (tab. 17). Z hustotného hľadiska sa v pohorí Tribeč najvýraznejšie prejavujú dolomity a amfibolity. Pre ne sa zistili najvyššie hodnoty hustotných parametrov, vysoko prevyšujúce priemernú hustotu zemskej kôry. Tieto horniny v danej oblasti môžu vyvolávať výrazné pozitívne anomálie tiažového poľa. Pri granitoidných horninách sa evidentne prejavuje zvyšovanie hustoty so stúpajúcou bazicitou v rade granit – granodiorit – diorit.

Geofyzikálna charakteristika územia

Geofyzikálna charakteristika územia Tribeča je vyčerpávajúco podaná v správe Lanc et al. (1995). V správe sú zhrnuté všetky údaje a interpretácie týkajúce sa hlbinných pomerov širšieho okolia územia, resp. pomerov hlbších, ako je obvyklý zásah prevažnej väčšiny geofyzikálnych metód. Uvedené charakteristiky sú odvodené zo seizmológie, hlbinného sondovania (HSS) včítane profilov SRB s predĺženou registráciou, teplotných meraní vo vrtoch a interpretácie regionálnych zložiek gravimetrie a magnetometrie. Doplnené sú aj zistené recentné vertikálne pohybové tendencie a diaľkový prieskum Zeme. Interpretácia prevažnej väčšiny údajov má zvyčajne menšiu pravdepodobnosť vzhľadom na hustotu meraných vstupných údajov.

Hlbinné rozhrania

Patrí sem rozhranie medzi litosférou a astenosférou, rozhranie MOHO, resp. rozhrania vnútri kôry, pokiaľ v nich existujú informácie.

Prvé z nich – hrúbka litosféry – bolo odvodené z rezíduí vĺn P (Babuška et al., 1985). Litosféra v širšom okolí študovaného územia tvorí gradient sz. smeru

s narastaním hrúbky litosféry z cca 70 km v okolí Levíc na cca 100 km v sv. časti územia. Os zníženej hrúbky litosféry (astenolit ?) prechádza j. od Levíc.

MOHO diskontinuita je spracovaná na základe profilov HSS a SRB s predĺženou registráciou do 12 s. Na stanovenie priebehu MOHO sa využili aj výsledky odkrytej gravimetrickej mapy (Šefara et al., 1987). Reinterpretáciou profilov SRB a odkrytej mapy bol poopravený priebeh MOHO; výrazný chrbát zníženej hrúbky kôry je v západnej časti územia. Podstiela podunajskú panvu, na sever pokračuje až do priestoru Žiliny. Vlastné územie sa nachádza vo východnom gradiente tohto štruktúrneho prvku MOHO, kde klesá z 27–28 km na cca 30 km. Vznik tohto elevačného prvku MOHO bol pravdepodobne podmienený extenzným režimom oblasti ako reakcie na šikmú kolíziu karpatského bloku a európskej platformy.

Pôvodné neotektonické bloky (Šefara et al., 1987) v podstate charakterizujú (resp. charakterizovali) rozmiestnenie hlbinných diskontinuít odvodených z priebehu kontaktu litosféra–astenosféra, MOHO diskontuinity, resp. z ostatných geofyzikálnych polí. Diskontinuity sv. smeru (širšia oblasť veporského hlbinného zlomu) zostávajú definované pôvodným geofyzikálno-geologickým spôsobom. Podstatne inú úlohu majú zlomy s.-j. smeru v priestore neovulkanitov, ktoré vzhľadom na neogénny vývoj Západných Karpát sú porovnateľné s rábskou líniou v svojej neogénnej funkcii. Odvodzujeme to z vývoja MOHO v západnej časti Západných Karpát v súvislosti s tektonickým a následne termálnym vývojom podunajskej panvy. Okrem grabenového vývoja, čiastočne sprevádzaného pravdepodobne aj pull apartovým vývojom panví, pozorujeme aj ich asymetrický tvar. Tento tvar poukazuje na listrický charakter zlomov v ich synsedimentárnej funkcii. Z toho možno usúdiť na výrazný rozpad terénu (laterálny spreading), ktorý sa dá odvodiť z unroofingu (tektonického strippingu), viazaného približne na priestor vyklenutého MOHO. Vlastné pohorie Tribeč sa zapojilo do tohto procesu a v svojom obnažení predstavuje takúto asymetrickú „plávajúcu" kryhu s výrazným spreadingom terénu v rišňovskej depresii, resp. v nadväznosti na iné terény. Zlomovú zónu na východnom okraji Považského Inovca je možné považovať za listrický zlom, ktorý zrejme v hĺbke cca 15–20 km (dosah okolitých seizmických udalostí) prechádza do duktilnej zóny, alebo aspoň do zóny oslabených vnútorných väzieb.

Z ďalších charakteristík, dôležitých z hľadiska stavby vývoja kôry, treba spomenúť tepelný tok. V priľahlej oblasti sa zistila jeho hodnota vo vrstve FGTV-1 (Topoľčany) s hodnotou 67,8 mW . m^{-2} (Král, 1989). Vlastné územie má tepelný tok okolo 70 mW . m^{-2}, čo znamená zápornú anomáliu, najmä vo vzťahu k sv. okoliu, kde jeho hodnota dosahuje 80, resp. až viac ako 100 mW . m^{-2}. Seizmicita oblasti je prakticky nulová.

Vo vrchnej kôre boli interpretované dva zdroje magnetických anomálií. Spomedzi nich je svojím vzťahom k Tribeču zaujímavý zdroj, ktorý je vyvinutý

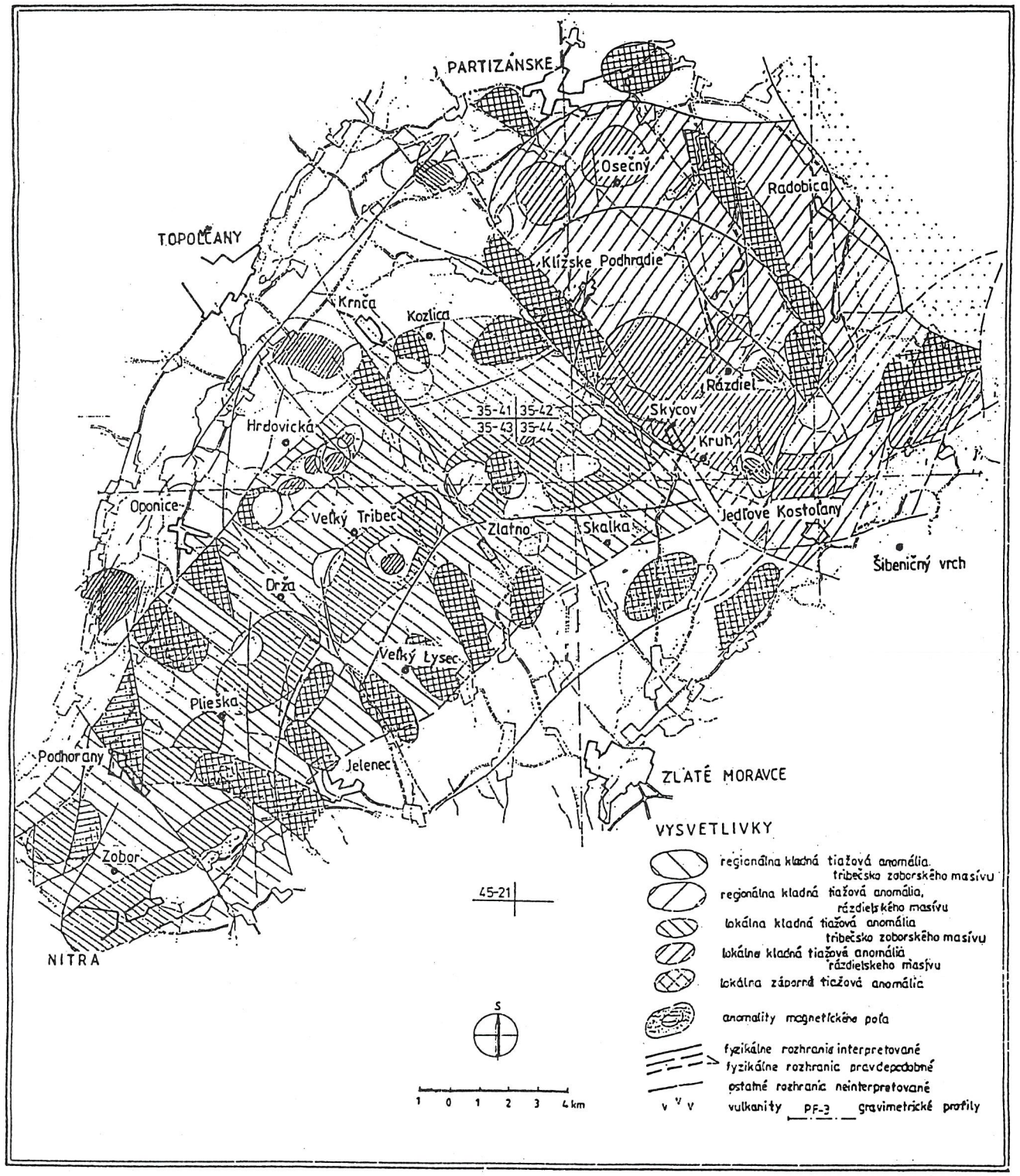
v priestore Hlohovec – Topoľčany – Prievidza a svojím východným okrajom zasahuje pod celý Tribeč. Zdroj tejto anomálie doteraz nie je geologicky overený. Za najpravdepodobnejší geologický výklad možno považovať metamorfity s pôvodným vulkanickým obsahom. Samotný zobrazený tvar môže pozostávať z niekoľko polôh, resp. telies. Dôležité je, že podstiela Tribeč ako taký. Znamená to, že granitoidy zoborskej časti, ale aj rázdielska časť, majú iné pokračovanie smerom do hĺbky, ako by sa dalo odvodiť z povrchových horninových komplexov.

Výsledky geofyzikálnych interpretácií

Tribeč ako megaantiklinálna štruktúra sa v regionálnom tiažovom poli prejavuje výraznou anomáliou smeru JZ–SV (obr. 36). Ostré gradienty tiažového poľa na západnom a východnom okraji pohoria indikujú jeho tektonické ohraničenie a oddeľujú štruktúru Tribeč na východe od Žitavskej pahorkatiny a na západe od údolnej nivy rieky Nitra. V mape úplných Bouguerových anomálií (ÚBA) pre redukčnú hustotu 2,67 kg . dm^{-3} môžeme vyčleniť výrazné bloky: zoborsko-tribečský a rázdielsky. Spomínané štruktúry sú vzájomne oddelené skýcovskou zlomovou líniou smeru JV–SZ, ktorá je dobre zreteľná na mape ÚBA. Prejavuje sa porušením tvaru izolínií poľa. Na severnej strane je tiažový prejav pohoria porušený přerovsko-štiavnickým hlbinným zlomom, čo čiastočne ovplyvňuje tiažový prejav kryštalinika rázdielskeho masívu (Obernauer et al., 1985) a oddeľuje antiklinálu rázdielskeho masívu od neovulkanitov pohoria Vtáčnik. Môžeme ho považovať za tektonickú hranicu medzi spomínanými pohoriami. Neovulkanity v severovýchodnej časti územia vytvárajú výrazné koncentrické anomálie plošne malej rozlohy so striedajúcou sa polaritou, pričom vytvárajú rozličné prstencovité štruktúry.

Pre samotné pohorie Tribeč je charakteristické postupné narastanie tiažového poľa zo severu na juh, kde v oblasti Nitry dosahuje hodnoty až 27,5 mGal (275 μm . s^{-2}). Je to spôsobené prítomnosťou relatívne ťažšieho komplexu mezozoických hornín a účinkom hlbších štruktúrnych jednotiek. Tiažové pole Tribeča je na viacerých úsekoch ovplyvnené lineárnymi hustotnými nehomogenitami smeru SZ–JV. Výrazné a široké hustotné rozhranie v smere Jedľové Kostoľany – Skýcov – Klátova Nová Ves – Bošany prináleží k už spomínanému skýcovskému hlbinnému zlomu. Medzi výraznejšie hustotné poruchy sz.-jv. smeru môžeme zaradiť líniu Zlatno – Práznovce, líniu Ladice – Kostoľany pod Tribečom – Oponice a spojnicu Pohranice – Dolné Štitáre – Podhorany.

Tribečsko-zoborský masív sa v tiažovom poli prejavuje ako plošne rozľahlá kladná anomália s lokálnymi, plošne menšími kladnými a zápornými anomáliami (pozri príl. 9). V jeho južnej časti, v okolí Zobora, sa nachádzajú výrazné kladné anomálie pri Nitrianskych Hrnčiarovciach (kde dosahujú najvyššie hodnoty tiaže



Obr. 36 Mapa anomálií tiažového a magnetického poľa

až 27,5 mGal) a pri Drážovciach, ktoré na povrchu sprevádzajú ojedinelé výskyty hrubozrnných biotitických kremenných dioritov (Vybíral in Hanas, 1992). Podľa tvaru anomálií môžeme predpokladať, že v obidvoch prípadoch ide o plošne významnejšie telesá biotitických granodioritov, ktoré sú zakryté terciérnymi sedimentmi. V hlavnom masíve Tribeča môžeme sledovať pás kladných anomálií prebiehajúcich po osi masívu a pásy záporných anomálií po jeho obidvoch okrajoch. Zdroj väčšiny záporných anomálií korešponduje s výskytom ľahkých terciérnych a kvartérnych sedimentárnych komplexov. Najvyššie lokálne kladné tiažové anomálie sú v oblasti sv. od kóty Čierna skala, Kozlišov a medzi kótami Rakytka – Krásny vrch.

Zdroj spomínaných kladných tiažových anomálií môžeme hľadať v ťažších biotitických granodioritoch. Lokálna záporná anomália medzi kótami Javorov vrch a Rakytka je pravdepodobne vyvolaná kyslejším diferenciátom granodioritov.

Rázdielsky masív predstavuje východný okraj jadrového pohoria Tribeč s mladopaleozoickým a mezozoickým obalom. Prejavuje sa výraznou megaštruktúrou – kladnou tiažovou anomáliou, ktorá je výraznou poruchou ssv-jjz. smeru rozčlenená na dve časti. Porucha prebieha údolím potoka v Hlbokej doline a predstavuje zrejme tektonický element, ktorý porušuje čiastočne zastreté účinky dislokačných línií sz.-jv. smeru (Bodnár et al., 1968). Značná porušenosť tiažového poľa v uvedenej oblasti nás informuje o čiastkovom rozsegmentovaní tejto megaštruktúry týmito dvoma takmer priečnymi tektonickými systémami aj o výraznejších prejavoch hustotných nehomogenít, predovšetkým v jednotkách kryštalinika. Ide najmä o prítomnosť bázických diferenciátov – amfibolitov v kryštalických bridliciach a o styk hustotne ťažších metamorfitov s hustotne ľahšími granitoidmi. V oblasti kót Papaj a Rázdiel tvorí tiažové pole relatívne plató. Z detailných meraní (Kurkin et al., 1985) v tejto oblasti môžeme interpretovať dve kladné reziduálne anomálie, vyvolané prítomnosťou telies amfibolitov.

Tektonické smery SV–JZ v prvom rade kontrolujú stykovú zónu neovulkanitov s kryštalinicko-mezozoickým okrajovým pásmom masívu Tribeča, po ktorej prebieha veľmi výrazná porucha v obyckom údolí. Porucha prebieha v línii obcí Machulince – Obyce – Jedľové Kostoľany a v priestore medzi Malou a Veľkou Lehotou (Bodnár et al., 1968). Táto regionálna tektonická zóna sa prejavuje intenzívnym lineárnym priebehom horizontálneho gradientu tiaže a oddeľuje navzájom niekoľko štruktúr. V oblasti Obýc je ňou oddelený rázdielsky chrbát od čaradickej rázsochy a tá od najvysunutejšieho výbežku komjatickej priehlbiny. Tiažová štruktúra Debnárov Štál – Veľké Pole – Vtáčnik vymedzuje vystupujúcu hrasť predterciérneho substrátu, ktorá je v tomto priestore uložená najhlbšie v oblasti Vtáčnika. Smerom na JJZ do priestoru Veľkého Poľa a smerom k obci Debnárov Štál vystupuje na povrch.

Samotné kladné anomálie v okolí kóty Osečný vrch sú odrazom komplexu slienitých vápencov a slieňovcov krížňanského príkrovu a dolomitov obalovej sekvencie. Kladná tiažová anomália v oblasti obce Turčianky je pravdepodobne vyvolaná permskými paleovulkanitmi. Pomerne komplikované tiažové pole je v oblasti obce Skýcov, čo môžeme prisúdiť vplyvu skýcovského zlomu. Severne od obce Jedľové Kostoľany sa nachádza najintenzívnejšia kladná anomália koncentrického tvaru. Je vyvolaná pravdepodobne amfibolitmi. Aj telesá amfibolitov severne od kóty Rázdiel spôsobujú kladné tiažové anomálie. Zo severného okraja ich lemuje veniec záporných anomálií, ktoré ležia v priestore Hlbokej a Drahožickej doliny. Pomerne intenzívna kladná anomália sa nachádza aj pri Chynoranoch. Jej zdroj môžeme hľadať v gabrodioritoch, dioritoch, ale nevylučujeme iný zdroj.

Z hľadiska magnetických anomálií sa najvýraznejšie zobrazuje intenzívne porušené pole v jv. časti územia. Je obrazom magnetických hornín terciérneho vulkanizmu (andezity a ich stredno- až hrubozrnné vulkanoklastiká), ktoré zasahujú do skúmanej oblasti len okrajovo – v. od obce Žitavany. Patria k produktom bádensko-sarmatského vulkanizmu, ktoré smerom na západ na Zlaté Moravce sú zakryté sedimentmi pontu a ich hrúbka nepresahuje 100 m.

Výrazný deficit magnetických hornín charakterizuje územie Jelenec – Ladice – Mankovce – Lovce – Hosťovce – Sľažany a Klátova Nová Ves – Partizánske – Radobica – Veľký Klíž. Výnimkou je lokálna magnetická anomália ssv. od obce Klátova Nová Ves. Tieto územia budujú nemagnetické sedimenty mezozoika, mladšieho paleozoika obalovej sekvencie a príkrovových jednotiek.

V litologicko-petrograficky pestrom komplexe spomínaných príkrovov a obalovej jednotky môžeme za magnetické považovať len permské celistvé mandľovcové a porfyrické melafýry chočského príkrovu. Zastupuje ich plošne i vertikálne málo rozsiahle spomínané teleso ssv. od Klátovej Novej Vsi. Ostatné zistené magnetické anomálie sú v úplnej väčšine viazané jednak na vlastné kryštalinické jadro, jednak na jeho okraje.

Veľmi pozoruhodné magnetické anomálie, detekované leteckým prieskumom, sa zistili v jadre pohoria Tribeč. Lokálne anomálie v tejto oblasti zobrazujú najskôr účinok kremenných dioritov v hĺbke niekoľko sto metrov. Novými meraniami sa v území severne a severovýchodne od Zlatna zistilo niekoľko lokálnych magnetických anomálií, ktorých zdrojom sú horniny predterciérneho veku v hĺbke niekoľko desiatok až stoviek metrov. Ide pravdepodobne o metamorfované horniny (tmavé bridlice alebo kremenné diority).

K ďalšiemu typu anomálií zaraďujeme magnetické anomálie, ktoré sú viazané na okraj jadrového pohoria. V širšom okolí obce Preseľany sa zistila anomália, vyvolaná pravdepodobne prítomnosťou bázickejších diferenciátov granitoidov v predterciérnom podloží. Vrtom Topoľčany – 13 boli pod detritickým súvrstvím triasu v hĺbke 326–335 m overené diority. Táto poloha však nemôže vyvolať takú rozsiahlu magnetickú anomáliu. Lokálna anomália s centrom v obci Preseľany

však môže zobrazovať anomálny účinok väčšieho dioritového telesa v hĺbke cca prvých sto metrov. Ďalšie lokálne anomálie, ktoré sú vyvolané magnetickými horninami bez geologickej interpretácie v hĺbke niekoľko sto metrov, sa zistili pri obciach Dolné Štitáre, Žirany a 3 km v. od Horných Lefantoviec. V okolí Solčian bola detekovaná ďalšia rozsiahla magnetická anomália, ktorej zdroj nebol geologicky vysvetlený. Podobná plošne rozsiahla anomália sa zistila pri obci Chynorany. Vo východnej časti skúmanej oblasti, severne od obce Jedľové Kostoľany, boli v hĺbke niekoľko desiatok metrov pod povrchom overené tri magnetické anomálie, ktoré sú najskôr vyvolané amfibolitmi, sekundárne obohatenými pyrotínom.

Charakter nameraného poľa rádioaktivity a obsahu prvkov v základných črtách kopíruje geologickú stavbu a rozčlenenie hornín s charakteristickými rádiofyzikálnymi vlastnosťami. V centrálnej a západnej časti vystupuje blok predmezozoických magmatitov s relatívne nízkou rádioaktivitou, ktoré zodpovedajú klarkovým hodnotám. Na severe, východe a juhu je tento blok lemovaný zónou zníženej rádioaktivity, signalizujúcej prítomnosť kremencov spodného triasu. Vlastný blok magmatitov je rádiofyzikálne relatívne homogénny, iba v okolí Zlatna sa zistila mierne zvýšená úroveň obsahu K, U a Th v hrubozrnných biotitických granodioritoch.

V rázdielskej časti je pole vnútorne diferencované. Čiastkové petrofyzikálne bloky s výrazne rozdielnou rádioaktivitou sú mozaikovito usporiadané. Svory a amfibolity majú rádioaktivitu podstatne zníženú. V priestore predmezozoických metamorfitov v Hlbokej a Drahožickej doline vystupujú telesá leukokratných granitoidov s vyššou až anomálnou celkovou rádioaktivitou, so zvýšeným obsahom tória (10–14 ppm), draslíka (2–2,5 %) a uránu (nad 3 ppm). Komplex leukokratných granitoidov sa podľa veľkosti rádioaktivity delí minimálne na dva petrofyzikálne typy:

– petrotyp so zvýšenou až anomálnou rádioaktivitou. Okrem rádioaktívnych vlastností je veľmi nápadná vzájomná podobnosť v hustotných a magnetických vlastnostiach. Tieto typy sa vyskytujú hlavne sz. od kóty Kamenné vráta a v menšom rozsahu v Drahožickej doline a pri kóte Sokolec.

– petrotyp so zníženou rádioaktivitou, ktorý je typický pre časť jz. od kóty Kamenné vráta a pre záver Drahožickej doliny. Granitoidy sa fyzikálnymi vlastnosťami blížia k svorom, fylonitom, prípadne amfibolitom.

Územie uvedených anomálnych prejavov bolo objektom pozemných gamaspektrometrických prác v roku 1984 (Kurkin et al., 1985; Kurkin, 1986; Uránový prieskum, 1987).

Horniny so zvýšenou rádioaktivitou sú sústredené hlavne v priestore násunu krížňanského príkrovu na jednotky obalovej sekvencie. V tomto priestore je zvýšenie prítomnosti U viazané na tzv. uránové dolomity stredného triasu s obsahom U do 12 ppm pri takmer nulovom obsahu K a Th. Mierne zvýšenú hodnotu majú aj fialové sericitické bridlice.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Geologická stavba študovaného územia je jedným zo základných faktorov, ktorý determinuje charakter hydrogeologických pomerov územia. Podľa geologickej stavby môžeme v území vyčleniť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými hydrofyzikálnymi vlastnosťami horninového prostredia, režimom a chemizmom podzemných vôd. Sú to:

– hydrogeologický celok kryštalinika s puklinovou priepustnosťou;

– hydrogeologický celok mladšieho paleozoika a mezozoika s puklinovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou;

– hydrogeologický celok paleogénu s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou;

– hydrogeologický celok neogénu s medzizrnovou a puklinovou priepustnosťou;

– hydrogeologický celok neovulkanitov s puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou;

– hydrogeologický celok kvartéru s medzizrnovou priepustnosťou.

Hydrogeologický celok kryštalinika tatrika a veporika

Tribečsko-zoborský i rázdielsky blok tvoria jednak kryštalické bridlice svorovo-fylitového, v reliktoch aj rulového charakteru, jednak viaceré petrografické typy granitoidov, ktoré sú viac alebo menej tektonodeformačne postihnuté. V rázdielskej časti v kryštaliniku vystupujú aj telesá amfibolitov.

Podzemné vody kryštalinika tatrika sú viazané na horniny, ktoré majú puklinovú priepustnosť a sú rozvoľnené v pripovrchovej zóne. Výdatnosť puklinových a sutinových prameňov v metasedimentoch je nižšia (0,1 l . s^{-1}) ako v granodioritoch (0,2 l . s^{-1}). Napájanie prameňov závisí výhradne od zrážok. Vzhľadom na pomerne veľké plošné rozšírenie granitoidov je ich zvodnenie malé, čo poukazuje na možnosti drénovania podzemných vôd okolitými spodnotriasovými kremencami, prípadne neogénnymi alebo kvartérnymi horninami (Hanzel a Kullman, 1984).

Podzemné vody kryštalinika veporika sú viazané na horniny, ktoré majú puklinovú priepustnosť a plytký obeh vôd v zóne zvetrania. Výdatnosť puklinových a sutinových prameňov v mylonitizovaných granitoidoch je nižšia (0,1 l . s^{-1}) ako v granodioritoch kryštalinika tatrika. Napájanie prameňov je závislé od zrážok. Vzhľadom na plošné rozšírenie mylonitizovaných granitoidov je ich zvodnenie

malé, čo poukazuje na možnosti drénovania podzemných vôd okolitými spodnotriasovými kremencami, prípadne kvartérnymi horninami (Hanzel a Kullman, 1984).

Tab. 18 Fyzikálno-chemické údaje podzemnej vody kryštalinika Tribeča

Lokalita Označenie vrtu	Geologický opis (schematický)	Údaje o čerpacej skúške		
		s (m)	Q (l/s)	q (l/s . m)
Zlatno J-1	0,0–4,0 (m) Kvartér: hlinito-kamenitá sutina 4,0–32,0 (m) Kryštalinikum: granodiorit	9,70	0,091	0,00938

Údaje o fyzikálno-chemických vlastnostiach podzemnej vody

Dátum odberu	T vody	M (mg . l^{-1})	V (uS . cm^{-1})	pH
30. 10. 1976	11	–	205,4	7,1

Údaje o fyzikálno-chemických vlastnostiach podzemnej vody (mg . l^{-1})

Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Mn^{2+}	Fe^{2+}	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_2^-	NO_3^-	HCO_3^-
8,5	1,9	25,7	4,3	0,5	0,12	0,12	6,2	36,3	0,05	4,5	79,3

Podzemná voda kryštalinika je silikátogénneho typu. Hlavným mineralizačným procesom tvorby chemizmu podzemnej vody je hydrolytický rozklad silikátov (plagioklasov, muskovitu, biotitu, živcov) a oxidácia sulfidov. V oblasti granodioritového masívu sa vyskytujú dva základné nevýrazné chemické typy. V najväčšej nadmorskej výške sa formuje podzemná voda nevýrazného Ca–SO_4–HCO_3 typu s nízkou hodnotou mineralizácie cca 150 mg . l^{-1}. V menšej nadmorskej výške cca 350 až 450 m n. m. sa pozvoľna mení obsah síranov a hydrouhličitanov, čo má za následok formovanie a tvorbu podzemnej vody nevýrazného Ca–Mg–HCO_3–SO_4 typu. Malé množstvo chloridov (<4,0 mg . l^{-1}) sa uvoľňuje pri hydrolytickom rozklade sľúd, hlavne biotitu. Časť chloridov môže mať pôvod v zrážkovej vode (Bím, 1986). Obsah NO_3 a NH_4 súvisí so sezónnymi výkyvmi pôdnej a vegetačnej aktivity, a preto neindikuje sekundárne znečistenie, aj keď jeho hodnoty môžu vystúpiť nad hodnoty uvedené v norme pre pitné vody (Kullman a Gazda, 1978). Fyzikálno-chemické údaje o podzemnej vode kryštalinika uvádza tab. 18.

Horniny kryštalinika nepovažujeme za perspektívne z hľadiska väčšieho vodohospodárskeho odberu podzemnej vody.

Hydrogeologický celok mladšieho paleozoika a mezozoika

Hydrogeologické subcelky mladšieho paleozoika a mezozoika sú osobitne charakterizované jednak v sz. a z. časti regiónu, kde sú v komplexnom vývoji, jednak v jv. časti, kde sú redukované.

Tatrikum

Obalová sekvencia

Skýcovské (arkózy, droby s polohami zlepencov) a slopnianske (bridlice s polohami pieskovcov) súvrstvie môžeme charakterizovať ako nepriepustné súvrstvia. Horniny lúžňanského súvrstvia majú puklinovú priepustnosť, ale sú bez významnejších prameňov. Nad nimi vystupuje verfénske súvrstvie (bridlice a pieskovce), ktoré tvorí nepriepustné podložie pre nadložné gutensteinské vápence a ramsauské dolomity. Môžeme ich charakterizovať ako krasovatejúce a veľmi dobre zvodnené, vytvárajúce mohutný komplex s krasovo-puklinovou a puklinovou priepustnosťou. Odvodňovanie tohto komplexu je vo forme prameňov (Kolíňany, Dolné Štitáre, Bádice s výdatnosťou 2–10 $l \cdot s^{-1}$ a Pohranice s výdatnosťou 10–50 $l \cdot s^{-1}$) a skrytých prestupov do kvartéru, prípadne zvodneného neogénu, ale aj do mezozoika v podloží komjatickej priehlbiny. V nadloží zvodneného karbonátového komplexu vystupuje nepriepustný karpatský keuper (kremenné pieskovce, konglomeráty a bridlice). Nad týmto nepriepustným komplexom leží fatranské súvrstvie (vápence a bridlice), z ktorého sú iba obmedzené sústredené výstupy podzemných vôd (zriedkavé pramene s výdatnosťou okolo 0,1 $l \cdot s^{-1}$ a menšie).

Súvrstvie jury (bridlice, slienité vápence, piesčité vápence, krinoidové vápence a rohovce) je väčšinou prakticky nepriepustné, s obmedzenou priepustnosťou vo vápencoch a organogénnych vápencoch, ktorých väčší podiel vystupuje vo vrchných členoch tohto vrstvového komplexu (v dogeri a malme). Výdatnosť je pod 0, 5 $l \cdot s^{-1}$, prevažne pod 0,1 $l \cdot s^{-1}$.

Súvrstvie kriedy (lavicovité vápence s podielom silicitov) aj napriek svojmu nepriepustnému charakteru ako celku v dôsledku lokálne hrubších elúvií, ale aj lokálne otvorenejších zlomov, umožňuje v ojedinelých prípadoch sústredenie podzemných vôd do prameňov nad 0,5 $l \cdot s^{-1}$, veľmi zriedkavo i nad 1 $l \cdot s^{-1}$. Výskyt malých prameňov do 0,1 $l \cdot s^{-1}$ je v tomto súvrství pomerne hojný, hoci ide v absolútnej prevahe o pravé sutinové pramene. Najvrchnejšie, porubské súvrstvie

(slienité, slienito-ílovité bridlice, slienité vápence s polohami piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov) má charakter izolátora a len veľmi zriedka sa tu nachádzajú sutinové pramene do 0,1 l . s^{-1} v záveroch dolín (Franko et al., 1993).

Veporikum

Krížňanský príkrov

Horniny lúžňanského súvrstvia majú puklinovú priepustnosť, ale sú bez významnejších prameňov. Nad nimi vystupuje dobre zvodnený komplex gutensteinských vápencov a ramsauských a hlavných dolomitov. Sú odvodňované vo forme prameňov (pramene v údolí Brodzianskeho potoka) a skrytých prestupov do fluviálnych alebo neogénnych sedimentov. Ako izolátory sa v krížňanskom príkrove prejavujú lunzké vrstvy a karpatský keuper (bridlice a pieskovce), ktoré usmerňujú pohyb vody v zvodnených komplexoch. Nad týmto nepriepustným komplexom leží fatranské súvrstvie (krinoidové vápence, organodetritické vápence a bridlice), ktoré aj napriek hydrogeologicky relatívne priaznivému litologickému zloženiu má iba obmedzené sústredené výstupy podzemných vôd (zriedkavé pramene s výdatnosťou okolo 0,1 l . s^{-1} a menšie).

Súvrstvie jury (bridlice, slienité vápence, piesčité vápence, krinoidové vápence a rohovce) je väčšinou prakticky nepriepustné, s obmedzenou priepustnosťou vo vápencoch a organogénnych vápencoch, ktorých väčší podiel vystupuje vo vrchných členoch tohto vrstvového komplexu (malm). Výdatnosť je pod 0, 5 l . s^{-1}, prevažne pod 0,1 l . s^{-1}.

Súvrstvie kriedy (lavicovité vápence s podielom silicitov) aj napriek svojmu nepriepustnému charakteru ako celku v dôsledku lokálne hrubších elúvií, ale aj lokálne otvorenejších zlomov, umožňuje v ojedinelých prípadoch sústredenie podzemných vôd do prameňov nad 0,5 l . s^{-1}, veľmi zriedkavo aj nad 1 l . s^{-1}. Výskyt malých prameňov do 0,1 l . s^{-1} je v tomto súvrství pomerne hojný, hoci ide v absolútnej prevahe o pravé sutinové pramene. Najvrchnejšie, porubské súvrstvie (slienité, slienito-ílovité bridlice, slienité vápence s polohami piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov) má charakter izolátora a len veľmi zriedka sa tu nachádzajú sutinové pramene do 0,1 l . s^{-1} v záveroch dolín (Franko et al., 1993).

Sekvencia Veľkého Poľa

Brusnianske (metaarkózy s polohami metazlepencov) a predajnianske (bridlice) súvrstvie môžeme charakterizovať ako nepriepustné súvrstvia. Horniny lúžňanského súvrstvia majú funkciu izolátora. Významné z hydrogeologického hľadiska sú veľmi dobre zvodnené gutensteinské vápence, ramsauský a hlavný

dolomit, ktoré tvoria zvodnený komplex s krasovo-puklinovou a puklinovou priepustnosťou. V týchto komplexoch sú najväčšie pramene (prameň Müller a pramene pod Martinkovým štálom) s výdatnosťou od 10 l . s^{-1} do 50 l . s^{-1} (Kullman et al., 1975). V nadloží ramsauských dolomitov vystupujú nepriepustné lunzké vrstvy (bridlice a siltovce) a v nadloží hlavného dolomitu ako celok nepriepustný karpatský keuper (ílovce, pieskovce, slienité bridlice s lavicami dolomitov). Zriedkavo sa v ňom vyskytujúce pramene majú výdatnosť prevažne pod 0,1 l . s^{-1} a zriedkavo 0,1 až 0,3 l . s^{-1}. Nad týmto nepriepustným komplexom leží fatranské súvrstvie (vápence a bridlice), ktoré aj napriek hydrogeologicky relatívne priaznivému litologickému zloženiu má iba veľmi obmedzené sústredené výstupy podzemných vôd (zriedkavé pramene s výdatnosťou okolo 0,1 l . s^{-1} a menšie).

Súvrstvie jury (bridlice, slienité vápence, piesčité vápence, krinoidové vápence a rohovce) je väčšinou prakticky nepriepustné, s obmedzenou priepustnosťou vo vápencoch a organogénnych vápencoch, ktorých väčší podiel vystupuje vo vrchných členoch tohto vrstvového komplexu (malm). Výdatnosť je pod 0, 5 l . s^{-1}, prevažne pod 0,1 l . s^{-1}.

Súvrstvie kriedy (lavicovité vápence s podielom silicitov) ako celok aj napriek svojmu nepriepustnému charakteru v dôsledku lokálne hrubších elúvií, ale aj lokálne otvorenejších zlomov, umožňuje v ojedinelých prípadoch sústredenie podzemných vôd do prameňov nad 0,5 l . s^{-1}, veľmi zriedkavo aj nad 1 l . s^{-1}. Výskyt malých prameňov do 0,1 l . s^{-1} je v tomto súvrství pomerne hojný, hoci ide v absolútnej prevahe o pravé sutinové pramene. Najvrchnejšie, porubské súvrstvie (slienité, slienito-ílovité bridlice, slienité vápence s polohami piesčitých vápencov až vápnitých pieskovcov) má charakter izolátora a len veľmi zriedka sa tu nachádzajú sutinové pramene do 0,1 l . s^{-1} v záveroch dolín (Franko et al., 1993).

Hronikum

Chočský príkrov

Nižnobocianske súvrstvie (pieskovce s polohami bridlíc a zlepencov, dajky dioritových a gabrodioritových porfyritov) je zachované v oblasti osád Píla – Malá Lehota a jeho litologická náplň mu dáva charakter izolátora. Malužinské súvrstvie (pieskovce, bridlice, bazalty v sprievode bazaltových tufov a tufitov) má charakter izolátora a pre mezozoický komplex tvorí nepriepustné podložie. Spodnú časť tohto komplexu buduje lúžňanské súvrstvie (kremence a kremité pieskovce s preplástkami ílovito-piesčitých bridlíc), ktoré môžeme charakterizovať ako málo zvodnené, s obmedzenou puklinovou priepustnosťou v hrubších polohách kremencov a kremitých pieskovcov. Nad týmto súvrstvím vystupujú verfénske vrstvy (ílovité bridlice s vložkami slienitých vápencov), ktoré predsta-

vujú izolátor). Karbonáty chočského príkrovu, reprezentované gutensteinskými vápencami a ramsauskými dolomitmi (na ktoré nasadá vrchnotriasový hlavný dolomit), tvoria zvodnený komplex s krasovo-puklinovou a puklinovou priepustnosťou. Odvodňovanie tohto komplexu je vo forme prameňov (Krásno – tri pramene s výdatnosťou 2–10 l . s^{-1}) a ďalšia časť skryto prestupuje do kvartérnych sedimentov Nitry, zvodnených kolektorov neogénu a do mezozoika v podloží bánovskej kotliny (Bím et al., 1986). V nadloží zvodneného komplexu vystupujú nepriepustné lunzké vrstvy (pieskovce a piesčité bridlice).

Podzemné vody cirkulujúce v mezozoických karbonátoch a slieňoch sú chemického typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou 300–650 mg . l^{-1}. Hlavným mineralizačným procesom je rozpúšťanie karbonátov a v spodnotriasových kremencoch a pieskovcoch je to hydrolytický rozklad silikátov. Podzemné vody karbonatického mezozoika vykazujú stredný až vyšší stupeň karbonátovej tvrdosti a vo väčšine prípadov nulové hodnoty agresívneho CO_2 (Franko et al., 1993).

Strážovský príkrov

Wettersteinské vápence sú značne tektonicky porušené a spolu s podložnými dolomitmi chočského príkrovu vytvárajú jeden zvodnený komplex.

Hydrogeologický celok paleogénu

Borovské súvrstvie (karbonatické zlepence až brekcie), nachádzajúce sa v s. časti regiónu, má dobré zvodnenie a z hydrogeologického hľadiska predstavuje kolektor. Hydrogeologický vzťah dolomitov chočského príkrovu a borovského súvrstvia, ktoré sa nachádza v jeho nadloží, má významnú úlohu pre oblasť termálnych vôd v Malých a Veľkých Bieliciach. Vytvárajú spoločný hydrogeologický kolektor, kam infiltrujú zrážkové a podzemné vody a ktorý sa ponára pod neogénne sedimenty.

Podzemné vody cirkulujúce v horninách paleogénu majú mineralizáciu priemerne okolo 600 mg . l^{-1} a výrazný Ca–HCO_3 typ chemizmu. Ich chemizmus sa tvorí kombináciou rozpúšťania karbonátovej zložky hornín a hydrolytického rozkladu silikátových minerálov. Svoj podiel v takomto prostredí majú aj iónovýmenné procesy (geneticky potom ide o podiel hydrosilikátogénnych vôd). Vody paleogénnych ílovcov majú nulovú agresivitu (CO_2) a strednú až vyššiu karbonátovú tvrdosť (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok neogénu

Podzemné vody **sedimentárneho neogénu** sú viazané na štrky, štrkopiesky s piesčitými ílmi a vápence výplne severného výbežku podunajskej panvy (komjatickej a rišňovskej priehlbiny).

Z hydrogeologického hľadiska vložky, resp. polohy pieskov a štrkov v ílovom prostredí ivánskeho súvrstvia sú hydrogeologickými kolektormi, naproti tomu íly sú hydrogeologickými izolátormi.

Pripovrchová úroveň hlavinských vrstiev, ktorá je zvetraná a skrasovatená (čiastočne vyplnená hlinami), môže mať veľmi nízke zvodnenie. Beladinské súvrstvie, tvorené ílmi, uhoľnými ílmi a lignitom, je z hydrogeologického hľadiska nepriepustné a prakticky nezvodnené súvrstvie. U lelovského súvrstvia, tvoreného brekciovitými konglomerátmi a zlepencami, možno predpokladať dobré zvodnenie. Volkovské súvrstvie môžeme charakterizovať ako usadeniny riečnych tokov (piesky, štrky, íly s polohami pieskovcov) s koeficientom prietočnosti $T = 10^{-4}$ až 10^{-5} $m^2 . s^{-1}$. Hladina podzemnej vody je spravidla napätá.

Na tvorbe chemického zloženia podzemných vôd neogénu sa podieľajú všetky mineralizačné procesy. Okrem toho významný podiel na výslednom chemickom zložení vôd majú procesy miešania vôd rôzneho pôvodu a rozdielneho chemického zloženia. V artézskych horizontoch panónu (ivánske súvrstvie) do hĺbky 50 m sú podzemné vody výrazného Ca–(Mg)–HCO_3 typu s mineralizáciou 0,5 až 0,8 g . l^{-1}. Čiastočne je zastúpená aj Na–HCO_3 zložka, ktorá sa prejavuje vo väčšej hĺbke. Na okrajoch pohoria sa prejavuje vplyv podzemných vôd z mezozoika, prípadne kryštalinika, na tvorbe podzemných vôd neogénu (Hyánková a Melioris, 1992).

Podzemné vody **neovulkanitov** sú viazané na horninové prostredie neovulkanických komplexov Vtáčnika a Štiavnických vrchov. Zvodnenie horninového prostredia neovulkanitov je všeobecne veľmi malé. Vo vulkanickom komplexe možno vyčleniť podzemné vody viazané na:

– puklinovo-medzizrnové prostredie skalného masívu, zvýraznené vo vrchnej časti predovšetkým klimatickými činiteľmi,

– výrazné tektonické línie regionálneho charakteru, ktoré sú sprevádzané zónami so zvýšenou puklinovitosťou skalného masívu.

Plešinskú formáciu (izolované extruzívne telesá andezitov a sporadické vulkanoklastiká) a bielokamenské súvrstvie (redeponované a pemzové tufy, pieskovce s vložkami siltovcov a ílovcov) z hydrogeologického hľadiska môžeme charakterizovať ako veľmi málo priepustné až nepriepustné súvrstvie (Dovina et al., 1985).

Sitniansky efuzívny komplex (lávové prúdy andezitov s podstatným zastúpením pórovitých lávových brekcií) predstavuje horninové prostredie s pomerne dobrou puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou.

Vtáčnická formácia (lávové prúdy andezitov s lávovými brekciami, na báze formácie poloha epiklastických vulkanických pieskovcov) sa vyznačuje dobrou až veľmi dobrou puklinovou a medzizrnovou priepustnosťou. Výdatnosť prameňov je väčšinou do 1,0 l . s^{-1}, na čelách dobre rozpukaných lávových prúdov vyvierajú vrstvové pramene s výdatnosťou medzi 1,0–10 l . s^{-1}, ojedinele vo veľmi

priaznivých podmienkach rozpukania a tektonického porušenia výdatnosť mierne presahuje aj 10 l . s^{-1} (Dovina, l. c.).

Inovecká formácia (lávové prúdy andezitov, hyaloklastitové a lávové brekcie) predstavuje horninové prostredie s pomerne dobrou puklinovou priepustnosťou. Jej zvodnenie z hydrogeologického hľadiska je dobré pre celý horninový komplex (pramene: Drieňová studňa, Sviniarky, Vlčie diery I, II v Obyciach s priemernou výdatnosťou okolo 1 l . s^{-1}, ktoré sa aj využívajú).

Podzemné vody cirkulujúce v horninách neovulkanitov sú nízko až stredne mineralizované (200 až 300 mg . l^{-1}), variabilita mineralizácie je však vysoká. Vody neovulkanitov vykazujú pomerne nízku karbonátovú tvrdosť a o niečo nižšiu agresivitu (CO_2) ako vody kryštalinika (Franko et al., 1993).

Hydrogeologický celok kvartéru

Pleistocénne fluviálne sedimenty

Sú priamo napájané riekami a potokmi, ktoré v nich tečú, a zvodnenie je tak priamo závislé od veľkosti prietoku. Pleistocénne fluviálne sedimenty Nitry (štrky a piesky s pokryvom spraší) dosahujú najväčšiu hrúbku v okolí Topoľčian a v úseku od Chrabrian po sútok Nitry s Bebravou. Koeficient filtrácie v jednotlivých profiloch sa pohybuje v hodnotách uvedených v tab. 19. Voda vo fluviálnych sedimentoch má vlastný režim a podľa stavu hladín v povrchových tokoch nastáva buď infiltrácia do týchto sedimentov, alebo ich drénovanie. Generálny smer prúdenia podzemnej vody je pravdepodobne totožný s povrchovým tokom rieky Nitra (Polák a Bím, 1970).

Tab. 19 Koeficient filtrácie v kvartérnych sedimentoch Nitry

Profil	Sútok Nitry s Bebravou	Chrabrany	Preseľany	Čajakovce
koeficient filtrácie	10^{-3}–10^{-5}	10^{-4}	10^{-3}–10^{-4}	10^{-4}–10^{-5}

Pôvod údajov: Polák a Bím, 1970

Pleistocénne proluviálne sedimenty

Tvoria ich sedimenty náplavových kužeľov potokov (Dubnica, Oponický, Lefantovský, Súlovský, Chotina, Vyčoma, Dršňa, Lišňa, Solčiansky a Lazkový), pri ktorých možno predpokladať dobré zvodnenie, ale z praktického hľadiska sú vhodné len na lokálne zásobovanie.

Pleistocénne eolicko-deluviálne sedimenty

Z hydrogeologického hľadiska môžeme tento pokryv (vápnite hliny) charakterizovať ako dobrý izolátor s koeficientom prietočnosti $T < 1 . 10^{-6} m^2 . s^{-1}$.

Pleistocénne – holocénne deluviálne sedimenty budujú úpätné svahy Tribeča a kotlinovej pahorkatiny. V týchto sedimentoch vystupuje množstvo malých prameňov (Q do 0,2 až 0,4 $l . s^{-1}$) s kolíšucou výdatnosťou, ktorá je závislá od zrážkových pomerov.

Holocénne fluviálne sedimenty

Vzhľadom na litologickú náplň týchto sedimentov možno predpokladať ich izolačnú funkciu a len spodná piesčitá časť môže tvoriť spoločný kolektor s pleistocénnymi fluviálnymi sedimentmi.

Holocénne proluviálne sedimenty

Výrazný náplavový kužeľ má Súlovský potok, ktorý odvodňuje oblasť budovanú horninami mezozoika. Vzhľadom na litologické zloženie týchto sedimentov nemožno očakávať ich väčšie zvodnenie.

Holocénne deluviálne sedimenty

Tieto sedimenty pokrývajú úvaliny kotlinovej pahorkatiny v severnej časti Tribeča a vzhľadom na svoje litologické zloženie (piesčité a ílovité hliny) ich môžeme charakterizovať ako menej priepustné až izolátory.

Antropogénne sedimenty (navážky) z hľadiska hodnotenia základných hydrogeologických pomerov sa výraznejšie neprejavujú.

Podzemná voda kvartéru často nezodpovedá norme pre pitné vody. Najčastejšie je to nevyhovujúci obsah chloridov alebo zvýšený obsah Mn (Ostrolucký, 1968). Vysoký obsah dusičnanov v podzemných vodách poukazuje na veľký vplyv zrážkových vôd prestupujúcich priamo do náplavov alebo prostredníctvom terasových sedimentov (Hyánková a Melioris, 1992). Tieto podzemné vody je potrebné upravovať. Ide o studené vody chemického typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou od 450 do 600 mg . l^{-1}.

Termálne vody

Na severnom okraji pohoria Tribeč v katastrálnom území obcí Malé a Veľké Bielice vystupujú termálne vody s teplotou od 30 do 38 °C, ktoré môžeme charakterizovať ako veľmi slabo až slabo mineralizované a slabo uhličité termálne

vody. Vody v spomínaných lokalitách vyvierali v prirodzených prameňoch a dnes sú zachytené vrtmi. Termálne vody sú viazané na triasové dolomity chočského príkrovu, ktoré vystupujú na povrch v severnej časti pohoria Tribeč (juhozápadne a severovýchodne od Brodzian). Po tektonických poruchách zostupujú do hĺbky, kde sa zvyšuje ich mineralizácia a teplota. Hĺbka a čas obehu nie sú príliš veľké, na čo poukazuje nižšia teplota a mineralizácia.

V Malých Bieliciach vystupujú termálne vody v troch prameňoch (nad ktorými sa postavili bazény s prírodným dnom) so sumárnou výdatnosťou cca 7 l . s^{-1} a vrtom MB-2 bola overená výdatnosť 10 l . s^{-1}. Termálna voda v Malých Bieliciach je typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou okolo 1 100 mg . l^{-1} a obsahom CO_2 maximálne 240 mg . l^{-1} (Krahulec et al., 1977).

Vo Veľkých Bieliciach vystupujú termálne vody v rašelinisku (s výdatnosťou okolo 7 l . s^{-1}) medzi Veľkými a Malými Bielicami. Prieskumný vrt VB-2, umiestnený v rašelinisku a hlboký 241 m, overil triasové dolomity s výdatnosťou 13 l . s^{-1}. Termálna voda vo Veľkých Bieliciach je typu Ca–Mg–HCO_3 s mineralizáciou od 814 mg . l^{-1} do 1 054 mg . l^{-1} a obsahom CO_2 maximálne 163 mg . l^{-1} (Krahulec et al., 1977).

GEOFAKTORY ŽIVOTNÉHO PROSTREDIA

V zmysle inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska zaraďujeme územie pohoria Tribeč do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Sú tu zastúpené takmer všetky inžinierskogeologické formácie typické pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát (Matula, 1977):

– *formácia vysoko metamorfovaných hornín* (svorové komplexy, amfibolity),

– *formácia epimetamorfovaných hornín*, zastúpená subformáciou mladohercýnskych epimetamorfitov (fylity, dioritové porfyrity permu, tmavosivé bridlice, pieskovce a zlepence karbónu),

– *formácia hercýnskych granitoidov* (biotitické granodiority až diority, leukokratné fácie granitoidov),

– *spodná terigénna formácia* (mladopaleozoické pestré droby a arkózy, spodnotriasové kremence, pestré verfénske bridlice),

– *vápencovo-dolomitická formácia* (vápence a dolomitické vápence stredného triasu, lunzké vrstvy),

– *pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia* (pestré pieskovce a bridlice karpatského keuperu, detriticko-karbonátový komplex pieskovcov a krinoidových vápencov, pelitomorfný vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy).

V severovýchodnej časti územia zasahuje svojím západným okrajom inžinierskogeologický región neogénnych vulkanitov (Pohronský Inovec). Zastúpená je tu *formácia neovulkanitov* s komplexmi sklovitých pyroxenických andezitov a epiklastických drobných brekcií s polohami pieskovcov.

Okraj pohoria Tribeč lemuje inžinierskogeologický región neogénnych tektonických vkleslín, oblasť vnútrokarpatských nížin – Podunajská nížina. Významné rozšírenie majú komplexy delúvií, proluviálnych a terasových sedimentov.

Prevažná časť územia sa využíva v lesnom hospodárstve, podhorská časť na južných úpätiach Tribeča má rozvinuté poľnohospodárske využitie. Osídlenie je vidieckeho typu, s koncentráciou na južnom a západnom okraji mapovaného územia.

Z geopotenciálov životného prostredia spomedzi geologických faktorov za najvýznamnejšie považujeme najmä kvalitné **poľnohospodárske pôdy** v južnej časti územia, ktoré sa v zmysle klasifikácie podľa Džatka (in Atlas SSR, 1980) zaraďujú medzi veľmi produkčné a produkčné. Väčšina územia regiónu je pokrytá lesmi, ktoré rastú na dobrých **lesných pôdach**, čo pozitívne ovplyvňuje tvorbu drevnej hmoty. Stredne rezaný reliéf poskytuje limitovane vhodné

prostredie na **výstavbu** vidieckych sídiel. Ložiskami **nerastných surovín** sa zaoberá osobitná kapitola.

Z geobariér životného prostredia spomedzi geologických faktorov treba uviesť viaceré geodynamické javy.

Zosuny sa vyskytujú len výnimočne a v obmedzenom rozsahu. Na mapovanom území sa totiž nenachádzajú geologické štruktúry priaznivé na vznik a vývoj svahových deformácií. Väčší výskyt zosunov sa zistil na kontakte Pohronského Inovca a Tribeča (v údolí Žitavy východne od Jedľových Kostolian, pri Hubačovom štále, pri samote Toma). Drobné zosuny s objemom spravidla niekoľko m^3 sme pozorovali v dolinách a v rozsiahlejších eróznych výmoľoch. Tieto zosuny sú viazané na miesta s deluviálnymi, resp. s deluviálno-proluviálnymi sedimentmi ležiacimi na skalnom podloží, resp. jeho elúviu. Pri ich rozvoji sa uplatňujú dva faktory – laterálna erózia údolných tokov a sezónne nasýtenie deluviálnych más presakujúcou vodou. Šmykové plochy sú nepravidelné, sledujú tvar podložia. Hrúbka je obvykle do dvoch metrov, dĺžka zriedka presahuje 10 m, šírka dva až tri metre.

Gravitačný blokový rozpad horninových masívov sme pozorovali vo výskytoch bralnatého reliéfu spodnotriasových kremencov v oblasti kóty Na skale (488,4 m n. m.) 3 km j. od Skýcova, na kóte Hrdovická (471 m n. m.), Sokolec (799 m n. m.) v rázdielskej časti a v oblasti Predného a Zadného Brlohu v liasových vápencoch s rohovcami. Aj v masíve leukokratných granodioritov až granitov v oblasti Krásneho vrchu (566 m n. m.) jz. od Skýcova možno pozorovať bralnatý reliéf, kde okrem gravitačného pôsobenia sa uplatnilo aj tektonické porušenie masívu. Úpätia pod skalnými stenami bývajú prikryté skalnými morami s blokmi granitu veľkými až niekoľko m^3.

Za najodolnejšie horniny proti **zvetrávaniu** možno považovať spodnotriasové kremence obalovej série vystupujúce na jv. okraji granitoidného masívu. Podobne sú proti zvetrávaniu odolné granodiority, kremenné diority a leukokratné granity. Prejavuje sa na nich len povrchové selektívne preparovanie zŕn kremeňa, časté sú preparované žily kremeňa a aplitu. Zvetrávanie podstatne ovplyvňujúce fyzikálno-mechanické vlastnosti uvedených hornín preniká do nich len pozdĺž strmo uložených mylonitových zón a tektonických puklín. Vzhľadom na uvedené vlastnosti v zmysle ČSN 73 1001 zaraďujeme uvedené horniny do triedy R1, len horninový materiál mylonitových zón charakteru kataklazitu až mylonitu zaraďujeme do triedy R4. Z metamorfovaných hornín za najodolnejšie považujeme amfibolity a migmatity, ktoré sa v danom území vyskytujú len v rázdielskej časti. V zmysle ČSN 73 1001 možno pri týchto horninách predpokladať pevnostné charakteristiky zodpovedajúce triede R1. Svorové ruly, svory, fylity, a najmä fylonity sa vyznačujú malou až značnou náchylnosťou na zvetrávanie a v zmysle uvedenej normy ich zaraďujeme do triedy R2 až R4. Niektoré karbonátové mezozoické komplexy vykazujú malú odolnosť proti

zvetrávaniu. Dolomity stredného triasu v severnej časti územia sa vyznačujú intenzívnym tektonickým porušením, ktoré spolu s následným prenikaním hypergénnych agentov viedlo k alteráciám uvedených hornín a k celkovej degradácii ich fyzikálno-mechanických vlastností. V zmysle ČSN 73 1001 zaraďujeme uvedené horniny do triedy R3 až R4. Ostatné typy karbonátových hornín v zmysle uvedenej normy patria do tried R2 a R3, intenzita zvetrania je malá až mierna. Malou odolnosťou proti zvetrávaniu sa vyznačujú bridličnaté slieňovcové a pieskovcové členy jurského súvrstvia krížňanského príkrovu, bridličnaté členy kampilského súvrstvia chočského príkrovu v sv. časti územia a bridličnaté karbónske súvrstvie medzi Jedľovými Kostoľanmi a Pílou. Tieto horniny zaraďujeme medzi poloskalné horniny triedy R3 až R4. Z vulkanitov, ktoré vystupujú na jv. okraji územia, za najpevnejšie a najodolnejšie horniny považujeme pyroxenické andezity, patriace do triedy R1. Epiklastické vulkanické horniny typu brekcií s polohami pieskovcov zaraďujeme medzi poloskalné horniny triedy R3.

Erózia na území Tribeča patrí medzi najvýraznejšie geodynamické javy. Intenzívnu výmoľovú eróziu pozorujeme najmä v deluviálnych sedimentoch pokrývajúcich úpätia Tribečského podhoria a v eolických sprašoidných sedimentoch pokrývajúcich proluviálne akumulácie, napr. na úpätiach medzi obcami Nitrianska Streda a Klátova Nová Ves. Tieto erózne ryhy spravidla predstavujú predĺženie dolín Tribeča. Dĺžka eróznych rýh tu často presahuje 1 500 m, šírka býva niekoľko metrov až niekoľko desiatok metrov. Sklony svahov, na ktorých je výmoľová erózia rozvinutá, sa pohybujú v intervale 5–9°.

Krasový fenomén v oblasti Tribeča sa vyskytuje vo viacerých izolovaných oblastiach – kras Zobora, kras Jelenca, kras Veľkého Tribeča, kras Rázdielu (Mitter, 1985). Najvýraznejšie krasové formy sa vyskytujú vo vápencoch stredného triasu (Žibrica, Podhorany, Kolíňany, Dobrotín, Píla), v jurských vápencoch (Predný Brloh, Jedľové Kostoľany). Vzhľadom na častú ílovitú prímes v karbonátoch charakterizujeme kras spravidla ako čiastočne vyvinutý s nedokonale vytvorenými formami krasu. Na izolovanej mezozoickej kryhe Vápenného vrchu západne od Skýcova v aniských vápencoch obalovej sekvencie však pozorujeme dobre vyvinuté formy exo- a endokrasu. Povrchové formy krasu sa vyskytujú len sporadicky, rozsiahlejšie škrapové polia nie sú vyvinuté. Škrapy typu „kamenica" identifikoval Mitter (1985) aj v paleogénnych zlepencoch eocénu v Kolačnianskom krase Rázdielu. Známe sú viaceré lokality s krasovými jamami. Podpovrchové formy krasu majú prevažne charakter krasových dier a perforácií. Vyskytujú sa jaskyne, ktoré vznikli na gravitačných ťahových puklinách na okraji krasových tabúľ (Kamenec, Lom, Müller). Svoradova a Jazvinská jaskyňa sú fluviálneho typu. Typické korózne jaskyne sú Jaskyňa pri kostole v Kolíňanoch, Jaskyňa v lome a Cibajky, Dobrotinská jaskyňa), jaskyňa Brloh a Lúčno sú fosílne.

Výskyty krasových vyvieračiek a ponorov sú známe medzi obcami Sádok a Krnča, pri obci Turčianky v Suchej doline, medzi Radobicou a Veľkými Uhercami, pri Tomovom štále, pri Pohraniciach (Veľký potok), pri Kolíňanoch (Tiske), pri Kostoľanoch a Podhoranoch (Mitter, 1985). Vyvieračka pod Jazvínskou jaskyňou dosahuje maximálnu výdatnosť až 100 l . s^{-1} (vo dvoch výveroch).

Tab. 20 Výskyt jaskýň v regióne Tribeča (upravené podľa Mittera, 1985 a Jakála, 1993)

Názov	Dĺžka	Hĺbka
Žibrica (Zoborsko-žibrický kras)		– 62 m
Svoradova jaskyňa (Zoborsko-žibrický kras)	30 m	
Jaskyňa pri kostole (Kolíňanský kras)	16 m	– 10 m
Brloh (Klátovský kras)	50 m	
Jaskyňa v kameňolome (Kostoliansky kras)	36 m	
Horné Lúčno (Kostoliansky kras)	40 m	– 21 m
Jazvínska jaskyňa (Kostoliansky kras)	44 m	
Jazvečí hrad (Veľkopoľsko-uherecký kras)	40 m	
Píla (Kostoliansky kras)	50 m	
Píla (Veľkopoľsko-uherecký kras)	50 m	
Muflónia jaskyňa (Veľkopoľsko-uherecký kras)	50 m	

Z hľadiska antropogénnych faktorov za najnepriaznivejšie považujeme **skládky komunálneho odpadu**, ktoré sa v minulosti zakladali bez náležitého geologického prieskumu a ochranných opatrení. Mnohé z týchto skládok boli situované do aluviálnych náplavov rieky Nitra, čím ohrozujú kvalitu najväčšej zásobárne podzemných vôd na mapovanom území. Celkove sme z archívnych údajov identifikovali 138 skládok, prevažne v bezprostrednej blízkosti obcí, resp. v opustených kameňolomoch. Mnohé z nich majú charakter väčších výsypiek. Väčšina z nich je určená na likvidáciu (59), resp. rekultiváciu (58). Monitorovanie je plánované pre 12 skládok, napr. pre skládku na lokalite Laziny sv. od obce Bošany a pre skládku pri obci Baštín. Na ďalšie využívanie je určených 11 skládok.

K zhoršeniu životného prostredia prispievajú aj poľnohospodárske aktivity. Tu sa negatívne prejavuje najmä plošná a výmoľová erózia viazaná na územia s nevhodnou orbou a na staré poľné cesty.

Chránené územia prírody

V rámci mapovaného územia sa vyskytujú nasledujúce kategórie chránených území (podľa Kramárika, 1996):

chránená krajinná oblasť Ponitrie,
3 národné prírodné rezervácie (ďalej v texte NPR),
1 národná prírodná pamiatka (NPP),
2 prírodné pamiatky (PP),
5 prírodných rezervácií (PR),
2 chránené areály (CHA).

Prevažná časť pohoria Tribeč je súčasťou Chránenej krajinnej oblasti Ponitrie, ktorá bola vyhlásená dňa 24. 6. 1985 Dekrétom Ministerstva kultúry SSR, publikovaným pod č. 58/1985 Zb. Vďaka svojej geografickej pozícii ako výbežku do Podunajskej nížiny, geologickému podloží, pomerne malej nadmorskej výške a expozícii je pohorie Tribeč najmä v jeho južných častiach útočiskom viacerých vzácnych teplomilných druhov flóry a fauny. Z floristického hľadiska sa tu vyskytujú zriedkavé druhy *Adonis vernalis*, *Dictamnus albus*, *Stipa joannis*, *Lilium martagon*, *Anemone sylvestris*, *Cerasus mahaleb*, *Aconitum anthora*, *Lathyrus venetus* a jediný výskyt v rámci SR tu má *Teucrium scorodonia*. Zo živočíšnych druhov treba uviesť *Cochlodina remota*, *Saga pedo*, *Cerambyx cerdo*, *Tibicen haematodes*, *Parnassius mnemosyne*, *Euphydryas maturna*, *Aquila heliaca*, *Falco peregrinus*, *Sorex alpinus*. Vyskytuje sa tu rys ostrovid (*Lynx lynx*). V roku 1867 tu boli úspešne introdukované druhy daniel škvrnitý a muflón obyčajný (*Ovis musimon*).

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku chránených území. V zátvorke sú v poradí uvedené: celková výmera; katastrálne územie, v ktorom sa rezervácia nachádza; číslo mapy 1 : 50 000.

NPR Zoborská lesostep (23,08 ha, Drážovce, 35-43)

Vyhlásená r. 1952 a novelizovaná r. 1986 Ministerstvom kultúry SSR na základe Úpravy MK SSR č. 472/1986-32 z 31. 1. 1986, publikovanej v Zbierke zákonov, čiastka 4 zo dňa 14. 3. 1986 vo Zvestiach MŠ a MK SSR, zošit 6 z 30. 6. 1986. Predmetom ochrany je zachovaná skalná a trávnato-kvetná vegetácia charakteru stepi v južnej časti Tribečských vrchov.

NPR Hrdovická (30,03 ha, Nitrianska Streda, 35-43)

Vyhlásená r. 1982 Ministerstvom kultúry SSR na základe Úpravy MK SSR č. 6161/1982-32 zo dňa 30. 9. 1982, publikovanej v Zbierke zákonov, čiastka 7/1983; Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 12 z 31. 12. 1982. Predmetom ochrany je

morfologicky výrazný hrebeň, tvorený kremencami spodného triasu. V rezervácii sú chránené aj zachované fragmenty spoločenstiev dúbrav s výskytom rastlinných spoločenstiev viazaných na kyslý substrát.

NPR Včelár (8,76 ha, Obyce, 35-44)

Vyhlásená r. 1983 Ministerstvom kultúry SSR na základe Úpravy MK SSR č. 6910/1983-32 zo dňa 31. 10. 1983. Predmetom ochrany je vrchol kóty Včelár (503 m n. m.), lokalita s genotypom druhov flóry na andezitovom podloží.

NPP Andezitové kamenné more (1,43 ha, Malá Lehota, 35-44)

Vyhlásená r. 1954 Povereníctvom kultúry v Bratislave na základe Vyhlášky PK v Bratislave č. 4701/1954-HSO z 24. 4. 1954. Predmetom ochrany je kamenné more tvorené pyroxenickými andezitmi a ich pyroklastikami s názornými ukážkami stĺpcovitého rozpadu vulkanitov.

PP Nitriansky dolomitový lom (1,26 ha, Nitra, 45-21)

Vyhlásená r. 1982 Okresným národným výborom v Nitre na základe Nariadení ONV Nitra č. 1/1982 s účinnosťou od 28. 4. 1982. Predmetom ochrany je opustený lom v strednotriasových dolomitoch.

PP Belanov kút (2,72 ha, Čeľadince, Chrabrany, Kovárce, 35-41, 35-43)

Vyhlásená r. 1983 Okresným národným výborom Topoľčany na základe Nariadenia ONV v Topoľčanoch č. 12/E/1983 zo dňa 21. 12. 1983. Predmetom ochrany je biotop mŕtveho ramena s hydrofilnými rastlinnými a živočíšnymi spoločenstvami s výskytom chránených druhov obojživelníkov a vodného vtáctva.

PR Lupka (20,73 ha, Zobor, Dražovce, 45-21)

Vyhlásená r. 1952 a novelizovaná r. 1986 Ministerstvom kultúry SSR na základe Úpravy MK SSR č. 471/1986-32 zo dňa 31. 1. 1986. Predmetom ochrany je lokalita zachovaných spoločenstiev trávnato-krovitej stepi s výskytom veľkého počtu chránených druhov rastlín a hmyzu.

PR Žibrica (68,59 ha, Dolné Štitáre, Podhorany, Žirany, 35-43)

Vyhlásená r. 1954 a novelizovaná r. 1993 Ministerstvom životného prostredia SR na základe Vyhlášky MŽP SR č. 83 zo dňa 23. 3. 1993, publikovanej v Zbierke zákonov SR, čiastka 25, uverejnenej 26. 4. 1993. Predmetom ochrany je lokalita s genotypom flóry skalných a lesných spoločenstiev najjužnejšej časti Tribečského pohoria na karbonátovom substráte. Jaskyňa Žibrica je najväčšia v pohorí Tribeč.

PR Dobrotínske skaly (4,39 ha, Veľké Uherce, 35-42)

Vyhlásená r. 1980 Ministerstvom kultúry SSR na základe Úpravy MK SSR č. 5886/1980-32 zo dňa 29. 8. 1980, publikovanej v Zbierke zákonov, čiastka 15/1981, Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 10 z 31. 10. 1980. Predmetom ochrany sú zachované xerotermné spoločenstvá na morfologicky výraznej kveste svetlosivých vápencov anisu krížňanského príkrovu.

PR Kovarská hôrka (4,40 ha, Kovarce, 35-43)

Vyhlásená r. 1993 Ministerstvom životného prostredia SR na základe Vyhlášky MŽP SR č. 93 zo dňa 23. 3. 1993, publikovanej v Zbierke zákonov SR, čiastka 25, 26. 4. 1993. Predmetom ochrany sú floristické spoločenstvá na kyslom podklade kremencov spodného triasu, pozoruhodný je hojný výskyt hrdobarky páchnucej (*Teucryum scorodonia*), jediný na Slovensku.

PR Solčiansky háj (7,07 ha, Solčany, 35-41)

Vyhlásená r. 1984, novelizovaná r. 1988 Ministerstvom kultúry SSR na základe Výnosu MK SSR č. 1160/1988-32 zo dňa 30. 6. 1988, publikovaného v Zbierke zákonov, čiastka 24 z 28. 6. 1988, zošit 8 z 31. 8. 1988. Predmetom ochrany je geomorfologicky, biologicky a krajinársky pozoruhodná lokalita so zachovanými dúbravami, lesostepnými i skalnými spoločenstvami na kyslom granodioritovom a kremencovom podklade.

CHA Jelenská gaštanica (3,80 ha, Jelenec, 35-43)

Vyhlásená Zbierkou zákonov, čiastka 4 zo dňa 14. 3. 1986, publikovanou vo Zvestiach MŠ a MK SSR, zošit 6 z 30. 6. 1986. Predmetom ochrany je územie s u nás najzachovanejším a najstarším založeným lesným porastom približne 230-ročného gaštana jedlého.

CHA Topoľčianska zubria zvernica (140,16 ha, Hosťovce, Lovce, 35-43, 35-44)

Vyhlásená r. 1964 Komisiou SNR pre školstvo a kultúru na základe Rozhodnutia Komisie SNR pre školstvo a kultúru č. 30 zo dňa 21. 8. 1964, publikovaného vo Vestníku MŠ a K, zošit 1 z 10. 1. 1965. Predmetom ochrany je územie zvernice, poskytujúcej základňu na chov a rozmnožovanie zubrov a výskum ich biológie. Vznikla v r. 1957, keď tu vypustili 2 zubry zo ZSSR.

NERASTNÉ SUROVINY

Surovinový potenciál pohoria Tribeč bol už od dávnoveku predmetom záujmu našich predchodcov. Stopy po exploatácii nerastných surovín a stopy po ich vyhľadávaní nachádzame na celom území pohoria. Systematické vyhľadávanie nerastných surovín však prebieha iba v posledných desaťročiach, keď nadobúda význam zabezpečenie vlastných surovinových zdrojov pre hospodárstvo tejto krajiny. V pohorí Tribeč sa zistili rudné aj nerudné suroviny (obr. 37).

RUDNÉ SUROVINY

Zrudnenia v pohorí Tribeč majú charakter výskytov a nepatrných zrudnení. Výnimkou je vyťažené ložisko Pb rúd vo Veľkom Poli. Rudný potenciál pohoria Tribeč nie je možné chápať ako malý, pretože vyhľadávacia činnosť sa tu realizovala skôr nesystematicky a v malej miere. Pozičný vzťah týchto zrudnení ku geologickej stavbe, ako aj ich vzájomný vzťah či príslušnosť k metalogenetickým etapám je v prevažnej miere nejasný.

Au mineralizácia (1)

V tribečsko-zoborskej časti pohoria na základe historických údajov boli snahy o exploatáciu zlata. Dokumentujú to aj historické a súčasné názvy obcí Zlaté Moravce a Zlatno. Z týchto údajov vyplýva, že zlato sa ryžovalo už v stredoveku. Okrem menšieho úseku na potoku Zorkov (východne od obce Zlatno) sa tu nezistili žiadne nápadnejšie aluviálno-eluviálne ryžoviská. Je však možné, že pozostatky týchto ryžovísk boli pri kultivácii pôdy a regulácii tokov zarovnané. V súčasnosti overená veľmi nízka zlatonosnosť potokov v tomto území nabáda k presvedčeniu, že ide o podpriemernú zlatonosnosť, ktorá nemala nikdy väčší ekonomický význam.

V roku 1971 zistil Polák významnejšiu zlatonosnosť potoka v doline Veľké zelenô v katastri obce Veľký Klíž. Vo vzorkách odobraných zo žiliek bieleho kremeňa sa zistil stopový obsah zlata až po 0,06 ppm. Stopy po rozsiahlejších dobývacích prácach sa nenašli.

Nejasná situácia je aj okolo možného primárneho zdroja tejto nízkej zlatonosnosti niektorých potokov. Územie budujú predmezozoické magmatity typu biotitických granodioritov a lokálne aj leukokratné granodiority až granity. V nich vystupujú kremenné žily s prevahou mliečnobielych kremeňov. Pravdepo-

dobne boli objektmi kutacích prác. Oproti ostatným častiam pohoria sa vo zvýšenej miere vyskytujú práve nad obcou Zlatno. I napriek tomu, že v kremeňoch sa nedokázal obsah Au a Ag a okolitá hornina nevykazuje nápadnejší obsah Sb, As, Mo, Pb, Cu, Ag, Sn, Bi a Ba, je predpoklad určitej spojitosti s nízkou zlatonosnosťou potokov v blízkosti obce a výskytu mliečneho bieleho kremeňa v okolí.

Drobné kutacie práce nachádzame nepravidelne roztrúsené aj na širšej periférii tejto časti pohoria. Zlato sa údajne hľadalo aj v kremenných žilách v okolí hájovne Kľačany (asi 3 km západne od obce Zlatno). Je však reálnejšie, že sa tu hľadala kvalitná kremenná surovina pre niekdajšiu skláreň, ktorá vyrábala fľaše, tabuľové a farebné sklo.

V roku 1984 vyčlenil Polák prognóznu oblasť Au zrudnenia /1/* medzi obcami Zlatno, Veľký Klíž a Skýcov.

Ti-Nb-Ta mineralizácia (2)

Pri štúdiu akcesorických minerálov Nb a Ta spolu s Ti v granodioritoch Tribeča zistili Uher a Broska (1989) zvýšenú prítomnosť týchto prvkov na lokalite Malá Kurňa pri Kovarciach, a to v pruhu leukokratných granitov bez biotitu. Obsah ilmenorutilu je v granite 150 g . t^{-1}. Na ilmenorutil je viazaný niób a tantal, ktorých obsah v hornine bol stanovený na 3,64 ppm (aj Nb a Ta). Koncentrácia však nie je takého rozsahu, aby v súčasných ekonomických podmienkach bolo možné uvažovať o priemyselnom spracovaní týchto surovín.

Okrem spomínaných indícií nie sú v tejto časti pohoria známe žiadne iné rudné výskyty.

Severovýchodná rázdielska časť pohoria Tribeč je geologicky pestrejšia a má aj pestrejšiu škálu rudných výskytov ako juhozápadná časť pohoria. Niektoré z týchto výskytov sa úspešne exploatovali. Pravdepodobne to súvisí s blízkou pozíciou neovulkanických hornín, ktoré okrajovo prenikajú aj do niektorých tunajších starších hornín. Niektoré zrudnenia sa svojím charakterom a prvkovou náplňou blížia k typickým neovulkanickým zrudneniam, aj keď priame dôkazy nemáme.

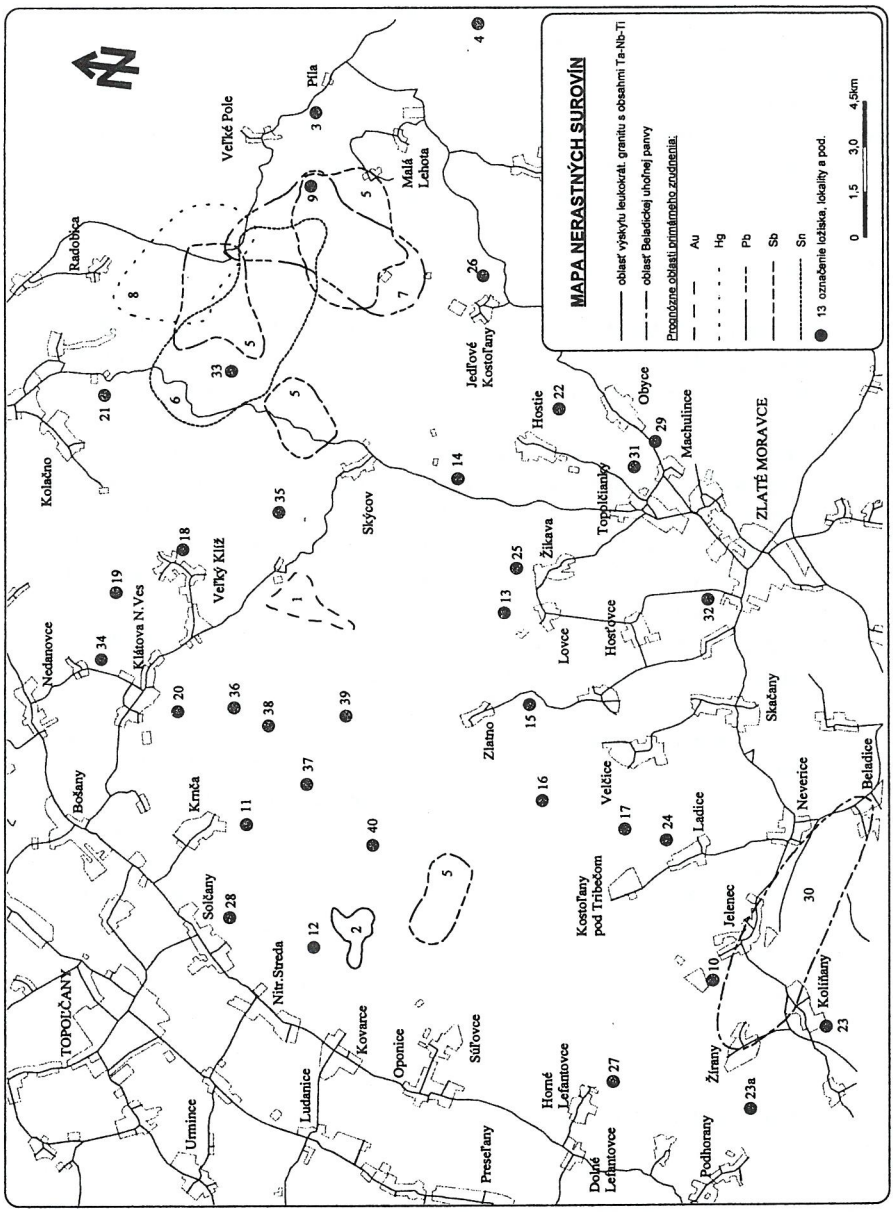
Pb zrudnenie (3)

Najvýznamnejšie je Pb zrudnenie na lokalite Veľké Pole (Píla) – Ján Nepomucký, úspešne exploatované v minulosti (ťažba prestala v r. 1958). Všetky novšie pokusy nájsť jeho pokračovanie sa však zatiaľ skončili s negatívnym výsledkom.

---

* číselné označenie lokality, ložiska, prognózneho územia a pod. v texte a na mape nerastných surovín

Obr. 37 Mapa nerastných surovín



Zrudnenie bolo vyvinuté na tektonickej stykovej ploche vápencov a hornín kryštalinika, upadajúcej na sever. Hoci krátkodobé, ale úspešné olovenorudné baníctvo podnecovalo rozličné kutacie práce. Očakával sa objav analogického zrudnenia. Nešlo však len o vyhľadávanie olovenorudných mineralizácií, ale išlo aj o generálne vyhľadávanie ostatných mineralizácií. Dôkazom sú napr. štôlne na kontakte dajok andezitov v dolomitoch. Mnohé z týchto prác sú pravdepodobne staršie ako objav Pb zrudnenia a súvisia s miestnou výrobou železa pri obci Píla. Tieto staré banské práce sa overovali na rozhraní 50. a 60. rokov.

Polymetalické zrudnenie (4)

Polymetalické zrudnenie je známe asi 4 km na juhovýchod od obce Píla v Kulianovej doline a v doline Maras. Ide o dva systémy strmo uklonených rudných žíl: severo-južný a východo-západný. Na prvom systéme žíl ide hlavne o Pb-Zn zrudnenie. Druhý žilný systém tvorí vyslovene Cu zrudnenie (chalkopyrit – tetraedrit). Tieto žilné systémy ležia v perme chočskej tektonickej jednotky. Predbežný prieskum realizovaný v rokoch 1959–1960 zaistil 8 516 t zásob C_1n s priemerným obsahom 1,013 % Cu a 30 519 t zásob C_2 s priemerným obsahom 0,464 % Cu. Rudné žily s Cu sú prerušované andezitovými dajkami, z čoho vyplýva, že sú staršie ako andezity. Tieto žily sú takisto staršie ako Pb-Zn zrudnenie.

Najznámejšie zrudnenie kryštalinika rázdielskej časti Tribeča je pri Brezovom štále (kataster obce Jedľové Kostoľany). V 50. rokoch sa tomuto zrudneniu pripisovala perspektíva, pretože sa v ňom videla určitá paralela, ba až pokračovanie spišsko-gemerských zrudnení smerom na západ. Rudné výskyty sa nachádzajú v kryštaliniku, blízko styku metasedimentov a granodioritov. Boli tu zachytené nesúvislé šošovky sideritu s kremeňom, turmalínom a sulfidmi Cu (± Pb). V tejto paragenéze je pozoruhodný pomerne vysoký obsah apatitu. Mali však malú mocnosť a postupne prešli do čisto kremenných ložných žiliek smeru ZJZ–VSV a do impregnačných pásiem v alterovaných granitoidoch. Rudné zásoby sa nepotvrdili. Vzhľadom na minimálne množstvo zásob a nepravidelné zrudnenie je ložisko neperspektívne. Veľmi nápadná je podobnosť s Cu-Pb-Zn zrudnením pri Píle, ktoré je asi 8 km východne, ale nachádza sa už v iných typoch hornín.

Sb mineralizácia (5)

Takmer na priamej spojnici zrudnení Jedľové Kostoľany – Brezov štál a Píla (Cu) – Kulianova dolina sa nachádza zaujímavý mineralogický výskyt antimonitu Malá Lehota – Rajnohov štál. V dolomitoch krížňanskej jednotky sa v malom lome zistili prekremenené partie, ktoré obsahovali radiálne lúčovité agregáty antimonitu (dĺžka ihlíc bola až 5 cm). Antimonit bol z prevažnej časti

pseudomorfovaný na hydroromeit (syn. stibiokonitu). Väčšie plošné rozšírenie sa nezistilo a po nedávnych terénnych rekognoskáciách sa nepodarilo zistiť nové odkryvy v prekremenených partiách. Nenašli sa ani žiadne ďalšie vzorky s antimonitom.

Sn mineralizácia (6)

V roku 1984 Polák na základe geochemického prieskumu jednoznačne dokázal výskyt kasiteritovej mineralizácie v oblasti Skýcov – Drahožická dolina – Veľké Pole a vyčlenil aj prognózne oblasti primárneho zrudnenia Au (1), Pb (7), Hg (8) a Sb (5).

Fe mineralizácia (9)

Na lokalite Veľké Pole – Sokolec na severnom svahu kopca Sokolec sa dobývali kvalitné limonity, ktoré sa vyvinuli pozdĺž kremencového pruhu na styku s okolitými brekciovitými dolomitmi. Limonity majú konštantnú prímes As, ktorá prechádzala do surového železa a nepriaznivo ovplyvňovala jeho kvalitu. Údajne z tohto železa boli vyrobené schody vedúce ku kostolu v Píle. Pôvod limonitov je nejasný. Zistili sa tu prekremenené pásma a brekcie dolomitov tmelené pyritickým tmelom, ktorý pravdepodobne mohol pri hypergénnom rozklade podmieniť vznik limonitových hniezd.

NERUDNÉ SUROVINY

Nerudné suroviny sa exploatovali už v minulosti formou náhodnej lokálnej ťažby hlavne na stavebné účely. V súčasnosti však vďaka geologickoprieskumným prácam poznáme ložiská týchto surovín vhodných na stavebné, hutnícke, keramické a iné účely.

Kremence

Kremence sú viazané na spodný trias obalových a príkrovových jednotiek pohoria Tribeč a vystupujú vo forme chrbtov a brál po obvode pohoria. Rozlišujeme niekoľko základných typov kremencových hornín:

1. Kremence bez obsahu alebo len s akcesorickým množstvom živcov a sericitu vnútri vrstiev kremencov. Sericit je ako tmel medzi zrnami kremeňa. Živce sú sericitizované a sčasti kaolinizované. Tieto kremence sú masívne a lavicovité až doskovité.

2. Kremence s určitým podielom živca a sericitu v kremencovej hmote. Sericit tvorí výrazné šupinky medzi zrnami kremeňa. Prítomný je aj epidot a chlorit. Tie bývajú masívne až lavicovité a bridličnaté (laminované).

3. Kremence s preplástkami sericiticko-chloritických bridlíc medzi lavicami a doskami kremencovej masy.

4. Drobnozrnné monomiktné zlepence, aj zlepence, v ktorých sú väčšie zrná živcov a tiež sericitu.

Z hľadiska zrnitosti sú kremence celistvé až hrubopsamitické. Zistilo sa, že ich čistota závisí v značnej miere od veľkosti zrna. Čím sú jemnozrnnejšie, tým spravidla obsahujú menej živca a sericitu a sú chemicky čistejšie. Platí aj to, že kremence sú tým čistejšie, čím tenšie sú lavice alebo dosky. Farba kremencov vplýva na ich kvalitu len čiastočne. Najkvalitnejšie kremence sú i napriek tomu sivej, sivobielej, vodovosivej, modrastej, zelenkavej, ružovej, niekedy pleťovej farby, hoci to nie je vždy pravidlom. Najhoršie kvalitatívne výsledky majú červené, červenohnedé, žlté, ale aj mliečnobiele kremence.

Z hľadiska geologickej pozície sú najkvalitnejšie kremence vo vrcholových častiach kremencových masívov, kde tvoria výrazné morfologické tvary – bralá s výškou desiatky metrov. V miestach, kde tvoria mierne svahy, sú kremence s obsahom sericitu a živca v kremencovej hmote a značne zvetrané.

V súčasnosti sa ťažia lomovým spôsobom dve ložiská kremencov: Jelenec (10) a Krnča (11). Surovina sa ťaží na stavebné účely (lomový kameň a kamenivo) a ako surovina na hutnícku výrobu. V Krnči boli vypočítané zásoby bez kategorizácie v množstve 379 820 t suroviny a v Jelenci v kategórii C_1 v množstve 799 788 t suroviny.

Kremence boli v rámci viacerých prognóznych lokalít zhodnotené z hľadiska využitia suroviny na hutnícku výrobu (Fe-Si), a to hlavne v kvalitatívnych triedach K-4 až K-7. Priemerné zastúpenie kvalitatívnych ukazovateľov je K-5 a K-7 (Zuberec et al., 1985, 1991, 1993). Zásoby a prognózne zdroje boli vypočítané na týchto lokalitách:

(12) Nitrianska Streda – P_2	3 574 771 t
(13) Lovce – Žikava – P_2	8 871 158 t
(14) Hostie – Skalka – Z2+ Z3	8 293 580 t
(15) Zlatno – Skalka – P_2	13 938 447 t
(16)Velčice – Svinec – P_2	999 616 t
(17) Velčice – Lysec – P_2	15 583 004 t

Vápence

Tesne po druhej svetovej vojne sa robil prieskum na dekoračný kameň a pokusná ťažba v triasových tmavosivých až čiernych bituminóznych vápencoch

až dolomitoch na lokalite Veľký Klíž (18). Keďže surovina z hľadiska kresby a blokovitosti nevyhovovala vtedajším požiadavkám na kvalitu, prieskum a pokusná ťažba sa skončili. Hornina je technologicky značne variabilná. Je vhodná na výrobu drveného kameniva. V rámci jedného bloku tu boli vyčíslené zásoby 2 943 000 m^3 kameniva v kategórii C_2.

Ložisko dekoračného kameňa Klížske Hradište (19) budujú neogénne (panón) sladkovodné vápence svetlej, krémovej až žltohnedej a sýtohnedej farby, miestami so sivohnedým odtieňom. Vápence majú lavicovitú odlučnosť, sú masívne a v pribazálnej časti sú čiastočne brekciovité. Overená mocnosť ložiska dosahuje 25 m. Surovina je vhodná na výrobu ušľachtilých kamenárskych výrobkov. Neťažené ložisko je vzdialené asi 2 km od obce. Zásoby: bilančné voľné A+B = 166 725 m^3 a C_1+C_2 = 163 000 m^3.

Podobný výskyt neogénnych sladkovodných vápencov je aj j. od obce Sádok, avšak pre malý rozsah a nevyhovujúce kvalitatívne parametre sa neuvažuje o ich ťažbe na dekoratívne účely.

Na lokalite Klátova Nová Ves (20) surovinu predstavujú tmavosivé piesčité krinoidové vápence. Vápence sú mramorizované, zbridličnatené a na niektorých miestach silno skrasovatené. Ložisko sa nachádza na sz. svahu kóty Kostrín, j. od obce. V súčasnosti lom nie je v prevádzke. Surovina sa používala ako kameň na murivo, na netuhé vozovky a na stavebné účely. Dňa 1. 12. 1980 bol stav zásob v kategórii A+B = 561 767 m^3, C_1 = 6 939 029 m^3 a C_2 = 3 048 355 m^3.

Ložisko Kolíňany (23) sa nachádza 9 km sv. od Nitry. Lom je zložený na sz. strane Kolíňanského vrchu (kóta 355,7). Surovinou na výrobu cementu sú vápence. Na ložisku sú vypočítané geologické zásoby v množstve 34 818 388 t a prognózne zásoby v množstve 41 000 000 t.

Ložisko vysokopercentných mezozoických vápencov Žirany – Žibrica (23a) sa nachádza asi 2 km južne od obce Žirany na severnom svahu kóty Žibrica. Vápence s obsahom MgO do 1,91 % sú vhodné na výrobu vápna na pórobetón, obyčajného vápna, vzdušného vápna a mletých vápencov. Zásoby na ložisku sú:

voľné:	C_1 bil.: 23 500 tis. m^3	C_2 bil.: 9 187 tis. m^3
viazané:	X	C_2 bil.: 12 852 tis. m^3

Dolomity

Výskyty dobývaných dolomitov (trias) sú v Tribeči známe najmä v blízkosti Veľkých Uheriec (21) z lokalít Belaneje, Ondrášová a Horná Ves. Na týchto lokalitách sú dolomity odkryté v miestnych lomoch. Surovina sa používa ako stavebný kameň. Zásoby dolomitu sú spolu 2 500 000 m^3.

Ďalším výskytom dolomitu je lokalita Hostie (22), kde sa dolomit ťaží v lome. Lom sa nachádza na jz. svahu kóty Včelár. Dolomity sú jemnozrnné,

väčšinou tmavosivé, nepravidelne rozpadavé na piesok a štrk, bez ílovitých prímesí. Surovina je vhodná ako kamenivo do betónov. Zásoby sú voľné, v kategórii $C_1b = 267\ 000\ m^3$ a v kategórii $C_2b = 396\ 000\ m^3$.

Keramické suroviny

Výskyty keramických surovín sú viazané hlavne na styk pohoria Tribeč s neogénnou výplňou Podunajskej nížiny a Hornonitrianskej kotliny. Surovinu predstavujú na krátku vzdialenosť transportované produkty rozkladu arkóz, arkózových kremencov a bridlíc permu až triasu obalovej série Tribeča a produkty rozkladu granitov. Stupeň rozkladu primárnych hornín je veľmi intenzívny. Produktom tohto rozkladu sú ílové minerály, kremeň a nerozložené zvyšky hornín, pri ktorých je zachovaná primárna štruktúra a textúra. Ílové minerály zastúpené v surovine sú tieto: kaolinit, illit a montmorillonit. Ložiskové telesá majú asymetrický tvar.

Keramické suroviny sa zistili v južnej časti pohoria Tribeč na overených ložiskách Ladice, Žikava a Jedľové Kostoľany. Sú vhodné na použitie po úprave. Vyčlenené suroviny sú vhodné na výrobu póroviny vypaľujúcej sa nasvetlo, póroviny po vypálení zafarbenej rovnomerne a na výrobu kameniny nižších kvalitatívnych tried.

V severozápadnej časti pohoria Tribeč boli keramické suroviny overené na ložiskách Horné Lefantovce a Solčany. Surovina overená na týchto ložiskách vznikla kaolinizáciou granitoidných hornín svetlých vypaľovacích farieb. Surovina je vhodná na použitie do keramických hmôt na výrobu glazovaných obkladačiek, dlaždíc, na výrobu obkladačiek s farebným výpalom a na špeciálne tenkostenné tehliarske výrobky.

Vyhľadávacím prieskumom sa vyčlenili tieto zásoby a prognózne zdroje:

Zásoby			
Ložisko	Z2+Z3	Z3	Prognózne zdroje
(24) Ladice	5 038 434 t	–	3 622 896 t
(25) Žikava	–	8 562 022 t	–
(26) Jedľ. Kostoľany	1 063 570 t	–	1 668 000 m^3
(27) Horné Lefantovce	–	2 345 000 t	–
(28) Solčany	–	–	1 303 560 t

Na denudovanom reliéfe sa zistili mocné sladkovodné, slabo vytriedené sedimenty panónu. Striedajú sa prachy, prachovité íly až ílovité prachy s rôznym zastúpením piesčitých frakcií až pieskov s obliakmi opracovaného kremenca a kremeňa až štrkových polôh.

Uhoľné a lignitové suroviny

Uhoľná panva (neogén) pri Obyciach (29) sa nachádza na jv. svahoch Tribeča. Vypĺňajú ju tufy, tufity, brekcie a andezitové prúdy. Produktívne vrstvy s uhoľnými slojmi sú slabo zvrásnené. V tomto súvrství sú dva sloje, ktoré sú od seba vzdialené maximálne 20 m, pričom miestami vytvárajú jeden sloj. Dosahujú hrúbku 3–5 m. Uhlie má nízku výhrevnosť a vysokú popolnatosť (kvalita sa mení v horizontálnom aj vo vertikálnom smere). Dňa 1. 10. 1982 bolo na ložisku vypočítaných celkovo 1 672 222 t uhlia, po odpočítaní vyťažených najkvalitnejších partií ložiska ostáva na ložisku 1 003 333 t uhlia. Ložisko je neperspektívne a nebilančné pre malé množstvo zásob.

Beladická uhoľná panva (30) leží v priestore obcí Pustý Chotár – Beladice – Neverice – Jelenec – Žirany – Kolíňany. Bilančné zásoby hnedého uhlia boli vypočítné v samostatných blokoch. Blok č. 1 sa nachádza na území obce Beladice a blok č. 2 sa nachádza medzi obcami Žirany – Jelenec – Kolíňany. Vypočítané zásoby:

Kategória zásob	Blok č. 1 v t	Blok č. 2 v t	Spolu v t
C_1	2 693 651	7 917 182	10 610 833

Tehliarske suroviny

Ložiská tehliarskych surovín sú viazané na neogénne piesčité íly (panón) a kvartérne hliny, sprašové hliny a spraše.

Tehelňa Zlaté Moravce – I (31) sa nachádza asi 800 m sv. od Topoľčianok. Surovinu tvoria pestré sivé íly, ktoré postupne prechádzajú do štrkovitých horizontov, nevhodných na tehliarske účely. Neogénne íly sú vhodné na výrobu krytiny a tenkostenných a dierovaných tehliarskych výrobkov. Kvartérne hliny sú vhodné iba na výrobu plných pálených tehál. Zásoby:

B bilančné	B nebilančné	C bilančné	C nebilančné	Spolu
1 145 860 m^3	162 180 m^3	1 206 500 m^3	73 910 m^3	2 615 350 m^3

Životnosť ložiska je odhadnutá asi na 40–50 rokov (Gavora, Horváth a Barkáč, 1964).

Tehelňa Zlaté Moravce – II (32) je založená v podobnom súvrství ako tehelňa Zlaté Moravce – I. Nachádza sa na okraji Zlatých Moraviec. Surovina je vhodná na výrobu krytiny a tenkostenných a dierovaných tehliarskych výrobkov a na výrobu menej náročných tehliarskych výrobkov. Zásoby:

B bilančné	C_1 bilančné	C_2 bilančné	C_2 nebilančné	Geologické
1 551 000 m^3	3 156 000 m^3	4 745 000 m^3	626 000 m^3	12 248 000 m^3

Životnosť ložiska sa odhaduje asi na 100 rokov (Gavora a Horváth, 1964).

Amfibolity (33)

Amfibolitové telesá šošovkovitého tvaru sa nachádzajú v kryštalických bridliciach, dvojsľudových svoroch až svorových fylitoch a granitoidoch masívu Rázdiel. Najväčšie amfibolitové teleso sa nachádza ssv. od Skýcova, medzi cestou Skýcov – V. Uherce a ohybom Drahožickej doliny. Teleso buduje severné svahy vlastného masívu Rázdiel. Amfibolity sú zelenosivé, miestami až čiernej farby. Surovina bola hodnotená ako stavebný kameň a môže vyhovovať hrubej kamenárskej, prípadne aj ušľachtilej výrobe a na výrobu krajníkov, dosiek, obkladov a dlažobných kociek. Zásoby sú odhadom asi 200 000 m^3 .

Bazalty

Bazalty ako ojedinelý fenomén sa rozprestierajú na pomerne veľkej ploche východne od obce Turčianky (34). Sú to tmavosivé, mandľovcové a porfyrické bazalty permského veku. Odkryté sú pomerne málo, iba v erozívnych ryhách, kde sú značne navetrané. Výsledky rozborov bazaltov odobraných z pripovrchových polôh ich hodnotia ako nevhodné na výrobu drveného kameniva. Z výsledkov rozborov z ďalších odberov tohto bazaltového telesa je však možné predbežne konštatovať technologicky vhodné vlastnosti v hlbších nezvetraných polohách.

Granitoidné horniny

Rozličné typy granitoidných hornín Tribeča slúžili v minulosti na výrobu kameniva a kameňa. Nakoľko ich kvalita je poznačená tektonikou, používali sa iba na nenáročné stavebné práce miestneho významu. V pruhu granitoidov v podloží triasových kremencov tiahnucich sa od obce Klížske Hradište (35) vystupuje strednozrnný leukokratný granodiorit až granit, ktorý ako surovina bol zaradený ako tavidlo do keramických hmôt priemerných kvalít a ako nenavetraný granit je zdrojom materiálu na výrobu kamenných obrubníkov. Stručný prehľad ďalších lokalít s výskytom granodioritov:

1. Hradský potok (36). Lokalita sa nachádza asi 6 km južne od obce Klátova Nová Ves. Zárez cesty odkrýva tmavosivý hrubozrnný biotitický granodiorit tvoriaci bloky veľkosti cca 40 x 40 cm. Je vhodný ako hutné kamenivo do betónu a na koľajové lôžka, na netuhé vozovky a murivo na stavebné účely.

2. Ostrá Hôrka (37). Asi 3,5 km j. od obce Krnča v masíve Tribeča vystupujú bralá stredno- až hrubozrnných granodioritov až kremitých dioritov. Na základe urobených skúšok je surovina vhodná ako kameň na murivo, na stavebné účely ako surové bloky kameňa, kamenné dosky na obklady, na dlažobné kocky, schodišťové stupne, kamenné obrubníky a krajníky.

3. Brloh (38). Pod rovnomennou kótou sa nachádzajú odkryvy bledosivého strednozrnného biotitického granodioritu. Surovina je vhodná na výrobu obrubníkov.

4. Javorový vrch (39). V zárezе cesty pod rovnomennou kótou sú odkryté biotitické granodiority nepravidelnej až doskovitej odlučnosti. Surovina vyhovuje na výrobu obrubníkov, krajníkov a dlažobných kociek.

5. Medvedí vrch (40). Lokalita sa nachádza v masíve Tribeča na konci asfaltovej cesty zo Solčian. V príležitostnom kameňolome tu vystupuje sivý pevný jemnozrnný biotitický granodiorit s nepravidelnou doskovitou odlučnosťou. Na základe rozborov bola surovina vyhodnotená ako vhodná na výrobu obrubníkov a dlažobných kociek. V súčasnosti nie je v prevádzke žiadny kameňolom.

Ak zhodnotíme súčasný stav preskúmanosti nerastných surovín pohoria Tribeč, môžeme konštatovať perspektívu pri ďalšom vyhľadávaní a exploatácii nerudných nerastných surovín nielen na celom území pohoria, ale aj v jeho priľahlom okolí.

ZÁVER

Na geologickej stavbe Tribeča sa podieľajú horniny kryštalinika tatrika a jeho obalovej sekvencie, permsko-mezozoický komplex veporika vrátane svojho kryštalinického fundamentu a mladopaleozoicko-triasový súbor hronika, ako aj pokryvné terciérno-kvartérne uloženiny.

Z najdôležitejších výsledkov predloženej práce je potrebné uviesť tieto:

Na geologickej mape bolo spresnené rozšírenie kryštalinických hornín na úkor sedimentov permu. Detailne kartograficky bolo rozčlenené kryštalinikum zoborskej i rázdielskej časti a úplne v novom pohľade je zobrazená jeho zložitá imbrikovaná stavba. Kryštalinikum tatrika v zoborskej časti reprezentujú v podstate iba granitoidné horniny viacerých petrografických variet, tvoriacich mohutný tribečsko-zoborský plutón, ktorý má zonálnu stavbu. V nepatrnej miere sú zachované relikty metasedimentov, pravdepodobne ako zvyšky primárneho plášťa granitoidného masívu. V rázdielskej časti je zastúpené jemno- až strednozrnnými leukokratnými granitmi obsahujúcimi telesá amfibolitov. Obalovú sekvenciu v tejto časti Tribeča predstavuje permské skýcovské a slopnianske súvrstvie, spodnotriasové lúžňanské súvrstvie a strednotriasové gutensteinské vápence a ramsauské dolomity. V zoborskej časti je najkompletnejšie vyvinutá medzi Nitrou a Žiranmi, kde má stratigrafický rozsah spodný trias až alb a vyznačuje sa šupinovitou stavbou.

Najspodnejší horizont veporika buduje komplex metasedimentov svorového až fylitového charakteru, granitoidov a amfibolitov, ktoré sú vzájomne tektonicky imbrikované. Asociácia sporomorf v okolí k. Rázdiel zistená z metasedimentov (Planderová in Ivanička et al., 1992) svedčí o ich vrchnosilúrskom až spodnodevónskom veku. Pri amfibolických horninách sme pozorovali amfibolity s. s., rohovcové amfibolity až amfibolické ruly. Pri granitoidoch ide o jemnozrnné až porfyrické variety, ktoré sú viac alebo menej tektonodeformačne prepracované.

V severovýchodnej časti regiónu najvrchnejšia šupina kryštalinika, tvorená mylonitizovanými granodioritmi, je zároveň najspodnejším stratigrafickým členom novovyčlenenej veporickej jednotky. Jej sedimentárne permsko-mezozoické členy sa vyznačujú výraznou metamorfózou, javia vysokú afinitu k „sérii" Veľkého boku a z tektonického hľadiska tu patria k obalu severného veporika. Litostratigrafickú jednotku označujeme ako sekvencia Veľkého Poľa

Severne od Dražoviec boli novoidentifikované výskyty krížňanského príkrovu.

H r o n i k u m reprezentujú chočský a strážovský príkrov, ktorých výskyt je viazaný len na rázdielsku časť Tribeča. Chočský príkrov zastupujú jednak mladopaleozoické súvrstvia (nižnobocianske – vrchný karbón, malužinské – perm), jednak mezozoické klastické a karbonátové komplexy so stratigrafickým rozsahom spodný trias – norik. Na jv. strane rázdielskeho bloku sú mladopaleozoické členy zošupinatené a metamorfované. Strážovský príkrov je zachovaný len v podobe dvoch reliktov medzi Krásnom a Partizánskym. Zastupujú ho ladinské wettersteinské vápence, ležiace na vrchnotriasových dolomitoch chočského príkrovu.

Na mape sú veľmi precízne kartograficky rozčlenené t e r c i é r n e, najmä však k v a r t é r n e sedimenty s určením ich stratigrafického zaradenia. Sedimenty neogénu vystupujú na povrch v podobe izolovaných ostrovov po celom okraji študovaného územia a sú zastúpené jednak pelitickými a piesčitými fáciami panónskeho veku, jednak pliocénnymi štrkovito-pieskovými sedimentmi. Na východe a na juhovýchode regiónu vystupujú neovulkanity štiavnického stratovulkánu (spodný báden – vrchný sarmat), na severe ich zastupujú vulkanity plešinskej formácie (vrchný báden) a vtáčnickej formácie (sarmat). Z uložením kvartéru majú najväčšie rozšírenie deluviálne, eolické a eolicko-deluviálne usadeniny (stredný – vrchný pleistocén – holocén), ako aj fluviálne a proluviálne sedimenty spodného pleistocénu a holocénu.

Počas zostavovania geologickej mapy regiónu Tribeč sa vynorili určité nedoriešené problémy, ktoré by bolo potrebné riešiť pomocou tematického výskumu, na ktorý pri zostavovaní mapy nie je časový ani finančný priestor. Za najhlavnejšie považujeme:

– riešiť genézu a P-T podmienky metamorfózy (progresívnej i retrográdnej) metasedimentov a amfibolitov kryštalinika, ich presnejšie vekové zaradenie;

– exaktnými metódami presnejšie a na viacerých lokalitách potvrdiť dosiaľ určený strednokarbónsky vek granitoidov;

– riešiť otázky určenia veku mladopaleozoických sedimentov a vulkanitov;

– riešiť príčiny a P-T podmienky metamorfózy mezozoických sekvencií;

– doriešiť problematiku vzťahu veporika a krížňanského príkrovu, ako aj vzťahu metamorfovanej a nemetamorfovanej časti krížňanského príkrovu (sekvencia Veľkého Poľa versus krížňanský príkrov, „s. s.“).

Domnievame sa, že vyriešením uvedených otázok sa značnou mierou prispeje ku komplexnému objasneniu geologického a tektonického vývoja územia regiónu Tribeč.

VÝZNAMNÉ GEOLOGICKÉ LOKALITY

Tatrikum

1 – **Krnča:** biotitické, amfibolicko-biotitické a kordieriticko-biotitické ruly

Hlavné výskyty týchto hornín sa nachádzajú asi 2,5–3 km juhovýchodne od Krnče, na pravom svahu potoka Dršňa a jeho severného prítoku. Vystupujú v podobe malých, subhorizontálne uložených šošovkovitých telies v prostredí granitoidov, ktoré do nich prenikajú. Najčastejšie sa vyskytujú v dolinách a v spodných úrovniach svahov, čo evokuje predstavu o vklinených reliktoch metamorfovaného plášťa na tektonických poruchách. Východy sú pri lesnej asfaltovej ceste, takže sú ľahko prístupné aj pre motorové vozidlo.

Makroskopicky sú to horniny sivej, hrdzavosivej a zelenkavej farby, jemne prúžkovanej usmernenej textúry, prípadne s drobnými porfyroblastmi veľkosti 1–3 mm. Štruktúra je lepidogranoblastická, nematolepidogranoblastická a poikilolepidogranoblastická. V horninotvornom zložení rúl dominujú plagioklasy, kremeň a biotit. Zelený horečnatý hornblend je v menšom množstve asociovaný s biotitom a titanitom. Andaluzit a kordierit, ktoré tvoria oválne alebo izometrické poikiloblasty, sú zväčša úplne premenené (pinitizácia a muskovitizácia). Túto minerálnu asociáciu sprevádzajú drobné zrná magnetitu, v akcesorickom množstve je prítomný granát, rutil a turmalín.

Tab. 21 Chemické zloženie rúl z lokality Krnča (v %)

	TC-83	TC-227	TC-230
SiO_2 O_3	62,31	66,88	70,06
Al_2O_3	15,11	14,95	14,24
Fe_2O_3 celk.	7,08	5,23	4,04
FeO	3,24	1,81	2,80
Fe^{3+}	3,48	3,22	0,93
CaO	3,23	3,10	1,27
MgO	3,23	1,91	1,55
TiO_2	0,75	0,54	0,57
P_2O_5	0,40	0,25	0,22
MnO	0,07	0,06	0,05
Na_2O	2,97	3,24	3,49
K_2O	2,05	1,97	2,02
SO_3 celk.	0,09	0,03	0,07
SO_3 sír.	0,05	0,02	0,04
str. žíh.	2,33	1,77	1,59
F	0,08	0,04	0,05
Cl	0,02	0,01	0,02
Súčet	99,73	99,99	99,24

Protolit rúl predstavovali najskôr metadroby s polohami metapelitov a bázického vulkanoklastického materiálu. P-T podmienky vzniku rúl indikuje hlavne asociácia minerálov andaluzit + kordierit, čo zodpovedá podmienkam vysokoteplotnej časti amfibolitovej fácie nízkotlakového typu.

Ruly sú zvrásnené, pričom b osi vrás majú smer S–J a vrásová rovina je subhorizontálna. Vzhľadom na charakter deformácie a typy pozorovaných vrás predpokladáme, že vrásnenie sa udialo mechanizmom čistého strihu a predstavuje iba jednoduché stlačenie horniny bez smerných posunov, ktoré mohlo vzniknúť pri teplotnej expanzii granitoidného plutónu, resp. pri kontrakcii spojenej s jeho chladnutím.

2 – Vrchná časť Drahožickej doliny: profil amfibolitického telesa

Na strmom úpätí ľavej strany Drahožickej doliny (južne od obce Veľké Uherce), asi 1 km pred horárňou Drahožická Huta, sa popri asfaltovej ceste nachádzajú rozvetrané odkryvy, pozostávajúce z rozličných typov vysoko metamorfovaných amfibolitov. Prevládajú tmavozelené masívne typy, ktoré sa striedajú so svetlejšími polohami, v závislosti od pomerného zastúpenia oboch základných regionálne metamorfovaných minerálov – plagioklasu a amfibolu. K bežným vedľajším základným metamorfovaným minerálom patrí kremeň, titanit a ilmenit. Na polymetamorfnom charaktere hornín sa zreteľne uplatňuje granitizácia, ktorá sa prejavuje tvorbou 0,5 cm očiek kyslého plagioklasu, alebo prienikmi kyslého pegmatitoidného granitu, pričom lokálne rekryštalizujú až 1–2 cm kryštály amfibolu. V malom zarastenom lome sa vyskytuje aj varieta s 1–2 mm ružovým granátom (obsahuje cca 1/3 grossulárovej zložky). Lokálne sa na minerálnom zložení horniny podieľa až 30 obj. % granátu, z čoho vyplýva vysoká merná hmotnosť horniny. Svetlozelenkavý korozívny lem okolo granátov je zložený z kyslého plagioklasu, ktorý niekedy uzatvára amfibol (ojedinele i pyroxén) v drobnozrnnom vývoji. Amfiboly náležia k skupine Ca amfibolov; väčšinou ide o pargasitický až tschermakitický hornblend.

Za potokom po bočnom hrebeni na juhozápad smerom k opustenému lomu sa stretáva asfaltová cesta a vysokonapäťové vedenie (n. v. cca 500 m). V tomto profile môžeme pozorovať intenzívny periplutonický vplyv okolitého granitu, charakterizovaný prienikmi žíl alebo plošnou infiltráciou svetlého kremeňovo-živcového materiálu, keď horniny získavajú svetlejší ráz. Masívnu textúru mnohých amfibolických hornín taktiež možno najskôr pripísať tepelným účinkom granitoidov. Miestami vyvinuté páskované textúry, lineácie spojené s reorientáciou amfibolu a duktilným predĺžením plagioklasu spôsobila vysokoteplotná strižná deformácia (prevláda smer SSV–JJZ), ktorá pravdepodobne priamo súvisí s hlavnou fázou hercýnskej granitizácie, alebo ju bezprostredne predchádza.

V niektorých prípadoch hrubozrnný, homogénny ráz horniny pôvodom pripomína diorit. K druhotnej, najskôr alpínskej, minerálnej asociácii prináleží až 1 mm chlorit, albit, kremeň a minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Tieto mladšie deformačno-rekryštalizačné procesy sa však vzhľadom na reologickú odolnosť daného amfibolického telesa neprejavujú v takej výraznej miere ako v iných horninových súboroch.

3 – Uhrovská dolina: leukokratné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity

Asi 4 km jv. od obce Ješkova Ves, v pravom svahu Uhrovskej doliny, sa nachádzajú dva opustené kameňolomy, v ktorých vystupujú leukokratné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity. Ide pravdepodobne o rozsiahlejšie prieniky týchto granitov cez hrubozrnné biotitické granodiority, ktoré sa tu tiež (najmä na okrajoch) vyskytujú. Lokalita je tesne pri lesnej asfaltovej ceste, teda je prístupná aj motorovým vozidlom buď z Ješkovej Vsi, alebo zo Skýcova.

Leukokratné granity sú masívne, jemno- až hrubozrnné, sivej farby. Sú však silno porušené rôzne orientovanými puklinami a na povrchu dosť zvetrané. Čerstvé variety majú všesmerne zrnitú textúru. Ich charakteristickou črtou je zýšený obsah kremeňa, často prevaha K živcov nad plagioklasmi a hlavne pravidelná prítomnosť muskovitu a len zriedkavejšie biotitu (bežnejšie sú len relikty po jeho premene – vybielené a deštruované zrná s obsahom rudných Fe-Ti minerálov).

4 – Skýcov: hrubozrnné biotitické granodiority až tonality

Asi 1,2 km južne od okraja obce Skýcov, v zárezе štátnej hradskej Zlaté Moravce – Veľké Uherce, v pozdĺžnom (cca 10 m) stenovom odkryve vystupujú hrubozrnné biotitické granodiority až tonality sivozelenkavej farby a všesmerne zrnitej textúry. Sú porušené systémom rôzne orientovaných puklín. Miestami sú značne stlačené (plochy s = 200/35), pričom biotit je veľmi chloritizovaný a textúra takýchto variet je mierne usmernená. Hrubozrnné biotitické granodiority sú na viacerých miestach preniknuté dajkami (cca 2 m hrúbky) jemnozrnných až celistvých leukokratných granitov, ktoré majú podobný petrografický charakter ako horniny z lokality č. 3.

5 – Zlatno: hrubozrnné biotitické granodiority až tonality s enklávami bázickejších typov tonalitov

Lokalita sa nachádza 3 km severne od obce Zlatno, na južnom horskom chrbte Javorovho vrchu (k. 730,5) v nadmorskej výške 540 m. Lesnou asfaltovou cestou zo Zlatna je ľahko prístupná aj motorovým vozidlom.

Mohutné skalné bralo (10 x 10 m) budujú hrubozrnné biotitické granodiority až tonality sivozelenkavej farby. Sú masívne, avšak prestúpené systémom puklín, podľa ktorých sa rozpadajú. Horniny majú všesmerne zrnitú štruktúru, lupienky biotitu majú veľkosť 0,5–5 mm. Základná minerálna asociácia je: plagioklas (An_{45-5}), kremeň, K živec, biotit, ± amfibol, akcesorické minerály (titanit – allanit, magnetit, zirkón, apatit).

Tab. 22 Chemické zloženie hrubozrnného biotitického granodioritu až tonalitu z lokality Zlatno (v %)

SiO_2	Al_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO
64,11	15,66	1,51	2,35	0,14	4,48	1,86

K_2O	Na_2O	P_2O_5	TiO_2	Str. suš.	Str. žíh.	Súčet
3,89	4,42	0,26	0,72	0,01	0,94	100,35

Granodiority obsahujú enklávy (útržky) bázickejších typov kryštalických hornín, ktoré zodpovedajú jemno- až strednozrnným biotitickým a biotiticko-amfibolickým tonalitom až kremenným dioritom. Vytvárajú spravidla ostro ohraničené diskovité alebo šošovkovité formy, prípadne šmuhy, ktorých orientácia dlhej osi je zväčša v smere SV–JZ, zriedkavejšie v smere SZ–JV. Vzájomný pomer osí elipsoidných enkláv je najčastejšie X : Y : Z = 5 : 4 : 1. Keďže enklávy dobre odrážajú orientáciu magmatickej foliácie v granitoidoch, na základe vyhodnotenia štruktúrnych meraní môžeme konštatovať, že magmatická foliácia kopíruje súčasnú klenbovitú stavbu pohoria. Jej terajšie usporiadanie je teda výsledkom mladších procesov a neposkytuje informáciu o primárnom, t. j. hercýnskom usporiadaní enkláv.

Vzhľadom na zvýšený obsah biotitu, resp. amfibolu, majú tmavšiu farbu, a preto sú vo svetlejších granitoidoch vizuálne nápadné. Základná asociácia minerálnych zložiek je: plagioklas (An_{35-5}), biotit, ± amfibol, kremeň, akcesórie (titanit, allanit, magnetit).

6 – Kostoľany pod Tribečom: hrubozrnné biotitické granodiority až tonality

Asi 3,5 km severne od obce Kostoľany pod Tribečom, na južnom úpätí Veľkého Tribeča vo výške 365 m n. m., tesne pri lesnej asfaltovej ceste sa nachádza malý opustený kameňolom, kde sú tieto horniny odkryté a nezvetrané. Lokalita je dobre prístupná aj pre motorové vozidlo, a to po asfaltovej ceste zo spomínanej obce.

Hrubozrnné biotitické granodiority až tonality v tomto odkryve sú masívne, prestúpené dvoma hlavnými systémami puklín. Textúra hornín je všesmerne

zrnitá, lupienky biotitu sú nápadné svojou veľkosťou (až 3 mm). Mineralogické zloženie je identické ako v prípade hornín z predchádzajúcej lokality.

Tab. 23 Chemické zloženie biotitického granodioritu až tonalitu z lokality Kostoľany pod Tribečom (v %)

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O
65,36	15,98	1,16	2,62	4,04	1,72	0,07	3,82

K_2O	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Str. suš.	Str. žíh.	Súčet
2,53	0,60	0,30	0,30	0,11	1,08	99,69

7 – Veľký Tribeč (k. 829): strednozrnné biotitické granodiority až tonality

50 m západne od kóty 829 sa nachádza pozdĺžne, asi 3 m vysoké bralo, koré tvoria svetlosivé strednozrnné biotitické granodiority. Lokalita je prístupná z južnej strany lesnou zvážnicou osobným motorovým vozidlom (za suchého počasia) až do výšky 770 m n. m.

Tab. 24 Chemické zloženie strednozrnného muskoviticko-biotitického granodioritu z lokality Veľký Tribeč (v %)

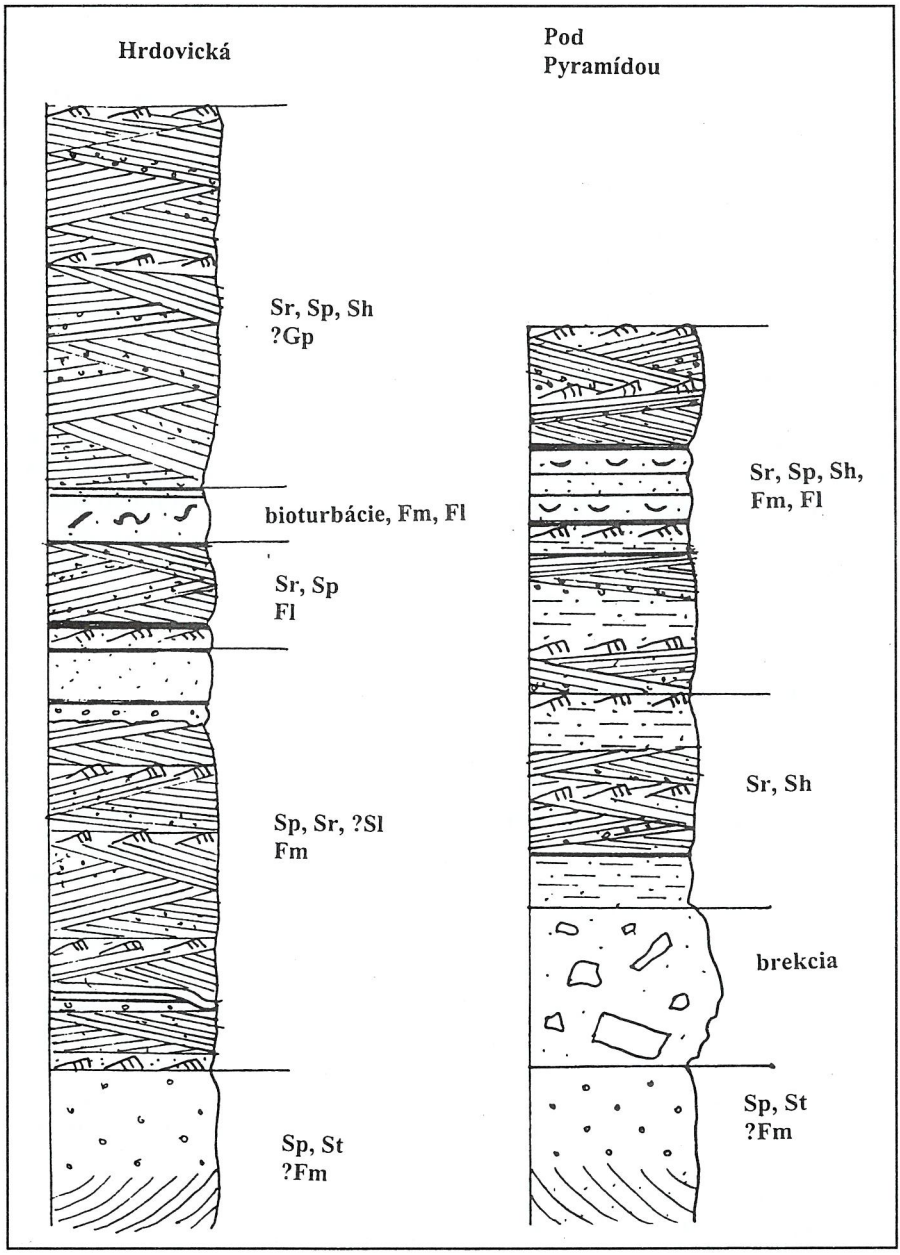
SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O
69,83	15,22	0,89	1,25	1,90	0,93	0,04	3,41

K_2O	TiO_2	P_2O_5	SO_3	Str. suš.	Str. žíh.	Súčet
3,18	0,60	0,52	0,46	0,08	1,29	99,60

Horniny sú pomerne masívne, sú však porušené trojakým systémom puklín, z ktorých najvýraznejšie s hustotou 20–30 cm majú orientáciu 160–200/60–80. V tomto smere majú horniny mierne usmernenú textúru. Štruktúra hornín je všesmerne zrnitá, granitická, veľkosť zŕn je spravidla 2–3 mm. Vo všeobecnosti platí, že biotitu je menej ako v hrubozrnných varietách, pričom biotit je častejšie baueritizovaný alebo chloritizovaný. Takisto častejšie sa objavuje muskovit na úkor biotitu. Základná minerálna asociácia je: plagioklasy (An_{50-0}) > kremeň > K živce (ortoklas > mikroklin) >< biotit, ± muskovit, akcesorické minerály (zirkón, apatit, titanit, turmalín).

8 – Profil pod Pyramídou: lúžňanské súvrstvie (spodný trias)

Komplexný vývoj lúžňanského súvrstvia tatrika je veľmi dobre sledovateľný na skalných bralách južného svahu Zobora pri Nitre (obr. 38).



Obr. 38 Profily lúžňanského súvrstvia tatrika

Spodnú časť profilu pod Pyramídou v hrúbke cca 50 m tvoria stredno- až jemnozrnné kremence s planárnym šikmým zvrstvením (Sp), pričom hrúbka vrstiev – paketov šikmého zvrstvenia – je značná, až do 200–300 cm. Vypuklé telesá „point bar" s korytovým šikmým zvrstvením (St) majú hrúbku cca 80 cm. Interkalácie jemnozrnných pelitických sedimentov môžeme iba predpokladať. Celý tento komplex je značne tektonicky porušený, rozpukaný a deformovaný.

Nad touto časťou profilu nasleduje cca 3 m hrubá nepravidelná vrstva endostratickej brekcie. Tvoria ju ostrohranné klasty sivozelenej farby, veľkosti niekoľko cm až 60 cm. Tieto klasty predstavujú útržky vrstiev, pričom základnú hmotu brekcie tvorí jemnozrnný kremenec sivožltej farby. Kontakt s podložnou vrstvou je erózny, kontakt s nadložím nie je viditeľný. Profil ďalej pokračuje jemnozrnnými zelenkavými laminovanými kremencami (Sh) a kremencami s čerinovou laminációu vo vrchnej časti vrstiev (Sr). Nad tým nasleduje komplex jemnozrnných laminovaných (Sh), šikmo zvrstvených (Sp) kremencov, tvoriacich 60–80 cm pakety vrstiev. Veľmi častá je čerinová laminácia (Sr) vo vrchných častiach vrstiev a vnútri vrstiev závalky a povlaky pelitov (Fl). Uprostred šikmo zvrstvených paketov sa nachádzajú konglomerátové polohy, sledujúce sklony šikmých lamín. Jednotlivé pakety sú oddelené 2–10 cm hrubými vrstvami jemnozrnných sľudnatých tmavosivých až čiernych laminovaných piesčitých ílovcov (Sl, Fm) .

9 – Profil Hrdovická: lúžňanské súvrstvie (spodný trias)

Kompletne vyvinuté súvrstvie buduje skalné steny na južnom svahu vrchu Hrdovická (k. 471),východne od Čeľadiniec.

Súvrstvie sa na báze začína komplexom jemno- až strednozrnných kremencov s planárnym šikmým zvrstvením (Sp), laminációu (Sh) a čerinovou laminációu na vrchnej strane vrstiev (Sr). Nad tým nasleduje plytkovodná sedimentácia jemnozrnných kremencov s čerinami a stopami po dažďových kvapkách. Na vrstvových plochách a na šikmých laminách sa objavujú kremenné klasty veľkosti do 1,5 cm. Čeriny sú malé, výška chrbtov je do 1 cm, vzdialenosť chrbtov do 2 cm. Na vrchnej strane vrstiev sa nachádza tenký film jemnozrnných piesčito-pelitických sedimentov (Sl, Fm). V tomto úseku profilu sa vyskytujú erozívne kanály, rôzne stopy po vlečení a bioturbácie. Poslednú časť profilu tvoria kremence s planárnym šikmým zvrstvením (Sp), laminációu (Sh) a hrubozrnnými až konglomerátovými polohami, ktoré sledujú sklon lamín. Vyskytujú sa tu telesá „point bar" s korytovým šikmým zvrstvením (St). Vrstvy jemnozrnných piesčitých ílovcov sivej až čiernej farby s množstvom sľúd majú menšiu hrúbku (1–5 cm) a menšiu frekvenciu výskytu ako v profile Pyramída.

Hrúbka kremencových vrstiev je 2–80 cm, zriedkavo až 200–300 cm. Na vrchnej strane vrstiev sa miestami zachovali plytké prúdové čeriny, výška chrb-

tov je 1–5 cm, vzdialenosť chrbtov 5–12 cm. Spolu s čerinami sa na vrchnej strane vrstiev našli stopy po dažďových kvapkách. Na vrchnej strane vrstiev sa nachádzajú aj ílovcové výplne malých depresií („mud drapes"). Vnútri psamitických vrstiev sa vyskytujú ílovcové závalky veľkosti do 10 cm a povlaky („mud chips"). Veľmi častá je laminácia, spôsobená striedaním hrubozrnnejšej a jemnozrnnejšej zložky. Hrúbka lamín je 0,3–0,8 cm. Šikmá čerinová laminácia vo vrchnej časti vrstiev je pomerne častá. Šikmé zvrstvenie planárneho typu má hrúbku 60–80 cm, pakety šikmo zvrstvených kremencov majú celkovú hrúbku až 200 cm, hlavne v spodnej časti súvrstvia. Korytové typy šikmého zvrstvenia sa nachádzajú vo vypuklých telesách „point bar" a výplniach medzi nimi. Polohy konglomerátov nemajú pravidelný výskyt, našli sa prevažne v spodnej časti súvrstvia v sutine. Výnimku tvoria lokality Hrdovická a Pyramída, kde frekvencia výskytu konglomerátových polôh stúpa smerom do nadložia. Klastický materiál konglomerátov je kremenný, veľkosť zŕn, ktoré sú subangulárne, je 2 až 8 cm. Klasty sa nachádzajú v kremencovej základnej hmote. Ide o zlepence s podpornou štruktúrou zŕn („grain supported matrix").

10 – Kameňolom Drážovce: pestré krinoidové, piesčité a hľuznaté vápence, rohovce (doger–malm)

Súvrstvie dogeru má pomerne veľké plošné rozšírenie v oblasti Zobora a Dražoviec, kde je veľmi pekne odkryté v opustenom lome na severnom okraji dediny.

Z litologického hľadiska súvrstvie tvoria ružové, červené, fialové, žltosivé a svetlé až biele vápence. Vápence sú zväčša výrazne lavicovité (10–30 cm). Sú to prevažne krinoidové, piesčito-krinoidové a piesčité vápence. Často však tieto vápence v spodných častiach prechádzajú až do vápnitých pieskovcov, kde je obsah klastického kremeňa obzvlášť vysoký. Vápence obsahujú hľuzy a tenké polohy tmavosivých a červených silicitov.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to predovšetkým biosparity s vysokým obsahom klastickej prímesi. Organické zvyšky sú zastúpené úlomkami a článkami echinodermát, lamelibranchiát, brachiopód, ojedinele belemnitov. Prevažná časť zvyškov má výrazné usmernené usporiadanie, čo je spôsobené výrazným vplyvom dynamickej zložky metamorfózy. Charakteristickým znakom je prítomnosť klastického komponentu, ktorého obsah sa pohybuje od 5 do 40 %. Tvoria ho predovšetkým úlomky kremeňa, ktorý je prevažne monokryštalického typu. Ojedinelé sú úlomky kremencov, našli sme aj úlomok rozloženej granitoidnej horniny. Veľmi zriedkavé sú klasty tvorené mikritickými vápencami do veľkosti maximálne 3 mm. Sú prevažne žltej a okrovej farby. Z autigénnych novotvorených minerálov je prítomný sericit, kremeň vo forme idiomorfných kryštálikov, ojedinele sú prítomné zrná živcov. Rohovce tvoria prevažne kryptogénne silicity,

to znamená, že ich tvorí jemnozrnný chalcedón s častými klencami karbonátov. V niekoľkých prípadoch boli vo výbrusovom materiáli identifikované zvyšky rádiolárií. Ojedinele sú prítomné ihlice húb.

Na základe postavenia vo vrstvovom slede v podloží kimeridžu toto súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do dogeru. Bližšie stratigrafické postavenie sa nám nepodarilo preukázať ani napriek väčšiemu množstvu paleontologických analýz na rádiolárie.

V nadloží pestrých vápencov dogeru vystupujú sedimenty najvyššej jury, ktoré sa vyvíjajú bezprostredne z podložného súvrstvia. Tu v spodnej časti tieto horniny tvoria červené hľuznaté, pseudohľuznaté, lavicovité vápence, obsahujúce aj polohy červených rohovcov. Hrúbka týchto vápencov nepresahuje 6 m. V ich nadloží súvrstvie pokračuje červenými a fialovými celistvými jemnozrnnými, slabo krinoidovými lavicovitými (10–25 cm) vápencami, v ktorých sa pomerne často nachádzajú hľuzy a polohy červených silicitov. Do tohto súvrstvia zaraďujeme aj tenkú polohu (3 m) svetlosivých až bielych vrstvovitých vápencov, ktoré vystupujú uprostred súvrstvia červených vápencov. Celé súvrstvie je slabo metamorfované.

Z mikrofaciálneho hľadiska sú to prevažne biosparity. V základnej sparitickej hmote sa nachádzajú úlomky krinoidových článkov, ojedinele bivalvií. V dvoch prípadoch sa nám z polohy hľuznatých vápencov podarilo identifikovať prítomnosť *Saccocoma* sp. Vo vrchných častiach svetlých vápencov, ktoré majú biomikrosparitickú štruktúru, pribúdajú prierezy ostrakód, globochét a sakokóm a objavujú sa prierezy, ktoré by mohli patriť už ku kalpionelám. Klastická prímes je aj v týchto vápencoch stabilnou súčasťou, jej obsah je však nižší. Opäť ju tvoria úlomky kremeňa angulárnych tvarov psamitovej kategórie. Ojedinele sa tu nachádzajú šupinky sericitu. Zriedkavé sú autigénne idiomorfné kryštáliky kremeňa. Rohovce tvoria prevažne kryptogénne silicity, ktoré sú v prevahe, ale môžeme tu už vyčleniť aj rádiolarity. Tie majú základnú hmotu tvorenú jemnozrnným chalcedónom. Obsahujú prierezy rádiolárií, ktoré sú zväčša deformované a rozlámané, a hojné kryštáliky klencov karbonátov. Na základe prítomnosti fosílnych zvyškov sakokóm súvrstvie stratigraficky zaraďujeme do malmu (kimeridžu).

Profil pokračuje ďalej svetlosivými, hrubšie lavicovitými vápencami s výrazne nižším podielom silicitov než vo vrchnej časti komplexu. Tieto vápence aj svojím lomom a charakterom pripomínajú skôr kalpionelové vápence, s tým rozdielom, že aj v tejto časti je ich väčšia časť postihnutá metamorfózou.

Nadložné lučivnianske súvrstvie, ktoré sa pozvoľna vyvíja z podložných vápencov, tvoria sivé a tmavosivé vápence. Sú obyčajne vrstvovité (10–25 cm), v bazálnych častiach sú lavice o niečo hrubšie. Vápence obsahujú veľké množstvo silicitov, ktoré sú tmavosivej až čiernej farby a vystupujú jednak vo forme eliptických hľúz, jednak, a to častejšie, vytvárajú súvislejšie polohy. V súvrství

sme nepozorovali žiadne polohy slienitých bridlíc, ktoré sú v iných obalových sekvenciách v tomto súvrství bežné.

Mikrofaciálne spodnú časť vápencov tvoria biomikrosparity, zriedkavo sa vyskytujú aj mikritické typy vápencov. Organická zložka je zastúpená ostrakódami, rádiolériami a úlomkami krinoidových článkov. V niekoľkých výbrusoch sa našli aj kalpionely, ktorých väčšia časť bola deformovaná. Dali sa určiť iba dve formy – *Calpionella alpina* (LORENZ) a *Calpionella elliptica* (CADISCH). Nadložný komplex je postihnutý metamorfózou silnejšie ako rigidnejšie spodné časti, čo sa prejavuje výraznejším zbridličnatením súvrstvia, ako aj zmenou mikroštruktúry. Základná hmota vápencov je prevažne sparitická, resp. mikrosparitická. Organizmy sú zastúpené rádiolériami, ostrakódami, úlomkami krinoidových článkov, belemnitov, aptychov a rôznymi inými, bližšie neurčiteľnými úlomkami. Všetky tieto stavebné zložky majú výrazné lineárne usporiadanie. Ojedinelé sú úlomky kremeňa aleuritickej veľkostnej kategórie. Len zriedkavo sme pozorovali niekoľko zŕn sericitu. Rohovce tvoria kryptogénne silicity, ktoré sú zložené z kryptokryštalického chalcedónu, a obsahujú autigénne klence kalcitu bez akýchkoľvek zvyškov, resp. fantómov po organizmoch.

Stratigraficky zaraďujeme celý tento komplex do titónu–barému. Spodná časť na základe uvedených mikrofosílií patrí do titónu–?beriasu, vrchnú hranicu na základe analógie lučivnianskeho súvrstvia v ostatných obalových sekvenciách jadrových pohorí Západných Karpát kladieme do barému.

Veporikum

11 – Hlboká dolina – Borisko: mylonitizované granodiority (blastomylonity) a chloriticko-muskovitické svory

Asi 4,5 km sv. od obce Hostie, 1 km južne od osady Borisko vo východnom svahu Hlbokej doliny, sa nachádza hlboká erózna roklina približne v.-z. smeru, ktorej ústie je vyplnené morfologicky výrazným deluviálnym kužeľom.

V spodnej časti rokliny sú odkryté sedimenty permu (piesčité bridlice skýcovského súvrstvia), ktoré patria k obalovej sekvencii tatrika. Nad nimi v tektonickej pozícii ležia mylonitizované granodiority, ktoré tu tvoria bázu tektonickej jednotky veporika. Plocha nasunutia deformovaných granitoidov predstavuje tektonickú diskontinuitu prvého rádu Západných Karpát a v topografickom priemete ju môžeme stotožniť s čertovickou líniou. Nad blastomylonitmi v presunutej pozícii spočívajú chloriticko-muskovitické svory a vyššie potom jursko-kriedový horninový komplex (vrch Drieňová – k. 551,5), patriaci k veporickej sekvencii Veľkého Poľa.

Mylonitizované granitoidy (blastomylonity) makroskopicky predstavujú prevažne strednozrnné sivozelené kryštalické horniny, ktoré v závislosti od intenzity

tektonickej deformácie majú kataklastickú až plošne paralelnú textúru. Štruktúra je porfyroklasticko-mylonitická. Porfyroklasty kremeňa, zachovaných plagioklasov a biotitu sú prednostne orientované v základnej kremito-sericiticko-chloritickej hmote. Pomerne vysoký obsah (až 5 %) chloritizovaného biotitu svedčí o pravdepodobne granodioritovom zložení pôvodnej horniny.

Sericiticko-muskovitické svory, ležiace nad nimi v podobe tektonickej šupiny, sa v danej lokalite nachádzajú iba ako úlomky v sutine. Ide zväčša o jemnozrnné horniny sivej a sivozelenej farby. Vzájomné zastúpenie hlavných horninotvorných minerálov je variabilné, občas sa k nim pridružuje albit, prípadne prímes organickej substancie či rudných minerálov. Zloženie protolitu v hrubých črtách varíruje medzi drobami a ílovitými bridlicami. Asociácia sporomorf zistená z týchto hornín v okolí k. Rázdiel (Planderová in Ivanička et al., 1992) svedčí o ich vrchnosilúrskom až spodnodevónskom veku.

12 – Zárez Hlbokej doliny: profil v súbore amfibolitových hornín

Asi 8 km severne od obce Hostie v 1 km dlhom úseku doliny (v strede sa nachádza ústie Nestašovej doliny) vystupujú bralá rozličných typov vysoko metamorfovaných amfibolitov. Za integrálnu súčasť tohto súboru považujeme aj polohy silno premenených granodioritov – tonalitov. Do vrásovej stavby je popri amfibolitoch a tonalitoch pojatá aj časť svetlých hrubozrnnejších granitoidov (staršia perióda?), ako nasvedčujú napr. deformované budiny granitov v osových častiach vrás. Dôsledkom intenzívnej strižnej deformácie je aj páskovaná textúra (X-mm striedanie svetlých a tmavých pásikov), ktorá je zrejme favorizovaná prienikmi týchto granitov. Nemožno vylúčiť ani lokálne natavovanie svetlého materiálu v amfibolitoch, pretože občas možno pozorovať tmavé pásiky zložené takmer výlučne z amfibolu, pričom svetlé pásiky obsahujú len kremeňovo-živcový materiál. Vplyvu granitizácie pripisujeme aj lokálny vývoj migmatitických textúr. Všeobecne však vrstvovitá stavba (X dm až X m mocné polohy) väčšiny hornín tohto súboru odráža pôvodný preddeformačný charakter. K novotvoreným minerálom, ktoré sú späté s účinkami granitoidov, možno popri rekryštalizácii starších fáz (hlavne amfibol, plagioklas, ilmenit) priradiť lokálnu blastézu biotitu. Miestami sa v mezo- až makromeradle vyskytujú subhorizontálne cylindrické vrásy, ktorých b osi prebiehajú zhruba v sv.-jz. smere. Úklony tejto staršej, najskôr hercýnskej, deformačno-metamorfnej foliácie sú nezriedka kolmé, alebo sa ukláňajú strmo na SZ a JV.

Uvedené horniny sú niekedy injektované svetlými granitmi, nástreky sú orientované priečne alebo pozdĺž predchádzajúcich štruktúr. Postkinematická granitizácia sa v amfibolitickom komplexe prejavuje hlavne nepravidelnými, niekoľko dm mocnými žilami či hniezdami pegmatitoidných granitov. Ťažko posúdiť, či ide o dozvuk predchádzajúcej syndeformačnej granitizácie po uvoľ-

není tlaku, alebo ide o nezávislú mladšiu periódu. Mladšia, veľmi pravdepodobne alpínska deformácia má plošný charakter a vyznačuje sa subhorizontálnym až plytkým priebehom. V miestach, kde staršie štruktúrne prvky nemali strmé úklony, sú ťažko rozpoznateľné od krehko-plastickej alpínskej deformácie. Alpínsku fylonitizáciu sprevádza vývoj chloritu, epidotu, kremeňa, sericitu, albitu a pri intenzívnejších premenách sa uplatňuje aj karbonatizácia.

13 – Profil medzi Nestašovou dolinou a kótou Papajvŕšok: metapelity s polohami amfibolitov

Profil v dĺžke 1 km sa začína v strednej časti Nestašovej doliny (pravý prítok Hlbokej doliny) pri sútoku potokov (v nadm. výške 400 m) a prechádza západným hrebeňom smerom ku k. Papajvŕšok (616 m).

Aj keď profil väčšinou prechádza v úlomkoch elúvia, poskytuje dobrý prehľad o dôležitých litotypoch metapelitov, ale aj metavulkanitov. V spodnej časti hrebeňa sa v balvanovitej sutine pomerne hojne nachádzajú granatické svory, ktoré sú ináč v metamorfitoch kryštalinika rázdielskej časti ojedinelé. Výrastlice granátu majú v priemere 0,5 cm, nezriedka však dosahujú veľkosť až 2 cm. V minerálnom zložení svorov, prípadne rulových variet, prevláda muskovit, prítomný býva aj kremeň, chlorit a plagioklas. Z akcesorických minerálov sa vyskytuje ilmenit, rutil a titanit, nápadné sú až 1 mm zrná turmalínu. Horniny sú intenzívne deformované, plagioklas je väčšinou muskovitizovaný, granát chloritizovaný (±epidot) a miestami výrazná prítomnosť chloritu v lepidoblastických vrstvičkách naznačuje, že mohlo ísť o biotit. Keďže ani iné indikatívne metamorfované minerály sa nezachovali, z chemického zloženia granátu [pomer MgO/(MgO + FeO) narastá od cca 0,08 v strede po 0,09 na okraji] a celkového rázu horniny možno predpokladať, že progresívna hercýnska regionálna metamorfóza tu dosiahla amfibolitovú fáciu.

Od strednej časti profilu smerom nahor sa granát vytráca a nahrádzajú ho tmavozelené glomeroblasty zložené z chloritu. Tieto glomeroblasty bývajú zväčša deformované, pričom sa reorientujú do tzv. asymetrických klastov, do úzkych diskovitých útvarov paralelných s novotvorenou foliáciou, alebo sú začlenené do mikrovrásových štruktúr. Ak považujeme chloritické pseudomorfózy za alpínske, tak ich tvorbu považujeme (maximálne) za syndeformačnú. Vcelku tieto horniny možno označovať ako chloriticko-muskovitické (kremité) fylonity. Neďaleko k. Papajvŕšok vyčnieva prirodzený odkryv v svetlejších svorových fylonitoch, pôvodné úklony sú zrejme orientované na JV/30, a deformačná foliácia má smer sklonu okolo 160/20.

Predovšetkým v spodných častiach profilu sa horniny svorového typu hojne zastupujú s amfibolitmi. Pôvodná metamorfná asociácia amfibol a plagioklas (lokálne i v porfyroblastickom vývoji) býva zatláčaná epidotom, klinozoizitom,

kremeňom, chloritom, ale aj zeleným biotitom, nezriedka aj karbonátom. Bázický vulkanizmus, všeobecne rozšírený v zdrojovom materiáli, bol zrejme miestami spestrený i produktmi kyslejších magmatických derivátov. Možno predpokladať lokálne polohy kyslých tufov – tufitov, ale nie sú vylúčené ani metamorfované intermediárne členy, kde v jemnozrnnom kremeňovo-plagioklasovom matrixe rekryštalizujú 3–5 mm výrastlice granátu (zložením blízky granátu v Drahožickej doline) a amfibolu (edenitický hornblend).

14 – Lámaniny na JZ od hájovne Krížne cesty: profil mladopaleozoického (perm) a lúžňanského (spodný trias) súvrstvia

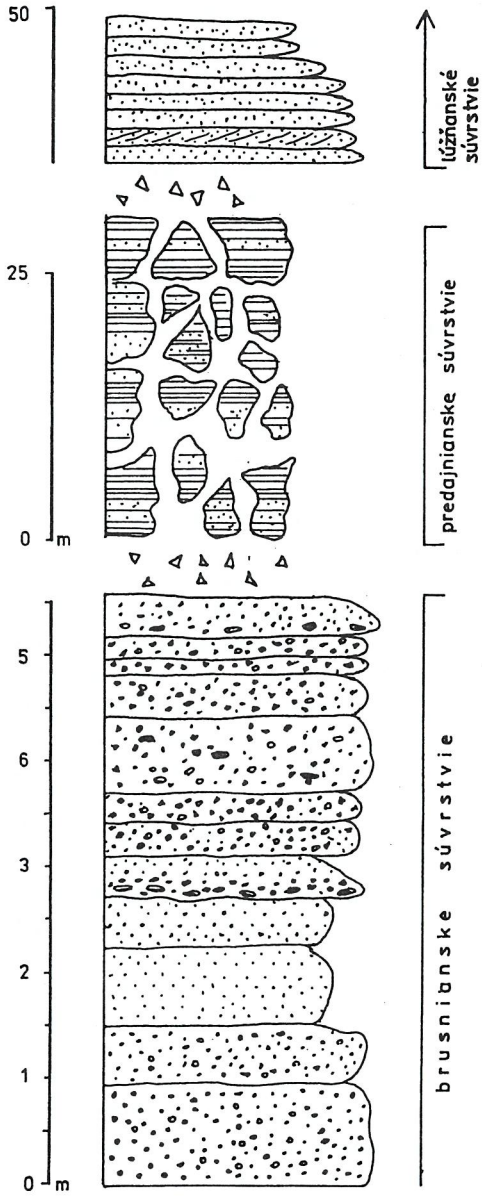
Asi 4,5 km sv. od obce Jedľové Kostoľany, v sz. svahu vrchu Lámaniny (k. 730) od nadm. výšky 675 m až po kótu, v podstate súvislom odkryve vystupujú permské a spodnotriasové sedimenty bazálnej časti veporika (obr. 39). Lokalita sa nachádza cca 500 m od lesnej asfaltovej cesty idúcej z Hlbokej doliny.

Súvrstvie je zaradené do permu na základe superpozície vo vzťahu k podložiu (kryštalinikum) a k horizontom vrchnejšieho spodnotriasového lúžňanského súvrstvia. Brusnianske súvrstvie (definované Vozárovou, 1978, v pohorí Čierťaž) predstavuje aj v pohorí Tribeč bazálnu časť obalovej sekvencie tu vymedzeného veporika. Na lokalite Lámaniny v súvislom profile je odokrytá časť brusnianskeho súvrstvia. Sledovaný profil (viac ako 5 m) predstavuje vrchnejšiu časť súvrstvia a tvoria ho 35–90 cm hrubé lavice klastických sedimentov. Sú tu zastúpené prevažne hrubozrnné, masívne, výrazne bridličnaté arkózové metadroby sivej, sivobielej a sivozelenkavej farby. Jednotlivé lavice sú gradačne zvrstvené. V bazálnych častiach lavíc sme pozorovali drobné (veľkosť 1–3 cm) obliaky prevažne granitoidov a kremeňa. V pokračovaní profilu v tesnom podloží spodného triasu vystupujú v rozsutinenom odkryve tmavofialové bridlice, ktoré sú korelované s predajnianskym súvrstvím ľubietovskej skupiny (konfr. Vozárová a Vozár, 1988).

Lúžňanské súvrstvie tvoria sivoružové laminované až celistvé kremence, intenzívne tektonizované. Okrem kremenných zŕn sa na ich zložení podieľajú úlomky vulkanických hornín s rekryštalizovaným vulkanickým sklom a felzity s oxidmi Fe. Silná kataklastická deformácia sa prejavuje na zložení kremencov. V ťažkej frakcii sa v dosť významnom množstve objavuje anhydrit, pričom medzi obsahom anhydritu a nepriehľadných minerálov je nepriama závislosť.

15 – Štátna cesta Topoľčianky – Veľké Uherce: lúžňanské súvrstvie (spodný trias)

Lúžňanské súvrstvie (definovala Fejdiová, 1980, na typovom profile v Nízkych Tatrách) v pohorí Tribeč predstavuje bazálnu časť obalovej sekvencie



Obr.39 Profil permského a spodnotriasového súvrstvia obalovej sekvencie veporika v okolí kóty Lámaniny (730 m n. m.)
1 – masívne pieskovce lúžňanského súvrstvia, 2 – šikmo zvrstvené pieskovce lúžňanského súvrstvia, 3 – rozsutinené tmavofialové bridlice a metapieskovce predajnianskeho súvrstvia, 4 – hrubozrnné metaarkózy brusnianskeho súvrstvia, 5 – veľmi hrubozrnné metaarkózy brusnianskeho súvrstvia, 6 – veľmi hrubozrnné metaarkózy s polohami obliakov (brusnianske súvrstvie), 7 – hlina, sutina

tu vymedzenej jednotky veporikum. Lúžňanské súvrstvie vystupuje v nadloží permských sedimentov a pod karbonátmi stredného triasu. V zárezе štátnej cesty je súvrstvie obnažené v dĺžke viac ako 150 m, ale aj nad i pod cestou vo forme súvislých skalných stien a brál, jednotlivo s výškou 3–10 m. Úložné pomery: smer lavíc V–Z až SV–JZ s úklonom 15–45° na SZ.

Súvrstvie je prevažne svetlej, pleťovohnedej až béžovej farby. Tvoria ho lavice hrúbky 40–80 cm, ktoré sú zložené z hrubo- až strednozrnných kremenných pieskovcov, usporiadaných do malých cyklov s gradačným zjemňovaním do vrchných častí. V bazálnej časti súvrstvia lokálne sú vložky kremenných zlepencov hrúbky 25–40 cm. Možno pozorovať nízkouhlové šikmé zvrstvenie. Vo vyššej časti súvrstvia medzi lavicami sú tenké vložky jemnozrnných pieskovcov a piesčitých bridlíc hnedočervenej farby.

16 – Radobická dolina: rádiolóriové vápence a rádiolarity (vrchná jura)

V zárezе poľnej cesty vedúcej do osady Cerová, v malom prirodzenom skalnom odkryve, je veľmi pekne odkryté súvrstvie rádiolóriových vápencov a rádiolaritov vrchnej jury sekvencie Veľkého Poľa.

Vystupuje tu súvrstvie výrazne metamorfovaných tmavosivých a sivozelených rádiolóriových vápencov s drobnými hľuzami, častejšie však roztiahnutými pruhmi sivozelených rádiolaritov. Vápence sú výrazne lavicovité, často silno zbridličnatené (3–10 cm). Na kolmej stene je možné veľmi dobre sledovať detailné prevrásnenie tohto pomerne rigidného komplexu do zložitého súboru drobných vrás rôzneho typu. Tak je tu možné pozorovať drobné ležaté vrásy, normálne rovnoramenné vrásy, časté sú tzv. zalomené vrásy. Tieto vrásové štruktúry veľmi často sprevádza krenulačná kliváž.

Mikrofaciálne vápence prezentujú biosparity, resp. pseudobiosparity. Základná hmota je sparitická, bola generovaná v dôsledku pomerne silnej dynamometamorfózy. Len miestami sa v tieňoch zachovala mikrosparitická hmota so zvyškami mikroorganizmov. Tie reprezentujú predovšetkým prierezy kalcifikovaných rádiolárií, ostrakóda, veľmi zriedkavé sú úlomky krinoidových článkov. Vo väčšine výbrusov je organická zložka len vo forme fantómov. Stavebné zložky sú prevažne lineárne usmernené.

Silicity tvorí mikrokryštalická kremenno-chalcedónová hmota so zvyškami rádiolárií, prevažne silicifikovaných. V tejto základnej hmote sú veľmi časté idiomorfné klence karbonátov. Mikropaleontologické analýzy, ktoré sa realizovali s cieľom získať rádiolárie, boli všetky negatívne. Je to zrejme spôsobené výraznou metamorfózou, pri ktorej boli zvyšky postihnuté tepelnou a dynamickou premenou. Vek súvrstvia môžeme stanoviť len na základe porovnania s identickými súvrstviami v iných jadrových pohoriach Západných Karpát. Toto súvrstvie považujeme za dogerské, prípadne s rozsahom do kimeridžu.

Hronikum

17 – Osada Píla pri Žarnovici: nižnobocianske súvrstvie (vrchný karbón)

V zárezе štátnej cesty Žarnovica – Partizánske v okolí osady Píla vystupuje z podložia neogénnych vulkanitov bazálna časť tektonickej jednotky hronika, reprezentovaná mladším paleozoikom. Nižnobocianske súvrstvie ako spodná časť ipoltickej skupiny (definovali Vozárová a Vozár, 1981) je stratigraficky zaradené do stefanu B–C na základe výskytov makroflóry z typovej lokality Nižná Boca v Nízkych Tatrách (Sitár a Vozár, 1973).

V zárezе štátnej cesty a priamo v osade Píla sú dobre zachované sivé klastické sedimenty usporiadané do malých cyklov so zjemňovaním do vrchných častí. Úložné pomery: smer vrstiev SZ–JV, úklon 25–35° na SV. Striedajú sa lavice hrubé 25–40 cm, tvorené drobno- až strednozrnnými zlepencami a pieskovcami s vložkami piesčitých bridlíc. Sú tu zastúpené bridlice s grafitom, lokálne aj zuhoľnatená rastlinná sečka. Ako medzivložky sme v okolí Píly pozorovali aj dacitové tufity. Južne od Píly v ceste smerom na Žarnovicu na viacerých miestach z podložia neogénnych vulkanitov vystupujú sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia aj so žilnými telesami dioritových porfyritov, petrograficky a geochemicky dobre korelovaných s výskytmi typových profilov v Nízkych Tatrách (Vozár, 1973). Hrúbka nižnobocianskeho súvrstvia v okolí Píly sa odhaduje na 250–350 m na základe opísaného profilu a na základe profilov vrtov v okolí Novej Bane a v pohorí Vtáčnik.

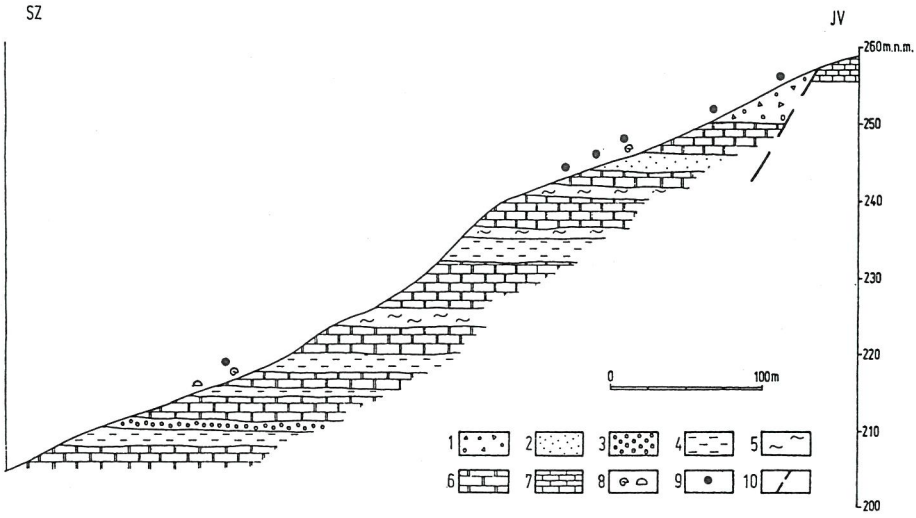
Terciér

18 – Čeľadince: hlavinské vrstvy (vrchný panón)

Pri Čeľadinciach, v zárezе poľnej cesty nachádzajúcej sa jv. od tejto obce, na západných svahoch pohoria Tribeč, vystupujú na povrch vrchnopanónske sladkovodné sedimenty (sladkovodné vápence, travertíny, íly). Ide o denudačný zvyšok na styku mezozoických vápencov s neogénnou výplňou rišňovskej priehlbiny (obr. 40).

Uvedený výskyt je parastratotypovou lokalitou nedávno vyčlenenej novej litostratigrafickej jednotky pre okrajové vrchnopanónske sedimenty – hlavinské vrstvy (Fordinál a Nagy, 1997).

Prvá zmienka o výskyte sladkovodných sedimentov (sladkovodných vápencov) v blízkosti Čeľadiniec pochádza z druhej polovice minulého storočia (Winkler, 1865). Ďalšiu informáciu nachádzame u Schafarzika (1900), ktorý tieto



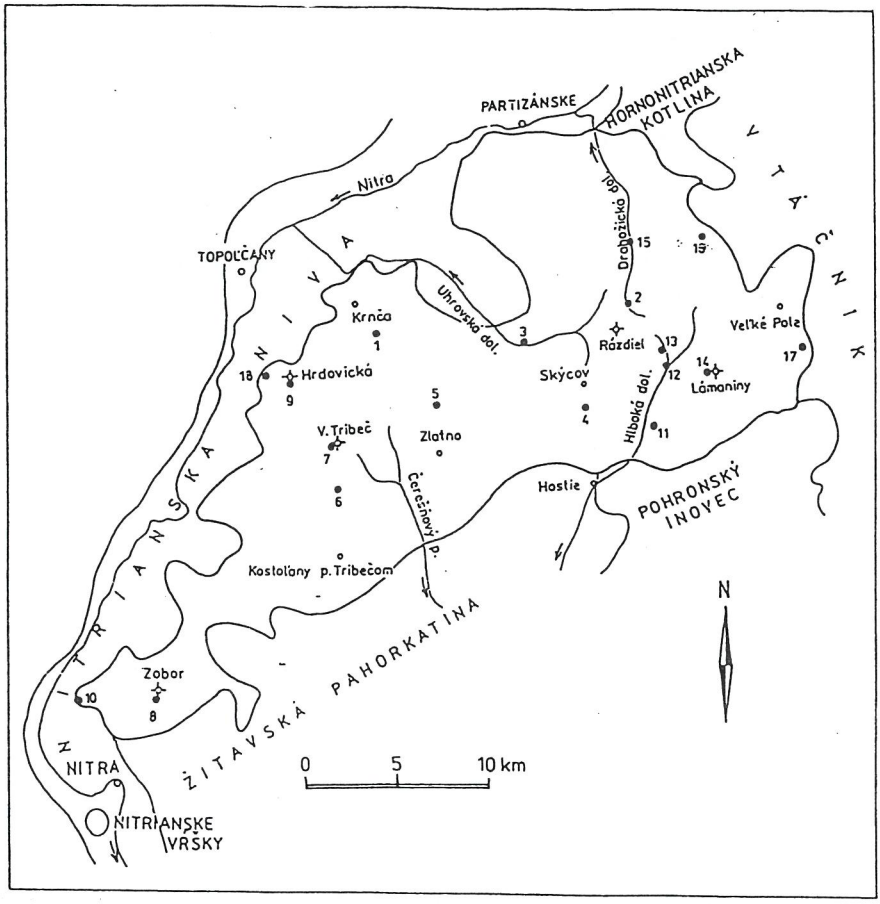
Obr. 40 Schematický litologický profil hlavinských vrstiev na lokalite Čeľadince
Vrchný panón: *1 – sladkovodný vápenec s klastickou prímesou a s „utopenými" obliakmi predterciérneho podložia, 2 – strednozrnný až hrubozrnný pieskovec až piesok, 3 – štrk, 4 – zelenosivý íl, 5 – biele vápnité sedimenty typu jazernej kriedy, 6 – sladkovodný vápenec*
Mezozoikum: *7 – ?aniský vápenec, 8 – výskyty fauny: gastropóda, ostrakóda, 9 – miesta odberu vzoriek na petrografické štúdium, 10 – predpokladaný zlom*

sedimenty zaradil do pliocénu. Výskyt travertínov pri Čeľadinciach uvádza vo svojej súbornej práci Ivan (1943). Konštatuje, že vznikli počas kvartéru. Okrajové neogénne sedimenty pohoria Tribeč zmapovali Brestenská a Priechodská (1969). Uvádzajú okrem iných aj výskyt sladkovodných vápencov pri Čeľadinciach a stratigraficky ich zaradili do pontu.

V blízkosti Čeľadiniec, v záreze poľnej cesty v dĺžke cca 500 m, vystupujú na povrch biele a krémové sladkovodné vápence, ktoré tvoria 2 až 6 m hrubé, subhorizontálne uložené polohy (Fordinál et al., 1996). Podľa petrografického rozboru ide o pelmikrity s ojedinelými zrnkami kremeňa do 2,25 mm. Medzi polohami vápencov sa nachádzajú vrstvy zelenosivého ílu, najmä v spodnej časti profilu. Dosahujú hrúbku až 3 m. V spodnej časti je vyvinutá 1,5 m hrubá vrstva drobnozrnného kremenného štrku s obliakmi priemeru do 2 cm. V strednej časti profilu sú polohy nespevnených, resp. slabo spevnených vápnitých sedimentov typu jazernej kriedy. Vo vyšších častiach profilu vystupuje na povrch travertín s dobre viditeľnými prírastkovými vrstvičkami. Nad ním je asi 2,5 m hrubá poloha hrubozrnného až strednozrnného vápnitého pieskovca. Obsahuje prevažne

kremeň a ako prímes K živce, plagioklasy, mikrokliny a úlomky jemnozrnných metamorfovaných hornín. Tmel je karbonátový, mikritový.

Na styku s karbonátmi triasového veku sa nachádzajú biele a do hrdzava sfarbené vápnité sedimenty, v ktorých sú „utopené" dobre opracované obliaky kremeňa a triasových karbonátov s priemerom až do 3 cm. Ide o biomikritový



Obr. 41 Situačný náčrt významných geologických lokalít Tribeča
Lokality: 1 – Krnča, 2 – vrchná časť Drahožickej doliny, 3 – Uhrovská dolina, 4 – Skýcov, 5 – Zlatno, 6 – Kostoľany pod Tribečom, 7 – Veľký Tribeč, 8 – profil Pyramída, 9 – profil Hrdovická, 10 – kameňolom Drážovce, 11 – Hlboká dolina – Borisko, 12 – zárez Hlbokej doliny, 13 – profil medzi Nestašovou dolinou a kótou Papajvŕšok, 14 – Lámaniny na JZ od hájovne Krížne cesty, 15 – štátna cesta Topoľčianky – Veľké Uherce, 16 – Radobická dolina, 17 – osada Píla pri Žarnovici, 18 – Čeľadince

vápenec s klastickou prímesou, resp. až piesčitý vápenec sladkovodného pôvodu. Obsahuje úlomky glaukonitizovanej sľudy, zirkóny, K živce a zhluky oxidov Fe. V sladkovodných vápencoch sa zistila prítomnosť suchozemských a sladkovodných gastropód, zachovaných vo forme jadier. Zo stratigrafického hľadiska bola významná prítomnosť nasledujúcich druhov:

Suchozemské gastropóda: *Fortuna clairi* SCHLICKUM – STRAUCH a *Tropidomphalus (Mesodontopsis) doderleini* (BRUSINA).

Sladkovodné gastropóda: *Bathyomphalus moedlingensis* SAUERZOPF, *Planorbis confusus* SOOS.

Zo zelenosivých ílov boli určené koreňové konkrécie, viečka gastropód rodu *Bithynia* a ostrakóda *Candona (Typhlocypris) roaixensis* CARBONELL, *C. (Pontoniella) loczyi* (ZALANYI) a *Candona* sp.

Hrúbka nepravidelného telesa opísaných sedimentov, predstavujúceho denudačný zvyšok viazaný na zlomové pásmo, dosahuje cca 55 m. Nejde však o celkovú hrúbku týchto sedimentov, pretože v študovanom odkryve nevystupovali na povrch podložné horniny.

LITERATÚRA

Abbott, R. N., 1982: A petrogenesic grid for medium and high grade metabasites. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 865–876.

Andrusov, D., 1968 : Grundriss der Tektonik der Nordlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–188.

Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Excursion guide book, X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Atlas SSR, 1980: Slovenská Akadémia Vied a Slovenský úrad geodézie a kartografie.

Babuška, V., Hanuš, V., Klíma, J., Plešinger, A. a Pros, Z., 1985: Mocnost litosféry ve střední Evropě odvozená ze seizmologických a magnetotelurických pozorování. 8. celos. konf. geofyziky – Sborník referátů Sekce S, České Budějovice.

Badár, J. a Afanasjev, G. V., 1982: Metalogenéza uránu Československých Západných Karpát. Bratislava, Miner. slov. – monogr., 63–87.

Baráth, I. a Kováč, M., 1995: Sedimentologická a paleogeografická charakteristika pliocénnej delty Hrona v komjatickej depresii dunajskej panvy. Miner. slov. (Bratislava), 27, 236–242.

Bezák, V., 1994: Návrh nového členenia kryštalinika Západných Karpát na základe rekonštrukcie hercýnskej tektonickej stavby. Miner. slov. (Bratislava), 26, 1–6.

Biela, A., 1978a : Hlboké vrty v zakrytých oblastiach Západných Karpát. Region. Geol. Západ. Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 10.

Biela, A., 1978b: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach Západných Karpát. Region. Geol. Západ. Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 11.

Biely, A., 1961: Predbežná správa o geologickom výskume v Tribečskom pohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 22, 139–144.

Biely, A., 1961a: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových" zón veporíd. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 109–125.

Biely, A., 1962: Niekoľko tektonických a stratigraficko-litologických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tríbeča. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 62, 205–218.

Biely, A., 1962a: Geológia mezozoika Tríbeča. Kandid. dizert. práca. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

Biely, A., 1974: Geologická mapa Tríbeča 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A., 1977: „Gemerikum" v Tribečskom pohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 67, 163–168.

Biely, A., 1983: In: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), XV, 2.

Bím, M. 1986: Krasové vody sz. časti Tríbeča – vyhľadávací hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Bím, M., Bačová, Z., Kovařik, K., Kazmuková, M., Šinková, M. a Vychodil, J., 1986: Krasové vody sz. časti Tribeča. Manuskript – archív IGHP Bratislava, GS SR Bratislava.

Blundy, J. D. a Holland, T. B., 1990: Calcic amphibole equilibria and a new amphibole – plagioklase geothermometer. Contr. Mineral. Petrology (Berlin – New York), 104, 208–224.

Bodnár, J., Karolus, K., Orlický, O. a Zbořil, L., 1968: Gravimetrické mapovanie v oblasti Pohronský Inovec. Manuskript – archív Geocomplex, Bratislava.

Bojko, A. K., Kamenický, L., Semenko, N. P., Cambel, B. a Ščerbak, N. P., 1974: Časť rezuľtatov opredelenija absoľutnogo vozrasta gornych porod kristalliničeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostajanije znanij. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 1, 25–39.

Boyer, S. E. a Elliot, D., 1982: Thrust system. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa), 66, 9, 1 196–1 230.

Brestenská, E., 1967: Dielčia záverečná správa za list Vráble 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Brestenská, E. a Priechodská, Z., 1969: Terciér pri okrajoch Tribeča. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Broska, I. et al., 1990: Varísky magmatizmus v tríbečsko-zoborskom kryštaliniku. Manuskript – archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.

Broska, I. a Petrík, I., 1993: Magmatické enklávy vo variských granitoidoch Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 25, 104–108.

Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in der Westkarpaten. Mitt. Gessell. Geol. Bergb. (Insbruck).

Bystrický, J., 1983: In Stratigrafický slovník Západných Karpát 1. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.

Carmignani, L., Franceschelli, M., Pertusati, P. C., Memmi, I. a Ricci, C. A., 1982: An example of compositional control of the celadotonic content of muscovite and the incoming of biotite in metapelites (Nurra, Nw Sardinia). Neu. Jb. Mineral,. Mh., H. (Stuttgart), 7, 289–311.

Cicha, I., Čtyroká, J., Jiříček, R. a Zapletalová, I., 1975: Pricipal biozones of the Late Tertiary in the East Alps and West Carpathians. In: Biozonal division of the upper Tertiary basins of the Eastern Alps and Westen Carpathians. Praha, Geological Survey, 19–33.

ČSN 73 1001 – Základová půda pod plošními základy.

Debon, F. a Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations Trans. Roy Soc. Edinburg: Earth Sci. (Edinburg), 73, 135–149.

Dovina, V., Lexa, J., Vrana, K., Konečný, V., Gross, P., Vozár, J., Kullmanová, A., Planderová, E. a Sitár, V., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov Vtáčnika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Dunne, M. W. a Hancock, P. L., 1994: Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. L. (Ed.), Continental deformation. Pergamon Press, 101–120.

Ďurovič, V., Korikovskij, S. P., Laputina, I. P. a Ďurovičová, M., 1992: Propylitizované bazalty a plagiobazalty z permských metasedimentov Tribeča. Miner. slov. (Bratislava), 24, 5–6, 407–412.

Fejdiová, O., 1980: Lužnianske súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 74, 95–102.

Fordinál, K. a Nagy, A., 1996: Fauna panónskych sladkovodných vápencov okolia Turčianok (západný okraj pohoria Tribeč). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 102, 51–54.
Fordinál, K., Nagy, A. a Fejdiová, O., 1996: Vrchnopanónske sladkovodné sedimenty okolia Čeľadiniec (západný okraj pohoria Tribeč). Miner. slov. (Bratislava), 28,4, 307–311.
Fordinál, K. a Nagy, A., 1997: Hlavinské vrstvy – okrajové vrchnopanónske sedimenty rišňovskej priehlbiny. Miner. slov. (Bratislava), 29, 6, 401–406.
Franceschelli, M., Memmi, I. a Gianelli, G., 1991: Re-equilibration of detrital muscovite and the formation of interleaved phyllosilicate grains in low temperature metamorphism, northern Apennines. Italy Contr. Mineral. Petrology, 109, 151–158.
Franko, O. a Gazda, S., 1968: Základný hydrogeologický výskum bojnických termálnych vôd vo vzťahu k ťažbe uhlia na nováckom ložisku. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Franko, O., Kullman, E., Melioris, L. a Vrana, K., 1993: Vysvetlivky k hydrogeologickej mape 1 : 50 000 regiónu Horná Nitra. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Frey, M., Saunders, J. a Schwander, H., 1988: The mineralogyand metamorphic geology of low-grade metasediments, Northern Range, Trinidad. J. Geol. Soc. (London), 145, 563–575.
Gavora, S. a Horváth, I., 1964: Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 1. 4. 1964, Zlaté Moravce II, Tehliarske hliny. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Gavora, S., Horváth, I. a Barkáč, Z., 1966: Zlaté Moravce – Topoľčianky, tehliarske suroviny. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 30. 4. 1966. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Gnojek, I. a Janák, F., 1986: Souhrnné spracování letecky měřených geofyzikálních polí vnitřních Karpat do měřítka 1 : 50 000. Manuskript – archív Geofyzika, Brno.
Goldsmith, J. R., 1982 : Review of the behavior of plagioklase under metamorfic conditions. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 643–652.
Guidotti, CH. V., 1984: Micas in metamorphic rocks. In: Bailey, S. W. (Ed.): Micas. Reviews in Mineralogy, 13, 357–468.
Hanas, P., Nahálka, A. a Vybíral, V., 1992: Považský Inovec – Tribeč. Manuskript – archív Geocomplex, Bratislava.
Hanáček, J., 1990: Prognózne zdroje vápencov a dolomitov Slovenska. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Hancock, P. L., 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. J. struct. Geol. (Bristol), 7, 437–458.
Hanzel, V. a Kullman, E., 1984: Podzemné vody Slovenska a prognózy ich využitia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Harčár, J. a Priechodská, Z., 1988: Geologická mapa Podunajskej nížiny. Severovýchodná časť. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Hauer, F., 1865: Geologische Verhältnisse der Umgegend von Neutra. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 15, Verhandl., 38–40.
Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Hejtman, B., 1981: Petrografie. Praha, Alfa, 1–261.
Hey, M. H., 1954: A new review of the chlorites. Min. Mag. (London), 30, 277–292.

Hók, J., 1989: Paleoprúdová analýza a genéza lúžňanského súvrstvia jv. časti Tríbeča. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 23, 137–141.
Hók, J., Ivanička, J. a Kováčik, M., 1994: Geologická stavba rázdielskej časti Tríbeča – nové poznatky a diskusia. Miner. slov. (Bratislava), 26, 192–196.
Hók, J. a Ivanička, J., 1996: Extension tectonics of the south-eastern margin of the Tribeč Mts. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 1/96, 59–63.
Hovorka, D. a Méres, Š., 1990: Klinopyroxenicko-granatické metabazity Tríbeča. Miner. slov. (Bratislava), 22, 6, 533–538.
Hovorka, D. a Méres, Š., 1993: Leptino-amfibolitový komplex Západných Karpát: vystupovanie a litologická náplň. Miner. slov. (Bratislava), 25, 1–10.
Hyánková, K. a Melioris, L., 1992: Vybrané kapitoly z hydrogeochémie. Vysokoškolské skriptá. UK Bratislava.
Ibrmajer, J., 1961: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. Manuskript – archív Geofyzika, Brno.
Ilavská, Ž., 1964: Sporen und Hystrichospheritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 15, 2, 227–232.
Ivan, Ľ., 1943: Výskyty travertínov na Slovensku. Práce Št. Geol. Úst., Soš. (Bratislava), 9, 1–65.
Ivanička, J. a Hók, J., 1992 : Nové poznatky o geologickej stavbe Tríbeča. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 94, 67– 68.
Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Greguš, J., Kováčik, M., Vozár, J., Vozárová, A., Nagy, A., Kernátsch, G., Brlay, A., Vranovská, A. a Jánová, V., 1992: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Partizánske-3 (35-423). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Greguš, J., Nagy, A., Vozár, J., Vozárová, A., Hók, J., Liščák, P., Marcin, D., Brlay, A. a Fordinál, K., 1994: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-414 (Topoľčany). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Hók, J., Greguš, J., Vozár, J., Polák, M., Pristaš, J., Határ, J., Kováčik, M., Vozárová, A., Nagy, A., Šimon, L., Marcin, D., Liščák, P., Brlay, A. a Fejdiová, O., 1995: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-441 (Zlaté Moravce-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Hók, J., Határ, J., Greguš, J., Polák, M., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Vozárová, A. a Fejdiová, O., 1995a: Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 25 000, listy 35-431 Preseľany (časť) a 35-432 Súlovce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Hók, J., Vozár, J., Polák, M., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A. a Fejdiová, O., 1996: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 35-424 Veľké Pole (časť) a 35-442 Nová Baňa (časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Hók, J., Határ, J., Polák, M., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Vozárová, A. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geol. mape 1 : 25 000, listy 35-433 Lužianky – Nitra (časť), 35-434 Jelenec (časť), 45-211 Nitra (časť), 45-212 Nová Ves nad Žitavou (časť). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D.,

Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J., Szalaiová, V.,1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1: 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Mapa 1 : 500 000. Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), XXXI, 13–28.

Jan, M. Q. a Howie, R. A.,.1982: Hornblendic amphiboles from basic and intermediate rocks of Swat-Kohistan, NW Pakistan. Amer. Mineralogist (Washington), 67, 1155–1178.

Jiříček, R., 1982: Stratigrafické pomery v neogéne Žitavského zálivu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Jiříček, R. a Švagrovský, J., 1975: Biozones of brachy- to oligohaline mollusc of late Tertiary in central Paratethys. In: Cicha, I. (Ed.): Biozonal division of the upper Tertiary basins of the Eastern Alps and West Carpathians. Prague, Geol. Survey, 45–56.

Joó, I., 1992: Recent vertical surface movement in the Carpathian basin. Tectonophysics (Amsterdam), 202, 129–134.

Kamenický, J. a Hovorka, D., 1972: Štruktúry predterciérnych eruptívnych a metamorfovaných hornín Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 24, 1–407.

Karolus, K. a Miko, O., 1975: Kryštalinikum v podloží neovulkanitov Pohronského Inovca pri Novej Bani. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 165–171.

Kernáts, G., Nagy, A., Gross, P., Modlitba, I., Remšík, A., Vozárová, A., Polák, M. a Káčer, Š., 1993: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35-234 (Bánovce nad Bebravou). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V. a Lexa, J., 1990: Geologická stavba štiavnického stratovulkánu. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Konečný, V., Lexa, J. a Planderová, E., 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 9, 1–203.

Konečný, V., Lexa, J. a Havrila, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape ochranného rajónu kúpeľov Sklené Teplice. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Kopál, I., 1989: Geológia, petrografia a petrotektonika kryštalinika rázdielskej časti Tribeča. Dipl. práca, archív PriF UK, Bratislava.

Korikovskij, S. P., 1979: Facii metamorfizma metapelitov. Moskva, Izd. Nauka, 1–63.

Košťálik, J., 1974: Charakteristika a stratigrafia fosílnych pôd a spraší v Nitrianskej pahorkatine. Bratislava, Veda, 143 s.

Kováč, M., Márton, E., Plašienka, D. a Uher, P., 1994: Alpine aplift history of the Central Western carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 45, 2, 83–96.

Krahulec, P., Rebro, A., Uhliarik, J. a Zeman, J., 1977: Minerálne vody Slovenska I.,II. Martin, Neografia, s. 450, s. 1 034.

Kramárik, J., 1996: Chránené územia prírody Slovenskej republiky. Mapa v mierke 1 : 500 000. Bratislava, Mapa Slovakia, s. r. o.

Kráľ, M., 1989: Heat flow map. Manuskript – archív Geofyzika, Bratislava.

Kráľ, J., Štarková, Dž., Bezák, V. a Kováčik, M., 1995: $^{40}Ar/^{39}Ar$ datovanie vybraných minerálov z kryštalinika tatrika a veporika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Kretz, R., 1983: Symbols for rockforming minerals. Amer. Mineralogist (Washington) 68, 277–279.

Krist, E., 1959: Geologicko-petrografické pomery severovýchodnej časti kryštalinika pohoria Tribeč. Manuskript – archív PriF UK Bratislava.
Krist, E., 1960: Granitoidné horniny Tribča. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 183–230.
Krist, E., 1960a: Príspevok k tektonickým derivátom kremitých dioritov v pohorí Tribeč. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 4, 231–243.
Krist, E., 1969: Správa o petrografickom výskume kraštalických bridlíc štiavnického ostrova z vrtu VŠ-1 a z profilu voznickou dedičnou štôlňou. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Krist, E., 1971: Geologico-petrographical relations of the NE part of the Tribeč Mts. crystalline complex. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 21, 11–43.
Krist, E., Korikovskij, S. P., Putiš, M., Janák, M. a Faryad, S. W., 1992: Geology and petrology of metamorphic rocks of the Western Carpathian crystaline complex. Bratislava, Vyd. UK, 5–324.
Krstic, N., 1972: Genus Candona (Ostracoda) from Congeria beds of southern Pannonian basin. Serbian Academy of Sciences and Arts, Monographs, sec. Nat. Mat. Sciences 39, Beograd, 145 s.
Kullman, E., Gazda, S., Porubský, A., Jetel, J., Škvarka, L. a Franko, O., 1975: Základná hydrogeologická mapa ČSSR 1 : 200 000 (list 35 – Trnava). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Kurkin, M., 1986: Gravimetrický prieskum hydrogeologickej štruktúry Nitra-juh. Manuskript – archív Geocomplex, Bratislava.
Kurkin, M., Bujňáková, A., Medo, S. a Mikuška, J., 1985: Geofyzikálny prieskum v oblasti Skýcov – Veľké Pole, Sn-zrudnenie. Manuskript – archív Geocomplex, Bratislava.
Kuthan, M. et al., 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Lanc, J., Ardová, M., Filo, M., Husák, L., Kubeš, P., Piovarči, M., Szalaiová, V., Šantavý, J. a Šefara, J., 1995: Mapa geofyzikálnych indícií a interpretácií. Región Tribeč. Záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 6–61.
Leake , E. B., 1978: Nomenclature of amphibolites. Min. Mag. (London), 42, 533–563.
Liou, J. G., Kim, H. S. a Maruyama, S., 1983: Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications. J. Petrology (Oxford), 24, 321–342.
Madarás, J., Hók, J., Siman, P., Bezák, V., Ledru, P. a Lexa, O., 1996: Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). Slovak Geol. Mag. Bratislava, 3–4, 179–183.
Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty Sv. 1. Praha, Academia, 1–407.
Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát – Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Veda, 5–503.
Maniar, P. D. a Picoli, P. M., 1988: Tectonic discriminations of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull. (New York), 101, 635–643.
Marauyama , S., Suzuki, K. a Liou, J. G., 1983: Grenschist-Amphibolite transition at low pressures. J. Petrology (Oxford), 24, 583–604.
Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Bratislava, Univerzita Komenského.

Mazúr, E. a Lukniš, M., 1986: Geomorfologické členenie SSR a ČSSR. 1. vydanie. Bratislava, Slovenská kartografia.

Méres, Š. a Hovorka, D., 1992: Albite-microcline orthogneisses of the Tribeč Mts. Miner. slov. (Bratislava), 24, 349–356.

Mitter, P., 1985: Krasové územia pohoria Tríbeč. Slov. Kras (Liptovský Mikuláš), XXIII, 45–67.

Mogessie, A., Tessadri, R. a Veltman, C. B., 1990 : Emp-Amph- a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analyssis according to the international mineralogical association scheme. Comput. and Geosci. (Oxford), 16, 309–330.

Muška, P., 1979: Paleomagnetizmus v Karpatách. Paleomagnetický výskum predterciérnych útvarov. Manuskript – archív Geocomplex, Bratislava.

Ostrolucký, P., 1968: Hostiansky potok – hydrogeologický prieskum. Manuskript – archív IGHP Bratislava, GS SR Bratislava.

Papp, A., 1951: Das Pannon des Wiener Beckens. Mitt. Geol. Gesell. (Wien), 39–41, 99–193.

Papp, A., 1985: Die Gliederung des Pannonnien. In: Papp, A., Jámbor, Á. a Steininger, F. F. et al.: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän M_6 Pannonien. Budapest, Akadémiai Kiadó, 28–29.

Paterson, S. R., Vernon, H. R. a Tobisch, O. T., 1989: A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in the granitoids. J. struct. Geol. (Bristol), 11, 3, 349–363.

Petránek, J., 1963: Usazené horniny. Jejich složení, vznik a ložiska. 1. vyd. Praha, Vyd. Naklad. Československ. Akad. Věd, 720 s.

Petrík, I. a Broska, I., 1989: Mafic enclaves in granitoid rocks of the Tribeč Mts., Western Carpathians: Geochemistry and Petrology. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 6, 667–696.

Petrík, I., Broska, I., Uher, P. a Kráľ, J., 1994: Evolution of the Variscan granitoid magmatism in the Western Carpathian realm. Geol. carpath. (Bratislava), 44, 4, 265–266.

Pettijohn, F. J., Potter, P. E. a Siever, E. R., 1972: Sand and sandstones. Berlin – Heidelberg – New York, Springer Verlag, 1–618.

Planderová, E., 1965: Správa o palinologickom výskume v oblasti Zlaté Moravce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Planderová, E., 1969: Predbežné výsledky peľovej analýzy z červenozeme v okolí Milanoviec a Čermáňa. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48.

Planderová, E., 1973: Palynological research in the melaphyre series of the Choč unit in the NE part of Nízke Tatry between Spišský Štiavnik and Vikartovce. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60.

Planderová, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 72, 31–59.

Planderová, E. a Vozárová, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic Formations in the West Carpathians. Newsletter No. 4, IGCP Proj., No. 5, Ed.: Sassi, F. P., Padova, 67–71.

Polák, S., 1984: Regionálna geochémia Západných Karpát. Tribeč – VP, rudy. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Polák, M. a Jacko, S. (Eds.), 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. Bratislava, GS SR.

Polák, R. a Bím, M., 1970: Povodie Nitry – hydrogeologická štúdia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Priechodská, Z. a Harčár, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape severovýchodnej časti Podunajskej nížiny. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5 –114.

Raumer von, J. F., Galetti, G., Pfeifer, H. R. a Oberhänzli, R., 1990: Amphibolites from lake Emosson. Aiquilles Rouges, Switzerland: Tholeitic basalts of a Paleozoic continental rift zone. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. (Zürich), 70, 419–435.

Rekošová, G., 1987: Geologicko-strukturní poměry v okolí Brezova v severovýchodní části pohoří Tríbeč. Dipl. práca, archív UK, Praha.

Roháľová, M. a Hasch, J., 1991: Žírany – Žibrica – vápence. Záverečná správa a výpočet zásob – PP. Manuskript – archív GS SR, Spišská Nová Ves.

Rozložník, L. et al., 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova – časť stratigrafia, tektonika, metalogenéza. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Rögl, F., Zapfe, H., Bernor, R. L., Brzobohatý, R., Daxner-Höck, G., Draxler, I., Fejfar, O., Gaudant, J., Hermann, P., Rabeder, G., Schultz, O. a Zetter, R., 1993: Die Primatenfundstelle Götzendorf and der Leitha (Obermiozän des Wiener Beckens, Niederösterreich) Jb. Geol. Bundesanst. (Wien), 136, 2, 503–526.

Seneš, J. et al., 1953: Výpočet zásob uhoľnej panvy medzi Nitrou a Zlatými Moravcami (tzv. Beladická), stav. K 1. 1. 1953. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Schafarzik, F., 1900: Nyitramegyének ipari szemptból fontosabb közeteirol. Magy. Kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1 898, 227–243.

Sibson, R. H., 1977: Fault rocks and fault mechanism. J. Geol. Soc. (Oxford), 133, 190–213.

Sitár, V. a Vozár, J., 1973: Die ersten Makrofloren – Funde in dem Karbon der Choč-Einheit in der Niederen Tatra (Westkarpaten). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 441–448.

Šalát, J., 1954: Petrochémia a petrografia eruptívnych hornín v oblasti Hodruša – Vyhne. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 39.

Šefara, J., Bielik, M., Bodnár, J., Čížek, P., Filo, M., Gnojek, I., Grecula, P., Halmešová, S., Husák, Ľ., Janoštík, M., Král, M., Kubeš, P., Kucharič, Ľ., Kurkin, M, Leško, B., Mikuška, J., Muška, P., Obernauer, D., Pospíšil, L., Putiš, M., Šutora, A. a Velich, R., 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Západných Karpát pre účely prognózovania ložísk – geofyzikálne interpretácie, Bratislava, 1–267.

Šefara, J., 1993: Deep seated structures and their role during extension in the western part of the Inner Western Carpathians. Terra Abstr., Terra Nova, 5, 32.

Šimon, L., Pristaš, J., Macinská, M., Elečko, M., Jánová, V., Stolár, M. a Marcin, D., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 35-422 (Bystričany), 35-421 (časť Partizánske). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

Šucha, V., Srodon, J., Zatkalíková, V. a Franců, J., 1991: Zmiešanovrstevnatý minerál typu illit – smektit: separácia, identifikácia, využitie. Miner. slov. (Bratislava), 23, 267–274.

Uher, P. a Broska, I., 1992: Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch Tribeča. Miner. slov. (Bratislava), 24, 271–277.

UP, k. p., Liberec (kolektív autorov), 1987: Správa o výsledkoch geologicko-prieskumných prác za rok 1986. Manuskript – archív UP, Spišská Nová Ves.
Vass, D., Began, A., Gross, P., Kahan, Š., Krystek, I., Köhler, E., Lexa, J., Nemčok, J., Ružička, M. a Vaškovský, I., 1988: Regionálne geologické členenie Západných Karpát a severných výbežkov Panónskej panvy na území ČSSR. Mapa 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
Vaškovský, I., 1977: Kvartér Slovenska. Quaternary of Slovakia. Bratislava,Geol. Úst. D. Štúra, 245 s.
Vaškovský, I., 1981: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1 : 25 000, listy 45-211 a 45-213. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Vozár, J., 1973: Chemizmus der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in der Westkarpathen. Náuka o Zemi, Sér geol. (Bratislava), 7, 1–84.
Vozár, J., 1974: Comment on spilitization of the Permian Eruptive Rocks of the Choč Nappe in the West Carpathians, Slovakia. In: Amstulz, G. C. (Ed.): Spilites and Spilitic Rocks. Series A, No. 4., Berlin – Heidelbrg – New York, Springer Verlag, 358–362.
Vozár, J., 1976: Permské vulkanity v pohorí Tribeč. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 2, 151–187.
Vozár, J., 1977: Magmatické horniny tholeitickej série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–258.
Vozár, J., 1980: A study on Permian volcanics of the West Carpathians. IGCP, Project 5, Newsletter 2, Ed. Sassi, F. P., 79–81.
Vozárová, A., 1978: Dva typy permu v Malej Fatre. Miner. slov. (Bratislava), 10, 3, 277–282.
Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. Miner. slov. (Bratislava), 13, 5, 385–403.
Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in the West Carpatians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 5–314.
Vrana, S. a Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpellyit – prehnit – kremennej fácie Nízkych tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 49, 91–100.
Winkler, B., 1865: Geologische Beschaffenheit des Tríbecz-gebirges im Nordwestlich Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien).
Wones, D. R. a Eugster, H. P., 1965: Stability of biotite: Experiment, theory and application. Amer. Mineralogist (Washington), 50, 1 228–1 272.
Zaťko, P. a Broska, I., 1996: Metamorfné podmienky vzniku bridlíc tríbečsko-zoborského kryštalinika. Miner. slov. (Bratislava), 28, 281–287.
Zoubek, V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 12, 207–237.
Zuberec, J., 1985: Tríbeč – kremence, štúdia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Zuberec, J. a Grófová, M., 1991: Tribečské pohorie II. – kremence pre výrobu ferosilícia, VP. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
Zuberec, J. a Grófová, M., 1993: Zlaté Moravce – Levice, Keramické suroviny, VP. ZS. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

TRIBEČ MOUNTAINS: A REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE

Summary

In the geomorphological division of Mazúr and Lukniš (1980) the Tribeč Mountains represent a separate part of the Fatric - Tatric region. They are surrounded to the east by the Žitavská pahorkatina upland and to the west and south by the Tribeč foothill and the Nitrianska niva alluvial plain. The map also shows a part of the Vtáčnik Mts. geomorphological unit, represented by a narrow strip in the NE, and a part of the Pohronský Inovec Mts. geomorphical unit to the SE.

Cropping out from under the Tertiary sediments of the Danube Basin, the Tribeč Mts. represent the westernmost salient of the inner belt of the core mountains of the Western Carpathians. They form a NE-SW striking horst divided by the Skýcov fault system into a northern Rázdiel part and a southern Zobor part. Geological structure of the Tribeč Mts. comprises the crystalline rocks of the Tatricum Unit and its envelope sequence, the Permian-Mesozoic assemblage of the Veporicum Unit including its crystalline basement, the Late Paleozoic-Triassic assemblage of the Hronicum Unit, and Tertiary and Quaternary sedimentary covers.

TATRICUM UNIT

Composed of a crystalline basement and of a Permian-Mesozoic rock envelope this unit represents the lowermost structural unit of the region. In the Zobor part the Tatricum, crystalline rocks are represented mainly by the granitoids of several petrographic types that make up a large, zonally structured, Tribeč-Zobor pluton. The central part of the pluton is composed of coarse-grained biotitic granodiorites to tonalites that grade towards the margins into the medium-grained biotitic granodiorites to tonalites. Both varieties make up a most widespread petrographic type of granitoids in the Tribeč Mts. The extreme margins are composed of fine-grained biotitic granodiorites and biotitic-muscovitic monzogranites to granites. Their development was accompanied by the differenciation and metasomatic processes in the marginal parts of the dome. These processes led to a quartz and K-feldspar (mainly microcline) and muscovite enrichment and caused a shift of this rock into the field of granite. The final differention processes in the development of the pluton resulted the splitting of melts enriched in the silica and volatile components. This way there developed a leucocratic, fine- to coarse-grained, biotitic-muscovitic to muscovitic granites, aplites and pegmatites that occur as small to large bodies (widespread mainly W of Skýcov), isolated veins, or vein swarms that intrude the older granitoids. All granitoids of the Tribeč-Zobor massif are peraluminous and fall within the calc-alkaline series field. They are assigned to granitoids of the continental magmatic arcs, or to continental collisional belts, respectively, while the leucogranites are postorogenic. The origin and development of dioritic rocks (in enclaves) and of coarse- to medium-grained biotitic granodiorites - tonalites took place before the period of continental plate collision. A part of the medium-grained and all of the fine-

grained granitoids developed earlier, under syncollisional conditions. The relics of phyllitic and gneissic metasediments are preserved as probable remnants of the primary mantle of the granitoidic massif.

In the Rázdiel part, of the Tribeč Mts. the crystalline rocks are made up of fine- to medium-grained leucocratic granites that contain amphibolite bodies. Since the granites of the Rázdiel part most likely developed as a product of partial melting of crustal sedimentary material, we assign them to the S-type granites.

The crystalline core rocks are transgressively overlain by Permian and Mesozoic sediments of the envelope sequence. The Skýcov and Slopňany Formations (the former made up of arkoses, arkosic and feldspathic greywackes and locally with conglomerate intercalations and, the latter of violet-grey to violet shales with fine- to medium-grained sandstone intercalations) represents the only Permian rock assemblage in the Rázdiel part. The composition of the sandstones indicates that they developed under continental sedimentary conditions in a tectonically active sedimentary basin which formed during a collisional stage of the Hercynian orogeny. Petrofacial parameters of the sandstones indicate that the source area was of rejuvenated, crystalline basement type. The Permian sediments were regionally metamorphosed under anchizonal to low-temperature greenschist facies conditions of Alpine matamorphism.

The most complex development of the Mesozoic envelope sequence assemblages, spanning Lower Triassic to Albian time, occurs in the Zobor part between Nitra and Žirany. The Lower Triassic Lúžna Formation is composed of sandstones and quartzites with conglomerate intercalations and with variegated shales in its upper part. The Middle Triassic period is characterized by a carbonate development (represented by Gutenstein limestones and Ramsau dolomites), while the Upper Carnian to Norian stages are represented by the Carpathian Keuper terrigenous sediments and the Rhaetian stage by Kössen formation. The Jurassic period is characterized by a shallow water carbonate sedimentation. The Lučivná Formation is made up of Calpionella limestones. The Albian Poruba Formation is the youngest assemblage. The Mesozoic members of the envelope sequence are dynamometamorphosed and, in the Zobor part, they have a structure of tectonic slices (of Dražovce and Žírany areas).

VEPORICUM UNIT

The lowermost horizon of the Veporicum Unit is represented by crystalline rocks composed of assemblages of imbricated of metasediments, granitoids and amphibolites. The metasediments are composed of mica shists to phyllites whose protolith may have been the pelitic sediments from the deeper parts of a marine basin. Tectonically, the chloritic-muscovitic schists and sericitic (muscovite)-siliceous schistose phyllites with chlorite are the lowermost, and probably the oldest member of the Veporic crystalline rocks in the Rázdiel part of Tribeč Mts. The two rock assemblages are spatially, and lithologically, closely related. They crop out in the central area of the Rázdiel part between Rázdiel and Hlboká dolina valleys where mostly they tectonically overlie granitoids and Permian sediments of the Tatricum Unit, but locally also (Hlboká dolina) a lower tectonic slice of the mylonitized granitoids. Commonly, their direct contact is marked either by thin, to moderately thick amphibolite bodies that lie within a 250 - 500 m - thick schistose-phyllitic assemblage (inferred thickness). The sporomorphic association found near the Rázdiel triangulation point

(Planderová in Ivanička et al., 1992) indicates an Upper Silurian to Lower Devonian age. The amphibolic rocks are composed of amphibolites s.s., cherty amphibolites to amphibolic gneisses, most of which are metamorphosed, epidotized, chloritized and silicified. Granitoids are represented by fine-grained to porphyric varieties that may be more or less tectono-deformationally affected. Pale porphyric granitoids with an oriented structure occur mainly in the Hlboká dolina, where they tectonically overlie a schistose-phyllitic assemblage, as confirmed by the borehole TR-2 near Dubová (triangulation point 572 m). It is a well distinctive type of pale-grey granitoid that typically contains porphyric feldspar phenocrysts measuring as much as 0.8 cm across.

In the NE part of the Rázdiel part of Tribeč Mts. formations of Mesozoic sediments whose lithological content and lithostratigraphic units show close links with the Zliechov type of Krížna nappe crop out. A complete sequence is preserved in this area. The crystylline rocks (tectono-deformationally affected granodiorites - blastomylonites) that belong to this tectonic unit are overlain by the Brusno Formation (metaarkoses with metaconglomerate intercalations, lenses of basaltic metaandesites) and by Permian Predajná Formation (violet sandy shales) which grades into the Lower Triassic Lúžna Formation, Lower Triassic shales and Middle Triassic carbonates. These are overlain by a complete lithostratigraphic sequence of Mesozoic rocks, beginning with Triassic and ending with the Albian Poruba beds. The entire sequence is affected by metamorphism and is strongly tectonically reworked. The overall character of this rock assemblage shows a strong affinity to the Veľký Bok sequence and, tectonically, it is a part of the northern Veporic envelope. This sequence is named the Veľké Pole sequence in the Tribeč Mts.

In other areas of the Tribeč Mts. the Krížna nappe occupies an allochthonous position and overlies the envelope sequence of the Tatricum Unit; however, its rocks are unmetamorphosed. This sequence begins with the Lower Triassic Lúžna Formation, and is followed by the Middle Triassic carbonate assemblage, by the Upper Triassic Lunz beds, Hauptdolomites, Carpathian Keuper (shales, sandstones, dolomites) and by the Kössen beds (organodetritic limestones). The Jurassic period is represented by the Kopienec Formation (Hetangian-Sinemurian), by Allgäu beds (Lotharingian-Pliensbachian), Adnet limestones (Pliensbachian-Domerian), radiolarian limestones (Callovian-Oxfordian), Jaseniny Formation (Kimmeridgian-Lower Tithonian) and by marly Calpionella limestones of the Osnica Formation (upper Tithonian). Cretaceous members are represented by the marly limestones and shales (upper Valanginian-Barremian), dark-grey organodetritic limestones (Aptian), sandy limestones and by sandstones and shales of the Poruba Formation (Albian).

HRONICUM UNIT

The Hronicum Unit is represented by the Choč and Strážov nappes, occurrence of which is limited to the Rázdiel part of Tribeč Mts. The Choč nappe is represented by Late Paleozic formations (Nižná Boca - Upper Carboniferous, Malužiná - Permian) and by Mesozoic clastic and carbonate assemblages whose development spanned the time from Lower Triassic to Norian. The Nižná Boca Formation is composed of grey sandstones with fine-grained polymict conglomerate and black shale intercalations; the rocks are intruded by the porphyrite dykes. Coarse-psammitic sedimentation of the Malužiná Formation was accompanied by synsedimentary volcanism of dacite-andesite type. The Malužiná Formation is represented by the third megacycle (red sandstones, siltstones and affusive bodies

of andesites and basalts accompanied by volcanoclastics). The Malužiná Formation, once again represented by the third megacycle, is the only formation present in the northern part. Sliced up and metamorphosed Late Paleozoic members occur on the SE side of the Rázdiel block, and their direct continuation may be followed under the Tertiary sediments and volcanics of the Štiavnica stratovolcano. The Lower Triassic rocks are represented by the Benkov Formation (quartzites, sandstones, shales), and the Middle Triassic to Norian rocks by carbonate asemblages. The S t r á ž o v n a p p e is preserved in only two outliers located between Krásno and Partizánske. It is composed of Ladinian Wetterstein limestones that overlie the Upper Triassic dolomites of the Choč nappe.

TERTIARY

The only exposure of the P a l e o g e n e formation occurs at the northern margin of the mountains, between Brodzany and Partizánske towns. They are represented by carbonate conglomerates of Eocene age (Borová Formation).

The Neogene sediments crop out along the margins of the Tribeč Mts. and are represented by pelitic and sandy facies of Pannonian age (Ivánka and Beladice Formations, Hlaviny Member and Lelovce Formation) and by Pliocene gravel-sand sediments (Volkovce Formation). Neogene volcanic rocks of the Štiavnica stratovolcano (Lower Badenian - Upper Sarmatian) crop out in the east and SE parts of the region. In the north the volcanic rocks are represented mainly the pyroclastic rocks containing lava flows and dykes of pyroxenic andesites of the Vtáčnik Formation (Sarmatian stage) and to a lesser extent by the amphibole-pyroxene andesite extrusions of the Plešince Formation (Upper Badenian).

QUATERNARY

An asymmetrical relief in which the Quaternary sediments remained preserved as a result of an uneven uplift that took place between central area of these mountains and the SE and NW foreland of its horst-like structure, and especially, of a smooth uplift and/or downthrow along the middle part of the Nitra river. Most continuous relics occur at the western foreland of the mountains, in the Nitra valley and along the junction of the Tribeč Mts. with the Žitavská pahorkatina upland. Most widespread are deluvial, eolian and eolian-deluvial sediments of Middle - Upper Pleistocene to Holocene ages, but the fluvial and proluvial sediments of Lower Pleistocene and Holocene ages are also present.

TECTONIC SETTING

Tectonic relationship between the porphyric granitoids and the schistose-phyllitic suite, on which the former lies as a nappe, may be considered as a consequence of an earliest orogenic process. Since a disconformity exists between this contact and the Krížna nappe, it must have developed during the Hercynian event. Thus, the view of Bezák (1994) that the middle and lower Hercynian units are in contact with each other, seems probable. One of the most notable tectonic phenomena of the Tribeč Mts. is the so called Skýcov fault system. Its long lasting activity is not only demonstrated by contrasting structural styles in both parts of the Tribeč Mts., which differ from the other types of crystalline rock suites, but also

by the facts that the Permian formation occurs only in the Rázdiel part and that the envelope sequences and the nappes are distributed differently.

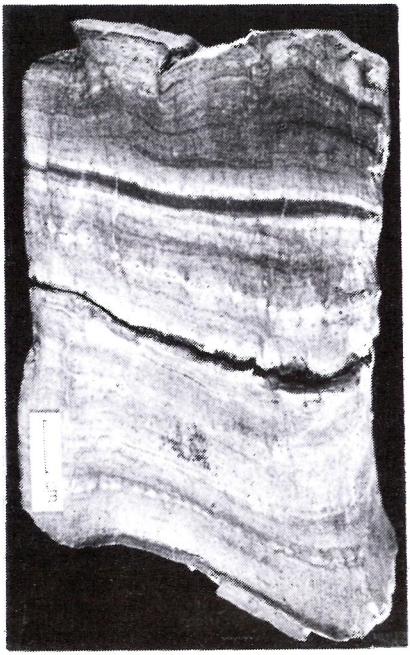
The Alpine tectonic reworking had a primary importance in forming the geological structure of the region and in the division of tectonic units of the Tribeč Mts. In the Zobor part the effects of the Alpine orogeny are represented by shallow synclines with preserved members of the envelope sequence and by a slicing of this sequence. In the Rázdiel part tectonic characterization and slicing of the Veporicum and Hronicum rocks predominates.

The Neoalpine-Tertiary tectonic development brought about a morphologic, and tectonic characterization of the Tribeč Mts. in contrast to the Neogene grabens and Neogene volcanic rocks. A decisive role in the development of the SE margin of Zobor part played the gravitational tectonics associated with the uplift of the granitoidic core.

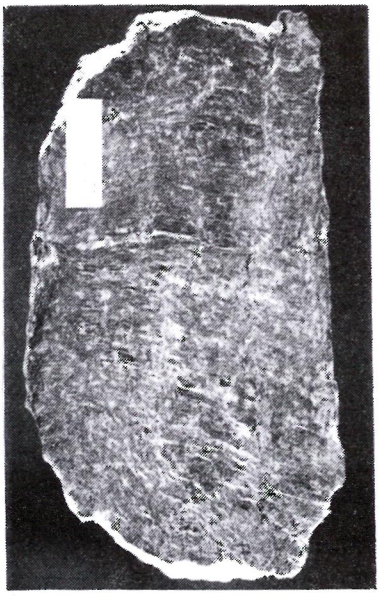
Translation: B. Molák

PRÍLOHA

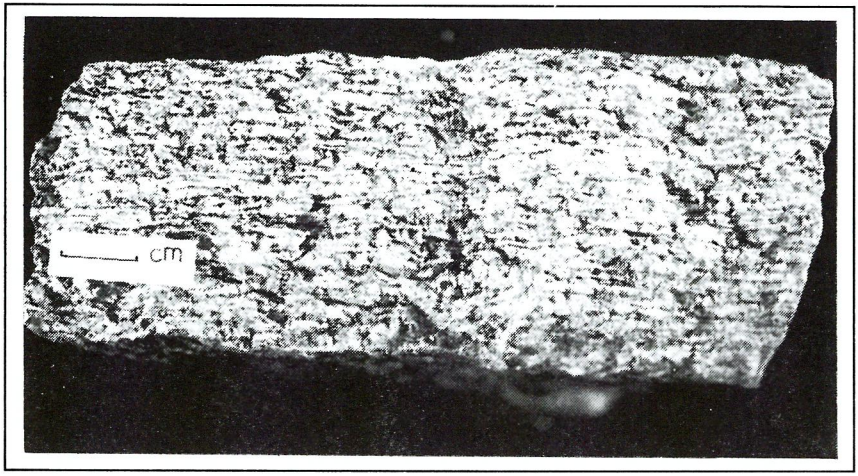
Fototab. I



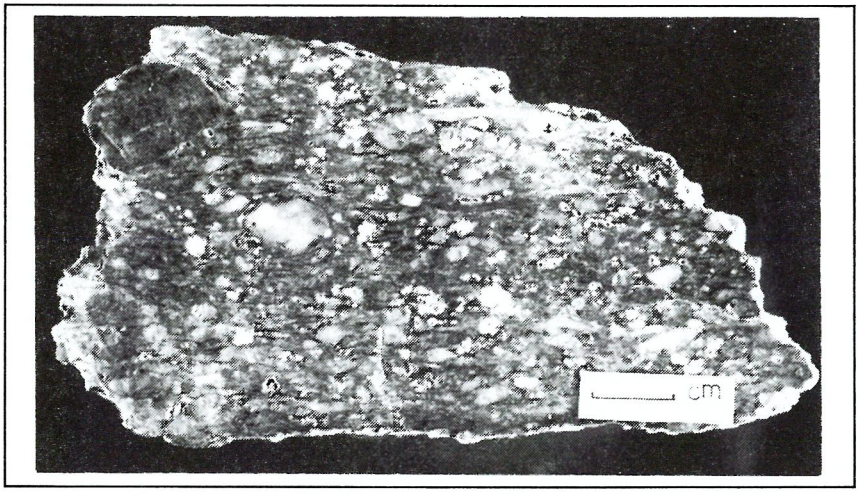
Obr. 1 Drobná laminácia s náznakmi gradačného zvrstvenia v piesčitom fylite.
Lok: východne od Horných Lefantoviec.
Foto: C. Michalíková



Obr. 2 Jemnolaminovaný grafitický metapieskovec, výrazná strižná kliváž.
Lok.: východne od Horných Lefantoviec.
Foto: C. Michalíková



Obr. 1 Výrazne mylonitizovaný granodiorit.
Lok.: kóta Brezina. Foto: C. Michalíková

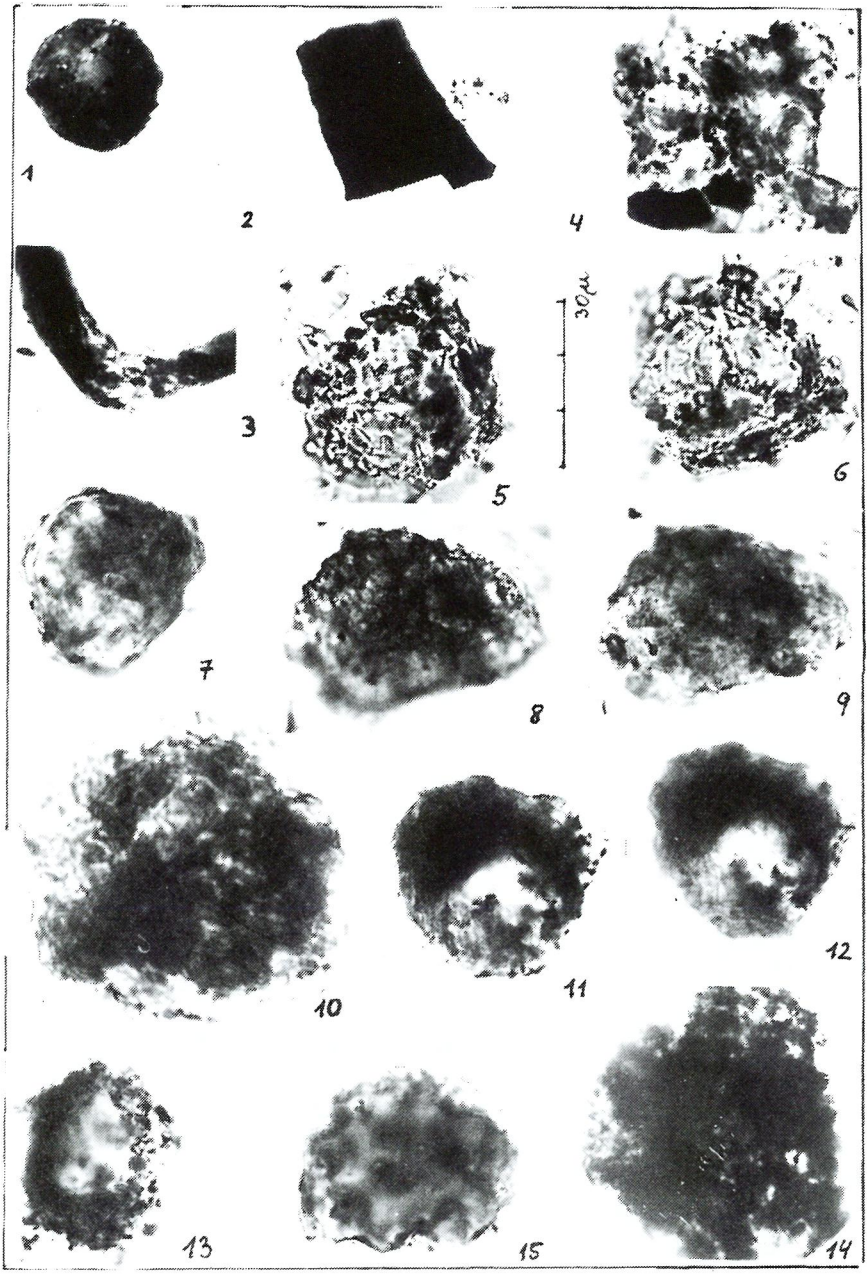


Obr. 2 Hrubozrnný arkózový pieskovec – báza sp. triasu obalovej sekvencie.
Lok.: k. Brezina. Foto: C. Michalíková

Fototab. III

Obr. 1 ?*Leiotriletes parvus* NAUM., Rázdiel
Obr. 2 *Chitinizoa* sp., Rázdiel
Obr. 3 Stielka riasy? (kerogén)
Obr. 4 *Quadrisporites granulatus* (CRAM.) RAUSCH., vz. č. 31 p/86
Obr. 5–6 *Geminospora papillata* MÓREAU-BEN., vz. č. 31 p/86
Obr. 7 *Emphanisporites* sp., vz. č. 31 p/86
Obr. 8–9 *Lophotriletes* sp., vz. č. 61 p/87
Obr. 10 *Synosporites verrucatus* RICH., TR/272,5 m
Obr. 11–13 *Stenozonotriletes firtivus* ALLEN., vz. č. 61 p/87
Obr. 14 *Emphanisporites* sp., vz. č. 61 p/87
Obr. 15 *Dictyotriletes* sp., vz. č. 61 p/87

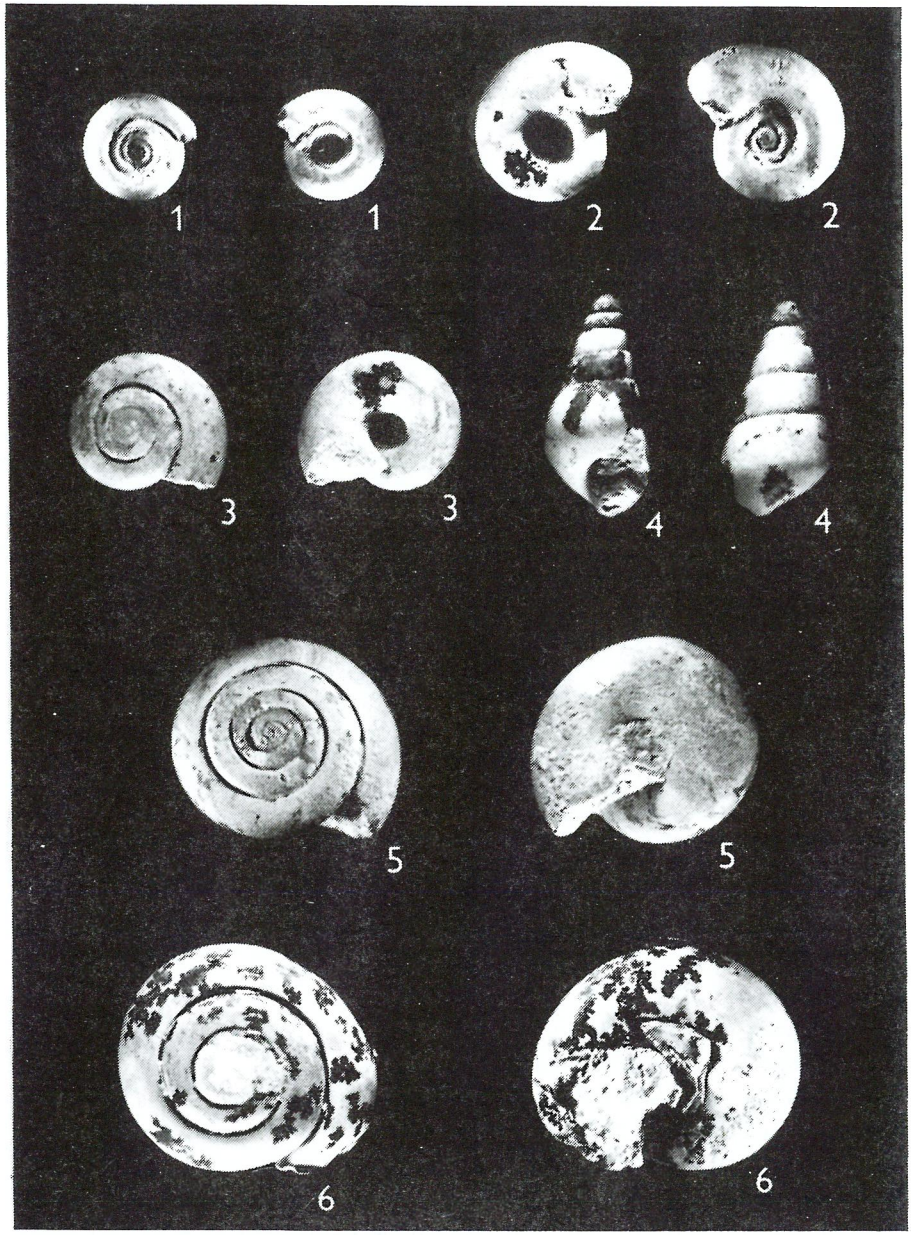
Fototab. III



Fototab. IV

Hlavinské vrstvy
Obr. 1 *Batyoomphalus moedlingensis* (SAUERZOPF), Čeľadince, zv. 4,8 x
Obr. 2 *Planorbis* sp., Turčianky, zv. 3,7 x
Obr. 3 *Aegopinella orbicularis* (KLEIN), Turčianky, zv. 3,5 x
Obr. 4 *Fortuna clairi* SCHLICKUM-STRAUCH, Čeľadince, zv. 4,8 x
Obr. 5 *Leucochroopsis kleini* (KLEIN), Turčianky, zv. 3,6 x
Obr. 6 *Tropidomphalus* (*Mesodontopsis*) *doderleini* (BRUSINA), Čeľadince, zv. 1,6 x
Foto: C. Michalíková

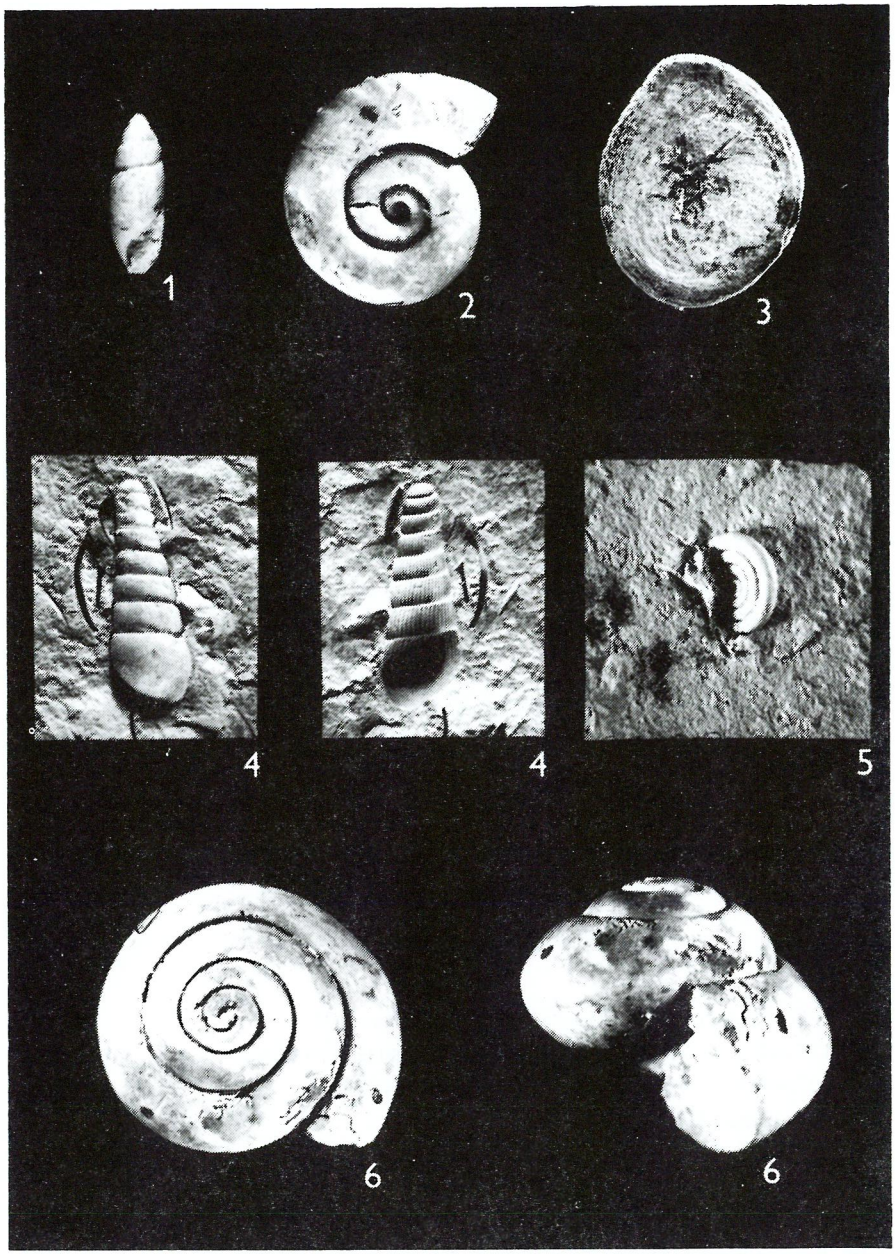
Fototab. IV



Fototab. V

Hlavinské vrstvy
Obr. 1 *Azeca* sp., Čeľadince, zv. 4x
Obr. 2 *Planorbis* sp.$_2$, Turčianky, zv. 3,7 x
Obr. 3 *Bithynia* sp. (viečko), Čeľadince
Obr. 4 *Clausilidae* indet., Čeľadince, zv. 4,8x
Obr. 5 *Anisus* sp., Čeľadince, zv. 4,8x
Obr. 6 *Cepaea* sp., Turčianky, zv. 3,4x
Foto: C. Michalíková (okrem obr. 3, ktorý bol urobený na riadkovacom mikroskope JEOL JSM 840 operátor K. Horák)

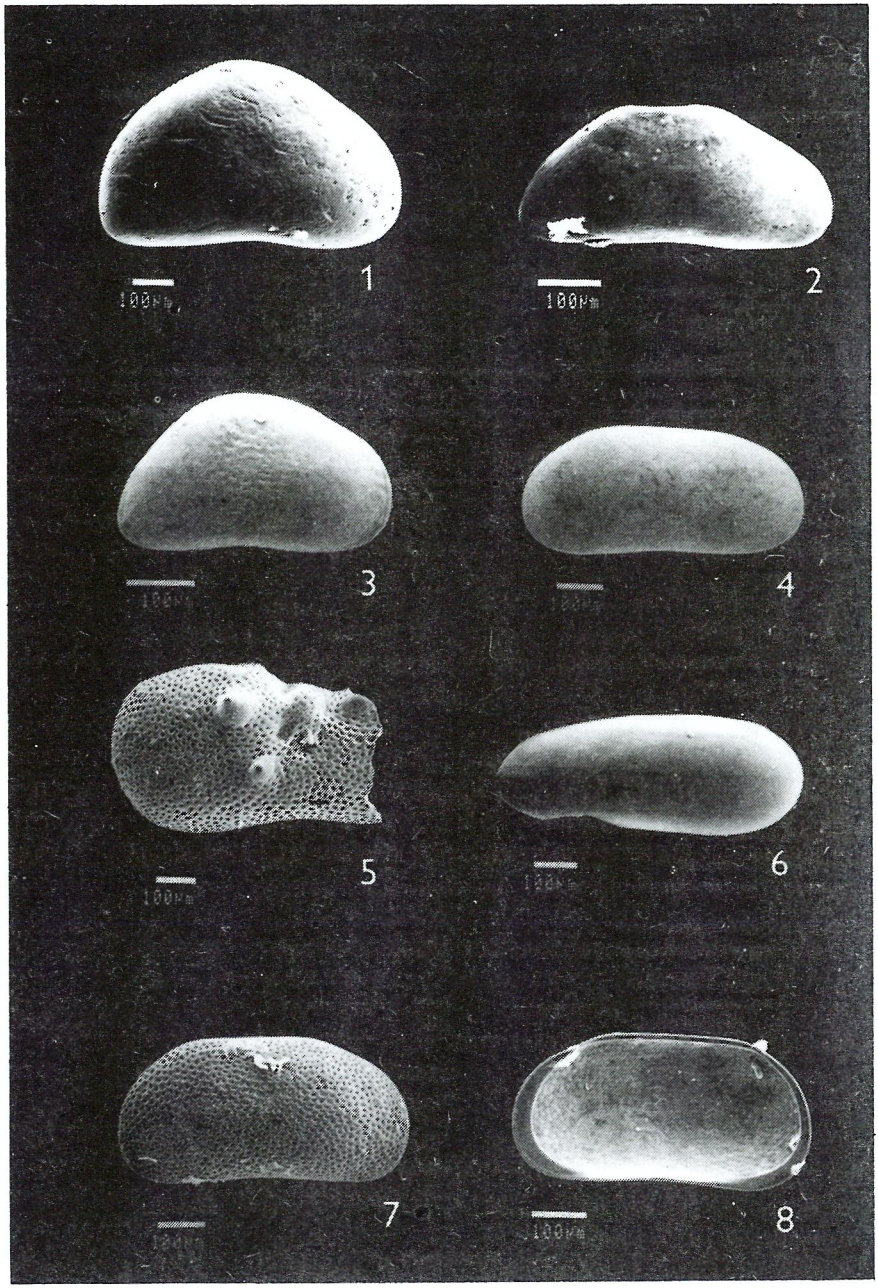
Fototab. V



Fototab. VI

Hlavinské vrstvy (obr. 1–2), beladické súvrstvie (obr. 3–8)
Obr. 1 *Candona* (*Typhlocypris*) *roaixensis* CARBONELL, Čeľadince
Obr. 2 *Candona* (*Pontoniella*) *loczyi* (ZALANYI), Čeľadince
Obr. 3 *Candona* (*Bakunella*) sp., Jelenec
Obr. 4 *Candona* (*Fabaeformiscandona*) cf. *lineata* KRSTIC, Jelenec
Obr. 5 *Ilyocypris* sp., Jelenec
Obr. 6 *Darvinulla* sp., Jelenec
Obr. 7–8 *Candona* (*Pseudocandona*) *marchica* (HARTWIG), Jelenec
Fosílie boli nasnímané na riadkovacom mikroskope JEOL JSM-840, operátor K. Horák

Fototab. VI



VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE TRIBEČA

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová
Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová
Korigovala: Mgr. Viera Gardošová
Technická spracovanie: Gabriela Šipošová
Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Geologická služba SR,
RC Spišská Nová Ves

ISBN 80-85314-86-X

ISBN 80-85314-86-X