

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE NÍZKYCH TATIER

1 : 50 000

Zostavili: Anton BIELY a Vladimír BEZÁK



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1997

VYSVETLIVKY
k regionálnym
geologickým
mapám
Slovenska

Predseda redakčnej rady:

RNDr. Milan POLÁK, CSc.

Členovia redakčnej rady:

RNDr. Michal ELEČKO, CSc., RNDr. Vladimír HANZEL, CSc., RNDr. Milan KOHÚT, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., RNDr. Jaroslav LEXA, CSc., RNDr. Pavel LIŠČÁK, CSc., RNDr. Ján MELLO, CSc., Ing. Daniel NÁVESŇÁK, RNDr. Michal POTFAJ, CSc., RNDr. Ján PRISTAŠ, CSc., RNDr. Stanislav RAPANT, CSc., RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.

Anton BIELY, Alfonz BUJNOVSKÝ, Anna VOZÁROVÁ, Albin KLINEC, Otto MIKO, Rudolf HALOUZKA, Jozef VOZÁR
Pavol BEŇUŠKA, Vladimír BEZÁK, Vladimír HANZEL, Peter KUBEŠ, Pavol LIŠČÁK, Eduard LUKÁČIK, Juraj MAGLAY, Bohumil MOLÁK, Miroslav PULEC, Marián PUTIŠ, Miroslav SLAVKAY

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE NÍZKYCH TATIER

1 : 50 000

Zostavili: Anton BIELY a Vladimír BEZÁK



GEOLOGICKÁ SLUŽBA SLOVENSKEJ REPUBLIKY
VYDAVATELSTVO DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1997

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

ISBN 80-85314-79-7

OBSAH

ÚVOD (A. Biely) _____	7
Geomorfologický prehľad (A. Biely) _____	7
Regionálnogeologický prehľad (A. Biely) _____	9
Geologický vývoj (A. Biely, V. Bezák, A. Vozárová, J. Vozár, M. Pulec, R. Halouzka) _____	12
LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA _____	23
Tatrikum _____	23
Metamorfované horniny (A. Klinec, O. Miko, B. Molák, A. Vozárová, V. Bezák) _____	23
Magmatické horniny (E. Lukáčik, V. Bezák) _____	28
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová, J. Vozár) _____	35
Mezozoikum (A. Bujnovský) _____	36
Veporikum _____	42
Staršie paleozoikum–?prekambrium (O. Miko, M. Putiš, A. Vozárová, J. Vozár) _____	42
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová) _____	58
Lubietovská skupina (perm) _____	58
Mezozoikum (A. Biely) _____	61
Hronikum _____	78
Mladšie paleozoikum (A. Vozárová, J. Vozár) _____	78
Ipoltická skupina _____	78
Vrchný karbón _____	79
Nižnobocianske súvrstvie _____	80
Perm _____	80
Malužinské súvrstvie _____	80
Mezozoikum (A. Biely) _____	87
Trias _____	87
Jura _____	99
Silicikum (A. Biely) _____	101
Trias _____	101

Vrchná krieda (A. Biely)	107
Paleogén (M. Pulec)	108
Oligocén–miocén? (A. Biely)	111
Neogén (pliocén) (R. Halouzka)	112
Kvartér (R. Halouzka, P. Beňuška, J. Maglay)	115
Pleistocén	116
Starý (spodný) pleistocén, premindel	116
Stredný pleistocén (staršia časť)	117
Stredný pleistocén (mladšia časť)	118
Mladý (vrchný) pleistocén	121
Holocén	124
Pleistocén nečlenený – holocén	125
Kvartér, nečlenený	125
TEKTONIKA	128
Tatrikum (A. Biely, A. Bujnovský, A. Klinec)	128
Veporikum (A. Biely, A. Klinec, M. Putiš)	132
Hronikum (A. Biely)	146
Silicikum (A. Biely)	156
Popříkrovová tektonika (R. Halouzka)	158
GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ (P. Kubeš)	160
HYDROGEOLOGICKÉ POMERY (V. Hanzel)	166
NERASTNÉ SUROVINY (M. Slavkay)	181
ŽIVOTNÉ PROSTREDIE (P. Liščák)	198
LITERATÚRA	210
BRIEF REVIEW (A. Biely)	230

ÚVOD

Geologická mapa regiónu Nízke Tatry bola zostavená v rámci projektu Regionálny geologický výskum Slovenska. Od vydania generálnej geologickej mapy 1 : 200 000, list Banská Bystrica, bolo celé územie regiónu znovu zmapované v mierke 1 : 25 000, miestami aj podrobnejšie. Z väčšiny územia regiónu Nízke Tatry boli zostavené geologické mapy 1 : 25 000 alebo 1 : 50 000 vrátane vysvetliviek. Z týchto podkladov bola zostavená geologická mapa Nízke Tatier 1 : 50 000 (Biely et. al., 1992) a následne vysvetľujúci text.

Geologická mapa regiónu Nízke Tatry zahŕňa okrem tohto dominantného pohoria aj priľahlé menšie krajinné celky – Kozie chrbty, západný výbežok Hornádskej kotliny a Horehronské podolie. Regiún sme takto vymedzili preto, lebo geologická stavba vymenovaných celkov na seba organicky nadväzuje. To poskytuje širší rámec na demonštráciu zložitosti geologickej stavby tej časti vnútorných Západných Karpát, ktorá v medzivojnovom období bola dejiskom intenzívnych geologických výskumov a ktorých poznatky sa stali základnými kameňmi prvej modernej syntézy geologickej stavby a vývoja vnútorných Karpát. Dodajme, že jedinečnosť regiónu je v tom, že umožňuje štúdium vzťahov elementov sokla a pokryvu dvoch hlavných tektonických jednotiek. Geologické výskumy za posledných 25 rokov v mnohých prípadoch potvrdili vzťahy týchto elementov, ako ich formulovali naši predchodcovia, ale dospeli aj k novým a často protichodným záverom. Hneď v úvode uvedieme, že napriek nespornej snahe sa autorský kolektív nedopracoval k takému mapovému vyjadreniu vzťahov týchto elementov, ktoré by nemalo alternatívu.

GEOMORFOLOGICKÝ PREHLAD

Podľa geomorfologického členenia Slovenskej republiky (Mazúr a Lukniš, 1980) územie na geologickej mape patrí do subprovincie vnútorných Západných Karpát, do ich fatransko-tatranskej oblasti. Hlavným geomorfologickým celkom na tomto území, od ktorého sme odvodili i názov mapy, sú Nízke Tatry. Menej rozsiahle geomorfologické celky na severe sú Kozie chrbty a najzápadnejšia časť Hornádskej kotliny a na juhu Horehronské podolie.

Takto vymedzené územie je významným hydrografickým rozhraním našich najväčších riek – Váhu, Hrona, Hornádu a Hnilca. Väčšina územia je týmito riekami a ich prítokmi odvodňovaná do Čierneho mora, len zanedbateľná časť riekou Poprad do Baltského mora.

Nízke Tatry predstavujú významný geomorfologický celok, lemovaný na väčšine obvodu kotlinami. Na S ich Liptovská a Popradská kotlina zreteľne oddeľujú od Tatier, na J Horehronské podolie od Slovenského rudohoria a na SV Vikartovská priekopa od Kozích chrbtov. Na Z tvorí deliacu líniu Nízkych Tatier voči Veľkej Fatre Korytnická dolina a Revúcke podolie, oproti Starohorským vrchom Hiadeľské sedlo, na V oproti Slovenskému raju Vernárske sedlo a Vernárska dolina.

Nízke Tatry sú pohorie pretiahnuté v.-z. smerom s dĺžkou 95 km, šírkou 15 až 30 km a plochou zhruba 1 240 km². Masívny ústredný chrbát s najväčším vrcholom Ďumbier (2 043 m) má najmä vo východnej polovici pohoria asymetrický tvar s dlhými, stredne ukľonenými severnými stráňami, upadajúcimi k Podtatranskej kotline a južným úbočím, skláňajúcim sa strmo k Horehronskému podoliu. Hlboký prehyb v sedle Čertovica rozdeľuje pohorie na podcelky – Ďumbierske Tatry na Z a Kráľovohoľské Tatry na V – oba s radom geomorfologických častí.

Nízke Tatry sa rozprestierajú prevažne nad 550–600-metrovou izohypsou, pričom viac ako polovica plochy pohoria leží nad vrstevnicou 950 m. Viaceré vrcholy ústredného chrbta vystupujú vysoko nad hornú hranicu lesa vo výške 1 450–1 600 m. Najvyšším vrcholom je Ďumbier (2 043 m), ktorý spolu s Chopkom (2 024 m) a Chabencom (1 955 m) zasahuje do subniválnej zóny. Relatívna výška hlavného chrbta sa pohybuje v medziach 700–1 350 m, vnútorná výšková členitosť dosahuje 600–800 m a na okrajoch pohoria 300–500 m. Sklonitosť strání dosahuje 20–30°, v hrebeňových polohách i viac.

Pohorie ako celok má povahu klenbohrasti, ktorej ústrednú a južnú časť tvoria hlavne predalpínske kryštalické bridlice a granitoidy, severné svahy hlavne mladopaleozoické a mezozoické formácie. Styk tejto klenbohrasti s mezozoickými, resp. terciárnymi súbormi Horehronského podolia je systematicky zlomový. Na S sa mezozoikum prikrivov zväčša plocho ponára pod paleogénne sedimenty Liptovskej a Hornádskej kotliny, ale lokálne je ich kontakt tektonický (oblasť Pavčinej Lehoty).

Nízke Tatry sú bohaté na podzemné krasové javy, z ktorých najtypickejší je kras Demänovskej doliny s jaskyňovým systémom dlhým vyše 20 km.

Kozie chrbty tvoria pretiahnutý krajinný celok v.-z. smeru, ktorý je na S výrazne ohraničený od Podtatranskej kotliny, na J od Hornádskej kotliny. Úzkou šíjou severne od Liptovskej Tepličky je spojený s Nízkymi Tatrami, voči ktorým tvorí hranicu dolina Čierneho Váhu. Kozie chrbty sa delia na dva podcelky. Západný – Važecký chrbát – z geologického hľadiska budujú štruktúry, ktoré tam neprerušene pokračujú z podhŕňnej časti severných svahov Nízkych Tatier. Východný podcelok – Dúbravy – predstavuje výraznú morfológickú vyvýšeninu typu hrasti, ktorej najvyššiu výšku v hlavnom chrbte dosahuje Filagória (1 255 m). Jej svahy sú strmšie ukľonené do Hornádskej než do Popradskej kotliny.

Vikartovská priekopa je krajinný podcelok v západnej časti Hornádskej kotliny. Na S a Z ho ohraničujú Kozie chrbty, na V Hornádske podolie a na J Nízke

Tatry. Vikartovská priekopa sa tiahne v smere V–Z, má mierne až stredne zvlnený pahorkatinný reliéf, vymodelovaný na podklade paleogénneho flyšu. Vznikla koncom pliocénu poklesnutím pozdĺž zlomov najmä v.-z. smeru.

Jej detailná tvárnosť je dielom erózne-akumulačných procesov Hornádu a jeho prítokov. Je na 80 % odlesnená a predstavuje typ kotlinovej krajiny.

Posledným krajinným celkom zobrazeným na našej mape je Horehronské podolie. Medzi Nízkymi Tatrami a Slovenským rudohorím vytvára morfológickú zníženu pretiahnutého tvaru v smere V–Z pozdĺž toku Hrona od jeho prameňa pri Švermove po Lučatín. Maximálna nadmorská výška, takmer 1 000 m, je v najvýchodnejšej časti, minimálna, 390 m, je v nive Hrona pri Lučatíne. Pestrá geologická stavba sa odráža v morfológii krajiny. Úzke doliny, ktoré presekávajú mezozoické, resp. kryštalinické komplexy, sa striedajú s menšími kotlinkami tektonického pôvodu. Najvýznamnejšia z nich je Breznianska kotlina. Horehronské podolie predstavuje typ pahorkatinatej krajiny prechádzajúcej do vrchoviny.

REGIONÁLNOGEOLOGICKÝ PREHLAD

Pre oblasť Karpát na J od bradlového pásma boli navrhnuté viaceré spôsoby regionálneho geologického delenia. My akceptujeme také, podľa ktorého región Nízkych Tatier patrí do skupiny centrálnych masívov – jadrových pohorí – a ktorej charakteristickým znakom je: 1. z morfoštruktúrneho hľadiska existencia mladých popaleogénnych megaantiklinál, hrastí alebo klenieb oddelených megasynklinálnymi alebo tektonickými prepadlinami – kotlinami vyplnenými terciárom, 2. z tektonického hľadiska vnútornú stavbu megaantiklinál – hrastí – predstavuje predgosauská prikrivová sústava, neskôr viac alebo menej deformovaná. Najhlbšia tektonická jednotka tejto sústavy – tatrikum – má hlboko obnažený aj kryštalinický sokel – jadro, ale jeho podložie nie je známe.

Geografická hranica krajinných podcelkov Ďumbierskych a Kráľovohoľských Tatier sa v oblasti ústredného hrebeňa až na nepodstatné detaily zhoduje s čertovickou líniou, s geologickým rozhraním tatrika a veporika, t. j. dvoch tektonických jednotiek. Na ich stavbe sa v ústrednom hrebeni podstatnou mierou podieľa kryštalinikum. Ďumbierske Tatry predstavujú teda jadrové pohorie par excellence so zložito stavaným tatrikom a na ňom ležiacim veporikom a hronikom.

V Kráľovohoľských Tatrách je tatrikum nepatrne obnažené medzi Čertovicou a Nižnou Bocou, a v závere Malužinskej doliny sa osovo ponára pod veporikom (ZOUBEK, 1953a, b). Veporikum teda tvorí na povrchu väčšej časti Kráľovohoľských Tatier najhlbšiu tektonickú jednotku, na stavbe ktorej sa podieľajú hlavne kryštalinické komplexy. K nim sa ako obal pridružujú mladopaleozoické, väčšinou ale mezozoické slabo metamorfované sekvencie Veľkého boku (na severe) a Struženika (východné svahy Kráľovej hole).

Nad veporikom je zložitá sústava príkrovov hronika, ktorá presahuje rámec Kráľovohoľských Tatier a buduje aj Kozie chrbty a podložie Vikartovskej priekopy. V najvýchodnejšej časti Nízkych Tatier v oblasti od Vernára po Besník leží nad hronikom vernársky príkrov (sensu MAHEL, 1986).

Vo východnej časti Horehronského podolia spod bohato vyvinutého pokryvu kvartéru a terciéru, resp. pri Šumiaci aj senónu, presvitá geologická stavba, ktorej stavebné prvky sú dobre porovnateľné s tými, ktoré budujú Kráľovohoľské Tatry. Zo sokla veporika sú to rozličné kryštalinické súbory, z mezozoických obalov sekvencie Veľkého boku pri Heľpe a Pohorelej a struženická sekvencia pri Šumiaci. V poslednej z týchto oblastí sú zachované i fragmenty hronika a trias silicika – muránskeho príkrovu.

Západná časť Horehronského podolia má terciérny pokryv zachovaný len fragmentárne. Geologická stavba tejto prepadliny, ktorú od r. 1960 mnohí geológovia s obľubou nazývajú horehronské synklinórium, je relatívne dobre známa. Centrálnu časť podolia buduje sústava príkrovu hronika, spod ktorej sa smerom na J vynára také mezozoikum a kryštalinikum veporika ako v Kráľovohoľských Tatrách. Zo severnej strany pozdĺž zlomu obmedzujúceho kryštalinikum Ďumbierskych Tatier sa spod sústavy hronika vynára mezozoikum, ktoré smerom na Z do Starohorských vrchov a Bystrického podolia nadväzuje na „fatrikum“.

V regionálnom geologickom prehľade sme pre hlavné tektonické jednotky použili zaužívanú terminológiu napriek tomu, že má určité nedostatky. Máme na zreteli nejasnosti, ktoré vyplynuli historicky z nejednotne chápaných genetických alebo štruktúrnych vzťahov určitých komplexov sokla navzájom, alebo k určitým mezozoickým súborom, resp. mezozoických súborov navzájom. Ani kolektív, ktorý spracoval tento text, nedospel k jednotným náhľadom. Aby čitateľ správne pochopil naše interpretácie, venujeme pár slov použitej nomenklatúre, v ktorej každá definícia termínov podľahla v priebehu času väčšej alebo menšej úprave.

Tatrikum. Týmto termínom zavedeným Matějkom a Andrusovom (1931) rozumieme najhlbšiu tektonickú jednotku obnaženú v pásme jadrových pohorí, zloženú z kryštalického sokla, mladopaleozoického a mezozoického obalu (napr. Andrusov, 1968). V našom teritóriu zaberá podstatnú časť Ďumbierskych Tatier a nepatrnú časť Kráľovohoľských Tatier. Keďže jeho podložie nepoznáme, označujeme ho ako relatívny autochtón.

Veporikum. Termín „veporidy“ použil Andrusov (1943) na označenie hlavnej tektonickej jednotky vnútorných Karpát, do ktorej zahrnul kryštalinikum Vepra (sensu Andrusov, 1938) a subatranské príkrovy. V podstate rozšíril termín „granidy“ sensu Matějka a Andrusov (1931) o ľubietovské, kráľovohoľské a kohútске pásma. Neskôr sa ale ukázalo, že chočský príkrov a vyššie „subatranské“ príkrovy nemajú s veporským kryštalinikom štruktúrnú a genetickú spojitosť (Bystický, 1959; Kubiny, 1959), a preto navrhol (Andrusov,

1960) pojem „veporidy“ obmedziť na veporské kryštalinicko-permsko-mezozoické pásmo a krížňanský (spodný subtatranský) príkrov.

Termínmi veporidy (Andrusov, 1960), krížňansko-veporská jednotka (Biely, 1964) a veporikum (Maheľ, 1986) boli označené tie isté prvky jednej hlavnej tektonickej jednotky vnútorných Západných Karpát. Prioritu by pochopiteľne mal mať prvý uvedený termín. Lenže Andrusovom (1968) zavedená koncovka -ikum je posledných 20 rokov vžitá a používa sa aj v cudzojazyčných prácach.

Preto budeme v ďalšom texte používať termín veporikum, ale v zmysle náplne termínu veporidy z roku 1960.

Fatrikum. Tento termín zaviedli ANDRUSOV, BYSRICKÝ a FUSÁN (1973). Nahradili ním etymologicky nesprávny názov spodné subtatrikum (neudržateľnosť termínu „subtatranské príkrovy“ odôvodnil až KSIAZKIEWIC, 1963), v ktorom ANDRUSOV (1968) odlíšil dva príkrovy: vrchný – krížňanský (= krížňanská jednotka so zliechovskou sériou jury; MAHEĽ, 1961) a spodný – vysoký (série západokarpatskej skupiny krížňanskej jednotky, 1. c.). Pokiaľ ide o Nízke Tatry, uviedol, že existencia vysokého príkrovu je tam možná (Iľanovská dolina), ale neistá.

Výskum územia zobrazeného na liste Demänová a Partizánska Ľupča ukázal, že jeden príkrov – jedno geometrické teleso zložené z triasu v podstate jednotného vývoja – má v nadloží jurské vrstvy rôzneho vývoja. To znamená, že vrstevné sledy „fatrika“ s plytkovodným vývojom jury nemožno mechanicky korelovať s vysokým príkrovom. Tak, ako v poludníku Veľkej Fatry je citeľná zmena jurských sedimentov v priečnom smere jedného (krížňanského) príkrovu, v prípade Nízkych Tatier ide o zmenu aj v pozdĺžnom smere.

Podľa nášho úsudku sústava čiastkových príkrovov „fatrika“, resp. kmeňového krížňanského príkrovu reálne existuje, i keď predpokladaná geometrická súvislosť niektorých čiastkových príkrovov môže byť mylná. Kartografický obraz ukazuje kontinuitu krížňanského príkrovu z Veľkej Fatry do Nízkych Tatier, a preto v areáli zobrazenom na našej mape existenciu iných príkrovov tejto sústavy nepredpokladáme. Termín „fatrikum“ sa nám vidí nadbytočný (MAHEĽ, 1986) a pokiaľ ho použijeme, pôjde o súborný názov čiastkových príkrovov hlavnej tektonickej jednotky veporika, pozostávajúcich z mezozoika a ležiacich tektonicky nad tatrikom.

Hronikum. Termín zaviedli ANDRUSOV, BYSTRICKÝ a FUSÁN (1973). Označili ním elementy chočského príkrovu – stredného subtatrika sensu ANDRUSOV (1968). Geologické mapovanie vo Važeckom chrbte ukázalo (BIELY, 1958), že úzky pruh jurských hornín tam rozdeľuje triasové masivy stredného subtatrika na dva odlišné vývoje. Južnejšie situovaný vývoj charakterizuje monotónny dolomitový komplex (nesprávne korelovaný s iľanovskou sériou; BIELY, 1960), severnejšie situovaný zasa vrstevný sled, ktorý stanovil SPENGLER (1932) pre

„vrchný subtatranský príkrov“. ANDRUSOV (1936) ho neskôr nazval poľudický a potom chočský. Pre prvý vývoj bol zavedený názov čiernovážska séria, pre druhý bielővážska séria (BIELY, 1962; MAHEL, 1962) a boli odlišené aj v iných pohoríach (napr. MAHEL in MAHEL et al., 1967).

Čiernovážska séria (správnejšie sekvencia) je v Nízkych Tatrách a vo Važec-kom chrbte viazaná na spodnejšie čiastkové príkrovy chočského príkrovu, bielővážska sekvencia na vrchnejšie (BIELY, 1963 a in ANDRUSOV, 1965).

V domnienke, že takáto štruktúrna pozícia týchto sekvencií – faciálnych vývinov – je všeobecne platná, ANDRUSOV et al. (1973) prvú zviazali so spodným – štureckým príkrovom – a druhú s vrchným – chočským príkrovom. Oba tvoria sústavu hronika. Ukázalo sa však, že predpokladaný vzťah neplatí všeobecne (napr. MAHEL, 1979; 1986, cf. SPENGLER, 1932). Preto hronikum chápeme ako bezkoreňovú sústavu nakopených čiastkových príkrovov a šupín, zložených hlavne z permokarbónskej ipolitickej skupiny (= melafýrová séria) a triasu bielővážskej, čiernovážskej, resp. aj bebravskej sekvencie (= kmeňový polyfaciálny chočský príkrov sensu MAHEL, 1986), ktorých geometrická nadväznosť z pohoria na pohorie, ale aj v rámci nášho regiónu, je pre rôzne prerušenia problematická.

Silicikum. Termín zaviedol MELLO (1979) pre komplexy triasu príkrovov vrchného subtatrika a gemerika sensu ANDRUSOV (1968), resp. gemerika sensu BIELY et al. (1968). MAHEL (1986) tieto elementy (s výnimkou silického príkrovu v Slovenskom krase) začlenil do kmeňového spišského príkrovu. V regióne Nízke Tatry ide o najsevernejšiu časť muránskeho a vernárskeho príkrovu (1. c.).

Faciálne vzťahy triasu príkrovov hronika a silicika (analogické ako v Alpách bajuvarika – tirolika – juvavika) naznačujú, že vznikli v navzájom súvisiacich bazénoch, čo zrejme viedlo ANDRUSOVA (1960) k tomu, že ich označil ako chočsko-gemeridná jednotka.

GEOLOGICKÝ VÝVOJ

Predvrchnokarbónske obdobie

Rekonštruovať geologický vývoj komplexov kryštalinika je veľmi obťažné. Zaberá najstarší a najdlhší časový úsek, počas ktorého prebehlo niekoľko tektonicko-metamorfných udalostí a každá z nich zastierala viac alebo menej stopy predošlých. Navyše, vzhľadom na pokročilé metamorfné prepracovanie nie sú k dispozícii údaje pre stratigrafiu, okrem palynologických údajov v nízko metamorfovaných súboroch. Takto sa rekonštrukcia vývoja musí opierať len o údaje o priestorovom vzťahu litotektonických jednotiek, o ich metamorfný a štruktúrny vývoj a nie vždy jednoznačné rádiometrické údaje.

Prí analýze priestorových vzťahov komplexov kryštalinika v predvrchnokarbónskom období narážame na problém ich tektonického prepracovania v alpín-

skom období. Fragmenty pôvodnej hercýnskej stavby sa stali súčasťou nových, hlavne paleoalpínskych tektonických jednotiek, ktoré mali úplne inú konfiguráciu a skladbu ako pôvodná hercýnska, resp. staršia stavba. Prvým krokom teda musí byť pokus o separovanie alpínskych štruktúr, opierajúc sa o znalosti o kinematike alpínskych procesov. Tak dospejeme k približnému obrazu hercýnskej stavby, keď ďalším krokom je porovnanie litológie a metamorfného vývoja jednotlivých komplexov.

Na základe toho možno v Nízkych Tatrách vyčleniť tri skupiny predalpínsky metamorfovaných súborov:

1. Najvyššie metamorfované komplexy (prevažne amfibolitová fácia, príp. vyššie) neznámeho veku (proterozoikum? – sp. paleozoikum). Z hľadiska protolitu je pre ne charakteristická malá faciálna pestrosť. Tvorili ich prevažne drobové a drobovo-arkózové pieskovce s variabilným podielom ílovitej zložky so sprievodnými prejavmi magmatickej a vulkanickej aktivity kyslého a bázického zloženia. Metamorfnými produktmi sú: paraluly a ortoruly rozličných textúr, synkinematické migmatity, leptitové ruly, amfibolické ruly, amfibolity. Rozšírené sú hlavne v d'umbierskom a ľubietovskom pásme a vo forme reliktovej aj v krakovskom a kráľovohoľskom pásme.

2. Vulkanicko-sedimentárne komplexy taktiež neznámeho veku (proterozoikum? – sp. paleozoikum), ktoré sa od predošlých odlišujú hlavne pestrejšou litológiou a nižším stupňom metamorfózy (vrchná časť faciálne zelených bridlíc – spodná časť amfibolitovej faciálne). Na skladbe protolitu sa podieľali droby nižšieho rádu, ílovité bridlice, kvarcity, sedimenty so zvýšeným obsahom bituminózneho prímiesi, produkty bázického vulkanizmu, lokálne ultrabáziká.

Metamorfózou vznikali svory, svorové ruly až ruly, len lokálne migmatitizované, metakvarcity, metamorfity s obsahom grafitu, amfibolické ruly, amfibolity, metagabrá, serpentinity. Tieto komplexy sú rozšírené hlavne v krakovskom pásme a len sporadicky v d'umbierskom pásme.

3. Najnižšie metamorfované súbory (fácia zelených bridlíc), pri ktorých bol na základe výskytu palynomorf stanovený spodnopaleozoický vek (rozpätie silúr – devón). Dnes nevystupujú súvisle, ale v podobe izolovaných zvrásnených fragmentov uprostred vyššie metamorfovaných súborov. V západnej časti d'umbierskeho pásma sú to fylity Kliniska, na južných svahoch Ďumbierskych Tatier úzke pruhy nízko metamorfovaných hornín, hlavne v oblasti medzi Sopotnickou a Lomnístou dolinou, vo veporickom kryštaliniku sú to dva vulkanicko-sedimentárne komplexy – Jánovho grúňa a Prednej hole. Medzi nimi sú určité rozdiely v litológii a v charaktere vulkanizmu (pozri kapitolu Litológia a stratigrafia).

Metamorfný a tektonický vývoj uvedených súborov možno interpretovať dvoma spôsobmi – buď ako niekoľkoaktový s klesajúcou tendenciou P-T podmienok, alebo spojitý, taktiež s poklesom intezity metamorfózy v čase, ale v oboch prípadoch s následným alebo súčasným tektonickým porušením metamorfnej

zonálnosti. V oboch prípadoch výsledkom sú metamorfované komplexy rôzneho stupňa vedľa seba tak, ako to vidíme v kryštaliniku Nízkych Tatier. Najvyššia (a najstaršia?) metamorfóza by dosahovala podmienky sillimanitovo-biotitovomuskovitovej zóny (590–690 °C) a miestami až podmienky parciálnej anatexie. Predpokladá sa aj existencia kyanitovej zóny. Druhá metamorfóza dosiahla maximálne podmienky staurolitovo-andaluzitovej zóny (tepl. do 560 °C). Podstatná časť patrí do granátovej zóny. Najnižšia metamorfóza, ktorá postihuje len spodnopaleozoické súbory, sa odohrala v podmienkach biotitovej, lokálne až granátovej zóny (pri teplote max. 450–480 °C).

Všetky uvedené metamorfované súbory boli vo väčšej alebo menšej miere intrudované hercýnskymi granitoidmi. V prípade nízko metamorfovaných komplexov však len sporadicky vo forme malých telies alebo žíl. Intruzívna činnosť sa tiež odohrávala dlhodobo a vo viacerých pulzoch, avšak na ich dešifrovanie zatiaľ niet k dispozícii dostatok rádiometrických údajov. Najpravdepodobnejšie vekové rozpätie tvorby granitoidov podľa doterajších údajov je 360–300 mil. r.

Najväčšie masy granitoidov vystupujú v severnej časti d'umbierskeho pásma a v oblasti Kráľovej hole. Mnohé telesá granitoidov spočívajú na metamorfótoch v tektonickej pozícii. Proces ich tektonického prepracovania spôsobil ich blastomylonitizáciu v podmienkach biotitovej až granátovej zóny, ako aj súčasnú diaflorezu metamorfítov. Časove tento proces pravdepodobne spadá do neskorohercýnskeho obdobia.

Alpínske procesy sa v kryštaliniku prejavili diafторickými účinkami a mylonitizáciou za podmienok max. chloritovo-muskovitovej zóny (tepl. 300–330 °C). Išlo o paleoalpínske kompresné štádium, počas ktorého sa formovali tektonické jednotky veporika a tatrika. Následne bol tento kompresný režim vystriedaný transpresným až transtenzným režimom, v ktorom sa pohyby odohrávali hlavne na strmých strižných zónach (prešmyky, posuny).

Vrchnopaleozoické obdobia

Na hercýnskej vrásovo-prikrovovej sústave sa vyvinuli mladopaleozoické molasové panvy, ktoré mali istý vzťah k budúcim mezozoickým sedimentárnym zónam.

V priestore (o ktorom predpokladáme, že z neho vzišli alpínske tektonické jednotky nášho regiónu) ide o stredný a severný sedimentačný priestor v zmysle VOZÁROVEJ a VOZÁRA (1975), hornádsky členitý žľab a ľubietovský žľab podľa nomenklatúry MAHELA (1986). Prv, ako budeme stručne komentovať geologický vývoj počas paleozoika a mezozoika, uvedieme predpoklad, v akej palinspastickej konštelácii sa sedimentárne procesy odohrali.

Vzhľadom na polaritu karpatského oblúka a v súlade s mnohými autormi vychádzame z predstavy, že vonkajším sedimentačným pásmom bolo tatrcké

pásmo, ku ktorému sa k vnútrajšku napájalo veporické. V akej pozícii bolo hronicko-silické pásmo, je diskutabilné.

V rámci týchto základných pásiem ANDRUSOV (1965) vyčleňuje rad faciálnych pásiem. Aj MAHEL (1986) odlišuje v týchto pásmach rad paleotektonických elementov, a to zvlášť pre obdobie triasu, jury – spodnej kriedy a pre flyšové štádium. Podľa potreby ich v texte použijeme.

Permské, prevažne pestrofarebné detriticko-peliticke sedimenty a v menšom množstve i kyslé vulkanogénne horniny sú zachované na rozličných miestach nad kryštalinikom veporika, ojedinele aj tatrika.

Predstavujú relikty výplne malých kontinentálnych sedimentačných bazénov pravdepodobne grabenového typu, založených na kontinentálnom bloku v severnom sedimentačnom priestore sensu VOZÁROVÁ a VOZÁR (1975).

Vznik permokarbónskeho sedimentačného priestoru hronika sa viaže na tafrogénnu etapu variského orogénu. Ťahové napätia spôsobili vznik bazénu riftogénneho typu žľabovitého tvaru, ktorého vulkanicko-sedimentárna výplň bola závislá od pulzujúcej synsedimentárnej tektoniky.

Zloženie arkózovo-drobových a pieskovcových sedimentov ipolitickej skupiny odráža pôvod klastického materiálu hlavne z granitoidov, migmatitov a vysokostupňových metamorfítov.

O rozlámaní pevného bloku a o procesoch rozťahovania pri tvorbe sedimentačného bazénu hronika svedčí veľká hrúbka sedimentov a viacfázový andezitovo--bazaltový vulkanizmus tholeiitového magmatického trendu.

Sedimentačné prostredie bolo generálne kontinentálne, charakterizované subprostrediami – deltovým, jazerným, deltovo-jazerným, fluviaálnym, aluviaálnym, ktoré zahŕňali sprievodné mikroprostredia, závislé hlavne od klimatických podmienok.

Mezozoické obdobie

Vo všetkých zónach sa mezozoická sedimentácia začala v spodnom triase. Na rozsiahlych rovinách penenplénizovanej variskej sústavy, v alúviách občasných divočiacich tokov a v sladkovodných jazerách sa ukladali piesky lúžňanských vrstiev (MIŠÍK a JABLONSKÝ, 1978). Roviny vnútornej časti hronicko-silickej zóny však podľahli výraznejšej subsidencii. V jej dôsledku boli už začiatkom triasu zaplavené morom, v ktorom sa usadzovali piesčité a ílovité sedimenty seiských vrstiev. Vo vyššej časti spodného triasu plytké more zaplavilo všetky zóny, pričom v južnej z nich sa uplatnila už aj karbonátová sedimentácia s hojnejšou organodetritickou zložkou (kampilské vrstvy) a vulkanická činnosť (ryolity). Charakteristickou črtou spodnotriasovej panvy je existencia lagún s akumuláciou evaporitov. V strednom triase vo všetkých zónach prevládali podmienky karbonatickej platformy.

V tatickej a veporickej zóne vznikali plytkovodné karbonáty v prostredí sčasti s normálnou, sčasti so zvýšenou salinitou. Podmienky rastu rifov boli pravdepodobne obmedzené (teraz lokálne zaregistrované v sekvencii Veľkého boku). V južnej časti veporickej zóny časť sedimentov struženickej sekvencie naznačuje i existenciu panvovej sedimentácie.

Aj v hronicko-silickej zóne vládli podmienky karbonatickej platformy, kde za podmienok prevažne normálnej salinity vznikli rozličné typy plytkovodných karbonátov. Podmienky na rast rifov boli priaznivejšie ako v severnejších zónach. Špecifickou črtou tejto platformy je, že sa v nej vytvorila sústava priehlbín s podmienkami sedimentácie panvového typu (reiflinské, lokálne schreyeralmské vápence).

V spodnom karne bola vo veporickej a hronicko-silickej zóne karbonatická sedimentácia prerušená privalom terigénneho materiálu lunzkých vrstiev. Podľa mienky autorov (napr. ANDRUSOV, 1959; MELLO a POLÁK, 1978) najväčšie hrúbky tohto materiálu sa uložili v priestoroch priehlbín strednotriasovej karbonatickej platformy.

Vo vrchnom triase nastala výraznejšia diferenciácia sedimentárnych podmienok. V tatickej a veporskej zóne vznikli pestrofarebné peliticko-detritické sedimenty v asociácii chemogénnych dolomitov a síranov, ktoré dokumentujú prinajmenšom občasné hypersalinické prostredie. O podmienkach sedimentácie vo vnútornej časti veporickej zóny máme len bodové informácie. V hronicko-silickej zóne sa po invázii spodnokarnských detritík obnovili podmienky karbonatickej platformy s rifovou a lagunárnou sedimentáciou, lokálne aj s panvovou sedimentáciou (norik Dudlavej skaly).

V najvyššom triase plytkovodná sedimentácia pokračovala (typ uloženín kôsenenských vrstiev), ale vertikálne pohyby kôry (možno už do karnu, o čom by svedčila rôzna hrúbka), ktoré sa dávajú do súvislosti so starokimerskou fázou, viedli k vynoreniu tatickej a presne nevymedziteľnej časti veporickej zóny (východná časť sekvencie Veľkého boku).

Aby bolo možné bez ťažkostí korelovať opísané zóny s triasovými paleotektonickými elementmi MAHELA (1986), dodajme, že 1. tatická a veporicá sedimentačná zóna zodpovedá jeho centrálnokarpatskému prahu, kde by sa v podklade bazénu mali strieďať zóny s ťažkou a ľahkou kontinentálnou kôrou. Druhá sedimentačná zóna, hronicko-silická, zodpovedá jeho paraliogeosynklinále, kde v podklade bazénu údajne dominovala ťažká kontinentálna kôra.

Predpokladáme, že v jure a spodnej kriede všade dominovala morská sedimentácia, hoci temer v celom tatriku (s výnimkou sekvencie Červenej Magury a šiprúnskej v sz. cípe mapy) súdobé sedimenty chýbajú.

Vo väčšej časti hronicko-silickej a veporickej zóny liasová plytkomorská, zväčša karbonatická sedimentácia neprerušene nadväzovala na triasovú, ale more zaplavilo takmer všetky vrchnotriasové súše aj v tatickej zóne. V priebehu vrch-

ného sinemúru – spodného dogeru sa mobilita dna výrazne zvýšila a prejavila sa pestrým súborom litofácií.

V externejšej časti tatrckého pásma (šiprúnskom trogu sensu ANDRUSOV, 1965; fatranskej priehlbine sensu MAHEL, 1986) dominovala sedimentácia hlbokovodných slieňov a vápencov allgäuských vrstiev, vo vnútornejšej časti (tribečská geantiklinála, resp. tatranský prah, 1. c.) plytkovodných piesčito-krinoidových a krinoidových vápencov hierlatzského typu.

Vo veporickom pásme v tomto období sedimentovali litofácie hierlatzských a adnetských vápencov, škvrtitých slieňov a vápencov s *Bositra* a rozličných krinoidových a rohovcových vápencov. Variabilná stratigrafická hodnota jednotlivých litofácií a ich usporiadania naznačujú, že jedny laterálne prechádzajú do druhých v priečnom, ale aj pozdĺžnom smere na priebeh zóny. V zóne, ktorá dnes lemuje severný okraj kryštalinika, veporika (= priestruženický svah v zmysle MAHELA), sedimentovali i mangánové bridlice a tu i tam brekcie.

V hronicko-silickom priestore v plytkovodných podmienkach sedimentovali rozličné typy vápencov, hlavne krinoidových.

Už v liase naznačená morfológická členitosť dna sedimentačného priestoru sa zachovala, ba zvýraznila sa počas dogeru–spodného malmu. Vtedy dno všetkých zón podľahlo subsidencii, ktorá nebola kompenzovaná sedimentmi. V hlbokovodných trogoch (šiprúnsky, zliechovský, 1. c.) sa ukladali rádioláriové vápence a rádiolarity, na prahu medzi nimi (cf. supra) sa ukladali pelagické vápence, ktoré vznikli v menších hĺbkach. Pre vnútornú časť veporskej zóny chýba záznam. V hronickej zóne sa tvorili pelagické vápence.

Od kimeridžu sa sedimentácia vo všetkých zónach odohrávala približne v rovnakých podmienkach – vznikali vápence typu ammonitico rosso a pelagické kalpionelové vápence, neskôr hlavne sliene. Sedimentácia v hronicko-silickej zóne sa pravdepodobne skončila v neokóme. V severnejších zónach v albe a cenomane sa odohrávala flyšová sedimentácia, sprevádzaná slabou vulkanickou činnosťou.

Kriedová tektogenéza, ktorá pravdepodobne postihla najprv južnú zónu, vyvrcholila v turóne a dala vznik predgosauskej príkrovovej sústave. Na jej stavbe sa podieľajú uvedené hlavné a čiastkové tektonické jednotky.

O geologickom vývoji v období senónu a paleocénu máme skromné údaje.

Je však nepochybné, že ak nie celá, tak prinajmenšom východná časť predgosauskej hlboko erodovanej sústavy študovaného regiónu podľahla takej subsidencii, že bola v senóne zaliata plytkým morom. Svedčia o tom vápence a sliene zachované v okolí Dudlavej skaly.

Po senóne a pred eocénom predgosauská sústava príkrovov bola prinajmenšom lokálne vnútorne prepracovaná. Svedčí o tom miestami vertikálny úklon styčnej plochy čiastkových príkrovov hronika, ktorý je starší ako transgresívny eocén Liptovskej kotliny.

Vývoj v terciéri a kvartéri

Pred stredným eocénom v klimatických podmienkach subtropického pásma mohli vznikáť plošne obmedzené rozličné kontinentálne sedimenty, typické pre horské, podhorské a nížinné oblasti. Za ich reprezentanta sa považujú červené zlepenca a pieskovce pri Braväcove.

Na silno deštruovanú vnútrokarpatskú sústavu transgredovalo eocénne more. Sedimentačný cyklus podtatranskej skupiny na severnej strane Nízkych Tatier sa začal vo vrchnom lutéte a skončil sa v spodnom oligocéne. Nad plytkovodnými zlepenkami, vápencami a pieskovecami sa ukladali pieskovo-ílovité a vyššie najmä ílovité sedimenty. Sedimentačný cyklus v Breznianskej kotline sa skončil akumuláciou spodnooligocénnych brakických až sladkovodných ílov, pieskov a štrkov, prinášaných z priľahlých pohorí.

V staršom neogéne (v miocéne–vrchnom oligocéne?) po výraznej tektonickej a eróznej fáze limnický vývoj sladkovodných jazier (prevažne s bočným prínosom fluvialných štrkov) ešte určitý čas pokračoval a vyznieval (panva vajsokvských zlepenčov).

Po jeho skončení, niekedy v priebehu miocénu (?), sa prakticky skončil aj panvový vývoj horehronskej sedimentačnej depresie vôbec. Zhruba koncom miocénu možno predpokladať na tomto území prechodné obdobie zrejme iba fluvialno-terestrického vývoja (?) so vznikom toku Prahrona, charakterizované veľkou aktivitou dislokačných tektonických pohybov a vulkanickou činnosťou (andezity a ich vulkanoklastiká na juhu Breznianskej kotliny). Pri vtedajšej, v podstate prvotnej diferenciacii povrchového reliéfu Horehronia možno predpokladať aj sformovanie základnej podoby dnešnej Breznianskej kotliny.

Po tomto období vývoj väčšej časti horehronskeho úvalu v pliocéne charakterizuje najprv typicky fluvialno-limnický vývoj v prietochných jazerách Hrona.

Ďalší vývoj nasledoval po postsedimentačnej a priečnej tektonickej diferenciacii vtedajšej hronskej dolinnej depresie, ale aj so sedimentačnou výplňou (poklesom krýh najmä v oblasti Hornej a Dolnej Lehoty).

Išlo o tzv. kombinovaný fluvialny vývoj Hrona, t. j. striedajúci dolinné úseky a úseky malých a silno prietokových jazerno-riečnych panvičiek. Vznikla tak pôvodná a iniciálna úroveň dna doliny (zachovaná vo zvyškoch tzv. poriečnej rovne), ktorej fluvialna štrková akumulácia býva zaradovaná do vrchného pliocénu.

Širokú iniciálnu dolinu horného Hrona vo vrchnom pliocéne môžeme už v plnej miere považovať za fluvialnu formu doliny. V kvartéri pokračoval jej vývoj najmä tvorbou hronských terás a ich akumulácií (za spolupôsobenia diferenciacných tektonických pohybov krýh).

Vlastný horský masív Nízkych Tatier bol v pliocéne a čiastočne aj v kvartéri ako elevačná tektonická makroštruktúra prevažne erózne-denudačným územím.

Vývoj kvartéru prebiehal diferencovane najmä v troch základných častiach územia regiónu: a) v horehronskom podolí, b) v Nízkych Tatrách (s dolinami), c) na južných okrajoch a v častiach Popradskej kotliny.

Striedanie klimatických cyklov chladných a teplých období (neskôr ako striedanie glaciálov a interglaciálov) podmieňovalo periodicitu eróznou-akumulačných cyklov kvartérneho vývoja. Na našom území sa prejavila vo vývoji fluviaľnej a proluviaľnej, glaci-fluviaľnej a glaciénnej sedimentácie. Periodicita je postihnuteľná i vo vývoji chemicko-biogénnej sedimentácie sladkovodných vápencov kvartéru (travertínu, penovcov), v sedimentácii svahovín (rozličných typov) je stratigraficky ťažko identifikovateľná.

Najmenej údajov máme na rekonštrukciu vývoja v starom pleistocéne (premindeli čiže preelsterskom období). V doline Hrona prebiehala tvorba akumulácií vysokých terás, t. j. stupňa plošinovej terasy (T IX), 1. vysokej terasy (T VII) a dvojitého stupňa 2. a 3. vysokej terasy (T VIb a VIa).

V Nízkych Tatrách prevládala eróznou-denudačný odnos materiálu, zaľadnenie pohoria nie je doložené ani priamo, ani nepriamo.

Severný okraj Nízkych Tatier v Liptovskej kotline zasahovali v priebehu starého pleistocénu toky Bieleho Váhu až Váhu (spočiatku i Belej), akumulujúce sa glaci-fluviaľne sedimenty, pochádzajúce z dolín Vysokých Tatier, na území regiónu zachované v pásme Východná – Hybe – Kráľova Lehota. Podobný vývoj možno predpokladať aj v priľahlom úseku Popradskej kotliny. V starom pleistocéne sa postupne sformovali základy dnešnej podoby makroforiem reliéfu povrchu (napr. Breznianskej kotliny na Horehroní).

Záver dlhotrvajúceho obdobia starého pleistocénu bol opäť v znamení výraznej aktivizácie dislokačných tektonických pohybov (hlavná tektonická etapa v kvartéri).

Nástupom stredného pleistocénu sa geologicko-morfologický vývoj kvartéru výrazne zmenil. Ide najmä o nepriame doloženie (sedimentmi glaci-fluviaľných kužeľov a terás z pohoria) zaľadnenia Nízkych Tatier od začiatkov stredného pleistocénu (pričom výrazné glaci-fluviaľne terasy akumulácií vysokotatranského pôvodu majú vo Vysokých Tatrách už aj priame morénové ekvivalenty), o zmeny v charaktere tvorby terás (zúženie dolín, zväčšenie ich spádu) a pod.

Poukazuje to na nástup „úplne pleistocénnych“ glaciálov (s prostredím glaciálno-niválnej a periglaciálnej klímy pre geologicko-morfologický vývoj). Obdobie stredného pleistocénu má staršiu časť (mindelskú čiže elsterskú) a mladšiu časť (riskú čiže sálsku s. l.).

Stredný pleistocén v staršej (mindelskej) časti sa v doline Hrona vyznačuje tvorbou riečnych tzv. vyšších terás (dvojstupeň T V a T IV, na mape nerozlíšený), zachovaný na úseku Heľpa – Medzibrod.

V Nízkych Tatrách sa z tohto obdobia zachovalo akumulovanie glacifluviálnych sedimentov dvojitého kužeľa v doline Bystrej (tzv. vysoký kužeľ v Piesku) a kužeľa pri vyústení Jasenskej doliny. Umožňuje to predpokladať súveké zaľadenie v pohorí. Je tu preukázaná fluviálna sedimentácia terasových akumulácií, a to dvojstupňa vyšších terás na Čiernom Váhu (Kráľova Lehota) a Hornáde (Vikartovce).

Analogické glacifluviálne terasové sedimenty pri s. okraji pohoria na Bielom Váhu až Váhu (Važec – Kráľova Lehota) boli transportované z predpolia Vysokých Tatier. Podobne môžeme predpokladať usadzovanie vysokotatranských glacifluviálnych sedimentov aj na príľahlom okraji Popradskej kotliny na spišskej strane pohoria. Napokon začiatkom stredného pleistocénu sa začala aj tvorba časti travertínov (vrch „Hincova“) na ložisku Hranovnica – Vernár.

Mladší (riský) úsek stredného pleistocénu sa v najväčšej miere prejavil v dnešných erózo-akumulačných kvartérnych formách reliéfu. V doline Hrona prebiehal vývoj riečnych akumulácií troch stredných terasových stupňov (T III, T IIB, T IIA) s výskytom pri Val'kovni a najmä pri Heľpe so značným stupňom zachovania. Súčasne s terasami IIB a IIA vznikali 2 generácie náplavových kužeľov ústiacych do doliny Hrona (najstaršia nie je priamo doložená), najvýraznejšie v Bacúchu.

V južných dolinách Nízkych Tatier sa preukázala tvorba troch generácií glacifluviálnej sedimentácie (doliny Bystrá, Vajskovská, Jaseniarska a Lomnístá) a na severe pri vyústení dolín z pohoria (Jánska, Demänovská, Krížska) je z nich priamo zachovaná iba najmladšia generácia. Z toho môžeme usúdiť, že v spomínaných dolinách Nízkych Tatier existovali až tri zaľadenia. V ďalších dolinách pohoria súčasne prebiehala tvorba fluviálnych akumulácií troch stredných terás – na Hornáde, Čiernom Váhu i Boci (Kráľova Lehota), pričom vo vyústení vnútorných dolín z pohoria sa z nich zachovala len najmladšia terasa (Kľačianska, Lupčianska, Sliáčska, Zemianska a Ludrovská dolina na severe a Sopotnícka dolina na juhu Nízkych Tatier). Do mladšieho úseku pleistocénu sa v pohorí zaraďuje aj vznik ďalšej časti pevných travertínov na ložisku Hranovnica – Vernár. Významná bola zrejme aj tvorba rozličných svahovín (svahové hliny a sutiny, soliflukčné sedimenty).

Na okraji Liptovskej kotliny pozdĺž s. úpätia Nízkych Tatier sa v opisovanom období akumulovali glacifluviálne sedimenty z dolín a predpolia Vysokých Tatier (Belá a hlavne Biely Váh až Váh – po Liptovský Hrádok s Liptovskou Porúbkou a Podturňou), postupne prechádzajúce do sedimentov fluviálneho charakteru (na mapované územie siahajú len vážske terasové akumulácie v Liptovskom Jáne a Závažnej Porube).

Napokon okraj výbežku Popradskej kotliny k úpätiu Nízkych Tatier mal vtedy intenzívnu glacifluviálnu akumuláciu z dolín Vysokých Tatier (najmä v čase ich maximálneho zaľadenia, Lučivná v doline Mlynice).

Mladý pleistocén zahŕňa posledný interglaciál (ris/würm čiže ems. 1.) a glaciál (würm čiže vislan alebo vistulan) v závere pleistocénu.

Ľadovce posledného zaľadnenia Nízkych Tatier zanechali po sebe morénové sedimenty nielen v kotloch hlavného hrebeňa d'umbierskej (nepatrne aj kráľovo-hol'skej) časti pohoria, ale aj v dolinách d'umbierskej (centrálnej) časti. Ľadovcové splazy v dolinách nedosahovali ani k okraju pohoria. Najmä pri postupnej deglaciácii dolín sa tieto doliny postupne vyplňali glaciáluviálnymi náplavami (občas až k vyústeniu z pohoria), zachovanými vo forme úzkych terás.

Ľadovce boli v Bystrej (p. Bystrianka), Vajskovskej a Lomnistej doline, na severe v doline p. Štiavnica a v doline p. Bystrá (a Lundárovo p.) zo sústavy Jánskej doliny (p. Štiavnica), v oboch zdrojových dolinách zo sústavy Demänovskej doliny (p. Demänovka) i v Krížskej doline (p. Paludžanka). Ostatné hlavné i čiastkové doliny pohoria sa vo würme vyplňali periglaciálnymi (soliflukčnými) a fluviálnymi sedimentmi (terajšie dnové výplne a akumulácie). Na svahoch sa lokálne hromadili rozličné periglaciálne typy svahovín. Prevažne do mladého pleistocénu sú datované krehké penovce travertínového ložiska Hranovnica – Vernár (a s problematickou alternatívou i v Spišskej Teplici), ale aj rašeliny v Spišskej Teplici (už na okraji Popradskej kotliny). V Horehronskej doline je würm charakterizovaný vývojom fluviálnej štrkovej dnovej akumulácie Hrona a proluviálnych dnových náplavových kužeľov (napr. v Bacúchu) do jeho doliny.

Severne od Nízkych Tatier sa vtedy usadzovala dnová akumulácia Váhu (priestor Liptovský Ján – Liptovský Mikuláš). Výplň dna doliny Belej a Bieleho Váhu (až Váhu po sútok s Belou v Liptovskom Hrádku) mala glaciáluviálny charakter a pôvod z Vysokých Tatier, rovnako ako štrková dnová výplň Mlynice (Malého Popradu) až Popradu na okraji výbežku Popradskej kotliny (Štrba, Lučivná – Svit).

Postglaciálny (holocénny) až recentný vývoj charakterizuje všeobecne okrem eróznej činnosti akumulovanie hlinitého až hlinito-štrkovitého sedimentu v nížkách riek a potokov, dobudovanie pokryvu svahovín, tvorba rašelin a väčšiny penovcov a travertínov.

Akumulácie kvartérnych sedimentov na povrchu územia regiónu boli v podmienkach periglaciálnej klímy (podľa zachovaných stôp najmä v mladom pleistocéne až holocéne) často postihnuté fosílnymi, reliktnými i recentnými periglaciálnymi procesmi. Ich výsledkom bola nielen tvorba rozličných periglaciálnych a soliflukčných sedimentov, ale aj vznik rozličných druhov periglaciálnych javov (mrzozóné kliny a involúcie, štruktúrne vrstvené stopy existencie permofrostu, polygonálne pôdy). Fosílna až recentná periglaciálna javy dnes nachádzame najmä vo vrcholovej časti pohoria.

V priebehu kvartéru sa v karbonatických horninách Nízkych Tatier výrazne prejavili krasové procesy. Súčasťou formovania podzemného krasu bola akumu-

lácia jaskynných sedimentov. Najvýraznejšie krasové javy sa vytvorili v Demänovských jaskyniach v Demänovskej doline, ktorých členené jaskynné sedimenty (poschodia) boli korelované s terasovými sedimentmi Demänovky a Váhu (DROPPA, 1955 a i.). Systém úrovní Demänovky v jaskyniach má 10 kvartérnych poschodí (od vrchu sú označované písmenami A, B, C, D, E, F, G, H, I, J). Jaskynné sedimenty sú aj v jaskyni Bystrá, Važecká a v niektorých ďalších drobných jaskyniach. V jaskynných sedimentoch sa občas nachádza fosílna fauna (malakofauna, zvyšky kostí a zuby cicavcov).

LITOLÓGIA A STRATIGRAFIA

TATRIKUM

Horninové súbory tejto tektonickej jednotky budujú podstatnú časť Ďumbierskych Tatier a približne 90 % z povrchových východov pripadá na kryštalinikum. Toto kryštalinikum predstavuje terén, ktorého výskum zásadne ovplyvnil predstavy o vývoji metamorfovaných komplexov a granitoidných masívov tatrika vôbec. Napriek tomu, že mezozoické horniny sú veľmi neúplne zastúpené v Ďumbierskych Tatrách, bola definovaná sekvencia Červenej Magury .

Metamorfované horniny

174 biotitické a dvojsľudové ruly s páskovanou textúrou

Rozprestierajú sa v pruhu od Hiadeľskej doliny až po východné zakončenie Ďumbierskeho kryštalinika. Striedajú sa v nich tmavšie pásiky, prevažne bohaté na biotit, so svetlejšími, kremenno-živcovými. Aj preto boli tieto horniny v minulosti označované súhrnne ako páskované (stromatitické) migmatity. Existujú rozličné variety s nerovnomerne, nevýrazne, príp. tenko-paralelne páskovanými textúrami, prechádzajúcimi až do hrubopáskovaných.

CAMBEL et al. (1977) uvádzajú na základe stanovenia obsahu izotopov Pb^{206}/U^{238} vek niektorých akcesorických minerálov migmatitu od Srdiečka: monazit 310 mil. rokov, zirkón 395 mil. rokov.

Štruktúra týchto hornín je prevažne heteroblastická so striedaním sa lepidogranoblastickej a granoblastickej.

V prípade väčšieho nahromadenia sľudových materiálov je štruktúra hornín granolepidoblastická až lepidoblastická, biotit miestami vytvára glomeroblastické zhluky. Na zložení svetlej časti hornín sa podieľajú kremeň a živec. Plagioklas bazicity oligoklas – kyslý andezín (An_{22-30}) býva polysynteticky lamelovaný. Je kataklasticky porušený a premenený na sekundárne minerály.

K živce sú v horninách zastúpené v rozličnom objeme. Často sú pertitické a v dôsledku neskoršieho porušenia albitizované. Biotit, zväčša výrazne pleochroický, sa podstatnou mierou podieľa na zložení hornín. Býva do rôzneho stupňa deformovaný a chloritizovaný, epidotizovaný a vybielený, s tmavými vylúčeninami. Skoro vždy prevláda nad muskovitom. Z akcesórií treba spomenúť zirkón, apatit, sillimanit, granát a rudné minerály.

173 biotitické a dvojsľudové ruly s okatou textúrou

Tento typ horniny mnohí autori predtým označovali ako okaté migmatity (oftalmity). Vyskytuje sa spolu s rulami s páskovanou (stromatitickou) textúrou, pričom obe variety často prechádzajú jedna do druhej.

Oká K živcov dosahujú veľkosť 2–4 cm, boli však pozorované i väčšie. Ich sfarbenie je sivobiele až sivé. Ostatná drobnozrná okolitá forma hornín je plošne paralelne usmernená, väčšinou nevýrazne pásikavá.

Štruktúra rúl s väčšími okami K živcov je porfyroblastická, kým v ostatnej hmote lepidogranoblastická, miestami granoblastická. K živce poikiliticky uzatvárajú hlavne plagioklas, biotit a kremeň. Zrná plagioklasov svojou bazicitou zodpovedajú prevažne oligoklasu. Dosť hojný býva antipertit, miestami aj myrmektit. Biotit prevláda v základnej osnove, je tmavohnedo až tmavočervenohnedo sfarbený. Často býva deformovaný, premenený na sekundárne minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, aj vybielený za vzniku tmavých vylúčenín oxidov aj rutilu – sagenitu. Aj lupienky muskovitu sú často ohýbané, undulózne zhášajú. Z akcesórií sú v horninách prítomné hlavne zrná apatitu, zirkónu a rudné minerály.

172 biotitické pararuly

Sú prítomné hlavne v jz. časti d'umbierskeho kryštalinika. Na iných miestach, kde prevládajú páskované a okaté ruly, sa nachádzajú len vo forme úzkych polôh, ktorých hrúbka je od niekoľkých cm do desiatok metrov.

Na základnej minerálnej asociácii rúl sa podieľajú: plagioklas (An_{12-34}) + kremeň + biotit ± muskovit ± K živce ± granát ± sillimanit ± kordierit ± ± klinozoizit.

Ojedinele sa v šličoch z tejto oblasti našiel distén a staurolit (PULEC in MIKO et al., 1977). Najbežnejšími sú muskoviticko-biotitické (± granát), menej biotitické, granaticko-biotitické, muskoviticko-kremité a kremité variety rúl, príp. i ruly s kordieritom (z oblasti medzi Matúšovou dolinou a Tokárňou).

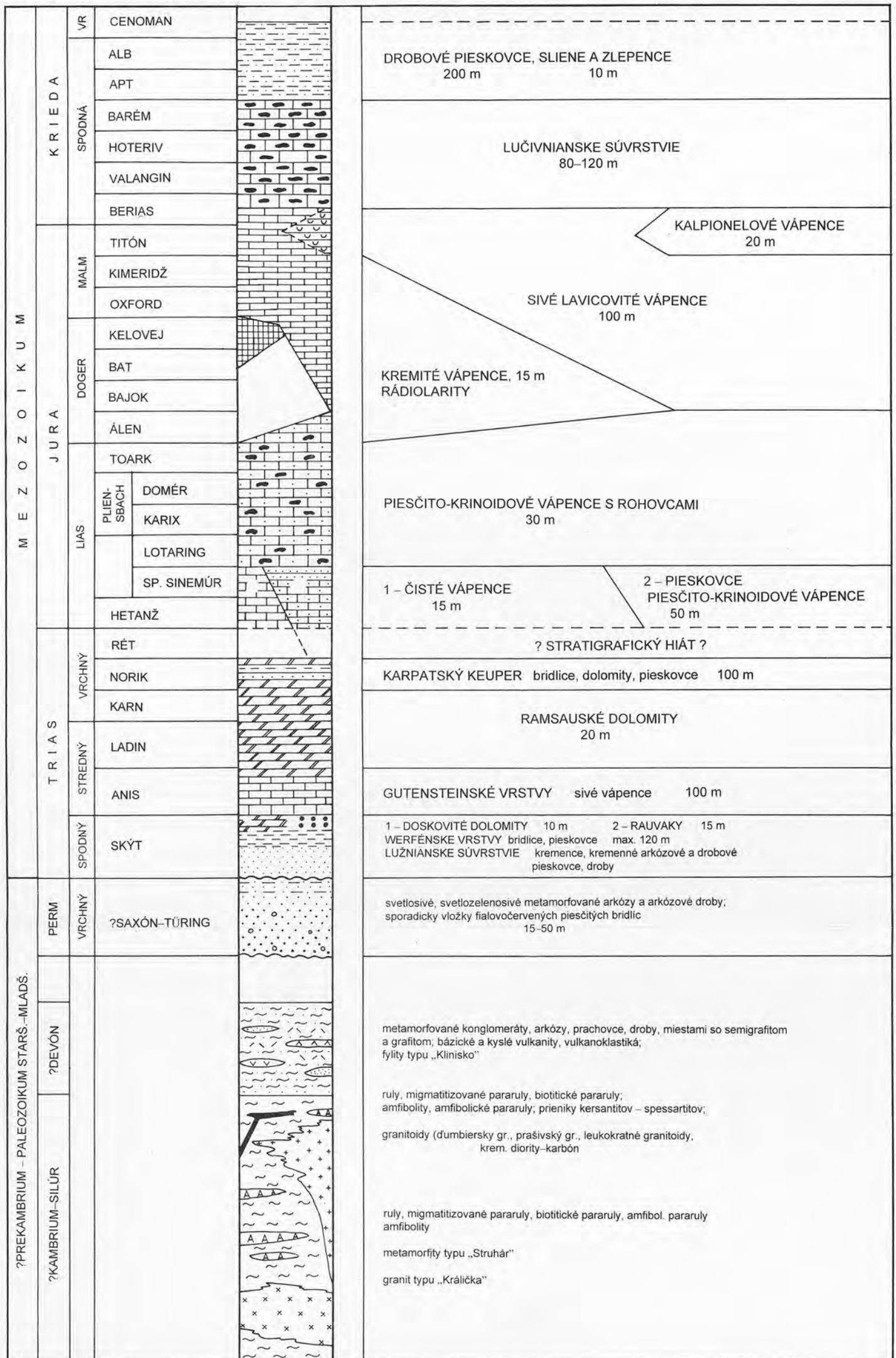
KOUTEK (1931) spomína zo Šifrovej doliny biotiticko-pyroxenickú rulu, obsahujúcu diopsidický pyroxén, amfibol, plagioklas andezínového zloženia, K živce a kremeň. Podobné horniny sa našli v širokom okolí Jesenia, v údolí Viržinga a v Slivkovej doline (MIKO et al., 1977).

Textúra rúl je plošne paralelná, pri niektorých lineárne plošne paralelná. Sfarbenie závisí od prevládajúcich minerálov. Horniny sú prevažne drobnozrné, lupeňovité. Štruktúra rúl je lepidogranoblastická, pri viac kvarcitických variantoch granoblastická a tam, kde prevládajú sľudy, aj lepidoblastická. Zrná granátu tvoria porfyroblasty. V horninách so sillimanitom je štruktúra fibro-lepidogranoblastická.

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA

T A T R I K U M

Zostavili: A. Bujnovský, A. Vozárová a A. Klinec, 1988



171 ortoruly typu „Struhár”

Tieto horniny sa vyskytujú s. a sv. od Jesenia, medzi Jesenskou a Lomnistou dolinou v okolí Struhára, ako aj s. od Hornej Lehoty a pri Mýte pod Ďumbierom. Vyčlenili ich BEZÁK a KLINEC (1980). Pôvodne boli označené ako drobnozrné aplitoidné horniny s reliktnými šmuhami biotitu.

Ortoruly sú drobn- až strednozrnité, výrazne usmernené horniny. V svetlých varietách prevládajú plagioklasy (An_{9-12}), hojný je kremeň i K živce. Obsah slúdu je do 5 %; prítomné sú biotity a muskovity. Pozorovali sme aj sillimanit. V biotitických rulách tvoriacich vložky je nízky obsah K živcov, plagioklas je reprezentovaný andezinom. Lokálne je dosť hojný aj granát.

Miestami sa spolu s ortorulami vyskytujú i úzke polohy amfibolitov; niektoré horniny majú charakter amfibolických mikrodiortov.

170 amfibolity

Hojnejšie sa vyskytujú hlavne medzi Bukovskou a Suchou dolinou, medzi Gelfusovou a Špíglovou dolinou a po obidvoch stranách Lomnistej doliny. Vytvárajú väčšinou malé telesá dĺžky max. niekoľko 100 m a hrúbky niekoľko metrov až decimetrov. Telesá amfibolitov ležia vo väčšine prípadov konformne s okolitými metamorfítmi. Pôvodne išlo prevažne o výlevy bazických efuzív nie veľkého rozsahu, menej intruzívne, príp. subvulkanické telesá. Podľa HOVORKU (1976) zloženie metabazitov je blízke tholeiitickým bazaltom až bazaltom bohatým na Al gabroperidotitovej formácie.

Amfibolity sú spravidla tmavej, sivočierno-zelenkavej farby, masívne, drobn- až stredozrné, s výrazne lineárne plošne paralelnou textúrou. Štruktúra je granonematoblastická až lepidogranonematoblastická, miestami kataklastická. Základná asociácia minerálov je: amfibol + plagioklas \pm kremeň \pm biotit \pm klinozoizit \pm granát. Obsah amfibolu v horninách kolíše. Zrná majú svetlozelené pleochroické zafarbenie; ich zhášanie podľa $\gamma/c = 15-18^\circ$. Miestami sú poikilblastické. Bývajú do rozličného stupňa chloritizované, biotitizované a epidotizované.

Bazicitá plagioklasov je andezín (An_{36-42}), sú sericitizované aj saussuritizované. Kremeň je zastúpený v nevýznamnom množstve. Niekedy je prítomný i biotit, ktorý vznikol aj premenou amfibolov. Miestami sa vyskytuje granát s prevahou almandínovej zložky. Z akcesórií sme pozorovali hlavne apatit, zirkón, rudné minerály (často leukoxenizované a limonitizované).

169 amfibolické ruly

Horniny tohto typu sú známe napr. z hrebeňa medzi Gelfusovou a Špíglovou dolinou. Na rozdiel od iných rúl obsahujú v podstatnom množstve amfibol; od

vlastných amfibolitov sa líšia vyšším obsahom plagioklasov a kremeňa (kremeňa nad 10 % objemu).

Pôvodne predstavovali pravdepodobne sedimenty s prínosom produktov bázičného vulkanizmu. Ruly sú tmavosivé, drobnó- až stredozrnné. Majú lineárne plošne paralelnú, často nevýrazne páskovanú textúru. Hrúbka svetlejších i tmavších páskov býva 2–3 cm i viacej. Štruktúra hornín je heteroblastická so striedaním lepidonematogranoblastickej s lepidogranoblastickou i granoblastickou. Amfibolické ruly sú často kataklasticky porušené.

Väčšie zrná amfibolov sú poikiloblastické a bývajú chloritizované. Bazicitá plagioklasov je andezín (An_{30-35}); zrná sú polysynteticky lemované, intenzívne sericitizované a saussuritizované. Kremeň býva zastúpený v nepatnom množstve. Lupienky biotitu sú niekedy ohýbané, chloritizované a epidotizované, s tmavými vylúčeninami. Miestami je prítomný i granát. Z akcesórií sa vyskytujú apatit, zirkón, tmavé rudné minerály a titanit.

168 dvojsľudové pararuly ± s grafitovou prímiesou

Pararuly s grafitovou prímiesou vystupujú najmä v oblasti Sb-Au ložiska Medzibrod na výskytoch Močiar – Sopotnická dolina – Bukovská dolina. Početné polohy sa potvrdili aj vrtnými a geofyzikálnymi prácami (MICHÁLEK et al., 1988; VYBÍRAL, 1986). Horniny sú často diafторizované, majú charakter fylonitov.

Paragenéza metamorfovaných minerálov v dvojsľudových pararulách: kremeň + muskovit + biotit + plagioklas ± grafit. Obsah kremeňa sa pohybuje v množstve do 50 %, plagioklasu okolo 10–20 %, sľúd v priemere okolo 30 %. V súbore pararúl sú bežné vložky bohaté na sľudy, prípadne grafit a ochudobnené o kremeň a živec. Majú textúry charakteristické pre svorové horniny.

Grafitizovaná organická hmota vytvára v štruktúre lineárne usmernené šmuhy alebo jemne rozptýlené zrnká (najčastejšie prítomné v muskovitoch). Obsah grafitu kolíše od 0, X % do 1 % i viac (koncentrácia v tektonicky exponovaných úsekoch). Medzirovinné vzdialenosti grafitov, odvodené z hodnôt d_{002} , sa pohybujú v rozsahu 0,336 až 0,337 nm a zodpovedajú grafitu s prímiesou semi-grafitu.

Nižší stupeň usporiadanosti štruktúrnej mriežky, potvrdený aj TG a DT analýzou, spolu s paragenézou metamorfovaných minerálov naznačujú podmienky premeny v spodnej časti amfibolitovej fácie, resp. v biotitovej zóne fácie zelených bridlíc.

Izotopické zloženie grafitov $^{13}C/^{12}C$ sa pohybuje v rozmedzí pomerov 27,02–30,26 %, čo indikuje ich organický pôvod a zároveň potvrdzuje, že horniny neprekročili stredný stupeň premeny (MOLÁK et al., 1989).

167 kremenné pararuly ± s grafitoidnou prímiesou

Vystupujú ako súčasť súboru dvojsľudových pararúl. Výraznejší horizont tvoria v Bukovskej doline pod kótou Matúšová. Makroskopicky sú drobnozrné, ostrohranného rozpadu, často so zachovanými reliktnými pôvodnej sedimentárnej textúry v podobe tmavo sfarbených lamín obohatených o grafitoid, ktoré miestami prejavujú náznaky cyklického usporiadania. Základnú paragenézu metamorfovaných minerálov v kremenných pararulách tvorí kremeň + plagioklas + biotit ± grafit ± muskovit.

Charakteristickým znakom je v nich pomerne vysoký obsah kremeňa. Kremenné pararuly sú postihnuté postmetamorfnými deformačnými a pneumatolyticko-hydrotermálnymi premenami. Pôvodné minerálne zloženie je skresľované sekundárnou muskovitizáciou, mikroklinizáciou a miestami aj pertitizáciou. Sericitizácia a karbonatizácia miestami úplne zastierajú pôvodnú štruktúru.

Paragenéza metamorfovaných minerálov biotit + plagioklas ± muskovit má pomerne široký tepelný rozsah vzniku. Na základe zachovania sedimentárnych textúr, nízkej bazicity plagioklasov (oligoklas), stupňa kryštalinity organickej hmoty predpokladáme stupeň premeny na rozhraní biotitovej zóny fácie zelených bridlic a spodnej časti amfibolitovej fácie (T 450–550 °C). Preto sa bežne zachovali subgrafitické častice organickej hmoty a čiastočne grafitizované fytklasty (MOLÁK et al., 1989). PLANDEROVÁ (1986) v niektorých vzorkách identifikovala staropaleozoické palynomorfy. Podľa zníženého obsahu TR ich nemožno porovnať s metasedimentárnymi bridlicami z oblasti Kyslej, ale najskôr s bridlicami typu „Klinisko“.

166 metasedimenty a metavulkanoklastiká, miestami so subgrafitickou prímiesou

Tieto horniny boli zistené v oblasti medzi Sopotnicou a Lomnistou dolinou. Pôvodne boli považované za diafortity migmatitov, avšak na základe nálezov palynomorf, výskytu uhľikatej hmoty metaantracitovej až semigrafitovej povahy (MOLÁK et al., 1986) organického pôvodu ich možno zaradiť k nízkostupňovým metamorfítom.

Obsah subgrafitickej uhľikatej hmoty v diseminovanej forme je okolo 0,1 %. Miestami v dôsledku koncentrácie počas dislokačnej metamorfózy stúpol obsah až do 1 %. Kým obsah bitúmenov a humínov je nepatrný, C_{org} je viazaný prevažne na zvyškový uhlík (nad 90 %). Izotopické zloženie $C_{zv} - 25,75$ jednoznačne poukazuje na organický pôvod uhlíka a korešponduje s grafitickým uhlíkom z rulového komplexu.

Stupeň kryštalinity rozptýlenej organickej substancie je nízky, prevažne do úrovne metaantracitu až semigrafitu. Pozorovali sme aj karbonifikované a čias-

točne grafitizované fytoklasty (MOLÁK et al., 1989). PLANDEROVÁ (1986) vo viacerých vzorkách týchto hornín zistila identifikovateľné palynomorfy, poukazujúce prevažne na devónsky vek.

Minerálne paragenézy: kremeň + muskovit + chlorit ± metaantracit ± semi-grafit; kremeň + muskovit + karbonát ± semigrafit; kremeň + muskovit + albit; kremeň + muskovit + biotit; albit + amfibol (aktinolitický ?).

Horniny sú rozličnou intenzitou postihnuté sekundárnymi premenami. Intenzívna je sericitizácia, karbonatizácia, silicifikácia, miestami aj turmalinizácia a chloritizácia; bežný je sekundárny muskovit.

Paragenézy metamorfovaných minerálov a nízky stupeň kryštalinity organickej hmoty svedčia o premene hornín za podmienok vrchnej časti fácie zelených bridlíc.

165 sivozelené a sivohnedé fylity

Prevažne fylitovú sekvenciu, umiestnenú medzi granitom a spodnotriasovými kremencami v hornom údolí Lupčianky, zmapoval KOUTEK (1931). Pretože sa zásadne odlišuje od rulových komplexov južného svahu Ďumbierskych Tatier, opísal ju pod menom „kryštalické bridlice Kliniska“.

Fylity sú jemnozrnné, lupeňovité, sivohnedastej až hnedej farby, miestami zelenkavé. Majú plošne paralelnú bridličnatú textúru, bývajú i nevýrazne páskované. Štruktúra hornín je blastopsamitická, lepidogranoblastická, lokálne heteroblastická. Kremeň býva často rekryštalizovaný. Biotit je dosť rovnomerne rozptýlený, miestami chloritizovaný a vybielený. Albit tvorí miestami porfyroblasty. Prítomný je i sericit, resp. muskovit. V akcesorickom množstve sa nachádzajú turmalín, apatit, zirkón, ojedinele granát, rutil a rudné minerály.

V horninách je prítomná aj prímes uhlíkatej hmoty (obsah okolo 0,1 %) v semigrafitickej a grafitickej forme. Jej izotopické zloženie poukazuje na organický pôvod.

Teplota premeny hornín nepresiahla 450° C (stanovené pomocou grafitového geotermometra).

Staropaleozoický vek „kryštalinických bridlíc Kliniska“ pomocou palynomorf signalizovali ČORNÁ a KAMENICKÝ (1976). PLANDEROVÁ v nich zistila tasmanitovú a leiosphaeridovú flóru indikujúcu spodný devón.

Magmatické horniny

Granitoidné horniny vystupujú v s. a z. časti Ďumbierskych Tatier. Ďumbiersky, prašivský a latiborský typ budujú vlastný nízkotatranský plutón, kým žuly králičského typu a väčšina žíl lamprofýrov vystupuje v prostredí kryštalických bridlíc.

Geochronologické datovania granitoidných hornín urobili KANTOR (1959, 1961, 1980), BOJKO et al. (1975), SČERBAK a CAMBEL et al. (1977). Podľa nich nízkotatranský plutón je možné charakterizovať ako hercýnsky magmatický komplex, ktorého formovanie prebehlo v časovom úseku 360–260 mil. rokov.

Nové poznatky o stavbe plutónu získal SIEGL (1967, 1973a, b, 1974, 1976) a DUPEJ a SIEGL (1982), ktorí urobili analýzu hercýnskej vnútornej stavby a alpinských deformácií plutónu.

Podľa SIEGLA (1976) nízkotatranský plutón predstavuje synkinematické až neskorosynkinematické, makroskopicky anizotropné, primárne konformné teleso. Za najstaršie predalpínske prvky sa považujú foliácie modálnej inhomogenity kremeňa a biotitu, ktoré vznikli v tom istom štruktúrno-deformačnom pláne ako metamorfity plášt'a (l. c.). V rámci plutónu neboli pozorované štruktúry magmatického toku. Časť leukokratných granitov bola zreteľne mobilnejšia (podobne ako pegmatity) a vo vrchných častiach plutónu môžu byť makroskopicky diskordantné k staršej stavbe granitoidov, prípadne makrouzavrenín, alebo v plášti tvoria neosom migmatitov. V podobnom štruktúrnom vzťahu sa nachádzajú aj dajky a žily granitov prašivského typu a olivínického kerzantitu, vystupujúce na ložisku v Dúbrave (LUKÁČIK, 1982; HOVORKA, CHOVAN a MICHÁLEK, 1982).

Súbežne so štruktúrnym výskumom posledných rokov sa robilo mineralogicko-petrografické a geochemické štúdium jednotlivých facií granitoidov (DÁVIDOVÁ, 1978a, b; HATÁR, 1979; LUKÁČIK, 1981, 1982a, b, 1983; SIEGL a DUPEJ, 1982; HOVORKA a SPIŠIAK, 1983). Podľa LUKÁČIKA (1982b, 1983) medzi granitoidmi plutónu je možné vyčleniť tieto faciie:

A) *magmatické*:

1. tonality až granodiority (ďumbiersky typ),
2. granodiority až granity (prašivský typ);

B) *magmatické – čiastočne postihnuté alkalickou metasomatózou*:

1. granodiority–granity (králičský typ),
2. leukokratné granity;

C) *metasomatické*:

granity latiborského typu.

Na základe petrochemického štúdia (LUKÁČIK, 1981, 1982b) granitoidy nízkotatranského plutónu podľa Niggliho hodnôt patria k vápenato-alkalickým horninám, komagmatické granitoidy ďumbierskeho a prašivského typu podľa indexu Peacocka patria k vápenatým horninám. Vzájomým pomerom alkálií (KUZNECOV et al., 1976) granitoidy komagmatického radu patria do skupiny nátriových hornín. Metasomatické granity latiborského typu patria do skupiny káliových hornín a spolu so zvýšenými hodnotami normatívneho korundu sa po petrografickej stránke podobajú granodioritom – granitom typu Králička.

164 biotitické a dvojsľudové granity (typ Králička)

Vystupujú v podobe menších telies medzi Bystrou dolinou a Vyšnou Bocou. Podľa DUPEJA a SIEGLA (1982) sú tieto granity stredozrné, v okrajových fáciách s apliticko-pegmatitickým vývojom. Makroskopicky sa líšia od leukosomu migmatitov svetloružovou farbou, masívnou štruktúrou a jemnejšou zrnitosťou.

Kremene granitov sú xenomorfné, tvoria inklúzie v plagioklasoch, alebo vyplňajú intergranulárne priestory. Plastická deformácia je sprevádzaná rekryštalizáciou na okrajoch zrn. Miestami uzatvárajú muskovit, sillimanit a apatit. Najmladší kremeň tvorí spolu so sericitom výplň trhlínok. Plagioklasy sú sericitizované, saussuritizované, albitizované. Bazicita v jadre zonálnych plagioklasov dosahuje An_{26-30} , v prechodnej zóne An_{24-26} a na okraji An_{8-11} . Pozorovali sme jedince s inverznou zonálnosťou, ako aj nezonálne. Inklúzie tvoria kremeň, sillimanit a premenený biotit. K živce sú xenomorfné, často mikropertitické. Muskovity tvoria niekoľko generácií. Nachádzajú sa v paralelnom usporiadaní s biotitom a sillimanitom, alebo tvoria hypautomorfné až xenomorfné zrná neskoromagmatického až metasomatického štádia, ktoré zatláčajú a korodujú živce a sľudy magmatického štádia. Biotity majú tmavohnedý pleochroizmus. Často sú korodované, zatláčané živcami a kremenom, miestami sú premenené na bauerit a pennín. Opakové minerály sú zastúpené hlavne oxidmi Fe–Ti. Planimetrické analýzy hornín v systéme IUGS (1973) zodpovedajú biotitickým dvojsľudovým granitom –granodioritom (DUPEJ a SIEGL, 1982). Teplota kryštalizácie bola 670–690 °C (LUKÁČIK, 1981).

163 biotitické tonality až granodiority (typ Ďumbier)

Makroskopicky sú to stredozrné až hrubozrné horniny, rovnomerne zrnité. Na mnohých miestach je zreteľná prednostná orientácia biotitu a nevýrazne plošne paralelná textúra (= 163a).

V mikroskope možno pozorovať túto minerálnu asociáciu: plagioklasy sú prevažne hypautomorfné, veľkosti do 5–10 mm, bazicita je v rozsahu 26–37, sú albiticky i karlovarsky dvojčatné, zonálne a miestami zreteľne selektívne sericitizované. Inklúzie v plagioklase tvorí prevažne kvapkovitý kremeň veľký 0,1–0,2 mm. Biotity sú prevažne xenomorfné, menej hypautomorfné, veľké od 0,5 mm do 5 mm s hnedozeleným pleochroizmom (hlinitosť $a = 22,5$; železitosť $f = 53,9$). Uzatvárajú zrná zirkónu, apatitu, rudných minerálov. K živce sú prítomné v nevýznamnom množstve, vyplňajú intergranulárne priestory medzi skôr vykryštalizovanými plagioklasmi a kremenmi. Zrná dosahujú veľkosť 2 mm a majú pseudoautomorfné obmedzenie, pretože nekorodujú plagioklasy za vzniku albitických reakčných lemov. Z pertitu je

zastúpený len kryptopertit. Kremene sú xenomorfné, ich veľkosť je 2–5 mm, podobne K živce vystupujú v intergranulárnych priestoroch, undulózne zhášajú. V kataklasticky postihnutých typoch sú na okrajoch drvené.

Akcesórie sú zastúpené zirkónom, apatitom, zoizitom, epidotom a opakovými minerálmi.

Na základe planimetrických analýz ZOUKKA (1931), MACEKA a KAMENICKÉHO (1979), DUPEJA a SIEGLA (1982) uvedené horniny v systéme IUGS (1973) klasifikujeme ako biotitické tonality až granodiority. Teplota kryštalizácie magmatogénnych minerálov týchto hornín bola 690–730 °C (LUKÁČIK, 1981).

162 muskoviticko-biotitické granodiority až granity (typ Prašivá)

V západnej časti nízkotatranského plutónu predstavujú prevládajúci faciálny typ.

Granitoidy prašivského typu sú strednozrné až hrubozrné. Textúru majú heterogénnu, usmernenú (= 162a) i všesmernú. Zastúpené sú rovnomerne zrnité typy, ktoré prechádzajú do nevýrazne porfyrických až porfyrických typov. Porfyrické výrastlice tvoria ružovkasté až žltkasté K živce do veľkosti 2–3 cm. Plagioklasy dosahujú veľkosť až 1 cm, sú bielosivé, postihnuté kataklázou, zelenkavej farby.

Plagioklasy I tvoria samostatné zrná, bývajú však aj poikiliticky uzatvárané K živcom. Na styku s K živcom vznikajú albitické reakčné lemy s bazicitou An_{7-9} . Bazicita v jadre zonálnych plagioklasov dosahuje An_{33} , na okraji do An_{17} . Uzatvárajú biotit a akcesorické minerály. Plagioklasy II sú uzatvárané K živcom a od plagioklasov I sa odlišujú menším rozmerom (0,2–1 mm). Sú oválne až izometrické, miestami hypautomorfné až automorfné obmedzené. Aj pre ne sú typické reakčné lemy (myrmekity). Podobné symplektity vznikajú aj na styku plagioklasu a biotitu.

K živce (ortoklas–mikroclin) tvoria xenomorfné až hypautomorfné zrná. Miestami sa nachádzajú v porfyrickom vývoji. Prítomné sú tak zonálne, ako aj nezonálne jedince. Pri zonálnych jedincoch je zreteľná interzonálna orientácia inklúzií plagioklasov II a biotitov.

Orientované usporiadanie inklúzií býva aj pri nezonálnych typoch a oba typy možno považovať za produkty kryštalizácie z magmatickej taveniny.

Biotity sú hypautomorfné až xenomorfné, veľké 3–4 mm, hnedozelené (a–23, 7; f–51, 9). Miestami na styku s K živcom je biotit korodovaný, s reakčnými lemmi baueritu alebo samostatnými lupienkami muskovitu. Uzatvára inklúzie rutilu a zirkónu, okolo ktorého sa tvoria pleochroické dvorčky. Kataklázou postihnuté typy sú chloritizované, epidotizované a baueritizované.

Muskovity sú menej zastúpené ako biotit. Ich obmedzenie je prevažne xenomorfné. Tvoria lupienky v intergranulárnych priestoroch veľké 1–2 mm, ale aj

drobnejšie lupienky v porfyrických výrastliciach a na ich okrajoch, ktoré vznikali až v záverečných fázach kryštalizácie.

Z primárne akcesorických minerálov sú zastúpené Fe-Ti rudné minerály, rutil, zirkón, apatit, monazit. Zo sekundárnych minerálov sú prítomné leukoxén, titanit, epidot, zoizit, ortit, kalcit, opakované minerály.

Modálne zloženie podľa klasifikácie IUGS (1973) zodpovedá biotitickým, muskoviticko-biotitickým granodioritom až granitom. Teplota kryštalizácie granitoidov prašivského typu je 670–700 °C (LUKÁČIK, 1981).

161 biotitické a dvojsľudové granity (latiborský typ)

V rámci nízkotatranského plutónu predstavujú špecifický faciálny typ metasomatických granitov (LUKÁČIK, 1982b, 1983). Vystupujú tak v prostredí biotitických granitoidov až tonalitov s nebulitickými textúrami, ako aj v oblastiach s izotropnou i anizotropnou stavbou granitoidov d'umbierskeho typu. Možno ich pozorovať na viacerých miestach, avšak najtypickejšie vystupujú v. od Latiborskej hole (k. I 643) a v Špiglovej doline.

Makroskopicky sú drobno- až stredne zrnité a nevýrazne porfyrické. Zo sľúd prevláda červenohnedý biotit. Jeho pleochroizmus je podľa X svetlohnedý, podľa Y, Z červenohnedý (hlinitosť a–26, 5; železitosť f–58). Uzatvára minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a akcesórie s obsahom RA prvkov s pleochroickými dvorčekom. Muskovity tvoria lupienky do 1 mm. Vystupujú v asociácii s K živcom a tvoria aj symplektity s kremeňom. Plagioklas sú hypautomorfné až xenomorfné, veľké 1–2 mm, albiticky, periklinovo i karlovarsky dvojčatné, s bazicitou An_{22-24} . K živce dosahujú veľkosť 5–6 mm, miestami sú polysynteticky mriežkované, uzatvárajú plagioklas i biotit, ktoré sčasti resorbujú. Prítomné sú mikropertity, hrubšie vláknité pertity i šachovnicové albity. Zrná kremeňa majú veľkosť 1–2 mm, majú penetračný charakter, vystupujú v intergranulárnych priestoroch, alebo vo forme kvapkovitého kremeňa v plagioklasoch a v K živci. Akcesórie sú zastúpené minerálmi epidotovo-zoizitovej skupiny, monazitom, zirkónom, kordieritom, granátom a rudnými minerálmi.

Špecifickými znakmi týchto hornín sú: plagioklas bez oscilačnej zonálnosti (ak je zonálnosť prítomná, tak býva len jednoduchá, skladajúca sa z vonkajšej a vnútornej zóny); drobné biotity a ich výrazný hnedočervený pleochroizmus podľa Z, symplektity muskovitu a kremeňa, vystupovanie muskovitov v asociácii s K živcami.

Na základe modálnych analýz sú uvedené horniny v systéme IUGS (1973) klasifikované ako muskoviticko-biotitické až dvojsľudové leukogranity až granity (LUKÁČIK, 1982b).

160 biotitické granodiority až tonality s nebulitickými textúrami

Tvorí južný okraj nízkotatranského plutónu v pásme medzi Sopotnickou a Lomnistou dolinou. Ide o heterogénne horniny, ktoré v závislosti od stupňa granitizácie nadobúdajú vzhľad granitoidov, inokedy, ak je podiel prevažne biotitického substrátu väčší, až vzhľad nebulitických migmatitov.

Substrát takýchto hornín vystupuje v podobe početných neostrých šmúh. Metatekt je reprezentovaný hrubozrnným kremenno-živcovým materiálom a tam, kde plagioklas nadobúdajú izometrický vývoj, majú horniny vzhľad perlových rúl.

Podľa SIEGLA (1976) uvedené faciálne typy tvoria primárnu hranicu nízkotatranského plutónu. Smerom na sever pozvoľna prechádzajú do oblastí s anizotropnou stavbou granitoidov. Ich styk s páskovanými a okatými rulami plášťa je tektonický a v oblasti v. od Chabenca (k. 1 515) je ohraničený i prerušovaným pruhom amfibolitov a amfibolických rúl (LUKÁČIK, 1974).

Minerálne zloženie týchto hornín je takéto: plagioklas s bazicitou An_{25-30} , K živec, kremeň, biotit, sillimanit, kordierit, granát.

159 leukokratné granity

Predstavujú faciie granitoidov pomerne rozšírené na viacerých miestach. Boli zmapované v doline Veľké Železné, s. od Chabenca (k. 1 955) a Kotlísk (k. 1 937), v sedle Poľany. Väčšie rozšírenie dosahujú po oboch stranách Demänovskej doliny, odkiaľ pokračujú do oblasti s. od Ludárovej hole (k. 1 731 m). Opisal ich KUBÍNY (1956). Podľa SIEGLA (1976) ich ohraničenie voči ostatným faciám je zreteľné, nie však ostré. Sledujú tvar plutónu a v anizotropných granitoidoch sú konformné s foliáciou modálnej inhomogenity. Makroskopicky sú anizotropné. Sú masívne, jemnozrnné až drobnozrnné, svetlých farieb, s prevažou muskovitu nad biotitom. Štruktúra týchto hornín je panxenomorfná až hypautomorfne zrnitá.

Podstatne zastúpenými minerálmi sú kremeň, oligoklas až albit. Z K živcov je zastúpený mikroklinpertit, často so šachovnicovým albitom. Biotit je červeno-hnedý, sagenitizovaný, chloritizovaný. Muskovit je hojnejší, často má vejárovité usporiadanie jednotlivých lupienkov. Z akcesorických minerálov je prítomný granát (hlavne v aplitoidných varietách), minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, apatit, zirkón a opakové minerály.

158 kremenné diority až diority

Vystupujú v prostredí granitoidov prašivského typu. Tvorí enklávy s. od Liptovskej Lúžnej v doline Veľké Železné, ďalej na východ na hrebeni medzi

Bôrom (k. 1 886 m) a Jaloviarkou (k. 1 429) a v doline Demänovky. Textúry týchto hornín sú nehomogénne, miestami s ostrou hranicou a inde s postupnými prechodmi do okolitých granitoidov. Sú masívne, stredno- až hrubozrnné, budované obyčajným amfibolom, biotitom, plagioklasom, K živcom metasomatického pôvodu, niekedy v menšej miere kremeňom. Akcesorické minerály zastupuje titanit, apatit, allanit, zirkón, epidot, hypersten a rudné minerály.

157 pegmatity a aplity

Tvorja početné žily v granitoidoch aj v metamorfovanom plášti. Žily pegmatitov a aplitov dosahujú hrúbku najčastejšie do 10 cm, len ojedinele 1–3 m, napr. v strednej časti Sopotnickej doliny a v Bystrej doline. Orientované sú najčastejšie paralelne s foliáciou modálnej inhomogenity. V niektorých prípadoch sme pozorovali aj mladšie žily transversálne k foliácii. Menej hojné sú žily s chloritmi, karbonátmi a albitové žilky s epidotom, ktorých selektívne vyvetrávanie v granitoidoch d'umbierskeho typu opísal ZOUBEK (1931).

Na základe mineralogického štúdia DÁVIDOVÁ (1978a, b) klasifikovala pegmatity ako bežné granatické, menej muskovitické, mikroklinovo-plagioklasové typy, pre ktoré je charakteristická pomerne slabá diferenciacia.

Väčšina draselných živcov štruktúrnym usporiadaním zodpovedá mikroklinom, menej zastúpené sú prechodné štruktúrne formy medzi ortoklasom a mikroklinom a len časť z nich bola identifikovaná ako ortoklasy. Ortoklasový komponent je v rozsahu Or_{39-83} , bazicita plagioklasov je An_{3-21} . V západnej časti plutónu možno však predpokladať i viac diferencované pegmatity, ktoré vznikali v spojitosti s alkalickou metasomatózou a sú nositeľmi Ta-Nb, berylovej a cínovej mineralizácie (HATÁR, 1979; PITOŇÁK a JANÁK, 1983).

156 porfýry, porfyrity, lamprofyry

Vystupujú na viacerých miestach NT plutónu (v masíve Tlstej – dolina Veľké Železné, na ložisku Dúbrava); početnejšie výskyty sa zistili v kryštálických bridliciach v širšom okolí Gápla a v oblasti medzi Jarabou a Mýtom pod Ďumbierom.

Kersantity – spessartity – tvoria roj žíl vo Veľkej Železnej doline (KOUTEK, 1931), pričom sme pozorovali ich prechody do dioritov. Horniny sú tmavozelenej farby s porfyrickými výrastlicami biotitu a obyčajného amfibolu. Základnú hmotu tvorí biotit, zelený amfibol, plagioklas, apatit, z rudných minerálov je hojný pyrit. V širšom okolí Jarabej KAMENICKÝ (1962), HOVORKA (1967), KRIST (1967) opísali kersantity a diferencované spessartity s prechodmi do kremitých dioritových porfyrítov, ktoré sú často autometamorfne, pneumatoliticky až hydrotermálne premenené. Vek týchto hornín na základe geologických kritérií je podľa KAMENICKÉHO (1962) alpínsky.

Paleoalpínsky až neoalpínsky vek sa prisudzuje aj žilnému olivínickému kersantitu z ložiska Dúbrava (HOVORKA et al., 1982).

Kremitý dioritový porfýrit podľa TURANA (1961) tvorí enklávy v mladších žulových porfýroch. Základná hmota je drobnokryštalická, zložená z rovnakého množstva plagioklasov a pyroxénov, silno pneumatoliticko-hydrotermálne premenená. Vek týchto hornín podľa KANTORA (in TURAN, 1961) zodpovedá hranici perm – trias.

Mladšie paleozoikum

V drobných izolovaných výskytoch sú zachované permské, prevažne hrubozrnné droby, označené názvom vážnianske súvrstvie (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988; podľa lok. Vážna v západnej časti Ďumbierskych Tatier). Tvoria šošovky hrúbky max. niekoľko desiatok metrov. Podstatne hrubšie a pestrofarebnejšie súvrstvie permu vystupuje v oblasti Okrúhleho vrchu v záverovej časti Svätôjanskej doliny.

155 arkózové metadroby, miestami s tenkými medzivrstvami brekcií a zlepcov

Súbor svetlosivých, prípadne hrdzavosivých arkózových metadrôb, slabo štruktúrne i mineralogicky vytriedených, s obsahom slabo opracovaných obliakov drobnozrnných granitoidov veľkosti do 5 cm. Sedimenty sú tlakovo deformované, usmernené. Na ich zložení sa okrem granitoidového detritu (kremeň, plagioklas, alkalické žilce, klastické sľudy) podieľajú v malom množstve aj úlomky acidných felzitov.

154 pestré bridlice, arkózové metadroby, zlepenec

Je to súbor klastických sedimentov svetlosivej, fialovosivej a fialovej farby. Prevládajú veľmi hrubozrnné pieskovce s polohami ostrohranných obliakov veľkosti do 5 cm s medzivložkami zlepcov a ojedinele i piesčitých bridlíc. Sedimenty sú slabo štruktúrne i mineralogicky vytriedené. Na ich zložení sa podieľa predovšetkým granitoidový detrit, v nepatrnom množstve úlomky acidných felzitov.

Zloženie pieskocov z oblasti k. Okrúhly vrch

	NT – 1/83	NT – 3/83	NT – 4/83
kremeň	45 %	41 %	26 %
plagioklas	4	17	10
alkalický živec	13	11	15
klastická sľuda	1	6	9
úlomky vulkanitov	4	1	8
úlomky granitoidov	6	–	–
základná hmota	27	24	32

Mezozoikum

Mezozoikum je zachované ako úzky lem po obvode väčšej časti kryštalinika, ale aj ako tenké pruhy uprostred kryštalinika, známe ako synklinála Konského grúňa, Trangošky, Baby. Z pôvodného vrstevného sledu sú väčšinou zachované iba spodnotriasové sedimenty, tu i tam sprevádzané stredotriasovými vápencami a dolomitmi alebo rauvakmi. Úplný vrstevný sled od spodného triasu po cenoman je iba v Salatinách, opísaný ako sekvencia Červenej Magury (KOUTEK, 1931), resp. šiprúnska sekvencia (MATĚJKA, 1927).

153 lúžňanské súvrstvie – kremence, kremenné, arkózové a drobové pieskovce, droby (skýt)

Sú to detritické sedimenty rytmickej sedimentácie, podrobne opísanej KOUTKOM (1931). Ležia diskordantne, miestami tektonicky nad d'umbierskym kryštalinikom alebo uprostred neho. Názov súvrstvia je zvolený podľa obce Liptovská Lúžna. Typový profil je v záreze cesty č. 59 medzi Korytnicou a Donovalmi, referenčný profil v údolí jv. od obce Liptovská Lúžna. Podľa FEJDIOVEJ (1980) prvý člen nad kryštalinikom, hrubý 10 m, pozostáva zo stredozrnných až hrubo-zrnných kremencov, kremenných a arkózových pieskovcov, drôb a drobových pieskovcov. Vtrúsené obliáčiky v nich sú veľké najviac 2 cm. Vo vrchnej časti vystupujú jemnozrnné laminované arkózové pieskovce so šikmým zvrstvením. Farba je svetloružová. V pieskovcoch druhého člena, hrubého 25 m, sa nachádzajú medzivrstvičky ílovcov zelenej farby. Na jeho báze sú prítomné strednozrnné až hrubo-zrnné kremenné pieskovce, arkózové a drobové pieskovce a droby so šikmým zvrstvením a lamináciou (podrobný opis profilu je v práci FEJDIOVEJ, 1977, 1980). Hrúbka súvrstvia je často väčšia ako na typovom profile.

152 verfénske vrstvy – pestré bridlice a pieskovce (skýt)

Z lúžňanského súvrstvia sa pozvoľna vyvíja rytmické striedanie pestrofarebných arkózovitých pieskovcov a ílovito-piesčitých, lokálne vo vrchných častiach i vápnitých bridlíc. Pieskovce sú niekedy šikmo zvrstvené a laterálne sa často vyklíňujú.

KOUTEK (1931) udáva i vložky zlepcov a brekcií, zložených z vlastného spodnotriasového materiálu a stopy po dažďových kvapkách. Ílovito-piesčité bridlice pozostávajú z kremeňa, živca, muskovitu, niekedy aj chloritu a ílovitej hmoty, v ktorej je jemne rozptýlený hematitový pigment. Vo verfénkových vrstvách v Korytnici sa vyskytuje sadrovec a anhydrit (MALATINSKÝ et al., 1973). Vo vápnitých bridliciach z. od Červeného Grúňa zistil BUJNOVSKÝ (1971) *Costatoria costata* (ZENKER, 1883).

151 raувaky (skýt – anis)

Sú to kavernózne dolomitické vápence žltkastých a hnedých odtieňov, hrubé do 30 m. Ide o lokálne striedanie bridlíc, dolomitov a vrstevnatých raувakov, ktoré často obsahujú úlomky dolomitov a verfénskych bridlíc (tzv. polymiktné raувaky). Zaradili sme ich k tatriku, hoci ich genéza a takáto príslušnosť sú niekedy sporné.

150 doskovité dolomity (vrchný skýt)

Vystupujú v nadloží verfénskych vrstiev. Charakteristický profil je obnažený v záreze novej cesty v. od Salatina. Dolomity sú sivožltej farby, dokonale vrstvené, s hrúbkou vrstiev do 10 cm. Sú tesne späté s pórovito-brekciovitými raувakmi. Mikroskopicky zodpovedajú dolomitovým mikritom. Laminácia je často zvýraznená koloidmi Fe a mikritická hmota znečistená zrnkami autigénneho pyritu. KOUTEK (1931) zaradil dolomity do anisu ex. p. ladinu?. *Costatoria costata* (ZENKER) v laminovaných dolomitoch z. od Červeného Grúňa svedčí o skýtskom veku dolomitov i raувakov. Poznamenávame však, že uvedený druh je v Severných Vápencových Alpách uvádzaný i z gutensteinských vápencov anisu a v Južných Alpách z dadokrinusovo-gracilisových vrstiev spodného anisu.

149 gutensteinské vrstvy (anis)

Ich bazálna časť je vyvinutá v podobe sivých doskovitých vápencov, ktoré najčastejšie vystupujú v nadloží raувakov. Čiastočne sú odkryté v lome na Prievalci a v Ráztockej doline (hrúbka cca 10 m). Vrstevnatosť vápencov je zvýraznená tenkými laminami žltkastých slieňov. Vrstvené plochy s vlnitými nepravidelnosťami majú blízkosť k červíkovitým vápencom. Ojedinelé polohy majú charakter lumachelových vápencov zložených z *Costatoria* sp. a drobných gastropódov. Podľa KOUTKA (1931) po rozpustení vápenca zostáva mnoho ílovitého rezídua, v ktorom sa vyskytuje albit, magnetit, chlorit, limonit, vzácne biotit a kremeň. Vyššiu časť reprezentuje bežný typ vrstevnatých gutensteinských vápencov. Najviac sú zastúpené na južnom svahu Magury v hrúbke do 100 m. Ide o tmavé, prevažne mikritické bituminózne, často červíkovité a laminované vápence s tenkými preplástkami krinoidových vápencov. Najčastejšia mikrofácia je ostrakódová, bivalviová, krinoidová, gastropódová, peletová a globochetová.

Podobný ráz majú vápence v trangoškejskej synklinále, ale tam sú v nich hojnejšie vložky dolomitov a tu i tam brekcií.

V oblasti Konského grúňa je situácia neprehľadná. Okrem vápencov gutensteinského typu, často bridličnatých, sa tam vyskytujú čierne vápnité bridlice a čierne zbridličnatené vápence v hrúbke do 10 m; na mape sú zahrnuté do guten-

steinských vrstiev, ale navrhnutý bol aj ich rétsky, resp. neokómsky vek (KETTNER, 1931a). Nemôžeme vylúčiť, že sú analógom bridlíc zo severného svahu Ráztockej doliny. Rozpätie gutensteinských vrstiev súvisí s otázkou hranice spodný – stredný trias. WOLF (1867) zaradil bazálnu časť doskovitých vlnitých vápencov k wellenkalku (z lomu na Prievalci, uvádza *Trachinerita gaillardoti* LEFROY), KOUTEK (1931) do verfénu. V tmavosivých doskovitých vápencoch s nerovným povrchom zistil BUJNOVSKÝ (1971) jv. od Červenej Magury *Neritaria stanensis* (PICHLER) a *Costatoria* sp. Na základe gastropódov prislúcha aj bazálna časť gutensteinských vápencov k anisu.

148 ramsauské dolomity (anis – karn)

Dolomity vystupujú v podobe šošovky na j. svahu Magury. Sú svetlej i tmavosivej farby so žltkastou patinou, vrstevnaté s hrúbkou lavíc 10–15 cm, celistvé, mikritické i silno rekryštalizované so zrnitým dolomitickým rozpadom. Okrem spomínanej šošovky sú pozorovateľné v sutinových blokoch s vložkami tmavosivých bridlíc. V rovnomerne zrnitej mozaike rekryštalizovaných dolomitov sú hojne roztrúsené globulky pyritu (až do 5 %). Bridlice sú tmavosivé až čierne, bituminózne, so šupinkami sericitu. Dolomity a bridlice zastupujú ladin – karn. Ich celková hrúbka je cca 20 m.

Drobné výskyty dolomitov pozdĺž čertovickej línie sú zväčša zmenené na rauvaky. Juhozápadne od Vrbovice sú v asociácii s dolomitmi aj svetlé kryštalické vápence. Dolomity v oblasti „synklinály” Trangošky a Konského grúňa sú zahrnuté do gutensteinských vrstiev.

147 karpatský keuper – bridlice, kremenné pieskovce (norik)

Drobné šošovky tejto litostratigrafickej jednotky na južných svahoch Magury sú zložené z pestrých ílovitých bridlíc, ale hlavne z kremenných pieskovcov bielej, béžovej a hnedastej farby s pozorovateľným krížovým zvrstvením. Okrem najhojnejšieho kremeňa obsahujú ortoklas, mikroklin a oligoklas. Tmel je kremitý, ojedinele železitý. V niektorých polohách pieskovcov sa vyskytujú obliaky bieleho až ružovkastého kremeňa (do 1,5 cm).

146 pieskovce, piesčito-krinoidové vápence (? norik – sp. sinemúr)

Do tohto súvrstvia sú zahrnuté pieskovce a piesčito-krinoidové vápence, ktoré sa nedajú kartograficky rozčleniť. Ide o kremenné pieskovce svetlých farieb od bielej po hnedasté tóny. Sú jemno- až strednozrné, šikmo zvrstvené a možno predstavujú najvyššiu časť karpatského keuperu. Vo vyššej časti sa objavujú po-

lohy piesčito-krinoidových vápencov s hľuzami rohovcov, obsahujúcich aj rostrá belemnitov, čo svedčí o ich príslušnosti k liasu. Okrem kremeňa (max. 1 cm) sú v nich úlomky bridlic, dolomitov a vápencov.

145 sivé lavicovité vápence (hetanž–sinemúr)

Lavicovité, hlavne oolitické vápence sme kartograficky vyznačili v sedle Magury. Ich predpokladaný vek je odvodený z úložných pomerov.

144 piesčito-krinoidové vápence s rohovcami (lotaring – álen)

Na báze tohto komplexu vystupujú tmavosivé krinoidové vápence, silno piesčité, s úlomkami kremeňa. Do nadložia prechádzajú do svetlých krinoidových vápencov s klatickou prímiesou i bez klatickej prímesi kremeňa. Jemnozrnnejšie variety zodpovedajú biomikritom s úlomkami krinoidov, bivalvií a ostrakódov a s náznakmi paralelného usporiadania detritu. V hrubozrnnejších vápencoch bol zistený brachiopód *Tetrarhynchia tetrahedra* (Sow.), poukazujúci na domér. Nad týmito vápencami sa nachádzajú sivé krinoidové vápence s hľuzami tmavosivých rohovcov s malou klatickou prímiesou. Najvyššiu časť tvoria červené krinoidové vápence, ktoré podľa RAKÚSA (1960) reprezentujú lias až álen. Celková hrúbka je okolo 30 m.

143 kremité vápence a rádiolarity (doger–malm)

Táto charakteristická litostratigrafická jednotka šiprúnskej sekvencie Veľkej Fatry v Nízkych Tatrách vystupuje v. od Podsuchej. To zreteľne poukazuje na heteropiu facií v dogeri–malme tatrika. Ide o bežný typ rádiolaritov a kremitých vápencov, sú hojne rozšírené aj v krížňanskom príkrove. Podľa niektorých autorov je táto litostratigrafická jednotka súčasťou šiprúnskej sekvencie, tektonicky oddelenej od sekvencie Červenej Magury.

142 sivé lavicovité vápence (bajok–berias)

Do tohto komplexu sme zaradili rozličné typy vápencov, ktoré nebolo možné kartograficky rozčleniť kvôli neprístupnosti terénu. V jednotlivých bodoch bolo možné zistiť tento vrstevný sled (cf. KULLMANOVÁ et al., 1983):

1. Jemnozrnne až celistvé biomikritické vápence s paralelne usporiadanými filamentmi. Uprostred nich sú polohy lumachelových vápencov, z ktorých pochádza fauna indikujúca bajok–kelovej: *Posidonia alpina* GRASS, *Variamussium pumilum* LAMARCK, *Entolium* cf. *demissum* (PHILLIPS), *Partchiceras* sp., *Tysanoliticeras adeloides* (KUDERNATCH), *Lissoceras* (*Lissoceras*) *psilodiscum* (SCHLÖENBACH), (MAHEL et al., 1964).

1. Krinoidové, lumachelové a doskovité vápence (oxford–kimeridž). Lumachely sú tvorené schránkami amonitov, zriedkavejšie bivalvií, brachiopódov a aptychov. Sú to hrubozrné biosparrudity, z ktorých BUJNOVSKÝ (1971) uvádza: *Glochiceras microdomum* (OPPEL), *Benacoceras heteroplocum* (GEMM.), *Lytoceras polycyclum* NEUMAYR, *Pygope diphya* (COLLONA).

2. Svetlosivé a béžové tenkolavicovité až doskovité kalové vápence, ktoré majú povahu biomikritov: *Crassicolaria massutiniana* (COLOM), *C. parvula* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ.

141 kalpionelové vápence (vyšší titón – spodný berias)

Boli kartograficky vyčlenené iba v prístupných miestach. Sú to svetlosivé a žltozelené sublito grafické vápence s hladkým lastúrovitým lomom. Mikroskopicky zodpovedajú biomikritom s hojnými *Calpionella alpina* a *C. elliptica*. Hrúbka je cca 20 m.

140 lučivnianske súvrstvie – slabo slienité vápence s rohovcami (neokóm)

Tvorí najvyššiu časť vápencového komplexu sekvencie Červenej Magury, dobre odkrytú v. od Podsuchej a v Ludrovianskej doline. Vápence sú tmavosivej farby s hladkým a lastúrovitým lomom, dokonale vrstevnaté od niekoľko cm do 60 cm a často zvrásnené. Obsahujú hľuzy i súvislé vrstvy tmavosivých, často nedokončených rohovcov. Vo vrchnejších polohách sa vyskytujú tenké preplástky vápnitých bridlíc. Z organických zvyškov sa vo vápencoch vyskytujú články krinoidov, foraminifery, ihlice húb, ostrakódy a belemnity. Primes klasického kremeňa je cca do 5 %, veľkosť do 0,16 mm. Podľa vápnitého nanoplanktónu sú neokómskeho veku. Podľa KULLMANOVEJ et al. (1983) sú v najvyššej časti aj intrasparitové a oosparruditové vápence s *Dentalina* sp., *Dorothia* cf. *hauterviana*, *Conorboides* sp. a *Gemeridella minuta*. Celková hrúbka je 80–120 m.

139 drobové pieskovce a slieňovce (apt – spodný cenoman)

Je to najmladšia litostratigrafická jednotka sekvencie Červenej Magury. Súvislé profily v záreze Ludrovianky ukazujú, že ide o súvrstvie, ktoré JABLONSKÝ (1986) nazval porubské. Drobové pieskovce vystupujú v laviciach mocných 20–140 cm s zložkami piesčitých bridlíc, často červenkastej farby. V najvrchnejšej časti sú drobnorytmické sedimenty s vysokou frekvenciou striedania pieskovcov a bridlíc (20 x na 1 m). Vápnité pieskovce, najmä hrubolavicovité, majú klinovitý rozpad a psamitickú štruktúru.

Klastické zrnká kremeňa, z ktorých 20–30 % má veľkosť v \varnothing 0,16 mm, sú ostrohranné s korozívnymi zálivmi. Zriedkavejšie sú polozaoblené úlomky vápencov, dolomitov, kremencov a rohovcov, sericitizované živce, muskovit, sericit a glaukonit. Pieskovce v Ludrovianskej doline obsahujú ťažké minerály, poukazujúce na granitoidný zdroj.

Vzorka % ťažkých minerálov v sedimente	3	4	5
zirkón	4,86	19,00	18,40
rutil	1,35	5,91	2,88
turmalín	5,51	3,38	3,76

Mikrofauna zo slienitých bridlíc uprostred pieskovcov v Ludrovianskej doline poukazuje na spodný alb: *Glomospirella gaultina* (BERTH.), *Bathysiphon nodosariformis* SUBBOTINA, *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS). SALAJ a SAMUEL (1966) pri Podsuchej uvádzajú strednoalbskú mikrofaunu: *Rhizammina* cf. *indivisa* BRADY, *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Lenticulina* (*Lenticulina*) *div. sp.*, *Anomalina* (*Gavelinella*) *ammonoides* (REUSS), *Anomalina* (*Gavelinella*) *complanata* (REUSS), *Hedbergella roberti* (GANDOLFI), *Thalmaninella ticinensis* (GANDOLFI). Spodný cenoman indikuje asociácia: *Marsonella oxykona* (REUSS), *Clavulinooides gaultinus* (MOROZOVA), *Anomalina* (*Gavelinella*) *ammonoides* (REUSS), *Rotalipora appenninica* (RENZ).

Vo flyšovom súvrství sa lokálne vyskytujú aj zlepenec. Napríklad v Ludrovianskej doline v bazálnej časti flyšu je poloha polymiktných zlepenecov s piesčitým tmelom. Množstvo piesčitého tmelu sa mení, obliaky sú často rozptýlené v jemnozrnnejšej piesčitej hmote. Okrem karbonátových obliakov sú prítomné drobné úlomky červených pelitických bridlíc (pravdepodobne z verfenu a keuperu). Nesúvislý výskyt, lineárny priebeh zlepenecového telesa a značné množstvo pieskovcovej základnej hmoty svedčí o vzniku zlepenecov piesčitými prúdmi smerujúcimi k pobrežiu z vyzdvihnutého albského reliéfu. Heterogénny materiál karbonátových a asi aj silikoklastických obliakov pochádza zo starších podložných členov sekvencie Červenej Magury a čiastočne z odkrytého granitoidného jadra.

138 bázičné erup­tíva (spodná krieda)

Na mape sme ich vyznačili j. od chaty Hrdinov SNP. Podľa KETTNERA (1931) a URBANA (1934) alkalické bazalty prenikajú cez pieskovce spodného triasu a vápence a dolomity stredného triasu. MAHEL (1967) a HOVORKA a SPIŠIAK (1988) ich považujú za produkt spodnokriedového vulkanizmu. Základným štruktúrnym typom vulkanitov sú porfyrické typy s pôvodným

porfyrickým olivínom a klinopyroxénom. Porfyrické fázy dosahujú veľkosť 1 mm. Základná hmota bola pôvodne hemikryštalická s variabilným zastúpením kryštalického skla. Mandle dosahujú veľkosť 5 mm. Výplň mandlí tvorí kalcit, chlorit, kremitá hmota, prípadne albit. Vo vulkanitoch sa vyskytujú aj xenolity, orem iných aj karbonátových hornín s tetraoxónnou spikulou pravdepodobne jurského veku (1. c.).

VEPORIKUM

Ako je uvedené v regionálnom prehľade, do tejto jednotky zahrňame elementy sokla, mladého paleozoika a mezozoika, ktoré termínom veporidy označil ANDRUSOV (1960). V našom regióne sú to rozličné kryštalické súbory rozložené východne a južne od čertovickej línie, permsko-mezozoické slabo metamorfované sekvencie, ktoré na nich ležia (struženická, veľkobočká) a sekvencie krížňanského príkrovu ležiace nad tatrikom (cf. MAHEL, 1986).

V regióne, okrem klasického delenia na zóny, od roku 1966 (KLINEC) sa člení veporské kryštalikum na komplexy, z ktorých najrozšírenejšie sú hronský a kráľovohofský. Tieto komplexy boli charakterizované látkovou náplňou (teda ako litostratigrafické, viac alebo menej voľne definované kategórie), ale aj ako samostatné tektonické jednotky ležiace jedna nad druhou. Ďalším výskumom sa však ukázalo, že ich stavba i náplň je zložitá. Preto teraz termín hronský a kráľovohofský komplex používame len v súvisi s citovaním literatúry. Ako formálne litostratigrafické jednotky chápeme komplex Jánovho grúňa a Prednej hole, ktorých paleozoický vek je doložený palynologicky.

Staršie paleozoikum – ? prekambrium

Zaradujeme sem metamorfované horniny stredného a vyššieho stupňa premeny, pri ktorých vek pôvodných sedimentov ani regionálnej metamorfózy nie sú presne známe.

137 amfibolity

Metamorfované bázické horniny typu amfibolitov vytvárajú väčšinou ložné telesá s hrúbkou od niekoľko cm až po desiatky metrov. Miestami, napr. pri Brezne, v závere doliny Hodruša a inde, budujú dosť rozsiahle plochy. Prevládajúcim typom sú tmavé, sivohnedozelené jemno- i strednozrnné amfibolity s. s. Sú často masívne, niekedy aj pásikované, tiež nevyrazne zbrídlíčnatené. Majú lineárne plošne paralelnú textúru a prevažne granonematoblastickú štruktúru. Prevládajú v nich Ca amfiboly (55–65 %) s hnedozeleným, sýtozeleným i svetložltozeleným sfarbením. Miestami sú slabo chloritizované, epidotizované aj urali-

tizované. Plagioklasy majú bazicitu andezínu (An_{30-48}), často sú dost' porušené za vzniku sekundárnych produktov premeny – sericitu, zoizitu i klinozoizitu, albitu, karbonátov a kremeňa. Z akcesórií sa v nich vyskytujú titanit, titanomagnetit, ilmenit, apatit, zirkón a granát.

Miestami, napr. v oblasti doliny Hodruše, Heľpy a inde, sa vyskytujú variety, označené ako migmatitizované amfibolity (BAJANÍK, 1984). Biotitické amfibolity nie sú hojné.

Lokálne je však biotit i prevládajúcim minerálom hornín. Je červenohnedej farby a zrejme mladšieho, metasomatického pôvodu. Z viacerých miest (napr. z okolia Heľpy) sú známe i amfibolity s vyšším obsahom granátov (15–25 %), pričom veľkosť porfyroblastov granátov dosahuje 2–3 mm. Ojedinele sú známe i amfibolity (napr. zo Stratenej doliny pri Závadke), na ktorých zložení sa 80 až 90 % podieľa amfibol. BAJANÍK (1984) z oblasti Štolby a Temnej doliny severne od Závadky uvádza aj afanitické až jemnozrné metabazalty.

136 amfibolické ruly

Severne od Heľpy a Závadky, tiež južne od Veľkého boku v údolí Hodruše, ako aj pri Brezne vystupujú spolu s amfibolitmi konkordantné, niekedy i desiatky metrov hrubé telesá amfibolických rúl. Od amfibolitov sa odlišujú v prvom rade svojimi textúrnymi znakmi. Pásikované a šmuhovité textúry indikujú, že pôvodne išlo o vrstevnaté vulkanicko-sedimentárne horniny, v ktorých materiál bazických vulkanitov bol zmiešaný so sedimentárnou zložkou. Nasvedčuje tomu aj ich minerálne zloženie. Štruktúra hornín je lepidonematogranoblastická, heteroblastická. Obsah amfibolu v horninách varíruje. Plagioklasy sú často intenzívne sericitizované a saussuritizované. V niektorých amfibolických rulách sú hojnejšie prítomné lupienky biotitu, v malom množstve i muskovit. Zriedkavým je i granát. V akcesorickom množstve sú prítomné titanit, apatit, zirkón a rudné minerály. K sekundárnym produktom premeny patria najmä minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Sericit a saussurit vznikli z plagioklasov, kým v porušených amfiboloch sa vytvoril biotit a chlorit. Miestami sú prítomné i karbonáty.

135 albiticko-epidotické amfibolity

V celom masíve Kráľovej hole vystupujú len tri drobné telesá albitovo-epidotických amfibolitov, a to s. od Kráľovej hole a z. a v. od Nižného (Predného) sedla – ako súčasť pruhu fylitov – svorov, granatických svorov, svorových rúl a pararúl. Sú jemno- až drobnozrné, tmavozelenej až svetlozelenej farby, bridličnaté, resp. s jemnou páskovanou textúrou. Štruktúra je nematogranoblastická. Modálne zloženie amfibolitu z lokality z. od Nižného sedla je takéto (PUTIŠ, 1981): obyčajný amfibol (modrozelený) 68,1 %; minerály epidotovo-zoizitovej

skupiny 20,0 %; kremeň 9,7 %; albit–oligoklas 2,0 %, akcesorický granát a biotit. Obsah živcov na iných lokalitách je obyčajne vyšší. Pôvodnými horninami boli hlavne bazaltové tufy, resp. tufity.

134 leptitové ruly

Sú veľmi zriedkavými horninami, vystupujú v podobe tenkých telies v okatých a jemnozrných rulách, konkordantne s ich metamorfnou foliáciou s. a sz. od Strednej hole.

Horniny majú svetlosivú farbu, bežne drobnookatú textúru a je pomerne ťažké odlíšiť ich v prostredí okatých rúl. Štruktúra je blastoporfyrická, resp. blastoporfyroklastická, podmienená fenokrystami, resp. porfyroklastmi živcov, kremeňa, granitoidov a metakvarcítov uprostred jemne bridličnatej základnej masy, ktorá má takéto zloženie: kremeň, plagioklas, K živec, muskovit, ± biotit, ± granát. Ide o rovnaký typ hornín, aký opísal KRIST (1976) pri Čiernom Balogu. Pôvodnými horninami boli pravdepodobne kyslé pyroklastiká, resp. tufity.

Poznámka: vysvetlivky 133 a 132 sú zaradené za vysvetlivkou 120.

131 K živcovo-plagioklasové ruly a synkinematické migmatity, okaté a páskované

Tvoria tektonicky redukovaný pruh pozdĺž čertovickej línie (hrebeň medzi Chorupnianskou a Malužinskou dolinou, oblasť Končistého, Čertovej svadby a ďalej na Z). Vystupujú v tektonickom podloží pararúl, svorových rúl až svorov hronského komplexu a fylitov komplexu Jánovho grúňa a často sú bezprostredne nasunuté na tatrický permsko-mezozoický obal d'umbierskeho kryštalinika.

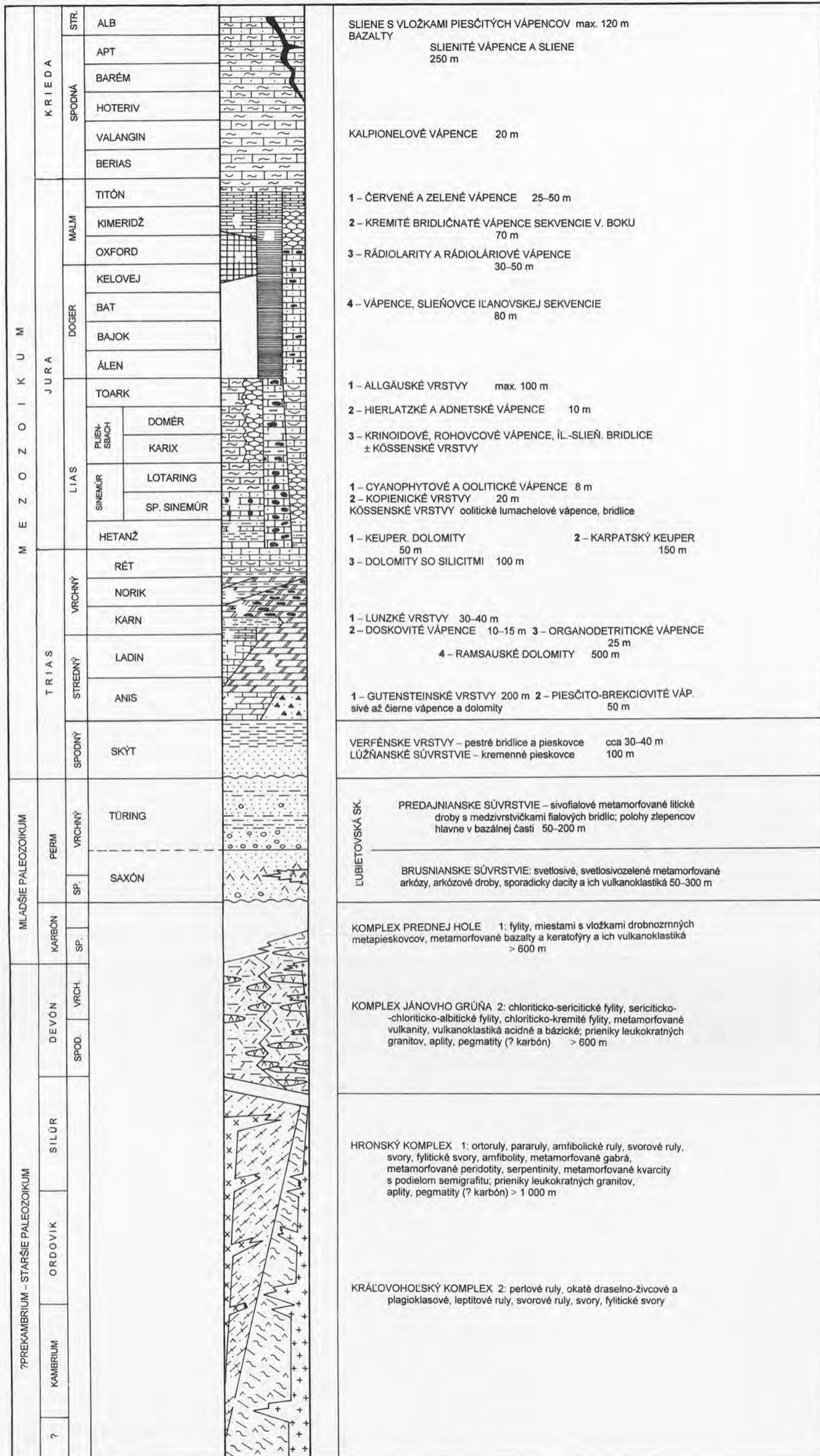
Horniny majú bežne okatú až páskovanú textúru a lepidogranoblastickú štruktúru. Základné minerálne zloženie tvorí: kremeň, plagioklas, mikroklin, muskovit, biotit, granát, ± sillimanit, ± kyanit, apatit. Ich minerálne zloženie je veľmi príbuzné okatým rulám Ďumbierskych Tatier a tzv. ľubietovským rulám v pohorí Čierťaž.

130 K živcovo-plagioklasové blastomylonitické ortoruly (metagranitoidy), okaté a páskované

Budujú podstatnú časť masívu Kráľovej hole. Ich charakteristickou textúrnou črtou sú svetlé oká živcov, hlavne K živcov, ktoré bežne dosahujú veľkosť nad 1 cm, často 3 cm, ojedinele až 6 cm. Vykazujú aj prechody k páskovanej textúre. LEHOTSKÝ et al. (1969) označili tieto horniny v súlade s poznatkami VRÁNU (1966) z južných oblastí veporika ako metagranitoidy až blastomylonity (DR-typ 1–5).

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA VE PORIKUM

Zostavili: A. Bujnovský, A. Biely, A. Vozárová, O. Miko a M. Putiš, 1988



Horniny majú väčšinou výraznú blastickú (granoblastickú) štruktúru a lineárne plošne paralelnú textúru. Ich základné minerálne zloženie býva takéto: kremeň 31,3–41,8 %; plagioklas 17,0–30,3 %; K živec 13,1–29,3 %; muskovit 3,4–15,6 %; biotit 5,8–14,6 %; granát 1,1–2,3 % (podľa 7 modálnych analýz; PUTIŠ, 1981).

Masívnejšie typy majú vcelku dobre zachované textúrne i štruktúrne znaky pôvodných, väčšinou porfyrických granitov a granodioritov. Časť porfyrických výrastlíc má idiomorfnú, bežne hypidiomorfnú formu a výrastlice uzatvárajú 0,5 až 2 mm veľké lupienky biotitu₁. Mikroskopicky sú reliktné štruktúry ešte evidentnejšie. Uzavreniny hrubšie lupeňovitého biotitu₁ v K živcoch, menej plagioklasoch, sú chloritizované, pokryté sagenitom a zhlukmi opakových minerálov (titanomagnetit?), čím naznačujú ich pôvodne zvýšený obsah Ti, charakteristický pre magmatogénne biotity. Pertitické K živce uzavierajú aj saussuritizované a albitizované plagioklasy, pričom na ich styku je často vyvinutý reakčný myrmekitový lem, ktorý naznačuje ich postupnú kryštalizáciu z magmy. Kremeň tvorí výplň medzi zrnami živcov a sľúd₁.

Väčšinou výrazná blastomylonitická foliácia je definovaná novotvorenou – blastomylonitickou minerálnou asociáciou, ktorú tvorí: rekryštalizovaný a reorientovaný (usmernený) kremeň, albit, jemnozrnný muskovit₂, biotit₂, ± granát, turmalín. Zvýšený podiel minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny a albitu na porfyroklastoch plagioklasov a priamo vo foliácii je produktom blastomylonitickej rekryštalizácie magmatických plagioklasov. Rekryštalizácia a neomineralizácia spôsobila zmenšenie zrnitosti a vznik usmernenej lineárne plošne paralelnej stavby horniny. Novotvorené granáty majú zvýšený podiel grossulárovej zložky (40–50 %), čo súvisí s celkovým chemizmom granitoidov. Porfyroklasty živcov popri znakoch synkinematickej rekryštalizácie nesú súčasne znaky postkryštalickej rotácie v sprievode mikrostrihov, ktoré sú vyplnené uvedenou neominerálnou asociáciou.

Porfyroklasty živcov sú „obtekané“ usmernenými jemnozrnnými (0,1–0,3 mm) neoblastickými minerálmi. V rezoch kolmo na lineáciu má hornina takmer všesmernú stavbu. V rezoch pozdĺž lineácie rozťahovania je anizotropia veľmi výrazná (až páskovaná stavba), časť má charakteristickú esovitú formu predĺžených živcov. Mikrotrhliny rozťahovania, orientované kolmo na lineáciu, sú bežne pozorovateľné a sú vyplnené hlavne kremeňom, prípadne albitom, resp. aj ďalšími neoblastickými minerálmi (priečne biotity₂ a muskovity₂).

Podľa rádiometrického datovania jemnozrnného neoblastického biotitu₂ z metatonalitov severného okraja veporského plutónu z oblasti Fabovej hole (270 až 236 mil. r., K-Ar metóda; BIBIKOVÁ et al., 1990), rozdielneho stupňa alpinskej progresívnej metamorfózy permsko-mezozoického obalu a naloženej alpinskej blastomylonitizácie (na metagranitoidy a kryštalické bridlice) ide o neskorohercynsku blastomylonitizáciu v biotitovej a granátovej zóne.

129 blastomylonity granitoidov

Tvoria vrchné časti komplexu okatých rúl (na SZ a J od Kráľovej hole; s. od Zubrovce; severné svahy hlavného hrebeňa), kde sú aj kartograficky vyčlenené. Inde vystupujú vo forme početných tenkých vložiek v okatých rulách celého masívu Kráľovej hole.

Základné minerálne zloženie je rovnaké ako v okatých mylonitických blastorulách, na rozdiel od nich však obsahujú zvyčajne vyšší podiel slúd, granátu a minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny a nižší podiel živcov (so znakmi pokročilej rekryštalizácie). Vyznačujú sa drobnookatou „perlovou“ lineárne plošne paralelnou textúrou, výraznou prevahou rekryštalizačno-neoblastických minerálov nad primárne magmatogénnymi a sú v porovnaní s okatými rulami zreteľne jemnozrnnejšie. Medzi obidvoma typmi hornín sú pozvoľné prechody. V blastomylonitoch je možné mikroskopicky pozorovať takmer úplné zastretie kataklastickej štruktúry intenzívnou rekryštalizáciou (cf. HIGGINS, 1971), veľkosť klastov nepresahuje 0,5 mm a netvoria viac ako 30 % horniny.

128 plagioklasové pararuly, svorové ruly až svory s granátmi a minerálmi epidotovo-zoizitovej skupiny

Tvoria početné tenké vložky v K živcovo-plagioklasových blastomylonitických ortorulách v celom masíve Kráľovej hole (kartograficky nevyčleniteľné). Ich pôvodne injekčný vzťah je evidentný z xenolitov metasedimentov podobného zloženia v celom masíve (Šumiacka dolina, dolina Ždiarskeho lesa), priamo pozorovateľných prienikov granitoidov (Šumiacka dolina, Nižné sedlo, Ždiarsky les, na J od Strednej hole), ako aj ich feldšpatitizácie hlavne K živcami (záver hlavnej cesty pod Nižným sedlom) a prítomnosťou metasomatických blastov muskovitu veľkosti 2–3 mm. Hrubšie plochy boli zistené v oblasti Strednej hole a v doline Šumiackeho potoka. Väčšiu hrúbku majú v podloží fylonitizovaných svorov až pararúl na východných svahoch Kráľovej hole a v závere doliny Čierneho Váhu, kde tvoria najvrchnejšie časti blastomylonitických okatých ortorúl a blastomylonitov. Významnejší pruh týchto hornín je aj na južných svahoch masívu Kráľovej hole medzi Pohorelou a Švermovom.

Základné minerálne zloženie je takéto: kremeň, plagioklas (albit – kyslý oligoklas), biotit, muskovit, granát–almandín, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny. Sú to jemno- až drobnozrné tmavosivé horniny, miestami s prechodmi k drobnookatej textúre (napr. v Nižnom sedle). V predmetamorfnom vývoji mali prevahu zrejme ílovito-drobové sedimenty so zvýšeným podielom vulkanoklastík bázických erupzív. Metamorfóza v masíve Kráľovej hole všeobecne spadá do granátovej zóny regionálnej metamorfózy. Iba v strednej časti doliny Šumiackeho potoka boli zistené pararuly s obsahom andaluzitu a sillimanitu (sillimanitizácia

biotitu a andaluzitu), ktoré reprezentujú andaluzitovo-sillimanitovú zónu (PUTIŠ, 1981, 1987) s dosiahnutou teplotou 542° C (KRIST et al., v tlači). Pozícia metamorfnej foliácie (S_1) a lineácie (L_1) je rovnaká ako v okatých rulách.

127 fylonity svorov, svorových rúl a pararúl

Vystupujú v oblasti vrcholu Kráľovej hole a na jej severných svahoch vo vrchných častiach komplexu okatých rúl a súčasne v tektonickom podloží metapelitov a amfibolitov hronského komplexu. Zastúpené sú aj na južných svahoch masívu Kráľovej hole medzi Pohorelou a Švermovom v nesúvislom pruhu spoločne s pararulami, svorovými rulami až svormi, amfibolitmi, t. j. reliktnými pôvodných hornín spred fylonitizácie, do ktorých pozvoľna prechádzajú.

Minerálne zloženie fylonitov v oblasti masívu Kráľovej hole je takéto (PUTIŠ, 1981): kremeň 39,3–53,4 %; albit (\pm oligoklas) 8,6–19,2 %; muskovit 11,1 až 27,2 %; biotit 4,1–20,0 %; chlorit 3,7–10,3 %; granát 0,7–19,4 %; turmalín 0,4 až 1,4 %. Albitovo-turmalínové fylonity sa striedajú s granatickými fylonitizovanými svormi, ktoré so zvýšením obsahu živcov (albit, resp. albit + oligoklas) prechádzajú do fylonitizovaných svorových rúl až pararúl. V predmetamorfnom vývoji dominovali kremenné fľovité bridlice, ktoré sa striedali s fľovitými bridlicami a kvarciti. Regionálna blastomylonitizácia dosiahla granátovú zónu, podobne ako v okolitých blastomylonitoch granitoidov.

Metamorfná foliácia (S_1) je väčšinou detailne (synmetamorfne) zvrásnená, všeobecne má však rovnakú pozíciu ako v okatých rulách a plagioklasových pararulách. Vo fylonitoch sa nachádzajú kremenné žily alpského typu s kryštálmi čierneho turmalínu veľkosti 0,5–10 cm. Synkinematickú blastomylonitickú rekryštalizáciu (fylonitizáciu) dokazujú aj esovite usporiadané uzavreniny kremeňa a grafitu v novotvorenom albite, resp. aj esovitý ohyb roviny jeho dvojčatných zrastov.

Horniny typu fylonitov vystupujú aj pozdĺž strižných plôch v hrnskom komplexe (oblasť Priehyby; čertovická strižná zóna)

126 granaticko-muskoviticko-biotitické pararuly

Vyskytujú sa v údolí Hrona medzi Breznom a Polomkou. So svormi sa stýkajú tektonicky, ale tektonický kontakt nie je na mape vyznačený.

Granaticko-muskoviticko-biotitické pararuly sú prevažne drobno- až strednozrné, pomerne homogénne, tmavosivohnedo sfarbené. Lupienky sl'úd dosahujú veľkosť do 1–2 mm. Textúra hornín je plošne pararelná, štruktúra lepidogranoblastická s porfyroblastmi granátov, miestami kataklastická. V niektorých vzorkách je kremeň zastúpený v podstatnejšom množstve (34–52 %). Plagioklasy majú bazicitu oligoklasu (An_{20-22}), ich obsah je do 40 %, sú intenzívne sericitiz-

zované. K živce sú prítomné len ojedinele. Biotit (do 2 %) má tmavočerveno-modré sfarbenie, miestami býva porušený, vybielený aj chloritizovaný. Obsah muskovitu lokálne dosahuje 10 %. Granát je vo forme drobných izometrických zŕn, často porušených, chloritizovaných. V akcesorickom množstve boli zistené apatit, zirkón a magnetit.

V intenzívnejšie porušených varietách je kremeň rekrystalizovaný. Živce sú sericitizované. Biotit býva skoro úplne premenený, chloritizovaný aj vybielený za vzniku minerálov epidotovo-zoizitovej skupiny. Mylonity rúl majú svetlé sfarbenie, sú bridličnaté. Plochy zbridličnatenia sú pokryté hlavne sericitom.

125 pararuly s pegmatitovo-aplitoidným granitoidným mobilizátom

Medzi granaticko-muskoviticko-biotitickými pararulami sa lokálne vyskytujú mobilizáty bohaté na muskovit, živce a kremeň, ktoré majú vzhľad stredno- až hrubozrnných pegmatitov, miestami i aplitov. Vytvárajú rozlične hrubé polohy aj hniezdovité nahromadeniny nepravidelných tvarov. Miestami prechádzajú až do čistokremenných výplní. Ich ohraničenie voči okolitým rulám je zväčša ostré, miestami zvýraznené úzkymi lemmi bohatšími na chloritizovaný biotit a čiastočne ochudobnenými o kremeň. Je možné skúmať ich napr. v lome v Leňušskej doline.

Textúra hornín je všesmerná, len miestami čiastočne usmernená. Štruktúru majú lepidogranoblastickú až granoblastickú, poikiloblastickú. Kremeň je výrazne rekrystalizovaný. Polysynteticky lemovaný plagioklas väčšinou býva intenzívne sericitizovaný. K živce sú zmenené na šachovnicový albit, aj na okrajoch majú výrazné albitové reakčné lemy. Muskovit je hojný, jeho lupienky sú deformované. Biotit býva často intenzívne chloritizovaný a epidotizovaný, s drobnými tmavými vylúčeninami. Granát miestami vytvára veľké porfyroblasty. Z akcesórií sme pozorovali zirkón, apatit, turmalín a rudné minerály. K sekundárnym produktom premeny patrí chlorit, sericit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, rutil-sagenit, limonit a kalcit.

Okrem uvedených foriem vystupovania (hniezda, kapsy) sa granitoidný materiál nachádza v pararulách vo forme žiliek, prestupujúcich v hojnom zastúpení základnú horninu.

124 granaticko-muskoviticko-biotitické pararuly, svorové ruly až svory

Sú dominujúcimi horninami kryštalinika Kráľovohofských Tatier (medzi Čertovicou a dolinou Pod úplaz s. od Pohorelej).

Horniny sú jemno- až drobnozrnné (0,2–0,5 mm), ojedinele i hrubozrnejšie (vyše 1 mm). Okrem plošne paralelnej textúry je častá i lineárne plošne paralelná textúra, podmienená drobným (väčšinou mm–cm, zriedkavejšie dm–m rozmerov) synmetamorfovaným zvrásnením metamorfnej foliácie.

Základnú progresívno-metamorfnú minerálnu asociáciu tvorí kremeň, muskovit, biotit, kyslý plagioklas (oligoklas – kyslý andezín), často granát. Zmeny minerálneho zloženia sú odrazom pomerne častých zmien litológie – striedania pararúl, svorových rúl, svorov, ich kvarcitických ekvivalentov až metakvarcitov, bežne aj v rámci odkryvu. Miestami sú spestrené vložkami amfibolicko-biotitických a grafitických bridlíc, tenšími, ale i hrubšími telesami rozličných typov amfibolitov, ojedinele i drobnými telesami amfibolických peridotitov a serpentinitov.

Charakteristickou litologickou črtou predmetamorfnéj sekvencie bolo monotónne striedanie ílovitých bridlíc, drôb a kremenných pieskocov.

Progresívno-metamorfná minerálna asociácia zodpovedá väčšinou granátovej zóne regionálnej metamorfózy (hercýnska?, resp. staršia?); ich pomerne jednoduché zloženie môže byť príčinou neprítomnosti relatívne vyššiemerálnych minerálov (napr. staurolit, andaluzit, sillimanit, kordierit), ktoré sú ináč prítomné (staurolit, andaluzit) v niektorých vložkách svorov napr. pri Pohorelej (vysvetlivka č. 123) a dokazujú existenciu až staurolitovo-andaluzitovej zóny regionálnej metamorfózy.

Ako retrográdne metamorfná predalpínska minerálna asociácia z tohto regiónu sa uvádza: kremeň, muskovit, albit, chlorit, chloritoid. Je charakteristická (resp. jej časť) pre variské diaforyty pararúl, svorových rúl až svorov.

Alpínsky dynamometamorfované ekvivalenty majú povahu fylonitov s novotvorenou minerálnou asociáciou: kremeň, chlorit, sericit–muskovit, albit, ± turmalín, zväčša na úkor starších minerálov. Významnejšie pruhy fylonitov (blastomylonitov) lemujú čertovickú a pohorelskú násunovú zónu, strižné zóny a styk uvedených hornín s kryhami tonalitov.

123 dvojsľudové svory s granátom, chloritom, staurolitom a andaluzitom

Vystupujú ako vložky v pararulách a svorových rulách s. od Pohorelej. Sú to drobnozrnné horniny s priemernou zrnitosťou 0,5 mm (kremeň 0,2–0,4; plagioklas 0,4; biotit a muskovit 0,4–2; granát 0,8–3; staurolit a andaluzit 0,4–1; chloritoid 0,3). Takmer rovné plochy metamorfnéj foliácie (S_1) sú zvýraznené metamorfnou diferenciáciou na pružky bohatšie na kremeň, resp. sľudy. Pri niektorých kryštáloch staurolitu možno vidieť esovité usporiadanie uzatvoreného grafitu a kremeňa, čo svedčí o jeho synkinematickom raste v plochách S_1 . Predalpínska retrográdna metamorfóza sa prejavila muskovitizáciou biotitu, zatlačaním porfyroblastov staurolitu pri jeho okraji jemnozrnným sericitom, muskovitom a chloritoidom. K znakom mladšej – alpínskej retrográdnej metamorfózy patrí: chloritizácia a sagenitizácia biotitu, chloritizácia granátu, sericitizácia plagioklasu, staurolitu a andaluzitu, prítomnosť turmalínu, ako aj sprievodné znaky fylonitizácie.

Komplex Jánovho grúňa

Horniny vulkanicko-sedimentárneho komplexu Jánovho grúňa (cf. MIKO, 1980, 1981) vystupujú najmä na južných svahoch Kráľovohoľských Tatier, s. od Beňuša, Bacúcha a Polomky.

V minulosti boli metamorfované horniny komplexu považované za súčasť krakovského pásma veporika predkambrického veku, intenzívne alpínsky diaftoritizované (MAŠKA a ZOUBEK, 1960; ZOUBEK in MAHEL et al., 1964). Horniny typu žulových porfýrov a granodioritových porfýritov spolu s hrubšie zrnitými granitoidmi boli priradované k permským hypoabysálnym intrúziám, prenikajúcim cez predkambrické komplexy. Podľa KLINCA et al. (1973) bolo súvrstvie spočiatku označené ako súčasť hronskeho komplexu.

Komplex Jánovho grúňa charakterizuje súbor slabo metamorfovaných sedimentov a produktov kyslého i bázičského vulkanizmu, ktoré pôvodne predstavovali subakválne a eruptívne horniny, náležiacie k spilitovo-diabázovo-keratofýrovej kontrastnej formácii (MIKO, 1980, 1981; BAJANÍK, HOVORKA, MIKO a VOZÁR, 1981). Zloženie primárnej magmy bolo vápenato-alkalické, typ kôry prechodný (okraj kontinentu, resp. ostrovné oblúky?). Vulkanické telesá ležia súhlasne s metasedimentmi, vulkanoklastické a vulkanicko-sedimentárne horniny miestami pozvoľna prechádzajú do metasedimentov, čo dokazuje ich súčasný vznik.

Progresívna regionálna metamorfóza hornín prebehla počas hercýnskej orogézy. Zreteľné sú aj účinky intenzívnej alpínskej dislokačnej premeny. So staropaleozoickým vulkanizmom sú pravdepodobne spojené známe výskyty Fe a Cu-Pb-Zn zrudnenia, ako aj barytová mineralizácia v oblasti s. od Bacúcha. Pre súvrstvie Jánovho grúňa je charakteristická aj prítomnosť kremenno-turmalinických hornín, tvoriacich miestami tenké, niekoľkocentimetrové polohy (lokálne 40–50 cm; ojedinеле až 1,5 m) s masívnou, šmuhovitou i brekciovitou textúrou. Horniny obsahujú 1,53–6,23 % B₂O₃ (v závislosti od textúr). V turmalíne prevláda dravitová zložka. Horniny bohaté na turmalín sa nachádzajú iba v strednej a vrchnej časti súvrstvia, prevažne spolu s produktmi kyslého vulkanizmu. Fylity sa vyskytujú hlavne v pásme tiahnucom sa od Bystrej ďalej ponad Mýto pod Ďumbierom, Beňuš a Bacúch. V oblasti ssz. od Polomky prechádzajú na severné svahy pohoria, do doliny Hodruše, kde sa strácajú pod masívom Veľkého boku. Dĺžka pásma je okolo 18 km a šírka miestami viac než 4 km. Sú tu v asociácii s produktmi kyslého aj bázičského vulkanizmu. Fylity sa vyskytujú aj s. od Závadky a Heľpy.

Nálezmi pomerne dobre zachovaných sporomorf bol dokázaný vrchnosilúrsko-spodnokarbónsky vek metasedimentov širšieho okolia Bacúcha (KLINEC, PLANDEROVÁ a MIKO, 1975; PLANDEROVÁ a MIKO, 1977). Taktiež vo fylitoch zo Stratenej doliny s. od Závadky zistila PLANDEROVÁ (in BAJANÍK et al., 1984) prítomnosť spodnovevónskych sporomorf.

V uvedených horninách sú často zachované primárne textúrne znaky (vrstevnatosť, laminácia) i reliktné sedimentárne štruktúry. Minerálna asociácia vo fylitoch je typická pre kremenno-albitovo-muskovitovo-chloritovú až kremenno-albitovo-epidotovo-biotitovú subfáciu fácie zelených bridlic. Najvyššia dosiahnutá teplota premeny bola okolo 400–425° C (stanovené pomocou grafitového geotermometra – ŠENGELIA, MIKO a BEZÁK, 1978).

122 chloriticko-sericitické fylity

Majú väčšinou striebrostivé, zelenkavé zafarbenie, sú jemnozrné – lupeňovité, s výrazne plošne paralelnou textúrou, často synmetamorfné zvrásnené. Štruktúra hornín je blastopsamitická, lepidogranoblastická, heteroblastická. Okrem kremeňa, živcov (prevažne albitového zloženia), sericitu – muskovitu a chloritu sa vo fylitoch lokálne vyskytuje stilpnomelán, niekde i biotit; charakteristická je prítomnosť turmalínu. V malom množstve sú i minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, karbonáty a rudné minerály (hlavne pyrit, magnetit a rutil). Slabo vytriedený polymiktný úlomkový materiál je sčasti vulkanického pôvodu.

121 sericiticko-chloriticko-albitické fylity

Vyskytujú sa lokálne uprostred chloriticko-sericitických fylitov, hlavne v západnej časti Kráľovohorských Tatier (napr. na južných svahoch Čučoriedkovej – 1 324 m, na vrchole Beňušky – 1 542 m a inde). Hojné poikiloporfyroblastické zrná albitu dosahujú veľkosť 2–3 mm.

120 chloriticko-kremenné fylity

Miestami sú v pásme chloriticko-sericitických fylitov prítomné i horniny s vyšším obsahom kremeňa, ktoré majú charakter chloriticko-kremenných fylitov, lokálne prechádzajúcich do metakvarcitov. Tvoria výrazné bralá napr. v západných svahoch doliny Zúbra, ale aj inde.

133 metamorfované efuzíva a vulkanoklastiká ryodacitového až dacitového zloženia

Prítomnosť produktov kyslého vulkanizmu je charakteristická pre súvrstvie Jánovho grúňa. Tieto horniny sa hojne vyskytujú s. od Bacúcha (hrebeň Jánovho grúňa medzi Krškovou a Bacúšskou dolinou, v Sokolovej doline, v oblasti bočného hrebeňa Babinej až Javorinky a medzi Pravou a Ľavou Ráztokou v Ždiar-

skej doline). Na severných svahoch N. Tatier sú známe výskyty medzi závermi dolín Malužinskej a Hodruše. V západnej časti územia, kde sú obnažené prevažne spodné časti súvrstvia, sú telesá kyslých paleovulkanitov zriedkavé. Vyčnievajú v malej kryhe v. od Mýta pod Ďumbierom (k. 729) a kyslý vulkanický materiál sa našiel aj spolu s metasedimentmi pri Bystrej.

Efuzívne členy sa našli v hornej časti Krškovej doliny, na južných svahoch Jánovho grúňa, na úbočiach medzi Hutkami a Nemcovou dolinou, s. od Babinej (1 515 m) a na hlavnom hrebeni v okolí Vrbovice (k. 1 417). Vyskytujú sa väčšinou v strednej a vrchnej časti vulkanogénnych horizontov. Sú masívne, tmavosivej farby, s hojnými fenokrystami kremeňa do 2–4 mm, živcami a lupienkami biotitu. Horniny majú zachované pôvodné porfýrické, nerovnomerne zrnité štruktúry. Základná hmota v nich prevláda nad výrastlicami v pomere 1:3–5. Ojedinelé sú aj afýrové štruktúry. Korodovaný kremeň je medzi výrastlicami najčastejší. Bazicitá plagioklasov zodpovedá andezínu. Miestami sa v menšom množstve nachádzajú aj ortoklasy. Základná hmota hornín bola pôvodne vitrofýrová, felzitová, miestami hyalopilitická. Je rekryštalizovaná, mikrozrnitá, granoblastická aj lepidogranoblastická. Uvedené horniny je možné označiť ako metadacity až metaryodacity.

Lokálne (iba v sutine) sa našli granodioritové porfyrity s hrubšie zrnitou, mikrohypidiomorfne zrnitou základnou hmotou a hojnými výrastlicami korodovaného kremeňa aj živcov. Predstavujú horniny hypoabysálnych intruzívnych telies alebo materiál vnútornej časti väčších efuzívnych telies. Našli sa aj úlomky hornín keratofýrového zloženia a v údolí Kriváň aj úlomky dacito-andezitov.

Metamorfované kyslé vulkanoklastické a vulkanicko-sedimentárne horniny v oblasti Jánovho grúňa a okolí dominujú. Predstavujú vyše 80 % vulkanického materiálu. Aj tieto horniny majú dobre zachované pôvodné textúry a štruktúry. Našli sa metamorfované kryštalolitoklastické tufy i drbnozrné, svetlé, úplne rekryštalizované, pôvodne vitroklastické tufy. Štruktúra hornín je najčastejšie blastokryštaloklastická aj blastolitoklastická. Ojedinele sú prítomné litoklasty hornín s mikrografickou, granofýrovou štruktúrou i drobné úlomky metasedimentov (fylitov, kvarcitov a pod.). Materiál vulkanicko-sedimentárnych hornín je nevytriedený, s nerovnomerne zrnitou, úlomkovitou štruktúrou. Základná hmota väčšinou prevláda nad úlomkami.

132 metamorfované efuzíva a vulkanoklastiká bázického zloženia (metadiabázy, zelené bridlice)

Veľké teleso, budované slabo metamorfovanými produktmi bázického vulkanizmu, leží sv. od Mýta pod Ďumbierom, na západných svahoch Priehyby (k. 1 110); ďalšie sú j. od Jasenka a Lenivej, ako aj v závere doliny Hodruša. Známe sú i z oblasti Remžovej a Jančíkovej doliny i východnejšie. Zelené

bridlice a s nimi vystupujúce metabazaltové tufy a tufity sú aj s. od Závadky (oblasť Štolby a tiež medzi Durbačkou a Temnou dolinou). Južne od Kolesárovej (k. 1 507) ležia zelenkavé bridlice medzi amfibolitmi.

Metamorfované produkty bázičného vulkanizmu sú zväčša drobnozrné až afanitické, tmavosivozelenej farby, masívne i zbridičnatené. Miestami sa v nich zachovali zvyšky primárnych štruktúr a textúr. Podstatnú zložku zelených bridlíc tvoria chlorit, albit, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a karbonáty; obsah kremeňa je v nich kolísavý. V niektorých sú dosť hojne prítomné i rudné minerály. Horniny majú prevažne lepidogranoblastickú štruktúru, s väčším množstvom albitu porfyroblasticko-lepidogranoblastickú štruktúru.

Metabazaltové tufity vystupujúce s. od Závadky a Heľpy pozvoľna prechádzajú do metasedimentov – fylitov až fylitických svorov. Je pre ne príznačné striedanie úzkych polôh rozličného minerálneho zloženia a sfarbenia, ktorých hrúbka býva od 0,5 cm, lokálne i viacej. Kým niektoré sú bohaté na chlorit, v iných prevláda sericit s kremeňom, porušenými plagioklasmi, prípadne karbonáty.

Intenzívnejšie metamorfované horniny charakteru epidotických amfibolitov obsahujú vo väčšom množstve Ca amfiboly, prípadne aktinolit. Plagioklasy sú intenzívne saussuritizované. V podstatnom množstve sú prítomné minerály epidotovo-zoizitovej skupiny a chlorit, kým albitu a rudných minerálov je málo. Štruktúry hornín tejto skupiny sú granonematoblastické, granonematolepidoblastické až nematolepidoblastické. Lokálne zvýšený obsah zŕn kremeňa v týchto horninách predstavuje primárne sedimentárnu prímes.

Komplex Prednej hole

Ako formálna litostratigrafická jednotka bol vymedzený na východných svahoch Kráľovej hole ako sedimentárno-vulkanogénny komplex, zložený z terigénnych sedimentov – metaarkózy, metadroby s vložkami fylitov a vulkanogénnych hornín – diabázov, ich tufov a tufitov, v malom množstve kremenných keratofýrov (BAJANÍK et al., 1979). V mape pod vysvetlivkou 119.

Oproti pôvodnej charakteristike boli z komplexu Prednej hole kartograficky oddelené metasedimenty typu metaarkóz zaradené do permu, súbory grafitových bridlíc a arkózových pieskocov s rastlinnou sečkou, ktoré boli pričlenené k nižnobocianskemu súvrstviu a kartograficky sa spresnilo aj rozšírenie komplexu Prednej hole na severných svahoch Nízkych Tatier. Jeho ďalšie výskyty boli zistené na Z od obce Vernár a v úzkom pruhu smerom od k. Prednej hole cez Žiarsku dolinu až k ústiu doliny Dikula jz. od k. Ostrá (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988). Vzhľadom na rudimentárne zachovanie v zložitej geologickej stavbe možno litostratigrafickú schému komplexu Prednej hole zostaviť iba schematicky. Generálne sú v jeho spodných častiach významne zastúpené vulkanity,

predovšetkým výrazne laminované metabazaltové tufy a tufity s tenkými telesami metabazaltov (hrúbka 1,5; maxim. do 15 m) a metamorfovaných kremenných keratofýrov a ich vulkanoklastík.

Smerom do vrchu pribúda množstvo lamín metasedimentov a v jeho vrchnej časti sa uprostred tmavých fylitov objavujú i medzivložky pieskovcov. Vulkanity komplexu Prednej hole predstavujú bazaltovo-keratofýrovú asociáciu tholeiitového magmatického trendu.

Stupeň regionálnej premeny hornín dosahuje maximálne spodnú časť fácie zelených bridlíc. Celý súbor hornín je navyše intenzívne porušený systémom alpskej strižnej kliváže.

Vek komplexu Prednej hole bol palynologicky stanovený ako devón (PLANDEROVÁ in BAJANÍK et al., 1979).

119 fylity, miestami s vložkami drobnozrnných metapieskovcov; metamorfované bazalty a keratofýry a ich vulkanoklastiká

Najrozšírenejším litologickým členom komplexu Prednej hole sú metabazaltové tufy a tufity, s ktorými sú úzko zviazané i kyslé vulkanoklastiká, petrograficky inklinujúce k metamorfovaným tufom kremenných keratofýrov. Vyznačujú sa laminárnou textúrou, ktorá je veľmi často deformovaná silnou alpínskou strižnou klivážou. Farba metabazaltových tufov a tufitov je svetlozelená, olivovo zelená, s jemnými svetlo- alebo tmavosivými prúžkami. Miestami sú prítomné jemné laminy fialovej farby, bohaté na hematit.

Relikty pôvodnej kryštaloklastickej štruktúry sú tvorené tlakovo deformovanými úlomkami porfyrických výrastlíc albitizovaných plagioklasov, ojedinele i silno chloritizovaných vulkanoklastov. Ostatná časť štruktúry je zložená z paragenézy výrazne usmernených nízko metamorfovaných minerálov. V závislosti od pôvodného zloženia vulkanoklastickej horniny vznikli tieto spoločenstvá minerálov: epidot/zoizit + chlorit + albit + kremeň; kremeň + chlorit + sericit ± albit; kremeň + chlorit + karbonáty + albit ± sericit. K týmto minerálom bežne prístupuje hematit, rutil a semigrafit.

Metamorfované tufity kremenných keratofýrov obsahujú silno tlakovo deformované úlomky výrastlíc magmatogénneho kremeňa, mikropertitu, plagioklasu a úplne rozloženého biotitu. Vystupujú uprostred lineárne usmerneného, mikro-lepidogranoblastického agregátu kremeňa, albitu, v malom množstve sericitu, chloritu a turmalínu.

Metabazalty majú sporadicky zachované relikty porfyrických a ofitických štruktúr. Pôvodne afanitické variety sú úplne zmenené na zelené bridlice. Zachované sú relikty rozložených výrastlíc plagioklasov a zná ilmenitu. BAJANÍK (in BAJANÍK et al., 1979) vzácnne opísal i relikty pyroxénu. Chemické zloženie vulkanitov zodpovedá spilitizovaným bazaltom (l. c.). Nízky obsah K_2O , vysoký

obsah FeO tot. a MgO poukazuje na príslušnosť týchto hornín k tholeiitickým bazaltom. Pri premene bazaltov vznikla asociácia minerálov: epidot + albit + chlorit ± kalcit.

Kremenné keratofýry obsahujú okrem deformovaných výrastlíc kremeňa aj fragmenty šachovnicových albitov a albitov. Vzácné sú zvyšky rozložených mafických minerálov.

Základná hmota je výrazne usmernená a rekryštalizovaná, zložená z kremeňa, albitu, malého množstva sericitu a chloritu.

Metasedimenty komplexu Prednej hole obsahujú obvykle slabú prímes vulkanogénneho materiálu v podobe zŕn rozložených živcov alebo úlomkov magmatogénneho kremeňa.

Odzrazom pôvodne zvýšeného obsahu popolového bázického vulkanoklastického materiálu sú laminy obohatené o metamorfovaný chlorit, albit, prípadne karbonát. Metasedimenty predstavujú hlavne sivé sericitové alebo chloritovo-sericitové fylity, miestami so zvýšeným obsahom metaantracitu a s drobnými porfyrblastmi albitu. Tenké medzivložky metapieskovcov v nich obsahujú detrit z kremenných a plagioklasových zŕn, zirkón, rutil, turmalín, apatit. Pravdepodobne taktiež predstavujú redeponovaný vulkanogénny materiál.

Z ostatných typov hornín boli v komplexe Prednej hole opísané vzácne výskytu tmavosivých kryštalických karbonátov (hrúbka 0,3–1 m), ktoré tvorili medzivložky uprostred metabazaltových tufitov (BAJANIČ et al., 1979). Obsahujú hojné litoklasty chloritovo-sericitových fylitov. Spoločenstvo metamorfovaných minerálov v nich tvorí kalcit, v menšom množstve kremeň, albit a slabo rekryštalizovaná organická hmota.

118 amfibolovce

Jediné malé teleso amfibolovcov sa nachádza uprostred muskoviticko-biotických svorových rúl v. od Beňuša pri vyústení údolia Drakšiar. Na kontakte s okolitými horninami je tu vyvinutý 20–30 cm široký reakčný lem, zložený prevažne z biotitu, ako aj pleťovožltých živcov. Hornina je hrubozrnná, zložená hlavne z amfibolu (tvorí 85–95 % objemu horniny), ďalej obsahuje plagioklas, pyroxén, titanit, apatit a rudné minerály; sekundárne sú epidoty a chlorit.

117 metaperidotity a serpentinity

HARMAN (1963) našiel úlomky drobnozrnných tmavozelených, pôvodne amfibolických peridotitov v sz. časti Ježovej doliny (resp. podľa HOVORKU et al., 1985 ide aj o oblasť Vyšnej Vartovky). Horniny obsahujú zvyšky amfibolov, antigorit, biotit, chlorit, magnetit a albit. Chemické zloženie je takéto (v %): SiO₂ 38,46; TiO₂ 0,36; Al₂O₃ 9,16; Fe₂O₃ 13,17; FeO 8,07; MnO 0,22; MgO 16,09;

CaO 3,15; Na₂O 1,48; K₂O 0,19; P₂O₅ 0,42; H₂O⁺ 7,26; H₂O⁻ 1,00; spolu 100,03 (cit. in HOVORKA, 1967). Dve telesá premenených hornín obdobného zloženia sa nachádzajú aj s. od Heľpy.

Podobne ako ultramafity, ktoré sa vyskytujú j. od Hrona, pri Beňuši – Pôbišove a ďalej v oblasti Pohronskej Polhory, uvedené horniny patria do chloritovo-mastencovo-tremolitovo-antigoritových metaultramafitov (HOVORKA et al., 1985).

116 tonality (ojedinele biotitické granodiority)

Vyskytujú sa v Kráľovohoľských Tatrách ako väčšie alebo menšie východy, o ktorých predpokladáme, že ide o relikt – trosky pôvodne súvislého telesa hrubého asi 100–500 m. Jednotlivé trosky ležia na kryštalickej bridlici. Na tonalitoch leží permsko-mezozoická sekvencia Veľkého boku.

Prevládajú stredno- až hrubozrnné biotitické tonality, do rozličného stupňa blastomylonitizované. Minerálne zloženie tonalitu z Kráľovej skaly je takéto (v %): kremeň 27,67; plagioklas 55,7; biotit 16,6. Blastomylonitizovaný tonalit z Dzurovej má zloženie: kremeň 21,8; plagioklas 48,5; biotit 5,5; chlorit 9,0; minerály epidotovo-zoitovej skupiny 10,3; muskovit 3,8.

V usmernených blastomylonitoch tonalitov produkty rekrystalizácie – neomineralizácie – predstavuje asociácia minerálov: kremeň, chlorit, sericit–muskovit ± jemno- šupinkovitý biotit₂, opakové minerály, sagenit, turmalín. Kataklyzy (v kremeni, plagioklasoch, sľudách) sú vyplnené usmernenou neominerálnou asociáciou.

V minulosti sa tieto horniny považovali za hrubozrnné „granitoidné“ fácie permských hypoabysálnych intrúzií (ZOUBEK in MAHEL et al., 1964). Vek zirkónov granitoidov z Leňušskej doliny je 370 mil. rokov (stanovené na základe pomeru Pb206/238 – in BAGDASARJAN et al., 1977). Hodnoty 97–104 mil. rokov, získané K/Ar metódou, poukazujú na obdobie ich alpínskej dislokačnej premeny. Vtedy boli horniny zmenené na kataklazity, porfyroklastické (okaté) granitoidné mylonity, ako aj rekrystalizované blastomylonity. Dislokačná metamorfóza dosiahla úroveň kremenno-albitovo-epidotovo-biotitovej, lokálne až kremenno-albitovo-epidotovo-almandínovej subfácie, fácie zelených bridlíc.

Granitoidné horniny okrem kremeňa obsahujú v podstatnom množstve sericitizovaný a albitizovaný plagioklas, časté sú i sekundárne minerály epidotovo-zoitovej skupiny. Nehojné K živce sú pertitické, albitizované. Biotity boli väčšinou vybielené a chloritizované za vzniku sekundárneho rutilu a oxidov Fe a Ti. Akcesorické Ti minerály boli výrazne leukoxenizované.

115 granodiority

Severne od Beňuša a Bacúcha sa nachádza pásmo menších rozblokových telies granitoidných hornín. Najväčšie plošné rozšírenie majú v širšom okolí Bra-

vácova, kde sú i najlepšie zachované. Doskovité telesá, ktorých hrúbka je 50 až 250 m, sú uložené zhodne s okolitými metamorfittami (úklon 35–70° na JV až J); hranica voči nim je tektonická.

114 muskovitické, biotitické a dvojsľudové granity až granodiority

Dve väčšie telesá granitoidných hornín (dlhé 2–3 km) vystupujú j. od Orlovej; drobnejšie (niekoľko 100 m) v dolinách Ždiarny potok, Šumiacký potok a Zubrovica, ako aj na severnom svahu Strednej hole.

Ďalšie telesá sú v okatých rulách, pararulách a svorových rulách prevažne na južných svahoch masívu Kráľovej hole a sú situované viac-menej konkordantne s uložením komplexu.

Sú to väčšinou nehomogénne telesá, drobno- až hrubozrnné a majú charakter od leukokratných muskovitických (až aplitoidno-pegmatitových) granitov až po biotitické granodiority. Muskoviticko-biotitický granodiorit (adamelit) z lokality Ždiarny les má takéto modálne zloženie (v %): kremeň 31,2; plagioklas 30,2; K živec (ortoklas–mikroklin) 29,3; biotit 5,7; muskovit 3,3. Môžu obsahovať aj myrmekit a granát, ojedinele turmalín. Telesá nesú nevýrazné znaky alpínskej kataklastickej metamorfózy a len miestami majú charakter protomylonitov.

Podľa geologickej pozície roj týchto telies je mladší ako ležatá megavrása okatých rúl, pararúl, svorových rúl a svorov (kombinovaná s plochým strihom), pretože roj pokračuje v tej istej hĺbkovej úrovni z okatých K živcovo-plagioklasových rúl do svorových rúl, ktoré budujú jadro tejto subhorizontálnej vráso-strižnej megaštruktúry. Za predpokladu hercýnskeho veku žilných telies granitoidov je aj táto megaštruktúra hercýnska.

113 pegmatity a aplity

Vystupujú v rozličných geologických celkoch veporika. Najhojnejšie sa nachádzajú na južných svahoch východnej časti Nízkyh Tatier. Sú v oblasti Bartkovej a Orlovej, z. od Kráľovej hole, niekoľko desiatok metrov mocné teleso hrubozrnných pegmatitov s prevládajúcimi tmavosivými mikroklinmi sa nachádza uprostred páskovaných rúl v Šumiackej doline. Menšie žily sú s. od Heľpy, v údolí Koleso, kde prenikajú svorovými pararulami. Nachádzajú sa aj s. od Kolesárovej, medzi Oravcovou a Hložkovou dolinou, v okolí Vrbovice i na Vrchlabskom grúni. Teleso pegmatitov-aplitov je i pri minerálnom prameni v Bacúšskej doline. KANTOR (in BAJANÍK et al., 1984) na základe rádiometrického datovania (metóda Ar 40/K40) zistil, že vek muskovitických pegmatitov širšej oblasti veporika je v rozsahu 315–324 mil. rokov.

V prípade pegmatitov ide o hrubozrnné horniny so zrnami s veľkosťou 2–4 i viac cm, s prevládajúcimi živcami (hlavne draselnými), sľudami (muskovit väčšinou prevláda nad biotitom) a kremeňom.

Aplity sú svetlé, drobnozrnné, masívne, s hojnými lupienkami muskovitu, živcami aj kremeňom. Z akcesórií sú v uvedených horninách prítomné zrná granátu, minerály epidotovo-zoizitovej skupiny, apatit, zirkón, aj niektoré rudné minerály. Štruktúra hornín je prevažne panallotriomorfne zrnitá, často výrazne kataklasická až maltovitá.

Mladšie paleozoikum

Lubietovská skupina (perm)

Predstavuje súbor klastických, v prevahe hrubozrnných sedimentov, ktoré vystupujú diskordantne v nadloží kryštalinika severného veporika.

Najkompletnejší vrstvový sled je v pohorí Čierťaž. V tejto oblasti bolo definované brusnianske a predajnianske súvrstvie (VOZÁROVÁ, 1979), neskôr spoločne zaradené do väčšej litostratigrafickej jednotky, označenej názvom ľubietovská skupina (VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1988). Odtiaľ pochádzajú i ojedinelé nálezy mikroflóry (PLANDEROVÁ a VOZÁROVÁ, 1982).

Tektonicky redukované zvyšky ľubietovskej skupiny sú zachované na rozličných miestach Kráľovohoľských Tatier v nadloží kryštalinika, teda v bazálnej časti sekvencie Veľkého boku.

112 brusnianske súvrstvie: zelenosivé, svetlosivé metamorfované arkózy a arkózové droby, miestami s vulkanogénnym materiálom

Hlavným litologickým členom brusnianskeho súvrstvia sú hrubozrnné arkózy a arkózové droby zelenosivej a svetlosivej farby. Sedimenty sú slabo štruktúrne i mineralogicky vytriedené, obvykle silno tlakovo deformované. Predstavujú hrubo zvrstvené telesá, obvykle s ostrými, v reliktoch s erozívnymi kontaktmi, s neusporiadanou alebo gradačne zvrstvenou textúrou. Ojedinelé obliaky sú tvorené kremeňom, granitoidmi a v tesnom nadloží fylitovo-svorových komplexov kryštalinika i úlomkami z nich.

Na mineralogickom zložení pieskovcov sa okrem kremeňa (47–59 %) podieľajú aj alkalické živce (17–34 %), plagioklasy (10–28 %), klastické sľudy (1–4 %) a úlomky vulkanitov (1–3 %), zirkón, turmalín. Petrograficky zodpovedajú metamorfovaným arkózovým drobám. Pri ich tlakovej premene vzniklo spoločenstvo nízko metamorfovaných minerálov: kremeň + sericit + hematit ± chlorit.

Súčasťou brusnianskeho súvrstvia sú aj dacitové vulkanity a vulkanoklastiká, v Kráľovohoľských Tatrách zachované iba rudimentárne (dolina Hodruša). Na typových profiloch v pohorí Čierťaž boli osobitne vymedzené a označené pod názvom vulkanogénny horizont Harnobisu.

Ojedinelé výlevné telesá melanokratických dacitov obsahujú porfyrické výrastlice kremeňa, plagioklasov a úplne rozložené relikty mafických minerálov, ktoré zodpovedali najskôr biotitu. Bežné sú zonálne kryštály apatitu. Základná hmota je mikrokryštalická s drobnými prizmatickými kryštálkami plagioklasu, so zrnami úplne hematizovaných mafických minerálov, v malom množstve i kremeňa. Pri jej tlakovej premene vznikol usmerný agregát šupiniek sericitu. Sprievodné vulkanoklastiká majú obdobné minerálne zloženie. Základná hmota je bohatá na hematitový pigment, čo podmieňuje ich fialové a fialovosivé sfarbenie.

Zloženie vulkanitov a vulkanoklastik brusnianskeho súvrstvia v %

	NT – 10/84
výrastlice kremeňa	2,5
výrastlice plagioklasu	10,5
výrastlice rozložených mafických minerálov	19,5
výrastlice alkalického živca	0,5
základná hmota	67
z toho: výrastlice	33
základná hmota	67

vz. NT – 10/84 – melanokratický dacit, dolina Hodruša na S od k. 1 162,3 m

	NT – 13/8
kryštaloklasty kremeňa	5
kryštaloklasty plagioklasu	23,3
kryštaloklasty biotitu	0,5
litoklasty felzitov	6
základná hmota	65
z toho: kryštaloklasty + litoklasty	35
základná hmota	65

vz. NT – 13/84 – dacitový tuf, dolina Hodruša na J od k. 1078,1 m

111 predajnianske súvrstvie: metamorfované polymiktné zlepence, fialovosivé a fialové pieskovce, piesčité bridlice

V Kráľovohoľských Tatrách je táto litostratigrafická jednotka iba na niekoľkých miestach. Príčinou jej malého zastúpenia je pravdepodobne predtriasová erózia, ale aj tektonická redukcia počas alpinskej tektogenézy. Je to súbor metamorfovaných klastických sedimentov, v ktorom výrazne stúpa množstvo úlomkov metamorfítov a klastických sľúd v porovnaní so sedimentmi brusnianskeho súvrstvia. Charakteristické je tmavofialové sfarbenie piesčitých bridlic. V sedimentárnych sekvenciách sú miestami zachované malé (veľkosť max. niekoľko metrov), progresívne gradačne zvrstvené sedimentárne cykly. Kontakty medzi jednotlivými cyklami sú erozívne. Na zložení sedimentov sa podieľa kremeň, plagioklas, ortoklas, mikropertit, klastické sľudy, úlomky vulkanitov, turmalín, zirkón, apatit a iné horninové úlomky. Pri alpinskej premene vzniklo spoločenstvo minerálov kremeň + sericit + hematit ± kalcit, chlorit, epidot.

Zloženie pieskovcov brusnianskeho a predajnianskeho súvrstvia (v %)

	NT- 15/84	NT- 12/84	NT- 14/84	NT- 11/84	NT- 9/84	NT- 4/84
kremeň	30	37	29	33	39	39
alkalický živec	17,5	12	9,5	24	13	17
plagioklas	13,5	10	5	10	22	7,5
klastické sľudy	8	8	7	3	2	1
úlomky vulkanitov	0,5	1	1,5	–	1	1,5
úlomky hornín	4,5	–	–	–	–	1
základná hmota	26	32	48	30	23	33

Vz. NT–15/84,

NT–14/84 – pieskovce predajnianskeho súvrstvia – dolina Hodruša, sz. svah od k. 1 078,1 m

Vz. NT–12/84 – pieskovce predajnianskeho súvrstvia – dolina Hodruša j. od k. 1 078,1 m

Vz. NT–11/8 – pieskovce brusnianskeho súvrstvia – dolina Hodruša na S od k. 1 162,3 m

Vz. NT – 9/84 – pieskovce brusnianskeho súvrstvia dolina Hodruša pri k. 1 078,9 m

Vz. NT – 4/84 – pieskovce brusnianskeho súvrstvia – južný svah Nemeckej na S od k. 1 179,0 m

Mezozoikum

Mezozoické sekvencie veporika zhruba na V od spojnice Podbrezová – Nižná Boca sa začínajú zväčša spodnotriasovými kremencami a ležia na veporickom kryštalinickom fundamente, miestami aj na jeho permskom obale. Na základe litostratigrafického vývoja odlišujeme dve sekvencie. Južnejšie umiestnená sekvencia – struženicka, má veľmi neúplný vrstevný sled, v ktorom je pravdepodobne zachovaný len trias a v ktorom fácia karpatského keuperu nebola zistená. Severnejšie rozložená sekvencia – Veľkého boku – má temer úplný vrstevný sled mezozoika, kde vo vrchnom triase dominuje fácia karpatského keuperu a v jure súvrstvia, ktoré sa v mnohých ohľadoch zhodujú s litostratigrafickými jednotkami zliechovskej sekvencie.

Západne od uvedenej spojnice (s výnimkou v Čierťaži) sa veporické mezozoikum začína strednotriasovými formáciami a leží tektonicky nad tatrikom. Keď upustíme od detailov, trias má v podstate jednotný vývoj, ale juru, hlavne spodnú, charakterizujú raz prevažne plytkovodné sedimenty iľanovskej sekvencie, inokedy panvové pelagické sedimenty zliechovskej sekvencie.

Struženická sekvencia

Na východnom a južnom svahu masívu Kráľovej hole je kryštalinikum spreávané útržkovite zachovanou sekveciou z kremencov, dolomitov, kryštalicích vápencov a čiernych bridlic, ktorú na základe podobnosti s mezozoickou struženickou sekveciou v podloží muránskeho príkrovu j. od Hrona považujeme za jej súčasť (cf. BYSTRICKÝ, 1959). Útržkovité vystupovanie, neznalosť stratigrafie a neprehľadná pozícia robia z tejto sekvencie jeden z najpochybnějších bodov geológie Nízkyh Tatier.

Kremence spodného triasu sa v podstatných črtách zhodujú s lúžňanským súvrstvím. Vyznačujú sa zreteľným tektonickým prepracovaním so šupinami novotvoreného sericitu až muskovitu na plochách odľučnosti. Len zriedka sa vyskytujú verfénske vrstvy a sú mapované spolu s kremencami. V podstate je to súvrstvie opísané vo vysvetlivke 107 a tak je označené aj na mape.

110 rauvaky (trias)

V Kráľovoľských Tatrách sa často na báze karbonatického komplexu triasu vyskytujú žltohnedé a béžové, ale aj sivé, tu a tam pórovité horniny, identické s horninami, aké z. od Podbrezovej pod názvom rauvaky – bunkovité vápence a dolomity – opísal ZOUBEK (1930).

109 dolomity (stredný – ? vrchný trias)

V nadloží kremencov, ale miestami v nezreteľnej pozícii vystupujú sivé, často žltohnedé kalové alebo cukrovité dolomity. Majú typický ostrohranný rozpad a miestami sú zmenené na rauvaky. O stratigrafickej hodnote nie je nič známe, a preto ich vyznačujeme ako dolomity triasu bez bližšieho vekového začlenenia.

108 kryštalické vápence a čierne fylitické bridlice (trias?)

Nad dolomitmi, ale miestami v nejasnej pozícii sú viaceré typy hornín, ktoré sme zhrnuli do jednej jednotky. Východne od Šumiaca na rázsoche zvanej Stoličná BYSTRICKÝ (1959) uvádza svetlosivé metamorfované vápence a tmavé fylity. Na hrebeni Holá Pálenica zdanlivo v podloží dolomitov (možno tektonikom) sú v nezreteľnej sukcesii sivé až čierne tenkovrstevnaté a bridličnaté vápence, na vrstevných plochách so sericitom alebo aj medzivrstvičkami sericitických bridlíc. Vedľa nich, možno v podloží, sú čierne ílovito-sericitické bridlice, tu a tam s vrstvičkami kryštalických vápencov hrubými 2–5 mm. Okrem toho sa tu vyskytujú balvany sivozelenkavých a žltkavých hrubozrnných kryštalických vápencov.

Na drsnom povrchu sú zreteľné zrná kremeňa a sericitických zhlukov. V priestore medzi Úplazom a Troma kopcami sú buď v asociácii dolomitov, alebo uprostred arkózového súvrstvia šošovky bielych vrstevnatých až bridličnatých kryštalických vápencov, niekedy s pruhmi sivých až čiernych vápencov. Vyskytujú sa i zelené vápence ako na Holej Pálenici s prímiesou klastického kremeňa.

O stratigrafickej hodnote vápencovo-bridlicového súvrstvia nie je nič známe (cf. KETTNER, 1938). Z fosílnych zvyškov sú zastúpené iba rekrystalizované články krinoidov. Zelenkavé typy piesčitých vápencov sme pôvodne považovali za reprezentanta jurských hornín, čierne kryštalické vápence a bridlice za trias (BIELY, 1961). Takéto ohodnotenie je síce možné (cf. Biely a PLANDEROVÁ, 1975), ale neisté.

Sekvencia Veľkého boku, il'anovská a zliechovská sekvencia

107 Lúžňanské súvrstvie: kremenné pieskovce (skýt)

Svetlosivé až biele, miestami ružovkasté lavicovité kremenné pieskovce sú jemno- až strednozrnné, miestami, najmä v spodných častiach so šošovkovitými polohami drobnozrnných konglomerátov s obliakmi bieleho a ružového kremeňa, lokálne (jz. od Podbrezovej) aj s obliakmi hornín predajnianskeho súvrstvia (VOZÁR, 1965). Na niektorých laviciach zreteľne vidno šikmé zvrstvenie a zried-

kavejšie čeriny. Uprostred pieskovcového súvrstvia sú tenké laminy alebo vrstvy zelenkavých alebo aj červených, viac alebo menej piesčitých ílovito-sericitických bridlic, ktorých frekvencia sa smerom do nadložja zväčšuje.

Tento súbor hornín je postihnutý slabou regionálnou metamorfózou, ktorá sa prejavuje rozlične intenzívnym usmernením a rekrytalizáciou pôvodnej terigénnej zložky a novotvorenou asociáciou kremeň – albit – sericit. Dost' častý je novotvorený turmalín. Hrúbka súvrstvia je do 100 m. Lúžňanské súvrstvie nie je stratigraficky datované a považujeme ho za skýtske.

106 verfénske vrstvy: pestré bridlice a pieskovce (skýt)

Vystupujú nad lúžňanským súvrstviem, a tam, kde sú tieto vrstvy veľmi tenké, nie sú od neho odlišené. Ide o súbor hlavne sivozelených a červenohnedých ílovi- -sericitických, viac alebo menej piesčitých bridlic s vložkami jemnozrnných vrstevnatých pieskovcov, ktoré sú hojnejšie v spodnej časti a naznačujú prechod do podložných pieskovcov. Paleontologicky nie sú doložené; hrúbka – prvė desiatky metrov.

105 piesčito-brekciovité vápence (anis)

V Salatinách tvoria nepravidelné telesá na báze stredného triasu krížňanského príkrovu a zhodujú sa s podstavovou brekciou Vysokých Tatier (cf. KOTANŠKI, 1965). Charakteristickým znakom brekcií je obsah materiálu z podložja, t. j. z verfénskych vrstiev. Obsahujú cca 5–6 % izometrického detritického kremeňa a úlomky vulkanických hornín. Tmel brekcií je vápnitý. Podľa ich pozície BUJNOVSKÝ usudzuje, že sú strednotriasového veku.

104 gutensteinské vrstvy: sivé až čierne jemnozrnné až celistvé vápence s polohami dolomitov (anis)

Vyskytujú sa najmä v Demänovskej doline na severnom svahu Ďumbierskych Tatier, odkiaľ pokračujú smerom na Krakovu hoľu a na Z do masívu Sinej. Menšie východy sú v oblasti Salatina a pri Korytnici.

Lavicovité (10–80 cm) sivé až čierne vápence sú jemnozrnné až kalové, v niektorých polohách „červíkovité“ a zriedka s náznakmi hľuznatosti alebo s vrstvou brekcie. Vo výbruse sa javia ako mikrity alebo mikrosparity chudobné na biozložku (úlomky lastúr, krinoidy, globochéty, ihlice húb, *Nodosaria*) a sem-tam s pseudomorfózami po anhydrite. Uprostred vápencov sa vyskytujú lavice dolomitov a nezriedka aj polohy hrubé do 10 m, takže značnú časť gutensteinských vrstiev hrubých do 200 m predstavujú dolomity. Vrchná hranica tejto litostrati-

grafickej jednotky je iba na prvý pohľad stanovená jednoznačne, a preto jej venujeme niekoľko slov.

Pod hrebeňom, ktorý sa tiahne od oblasti Lúčky na východ, je profil gutensteinských vrstiev zavŕšený do 10 m hrubou polohou hrubolavicovitých svetlosivých organodetrítických vápencov pripomínajúcich steinalmské vápence. Priamo nad nimi sú ramsauské dolomity, v bazálnej časti bohaté na úlomky krinoidových článkov.

Na hrebene Sínej v hornej časti vrstiev je aj poloha 5–6 m svetlosivých organodetrítických vápencov s dasykladálnymi riasami, z ktorých BYSTRICKÝ (in BIELY, 1976) určil *Physoporella dissita* (GÜMB.). Aj v tomto profile nad vápencami (v obrátenej pozícii) nasleduje 5–7 m hrubá poloha krinoidových dolomitov, takých ako v. od Lúčok. Nie je však isté, či predstavujú bázu ramsauských dolomitov, lebo ďalej v profile pokračujú: 1. sivé krinoidové vápence (5–6 m) s hniezdami lumachiel s *Coenothyris vulgaris* (SCHL.), *Metzelia mentzelii* (DUNK.), *Tetractinella trigonella* (SCHL.) a *Entolium discites* (SCHL.), (PEVNÝ a KOCHANOVÁ in BIELY, 1976); 2. čierne kalové vrstevnaté vápence (3 m); 3. sivé dolomity (10–15 m); 4. nezreteľne vrstevnaté sivé vápence (10 m) a za nimi už masa dolomitov.

Poloha krinoidových vápencov s identickou asociáciou fauny, ako sme uviedli, je i východnejšie (2 km) v lokalite Na jame.

Na geologickej mape sú vrstvy I až 4 zahrnuté do gutensteinských vrstiev. Predpokladáme však, že už môžu byť súčasťou litologickej jednotky opísanej pod číslom 102.

Na východnom svahu Demänovskej doliny, zhruba od rovnobežky Björnsonovej chaty po Lúčky, je najvyššia časť gutensteinských vrstiev charakteristická tým, že sa tam vyskytujú lavice alebo aj hrubšie polohy organodetrítických – krinoidových vápencov a vrstevnatých kalových vápencov, sem-tam s rohovcom. Táto 10–15 m hrubá poloha, ku ktorej počítame aj vápence s faunou opísanou ŠTÚROM na lokalite Nad Lúčkami, a krinoidové vápence nad vápencami s drobnými diploporami pod vchodom do Demänovskej jaskyne (cf. BYSTRICKÝ a BIELY, 1966) vykazuje látkovú a makropaleontologickú zhodu s vrstvou I–4 na Sínej. Možno ani ona nepatrí do gutensteinských vápencov, do ktorých sme ich zahrnuli.

Profil týchto vrstiev preskúmal HAVRILA v nepomenovanej doline s. od Björnsonovej chaty. Zo spodnejších svetlých organodetrítických vápencov s *Tetractinella trigonella* získal *Thelia* sp. a *Gondolella* sp. Z nadložných tmavých až čiernych vrstevnatých vápencov s rohovcami a *Tetractinella trigonella* získal *Thelia* sp., *Thelia immisorbicula* MOSTLER, *Prionidina mülleri* TATGE, *Gondolella* cf. *constricta* (MOSHEV a CLARK), *Neohindonella* sp., *Gondolella excelsa* MOSHEV a *Gondolella hanbulogí* (SUDAR a BUDUROV). HAVRILA podľa tejto asociácie usudzuje, že ide zhruba o hranicu pelsón–ilýr, že vápence s rohovcami

nesú znaky panvových sedimentov s alodapickými vložkami. Na záver dodajme, že mikrofácie pelmikritovo-intraklastová a gastropódová s krinoidmi a bryozami vyobrazené MIŠÍKOM (1972) asi pochádzajú z vrstiev, ktoré sme práve opisali.

V Kráľovoľských Tatrách sme gutensteinské vápence na mape nevyznačili pre malú plošnú rozlohu. Dve tenké polohy (do 10 m) však existujú uprostred dolomitov na hrebeni j. od Domárky a na západnom svahu tohto hrebeňa (cf. ZOUBEK, 1954), ako aj v dolomitovom komplexe v závere Bacúšskej doliny.

103 ramsauské dolomity (anis – karn)

Táto litostaratigrafická jednotka je zastúpená vo všetkých oblastiach regiónu. Je obnažená na veľkých plochách, ale najlepšie profily sú na severných svahoch Ďumbierskych Tatier, najmä na svahoch Pustieho a Salatína. Ide zväčša o vrstevnaté (10–50 cm), zriedkavejšie masívne, svetlo- i tmavosivé dolomity, ktoré majú povahu dolomikritov, dolopelmikritov, dolobiomikritov a dolosparitov. Sem-tam sa vyskytujú brekciovité dolomity. Maximálna hrúbka (do 500 m) je v oblasti Salatína a Pustieho. Hlavne v poslednej spomínanej oblasti sú na báze aj uprostred kalových a cukrovitých dolomitov hojné polohy bohaté na krinoidové články – krinoidové dolomity. V doline Javorovice (j. od Pavčinej Lehoty) sú lavice dolomitov oddelené tenkými laminami čiernych ílovitých bridlíc.

Z fosílnych organizmov sa v dolomitoch okrem krinoidov vyskytujú ostne ježoviek, ostrakódy, foraminifery – *Trocholina* sp., *Pilamaninella gemerica* SALAJ, *Nodosaria* sp. a dasykladálne riasy. Tie sú zväčša rekryštalizované, ale na hrebeni sz. od Sinej sa vyskytujú zástupcovia rodu *Physoperella* a na južnom svahu Pustieho *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) PIA. Podľa diplopor dolomity reprezentujú vrchný anis a ladin a zasahujú aj do spodného karnu (kordevolu).

V širšom okolí Panskej Holey (jz. od Liptovskej Tepličky) a na menšej ploche aj v hrebeňovej časti Holého vrchu (s. od Heľpy) sa v ramsauských dolomitoch vyskytujú biele a sivé masívne, zväčša cukrovité dolomity so zreteľne zachovanými evinospongiovými štruktúrami. To indikuje rifovú sedimentáciu v strednom triase sekvencie Veľkého boku.

V sekvencii Veľkého boku, ale aj v il'anovskej a zliechovskej, je do ramsauského dolomitu zahrnutá aj časť vrchnotriasového dolomitu.

102 tmavosivé a organodetrické vápence (anis-ladin)

Ako samostatnú litofaciálnu jednotku sme vyčlenili nesúvislé šošovkovité telesá vápencov vyskytujúce sa uprostred ramsauských dolomitov v areáli výskytu gutensteinských vápencov. Ide o sivé až čierne vrstevnaté vápence (10–30 cm),

kalové i jemnozrnité s vrstvami krinoidových alebo aj lumachelových a zriedkavejšie aj ílovitých vápencov. V týchto vápencoch podobných gutensteinským sa vyskytujú aj vrstvy alebo aj hrubšie polohy dolomitov.

Na západnom svahu Križianky sú uprostred dolomitov tri nad sebou ležiace polohy vápencov. V spodnej z nich, nad horárňou Hluchý, sa v organodetrítických vápencoch vyskytuje asociácia dasykladálnych rias zóny s *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa*, v ktorej je aj *Diploporella annulatissima* (BYSTRICKÝ, 1986a in BUJNOVSKÝ, 1975). Podľa mienky BYSTRICKÉHO vápence tejto polohy sú spodnoilýrskeho veku. Z mikrofauny sú zastúpené *Meandrospira dinarica* KOCHANSKÝ, DEVIDÉ a PANTIČ, *M. insolita* (HO), *M. deformata* SALAJ, *Erlandinita oberhauseri* SALAJ (SALAJ in BIELY, 1976). Podobná asociácia pochádza aj z polohy vápencov na východnom svahu Sitienu.

Na východnom svahu Hlačova v mieste zvanom Škriepeň vyššia poloha sivých organodetrítických a čiernych tenkodoskovitých vápencov obsahuje *Entolium* cf. *discites* (SCHLOTH.), *Entolium* cf. *subdenissum* (MÜNST.), *Amusium incognitum* (BITTNER) a *Myophoria goldfusi* (ZIETEN), (KOCHANOVÁ in BUJNOVSKÝ, 1975). Najvyššiu polohu na Hlačove predstavujú sivé a svetlosivé organodetrítické, krinoidové a stylolitové vápence, z ktorých BUJNOVSKÝ (1. c.) uvádza: *Terebratula* cf. *pyriformis* SUESS, *Aulacothyrus dualis subdepressa* BITTNER, *Cruratula* cf. *carinthiaca* (ROTHPLETZ), *Tetractinella trigonella* (SCHL.), *Schwagerispira schwageri* BITTNER, *Mysidioptera* cf. *multicostata* (STOPP.), *Septiernesia socialis* (SCHLOTH.), *Myophoria* cf. *elegans* DUNKER, *Pleuronectites* cf. *laevigatus* SCHLOTH. Z tejto polohy bola opísaná *Meandrospira deformata* SALAJ, ktorá ako pseudomorfózy po anhydrite indikuje zvýšenú salinitu (SALAJ a POLÁK, 1978).

Na ostatných výskytoch boli zistené lastúrniky, nedostatočne zachované foraminifery a diplopory (cf. BIELY, 1976), z ktorých BYSTRICKÝ (1. c.) na viacerých lokalitách určil *Diploporella philosophi* (PIA).

V profile Pustieho z polohy tmavosivých mikritických hrubolavicovitých vápencov s pseudomorfózami po anhydrite, s *Gemeridella minuta*, *Globochaete alpina*, *G. tatica*, *Didemnooides moreti*, *Nodosaria* sp., ihlicami húb a krinoidmi (KULLMANOVÁ et al., 1983) HAVRILA získal *Neohindonella triasica* (MÜLLER), *Thelia* cf. *undata* MOSTLER a *Achistrum* sp. a považuje ju za ilýrsku.

Nateraz nie sme schopní presne stanoviť vek všetkých polôch a celkove ich zaraďujeme do ilýru až ladinu.

101 Čierne doskovité vápene (ladin – karn)

Na východnom svahu Demänovskej doliny je uprostred ramsauských dolomitov tenká (maximálne 10–15 m) poloha vápencov, dobre sledovateľná až do horného údolia Iľanovianky. Na západ od Demänovskej doliny je táto poloha zistená

na hrebeni j. od Opáleniska. Sú to hlavne čierne vrstevnaté vápence, miestami trochu fľovité alebo škvrnité. V profile Pustieho (KULLMANOVÁ et al., 1983) v základnej minimikritovej alebo pelmikritovej hmote sú rozptýlené organické zvyšky. Ide o ostrakódovo-foraminiferovú mikrofáciu, kde z foraminifer sú zastúpené *Turritellella mesotriasisica* KOEHN a ZANINETTI, *Frodiularia woodwardi* HOWCHIN a *Nodosaria* sp. a zriedkavé krinoidy. Z viacerých lokalít pochádza lastúrnik *Myophoria goldfusi* (ZIETEN). Ak je údaj SALAJA et al. (1983) o stratigrafickej hodnote prvej spomínanej foraminifery správny, táto poloha vápencov by nemala presahovať fasan. Považujeme to za nepravdepodobné.

100 lunzké vrstvy: pieskovce a fľovité bridlice (karn)

Sú zmapované vo viac alebo menej dlhých vrstevných telesách, hrubých maximálne 30–40 m. Ich častá neprítomnosť je pravdepodobne spôsobená prekrytím sutinami alebo tektonickým vytlačením. Ide tu o striedanie čiernych fľovitých bridlíc, hnedosivých a zelenkavých jemnozrnitých pieskovcov, tu i tam sľudnatých. Tak ako v hroniku ich zaraďujeme do spodného karnu.

99 dolomity so silicitmi (karn – norik)

V priestore medzi Kľačianskou a Jánskou dolinou sú nad ramsauskými dolomitmi, výnimočne nad lunzkými vrstvami vrstevnaté dolomity menlivej farby – od bielej cez ružovkastú, béžovú alebo zelenkavú po svetlosivú. Od podložných dolomitov sa líšia tým, že zväčša sú kalové, pelitomorfne, majú hladký povrch a svetlú patinu. Na rozhraní jednotlivých vrstiev sa občas vyskytnú preplástky alebo aj hrubšie vrstvičky béžových, zelenkavých i červených fľovitých alebo dolomitických bridlíc. Charakteristickým znakom však je, že dolomity uzatvárajú zhluky alebo veľké šošovky (1–100 cm) sivých, bielych a červených silicitov. Silicity sú nepravidelne obmedzené a prerastajú do dolomitov, alebo uzatvárajú zhluky dolomitov. V dolomitoch sú časté biele očká, pseudomorfózy po anhydrite.

Určiteľné fosílie sme v týchto dolomitoch nenašli. BUJNOVSKÝ (1975) v silicitoch zistil ihlice húb, prierezy schránok lastúrnikov a ulitníkov. Na základe pozície vo vrstevnom slede je táto litostratigrafická jednotka karnského, možno aj spodnonorického veku.

Dolomity s čiernymi rohovcami existujú aj v oblasti Liptovskej Tepličky a opísal ich KETTNER (1938). Sú umiestnené nad lunzkými vrstvami. Kartograficky nie sú odlíšené a sú zahrnuté do ramsauských dolomitov (cf. ZELMAN, 1965).

98 karpatský keuper: fľovité bridlice s vľožkami pieskovecov a dolomitov (norik)

Na severných svahoch Ďumbierskych Tatier má táto litostratigrafická jednotka menľivú hrúbku a často chýba. Súvisľejší profil je obnažený z. od Križianky, v oblasti nazývanej Sokolčianka. V spodnej časti prevľádajú zelené a červené čriepkovito rozpadavé fľovité bridlice s vľožkami jemnozrnitých pieskovecov. V hornej polovici sa uprostred prevažne červených bridľíc objavujú vľožky (20–250 cm) bęžových alebo svetľosivých dolomitov, ktoré cez zelenkavé a červenkasté dolomitové bridlice prechádzajú do fľovitých bridľíc. Smerom k stropu profilu dolomitových vľožiek pribúda až nastupuje sivý dolomit (vysvetľivka 97).

Na severných svahoch Kráľovohoľských Tatier je vývoj tejto litostratigrafickej jednotky podobný, ale miestami je hojné zastúpenie bęžových a svetľosivých celistvých dolomitov, ktorých lavice sú niekedy oddelené preplástkami zelenkavých a červených fľovitých alebo dolomitických bridľíc. Fľovité bridlice majú často hodvábny lesk a v mikroskope zreteľné usmernenie fľovito-sericitickej hmoty.

V Horehronskom podolí vrstvy karpatského keuperu tvoria najmä výplň jadra synklinály Chvatimechu a pokračujú cez Hron až po Mýto pod Ďumbierom. Niekoľko dobrých odkryvov v oblasti Valaskej a Chvatimechu ukazuje, že sa tam vyskytuje relatívne veľké množstvo pieskovecových vrstiev, najmä v južnom ramene synklinály Chvatimechu. Pieskovce sú tam i v hrubších polohách, sú hrubozrnité, rozptýlené kremenné obľiaky majú veľkosť až do 1 cm. Celý súbor hornín je intenzívne prevrásnený a zreteľne metamorfovaný.

97 keuper = dolomity (norik)

V oblasti Križianky je nad karpatským keuperom súvrstvie svetlo- i tmavosivých, miestami aj do bęžova sfarbených hlavne lavicovitých dolomitov, ktoré sú do značnej miery podobné ramsauským. Ojedinele sa v nich vyskytujú tenké medzivrstvičky zelenkavých fľovitých bridľíc. Nikde sme nezaznamenali organodetrítickú povahu týchto dolomitov. Ich maximálna hrúbka (do 100 m) je na hrebeni Dobák a vek je pravdepodobne vrchný norik až spodný rét.

96 kössenské vrstvy: kalové, organodetrítické, oolítické, krinoidové a lumachelové vápence, fľovité a vápnité bridlice (rét)

Táto litostratigrafická jednotka hrubá prvé desiatky metrov je rozšírená na severných svahoch Ďumbierskych Tatier a lokálne aj v Horehronskom podolí. Ide o tmavosivé až čierne hrubšie lavicovité vápence, kalové aj organodetrítické

s brachiopódmi, lastúrnikmi, koralmi a foraminiferami. K nim sa najmä vo vyšších častiach pridružujú oolitické, krinoidové a lumachelové vápence a ílovité alebo vápnité bridlice (zoznam fosílií je dlhý a odkazujeme na práce ŠTÜR, 1868; KOCHANOVÁ, 1967; BUJNOVSKÝ, 1975).

Na severných svahoch Kráľovoholských Tatier a v Horehronskom podolí v. od poludníka Podbrezovej kössenskej vrstvy neboli zmapované. Podľa pomerov v okolí Liptovskej Tepličky sa predpokladá (KETTNER, 1938), že v areáli série Veľkého boku primárne chýbajú, alebo boli pred liasom odnesené. Na Veľkom boku však ZELMAN (1965) signalizoval lumachelové vápence s brachiopódmi a koralmi, ktoré by bolo možné považovať i za rétske. V oblasti medzi Chvatimechom a Mýtom pod Ďumbierom sa na báze súvrstvia, ktoré sme na mape označili ako lias, vyskytujú tmavosivé až čierne vrstevnaté vápence s vrstvami organodetritických, sem-tam aj lumachelových vápencov, ktoré KETTNER (1940) považoval za rétske. Dobrý odkryv tohto typu vápencov bol v r. 1987 obnažený v ceste vedúcej k novému vodojemu nad Chvatimechom.

95 jura il'anovskej sekvencie: vápence, pieskovce, slieňovce

Je rozšírená medzi Demänovskou a Jánskou dolinou. Jednotlivé litostratigrafické jednotky majú malú hrúbku, a preto na mape 1 : 50 000 neboli odlišené (rukopisné mapy 1 : 25 000 s kartograficky vyjadrenými litostratigrafickými jednotkami, pozri BIELY, 1976). Úplný profil obnažený na svahu Demänovskej Magury naposledy preskúmali KULLMANOVÁ et al. (1983).

Prvá litostratigrafická jednotka nad kössenskými vrstvami sa začína sivými vrstevnatými jemnozrnnými vápnitými pieskovecami, resp. piesčitými vápencami striedajúcimi sa s tmavosivými bridličnatými slieňovcami. Zriedka sa nájdu vrstvy hrubozrnného pieskovca až mikrokonglomerátu (zrná opracovaného kremeňa do 0,5 cm). Nad nimi je striedanie sivých a hnedočervených, viac alebo menej piesčitých vápencov, niekedy šikmo zvrstvených. V nich sa vyskytujú aj lavice oolitických vápencov a vo vyššej časti poloha lumachelových vápencov. Hrúbka tohto člena je 12 m.

Vyšším členom je 8–10 m hrubá poloha sivých, tu i tam červenkavých, viac alebo menej zreteľne zvrstvených oolitických vápencov. Majú povahu oosparitov a oomikritov. Oolity majú 5–7 koncentrických vrstvičiek a v jadrách fragmenty krinoidov, gastropódov, lastúrnikov, ježoviek a *Involutina liasica* JONES.

V dolnej polovici spodného člena tohto súvrstvia v jednej lavici biosparitových vápencov jadrá oolitov okrem stratigraficky bezvýznamných fosílnych zvyškov uzatvárajú *Angulodiscus communis* KRISTAN, *A. tenuis* (KRISTAN), *A. friedli* (KRISTAN-TOLLMANN) a *Inoceramus* sp. Asociácia foraminifer je vrchnotriasová. Z lumachelovej lavice a hornej polovice tohto člena pochádza

Chlamys valoniensis (DEFR.) a *Cardinia* sp. Pravdepodobne z tej istej lavice, ale určite z tohto člena pochádza fauna mäkkýšov, ktorá podľa KOCHANOVEJ (1967) zodpovedá hetanžu: *Chlamys valoniensis* (DEFR.), *Ch. cf. dispar* (TERQ.), *Ch. cf. securis* (DUMORT.), *Ctenostron cf. tuberculatum* (TERQ.), *Terquemia arietis* (QUENST.), *Gryphea cf. dumortieri* JOLY, *Cardinia cf. hennocke* TERQ., *Astarte herberti* TERQ.–PIETTE, *Turritella cf. chorda* DUMORT. Asi 1 km východnejšie sa našla *Liostraea cf. irregularis* (MÜNST.).

Z biostratigrafických dát vyplýva: a) ak triasová foraminiferová asociácia je súdobá s tvorbou oolitov, hranica triasu a liasu je uprostred spodného člena opísanej litostratigrafickej jednotky, b) ak je preplavená, táto hranica sa zhoduje s hranicou medzi opísaným súvrstvom a kössenskými vrstvami.

Vyššiu litostratigrafickú jednotku predstavuje 15–20 m hrubý súbor vrstevnatých vápencov. V profile Demänovskej Magury je naspodku asi 5 m červených a zelenkavých slabo hľuznatých vápencov. Ide o biomikrity s filamentmi, holotúriami, ihlicami húb a ježoviek, ostrakódmi a s *Involutina liasica* JONES. Vyššie je vrstva asi 3 m červených jemnozrnných biomikritických vápencov podobnej mikrofacie s červenými rohovcami a intraformačnou brekciou. Nad tým nasledujú (10–12 m) ružové, zelenkavé a svetlosivé lavicovité vápence s hľuzami alebo aj vrstvami rohovcov. Ide o biomikrity, kde biozložku tvoria hlavne ihlice húb, filanty a krinoidy, vo vyššej časti aj foraminifery.

Vek tejto litostratigrafickej jednotky, ktorá v. od Il'anovskej doliny chýba, nie je paleontologicky doložený; podľa pozície ju zaraďujeme do sinemúru – lotaringu.

Charakteristickou litostratigrafickou jednotkou sú ružové, červené alebo svetlosivé krinoidové vápence hierlatzkého typu. Sú to naspodku tenkolavicovité, vyššie hrubolavicovité biosparity, kde z biozložky dominujú krinoidy a v menšom zastúpení sú filanty, ostne ježoviek, *Lenticulina* sp. a *Nodosaria* sp. Z makrofauny sú dosť časté schránky belemnitov a brachiopódov. Z nich PEVNÝ (in BIELY, 1976) určil: *Prionorhynchia greppini* (OPPEL.), *Cincta numismalis* (LEM.), *Zeilleria cf. subnumismalis* (DOV.) a *Tetrahynchia cf. tetrahedra* (SOW.). Podľa tejto fauny vápence zodpovedajú strednému a vrchnému liasu. MAHEL (1964) z vrchnej časti vápencov uvádza vložky hľuznatých a hematitových vápencov s *Harpoceras* sp., čo dokumentuje ich vrchnoliasový vek. Zasaňovanie hierlatzkých vápencov do dogeru (1. c.) je možné, ale nepreukázané. Dogerský vek pripísala týmto vápencom KULLMANOVÁ et al. (1983, príl. 5). Podľa nášho súdu je nepresný, vyplývajúci z nepostrehnutej tektonickej komplikácie profilu.

Najvyššiu litostratigrafickú jednotku jury predstavuje 20–30 m hrubý súbor pestrých vrstevnatých, viac alebo menej hľuznatých vápencov typu *Ammonitico rosso* a v najvyššej časti i bridličnatých ílovitých vápencov až slieňovcov.

Spodnú časť tohto súboru reprezentujú lavicovité ružové alebo hnedočervené mikritické, niekedy slabo krinoidné vápence, tu i tam s hľuzami rohovcov. Na južnom svahu hrebeňa Na zadný sme z nich vyzbierali amonity, z ktorých RAKÚS (in BIELY, 1976) určil: *Perisphinctes* sp., *Aspidoceras* sp. a *Lytoceras* cf. *polycyclum* NEUMAYER. Podľa RAKÚSA hlavonožce indikujú vrchnodogerský – spodnomalmský vek vrstiev. V profile Demänovskej Magury tomuto obzoru pravdepodobne zodpovedajú ružové a červené lavicovité vápence s „filamentovo“-globochétovou a „filamentovo“-krinoidovou mikrofáciou. Z mikroorganizmov sú tam *Protoglobigerina* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Lenticulina* sp., *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnoidea moreti* (DURAND–DELGA), *Cadosina parvula* NAGY, *Colomisphaera carpathica* (BORZA) a ostrakódy. Pravdepodobne ide o kelovej.

Vyššou časťou súboru sú červené hľuznaté vápence, miestami s polohami svetlosivých i zelenkavých hľuznatých vápencov alebo strakatých (ocelot) vápencov, kde hľuzy červených alebo svetlosivých vápencov sú utopené v červenej slienitej základnej hmote. Vápence zodpovedajú biomikritom s bohatou asociáciou mikrofosílií: „filamenty“, *Protoglobigerina* sp., *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp., *Saccocoma* sp., *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), *Cadosina parvula* NAGY, *Parastomiosphaera malmica* (BORZA), rádiolárie, fragmenty krinoidov, aptychov a lamelli-branchiát. Na základe percentuálneho zastúpenia mikrofosílií od podložia do nadložia nasledujú filamentovo-protoglobigerinová, sakokómovo-rádioláriová s aptychmi a sakokómovo-globochétová mikrofácia, ktoré datujú celý súbor do oxfordu – kimeridžu.

Najvyššiu časť predstavujú červené, viac alebo menej bridličnaté ílovité vápence a slieňovce s vložkami svetlosivých alebo zelenkavých bridličnatých vápencov. V mikroasociácii zóny s *Crassicolaria* sú zastúpené *Crassicolaria intermedia* DURAND–DELGA, *Cr. brevis* REMANE, *Cr. parvula* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinopsella carpathica* MURGEANU–FILIPESCU, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, *Colomisphaera carpathica* (BORZA), krinoidy a rádiolárie.

94 ílovité a slienité bridlice, vrstevnaté krinoidové a rohovcové vápence (lias nečlenený)

V liase sekvencie Veľkého boku je dosť pestrý súbor hornín, ktorý zatiaľ nie je rozčlenený. V Bystrianskom podhorí sa zdá, že sú tam tri odlišné súbory hornín jeden nad druhým, sčasti asi aj jeden vedľa druhého. Spodný súbor, rozšírený hlavne v oblasti Dielu a synklinály Chvatimechu (mylne označené ako T1–107), reprezentujú tmavosivé až čierne vrstevnaté vápence s polohami organodetritických vápencov. V nich sú rozoznateľné schránky lastúrnikov a články krinoidov,

temer vždy rekryštalizované a tlakovo usmernené. Vložky bridlíc sú zastúpené nepatrne. Tak ako KETTNER (1940), aj my pripúšťame, že tento kartograficky neodlíšený súbor zodpovedá kössenským vrstvám, paleontologicky to však nie je dokázané.

Vyšší súbor reprezentujú tmavosivé až čierne ílovito-vápnité bridlice s viac alebo menej hojnými vápencami. Vápence sú obyčajne tenkodoskovité, jemnozrnné až kalové, v niektorých polohách krinoidové a slabo piesčité, miestami s rohovcami.

Posledný súbor sa vyskytuje na Hrebienku v hornej časti doliny Lažtek. Nad sivými lavicovitými vápencami je asi 5 m hrubá poloha ružových vrstevnatých až bridličnatých jemnokryštalických vápencov, niekedy s náznakmi hľuznatosti, ktoré látkovo i pozíciou pripomínajú adnetské vápence. V jadre synklinály Chvatimechu pri novom vodojeme sa vyskytuje niekoľko balvanov ružových krinoidových vápencov.

V Kráľovohoľských Tatrách od Malého boku na Z v rade profilov vidno, že spodnú časť sekvencie tvoria sivé tenkodoskovité vápence, zväčša drobnokryštalické s výraznou bridličnatou odlučnosťou. Nad nimi sú béžové, ružové, niekedy fialkasté vrstevnaté vápence, viac alebo menej krinoidové. Miestami sú hrubozrnné, krinoidové, pripomínajúce hierlatzské vápence. Hrúbka celej sekvencie nepresahuje 20–30 m.

V profile pod Veľkým bokom (KULLMANOVÁ et al., 1983) nad dolomitmi karpatského keuperu sú tmavosivé doskovité vápence mikrokryštalickej štruktúry, do ktorých sa vo väčšej časti profilu vkladajú tenké (do 0,5 cm) medzivrstvy béžových vápencov blastoorganogénnej štruktúry. V základnej usmernenej hmote sú rozptýlené fragmenty krinoidov, foraminifer a iných neurčitelných organických zvyškov. Vyššie sa vo vápencoch vyskytujú medzivrstvičky čiernych vápnitých bridlíc. Táto sekvencia je asi 30–35 m hrubá. Nad ňou je poloha (2 m) sivých, viac alebo menej krinoidových vápencov, biomikritov a biosparitov, zavŕšená 20 cm hrubou vrstvou červených a fľakatých hematizovaných vápencov s rostrami belemnitov. Sú to hlavne biomikrity, kde biogénnu zložku tvoria krinoidy, vzácne ostne ježoviek, ostrakódy, *Ophthalmidium* sp. a *Involutina liassica* JONES, ktorá potvrdzuje liasový vek. Navrchu má táto kondenzovaná vrstva sivozelenú farbu a uzatvára drobné konkrécie a kôry chloritu, indikujúce hardground.

V oblasti Človečej hlavy (sz. od Vernára) sekvencia liasu má naspodu sivé vrstevnaté vápence s vložkami bridlíc a nad nimi biele, béžové a ružovkasté vápence – mramory s prekryštalizovanými článkami krinoidov. Hrúbka je najviac 40–50 m. Lokálne sa vyskytujú šošovky červených krinoidových vápencov s belemnitmi.

V oblasti Liptovskej Tepličky je liasové súvrstvie široko rozšírené. Dobre odkryté profily sú v závere Benkovského potoka a na pravom svahu doliny Dikula v. od hájovne Banisko. Je to mnohonásobné striedanie vrstevnatých sivých a si-

vozelených pelitomorfných laminovaných a slabo krinoidových vápencov s bridličnatými vápencami alebo slienitými bridlicami. Niektoré polohy majú piesčité prímes, niektoré lavice sú zasa výrazne krinoidové. Hľuzy a niekedy aj súvislejšie vrstvy rohovcov majú premenlivú frekvenciu. V závere Benkovského potoka sú v najvyššej časti niekedy lavicovité krinoidové vápence bohaté na rohovce (10–15 m).

Na viacerých miestach boli v tomto súvrství zistené mangánové bridlice, ktoré boli svojho času predmetom kutacích prác. Najlepšie odkrytá poloha (2–3 m) sivých hnedastých mangánových bridlíc je v súčasnosti vo zväžnici v Benkovskom potoku.

Zaujímavý vývoj liasu reprezentovaný brekciami a červenými krinoidovými vápencami opísal z. od Liptovskej Tepličky KETTNER (1938). V brekciách sú obsiahnuté úlomky triasových dolomitov, čo podľa tohto autora svedčí o predliasovej, asi rétskej deštrukcii triasových hornín. Podľa ZELLMANA (1965) brekcie sú tmelené karbonatickou kalovou základnou hmotou ružovej, béžovej a bielej farby s rozptýlenými úlomkami krinoidov a občas aj belemnitov. Tento autor pozoroval, že takáto základná hmota vyplňa aj nerovnosti na povrchu dolomitov.

V asociácii brekcií sú červené krinoidové vápence hierlatzkého typu. Podľa KETTNERA (1. c.) je medzi nimi pozvoľný prechod. My sme asociáciu brekcie–krinoidové vápence pozorovali s. od Smrečiny. V červených krinoidových vápencoch sme konštatovali fragmenty béžových karbonátov, ale prechod do brekcií sme pre nevhodné podmienky nepozorovali.

93 kopienecké vrstvy: vápnité pieskovce, piesčité a oolitické vápence, ílovité a piesčité bridlice (hetanž)

Túto litostratigrafickú jednotku na severnom svahu Ďumbierskych Tatier ako „grestenské vrstvy” opísal KOUTEK (1931). Je to súvrstvie rôznorodých hornín, ktoré sa pozvoľna vyvíja z kössenských vrstiev, a preto hranica medzi nimi je konvencionálna. Sú to sivé alebo zelenkavé, do hrdzava vetrajúce vápnité pieskovce, niekedy šikmo zvrstvené a s hieroglyfmi na vrstevných plochách, prechádzajúce do piesčitých vápencov, miestami s vrstvami lumachiel alebo oolitických vápencov. Tieto tvrdšie horniny sa v rozličnom pomere striedajú so sivými, čriepkovite rozpadavými ílovitými a piesčitými bridlicami, ktoré sa smerom hore stávajú vápnitými a sprostredkujúajú prechod do nadložných škvritných vápencov. Mikroskopický opis podáva KOUTEK (1931), MIŠÍK (1964) a BUJNOVSKÝ (1975).

Z Kľačianskej doliny a z oblasti okolo Ľubefskej doliny ŠTÚR a BUJNOVSKÝ (1975) uvádzajú takúto faunu: *Gryphaea arcuata* LAM., *Plagiostoma gigantea* SOW., *Plicatula cf. deslongchampsii* TERQ.–PRETTE, *Chlamys thiolliery* (MARTIN),

Ch. dispar (TERQ.). Z iných lokalít faunu uvádza BUJNOVSKÝ (1. c.). Toto súvrstvie hrubé do 20 m zaradujeme do hetanžu.

92 cyanofytové a oolitické vápence – sinemúr

Vyznačili sme ich v sedle Salatína, ale vystupujú aj v Komorníckej doline. Je to najviac 5–6 m hrubá poloha svetlosivých a žltkastých lavicovitých vápencov. V sedle Salatína (Bujnovský, 1975) na báze prevládajú cyanofytové vápence v laviciach hrubých okolo 40 cm. Ide o „natlačené“ biomikrity s hľuzkami cyano-fyceí a fragmentmi krinoidov, ostrakódov, gastropódov, bivalvií, ihlíc húb, ježoviek, brachiopódov a foraminifer. Vyššie sú oolitické vápence zodpovedajúce oomikritom. Oolity sú často silicifikované a v jadrách uzatvárajú fragmenty organizmov ako vápence v podloží. Túto polohu plytkovodných vápencov, nad ktorou nasledujú adnetské vápence (cf. KOUTEK, 1931) radíme do sinemúru (BUJNOVSKÝ, 1975).

91 allgäuské vrstvy: škvrnité vápence s vložkami slienitých bridlíc (lotaring – toark)

Sú známe najmä pod názvom fleckenmergel – predstavujú litostratigrafickú jednotku panvového typu (hlavne zliechovskej sekvencie) v Ďumbierskych Tatrách a v Horehronskom podolí.

Prechodné horniny z grestenských vrstiev v doline Bravno opísal KOUTEK (1931). Sú to čierne bridličnaté slieňovce, čiastočne už škvrnité, so stopami foraminifer a úlomkami iných vápnitých organizmov. Obsahujú veľa pyritu rozptýleného v hornine alebo koncentrovaného do šmúh. Hlavnú masu predstavujú sivé až tmavosivé lavicovité škvrnité vápence s vložkami slienitých bridlíc. Sem-tam sa vyskytujú hľuzy rohovcov. V mikroskope sa vápence javia ako mikrity s hojnými globulkami pyritu. Z nehojných organických zvyškov sú prítomné kalcifikované ihlice húb, fragmenty krinoidov, lastúrníkov, ostne ježoviek, ostrakódy a foraminifery (BUJNOVSKÝ, 1975). Podrobný opis je v práci MIŠÍKA (1964).

Zo severných svahov Ďumbierskych Tatier pochádza *Eoderoceras* sp., *Tropidoceras* sp. a *Uptonia* sp. (BUJNOVSKÝ, 1975). V Horehronskom podolí sme zbierali faunu na severnom svahu Čierneho dielu, z ktorej RAKÚS určil *Echioce-ras raricostatum* (ZIETEN) a *Caenisites* sp. Podľa tejto fauny allgäuské vrstvy majú vek lotaring – pliensbach, ale ich pozícia v celkovej sukcesii pripúšťa predpoklad, že v niektorých prípadoch sa začínajú už v sinemúri a končia v doméri, resp. toarku (cf. BUJNOVSKÝ, 1975; MIŠÍK a RAKÚS, 1964). Hrúbka vrstiev na Čiernom diele je do 40 m, ale na svahu Lupčianskej Magury ju BUJNOVSKÝ (1975) odhaduje až na 100 m.

90 krinoidové a hľuznaté vápence hierlatzkej a adnetskej litofácie (pliensbach – toark)

Pestré vápence liasu sú zmapované v Ďumbierskych Tatrách a v Horehronskom podolí (MATĚJKA, 1927; KOUTEK, 1931). Vo väčšine prípadov sú v nadloží allgäuských vrstiev, ale v niektorých profiloch, napr. v sedle s. od Salatína ležia bezprostredne nad cyanofytovými vápencami alebo nad dolomitmi.

V Lupčianskej doline nad allgäuskými vrstvami BUJNOVSKÝ (1975) zistil lavicovité sivé slabo krinoidové biomikritové vápence s polohami hrubozrnných krinoidových vápencov biosparitového a biosparruditového typu. Popri článkoch krinoidov obsahujú ihlice húb, ostrakódy, aptychy, belemnity a bohatú faunu brachiopódov a lastúrníkov. Z amonitov RAKÚS (in BUJNOVSKÝ, 1975) určil *Meneghinicerias lariense* (MEN.) a *Arieticerias* cf. *algovianum* (OPPEL). Tieto vápence látkovou povahou i faunou zodpovedajú hierlatzkým vápencom, ale niektoré polohy majú náznaky hľuznatosti a zhluky chloritu.

V ostatných oblastiach sú to pestrofarebné béžové, ružové, červené alebo zelenkavé lavicovité vápence, v niektorých polohách hľuznaté s chloritovými zhlukmi a zriedka s vložkami červených ílovcov. Zväčša sú to biomikrity s biotritom krinoidov, lastúrníkov, amonitov, belemnitov, gastropódov, aptychov, ostrakódov, ježoviek, húb a foraminifer.

Z Ludrovskej doliny z týchto vápencov pochádza *Paltechyoceras nodotianum* (D'ORB.), *Androgynoceras* sp., *Arietites* sp., *Asteroceras obtusum* (D'ORB.), *Cenoceras striatum* (SOW.), ktoré indikujú ich vek na lotaring–pliensbach (karix) (ŠTÜR, 1868; MATĚJKA, 1927; RAKÚS, 1964; BUJNOVSKÝ, 1975).

Na južnom svahu Lupčianskej Magury BUJNOVSKÝ (1975) zozbieral *Calliphyloceras nilsoni* (HEBERT), *Harpoceras* cf. *falcifer* (SOW.), *H.* cf. *exaratum* (YONG et BIRD), *Peronoceras* aff. *desplacei* (D'ORB.), *Catacoeloceras* sp.

V sedle Salatína sa vyskytuje asociácia amonitov: *Canavaria hugi* (GEM.), *Arieticerias algovianum* (OPPEL), *Hildoceras bifrons* (BROUGIERE), *Phimatoce-
ras binodotum* (BRUCKANN) (l. c.) a podľa KOUTKA (1931) aj *Coeloceras* (*Dactylioceras*) sp. Uvedené asociácie indikujú domér–toark.

V Horehronskom podolí sa vyskytujú podobné pestrofarebné vápence, kde krinoidové variety hierlatzkeho typu sa nepravidelne striedajú s kalovými lavicovitými alebo hľuznatými vápencami adnetskeho typu. Sem-tam sa vyskytujú rohovcové hľuzy. Zo Sopotníckej doliny GRECULA (1961) uvádza *Hildoceras* sp. a *Phylloceras* sp.

Opísaný súbor pestrých vápencov (hrúbka okolo 10 m, zriedka viac) je na profile s. od sedla Salatína a v Ráztockej doline zavŕšený svetlými vrstevnatými až bridličnatými vápencami s *Bositra* (*Posidonia alpina*; 2–5 m), ktoré pravdepodobne zastupujú álen (KOUTEK, 1931; GRECULA, 1961).

89 rádiararity a rádioláriové vápence (doger–malm)

Táto litostratigrafická jednotka vystupuje v Ďumbierskych Tatrách a v Lopejskej kotline. Podľa profilu na ľavej strane Ľupčianky (KOUTEK, 1931) a na severnom svahu Čierneho dielu ide o vrstevnaté (2–10 cm) rádioláriové vápence a rádiararity, niekedy s medzivrstvičkami fľovitých bridlic, hrubých zväčša iba niekoľko milimetrov. V spodnej časti prevládajú sivé, zelenkavé alebo béžové, v hornej časti najmä červené farebné odtiene. Vápence sa vyznačujú rádioláriovou mikrofáciou, zriedkavejšie s kalcifikovanými ihlicami húb. Hrúbka vrstiev je maximálne 30–50 m.

V Kráľovohoľských Tatrách a v Čierťazi (400 m v. od sútoku Hron – Oselné, mylne označené ako vysvetlivka 107) sú to sivozelenkavé až zelené, miestami i ružové, béžové a hnedosivé bridličnaté alebo tenkovrstevnaté, viac alebo menej kremité vápence s medzivrstvičkami fľovito-sericitických bridlic. Tie niekedy dosahujú hrúbku 5–6 cm. Na plochách odlučnosti je temer vždy viditeľný novotvorený sericit. Do tejto sukcesie sa vkladajú silicitové vrstvy sledovateľné na väčšiu vzdialenosť alebo vo forme šošoviek. Frekvencia silicitov je dosť menlivá a niekedy zaberajú do 30 % hrúbky. Vo výbruse sa ukazujú ako mikrokryštalický SiO₂ s rozptýlenými zrnkami kalcitu a zriedkavo rádioláriami. Vápencové vrstvy sa v niektorých profiloch (Veľký bok) javia ako biomikrity, viac alebo menej usmernené, s kremitými, ale hlavne kalcifikovanými rádioláriami, inokedy ako biosparity s rozptýlenými článkami krinoidov (alodapické vápence?). Celková hrúbka je 10–20 m.

88 vrstevnaté, niekedy hľuznaté červené a zelenkavé vápence (oxford – spodný titón)

V Ďumbierskych Tatrách v nadloží rádioláriových vápencov a rádiararitov sú červené i sivozelenkavé tenkovrstevnaté, miestami hľuznaté alebo bridlicovité vápence a fľovité vápence (MATĚJKA, 1927; KOUTEK, 1931). Podľa výskumov BUJNOVSKÉHO (1975) ide zväčša o biomikrity, kde biogénnu zložku tvoria rádiolárie, sakokómy, ihlicie hubiek, globochéty, *Stomiosphaera moluccana* VANNER, *Cadosina lapidosa* VOGLER, *C. malmica* (BORZA), *C. fibrata* NAGY, *Protoglobigerina* sp., *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Lenticulina* sp., ostrakódy, ježovky, schránky amonitov, lastúrnikov a aptychy. Podľa tejto asociácie vápence majú vek oxford–spodný titón. Hrúbka vrstiev je zväčša malá, ale na svahoch Kľačianskej a Ľupčianskej doliny je 25 až 50 m (1. c.).

Analógom opísaného súvrstvia sú v Kráľovohoľských Tatrách lokálne prítomné pár metrov hrubé biele, béžové alebo i ružovkasté vápence – mramory, niekedy s náznakmi hľuznatosti. Na mape nie sú odlišené a sú zahrnuté do podložných kremitých vápencov.

Červené, zelenkavé, béžové hľuznaté vápence sú dobre vyvinuté na svahoch Benkovského potoka, kde majú hrúbku 20–30 m. Najlepšie profily sú obnažené vo zväžnici v závere doliny Benkovského potoka a v okolí vrcholu Košiarska. Z Benkovského potoka RAKÚS vo výbruse z týchto hľuznatých vápencov zistil prierezy sakokómov, čo svedčí o tom, že ide o ten istý obzor vápencov ako v Ďumbierskych Tatrách, lenže mramorizovaných. Z týchto vápencov asi pochádza *Aptychus giganteus* PETERS, ktorý uvádza ŠTÚR (1860).

87 slienité vápence, sliene a kalpionelové vápence (titón – hoteriv)

Tento súbor hornín vystupuje na veľkých plochách v Ďumbierskych Tatrách a v Horehronskom podolí. V spodnej časti sú to hlavne lavicovité svetlosivé alebo zelenkavé vápence typu biancone, hrubé do 20 m. Sem-tam sa vyskytujú tenké medzivrstvičky slieňovcov. Vápence sú biomikrity s rozptýleným sericitom, pyritom a kremeňom siltovej veľkosti. Fosílie *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinopsella carpatica* MURGEANU-FILIPESCU, *Crassicolaria parvula* REMANE, *Cr. intermedia* DURAND-DELGA, *Cr. colomi* DOBEN, ostrakódy, ihlice húb, rádiolárie a mikrofilamenty datujú vyšší titón – berias (BUJNOVSKÝ, 1975; KOUTEK, 1931; MATĚJKA, 1927).

Vyššia časť súvrstvia pozostáva z jednotvárne sa striedajúcich sivých, viac alebo menej ílovitých vápencov a slieňovcov. Vrstevnaté vápence, často škvrnité a usmernené, sú biomikrity s *Calpionellites darderi*, *Ca. simplex*, rádioláriami, ihlicami húb, ostrakódmi a článkami krinoidov (BUJNOVSKÝ a LUKÁČIK, 1984). V Ľupčianskej doline, asi v strede tohto súvrstvia hrubého okolo 300 m KOUTEK (1931) našiel amonity charakterizujúce vrchný valangin – hoteriv.

Titónsko-neokómske súvrstvie je zložito zvrásnené a ukazuje tektonické zhrubnutie a redukcie pôvodnej hrúbky.

V Kráľovohoľských Tatrách a v Bystrianskom podhorí je toto súvrstvie tiež zložito zvrásnené, vnútorne zreteľne usmernené, s hojnými bituminóznymi a sericitovými mazdami na plochách vrstevnatosti. Vyšší stupeň deformácie a rekryštalizácie sa prejavuje takmer úplnou neprítomnosťou mikrofosílií. V profile Veľkého boku sa v niektorých vzorkách okrem úlomkov makrofosílií zachovali rádiolárie, *Calpionella alpina* a *Hedbergella* cf. *trocoidea* (KULLMANOVÁ et al., 1983). Tieto fosílie potvrdzujú, že ide o titónsko-neokómsky vek, ale posledná z nich indikuje, že súvrstvie možno zasahuje až do vrchného barému – spodného albu.

86 slieňovce s vložkami slienitých a piesčitých vápencov (barém – alb)

V najzápadnejšej časti Ďumbierskych Tatier sa lokálne vyskytuje súvrstvie sivých slieňovcov s vložkami ílovitých a piesčitých vápencov. GAŠPARIKOVÁ (in

BUJNOVSKÝ a LUKÁČIK, 1984) v slieňovcoch našla mikrofaunu indikujúcu barémsko-strednoalbský vek: *Haplophragmoides nonioninoides* (REUSS), *Hedbergella infracretacea* (GLAESNER), *H. ex gr. roberti* GANDOLFI, *Trochammina inflata* (MONTAGU), *Thalmaninella* sp., *Discorbis* sp., *Glomospirella gaultina* (BERTHELIN), *Lenticulina* cf. *muensteri* (REUSS), *L. cf. gaultina* BERTHELIN.

85 bazalty (alb)

KOUTEK (1931) uprostred neokómskych vápencov a slieňov v doline Štiavnického potoka objavil a petrograficky preskúmal výskyt augitových mandľovcov sprevádzaných tufmi a severnejšie ložnú žilu hornín trocha kyslejšej povahy. Neskôr BUJNOVSKÝ našiel niekoľko výskytov uprostred triasových dolomitov. Rádiometrický výskum ukázal, že i tieto horniny uprostred triasu sú spodnokriedového veku. Spôsob vystupovania, petrografická a geochemická povaha hornín a rádiometrická analýza sú podrobne opísané v prácach KOUTEK (1931), BUJNOVSKÝ, KANTOR a VOZÁR (1981) a HOVORKA a SPIŠIAK (1988).

HRONIKUM

Približne na jednej tretine povrchu regiónu vystupujú vulkanogénne a najmä sedimentárne formácie hronika, predstavujúce časový úsek od vrchného karbónu po spodnú kriedu. Nemajú homogénny faciálny vývoj, ale v triase sú dve faciálne oblasti, známe ako čiernovážska a bielovážska séria (BIELY, 1962; MAHEL, 1962). Navyše, v troskách hronika krajinej časti Salatiny sa v strednom triase bielovážskej faciálnej oblasti vyskytujú aj rifové wettersteinské vápence, čo charakterizuje ludrovský vývoj podľa MAHELA (1979).

Zo štruktúrneho hľadiska ide o sústavu príkrovov.

Mladšie paleozoikum

Ipoltická skupina

Túto vrchnokarbónsko-permskú skupinu hrubú do 2 500–2 800 m predstavuje vulkanicko-sedimentárny súbor mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich malých i veľkých sedimentárnych cyklov. V celom súbore majú absolútnu prevahu klastické sedimenty v sprievode andezitovo-bazaltových výlevov a ich sprievodných vulkanoklastík. Pre vnútornú stavbu ipoltickej skupiny je charakteristické hrubnutie klastického materiálu od bázy do jej vrchných častí a v tom istom smere i výrazná zmena v zafarbení sedimentov – od prevažne tmavosivých, sivých odtieňov k pestrému, červenosivému a červenému sfarbeniu.

Synsedimentárne vulkanity predstavujú andezitovo-bazaltovú asociáciu so stúpajúcim tholeiitickým magmatickým trendom (VOZÁR, 1977).

Stupeň regionálnej metamorfózy zodpovedá zeolitovej fácií, pumpellyitovo-prehnitovo-kremennej subfácií (VRÁNA a VOZÁR, 1969).

Ipoltická skupina pozostáva z dvoch litostratigrafických jednotiek, ktoré VOZÁROVÁ a VOZÁR (1979) pomenovali nižnobocianske a malužinské súvrstvie. V Nízkyh Tatrách sú obe jednotky vyvinuté klasicky s troma megacyklami malužinského súvrstvia. V Bystrianskom predhorí malužinské súvrstvie reprezentuje len prvý megacyklus a nižnobocianske súvrstvie je rudimentárne.

Vrchný karbón

Nižnobocianske súvrstvie

Predstavuje regresívnu klastickú formáciu, ktorej vek bol na základe mikroflóry označený ako vestfál C–D (ILAVSKÁ, 1964). Podľa mikroflóry z lokality Nižná Boca vek vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia je stefan B–C (SITÁR a VOZÁR, 1973). PLANDEROVÁ (1979) odlišila autochtónnu mikroflóru stefanského a alochtónnu mikroflóru vestfálskeho veku.

Pôvodné podložie nižnobocianskeho súvrstvia hrubého maximálne 400 m nie je známe. Fragments mylonitizovaných granitoidov v bazálnej časti bocianskeho príkrovu v oblasti doliny Holica by mohli čiastočne naznačovať jeho zloženie (ANDRUSOV, 1936; VOZÁROVÁ a VOZÁR, 1979). Nadložím je malužinské súvrstvie, s ktorým je späté pozvoľnými prechodmi.

84 sivé zlepence, pieskovce, bridlice, telesá dacitov a ich vulkanoklastik (stefan B–C)

Sedimenty nižnobocianskeho súvrstvia majú sivú, tmavosivú, prípadne zeleonosivú farbu a výrazne cyklickú stavbu. Prevažná časť sedimentárnych cyklov má normálne usporiadanie, hlavne v rámci cyklov nižšieho rádu (do 10 m, prípadne 10–50 m). Celá sekvencia má však smerom do vrchných častí výraznú tendenciu hrubnutia. Priamo úmerne tomu stúpa i hrúbka vrstiev. Prevládajúcim litotypom sú pieskovce, lokálne s polohami obliakov, veľmi často gradačne zvrstvené (59 %). Šikmé zvrstvenie je vyvinuté len ojedinele. V jemnozrnných sedimentoch je výrazne vyvinutá horizontálna laminácia. Na vrstevných plochách sú najviac vyvinuté erózne textúry (erózne rozmyvy, erózne kanály).

Z deformačných textúr sú zachované predovšetkým stopy po vtláčaní, v malom množstve bioturbačné textúry. Vyskytujú sa i horizonty s rastlinným detritom.

Syngenetický vulkanizmus dacitovo-andezitového zloženia bol subaerického charakteru. Vulkanoklastický materiál bol redeponovaný a zmiešaný s vulkanickou detritickou zložkou, o čom svedčí zložením pestrá skupina vulkanoklastických drôb, arkóz, arkózových drôb, litických arenitov a litických drôb. Tenké polohy resedimentovaných dacitových tufov a malé výlevy dacitov-andezitov boli zistené vo vrchnej časti nižnobocianskeho súvrstvia (dolina Chorupnianskeho potoka).

Úlomky hornín a minerálov v sedimentoch pochádzajú: a) z granitoidov a vysoko metamorfovaného kryštalinika typu migmatitov a rúl; b) z nízko metamorfovej vulkanicko-sedimentárnej formácie; c) zo synsedimentárneho vulkanizmu.

Perm

Malužinské súvrstvie

Je to klastická, cyklicky usporiadaná sedimentárna sekvencia, len so sporadickými medzivložkami chemogénnych sedimentov – karbonátov a evaporitov.

Pre vnútornú stavbu malužinského súvrstvia je charakteristický vývoj troch veľkých sedimentárnych cyklov s výrazným zjemňovaním sedimentov do ich vrchných častí. Synsedimentárny vulkanizmus je viacfázový, pričom jeho produkty sú najviac zastúpené v prvom a treťom megacykle.

Bazalty a andezity, produkty synsedimentárneho vulkanizmu, sú najhojnejšie v prvom a treťom megacykle a patria k neorogénnym vulkanitom kontinentálneho pôvodu (VOZÁR, 1985).

Spodnopermský vek (autun) bazálnej časti malužinského súvrstvia z lokality Nižná Boca dokumentuje *Cordaites palmaeformis* GOEPPERT (SITÁR a VOZÁR, 1973) a mikroflóra (PLANDEROVÁ in VOZÁROVÁ a VOZÁR et al., 1979). Z vrchnej časti II. megacyklu a najvrchnejšej časti III. megacyklu je opísaná mikroflóra saxónsko-türinského veku (PLANDEROVÁ a VOZÁROVÁ, 1982).

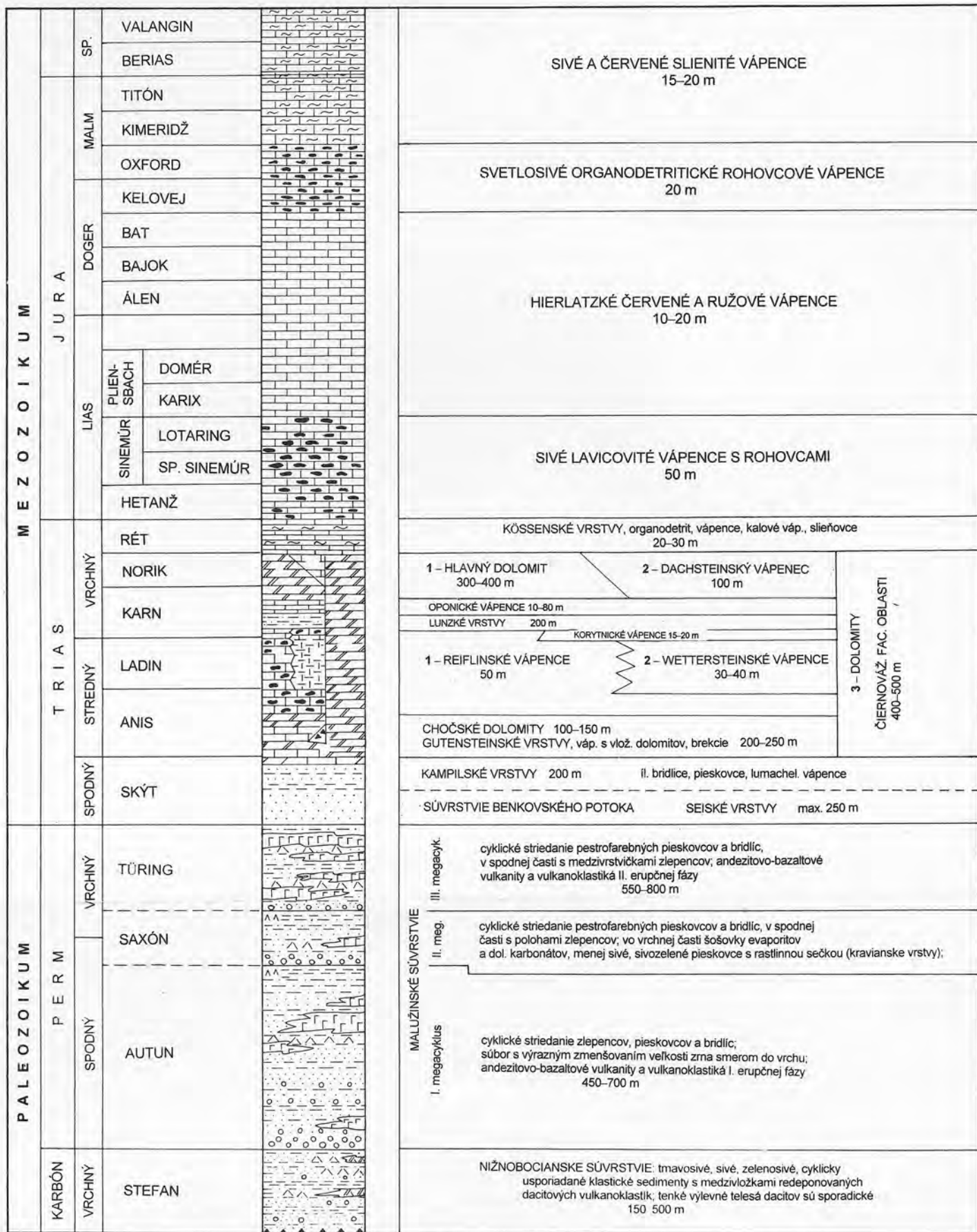
I. megacyklus

83 svetlosivé zlepence, pestrofarebné pieskovce, prachovce, fľovité bridlice a vzácne evapority (autun)

Prvý megacyklus je zložený z mnohonásobne sa nad sebou opakujúcich malých aluviálnych cyklov (hrúbky do 10 m), v spodných častiach s výraznou prevahou cyklov zložených prevažne z pieskovcov a zlepenčov. Pre bazálne časti prvého megacyklu je charakteristická prítomnosť množstva asymetrických eróz-

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA H R O N I K U M

Zostavili: A. Bujnovský a A. Vozárová, 1988



nych kanálov so širokým a plochým prierezom dna. Celkove v súbore sedimentov prvého megacyklu tvoria pieskovce 70 % (pomer pieskovce : bridlica = 2,3), z toho hrubozrnné až 26 %. Úmerne k tomu stúpa i množstvo veľmi hrubých vrstiev (32 %) v celej sekvencii.

Zloženie pieskovcov nižnobocianskeho súvrstvia

	Arkózy	Arkózové droby	Litické arenity	Litické droby
kremeň	48	37	51	44
živce	24,5	29	14	11
klastické sfudy	2,5	4	2	7
úlomky hornín	12	10	19	25
základná hmota	13	20	14	25

Poznámka: Priemer je vypočítaný pri skupine arkóz a arkózových drôb z 18 analýz; pri skupine litických arenitov a drôb z 12 analýz.

	Tufový litický arenit	Tufová litická droba
polykryštalický kremeň	30	29
vulkanogénny kremeň	16	8
živce	16	11,5
klastické sfudy	1	7
úlomky vulkanitov	19	19
ostatné horninové úlomky	6	2,5
základná hmota	12	23

Poznámka: Priemer je vypočítaný z 22 analýz.

Pre vnútorné usporiadanie vrstiev je charakteristické gradačné (cca 30 %) a horizontálne (cca 40 %) zvrstvenie. Približne 25 % vrstiev má masívnu textúru. Zistilo sa aj veľkoškálové šikmé zvrstvenie.

Pieskovce prvého megacyklu majú v porovnaní s ostatnými pieskovecami maľužinského súvrstvia najnižší stupeň zrelosti.

Petrograficky patria k arkózam a arkózovým drobám s relatívne vysokým obsahom živcového detritu. Zlepence obsahujú okrem úlomkov kremeňa a granitoidných hornín aj úlomky nízko metamorfovaných hornín (rozličné typy fylitov, metakvarcitov, zelené bridlice) a redeponovaný dacitový vulkanoklastický materiál.

Zloženie pieskocov malužinského súvrstvia

	I. megacyklus		II. megacyklus		III. megacyklus	
	Arkózy	Droby	Subar- kózy	Droby	Subar- kózy	Droby
kremeň	48	43	58	49	65	59
alkalický živec	19,5	10	10	10	9	2
plagioklas	19	9	8	9	3	2
klastická sfúda	1	2	7	6	2	3
úlomky vulkanitov	2	5	1	3	6	5
úlomky ost. hornín	0,5	1	0,5	1	–	–
základná hmota	10	29	15,5	22	15	29
	n = 12	n = 11	n = 5	n = 5	n = 4	n = 5

Chemické zloženie vulkanitov malužinského súvrstvia – I. erupčná fáza

	S – 8	S – 9	S – 10	S – 30
SiO ₂	50,82	52,22	61,60	51,30
Al ₂ O ₃	15,31	15,05	13,55	14,80
Fe ₂ O ₃	7,37	2,82	2,35	3,45
Feo	2,37	7,36	1,94	3,84
CaO	11,35	5,50	5,25	4,70
MgO	3,75	3,75	1,25	7,50
TiO ₂	1,63	1,40	0,93	1,43
MnO	0,17	0,28	0,06	0,12
K ₂ O	0,40	1,30	1,95	1,03
Na ₂ O	2,50	6,13	0,25	3,85
P ₂ O ₅	0,37	0,65	0,23	0,36
– H ₂ O	0,05	0,16	0,03	0,19
+ H ₂ O	3,70	3,15	4,32	7,02
SO ₃	st.	st.	st.	st.
Spolu:	99,79	99,77	99,71	99,62
ppmCu	1,5	3,5	1,0	7,0
ppmZn	31,0	73,0	26,0	14,0
FeO	9,00	9,90	4,05	6,94
FeO/MgO	2,40	2,64	3,24	0,93

Vyjadrené v prepočte na chondrity

Eu	22,19	41,23	20,40	19,86
Tb	20,6	39,0	20,0	20,0
Ce	27,50	60,21	78,93	38,82
Yb	11,78	31,78	15,26	14,89
Lu	10,64	25,16	13,54	10,0
Sm	18,80	39,10	27,00	20,60
La	40,93	88,75	127,81	61,56

Ďalšie chemické analýzy sú publikované v prácach: VOZÁR (1973, 1977), ROJKOVIČOVÁ a VOZÁR (1972).

82 významnejšie výskyty tufov, tufitov, tufitických pieskovcov a prachovcov – I. erupčná fáza

Vyskytujú sa v tesnom podloží alebo nadloží vulkanického komplexu prvej erupčnej fázy. Bežné sú tufy vitrokryštalické, kryštalolitoklastické, pieskovej a prachovej veľkostnej frakcie.

Textúry pyroklastických sedimentov majú znaky prepracovania vodnými prúdmi. Bežné je gradačné a horizontálne laminované zvrstvenie. V nadloží vulkanogénneho horizontu sa vyskytujú popolové tufy s prúdovým šikmým zvrstvením nízkoškálových rozmerov.

81 tholeiitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – I. erupčná fáza

Vulkanity I. erupčnej fázy predstavujú asi 15 % z celkového objemu prvého megacyklu a sú maximálne 150 až 200 m hrubé. Regionálne netvoria súvislý horizont. V bazálnej časti megacyklu vystupujú ojedinelé, na krátku vzdialenosť vyznievajúce výlevné telesá s termickými účinkami na podložie. Vnútorňú stavbu vulkanického komplexu charakterizujú viacnásobne sa nad sebou opakujúce výlevy, lokálne oddelené od seba polohami vulkanoklastík alebo intravulkanických sedimentov. Bežné sú fluviálne textúry. Vnútorňá stavba lávových prúdov je rôznorodá, závislá od hrúbky lávového prúdu a rýchlosti tuhnutia. Okraje sú pórovité, obvykle brekcioné, lokálne drobnozrné, prípadne porfyrické. Minerálnym a chemickým zložením patria vulkanity I. erup. fázy k andezitovo-bazaltovej asociácii prechodného až tholeiitového magmatického trendu.

Z prvých magmatogénnych minerálov sú zachované iba relikt pyroxénov, ktoré chemickým zložením zodpovedajú augitu. Olivíny sú úplne premenené a magmatogénne plagioklasy sú silno albitizované.

Podrobné údaje o petrochemickom zložení vulkanitov sú v prácach VOZÁRA (1973, 1974, 1977, 1985).

II. megacyklus

80 pestrofarebné pieskovce, prachovce a bridlice, miestami s medzivrstvami karbonátov a evaporitov

Všeobecne je druhý megacyklus malužinského súvrstvia charakteristický slabým zastúpením vulkanitov. Základný stavebný znak – cyklická stavba sedimentárnych sekvencií – je opäť výrazný. Približne 67 % všetkých sedimentov tvoria

pieskovce, z toho hrubozrnné asi 16 % (pomer pieskovcov k bridliciam = 2,0). Zo sedimentárnych textúr je bežné gradačné a horizontálne laminované zvrstvenie, vyskytuje sa i šikmé zvrstvenie, erózne rozmyvy a kanály. V jemnozrnných sedimentoch sú hojné bioturbačné textúry. Našli sa i výplne tiel červov (VOZÁROVÁ, 1979). V jemnozrnných sedimentoch prevažne červenofialovej farby sa vyskytujú pelosideritové alebo karbonátové konkrécie, šošovkovité medzivrstvy karbonátov, miestami aj evaporitov alebo medzivrstvy pieskovcov s karbonátovým alebo sadrovcovým tmelom.

V sekvencii, ktorú zaraďujeme do druhého megacyklu, definovali NOVOTNÝ a BADÁR (1971) vo východnej časti Nízkych Tatier kravianske vrstvy. Predstavujú súbor cyklicky sa striedajúcich gradačne zvrstvených pieskovcov a prachovcov s hojnými diagenetickými žilkami sadrovca. Obsahujú medzivrstvy detritického karbonátu a dolomitického pieskovca. Pre kravianske vrstvy je charakteristický vysoký obsah rastlinného detritu v ich vrchných častiach, čo spôsobuje zmenu v zafarbení – od červenofialovej po sivú a sivozelenú farbu.

Pieskovce druhého megacyklu zodpovedajú svojim zložením subarkózam a arkózovým drobám. V porovnaní s pieskovcami prvého a tretieho megacyklu v nich výrazne klesá množstvo úlomkov vulkanitov. V bazálnych častiach megacyklov sa do nich vклиňujú polohy zlepencov.

Zloženie obliakov: kremeň, granity a migmatity, fylity, andezity a bazalty z I. erupčnej fázy a úlomky intraformačných sedimentov.

79 významnejšie výskyt tufitov a tufitických pieskovcov – I. erupčná fáza

Tvoria ojedinelé a tenké telesá uprostred cyklicky usporiadaných sedimentárnych sekvencií II. megacyklu. V prevažnej miere predstavujú epiklastické sedimenty.

78 tholeiitové bazalty a andezity s medzivložkami vulkanoklastík – I. erupčná fáza

Patria k nim plošne málo rozsiahle výlevné telesá v sprievode vulkanoklastík, vystupujúce na Z od obce Spišské Bystré. Svojím mineralogickým a chemickým zložením sú zhodné s vulkanitmi I. erupčnej fázy.

III. megacyklus

77 pestrofarebné pieskovce, prachovce, fľovité bridlice, miestami s konkréciami karbonátov

Pestrofarebné klastické sedimenty sú usporiadané do cyklov nízkeho rádu s výraznou tendenciou znižovania veľkosti zrn smerom do vrchných častí III. megacyklu.

Karbonátové, prípadne chloritové konkrécie sa vyskytujú iba uprostred červeno-fialových ílovitých bridlic vo vrchných častiach megacyklu. Základným litotypom sedimentárnych sekvencií sú pieskovce (približne 55 %, pomer pieskovce : bridlice = 1,2). Medzi zrnitosťnými stupňami prevládajú stredno- a drobnozrné pieskovce, pričom hrubozrné pieskovce predstavujú iba 8 % zo všetkých. Priamo úmerne tomu sú len v malom množstve zastúpené veľmi hrubé (100 cm) a hrubé vrstvy (30–100 cm). Zo sedimentárnych textúr prevláda v pieskovcoch gradačné (70 %) a horizontálne zvrstvenie. V jemnozrných sedimentoch sú bežné bioturbačné textúry, čerinové zvrstvenia, bahenné pukliny.

Na minerálnom zložení pieskovcov sa podieľa kremeň, živce, klastické sľudy, úlomky vulkanitov. Základná hmota je len slabo rekryštalizovaná (prechod od diagenézy k veľmi nízkemu stupňu premeny), tvorí ju illit, sericit, kremeň, karbonát, chlorit, hematitový pigment. Bežný je kremitý, karbonátový, sericitový a železitý chemogénny tmel.

76 významnejšie výskyty tufov, tufitov, vulkanogénnych brekcií – II. erupčná fáza

Vulkanoklastiká tvoria pestrú škálu tufov, tufitov a tufitických sedimentov prachovej až pieskovej zrnitosti škály. Výnimkou sú pyroklastické lávy, pyroklastické brekcie a aglomerátové lávy, kde veľkosť fragmentov dosahuje 10 cm i viac. Medzi tufmi prevládajú vitrokryštaloklastické a kryštalolitoklastické variety. Obsahujú úlomky plagioklasov rozložených pyroxénov, rekryštalizovaného vulkanického skla, rozličné typy úlomkov andezitov a bazaltov, rudné minerály a produkty premeny – kremeň, sericit, chlorit.

Tufity predstavujú epiklastické sedimenty zmiešané s vulkanickým sedimentárnym materiálom. Bežné sú gradačné alebo horizontálne laminované zvrstvenia.

75 tholeitové bazalty a andezity, polohy vulkanoklastík – II. erupčná fáza

Bazalty a andezity II. erupčnej fázy tvoria miestami až niekoľko sto metrov (400–800 m) hrubý súbor mnohonásobne nad sebou sa striedajúcich výlevných telies, miestami s medzivrstvami vulkanoklastík i nevulkanických sedimentov. Hrúbka jednotlivých lávových prúdov dosahuje od 40 cm do maximálne 150 až 300 m. V bazálnej časti hrubších lávových prúdov sme pozorovali fragmentáciu a lávové brekcie, miestami aj rozličné typy hyaloklastitov. Na styku lávových prúdov a sedimentov možno pozorovať 20–30 cm široké kontaktné termické lemy. Okrajové časti lávových prúdov sú tvorené poróznymi a mandľovcovými varietami, pričom drobné až strednozrné, príp. porfyrické variety vystupujú v centrálnych častiach prúdov. Andezity–bazalty majú výrazne tholeitový magmatický trend.

Z tmavých minerálov je čiastočne zachovaný pyroxén–augit s mierne stúpajúcim trendom obsahu Ca-Mg zložky. Olivín je úplne zmenený, zachovali sa zväčša pseudomorfózy po ňom. Pôvodné živce sú vzácne (labrador 11,2–11,7 % CaO). Zväčša sú albitizované, prípadne produktom ich premeny je sericit, chlorit, kalcit. Pre vulkanity II. erupčnej fázy je charakteristický obsah chrómspinelov v asociácii s Fe-Ti minerálmi (VOZÁR et al., 1986).

74 Žilné telesá dioritov – silly, dajky permského veku

Na povrchových výskytoch sú najviac zastúpené v nižnobocianskom súvrství, kde dosahujú aj najväčšiu hrúbku (až do 150 m). Bežné sú však hrubé len niekoľko metrov alebo decimetrov. Kontaktne metamorfujú okolité sedimenty a sú považované za komagmatické s vulkanitmi II. erupčnej fázy. Tento názor sa opiera o petrograficko-geochemickú povahu dioritov (VRÁNA a VOZÁR, 1969; VOZÁR, 1974; VOZÁR a CUBÍNEK, 1979) a konštatovanie, že prerážajú aj sedimenty I. a II. megacyklu maluzinského súvrstvia (porovnaj ŠTASTNÝ, 1927).

Z mafických minerálov sú v žilných telesách zachované relikty pyroxénov a amfibolov. Pri pyroxénoch sa prejavuje výrazný trend zmeny od augitu smerom k diopsidu. Amfiboly obvykle zatláčajú starší pyroxén. Svojím zložením zodpovedajú edenitu až fero-edenitickému amfibolu (VOZÁR et al., 1986). Zvýšený obsah Na₂O (Na_A okolo 0,5–0,6) je možné vysvetliť procesmi sekundárnej albitizácie, ktorá postihuje hlavne plagioklasy.

	S – 1	S – 2	S – 4	S – 11	S – 29
SiO ₂	43,63	51,35	50,45	44,66	52,82
Al ₂ O ₃	11,22	15,31	13,73	19,20	15,36
Fe ₂ O ₃	3,80	2,43	4,60	3,65	1,46
FeO	7,83	5,46	7,11	0,32	5,89
CaO	7,50	7,00	6,90	9,38	7,00
MgO	15,05	5,63	4,00	1,50	4,00
TiO ₂	1,28	1,55	2,50	1,88	1,78
MnO	0,18	0,15	0,20	0,16	0,17
K ₂ O	0,65	0,20	1,10	1,70	0,60
Na ₂ O	1,50	6,75	5,13	6,75	5,38
P ₂ O ₅	0,39	0,29	0,60	0,33	0,41
– H ₂ O	0,12	0,11	0,12	0,10	0,11
+ H ₂ O	6,68	3,90	2,45	9,11	4,57
SO ₃	st.	st.	1,05	1,07	st.
Spolu	99,83	100,13	99,94	99,81	99,55
ppm Cu	3,5	2,5	3,0	1,5	3,5
ppm Zn	40,5	33,0	43,0	21,0	12,0
FeO+	11,25	7,65	11,25	3,60	7,20
FeO+/MgO	0,75	1,36	2,81	2,40	1,80

Vyjadrené v prepočte na chondrity

Eu	17,67	22,19	36,43	38,63	25,61
Tb	20,0	20,0	27,4	27,8	31,0
Ce	32,23	41,59	74,46	72,5	41,91
Yb	10,78	10,36	28,57	23,84	22,84
Lu	10,64	11,29	17,09	20,0	17,74
Sm	15,50	20,60	40,5	46,55	26,8
La	43,43	69,37	113,75	110,62	69,37

Ďalšie chemické analýzy sú publikované v prácach: VOZÁR (1973, 1977), ROJKOVIČ a VOZÁR (1972).

Mezozoikum

Nízke Tatry a Horehronské podolie sú územím klasického vývoja hronika. Jeho stratigrafiu triasu, najmä v údolí Hrona, pochopil už ŠTÚR. Po dôkladných výskumoch a mapovaní v dvadsiatych rokoch (KETTNER, ŠTASTNÝ, KOUTEK, MATĚJKA) vrstevný sled bielovážskej sekvencie, ako ho poznáme dnes, stanovil SPENGLER (1932). Existencia triasu čiernovážskej sekvencie a jurských súvrství bola v Nízkych Tatrách zaregistrovaná neskôr (BIELY, 1957, 1960).

Trias

73 lúžňanské súvrstvie: kremenné a arkózové pieskovce a kremence (skýt)

Kartografické vymedzenie tejto jednotky malo zásadný význam pri rozčlenení „verfenu s melafýrmi“ na paleozoickú (= ipoltická skupina) a spodnotriasovú časť (BIELY, 1962). Z litologického hľadiska sú to jemno- až strednozrnne vrstevnaté biele, bielosivé i červenkasté kremenné a arkózové pieskovce alebo kremence, miestami so šikmým zvrstvením alebo s čerinami na vrstevných plochách. Aj v týchto kremencoch sa vyskytujú vrstvy a šošovky s obliakmi bielych alebo ružových kremeňov veľkých obyčajne do 1 cm, ale v izolovanej polohe uprostred dolomitov na južnom svahu Hradišťa (nad Malužinou) sú obliaky veľké až do 5–10 cm. Smerom k nadložíu sú pieskovce tenko vrstevnaté, zväčša červených alebo zelených farieb, s hojnými vložkami ílovitých alebo piesčitých bridlíc. V tejto vrchnej časti sa na severnom svahu vrchu Doštianka a Filagória našli jadrá neurčiteľných lastúrníkov. Pekné profily sú v záreze Malužinského potoka a v dolinách, ktoré vyúsťujú do Čierneho Váhu. Celý súbor hornín hrubý

do 200 m sa dobre zhoduje s lúžňanským súvrstvom. Názov „benkovské súvrstvie” (BIELY in ANDRUSOV a SAMUEL, 1985) je z hľadiska priority neplatný. Podrobnejší opis je v práci ĎURKOVIČA (1971).

72 „seiské vrstvy”: pieskovce, flovité a flovito-piesčité bridlice (griesbach – ? namal)

Sú rozšírené jedine v západnej časti Horehronského podolia. Predpokladáme, že sú ekvivalentom lúžňanského súvrstvia, ale laterálny prechod medzi nimi nie je demonštrovateľný. Je to mnohonásobné striedanie tenkovrstevnatých pieskovcov s flovitými alebo flovito-piesčitými bridlicami. Farba hornín je prevažne červená, červenofialová, menej zelená a zelenosivá. Pieskovce sú jemnozrné, miestami laminované alebo šikmo zvrstvené, často so sľudou, skoncentrovanou hlavne na plochách odľučnosti. Hrúbka súvrstvia je menlivá, maximálne do 250–300 m.

Látkovým zložením sa toto súvrstvie zhoduje s bridličnato-pieskovcovým súvrstvom Muránskej plošiny a Stratenskej hornatiny, ktoré na základe skamenelín bolo korelované so seiskými vrstvami (resp. so seism – spodným kampilom v chronostratigrafickom zmysle) Južných Álp. Litologicky sa však od nich odlišujú a zhodujú sa so spodnou časťou verfénskych vrstiev Severných Vápencových Álp (BYSTRICKÝ in ANDRUSOV a SAMUEL, 1985). GRECUA (1961) na južnom svahu Čierneho dielu našiel *Anoplophora fassaensis* WISSM., *A. fassaensis brevis* BITTN. a *Claraya* sp. ROTH (1939) na lokalite Bôrové v červených pieskovcoch a bridliciach zozbieral *Entolium discites microtis* (BITTN.), *Neoschizodus praeorbicularis* (BITT.), *N. ovata* (GOLDF.) a *Costatoria costata* (ZENK). Aj výskyt rodu *Claraya* naznačuje, že korelácia so seiskými vrstvami uvedených pohorí a zaradenie do griesbachu–?namalu sa môže považovať za hodnoverné.

71 „kampilské vrstvy”: flovité a slienité bridlice, vápnité pieskovce a vápence (spat)

Vrchnú časť spodnotriasových sedimentov reprezentuje striedanie zelenosivých a červených flovitých a slienitých bridlíc, viac alebo menej piesčitých, hlavne sľudnatých s jemnozrnými tenkovrstevnatými drobovými a arkózovými pieskovecami, zväčša vápnitými, so sľudou na plochách odľučnosti, piesčitými vápencami a lumachelovými vápencami, občas i vrstiev dolomitov. Horniny sú niekedy laminované. Na niektorých vrstvách vidno bioturbáciu, na iných sklzové textúry a iné hieroglyfy. Na profile Bôrové sz. od Lopeja sa v spodnej časti vyskytujú aj vrstvy piesčitých oolitických vápencov.

Táto litostratigrafická jednotka je bohatá na skameneliny, ktoré z viacerých lokalít opísal už ŠTÚR (1860, 1868), napr. sútok Šuňavského potoka s Čiernym Váhom, južný svah Ohnišťa a v Bystrianskom podhorí Bôrové. Z poslednej lokality opísal bohatú faunu aj ROTH (1939), okrem iných aj hlavonožce. Skameneliny možno nájsť takmer všade, ale najbohatšiu lokalitu preskúmal a opísal MAHEL (1956) sz. od Ráztok. Najvýznamnejšie fosílie sú: *Dinarites cf. dalmatinus* HAUER, *Tirolites cassianus* QUENSTEDT, *Turbo rectecostatus* HAUER, *Cos-tatoria costata* (MÜNST.).

Mikrofaciálne bol preskúmaný profil Bôrové (KULLMANOVÁ in KULLMANOVÁ et al., 1984). Piesčité oolitové vápence na báze majú povahu oomikritov, kde organogénnu zložku tvoria úlomky krinoidov, lastúrníkov a gastropódov. Vyššie piesčité a lumachelové vápence sú biomikrity, v ktorých sa okrem uvedených organických zvyškov vyskytuje *Meandrospira cheni* HO, *Arenovidalina* sp., *Amodiscus parapriscus* HO, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Fronicularia* sp. Vo vrchnej polovici sukcesie, v laviciach biomikritických vápencov k uvedeným fosíliám prístupujú *Meandrospira pusilla* HO a *M. cf. deformata* SALAJ.

Celá sukcesia sa látkovým zložením zhoduje s kampilskými vrstvami Muránskej plošiny a Stratenskej hornatiny. Či poloha s lavicami oolitických vápencov zodpovedá gastropódovo-oolitovému obzoru Slovenského krasu, nie je jasné. V oblasti Slovenského krasu je tento obzor uprostred „kampilských“ vrstiev. V profile Bôrové sa gastropódový oolit vyskytuje v hraničnej oblasti medzi „seiskými“ a „kampilskými“ vrstvami, čo sa zhoduje s pomermi v Južných Alpách. Chronostratigraficky „kampilské“ vrstvy zodpovedajú spatu a pravdepodobne aj smítu, resp. namalu p. p.

Charakteristické a prístupné profile sú na sútoku Šuňavského potoka s Čiernym Váhom, Bôrové sz. od Lopeja a na sútoku potokov Hnusno a Suchý pri Bruchačke. Najväčšia hrúbka sa zdá medzi Brusnom a Dubovou – okolo 200 m.

70 vápence, dolomity, rohovcové vápence (anis – kordevol)

V Bystrianskom podhorí podstatnú časť bystrianskeho príkrovu reprezentuje strednotriasový komplex, v ktorom sa vyskytujú všetky typy karbonátovej strednotriasovej trilógie bielovážskej sekvencie, ale zatiaľ nie sú kartograficky rozčlenené. Je pravda, že rohovcové vápence sa vyskytujú najmä vo vrchnej časti komplexu, ale nachádzajú sa aj pod hrubými polohami dolomitov (do 20 m) v asociácii tmavosivých vápencov gutensteinského typu. Naopak, bielosivé až biele vápence v polohách hrubých päť i viac metrov sa z. od Valaskej vyskytujú v jeho spodnej časti. Podľa nášho súdu celá sekvencia má zreteľnú afinitu k bielovážskej sekvencii, len členenie jednotlivých litofácií je menej pravidelné.

Asociácia konodontov z najvyššej časti rohovcových vápencov na profile nad Valaskou indikuje podstupeň kordevol (PAPŠOVÁ, 1980).

69 gutensteinské vrstvy: vápence s vložkami dolomitov; polohy brekcií (egej – pelsón)

Sú plošne veľmi rozšírené a medzi Demänovskou a Malužinskou dolinou sa zúčastňujú na stavbe veľmi zložitej štruktúry, ktorú opísal KETTNER (1931). Tak ako v krížňanskom príkrove sú to tmavosivé až čierne, lavicovité, len zriedka nezreteľne vrstevnaté vápence, často červikovité, sem-tam i laminované. Frekvencia a hrúbka vložiek dolomitov je menlivá (mikrofácie z niektorých lokalít, pozri MIŠÍK, 1972 a MICHALÍK et al., 1988).

Medzi Iľanovskou a Svarínskou dolinou profil gutensteinských vrstiev zakončuje 10–15 m hrubá poloha lavicovitých, ale aj nezreteľne vrstevnatých svetlosivých, miestami až bielych vápencov. Sú zreteľne organodetrítické s makroskopicky rozoznateľnými dasykladálnymi riasami a krinoidmi. Lito-faciálne a biofaciálne sa nápadne zhodujú so steinalmskými vápencami. Z rias sa na hrebeni Hradište a Slemä vyskytujú: *Physoporella* cf. *praealpina* PIA., *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM., *Ph. dissita* (GÜMB.) PIA a *Oligoporella* sp. (cf. BIELY, 1976; BYSTRICKÝ a BIELY, 1966; BIELY a BYSTRICKÝ, 1964).

Makrofosílie sú z gutensteinských vrstiev hrubých 200–250 m výšne a stratigraficky bezvýznamné. Z viacerých miest sme zbierali *Modiolus triqueter* (SEEB.), v jednom bode s *Eopecten alberti* (GOLDF.). Drobné gastropódy neboli spôsobilé na určenie.

Miestami, ale najmä v Lopejskej kotline, sa uprostred vápencov vyskytujú lavice alebo polohy sedimentárnych brekcií, ktoré v profile v. od Lopeja a s. od Hornej Lehoty majú hrúbku 20–100 cm. Fragmenty vápencov a dolomitov v dolomitckej základnej hmote sú veľké do 5–10 cm. Vrtý L1, 2, 3 na hrebeni Bôrovia ukázali, že vo vápencoch je niekoľko polôh brekcií, zaberajúcich do 30 % hrúbky prevrtaných vrstiev (LACKO et al., 1969). Podobnú situáciu ukázal vrt PNTK 9 na pravom brehu Hrona v Nemeckej, kde do hĺbky 100 m v subhorizontálne uložených vápencoch a dolomitoch sú polohy brekcií hrubé do 10 m.

V lomoch na hrebeni Farkašovo MICHALÍK (1979) opísal megabrekciu. Definoval ju ako farkašovské súvrstvie a označil za laterálny ekvivalent gutensteinských vrstiev (KOCHANOVÁ a MICHALÍK, 1986). V zásade je táto predstava prijateľná, lenže prevdepodobne nikde celý profil gutensteinských vrstiev nie je laterálne zastúpený brekciami. V oblasti Nemeckej sú brekcie najhojnejšie a vyznačili sme ich aj na mape.

68 chočské dolomity (pelsón)

Týmto názvom označujeme dolomity hronika v nadloží gutensteinských vrstiev a v podloží reiflinských vápencov (do ktorých je kartograficky zahrnuté aj

zámostské vápencové súvrstvie). Sú lavicovité, len zriedka nezreteľne vrstevnaté, sivej a tmavosivej farby, kalové, cukrovité i laminované, miestami (v. od Lopeja) s vrstvami sedimentárnych brekcií.

V Ďumbierskych Tatrách na hrebeni Slemá sa vyskytujú riasy *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA a *Ph. pauciforata* (GÜMB.) STEINM. Inde je detrit dasykladálnych rias dosť bežný, ale nedostatočne zachovný na určenie.

Z Lopejskej kotliny z oblasti Hôrky BYSTRICKÝ (1967) uvádza *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEIN. var. *pauciforata* a iné variety.

Uvedené fosílie sú jedinými priamymi indikátormi aniského veku chočských dolomitov. Z ich pozície v profile však vyplýva, že reprezentujú len krátky časový úsek, pravdepodobne len časť pelsónu. V mnohých prácach sú tieto dolomity označené ako ramsauské. Podľa nášho súdu takáto korelácia je nepresná, lebo ramsauské dolomity sú predovšetkým ladinského veku. Uvedomujeme si, že názov chočský dolomit mnohí geológovia považujú za málo priliehavý, lebo to, čo pôvodne bolo do chočského dolomitu zahrnuté, predstavuje prakticky celé sekvencie triasu hronika. Myslíme si však, že tento názov vystihuje špecifickú chronostratigrafickú pozíciu dolomitov v bielovážskej sekvencii, v Karpatoch temer všade zmapovaných, a preto ho uprednostňujeme.

67 reiflinské vápence (pelsón – kordevol)

Sú typickým reprezentantom bielovážskej sekvencie. Pod toto označenie sme zahrnuli tri samostatné litostratigrafické jednotky odspodu nahor: zámostské vápencové súvrstvie, reiflinské vápence a trachycerasové vrstvy. Spodná z týchto jednotiek bola donedávna chápaná ako spodná časť reiflinských vápencov a nie je kartograficky vyjadrená na žiadnej mape. Tretia jednotka má nepatrnú hrúbku a len ojedinele je vyznačená na mapách 1 : 25 000.

Rad dobrých profilov ukazuje, že spodnú časť súvrstvia tvoria hlavne tmavosivé až čierne vrstevnaté, niekedy organodetritické vápence s hojnými hľuzami rohovcov, vyššiu, hlavnú časť zasa svetlosivé vrstevnaté, viac alebo menej hľuznaté, sem-tam brekciovitité vápence s hľuzami alebo aj súvislejšími vrstvami rohovcov. Vo vápencoch sú niekedy medzivrstvy sivých alebo olivovo zelených i béžových slieňov hrubých od niekoľko mm do 20–30 cm, zriedka viac. Miestami, napr. v oblasti j. od Svitú, ale aj inde, sa v kalových vápencoch vyskytujú aj vrstvy detritických alodapických vápencov.

Reiflinské vápence boli podrobne preskúmané na viacerých lokalitách a na podrobnosti odkazujeme v týchto prácach: MICHALÍK (1979), MICHALÍK, MASARIK, PAPŠOVÁ a JENDREJÁKOVÁ (1988), BYSTRICKÝ, MICHALÍK a MOCK (1980), JENDREJÁKOVÁ, MICHALÍK a PAPŠOVÁ (1981), PAPŠOVÁ a PEVNÝ (1982), PAPŠOVÁ a JENDREJÁKOVÁ (1984), RAKÚS (1986), KULLMANOVÁ, RAKÚS a BIELY (1984) a KOCHANOVÁ a MICHALÍK (1986). Výsledky týchto prác

umožnili definovať spodnú časť reiflinských vápencov ako formálnu litostratigrafickú jednotku – zámostské vápencové súvrstvie. Typový profil bol vybraný v doline idúcej zo Zámestia pod Hradisko, ale typové profily členov tohto súvrstvia v ceste idúcej z Jasenia pod Čierny diel – jasenský vápencový člen a na svahu s. od Ráztok – ráztocký vápencový člen. Pre prvý člen sú charakteristické čierne a tmavosivé biomikritické vápence so silicifikovanými fosiliami, hlavne *Piarorhynchia trinodosi* (BITT.), pre druhý zase sivé kalkarenity, krinoidové biosparity a biomikrity, sem-tam so šikmým zvrstvením.

Bazálne vrstvy reiflinských vápencov, presnejšie zámostskú vápencovú formáciu, sme donedávne na základe *Piarorhynchia trinodosi* (ROTH, 1939; BIELY, 1964, 1976; BYSTRICKÝ a BIELY, 1966) považovali za vrchný anis. Amonitová fauna z lokality Dubová – Zámestie: *Pleuromutilus* sp., *Proavites* cf. *proavitus* ARTH., *Ptychites* sp., *Judicrites* aff. *eriomphalus* (BEN.), *Bulogites* ex gr. *zoldianus* (MOJ.), *Semiornites* cf. *petersi* (MOJ.) a *Semiornites* sp., zodpovedajúca zóne *Trinodosus*, také zaradenie potvrdzuje (RAKÚS, 1986). Na lokalite Jasenie – lesná cesta, teda na typovom profile jasenského vápencového člena sa však spolu s *Piarorhynchia trinodosi* vyskytuje *Balatonites* ex gr. *balatonicus* (MOJ.) a *Norites psilodiscus* ARTH., ktoré dokumentujú, že zámostská vápencová formácia sa prinajmenšom v Lopejskej kotline začína už v pelsőne (1. c.).

Vo vrchnej časti reiflinských vápencov sa j. od Michalovskej doliny a v záreze úzkokoľajky pri Svaríne vyskytujú lastúrniky *Daonella* cf. *tomassii* (PHILIPP). *D.* cf. *bassanii* (LORENZO) a *D. taramelii* MOJS. (KOCHANOVÁ in BIELY, 1976) a j. od Východnej *Monophyllites aonis* MOJS. (RAKÚS, 1960) poukazujúce na to, že reiflinské vápence zasahujú do podstupňa kordevol. Stratigrafické rozpätie podľa uvedenej makrofauny sa zhoduje s výsledkami mikropaleontologických výskumov. Bohaté asociácie mikrofauny sú citované v uvedených prácach.

Bazálnu časť reiflinských vápencov na mnohých profiloch (napr. v záreze bývalej úzkokoľajky pri Svaríne) predstavujú lavicovité dolomity s rohovcami. Rohovcové dolomity sa však niekedy vyskytujú aj uprostred vápencov ako vložky (v údolí Michalovského potoka hrubé 5 i viac metrov) a s. od Medzibrodu tvoria 10–15 m hrubú polohu aj nad rohovcovými vápencami a pod lunzkými vrstvami. V profile s. od Ondreja, ale aj pri Lopeji rohovcové dolomity vystupujú nad chočskými bez sprievodu vápencov a nemožno vylúčiť, že dolomitizácia tam postihla celý profil vápencov. V súčasnosti však možno tvrdiť, že dolomitizácia postihla: aniskú časť s. od Ondreja, kde na ľavom svahu Sopotníckej doliny sú v rohovcových dolomitoch hniezda brachiopódov s *Piarorhynchia trinodosi* (BITT.); prinajmenšom ladinskú časť profilu v záreze bývalej úzkokoľajky pri Svaríne, kde v rohovcových dolomitoch sú vložky kalových vápencov, ktorých konodontová fauna má longobardský charakter (MICHALÍK et al., 1988), a vrch-

noladinskú až kordevolskú časť s. od Medzibrodu, kde rohovcové dolomity tvoria najvyššiu časť reiflinských vrstiev.

Nad reiflinskými vápencami sa vyskytujú iba niekoľko metrov hrubé vrstvy tmavosivých vápnitých a fliovitých bridlic s lavicami tmavých, sčasti fliovitých vápencov a vrstvičkami silicitov a sem-tam aj lavicami hľuznatých rohovcových vápencov reiflinského typu (lom v záreze bývalej úzkokoľajky pri Svaríne). KETTNER a KOUTEK (1927) nazvali tieto vrstvy prechodnými, MATĚJKA (1927), SPENGLER (1932) ako aonové a BYSTRICKÝ (1982) ako trachycerasové. Spodnojulský vek vrstiev je preukázaný pri Svaríne faunou *Monophyllistes simonyi* (HAUER), *Sturia* sp. a *Halobia rugosa* (GUEMBEL), (KOLLÁROVÁ-ANDRUSOVÁ in BYSTRICKÝ et al., 1973).

66 wettersteinské vápence (ladin)

Vyskytujú sa j. od Ludrovej a v okolí Liptovskej Osady. MATĚJKA (1927) ich spolu s korytnickými vápencami opísal ako gravelové a koralové vápence. BUJNOVSKÝ a KOCHANOVÁ (1973) ich označili najprv ako biohermné vápence, neskôr (BUJNOVSKÝ et al., 1975) ako raminské vápence. Podľa dnešného ohodnotenia ide o wettersteinské vápence (cf. SPENGLER, 1932).

Sú to svetlosivé masívne vápence s evinospongiovými štruktúrami a množstvom vápnitých húb, krinoidov, koralov, ktoré poukazujú na rifový pôvod. Vápnité huby *Follicatena cautica* OTT., *Vesicocaulis depressus* OTT., *V. carinthiacus* OTT., *Cystothalamia bavarica* OTT., *Uvanella irregularis* OTT., *Criptocoelia zitteli* STEINMANN, *Stilothalamia dehmi* OTT., poukazujú na ladin (JABLONSKÝ, 1971). BUJNOVSKÝ et al. (1975) z týchto vápencov uvádzajú „*Terebratula*“ aff. *sturi* LAUBE, *Anisactinella quadriplacta* (MÜNST.), *Dioristella indistincta* (BEYRICH), *Sakowairhynchia arpadica* (BITT.), *Cidaris dorsata* BRAUN, *Encrinus cassianus* LAUBE a považujú ich za ladinsko-kordevolské, za laterálny ekvivalent reiflinských vápencov. Dobrý odkryv je obnažený v lome pri ceste j. od Liptovskej Osady.

65 korytnické vápence (spodný karn)

Vyskytujú sa hlavne v areáli wettersteinských vápencov a tvoria ich bezprostredné nadložie. Dobre obnažený a preštudovaný profil je v lome j. od Liptovskej Osady, kde bola táto litostratigrafická jednotka definovaná (BUJNOVSKÝ et al., 1975).

Kvôli malej hrúbke sú na mape vyznačené len na typovej lokalite, inde sú zahrnuté do wettersteinských alebo reiflinských vápencov. Sú to tmavosivé až čierne zvrstvené vápence s vrstvami vápnitých bridlic. Vápence sú kalové, mikritické, s drobnými rohovcami, ktoré niekedy tvoria i tenké dlhé laminy. V nich sú

nepravidelné vložky organodetrítických vápencov, kalkarenitov a kalciruditov alebo brekcií z rifového detritu. Celkove by bolo možné považovať toto súvrstvie za sediment panvy, do ktorého sa vkladajú vložky alodapických vápencov – detrit z príľahlých rifov.

Bohatú faunu predstavujú brachiopódy, lastúrniky, gastropódy, ježovky, koraly, krinoidy a ich výpočet je v práci BUJNOVSKÝ, KOCHANOVÁ a PEVNÝ (1975). Podľa týchto autorov korytnické vápence sú spodnojulského veku a predstavujú laterálny ekvivalent trachycerasových vrstiev.

64 lunké vrstvy: fľovité bridlice a pieskovce – (spodný karn)

V Horehronskom podolí ich spoznal a biostratigraficky doložil už ŠTÚR. Napriek tomu, že z celých Karpát je táto jednotka najmohutnejšie vyvinutá práve v našom regióne, súvislé profily nie sú obnažené. Vcelku ide o súvrstvie zložené zo sivých až čiernych fľovitých bridlíc, rozpadajúcich sa na drobné ihlice a čriepky, v ktorých sú vložené sivé a zelenkavé jemnozrné pieskovce v rozlične hrubých laviciach. Z pozorovaní v teréne sa zdá, že fľovité bridlice prevládajú nad pieskovcami a že bridlice majú veľkú prevahu v spodnej časti súvrstvia. To dalo zrejme podnet Štúrovi, že ich koreloval s reingrábenskými bridlicami. Podľa výskumov MARSCHALKA a PULCA (1967) lunké vrstvy majú všetky charakteristické črty fľových sedimentov. Napriek tomu usudzujeme, že sa neusadili v hlbokovodnom prostredí, lebo pod nimi aj nad nimi sú sedimenty, ktorých pôvod je plytkovodný. Hrúbka je menlivá, čo môže byť do značnej miery ovplyvnené tektonickými redukiami alebo zhrubnutím. V údolí Váhu sa zdá hrúbka do 200 m, možno i viac, v čiernovážskej sekvencii 10–15 m.

Fosílie sa našli na viacerých miestach. Julský vek indikuje predovšetkým *Carnites floridus* (WULF.), ktorý pochádza z kameňolomu v záreze úzkokoľajky pri Svarine. Z lastúrnikov sú na viacerých miestach známe hlavne *Halobia rugosa* GOLDF., *Leda eliptica* GOLDF. a *L. sulcellata* VISSM. (ŠTÚR, 1868; PULEC, 1965). Podrobná petrografická a sedimentologická charakteristika lunkých vrstiev je v práci MARSCHALKA a PULCA (1967).

63 Oponické vrstvy: vápence a slieňovce (karn)

SPENGLER (1932) zistil, že sekvencia triasu „vrchného subtatranského príkrovu“ je zhodná s lunkou fáciou triasu Vápencových Alp, ale oponické vrstvy, jej rozšírený člen, nenašiel. Aj počas neskorších výskumov horniny, ktoré na základe pozície vo vrstevnom slede a sčasti i látkového zloženia zodpovedajú oponickým vrstvám, sa ukázali veľmi zriedkavé.

Severne od Predájnej a Zámestia je nad lunkými vrstvami asi 5–10 m hrubá poloha čiernych vrstevnatých slieňovcov, slienitých vápencov alebo zrnitých

vápencov. Zrnité vápence majú povahu sparitov s rozptýlenými klastmi mikritických karbonátov a onkoidov.

Severne od Piesku a Valaskej sa v najvyššej časti ílovitých bridlic lunzkých vrstiev postupne objavujú vložky tmavosivých, miestami svetlosivých vápencov a na prvej uvedenej lokalite aj polohy sivých organodetrítických a lumachelových vápencov. Hrúbka vrstiev je 10–80 m.

ANDRUSOV (1959) uvádza, že v okolí Kráľovej Lehoty sa medzi lunzkými vrstvami a hlavnými dolomitmi vyskytuje niekoľko centimetrov hrubá vrstva čiernych krinoidových vápencov. V roku 1961 boli v tej istej pozícii v zákrute starej cesty powyše Kráľovej Lehoty obnažené čierne jemnozrné vápence s hrúbkou asi 1 m. Vápence boli deliteľné na tenké vrstvy s hojnými šupinami sľudy na plochách deliteľnosti. Jedna vrstvička obsahovala hojné pyritizované lastúrniky. Podobné vápence sa vyskytujú v malej šošovke na hrebeni jv. od Kráľovej Lehoty.

Južne od Východnej, na sv. svahu vrchu Hošková, v priestore, kde sú vyznačené kössenské vrstvy (pri ich severnom okraji), boli v malej umelej ryhe zistené balvany čiernych lumachelových vápencov, z ktorých KOCHANOVÁ určila *Heminajas* cf. *fissidentata* (WEHRM.) a *Trigonus* cf. *rablensis* GREDL. Tieto fosílie indikujú karnský stupeň a že „oponické vrstvy“ sú tam, hoci nepatrne, ale predsa prítomné.

62 sivé, svetlosivé a biele dolomity (anis–norik); na báze brekcie, vápence a rauvaky

Komplex triasových dolomitov, charakteristický pre čiernovážsku sériu, je najhrubší v údolí Čierneho Váhu, hlavne na V od Nižného Chmelinca. Na Z od Nižného Chmelinca je hrúbka radikálne redukovaná. V oblasti Čierneho Váhu možno konštatovať, že v spodnej časti sú dolomity prevažne sivej až tmavosivej farby, obyčajne vo vrstvách hrubých 10–40 cm. Smerom do nadložia sa stávajú masívnymi alebo nezreteľne vrstevnatými, často cukrovitými, prevažne svetlosivej a bielej farby s hrubšími alebo tenšími polohami, tmavšie sivými a lepšie zvrstvenými. Vcelku táto vrchná časť pripomína wettersteinské dolomity.

V záreze bývalej úzkokolajky pri vyústení Benkovského potoka je v spodnej časti dolomitov na ľavom brehu Váhu niekoľko tenkých vrstiev (do 10 cm) sivých ílovitých alebo dolomitických bridlic. Asi 1 km západnejšie, na pravom brehu Váhu v záreze lesnej cesty, vo vrchnej časti dolomitového pruhu je niekoľko tenkých vrstvičiek zelených ílovitých bridlic. V umelom odkryve hornej nádrže elektrárne na plošine Sitno bola v dolomitoch odkrytá 15 cm hrubá vložka zelenej ílovitej bridlice s blokmi dolomitu.

Dolomity radíme k strednému a vrchnému triasu. Paleontologicky je preukázaný len ich ladinský vek na lokalite j. od vrchu Hošková (*Diplopora annulata*

(SCHAFFH.). Je to v hornej časti komplexu neďaleko styku s liasovými vápencami. Zhruba z tej istej úrovne v hornej nádrži bola odkrytá poloha dolomitov s hojnými, ale zle zachovanými brachiopódmi a lastúrnikmi. Je teda nesporné, že celý stredný trias je reprezentovaný dolomitmi a aspoň ich časť zasahuje aj do vrchného triasu. Naznačujú to šošovky lunzkých vrstiev uprostred dolomitov na J od Važca.

Na báze dolomitového komplexu sa tiahne tenká (10–20 m) poloha, pozostávajúca z nepravidelne rozložených sivých vápencov, sivých a béžových i červenakavých rauvakov a brekcií. Brekcie sú zložené z ostrohranných fragmentov vápencov, dolomitov, bridlíc a karbonatického tmelu. Horniny sú viac alebo menej tektonizované, voči okoliu sú často v tektonickom vzťahu na ploche tektonického odlepenia. Tektonická diskordancia brekcie voči podložným „kampilským vrstvám“ je obnažená na sútoku Šuňavského potoka s Čiernym Váhom.

61 chočské a hlavné dolomity nerozlišené (pelsón a karn – norik)

Na východnom svahu Revúckej doliny chočské a hlavné dolomity bielovážskej sekvencie nie sú všade odlíšené. V tom prípade ide o nevyjasnenú tektonickú komplikáciu, a nie o sekvenciu, v ktorej je ladinský stupeň zastúpený dolomitmi.

60 hlavné dolomity (karn – norik)

Vo väčšine územia sú najvyššou zachovanou litostratigrafickou jednotkou bielovážskej sekvencie. Rozsiahle masy sú v údolí Váhu medzi Liptovským Hrádkom a Východnou, ale veľké kryhy sú aj pri Svite, v údolí Revúcej a Hrona. Dolomity sú vrstevnaté alebo masívne, sivej a svetlosivej farby, zriedkavejšie tmavosivej.

Masívne typy dolomitov predstavujú rifovú fáciu, ktorú opísali BUJNOVSKÝ a KOCHANOVÁ (1973). Typický profil je v záreze úzkokofajky pri Liptovskej Osade (1. c.). Z organizmov sú v rifových dolomitoch hojne zastúpené koraly, krinoidy, hydrozoá, vápnité huby, *Tubiphytes obscurus*, menej lastúrniky, gastropódy, ježovky. Evinospongiové štruktúry – laminované kôry v dutinách rifu – sú typické a hojné.

Vrstevnaté dolomity predstavujú hlavne lagunárnu fáciu. V bazálnej časti, v nadloží lunzkých vrstiev, ale niekedy aj vo vrchnej časti, sú často laminované riasové rytmy stromatolitového typu. V lavicovitých dolomitoch sú miestami tenké preplástky, zriedkavo aj vrstvy červených alebo zelených ílovitých bridlíc hrubé do 10–20 cm, ktoré poukazujú na cyklickosť sedimentácie. V oblasti Liptovskej Osady sa vyskytujú lavicovité dolomity s hojnými megalodontmi. Sú to hlavne biomikrity, pelmikrity, intramikrity, zriedkavo biosparity, oosparity

a dolorudity. Dolomity obsahujú intraklasty a niekedy prechádzajú až do intraformačných brekcií.

Neomegalodon (Neomegalodon) triqueter pannonicus (FRECH.), opísaný od Liptovského Hrádku (ANDRUSOV, 1937), je hojný pri Liptovskej Osade v sprievode *Neomegalodon (Neomegalodon) laczkoi* HOERMES, *N. (N.) carpaticus* KOCHANOVÁ. Z gastropódov sú tam *Ampullospira paludinaris* (MUENSTER) a *A. cf. sanctaeruis* (WISSMAN), (BUJNOVSKÝ a KOCHANOVÁ, 1973).

Na viacerých lokalitách sú v dolomitoch hojné dasykladálne riasy *Poikiloporella duplicata* (PIA) OTT. Bohatá asociácia foraminefer je opísaná z údolia Revúcej (JENDREJÁKOVÁ in BUJNOVSKÝ a KOCHANOVÁ, 1973). Hlavným dolomitom pripisujeme vek vrchný karn–norik a najväčšiu hrúbku odhadujeme na 300–400 m.

59 dachsteinské vápence (norik – réť)

Z oblasti Kráľovej Lehoty a Hýb sú dávno známe biele, svetlosivé a ružovkasté hrubolavicovité vápence s vrstvami brekciovitých alebo oolitických vápencov. Vápence majú povahu biomikritov, pelmikritov, oomikritov, oosparitov, pelsparitov a intrasparitov. Tak ako v podloží hlavných dolomitoch, i vo vápencoch sú medzivrstvy alebo preplástky zelených, červených alebo fialkastých fľovcov a sľieňovcov. Jednotlivé litotypy sa striedajú a vytvárajú niekoľko metrov hrubé cykly. Podľa MICHALÍKA et al. (1988) cykly sa obyčajne začínajú rozmyvom a polohou brekcie s podielom slienitej prímеси sfarbenej limonitom. Tieto pestré polohy sú pravdepodobne produktmi preplavených reziduálnych kôr zvetrávania, vzniknutých počas emerzných období. (Je zjavné, že nemajú žiadny genetický ani priestorový súvis so sedimentmi karpatského keuperu.) Nad nimi nasledujú detritické, jemnozrné a kalové vápence. V horných polohách cyklov sú gastropódové, megalodontové i laminované riasovo-loferitové vápence. Cykly sa obvykle končia vrstvami oolitových vápencov alebo kôrou zvetrávania (1. c.).

Prvý opis vápencov od Hýb urobil KOUTEK (1927), ktorý v nich zaznamenal masový výskyt foraminifer. (Rozsiahly zoznam pozri BYSTRICKÝ et al., 1973; SALAJ et al., 1983; MICHALÍK et al., 1988.) Z lastúrnikov tejto lokality KOCHANOVÁ (1967) uvádza *Dymyodon intusriatus* (EMMR.) a *Placunopsis alpine* (WINKLER). MAHEL (1964) z bližšie neurčenej lokality spomína *Zeileria elliptica* (ZUGM.) a *Austrirhynchia cornigera* (SCHAFFH.).

Tento súbor vápencov noricko-rétskeho veku sa dávno koreloval s dachsteinskými vápencami. Látkové zloženie a obsah fosílií, najmä megalodontov, túto koreláciu potvrdzuje. Hrúbka podľa odhadu je 100 m, možno aj viac.

Dachsteinské vápence v Lopejskej kotline boli zmapované len nedávno (BIELY in VOZÁR et al., 1982) a predstavujú tam najvyšší člen bielovážskej sekvencie príkrovu Svibovej.

Nepochybne najznámejšie, na fosílie najbohatšie a biostratigraficky najpreškúmanejšie kössenské vrstvy sa vyskytujú j. od Hýb, hlavne na pravom brehu Váhu. Majú malé plošné rozšírenie a sú reprezentované sivými organodetritickými krinoidovými a kalovými vápencami i sivými až čiernymi slieňovcami, do ktorých sú vložené lavice vápencov (MICHALÍK ich opísal ako hybské súvrstvie). Táto lokalita poskytla neobyčajne bohatú asociáciu fosílí – lastúrniky, brachio-pódy, gastropódy, koraly, ježovky, krinoidy, foraminifery, machovky, ale aj amonit *Rhaetites rhaeticus* (CLARK), nautila *Germanonutilus* sp. a konodonty *Misikella posthersteini* KOZUR a MOCK. Kössenské vrstvy pri Hybiach zakončujú trias bielovážskej sekvencie. Rozsiahle zoznamy fosílí uvádzajú GOETEL (1917), KOCHANOVÁ (1967), MICHALÍK (1973), MICHALÍK et al. (1988), BYSTRICKÝ et al. (1973). Hrúbka súvrstvia je ťažko odhadnuteľná a meria najmenej 30 m.

Malé šošovkovité výskyty kössenských vrstiev sa nachádzajú aj v pásme styku gutensteinských vápencov bielovážskej sekvencie a jury, ktorú sme pôvodne považovali za normálne nadložie čiernovážskej sekvencie. Sú to výskyty na sv. Svahoch Hoškovej, na západnom svahu Vyšných Sokolov a na oboch stranách Svarinského potoka. Sú to tmavosivé kalové a slabo krinoidové, slabo piesčité alebo ílovité vápence, miestami oolitické alebo luma-chelové. Čierne ílovito-vápnité bridlice tvoria tenšie vložky vo vápencoch, ale na západnom svahu Vyšných Sokolov majú nad vápencami prevahu a vyskytujú sa tam aj vrstvičky pieskovcov. Z malého odkryvu na svahu Hošková pochádza *Chlamys trigeri* (OPPEL.) a *Glomospirella friedli* KRISTAN-TOLLMAN. Na ľavom svahu Svarínky sme našli *Rhaetavicula contorta* (PORTL.), *Placunopsis* cf. *alpina* (WINKL.), *Modiolus hybbensis* (GOET.) a *Astrirhyndia cornigera* (SCHAFH.). Hrúbka vrstiev, ktoré sa litologicky trochu odlišujú od kössenských vrstiev v Hybiach, ale v zásade sa z ich charakteru nevymykajú, nepresahuje 20–30 m.

Na sútoku Bocianky a Svidovského potoka uprostred dolomitov sú tri šošovky čiernych kalových alebo jemnozrnitých vápencov s hladkým miskovitým lomom a povrchom. Spreádzajú ich čierne ílovito-vápnité bridlice. Hrúbka týchto vrstiev nepresahuje 10–15 m. Vo výbruse je vápenec mikritický alebo biomikritický so zriedkavými foraminiferami (*Arenovidelina hybensis* SALAJ, ?*Seminvolutina clari* KRISTAN-TOLLMAN, *Augulodiscus pokorny* SALAJ, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, a ?*Glomosporella friedli* KRISTAN-TOLLMAN), zväčša zle zachovanými a menších dimenzií. V súčasnosti tieto vrstvy zaradujeme do rétu.

Dodajme ešte, že v podloží bridlíc a vápencov západnej časti strednej šošovky je tenká poloha (1–3 m) čiernych vrstevnatých dolomitov s rohovcami neznámeho veku.

Jura

Jurské horniny vystupujú v tenkom pruhu na rozhraní bielovážskej a čiernovážskej sekvencie od Svarínskej doliny po Važec. Malá šošovka je zachovaná i v oblasti Svitú.

57 sivé lavicovité a krinoidové vápence s rohovcami (hetanž – lotaring)

Sú to sivé až čierne vápence, zväčša dobre zvrstvené. V niektorých polohách sú výrazne krinoidové, v iných slabo krinoidové až kalové. Vo väčšej časti vrstiev sa vyskytujú hľuzy sivých, čiernych alebo hnedastých rohovcov. Rohovce niekedy tvoria súvislejšie vrstvy hrubé do 15 cm. V severnej časti depónia hornej nádrže PEV bola odkrytá poloha čiernych lavičkovitých silicítov hrubá 2–3 m. V značnej časti územia na hrebeni Hoško sú vrstvy vápencov silno zvetrané a na povrchu možno pozorovať len hrubé rezíduum z rohovcov.

Po mikrofaciálnej stránke sú vápence biosparity a biomikrity. Z biozložky prevažujú rekryštalizované články krinoidov, ale prítomné sú aj úlomky lastúrnikov a brachiopódov, ostne ježoviek, ihlice húb a foraminifery.

Asi 100 m jz. od kóty I 147,8 Vyšné Sokoly BIELA (1960) v krinoidových vápencoch uvádza: *Terebratula punctata* SOW., *Spiriferina tumida* (v. BUCH), *Rhynchonella retusifrons* OPPEL a *R. plicatissima* QUENST. Z hrebeňa Vysoké pochádza *Liogrypha obliqua* (GOLDF.) a z priestoru dnešného depónia hornej nádrže PEV *Gryphaea* sp. (KOCHANOVÁ in BIELY, 1976). Podľa týchto fosílíí sú rohovcové krinoidové vápence spodnoliasového veku. Dobrý a prístupný profil je v údolí Čierneho Váhu v. od Svarína. Hrúbku súvrstvia je ťažké odhadnúť, ale môže dosahovať 50–100 metrov.

56 hierlatzké vápence (pliersbach – ? bat)

Boli zistené len jz. od Važca (malý, kartograficky nezaznačený výskyt je z. od Konskej Hlavy). Sú to červené krinoidové vápence, zväčša hrubozrnné, so zvyškami belemnítov a brachiopódov – *Spiriferina alpina* OPP., *Waldheimia appenninica* (ZITT.), *W. numismalis* LAM. a *Rhynchonella inversa* OPP. (PEVNÝ in BIELY, 1962). Z amonítov RAKÚS (in BIELY, 1962) určil *Calliphyloceras* cf. *nilsoni* (HEBERT) a *Catacoeloceras* sp. Vápence majú povahu biomikritov s krinoidmi, „filamentmi“, lenticulínami, nodosáriami, spirilínami, *Gemeridella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Globocheate alpina* LOMBARD a ostňami ježoviek. Semtam sa vyskytujú intraklasty a zrná glaukonitu (KULLMANOVÁ et al., 1984).

Podľa fauny majú hierlatzké vápence najskôr liasový vek. Či zasahujú do dogeru, nie je preukázané.

55 svetlosivé organodetritické vápence a vrstevnaté rohovcové vápence (kelovej – oxford)

V súčasnosti sú známe dve šošovky svetlosivých vápencov. Na východnom svahu Vysokej (j. od Čierneho Váhu), v priestore nazývanom Kotolnica, sú to svetlosivé masívne alebo nedobre zvrstvené vápence, biomikritické, s úlomkami krinoidov, ježoviek, kalcifikovaných rádiolárií a iných organizmov. Juhozápadne od Važca podobné vápence obsahujú hojnú makrofaunu (PEVNÝ in BIELY, 1962): *Grossouvria subtilis* (NEUMAYER), *Tarrameliceras pichleri* OPPEL, *T. costatum nodoseratum* HÖLDER, *Sowerbyceras* sp., *Trimarginites* sp., *Lissoceras* sp. a *Nucleata bouei* (SCHL.). Vápence sú aj mikrofaciálne podobné tým od Kotolnice, ale obsahujú aj protoglobigeríny. Podľa tejto fauny sú vápence kalovsko-oxfordského veku.

Juhozápadne od Važca, ale v nejasnej pozícii voči opísaným vápencom, sú svetlosivé a béžové, niekedy aj ružovkasté vrstevnaté vápence s rohovcami. Sú kalové a charakterizuje ich „filamentová“, „filamentovo“-protoglobigerínová alebo „filamentovo“-rádioláriová mikrofacia. Z organických zvyškov uvedieme aspoň *Colomisphaera* sp., *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, *Stomiosphaera* sp. a *Cadosina parvula* NAGY. Tieto vápence sú pravdepodobne kelovejsko-oxfordského veku (KULLMANOVÁ et al., 1984), ale či sú v nadloží alebo podloží svetlých vápencov s amonitmi, nie je známe.

54 sivé a červenkové vápence a slienité vápence (kimeridž – valangin)

Najmladšie jurské vrstvy sa vyskytujú v oblasti j. od Východnej, ale poznáme ich najmä zo sutiny. Sú to sivé, sivozelenkové alebo červené slienité, niekedy nevyrazne hľuznaté vápence. Červené a zelenkové variety vápencov majú globochétovo-filamentovú mikrofaciu, niekedy s hojnými sakokómami. Ďalšie mikroorganizmy sú *Colomisphaera minutissima* (COLOM), *Co. carpatica* (BORZA), *Didemnum carpaticum* MIŠÍK et BORZA, rádiolárie a iné. Z makrofauny týchto vrstiev pochádza *Aptychus beyrichi* (OPP.). Na hrebeni Hoškovej (v kopanej sonde) je v podloží týchto vápencov asi 5 m hrubá poloha zelených rádiolaritových bridlíc a rádiolaritov s preplástkami zelených ilovitých bridlíc (na povrchu sú neznáme).

Svetlosivé kalové vápence sú tiež biomikrity s rádioláriami a s *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinopsella carpatica* MURGEANU-FILIPESCU, *Crassicolaria parvula* REMANE, *Cr. colomi* DOBEN a ostňami ježoviek. Opísané vrstvy majú vek kimeridž – titón – sp. berias, možno aj oxford (KULLMANOVÁ et al., 1984).

Do rámca týchto hornín sme zahrnuli aj čierne bridličnaté vápence a slienité bridlice, ktoré vystupujú v tektonickom okne na dne Jánskej doliny a na svahu

Vyšného Chmelinca. Na poslednej spomínanej lokalite sa v oblasti výskytu týchto hornín nájdu aj kusy sivých kalových vápencov s tintinami, ako sú spomínané, a preto bridličnaté vápence považujeme za spodnokriedové.

SILICIKUM

Súbor litostratigrafických jednotiek triasu tejto hlavnej tektonickej jednotky sa vyskytuje v Hefpianskom podolí a na východnom okraji krajinej časti Kráľovej a Prednej hole.

Trias

53 ryolity (skýt)

Porfýry od Švermova spomína už OPPENHEIMER (1931), ale petrograficky ich preskúmal ZORKOVSKÝ (1959). Charakterizuje ich ako horniny porfyrické alebo celistvé, fialovoružovej a zelenej, miestami hnedej farby. Na základe mikroskopického štúdia odlišuje felzitické porfýry, kremité porfýry a pyroklastiká.

Felzitické porfýry sa vyznačujú porfyrickou štruktúrou. Výrastlice tvoria hlavne živce (z nich prevláda ortoklas, často sericitizovaný alebo albitizovaný), menej biotit (baueritizovaný alebo chloritizovaný). Základnú hmotu tvorí agregát kremeňa, živca a sericitu a najčastejšie má mikrofelzitickú štruktúru. Vyskytuje sa aj sklovitá štruktúra s fluidálnou textúrou a mikrogranofyrická štruktúra.

Kremenné porfýry sú menej hojné. Majú mikrogranitickú základnú hmotu, v ktorej sú okrem živcov a biotitu aj výrastlice kremeňa.

Jemno- a hrubozrnné pyroklastiká zelenej a hnedej farby sú zložené z väčších alebo menších úlomkov fialovoružových hornín, kremeňa, živcov, biotitu a zrnitošupinatých agregátov, sericitu, chloritu a rudných minerálov. Ich chemické zloženie uvádza ZORKOVSKÝ (1959).

Kremenné porfýry vystupujú uprostred spodnotriasových hornín a považujeme ich za spodnotriasové, zhruba synchronne s „kremennými porfýrmi“ príkrovu Drienka, kde ich spodnotriasový vek preukázal SLAVKAY (1965).

52 „seiské vrstvy“: ílovité bridlice s vložkami jemnozrnných pieskocov (griesbach – ? namal)

Medzi Šumiacom a Besníkom ich spoznal už FOETERLE (1867) a prirovnával ich k verfénskym vrstvám Álp. Rad nesúvislých odkryvov ukazuje, že ide o pestrofarebné červené, fialové alebo zelené ílovité bridlice, často jemne piesčité, niekde laminované, so sľudou na plochách odlučnosti. Zrná kremeňa alebo živca

MEZOZOIKUM		T R I A S		SPODNÝ	
		VRCHNÝ		SKÝT	
REĎ	NORIK	KARN	LADIN	ANIS	SKÝT
<p>KÖSSENSKÉ VRSTVY (D.S.) a VÁPENCE SKALKY (M.P.) (15-20 m)</p> <p>(20-30 m)</p> <p>1 - DACHSTENSKÉ VÁPENCE (200 m)</p> <p>2 - SIVÉ HNIEDASTÉ VÁP. S ROHOVCAMI 30 m</p> <p>3 - TISOVSKÉ A FURMANSKÉ VÁPENCE (100 m)</p> <p>4 - HLAVNÉ DOLOMITY (D.S. 20-40 m), V.P. 800m, M.P. 200 m)</p> <p>5 - HNIEDASTÉ VÁPENCE S VLOŽKAMI DOLOMITOV (20-30 m)</p> <p>6 - LUNZSKÉ VRSTVY (10 m) 6a - REINGRABENSKÉ BRIDLICE (10 - 15 m)</p> <p>7 - WETTERSTENSKÉ DOLOMITY 8 - WETTERSTENSKÉ VÁPENCE (100 - 800 m) (200 - 300 m)</p> <p>9 - REIFLINSKÉ VÁPENCE (30 - 40 m)</p> <p>10 - SCHREYERPALMSKÉ VÁPENCE (30 - 40 m)</p> <p>11 - STEINALMSKÉ VÁPENCE (40 - 100 m)</p> <p>GUTENSTENSKÉ VÁPENCE (50 m)</p> <p>GUTENSTENSKÉ DOLOMITY (20 - 50 m)</p> <p>KAMPILSKÉ VRSTVY (100 - 150 m) striedanie petrografických lístových a silicitných a pleszých bridlic, veľkých pieskovcov a organodielicých vápencov</p> <p>12 - RYOLITY striedane červených, zelených, lístových a pleszých bridlic s pieskovcami</p>					

- A - MURÁNSKY PRÍKROV (M.P.)
 B - DUDLAVÁ SKALA (D.S.)
 C - VERNÁRSKY PRÍKROV (V.P.)

Litostratigrafická kolónka silicika (Zostavil: BIELY, 1988)

majú prachovú veľkosť. Vrstvy a vložky pieskovec sú tiež zväčša veľmi jemnozrné. Hrubšie zrnité a hrubšie vrstevnaté pieskovec sa vyskytujú v podhorí Kráľovej hole v. od Šumiaca, kde sa v nich vyskytujú aj resedimentované fragmenty ílovitých bridlíc.

O korelácii tohto súvrstvia so seiskými vrstvami sme sa už zmienili v rámci hronika. BYSTRICKÝ (1959) našiel *Anodontophora fassaensis* WISSM, a *Lingula tenuissima* BR., ale j. od Novej Maše (mimo územia mapy; BIELY, 1960b) sa vyskytuje aj *Claraya aurita* (HAUER). Faunu od Vernára uvádza MAHEL (1957).

51 „kampilské vrstvy“: slienité a piesčité bridlice a vápence (spat)

V okolí Švermova ich zistil už OPPENHEIMER (1931). Charakteristický výskyt je j. od Švermova pri odbočke na železničnú stanicu a j. od kóty 905 (asi 2 km sv. od Červenej skaly). Je to súvrstvie sivozelenkavých, niekedy aj červených ílovito-vápnitých a piesčitých bridlíc, do ktorých sa v rozličnej frekvencii vkladajú vrstvy alebo súbory vrstiev sivozelených piesčitých alebo organodetritických, niekedy až lumachelových vápencov. V podstate ide o vrstvy, aké sme opísali v hroniku, ale obzor gastropódovo-oolitických vápencov nebol zistený. Skameneliny z uvedených výskytov sú: *Natiria costata* (MÜNST.), *Costatoria* ex. aff. *costata* (ZENK.), *Gervilleia mytiloides* (SCHLOTH.), *G. exporrecta* LEPS., *Eumorphotis telleri* BITT., *Neoschizodus laevigatus* (ZIETL.), *Natica* sp. a *Tirolites* sp. (faunu od Vernára uvádza MAHEL, 1957).

50 gutensteinské dolomity (anis)

Najspodnejšiu časť karbonatického komplexu triasu silicika tvoria sivé až čierne, zväčša lavicovité dolomity. Neobsahujú žiadne určiteľné fosílie a pripisuje sa im spodnoaniský vek. V našom regióne sa vyskytujú na severnom svahu Grúňa s. od Červenej skaly a tiež s. od Vernára (cf. MAHEL, 1957 a BYSTRICKÝ, 1959). Ich hrúbka je do 50 m.

49 gutensteinské vápence (egej – bityn)

Vystupujú na severnej hrane Grúňa a spod kvartérnych uloženín sa opäť vynárajú v záreze Hrona v. od Zlatna, odkiaľ pokračujú v súvislom pruhu na severnom svahu Muránskej plošiny. V oblasti Červenej skaly sú to tmavosivé až čierne lavicovité vápence, sem-tam laminované. Len v niektorých vrstvách možno pozorovať organickú drvinu krinoidov, gastropódov, lastúrnikov a diplopór. Ako tenké vložky sa vyskytujú dolomity.

Druhý súvislý pruh vápencov je vo vernárskom pruhu – príkrove, kde ich MAHEL (1957) charakterizoval takto: tmavosivé až čierne celistvé vápence, žil-

kované bielym kalcitom. Na Holom vršku, Barbolici a Strateníku sa v nich nájdu, niekde ojedinele, inde hojnejšie, drobné hľuzy tmavosivých, hnedastých, červenkastých rohovcov, tu i tam polohy brekciovitých a bunkovitých vápencov. Hrúbka koliše od 20 do 100 m. Prístupný profil vápencového súvrstvia opísal Mahel v záreze Vernárskeho potoka v tzv. vernárskej bráne.

Vek gutensteinských vápencov v našom regióne nebol preukázaný (*Physoporella* sp. na východnom svahu Grúňa), ale podľa analógie ich môžeme považovať za egej – bityn (cf. BYSTRICKÝ, 1986).

48 steinalmské a ojedinele schreyeralmské vápence (pelsón – ilýr)

Podstatnou mierou sa podieľajú na stavbe vrchu Grúň (s. od Červenej skaly), odkiaľ prechádzajú na južnú stranu Hrona. Ako vyplýva z nadpisu, ide o dva odlišné typy vápencov, ktorých hranice sú však neostre a rozdiely v podmienkach danej oblasti nie sú príliš nápadné.

Steinalmské vápence vystupujú v nadloží gutensteinských vápencov v niekoľko desiatok metrov hrubej polohe. Sú svetlosivé až biele, nezreteľne vrstevnaté až masívne, niekedy i laminované, stromatolitového typu. Sú to biomikrity alebo biosparity. Vo vrchnej časti na Grúni sa vyskytujú dasykladálne riasy *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA., *Ph. cf. praealpina* PIA a *Teutloporella* sp. (BIELY a BYSTRICKÝ, 1964), v záreze železnice z. od Murovaného mlyna aj *Physoporella pauciforata* (GÜMB.).

Vo vyššej časti vápencového komplexu prevládajú biele alebo bielosivé, miestami béžové a kalové vrstevnaté vápence. V niektorých polohách je možné zbadáť nezreteľnú hľuznatosť, ktorá pripomína typ schreyeralmského vápenca. Na hrebeni Grúň sme v takýchto nejasne hľuznatých vápencoch našli *Flexoptychytes flexuosus* (MOJS.) a *Diploporella annulatissima* PIA. Podľa skamenelín vek vápencov je pelsón – ilýr.

47 reiflinské vápence (ladin)

Na južnom svahu Grúňa uprostred bielych a svetlosivých vápencov stredného triasu sa vyskytuje nesúvislá, iba 10–15 m hrubá poloha sivých a tmavosivých vápencov. Zväčša sú zreteľne vrstevnaté, niekedy slabo hľuznaté a obsahujú hľuzy rohovcov. Pôvodne sme tieto rohovcové vápence považovali za súčasť tmavosivých až čiernych vápencov spodného anisu, ktoré sme opisali ako gutensteinské (cf. BYSTRICKÝ, 1959; BIELY in KLINEC et al., 1962). Rohovcové vápence však prechádzajú aj na ľavú stranu Hrona, kde ich poloha uprostred bielych vápencov je zreteľná a našli sme v nich fosílie, ktoré KOCHANOVÁ (1979) určila ako *Daonella bulogensis* KITL. a *Pseudomyoconcha* sp. Podľa tejto

autorok fosílie indikujú ladinský stupeň. Táto stratigrafická hodnota, látková povaha a pozícia vápencov preukazuje, že ide o vápence reiflinského typu. V súčasnosti je to jediný výskyt reiflinských vápencov v triase Muránskej planiny. Bolo by však zaujímavé zrevidovať, či rohovcové vápence, napr. na hrebeni Šarkanica (cf. BYSTRICKÝ, 1959) alebo vo vernárskom pruhu, ktoré sme už spomínali (cf. MAHEL, 1957), sú naozaj súčasťou spodnoaniských – gutensteinských vápencov. Domnievame sa, že i tam ide o schreyeralmské a reiflinské vápence.

46 wettersteinské vápence (ladin)

Na južnom svahu Grúňa sú to svetlosivé až biele vápence s nejasne obmedzenými polohami tmavších sivých farieb. Sú masívne, zriedka nezreteľne vrstevnaté, jemnozrnité, na navetranom povrchu niekedy zreteľne organodetritické. Vo výbruse majú povahu biomikritov a biosparitov, ale organické zvyšky sú rekryštalizované. Sem-tam sa vyskytujú hniezda so zle zachovanými makrofosíliami, z ktorých boli určené *Daonella* sp., *Chlamys (Praechlamys) broilii* (PHILIPP) a *Terebratula neglecta* (BITTNER). Podľa KOCHANOVEJ (1979) tieto fosílie indikujú ladinský stupeň.

V okolí Vernára MAHEL (1957) opísal wettersteinské vápence ako biele a bielosivé, zriedka so žltkavým a krémovým nádychom, v spodnejších polohách obyčajne prestúpené žilkami kalcitu. Z fosílií uvádza *Teutloporella aequalis* (GÜMB.) a *T. herculea* STOPP. V tejto oblasti je možné, že spodná časť vápencov zodpovedá aniským steinalmským vápencom. Hrúbka je 120–150 m. Prístupný profil je opísaný (l. c.) v tzv. vernárskej bráne.

45 wettersteinské dolomity (ladin)

Predstavujú podstatnú časť tzv. vernárskeho pruhu – príkrovu. Sú to sivé až bielosivé, zväčša cukrovité masívne dolomity. Miestami sa však vyskytujú tmavšie zafarbené polohy a naznačujú, tak ako laminované – stromatolitické typy, vrstevnatosť. *Teutloporella berculea* (STOPP.) je momentálne jediná známa fosília. Stanoviť hrúbku je dosť ťažké. MAHEL (1957) ju odhadol na 1 500–1 900 m.

Ako wettersteinské sme označili aj dolomity z oblasti Dudlavej skaly. Sú zväčša lavicovité, cukrovité, ale s. od Dudlavej skaly aj masívne, sivej, svetlosivej a béžovej farby. Na takúto koreláciu je niekoľko dôvodov.

Dolomity na pravom brehu Hrona pri Švábolke, Valkovni a Zlatne sú od dolomitového masívu Hôrky na ľavom brehu oddelené iba alúviom, a preto si myslíme, že sú ich súčasťou. Tieto dolomity litologickou povahou, veľkou hrúbkou a pozíciou nad steinalmsko-wettersteinskými vápencami pri Novej Maši konvergujú viac k wettersteinským dolomitom. Dolomity s. od Dudlavej skaly sa zdajú aspoň lokálne bezprostredným podložíom tisoenských vápencov. V údolí Ždiar-

skeho potoka (pod elektrickým vedením) je uprostred dolomitov niekoľko metrov hrubá poloha svetlosivých masivnych vápencov s *Teutloporella herculea* (STOPP.) a *T. aequalis* (GÜMB.). To naznačuje, že hrubý dolomitový pruh s. od Dudlavej skaly môže byť ladinského veku. Pripomína to pomery vo vernárskom pruhu, kde uprostred dolomitej masy sú tenké polohy wettersteinských vápencov (MAHEL, 1957).

44 svetlosivé a hnedasté vápence s vložkami dolomitov (ladin?)

Severne od Dudlavej skaly sa medzi wettersteinské dolomity a tisoovské vápence vkladá do 20 m hrubé súvrstvie zložené zo svetlých a hnedastých kalových vápencov s vložkami dolomitov. O veku súvrstvia nie sú žiadne informácie a pripúšťame, že ide o bazálnu časť tisoovských vápencov, od ktorých sa však litologicky odlišujú.

43 tisoovské vápence (karn)

Vápence, ktoré budujú severný svah Dudlavej skaly, BYSTRICKÝ (1959) charakterizoval ako svetlé vápence, miestami brekciovité alebo oolitické, s ojedinelými koralmi a konštatoval, že pripomínajú vrchnotriasové vápence Muránskej planiny. Sú to masívne biele, svetlosivé, ale aj jemne ružovkasté vápence, v niektorých polohách výrazne organodetrítické. Na navetranom povrchu okrem už spomenutých koralov rozoznáme fragmenty krinoidov, lastúrnikov, brachiopódov a gastropódov. V nich sa vyskytujú nejasne ohraničené oolitové vápence a semtam hniezda lumachiel, z ktorých PEVNÝ (in BIELY, 1960) určil *Schwagerispira schwageri media* (BITTNER), *Mentzelia frassi* (BITTNER), *Diostirella indistincta* (BEYRICH) a *Terebratula aff. pyriformis* SUESS. Táto asociácia skutočne indikuje karnský vek a potvrdzuje, že tu ide o tisoovské vápence.

Hlavné dolomity (karn – norik)

Takto kvalifikujeme do 20 m hrubú polohu cukrovitých a celistvých dolomitov nad tisoovskými vápencami na južnom svahu Dudlavej skaly. Biostratigrafické údaje chýbajú.

42 svetlosivé a hnedasté vápence s rohovcami (norik)

Nad hlavnými dolomitmi ležia biele a svetlosivé nevrstevnaté kalové vápence, ku ktorým sa vo vyššej časti pridružujú nezreteľne vrstevnaté vápence s rohovcami. Vo výbruse majú povahu mikrosparitov a pelmikritov. Z vápencov

pochádza asociácia konodontov a holotúrií indikujúca norik: *Metapolygnatus posterus* (KOZUR et MOSTLER), *M. bidentatus* (MOSHER), *M. abneptis abneptis* (HUCKRIEDE), *Gladigondolella* sp., ozúbkované konodonty, *Thelia guembeli* KRISTAN-TOLLMAN, *Th. heptalampra* BARTENSTEIN, *Th. variabilis* ZANKL, *Th. simoni* KOZUR et MOCK (BIELY a PAPŠOVÁ, 1983). Z faciálneho hľadiska majú znaky panvových sedimentov a konvergujú k hallstattským vápencom. Hrúbka je do 20–30 m.

41 kössenské vrsvy: kalové, oolitické a lumachelové vápence a slieňovce (rét)

Ide o najmladšie vrstvy silicika a vyskytujú sa na päte južného svahu Dudlavej skaly. Sú to tmavosivé celistvé, oolitické, organodetrické a lumachelové vápence. V asociácii s vápencami sú (v sutine) aj sivé až čierne slieňovce. Z lumachiel sme vypreparovali *Rhætina gregaria* SUESS (PEVNÝ in BIELY, 1960), ktorá preukazuje rétsky vek.

VRCHNÁ KRIEDA

Vrchnokriedové fosiliférne sedimenty sú v našom regióne zachované iba v nepatrnom erozívnom reliekte, ktorý na Horehroní objavil BYSTRICKÝ (1959). Všeobecne sa považujú za najstaršiu popríkrovovú sedimentárnu formáciu.

40 brekcie, vápence a slienité bridlice (senón)

Senón v oblasti Dudlavej skaly predstavujú dva litologicky odlišné členy. Východne od Dudlavej skaly v okolí vrška zvaného Čierťaz (na starých mapách) nad vápencami triasu leží niekoľko metrov hrubá brekcia zložená z fragmentov vápencov, tmelená vápnitým tmelom. Táto brekcia je v okolí vrška v asociácii organogénnych vápencov, lenže východy takmer neexistujú a poznáme ich len z blokov nahromadených na medziach. Vápence sú bohaté na rudisty a ANDRUSOV (1976) z nich uvádza: *Vaccinites carinthiacus* (REDLICH), *V. cornivaccinum* (BRÖNN.), *V. oppeli* (PEJOVIČ et KÜHN), *Horehronia kuehni* ANDRUSOV a *Durania astinensis* (ROEMER).

Plošne viac rozšírené a obnažené v niekoľkých východoch sú sivé a tmavosivé vrstevnaté slieňovce, miestami škvrnité. V mikroskope sú pelitomorfne, s ojedinělými silicifikovanými ihlicami húb. Severne od Dudlavej skaly sa v nich vyskytujú vrstvy pieskovec až drobnozrnných zlepcov. Tieto klastické vložky majú premenlivé zloženie. Niekedy prevládajú úlomky karbonátov, inokedy kre-

meňa, živcov, slúd a kryštalicích bridlíc. Občas sa vyskytujú aj fragmenty rudistov. Zo slieňovcov bola vyplavená asociácia foraminifer (BIELY a SALAJ, 1966), indikujúca santón: *Glomospira charoides* (JONES et PARKER), *Marsonella crasa* (MARSON), *Gaudryina laevigata* FRANKE, *Stensioeina praeexculpta* (KELLER), *S. granulata* (OLBERTZ), *S. exculpta juvenilis* HOFKER, *Hedbergella agaralovae* (VASILENKO), *Globotruncana fornicata fornicata* PLUMER, *G. fornicata manauensis* GANDOLFI, *G. linneiana linneiana* (D'ORBIGNI), *G. linneiana marginata* (REUSS), *G. saratogensis* (APPLIN), *Heterohelix globulosa* (EHRENBERGER).

PALEOGÉN

Reprezentujú ho poprikrivové formácie v Liptovskej a Popradskej kotline, zoskupené do podtatranskej skupiny.

39 borovské súvrstvie: brekcie, zlepenca, pieskovce a vápenca (vrchný lutét – priabón)

Táto bazálna litostratigrafická jednotka lemuje severný okraj Nízkych Tatier a Kozích Chrbtov. Má všetky znaky typické pre transgresívny cyklus s vývinom morských, ojedinele brakických facií. Tvoria ju brekcie, zlepenca, pieskovce a organodetrítické vápenca s charakteristickými druhmi veľkých foraminifer. Mocnosť súvrstvia je od niekoľkých desiatok metrov do 150 m. Borovské vrstvy vznikli v stratigrafickom rozpätí vrchný lutét – stredný priabón (podrobnosti pozri GROSS et al., 1980).

Špecifický vývoj bazálnej litofácie je cca 500 m jv. od Východnej, kde v nepomenovanom pravostrannom prítoku Bieleho Váhu sa transgresívne na lunzých vrstvách nachádzajú nevápnité tmavohnedé až čierne ílovce s brakickým spoločenstvom mäkkýšov (l. c.). Podobná formácia s uhlím sa vyskytuje juhozápadne od Štrby.

38 hutianske súvrstvie: ílovce s vložkami drobnozrnných zlepenca a pieskovcov (priabón)

Je to monotónne súvrstvie sivých ílovcov a siltovcov s premenlivou vápnitosťou, do ktorých sa vkladajú vrstvy (10–25 cm) drobných jemnozrnných až strednozrnných pieskovcov. Pomer pieskovcov k ílovcom je od 1 : 4 do 1 : 10.

37 zuberské súvrstvie: pieskovce a ílovcce, zriedkavo zlepencc (priabón – spodný oligocén)

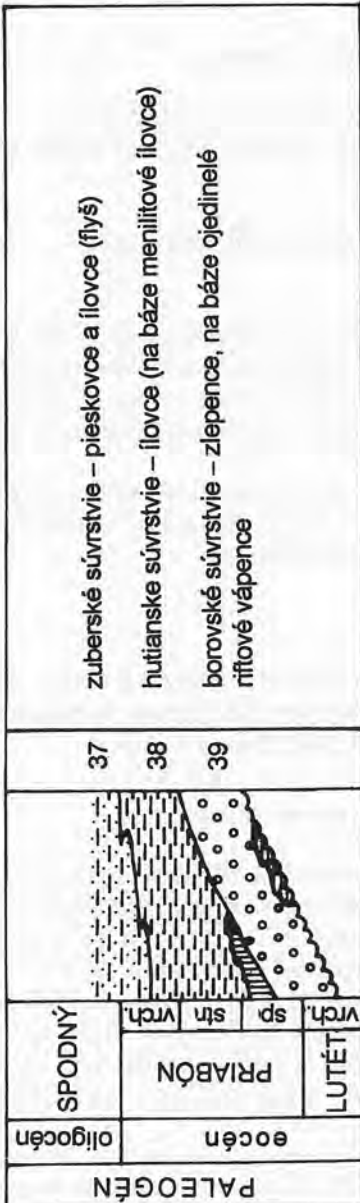
V nadloží hutianskych vrstiev predstavuje typický flyš, tvorený striedaním ílovcov, siltovcov a pieskovcov a zriedkavejšie drobnozrnných zlepcov. Pomer pieskovcov k ílovcom je 2 : 1 až 1 : 2.

V Horehronskom podolí odlišujeme dva paleogénne sedimentačné cykly. Starší, kontinentálny, tzv. polhorský vývoj (PULEC, 1966), reprezentujú pestré sedimenty. Mladší cyklus sa začína morskými sedimentmi vo vrchnom lutéte a je zakončený brakickými a sladkovodnými súvrstviami spodného oligocénu. Paleogén Horehronského podolia niektorí autori dávajú do spojitosti s panónskym vývojom paleogénu.

36 pestré ílovcce, pieskovce a zlepencc (paleocén)

Medzi kontinentálne jazerno-riečne sedimenty zaraďujeme súvrstvie pri Bračacove. Tu v záreze potoka v nesúvislom odkryve (cca 300 m) sa niekoľkokrát striedajú svetľofialové, červenofialové až tehlovočervené piesčité, sľudnaté rozpadavé ílovcce, pieskovce s červenými zlepcami a brekciami. Základnú hmotu zlepcov tvorí piesčité sľudnaté ílovec. Obliačky s veľkosťou 10–60 cm pozostávajú z rozvetraných granitoidov, kremencov, kremeňa, rozličných typov kryš-

Litostratigrafická kolónka podtatranskej skupiny (podľa GROSSA, 1988)



talických bridlíc a ojedinele amfibolitu. Veľkosť fragmentov kolíše v medziach 10–60 cm. Vo vrchnej časti súvrstvia sa vyskytuje šikmé zvrstvenie a prevláda sivá farba. Vek tejto formácie je diskutabilný.

35 ílovcové súvrstvie (vrchný eocén – spodný oligocén)

Najvýznamnejším členom paleogénu je ílovcová litofácia. Tá však nie je reprezentovaná výlučne ílovcami a podľa povahy vložiek v nich sme odlišili tri časti.

35a sivé ílovce s vložkami pieskovcov, morský vývoj (vrchný eocén – spodný oligocén)

Podstatnú časť reprezentujú ílovce s premenlivou vápnitosťou (2,7–18,5 % CaCO_3). Iba ojedinele sa v nich vyskytujú vrstvy pieskovcov (2–5–10 cm), ktoré majú povahu arkóz a arkózových pieskovcov s karbonatickým tmelom. Pomer ílovcov-siltovcov k pieskovcom je 20 : 1. Hrúbka v Breznianskej kotline je do 250 m a v Heľpianskom podolí do 120 m.

Na základe mikrofauny (SAMUEL, 1966), palynomorf (PLANDEROVÁ, 1966) a nanoplanktónu (BYSTRICKÁ in PULEC, 1966) ílovcovú litofáciu (a, b) začleňujeme do vrchnej časti vrchného eocénu až spodného oligocénu.

35b sivé ílovce s vložkami Mn oxidov

V najvyššej časti ílovcovej litofácie, najmä v jv. časti Breznianskej kotliny, sa vo väčšom množstve vyskytujú Mn oxidy karbonátov (Michalová). V menšom množstve sa vyskytujú v Heľpianskom podolí, v okolí Heľpy a Polomky.

35c hnedé piesčité ílovce, brakický vývoj (spodný oligocén)

Vo vrchnej časti ílovcovej litofácie na sv. okraji Polomky sa nachádzajú terminálne brakické sedimenty. Súvrstvie tvoria lístkovite sa rozpadajúce čokoládovohnedé, miestami svetlohnedé piesčité nevápnité ($\text{CaCO}_3 - 2\%$) ílovce. V nich sa vo vyšších obzoroch vyskytujú polohy hrubozrnných pieskovcov až zlepen-cov. Predpokladaná hrúbka ja 30 m. Sedimentácia týchto vrstiev prebiehala v brakickom prostredí sublitorálu, pravdepodobne v zálive, ktorý sa postupne osladzoval. Poukazuje na to jednak znižovanie zástupcov čeľadí *Hystrichosphaeridae* a *Deflandrea*, jednak mäkkýše *Melanopsis* a *Bithinia* vo vyšších obzoroch súvrstvia.

Na oligocénny vek súvrstvia poukazuje monospoločenstvo *Rotalia beccari* (L.) (SAMUEL in PULEC, 1966), *Tympanotonus margaritaceus calcaratus* (GRA-

TELOUP), identický s jedincami z cyrénových vrstiev južného Slovenska (PAPŠOVÁ, 1966), a spoločenstvo palynoflóry (PLANDEROVÁ, 1966).

34 zlepenca a pieskovce s polohami flocov, kontinentálny vývoj (spodný oligocén)

Zvyšky najmladších regresívnych, brakických a sladkovodných sedimentov sa vyskytujú na viacerých miestach. Západne od Polomky je štrkovo-piesčitá litofácia, tvorená svetlosivými až belavými jemnozrnnými až hrubozrnnými rozpadavými pieskovecami s vložkami flocov. PLANDEROVÁ v nich zistila oligocénne spoločenstvo sporomorf, sprevádzané morským planktónom (*Hystrichosphaeridae*, *Dinoflagellata*), ktorého nízke zastúpenie indikuje vznik časti sedimentov v brakickom prostredí. Prechod tohto 20–30 m hrubého súvrstvia do flocovej litofácie sme nepozorovali.

Klasická lokalita štrkovo-piesčitej litofácie je na južnom okraji Brezna. V odkryvoch za mostárňou bázu litofácie tvoria svetlosivé íly, ktoré sa nepravidelne striedajú s jemnozrnnými až hrubozrnnými pieskovecami. Vrchná časť súvrstvia (pri moste Brezno–Čierny Balog) má znaky rýchlej a nepravidelnej jazerno-riečnej sedimentácie s prítomnosťou blokových zlepcov (nad 1 m). Najvyššiu časť súvrstvia tvoria tmavosivé íly, z ktorých SNOPKOVÁ (ústna informácia) zistila spodnooligocénne spoločenstvo palynomorf. Štrkovo-piesčitá litofácia väčšinou leží na podložných flococh, iba v oblasti Židlova priamo na kryštaliniku (vrt 592 Tulis, 1972). Súvrstvie tam tvoria hrubozrnné až jemnozrnné pieskovce so sporadickým zastúpením flocov. Väčšie zlepcové polohy chýbajú. Hrúbka súvrstvia je 50–150 m.

V laminovaných pieskovcoch pri Brezne sa našli odtlačky listov, indikujúce spodnooligocénny vek (SITÁR, 1966).

OLIGOCÉN – MIOCÉN ?

Zlepenca vo východnej časti Lopejskej kotliny sú známe už od čias ŠTÚRA (1868). Všimol si najmä ich červené sfarbenie a ploché, skoro vodorovné uloženie a predpokladal, že môžu byť súdobé so zlepcami pri Slovenskej Lupči, ktoré sa tam vyskytujú v asociácii hornín s numulitmi.

33 vajskovské zlepenca (? oligocén – miocén)

Červené zlepenca a brekie s. od Podbrezovej a Lopeja sú zachované na ploche maximálne 10 km². Spočívajú diskordantne na mezozoiku dvoch čiastkových príkrovov a sú prekryté pliocénou štrkovou formáciou. Sú uložené v rozlične

hrubých vrstvách (10–100 cm), zriedka oddelených rýchlo sa vytrácajúcimi vrstvami červených pieskovcov a len výnimočne fľovcov. Pozostávajú z rozlične veľkých málo opracovaných obliakov triasových vápencov a dolomitov, ku ktorým sa zväčša len v nepatrnom množstve pridružujú obliaky permských bazaltov a permsko-spodnotriasových klastických hornín. Vo vrstvách zložených z obliakov veľkých 1–5 cm sú rozptýlené aj bloky veľké 10–30 cm, ojedinele aj väčšie. Vyskytuje sa aj šikmé zvrstvenie. Červenej fľovito-piesčitej základnej hmoty je málo a podľa výskumov PULCA neobsahuje zvýšené množstvo hliníka. Hrúbka tejto kontinentálnej formácie dosahuje 250 m.

K vajsšovským zlepencom zaraďujeme aj dva malé izolované výskyty s. od Dudlavej skaly. Nad triasovými dolomitmi tam ležia lavicovité jemnozrnné brekcie s vrstvami pieskovcov. Brekcie sú zložené hlavne z ostrohranných úlomkov dolomitov, menej vápencov a iba v niektorých vrstvách aj z červených bridlíc, kremeňa a kryštálických bridlíc. Červenej základnej hmoty je málo, ale napriek tomu horninám dáva celkové červené zafarbenie.

Vek vajsšovských zlepenčov bol a do istej miery je diskutabilný. Časť autorov uvažovala o senónskom, časť o paleogénnom veku zlepenčov. KETTNER (1950) a BIELY a SAMUEL (1982) vyjadrili mienku, že ide o kontinentálnu formáciu, mladšiu ako morský eocén.

Vajsšovské zlepenče boli prevrtané mnohými vrtmi. Pelitické a jemne piesčité vložky paleontologicky preskúmala GAŠPARIKOVÁ (1983). Zistila rozličné fosílie, ale nedostatočne zachované na druhové určenie. Ide o morské fosílie, a preto ich treba považovať za preplavené. Zo záveru autorky citujeme: „Prítomnosť vývoja dokonalých foriem rozsievok hovorí, že najstarší prípustný vek sedimentov je najvyšší oligocén (cf. KETTNER, BIELY a SAMUEL).”

NEOGÉN (PLIOCÉN)

Sedimenty „hronskej štrkovej formácie” na Horehroní boli podrobené všestrannej revízii (HALOUZKA in IVANIČKA et al., 1986 a KLINEC et al., 1987). Výsledkom je redukcia pôvodne udávaného rozsahu tzv. pliocénnych štrkov v prospech kvartéru a rozlíšenie dvoch časovo odlišných predkvartérnych vývojov pieskov a štrkov.

32 lehotské štrkopieskové vrstvy: fluvioлимnické sprachované piesky so štrkami (pliocén)

Pri Dolnej a Hornej Lehote transgredujú na vajsšovské zlepenče a sú nad úrovňou najvyšších hronských terás. V oblasti Hornej Lehoty sa diferencovane

nachádzajú vo výške v rozmedzí 580 až 630 m, na jednotlivých chrbtoch vždy vo výškovom rozpätí asi 20 m, báza vrstiev (predpokladaná podľa reliéfu) je teraz v relatívnej výškovej pozícii asi +150 m n. Hr. Odhad max. hrúbky vrstiev je okolo 20 m.

Vrstvy na typovom odkryve v pieskovisku pri JRD v Hornej Lehote (hrubé asi 10 m) charakterizujú prevažne polohy zasiltovaných pieskov, často so štrkami, striedajúce sa priamo s polohami piesčitých štrkov. Piesky sú zväčša hrubozrnné s obsahom štrčikov (\varnothing 2–4 mm). Štrky majú prevažne veľmi drobné a drobné až strednozrnné obliaky (\varnothing 0,4–5,0 cm), hrubšie frakcie (\varnothing 5–10 cm) sú zriedkavé. Vo vrstvách sú lokálne výskyty balvanov až blokov (\varnothing 20–50 cm). Celkové opracovanie obliakov je stredné až slabšie, ich navetranie je selektívne. Z hornín sú zastúpené (v kolísavom pomere) kremence a kvarcity, silicity a žilné kremene, pieskovce až zlepenca paleogénu, vajskovské zlepenca, menej významne rozličné kryštálické bridlice (najmä svory), zriedkavo aj granitoidy (rozvetrané).

Názov „lehotské štrkopieskové vrstvy“ (nehodný názov; ako „lehotské súvrstvie“ striedanie štrkov a pieskov vrchnobádensko-spodnosarmatského veku opísali už KONEČNÝ et al., 1983 – pozn. red.) použil HALOUZKA (in KLINEC et al., 1987). Poukazuje na ich výrazne fluvio limnickú genézu (prietočné jazerá) a považuje ich za výplň diferenciačne a synsedimentačne poklesnutej kryhy v oblasti Hornej a Dolnej Lehoty v pliocéne, so začiatkom jeho akumulovania ešte pred usadením štrkov poriečnej rovne vrchného pliocénu.

31 fluviaálne štrky – akumulácia poriečnej rovne (vrchný pliocén, ? ruman)

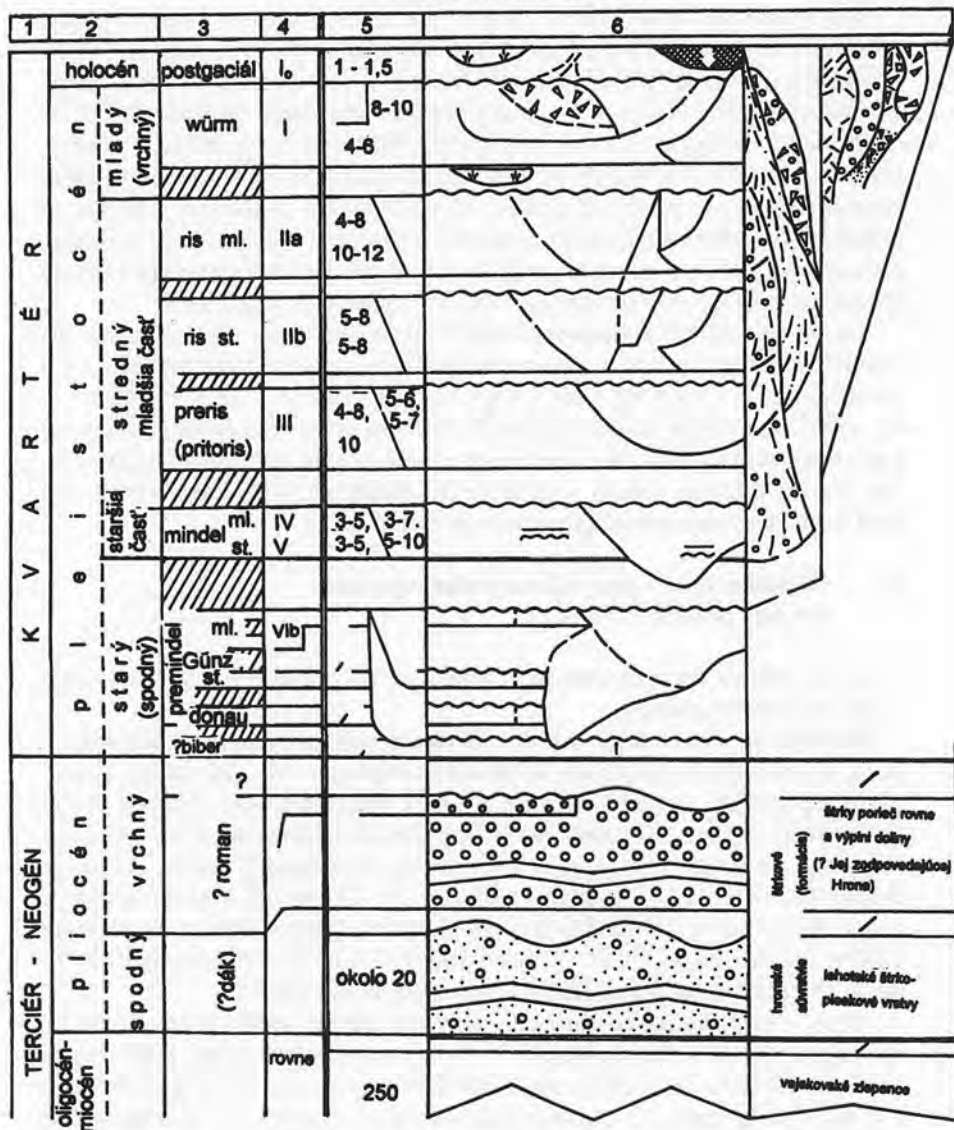
Sú to štrkové vrstvy podobného charakteru, ale dvojakého typu zachovania svojich úložných pomerov.

Predovšetkým sú to štrky až izolované (reziduálne) štrky na zvyškoch rovne – starej a dnes vysoko položenej eróznou-akumulačnej rovne dna doliny Hrona. Zvyškové plošinky a ploché chrbty sa zhruba v jednej relatívnej výškovej úrovni (asi +180 až 190 m n. Hr.) tiahnu po pravostranných svahoch hronskej doliny nad Filipovom až Bujakovom. Zhruba v poludníku Breznianskej kotliny sú pravobrežné štrkové plošinky v relatívnej výške asi 215–235 m nad Hronom. Napokon z. od kotliny sú na ľavobrežných svahoch doliny (chrbty Bukoviny) plošinky (erózne i so štrkami) relatívnej výšky asi 190–200 m n. Hr. Pri tomto type uloženia sú štrky zachované v reziduálnej alebo malej hrúbke (do 1 m).

Druhý typ zachovaného uloženia štrkov predstavuje výplň doliny Hrona (tu charakteru prietokových panvičiek) v úsekoch postsedimentačne poklesnutých a uklonených kryh. Ide o súvislý pás hrubších štrkových pokryvov v okolí Polomky a o štrky na jednotlivých chrbtoch od Bacúcha po Braváčovo. Celková hrúbka štrkov dosahuje asi 20–30 m. Úklon všetkých štrkových chrbtov (kryh) je na juh.

LITOSTRATIGRAFICKÁ KOLÓNKA KVARTÉRU A PLIOCÉNU REGIÓNU NÍZKE TATRY

zostavil: R. Halouzka, 1989



Štrky v oboch typoch zachovaného uloženia sú prevažne hrubé a veľmi hrubé (ø 5–15 cm), často balvanovité (ø do 25 cm) až blokovité (s ø do 50 cm, ojedinele i viac). Opracovanie obliakov je prevažne stredné, ich navetranie kolíše od mierneho až po intenzívne. Vytriedenosť štrkov je menšia, v rezíduách je iba malý podiel drobnejších frakcií. Zastúpenie hornín: kremenec (kremenný pieskovce) a kvarcity, ruly, svory, žilný kremeň. Štrkové vrstvy sprevádza výskyt červenohnedých ílovitejších hĺn.

Charakter sedimentov, ich rozšírenie, pozícia a úložné pomery poukazujú na ich usadzovanie v priebehu rumanu, keď bol na Hrone vytvorený systém striedania úsekov dolín a prietočných jazier. Ide o systém tzv. poriečnej rovne, v kvartéri tektonicky diferencovanej.

KVARTÉR

Kvartérne sedimenty regiónu Nízke Tatry sú plochou menšinové, ale veľká časť z nich je mimoriadne geneticky pestrá a stratigraficky členitá.

Kvartér na mape bol zostavený v redakcii HALOUZKA v r. 1987 (zostavovatelia a autori HALOUZKA, BEŇUŠKA, MAGLAY). Podkladom bolo pôvodné, reambulčné alebo revízno-orientčné terénne mapovanie autorov:

1. HALOUZKA v r. 1985–87 na Horehroní: pôvodné mapovanie úseku Švermovo–Lopej, sčasti na mapách in IVANIČKA et al. (1986) a in KLINEC et al. (1987); čiastočná reinterpretácia kvartéru VAŠKOVSKÝ in VOZÁR et al. (1982); použitie vlastných podkladov in JANÍK a KENDA et al. (1986). Reambulčné mapovanie a úpravy v r. 1978–79 a 1984 (sčasti 1987) v Liptovskej kotline-východ (GROSS et al., 1978, 1980). Reinterpretovaný bol kvartér (VAŠKOVSKÝ in VOZÁR et al., 1983) a časť kvartéru (PRISTAŠ in VOZÁR et al., 1984).

2. BEŇUŠKA v r. 1986 a 1987: mapovanie v pohorí Nízkych Tatier, prevažne reambulácia a orientačná revízia doterajších geologických máp, ktorých kvartér nevypracovali špecialisti na kvartér. Prevzatý bol kvartér z prác VAŠKOVSKÝ in GROSS et al. (1980) a BUJNOVSKÝ et al. (1985), ako aj PRISTAŠ in POLÁK et al. (1987) a VOZÁR et al. (1984).

Litostratigrafická kolónka kvartéru a pliocénu regiónu Nízke Tatry (R. HALOUZKA, 1989)
Kolónky: 1 – eratóm a útvary; 2 – oddelenie (s pomocným členením); 3 – stupeň (klimatostratigrafický); 4 – morfostratigrafia terás (systém); 5 – hrúbky (v metroch); 6 – litostratigrafická kolónka

*Vysvetlivky: *) Nízke Tatry, Horehronské podolie, okraj Liptovskej a Popradskej kotliny
**) v mierke hrúbok sú fluviaľne (fluvioľimnické) a glaciľuviaľne sedimenty*

3. MAGLAY v r. 1987: mapovanie v povodí Popradu (s použitím a čiastočnou reambuláciou mapy LUKNIŠ, 1968) a Hornádu; orientačná revízia kvartéru na geologických mapách najvýchodnejšej časti Nízkych Tatier s prevzatím časti geomorfologickej mapy ŠKVARČEKA (1986).

Pleistocén

Starý (spodný) pleistocén, premindel

20a, 20b, 19 fluvialne štrky a reziduálne štrky – premindel, členený (donau, ?biber; günz vcelku)

Sú zachované na niekoľkých zvyškoch vysoko položených terás (v úrovniach troch stupňov), roztrúsených po oboch stranách doliny Hrona na úseku Brezno – Medzibrod. Jeden výskyt terasy (najnižšieho z troch stupňov) je aj na Váhu (pri vyústení Hybice v Hybiach), ale má litofaciálny ráz blízky glaci-fluviálnemu (pozri tam!).

Sedimenty Hrona sa uchovali v tenkých vrstvách (do 1 m), alebo ako reziduálne až roztrúsené (na mape rozlišované už podľa zachovania). Ide o štrky prevažne stredno- a hrubozrnné (\varnothing 2–5–10 cm), menej veľmi hrubé (\varnothing do 12–15 cm) až balvanovité (s \varnothing do 25 i 40 cm). Sú opracované, výrazne navetrané (prstencová obruba navetrania). Pri dvoch vyšších stupňoch sú štrky prevažne z kremencov, kvarcitov (i silicitov), resp. kremeňov, časté sú aj kryštalické bridlice (typu svorov a rúl), zriedkavé sú melafýry a amfibolovce, ojedinele aj vápence. Štrky nižšieho stupňa sa líšia (okrem menšej intenzity navetrania) vo väčšine prevahou kremencov, kvarcitov a kremeňov nad metamorfickými, navyše zastúpením silno navetraných granitoidov, miestnych vajskovských zlepcov a jasnejším podielom vápencov. Niektoré zvyšky terás sú už bez sedimentov – erózne (do mapy nezakreslené).

Relatívne výšky štrkov (úrovní): najvyšší stupeň + 140 až 160 m (terasové plošinky); stredný stupeň + 125 až 130 m; nižší stupeň (najčastejší) okolo +100 m až 110 m (pre vyšší podstupeň) a okolo + 85 m n. Hronom pre nižší podstupeň, na mape neodlišený. Miestami sú relatívne výšky terás postsedimentačne diferencované (rádovo 5–10 m), čo poukazuje na mladšiu tektonickú aktivitu.

Litofaciálny charakter štrkov zodpovedá podmienkam starého pleistocénu, a to v súlade s relatívnou výškovou pozíciou terás. Tá umožňuje morfostratigraficky zaradiť akumulovanie štrkov do troch stupňov (úrovní) karpatského terasového systému Slovenska (HALOUZKA, 1986): stupňa plošinových terás (terasy IX, VIII), stupňa 1. vysokej terasy (VII) a stupňa (dvojitého) 2. a 3. vysokej terasy (terasy VIb a VIa). Zodpovedajúce alpské klimatostratigrafické jednotky sú biber (?), donau a günz (t. j. pretegelén, eburón a menap nordického systému).

21 glaciáluálne štrky a piesky – premindel vcelku

Glaciáluálne sedimenty sa vyskytujú iba na severnom okraji regiónu medzi Liptovským Hrádkom a Východnou.

Sedimenty [podľa analyzovaných odkryvov už mimo mapy regiónu v Hybiach a Východnej – pozri HALOUZKA a HORNIŠ in ŠIBRAVA (edit.) et al., 1979] predstavujú silno navetrané až rozvetrané štrky prevažne z tatranských granitoidov, menej kremencov, kvarcitov a iných hornín, silno piesčité až s polohami pieskov (hrubozrnné rozsypy rozvetraných obliakov). Pôvodná zrnitosť obliakov bola prevažne hrubá a veľmi hrubá (\varnothing 5–10–15 cm) až balvanovitá s občasnými blokmi, so slabším opracovaním a malým vytriedením. Hrúbka sedimentov v centre ich výskytu je značná (zistené hodnoty až vyše 10–15 m), v okrajových výskytoch kolísavá a menšia (5–10 m).

V reliéfe vytvárajú ploché a pôvodne rozsiahle glaciáluálne náplavové kužele (asi polycyklické a miestami aj horizontálne vekovo diferencované), neskôr do strán (hlavne na sever) glaciáluálne terasované. Relatívne výškové pozície bázy sedimentov sú miestne rozdielne, ich j. okraje zachytené na mape majú bázu štrkov relatívne asi + 80 m (Hybe) až + 95 m (Východná) nad tokom Bieleho Váhu.

Litofaciálny charakter sedimentov (v rámci i mimo mapy) spolu s ich rozšírením a výškovou pozíciou poukazuje na ich glaciáluálny pôvod prevažne z dolín Vysokých Tatier, prínos tokom Bieleho Váhu (a Belej) a staropleistocénny premindelský vek – bližšie nečlenený a nezačlenený – pozri HALOUZKA (1987).

Stredný pleistocén (staršia časť)

17 fluviálne štrky a piesčité štrky – mindel

Sú akumulované na dvoch (resp. troch) výškových podstupňoch (na predloženej mape nerozlišovaných). Na Hrone (19 zväčša pravobrežných výskytov) je báza štrkov relatívne + 65 až 70 (resp. 75) m n. Hronom s hrúbkou štrkov 3–5 m (vyšší podstupeň); najnižší podstupeň (zriedkavo zachovaný) má hodnoty +40 až 43 m n. Hronom a reziduálne štrky. Porovnateľné štrky čiernovážskych terás (3 ľavobrežné výskyty v Kráľovej Lehote) majú bázu relatívne + 70 až 75 m a okolo + 55 m nad tokom (vyšší a nižší podstupeň) a hrúbku štrkov asi 5 m. Na Hornáde (Vikartovce) sú terasové plochy podstupňov + 75 až 80 m a + 45 až 47 m relatívne nad tokom, štrky sú v reziduálnych až veľmi slabých polohách (max. do 0,75 m).

Štrky sú prevažne hrubé a stredné (\varnothing 5–10 a 2–5 cm) až veľmi hrubé (\varnothing 10 až 15 cm), miestami i balvanovité (\varnothing do 25 cm), zvyšné frakcie sú nevýznamné,

piesčitosť malá. Na Hrone ich tvoria najmä kremence a kvarcity, menej kryštálické bridlice, nižšie po toku sú príznačné rozličné vápence, lokálne pieskovce paleogénu, amfibolity, vajskovské zlepence, andezity; štrky Hornádu sú z jemných pieskovcov permu. Časté je navetranie štrkov, prevláda menšia a stredná opracovanosť.

Podľa charakteru a pozície terasové sedimenty patria k akumuláciám vrchných terás (V, IV), čo zodpovedá mindelským (elsterským) glaciálom.

18 glacifluviálne štrky hrubé až balvanovité – mindel

Staré vysokotatranské glacifluviálne terasy sú v pásme styku Liptovskej kotliny a Važeckého chrpta (8 výskytovej). Pri Podturni je terasa s náplavmi najmä zo Západných Tatier (sútoková, do Váhu). Najstaršie glacifluviálne kužele z južných úbočí Nízkych Tatier – z Bystrej doliny sú v Piesku.

Sedimenty tvoria obliaky, prevažne veľmi hrubé (vo vázskom materiáli aj hrubé) až balvanovito-blokovité (t. j. s \varnothing 15–25 i do 40–50 cm), s piesčito-hlinitou prímiesou a drobnejšími obliakmi (\varnothing 1–2–5 cm), zväčša silne navetrané (tatranské granity Váhu), v južných kuželoch i menej opracované a slabo vytriedené. Hrúbka balvanovitých štrkov v Piesku (tzv. vysokého kužela) je doložená vrtmi od 3 do 7–10 m. Bielovážske a vážske akumulácie majú bázu v relatívnej výške okolo 55 a 70 m nad tokom. Z hornín sa všeobecne vyskytujú najmä kryštálické bridlice, granitoidy, kvarcity, kremence a iné.

Podľa litofácie, uloženia a rozšírenia sedimentov ide o starý glacifluviálny materiál prevažne z Vysokých Tatier (Biely Váh) a z Nízkych Tatier (p. Bystrianka, resp. Jasenský p.), súveký – tak ako príslušné staré zaľadnenie pohorí – s tvorbou tzv. vrchných terás riek v kotlinách (stupne V a IV), ktorá prináleží glaciálom mindelu (elsteru).

Stredný pleistocén (mladšia časť)

15, 12 fluviaľné štrky a piesčité štrky – členený ris (najstarší ris 9 – „preris“ či „protoris“, starší a mladší ris)

Sú to najrozšírenejšie akumulácie a v reliéfe dolín vytvárajú tri stupne stredných terás.

Výskyty v regióne: na J v doline Hrona; na S v doline Váhu pri Liptovskom Jáne a Závažnej Porube. Vo Vikartovskej priekope sú to stredné terasové akumulácie Hornádu a v pohorí i údolí Čierneho Váhu a riečky Boca. Najnižší riečny terasový stupeň sa zachoval aj pri vyústení niektorých nezaľadnených dolín

z Nízkyh Tatier (Kľačianska, Ľupčianska, Sliačska, Zemianska aj Ludrovská na S a Sopotnícka na J).

Poznámka: Analogický stupeň (II a) iných (zaľadnených) dolín severnej časti pohoria (Križskej, Demänovskej a Jánskej doliny) a tiež doliny Malého Popradu v predpolí Vysokých Tatier (po Svit) má už glacifluviálnu akumuláciu.

Morfometricky majú stredné štrkové terasové akumulácie na Hrone (Val'kovňa–Medzibrod) relatívnu výšku báz n. Hronom a hrúbku štrkov (v smere toku) takúto:

1. terasa +30 až 35 m a +25 až 30 m s hrúbkou najmä 4–8 (10) m; 2. terasa (hlavná) +17 až 20 m a +15 až 18 m s hrúbkami 5–8 (10) m; 3. terasa (sídlná – hel'pianska, beňušská, mestská „breznianska“) okolo +8 m a ďalej +5 až 6 m (poklesnutá breznianska terasa +3 m) s hrúbkou 4–8 (10) m.

Morfometrické údaje pre bázy štrkov zmiených stredných terás Váhu (Liptovský Ján a Závažná Poruba) asi +28 až 33 m, pri 3. terase asi +6 až 8 m. Pri porovnateľných stupňoch horného Hornádu je relatívna výška +25 až 27 m (hrúbka štrkov okolo 3,5 m), +15 až 19 m (hrúbka od rezíduí po 3 m) a pri najnižšom +6 až 7 m nad tokom (hrúbka štrkov 0,5–2 m).

Štrkové sedimenty stredných terás sa líšia podľa tokov. Na Hrone sú najrozšírenejšie. Sú to piesčité štrky s obliakmi, ktorých priemerná zrnitosť sa po toku zjemňuje: od prevažne hrubo- až veľmi hrubozrnných (\varnothing 5–10–15 cm) s častými balvanmi až blokmi (\varnothing do 25 cm až do 40 či 50 cm) v úseku po Polomku, ďalej s postupným narastaním podielu strednozrnnnej štrkovej frakcie (\varnothing 2–5 cm) na úkor klesajúceho podielu frakcie balvanov až blokov v úseku asi po Brezno, až napokon po sediment piesčitých štrkov, prevažne stredných a hrubých (\varnothing 2–5–10 cm), s nepatrným podielom veľmi hrubých až balvanovitých obliakov (\varnothing 10–15–25 cm), ako aj drobných štrkov (\varnothing 1–2 cm) pri súčasnom vzraste piesčitosti a stupňa opracovania i vytriedenia materiálu v úseku Brezno – Medzibrod. Zastúpenie hornín sa po toku Hrona tiež mení. Vcelku prevládajú kryštalické bridlice s kvarcitmi a rozličnými kremencami, granitoidnými horninami, amfibolitmi i melafýrmi, pod Breznom aj s andezitmi a s postupným vzrastom zastúpenia karbonatických hornín. Pri starších akumuláciách sú obliaky častejšie vo väčšom stupni navetrané (selektívne). Najnižšia terasa máva kryt nívnych hĺn (Brezno), na mape nevyčlenených.

V terasách Hornádu sú prevažne hrubé a veľmi hrubé štrky (\varnothing 5–10–15 cm), resp. stredné až hrubé (\varnothing 2–5–10 cm), slabo opracované, s polohami hĺn a piesku a s obsahom úlomkov hornín.

Podľa charakteru a úložnej pozície sedimenty zaradujeme k akumuláciám stredných terás (III, IIb, IIa), čo zodpovedá riským (sálskym s. 1.) glaciálom.

- 16 **glacifluviálne štrky – členený ris**
14 **najstarší ris – „preris“ či „protoris“, starší a mladší ris**
11 **ris vcelku**

Patria medzi hlavné glacifluviálne sedimenty v regióne a vytvárajú systém troch akumuláčnych generácií terás a kužeľov.

Výskyty dominujú na S N. Tatier. Vysokotatranský pôvod tam majú príslušné akumulácie Belej, Váhu, Bieleho Váhu a Popradu. Náplavy nízkotatranskej proveniencie sa v dolinách na severnej strane Nízkych Tatier zachovali len v najnižšom stupni terasy (kužeľa), pri vyústení dolín z pohoria (Liptovský Ján, Pavčina Lehota, Lazisko – Dúbrava).

Na južnej strane Nízkych Tatier sú zachované všetky tri opisované stupne glacifluviálnych kužeľov (terás), a to pri vyústení dolín z pohoria: Bystrá (Tále, Piesok), Vajskovská (Krpáčovo, Dolná Lehota, Lopej) a tiež Jasenianska dolina (Jasenie až Predajná). Nakoniec v Lomnistej doline sú priamo vnútri pohoria (nad Asmolovovou chatou) zrejme glacifluviálne balvanovité sedimenty, usadené pred dobou posledného zaľadnenia doliny (vekove bližšie neurčené, na mape ako vysv. 11).

Zistená relatívna výška báz štrkov na severnej strane pohoria je pri najnižšej terase takáto (podľa tokov): Na Belej v peterskej terase (Lipt. Peter – Podtureň) konvergentne okolo +12 m nad Belou (na čele terasy voči Váhu je to až +16 m n. Váhom); na Váhu (Lipt. Porúbka) +7 až 8 m; plochý kužeľ Štiavnice v Lipt. Jáne asi +7 až 9 m.

Na južnej strane sem patria 2 nižšie ploché kužele zo sústavy potoka Bys-trianka v Piesku (na čele mladšieho z nich je báza štrkov +12 m n. Hr. a hrúbka štrkov 8 m) a najnižšia nadnivná terasa Vajskovského potoka v Dolnej Lehote (báza +7 m nad tokom).

Sediment vo dvoch starších z dvojice opisovaných akumulácií (podľa systému kužeľov Bys-trianky v Piesku) je vcelku hrubý, štrkovito-balvanovitý s blokmi (\varnothing max. 50 cm), s hlinito-hrubopiesčitou a štrčkovitou prímесou; menšia časť štrkov je selektívne navetraná, hrubo opracované obliaky, sú takmer netriedené, zložené z rúl, svorov, granitoidov, kremencov a kvarcitov, kremeňov, melafýrov. Najmladšia terasová akumulácia (na príklade Vajskovského potoka v Dolnej Lehote) je ešte viac balvanovito-blokovitá (\varnothing 20–40 cm, max. \varnothing 70–100 cm), menej navetraná, z hornín prevládajú ruly a migmatity, potom amfibolity, vajskovské zlepenca a iné.

Vyhodnotené údaje svedčia o glacifluviálnych terasách a kužeľoch, zodpovedajúcich dobe akumulácií tzv. stredných terás riek (III, IIb, IIa), t. j. riským (sálskym s. 1.) glaciálom.

13 proluviálne hlinito-piesčité a hlinité štrky – členený ris

10 (starší a mladší ris)

Ide o pred-predposlednú a predposlednú generáciu periglaciálno-proluviálnych náplavových kužeľov. Ich hlinito-piesčito-štrkovité a hlinito-štrkovité sedimenty boli zistené najmä na Horehroní pri obojbrežných vyústeniach dolín (Zlatno, systém kužeľov v Bacúchu, Filipovo, Lopej z doliny Lopejské Čelno, Podbrezová oproti železničnej stanici, Predajná).

Sedimenty sú zväčša hrubšie až balvanovité hlinito-piesčité a hlinité štrky (až s úlomkami), netriedené, s variabilnou hrúbkou a uložením vrstiev, so zastúpením miestnych hornín.

Tvorbu kužeľov možno paralelizovať zhruba s uložením akumulácií 2. (hlavnej) a 3. (najnižšej) strednej terasy riek.

Mladý (vrchný) pleistocén

4 fluviálne piesčité štrky – würm

5 proluviálne hlinité štrky – würm

Fluviálne piesčité štrky tvoria súvislú výplň dna riek a väčších tokov. Takmer všade majú erodovaný povrch, prekrytý mladšími nivnými náplavmi (pásmo dolinnej nivy). Štrky vystupujú na povrch len v erózných zvyškoch svojho pôvodného akumuláčného povrchu, zachovaných miestami v podobe nízkych stupňov pri okrajoch nivy (ako nadnivná nízka terasa). Takéto stupne sa vyskytujú hlavne v doline Hrona (v úseku Švermovo – Val'kovňa predstavujú jediné terasové stupne), ale i Váhu, Čierneho Váhu, Hornádu i Popradu a niektorých potokov. Napokon, proluviálne, zväčša hlinité štrky (náplavové kužele) dna dolín majú roztrúsené, ale časté výskytu lokálneho významu (výrazný je iba kužeľ v Bacúchu).

Fluviálne i proluviálne štrkovité sedimenty v dne dolín sú významným kolektorom podzemných vôd a vrtmi sú dobre preskúmané (najmä v doline Hrona). Ich erózne-úložná báza je rozbrázdnená starými korytami riek. Na Hrone jej relatívna hĺbka voči hladine toku varíruje v rozmedzí –6 až 3 m (v kotline v Brezne až 0 m). Podľa toho je hrúbka štrkov v nive 4–6 m (v Brezne 2 m) a 8–10 m v nízkej terase. V dne doliny Hornádu hrúbka kolíše (v smere toku) od 2 do 7 m, báza štrkov je pod úrovňou riečneho koryta (asi od –2–4 m pod strednou hladinou toku). Pri vyústení tokov do Hornádskej kotliny sú náplavové kužele s hrúbkou akumulácie do 7 m (z oboch strán Vikartovského chrbta až 10 m).

Sedimenty vyplňajúce dno majú rozdielny litofaciálny charakter a zloženie podľa tokov. Z ich pomerne značného rozšírenia dominuje hronská akumulácia. Tvoria ju vcelku výrazne piesčité štrky (najmä hrubozrnné a so štrčíkmi s \varnothing 2 až 4 mm) a s hrubšou obliakovou zložkou. Štrky sú prevažne stredné a hrubé (\varnothing 2–5–10 cm), s výrazným a po toku klesajúcim podielom veľmi hrubých až balvanovitých (\varnothing do 15 až 25 cm je najčastejší) a naopak, rastúcim podielom drobných štrkov a štrčíkov (\varnothing 1–2 cm a okolo 1 cm). Stupeň zrnitostného vytriedenia je slabší až mierny, opracovanie väčšiny obliakov slabšie až stredné, ich horniny sú obvykle čerstvé (zriedkavo zväčša slabo a selektívne navetrané). Zastúpené sú najmä rozličné typy rúl a svorov a ďalšie metamorfity, menej rozličné kvarcity, kremence, silicity a žilný kremeň; po toku je veľmi rozdielne zastúpenie karbonatických hornín (vápence, dolomity), zriedkavejšie a variabilné sú granitoidy a granitové porfýry, migmatity, amfibolity, melafýry, sčasti vajskovské zlepence, pod Breznom andezity a v oblasti Brezna aj paleogénne pieskovce a flovce.

K sedimentom ďalších tokov: Pre Čierny Váh a Váh je príznačný väčší obsah granitoidov a výskyt melafýrov (na Čiernom Váhu až balvany do \varnothing 1 m). Hornád pri prevahe strednozrnných obliakov (a s ojedinelým výskytom balvanov) tu má len slabo vytriedené sedimenty, obsahujú málo opracované klastiká; z hornín sú charakteristické permské pieskovce, melafýry, pieskovce paleogénu.

Vrstvy mladých náplavových kužeľov potokov (na mape sú k nim pričlenené aj pleistocénno-holocénne sedimenty a sedimenty deluviálno-proluviálnych kužeľov) sú vcelku hlinito-štrkovité a takmer nevytriedené, s obsahom lokálnych hornín znosových oblastí.

Opísané štrkové sedimenty podľa ich charakteru a pozície patria k poslednému periglaciálnemu zaštrkovaniu dna riek (resp. potokov) – k štrkovej dnovej akumulácii (I) a k náplavovým kužeľom súvisiacim s ňou. To zodpovedá poslednému glaciálu pleistocénu – würmu (vislanu).

6 glacifluviálne balvanovité piesčité štrky – würm

Dnové štrkovito-balvanovité výplne v pleistocéne zaľadnených dolín postupnou zmenou litofácie plynule prechádzajú do riečnej dnovej akumulácie, opísanej v predchádzajúcej vysvetlivke. Glacifluviálnu povahu vysokotatranskej proveniencie majú dnové akumulácie Belej, Bieleho Váhu a Váhu (po Liptovský Hrádok) a prevažne aj Malého Popradu. V nízkych Tatrách sú to sedimenty dolín severného úbočia Kráľovej Hole, Demänovskej, Jánskej a Krížskej doliny. Na J sú sedimenty tohto typu v Jasenianskej a Lomnistej doline až po Jasenie, Vajskovskej doline po Vajskovskú a v Bystrej doline po Piesok.

Vcelku ide o štrkovito-balvanovité sedimenty (resp. prevažne veľmi hrubé alebo hrubé s podielom balvanov), s občasnými blokmí, často s hlinito-piesčitou prímесou, nevytriedené, s chaotickým uložením, zväčša málo opracované (s po-

dielom viac opracovaných), rozličnej hrúbky (v kuželoch a teraskách viac), výrazne zvodnené. Horniny charakterizujú znosovú oblasť (z Vysokých Tatier takmer výlučne granitoidy, kryštalicke bridlice a granitoidy z Nízkyh Tatier).

Litofaciálny charakter, rozšírenie a pozícia zaraďuje opísané sedimenty k akumuláciám glacifluviálnych kuželov a nízkych terás (dnovej výplne) obdobia posledného zaľadnenia, t. j. pleistocénneho glaciálu – würmu (vislanu).

7 glaciénne balvanovito-blokovité sedimenty (posledného zaľadnenia vcelku)

8 a – morénové valy; spolu s periglaciálnymi kamenito-blokovitými sedimentmi (nerozlíšené) – würm

Sú zachované iba z posledného pleistocénneho zaľadnenia. Jeho morény sú obojstranne pozdĺž takmer celého hlavného hrebeňa Ďumbierskych Tatier, v kotlových svahových depresiách záverov dolín.

Iba z najvyššie položených kotlov (karov) Ďumbierskych Tatier (vo výške na severnej strane nad 1 600–1 650 m n. m. a na južnej strane asi nad 1 650–1 700 m n. m., teda zhruba nad úrovňou snežnej čiary posledného pleistocénneho glaciálu) sa morénové balvanovito-blokovité sedimenty rozšírili splazmi dolinných ľadovcov (alpského typu) aj nižšie do dolín. (Morfometrické údaje výšok maximálnych morén v dolinách – originál – BEŇUŠKA, HALOUZKA.)

Severné doliny

1. Krížska dolina (p. Paludzanka) 910 m n. m.
2. Sústava Demänovskej doliny (p. Demänovka, nad sútokom):
 - Ľavá dolina (p. Zadná voda) 910 m n. m.
 - Pravá dolina (p. Demänovka, v Lúčkach) 940 m n. m.
3. Sústava Jánskej doliny (p. Štiavnica, nad sútokom):
 - dolina p. Bystrá (a Ludárovo p.) okolo 930 m n. m.
 - dolina p. Štiavnica 940 m n. m.

Južné doliny:

4. Lomnístá dolina (sústavy Jasenianskej doliny) 1 080 m n. m.
5. Vajskovská dolina (Vajskovského p.) 1 080 m n. m.
6. Bystrá dolina (p. Bystrianka) 1 110 m n. m.

Výška max. dosahu morén v dolinách severnej úboče Nízkyh Tatier je teda asi okolo 160 m nižšie ako v južných dolinách pohoria.

Sedimenty morén sú typicky balvanovito-blokovité, v zachovaných morénových valoch aj s hojnou prímесou úlomkov a jemnejších štrkovitých klastík (ø pod 15 cm) a hrubo-piesčitej drviny. Materiál je nevytriedený, poloostrohranný, zväčša len nepatrne opracovaný, bloky majú často ø okolo 1 m (max. asi do 5 m). V záveroch kotlov alebo po okrajoch dolín sedimenty morén prechádzajú do sedimentov periglaciálnych a svahových sutín. Hrúbka morén nebola zisťovaná a je zrejme kolísavá.

Charakter, formy a pozícia sedimentov morén v pohorí poukazujú výlučne na posledné zaľadnenie, čo zodpovedá poslednému pleistocénnemu glaciálu – würmu – v Alpách (nordický vislan).

Holocén

2 fluviálne nívne hliny alebo štrkovité hliny súčasných dolinných nív a nívnych kužel'ov

Fácia vrstevných, obvykle sivohnedých nevápnitých nívnych hĺn a piesčitých hĺn, občas s vložkami štrkov, predstavuje náplavový pokryv (do 1,5 m) štrkových dnových akumulácií (würmu) riečnych dolín Hrona, Váhu, Hornádu a Malého Popradu, v menšej miere i v nižších úsekoch dolín väčších tokov v pohorí. V reliéfe vytvára úroveň nivy, miestami s hlinitou nivnou terasou čiže „vyššou nivou“, alebo s oddělenou prikorytovou štrkovou zónou najmladšej korytovej fácie.

Sedimenty fácie horských tokov sú v rozličnom pomere štrkovito-hlinité a vyplňajú dolinné dná (nivy) vnútrohorských tokov. Majú málo vytriedený a slabšie opracovaný materiál často s hrubo- i jemnozrnnou piesčitou prímесou. V záveroch dolín sú už balvanovito-štrkovito-hlinité sedimenty prívalových vôd.

Naložené nívne sedimenty riek aj celá výplň dna dolín horských potokov sú podľa ich charakteru a uloženia mladšie ako štrková dnová akumulácia riek. To zodpovedá postglaciálnemu veku (holocénu).

3 rašeliny a rašelinové hliny

Vyskytujú sa na okrajoch Liptovskej kotliny, na Š od Laziska a najmä na SV od Pavčinej Lehoty v Bodiciach ako rezervácia Bodické Rybníky Popradskej kotliny (jv. okraj Svitú na pravom brehu Popradu a najmä na JZ od Spišskej Teplice) a Hornádskej kotliny (pri Spišskom Bystrom).

Ide o rašeliny a rašelinové hliny, miestami s polohami ílovito-hlinitých kalových sedimentov (nívnych povodňových kalov) alebo humózných, pôvodne spla-

chových hĺín. Na lokalite Bodické Rybníky bol palynologicky doložený holocén (subboreál; ČERVENOVÁ, 1951), no v Spišskej Teplici KRIPPEL (1961) zistil až spoločenstvo flóry posledného interglaciálu (risko-würmský čiže emský). Kvôli prehľadnosti vysvetlivku „rašeliny“ opisujeme celú v rámci holocénu.

1 antropogénne sedimenty

Vyskytujú sa hlavne na periférii pohoria, ale aj v jeho nechránenej časti. Sú to najmä stavebné navážky a ťažobné haldy (násypy), ale aj skládky priemyselého a iného odpadu (zo stavieb, smetiská). Na mape sú vyznačené len významnejšie a rozsiahlejšie. Na Horehroní v Podbrezovej (hrubé a rozsiahle navážky, najmä trosky zo železiarní v nive Hrona v Podbrezovej až Piesku, veľká halda trosky vo vrcholovej oblasti kopca Brezová), v Predajnej (navážky pod kopcom Hôrky), v Nemeckej – Dubovej (navážky v priestore petrochemického závodu). V severných (liptovských) dolinách sú antropogénne sedimenty vyznačené pri osade Magurka v závere Lupčianskej doliny (hlušina z ťažby zlata), v Krížskej doline – Paludžanky (z ťažby antimónu v oblasti Dúbravy, veľkoplošné odkaliská s flotačným odpadom v doline) a tiež v Kráľovej Lehote (navážky) v doline Váhu. V doline Popradu sú priemyselne navážky vo Svite.

Pleistocén, nečlenený – holocén

22 prolúviálne alebo deluviálne-prolúviálne štrky

23 (pokryvy)

Prolúviálne hlinito-piesčité až balvanovité štrky, miestami jedno- a viacgeneračných náplavových kužeľov (vysv. č. 22), sa vyskytujú v Liptovskej Lúžnej (systém kužeľov Lúžňanky) a v kotline Hornádu pri Kravanoch.

Deluviálne-prolúviálne kamenité štrky až štrky tvoria rozsiahly pokryvný systém svahov Horehronského podolia (vysv. č. 23) po Závadku n. Hronom.

Sedimenty v oboch prípadoch sú nevytriedené a slabšie opracované, alebo často až balvanovité a zahľinené (22), alebo štrkovité s prímiesou kamenitých, takmer neopracovaných úlomkov (23), vždy s rozličným stupňom navetrania.

Kvartér, nečlenený

30 travertíny (sladkovodné vápence)

Vyskytujú sa v štyroch ložiskách. V Lopeji je kaskádovité ložisko penovcov v dne doliny Vajskovského p. v hrúbke 4–6 m a prekryté svahovinami. Podľa

malakofauny sú holocénne. V Liptovskom Jáne je rozsiahly výskyt penovcových travertínov a penovcov (najmä v lokalite Močiare), zväčša pevných (doskovité sintre i kopa); belavých a belavohnedastých, s inkrustáciami (*Fagus silvatica*, *Salix* sp.). Ich vyzrážanie z termálnych minerálnych premeňov pokračuje v súčasnosti, v strede ich povrchu je zníženina s rašeliniskom (vrchoviskom).

Najväčšie travertínové ložisko je Hranovnica – Vernár (spolu 4 výskyty). V dvoch výskytoch vytvára najmä travertínové terasy a kopy pevných pramenných travertínov (stupne v dĺžke až 1 km a s relat. výškou nad potokom max. 175 m) vo svahoch. Travertíny sú hnedasté a tvrdé, podľa malakofauny je najstarší vrch Hincava (báza stredného pleistocénu), ďalší výskyt je strednopleistocénny. Dva výskyty krehkých penovcov v doline Teplého p. majú časté odtlačky listov, konárikov a kmeňov (*Fagus silvatica*, *Corylus avellana*, *Alnus* sp., *Acer platanoides*, *Tilia cordata*) a inkrustácie rias (parožnatky čiže chary), zaraďované sú do interglaciálu R/W a do obdobia neskorý würm – holocén.

V Spišskej Teplici (na JZ od obce) v oblasti rašeliniska sú po ťažbe zvyšky belavosivých pevných travertínových penovcov a hnedastých vápnných slatín. Podľa flóry v rašelinisku sa udával ich vek na posledný interglaciál (R/W), ale novšie z iných hľadísk (cit. lit.) až na postglaciál (holocén). Podrobnejšie o travertínoch píše KETTNER (1938b), IVAN (1943), KOVANDA (1971), SMOLÍKOVÁ (1963).

29 svahoviny vcelku

Sú to litofaciálne nečlenené akumulácie, pozostávajúce zo svahových hĺn a sutín.

28 svahové zahlinené štrky

Sú to často zahlinené štrky, resedimentované na svahoch z rozličných štrkových akumulácií. Sú vyvinuté hlavne v údolí Hrona, menovite medzi Breznom a Medzibrodrom, kde lemujú výskyty terasových štrkov Hrona a pleistocénnych štrkov.

27 periglaciálne kamenné moria a blokoviská

Je to prvotný produkt kongelifrakčných (makrogelivačných) procesov periglaciálneho prostredia. Blokoviská s priemerom blokov 0,5–3,0 m súvisle pokrývajú južné úbočia hlavného hrebeňa pohoria od Kotlísk (193) až po Ďumbier (2 043), v menšej miere aj úbočia Skalky (1 980), Chabenca (1 955) a Krakovej hole (1 751). Bloky sú z granitov, na poslednej spomínanej lokalite z vápencov.

26 a,b sutiny a sutinové osypy

Najrozšírenejším kvartérnym sedimentom Nízkych Tatier sú plošné kamenité až hlinito-kamenité sutiny (26a) a kamenité sutinové kužele a osypy (26b). Obyčajne lemujú steny glaciálnych kotlov a často sú i pod strmými svahmi glaciálnych dolín.

25 svahové hliny vcelku (polygenetické), sporadicky s obsahom sutín

Na svahoch pohoria majú všeobecné rozšírenie. Podiel kamenitej frakcie sutín je variabilný, ale menšinový.

24 periglaciálne sutinovo-soliflukčné a štrkovito-kamenité sedimenty (vnútrohorské pokryvy)

Sú vyvinuté na rozsiahlych plochách vnútrohorských svahov v oblasti Kráľovej hole (jej východné hnilecké svahy, Ždiarska dolina). Sutinovo-soliflukčné hruboklastické pokryvy sú vo výške 900–1 350 m n. m.

TEKTONIKA

Stavba Nízkych Tatier je výsledkom dlhodobého a viacetapového sedimentačného, magmatogénneho, metamorfného a tektogénneho vývoja. Počas najmenej dvoch tektogenetických etáp sa sformovali tektonické jednotky, ktorých definovanie a plošné vymedzenie je neobyčajne zložitá a v súčasnosti rozporné napriek tomu, alebo práve preto, že geologický výskum regiónu robili celé generácie geológov. Spomeňme si, že popri Veľkej Fatre to boli práve Nízke Tatry, kde sa položili základy modernej geologickej syntézy vnútorných Karpát z roku 1931. Táto predstava o stavbe Nízkych Tatier prešla do zostavenia generálnych geologických máp zásadnými korekciami, ktoré vyústili do nových syntéz (BUDAY et al., 1961 a iné). Výskumy za posledných 20–25 rokov, premietnuté do predloženej mapy, priniesli opäť niekoľko pozorovaní, ktoré nie sú v súlade s predchádzajúcimi interpretáciami. Vyústili do formulovania pozoruhodných námetov v lokálnom meradle, ale nie do ucelenej syntézy opretej o také údaje, ktoré by odolali času. Mohlo by sa povedať, že každá významnejšia štruktúra či tektonická jednotka alebo jej hranica či vnútorná stavba boli interpretované viacznačne, alternatívne, a nám ostala úloha vybrať najmenej rozporné návrhy.

TATRIKUM

K tejto tektonickej jednotke počítame kryštalický podklad ohraničený na J a V čertovickou líniou a mezozoický obal ležiaci nad ním alebo hlboko do neho zavrásnený a reprezentovaný hlavne spodnotriasovými klastickými, menej karbonátovými triasovými sedimentmi. Úplný mezozoický vrstevný sled je zachovaný jedine v oblasti Salatín – sekvencia Červenej Magury a šiprúnska sekvencia.

V tatriku dominuje fundament, v ktorom sa zreteľne črtajú dva elementy. Na S granitoidný plutón, na J hrubý súbor kryštalických bridlic – okatých a páskovaných rúl až migmatitov. Z hľadiska predalpínskej etapy akceptujeme rozšírený názor (napr. KOUTEK, 1930), že granitoidy predstavujú variský plutón a kryštalické bridlice jeho plášť. Podľa výskumov SIEGLA (1970, 1976) anizotropia granitoidného telesa je konformná s vnútornou stavbou kryštalických bridlic a naznačuje, že vznikli v tom istom deformačnom pláne.

Styk granitoidného plutónu s kryštalickými bridlicami má však na veľkej dĺžke tektonickú povahu, čo dalo podnet na viaceré interpretácie (ZOUBEK, 1953; ZOUBEK in MAHEL et al., 1964; BEZÁK a KLINEC, 1980; JAROŠ, 1971). Podľa

JAROŠA možno predĺžiť donovalskú líniu (líniu styku tatrika s veporikom) zo Starohorských vrchov do Nízkych Tatier. To sa však vo východnej časti d'umbierskeho masívu nepodarilo. Tektonické hranice majú rozličný smer sklonu i charakter, čo signalizuje ich vznik v rozličných obdobiach.

Za hranicu tatrika s veporikom v Nízkych Tatrách považujeme naďalej čertovickú líniu, ako ju definoval ZOUBEK a ako bola vyjadrená na generálnej geologickej mape 1 : 200 000, list Banská Bystrica.

Z uvedeného vyplýva, že tatrické kryštalinikum podľahlo deformáciám najmenej dvoch tektonogenetických etáp. Staršia, variská, zanechala zreteľné stopy v podobe planárnych a lineárnych štruktúrnych prvkov, ale variské (alebo i staršie?) tektonické jednotky v makrostavbe nie sú vymedziteľné. Všetky boli pojaté do rozličných štruktúrnych foriem tatrika, tektonickej jednotky sformovanej v alpínskej etape. Z alpínskych štruktúr sú očividné tie, na stavbe ktorých sa zúčastňujú i mezozoické súvrstvia. Z nich sú známe synklinály Konského grúňa, Trangošky, Gápľa, Baby.

Podľa SIEGLA (1976) vznik týchto vrás, na ktorých sa podieľajú mezozoikum a podklad, môže súvisieť s distenznou tektonikou, ktorá na relatívne rigidnom podklade zlomovou alebo i flexúrovitou deformáciou usmerňovala formu a vývoj mezozoického sedimentačného priestoru. Pravda, neúplne zachované vrstevné sledy mezozoika neumožňujú tento predpoklad dokumentovať. O tom, že podklad sedimentačného bazénu bol rozlámávaný a niektoré zo zlomov mali hlboký dosah, svedčia prieniky bazaltov cez triasové vápence synklinály Trangošky (URBAN, 1934). V štádiu kriedovej tektogenézy bol vznik synklinál prednostne viazaný na synsedimentárne štruktúry, lenže zdrojom ich dynamiky už nebola distenzia, ale kompresia. Dnes z týchto veľkých vrás sú zachované len relikty v rozličnom štádiu postupnej deštrukcie strižnou deformáciou. Úzke izoklinály kvarcitov s bridlicami alebo vápencami v strede sú zachované len výnimočne.

Aj najnovší výskum (NEMČOK a ŠTĚC, 1989) potvrdil, že vývoj jednej z týchto synklinál – trangošskej, bol zložitý a viacaktový. Výsledná dominantná črta tejto „synklinály“ má v skutočnosti povahu „flower“ štruktúry, vzniknutej v strižnej zóne transtenzného ľavostranného posunu.

Jeden z kontroverzných uzlov geológie tatrika je v Salatinách a Lúžňanskej kotline. Týka sa otázky vrás Tlstej a Prievalca budovaných granitmi a s nimi je spojený problém vzťahu sekvencie Červenej Magury k šiprúnskej sekvencii. Tieto otázky nie sú nové. Už pôvodné riešenie KOUTKA (1931) bolo alternatívne. Jednoznačný bol však jeho názor v tom, že granitový masív Tlstej a granit na vrchu Prievalca sú v jadre ležatých, resp. na S ponorených vrás – digitácií, hoci ich zakorenenie v masíve Prašivej nevedel presne identifikovať. Odlišnú interpretáciu navrhol KUBÍNÝ (1962) a po opätovnom mapovaní aj BUJNOVSKÝ (1979), hoci jeho mapa sa okrem zanedbateľných detailov zhoduje s mapou KOUTKA a MATĚJKU.

Pri redakcii mapy sme nedospeli k jednotnému názoru a z iniciatívy hlavného redaktora sme vyjadрили alternatívu pôvodne navrhnutú KOUTKOM. BUJNOVSKÝ, autor mapy Salatína a Lúžňanskej kotliny, stavbu charakterizuje takto:

„Celkový tektonický štýl tatrídneho obalu v sz. časti Nízkyh Tatier je štýl kopírovania. Deformácie sedimentárneho obalu sú priamo závislé od prehybov sokla. Sokel má pritom tendenciu lámať sa a obal vrásniť. Adaptácia obalu voči soklu je zvlášť názorná na vráse Tlstej a Červenej Magury, kde sa vrásy obalu vyvíjajú na zlomoch sokla. Tento tektonický štýl bol sformovaný počas kompresívnej predprikrbovej etapy, ktorá zodpovedá tatrídnej etape (ANDRUSOVA, 1930) mediteránnej fázy alpínskeho vrásnenia.

Počas tejto kompresívnej etapy vznikla kompresívna longitudinálna elevácia (vrása Tlstej, Prievalca a Červenej Magury) s hĺbkovými synklinálnymi muldami Lužianky a Železna. Vrásu Tlstej a Prievalca interpretoval KOUTEK (1931) ako paraautochtónne digitácie nízkotatranského jadra, odtrhnuté bázou krížňanského príkrovu a presunuté cez „verfén”, prípadne cez dolomity nižšej digitácie. KOUTEK (l. c.) pri interpretácii digitácií vo svojich profiloch predpokladal upadanie „verfénu”, prípadne dolomitov krížňanského príkrovu (ide o dolomity severne od sedla, cez ktoré vedie hradská Liptovská Lúžna – Železná a ktoré KOUTEK považoval za tatrídské) pod kryštalinikum vrásy Tlstej. Z geologického rezu však vyplýva (BUJNOVSKÝ, 1979), že táto troška dolomitov leží v násunovej pozícii na granitoidnom jadre vrásy Tlstej, a teda patrí ku krížňanskému príkrovu a že spodnotriasové členy, ktoré vystupujú v relatívnom podloží Tlstej, predstavujú iba synklinálne muldy Lužianky a Železna. Takéto v podstate autochtónne chápanie vrásy Tlstej a Červenej Magury má nutne vplyv aj na predstavu vzťahu sekvencie Červenej Magury k šiprúnskej sekvencii. Podľa BUJNOVSKÉHO (l. c.) tieto sekvencie laterálne do seba prechádzajú a predstavujú jedno geometrické teleso. Lenže už KOUTEK (1931) pripomenul, že spodnokriedové súvrstvie Červenej Magury v Ludrovskej doline by sa malo tektonicky stýkať so spodnokriedovým súvrstvom šiprúnskej sekvencie z oblasti Veľkého Brankova. Identický vývoj spodnokriedových súvrství oboch sekvencií mu však neumožnil tento kontakt zmapovať. Nepodarilo sa to ani Bujnovskému. Preto ani na predloženej mape nie je vyjadrený, a tak je, ale len zdanlivo, doložený laterálny prechod.

Rozpornosť predstáv o štruktúre tejto oblasti dokumentuje aj schéma štruktúrnych vzťahov medzi jednotkami: veľkofatranskou, Červenej Magury vrátane vrásy či príkrovu Tlstej a starohorským tektonickým oknom (MAHEL, 1986, obr. 179). Podľa nej granity Tlstej v čele so sekvenciou Červenej Magury sa ponárajú – zakoreňujú na J v podloží masívu Prašivej. Na túto interpretáciu mapa Nízkyh Tatier neposkytuje argumenty.

V ostatnej časti je tatrikum budované prevažne kryštalinikom. Jeden z nás (KLÍNEC) jeho stavbu charakterizuje takto:

„Kryštalínikum je budované dvoma hlavnými zložkami, a to metamorfítni vyšších stupňov (ruly, amfibolity) a granitoidmi. Okrem nich sú sporadicky zastúpené nízko metamorfované metasedimenty a metavulkanity.

Súbor metamorfítov buduje južné krídlo klenbohrasti Ďumbierskych Tatier a je sformovaný do vrás a šupín, pričom prevažne úklonov je na JV. Hodnoty úklonov sú stredné až do 90°. V severnej časti súboru kryštalických bridlíc sa poloha vrásovej roviny cez vertikálnu orientáciu preklápa na severnú, resp. severozápadnú stranu – ukláňa sa pod granitoidy. Medzi týmito štruktúrami a priebehom styčnej plochy granitoidy – kryštalické bridlice bol zaregistrovaný ostrý uhol (záver Vajskovskej doliny). Ostrý diskordantný styk konštatoval medzi granitoidmi a kryštalickými bridlicami už v r. 1931 KOUTEK.

Cudzorodú súčasť pásma rúl južného krídla Ďumbierskych Tatier reprezentujú:

a) Slabo metamorfované sedimenty a vulkanity staro- a mladopaleozoického veku. Voči okoliu (ruly) vystupujú prevažne ako úzke, konformne usporiadané tenké telesá. Ich pôvodný vzájomný vzťah je nejasný.

b) Mezozoické členy vystupujú v známych výskytoch – Trangoška, Veľký Gápel a iné.

Vystupovanie hornín triasu a granitoidov uprostred rúl v oblasti Sopotnice pripomína tektonické okná. Ich príslušnosť sa nateraz posudzuje subjektívne. Opísané pásmo rúl v západnej časti Nízkych Tatier, a to približne od čiary situovanej cez vrchol Latiborská hoľa, v s.-j. smere vykazuje oproti centrálnej časti výrazné zmeny v orientácii štruktúr. Územie z. od čiary vykazuje veľmi intenzívne vyvinuté poruchy s.-j. smeru. Premena hornín napr. v oblasti Bielej Vody zahŕňa až niekoľko sto metrov široké, viackrát sa opakujúce pásma. Premena spočíva v tektonometamorfnom prepracovaní rúl, ale i granitoidov, ktoré sa tu vyskytujú. Pripomína to pohyb horninových mäs v smere S–J.

Granitoidy severnej strany Ďumbierskych Tatier sú sformované do minimálne dvoch veľkých šupín. Uložené sú nad sebou s úklonom 30–50° na SV. Deliáci element medzi šupinami reprezentujú „zavrásnené“ pásma mezozoických hornín (Konský grúň a i.).

V oblasti Železného a Klinu na granitoidoch spočívajú biotitické fylity. Ich pôvodný styk je zastretý významne rozvinutou hydrotermálnou premenou. Pôvodné uloženie fylitických rúl Kliniska bolo asi tektonické.

Východné zakončenie elementov tatrika sa viaže zhruba na s.-j. zlom Beňušky. Prebieha z hornej časti Bocianky cez vrchol Beňuška do Beňušskej doliny na Horehroní.

Nad rulami Ďumbierskych Tatier, ktoré na svojom južnom okraji „zavinujú“ permsko-mezozoické sekvencie, je v úseku Mýto – Čertovica nasunutý komplex metamorfítov patriacich už k veporickej zóne. Styk je tektonický, s úklonom 30–40° na JV.

Východo-západne orientované štruktúry Ďumbierskych Tatier porušujú priečne zlomy sz.-jv. smeru. Najvýznamnejší z nich je mýtanský zlom. Je to systém porúch fundamentu, na ktorom sa sformovala aj Breznianska kotlina. Severne od Brezna v Nízkych Tatrách podmieňuje ohyb osi pohoria zo smeru JZ-SV na smer V-Z. Zlomy v breznianskej panve sú uklonené strmo 80–90° na Z. Násun granitoidov nad terciérne sedimenty (Pohr. Polhora) poukazuje na jeho dotvorenie v terciérnej ére.

Vrásová os štruktúr (tektonických jednotiek) v Ďumbierskych a Kráľovohoľských Tatrách má všeobecne úklon na V. Hodnota úklonu kolíše v medziach 5 až 15°. Táto veľmi vážna črta stavby je v súlade s vystupovaním elementov, ktoré budujú pohorie. Hlbšie úrovne sú obnažené v západnej – tatickej časti, vyššie vo veporickej časti. Anomálie, ktoré v tomto ohľade zaznamenávame pri západnom a východnom okraji pohoria, odrážajú vertikálne pohyby kryh. Na západe ide o úsek od spomínaného systému Latiborská hoľa – Biela Voda, na východe o úsek východne od s.-j. zlomov v oblasti Pohorelej.”

VEPORIKUM

Táto tektonická jednotka vystupuje zhruba na jednej tretine územia zobrazeného na mape. Na jej stavbe sa podieľajú súbory kryštalicích bridlíc, granitoidy, mezozoické sekvencie, menej i mladopaleozoické súvrstvia. Najvýznamnejšou črtou je rozličná pozícia veporickej mezozoickej sekvencie voči podkladu. V Kráľovohoľských Tatrách i v príľahlej Čierťazi ležia priamo nad veporicým soklom, v Ďumbierskych Tatrách nad tatickým soklom sprostredkované, prostredníctvom jeho mezozoického, i keď extrémne redukovaného obalu. Toto konštatovanie možno interpretovať tak, že v Kráľovohoľských Tatrách a v Čierťazi sú mezozoické sekvencie (Veľkého boku, struženicka) v pozícii normálneho sedimentárneho obalu kryštalinika, na ktorom spočívajú, že boli s kryštalinickým podkladom zvrásnené, metamorfované a do istej miery od neho i odlepené a premiestnené na krátku vzdialenosť, ale že s ním nestratili spojitost'. Veľkú dráhu presunu zaznamenali tieto mezozoické sekvencie spolu s ich kryštalinickým podkladom ako súčasť kryhového príkrovu veporika (cf. BIELY a FUSÁN, 1967). Pre Ďumbierske Tatry z toho vyplýva, že veporickej mezozoickej sekvencie predstavujú superficiálny príkrov nad tatickým, odlepený od pôvodného podkladu a presunutý na veľkú vzdialenosť. V podstate táto interpretácia je vyjadrená na mape, hoci možno voči nej uviesť námietky. Pretože sme v texte nedosiahli jednotný názor, vyjadrujeme stavbu alternatívne.

Základné črty stavby kryštalinika veporika charakterizuje jeden z nás (KLINEC) takto:

„Vo veporiku Kráľovohofských Tatier sú vyvinuté prevažne kryštalické bridlice, menej granitoidy. Ich vzájomný styk je tektonický. Ako tektonický sa hodnotí aj styk rúl v údolí Hrona v širšom okolí obce Beňuš voči obklopujúcim svorom.

Kryštalické bridlice vykazujú vo veporickej časti Nízkyh Tatier dvojaký štýl zvrásnenia. V západnej časti ide o vývin vrás so zovretými ramenami s premenlivým sklonom osovej roviny, v oblasti severne od Bacúcha dokonca o ležaté vrásky. Prechod do prešmykov je najfrekvencovanejším javom. Východná časť jednotky – širšia oblasť Kráľovej hole – je typická doskovitým uložením horninových celkov so sklonom 20–30° na S. Len najjužnejší okraj kryštalického masívu Kráľovej hole sa klenbovite ohýba na južnú stranu.

Spoločným znakom vo východnej a západnej časti veporika je uloženie granitoidov – tonalitov. Tvoria doskovité telesá, lokálne korytovite prehnuté alebo uklonené na S, resp. v doline Hrona na J. V oblasti Veľkého boku a Domárky spočívajú na kryštalických bridliciach, ktoré sú spoločne zvrásnené s mezozoickými členmi. To svedčí o alpínskom veku vzniku uvedeného vzťahu.

Horninové masy Kráľovohofských Tatier porušuje rad významných pozdĺžnych a priečnych porúch. Ich význam nie je jednoznačný. Priebeh jednej z najznámejších – pohorelskej línie – je práve od Pohorelej smerom na V neistý. Horninový celok fylitov a svorov, označovaný predtým ako hronský komplex (KLINEC, 1966), sa tu náhle stráca – ponára sa pod subhorizontálne uložené ruly a granitoidy z oblasti Kráľovej hole. Pohorelská línia je tu takto pochovaná rovnako ako „hronský komplex”.

Možno predpokladať, že pri takom dlhodobom tektonickom vývoji dochádzalo ku kombinácii porúch viacerých smerov a generácií.”

PUTIŠ charakterizuje stavbu kryštalinika veporika takto:

„Kráľovohofské Tatry sú budované niekoľkými komplexmi kryštalinika, ktoré sú zároveň samostatnými tektonickými jednotkami (odspodu nahor v zmysle ich terajšej pozície):

1. hronská sústava príkrovov (pôvodne hercýnska; s obalovou sekvenciou Veľkého boku) s čiastkovými príkrovmi: ľubietovským, hronským a Jánovho grúňa;

2. kráľovohofská sústava príkrovov (pôvodne neskorohercýnska; s obalovou sekvenciou Föderata – struženickou) s čiastkovými príkrovmi Kráľovej hole a Vápenice;

3. rimavická sústava príkrovov – reprezentovaná čiastkovým príkrovom Prednej hole (alpínsky, s obalovou sekvenciou Föderata – struženickou)”.

Podrobné členenie a náplň jednotlivých príkrovov pozri v práci PUTIŠ, 1989.

Z naznačeného členenia vyplýva, že sústavy príkrovov sú v konečnom dôsledku alpínskymi tektonickými jednotkami, v rámci ktorých nachádzame

znaky posúvajúce ich pôvod do predalpínskeho – hercýnskeho a neskorohercýnskeho obdobia. Túto predstavu podporujú tieto oporné kritériá:

– tri odlišné vulkanicko-sedimentárne komplexy kryštalinika (ľubietovský, hronský, Jánovho grúňa) s rozdielnymi metamorfnými zónami sú v štruktúrach prvého alpínskeho (paleoalpínskeho) deformačného štádia AD₁ zvrásnené so spoločným permsko-mezozoickým obalom typu sekvencie Veľkého boku, t. j. tieto komplexy museli byť tektonicky zblížené ešte v predalpínskom období.

– alpínska metamorfóza vo veporiku – dosiahla len hranicu veľmi nízkeho a nízkeho stupňa metamorfózy, t. j. teplotu maximálne okolo 300 °C (KORIKOVSKIJ, JACKO a BORONIKHIN, 1989; PLAŠIENKA, JANÁK, HACURA a VRBATOVIČ, 1989; KORIKOVSKIJ, PUTIŠ a BORONIKHIN, 1992;

– retrográdna metamorfóza kryštalických bridlic dosiahla však nízky a stredný stupeň (chloritová, biotitová, chloritoidová a granátová zóna) vrátane procesov diaforézy s. s. či blastomylonitizácie (KRIST, 1980; PUTIŠ, 1981, 1987; KRIST, KORIKOVSKIJ a BORONIKHIN, 1989);

– blastomylonitizácia granitoidov veporského plutónu (v masíve Kráľovej a Fabovej hole i Trestníka) sa udiala v metamorfných podmienkach až biotitovej a granátovej zóny (VRÁNA, 1966, 1980; PUTIŠ, 1981, 1987, 1989; KORIKOVSKIJ, PUTIŠ a BORONIKHIN, 1992) ako súčasť neskoromagmatického vývoja veporského plutónu;

– približne zsz.-vjv. orientovaná lineácia (L1) rozťahovania v blastomylonitoch granitoidov (cf. KLINEC, 1976; PUTIŠ, 1981, 1989; HÓK a HRAŠKO, 1988) zodpovedá už hlavnému smeru transportu (jv.-sz.) paleoalpínskych príkrovov centrálnych Západných Karpát;

– deformačné elipsoidy okatých rúl (blastomylonitizovaných granitoidov) pozdĺž pohorelskej línie spadajú väčšinou na Flinnovom diagrame do poľa splošťovania, resp. maximálne do tesnej blízkosti rozhrania s poľom rovinnej deformácie a naznačujú transpresný režim procesu blastomylonitizácie, zrejme kriedového veku.

– U-Pb metódou na zirkónoch boli získané najnovšie údaje o variskom (305 mil. rokov) veku tonalitov typu Sihla (BIBIKOVA et al., 1990); K-Ar veku (ochladenia pod 300 °C) blastomylonitizovaných tonalitov (typu Sihla) zistené na novotvorených biotitoch₂ (270 až 236 mil. r.) naznačujú: a) neskorohercýnsky vek procesov blastomylonitizácie v biotitovej (a granátovej zóne); b) podmienky naloženej alpínskej blastomylonitizácie v zásade nemohli prevýšiť 300 °C, pretože by vyšli alpínske veku omladenia tohto procesu; Rb-Sr veku na novotvorených biotitoch₂ tonalitov typu Sihla (107 mil. r.) nepredstavujú teda vek tektogenézy, t. j. blastomylonitizácie v biotitovej zóne, ale sú výsledkom zvýšenej aktivity fluid na neskorovariské biotity₂ počas paleoalpínskej tektogenézy (l. c.).

Severné veporikum sa oddávna pokladá za domovskú oblasť krížňanského príkrovu. Na skrátenie kôry (kôrovú subdukciu) poukazuje hlavne tektonický štýl

ležatých vrás so sprievodnými subhorizontálnymi strižnými prešmykmi, ktoré sú dokladom významných subhorizontálnych presunov más (príkrovov) kryštalinika i mezozoika (UHLIG, 1907; ZOUBEK, 1930, 1931, 1953; BIELY, 1961; BIELY a FUSÁN, 1967; MAHEL ed., 1974, 1977, 1983, 1984, 1986; JAROŠ, 1971; PLAŠIENKA, 1983; KLINEC, 1966, 1976; JACKO, 1975; SIEGL, 1978; PUTIŠ, 1981, 1982, 1989). Nasledujúca kompresia bola príčinou vzniku naloženého vrásovo-prešmykového tektonického štýlu. Odrazom týchto dejov vo fundamente sú hlboko zavrásnené a veľmi nízko až nízko metamorfované „korene“ mladopaleozoicko-mezozoických sekvencií do kryštalinika vo forme tegumentu, kým ostatok sekvencie bol odtrhnutý a presunutý ako takmer nemetamorfovaný (PLAŠIENKA et al., 1989) vo forme krížňanského príkrovu. Sprievodná silná alpínska dynamo-metamorfóza kryštalinika (zóny sv.-jz. až vsv.-zjz. smeru) sa prejavuje častým výskytom hornín typu blastomylonitov a fylonitov.

V súvislosti so staršou blastomylonitizáciou granitoidov možno sledovať súčasnú blastomylonitizáciu kryštalicích bridlíc. Podobne ako v granitoidoch, aj v kryštalicích bridliciach má takmer penetračný charakter, takže pôvodný charakter strednostupňových metamorfítov je možné registrovať veľmi vzácné (napr. oblasť záveru Šumiackej doliny; na J od Strednej hole; Grúnik; Nižné sedlo; na S od Stolična; Orlová – pod z. kótou). Blastomylonity kryštalicích bridlíc majú charakter granátovo-albitických fylonitov s biotitom, chloritom, sericitom-muskovitom, turmalínom, \pm chloritoidom \pm oligoklasom.

Podľa granátovo-biotitového geotermometra, aplikovaného aj na blastomylonitoch granitoidov a kryštalicích bridlíc (PUTIŠ, 1989), sa potvrdilo, že ide o spoločný proces ich blastomylonitizácie v rozmedzí T 420–487 °C.

Blastomylonitická foliácia (S plochy) tvorí v masíve Kráľovej hole brachyantiformnú štruktúru a vyznačuje sa miernym sklonom (väčšinou do 30°). Výrazná strižná kliváž (C plochy) sv.-jz. smeru so sklonom na JV 10–35° a hustotou 5 až 20/m miestami zvýrazňuje plochy blastomylonitizácie a je na ne naložená, alebo ich pretína pod veľmi ostrým uhlom. Výrazným a taktiež penetračným štruktúrnym prvkom (najmä blastomylonitických okatých rúl) je lineácia rozľahovania, orientovaná v prevládajúcom vsv.-zjz. smere (L₂) so subhorizontálnou pozíciou až miernym sklonom (do 35°) na V pri východnom okraji kryštalinika Kráľovohofských Tatier.

V oblasti čertovickej a pohorelskej násunovej zóny hronský komplex po prvom alpínskom deformačnom štádiu (AD₁) upadal ako celok generálne na J, resp. JV pod kráľovohofský. Na severných a západných svahoch masívu Kráľovej hole však hronský komplex upadá na S a leží na kráľovohofskom komplexe, ktorý sa pri povrchu strmo (50–70°) ponára pod hronský komplex. Násunová plocha kráľovohofského komplexu (čiastkového príkrovu Kráľovej hole) cez hronský komplex je v tomto vyššom štruktúrnom horizonte (v oblasti

masívu Kráľovej hole) vztýčená až prevrátená na S ako dôsledok neskoršieho (AD₂) deformačného štádia, spojeného aj s juhovergentnými pohybmi.

Príkrov Vápenice (tonality) má vo východnej časti Horehronského Podolia a širšej oblasti s. od Hrona alpínsku pozíciu. Vyznačuje sa silnou alpínskou blastomylonitizáciou a leží (po AD₁) nad ležatými vrásami (ZOUBEK, 1954) kryštalinika hronského príkrovu a jeho permsko-mezozoického obalu typu sekvencie Veľkého boku (Bacúšska dolina, j. od Domárky, dolina Ipolťice). V horehronskom podolí (pri Pohorelej) táto „doska“ tonalitov diskordantne prekrýva (aj s permsko-mezozoickým nadloží) pohorelskú násunovú plochu, strmo uklonenú na S (50–60°). Iba sporadická prítomnosť mladopaleozoicko-mezozoického obalu medzi hronskou sústavou príkrovov a príkrovom Vápenice naznačuje, že príkrov Vápenice bol dosunutý do tejto oblasti (dolina Hrona a na S od nej) až po vytlačení hlavnej masy mezozoika krížňanského príkrovu z tejto zóny. Mezozoikum krížňanského príkrovu bolo však spätne juhovergentne nasunuté spoločne s chočským príkrovom. Menej pravdepodobná je alternatíva (PUTIŠ, 1987), že by bol príkrov Vápenice už v predalpínskom období presunutý tak ďaleko na S a bol tak spoločným fundamentom pre struženickú sekvenciu i sekvenciu Veľkého boku.

Kým čiastkový príkrov Kráľovej hole má v nadloží systematicky prítomný obal – struženickú sekvenciu (rovnako aj v jeho pokračovaní v masíve Trestníka a doline Dobšínskeho potoka) – s tonalitmi čiastkového príkrovu Vápenice sú štruktúrne zviazané väčšinou len svetlé arkózovité pieskovce (perm ?) a len drobný výskyt struženického mezozoika (T 2–3) j. od Prašivka v podloží spodnotriasových kremencov sekvencie Veľkého boku.

Hlavná masa sekvencie Veľkého boku (na báze väčšinou spodnotriasové kremence, ojedinele aj sedimenty permu) tektonicky prekrýva viaceré tektonické jednotky: príkrov Prednej hole (aj s obalom – struženickou sekvenciou), príkrov Vápenice – tonality (aj so struženickou sekvenciou), hronský príkrov (s obalom – sekvenciou Veľkého boku), ľubietovský príkrov (s obalom – sekvenciou Veľkého boku), tatrikum Ďumbierskych Tatier. Sekvencia Veľkého boku má teda nad tonalitmi tektonickú pozíciu (cf. KLINEC, 1976).

Arkózovité metapieskovce, vystupujúce v spodnejších vrásovo-prešmykových štruktúrach príkrovu Prednej hole (cf. PLAŠIENKA, 1979), patria zrejme k obalu staropaleozoického komplexu Prednej hole, najmä keď s ním tvoria spoločné štruktúry prvého alpínskeho deformačného štádia (AD₁) so sz. vergenciou.

Staropaleozoické kryštalinikum príkrovu Prednej hole s. od Švermova na východných svahoch Kráľovej hole leží na permsko-triasovej struženickej sekvencii (Föderata), t. j. na obale okatých rúl kráľovohofského čiastkového príkrovu, čo je rovnaká situácia ako v doline Dobšínskeho potoka (cf. PLAŠIENKA, 1980 – príkrov Markušky; PUTIŠ in MAHEL et al., 1984).

Príkrov Prednej hole leží však na sv. svahoch Kráľovej hole (oblasť Troch kopcov) priamo až na tonalitoch príkrovu Vápenice, ktoré smerom na Z tvoria najvrchnejšiu etáž kryštalinika Kráľovohoľských Tatier ako bezprostredné tektonické podložie permsko-mezozoickej sekvencie Veľkého boku.

Z celkovej geologickej situácie potom vyplýva, že príkrov Prednej hole bol nasúvaný v dvoch etapách: 1. etapa bola s vergenciou na SZ (generálna), 2. etapa prebehla až neskôr, zrejme pri formovaní osovej „rampy“ gemerika v smere SZ–JV, keď bol príkrov Prednej hole nasunutý na Z–JZ až na tonality príkrovu Vápenice (PUTIŠ, 1989).

Časť arkózovitých metapijeskovicov (perm) vo vrchnejšej štruktúrnej úrovni s úklonom 50–80° na S (cf. PLAŠIENKA, 1979) naznačuje pomerne strmý juhovergentný prešmyk, ktorý sa odohral až po vzniku sz.-jv. štruktúr (sklon na SV). Smerom na Z je evidentný aj v kryštaliniku severných svahov masívu Kráľovej hole (PUTIŠ, 1981) a nadväzuje o. i. aj na pohorelskú násunovú plochu, ktorá je v masíve Kráľovej hole vztyčená až strmo uklonená (preklopená) na S až SZ 50 až 80° (PUTIŠ l. c.). Že ide o mladý štruktúrny fenomén, jasne vyplýva aj zo zbiehania posledných dvoch komentovaných prešmykových plôch s násunovou plochou sekvencie Veľkého boku, chočského príkrovu aj muránskeho zlomu – vo vernárskom tektonickom uzle, t. j. na V. Zároveň to signalizuje aj výrazný dextrálny horizontálny posun na tomto systéme strmých prešmykov uklonených na SZ až S.

Na pohorelskej násunovej ploche uklonenej na J v hlbšom štruktúrnom horizonte j. od Hrona bol zistený sinistrálny posun (PUTIŠ, 1989), čím boli južnejšie jednotky kryštalinika vysunuté na SV. Takto sa vytvorila ich vhodná pozícia na to, aby sa pri neskoršom alpínskom formovaní štruktúr osovej „rampy“ sz.-jv. smeru dostali do tektonického styku (vedľa seba a čiastočne i na seba) južné jednotky, konkrétne príkrov Prednej hole a príkrov Vápenice, s relatívne severnejšími jednotkami, t. j. s kráľovohoľským čiastkovým príkrovom, a najmä s čiastkovým hronským príkrovom. Platí to aj pre ich obaly.

Táto situácia bola neskôr ešte modifikovaná pri tvorbe juhovergentných strmých prešmykov pôsobením dextrálneho horizontálneho posunu. K tejto generácii štruktúr patrí aj muránsky prešmyk (zlom) sv.-jz. smeru, ktorý segmentuje staršie štruktúry sz.-jv. smeru (t. j. osovú rampu). V tejto etape boli tonality príkrovu Vápenice a čiastočne aj príkrov Prednej hole bočným posunom vytlačené na Z a súčasne juhovergentne nasunuté na severnejšie jednotky, t. j. na kráľovohoľský a hronský príkrov (situácia severných svahov Nízkych Tatier).

Sekvencia Veľkého boku (ako tylová časť krížňanského príkrovu) aj s chočským príkrovom boli bočne posunuté na V (dextrálny posun oproti fundamentu) a zároveň juhovergentne nasunuté na veporický i tatrický fundament s amplitúdou cca 5 km (PUTIŠ, 1981, 1989). To iba podčiarkuje značnú (hlavnú) horizontálnu – posunovú amplitúdu (aspoň 10 km), ku ktorej je amplitúda juhovergentného pohybu priamo úmerná.

Kryhu tonalitov (s obalovými permskými arkózami) s nadložnou skupinou Veľkého boku a trosku chočského príkrovu, poklesnutú v grabenovej štruktúre východnej časti Horehronského podolia (aj s útržkami príkrovu komplexu Prednej hole pri Heľpe), považujeme za element gravitačne skĺznutý na J, ktorý je v dnešnej pozícii iba málo vzdialený od zostaveného hlbinného štruktúrneho horizontu pohorelského násunu, resp. miestami ho (pri Pohorelej) aj plocho prekrýva.”

Najvýznamnejším veporickým mezozoikom v Kráľovohoľských Tatrách je sekvencia Veľkého boku. Okrem súvislého pásma na severnom svahu Kráľovohoľských Tatier k nej počítame výskyt pri Bacúchu a Heľpe a v Bystrianskom predhorí pásmo pozdĺž línie Osrblianky, ktoré pokračuje do Čierťaže po oboch stranách ľubietovského kryštalinika. Na rozdiel od pôvodnej interpretácie KETTNERA (1938, 1958) a ZOUBKA (1931 a iné) žiadne kryštalinikum v jej bezprostrednom podloží nepovažujeme za tatrcké. Tento stav, s výnimkou ľubietovského pásma, bol vyjadrený už na generálnej mape 1 : 200 000 (MAHEL et al., 1964). Z hľadiska štruktúrneho členenia predvrchnokarbónskeho kryštalinika (ZOUBEK, 1957) sekvencia Veľkého boku systematicky spočíva na kryštaliniku kraklovského a ľubietovského pásma, a preto bola považovaná za ich normálny obal (napr. BIELY, 1961, 1964). Najzreteľnejšia, t. j. najmenej tektonicky porušená transgresívna – obalová pozícia sa javí medzi dolinami Hodruša a Dikula, kde v takmer neprerušenom pruhu v dĺžke asi 15 km kremence spodného triasu na báze sekvencie monoklinálne uklonenej na S spočívajú na rozličných elementoch kraklovského kryštalinika.

Takéto chápanie sa ukázalo viac ako zraniteľné, keď KLINEC (1976) zistil príkrovovú stavbu veporického kryštalinika aj v Nízkych Tatrách. Tento autor ukázal, že spomínané kremence ležia nad dvoma príkrovmi, z ktorých spodný je budovaný hronským, vrchný kráľovohoľským komplexom (sensu KLINEC, 1966). Keď sa tieto príkrovy považovali za alpínske, pozícia kremencov a celá sekvencia Veľkého boku mohla byť vyjadrená iba ako alochtónna (l. c.). Mapa, ktorú predkladáme, potvrdzuje podstatu pozorovaní KLINCA (l. c.), že v kraklovskom pásme sensu ZOUBEK sa zreteľne črtajú trosky granitoidov – tonalitov nad kryštalickými bridlicami. Možnosti interpretácie úložných pomerov vyjadrených na mape sú rozličné (pozri BIELY, 1978). Z nich sme vybrali tú, podľa ktorej príkrovová stavba veporického kryštalinika na mapovanom území je neskorovariská, kolmatovaná – zafixovaná transgresívnymi spodnotriasovými kremencami. Tento výber nie je opretý o detailné pozorovania „transgresívnej” plochy kremencov. Naopak, je motivovaný hľadaním východísk a nie všetci spoluautori sa k nemu hlásia (pozri text PUTIŠA). Podstata úvah ovplyvňujúcich výber interpretácie spočíva v tom, že ak kremence medzi Hodrušou a Ipolticou budeme považovať za bázu príkrovu zloženého výlučne z mezozoika, eventuálne permu, nie je dôvod tento postup uplatniť inde, prinajmenšom vo veporiku (pozri KLINEC, 1976). To

by však viedlo k záveru, že existujú jedny alpínske jednotky – príkrovy zložené výlučne z kryštalinika, druhé iba z mezozoika. Nepredpokladáme, že ide o takúto situáciu, lebo alpínsky vek vzniku hronskej a kráľovohol'skej sústavy príkrovov kryštalinika nie je rukolapne preukázaný (porovnaj predtým stať PUTIŠA). Naopak, štruktúrne a metamorfné znaky napovedajú, že spoločnému alpínskemu tektonometamorfnému režimu (AD_1) podľahla hotová sústava príkrovov kryštalinika a ich mezozoické obaly.

Najzápadnejší výskyt sekvencie Veľkého boku je v okolí Nižnej Boce. Je to jediný úsek, kde je zbavená veporického kryštalinika a leží priamo nad tatrikom, tak ako iľanovská sekvencia križňanského príkrovu, ktorý sa objavuje 2–3 km západnejšie, v ľavom svahu Jánskej doliny. Východnejšie, medzi Chorupnianskym potokom a Hodrušou, je sekvencia Veľkého boku pojatá do zložitého systému ležatých vrás či digitácií s jadrami tvorenými kryštalinikom a ktorého súčasťou je aj mezozoikum s. od Bacúcha. Potvrďujeme stavbu tejto oblasti, ako ju formuloval ZOUBEK (1954a in BUDAY et al., 1961; cf. BIELY, 1982a in ANDRUSOV, 1965; PLAŠIENKA, 1983).

Od Hodruše po Ipoltickú dolinu sa sekvencia Veľkého boku javí ako normálny, ale silno redukovaný obal kryštalinika, ktoré v oblasti Domárky predstavuje jadro najvyššej digitácie – Prašivého grúňa (cf. ZOUBEK, 1954).

Medzi Ipolticou a Čiernym Váhom sekvencia Veľkého boku nápadne naberá na šírke. Čiastkové príkrovy – Tepličky a Panskej hole, ktoré tam opísal KETTNER (1938), spochybnil ZELMAN (1965) a zdôraznil, že sekvencia je rozčlenená na tri štruktúrne jednotky, ktorých vznik je spätý s odlepovaním na hranici súborov rozličnej kompetencie (hranica spodný – stredný trias, vrchný trias – jura). Výsledky reambulácie geologickej mapy tejto oblasti (BIELY a RAKÚS) premietnuté do predloženej mapy regiónu sa zhodujú s hlavným postulátom KETTNERA, že nad neokómom normálneho vrstevného sledu sa opäť vyskytujú jurské, ba i triasové súvrstvia, predstavujúce prvky vyššej, ležatej, resp. na S ponorenej vrásky, ktorú PLAŠIENKA (1983) nazval digitácia Smrečiny. Pokus rozvinúť digitáciu Smrečiny nás nabáda k predstave, že jej jursko-kriedové súvrstvia boli pôvodne nadložími triasového masívu Panskej hole.

Východne od Liptovskej Tepličky je sekvencia Veľkého boku zvrásnená zhruba do v.-z. vrás. Najvýchodnejšia vrása v údolí Mlynnej, zreteľná aj na mape, je šikmá, juhovergentná antiklinála s osovým východným úklonom (cf. KETTNER, 1937; BIELY, 1956). Vznik tejto a obdobných vrás je zrejme viazaný na alpínske deformačné štádium D_2 , definované PLAŠIENKOM (1983).

Od Ipoldice na V styk mezozoika s kryštalinikom je tektonický a priamočiary a pôvodne ho KETTNER kvalifikoval ako násun kryštalinika Kráľovej hole, pod ktorým sa zakoreňoval križňanský príkrov. Neskoršie práce ukázali, že mezozoikum sa neponára pod kryštalinikom, ale leží nad ním alebo vedľa neho, pozdĺž subvertikálnej poruchy (BIELY, 1956; ZELMAN, 1965), na ktorej bola sekvencia

Veľkého boku spätne nasunutá na kryštalinikum (PLAŠIENKA, 1983). Pripúšťame, že na tejto poruche došlo k (pogosauskému?) významnému horizontálnemu posunu, ktorý okrem iného mohol spôsobiť aj zavlečenie triasu struženíckej sekcie medzi tonality príkrovu Vápenice a sekvenciu Veľkého boku (j. od Prašivca).

V okolí Heľpy je sekvencia Veľkého boku intenzívne prevrásnená a má bilaterálnu vrásovo-šupinovú stavbu (BIELY, 1961). Už v predpaleogénnom období podľahla zväčša erózií (paleogén Heľpianskeho podolia leží miestami priamo na kryštaliniku). Zo skromných východov spodotriasových vrstiev s. od zlomu ohraničujúceho podolie vyplýva, že priamym podloží mezozoika, prípadne permu, sú tam tonality príkrovu Vápenice.

V Lopejskej kotline, Bystrianskom predhorí a priľahlej Čierťazi je veporické mezozoikum zovreté medzi dva kryštalinické sokle. Nízkatatranský – tatrický na S, Ľubietovský – veporický na J. Nad ním leží eróziívna troska sústavy príkrovov hronika a spôsobuje, že veporické mezozoikum je obnažené v dvoch pruhoch, spojených len na dne údolia Vážnej. Keďže ani na poslednom spomínanom profile podmienky odkrytia nie sú dobré, vzťah dvoch pruhov veporického mezozoika nemôže byť odvodený z bezprostredného pozorovania, ale iba z predpokladov.

Severný pruh veporického mezozoika vystupuje na povrch zhruba z. od poludníka Jasenia. Po Pohronský Bukovec leží vedľa kryštalinika a styka sa s ním na zlome predstavujúcom hranicu Horehronského podolia, pozdĺž ktorého bol masív Nízkych Tatier vyzdvihnutý. Západnejšie leží na tatrických kryštalinických bridliciach, ale jeho triasové členy sú veľmi redukované. Má povahu mierne zvlnenej, vnútorne prevrásnenej dosky, ponárajúcej sa smerom na J pod hronikom. Na Z do Starohorských vrchov pokračuje prakticky bez prerušenia do tektonickej jednotky, ktorá je kvalifikovaná ako krížňanský príkrov.

Južný pruh veporického mezozoika lemuje spolu s permom Ľubietovské kryštalinikum. Od Brusna na V mladšie vrstvy ako spodný trias sú extrémne redukované a od Predajnej hlavne v podobe rauvakov pokračujú až do údolia Hnusno pri Podbrezovej. Východnejšie sa mezozoikum rozširuje, stáva sa úplnejším a rozvetvuje sa. Jedna vetva pokračuje na SV po Mýto pod Ďumbierom, druhá na J do synklinály Chvatimechu. Ľubietovské kryštalinikum sa tak ocitá v pozícii severovergentnej antiklinály, ktorá sa na SV osovo ponára pod mezozoikum (ZOUBEK, 1931 a i.).

Náhlady na tektonickú príslušnosť jednotlivých stavebných elementov tejto oblasti od kryštalinika po „melafýrovú sériu“ vrátane sa za posledných 50 rokov menili a ani dnes nie sú jednotné (bibliografickú analýzu pozri BIELY, 1984). Opierajúc sa o kontinuitu mezozoika od Ľubietovej po Chvatimech, rozloženého medzi Ľubietovským pásmom na jednej strane a hronikom na druhej strane, vyjadrujeme na mape predstavu, podľa ktorej toto mezozoikum je súčasťou tej istej tektonickej jednotky ako Ľubietovské pásmo, t. j. veporickej, ako to navrhol ANDRUSOV (1938).

Pokiaľ je mezozoikum zachované na väčších plochách, možno konštatovať jeho zvrásnenie do strmých, na SZ naklonených vrás, kombinovaných s prešmykmi. Konkrétne je to v synklinále Chvatimechu, kde popri hlavnej synklinále je zachované aj jadro drobnej satelitnej synklinály (PLAŠIENKA, 1983; ZOUBEK, 1931). Aj j. od Dubovej je synklinála Zuzova s jadrom vrchnojurských – spodnokriedových vápencov a antiklinála Rakytova v jadre s permským predajnianskym súvrstvom (BIELY, 1984; VOZÁR, 1965, 1979; inú interpretáciu pozri ZOUBEK, 1957). V priestore medzi Valaskou a Mýtom mezozoikum má zväčša povahu zvlnenej dosky uklonenej na SZ, ale medzi Bystrou a Mýtom je komplikovaná pravdepodobne spätnými prešmykmi.

Podľa drobnoštruktúrnych výskumov tektogenéza mezozoika i jeho kryštalinického podložia je predovšetkým výsledkom dvoch najstarších alpínskych deformačných štádií. Prvé z nich viedlo hlavne k severovergentnej vrásovej deformácii, späté so vznikom kryštalizačnej bridličnatosti S_1 , druhé k priestorovej redukcii, k stlačeniu a deformácii predchádzajúcich štruktúr za vzniku zlomov, prešmykov, vrás a foliácie S_2 (PLAŠIENKA, 1983).

Už sme naznačili, že okolie Podbrezovej bolo kameňom úrazu pochopenia vzťahu ľubietovského kryštalinika k „subtatriku“.

ZOUBEK (1931), považujúc kryštalinikum s jeho permsko-spodnotriasovým obalom za jadrový – tatrický element, nasunutý na nízkotatranský tatrický element (vtedy verfén s melafýrmi v údolí Hrona), predpokladal jeho horizontálne vyklinenie sv. smerom medzi Podbrezovou a Mýtom pod Ďumbierom. Z takéhoto predpokladu vyplynul aj názor na priebeh čertovickej línie – zlomu.

Väčšina autorov sa zhoduje v názore o jeho priebehu v úseku medzi Mýtom pod Ďumbierom a Čertovicou a v tom, že sa na ňom stýka tatrikum s fundamentom veporika (podľa JAROŠA, 1971 kryštalinikum krížňanského príkrovu s veporikom), ako to vyjadril ZOUBEK (1935 etc.). Už nie tak jednotne sa chápe pokračovanie čertovického zlomu na Z od priečného mýťanského zlomu. ZOUBEK (l. c. a in MAHEL, 1964) za jeho pokračovanie označil kontakt kremenčov a kryštalinika kraklovského pásma s dolomitmi „spodného subtatrika“ (= sekvencia Veľkého boku) od Mýta pod Ďumbierom po Osrblie (= breznianska línia sensu ZAPLETAL, osrblianska línia sensu KAMENICKÝ) a mnoho autorov tento názor akceptuje. KETTNER (1958) explicitne neuviedol pokračovanie čertovickej línie, ale graficky vyjadril, že to nie je osrblianska či breznianska línia. Jeho tektonická mapa a geologický rez (str. 395) ukazujú, že za povrchový priemet čertovického zlomu treba v zmysle KETTNEROVEJ syntézy považovať na povrchu kontakt „spodného subtatrika“ a pod reliéfom kryštalinika kraklovského pásma s ľubietovským pásmom. Logika tejto interpretácie nemá nedostatky, lebo „spodné subtatrikum“ vyjadril ako synklinály zavrásnené – zakorenené v svojom normálnom podloží – kraklovskom kryštaliniku – a ľubietovské pásmo podľa vzoru ZOUBKA považoval za tatrídne.

Zhodne s KETTNEROM aj JAROŠ (1971) označil za západné pokračovanie čertovickej línie styk veporických triasových komplexov synklinály Mojžišovho vrchu a Chvatimechu s ľubietovským kryštalinikom. Na rozdiel od KETTNERA pokračovanie línie nevedie na Z od údolia Hnusno po báze karbonatických hornín, ale v podloží hronika, priamočiaro k Mýtu pod Ďumbierom (prípadne po Bystrú, sprevádzané v podloží hronika aj úzkym pásmom ľubietovského kryštalinika). Podľa nášho súdu je táto predstava mylná, lebo nezohľadňuje skutočnosť, že mezozoikum synklinály Chvatimechu je súčasťou tej istej tektonickej jednotky ako mezozoikum, ktoré bezprostredne obaľuje ľubietovské kryštalinikum a perm zo SZ (cf. KETTNER, 1958).

Interpretáciu, že čertovickej línie má na povrchu pokračovanie v línii nasuntia starohorského kryštalinika na tatrikum (donovalská línia v zmysle JAROŠA, 1966), navrhol BIELY (1964 cf. BIELY a FUSÁN, 1967). Jej základom bolo konštatovanie, že ľubietovské kryštalinikum a perm i s mezozoikom, ktoré ho bezprostredne obaľuje, je veporidný element (cf. ANDRUSOV, 1938; BIELY a BUDAY et al., 1966 – Geologická a technická mapa ČSSR 1 : 1 000 000). Ak je pravda, že čertovickej zlom oddeľuje tatrikum od veporika, teda dve hlavné alpínske tektonické jednotky Karpát, je evidentné, že jeho pokračovanie z. od Mýta musí byť s. od povrchových východov kryštalinika ľubietovského pásma, ktoré sa pri Podbrezovej osovo ponára pod mezozoikum. Každý pokus o severné ohraničenie kryštalinika pod masami mezozoika Lopejskej kotliny a Bystrianskeho predhoria možno považovať iba za hrubú aproximáciu. Inými slovami, hovoriť o vyklinení ľubietovského kryštalinika či pásma, ako to formuloval ZOUBEK, nemá vecné opodstatnenie, lebo kritériá, na ktorých bol tento predpoklad založený, dávno stratili platnosť. Podľa nášho úsudku niektoré elementy ľubietovského pásma sa na SV od Podbrezovej opäť vynárajú na povrch najprv v malej hrasti pri Bystrej a v. od mýtanského zlomu v kryhe nad čertovickej zlomom, kde sú súčasťou krakovského kryštalinika, resp. čiastkových príkrovov opísaných PUTIŠOM. Takto môžeme bez ťažkostí vysvetliť „veľký skok“ v šírke krakovskej zóny, ktorý konštatoval ZOUBEK (1935). Držíme sa predstavy, že čertovickej línie od Mýta pod Ďumbierom prebieha v podloží mezozoika a opäť sa vynára na povrch v Starohorských vrchoch. S touto interpretáciou sa zhoduje vyjadrenie kontaktu tatrika (struhárskej jednotky) s ľubietovskou šupinou, resp. starohorskou jednotkou na profiloch MAHELA, PLAŠIENKU a KLINCA (in MAHEL, 1986, str. 454), len tento kontakt nenazývajú čertovickej líniou.

S čertovickej líniou je spojená otázka horizontálnej translácie veporického sokla. Vzhľadom na strmý úklon v úseku Mýto – Čertovica a ďalej na V na plochý úklon a oblúkovitý priebeh zlomu ZOUBEK (napr. in BUDAY et al., 1961) predpokladal v prvom úseku malú, v druhom väčšiu dĺžku presunu. BIELY a FUSÁN (1967) videli v čertovickej línii indikáciu veľkej horizontálnej translácie veporického kryštalinika (príkrovu sokla), pod ktorým je prekrytý alebo pohltený

pôvodný podklad mezozoika krížňanského príkrovu. Výskumy SIEGLA (1978) ukázali, že ide o veľmi zložité pásmo zlomov, z ktorých za čertovický označil ten, ktorý takmer po celej dĺžke sprevádza mezozoikum tatrika (tak ako ZOUBEK). Skoro vertikálna orientácia maximálneho stresu v západnom úseku zlomu nedokumentuje výraznejší prešmyk krakovského kryštalinika na tatrikum (l. c.). Toto konštatovanie je platné za predpokladu, že strižné plochy, na ktorých bola orientácia stresu nameraná, neboli rotované neskoršími tektonickými procesmi. SIEGL (l. c.) zdôraznil, že zlomový mechanizmus bol zložitý, stavba čertovického zlomu i sprievodných zlomov je komplikovaná naloženými strižnými plochami indukujúcimi viacnásobné pohyby (prešmyky, poklesy). Skrátka, sú indikácie, že strmá orientácia maximálneho stresu môže byť druhotná.

Premiestňovanie horninových más a následná priestorová redukcia severoveporického priestoru sú aj podľa PLAŠIENKU (1983) viazané na prvé dve alpínske deformačné štádiá. Počas prvého sprevádzalo horizontálnu redukciu subhorizontálne vrásnenie horninových más, ktorého výsledkom bol aj subhorizontálny kontakt veporika s tatrikom, zachovaný a zmapovaný na východnom osovom ponorení tatrika pod veporikom (čertovická línia zhruba medzi Fišiarokou a Chorupníanskou dolinou). Počas druhého deformačného štádia sa horizontálna redukcia odohrávala pohybmi s prevažne vertikálnou zložkou premiestňovania más. Makrodomény prešmykových zón obmedzené dislokáciami „tiekli“ smerom hore vo vyšších štruktúrnych horizontoch, kde prešmyky atakovali pripovrchové úrovne so zastúpením obalového mezozoika, alebo dole – dislokácie majú v hlbších štruktúrnych úrovniach antitetický charakter. Typickým reprezentantom deformácie tohto štádia je čertovická línia zhruba v úseku Mýto pod Ďumbierom – Čertovica (l. c.). PLAŠIENKA si osvojil názov „čertovická línia“ pre fenomén tohto druhého deformačného štádia a jej priebeh vyjadril inak ako ZOUBEK a my na predkladanej mape. V jeho ponímaní má taký význam ako línia Osrblianky, resp. zlomy, ktoré sprevádzajú synklinálne štruktúry Trangošky a Konského grúňa.

Z toho, čo sme uviedli, vyplýva, že jedným názvom sa označuje pôvodný subhorizontálny kontakt tatrika s veporikom, ale aj naložené dislokácie, ktoré ho deformujú, čo sťažuje najmä ohodnotenie horizontálnej translácie veporika. Predstavy o veľkosti translácie, ktoré vyjadrili BIELY a FUSÁN (1967) a naposledy MAHEL, KLINEC a PLAŠIENKA (in MAHEL, 1986), sa približne zhodujú. V súčasnosti nemáme dostatočné kartografické podklady vyjadrujúce „čertovickú líniu“, viazanú na prejavy toho-ktorého deformačného štádia (porovnaj štúdiu JACKA o margecianskej línii).

Druhá mezozoická sekvencia, späť s veporickým soklom – struženicka sekvencia, vystupuje ako nesúvislý a stratigraficky len fragmentárny lem kryštalinika južnej a východnej časti masívu Kráľovej hole a v sústave šupín komplexu Prednej hole. Jeden variant jej tektonického postavenia je uvedený v stati koncipova-

nej PUTIŠOM. Vzhľadom na disponibilné informácie nepokúšame sa o ďalšiu interpretáciu, ktorá by sa mohla ukázať rovnako zraniteľná. Konštatujeme iba to, že struženicka sekvencia leží bezprostredne vedľa veľkobockej. Skutočnosť, že každá sekvencia má odlišný charakter triasu (cf. BIELY, 1961), dokumentuje ich tektonické zblíženie, ale aj kryštallických soklov, ktorých obal tvoria.

Predložená verzia geologickej mapy nedokumentuje rozdelenie kryštallinika masívu Kráľovej hole na krakovské a kráľovohol'ské pásmo sensu ZOUBEK (cf. geol. mapa 1 : 200 000, list V. Tatry), teda na dva alpínsky individualizované a zblížené sokle, každý s charakteristickým vývojom mezozoika, pre ktoré sa často používa názov severo- a juhoveporické. Ak je však pravda, že trias veľkobockej sekvencie je od triasu struženickej sekvencie taký odlišný, ako sa to traduje, alpínske zblíženie soklov, ktorých obal tvoria, je nepochybné. Povaha tohto zblíženia je však diskutabilná. Za súčasného stavu poznatkov by pokus o vysvetlenie zblíženia nevybočoval z rámca špekulácie – napr. podľa horizontálneho posunu na pohorelskom zlome. Lenže od Pohorelej na V tento zlom akoby nemal pokračovanie. Tak, ako ho v masíve Kráľovej hole v tejto práci identifikuje PUTIŠ, sa nám vidí nereálne.

Napriek všetkým nejasnostiam si pripomeňme, že za základ tektonického členenia vnútorných Karpát bol vzatý faciálny vývoj predalbského mezozoika (MATĚJKA a ANDRUSOV, 1931). Ak aplikujeme túto zásadu na veporikum, potom nám vychodí, že severné veporikum (sokel s veľkobockým obalom) a južné veporikum (sokel so struženickým obalom) predstavujú dve hlavné samostatné alpínske tektonické jednotky vnútorných Karpát.

Posledný element veporika zbavený kryštallického podkladu, krížňanský príkrov, vystupuje v Ďumbierskych Tatrách a v Lopejskej kotline.

V Ďumbierskych Tatrách je udivujúce, že gutensteinské vápence alebo ramsauské dolomity veporika – krížňanského príkrovu – spočívajú s výnimkou 2–3 km dĺžky systematicky nad spodnotriasovými súvrstviami tatrika (severné svahy) alebo i vedľa nich (západné svahy). Tento fenomén bol podnetom na pochybnosť o existencii krížňanského príkrovu v Nízkych Tatrách a aj na mape 1 : 200 000, list Banská Bystrica, bol kontakt tatrikum – krížňanský príkrov vyjadrený ešte ako „sporné nasunutie”. Že toto nasunutie je nesporné, dokumentuje kontinuita krížňanského príkrovu z Veľkej Fatry do Nízkych Tatier, jeho zreteľná pozícia nad sekvenciou Červenej Magury, ale aj existencia vrás a digitácií prevrátených na sever.

Na západnom a severnom svahu Ďumbierskych Tatier má krížňanský príkrov tvar plocho uklonenej a mierne zvlnenej dosky, len na Červenom vrchu a na južnom svahu Lupčianskej Magury komplikovanej prešmykom alebo vrásami (KOUTEK, 1931; BUJNOVSKÝ, 1979). Citovaní autori zdôrazňujú existenciu plochy odlepenia aj na hranici trias – jura a budináž jurských hornín medzi hrubými triasovými a neokómskymi komplexmi. Západne od Salatína, na hranici sekven-

cie Červenej Magury a dolomitov krížňanského príkrovu, je výskyt karpat-ského keuperu, ktorého postavenie je nejasné (cf. KOUTEK, 1931; MAHEL, 1986 a iné).

Triasové súvrstvia veporika od údolia Revúcej po Jánsku dolinu sú súčasťou jednej tektonickej jednotky – krížňanského príkrovu. Nie je teda žiadna pochybnosť, že jura iľanovskej sekvencie je súčasťou tohto príkrovu. Laterálny prechod jury iľanovskej a zliechovskej sekvencie nie je priamo pozorovateľný, lebo oblasť prechodu týchto dvoch sekvencií je v priečnej osovej elevácii, ktorej maximum zhruba v údolí Mošnice a Križanky konštatoval už KETTNER (1931). Východné osové ponáranie sa krížňanského príkrovu pod hronikom je dokumentované kartografickým obrazom v. od Demänovky.

Profil z. od Križanky ukazuje monoklinálny charakter krížňanského príkrovu, komplikovaný len mladšími poruchami.

Od údolia Mošnice na V nápadným javom je veľká hrúbka gutensteinských vápencov, jav, ktorý KETTNER (1. c.) spájal s ležatými vrásami či digitáciami. V tejto oblasti za dostatočne zjavné považujeme dve vrásky. Spodná z nich má v jadre antiklinály ponorenej na S gutensteinské vápence, ktoré sa v reliéfe uzatvárajú na západnom svahu Sinej. Normálne krídlo tejto vrásky je budované triasom až po okraj paleogénu. Prevrátené rameno je silno redukované a reprezentované len dolomitmi, často zbrekčovatenými, a rauvakmi. Neprítomnosť gutensteinských vápencov na hrebeni Uhlisko (z. od Mošnice) chápeme ako prejav prudkej osovej elevácie, ktorá by mohla byť zdôraznená aj mladším priečnym zlomom v údolí Mošnice.

Gutensteinské vápence v okne na S od Sinej predstavujú pokračovanie jadra opisovanej vrásky. V údolí Demänovky nie je jej sedlo narezané vo svahoch, ale je poklesnuté podľa v.-z. zlomu pod reliéf. Problematické je vynorenie prevráteného krídla tejto vrásky v Demänovskej doline na J od Demänovskej ľadovej jaskyne, ako to interpretoval KETTNER (1. c.). Je pravda, že na dne údolia sú tam odkryté dolomity. Ich viditeľná hrúbka je malá, a preto je delikátne rozhodnúť, či ide o vložku v gutensteinských vápencoch, alebo o ramsauské dolomity v obrátenej pozícii (na mape nie sú zaznamenané). Podľa názoru KULLMANA (ústna informácia) hydrogeologické fenomény sú na prospech predstavy KETTNERA.

Druhá, na S prevrátená antiklinála, je vo vrcholovej časti Sinej (cf. KETTNER, 1. c.). Dokumentujú to úložné pomery, prevrátený vrstevný sled s úklonom na J. Sedlo antiklinály (nad reliéfom) môže byť len interpretované. KETTNER predpokladal, že vápence v oblasti Sitienu a Úplazu predstavujú čelnú časť tejto antiklinály. Táto interpretácia je mylná, lebo spomínané vápence sú mladšie ako gutensteinské s. s.

Na východnom svahu Demänovky sme opakovanie triasových vrstiev nezistili, a teda nepotvrdili sa ani digitácie. Podľa našej mapy tam ide o normálny vrstevný sled od triasu po neokóm s monoklinálou, ktorá sa mierne ukláňa na S,

ale má dosť strmý osový úklon na V. Triasové a jursko-kriedové vrstvy sa smerom na S nápadne stenčujú a niektoré členy (asi tektonicky) úplne chýbajú.

Vo východnejšom profile, zhruba na spojnici Krakovej hole s Poludnicou, ešte stále dominuje krížňanský príkrov. Už KETTNER konštatoval, že v oblasti Krakovej hole je krížňanský príkrov v dvoch nad sebou ležiacich sledoch. Spodný z nich, zložený z dolomitov triasu a jursko-kriedových vrstiev, nazval „digitácia Bystrej“ a dolomitový komplex v nadloží jury a kriedy považoval za spodnú časť hlavnej masy príkrovu.

Predložená mapa potvrdzuje opakovanie vrstevného sledu, ale aj to, že tzv. digitácia Bystrej je súčasťou hlavného telesa krížňanského príkrovu (takto je to vyjadrené už na mape 1 : 200 000 Banská Bystrica). Dolomitový komplex nad jursko-kriedovými vrstvami tohto príkrovu má však tiež v nadloží šupiny neokómu, teda je od gutensteinských vápencov chočského príkrovu oddelený tektonicky. Preto sa domnievame, že tieto dolomity sú ešte súčasťou šupinového systému krížňanského príkrovu, a preto sú na mape označené ako ramsauské dolomity.

Krížňanský príkrov aj v tomto profile upadá plocho na sever, o čom okrem iného svedčia aj tektonické okná na severnom svahu Poludnice a Končitého vrchu. V telese príkrovu v oblasti Iľanovskej doliny na Z od Kúpela (podľa starého názvu) je dobre rozpoznateľná na S naklonená antiklinála, ktorú zistil už KETTNER (1931). Existencia ďalších, severnejšie umiestnených vrás podobného druhu, ako to predpokladal uvedený autor, je možná aj pravdepodobná. V reliéfe sú však obnažené už len kriedové vrstvy.

Medzi neokómom krížňanského príkrovu a triasom chočského príkrovu sa systematicky objavujú väčšie alebo menšie šošovkovité telesá jurských, niekedy aj triasových hornín. Do tohto pásma kladieme aj dolomity s neokómom na južnom svahu Kráľovej hole a Na zadný. V niektorých šošovkách je sukcesia litostratigrafických jednotiek chaotická, v niektorých prevrátená, ale aj normálna. Podľa nášho úsudku toto pásmo šošoviek, v priečnom smere vystupujúce najmenej v dĺžke 7 km, je rozvlečená digitácia alebo čiastkový príkrov veporika na báze chočského príkrovu. Pripomeňme len, že jurské vrstvy majú litostratigrafický charakter ako v podložnom krížňanskom príkrove, teda povahu iľanovskej sekvencie.

HRONIKUM

Táto hlavná tektonická jednotka je rozšírená na periférii regiónu. Leží na rozličných elementoch veporika a je prikrytá popríkrovovými terciérnymi sedimentmi, iba v najvýchodnejšej časti Kráľovoľských Tatier sa najjužnejšie zachované časti ponárajú pod silicikum. Celkove hronikum vystupuje vo

viacerých rozlične veľkých izolovaných kryhách, pričom platí: čím menšia kryha, tým jednoduchšia vnútorná stavba a naopak. Toto v podstate správne konštatovanie však treba pochopiť tak, že i malá jednoduchá erozívna troska môže byť zvyškom pôvodne zložitej sústavy. Mechanické pospájanie trosiek s jednoduchou a zložitou stavbou do jednej hlavnej tektonickej jednotky spravidla nenaráža na problémy, ale korelácia čiastkových jednotiek z jednej trosky do druhej môže byť mylná, prinajmenšom nedostatočne argumentovateľná.

V najzápadnejšej časti regiónu, v Salatinách, malé a izolované trosky hronika ležia nad rozličnými členmi krížňanského príkrovu. Buduje ich trias bielovážskej sekvencie (prípadne ludrovského vývinu v zmysle MAHELA). Jeho spodné členy miestami chýbajú a plastické vrstvy sú redukované alebo nadurené. Tieto komplikácie viazané na presun príkrovu sú zvýraznené významným zlomovaním v pásme korytnických zlomov (podrobnosti pozri BUJNOVSKÝ, 1979). Pozícia týchto trosiek a len na malú vzdialenosť prerušená spojitosť s troskou Choča naznačuje, že ide o ten istý príkrov, ktorý buduje Veľký Choč.

Najrozsiahlejšia súvislá masa hronika buduje Kozie chrby a severné svahy Nízkych Tatier od Demänovskej doliny po Hranovicu. V tomto teréne je rozštiepená na tri čiastkové jednotky (BIELY, 1963), nazvané najprv spodná, stredná a vrchná (l. c.), neskôr bocianska, maluzínska a svarínska (BIELY in ANDRUSOV, 1965) šupina chočského príkrovu. Po zavedení termínu hronikum sa dve spodné jednotky, ktorých trias predstavuje typovú oblasť čiernovážskej „série“, považovali za čiastkové príkrovy štureckého príkrovu a vrchná jednotka, ktorej trias predstavuje typovú oblasť bielovážskej „série“, za chočský príkrov (BIELY, 1976 a iné). O nevhodnosti aplikácie delenia hronika na šturecký a chočský príkrov v našom teréne sme sa už zmienili, a preto vyčleňujeme odspodu nahor: bociansky, maluzínsky a chočský čiastkový príkrov. Termínom chočský príkrov označujeme pôvodne nazvaný svarínsky čiastkový príkrov preto, lebo pripúšťame, že tento tektonický celok, tak ako trosky v Salatinách a preparovaná troska Veľkého Choča, boli pôvodne súčasťou jedného príkrovového telesa hronika.

Existencia troch vymenovaných príkrovov je zreteľná v dĺžke 15 km medzi Jánskou dolinou a Svarínskou dolinou. Ďalej na V tri paralelné pruhy síce existujú, ale povaha kontaktu dvoch spodných príkrovov je diskutabilná.

Bociansky čiastkový príkrov je najobjemnejší a vystupuje od Jánskej doliny až po východný okraj mapovaného územia. Hlavný podiel na jeho stavbe majú hrubé (do 2 000 m) súvrstvia permokarbónskej ipolitickej skupiny. Triasové súvrstvia vo vrchnej časti príkrovu sa nesprávajú po celej dĺžke rovnako. Medzi Jánskou a Svarínskou dolinou podľahli silnej redukcii, dosahujú len niekoľko desiatok metrov a karbonátové súvrstvie často leží priamo na bazaltoch bez sprievodu spodnotriasových klastík, miestami je zasa úplne vyvalcované. Východnejšie, medzi Svarínskou a Chmeleneckou dolinou, sú pomery trochu neprehľadné, ale je nepochybné, že od poslednej spomínanej doliny spodno-

strednotriasové sedimenty v pásme Podbuka – Muránik – Brada až po Šuňavu a Filagóriu sú normálnym nadložím ipolitickej skupiny, a teda predstavujú vrchnú časť bocianskeho príkrovu.

Malužinský príkrov medzi Jánskou a Svarínskou dolinou je reprezentovaný hlavne spodnotriasovými súvrstviami, ku ktorým sa lokálne (v. od Malužinskej doliny) pridružujú permské sedimenty alebo triasové dolomity, resp. liasové vápence. Je plocho uklonený na S, ale pri styku s vyšším chočským príkrovom sa sklon zostrmuje a je lokálne až subvertikálny (Svarínka). Hrúbka tohto príkrovu je v opísanej oblasti malá (100–200 m).

Od hrebeňa Pálenica–Vysoká v pokračovaní malužinského príkrovu (s. od dolomitov bocianskeho príkrovu v pruhu Muránika) je pásmo spodnotriasových vrstiev sprevádzané z južnej strany permskými vulkanitmi a sedimentmi, zo S prekryté mocným pruhom dolomitov a vrstvami jury, ktoré z údolia Svarínky cez vrch Vysoká prechádzajú na pravú stranu Čierneho Váhu, kde budujú hrebeň Vyšné Sokoly a Hoškovy. Z takéhoto rozloženia permsko-triasových a jurských hornín vychádza, že nielen bociansky, ale aj malužinský príkrov pokračuje aj na V od Svarínky. Ako argument na takúto interpretáciu (BIELY, 1963) slúžil výskyt titónu–neokómu, ktorý je najvyšším členom bocianskeho príkrovu a podložím severného pruhu triasu malužinského príkrovu.

Na druhej strane je však zjavné, že ten istý kontakt od Nižného Chmelenca až po Vyšnú Šuňavu má subvertikálny úklon a znaky svedčiace o tom, že je to mladší zlom, a nie pôvodný styk dvoch čiastkových predgosauských príkrovových jednotiek. Ak je táto alternatíva správna, tak triasové komplexy pásma Podbuka – Muránik – Brada sa neponárajú pod s. ležiace pásmo permu a triasu, ale sú vedľa neho.

Problém pokračovania či zakončenia malužinského príkrovu zostáva zatiaľ otvorený. Navyše, v údolí Čierneho Váhu v priestore dolnej nádrže PEV boli zistené veľmi zložité tektonické pomery. V podloží alúvia je pásmo brekcií zložených zo spodnotriasových bridlíc a triasových dolomitov. To indikuje, že v podloží alúvia prebieha dislokačné pásmo, ktorého význam v stavbe nie je objasnený. Podľa charakteru brekcií by bolo možné považovať toto pásmo za výsledok tangenciálnych pohybov viazaných na predpaleogénne procesy. Jeho možný súvis so spomínaným pokračovaním dvoch tektonických jednotiek nie je vylúčený, ale nemožno ho dokázať. Je však pravdepodobné, že sa tam prejavujú aj vplyvy mladších vertikálnych zlomov, ktoré tam môžu pokračovať z oblasti Kotolnice. Aj situácia na V od dolnej nádrže PEV ukazuje existenciu v.-z. zlomu.

V priestore Vyšnej Šuňavy sa hronikum ponára pod paleogénne sedimenty. Dolomity bocianskeho príkrovu sa pred týmto ponorením značne rozširujú, ale východnejšie sa spod paleogénnych sedimentov vynárajú hlavne permsko-spodnotriasové súvrstvia. Dolomity triasu sú zachované len ako erózne reliktiky v plochej synklinále Čiernej, ktorej stavba v hornom údolí Lopušnej je komplikovaná

lokálnym spätným prešmykom (ROTH, 1938) a mladšími zlomami. Niektoré javy naznačujú, že v priestore Šuňavy je lokálna priečna depresia, smerom na V prechádzajúca do nevýraznej elevácie (možno predpaleogénnej).

Severný pruh permu a spodného triasu (= malužinského príkrovu?) na V od Šuňavy už nie je na povrchu separovateľný, a teda ani tektonická línia, ktorá ho oddeľuje od dolomitov bocianskeho príkrovu, tam nie je v takej konštelácii ako západnejšie. Dodajme však, že v smernom pokračovaní uvedenej línie je už ROTHOM (l. c.), a dokonca HÖFEROM (1871), zistená porucha prebiehajúca od Sviniarky cez Gažovú až do údolia na J od hrebeňa Paliesky a Černušov. Podľa ROTHU pozdĺž tejto príkro uklonenej dislokácie založenej v predpaleogénnom období je severný blok (= dolomity) poklesnutý, južný (= kremence spodného triasu) vyzdvihnutý. Malé pohyby na tejto dislokácii sa podľa uvedeného autora uplatnili aj po paleogéne. Že táto porucha fungovala po paleogéne, vyplýva z pomerov v oblasti Sviniarky na SV od Šuňavy, ale pohyb podľa nej v tomto období bol opačný, ako uvádza ROTH (vyplýva to aj z jeho profilu č. 1). Argumenty v prospech poklesu severnej kryhy možno odvodiť z priebehu línie na rozhraní spodného a stredného triasu a popaleogénnej funkcie v oblasti j. od Spišskej Teplice.

Spojitosť diskutovaných tektonických línií na V a Z od šuňavskej paleogénnej výplne je problematická, ale smerová zhoda je očividná. Keby sme však oba úseky línie interpretovali ako priemet jedného subvertikálneho zlomu, potom by pohybový režim z hľadiska predpaleogénnych komplexov bol na Z od Šuňavy prinajmenšom zdanlivo opačný ako na východe. Rozpornosť výkladu oboch úsekov tejto tektonickej línie v dĺžke 25 km je zjavná a na pochopenie kinematiky tejto dislokácie sú nevyhnutné štruktúrne výskumy.

Chočský príkrov má iné priestorové rozšírenie a zložitejšiu vnútornú stavbu ako dva predchádzajúce príkrovy. KETTNER (1931) konštatoval a na viacerých profiloch znázornil, že chočský príkrov je zvrásnený do ležatých vrás a digitácií (Poludnice, Marušovej, Svätého Jána) s čelami ponorenými na sever. Žiadny z jeho profilov neukazoval vrásky s „južnou“ vergenciou narezané v reliéfe, väčšina sediel digitácií bola interpretovaná pod reliéfom. V roku 1963 po preštudovaní hrebeňových častí Slemä a Benšová na liste 1 : 25 000 Ďumbier a s použitím mapy KETTNERA (1931) a PULCA (1959) listu Liptovský Hrádok sme vyslovili nesprávny názor, že chočský príkrov v tejto oblasti je síce intenzívne zvrásnený, ale do vrás s južnou vergenciou. Po zmapovaní dna Jánskej doliny sa však ukázalo (BIELY, 1965b), že gutensteinské vápence hrebeňa Slemä, Špatná a Benšová neprechádzajú do pruhu gutensteinských vápencov s. od línie Stanišova dolina – Marušová, ako to ukazovali citované mapy. Naopak, spomínané gutensteinské vápence sa uzatvárajú v chočských dolomitoch a reiflinských vápencoch v reliéfe ešte na J od Stanišovej doliny a tvoria tak jadro falošnej synklinály. Potom synklinálne uzatváranie dolomitov, reiflinských vápencov

a lunzkých vrstiev v hornej časti hrebeňov Slemä – Špatná a Benšová – Na zadný v tých istých gutensteinských vápencoch vôbec nemôže byť kritériom celkovej vergencie príkrovu. Ide tam o veľmi zložitú vrásovú sústavu so zjavmi zavínovania a spätných vrás. Tak sa potvrdilo, že tam existuje fenomén digitácií, ktorý konštatoval KETTNER.

Profil cez Poludnicu ukazuje antiklinálu ponorenú na sever tak, ako to zistil KETTNER (1931). Východnejší profil Na zadný – Benšová – Biela – Rakytovec ukazuje, že interpretácia digitácie Marušovej v podloží digitácie Poludnice bola mylná. Je nepochybné, že komplexy chočského príkrovu v tomto profile sú len poklesnutou časťou digitácie Poludnice. Dokumentuje to skutočnosť, že dolomity na ľavom svahu doliny Biela, interpretované ako prevrátené rameno digitácie Poludnice, sú súčasťou krížňanského príkrovu. Svedčí o tom pruh neokómu, ktorý sa tiahne nad dolomitmi (na ľavej strane Bielej) a pod gutensteinskými vápencami Poludnice takmer až po sedlo na V od vrcholu Poludnice. V tomto ohľade by bolo možné predpokladať, že gutensteinské vápence obnažené až po vyústenie doliny Bielej sa niekde nad Liptovským Jánom antiklinálne uzatvárajú (analogicky s profilom Poludnice).

Lunzké vrstvy a reiflinské vápence v oblasti Marušovej sú v profile KETTNERA interpretované ako jadro zaškrtenej synklinály. Uviedli sme, že nejde o nižšiu digitáciu ako digitácia Poludnice, ale o silno redukovanú synklinálu zatiahnutú do podložia čela zložitej digitácie hrebeňa Benšová – Na zadný, resp. Slemä – Špatná.

V podloží poslednej spomínanej digitácie vystupuje ešte jedna, značne samostatná, hoci priestorovo nie veľmi rozšírená šupina, resp. digitácia budujúca hlavne hrebeň Nižný Prieslop, ale zasahujúca na dno Jánskej doliny takmer až k Stanišovej doline. Pozostáva z vrstevného sledu od gutensteinských vápencov po lunzké vrstvy a korešponduje zhruba s digitáciou Rigla KETTNERA (1. c.). Treba zdôrazniť, že vrstevný sled tejto čiastkovej jednotky či digitácie nesúvisí s komplexmi vápencov a dolomitov hrebeňa Na Zadný – Škopovo, ako sa to na prvý pohľad zdá. Je systematicky v ich podloží a v nevelkej vzdialenosti na Z od Jánskej doliny sa pod nimi vyklíňuje a nedosahuje spojnicu Na zadný – Benšová.

V údolí Jánskej doliny sa spod vápencov a dolomitov šupiny Nižného Prieslopu vynára neokóm podobného typu ako má bociansky príkrov v Nižnom Chmelinci.

Profil Nižný Prieslop – Liptovský Ján ukazuje podobné pomery ako predchádzajúci. Rozdiel spočíva v tom, že oblasť Stanišovej doliny a Brtkovice je presekaná smernými zlomami, pozdĺž ktorých južnejšie segmenty poklesli.

Komentár vyžaduje najsevernejšia časť profilu – hrebeň Kameničná – Bôrová. Gutensteinské vápence, chočské dolomity, reiflinské vápence a lunzké vrstvy umiestnené na S od širokého pásma lunzkých vrstiev boli interpretované ako digitácia Svätého Jána. Podrobný výskum ukázal, že kontakt lunzkých vrstiev so

stredným triasom má povahu subvertikálneho zlomu, podľa ktorého je južná časť poklesnutá voči severnej. Táto interpretácia je v súlade s hydrogeologickými pomermi.

Profil Črchľa – Hradište – Sielnica ukazuje podobné pomery ako západnejšie, ale v podloží gutensteinských vápencov Hradišťa sa vyskytuje hrubšia poloha dolomitov maluzinského príkrovu (so šošovkami kremencov a kössenských vrstiev), ktorá dokumentuje, že pozícia kampilských vrstiev pod gutensteinskými vápencami na južnom svahu Nižného Prieslopu je len zdanlivo normálna. Medzi týmito dvoma litostratigrafickými jednotkami je tektonická plocha oddeľujúca maluzinský príkrov od chočského príkrovu.

V údolí Bocianky prebieha s.-j. zlom, resp. zlomy, pozdĺž ktorých sa vertikálny pohyb nezdá väčší ako 100–150 m. Je však očividné, že na oboch stranách údolia je geologická stavba odlišná. Zložitý systém vrás a digitácií, ktorý buduje západný svah Bocianky, sa v. nezistil.

Medzi Bociankou a Čiernou dolinou (z. od stanice Východná) je Chočský príkrov v podobe plochej, nepatrne zvlnenej, na S ukлонenej monoklinály. Je to priestor priečnej depresie, čo možno predpokladať podľa veľkého rozšírenia vrchnotriasových dolomitov. Stavba je tu vcelku jednoduchá. Komplikácie sú naznačené vystupovaním chočských dolomitov a reiflinských vápencov na kóte 983,0 – s. od vrchu Milkovo. Z pozície vápencov a dolomitov vyplýva, že sú v nadloží lunzkých vrstiev, a teda najpravdepodobnejšie reprezentujú zvyšok lokálnej, úplne oderodovanej vrásky zaborenej do lunzkých vrstiev.

V oblasti Čiernej doliny prebieha perisynklinálny uzáver, kde os plochej synklinály stúpa na V. Je dobre vykreslený priebehom jednotlivých litostratigrafických jednotiek. Východne od Čiernej doliny sú stredotriasové karbonátové súvrstvia a lunzké vrstvy zvrásnené do strmých alebo na S naklonených vrás. Dve antiklinálne jadrá tvorené gutensteinskými vápencami sú dobre viditeľné v oblasti Hrubej jedle. V oblasti Na Múre, jz. od Važca, prebieha synklinála, v jadre ktorej sú reiflinské vápence a lunzké vrstvy. Existencia tejto synklinály indikuje, že mocný pruh gutensteinských vápencov na S od Hoškovej nepredstavuje normálnu, ale zdvojenú hrúbku. Že sa tam prejavuje synklinálny ohyb, pokračovanie synklinály od Važca, indikuje aj existencia tenkého pruhu dolomitov uprostred vápencov z. od Peňažného. Nemožno však vylúčiť, že ide o vložku vo vápencoch, a nie o chočský dolomit, hoci to nepovažujeme za pravdepodobné.

Ďalšia synklinála, voči predchádzajúcej postavená kulisovite, prebieha j. od Važca. V jej jadre vystupujú reiflinské vápence, ktoré prichádzajú takmer až ku kontaktu chočského príkrovu s maluzinským.

V oblasti medzi Štrbou a Lučivnou je chočský príkrov zväčša zakrytý paleogénom. Napriek tomu je tam dobre detektovateľná jeho synklinálna forma, ktorej jadro tvoria reiflinské vápence a lunzké vrstvy (ROTH, 1938). Kontakt chočského

příkrovu s maluziňským alebo bocianskym je subvertikálny, v oblasti j. od Svitú, v sedle z. od kopca Za háj je sprevádzaný šošovkami jurských hornín.

V tomto priestore južnejšie je relikt chočského príkrovu v subhorizontálnej pozícii zachovaný v podobe gutensteinských vápencov, ležiacich v synklinále Čiernej nad dolomitmi bockého príkrovu.

Oblasť medzi Svarínkou a Važcom predstavuje zaujímavý objekt na štúdium kontaktu maluziňského (?) príkrovu s chočským príkrovom. V staršej práci (BIELY, 1963) bola plocha kontaktu týchto príkrovov znázornená ako strmo ukľonená na S, sprevádzaná šošovkovým pásom triasových dolomitov a kössenských vrstiev, ktoré MAHEL (1967) nazval svarínskym vývojom.

Na základe novších poznatkov môžeme potvrdiť, že kontakt jurských hornín (?) maluziňského príkrovu a stredného triasu chočského príkrovu je sprevádzaný šošovkami dolomitov, kössenských a oponických vrstiev. Problematická však je samostatnosť týchto šošoviek, a to tak štruktúrna, ako aj litostratigrafická (zvláštny vývoj). Problém spočíva v tom, že dolomity čiernovážskej sekvencie (?maluziňského príkrovu) sú s jurskými vrstvami systematicky v tektonickom styku a že celá jurská sukcesia môže byť v obrátenej pozícii. Svedčí o tom niekoľko skutočností. Najmladšie vrstvy jury sa na východnom svahu Hoškovej stýkajú s lunzkými vrstvami čiernovážskej sekvencie. V priestore Barabášky, len 30–40 m od vrstiev liasu, bol vek dolomitov preukázaný ako ladin, a preto je možné usudzovať, že vrchnotriasové dolomity tam tektonicky chýbajú. V oblasti Kotolnice je medzi dolomity čiernovážskej sekvencie a liasové rohovcové vápence vkladnená šošovka dogersko-malmských vápencov, čo tak isto indikuje tektonický styk spomínaných litostratigrafických jednotiek a možno aj prevrátenú pozíciu liasu. Kössenské vrstvy neboli doteraz zaznamenané na južnej strane jurských hornín, vždy iba na severnej. Tieto skutočnosti indikujú, že vrstevný sled jury je z väčšej časti v prevrátenej pozícii a kössenské a možno aj oponické vrstvy tvoria integrálnu súčasť tohto obráteného vrstevného sledu. Takýto pohľad štruktúrne pozíciu jury nezjednodušuje, ale odpadajú problémy s existenciou a vysvetlením šošovkového pásma zvláštneho litostratigrafického vývoja.

Druhý problém je úklon šariážnej plochy chočského príkrovu. V priestore medzi Svarínkou a Vyšnými Sokolmi je strmo ukľonená na S. Dá sa to odvodiť z jej priebehu a úklonu vrstiev. Od hornej nádrže PEV na V reliéf terénu nedovoľuje posúdiť úklon plochy vo väčšej vertikálnej vzdialenosti. Podľa sklonu vrstiev jej úklon je systematicky subvertikálny s malou variáciou na J alebo S. Tendencia úklonu na J v povrchových častiach je častá.

O presunových plochách bezkorenných príkrovov sa všeobecne predpokladá, že mali subhorizontálnu pozíciu. Preto je sotva prijateľný predpoklad, že subvertikálna pozícia presunovej plochy chočského príkrovu je viazaná na mediteránne tektonické procesy, t. j. na presun vlastného príkrovu. Za najpravdepodobnejšie považujeme, že vertikalizácia príkrovovej plochy je pogosauský

fenomén, ale predeocénny. Aj styk bocianskeho príkrovu so sekvenciou Veľkého boku je zväčša veľmi strmý a nie je možné tento úklon dávať do súvislosti s predgosauským presunom príkrovu. Navyše, styk je často sprevádzaný väčšími či menšími šošovkami rauvakov, prípadne aj dolomitov, ktorých pôvod nie je dostatočne objasnený (ZELMAN, 1965). Tento tektonický kontakt sme po celej dĺžke vyznačili ako plochu príkrovu, aj keď pripúšťame, že v niektorých úsekoch môže ísť aj o zmladený styk, naložený zlom, alebo aj o horizontálny posun.

Pri Hranovnickom plese ipoltická skupina bocianskeho príkrovu zo severnej strany prechádza na južnú stranu sekvencie Veľkého boku. Je to zložitý tektonický uzol a hoci je vyklinenie sekvencie Veľkého boku vo vernárskom polokne kombinované aj zlomom, predpokladáme, že sukcesia ipoltickej skupiny medzi horným tokom Hnilca a Vernárskym potokom a nad ňou ležiace dolomity betlanovského pruhu v zmysle MAHELA (1957) sú súčasťou bocianskeho čiastkového príkrovu hronika (cf. BIELY, 1966).

V Heľpianskom podolí sú zaregistrované 2–3 výskyty nižnobocianskeho súvrstvia, ktoré predstavujú nepatrné reliкty hronika. Severne od Val'kovne nižnobocianske súvrstvie leží nad redukovaným vrstevným sledom struženickej sekvencie a ponára sa, tak ako v celej Muránskej planine, pod silicikum. Severozápadne od Heľpy leží nad sériou Veľkého boku a v danej oblasti predstavuje relikt najvyššej zachovanej tektonickej jednotky.

Významná troska príkrovovej sústavy hronika je v Lopejskej kotline a priľahlom Bystrianskom predhorí. Predkladaná geologická mapa potvrdzuje, že táto sústava je tam reprezentovaná tromi čiastkovými príkrovmi, zhruba tak, ako je to vyjadrené už na tektonickej mape 1 : 200 000 MATĚJKU a ANDRUSOVA (1931, príl. 1), ktorú do zrozumiteľnej verzie upravil KETTNER (1940, 1958).

BIELY (1963) potvrdil existenciu spodného čiastkového príkrovu a hlavnú masu chočského príkrovu (sensu KETTNER, 1958) rozdelil na dva čiastkové príkrovy, ako to už predtým vyjadrili MATĚJKA a ANDRUSOV. V Lopejskej kotline a Bystrianskom podhorí máme teda do činenia s tromi čiastkovými tektonickými jednotkami hronika, zreteľne vyjadrenými na mape a každej z nich dáme názov, ktorý v hierarchii kriedových tektonických jednotiek označuje najnižšiu – elementárnu tektonickú jednotku lokálneho významu, oddelenú od podložia i nadložia tektonickou plochou. Odspodu hore sú to (BIELY, 1984):

Príkrov Bystrej – bystriansky príkrov (= spodný čiastkový chočský príkrov; KETTNER, 1958; = spodná čiastková jednotka chočského príkrovu; BIELY, 1963). Názov je podľa obce Bystrá. V strednotriasových vápencoch tohto príkrovu je Bystriansky kras a Bystrianska jaskyňa.

Príkrov Svibovej – svibovský príkrov (= hlavná masa chočského príkrovu; KETTNER, 1958 pro parte; = stredná čiastková jednotka chočského príkrovu; BIELY, 1963 pro parte). Názov je podľa vrchu Svibová (882,5 m ; 5 km na SSV od Podbrezovej).

Príkrov Okošenej – okošenský príkrov (= vrchný subatranský príkrov; MATĚJKA a ANDRUSOV, 1931; vrchná čiastková jednotka chočského príkrovu; BIELY, 1963 pro parte). Názov je podľa vrchu Okošná (831,0 m ; 6 km na S od Podbrezovej).

Plošné vymedzenie príkrovu Bystrej je zreteľné z mapy. Sú to všetky triasové sedimenty uložené v podobe klína medzi rozličnými elementmi veporickej sukcesie Veľkého boku na V (v podloží) a ipoltickou skupinou na Z (v nadloží). Čiastkový príkrov Bystrej je plocho uklonený a smerom na SZ podlieha intenzívnej redukcii. Jeho jednotlivé prvky sa vyklinia skôr, ako je spojnica Podbrezová – Tále.

Čiastkový príkrov Svibovej pozostáva z ipoltickej skupiny a triasu bielovážskej sekvencie. Predstavuje hlavnú masu hronika v údolí Hrona. Po celej dĺžke Lopejskej kotliny má povahu plocho prehnutej, ale silno rozlámanej dosky. Na V spodnú časť tejto dosky predstavuje pomerne hrubá sukcesia ipoltickej skupiny, ktorá smerom na Z podlieha prudkej redukcii a jej elementy z. od línie Tále – Lopej na povrchu a pravdepodobne ani pod reliéfom neexistujú.

Styk maluzinského súvrstvia s lúžňanským v údolí Hnusno zhruba v línii vyklinenia ipoltickej skupiny hodnotíme alternatívne. Podľa jednej alternatívy (VOZÁR) má styk povahu zlomu, na ktorom sú vedľa seba kvarcity lúžňanského súvrstvia s produktmi spodného cyklu vulkanitov. Podľa druhej (BIELY) ide o normálny kontakt. V takom prípade teleso bazaltov buď nereprezentuje synchronne vulkanity s prvou erupčnou fázou na severných svahoch Nízkych Tatier, a ak áno, potom maluzinské súvrstvie sa nevyvinulo úplne, alebo časť z neho bola oderodovaná pred uložením lúžňanského súvrstvia.

Čiastkový príkrov Okošenej vystupuje vo východnej časti Lopejskej kotliny nad čiastkovým príkrovom Svibovej. Pozostáva z triasu bielovážskej sekvencie a je zachovaný v podobe kruhovitej, misovite prehnutej trosky, z väčšej časti zakrytej vajskovskými zlepcami a lehotskými štrkovými vrstvami. Západne od depresie Veľkého Grapeľa je z okošenského príkrovu zachovaná iba nepatrná troska vo vrcholovej časti hrebeňa medzi Jasenskou a Lomnistou dolinou.

V tejto oblasti ani jeden čiastkový príkrov nie je označený názvom chočský. Nevylučujeme, že niektorý z nich pôvodne tvoril s troskou, ktorá buduje Veľký Choč, súvislé teleso, ale na takúto koreláciu chýbajú akokoľvek kritériá.

V staršej práci sme genézu čiastkových príkrovov vysvetlili rozštiepením jednotnej príkrovovej dosky spätnými juhovergentnými presunmi (BIELY, 1963). Tento výklad vyplynul okrem iného z chybného okontúrovania jednotlivých čiastkových príkrovov. Keď však vieme, že subhorizontálna troska okošenského príkrovu nemá v žiadnom smere menej ako 5 km, museli by sme podľa pôvodnej verzie pripustiť, že spätný presun pre tento príkrov by bol najmenej 5 km. Lenže podľa akých príznakov máme možnosť odhadnúť alebo zamietnuť, že okošenský príkrov mal pôvodne, pred vrchnokriedovou a terciárnou eróziou mnohonásobne

väčši plošný rozsah ako dnešná troska? Sústavu príkrovov hronika, rovnako ako na severnej strane Nízkych Tatier, považujeme teda za predgosauskú a severo-vergentnú.

Otázka zastúpenia čiernovážskej série

Bežný pohľad na geologickú mapu ukazuje, že od údolia Bystrianky po So-potnickú dolinu je trias svibovského príkrovu zastúpený bielovážskou sekven-ciou, ale odtiaľ po Slovenskú Lupču sú na povrchu rozšírené najmä dolomity. Táto skutočnosť asi viedla MAHELA (in MAHEL et al., 1964, 1967 a MAHEL, 1986) k názoru, že aj v tejto časti údolia Hrona je prítomný vrstevný sled čiernovážskej sekvencie, ale jej rozšírenie kartograficky nevyjadril. Pri pokuse o jej vymedzenie sme dospeli k záveru, že čiernovážska sekvencia v danej oblasti chýba. Toto konštatovanie vychádza z niekoľkých zistení.

Rozhodujúce je, že dolomity medzi Hronom a hronským zlomom (sensu JAROŠ, 1963) od Slovenskej Lupče po Medzibrod, v ktorých MAHEL zistil pre-plástky pestrých bridlíc, sú súčasťou veporika, a nie hronika.

Na juh od Hrona pri Brusne na s.-j. zlome sa z neznámych príčin náhle končia hrubé súvrstvia spodného triasu i gutensteinské vápence. Západne od Brusna sa zachovali len malé šošovky, napr. spodotriasové vrstvy na vrchole Zelenovo, takže dolomity ležia zväčša priamo na spodnokriedových vrstvách. Úložné po-mery nás nenechávajú na pochybách, že dolomity predstavujú len tenkú dosku (na Z od Lubietovskej doliny veľmi rozlámanú), ktorej hrúbka nikde nepresahuje normálnu hrúbku chočských – aniských dolomitov. Treba dodať, že ladinský vek týchto dolomitov nebol nikde doložený a v oblasti Zelenova sú ich nadložím reiflinské vápence.

Druhá oblasť, ktorá môže zväzdať k predstave o existencii vrstevného sledu čiernovážskej sekvencie, je s. od Medzibrodu. Tam na severnom svahu Na hore sú „uprostred“ masy dolomitov „tenké“ lunzké vrstvy. Takáto formulácia by do-volila predpokladať, že časť dolomitov v bezprostrednom „podloží“ lunzkých vrstiev zodpovedá ladinskému stupňu. Mapovanie ukázalo, že nejde o tenkú vložku lunzkých vrstiev v dolomitoch, ale že aniské chočské dolomity sa na sub-vertikálnom zlome stýkajú s hlavnými dolomitmi, spod ktorých v doline Močiar vystupujú lunzké vrstvy.

Zlom zhruba v.-z. smeru prebieha hlavne uprostred dolomitov, a preto by mohol byť predmetom diskusie. Musíme preto dodať, že severne od zlomu (vyzdvihnutá kryha) v ľavostrannom údolí Močiara plocho uložené gutensteinské vápence zasahujú takmer až k lunzkým vrstvám. V údolí v. od kóty 679,4 – Na hore – sa pri tomto zlome vynárajú gutensteinské vápence v malinkom okne spod chočských dolomitov a stýkajú sa priamo s hlavnými dolomitmi. V tomto bode je teda na zlome dokumentovaná výška skoku predstavujúca hrúbku chočských

dolomitov, reiflinských vápencov a dolomitov, lunzkých vrstiev a nepatrnú časť hlavných dolomitov.

O tom, že v údolí Močiara je obnažená len najvrchnejšia časť lunzkých vrstiev poklesnutého bloku hlavného dolomitu, svedčí situácia cca 1 km južnejšie. Tam je blok hlavného dolomitu poklesnutý na hronskom zlome. Bezprostredne na J od zlomu sú obnažené reiflinské vápence a dolomity a v ich nadloží lunzké vrstvy veľkej hrúbky. Ich najvrchnejšia časť bola v roku 1980 dobre odkrytá aj v poklesnutom bloku v ryhe pre vodovod, urobenej na päte ľavého svahu doliny v. od kóty Na hore.

Na záver tejto problematiky dodajme, že komentovaná kryha hlavného dolomitu, hoci je uklonená na východ, má medzi uvedenými zlomami svoje podložie obnažené na hrebeni v. od doliny Vážna, a to: lunzké vrstvy, reiflinské dolomity, chočské dolomity a gutensteinské vápence.

SILICIKUM

Zaberá iba malú plochu na jv. okraji regiónu a predstavuje najsevernejšiu časť tejto jednotky, ktorá buduje príľahlé horské skupiny – Stratenskú hornatinu a Muránsku planinu.

Zhruba od Besníka na V hrubý triasový súbor známy pod názvom „vernársky pruh“ alebo vernársky príkrov (KETTNER, 1937; MAHEL, 1957, 1986) v podobe monoklinály uklonenej na J–JV spočíva na rozličných členoch bocianskeho čiastkového príkrovu hronika. Západne od údolia horného Hnilca, v priestore Besníka, sa spod karbonátových más vernárskeho príkrovu objavuje hrubé spodnotriasové súvrstvie s ryolitmi a je jeho integrálnou súčasťou (l. c.).

Západne od Besníka prinajmenej zdanlivo ten istý súbor spodnotriasových sedimentov, medzi Švermovom a Šumiacom zvrásnený a zošupinatý, je integrálnou súčasťou muránskeho príkrovu, toho príkrovu, ktorý rovnako ako vernársky je situovaný s. od muránskeho zlomu. Západne od Červenej skaly sa zdá, že spodnotriasový súbor sa rozštiepuje na dve vetvy, z ktorých jedna pokračuje do podložia stredného triasu Muránskej planiny, druhá, veľmi redukovaná, do podložia karbonatického triasu Dudlavej skaly.

Veľká masa spodného triasu medzi Šumiacom a horným údolím Hrona, v tzv. Švermovej šiji či uzle (l. c.), akoby predstavovala podošvu vernárskeho a muránskeho príkrovu, a tak ich zjednocovala do jednej tektonickej jednotky. Faciálne vývoje triasu týchto príkrovov sú však natoľko odlišné, že sa považujú za dva samostatné čiastkové príkrovy silicika, resp. spíšskej staroalpínskej jednotky sensu MAHEL et al. (1984). MAHEL (1986, obr. 51, 54) vedie medzi týmito dvoma príkrovmi hranicu, ktorá má povahu priečného zlomu. Nám sa takto vyjadrené rozhranie nezdá pravdepodobné. Aj my pripúšťame, že súvislosť muránskeho a vernárskeho príkrovu je možno iba zdanlivá a že zhruba v rovno-

bežke Švermova môže byť zamaskovaná porucha, na ktorej sa stýkajú sedimenty spodného triasu dvoch menovaných čiastkových príkrovov. Pri ústí švermovského tunela sa uprostred spodnotriasových vrstiev vyskytuje poloha triasových dolomitov a vápencov (OPPENHEIMER, 1931), ale nateraz nevieme posúdiť, či predstavujú zvrchu zavrásnené útržky muránskeho mezozoika do šupín a vrás spodného triasu, alebo či indikujú zamaskované rozhranie dvoch príkrovov.

V oblasti Dudlavej skaly je silicikum od veporika oddelené zväčša zlomom, pozdĺž ktorého sú poklesnuté mezozoické a terciérne formácie Hel'pianskeho podolia. Spod kvartérnych sedimentov nejasne presvitá štruktúra asymetrickej synklinály Dudlavej skaly. Je pred čelom muránskeho príkrovu a nakoľko je od neho osamostatnená, nezávislá, nemožno v súčasnosti s istotou posúdiť.

KETTNER (1958) považoval mezozoikum Dudlavej skaly za chočský príkrov, pokračovanie vernárskeho pruhu. Na základe hrubých dolomitov v oblasti Dudlavej skaly aj MAHEL (1986) pripúšťa príslušnosť tohto mezozoika k vernárskej jednotke. Ak je skutočne medzi nimi geometrická spojitosť, potom máme do činenia s polyfaciálnym čiastkovým príkrovom par excellence. V predchádzajúcom texte sme však ukázali, že rovnaký stupeň pravdepodobnosti platí aj pre spojitosť vernárskeho príkrovu s muránskym príkrovom s. s. Je zrejmé, že tzv. švermovský či besnický tektonický uzol na rozuzlenie ešte len čaká.

Na predchádzajúcich stranách sme konštatovali a komentovali predovšetkým tektoniku, ktorá je výsledkom predgosauskej transformácie mezozoických sedimentárnych bazénov na vrásovo-príkrovovú sústavu tvoriacu základnú osnovu dnešného pásmového pohoria vnútorných Západných Karpát. Komentovali sme hlavne rozšírenie a stručne aj vnútornú stavbu a vzťahy alpínskych stavebných elementov – hlavných a čiastkových tektonických jednotiek, ktoré sa podieľajú na stavbe regiónu. Treba dodať, že príkrovová sústava vznikla počas viacerých paleoalpínskych transformačných procesov (jednotlivé deformačné štádiá pozri napr. PLAŠIENKA, 1983). V regióne, o ktorom je reč, prvé z nich viedli k zložitej vrásovo-šupinovitej stavbe veporika a tatrika (rôzne tektonické štýly veporika opísal v Bystrickom podolí, Bystrickej vrchovine a v Starohorských vrchoch JAROŠ, 1971), k odlepeniu časti mezozoika od svojho podkladu, k ďalekosiahlemu presunutiu veporika na tatrikum, k metamorfóze veporického kryštalinika, ale aj mezozoika, predovšetkým tam, kde ostalo solidárne so svojim pôvodným podkladom.

Pokračovanie tektonických procesov viedlo k presunu bezkorenných príkrovov silicika a hronika. O relatívnej následnosti týchto procesov svedčí metamorfny skok a deformačná odlišnosť medzi elementmi veporika na jednej strane a silicika a hronika na druhej strane.

Vek vzniku príkrovovej sústavy je na prvý pohľad jednoznačne predsenónsky – predgosauský. Podľa MATĚJKU a ANDRUSOVA (1931) v Nedzovskom a Jablonickom pohorí senón transgresívne prekrýva prvky dvoch príkrovov vyšších ako

spodný subtatranský príkrov. Z toho vyvodili záver, že na západnom Slovensku je presunutie príkrovov predsenónske. Keď BYSTRICKÝ (1959) objavil morský senón pri Šumiáci (1959), záver o predsenónskom presune príkrovov, o predgosauskom vzniku príkrovej sústavy vnútorných Západných Karpát sa zovšeobecnil. Nemáme v úmysle toto konštatovanie spochybniť. Nemali by sme však spustiť zo zreteľa, že senón pri Šumiáci transgresívne spočíva len na triasovej sérii Dudlavej skaly, na jednej tektonickej jednotke silicika (spišskej sensu MAHEL in MAHEL a MALKOVSKÝ, 1984). Ak vieme, že mezozoické série Brezovských Karpát ležia vedľa seba, a nie jedna nad druhou, a pripustíme, že sú súčasťou jednej tektonickej jednotky (chočskej sensu MAHEL, l. c.) toho istého geometrického telesa, ktoré transgresívne prekryva senón, potom predgosauský vek príkrovej sústavy nie je doložený takými nezvratnými dôkazmi, ako to pre predlutétsky vek príkrovej sústavy na príklade Liptova urobil MATĚJKA (1927). Kartografické vyjadrenie, že sústava čiastkových príkrovov hronika je kolmatovaná – zaplombovaná senónom (strednoalpínskou jednotkou ekvivalentnou klapskej; MAHEL in MAHEL a MALKOVSKÝ, 1984), nie je argument na predgosauský vek sústavy, lebo vajsokvské zlepenca sú oligocénno-miocénneho veku.

Ďalší problém je formálnej povahy a týka sa chronológie vzniku hlavných tektonických jednotiek. V návrhu MAHELA (l. c.) vidíme racionálne jadro, pokiaľ ide o ich primárne generovanie, teda zánik bazénov, z ktorých vzišli. Tento návrh je zrejme založený na existencii najmladšieho člena mezozoika tej-ktorej jednotky. Lenže označiť napr. chočský príkrov za staroaustrijskú tektonickú jednotku, hoci leží na krížňanskom príkrove – mladoaustrijskej jednotke – a prostredníctvom nej na tatriku (sekvencii šiprúnskej a Červenej Magury) – mediteránnej tektonickej jednotke –, sa nám vidí formálne nenáležité. Hlavne preto, že počiatková forma a miesto vzniku tektonickej jednotky je v mnohých ohľadoch doménu predpokladov, kým definitívna pozícia a čiastočne aj forma je pozorovateľná a demonštrovateľná, a tá by sa teda mala stať základom klasifikácie. Podľa nášho súdu chočský príkrov je relatívne mladší ako krížňanský, ale oba môžu byť klasifikované ako mediteránne tektonické jednotky, tak ako tatrikum v ich podloží, hoci začiatok ich generovania mohol byť v staro-, resp. mladoaustrijskom období.

POPRIKROVOVÁ TEKTONIKA

Mediteránna príkrovová sústava podľa hla dôležitej prestavbe, manifestovanej množstvom dislokácií, ktorých časové a funkčné parametre nie sú nateraz systematicky spracované a o niektorých sme sa už v texte zmienili.

Najmä v predpaleogénnej poprikrovej prestavbe je nedostatok údajov, hoci jej existencia vyplýva z niektorých veľmi strmých až vertikálnych úklonov presunových plôch, napr. medzi spomenutým chočským a malužinským čiastkovým príkrovom hronika a bocianskym príkrovom hronika so sekvenciou Veľkého

boku. Podstatne zreteľnejšia je popaleogénna prestavba príkrovovej sústavy a prejavuje sa distribúciou terciérnych, mezozoických a kryštálických mäs a navonok aj v morfológii krajiny. Tejto tektonike vďaka napr. hlboké priečne poklesnutie mezozoika v korytnickej priekope na západnom okraji Salatín a Prašivej, kde hĺbka poklesnutia môže byť okolo 1 000 m. Priečne zlomy boli zaregistrované v celom pohorí, ale medzi nimi dominuje mýtanský zlom, tvoriaci východnú hranicu mezozoika Lopejskej kotliny a Bystrianskeho predhoria, ktoré mnohí autori stotožňujú s tzv. hronským synklinóriom. (Túto tektonickú štruktúru nebudeme komentovať, lebo v našom kartografickom vyjadrení nemá oporu.)

Morfologicky viditeľné sú pozdĺžne zlomy, na ktorých sa sformovalo Horehronské podolie. Od mýtanskeho zlomu na západ je mezozoická výplň podolia s reliktnými paleogénu, oligomiocénu a pliocénu zreteľne oddelená od kryštálinika Ďumbierskych Tatier zlomom, ktorého vertikálny skok môže byť niekoľko tisíc metrov. Tento hlavný zlom je sprevádzaný satelitnými zlomami rôznych smerov, z ktorých niektoré môžu mať značný vertikálny skok, ale na zlomoch bola zaregistrovaná aj horizontálna zložka pohybov. Kinematický režim vzniku zlomov bol zložitý, čo indikujú temer chaotické striácie na zrkadlách zlomov.

Od mýtanskeho zlomu na východ je Horehronské podolie morfologicky výrazné, ale zo sedimentárnych formácií sú na kryštáliniku zachované len relikty paleogénu a pliocénu, ku ktorým sa východne od Polomky pridružujú drobné východy mezozoika, zväčša len medzi Heľpou a Pohorelou. Táto konštelácia indikuje, že pred transgresiou paleogénu táto časť dnešného podolia mala pozíciu elevácie, následkom čoho bolo mezozoikum zväčša oderodované. Zachoval sa len malý úsek sekvencie Veľkého boku s nepatrnou troskou karbónu hronika, ktoré sú od kryštálinika Kraľovohofských Tatier oddelené takým istým zlomom ako v západnej časti podolia.

Medzi Pohorelou a Pohorelskou Mašou Horehronské podolie zaznamenáva analogický odskok ako na mýtanskom zlome, len adekvátna dislokácia nie je dokumentovaná. Medzi Pohorelskou Mašou a Šumiacom je mezozoická výplň podolia, pozostávajúca hlavne zo silicika, opäť v zlomovom styku s kryštálinikom Kráľovej hole.

Keď teda sledujeme severnú hranicu výplne Horehronského podolia s kryštálinikom Nízkyh Tatier, konštatujeme systematicky zlomovú povahu významným vertikálnym skokom. Geologické zloženie výplne podolia je v každom segmente iné. Niekoľkokilometrové priečne odskoky jednotlivých segmentov nie sú dostatočne objasnené. Nevieme dostatočne argumentovať, či ide o kulisovité usporiadané zlomy a na nich vzniknuté depresie, alebo o jeden zlom a depresné pásmo segmentované priečnymi zlomami.

Na severnej strane regiónu je prechod pohoria do Liptovskej kotliny prudký, ale len málokde spôsobený tektonicky. Je to napr. medzi Paučinou Lehotou a Paňovom, kde pri prvej spomínanej lokalite vertikálny skok na zlome presahuje 1 000 m. O poruche v západnom cípe Hornádskej kotliny sme sa už zmienili.

GEOFYZIKÁLNA PRESKÚMANOSŤ

Geofyzikálne práce v regióne Nízke Tatry môžeme rozdeliť na tri skupiny. Prvou skupinou sú geofyzikálne merania v mierke 1 : 200 000, ktorých výsledkom boli gravimetrické (IBRMAJER, 1963), aeromagnetické a aerorádiometrické štátne mapy (MAŠÍN, 1963). Štátne mapy síce podávajú prvotný obraz o plošnom rozšírení tiažových a magnetických nehomogenít, ale vzhľadom na ich mierku a presnosť merania sú na ďalšiu interpretáciu nepoužiteľné.

Druhú skupinu tvoria geofyzikálne mapovacie merania v mierke 1 : 25 000 a 1 : 50 000, realizované počas systematického gravimetrického mapovania Slovenska a v rámci dlhodobej úlohy Geofyzikálny výskum kryštalinika tatroveporíd. Výsledkom sú mapy ÚBA (Úplné Bouguerove anomálie) pre redukčnú hustotu $2,67 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Okrem gravimetrie sa v skúmanom území nevykonali žiadne iné systematické merania, či už aerogeofyzikálne, alebo plošné pozemné geofyzikálne merania ucelenejšieho charakteru.

Najvýznamnejšie geofyzikálne práce a interpretácie sa vykonali v časti územia počas riešenia úlohy Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkych Tatier (OBENAUER et al., 1980). Cieľom úlohy bolo:

1. Stanoviť hustotné a magnetické parametre hlavných petrografických typov hornín. Pre vybrané typy hornín určiť aj rádioaktívne vlastnosti. Výsledky štúdia fyzikálnych vlastností hornín sú v tab. 1, 2 a 3.

2. Vymedziť hustotné nehomogenity v pripovrchových častiach zemskej kôry.

3. Sledovať skryté magnetické telesá.

4. Lokalizovať výraznejšie fyzikálne rozhrania a sledovať ich smerom do hĺbky.

5. Na vybraných profiloch podať geofyzikálnu charakteristiku hlbšej stavby veporidnej a tatridnej jednotky.

6. Zostaviť štruktúrno-tektonickú schému skúmanej oblasti.

V rámci súboru máp geofaktorov životného prostredia v regióne Banská Bystrica–Zvolen sa v r. 1997 v západnej časti Nízkych Tatier uskutočnili plošné pozemné merania prírodnej a umelej rádioaktivity (U, Th, K a Cs¹³⁷) a merania radónu (Rn) v mierke 1 : 50 000.

Detailné geofyzikálne merania v mierke 1 : 10 000 – 1 : 100 000 sa v prevažnej väčšine realizovali pri riešení:

- ložiskovej problematiky,
- geologickej stavby a tektoniky,
- hydrogeologickej problematiky.

Práce sa sústredili do oblasti obcí Jasenie, Horná Lehota, Dúbrava, Heľpa, Pavčina Lehota a Laziská. Zamerané boli na zmapovanie reliéfu podložia a sledovanie skrytých ciest výstupov minerálnych a podzemných vôd, resp. na zistenie rozloženia teploty v rieke Hron s cieľom nájsť skryté prítoky Hrona. Na úlohách typu Nízke Tatry – Sb, Jasenie – Horná lehota – Sb, W sa určovala litologická a štruktúrno-tektonická stavba územia na zistenie priebehu tektonicky porušených až mylonitizovaných zón. V širšom okolí Heľpy sa vykonal geofyzikálny prieskum sulfidového ložiska. V roku 1975 sa uskutočnil paleomagnetický výskum v západnej časti Nízkych Tatier – melafýrovej série (MAŠKA, 1975) a v roku 1980 geofyzikálny prieskum Predajná – skládka gudrónov (LIZOŇ a HALMEŠOVÁ, 1980).

Pri detailných geofyzikálnych meraniach sa použil komplex geofyzikálnych metód (gravimetria, magnetometria, geoelektrina, geotermika a pod.).

Fyzikálne vlastnosti

Prehľad základných štatistických údajov hustotných charakteristík z celého územia udáva tabuľka, v ktorej je pre každý petrografický typ uvedený počet vzoriek, aritmetický priemer objemovej, mineralogickej hustoty a pórovitosti, štandardná odchýlka a koeficient variability pre objemovú a mineralogickú hustotu. Podstatnú časť územia buduje kryštalinikum, ktoré je zastúpené kryštalickými bridlicami a granitoidnými horninami. Kryštalické bridlice sú z hľadiska hustôt veľmi málo rozlíšiteľné horniny. Najvyššie hustoty sa zistili pri amfibolitoch – $2,8 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Priemerné hodnoty objemových hustôt kryštalických bridlic (biotitických pararúl, ortorúl, svorov, fylitov, serpentinitov) sú v rozpätí hodnôt $2,61\text{--}2,68 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$.

Granitoidné horniny (granity, granodiority, kremité diority) vykazujú tiež značnú variabilitu v hodnotách objemových hustôt. Najnižšie hodnoty majú granity ($2,6 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$), najvyššie kremité diority ($2,79 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Hodnoty ostatných hornín, ktoré zastupujú mladšie paleozoikum, mezozoikum a produkty terciérneho vulkanizmu sú uvedené v tabuľke.

Pri magnetických charakteristikách sa študovala veľkosť prirodzenej remanentnej magnetickej polarizácie (NRMP) a veľkosť objemovej susceptibility (Kapa). Výsledky štúdia magnetických vlastností sú v tabuľke. Tabuľka obsahuje počet bodov, priemerné hodnoty NRMP a kapa, štandardné odchýlky a koeficienty variability. Z údajov v tabuľke je možné medzi magneticky aktívne horniny zaradiť granodiority, kremité porfýry, kremité diority, albitovo-chloritické bridlice, biotitické pararuly, amfibolity, serpentinity, tmavé fylity, melafýry, pyroxenické andezity a ich anglomeráty. Ostatné typy hornín zastúpené v regióne sa považujú za prakticky nemagnetické. Najvyššie priemerné hodnoty objemovej magnetickej susceptibility majú niektoré typy hornín zastúpené v kryštaliniku –

Objemové a mineralogické hustoty hornín

Petrografický opis	Počet vz.	Objemová hustota kg . dm ⁻³						Mineralogická hustota kg . dm ⁻³					
		min.	x)	max.	ds	V %	Pór. %	100 % sýt.	min.	x)	max.	ds	V %
Granity	751	2,50	2,6	2,71	0,04	1,54	2,25	2,62	2,57	2,66	2,76	0,03	1,13
Granodiority	811	2,59	2,68	2,79	0,04	1,49	1,52	2,70	2,62	2,72	2,83	0,04	1,47
Krem. porfýry	21	2,46	2,56	2,62	0,04	1,60	3,04	2,59	2,63	2,64	2,67	0,01	0,38
Diority krem.	12	2,66	2,79	2,83	0,04	1,47	1,52	2,80	2,79	2,83	2,85	0,02	0,71
Biotit. fylity	27	2,59	2,68	2,73	0,04	1,40	2,21	2,70	2,69	2,74	2,79	0,02	0,80
Chlorit. -seric. fylity	94	2,50	2,63	2,76	0,06	2,28	3,26	2,66	2,63	2,72	2,79	0,03	1,10
Svory Brezina	35	2,68	2,74	2,80	0,03	1,09	2,05	2,76	2,71	2,79	2,90	0,06	2,15
Dvojsľudové svory	276	2,50	2,66	2,76	0,06	2,26	3,06	2,69	2,61	2,73	2,83	0,04	1,47
Sericitické svory	119	2,53	2,65	2,77	0,07	2,64	2,73	2,68	2,60	2,73	2,83	0,05	1,83
Albit. -chlorit. bridlice	81	2,43	2,61	2,74	0,07	2,68	3,48	2,65	2,61	2,71	2,79	0,04	1,48
Chlorit.-sericit. bridlice	71	2,42	2,62	2,71	0,07	2,67	3,00	2,68	2,64	2,70	2,77	0,04	1,48
Biotit. pararuly	140	2,51	2,67	2,84	0,05	1,87	2,50	2,70	2,62	2,74	2,88	0,05	1,82
Ortoruly	191	2,51	2,65	2,74	0,05	1,89	1,89	2,67	2,62	2,70	2,83	0,04	1,48
Amfibolity	263	2,55	2,80	3,08	0,10	3,57	2,51	2,83	2,69	2,85	3,11	0,10	3,51
Serpentinity	135	2,40	2,63	2,86	0,09	3,42	2,93	2,66	2,53	2,71	2,97	0,06	2,21
Migmatity	122	2,51	2,64	2,82	0,06	2,27	2,35	2,66	2,59	2,71	2,89	0,06	2,21
Kvarcity	34	2,51	2,65	2,74	0,04	1,65	1,74	2,67	2,66	2,70	2,75	0,02	0,76
Tmavé fylity	15	2,65	2,73	2,80	0,04	1,61	2,11	2,75	2,73	2,79	2,86	0,04	1,24
Arkózy	40	2,38	2,50	2,63	0,07	2,80	5,55	2,56	2,60	2,64	2,69	0,02	0,76
Kremence	120	2,43	2,60	2,69	0,04	1,54	2,06	2,62	2,55	2,66	2,78	0,04	1,50
Pestré bridlice	40	2,65	2,70	2,77	0,03	0,93	0,83	2,71	2,68	2,72	2,79	0,03	0,92
Piesčité brillice	20	2,53	2,55	2,67	0,04	1,57	1,98	2,57	2,61	2,64	2,71	0,03	1,14
Melafýry	172	2,52	2,71	2,88	0,08	2,95	1,13	2,72	2,54	2,74	2,91	0,07	2,55
Dolomity	163	2,70	2,80	2,86	0,03	1,07	1,36	2,81	2,78	2,84	2,90	0,02	0,70
Vápence	275	2,54	2,68	2,80	0,04	1,49	0,90	2,69	2,59	2,70	2,82	0,03	1,11
Pyrox. andezity a ich pyroklastiká	84	2,05	2,43	2,70	0,17	7,00	7,72	2,51	2,45	2,64	2,78	0,04	1,52

Magnetické vlastnosti hornín

Petrografický opis	KAPA 10^{-6} j. s (SI)						NRMP (nT)				
	Počet vz.	min.	x)	max.	ds	V %	min.	x)	max.	ds	V %
Granity	664	0	24,24	708,38	91,47	377,35		0,76	612,00	8,57	1 127,63
Granodiority	710	0	369,64	27 444,60	2 505,74	677,89		10,82	1 094,68	69,83	645,38
Krem. porfýry	19	61,54	253,71	831,60	192,80	75,99	1,22	60,90	188,56	64,16	105,35
Diority krem.	13	0	5 085,32	16 723,64	6 005,51	118,09		95,05	368,72	114,67	120,64
Biotit. fylity	19	0	25,67	487,70	11,89	435,88		0,06	1,22	0,28	166,67
Chlorit.-seric. fylity	40	0	0	0				0	0		
Svory Brezina	35	0	1 115,71	7 193,36	1 760,42	175,78		43,62	164,84	60,32	138,28
Dvojsľudové svory	244	0	77,22	859,10	185,13	239,74		0,66	8,88	2,73	76,75
Albit.-chlorit. bridlice	40	0	44,96	365,75	105,36	234,34		48,51	1 207,28	198,33	408,84
Chlorit.-seritic. bridlice	19	0	0	0				0	0		
Biotit. pararuly	124	0	1 343,81	36 999,50	4 899,82	364,62		13,05	307,47	38,44	294,56
Ortoruly	156	0	832,89	19 651,00	2 677,56	321,48		6,68	117,55	19,19	287,27
Amfibolity	253	0	3 481,98	104 800,01	12 619,87	362,43		78,15	1 649,16	217,24	277,98
Serpentinity	162	0	11 832,94	74 746,44	14 390,77	121,62		613,78	8 826,32	1 451,17	236,43
Migmatity	116	0	95,94	698,59	166,40	173,44		1,32	32,73	3,49	264,39
Kvarcity	58	0	132,26	727,22	197,32	149,19		1,90	14,70	3,40	178,95
Tmavé fylity	14	0	5 238,67	17 343,48	6 063,77	115,75	3,63	4 563,38	11 434,46	4 791,47	105,00
Arkózy	20	0	0	0				0	0		
Kremence	57	0	49,20	616,07	127,38	258,90		1,77	19,00	4,22	238,42
Pestré bridlice	15	0	209,25	792,54	282,73	135,12		0,72	2,64	0,95	131,94
Piesčité brilice	10	0	0	0				0	0		
Melafýry	75	0	11 957,23	83 145,94	17 906,45	149,75		430,41	7 428,36	1 010,46	234,77
Pyrox. andezity a ich pyroklastiká	62	0	9 331,85	36 516,45	7 739,43	82,94		1 327,51	36 062,35	4 700,71	354,10

Rádioaktívne vlastnosti hornín

Petrografický opis	Počet vz.	min.	x)	max.	ds	V %	min.	x)	max.	ds	V %
Granity	140	0,2	11,0	26,7	5,2	47,1	0,1	2,1	5,5	1,1	52,7
Granodiority	218	1,1	11,0	39,7	5,6	51,2	0,1	2,1	9,7	1,2	58,9
Svory	9	8,3	14,2	18,4	4,1	29,2	1,1	1,6	2,3	0,4	23,2
Albit.-chlorit. bridlice	8	7,3	8,9	11,6	1,5	16,5	0,9	1,7	2,4	0,5	28,2
Biotit. pararuly	10	8,2	12,6	19,3	3,5	27,6	1,2	1,6	2,5	0,4	25,8
Ortoruly	27	6,5	14,9	25,0	5,0	33,9	0,3	2,2	6,7	1,6	72,6
Migmatity	8	7,0	9,7	13,1	2,4	25,2	0,3	1,5	3,1	0,9	59,7
Migmatity	18	0,5	4,5	9,1	2,4	53,2	0	0,9	3,0	0,7	78,3
Serpentinity	9	1,1	2,0	3,8	0,8	41,9	0	0,02	0,1	0,04	200

Petrografický opis	Počet vz.	min.	x)	max.	ds	V %	min.	x)	max.	ds	V %
Granity	140	1,0	3,0	4,8	0,9	30,8	4,4	9,8	19,3	2,6	26,6
Granodiority	218	0,1	2,1	5,3	0,7	34,5	2,9	8,5	19,0	2,5	29,3
Svory	9	1,6	2,4	3,8	0,7	30,0	5,8	8,3	10,4	2,0	23,9
Albit.-chlorit. bridlice	8	1,4	1,6	2,1	0,2	14,9	5,2	5,7	6,3	0,5	8,0
Biotit. pararuly	10	1,7	2,7	3,6	0,5	18,4	6,4	7,8	9,7	1,1	13,5
Ortoruly	27	1,8	2,9	4,5	0,7	24,1	4,9	10,2	19,2	3,2	31,4
Migmatity	8	1,5	1,9	2,2	0,2	11,5	4,8	7,5	12,0	3,0	39,8
Migmatity	18	0,4	1,4	2,4	0,6	45,9	1,2	3,5	7,1	1,8	52,1
Serpentinity	9	0	0,06	0,3	0,01	16,7	0,1	0,6	1,0	0,3	47,5

serpentinity, kremité diority a amfibolity. Horniny mladšieho paleozoika (arkózy, pestré bridlice, piesčité bridlice) sú prakticky nemagnetické). Najvyššie priemerné hodnoty dosahujú melafýry – do $12\,000 \cdot 10^{-6} \text{ j} \cdot \text{SI}$.

Údaje o študovaných rádioaktívnych vlastnostiach sú uvedené v tabuľke. V tabuľke sú uvedené priemerné hodnoty, štandardné odchýlky a koeficient variability sledovaných rádioaktívnych prvkov Th, U, K a celkovej gama aktivity Q. Zo študovaných hornín najvyššie hodnoty celkovej gama aktivity vykazujú granity a granodiority.

Seizmický profil 2T

Oblasťou Nízkych tatier prechádza i reflexný seizmický profil 2T, ktorý bol doplnený ďalšími geofyzikálnymi meraniami – gravimetriou, magnetometriou, VES (vertikálna elektrická sondáž) ale aj magnetotelurickými meraniami (TOMEK et al., 1987, 1989, VARGA a LADA, 1988). Autori uvádzajú dve alternatívne interpretácie, avšak názory na obe sa líšia, a tak geofyzikálne merania na reflexnom seizmickom profile 2T sú stále predmetom nových interpretácií a reinterpretácií.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Komplikovaná geologická stavba Nízkyh Tatier podmienila zložitosť ich hydrogeologických pomerov. Môžeme tu rozlíšiť niekoľko hydrogeologických celkov s odlišnými podmienkami na tvorbu, obeh a režim podzemných vôd, a to:

- horninový komplex kryštalinika – tatrika, veporika,
- sedimentov a vulkanitov mladšieho paleozoika,
- sedimentov mezozoika – tatrika, veporika, hronika a silicika,
- sedimentov pokryvných útvarov – paleogénu, neogénu a kvartéru.

Horninový masív kryštalinika Nízkyh Tatier sa všeobecne charakterizuje ako málo zvodnený. Hydrogeologicky sú významné predovšetkým niektoré oblasti tektonického porušenia horninového masívu, umožňujúce v podmienkach zvýšenej puklinovej priepustnosti a rozsiahlejšej drenáže intenzívnejší obeh a väčšiu akumuláciu podzemných vôd. Z hydrogeologického hľadiska je veľmi významná hydrogeologická funkcia mezozoika v tektonickej pozícii uprostred kryštalinika a hydrogeologická funkcia kvartérnych, predovšetkým glaciénných a glacifluviálnych sedimentov.

Granitoidné horniny, vyznačujúce sa väčšou rozpukanosťou, roztvorenosťou a nevyplnenosťou puklín ako kryštalické bridlice, majú relatívne priaznivejšie podmienky na obeh a akumuláciu podzemných vôd. Puklinové pramene vyvierajúce z granitoidných hornín dosahujú výdatnosť väčšinou medzi $0,1-0,5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, pramene z kryštalických bridlíc dosahujú všeobecne menšiu výdatnosť ($0,1$ až $0,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$), ale sú o niečo početnejšie.

V kryštaliniku Nízkyh Tatier sa v niektorých oblastiach javí významnejší vplyv zlomovej tektoniky na celkové hydrogeologické pomery. V niektorých oblastiach kryštalických bridlíc postihnutých zlomovou tektonikou vystupujú pramene s výdatnosťou $10-15 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ (záver Lomnistej doliny, záver Studenej doliny), naproti tomu v niektorých oblastiach granitoidných hornín postihnutých zlomovou tektonikou vystupujú pramene s výdatnosťou iba do $3-5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Obraz o zvodnení horninového masívu kryštalinika poskytujú aj výtoky z banských štôlní, ktoré drénujú širšie horninové areály. V granitoidných horninách je väčšina výtokov podzemných vôd zo štôlní malá, obvykle sa pohybuje v rozmedzí $0,1-1,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v kryštalických bridliciach je veľmi malá a pohybuje sa väčšinou v rozmedzí $0,01-0,3 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Významnejšie výtoky podzemných vôd sú zo štôlní, ktoré v horninovom masíve kryštalinika zastihli tektonicky porušené úseky, alebo drénujú širšiu tektonicky porušenú oblasť. Z granitoidných hornín z takýchto významnejších výtokov drénujúcich rozsiahlejšie tektonicky porušené areály sú napr. v Dúbrave výtoky z Hlavného prekopu ($2,80-17,64 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, v rokoch

1970–1980), zo štólne Svätopluk (2,60–12,60 l . s⁻¹, v rokoch 1970–1980), zo Spodnej štólne Ignác (5,75 l . s⁻¹, 23. 9. 1979), zo štólne Rakytová (6,21 l . s⁻¹, 23. 9. 1979) a Magurky zo štólne Kilian (5,50 l . s⁻¹, 12. 8. 1982). V oblasti rozšírenia kryštálických bridlíc je významnejší výtok zo štólne na Soviansku v Jasení, s rozmedzím výdatnosti 5,34–17,10 l . s⁻¹ a s priemernou výdatnosťou 9,80 l . s⁻¹ (podľa SHMÚ v rokoch 1980–1983), čo svedčí o pomerne rozsiahlom drenážnom účinku na okolité horninové prostredie postihnuté zlomovou tektonikou. Výdatnosť sústavne pozorovaných prameňov je v tabuľke.

Významná je hydrogeologická funkcia štruktúr mezozoika v zložitej tektonickej pozícii v kryštaliniku, ktoré sa vyznačuje rozsiahlou drenážou okolitého horninového prostredia. Najvýznamnejšia je tektonická štruktúra mezozoika Trangošky. Z výverov odvodňujúcich túto štruktúru sú významnejšie dva pramene, a to prameň Stará Trangoška v závere Bystrianskej doliny a prameň Bocianka vo východnej časti štruktúry. Medzi významné mezozoické štruktúry v zložitej tektonickej pozícii v kryštaliniku patrí aj štruktúra v doline potoka Hodruša a štruktúra bacúšskeho mezozoika. Štruktúru mezozoika v doline potoka Hodruša odvodňujú pramene Škarkétka č. 1 a Škarkétka č. 2. Štruktúru bacúšskeho mezozoika odvodňujú viaceré vývery, z ktorých sú významnejšie vývery v Sokolej a Nemcovej doline. Najvýznamnejší je prameň Nemcova dolina s výdatnosťou 9,2 až 27,4 l . s⁻¹ a skupina prameňov v Sokolej doline s celkovou výdatnosťou 6,8 až 74,4 l . s⁻¹ (v roku 1984). Významná je i štruktúra mezozoika pri Šumiaci, odvodňovaná prameňom Rybáreň s výdatnosťou 11,5–78,5 l . s⁻¹.

Významná je i hydrogeologická funkcia glaciénných sedimentov v kryštaliniku. Najvýznamnejšie pramene z nich vyvierajú v oblasti Demänovskej doliny, a to prameň Pod vodojemom s výdatnosťou 5,8–32,8 l . s⁻¹, prameň Zadná voda s výdatnosťou 0,7–22,7 l . s⁻¹ a prameň pod Orloú skalou s výdatnosťou 1,29 až 23,0 l . s⁻¹ (v roku 1988).

Priemerný merný odtok podzemných vôd z hornín kryštalinika je 4,0 až 8,0 l . s⁻¹ . km⁻² (DOVINA in HANZEL et al., 1990), zatiaľ čo v oblastiach s výskytom glaciénných sedimentov a s mezozozikom v tektonickej pozícii je 10,0 až 18,0 l . s⁻¹ . km⁻² (HANZEL, 1974).

Podzemné vody kryštalinika charakterizuje veľmi nízka celková mineralizácia od 25,0 do 100,0 mg . l⁻¹ a chemicky patria k Ca-HCO₃, resp. Ca-Mg-HCO₃ typu vôd (GAZDA in HANZEL a GAZDA, 1973).

Komplex hornín mladšieho paleozoika, hlavne v severozápadnej časti, je ako celok nízko zvodnený až nepriepustný v dôsledku častého striedania popukavých pieskovcov, zlepenecov, vulkanitov, s lokálne obmedzenou cirkuláciou puklinových vôd, s nepriepustnými bridlicami. Z pieskovcov, zlepenecov, vulkanitov vyvierajú celý rad puklinových prameňov s výdatnosťami prevažne do 0,1–0,4 l . s⁻¹. Svojou tektonickou pozíciou horninový komplex mladšieho paleozoika ovplyvňuje režim krasovo-puklinových vôd triasových karbonátov.

Prehľad v súčasnosti sústavne pozorovaných prameňov v Nízkych Tatrách (podľa SHMÚ, 1996)

Tektonická jednotka		Názov prameňa lokalita	Obdobie pozorov.	Výdatnosť (l. s ⁻¹)			Teplota (°C)		
				min.	priem.	max.	min.	max.	
Kryštalinikum		Žliabok – Jarabá	1978–95	0,70	2,20	13,40	3,20	8,40	
		Zo štôly – Jasenie	1980–95	3,70	7,50	17,10	5,80	7,00	
Mezozoikum v tektonickej pozícii v kryštaliniku		Škarkétka-horný Malužiná -dolný	1971–95	0,04	9,20	72,00	3,70	6,70	
			1971–95	2,30	14,40	70,00	3,50	6,00	
		Bocianka – V. Boca	1979–95	12,00	89,50	1 260,00	3,80	4,00	
		Stará Trangoška – Horná Lehota	1992–95	56,10	91,00	150,00	4,00	8,00	
		Rybáreň – Šumiac	1987–95	11,50	31,50	78,50	5,80	7,90	
		Nemcova dolina – Polomka	1985–95	9,20	15,30	27,40	6,30	7,60	
		Lazisko – Lazisko	1985–95	4,80	10,40	28,80	5,00	8,20	
Veporikum – severné svahy	križňanský príkrov	Mošnica – Lazisko	1988–95	6,60	20,90	145,00	1,90	8,40	
		Lovná – Partizánska Ľupča	1986–95	4,60	9,90	24,50	2,30	6,30	
		Červený grúň – Partizánska Ľupča	1986–95	3,50	6,60	23,60	2,00	8,00	
		Salatinský potok – Partizánska Ľupča	1986–95	0,08	8,00	26,80	1,90	6,10	
		Škripeň – Dúbrava	1992–95	13,00	16,60	21,00	–	–	
		sekvencia Veľkého boka	Veľký Brunov – Lipt. Teplička	1992–95	47,00	97,90	374,00	2,30	5,50
			Malý Brunov – Lipt. Teplička	1992–95	45,40	131,00	320,00	4,20	6,00
	Macová – Lipt. Teplička		1992–95	45,60	81,20	180,00	3,80	5,90	
			Teplica – Liptovská Teplička	1992–95	55,30	107,00	167,00	5,00	6,00
			Hranovnické pleso – Hranovnica	1976–95	9,70	51,50	850,00	19,00	20,50
		Vyvieračka – Vikartovce	1981–95	5,70	26,10	207,00	3,70		
Veporikum – južné svahy		Vyvieračka Tajch – Valaská	1980–95	26,50	83,50	263,00	8,00	9,60	
Hronikum – severné svahy		Nižný Chmelinec – Svarín	1984–95	8,90	74,20	300,00	4,30	8,30	
		Vyvieračka – Malužiná	1993–95	11,50	20,40	38,10	6,20		
		Zemská 1 – V. Šuňava	1979–95	2,20	10,70	18,40	6,20	6,70	
		Červený kút – Hybe	1985–95	5,20	9,40	18,40	8,00		

pokračovanie tab.

Tektonická jednotka	Názov prameňa lokalita	Obdobie pozorov.	Výdatnosť (l. s ⁻¹)			Teplota (°C)	
			min.	priem.	max.	min.	max.
Hronikum – severné svahy	Vyvierky č. 2 Východná č. 3	1989–95	28,70	62,20	220,00	9,10	9,30
		1987–95	2,70	7,20	11,50	–	–
	Vyv. Škopová dol.–Lipt. Ján	1971–95	0,00	25,70	127,00	5,10	6,80
	Nad Škopovou 1 – Lipt. Ján	1979–95	7,90	19,30	26,10	5,80	
	Nad Škopovou 2 – Lipt. Ján	1979–95	8,50	16,40	23,00	5,80	
	Pri Staniš. jaskyni 1 – Lipt. Ján	1971–95	0,10	5,20	31,30	5,70	7,50
	Nad Staniš. jaskyňou – Lipt. Ján	1979–95	0,80	5,20	32,30	5,50	7,40
	Pod Bielym – Liptovský Ján	1995	1,80	2,80	4,80	6,70	
Hronikum – južné svahy	Za továrňou (Teplica) – Dol. Lehota	1980–95	6,30	8,30	13,10	15,00	18,50
	Uhlište – Dol. Lehota	1980–95	17,50	49,70	274,00	1,80	9,80
	Vrabc – Dolná Lehota	1980–95	9,70	31,20	101,00	2,20	9,40
	Horný 1, 2, 3 – Dolná Lehota	1979–95	6,60	13,70	30,60	3,40	9,90
	Horný 4 – Dolná Lehota	1983–95	12,90	16,20	21,40	–	–
	Dolný – Dolná Lehota	1979–95	14,00	27,80	107,00	2,40	10,40
	Hostinské lúky – Bystrá	1991–95	4,40	11,50	38,40	–	–
	Starý mlyn – Horná Lehota	1979–95	4,80	11,80	27,20	8,00	8,50
Silicikum – vernársky príkrov	Zadná dolina 1 – Telgárt	1975–95	9,60	70,20	488,00	3,20	7,20
	Zadná dolina 2 – Telgárt	1975–95	0,20	31,40	262,00	4,00	7,20
Silicikum – muránsky príkrov	Hron – Telgárt	1972–95	1,10	7,60	33,10	5,20	8,80
	Teplica – Telgárt	1972–95	5,80	11,10	39,30	4,00	10,80
Kvartér – glaciogénne sedim.	Zadná voda – Demänová	1984–95	0,70	6,70	22,70	1,20	5,40
Kvartér – sutiny	Krutá voda 1 – Lipt. Lúžna	1992–95	0,00	14,10	88,60	5,50	7,80
	U Tišťanov – Liptovská Lúžna	1984–95	37,40	70,20	244,00	6,20	8,30

Význam a hĺbkový dosah puklín tektonického porušenia dokumentujú napr. prieskumné vrty v údolí Svarínky, Chmelinca, Ipolitice, Benkovského potoka, z ktorých je voľný preliv podzemných vôd s výdatnosťou od 0,01 do 1,0 l . s⁻¹. Mineralizácia podzemných vôd sa pohybuje v širokom intervale od 70,0 do 2 000,0 mg . l⁻¹. Vody sú Ca, resp. Na-SO₄ typu (GAZDA in HANZEL a GAZDA, 1973).

Pre obeh a akumuláciu podzemných vôd sú v Nízkych Tatrách najvýznamnejšie sedimenty mezozoika štyroch tektonických jednotiek – tatrika, veporika, hronika a silicika. Kolektorom podzemných vôd sú hlavne vápence a dolomity triasu, menej i sedimenty jury s puklinovou, najmä však s krasovou a krasovo-puklinovou priepustnosťou. Vytvárajú niekoľko plošne rozdielných hydrogeologických štruktúr v severozápadnej, severovýchodnej, južnej a juhovýchodnej časti Nízkych Tatier.

V severovýchodnej časti Nízkych Tatier vytvárajú vápencovo-dolomitické komplexy triasu, čiastočne i sedimenty jury tatrika, veporika a hronika, tri hydrogeologické štruktúry.

V obalovej sekvencii je najvýznamnejšia hydrogeologická štruktúra Červenej Magury, tvorená karbonátmi triasu a jury, s rozlohou asi 3 km². Rozprestiera sa západne od Salatína a Úplazov. Navyše drénuje aj časť povrchových a podzemných vôd vápencov a dolomitov krížňanského príkrovu. Podstatná časť jej podzemných vôd je odvodňovaná na juh do hornej časti povrchového toku Ráztočnej (pravostranný prítok Lúžňanky). Doterajšie poznatky dokumentujú odvodňovanie asi 60 l . s⁻¹ z triasových gutensteinských vápencov, tvoriacich drén pre podzemné vody jurských vápencov (KULLMAN, 1976)

Podstatne významnejšia v tejto oblasti je hydrogeologická štruktúra karbonátov triasu krížňanského príkrovu, ktorý ako celok zaberá podstatnú časť z hodnoteného územia.

Tvorí pruh zvodnených karbonátov, tiahnuci sa v smere V-Z od Demänovskej doliny až po dolinu Revúcej. Ako celok upadá pruh dolomitov a vápencov monoklinálne na sever pod mladšie, prevažne nepriepustné súvrstvia vlastného príkrovu. Je narezaný celým radom priečných dolín. Hlavné odvodňovanie podzemných vôd z karbonátov je v dvoch oblastiach, a to vo východnej časti hydrogeologickej štruktúry v oblasti Demänovskej doliny a v západnej časti hydrogeologickej štruktúry v oblasti Lupčianskej doliny.

V oblasti Demänovskej doliny dochádza hlavne v strednom úseku vápencovo-dolomitického pruhu k významnému sústredenému výstupu podzemných vôd. Je to jednak vo vyvieracke Vyvieranie, kde vystupujú na povrch vody podzemného toku Demänovky, odvodňujúcej systém jaskyne Slobody (277 až 1 466 l . s⁻¹), jednak do porchového toku Demänovky. Nie je vylúčený určitý prestup podzemných vôd do karbonátov mezozoika, ktoré ležia v podloží vnútrokarpatského paleogénu Liptovskej kotliny. Podzemné vody sa dopĺňajú z dvoch

zdrojov. Významnejšie je drénovanie povrchových a podzemných vôd z priľahlého kryštalinika a druhým zdrojom sú infiltrované zrážkové vody do karbonátov hydrogeologickej štruktúry. Na základe doterajších hydrogeologických výsledkov podiel podzemných vôd z infiltrácie do karbonátov reprezentuje 150–400 l · s⁻¹ (KULLMAN, 1976).

V západnej časti hydrogeologickej štruktúry je odvodňovaná významná časť podzemných vôd v Lupčianskej doline. Lupčianska dolina narezáva naprieč hydrogeologickú štruktúru zvodnených triasových dolomitov a vápencov v dĺžke asi 2,5 km. Hlboko zarezaná dolina a priečna tektonika vytvárajú predpoklady na sústredenie významného množstva krasovo-puklinových podzemných vôd do tejto oblasti. Nachádzajú sa tu iba 2 významnejšie pramene, každý s výdatnosťou 10,0 l · s⁻¹. Významné je zdokumentovanie skrytých prestupov krasovo-puklinových vôd do Lupčianky v množstve 80,0–477,0 l · s⁻¹. Potvrdil to i hydrogeologický vrt NTK-2, z ktorého sa čerpalo 20,4 l · s⁻¹ podzemných vôd pri znížení 13,2 m (KULLMAN, 1976).

V tejto časti pohoria poslednú významnejšiu hydrogeologickú štruktúru vytvára troska karbonátov triasu chočského príkrovu juhovýchodne od Ružomberka. Spolu s karbonátmi bazálnej litofácie vnútrokarpatského paleogénu vytvára jednotnú hydrogeologickú štruktúru, upadajúcu na sever pod nepriepustné flocové súvrstvie paleogénu. Odvodňujú ju pramene s menšou výdatnosťou (sumárne okolo 15,0 l · s⁻¹), hlavne však latentné prestupy podzemných vôd do povrchového toku Ludrovanky v množstve 40,0–50,0 l · s⁻¹ (KULLMAN, 1976).

V severovýchodnej časti Nízkyh Tatier (východne od Il'anovskej doliny až po Hranovnické pleso) sú významným kolektorom krasovo-puklinových vôd vápencovo-dolomitické komplexy veporika a hronika. Menej zvodnené komplexy kryštalinika a mladšieho paleozoika spolupôsobia pri formovaní režimu krasovo-puklinových vôd ako povrchové zberné oblasti so svahmi priklonenými ku karbonátovým komplexom, ale aj s možnosťou drénovania časti puklinových vôd karbonátmi, hlavne však ako izolátory obmedzujúce cirkuláciu podzemných vôd v karbonátoch. Môžeme tu rozlíšiť dve geologické štruktúry s krasovo-puklinovými vodami, ktoré sa líšia rozmanitosťou tektonických štýlov, čo podstatne ovplyvňuje ich hydrogeologické pomery.

Jednu štruktúru predstavuje mezozoikum skupiny Veľkého boka, ležiace v nadloží nízko zvodneného kryštalinika a monoklinálne upadajúce pod nepriepustné horniny karbónu až spodného triasu štureckého príkrovu. Hlbinný tektonický štýl umožnil vytvoriť z nej drenáž rozsiahlej oblasti budovanej kryštalinikom z južnej a západnej strany. Karbónske až spodnotriasové súvrstvie obmedzuje sekvenciu Veľkého boka zo severu a vytvára pre jej podzemné vody nepriepustnú bariéru. Tieto priaznivé geologické podmienky prispeli k vzniku významnej akumulácie podzemných vôd v oblasti Liptovskej Tepličky, kde tria-

sové karbonáty majú najväčšie plošné rozšírenie. Smerom na západ je skupina Veľkého boka enormne redukovaná, na povrch vystupujú prevažne slienité vápence, sliene neokómu, nepriaznivé na zvodnenie, a preto tu nenastáva väčšia akumulácia podzemných vôd.

Druhou geologickou štruktúrou s krasovo-puklinovými vodami je hronikum, v ktorom sú najvýznamnejšími kolektormi podzemných vôd triasové vápence a dolomity štureckého a chočského príkrovu. Zložitá vnútorná stavba zvodneného súvrstvia karbonátov s množstvom vrás a zlomových porúch sa odráža vo veľmi častom a komplikovanom striedaní vápencov a dolomitov s nepriepustnými pieskovo-bridličnatými lunzkými vrstvami karnu a s horninami mladšieho paleozoika – spodného triasu. Karbonátové komplexy sú preto roztrieštené na 5 menších hydrogeologických štruktúr, v dôsledku čoho sú obmedzené možnosti na vznik väčšieho množstva výdatných prameňov. Sú to štruktúry: lučivniansky karbonátový komplex, karbonátový komplex Čierneho Váhu, važecko-svarínsky karbonátový komplex, plošne najväčší karbonátový komplex Jánskej doliny a karbonátový komplex Kráľovej Lehoty (HANZEL, 1974).

Karbonátový komplex skupiny Veľkého boku je po celom obvode uzavretý nízko zvodnenými až nepriepustnými horninami, čím je vylúčený prestup podzemných vôd tejto štruktúry do susedných hydrogeologických celkov a je veľmi nepravdepodobná komunikácia jej vôd s inými štruktúrami.

Z hydrogeologického hľadiska sú najviac zvodnené stredno- a vrchnotriasové dolomity až vápencové dolomity, s rozlohou 42,4 km². Hydrogeologicky menej zvodnené sú jurské vápence, ktoré majú malé plošné rozšírenie. Z hydrogeologického hľadiska je významný tektonický styk skupiny Veľkého boka s mladším paleozoikom s úklonom 40°–70° na S, sprevádzaný miestami vložkami značne kavernóznych dolomitov. Má rozsiahly drenážny účinok, a preto v miestach, kde dolomity vystupujú na povrch, vyvierajú niekoľko prameňov s výdatnosťou od 1,0 do 181,0 l · s⁻¹ (Studená dolina, severné svahy kóty Veľkého boka, údolie Malužinej).

Celkovo karbonátový komplex skupiny Veľkého boka odvodňuje deväť prameňov v povodí Čierneho Váhu a ojedinele v povodí Hornádu, s výdatnosťou od 5,7 do 607,0 l · s⁻¹. Silné zvodnenie triasových dolomitov potvrdil aj hydrogeologický vrt HK-4 (východne od Liptovskej Tepličky), z ktorého sa pri znížení hladiny o 9,40 m čerpal 51,2 l · s⁻¹ podzemných vôd. V celej štruktúre prevláda plytká cirkulácia podzemných vôd, iba vo východnej časti štruktúry sa časť vôd podieľa na hlbinej cirkulácii, pričom voda zostupuje do hĺbky asi 550,0 až 600,0 m. Tieto podzemné vody vystupujú na povrch na tektonickom styku skupiny Veľkého boka s mladším paleozoikom v prameňoch na Hranovníckom plese, s teplotou vody 19,9–20,5 °C.

Smer prúdenia podzemných vôd je väčšinou na S, do údolia Čierneho Váhu, ktorý je eróznou bázou štruktúry, kde sa pri styku s nadložným súvrstvom mladšieho paleozoika odvodňuje podstatná časť podzemných vôd.

Štruktúru dopĺňajú okrem infiltrácie zrážkových vôd aj povrchové a podzemné vody z príľahlých svahov kryštalinika s plochou 29,7 km².

Značná časť podzemných vôd štruktúry prestupuje vo forme skrytých príronov do Čierneho Váhu a Ždiarskeho potoka, ktoré naprieč prezrávajú karbonáty (HANZEL, 1974).

Ďalšiu hydrogeologickú štruktúru tvorí komplex strednotriasových a vrchnotriasových dolomitov, čiastočne vápencov chočského príkrovu medzi Spišskou Teplicou, Svitom a Štrbou (lučivniansky komplex), s rozlohou 33,0 km². Karbonáty sú silne tektonicky porušené zlomami. Na severe a východe sa ponárajú pod flyšové sedimenty paleogénu Popradskej kotliny a na juhu sú obmedzené podložnými nepriepustnými sedimentmi mladšieho paleozoika. Odvodňovanie štruktúry je hlavne prostredníctvom bariérových prameňov na styku s nepriepustným súvrstvom paleogénu medzi Svitom a Spišskou Teplicou, kde je najväčší prameň štruktúry Nové okno s výdatnosťou 121,0–185,0 l · s⁻¹, využívaný na zásobovanie podtatranskej oblasti. Ďalšie menšie pramene majú celkove výdatnosť 15,5 až 28,5 l · s⁻¹. Ďalšia časť sa odvodňuje priamym prestupom podzemných vôd do rieky Poprad pri Svite. Asi 50,0 l · s⁻¹ podzemných vôd prestupuje pod paleogénu výplň kotliny. Lučivniansky komplex karbonátov je infiltráčnou oblasťou termálnych vôd žriedlovej štruktúry Gánovce s teplotou vody okolo 23,0 °C (HANZEL, 1974).

Karbonátový komplex Čierneho Váhu je zavrásnený uprostred nepriepustného pieskocovovo-bridličnatého súvrstvia karbónu – spodného triasu. V dôsledku týchto geologických podmienok je v štruktúre plytká cirkulácia puklinovo-krasových vôd s generálnym smerom prúdenia v smere osi tektonickej štruktúry. Štruktúru odvodňujú menšie pramene, z ktorých je najvýdatnejší prameň Zemská s výdatnosťou od 2,2 do 18,4 l · s⁻¹. Komplex karbonátov s rozlohou 10,0 km² je prerezaný Čiernym Váhom a riekou Ipoltica, ktoré pôsobia ako drén s rozptýlenými výdatnými príronmi puklinových vôd do tokov (HANZEL, 1974; ŠALAGA, 1985).

Važecko-svarínska štruktúra karbonátov hronika sa nachádza medzi Čiernym a Bielym Váhom od Važca po Svarín. Komplex triasových dolomitov štureckého príkrovu v juhovýchodnej časti štruktúry s plochou 24,7 km² odvodňujú iba dva väčšie erózne pramene – v Nižnom Chmelinci (tab. 1) a skrytý prestup podzemných vôd do Čierneho Váhu.

Severovýchodná časť štruktúry s rozlohou 20,3 km², v ktorej sa nachádzajú skrasovatené gutensteinské vápence, tvorí spolu s karbonátmi stredného triasu chočského príkrovu Važecký kras. Komplex odvodňujú sústredené pramene na styku s nepriepustnými nadložnými lunzkými vrstvami, resp. flyšovým súvrstvom paleogénu v povodí Bieleho Váhu, prameň Važec-Teplica s výdatnosťou (v rokoch 1979–1980) 26,0–326,0 l · s⁻¹ a prameň juhovýchodne od Východnej s výdatnosťou 28,7–220,0 l · s⁻¹. Časť podzemných vôd drénuje Biely Váh.

Hydrogeologicky významná a plošne najväčšiu štruktúru – karbonátový komplex Jánskej doliny – tvoria vápence a dolomity stredného triasu chočského príkrovu s plochou 62,5 km², tiahnuce sa od Ilanovskej doliny až po údolie potoka Boca. Z hľadiska zvodnenia najvýznamnejšie sú gutensteinské vápence, ktoré sú v oblasti Jánskej doliny silne skrasovatené. Infiltračná oblasť karbonátov je zväčšená o priklonené svahy kryštalinika. Komplex karbonátov klesajúci na sever je intenzívne zvrásnený a na svojom severnom obvode sa stýka s hydrogeologicky nepriepustnými lunzkými vrstvami, ktoré ho oddeľujú od vrchnotriasových vápencov a dolomitov. Na styku s nepriepustnými lunzkými vrstvami štruktúru odvodňujú 2 barierové pramene južne od Závažnej Poruby, s výdatnosťou od 0,1 do 16,0 l . s⁻¹ a 0,5 do 10,8 l . s⁻¹ a zachytený prameň Brtkovica s výdatnosťou 2,0–6,7 l . s⁻¹.

Ďalšia časť puklinovo-krasových vôd vyvierajúca hlavne v Jánskej doline. Výdatnosť jednotlivých prameňov sa pohybuje od 0,0 do 127,0 l . s⁻¹. Do tejto skupiny možno zahrnúť vyvierajúcu Hlboké v Jánskej doline, s výdatnosťou od 548,0 do 1 180,0 l . s⁻¹, ktorá predstavuje výstup ponorných vôd potoka Štiavnica. Iba 15,0–20,0 % vôd z výdatnosti pochádza z infiltrácie atmosférických zrážok do karbonátov masívu Na zadný (HANZEL, 1974).

Samostatnú skupinu tvoria bariérové pramene vyvierajúce z pruhu strednotriasových dolomitov a reiflinských vápencov s plochou 4,3 km² medzi Liptovským Jánom a Liptovskou Porúbkou, na styku s nadložnými lunzkými vrstvami. Ich infiltračná oblasť je v strednotriasových vápencoch a dolomitoch južne od Liptovskej Porúbky, medzi Jánskou dolinou a potokom Boca. Je to skupina prameňov pri Liptovskej Porúbke (2 pramene Kamenistá), s výdatnosťou 11,6–40,0 l . s⁻¹ a 14,5–40,7 l . s⁻¹ (za roky 1975–1982) a prameň Pod Zápačou, na južnom okraji Liptovského Hrádku, s výdatnosťou 36,0–46,0 l . s⁻¹ (za roky 1957 až 1972). Celá štruktúra karbonátov Jánskej doliny sa odvodňuje aj formou skrytých prírónov podzemných vôd z karbonátov do potoka Štiavnica v Jánskej doline a do potoka Boca. Jánska dolina tvorí eróznú bázu pre podzemné vody štruktúry, a preto je tam koncentrovaná podstatná časť výverov podzemných vôd zo štruktúry. Ďalšia časť podzemných vôd sa odvádza karbonátmi ponárajúcimi sa pod sedimenty paleogénu Liptovskej kotliny a podieľa sa na tvorbe termálnych vôd. Zachytil ich čiastočne vrt Rudolf v Liptovskom Jáne, s výdatnosťou 61,0 l . s⁻¹ a s teplotou vody 28,6 °C (PORUBSKÝ, 1968).

Poslednú štruktúru – karbonátový komplex Kráľovej Lehoty s plochou 38,5 km² – tvoria vrchnotriasové dolomity, menej dachsteinské vápence chočského príkrovu v širšom okolí Kráľovej Lehoty. Ich podložie buduje hydrogeologicky nepriepustné súvrstvie lunzkých pieskocov a bridlíc. Na severe sa ponárajú pod paleogénnu výplň Liptovskej kotliny. Štruktúru odvodňujú pramene na styku s lunzkými vrstvami, z ktorých najvýznamnejší je prameň Červený kút a zachytený prameň Mních v údolí Boce, s výdatnosťou 3,5–11,7 l . s⁻¹ (v r. 1968–1973).

Celkove odtok podzemných vôd zo štruktúry prameňmi sa pohybuje iba od 25,0 do 53,0 l . s⁻¹, avšak značná časť podzemných vôd prestupuje do povrchových tokov Hybice, Boce, Bieleho a Čierneho Váhu a Váhu. Výsledky hydrogeologického prieskumu dokumentujú, že veľká časť podzemných vôd zo štruktúry prestupuje do Váhu a jeho fluviálnych náplavov v úseku medzi Kráľovou Lehoutou a Liptovskou Porúbkou.

Mineralizácia krasovo-puklinových vôd severovýchodných svahov Nízkyh Tatier kolíše v pomerne širokom intervale. V podzemných vodách skupiny Veľkého boka je v intervale od 150,0 do 420,0 mg . l⁻¹, s priemernou mineralizáciou 254,0 mg . l⁻¹.

Najvyššiu priemernú mineralizáciu, a to 453,0 mg . l⁻¹ s kolísaním mineralizácie v intervale 390,0–490,0 mg . l⁻¹ vykazujú podzemné vody lučivnianskeho karbonátového komplexu. Oplyvňujú ju vyššie mineralizované vody hlbšej puklinovej cirkulácie v dolomitoch chočského príkrovu.

V ostatných štruktúrach sa celková mineralizácia vôd pohybuje od 248,0 do 585,0 mg . l⁻¹, pričom priemerná mineralizácia je od 313,0 do 430,0 mg . l⁻¹ (HANZEL a GAZDA, 1973).

Na južných svahoch Nízkyh Tatier možno v sedimentoch mezozoika – veporika a hronika vymedziť tri hydrogeologické štruktúry.

Vápence a dolomity triasu krížňanskeho príkrovu a spodného čiastkového chočského príkrovu tvoria hydrogeologickú štruktúru medzi Mýtom pod Ďumbierom – Podbrezovou – Valaskou a Hroncom. Jej celková rozloha je 33,8 km². Štruktúra má dva základné systémy cirkulácie krasovo-puklinových vôd. Jeden systém je v karbonátoch chočského príkrovu a druhý v karbonátoch krížňanskeho príkrovu. Hydrogeologické podmienky umožňujú čiastočný prestup podzemných vôd zo systému chočského príkrovu do systému krížňanskeho príkrovu.

Karbonáty chočského príkrovu odvodňujú dva pramene vo Valaskej, a to prameň Tajch s výdatnosťou 26,5–263,0 l . s⁻¹ a prameň Javorová s výdatnosťou v rokoch 1980–1988 od 0,001 do 201,0 l . s⁻¹, priemerne 11,0 l . s⁻¹. Štruktúra je dopĺňovaná infiltráciou zo zrážok a tiež vodami z povrchového toku Bystrianky. Karbonáty krížňanskeho príkrovu odvodňuje prameň Pri mlyne v obci Mýto pod Ďumbierom, s výdatnosťou 13,3 l . s⁻¹, pramene Vagnár s celkovou výdatnosťou 14,9–33,7 l . s⁻¹ (využívané pre mesto Brezno), ale najmä významné latentné prestupy krasových vôd do Hrona, ktorý naprieč prerezáva hydrogeologickú štruktúru. Hydrogeologický výskum (i pomocou vrtov) dokumentoval možnosť zachytiť okolo 120,0–130,0 l . s⁻¹ podzemných vôd zo skrytých prítokov do Hrona a priame odvodňovanie podzemných vôd do Hrona v množstve 160,0 až 200,0 l . s⁻¹ (KULLMAN a VRANA, 1983).

Najvýznamnejšou hydrogeologickou štruktúrou krasovo-puklinových vôd v mezozoiku na južných svahoch Nízkyh Tatier je hydrogeologická štruktúra vápencov a dolomitov chočského príkrovu a karbonatických zlepcov paleo-

génu – miocénu v oblasti medzi Podbrezovou – Krpáčovou – Jasením – Lopejom s plochou 37,7 km². Hlavným stavebným prvkom štruktúry je stredný čiastkový chočský príkrov, odseknutý pri severnom okraji hranským zlomom. V tejto štruktúre možno vo vertikálnom smere vymedziť štyri zvodnené horninové komplexy, ktoré sú vzájomne prepojené. Vplyvom tektonických podmienok sa v štruktúre utvorili tri základné systémy formovania a obehu podzemných vôd. Prvý systém vytvárajú podzemné vody v hranskom zlomovom pásme, ktoré sú charakteristické vysokou mineralizáciou spôsobenou CaSO₄, pôvodom zo sadrovca a anhydritov spodného triasu v oblasti Krpáčovej. Tento systém odvodňuje prameň v Krpáčovej, s výdatnosťou 9,3–15,9 l · s⁻¹ a prameň Na Táloch, nachádzajúci sa mimo hodnotenej štruktúry. Jeho výdatnosť je 99,6 až 186,0 l · s⁻¹. Menšia časť podzemných vôd tohto systému prestupuje priamo do otvoreného zlomového pásma Vajskovskej doliny.

Druhý systém tvoria podzemné vody otvorených priečných zlomových pásiem prebiehajúcich Vajskovskou a Suchou dolinou. Hydrogeologicky je najvýznamnejším otvoreným zlomovým pásmom štruktúry. Vystupuje z neho v prameňoch 117,0 až 477,0 l · s⁻¹, priemerne 211,0 l · s⁻¹ podzemných vôd. Majú veľmi rýchly a plytký obeh. Pozdĺž zlomu vyvierajú niekoľko krasových prameňov – Uhlište, Vrabc, Horný 1–4, Dolný, Hámor v Dolnej Lehote a prameň Kráľa Mateja v Lopeji.

Tretí systém vytvárajú podzemné vody vlastnej hydrogeologickej štruktúry, dopĺňané infiltráciou zo zrážok do karbonátov štruktúry. Podzemné vody tohto systému majú pomalý obeh, stálejší režim. Časť týchto vôd vystupuje na povrch po zlomoch – prameň Teplica vo Vajskovskej doline a prameň v Suchej doline. KULLMAN et al. (1983) pre štruktúru stanovili priemerný merný odtok podzemných vôd 8,5–9,5 l · s⁻¹ · km⁻².

V oblasti medzi Brusnom – Lopejom – Bukovým dielom a Pohronským Bukovcom je tretia významná hydrogeologická štruktúra krasovo-puklinových vôd v karbonátoch chočského príkrovu (KULLMAN et al. 1993). Rozloha štruktúry je 24,9 km². Jej najvýznamnejšie odvodňovanie sa predpokladá v oblasti medzi Zámostím a Nemeckou. Potvrdil to hydrogeologický vrt PNTK-13 v Zámostí, ktorým bola dokumentovaná výdatnosť 39,4 l · s⁻¹. Celkovo sa zo štruktúry prameňmi odvádza priemerne viac ako 100,0 l · s⁻¹ podzemných vôd, pričom je predpoklad, že cca 70–90 l · s⁻¹ podzemných vôd sa drénuje priamo do Hrona (KULLMAN et al., 1983).

Do juhovýchodnej časti Nízkych Tatier zasahujú svojimi okrajovými časťami dve významné hydrogeologické štruktúry krasovo-puklinových vôd, ktoré tvoria karbonáty mezozoika tektonicky patriace siliciku. Je to hydrogeologická štruktúra karbonátov mezozoika vernárskeho pruhu Slovenského raja a štruktúra karbonátov mezozoika Muránskej planiny.

Hydrogeologická štruktúra karbonátov vernárskeho pruhu má celkovú rozlohu 34,2 km². Odvodňuje ju rieka Hnilca a čiastočne Vernársky potok. Najvýznamnejšie sú 2 vyvieracky v Zadnej doline, s výdatnosťami od 0,2 do 488,0 l . s⁻¹ . Ďalšie vývery sú v údolí Hnilca s výdatnosťou 5–10,0 l . s⁻¹ ojedinele až 40,0 l . s⁻¹ , a cca 20–30 l . s⁻¹ podzemných vôd latentne prestupuje do Hnilca. Celkove do povodia Hnilca gravituje vyše 200,0 l . s⁻¹ podzemných vôd (KULLMAN, 1985).

Z hydrogeologickej štruktúry karbonátov Muránskej planiny zasahujú do záujmového územia iba okrajové časti v hornej časti doliny Hrona. Štruktúru tu odvodňujú viaceré krasové pramene – Teplica, prameň Hrona, Javorinka, Valaské studne, pramene v oblasti Šumiaca, Zlatna, Valkovne – s výdatnosťami od 0,0 do 118,50 l . s⁻¹ .

Prevažujúci typ chemizmu podzemných vôd karbonátov mezozoika je výrazný Ca-Mg-HCO₃ s celkovou mineralizáciou karbonátogénnych vôd 100,0 až 600,0 mg . l⁻¹ .

Podstatne odlišné hydrogeologické podmienky sú v hydrogeologických celkoch, ktoré predstavujú sedimenty paleogénu, neogénu a kvartéru.

Sedimenty vnútrokarpatského paleogénu vzhľadom na svoje litologické zloženie a malé plošné rozšírenie v priliehajúcej časti Liptovskej, Popradskej a Hornádskej kotliny majú na akumuláciu podzemných vôd málo vhodné podmienky. Najpriaznivejšie podmienky sú v karbonátových sedimentoch bazálnej litofácie, keďže ležia transgresívne na karbonátoch mezozoika križňanského a chočského príkrovu, vytvárajú s nimi jednotné hydrogeologické štruktúry s krasovo-puklinovou priepustnosťou. Odvodňujú ich barierové pramene na styku s flyšovými sedimentmi. Vo flyšovej litofácii sa obeh podzemných vôd viaže na pieskovec s puklinovou priepustnosťou. Výdatnosť jednotlivých prameňov je veľmi malá, do 1,0 l . s⁻¹ . Nízke zvodnenie dokumentuje aj výdatnosť vrto, ktorá je od 0,04 do 0,2 l . s⁻¹ . Ílovcovú litofáciu možno charakterizovať ako nepriepustnú.

Sedimenty paleogénu Horehronského podolia vzhľadom na svoje litologické zloženie nevytvárajú vhodné podmienky na akumuláciu a obeh podzemných vôd. Izolovanosť lavíc pieskocov a zlepcov, s puklinovou priepustnosťou, v nepriepustnom ílovcovom súvrství neumožňuje väčšie sústredovanie podzemných vôd. Výdatnosť puklinových prameňov je preto veľmi malá, prevažne do 0,1 l . s⁻¹ , ojedinele do 0,2 l . s⁻¹ . Celkove sedimenty paleogénu Horehronského podolia možno charakterizovať ako málo až veľmi málo zvodnené.

Sedimenty neogénu Horehronského podolia reprezentované siltovými pieskami až štrkami sú charakterizované malou medzizmovou priepustnosťou. Ich zvodnenie je malé, ojedinelé pramene majú výdatnosť prevažne od 0,1 do 0,3 l . s⁻¹ .

Významnejším kolektorom podzemných vôd v hodnotenom území sú **kvartérne sedimenty**. Sú to hlavne fluvialne sedimenty Hornádu, Popradu, Váhu a Hrona.

Najmenej priaznivé hydrogeologické podmienky sú vo fluviaálnych sedimentoch Hornádu. Zahlinené štrky s hrúbkou 0,70–1,70 m majú veľmi nízke zvodnenie. Výdatnosť jednotlivých vrtov je veľmi malá – iba okolo $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Zo štrkovej terasy pri Kravanoch vyvierajú dva pramene s výdatnosťou od 0,8 do $3,9 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Z poriečnej nivy Popradu sa v záujmovom území nachádza iba úsek Lučivná – Poprad. Pri hrúbke fluviaálnych sedimentov 5,0 až 7,5 m sa výdatnosť jednotlivých vrtov pohybuje od 0,08 do $5,2 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, čo dokumentuje značné rozdiely v priepustnosti sedimentov. Väčšia výdatnosť vrtov sa zistila západne od Svitú, čo je podmienené prírónmi podzemných vôd z karbonátov mezozoika lučivnianskeho karbonátového komplexu (Hanzel, 1974).

Najvýznamnejšie zdroje podzemných vôd v kvartérnych sedimentoch sú viazané na fluviaálne sedimenty Váhu. V oblasti Kráľova Lehota – Liptovská Porúbka kolektorom podzemných vôd sú štrky s hrúbkou 7,0–10,0 m. Vrtmi tu bolo zdokumentované na vodárenské využitie $150,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ podzemných vôd. Významným zdrojom dopĺňania podzemných vôd fluviaálnych sedimentov sú tu prítoky podzemných vôd z vrchnotriasových dolomitov hydrogeologickej štruktúry karbonátov Kráľovej Lehoty.

V úseku Liptovský Hrádok – Liptovský Mikuláš je hrúbka náplavov 3,5 až 19,4 m. Výdatnosť jednotlivých vrtov sa pohybuje od 0,4 do $44,0 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$.

V údolí Hrona, aj keď majú kvartérne sedimenty plošne značné rozšírenie, okrem fluviaálnych sedimentov dnovej výplne Hrona z hľadiska zdrojov podzemných vôd nemajú väčší význam. Hrúbka fluviaálnych sedimentov je 2,0–8,5 m. Kolektorom sú rôzne zahlinené piesčité štrky. Vrtmi bola dokumentovaná výdatnosť od 0,001 do $1,62 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$, prevažne od 0,08 do $0,68 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Vcelku možno štrky dnovej výplne Hrona hodnotiť ako málo až veľmi málo zvodnené.

MINERÁLNE VODY

Nízke Tatry sú veľmi bohaté na výskyt minerálnych vôd. Na 25 lokalitách sa nachádza viac ako 80 minerálnych prameňov. Minerálne vody sú viazané hlavne na horninové komplexy kryštalinika a mezozoika a v menšej miere aj vnútrokarpatského paleogénu.

V kryštaliniku sú vývery minerálnych vôd viazané tak na granitoidy, ako aj na kryštalické bridlice, pričom ich výstup je podmienený tektonikou. Vyvierajú v Liptovskej Lúžnej, Hiadeli, Pohronskom Bukovci, Jasení, Mýte pod Ďumbierom, Jarabej, Vyšnej Boci, Beňuši, Bacúchu, Helpe, Kráľovej Lehote-Ráztočkách a v Pohorelej. Výdatnosť prameňov je veľmi malá, väčšinou $0,01$ – $0,1 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. Sú to minerálne vody studené, nízko až stredne mineralizované kyselky, s celko-

vou mineralizáciou od 212,5 mg · l⁻¹ (Horná Kyslá – Hiadľ) do 5 374,30 mg · l⁻¹ (prameň Kyslá – Pohronský Bukovec) a s obsahom CO₂ od 1 010,0 mg · l⁻¹ (Kadľub – Liptovská Lúžna) do 3 000,0 mg · l⁻¹ (prameň Bachláč – Jarabá). Iba minerálne vody v Mýte pod Ďumbierom obsahujú malé množstvo H₂S (1,55–1,64 mg · l⁻¹).

V mezozoiku sú vývery minerálnych vôd viazané hlavne na sedimenty triasu, pričom významnú úlohu má zlomová tektonika. Najvýznamnejšie vývery sú v Korytnici, viazané na spodnotriasové kremence, pričom infiltračnou oblasťou sú príľahlé svahy kryštalinika masívu Prašivej (MALATINSKÝ, 1976). Výdatnosti ôsmich zdrojov sa pohybujú od 0,02 l · s⁻¹ (Viera, Vojtech II.) do 0,4 l · s⁻¹ (Vojtech I.). Sú to vody Ca-Mg-HCO₃-SO₄ typu s celkovou mineralizáciou 2 598,2 mg · l⁻¹ okrem prameňa Viera, ktorého mineralizácia je iba 298,8 mg · l⁻¹. Obsah CO₂ v prameňoch sa pohybuje od 1 506,6 do 2 910,0 mg · l⁻¹. Ďalšie pramene minerálnych vôd vyvierajúce zo spodnotriasových sedimentov sa nachádzajú v Liptovskej Lúžnej, Železnom, Kráľovej Lehote, Malužinej a v Švermove. Ich výdatnosti sú 0,001 až 0,07 l · s⁻¹. Celková mineralizácia podzemných vôd je 1 300,6 až 3 970,7 mg · l⁻¹ a obsah voľného CO₂ od 727,0 do 2 686,0 mg · l⁻¹. Iba minerálny prameň v Švermove obsahuje H₂S v množstve 0,23–1,04 mg · l⁻¹.

Najvýznamnejšie vývery minerálnych vôd v triasových karbonátoch vyvierajúce po zlome sa nachádzajú v liptovskojánskej žriedlovej štruktúre. Trinásť výverov minerálnych vôd v Liptovskom Jáne patrí k studeným až nízko termálnym vodám s teplotou vody od 13,8 °C (stredný prameň) do 28,6 °C (vrt Rudolf). Vody sú Ca-Mg-HCO₃-SO₄ typu, s mineralizáciou 1 814,0 mg · l⁻¹ a obsahom voľného CO₂ od 927,0 do 2 350,0 mg · l⁻¹.

V liptovskojánskej žriedlovej štruktúre vystupujú ešte minerálne vody v Závažnej Porube, v Uhorskej Vsi a Podturni. Výdatnosť jednotlivých prameňov je od 0,03 do 2,0 l · s⁻¹. Celková mineralizácia podzemných vôd je od 1 015,6 do 3 287,9 mg · l⁻¹, obsah voľného CO₂ od 109,0 do 1 739,0 mg · l⁻¹.

Za infiltračnú oblasť minerálnych vôd liptovskojánskej žriedlovej oblasti považujeme triasové karbonáty chočského príkrovu v širšej oblasti južnejšej časti Jánskej doliny (HANZEL, 1974) na rozdiel od starších názorov Hynieho a Maheľa, ktorí za ich infiltračnú oblasť považovali krížňanský príkrov.

Na severnom okraji Nízkych Tatier medzi obcami Ludrová, Liptovská Štiavnica, Liptovské Sliache a Iľanovo vyvierajú minerálne pramene z triasových karbonátov na styku s ílovcovou litofáciou paleogénu (hutianske súvrstvie). Výdatnosť jednotlivých prameňov je od 0,02 do 1,0 l · s⁻¹ a teplota vody od 8,0 do 20,2 °C. Celková mineralizácia vôd je 1 635,2 až 3 593,8 mg · l⁻¹ a obsah voľného CO₂ od 620,0 do 1 925,0 mg · l⁻¹ (FRANKO et al., 1979). Chemicky patria Ca-Mg-HCO₃-SO₄ typu.

Na severovýchodnom zakončení Nízkych Tatier vyvierajú nízko termálne minerálne vody na Hranovnickom plese, s výdatnosťou okolo 20,0 l · s⁻¹, s tep-

lotou vody 19,8–20,5 °C a s celkovou mineralizáciou 1 060,0 mg · l⁻¹. Sú to vody Ca-Mg-HCO₃-SO₄ typu. Vývery vôd sú viazané na tektonický styk sekvencie Veľkého boka s mladopaleozoickým súvrstvom. Ich infiltračnou oblasťou sú strednotriasové dolomity sekvencie Veľkého boka v oblasti Prostredného vrchu a Človečej hlavy (HANZEL, 1974).

Z kriedových sedimentov vyviera minerálny prameň Dikula (Kráľova Lehota) s výdatnosťou 0,01–0,05 l · s⁻¹, s celkovou mineralizáciou 2 158,6 mg · l⁻¹ a obsahom voľného CO₂ 903,0 mg · l⁻¹.

Zo sedimentov vnútrokarpatského paleogénu v Dúbrave vyviera prameň Vajcovka s nepatrnou výdatnosťou (0,01–0,03 l · s⁻¹), s celkovou mineralizáciou 552,5 mg · l⁻¹ a obsahom H₂S 1,29 mg · l⁻¹.

NERASTNÉ SUROVINY

Región Nízke Tatry zahŕňa tieto štruktúrno-metalogenetické zóny: tatrikum v západnej časti regiónu predstavuje nízkotatranský rudný rajón; veporikum vo východnej časti je zastúpené severoveporickým, z malej časti aj stredneveporickým rudným rajónom (sensu ILAVSKÝ a SATTRAN, 1980); hronikum v severo-východnej, menej v juhozápadnej časti; silicikum je zastúpené len nepatrne vo východnej časti. V minulosti bol región významným zdrojom nerastných surovín, predovšetkým rúd. Posledným ťaženým rudným ložiskom bolo ložisko antimónovej rudy Dúbrava. Ťažba sa skončila v roku 1991. Množstvom získaného kovu sa radí medzi veľké ložiská antimónovej rudy v Európe. Ložiská a výskyty sú predovšetkým v kryštalickom masíve, ale aj v mladopaleozoických a mezozoických horninách.

V regióne sa niektoré územia vyznačujú koncentráciou určitého typu rúd. Železné rudy sú vyvinuté v území medzi Chopkom (2 024 m), Mýtom pod Ďumbierom, kótou Oravcová (1 544 m) a Nižnou Bocou. V západnom pokračovaní, zhruba medzi záverom Vajskovského potoka a Ráztockou hoľou (1 565), v pomerne úzkom pruhu vystupujú volfrámové rudy. Obidve územia tvoria akoby „jadro“ celkovej mineralizácie. Po oboch stranách ho lemujú zóny s antimónovým zrudnením. Zo severnej strany je to široká zóna od Prašivej (1 625 m) až do údolia Paludžanky, z južnej strany sa zóna ťahá od údolia potoka Vážna až po Mlynnú dolinu. Polymetalické a medené rudy sú prevažne na hranici južnej antimónovej zóny so zónou volfrámovej a železnej rudy. Malé telesá barytu sú vyvinuté v povodí potoka Malužiná, uránové rudy v povodí Čierneho Váhu, metamorfované stratiformné železné a pyrotínovo-pyritové rudy v dolinách severne od Polomky a Heľpy. Z nerudných surovín sú to predovšetkým baryt, stavebný kameň, dekoračné a ozdobné kamene, štrkopiesok, ktorých využitie s ohľadom na ich pozíciu v Národnom parku Nízke Tatry a jeho ochrannom pásme je len sporadické. Celkovú charakteristiku ložísk a výskytov uvádzajú SLAVKAY et al. (1988), HRNČÁR et al. (1993) a prehľad výskytov minerálov podľa katastrálnych území obcí a miest KODĚRA et al. (1989–1990).

Výsledky výskumu a prieskumu v uplynulom desaťročí prispeli k interpretácii genetických a vekových otázok vo vzťahu k ložiskám nerastov. Rudotvorné procesy prebiehali v troch hlavných metalogenetických epochách. Najstaršie známe ložiská v Nízkych Tatrách zaraďujeme do ranohercýnskej (resp. kadomskej) epochy. Boli to pôvodne vulkanicko-sedimentárne akumulácie pyritovej rudy a hematitovo-leptochloritovej rudy paleozoického-proterozoického (?) veku, z ktorých predhercýnskou a hercýnskou metamorfózou vznikla pyritovo-pyro-

tínová ruda ložiska Heľpa (59) a telesá magnetitovej rudy v pruhu Biela skala (52) až Babiná (56) pri Bacúchu.

V hercýnskom metalogenetickom štádiu sa uplatnila uránová a molybdénová vysoko termálna mineralizácia spätá so žilami kremeňa a pegmatitu v granitoidnom plutóne, známa na ložisku Dúbrava (26) a Malé Železné (11). Vyššie termálna volfrámová mineralizácia na ložiskách Jasenie, Kyslá (15) a Dúbrava (26) a arzenopyritová mineralizácia so zlatom, predchádzala mladšiu sulfidickú mineralizáciu s antimonitom, sfaleritom, galenitom, Sb sulfosolami, mladším tetraedritom a barytom (Dúbrava 26, Magurka 13, Lom 27, Medzibrod 4, Dve vody 23 a ďalšie). Antimónová mineralizácia mohla byť neskoršie mobilizovaná do alpínskych štruktúr v kryštálických bridliciach, napr. Lomnista 20. Uránovú ± Mo, Cu, Pb mineralizáciu v sedimentárnej a vulkanicko-sedimentárnej formácii permu, ktorá bola neskoršie remobilizovaná do U, Cu, Pb a Mo ložísk, ROJKOVIČ (1990) spája s finálnym štádiom hercýnskej orogenézy.

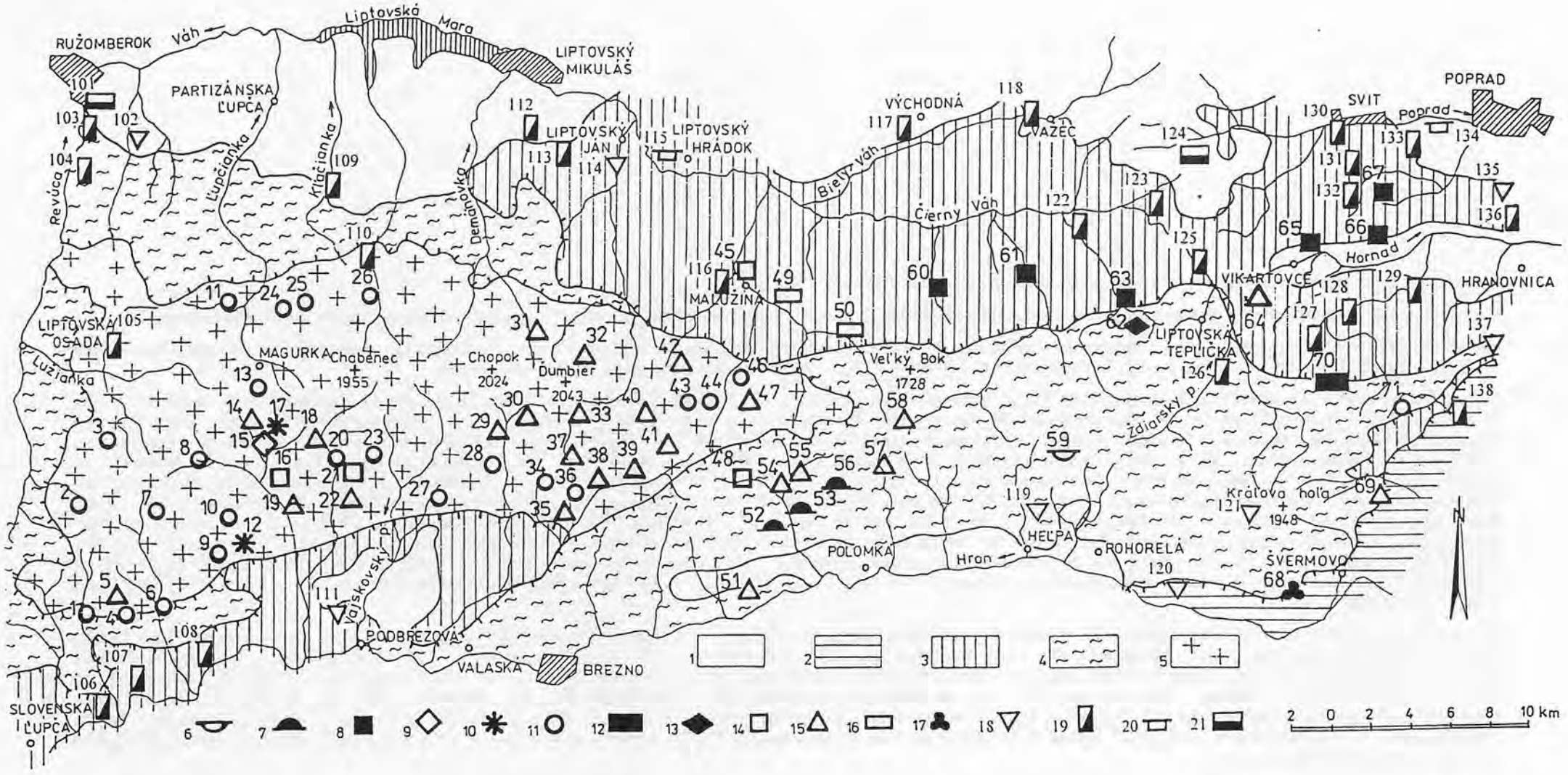
Sideritová a sulfidická hydrotermálna mineralizácia na výskytoch Vyšná Boca (41), Trangoška (30), Pusté Pole, Kišova Baňa (69) a iné, sú analógmi sideritovej formácie Spišsko-gemerského rudohoria. Niektorí autori ju spájajú s hercýnskym magmatizmom (KRAVJANSKÝ, 1959, ILAVSKÝ, 1973), iní ju považujú za alpínsku, kriedovú (KUBÍNÝ, 1956; VARČEK, 1963, 1976; ROZLOŽNÍK, 1969, 1990; SLAVKAY, 1989), a jej vznik sa spája aj s hercýnskymi metamorfnými procesmi (GRECULA et al., 1991), nevylučujúc alpínsku kriedovú mobilizáciu. Mladšiu Fe-Mg-Ca karbonátovú mineralizáciu, niekedy s kremeňom a scheelitom, vyvinutú v mylonite na štruktúrach ložiska Jasenie, Kyslá (15), považujú SASVÁRI a ROZLOŽNÍK (1993) za alpínsku a za zrudnenie sideritovej formácie. Dokladujú to Ar/K datovaním sericitu 110–108 Ma zo staršej mylonitovej plochy a 81,9–78,4 Ma z mladšej mylonitovej zóny. Na alpínsky vek sideritovej formácie poukazujú aj hydrotermálne žily a hydrotermálne metasomatické rudné telesá v spodno- až strednotriasových klastických a karbonatických sedimentoch tatrika i silicika, napr.: Trangoška (30), Sokolia dolina (55), Pusté Pole, Kišova baňa (69).

Polymetalická mineralizácia na ložiskách Jasenie, Soviansko (16), Malužiná, Olovienka (45), Trangoška (30) a inde sa spája s alpínskou metalogenetickou epochou, ale nevylučuje sa ani jej vznik remobilizáciou hercýnskej mineralizácie. Najmladšia, realgárová mineralizácia pri Šumiaci (68) sa považuje za produkt hydrotermálnej činnosti neogénnych vulkanicko-plutonických procesov (SLAVKAY a PETRO, 1993).

RUDNÉ SUROVINY

Antimónová ruda

Predstavuje najvýznamnejšie zrudnenie v Nízkych Tatrách, v minulosti ťažené nielen ako zdroj antimónu, ale aj zlata a striebra. Zrudnenie je vyvinuté na



Schematická mapa ložísk a výskytov nerastov v Nízkych Tatrách (zostavil M. Slavkay)

1 – Kwartér, terciér a vrchná krieda, 2 – Siličikum (trias), 3 – Hronikum (krieda – vrchný karbón), 4 – Veporikum (krieda – perm a kryštalinikum), 5 – Tatrikum (krieda – perm a kryštalinikum)

Nerastná surovina: 6 – pyrotín – pyrit, 7 – magnetit, 8 – uránová ruda, 9 – volfrámová ruda, 10 – zlatá ruda, 11 – antimónová ruda, 12 – hematit, 13 – mangánová ruda, 14 – polymetalická ruda, 15 – siderit – ankerit, 16 – baryt, 17 – arzénová ruda, 18 – dekoračný a ozdobný kameň, 19 – stavebný kameň, 20 – štrkopiesok, 21 – tehliarska surovina

Ložiská a výskyt: 1 – Hiadeľ (Sb), 2 – Korytnica (Sb, Au), 3 – Liptovská Lúžna, Banské (Sb, Au), 4 – Medzibrod (Sb, Au), 5 – Močiar, Dolina (Fe), 6 – Javorinka (Sb), 7 – Ramžené (Sb, Au), 8 – Husárka (Sb), 9 – Hrebeň Seči (Sb, Au), 10 – Ráztocké Poľany (Sb, Au), 11 – Malé Železné (Sb, Au, Mo), 12 – Jasenie, Suchý potok (Au), 13 – Magurka (Sb, Au), 14 – Prekop Štefan (Fe), 15 – Jasenie, Kyslá (W, Au, amf.), 16 – Jasenie, Soviansko (Pb, Ag), 17 – Špíglová dolina (Au), 18 – Pod Struhárom (Fe), 19 – Banské pole Mici (Fe), 20 – Lomnista (Sb, Au), 21 – Ždiar, Dve vody (Ba, Pb), 22 – Ždiar (Fe), 23 – Dve vody (Sb, Au), 24 – Veľký Oružný potok (Sb), 25 – Ryšianka (Sb, Au), 26 – Dúbrava (Sb, Au, gran.), 27 – Lom (Sb, Au), 28 – Bystrianka (Sb), 29 – Standiarka (Fe), 30 – Trangoška (Fe, Ba, Pb, Cu), 31 – Demänovka (Fe), 32 – Ludárova hoľa (Fe), 33 – Raktár (Fe), 34 – Hviezda, Mlynná dolina (Sb, Au), 35 – Brezina (Fe), 36 – Mlynná dolina, Zingoty (Sb, Pb), 37 – Mlynná dolina (Fe), 38 – Malý Gápeľ (Fe), 39 – Jarabá, Trojička (Fe), 40 – Stará Boca, Pod Ištvanom (Fe), 41 – Vyšná Boca, Kliesňava (Fe), 42 – Liptovský Ján, Rovná hoľa (Fe, Ba), 43 a 44 – Vyšná Boca, Chopec (Sb, Au, Pb, Zn, Cu), 45 – Malužiná, Olovienka (Pb), 46 – Nižná Boca (Sb, Au, Cu), 47 – Vyšná Boca, Fišiarke (Fe), 48 – Krškova dolina (Pb, Zn, Cu), 49 – Malužiná (Ba), 50 – Malužiná, Hodruša (Ba), 51 – Beňuš, Leňušská dolina (Fe, Cu, par.), 52 – Bacúch, Biela skala (Fe), 53 – Bacúch, Javorinka (Fe), 54 – Jánov grúň, Adamov (Fe, Cu), 55 – Sokolia dolina (Fe, Cu), 56 – Babiná (Fe), 57 – Rakyťanka (Fe), 58 – Oravcová (Fe, Cu), 59 – Heľpa (FeS), 60 – Nižný Chmelinec (U, Pb, Cu, ach.), 61 – Ipolitica (U, Cu, Pb), 62 – Dikula (Mn), 63 – Benkovský potok (U, Cu, Pb), 64 – Vikartovce, Ždiarik (Cu, Fe), 65 – Vikartovce (U, Cu, Pb, Fe), 66 – Kravany (U, Cu, Pb), 67 – Vysoká (U, Cu, Pb), 68 – Šumiac (As), 69 – Pusté Pole, Kišova baňa (Fe, Cu, Zn), 70 – Spišské Bystré (Fe), 71 – Vernár (Sb).

Stavebné suroviny: 101 – Ružomberok (tehl.), 102 – Ludrová (tr.), 103 – Ružomberok III (dol.), 104 – Ružomberok II, Lom pod skalami (dol.), 105 – Liptovská Lúžna (gran.), 106 – Lučatín (dol.), 107 – Medzibrod (dol.), 108 – Ráztocka, Holica (dol.), 109 – Liptovské Kľačany (zlep.), 110 – Dúbrava (gran.), 111 – Lopej, Podbrezová (vap.), 112 – Ploštín (pies., zlep.), 113 – Závažná Poruba I (dol.), 114 – Liptovský Ján (tr.), 115 – Liptovský Hrádok (štrk), 116 – Liptovská Porúbka, Malužiná (and., ach.), 117 – Východná (pies.), 118 – Vazec, Dúbrava (pies.), 119 – Heľpa, Holý vrch (vap., dol.), 120 – Šumiac (brek.), 121 – Šumiac, Vyšné sedlo (mor.), 122 – Liptovská Teplička, Benkovo (and.), 123 – Vyšná Šuňava (dol.), 124 – Štrba (tehl.), 125 – Liptovská Teplička (pies., and.), 126 – Liptovská Teplička, horáreň Podpálené (dol.), 127 – Vikartovce, Bystrá dolina (and.), 128 – Kravany nad Hornádom (zlep., pies.), 129 – Spišské Bystré (and.), 130 – Lučivná, Svit (dol.), 131 – Spišská Teplica III (vap.), 132 – Spišská Teplica I (and.), 133 – Spišská Teplica, Bor (dol.), 134 – Veľká, Poprad (štrk), 135 – Kvetnica (and., ach.), 136 – Hranovnica, Dubina (and.), 137 – Hranovnické pleso (tr.), 138 – Vernár, Pod Barbolicou (dol.).

Skratky: ach. – achát; amf. – amfibolit; and. – andezit, bazalt a ich tuf; brek. – brekcia; dol. – dolomit; gran. – granitoidy; mor. – morión; par. – pararula; pies. – pieskovec; tehl. – tehliarska surovina; tr. – travertín; vap. – vápenec; zlep. – zlepenec.

hydrotermálnych žilách, ale tvorí aj žilnikové a žilnikovo-impregnačné telesá. Najčastejšie vystupuje v mylonitizovaných zónach pozdĺž zlomov v granitoidoch na severnej strane a v rulách na južnej strane pohoria.

Najväčšie je ložisko Dúbrava (26) intenzívne ŕažené posledné štyri desaťročia. Získalo sa z neho viac ako 25 000 ton antimónu, čo ho radí k stredne veľkým ložiskám sveta. Žilné a žilnikovo-impregnačné rudné telesá tvoria rudné pole s.-j. smeru, dlhé 4 km, široké okolo 1 km, s výškovým rozsahom 350 m. Vyvinuté sú v biotitickom granodiorite, tonalite, menej granite, ale aj v telesách migmatitu a ruly, ktoré sú v granitoidných horninách uzavreté ako relikt kryštalinického plášťa. Zásoba antimónovej rudy ložiska 2 400 tis. t, z ktorej viac ako 1 000 tis. t je bilančná, voľná, tvorí súhrn zásob jeho jednotlivých častí, a to Dúbrava, Martin štôľňa, Matošovec, Predpekelná a Ľubelská, vedených v bilancii zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky (Sine, Bilancia zásob, 1996). Zásoba časti Dechtárka – Predpekelná 83 tis. t bola v roku 1968 z bilancie vylúčená.

Podľa CHOVAŇA (1990), ktorý na ložisku vyčlenil niekoľko typov mineralizácií, k najstaršiemu a najvyššiemu termálnemu typu patrí molybdenitová mineralizácia a kremeňovo-pyritové žily so scheelitom. Arzenopyritovo-pyritové štádium s obsahom „neviditeľného“ zlata, chemicky viazaného predovšetkým na arzenopyrit, vystupuje na kremeňovo-sulfidických žilách s.-j. smeru. Hlavná antimónová mineralizácia vznikala vo sfaleritovo-zinckenitovom a antimonitovom štádiu. Mladší je striebronosný tetradrit, vyvinutý na antimonitových alebo na samostatných žilách smeru V–Z, s ktorým často vystupuje bournonit a chalkostibit, menej chalkopyrit. Bi chalkostibitu, „horobetsuitu“ a Pb-Sb-Bi sulfosoliam sa pripisuje metasomatický pôvod. Zriedkavý je baryt na tetradritových žilách alebo na samostatných žilách a šošovkách. Žilnikovo-impregnačná pyritová, arzenopyritová so zlatom a antimonitová mineralizácia v hydrotermálne premenených horninách nadložja i podložja žil je vekovo aj geneticky zhodná so žilnou mineralizáciou (CHOVAŇ et al., 1996). Najbohatšie koncentrácie zrudnenia sú rudné stĺpy, najčastejšie vyvinuté na križovaní hlavných (smeru S–J) a diagonálnych žil (MICHÁLEK, 1986). Mösbaurovské spektrá vykazujú hodnoty IS: nevýraznú ($-0,45 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$), zodpovedajúcu metalickému zlatu a výraznú ($+3,54 \text{ mm} \cdot \text{s}^{-1}$), ktorá zodpovedá štruktúrne viazanému zlatu (ANDRÁŠ a RAGAN, 1995).

Ďalšie žilné a žilnikovo-impregnačné ložiská na južnom svahu sú umiestnené v rulách a pararulách. Patrí sem ložisko Lom (27), vyvinuté v rulách na poruchovej zóne s.-j. smeru, vo forme žilníka dlhého okolo 600 m, so žilkami hrubými 0,2 až 2 m, preskúmané do hĺbky 200 m. Hlavným minerálom je antimonit, menej je zastúpený kremeň, karbonáty a pyrit a sporadicky arzenopyrit, sfalerit, hematit, zinckenit a zlato. Evidovaná je nebilančná zásoba 18 tis. t. Podobný charakter má ložisko Dve vody (23) a Mlynná dolina, Zingoty (36).

Odlíšne je vyvinuté ložisko Medzibrod (4) s ložnými žilami a šošovkami v biotitických až dvojsľudových rulách, metasedimentoch a metavulkanoklasti-

kách so subgrafitickou prímiesou, v blízkosti tektonického styku s horninami mezozoika. V čiernych bridliciach je rozptýlená pyritovo-arzenopyritová mineralizácia s obsahom 0,3–3,8 ppm Au. V tomto intenzívne hydrotermálne premenenom pásme generálneho smeru 60–80°, s úklonom do 45° na JV, hrubom okolo 200 m, sú vyvinuté rudné telesá, ktorých výplň tvorí kremeň, karbonáty, antimonit, pyrit, markazit, arzenopyrit, berthierit, jamesonit, zriedkavejšie tetraedrit, chalkopyrit, sfalerit, rýdze zlato, teluridy zlata a našiel sa aj scheelit. Z ložíška sa od 16. storočia dobývalo zlato, koncom 17. storočia aj antimonit. Naposledy sa dobývala ruda v rokoch 1938–1946, v kvalite 6 % Sb, 2 % As, 8 g . t⁻¹ Au. Priemerný obsah rudy bol 2,82 % Sb a 4,49 g . t⁻¹ Au; vyrobilo sa z nej takmer 1 300 t Sb a 100 kg Au (Čillík et al., 1984).

Ložisko Lomnistá (20) tvoria komplikované rudné telesá, vyvinuté vo zvrásnených, prevažne biotitických a dvojsľudových rulách s páskovanou i okatou textúrou, miestami aj v biotitických pararulách. Sú to pravé a ložné žily ssz.-jiv. smeru, prebiehajúce paralelne s b osami vrás. Pravé žily sú vyvinuté na vejárovitých puklinách, s úklonom 60–90° na obidve strany. Dosahujú dĺžku 100–200 m, sklonnú hĺbku do 80 m a hrúbku 0,1–1,5 m. Ložné žily v časti Studená dolina, vyvinuté paralelne s bridličnatosťou, ktorá je totožná s pôvodnou vrstevnatosťou hornín, sú nepravidelného tvaru, lebo kopírujú vrásovú stavbu. Najlepšie sú vyvinuté v synklinálnej časti, kde ich dĺžka dosahuje 150 m, hrúbka 1,6 m a úklon kolíše od 0 do 60° na obidve strany. Vytvárajú tak typické sedlové žily (SLAVKAY, 1970, 1971). Zásoba 5 tis. t, vedená ako Lomnistá – Husárka, bola v roku 1973 vylúčená z bilancie, a už v roku 1972 aj zásoba 10 tis. t, vypočítaná na výskytoch v rámci úlohy Nízke Tatry-juh.

Mangánová ruda

Už v minulom storočí bola známa sedimentárna mangánová ruda na ložisku Dikula (62), zjz. od Liptovskej Tepličky. Tvorí vrstevnaté telesá v tmavosivom lavicovitom jurskom vápenci (lias-dogger) s vložkami svetlých rohovcov. Majú v.-z. smer so sklonom 70° na sever. Vyvinuté sú dve polohy nad sebou, ktorých hrúbka kolíše do 1 m. V pásme dlhom asi 2 km je ešte niekoľko menších výskytov. Hlavnými minerálmi sú pyroluzit, manganit a psilomelán, zatiaľ čo primárny manganokalcit a rodochrozit sú zastúpené menej. Z ďalších minerálov sú prítomné kremeň, kalcit, pyrit a limonit. Obsah Mn kolíše v rozmedzí 20,5–28 % (SLAVKAY et al., 1988).

Medená ruda

Hydrotermálna medená mineralizácia tvorí súčasť kremenných alebo kremeňovo-karbonátových žíl s tetraedritom a chalkopyritom ako hlavnými minerálmi,

ktoré sú v menšej miere miestami sprevádzané pyritom a pyrotínom. Jej výskyty sa vyznačujú rudnými telesami malých rozmerov najmä na južných svahoch pohoria. Z údolia Sopotníčky, Pohronského Bukovca a údolia Seči, kde vystupujú v biotitických a dvojsľudových rulách a pararulách, ich opísali Andrusov et al. (1951). V kráľovoholskej časti je známych niekoľko výskytov. Na lokalite Jánov grúň, Adamov (54) v chloritovo-sericitových fylitoch je kremeňovo-ankeritová žila s chalkopyritom a malým množstvom pyritu vsv. smeru, so sklonom 30° na JV a priemernou hrúbkou 0,6 m. Priemerný obsah Cu je 1,46 % (PETRO, 1973). V kameňolome Beňuš, Leňušská dolina (51) je v beňušských pararulách rozptýlená hydrotermálna mineralizácia (PETRO, l. c.) síce nízkej kovnatosti, ale veľkého plošného rozšírenia. Tenké žilky a impregnácie hrúbky do niekoľko cm sú vyplnené kremeňom, ankeritom, kalcitom, pyritom, pyrotínom a chalkopyritom.

Na severnom svahu je to výskyt Vikartovce, Ždiarik (64), kde je zrudnenie vyvinuté v pruhu s.-j. smeru v prekremených pieskovcoch, prachovcoch a bridliciach II. megacyklu malužinského súvrstvia (perm, saxón). Na pravých kremených žilách malých hrúbok sú zastúpené hlavne minerály tetraedritovo-tennantitovej skupiny, chalkopyrit, pyrit, v malej miere aj siderit. Z druhotných minerálov sú to malachit, azurit, chalkozín, covellín a limonit. Hoci v orientačných vzorkách maximálny obsah Cu dosiahol až 7,5 %, nemožno považovať výskyt za perspektívny pre jeho malý rozsah. Medená mineralizácia je vyvinutá aj v hydrotermálno-metasomatickom, kremeňovo-ankeritovo-sulfidickom type zrudnenia na výskyte Pusté Pole, Kišova baňa (69).

Polymetalická ruda

Najlepšie je vyvinutá na hydrotermálnych kremeňovo-galenitových žilách na ložisku Jasenie, Soviansko (16). Hlavná žila s deviatimi podložnými odžilkami tvorí zložitý rozvetvený žilník, dlhý viac ako 800 m, hrubý 50 až 150 m, so sklonnou hĺbkou okolo 200 m. Žily sú uklonené 60–70° na JJV a dosahujú hrúbku do 1,2 m. Biotitické a dvojsľudové páskované ruly, v ktorých ležia, sú v ich okolí hydrotermálne premenené. Okrem striebrosného galenitu sú zastúpené sfalerit, pyrit, tetraedrit, semseyit, jamesonit, bournonit, chalkopyrit a ďalšie minerály, ktoré vznikli v priebehu piatich paragenetických štádií (POUBA a VEJNAR, 1956), a to v kremeňovo-pyritovom, staršom ankeritovom, polymetalickom, mladšom ankeritovom a barytovom. Ojedinele sa našiel aj gersdorfit (SLAVKAY in LISÝ a SOBOLIČ, 1959). Podľa izotopov obyčajného olova (KANTOR, 1962; KANTOR a RYBÁR, 1964; ČERNÝŠEV et al., 1984) je vek galenitu 260–220 Ma. Zásoba polymetalickej rudy ložiska 109 tis. t bola v roku 1993 vylúčená z bilancie.

Podobný charakter zrudnenia je aj na výskyte Ždiar, Dve vody (21). Okrem kremeňovo-sideritových žíl sú vyvinuté kremeňovo-pyritovo-galenitové žilky

vsv. smeru s kremeňovo-barytovými žilami v nadloží. V Novej vyšnej štólňi na blízkom výskyte Dve vody (23) žilky galenitu s boulangeritom sú mladšie a pre-
rážajú staršie žily s antimonitom (KANTOR a RYBÁR, 1964). Na druhej strane
HAK (1966) považuje galenit za mladší ako sfalerit, ale za starší ako antimonit.

Hydrotermálne-metasomatická galenitová mineralizácia spolu s pyritom, sfa-
leritom a chalkopyritom je vyvinutá v dolomitických vápencoch hronika (anis –
norik) na ložisku Malužiná, Olovienska (45). Tvori pretiahnuté telesá nepravi-
delných tvarov ssv. smeru, so sklonnou hĺbkou okolo 50 m. Polymetalická
mineralizácia je pomerne dobre vyvinutá na ložiskách sideritovej mineralizácie
Trangoška (30) v tatriku a Sokolia dolina (55) vo veporiku. Ich rudné telesá
perážajú tak horniny kryštalinika, ako aj mezozoika.

Uránová ruda

Vyskytuje sa v granitoidných horninách tatrika a v permských sedimentoch
hronika. Najstaršia je hydrotermálna uraninitová mineralizácia na ložisku Dúb-
rava (26), ktorá vznikla v závere formovania granitového muskovitového pegma-
titu v podobe zriedkavých idiomorfnych kryštálov vyrastených v živcoch a mus-
kovite (CHOVAN, 1990a). Presekávané sú mladšími kremeňovo-antimonitovými
a kremeňovo-scheelitovými žilami. V aplitickej žule a žile muskovitového
pegmatitu, na výskyte Malé Železné (11) sa zistil aj molybdenit (MICHALENKO,
1959). Na pukline jednej z kremeňovo-antimonitových žíl, ktoré presekávajú
pegmatit, sú drobné kryštáliky autunitu, STANKOVIČOM a JANČULOM (1987)
považované najskôr za produkt hypergenných procesov.

Z hľadiska možných ekonomických akumulácií je zaujímavé zrudnenie
v permských horninách hronika. Stratiformná rudonosná formácia sivých laku-
strických a deltových pieskocov v druhom mezorytme malužinského súvrstvia
sa vo Vikartovskom chrbte ťahá po dĺžke viac ako 20 km (BADÁR a AFANASIEV,
1982). Najzaujímavejší je výskyt Vysoká pri Kravanoch (67). Rudné telesá tu
tvoria konformné šošovky, hrubé okolo 1,5 m, s bohatou uhľouhľou flórou, so
sklonom do 45° na S a SV. V asociácii s organickými zvyškami mineralizáciu
tvoria uraninit, uránové černe, coffinit, arzenopyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit,
covellín, pyrit, autunit, torbernit, azurit a malachit (MIROVSKÝ in NOVOTNÝ
a BADÁR, 1971; ROJKOVIČ, 1974). Početné výskyty sú situované v území južne
od Čierneho Váhu. Tvoria šošovkovité rudné telesá vo vrchnej časti prvého
mezorytmu malužinského súvrstvia, sklonené do 45° na SSV. Na výskyte Nižný
Chmelinec (60) je mineralizácia na puklinách a v základnej hmote arkózových
pieskocov. Tvori zná a kolomorfné agregáty uraninitu a uránovej černe.
Zastúpené sú aj chalkopyrit, tetraedrit, galenit, bornit, covellín a karbonáty Cu.
Podobný typ mineralizácie je aj na výskytoch Ipolica (61), Benkovský potok
(63), Vikartovce (65) a Kravany (66).

Volfrámová ruda

Na základe výsledkov mineralogických a geochemických výskumov, ktorými sa zistila prítomnosť scheelitu v rudách i mechanických sekundárnych aureolách v riečnej sieti, v osemdesiatych rokoch sa realizoval vrtný a banský geologický prieskum na ložisku Jasenie, Kyslá (15). Ložisko leží v rudonosnej zóne sv.-jz. smeru, viac ako 15 km dlhý a 500 až 1 000 m širokej (PULEC et al., 1983), so štyrmi navzájom paralelnými rudonosnými štruktúrami dlhými do 3 km, v biotitických a dvojsľudových páskovaných i okatých rulách s konformnými šošovkami amfibolitu a amfibolickej ruly. Boli vyčlenené tri typy mineralizácie (MOLÁK a PECHO, 1983): 1. hydrotermálne žilný a žilnikový typ tvoria kremenné žily sv.-jz. smeru hrubé do 0,4 m, ale aj žily s.-j. smeru, ktorých hrúbka dosahuje až 5 m. Vyznačujú sa najbohatším scheelitovým i zlatým zrudnením (BLÁHA a VITÁSEK, 1989); 2. žilnikovo-impregnačný typ vyvinutý pozdĺž hlavných tektonických porúch, miestami s vyšším obsahom volfrámu, tvorí prekremenené zóny hrúbky do 2 m; 3. vtrúseninový typ s nepravidelne rozptýleným scheelitom v rôznych typoch hornín, najčastejšie v amfibolite, obsahuje len nízke koncentrácie volfrámu. BLÁHA a BARTOŇ (1991) vyčlenili šesť štádií vzniku mineralizácie, a to: pegmatitové, scheelitové, zlaté, sulfidické, karbonátové a remobilizačné karbonátovo-sulfidické. Podľa výsledkov izotopových rozborov 305 ± 4 Ma (Ar/K z biotitu) a 78,4–81,9 Ma (Ar/K zo sericitu), prvým piatim štádiám pripisuje BLÁHA (1994) hercýnsky vek, remobilizačnému štádiu vek alpinský. Mineralizáciu tvorí kremeň, scheelit, turmalín, pyrit, arzenopyrit, chalkopyrit, volframit, tetraedrit, telurobismutín, rýdze zlato, kalcit a ďalšie karbonáty. V metaltramafických horninách bol zistený chromit a magnetit a v kremeňovo-karbonátových žilkách pyrit, chalkopyrit, tetraedrit, sfalerit, galenit, ulmanit a gersdorffit (STANKOVIČ a JANČULA, 1982; SPIŠIAK et al., 1988). Hrúbka kremenných žíl so scheelitom a zlatom je 3 až 8 m, impregnačný typ tvorí hniezda veľké zhruba 5 x 15 m a menšie. Doteraz overený vertikálny rozsah zrudnenia je okolo 1 000 m. Výsledky geologického prieskumu ložiska podrobne uvádzajú BLÁHA et al. (1991). V bilancii zásob (1996) je na ložisku zásoba volfrámovej rudy 2 881 tis. t, v kvalite W – 0,233 %; Au – 0,49 g · t⁻¹.

Na ložisku Dúbrava (26), scheelit tvorí len malé akumulácie, má však veľký význam z teoretického hľadiska. Vystupuje v samostatnej mineralizačnej etape staršej ako antimónitová mineralizácia. Podľa výsledkov štúdia fluidných inklúzií kremeňa a izotopov síry pyritu, CHOVAN a SACHAN (1989) mu pripisujú hydrotermálny vznik a zdroj síry z magmatického zdroja.

Zlatá ruda

Najznámejším je ložisko Magurka (13). Leží na severnom svahu Prašivej, severne od Latiborskej hole (1 643 m), so zlatou mineralizáciou na magurských

kremeňovo-antimonitových paralelných žilách v smere VSV.–ZJZ., s úklonom 30 až 40° na juh a priemernou hrúbkou 0,5 m (max. až 4 m). Ťahá sa v dĺžke asi päť kilometrov od kóty Veľká hora (1 639 m) do doliny Ďurková ku kóte toho istého mena (1 751 m). Patrí medzi najstaršie a najslávnejšie rudné ložiská tejto oblasti. Najstaršie banské práce boli zamerané na dobývanie zlatonosných rúd (KOUTEK a POUBA, 1957). Celý rudný ťah magurských žíl bol v minulosti pokrytý banskými mierami a ťažil sa v mnohých štôlniach. Intenzívne sa dobývalo iba po dĺžke 1,3 km v západnej a centrálnej časti. Na povrch tieto žily vystupujú ako tektonicky mylonitizovaná rudonosná štruktúra. Zistili sa aj priečne žily s.-j. smeru, ktoré sa v minulosti tiež dobývali (KRAVJANSKÝ, 1955, 1959). V sprievodných horninách sú často žilky a impregnácie antimonitu. Minerálna výplň žíl je prevažne kremeňová, resp. kremeňovo-zlatonosná s antimonitom, pričom s hĺbkou pribúda antimonit na úkor zlata. V malom množstve sa nachádza pyrit, tetraedrit, bournonit, markazit, arzenopyrit, galenit, sfalerit, kalcit, ankerit a zlato. Zo sekundárnych minerálov sú to malachit, azurit, cervantit, kermezit, limonit a Sb okry. Priemerná kovnosť v rude bola 2,3 g . t⁻¹ Au a 3 g . t⁻¹ Ag. Z celkovej zásoby 448 tis. t, s kvalitou 8,6 g . t⁻¹ vykazovanej na halde štôlnie Adolf, sa 30 tis. t vyказuje ako bilančná zásoba. Vyťaženy antimonit sa zhutňoval len primitívnym spôsobom, vyciedzaním v keramických téglikoch (crudum).

Zlatá mineralizácia sa vyvíjala vo viacerých štádiách (CHOVAN in SLAVKAY et al., 1994; CHOVAN et al., 1996). V prvom štádiu to bolo intenzívne prekremeňenie s vtrúseniami alotriomorfného až hypidiomorfného zlatonosného arzenopyritu (s tzv. „neviditeľným“ zlatom), v orientačných vzorkách s obsahom Au do 8 g.t⁻¹. Najvýznamnejším nositeľom zlata je druhé štádium, s hrudkovitými a plieškovými zlatinkami do veľkosti 1 mm v kmeni, miestami sprevádzané pyritom a arzenopyritom. Zlato má vysokú rýdzosť a priemerné zloženie 95,7 % Au, 2,3 % Ag, do 2 % Hg, do 1 % Bi a obsah Cu, Sb a Te < 0,1 %. V treťom štádiu je len málo zlata s nižšou rýdzosťou (88,6 % Au, 9,4 % Ag), na puklinách v sulfidoch, pričom v paragenéze staršej kremeňovo-karbonátovej žiloviny sú zastúpené pyrit, sfalerit, galenit, bournonit a Pb-Sb sulfosoli s vyšším obsahom Pb (boulangerit); v mladšej prevláda antimonit a Pb-Sb sulfosoli s nízkym obsahom Pb (zinckenit). Štvrté štádium tvorí striebronosný tetraedrit, chalkopyrit, chalkostibit, pyrit, sfalerit a ojedinelé zlato s vyšším obsahom Ag. Tetraedritová mineralizácia v oblasti Striebornice a najmladšia hēmatitová mineralizácia majú samostatné postavenie (CHOVAN et al., 1996). Žily sú od povrchu vyčerpané do hĺbky asi 200 až 300 m, kde sa vraj Sb zrudnenie končilo. Predpokladá sa, že žily môžu siahať oveľa hlbšie, ale minerálnu výplň je ťažko odhadnúť. Ak zoberieme do úvahy zonálnosť (SLAVKAY, 1989), môžeme očakávať polymetalickú až volfrámovo-zlatú mineralizáciu, siahajúcu do oblasti známeho ložiska Au-W rudy Jasenie – Kyslá (15).

Podobný typ Sb-Au mineralizácie je na viacerých lokalitách. Na výskyte Dve vody (23), okrem kremeňovo-antimonitovej výplne, ktorá je podstatnou zložkou žíl, niektoré úseky sú vyplnené prevažne kremeňom s pyritom a arzenopyritom, s obsahom Au 5 až 60 g . t⁻¹ (SLAVKAY et al., 1988). Na lokalite Hviezda, Mlynná dolina (34), kremenné žily v.-z. smeru obsahujú okrem antimonitu aj chalkopyrit, arzenopyrit, karbonáty a zlato (ANDRUSOV et al., 1951). Na ďalších výskytoch je samostatná kremeňovo-zlatá mineralizácia so zisteným obsahom Au do 7 g . t⁻¹. Na lokalite Jasenie, Suchý potok (12), boli vyrazené dve štólne v smere 250° na sledovanie žily sz.-jv. smeru. Na haldách je žilný kremeň a hornina silno hydrotermálne vybielená a silicifikovaná, so zisteným obsahom Au 3,0; 5,0; a 7,0 g . t⁻¹. V Špíglovej doline (17) v úseku 26,5–26,8 m vrt Šp-5 zistil 30 cm hrubú kremenno-zlatonosnú žilu s obsahom zlata 3,48 g . t⁻¹. Jej priebeh sa predpokladá iba na základe okolitých štruktúr. Na halde a odkaliskách antimonitového ložiska Medzibrod (4) sa v bilancii vykazuje nebilančná zásoba 25 tis. t.

Na ložisku W-Au rudy Jasenie, Kyslá (15) zlato tvorí xenomorfné zrná do 0,5 mm v kremeňi so scheelitom, agregáty zrn s tetradritom, chalkopyritom a Bi-Ti minerálmi, výplň medzi zrnami kremeňa a inklúzie v zrnách arzenopyritu, pyritu a chalkopyritu. Hodnota IS (– 0,97 mm . s⁻¹) mšsbauerovského spektra arzenopyritov je posunutá do oblasti metalického zlata (Andraš a Ragan, 1995). Analýzy zlata poukazujú na značnú homogenitu s obsahom Au 88,6–99,9 %; Ag 0,4–9,6 % (BLÁHA, 1994).

Železná ruda

Vyvinuté sú viaceré genetické typy, ktoré spadajú do rôznych období. Kaledónsku metalogenetickú epochu vo veporiku reprezentuje formácia metamorfovaných magnetitových rúd severne od Bacúcha. Od výskytu Bacúch, Biela skala (52) sa ťahá sv. smerom po dĺžke asi 2 km, cez výskyt Bacúch, Javorinka (53) až po lokalitu Babiná (56). Malé nespojité rudné telesá konformne ležia v granátovo-muskovitovo-biotitových pararulách až bridliciach a tvoria tri typy: magnetitovú masívnu, páskovanú a rozptýlenú mineralizáciu. Okrem magnetitu sa v malej miere vyskytujú kremeň, hematit, pyrit, pyrotín, chalkopyrit a sfalerit. Pôvodne to boli sedimentárne železné rudy predhercýnskeho veku, metamorfované počas hercýnskych, resp. ešte starších udalostí.

Najviac sa uplatnila sideritová formácia (vo fatrotatriku, veporiku, a siliciku), ktorú zaradujeme do strednoalpínskeho metalogenetického štádia (vrchná krieda – paleogén). Je značne rozšírená v d'umbierskej, menej v kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier, vyvinutá je v kryštalických bridliciach i granitoidoch, ale aj v mezozoických horninách a tvorí hydrotermálne žilné a hydrotermálne metasomatické rudné telesá. K najvýznamnejším patrí ložisko Stará Boca (40) s kreme-

ňovo-sideritovými žilami v biotitovom až dvojsľudovom granite typu Králička a biotitovej až dvojsľudovej rule s páskovanou textúrou. Žilná štruktúra s odžilkami ložiska Vyšná Boca, Kliesňava (41) sčasti leží aj v granodiorite d'umbierskeho typu. Na žilách sú ďalej prítomné baryt, ankerit, menej pyrit, chalkopyrit, tetradrit a hematit. Majú sklon na JJV a ťahajú sa vsv. smerom po dĺžke viac ako 2 km.

Odlíšne postavenie má kremeňovo-barytovo-sideritovo-sulfidická a barytovo-sulfidická žila na výskyte Trangoška (30). Žily sú vyvinuté v kremenci, kremitom, arkózovom až drobovom pieskovci lúžňanského súvrstvia (skýt) a na ich tektonickom styku s hrubozrnným muskovitovým pegmatitom. Majú ssz.-jjv. smer, sklon okolo 75° na ZJZ a hrúbku až do 1,5 m. Zo sulfidov sú prítomné najmä tetradrit, pyrit a galenit. HAK a LOSERT (1962) považujú baryt za najmladší v predsulfidickom štádiu. Viac menších žiliek barytu s.-j. smeru s prímiesou pyritu a galenitu v spodnotriasovom pieskovci blízkeho okolia uvádza ZOUBEK (1937). Na výskyte bola vypočítaná zásoba Pb-Zn rudy, v roku 1966 však bola vylúčená z bilancie v množstve 22,9 tis. t.

Vo veporiku na výskyte Sokolia dolina (55), kremeňovo-sideritové žily v.-z. smeru, so sklonom na juh a hrúbkou do 1 m, prerážajú z chloritovo-sericitových fylitov súvrstvia Jánovho grúňa do mezozoických hornín po dĺžke okolo 200 m. Menej sú zastúpené chalkopyrit, pyrit, pyrotin, sfalerit a galenit. Odlíšna je mineralizácia na výskyte Pusté Pole, Kišova baňa (69), kde je hydrotermálno-metasomatická mineralizácia s kremeňovo-ankeritovo-sulfidickou výplňou (PETRO, 1969) vyvinutá priamo v strednotriasových dolomitoch silicika, vystupujúcich na malej ploche a len v malej hrúbke. Kremeňovo-ankeritové žilky s chalkopyritom, ktorý tvorí zrná veľké až 2 cm, so spekularitom, ojedinele aj s pyritom, sfaleritom, bornitom, chalkozinom, covellinom a sekundárnym malachitom a limonitom vytvárajú v dolomitoch nepravidelnú sieť žiliek hrubých 1–2 cm a hniezda menších rozmerov na ploche asi 1 000 m². Hydrotermálno-metasomatická mineralizácia reprezentuje kremeňovo-ankeritovo-sulfidický typ zrudnenia, častý na hydrotermálnych žilách v gemeriku i veporiku Slovenského rudohoria.

Hydrotermálna hematitová mineralizácia je vyvinutá na niekoľkých kremenných žilách, prerážajúcich horniny kryštalinika i mezozoika a v alpínsky mylonitizovaných zónach, ako produkt tektonicko-metamorfnych procesov. Hematitové zrudnenie na výskyte Spišské Bystré (70) vyplňa pukliny hrubé niekoľko cm, v pestrých zlepencoch, pieskovcoch až prachovcoch s polohami tufov a tufitov prvej erupčnej fázy I. megacyklu malužinského súvrstvia (autun) hronika. V silno popukaných okolitých horninách vytvorila mineralizácia typickú brekciovitú textúru. Minerálnu výplň tvorí kremeň, hematit, spekularit a kalcit.

Arzénová ruda

Jediný výskyt je situovaný na východnom okraji obce Šumiac (68). Mineralizácia sa našla pri razení štôlne po roku 1920, a je vyvinutá na silno zvodnenej štruktúre (POUBA, 1953) v strednotriasových vápencoch a dolomitických vápencoch silicika. Hydrotermálna mineralizácia je vyvinutá na žilách kremeňa v dolomitických vápencoch, kde sa našli aj prejavy hydrotermálno-metasomatickej mineralizácie. V oboch typoch tejto nízkoteplotnej rudnej formácie sú zastúpené kremeň, pyrit, markazit, fluorit, realgár a kalcit. Jej pôvod sa pripisuje hydrotermálnej aktivite miocénneho vulkanizmu, ktorého prejavy nachádzame na okolí obcí Pohorelská Maša a Závadka nad Hronom (SLAVKAY a PETRO, 1993).

Pyrit a pyrotín

Mineralizácia je vyvinutá v pásme v.-z. smeru, dlhom asi 1 km, v ktorom je aj známe ložisko Heľpa (59), severne od rovnomennej obce. Pyrotínové telesá ležia v pararule a bridlici s vložkami fylitu, amfibolitu a metaryolitu. Sú konformné s bridličnatosťou, majú doskovitý až šošovkovitý tvar, dosahujú dĺžku do 250 m, hrúbku do 50 m a sklonnú hĺbku do 100 m. Najbohatšia je západná časť pásma s masívnym pyrotínom, zatiaľ čo stredná a východná časť obsahuje rozptýlenú mineralizáciu. Pyrotín je sprevádzaný pyritom, chalkopyritom, sfaleritom, ilmenitom a kalcitom. Pôvodne to bola vulkanicko-sedimentárna mineralizácia predhercýnskeho (najskôr kaledónskeho) veku, hercýnsky metamorfovaná (SLAVKAY a PETRO, 1993). Zásoba 376 tis. t sa v bilancii vykazuje ako nebilančná.

NERUDNÉ SUROVINY

Nízkotatranský národný park, jeho ochranný rajón, chránené prírodné výtvory a národná prírodná rezervácia nedovoľujú v plnej miere využívať horniny, vhodné ako rôzne druhy nerudných surovín, na bežné použitie. Preto ich dobývanie sa obmedzuje hlavne na okrajové časti pohoria. Okrem ložísk stavebných nerastných surovín, sú tu výskytu hornín a minerálov vhodných ako dekoračné kameň, na hrubú kamenársku výrobu, na špeciálne účely, ako je výroba šperkov, ozdobných predmetov a pod.

Baryt

Vyskytuje sa v asociácii s viacerými typmi mineralizácie, napr. na ložiskách a výskytoch Jasenie, Soviansko (16), Ždiar, Dve vody (21), Trangoška (30),

Vyšná Boca, Kliesňava (41) a ďalších, pričom patrí k najmladším minerálom. Malé nespojité žily a šošovky na výskyte Malužiná (49) vystupujú v tholeiitovom bazalte a andezite druhej eruptívnej fázy malužinského súvrstvia hronika. Majú s.-j. smer, 30–80° sklon na západ, ich dĺžka nepresahuje 50 m a hrúbka 1,8 m. Biely, sivý a ružový baryt je sprevádzaný kremeňom a miestami pyritom, chalkopyritom a tetraedritom. Vznik týchto žíl pripisuje TURAN (1962) permskej vulkanickej činnosti. V minulosti sa žily ťažili.

Stavebný kameň

Napriek veľkému rozšíreniu granitoidných hornín sa využívajú len málo, lebo budujú územie NAPANT-u alebo jeho ochranného pásma. Granit až granodiorit prašivského typu sa ťažil na ložisku Dúbrava (110), ktoré obsahuje telesá aplitu a pegmatitu. V južnej časti ložiska sú hydrotermálne premenené (sericitizácia a prekremenenie). Skrývku tvorí hlinito-kamenitá sutina s 20–80 % kamenitého materiálu. Celková zásoba ložiska je 11 500 tis. m³. Ďalšia ťažba by predstavovala veľký zásah do morfológie krajiny s následnou nákladnou rekultiváciou, preto bola zastavená. Opustený kameňolom je aj na ložisku Liptovská Lúžna (105). Biotitový granodiorit má nevýrazne ružové žilce a šmuhy biotitu. Hrúbka ložiska je 25 m, ale možno uvažovať až o 100 m. Pukliny metrového rádu, prevažne sz.-jv. smeru, so sklonom 50–70° na SV, vytvárajú bloky veľkosti až 3 m³. Kameňolom má dĺžku steny 80 m, šírku 60 m a výšku 25 m. Hlinito-kamenitá skrývka je okolo 0,5 m. Materiál vyhovuje ako stavebný kameň na kamenivo, ale aj na náročnejšie účely. Bol využitý pri výstavbe cesty Liptovská Lúžna – Liptovská Osada. Leží v ochrannom pásme NAPANT-u i v chránenej vodohospodárskej oblasti v HG rájone MG-017 mezozoikum. Odhadnuté zásoby sú 1 300 tis. m³.

V kryštaliniku veporika je ložisko Beňuš, Leňušská dolina (51), s občasou ťažbou silno zvrásnenej granátovo-muskovitovo-biotitovej pararuly, miestami so šošovkami amfibolovca. Bridličnatosť má sv.-jz. až v.-z. smer a 50–80° sklon na sever. Vhodná surovina hrubá 5–30 m je na ploche 200 x 100 m, s odhadnutou zásobou 200 tis. m³. Skrývku hrubú 1–5 m tvorí hlinito-kamenitá sutina. Optimálna je povrchová ťažba v dvoch etážach s výškou 15 m. Pararula je vhodná na výrobu drveného kameniva nižších kvalitatívnych tried, najmä na údržbu lesných ciest.

Lomy ložiska Liptovská Porúbka, Malužiná (116) sú lokalizované v údolí Svidovského potoka, asi 1 km od ústia do potoka Boca. Z ložiska, otvoreného 10 etážami, sa ťažia tholeiitové bazalty a andezity s polohami vulkanoklastík druhej eruptívnej fázy III. megacyklu (turing) malužinského súvrstvia hronika. Sú to celistvé, porfyrické i mandľovcové (s achátom a chalcedónom) typy. Ich kvalitu znižujú pruhy mylonitov ako dôsledok tektonickej činnosti, s najvýraznejším pruhom v.-z. smeru, hrubým až 10 m. Hornina vyhovuje normám pre lomové

kamene I. akostnej triedy, pre kamenivo do betónu, štrky na zvršky ciest a na železnice. Nehodí sa na hrubú kamenársku výrobu pre zlú odlučnosť a štiepaťnosť. Ročná ťažba sa pohybuje okolo 50 tis. m³ a celková zásoba predstavuje takmer 56 mil. m³.

V tom istom súvrství je aj druhé významné ložisko Kvetnica (135), so stavebným kameňom podobnej kvality. V kameňolome pri Kvetnici sa ročne ťaží okolo 30 tis. m³, ale zásoba suroviny je len 46 tis. m³, zatiaľ čo južnejšie ložisko Hranovnica – Dubina (136) má zásobu takmer 5 000 tis. m³ a ročná ťažba kolíše okolo 100 tis. m³. Na ložisku Liptovská Teplička, Benkovo (122) je opustený lom, z ktorého sa tholeiitový bazalt a andezit ťažili na stavbu železničky v údolí Čierneho Váhu. Odkryté sú v hrúbke 12 m a odhadnutá zásoba 500 tis. m³ je na ploche cca 40 000 m². K tomuto typu patrí aj ložisko Spišská Teplica I (132), doteraz neotvorené, so zásobou 11 443 tis. m³. Teleso v.-z. smeru, dlhé asi 1 km, široké až 450 m, s priemernou hrúbkou 125,5 m a skrývkou do 2 m, poskytuje surovinu vhodnú na hrubé i drvené kamenivo. Hornina je celistvá, menej sa vyskytujú aj porfyrické variety. Teleso porušujú zlomy smeru SV–JZ a SZ–JV. Tholeiitový bazalt, andezit a tuf, patriace do I. megacyklu maluzinského súvrstvia hronika, tvoria ložiská Liptovská Teplička (125), Spišské Bystré (129), Vikartovce, Bystrá dolina (127) a zlepenec s pieskovecami ložisko Kravany n. Hornádom (128).

Strednotriasový vápenec gutensteinského typu hronika na ložisku Spišská Teplica III (131) je vhodný na výrobu drveného kameniva do betónu, na výstavbu ciest a ako stavebný kameň. Priemerná hrúbka po dobývaci úroveň v nadmorskej výške 820 m je 80,4 m a skrývka 2 m. Zásoba je odhadnutá na 28 660 tis. m³. Asi 1 km južnejšie, na ploche 700 x 250 m je podobné ložisko (Spišská Teplica II) s priemernou hrúbkou vápenca 57 m, s predpokladanou bázou kameňolomu v 840 m n. m. a zásobou 7 310 tis. m³. Obidve ložiská ešte neboli otvorené.

Významnou stavebnou surovinou je dolomit stredného až vrchného triasu hronika. Na ložisku Ružomberok II, Lom pod skalami (104), je nevrstevnatý pevný, rozpadavý, ale aj brekciovitý. V nadloží sú sedimenty paleogénu. Zásoba 2 360 tis. m³ je na ploche 100 x 400 m so skrývkou hrubou niekoľko dm až m. V kameňolome je 5 ťažobných úrovní s ročnou ťažbou 12–25 tis. m³, ale s jej kapacitou až do 50 tis. m³. Je vhodný na výrobu malty, omietok, betónu nižších značiek, po drvení a mletí v poľnohospodárstve na úpravu kyslejších pôd. Severovýchodne, asi 0,5 km, je podobné ložisko Ružomberok, Biely potok so zásobou 613 tis. m³. Ložisko Ružomberok III (103) tvorí kusový nevrstevnatý dolomit brekciovitého vzhľadu s kalcitovými žilkami, po 3. etáž sú rozpadavé. Na ploche 300 x 400 m je overená hrúbka 85 m. Materiál sa používa na stavbu ciest, výrobu drveného kameniva a obalovanej drviny. V nadloží je bazálny paleogénny zlepenec a pieskovec. Ložisko je otvorené veľkolomom na šiestich

etážach. Skrývkou je hnedá hlina s úlomkami pieskovca, hrubá až 15 m, odstránovaná na 6. etáži. Ročná ťažba je od 15 do 27 tis. m³ a ostáva zásoba 191 tis. m³. Asi 1 km východne je podobné ložisko Ludrová, Priechod s ročnou ťažbou okolo 12 tis. m³, na troch etážach. Dolomit sa ťaží aj na ložisku Spišská Teplica, Bor (133) na dvoch etážach, okolo 2 tis. m³ (predtým 10–25 tis. m³), okrem bežného použitia je vhodný ako plnivo do tenkovrstvových polymérových omietok. Ďalšie ložiská s občasnou ťažbou, alebo opustené, avšak s využiteľnými zásobami sú Lučatín (106), Medzibrod (107), Ráztoka, Holica (108), Závažná Poruba I (113), Vyšná Šuňava (123), Lučivná, Svit (130) s blízkymi ložiskami (Spišská Teplica IV a Spišská Teplica, Svit). V mezozoiku veporika Heľpa, Holý vrch (119), Liptovská Teplička, horáreň Podpálené (126) a v mezozoiku silicika Vernár, pod Barbolicou (138).

Paleogénne sedimenty sa ťažia len občas. Na ložisku Liptovské Kľačany (109) je to bazálny karbonátový zlepenec centrálno-karpatského paleogénu, s vápnitým tmelom. Tvorí lavice hrubé 0,1–3,0 m so sklonom 30–50° na SSZ, a trhlinami je rozlámaný na bloky veľké až niekoľko m³. Na ploche 150 x 50 m bola odhadnutá zásoba 100 tis. m³ (teraz 14 tis. m³). Piesčitá hlina hrúbky do 1 m tvorí skrývku. Občasná ťažba v kameňolome s výškou steny do 36 m, je okolo 4 tis. m³ za rok. Surovina je vhodná na murivo, na stavebné účely, ako regulačný kameň, na podkladovú vrstvu pri výstavbe lesných ciest a pod. Ďalšími ložiskami sú Ploštín (112), kde okrem zlepenca a pieskovca hrúbky 34 m je vyvinutý aj eocénny piesok hrúbky 14 m. Skrývkou je hlinito-kamenitá sutina hrubá 0,9–1,5 m. Okrem bežného využitia je surovina vhodná aj na výrobu obrubníkov. Podobné kvalitatívne parametre majú aj ložiská Východná (117), s ročnou ťažbou asi 8 tis. m³ a odhadnutou zásobou na 100 tis. m³, a Važec, Dúbrava (118), s odhadnutou zásobou 950 tis. m³, pre potrebu výstavby úseku diaľnice D-1, Liptovský Hrádok – Štrba.

Štrkopiesok

Akumuluje sa na severnom a južnom okraji pohoria predovšetkým v povodiach väčších riek, Váhu, Popradu a Hrona. V Liptovskej kotline je väčšia akumulácia štrkopiesku pri Liptovskom Hrádku (115), kde na ploche 1 500 x 300 m dosahuje hrúbku 2,3–15,3 m, so skrývkou aluviálnej piesčitej a piesčito-štrkovej hlíny, hrubou 0,1 až 2 m. Dobre opracované obliaky granitoidných hornín a rúl tvoria okolo 80–90 %, zvyšok tvorí kremeň, kremenec, vápenec, dolomit a amfibolit. Priemerná veľkosť obliakov je 10–15 cm. Je vhodný ako hutné kamenivo do betónu aj na náročné účely a na netuhé vozovky. Bola vypočítaná voľná zásoba 20 903 tis. m³ a viazaná 2 033 tis. m³ (HRNČÁR et al., 1993). Celková zásoba uvedená v bilancii predstavuje 5 890 tis. m³. Územie je čiastočne

zastavané, takže využitie ložiska je viazané pre závažné konflikty záujmov (MICHEL, 1971). Je to chránené ložiskové územie.

V povodí rieky Poprad sú piesčité štrk až štrk ložiska Veľká, Poprad (134) vyvinuté v hrúbke 2,2–7,8 m, preskúmané pre výstavbu diaľnice D-1, úseku Poprad – Prešov, na ploche 200 x 300 m. Skrývku, hrubú 0,2–1 m tvorí humus, rašelinová pôda a hlina. Obliaky, veľké 5–12 cm, sú zo žúl. Štrkopiesok je vhodný ako ťažené kamenivo na stavebné účely, so zásobou v množstve 2 286 tis. m³. Východnejšie na ploche 2 000 x 300 m je podobná akumulácia (Spišská Teplica) priemernej hrúbky 3,8 m, s podobnou skrývkou do hrúbky 0,5 m a zásobou 1 292 tis. m³ (VARCHOLOVÁ a DOJČÁKOVÁ, 1974). V hornom toku Hrona nie sú väčšie akumulácie štrkopiesku. Začínajú sa až na okolí Banskej Bystrice, mimo územia Nízkyh Tatier.

Tehliarska surovina

V území nie sú príliš vhodné geologické podmienky na väčšie akumulácie tejto suroviny. Na báze hornín centrálno-karpatského paleogénu je ložisko Ružomberok (101). Tvorí ho ílovec až slienitá a ílovito-slienitá bridlica vrchného eocénu (priabón) svetlosivej až sivej farby, ktorá je vo vrchnej časti zvetraná na ílovitú hlinu a na povrchu až na tzv. žltku (ANTÁŠ, 1971). Hrúbka surovinového súvrstvia skloneného 10–20° na SSV, je 20–45 m, s priemernou skrývkou 4 m. Výťažnosť je 90–95 %. Surovinu tvoria tri technologické typy s pozvoľnými hranicami. Podstatnú časť tvorí illit a kaolinit. Ťaží sa lopatovými rýpadlami priamo z ťažobného rezu vysokého 5–7 m. Ročná ťažba sa pohybuje okolo 50 tis. m³. Po úprave mletím za sucha sa získava dobré plastické cesto. Výrobky sú málo citlivé na sušenie a po vypálení pri teplote 950 °C vykazujú malé zmrastenie a vysokú mechanickú pevnosť. Je to veľmi vhodná surovina na výrobu najširšieho sortimentu tehliarskych výrobkov (HANO a SLÁVIK in SLÁVIK et al., 1967). Vyrába sa z nej plná tehla, CD INA-C/1, CSD Hurdis, škridla razená, drážková, francúzska a škridla Holand. Zásoba je 7 610 tis. m³ a ročná ťažba dosahuje okolo 50 tis. m³.

Preskúmané, ale neotvorené je ložisko Štrba (124) v ochrannom pásme NAPANT-u. Ložisko je dlhé 870 m, široké 550 m, s priemernou hrúbkou 12,5 m. Zastúpené sú tri genetické typy: paleogénny ílovec, eluviálna hlina a deluviálna hlina v pomere 7,9 : 1 : 1,8. Skrývkou je humusová hlina do hrúbky 0,3 m a skrývkový pomer 1 : 18,8. Deluviálna hlina je vhodná na hrubostenné stavebné dierované výrobky, ostatné typy len na plné pálené tehly (RÉNYI a MURKO, 1985). Voľná zásoba suroviny je 1 998 tis. m³, viazaná 94 tis. m³.

Dekoračný a ozdobný kameň

Travertín na ložisku Ludrová (102), východne od obce ťažil SPK (Slovenský priemysel kameňa), n. p. Levice, neskoršie Travertín Ludrová. Teleso na vrchu

Čerená (644 m) vytvárajú dve spojené travertínové kopy pretiahnuté v s.-j. smere (pleistocén–holocén). Leží na terasách Ludrovianky a ďalších potokov a na paleogénnych horninách. Rozloha ložiska je 7 ha, priemerná hrúbka 9 m a priemerná skrývka 2,17 m. Výskyt tvorí svetlosivý, pevný, hrubozrnný vrstevnatý travertín, ale aj rozpadavý travertín, takže nedosahuje požadované parametre na dekoračný kameň. Bloky sú vhodné na menej náročné výrobky, napr. na rezanie malých dosák na dekoráciu interiérov, odpad na výrobu brizolitu, vápencovej múčky a štrku na úpravu parkov (HRUŠKOVIČ in SLÁVIK et al., 1967). Na dvoch ťažobných úrovniach sa ročne vyťažilo okolo 220 m³ blokov travertínu a 1 500 m³ odpadu. Po zastavení ťažby je na ložisku vykazovaná zásoba 40 tis. m³.

Ďalší výskyt Liptovský Ján (114) sa nachádza za obcou, v blízkosti cesty do Jánskej doliny. Tvorí ho nevýrazná travertínová kopa s pomerne pevným travertínom svetlosivej až bielej, miestami svetlohnedej farby, z ktorej vyviera výdatný prameň teplej minerálnej vody. Biely travertín je krehký, bohatý na dutinky povlečené bielym vápenatým sintrom. Lokalita bola vyhlásená za chránený prírodný výtvor. Výskyt Hranovnické pleso (137) sa nachádza asi 3,5 km JJV od Hranovnice, západne od rekreačného strediska. Lahko rozpadavý hnedožltý travertín, silno zvetraný, leží nad slienitými a kalcionelovými vápencami (titón – hoteriv) veporika, pri tektonickej hranici so sedimentmi nižnobocianskeho súvrstvia (vrchný karbón) hronika. Ťažil sa len príležitostne, asi od roku 1940.

Senónska karbonátová brekcia až zlepenec pri Šumiaci (120), na výskyte asi 2 km vzdialenom západne od obce, vystupuje v záreze cesty po dĺžke 50 m. Je zložená z pomerne málo opracovaných úlomkov sivého dolomitu, ojedinele aj vápenca (Lacko a Gembalová, 1982). Tvorí subhorizontálne uložené lavice hrubé 0,1–1 m, porušené zvislými puklinami. Veľkosť úlomkov kolíše od 1 do 10 mm, zriedkavo až 50 mm. Majú tehlovočervenú základnú hmotu mäkšiu ako úlomky, čo zvyšuje náročnosť na technologické spracovanie. Možno z nej získať bloky od 0,125 až do 1 m³, zriedkavo i väčšie. Leštenie je veľmi náročné, úlomky dosahujú polosklený lesk, zatiaľ čo základná hmota je matná. Vzhľadom na kresbu materiálu a pomerne ľahké opracovanie asi 20 % suroviny sa dá využiť na výrobu drobných ozdobných predmetov. Lokalita leží na ochrannom území Národného parku Nízke Tatry.

Vápenec gutensteinského typu (egej–pelsón) hronika na ložisku Lopej, Podbrezová (111) bol podrobený geologickému prieskumu z hľadiska vhodnosti na výrobu dekoračného kameňa. Je sivý až tmavosivý, lavicovitý masívny a brekciovitý, miestami nepravidelne dolomitizovaný. Obsahuje vložky endostratickej brekcie. Skrasovatenie je do 10 %. Hlinitá a hlinito-kamenitá skrývka kolíše v medziach 2–5 m. Dĺžka ložiska je 600 m, šírka 300–400 m, hrúbka 35–50 m a sklon lavíc, hrubých 0,1–1,5 m je 10–15° na sever. Lom je na západnej strane ložiska. Vápenec je vhodný na výrobu stavebných hmôt, hutného drveného kameniva, pre sklársky a hutnícky priemysel a pre nízku výťažnosť blokov len

v malej miere ako dekoračný kameň a na výrobu ozdobných predmetov. Celková zásoba suroviny je 1 628 tis. m³.

Na výrobu ozdobných predmetov je vhodný aj prekryštalizovaný vápenec (lias) veporika na výskyte Heľpa, Holý vrch (119), tesne za dedinou (ĎUĎA in SLAVKAY et al., 1988). Má rôzne farby, bielu, sivú, svetlohnedú až červenú. Vo vrchných častiach je po puklinách limonitizovaný. Dolomit, pevný i rozpadavý, v podloží (anis – karn), na ploche asi 0,4 km², hrúbky do 100 m, je vhodný na využitie v poľnohospodárstve, hutníckom a chemickom priemysle. Odhadnutá zásoba je 2 000 tis. m³. Na ložisku Dúbrava (26) v biotitickom granodiorite sa vyskytujú menšie šošovkovité telesá sivozeleného porfyrického granodioritu s výraznými ružovými výrastlicami draselného živca. Dosahujú dĺžku 10 m a hrúbku do 2 m. Po leštení nadobúdajú sklený lesk, ale čierne škvryny so sfudou ostávajú matné. Granodiorit je zaujímavý po estetickej stránke a možno ho použiť na výbrusy galantérnych predmetov s dôrazom na väčšie rovné plochy, aj ako doplnok so žltým kovom, s ktorým príjemne kontrastuje. Mohol sa získavať súbežne s ťažbou antimónových rúd, avšak po jej zastavení je jeho využitie nereálne.

Ďalšou vhodnou surovinou na použitie do šperkov a na výrobu ozdobných predmetov sú tmavozelené šošovkovité telesá amfibolitu v rulách, hrubé do 5 m, zistené na ložisku Jasenie, Kyslá (15). Po zastavení geologického prieskumu ložiska by bola ich separátna ťažba neefektívna.

Na lokalite Šumiac, Vyšné sedlo (121), západne od Kráľovej hole, v páskovanej rule je výskyt 10 až 30 cm hrubých žiliek mliečneho kremeňa s kryštálmi moriónu, veľkými 0,5 cm, zriedka až 5 cm. Podobný výskyt je aj v oblasti Dolného sedla. Výskyt je skôr ako zaujímavosť, bez väčších perspektív na využitie.

Na ložisku Liptovská Porúbka, Malužiná (116), v mandľovcových varietách tholeiitového bazaltu a andezitu s polohami vulkanoklastík druhej erupčnej fázy III. megacyklu (turing) malužinského súvrstvia hronika, ako výplň mandlí je prítomný chalcedón a achát s výraznou kresbou a jemným sfarbením. Získať by sa mohli selektívnym výberom pri ťažbe stavebného kameňa. Na šperkárске účely sú vhodné menšie acháty, pretože väčšie bývajú popukané. Podobné acháty, na okrajoch mandlí typicky červeno sfarbené, sú na ložisku Kvetnica (135). Väčšie množstvo úlomkov achátu je aj v potokoch vtekajúcich z juhu do Čierneho Váhu v oblasti Nižného a Vyšného Chmelinca (60), ich zdrojom sú tiež vulkanity malužinského súvrstvia.

ŽIVOTNÉ PROSTREDIE

Podľa inžinierskogeologickej rajonizácie územia Slovenska (Matula, 1977) územie Nízkych Tatier zaradujeme do regiónu jadrových pohorí, oblasti jadrových stredohorí. Sú tu zastúpené všetky inžinierskogeologické formácie typické pre jadrové pohoria slovenského územia Západných Karpát:

- formácia vysoko metamorfovaných hornín (biotitické pararuly, biotitické a dvojsľudové ruly s okatou, resp. s páskovanou textúrou, amfibolity a amfibolické ruly, dvojsľudové a kremenné pararuly),

- formácia epimetamorfovaných hornín, zastúpená subformáciou mladohercýnskych epimetamorfitov (metasedimenty a metavulkanoklastiká, arkózové metadroby permu),

- formácia varískych granitoidov (biotitické granity, granodiority až tonality, muskoviticko-biotitické granodiority až granity – prašivský typ, biotitické tonality až granodiority – d'umbiersky typ, leukokratné fácie granitoidov),

- spodná terigénna formácia (kremence, droby a pieskovce lúžňanského súvrstvia, pestré verfénske bridlice a pieskovce),

- vápencovo-dolomitická formácia (vápence a dolomitické vápence stredného triasu, lunžké vrstvy),

- pestrá pieskovcovo-slieňovcovo-vápencová formácia (pestré pieskovce a bridlice karpatského keuperu, detriticko-karbonátový komplex pieskovcov a krinoidových vápencov – hlavné dolomity, dachsteinské vápence, kössenské vrstvy, pelitomorfny vápencový komplex jury, flyšoidný slienito-vápencový komplex spodnej kriedy).

Na okrajoch pohoria vyčleňujeme inžinierskogeologický región karpatského flyšu s ílovcovo-bridličnatým komplexom hutianskeho súvrstvia, pieskovcovým komplexom borovského súvrstvia a paleogénu Hronského podolia a s komplexom rytmického flyšu zuberského súvrstvia. Obmedzené rozšírenie na okraji pohoria má aj inžinierskogeologický región neogénnych tektonických vkleslín s inžinierskogeologickými oblasťami Bystrickej, Breznianskej, Liptovskej a Popradskej kotliny. V uvedenom regióne sa vyskytuje molasová formácia so subformáciou miocénnych prechodných sedimentov (vajskovské zlepenice) a subformáciou pliocénnych jazerných sedimentov (lehotské štrkopieskové vrstvy).

Veľmi rozšírené sú kvartérne fluvialne, terasové, deluviálne, vo výplniach dolín proluviálne a glaciáluviálne sedimenty. Vo vrcholových častiach pohoria, najmä v karoch na s. strane pohoria, sa vyskytujú aj glaciálne morénové sedimenty.

Reliéf v Nízkych Tatrách je diferencovaný. Vo vrcholových častiach sa uplatňuje glaciálna morfológia, v nižšie položených častiach pohoria sa na formovaní reliéfu výrazne uplatňujú tektonické poruchy a nižšia odolnosť hornín proti zvetrávaniu a erózii, resp. kras. Územie je prevažne zalesnené, resp. tvorené pasienkami.

INŽINIERSKOGEOLOGICKÉ PODMIENKY VÝSTAVBY

Nízke Tatry predstavujú veľmi hodnotné krajinné prostredie, čo je vyjadrené aj ich legislatívnou ochranou vo forme národného parku NAPANT a množstva maloplošných chránených území. Sú tu veľké zásobárne podzemných vôd, priaznivé mikroklimatické pomery, čo predstavuje cenný potenciál na ich využívanie. Toto geologické a geomorfologické prostredie je však veľmi citlivé na akýkoľvek technický zásah. Z tohto dôvodu sa všetky súčasné i budúce stavebné aktivity na území Nízkych Tatier starostlivo zvažujú, napr. program budovania lyžiarskych a turistických stredísk v centre pohoria, či budovania diaľnic na jeho okraji. Najväčšie rozšírenie majú inžinierskogeologické rajóny intruzívnych granitoidných hornín, vápencovo-dolomitických a vysoko metamorfovaných hornín. Značne vysoká pevnosť v tlaku (nad 50 MPa) zaraďuje uvedené horniny v zmysle STN 73 1001 do tried R1, R2, len tektonicky porušené a alterované horniny rajónu majú nižšie hodnoty tohto parametra. Uvedené horniny sa vyznačujú spravidla masívnou textúrou, sú však intenzívne alpínsky prepracované. V dôsledku značného porušenia príkrovovou tektonikou majú vápence nepravidelný balvanovitý až drobnoúlomkovitý rozpad. V miestach tektonických porúch širokých až niekoľko desiatok m sú časté polohy mylonitov a kataklazitov, ktoré zatriedujeme v zmysle uvedených noriem do nižších kvalitatívnych tried. V dolomitoch prevažujú masívne textúry, no vyskytuje sa aj lavicitá a doskovitá vrstevnatosť. Časté je postgenetické rozpukanie až podrvenie na dolomitickú múčku podmienené presunmi jednotlivých tektonických príkrovových jednotiek. Aj keď pevnosť v tlaku dolomitov býva vysoká – medzi 100 až 200 Mpa –, v poruchových zónach nadobúdajú charakter poloskalných hornín až nesúdržných zemín. Podľa STN 73 3050 patria zdravé dolomity do 7., resp. 6. triedy ťažiteľnosti.

Nízkou odolnosťou proti zvetrávaniu a celkovou deteriorizáciou inžinierskogeologických charakteristik sa vyznačujú väčšinou horniny s bridličnatou, doskovitou a tenkolavicovitou textúrou. Pomerne nízkou pevnosťou v tlaku sa v zmysle STN 73 1001 horniny rajónu nízko metamorfovaných hornín zaraďujú do triedy R3 a R4. Fylonity a silne zvetrané metamorfity patria do nižších tried, miestami nadobúdajú až charakter zemín. V ílovitých a slienitých bridliciach liasu a spodnokriedových slienitých vápencoch s pribúdaním podielu ílovej zložky sa znižuje odolnosť proti zvetrávaniu a pevnostné parametre, takže zo skalných hornín

s pevnosťou v tlaku 80 až 150 MPa prechádzajú do kategórie poloskalných hornín s pevnosťou v tlaku menej ako 50 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich zatriedime do triedy R2 až R4, podľa STN 73 3050 do 5. až 6. triedy. Pri tunelových a iných náročných stavbách treba počítať s rýchlou degradáciou fyzikálno-mechanických vlastností hornín v dôsledku pôsobenia exogénnych činiteľov, z čoho vyplýva požiadavka urýchlenej sanácie stien odrezov a zárezov, resp. prikrytia stavebnej jamy, pretože v dôsledku veľkej náchylnosti na zvetrávanie dochádza už v rámci jednej sezóny k prudkému znehodnoteniu inžinierskogeologických vlastností. Aktivizáciu zosunov a nerovnomerného zvetrávania treba očakávať v odrezoch a zárezoch cestných stavieb, podobne podložie ciest bude vykazovať značnú namrzávosť. Podobne sa správajú paleogénne horniny hutianskeho súvrstvia – ílovce s vločkami drobnozrnných zlepcov a pieskocov (flyšová formácia), vyskytujúce sa v s. časti územia, v Liptovskej kotline. Ide o bridličnaté poloskalné horniny s pevnosťou v tlaku v rozmedzí od 10 do 25 MPa. V zmysle STN 73 1001 ich hodnotíme ako horniny triedy R3, R4, podľa STN 73 3050 patria do 4. a 5. triedy ťažiteľnosti.

Na **ukladanie odpadu** poskytujú vhodné podmienky najmä ílovce hutianskeho súvrstvia, ako aj hrubšie polohy či šošovky od nich odvodených jemnozrnných deluviálnych sedimentov, pravda až po zvážení ďalších legislatívnych obmedzení.

Pokryvné útvary sú reprezentované inžinierskogeologickými rajónmi deluviálnych, koluviálnych, proluviálnych, morénových, terasových a fluviaálnych sedimentov. Najvhodnejšie prostredie na zakladanie stavieb, na výstavbu komunikácií a komunikačných násypov poskytujú terasové a fluviaálne štrky, ak základová škára nie je v blízkosti, resp. v kontakte s hladinou podzemnej vody. Morénové sedimenty sú zložené z nevytriedeného hlinito-piesčitého a balvanovitého materiálu, čo môže spôsobovať problémy pri zakladaní stavieb, ale aj pri výstavbe hydrotechnických diel. Deluviálne sedimenty, najmä s väčším podielom jemnozrnnnej zložky, sú veľmi citlivé na akékoľvek stavebné zásahy.

GEODYNAMICKÉ JAVY

Z geodynamických javov sa v Nízkych Tatrách najvýraznejšie uplatňujú svahové deformácie, erózia, zvetrávanie hornín a kras, ďalej seizmicita a sufózia.

Územie Nízkych Tatier je bohaté na rôzne typy **svahových porúch**, od ich iniciálnych až po finálne štádiá. Nemčok (1982) za najvýznamnejšie *podpovrchové plazivé poruchy* v granitoidoch označuje deformácie na lokalitách Chabenec spolu s Kotliskami a Skalkou, Košariská, Latiborská hoľa, Panská hoľa, Poľana. Šmykové plochy spravidla využívajú pôvodné plochy oslabenia, ako sú mylonitové a diaforitové pásma. Najrozsiahlejšou takouto poruchou je Chabe-

nec. Jej plošná rozloha je 2 250 x 1 800 m (NEMČOK, 1982). Iniciálne štádiá svahovej poruchy so smerom zosúvania na juh, do Lomnistej doliny, predstavujú odlučné hrany charakteru rýh. Najvyššiu z nich môžeme pozorovať na s. svahu Chabenca, kde podtína jeho vrchol. Finálne štádium poruchy predstavuje skalné zrútenie v Lomnistej doline. V mezozoických horninách Nízkych Tatier Nemček (1982) za najatraktívnejšie a najväčšie označuje podpovrchové plazivé poruchy Zvolena, Novej hole, Kozieho chrbta, Veľkej hole, Nižného prislopu, Ohnišťa, Veľkého boka a Panskej hole.

Vo vyšších polohách Nízkych Tatier sú veľmi časté aj povrchové svahové deformácie, ktoré postihujú predovšetkým zvetraninový plášť a kamenité sutiny. Indikátorom tohto typu deformácie býva neprítomnosť vegetácie, najčastejšie v žľaboch a na úpätiach strmých svahov. Iným typom povrchových deformácií sú kamenné ľadovce. NEMČOK a MAHR (1974) identifikovali tento typ porúch s plastickým pretváraním intersticiálneho ľadu v ľadovcových kotloch pod Derešmi a Ďumbierom. Uvedené svahové deformácie sú spravidla mimo dosahu stavebnej činnosti človeka. Osobitnou skupinou zosuvov sú svahové poruchy na okraji pohoria. Priaznivé podmienky na ich rozvoj nachádzame v hutianskom súvrství (fluvce s vložkami drobnozrnných zlepcov a pieskocov) a v deluviálnom pokryve tohto súvrstvia. Najväčšie rozšírenie tohto typu zosuvov je medzi obcami Ludrová a Liptovský Ján, ďalej v okolí obce Hybe. Zosuvy sú spravidla prúdové, menej často plošné, s rozmermi až niekoľko sto metrov. Sklony svahov sú v rozmedzí 10–13°. Hojné zosuvy malých rozmerov nachádzame tiež v paleogéne na j. okraji pohoria. Zosuvy frontálneho typu sa vyskytujú v doline Lupčianky pri Partizánskej Lupči, Sliachanky, Malatínky a Kľačianky. Vznik uvedených zosuvov podmienila abrázia prítokov Váhu, najmä na miestach s pramennými líniami výstupov podzemných vôd spod deluviálnych, resp. terasových sedimentov.

ERÓZIA

Erózia v Nízkych Tatrách zohráva veľmi negatívnu úlohu, a to najmä plošná a výmoleťová. Veterná a snehová erózia sa uplatňujú v horských sedlách a na hrebeňoch vo vyšších polohách. K eróznou-akumulačným procesom prispievajú aj lavíny. V Nízkych Tatrách je 2 684 ha lavínových plôch (Kňazovický in Midriak, 1983), ktoré zaberajú až 18,6 % z plochy nad súčasnou hranicou lesa. Lavíny okrem rozrušovania pôdneho krytu sa podieľajú aj na deštrukcii lesných porastov.

Erózia sa prejavuje deštrukciou zvetraninového krytu. Veľmi výraznou mierou sa na rozvoji erózných javov podieľa človek. V minulosti to bolo extenzívne pasenie dobytká, v súčasnosti sa negatívne prejavuje aj turistický ruch, predovšetkým lyžiarske trate otvorené na úkor pôvodného lesa či kosodreviny a turis-

tické chodníky. Midriak (1983) na základe sedemročných meraní na modelovom území na lokalite Konsko konštatuje denudáciu 17,4 mm pôdy za rok v dolnej časti svahu, v hornej časti 9,53 mm za rok. V dôsledku masovej turistiky a rozširovania chodníkov nastala v osemdesiatych rokoch na vrchole Ďumbiera taká intenzívna plošná erózia, že vrchol musel byť pre turistickú verejnosť dočasne uzavretý. Vykonal sa tu, resp. plánujú sa viaceré opatrenia s protieróznymi rohožami na zastavenie erózie (Hrvol, 1996), ako aj zalesnenie niektorých území kosodrevinou. K erózii na úpätiach Nízkych Tatier prispela i poľnohospodárska činnosť, najmä na miestach umelého zvýšenia hranice dolného okraja lesa (horehronská časť).

ZVETRÁVANIE HORNÍN

Geologická stavba Nízkych Tatier je charakteristická výraznou pestrosťou litologických typov hornín s rôznou intenzitou tektonického porušenia. Uvedené charakteristiky spolu s expozíciou svahu, nadmorskou výškou a mikroklimatickými pomermi rozhodujúcim spôsobom podmieňujú stupeň odolnosti hornín proti zvetrávaniu. Za najodolnejšie horniny považujeme amfibolity, migmatity, granitoidy, kremence a arkózy spodnej terigénnej formácie, andezity a tholeiity maluzinského súvrstvia, vápence stredného triasu a jury. V masívoch tvorených uvedenými horninami intenzívne zvetrávanie preniká do hĺbky len pozdĺž tektonických porúch. Medzi horniny málo odolné proti zvetrávaniu zaradujeme pestré ílovité a ílovito-piesčité bridlice verfenu, seisu, kampilu, karpatského keuperu, lunzkých vrstiev, ílovité a slienité bridlice liasu, paleogénne ílovce a niektoré tufy, tufity, ílovité bridlice a prachovce maluzinského súvrstvia. Patria sem aj intenzívne tektonicky porušené skalné horniny, t. j. granitoidy poruchových a mylonitových zón, tektonicky porušené ruly a svory, hydrotermálne premenené andezity a bazalty, tektonicky podrvené dolomity a dolomitické brekcie. V miestach výskytu uvedených typov hornín možno očakávať problémy súvisiace so sadaním stavieb, ako aj s deformáciami svahov, výkopov a tunelov. Paleogénne ílovce sú okrem toho nestále v styku s vodou, podliehajú rozpadu, resp. objemovým zmenám. V takýchto horninách sa odporúča minimalizovať čas otvorenia stavebnej jamy na čo najkratšie obdobie (týždne, mesiace). Pri väčších zárezoch vystupuje do popredia aj úloha riešenia stability svahov.

KRAS

Krasový fenomén je v podmienkach Nízkych Tatier mimoriadne rozšírený. Vďaka typickej príkrovovej stavbe, monoklinálnemu uloženiu vrstiev a chemickej čistote niektorých litologických typov vápenca tu nachádzame najhlbšie i naj-

dlhšie známe jaskyne na Slovensku (v masíve Krakovej hole). Zastúpené sú však aj bohaté povrchové krasové formy – závrtý, škrapy.

Prehľadná tabuľka najvýznamnejších jaskýň v oblasti Nízkych Tatier (podľa JAKÁLA, 1993)

Názov	Hĺbka (m)	Dĺžka (m)
Trosky		60
Ludrovská jaskyňa		60
Mošnická jaskyňa		420
Systém Demänovských jaskýň	- 173	23 500
Suchá jaskyňa		780
Okno		930
Štefanová č. 1		1 100
Kosienky	- 97	350
Javorová priepasť	- 312	2 218
Jaskyňa Slniečného lúča	- 113	507
Starý hrad	- 432	5 101
Jaskyňa v Záskočí	- 284	5 034
Medvedia jaskyňa		950
Jaskyňa v Zlomiskách		1 300
Veľká ľadová priepasť	- 125	
Nová Stanišovská jaskyňa		1 300
Stanišovská jaskyňa		1 680
Jaskyňa za Bukovicou	- 87	
Malužinská jaskyňa		257
Halašova jama		70
Jaskyňa mŕtvych netopierov	- 300	8 000
Kozia jaskyňa	- 70	140
Šindliarka	- 34	50
Jaskyňa v Hudákovom ponore	- 32	64
Važecká jaskyňa		400
Jaskyňa v Brade	- 30	100
Jaskyňa v železničnom záreze č. 2		65
Lučivnianska jaskyňa 1		34
Lučivnianska jaskyňa 2		85
Ždiarec	- 21	25

Krasový fenomén z inžinierskogeologického hľadiska prináša problémy pri hydrotechnických a tunelových stavbách, ako aj pri výstavbe komunikácií a pozemných stavieb. Príkladom je deštrukcia domu vo Valaskej, kde sufózia spôsobila vyplavenie terasových štrkov, tvoriacich základovú pôdu, do komínových kavern v liasových vápencoch veporika, hlbokých až 30 m. Veľký geotechnický problém predstavovali krasové dutiny, obnažené v skalnom výlome na úrovni dna hornej nádrže PVE Čierny Váh. Dno nádrže bolo nákladnými injektáciami utesnené a v súčasnosti PVE spoľahlivo slúži na výrobu elektrickej energie.

CHRÁNENÉ ÚZEMIA PRÍRODY

Podstatná časť územia zobrazeného na mape Nízkych Tatier je súčasťou Národného parku Nízke Tatry (NAPANT). Národný park bol vyhlásený v júni 1978 Výnosom vlády SSR, publikovaný pod označením č.119/1978. Rozloha národného parku je 810,95 km², „nárazníkovej“ ochrannej zóny 1 239,9 km². Územie sa vyznačuje neobyčajnou kumuláciou hodnotných geologických a morfológických fenoménov, ako aj biodiverzitou. Rastlinné spoločenstvá sú zastúpené množstvom endemických a reliktných zástupcov kveteny Západných Karpát, napr. *Campanula carpatica*, *Soldanella carpatica*, *Dianthus nitidus*, *Dryas octopetala*, *Gentiana frigida* a iné. Medzi drevinami prevláda *Picea abies*, vyskytuje sa i pomerne zriedkavá *Pinus cembra* a *Juniperus communis* ssp. *alpina*, nad hranicou lesa *Pinus mugo*. Zo živočíšnych druhov sa v oblasti Nízkych Tatier vyskytujú reliktné druhy, *Nucifraga caryocatactes*, *Turdus torquatus*, *Tichodroma muraria*. Z ďalších druhov vtákov sú to *Lyrurus tetrix* a *Tetrao urogallus*, *Aquila chrysaetos*, *Aquila pomarina*, *Falco tinnunculus*, *Falco peregrinus*. Z cicavcov treba uviesť *Marmota marmota* a *Rupicapra rupicapra* (introdukovaný), *Ursus arctos*, *Lynx lynx*, *Canis lupus*, *Meles meles* a *Lutra lutra*.

V samotnom národnom parku a jeho okolí vďaka pestrému geologickému zloženiu, ktoré spolu s premenlivými klimatickými pomermi vytvára širokú škálu biotopov, sa na mnohé územia vzťahuje osobitná ochrana formou maloplošných chránených území. Nachádzajú sa tu:

- 2 chránené areály (ďalej v texte CHA),
- 6 národných prírodných pamiatok (NPP),
- 10 národných prírodných rezervácií (NPR),
- 5 prírodných pamiatok (PP),
- 12 prírodných rezervácií (PR).

V ďalšom texte uvádzame stručnú charakteristiku jednotlivých maloplošných chránených území. V zátvorke za názvom sa nachádza: (celková výmera, katastrálne územie, mapový list 1 : 50.000, príslušnosť k NP). K zdrojom informácie pridávame príslušnú legislatívnu normu.

CHA Bodický rybník (18,57 ha, Bodice, 26-43)

Zriadený r. 1952 a novelizovaný r. 1983 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 1568/1983-32 z 31. 3. 1983 (1). Predmetom ochrany sú pôvodné spoločenstvá slatín.

CHA Háj v Liptovskej Osade (2,50 ha, Liptovská Osada, 36-12)

Zriadený r. 1975 Okresným národným výborom Liptovský Mikuláš na základe Uznesenia Rady ONV č. 162/75 z 26. 9. 1975. Park vysadený na počesť oslobodenia našej vlasti.

NPP Bystrianska jaskyňa (Valaská, 36-23, NAPANT)

Vyhlásená r. 1968 a novelizovaná 1972 Ministerstvom kultúry Rozhodnutím Komisie SNR pre kultúru a informácie č. 34 zo 16. 10. 1968 a Úpravou MK SSR č. 9288/72 z 28. 12. 1972 (2). Predmetom ochrany je jaskyňa objavená r. 1927, turisticky sprístupnená v roku 1941, vytvorená podzemným tokom Bystričianky v gutensteinských vápencoch anisu.

NPP Brankovský vodopád (27,71 ha, Ružomberok, 36-12, NAPANT)

Vyhlásená r. 1980 ONV Liptovský Mikuláš na základe Uznesenia Rady ONV v Liptovskom Mikuláši č. 106/80 z 27. 6. 1980. Predmetom ochrany je jeden z najvyšších vodopádov na Slovensku, nachádzajúci sa na hrane tvorenej slieňmi aptu tatrika.

NPP Demänovské jaskyne (Demänovská dolina, 36-21, NAPANT)

Vyhlásená r. 1972 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 9277/ 1972 z 28. 12. 1972 (2). Najväčší jaskynný systém na Slovensku (26 km), vytvorený podzemným tokom Demänovky v gutensteinských vápencoch anisu. Jaskyňa s bohatou kvapľovou výzdobou je prístupná verejnosti a slúži aj na liečebné účely.

NPP Stanišovská jaskyňa (Liptovský Ján, 36-22, NAPANT)

Vyhlásená r. 1972 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 9278/ 1972 z 28. 12. 1972 (2). Predmetom ochrany sú jaskynné priestory s dĺžkou 1 680 m (Bella a Hlaváč, 1992), vytvorené podzemným tokom Štiavnice v gutensteinských vápencoch anisu. Okrem Veľkej Stanišovskej sa tu nachádza i Malá Stanišovská a Nová Stanišovská jaskyňa.

NPP Važecká jaskyňa (Važec, 26-44, NAPANT)

Vyhlásená r. 1968 SNR Rozhodnutím Komisie SNR pre Š a K č. 34 zo 16. 10. 1968 a novelizovaná r. 1972 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR

č. 9290/72 z 28. 12. 1972 (2). Objavená 1922 a sprístupnená r. 1954 pre verejnosť. Bola vytvorená činnosťou bočného ramena Bieleho Váhu v gutensteinských vápencoch anisu. V riečnych sedimentoch v chodbách sa uchovalo mimoriadne veľa pozostatkov *Ursus spelaeus*.

NPP Vrbické pleso (0,73 ha, Demänovská dolina, 36-21, NAPANT)

Vyhlásená r. 1975 Okresným národným výborom Liptovský Mikuláš na základe Uznesenia Rady ONV č. 47/75 z 28. 3. 1975. Najväčšie ľadovcové pleso v Níz. Tatrách, v nadmorskej výške 1 113 m. Maximálna hĺbka plesa je 8 m.

NPR Hnilecká jelšina (84,59 ha, Telgárt, Dobšiná, Vernár, 37-11, NAPANT, Slovenský raj)

Vyhlásená r. 1988 Ministerstvom kultúry SSR Výnosom MK SSR č. 1160/988-32 z 30. 6. Predmetom ochrany je rastlinné spoločenstvo s hlavným zástupcom *Alnus incana*.

NPR Meandre Hrona (103,82 ha, Telgárt, Šumiac, 37-13, NAPANT)

Vyhlásená r. 1980 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 798/980-32 z 29. 2. 1980 (4). Na pomerne rozsiahlej aluviálnej nive vytvára Hron unikátnu sústavu zaškrtených meandrov.

NPR Pod Latiborskou hoľou (88,27 ha, Jasenie, 36-21, NAPANT)

Vyhlásená r. 1964 SNR Rozhodnutím SNR č. 30 z 21. 8. 1964, Úpravou č. 58 904/64-osv./14 z 21. 8. 1964 (5). Na južnom úpätí Latiborskej hole sa nachádzajú ucelené komplexy prirodzeného lesa.

NPR Demänovská dolina (836,88 ha, Demänovská dolina, 36-21, NAPANT)

Vyhlásená r. 1929 a novelizovaná 1973 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2771/73-OP z 24. 4. 1973 (6). Predmetom ochrany sú fytoocenózy trávnatých bučín a bukových smrečín, smrekových kosodrevín na prevažne vápencovom podklade (*Pinus silvestris*, *Picea excelsa*, *Larix decidua*, vzácny poľker *Globularia cordifolia*).

NPR Ďumbier (2 043,76 ha, Liptovský Ján, 36-21, 36-22, NAPANT)

Vyhlásená r. 1973 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2769/1973-OP, z 24. 4. 1973 (6). Predmetom ochrany je masív Ďumbiera so závermi dolín Ludrová, Bystrá, Štiavnica, s charakteristickým glaciálnym reliéfom (ľadovcové kotly a morény) a subalpínskymi až alpínskymi spoločenstvami na granitoidnom podklade .

NPR Jánska dolina (1 696,53 ha, Liptovský Ján, 26-43, 26-44, NAPANT)

Vyhlásená r. 1928 a novelizovaná r. 1984 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 49/1984-32 z 30. 4. 1984 (7). Jedna z najdlhších a najzachovalejších dolín v NAPANT-e s výnimočnou koncentráciou krasových javov a s fytocenózami charakteristickými pre vápencové a granitoidné podklady.

NPR Ohnište (852,26 ha, Liptovský Ján, Liptovská Porúbka, 36-22, NAPANT)

Vyhlásená r. 1973 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2770/1973 z 24. 4. 1973 (6). Nachádzajú sa tu unikátne útvary Okno a Ľadová priepasť, ako aj množstvo ďalších krasových fenoménov. Geologický podklad tvoria chočské dolomity pelsónu a gutensteinské vápence.

NPR Salatín (1 192,99 ha, Lipt. Štiavnica, Lipt. Lúžna, Partizánska Ľupča, 36-12, 36-21)

Vyhlásená r. 1982 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2958/1982-32 z 30. 4. 1982. Pestrá geologická stavba (vápence a dolomity fatrika i hronika) podmienila vznik morfológických a krasových foriem, poskytujúcich substrát pre prealpínske a dealpínske fytocenózy a útočisko pre vzácne druhy živočíchov.

NPR Turková (107,00 ha, Východná, 36-22, NAPANT)

Vyhlásená r. 1965 SNR Rozhodnutím Komisie SNR pre Š a K č. 26 z 28. 6. 1965, Úpravou č. 7282/65-osv./5 z 15. 7. 1965 (9). Predmetom ochrany sú fytocenózy zmiešaných lesných porastov s ukázkami sukcesie striedania montánných a termofilných floristických druhov.

NPR Hranovnická dubina (66,49 ha Spišské Bystré 27-33, 37-11)

Vyhlásená r. 1966 a novelizovaná 1993 MŽP SR Vyhláškou MŽP SR č. 83 z 23. marca 1993 o štátnych prírodných rezerváciách (10). Najvyšší a najsevernejší výskyt lesných porastov druhu *Quercus petraea* na tholeitových bazaltoch maluzinského súvrstvia (perm) na Slovensku.

PP Balvan pri Maši (0,0056 ha, Liptovská Porúbka, 26-44, NAPANT)

Vyhlásená r. 1965 ONV Lipt. Mikuláš Rozhodnutím šk. a kult. komisie č. 2/65 zo dňa 27. 1. 1965. Predmetom ochrany je riečny ostrov budovaný glacifluviálnymi terasovými štrkami (ris).

PP Meandre Lúžňanky (1,74 ha, Liptovská Lúžna, 36-21, NAPANT)

Vyhlásená r. 1988 ONV Liptovský Mikuláš Uznesením plen. zasadnutia ONV č. 9/1988 z 30. 6. 1988. Predmetom ochrany sú meandre Lúžňanky, na niektorých miestach vzdialené od seba len niekoľko decimetrov.

PR Bacúšska jelšina (4,26 ha, Bacúch, 36-24)

Vyhlásená r. 1967 Úpravou komisie SNR pre kultúru a informácie č. 3744/1967 – osv. zo dňa 18. 11. 1967 (11). Predmetom ochrany je zachovalý smrekovo-jelšový porast na aluviálnych sedimentoch Hrona, jediná známa lokalita asociácie *Carici elongatae – Alnetum boreale* na Slovensku.

PR Breznianska skalka (11,85 ha, Brezno, 36-23, NAPANT)

Vyhlásená r. 1981 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 3251/1981-32 zo dňa 30. 6. 1981 (12). Predmetom ochrany sú zvyšky lesných porastov *Quercus petraea* v asociácii s ďalšími teplomilnými rastlinnými druhmi na geologickom podloží kremenných pieskocov lúžňanského súvrstvia a ramsaušských dolomitov veporika.

PR Horné lazy (34,29 ha, Valaská, Brezno, 36-23, NAPANT)

Vyhlásená r. 1981 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 3252/1981-32 z 30. 6. 1981 (12). Predmetom ochrany sú južné strmé úpätia Skalky budované bridličnatým súvrstvom keuperu s asociáciami teplomilných fyto- a zoolocenóz krovinatej lesostepi, z ktorých niektoré tu dosahujú severný okraj svojho rozšírenia na Slovensku.

PR Mačková (42,23 ha, Medzibrod, 36-23)

Vyhlásená r. 1993 MŽP SR Vyhláškou MŽP SR č.83 z 23. marca 1993 (10). Predmetom ochrany je typická ukážka bukových a borových porastov, ako aj fragmentov sutinových spoločenstiev na podloží reiflinských vápencov pelsónu hronika.

PR Mašianske skalky (16,93 ha, Pohorelá, Valkovňa, 37-13)

Vyhlásená r. 1980 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 5887/1980-32 z 29. 8. 1980 (13). Predmetom ochrany sú prirodzené lesné spoločenstvá s reliktnými druhmi.

PR Vrchovisko pri Pohorelskej Maši (26,62 ha, Pohorelá, 37-11, 37-13, NAPANT)

Vyhlásená r. 1979 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 9149/79--OP z 30. 11. 1979 (14). Predmetom ochrany sú vrchoviskové rastlinné spoločenstvá.

PR Ivachnovský luh (10,04 ha, Turík, Ivachnová, Lisková, 26-43)

Vyhlásená r. 1982 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2957/1 982-32 z 30. 4. 1982 (8). Predmetom ochrany sú pozostatky fytocenózy *Salicion albae* pôvodného lužného lesa.

PR Jelšie (26,10 ha, Bodice, 26-43, NAPANT)

Vyhlásená r. 1973 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2777/1973 z 24. 4. 1973 (6). Predmetom ochrany je porast jelšiny.

PR Kozí chrbát (37,43 ha, Liptovská Osada, 36-12)

Vyhlásená r. 1993 MŽP SR Vyhláškou MŽP SR č. 83 z 23. marca 1993 (10). Predmetom ochrany sú zmiešané lesné porasty vysokohorského sutinového lesa s javorom, bukom, klenom na z. a sz. svahu Kozieho chrbta.

PR Sliáčske travertíny (7,02 ha, Sliache, 26-43, NAPANT)

Vyhlásená r. 1951 a novelizovaná r. 1983 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 1560/1983-32 z 31. 3. 1983 (15). Predmetom ochrany je mofeta s výrazným výronom plynov a na ňu viazané spoločenstvá slatín.

PR Baba (205,15 ha, Spišská Teplica, Lučivná, Svit, 27-33, NAPANT-OP)

Vyhlásená r. 1988 Ministerstvom kultúry SSR Výnosom MK SSR č. 1160/1988-32 z 30. 6. 1988 Zbierka zákonov (3). Predmetom ochrany je teplomilná vegetácia charakteru lesostepi s *Brachypodium pinnatum*, *Calamagrostis varia*, *Carex montana* s množstvom teplomilných druhov.

PR Pastierske (2,93 ha, Štrba, 27-33, NAPANT)

Vyhlásená r. 1986 Ministerstvom kultúry SSR Úpravou MK SSR č. 2911/1986-32 z 31. 3. 1986 (16). Predmetom ochrany je lokalita s výskytom žltohlavu najvyššieho – *Trollius europaeus* – a ďalšími ohrozenými druhmi prirodzených zamokrených lúk Popradskej kotliny.

LITERATÚRA

- Andraš, P. a Ragan, M., 1995: Sulfidické rudy s neviditeľným zlatom na Slovensku. *Miner. slov.*, 27, 57–63.
- Andrusov, D., 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpatica* (Praha), 1, 3–50.
- Andrusov, D., 1937: Sur quelques fossiles triassiques des Carpathes occidentales. *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd.* (Praha).
- Andrusov, D., 1938: *Geologie Slovenska*, Praha.
- Andrusov, D., 1943: *Geológia a nerastné suroviny Slovenska*. Slov. Vlastiveda, Bratislava, I.
- Andrusov, D., 1959: *Geológia československých Karpát*. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–375.
- Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-príkrvovovej sústave. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 11, 2, 161–178.
- Andrusov, D., 1965: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (Paris), (7), 7, 1029–1062.
- Andrusov, D., 1968: *Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten*. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1–189.
- Andrusov, D., 1976: Neue Rudistenfauna aus den Westkarpaten und vom Ochridsee. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 1, 11–43.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973: Outline of geological structure of the West Carpathians. X. Congress Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Bratislava.
- Andrusov, D., Koutek, J. a Zoubek, V. et al., 1951: Výsledky základního a montanisticko-geologického výzkumu v jižní a severozápadní části nízkotatranského krystalinického jádra v roce 1950. Manuskript, Praha – Bratislava.
- Andrusov, D. a Samuel, O., 1985: *Stratigrafický slovník Západných Karpát*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Antaš, J., 1971: Tehliarske suroviny Slovenska. *Miner. slov.*, 3, 12–13, 439–454.
- Badár, J. a Afanasiev, G. V., 1982: Metalogenéza uránu československých Západných Karpát. *Monografia, Miner. slov.*, 63–87.
- Bajaník, Š., Biely, A., Miko, O. a Planderová, E., 1979: O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole (Nízke Tatry). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 73, 7–28.
- Bajaník, Š., Hovorka, D., Miko, O. a Vozár, J., 1981: Predterciérny vulkanizmus Západných Karpát. In: *Paleovulkanizmus Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 27–39.
- Bajaník, Š. (edit.), 1984: *Hel'piansky metabazitový komplex a stratigrafické príslušnosti hornín medzi Hel'pou a Filipovom*. Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Bella, P. a Hlaváč, J., 1992: Tabuľky najdlhších a najhlbších jaskýň na Slovensku (stav k 31. 12. 1991). *Slovenský kras*, 30, 197–201.
- Bezák, V. a Klinec, A., 1980: The new interpretation of tectonic development of the Nízke Tatry Mts. West part. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 4, 569–575.

- Bibikova, E. V., Korikovskiy, S. P., Putiš, M., Broska, I., Goltzman, Y. V. a Arakeliants, M. M., 1990: U-Pb, Rb-Sr and K-Ar dating of Sihla tonalites of Vepor Pluton (Western Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 41, 4, 427–436.
- Biela, A., 1960: Geologické pomery územia medzi Bielym a Čiernym Váhom. Dipl. práca, Manuskript – archív PFUK, Bratislava.
- Biely, A., 1956: Zpráva o základnom geologickom výskume na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A., 1957: Správa o výskume na úkole XIV/35. Severné svahy N. Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A., 1958: Výskyt jury v chočskom príkrove južne od Východnej. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 13, 43–46.
- Biely, A., 1960a: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 20, 127–134.
- Biely, A., 1960b: Geologický výskum Muránskej planiny. Manuskript – archív GSSR, Bratislava.
- Biely, A., 1961: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón” vo veporidách. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 21, 109–125.
- Biely, A., 1962: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribeča. *Geol. Práce (Bratislava)*, 62, 205–218.
- Biely, A., 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 28, 69–78.
- Biely, A., 1964: Über die "Veporiden". *Geol. sbor. (Bratislava)*, 15, 2, 263–266.
- Biely, A., 1965a: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 34, 71–74.
- Biely, A., 1965b: Zpráva o výskume mezozoika na liste Horná Lehota (1:50 000). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A., 1966: K problému hranice gemeríd a chočského príkrovu. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 40, 171–172.
- Biely, A., 1976: Vysvetlivky k mezozoiku severných svahov Nízkych Tatier – východná časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A., 1978: Problém lokalizácie sedimentačnej oblasti krížňanského príkrovu vo svetle nových poznatkov o štruktúre východnej časti Nízkych Tatier a Slovenského rudohoria. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 221–230.
- Biely, A., 1982: Tektonika územia na severných svahoch Nízkych Tatier na východ od Nižnej Boce. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–11.
- Biely, A., 1984: Tektonická stavba územia Horehronského podolia medzi Slovenskou Ľupčou a Breznom. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. *Geol. Sbor. (Bratislava)*, 15, 2, 173–188.
- Biely, A. a Fusán, O., 1965: Die Beziehung der zentralkarpatischen Decken zu der Čertovica und Lubeník – Margecany Linie. *Carpatho-Balkan Geological Association, VII. Congress. Sofia. Reports, Part I*, 143–147.
- Biely, A. a Salaj, J., 1966: K problematike vrchnokriedových uloženín na Horehroní. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 40, 172–174.

- Biely, A. a Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtriatrischen Decken. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 42, 51–64.
- Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. Int. Geol. Congr. XXIII., Section 3, Praha, 87–92.
- Biely, A. a Planderová, E., 1975: O triasovom veku vápencov obalovej série veporid (oblasť Stružníka). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 91–93.
- Biely, A. a Samuel, O., 1982: K otázke veku červených vajsokovských zlepcov v Lopejskej kotline. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 77, 103–110.
- Biely, A. a Papšová, J., 1983: Vrchnotriasové vápence Dudlavej skaly (Horehranské podolie). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 267–272.
- Bláha, M., 1994: Jasenie – Kyslá, W-Au deposit. Excursion guide, International conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná, 127–131.
- Bláha, M. a Vitásek, A., 1989: Niektoré nové poznatky z ložiska W-Au rúd Jasenie v Nízkych Tatrách. Zbor.: Scheelitová mineralizácia v Československu, Banská Bystrica, 48–53.
- Bláha, M. a Bartoň, B., 1991: Jasenie – W, Au. Mineralogia. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–61.
- Bláha, M., Vitásek, A., Minko, J., Tarhanič, L., Vybíral, V., Pramuka, S., Vozár, J., Dvoršťák, J. a Adamjak, M., 1991: Závěrečná správa úlohy Jasenie W, Au a Jasenie sever, VP. Stav k 31. 8. 1991. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, časť A, 145 s.; časť B, 87 s.
- Bojko, A. K., 1975: Voprosy drevnej geologičeskoj istorii Vostočnych i Zapadnych Karpat i radiometričeskoje datirovanije. Naukova Dumka, Kiev, 42.
- Buday, T., Kodym, O., Maheľ, M., Máška, M., Matějka, A., Svoboda, J. a Zoubek, V., 1961: Tektonický vývoj Československa, Praha.
- Bujnovský, A., 1971: Mezozoikum sz. časti Nízkych Tatier (oblasť medzi Eupčiankou a Revúcou). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Bujnovský, A., 1975: Jura križňanského príkrovu sz. časti Nízkych Tatier. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 67–83.
- Bujnovský, A., 1979: Geologické profily a štruktúrne prvky príkrovov v sz. časti Nízkych Tatier a v revúckom zlomovom pásme. In: Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 85–97.
- Bujnovský, A. a Kochanová, M., 1973: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 1–27.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1975: Korytnica limestones a new lithostratigraphic unit and its fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 21–53.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1979: Trlenské súvrstvie – nová litostratigrafická jednotka liasu šiprúnskej skupiny. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 73, 49–59.
- Bujnovský, A., Kantor, J. a Vozár, J., 1981: Radiometric dating of mesozoic basic eruptive rocks of the Križna nappe in the NW part of Low Tatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 32, 2, 221–230.
- Bujnovský, A. a Lukáčik, E., 1984: Geológia sz. časti Nízkych Tatier a príľahlej časti Veľkej Fatry. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 10, 39–65.
- Bujnovský, A. (edit.) 1985: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26-344 Ružomberok-4. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Bystrický, J., 1959: Príspevok k stratigrafii muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 56, 5–53.
- Bystrický, J., 1967: O veku "chočských dolomitov". Čas. Mineral. Geol. (Praha), 12, 3, 247–252.
- Bystrický, J., 1982: The Middle and Upper Triassic of the Stratenská hornatina Mts. and its relation to the Triassic of the Slovak Karst Silica nappe (the West Carpathians Mts. Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 4, 437–462.
- Bystrický, J., 1986: Stratigraphic ranging and zonation of dasycladial algae in the West Carpathians Mts., Triassic. Miner. slov. (Bratislava), 18, 4, 289–321.
- Bystrický, J. a Biely, A., 1966: Kolokvium über die Stratigraphie der Trias. Trias der Westkarpaten, Exkursionführer. Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 64 s.
- Bystrický, J. (edit.), 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion „D“ Xth Congress of Carpatho-Balkan geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–15, 1–135.
- Bystrický, J., Michalík, J. a Mock, R., 1980: A guide to excursion of IGCP Project 4, Work Meeting in Bratislava 1980. Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Cambel, B., Ščerbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickij, E. N. a Veselský, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristaličeskogo kompleksa Zapadnych Karpat na osnove dannyh uran-svincovogo metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 243–259.
- Cambel, B. a Kamenický, L., 1982: Geochémia metamorfovaných bázičských hornín tatroveporidov centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 514 s.
- Čepek, P. (et al.), 1966: Vysvetlivky (I. časť Mezozoikum–Kvartér) k listu 1:50 000 Slovenská Ľupča (M-34-111-D). Manuskript – archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Černyšev, J., Cambel, B. a Koděra, M., 1984: Lead isotopes in Galenas of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 3, 307–328.
- Červeňová, Ž., 1951: Príspevok k poznaniu slovenských rašelinísk. Bratislava, Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 2.
- Čillik, I., Michálek, J., Mudrákova, M. a Petro, M., 1984: Záverečná správa Nízke Tatry – prognózy rudných surovín, stav k 1. 10. 1984. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 67 s.
- Čorná, O. a Kamenický, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des kristalinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 117–132.
- Dávidová, Š., 1971: Povaha živcov a ich význam pre genézu pegmatitov. Manuskript – GS SR, Bratislava.
- Dávidová, Š., 1978: The grade of order of potassium feldspars of pegmatites in the Tatrides. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 29, 2, 275–294.
- Dropa, A., 1955: Výskum Demänovských jaskýň. Geogr. Čas. (Bratislava), 7, 3–4, 133–163.
- Dupej, J. a Siegel, K., 1984: Geology of the Králička granite and its environment (Nízke Tatry Mts., Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 35, 3, 395–411.
- Đurovič, N., 1971: Sedimentárno-petrografický výskum vulkanogénno-sedimentárnej (melafýrovej) série centrálnych Západných Karpát. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 23.

- Fejdiová, O., 1977: Development of the Lower Triassic clastics in the Central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 28, 1, 167–176.
- Fejdiová, O., 1980: Lúžňanské súvrstvie – formálna spodnotriasová litostratigrafická jednotka. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 74, 95–101.
- Foetterle, F., 1867: *Das Muranyer Gebirge*. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 11, 242–243.
- Franko, O., Bodiš, D., Gazda, S. a Michalíček, M., 1979 : Hydrogeologické vyhodnotenie Liptovskej kotliny z hľadiska výskytu minerálnych vôd. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Fusán, O. (edit.), 1963: *Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 – list Vysoké Tatry*. Bratislava.
- Gašpariková, V., 1983: Mikropaleontologické vyhodnotenie hydrogeologických vrtvov na južných svahoch Nízkych Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Goetel, W., 1917: Die rhätische Stufe und unterste Lias der Subtatischen zone in der Tatra. *Bull. Akad. Sci. Crac. (Kraków)*, A. 1916, 1–222.
- Grecula, P., 1961: Geologické pomery okolia Pohronského Bukovca. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 23, 117–126.
- Grecula, P., Radvanec, M. a Bartalský, B., 1991: Critical thermic isograde in metamorphic-hydrothermal model of vein mineralization on the background of the Variscan events; Gemeric unit, Western Carpathians. *Miner. Slov.*, 23, 403–411
- Gross, P. a Köhler, E. (edit.), 1980: *Geológia Liptovskej kotliny*. Bratislava, *Geol. Úst. D. Štúra*, 1–242.
- Gross, P., Köhler, E. a Samuel, O., 1984: Nové litostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 81, 103–117.
- Hak, J., 1966: Mineralogie a geochemie nízkotatranských antimonitových ložísk. *Sbor. Geol. Věd, Technol. Geochem. (Praha)*, 7, 71–131.
- Hak, J. a Losert, J., 1962: O poverfenském zrudnění u Trangošky v Nízkých Tatrách. *Sbor. Úst. nerost. Sur. (Kutná Hora, Praha)*, 57–120.
- Halouzka, R., 1979: Quaternary mountain glaciation of the Tatra Mountains (the foreland of the West and High Tatras). In: Sibrava, V. (edit.) et al.: *Guide to excursion (6th session of the IGCP Project 24 “Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere”*, Ostrava, Czechoslovakia, 1979). *Geol. Surv., Praha, Ústř. Úst. geol.*, 85–98.
- Halouzka, R., 1987: Stratigrafia a geologicko-paleogeografický vývoj kvartéru v Západných Tatrách a ich predpolí. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hanzel, V. a Gazda, S., 1973 : Hydrogeologický výskum chočského príkrovu a série Veľkého Boku Nízkych Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hanzel, V., 1974: Podzemné vody chočského príkrovu a série Veľkého boku na severovýchodných svahoch Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Hydrogeol. inž. Geol.*, (Bratislava), 1.
- Hanzel, V., Dovina, V., Kullman, E., Malík, P. a Vrana, K., 1990: *Vysvetlivky k hydrogeologickej mape Nízkych Tatier v mierke 1 : 50 000*. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Harman, M., 1963: Petrografia iniciálnych bázických vulkanitov kraklovskej zóny. Manuskript – *Kat. geogr. FGGU Univ. Komen.*, Bratislava.
- Határ, J., 1979: Akcesorické minerály niektorých hornín kryštalínika západnej časti Žumbierskeho pásma Nízkych Tatier. *Kandid. dizert. práca*, 1–191.

- Horniš, E., 1961: Terénny a laboratórny petrograficko-technologický výskum štrkopieskov a pieskov rieky Hrona a jeho hlavných prítokov. Geogr. Čas. (Bratislava), 13, 1, 3–53.
- Horniš, J., 1986: Petrografický výskum nánosov Hrona. In: Szolgay, J. et al.: Hydro-morfologický výskum slovenských riek (etapa II. Hron). Bratislava, Výsk. Úst. vod. hosp., 37.
- Hovorka, D., 1967: Porfýry a lamprofýry tatroveporidného kryštalínika. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 8, 51–78.
- Hovorka, D., 1975: The lithology and chemical composition of the metasediments of the Jarabá Group (West Carpathians). Krystalinikum, 11, 87–99.
- Hovorka, D., 1976: Predterciérne formácie bazitov Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 8, 2, 113–132.
- Hovorka, D., Chovan, M. a Michálek, J., 1982: Olivinický kersantit v granodioritoch v Dúbrave (Nízke Tatry). Miner. slov. (Bratislava), 14, 1, 85–90.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1983: REE geochemistry and petrological model for the generation of variscan granitoids in the West Carpathians. Miner. slov. (Bratislava), 15, 2, 97–110.
- Hovorka, D. (edit.), 1985: Ultramafic rocks of the Western Carpathians (Czechoslovakia). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 258 s.
- Hovorka, D. a Spišiak, J., 1988: Vulkanizmus mezozoika Západných Karpát. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 263 s.
- Hrnčár, A. (edit.), 1993: Regionálne štúdie nerastných surovín okresov Slovenskej republiky – okres Banská Bystrica, Liptovský Mikuláš a Poprad, M = 1 : 50 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Hromádka, J., 1936: Říční terasy horního a středního Hrona. Sbor. III. sjezdu čs. geografů v Plzni 1935, Praha, 97–99.
- Hrvol, R., 1996: Erózne javy nad hornou hranicou lesa a spôsoby ich eliminácie v Národnom parku Nízke Tatry. Chránené územia Slovenska 30, 12–15.
- Chovan, M., 1990: Mineralogical – paragenetical relations on the Dúbrava Sb deposit and their significance for metallogeny of the Nízke Tatry Mts. Acta geol. geogr., Univ. Comen. 45, 89–101.
- Chovan, M. (Red.), 1990a: Mineralógia, geochémia a petrológia žilnikovo-impregnačnej a žilnej mineralizácie, Dúbrava – Eubelská. Manuskript – PriFUK, Bratislava, 350 s.
- Chovan, M. a Sachan, H. K., 1989: Scheelitová mineralizácia na Sb ložisku Dúbrava. Zborník Scheelitová mineralizácia v Československu, ČSVTS, Banská Bystrica, 84–86.
- Chovan, M., Slavkay, M. a Michálek, J., 1996: Ore mineralizations of the Ďumbierske Tatry Mts. (Western Carpathians, Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 47, 6, 371–382.
- Ibrmajer, J., 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v mierke 1 : 200 000. Záverečná správa ÚGF. Manuskript – archív Geofyziky, n. p., Brno.
- Ilavská, Ž., 1964: Sporen und Hystrichospheritiden aus dem Karbon der Niederen Tatra. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 15, 2, 227–232.
- Ilavský, J., 1973: Conclusion concertnant la matallogenie de systéme plissé Alpin de l'Europe Centrale et Sud-Orientale en 1 : 50 000. In: Xth Congr. Carpatho-Balcan Geol. Assoc., 45–108.

- Hlavský, J. a Sattran, V., 1980: Vysvětlivky k metalogenetické mapě Československa 1 : 500 000. ÚÚG Praha, 48 s.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and nomenclature of plutonic rocks. Geol. Rdsch. (Stuttgart), 63, 773–785.
- Ivan, L., 1943: Výskyty travertínů na Slovensku. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 9, 71.
- Ivanička, J. (edit.), 1986: Geologická mapa a vysvětlivky ku geologickej mape listu 30-241 (Pohronská Polhora-I, Beňuš). Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Jablonský, E., 1971: Segmentierte Kalkrhwämme-Sphinctozoa der Westkarpaten (von der Lokalität L. Osada). Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 22, 2, 333–345.
- Jablonský, J., 1986: Sedimentologické štúdium porubského súvrstvia (alb–cenoman) tatrika a zliechovskej sekvencie. Autoreferát dizertácie na získanie vedeckej hodnosti kandidáta vied. Bratislava.
- Jacko, S., 1975: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. Manuskript – archiv Prír. fak. Univ. Komen. (Bratislava), 1–304.
- Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Mapa 1 : 500 000. Slovenský kras, 31, 13–28.
- Janík, S. a Kanda, J. (edit.), 1986: Hydromorfologický výskum slovenských riek – Hron. Atlas účelových máp (1:5 000), kvartéru a jeho podložia v dolinnej nive rieky. (Časť 3 – Horný Hron). Bratislava, Výsk. Úst. vod. hosp. (v Geodézií Žilina).
- Jaroš, J., 1962: Geologická stavba území mezi Lubietovou, Medzibrodem a Brusnem ve středním Slovensku. (Příspěvek k problému tektonického zařazení lubietovské zóny). Acta Univ. Carol., Geol. (Praha), 3, 179–207.
- Jaroš, J., 1966: Structure tectonique du bord Ouest du noyau cristalin des Bases Tatras. Geol. Sbor. (Bratislava), 17/2, 191–200.
- Jaroš, J., 1971: Tectonic Styles of the Homelands of superficial Nappes. Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 81, 59 s.
- Jendrejáková, O., Michalik, J. a Papšová, J., 1981: Príspevok k stratigrafii strednotriasových karbonátov hronika (chočský príkrov na Horehroní, Západné Karpaty). Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 26, 4, 611–624.
- Kamenický, J., 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nížkych Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 24, 123–141.
- Kamenický, L., 1973: Lithologische Studien und structurelle Rekonstruktion des Kristallinikums der Zentralen Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 2, 275–281.
- Kantor, J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 55, 159–171.
- Kantor, J., 1961: Beitrag zur Geochronologie der Magmatite und Metamorfite des Westkarpatischen Kristalline. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 60, 303–317.
- Kantor, J., 1962: Izotopy „obyčajného“ olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 61, 175–199.
- Kantor, J., 1980: in: Pecho, J. et al., 1980: Geologicko-ložisková charakteristika a prognózy W–zrudení v oblasti Jasenie – Kyslá. Manuskript – archiv GS SR, Bratislava.
- Kantor, J. a Rybár, M., 1964: Isotopes of ore lead from several deposits of West Carpathian Crystalline. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 285–297.
- Kettner, R., 1927: Poznámka k príkrovu nízkotatranskému. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 3.

- Kettner, R., 1931a: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans la partie moyenne. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13A.
- Kettner, R., 1931b: Poludnica. Geologická črta Nízkyh Tatier. *Věda přír. (Praha)*, XII.
- Kettner, R., 1938a: Geologická stavba severního svahu Královky Holy v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 47, 7, 1–18.
- Kettner, R., 1938b: Geologické poměry okolí Vernáru na Slovensku. *Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II, Ř. mat. přír. Věd (Praha)*, 47, 8, 1–11.
- Kettner, R., 1940: Zpráva o geologickém mapování na listu Brezno (4463) – v zprávě o činnosti Št. geol. Úst. *Věst. Slov. geol. Úst. (Praha)*, 15.
- Kettner, R., 1952: O formaci patrně gosauského stáří poblíže stanice Dobšinská řadová jaskyňa na Slovensku. *Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd. (Praha)*, X, 1–9.
- Kettner, R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nízke Tatry (Nieder Tatra). *Geologie (Berlín)*, JHRG 7, 3–6, 383–402.
- Kettner, R. a Koutek, J., 1927: O postavení Štúrových lunzských pískovců a reingrabenských břidlic a tzv. šipkovských slínů v Nízkyh Tatrách. *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II (Praha)*, 36, 5, 1–19.
- Kettner, R. a Šťastný, V., 1931: Geologická mapa s. svahu Nízkyh Tatier v okolí Liptovského Hrádku. *Knih. Geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13.
- Klinec, A. (edit.), 1962: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1:50 000 – list Revúca. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Klinec, A., 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západ. Karpaty (Bratislava)*, 6, 7–28.
- Klinec, A., 1976: Geologická mapa Slovenského rudohoria a Nízkyh Tatier (Slovenské rudohorie-stred, Nízke Tatry-východ) 1:50 000. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- Klinec, A. (et al.), 1973: Základný geologický výskum a mapovanie veporíd – Vysvetlivky k listu Polomka 1:25 000. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Klinec, A., Planderová, E. a Miko, O., 1975: Staropaleozoický vek hronského komplexu veporíd. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 63, 95–104.
- Klinec, A. a Biely, A. (edit.), 1987: Geologická mapa a vysvetlivky ku geol. mape listu 36-232 Brezno. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*.
- Koděra, M. (edit.), 1989–1990: *Topografická mineralógia Slovenska*. 1–3, Veda Bratislava, 1 590 s.
- Kochanová, M., 1967: K problému hranice rét–hetang v Západných Karpatoch. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 7, 7–102.
- Kochanová, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropódov v Slovenskom krase a niektorých pohoriach centrálnych Západných Karpát. *Manuskript – archív GS SR, Bratislava*, 1–97.
- Kochanová, M. a Michalík, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zamostie limestones (Upper Pelsonian–Lower Illyrian) of the Choč nappe at the southern slopes of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 37, 4, 501–531.
- Korikovskiy, S. P., Jacko, S. a Boronikhin, V. A., 1989: Alpine anchimetamorphism of Upper Carboniferous sandstones from the sedimentary mantle of the Čierna hora

- Mts. crystalline complexes (Western Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 5, 579–598.
- Korikovskiy, S. P., Putiš, M. a Boronikhin, V. A., 1992: Anchimetamorphism of Permian sandstones of the Struženik Group in the Low Tatras Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 43, 2.
- Košťálík, J., 1971: Geomorfologické pomery Breznianskej kotliny. Geogr. Čas. (Bratislava), 23, 2, 181–185.
- Kotaňski, Z., 1965: Analógie litologiczne triasu tatarskeho s triasom wschodnioalpejskim. Roczn. Tow. geol. (Krakow), 35, 2, 143–162.
- Koutek, J. a Poucha, Z., 1957: Přehled geologických poměrů rudního ložiska Magurka v Nížkých Tatrách. Sborník k 80. Akademika F. Slavíka, ČSAV, Praha.
- Koutek, J., 1927: Příspěvek k poznání hybského rétu v horním Považí. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II (Praha), 36, 6, 1–7.
- Koutek, J., 1931: Geologické studie na SZ Nížkých Tater. Sbor. St. geol. Úst. (Praha), 9, 414–615.
- Kovanda, J., 1971: Kvartérní vápence Československa. Sbor. geol. Věd, Antropozoikum (Praha), Úst. Úst. geol. (Nakl. ČSAV), 7, 240.
- Köhler, E. a Samuel, O., 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 68, 195–242.
- Kravjanský, I., 1955: Magurka Sb-Au. Závěrečná správa. Manuskript – Fond správ GP Spišská Nová Ves.
- Kravjanský, I., 1959: Príspevok k metalogenéze západnej časti Nížkých Tatier. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 2, 75–87.
- Krippel, E., 1961: Príspevok k poznaniu riss-würmskej flóry spišskej kotliny. Biol. (Bratislava), 16, 811–820.
- Krist, E., 1967: Geologicko-petrografické pomery spessartit-kersantitovej žily v Nížkých Tatrách. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 12, 63–75.
- Krist, E., 1976: Occurrence of metamorphic tuffs and tuffites in the Veporide crystalline complex of the Central West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 141–147.
- Krist, E. a Videnský, J., 1987: The metamorphic development and thermodynamic conditions of metamorphism in the Kráľova hoľa crystalline basement (Veporicum, Central Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 43, 41–52.
- Krist, E., Korikovskiy, S. P. a Boronikhin, V. A., 1989: Retrograde metamorphism of staurolite-garnet-mica schists of the Krakovská zone of Veporides. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 40, 4, 471–482.
- Krist, E., Miko, O. a Krištín, J., 1988: Metamorfny vývoj kryštalinika Nížkých Tatier. Acta geol. geogr. (Bratislava), 44, 137–162.
- Kubíny, D., 1956: Správa o výskume ústrednej časti d'umbierskeho masívu. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 9, 110–119.
- Kubíny, D., 1959: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní v širšom okolí Kráľovej hole. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 16, 143–176.
- Kubíny, D., 1960: Príspevok ku geológii okolia Trangošky. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 17, 97–104.

- Kubíny, D., 1962: Mladé granitoidy v Západných Karpatoch a ich vzťah ku granitom variským. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 33–59.
- Kubíny, D., 1979: Niektoré príklady styku kryštalinika s mladšími útvarmi v Nízkyh Tatrách. Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 139–152.
- Kullman, E., 1976: Hydrogeologický výskum mezozoika severozápadných svahov Nízkyh Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullman, E., 1985: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullman, E. a Vrana, K., 1983: Zhodnotenie hydrogeologických pomerov južných svahov Nízkyh Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullmanová, A., Rakús, M. a Biely, A., 1983: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkyh Tatier, časť I. (obalová skupina a krížňanský príkrov). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Kullmanová, A., Rakús, M. a Biely, A., 1984: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkyh Tatier. Časť II (chočský a štúrecký príkrov). Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–67.
- Kunský, J., 1953: Geomorfologická exkurse do Nízkyh Tater, r. 1950, Kartografický prehľad, Praha, 7, 150–165.
- Kunský, J., 1954: Ku geomorfologii žulového jadra nízkotatranského. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd (Praha), 64.
- Kuznecov, J. A., Belousov, A. F. a Poljakov, G. V., 1976: Sistematika magmatických formácií po zostavu. Geol. i Geofiz., 5, 3–19.
- Lacko, L., Kozáč, J. a Barkáč, Z., 1969: Brezno – stavebný kameň lokality Lopej a Poniky. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lacko, L. a Gembalová, M., 1982: Čierny Balog – okolie, dekoračný kameň. Záverečná správa z VP k 1. 1. 1982. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 80 s.
- Lehotský, I. (edit.), 1979: Geologická mapa a vysvetlivky 1:25 000, list Vrbické pleso. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Leonardi, P., 1967: Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave (Trento), I.
- Lisý, E. a Sobolich, P., 1959: Záverečná správa s výpočtom zásob Jasenie – Pb, so stavom k 1. 1. 1959. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 261 s.
- Lizoň, I. a Halmešová, S., 1980: Geofyzikálny prieskum Predajná II – skládka gudrónov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lukáčik, E., 1974: Geologický výskum a mapovanie tatridného kryštalinika Nízkyh Tatier, list Korytnica, 1:25 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Lukáčik, E., 1981: Petrológia granitov – granodioritov prašivského typu v západnej časti Nízkyh Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 8, 121–142.
- Lukáčik, E., 1982a: Alkalická metasomatóza v západnej časti nízkotatranského plutónu. Zborník o najnovších poznatkoch metamorfných procesov v kryštaliniku paleozoika, mezozoika a neogénnych vulkanitoch Západných Karpát, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 53–56.
- Lukáčik, E., 1982b: Petrológia granitoidov západnej časti nízkotatranského plutónu. Autoreferát dizertačnej práce, Bratislava, 1–20.

- Lukáčik, E., 1983: Some petrometallogenetic problems connected with Sb-W-Mo-Au ore formation of the Low Tatra Pluton. IGCP N° 5, Newsletter, 5, 76–79.
- Lukniš, M., 1968: Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia (1:50 000). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra a Prír. fak. Univ. Komen.
- Macek, J. a Kamenický, L., 1979: Fyzikálno-optická charakteristika hlavných typov granitoidných hornín Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 11, 2, 129–142.
- Maheľ, M., 1956: Nové nálezy skamenelín vo verfenských vrstvách na južnom svahu Nízkyh Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 125–133.
- Maheľ, M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 48.
- Maheľ, M., 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51.
- Maheľ, M., 1961: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 11–64.
- Maheľ, M., 1962: Problémy a cesty ďalšieho vývoja geologického výskumu v československých Karpatoch. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 13–54.
- Maheľ, M., 1964: Severogemeridné a hronské synklinórium v Centrálnych Karpatoch. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 9/4.
- Maheľ, M., 1979: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Miner. slov. (Bratislava), 11, 1, 1–20.
- Maheľ, M., 1983: Križňanský príkrov, príklad polysériovej a polyštruktúrnej jednotky. Miner. slov. (Bratislava), 15, 3, 193–216.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1, 1–503.
- Maheľ, M. (edit.), 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 – Banská Bystrica. Bratislava, Vyd. Ústf. Úst. geol., 1–270.
- Maheľ, M. (edit.), 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západ. Karpaty (Praha), Ústf. Úst. geol., Nakl. ČSAV, 1–486.
- Maheľ, M. (edit.), 1974: Tectonics of the Carpathians-Balkan region. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M. (edit.), 1984: Tektonická mapa ČSSR 1:500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Malatinský, K., 1976: Minerálne vody na severozápadných svahoch Prašivej. Miner. slov. (Bratislava), 8, 1.
- Marschalko, R., Gross, P. a Kalaš, L., 1966: Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 39, 95–104.
- Marschalko, R. a Pulec, M., 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. Zbor. (Bratislava), 18, 2.
- Mašín, J., Jelen, M., Matolín, M. a Hrach, S. 1963: Aeromagnetická a aerorádiometrická mapa ČSSR, M 1 : 200 000. Manuskrípt – archív ÚÚG, Praha.
- Matějka, A., 1927: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. Praha, Sbor. Slov. geol. Úrad, 7.
- Matějka, A., 1931: Geologická mapa údolí Revúce. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13.
- Matějka, A., 1958: Výskyt bauxitických hornín od Drienovce na jižním Slovensku. Věst. Ústf. Úst. geol. (Praha), 33, 279–281.

- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13A, 19–136.
- Matula, M., 1977: Regionálna inžinierska geológia Slovenska. Univerzita Komenského, Bratislava, 154 s.
- Mazúr, E. a Lukniš, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie. Bratislava, Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 3, 279–281.
- Mello, J. a Polák, M., 1978: Facial and paleogeographical outline of the West Carpathian Middle Triassic Illyrian–Longobardian. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 301–314.
- Midriak, R., 1983: Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. VEDA, vyd. SAV, Bratislava.
- Michálek, J., 1986: Hlavné faktory lokalizácie Sb zrudnenia na ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript – PriFUK, Bratislava, 167 s.
- Michalenko, J., 1959: Predbežná správa o výskyte molybdenitu v muskovitických pegmatitoch a aplitických žulách v Malej Železnej doline. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 16, 101–104.
- Michel, J., 1971: Ložiská štrkopieskov na Slovensku. *Miner. slov.*, 3, 12–13, 513–524.
- Michalík, J., 1973: Nové poznatky o charaktere rétu lokality Hybe. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 60, 197–212.
- Michalík, J., 1979: Podmorské zosúvanie v oblasti hronika (Chočský príkrov) Západných Karpát na hranici anisu a ladinu. *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 5, 299–309.
- Michalík, J., Masaryk, P., Papšová, J. a Jendrejáková, O., 1988: Paleontológia a biostratigrafia triasových súvrství v podtatranskej oblasti Spiša a Liptova. *Sprivodca k celoštátnej paleontologickej konferencii ... v dňoch 20.–24. 6. 1988 v Mílave pri Nížnych Ružbachoch*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Míko, O. (edit.), 1977: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000 – list Jasenie. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Míko, O., 1980: Metamorfičeskije i magmatičeskije komplexy vostočnoj časti Nizkich Tatr (Zapadnyje Karpaty, ČSSR). Manuskript – archív Kat. petrogr. Geol. fak. LGU, Leningrad, ZSSR.
- Míko, O., 1981: Srednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja toľšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 4, 465–474.
- Míko, O. a Hovorka, D., 1978: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava)*, 5, 7–28.
- Míko, O., Kátlovský, V. a Cubínek, J., 1982: Zmeny minerálneho a chemického zloženia niektorých veporidných granitoidných hornín pri alpínskej dislokačnej metamorfóze. In: *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch. Konferencie, sympóziá, semináre*, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45–52.
- Mišík, M., 1964: Lithofazielles studium des Lias der Grossen Fatra und des Westteils der Niederen Tatra. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava)*, 1, 9–92.
- Mišík, M., 1972: Lithologische und fazielle Analyse des Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava)*, 22, 5–154.

- Mišík, M. a Rakús, M., 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty (Bratislava), 1.
- Mišík, M. a Jablonský, J., 1978: Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpát. (Rozbor valúnov, smery transportu, genéza). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 33, 5–36.
- Molák, B., Miko, O., Planderová, E. a Francú, J., 1986: Staropaleozoické meta-sedimenty na južných svahoch Nízkyh Tatier v oblasti Jasenia. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 84, 36–64.
- Molák, B., Buchard, B., Vozárová, A., Ivan, J., Uhrík, B. a Toman, B. (1989): Carbonaceous matter in some metamorphic rocks of the Nízke Tatry Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 2, 201–230.
- Molák, B. a Pecho, J., 1983: Geologicko-ložisková charakteristika scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Jasenia. Zborník: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkyh Tatrách. GÚDŠ, Bratislava, 61–70.
- Muška, P., 1975: Paleomagnetizmus v Karpatoch – paleomagnetický výskum záp. časti Nízkyh Tatier – melafýrovej série. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Nemčok, A., 1957: Vplyv geologických štruktúr na morfológický vývoj údolia Hrona. Geol. Zbor. (Bratislava), 8, 2, 194–203.
- Nemčok, A., 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. VEDA, vyd. SAV, Bratislava.
- Nemčok, A. a Mahr, T., 1974: Kamenné ľadovce v Tatrách. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 26, 4.
- Nemčok, M. a Štec, M., 1989: Tektonický obraz jaskyne Trangoška. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 1–35.
- Novotný, L. a Badár, J., 1971: Stratigrafia, sedimentológia a zrudnenie mladšieho paleozoika chočskej jednotky severovýchodnej časti Nízkyh Tatier. Miner. slov., 3, 9, 23–90.
- Obernauer, D., Filo, M., Glova, D., Kline, A., Petro, M. a Stránska, M., 1980: Geofyzikálny výskum západnej časti Slovenského rudohoria a východnej časti Nízkyh Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Oppenheimer, J., 1931: Die geologischen Verhältnisse an der Bahn Červená skala – Marjecany. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 7, 417–422.
- Papšová, J., 1966: Záverečná správa o spracovaní makrofauny paleogénu centrálnych Západných Karpát (oblasť Banská Bystrica, Slovenská Ľupča, Polomka). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Papšová, J., 1980: Biostratigrafia reiflinských vápencov pomocou konodontov (Pohronie). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Papšová, J. a Pevný, J., 1982: Finds of conodonts in Reifling limestones of the West Carpathians (the Choč and the Strážov nappes). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 8, 77–90.
- Pecho, J. (edit.), 1980: Geologicko-ložisková charakteristika a prognózy W zrudnenia v oblasti Jasenie – Kyslá, Nízke Tatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 269 s.
- Petro, M., 1969: Vysvetlivky k listu Hel'pa 1 25 000. Nerastné suroviny. Manuskript – archív GS SR Bratislava.
- Petro, M., 1973: Nerastné suroviny na liste Polomka 1 : 25 000. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Pitoňák, P. a Janák, M., 1983: Beryl – nový minerál nízkotatranských pegmatitov. *Miner. slov. (Bratislava)*, 15, 3, 231–232.
- Planderová, E., 1966: Palynologické vyhodnotenie terciéru vo vnútorných kotlinách centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR.
- Planderová, E., 1979: Biostratigrafické vyhodnotenie karbónu chočského príkrovu na základe palinológie. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 31–61.
- Planderová, E. a Miko, O., 1977: Nové poznatky o veku kryštalinika veporid na základe peľovej analýzy. *Miner. slov. (Bratislava)*, 9, 4, 275–292.
- Planderová, E. a Vozárová, A., 1982: Biostratigraphical correlation of the Last Paleozoic formations in the West Carpathians. *Newsletter N° 4, IGCP projekt 5, ed. F. P. Sassi, Univ. Padova*, 67–71.
- Plašienka, D., 1979: Tektonické profily struženickej jednotky na severovýchodných svahoch Kráľovej hole. In: Maheľ, M. (ed.): *Tektonické profily Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 179–184.
- Plašienka, D., 1980: Nappe position of the Hladomorná dolina Group on the Foederata Group in the Dobšiná half-window. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 31, 4, 609–617.
- Plašienka, D., 1983: Kinematický obraz niektorých štruktúr severného veporika vo vzťahu k formovaniu krížňanského príkrovu. *Miner. slov. (Bratislava)*, 15, 3, 193–216.
- Plašienka, D., Janák, M., Hacura, A. a Vrbatovič, P., 1989: Prvé údaje o kryštalinitě illitu z alpínsky metamorfovaných hornín veporika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 21, 1, 43–51.
- Polák, M. (edit.), 1987: Vysvetlivky k základnej geologickej mape ČSSR 1 : 25 000, list 36-122 (Donovaly-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Porubský, A., 1968: Liptovskojánska žriedelná štruktúra a krasové vody. *Slov. Kras (Martin)*, 1965–1966, 6.
- Pouba, Z., 1953: Několik nových nálezů rud v mezozoických sériích u Šumieace a Švermova v Horehroní. *Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. geol. (Praha)*, 20.
- Pouba, Z. a Vejnar, Z., 1956: Polymetalické rudní žíly u Jasenia v Nížkyh Tatrách. *Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. geol. (Praha)*, 12, 485–555.
- Priechodská, Z., 1966: O výskytoch sedimentárných Mn-rúd v juhozápadnej časti Levočského pohoria v Spišskej kotline. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 40, 133–143.
- Pulec, M., 1959: Sedimentológia lunzských vrstiev. Dipl. práca. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pulec, M., 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. *Geol. Práce, Zpr. (Bratislava)*, 34, 209–216.
- Pulec, M., 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát (záverečná správa). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pulec, M. (edit.), 1984: Syntéza výsledkov geologicko-výskumných prác realizovaných v rámci štátnej úlohy Geologický výskum volfrámového zrudnenia na južných svahoch Nížkyh Tatier (záverečná správa za roky 1977–1984). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Pulec, M., Klinec, A. a Bezák, V., 1983: Geológia a prospekcia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v oblasti Kyslej pri Jaseni (vymedzenie perspektívnej zóny). *Zborník Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nížkyh Tatrách. Manuskript – archív GS SR, Bratislava*, 11–38.

- Putiš, M., 1981: Geologicko-tektonické pomery predtriasových útvarov Považského Inovca a kryštalinika Kráľovej hole. Kandid. dizert. práca, Bratislava, Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 187 s.
- Putiš, M., 1982: Bemerkungen zu dem Kristallin in dem Bereichs des Považský Inovce, Suchý und Kráľova hola. Geol. Zborn. Geol. carpath., 33, 2, Bratislava, 191–196.
- Putiš, M., 1987: Some remarks on the metamorphism and tectonics of the Kráľova hola and Trestník crystalline complexes (Veporicum, Western Carpathians). Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 43, 69–96.
- Putiš, M., 1989: Štruktúrno-metamorfný vývoj kryštalinika východnej časti Nízkych Tatier. Miner. slov. (Bratislava), 21, 3, 217–224.
- Putiš, M., Maheľ, M., Marko, F. a Plašienka, D.: 1984: Tektonická mapa Stratsenskej hornatiny v M 1 : 100 000. Správa. (Časť: Kryštalinikum východného okraja masívu Kráľovej hole a Trestníka). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rakús, M., 1960: Predbežná správa o geologickom mapovaní série Č. Magury. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rakús, M., 1960: Nález druhu *Monophyllites aonis* Mojsisowics, 1989 pri Východnej. Geol. práce, Zpr. (Bratislava), 20, 135–138.
- Rakús, M., 1964: Paläontologische studien im Lias der Grossen Fatra und des Westteiles der Niederen Tatra. Zbor. geol. Vied., Západ. Karpaty (Bratislava), 1, 93–156.
- Rakús, M., 1986: Ammonites in basal Parts of Reifling Limestones in Choč Nappe on southern slopes of Nízke Tatry Mts. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 1, 75–89.
- Rényi, K. a Murko, I., 1985: Záverečná správa Štrba, tehliarská surovina. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Rojkovič, I., 1974: Mineralogija uranovogo orudnenija v permii chočskej tektoničeskoj jedinicy v oblasti Vikartovského chrebtá. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 1, 65–76.
- Rojkovič, I., 1990: Ore - bearing Permian volcanism in the Western Carpathians. Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 45, 71–88.
- Rojkovič, I. a Vozár, J., 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern gemerides and Choč unit. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 23, 7, 87–98.
- Roth, Z., 1938: Geologické pomery okolí Lučivné pod Vysokými Tatrami. Rozpr. Čes. Akad. Věd (Praha), 48.
- Roth, Z., 1939: Několik poznámek k stratigrafickému rozdělení triasu chočské série v okolí Lopeje a Podbrezové na Slovensku. Příroda (Brno), 32, 3.
- Rozložník, L., 1969: Niektoré problémy vzťahu zrudnenia k tektonike v Spišsko-gemerskom rudohorí vo svetle doterajších poznatkov. Miner. Slov. 2, 89–98.
- Rozložník, L., 1990: Strižná zóna gemerika – nositeľka sideritovej formácie. Miner. slov., 22, 1, 47–54.
- Salaj, J. a Samuel, O., 1966: Foraminifera der Westkarpaten-Kreide. Bratislava, 1–291.
- Salaj, J. a Polák, M., 1978: *Meandrospira deformata* Salaj ako indikátor zmeny ekologických a paleogeografických podmienok. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Konferencie, sympóziá, semináre, Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifera of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–213.

- Samuel, O., 1966: Mikropaleontologické zhodnotenie paleogénu vnútorných kotlín Centrálnych Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sasvari, T. a Rozložník, L., 1993: Štruktúrno-metalogenetické predpoklady scheelitového zrudnenia juhovýchodnej časti Nízkyh Tatier. *Míner. slov.*, 25, 320–322.
- Seneš, J., 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. *Geol. Práce, Soš. (Bratislava)*, 59.
- Siegl, K., 1967: Predbežné výsledky štúdia tektoniky kryštalinika veporid a tatríd medzi Sihlou a Ďumbierom. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 12, 105–114.
- Siegl, K., 1970: Fabric anisotropy of Ďumbier granodiorite. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 21, 2, 327–334.
- Siegl, K., 1973a: Vrásová a strižná deformácia Ďumbierskeho a časti kraklovského kryštalinika. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Siegl, K., 1973b: The fabric of mesoscopic fold of different structural regimes from metamorphites of W-part of Low Tatra Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 24, 1, 205–222.
- Siegl, K., 1974: Fold deformation in the Ďumbier crystalline complex. *Zbor. geol. Věd.*, G, 26, 145–146.
- Siegl, K., 1976: The structure of the Low Tatra pluton (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 27, 1, 149–164.
- Siegl, K., 1978: Faults in the contact area of the Ďumbier and Kraklová crystalline complexes (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 29, 1, 147–160.
- Sine, 1996: Evidencia ložísk nevyhradených nerastov Slovenskej republiky k 1. 1. 1996. Manuskript – Ministerstvo životného prostredia SR, sekcia geologického výskumu a prieskumu Bratislava, 22 s.
- Sine, 1996: Bilancia zásob výhradných ložísk Slovenskej republiky k 1. januáru 1996. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 98 s.
- Sítár, V., 1966: Správa o veku terciérnych sedimentov Breznianskej kotliny na základe makroflóry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Sítár, 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.
- Slávik, J. (edit.), 1967: Nerastné suroviny Slovenska. Bratislava, SVTL, 510 s.
- Slavkay, M., 1965: Vulkanogénne horniny mezozoika na okolí Poník. *Čas. Mineral. Geol. (Praha)*, 10, 3, 249–259.
- Slavkay, M., 1970: Lomistá – Husárka, Sb. Záverečná správa a výpočet zásob so stavom k 15. 7. 1970. Manuskript – archív GP, Spišská Nová Ves, 128 s.
- Slavkay, M., 1971: Vzťah niektorých nízkotatranských antimónových ložísk ku geologickým štruktúram. *Míner. slov. (Bratislava)*, 3, 9, 5–22.
- Slavkay, M., 1989: Main characteristics of the metallogeny of the Nízke Tatry Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 40, 4, 411–422.
- Slavkay, M., Pecho, J., Gubač, J., Pulec, M., Badár, J., Čillík, I. a Ďuďa, R., 1988: Regionálna mapa ložísk a prognóz nerastných surovín Nízke Tatry (1 : 50 000). Čiastková záverečná správa. Manuskript – archív GS SR, Bratislava, 349 s.
- Slavkay, M. a Petro, M., 1993: Metalogenéza a rudné formácie veporika. *Míner. slov.*, 25, 313–317.

- Slavkay, M., Gargulák, M., Chovan, M., Grecula, P. a Rojkovič, I., 1994: Variscan mineralization in the Alpine terranes of Western Carpathians. International Conference Variscan metallogeny in the Alpine orogenic belt, Stará Lesná, 117–126.
- Slavkay, M. a Chovan, M., 1996: A review of metallic ore mineralizations of the Nízke Tatry Mts. Miner. slov. – Monograph, Bratislava, 239–250.
- Smolníková, L., 1963: Výzkum kvartéru na listech Banská Bystrica a Slovenská Ľupča. Zprávy o geologických výzkumech v r. 1962. (Praha), Nakl. ČSAV, 276–278.
- Snopková, P., 1966: Palynologické vyhodnotenie vzoriek z odkryvu Michalová. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Spengler, E., 1932: Ist die „Mittlere subtratische Decke“ der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? Věst. St. geol. Úst. (Praha), 8, 215–225.
- Spišiak, J., Pitoňák, P. a Petro, M., 1988: Metaultramafity z oblasti Jasenie – Kyslá, Nízke Tatry. Miner. slov., 20, 2, 143–148.
- Stankovič J. a Jančula D., 1987: U mineralizácia na Sb-Mo zrudnení Malé Železné v Nízkyh Tatráh. Zborník Mineralógia uránových a s nimi súvisiacich nerastných surovín. Spišská Nová Ves, ČSVTS, 159–160.
- Šalaga, I., 1985: Mezozoikum Nízkyh Tatier – severovýchodná časť. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Šengelia, D. M., Miko, O. a Bezák, V., 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hrónskeho komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. Miner. slov. (Bratislava), 10, 4, 321–328.
- Šinkarev, N. F., 1978: Proischozhenije magmaticeskich formacij. Izd. L. „Nedra“, 1–301.
- Škvarček, A., 1986: Niektoré aspekty pleistocénneho zaľadnenia kráľovohorských Tatier. Geogr. Čas. (Bratislava), 38, 2, 3, 236–244.
- Škvarček, A., 1973: Náčrt kvartérneho vývoja horského úseku doliny Hrona. Geogr. Čas. (Bratislava), 25, 2, 136–147.
- Štúr, D., 1860: Bericht über geologische übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), 11, 17–151.
- Štúr, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthole. Jb. geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, 337–426.
- Šťastný, V., 1927: Studie o takzvaných melafýrech v Nízkyh Tatráh na Slovensku. Rozpr. Čes. Akad. Věd. (Praha), 2, 36, 29, 1–32.
- Šťastný, V., 1928: Příspěvek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 4.
- Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, J., Mayerová, M. a Zbořil, A., 1987: Dílčí zpráva o hlubinném reflexně seismickém průzkumu metodou SRB na profilech 2T v oblastech flyšového pásma na Oravě, vnitrokarpatkých jednotek a neogénu Lučensko-Rimavské kotliny za roky 1983–88. Manuskript – archív Geofyziky, n. p., Brno.
- Tomek, Č., Ibrmajer, I., Koráb, T., Biely, A., Dvořáková, L., Lexa, J. a Zbořil, A., 1989: Korové struktury Západních Karpát na hlubinném reflexním seismickém profilu 2T. Miner. slov., 21, 3–26.
- Tulis, J., 1972: Správa o výskume terciéru Breznianskej kotliny. Manuskript – archív UP, Spišská Nová Ves.
- Turan, J., 1961: Dajky porfyrických hornín na južnom svahu Nízkyh Tatier. Geol. Zbor. (Bratislava), 12, 2, 277–291.

- Turan, J. 1962: Baryty Nízkých Tatier a príľahlých oblastí. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 115–123.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitz.-Ber. Akad. Wiss., mat.-naturwiss., Kl. (Wien), 116, 1.
- Urban, K., 1934: O bazické vyvřelině z jižního svahu Ďumbieru v Nízkých Tatrách. Rozpr. Čes. Akad. Věd, Tř. II (Praha), 44, 30, 1–5.
- Varček, C., 1963: Vztáhy ložiskotvorných procesov v Západných Karpatoch k ich geologickému vývoju. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 8, 7–37.
- Varček, C., 1976: Základné črty metalogenetického vývoja Spišsko-gemerského rudohoria. In.: Zborník, Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria, (Košice), 36–62.
- Varga, G. a Lada, F., 1988: Magnetotelluric measurement on the profile 2T. Manuskript – archív ELGI Budapest. Geofyzika, n. p., Brno.
- Varcholová, J. a Dojčáková, V., 1974: Závěrečná správa, Diaľnica D-1, úsek Poprad – Prešov. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vitásek, F., 1923: Příspěvky k poznání ledové doby v Nižných Tatrách. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), Roč. 1923, III, 209–224.
- Vitásek, F., 1924: Naše hory ve věku ledovém. Knih. Čs. Spol. zemepis. (Praha), 10, (2 mapy), 80 s.
- Vitásek, F., 1926: Morfologické studie na jižní straně Nízkých Tater. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), R. 1925, V, 449–467.
- Vozár, J., 1965: Metamorfované mezozoikum v západnej časti veporid. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 35, 33–40.
- Vozár, J., 1973: Chemismus der permischen Vulkanite der Choč-Einheit in den West Karpaten. Nauka o Zemi. (Bratislava), 7, Slov. Akad. Vied, 1–84.
- Vozár, J., 1974: Stavba permských vulkanitov chočskej jednotky na severných svahoch Nízkých Tatier. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Lož. (Bratislava), 1, 7–49.
- Vozár, J., 1977: Magmatické horniny tholeiitickéj série v perme chočského príkrovu Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 4, 241–258.
- Vozár, J., 1979: Príspevok k objasneniu stavby a ku koreláciám obalových sérií v severnej časti veporika. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 19–30.
- Vozár, J., 1982: Typové profily vulkanickými komplexami variských molás Západných Karpát. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozár, J., 1985: Petrochemical characterization of Permian volcanics in the West Carpathians and some question of the origin of magma. Proc. XIIIth Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Krakow.
- Vozár, J. a Cubínek, J., 1979: Čiastková záverečná správa za r. 1979. Výskum permských vulkanitov chočskej jednotky Západných Karpát, časť Nízke Tatry. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozár, J. a Vozárová, A., 1979: Nižnobocianske a maluzinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. Miner. slov. (Bratislava), 11, 5.
- Vozár, J. (edit.), 1982: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-231 Nemecká. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozár, J. (edit.), 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36 221 (Maluziná-1). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.

- Vozár, J. (edit.), 1984: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36 222 (Malužiná-2). Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozár, J., Határ, J., Krištín, J. a Caňo, F., 1986: Charakteristika mafických minerálov permských vulkanitov ipoltickej skupiny v štúrecom príkrove Nizkych Tatier. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Vozárová, A., 1981a: Litológia a petrografia nižnobocianskeho súvrstvia. Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), 8, 143–199.
- Vozárová, A., 1981b: Nález zvyškov červov v malužinskom súvrství (perm; hronikum). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 75, 189–190.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1975: Základné črty paleogeografie mladšieho paleozoika Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 64, 81–96.
- Vozárová, A. a Vozár, J. (edit.), 1979a: Permian of the West Carpathians. Guide-book for geol. excursion. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1–79.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979b: Kryštalinikum v bazálnej časti chočského príkrovu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 72, 195–198.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. Bratislava, 7–314.
- Vrána, S. a Vozár, J., 1969: Minerálna asociácia pumpelyit-prehnnit-kremennej fácie Nizkych Tatier. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 49, 91–100.
- Wolf, H., 1867: Die geologischen Verhältnisse des Liptauer u. Thuroczer Comitatus am linken Ufer des Waagflusses zwischen den Orten Sučan u. Hrádok. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien).
- Zelman, J., 1963: Vzťah drobných štruktúr ku geologickej stavbe série Veľkého Boku na sv. svahoch Nizkych Tatier. Kandid. dizert. práca, Bratislava, 1–110.
- Zorkovský, B., 1959: Zpráva o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrov vystupujúcich vo verféne severne od Švermova. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 199–203.
- Zoubek, V., 1930: Geologické studie z kořenové oblasti subtatranské a zon sousedních jižne Podbrezové. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 6, 190–214.
- Zoubek, V., 1931a: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. Kniha. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13A, 237–251.
- Zoubek, V., 1931b: Navětrávání balvanu d'umbierské žuly. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 7, 116–124.
- Zoubek, V., 1931c: Tektonická skizka širšieho okolí Brezna nad Hronom. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 7, 182–191.
- Zoubek, V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěřům minerálních zřidel. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 11, 85–115.
- Zoubek, V., 1937: Dva nálezy rud v mezozoiku d'umbierské zóny. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, 38–45.
- Zoubek, V., 1953a: Předběžná zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderního pohoří. Věst. Úst. geol. (Praha), 28, 39–40.
- Zoubek, V., 1953b: II. zpráva o výzkumu východní části nízkotatranského jaderního pohoří. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1952. Ústf. Úst. geol. (Praha), 130–135.
- Zoubek, V., 1954: Zpráva o geologickém výzkumu oblasti Hodruša v N. Tatrách r. 1953. Manuskript – archív GS SR, Bratislava.
- Zoubek, V., 1957a: Zpráva o geologických výzkumech pohoří Veporu v okolí Brusna. Zpr. geol. Výzk. v Roce 1956. Ústf. Úst. geol., Praha, 197–200.

Zoubek, V., 1957b: Hranice gemeríd s veporidami. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 46, 38–50.

STN 73 1001 – Základová pôda pod plošnými základmi

STN.73 3050 – Zemné práce

- (1) Zvesti MŠ a MK SSR, roč. 1983, z. 6 z 30. 6. 1983, Zbierka zákonov č. 27
- (2) Zvesti MŠ a MK SSR z. 2 z 28. 2. 1973
- (3) Zvesti MŠ MTV a MK SSR zošit 8 z 31. 8. 1988 Zbierka zákonov čiastka 24 z 28. 6. 1988
- (4) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 4 z 30. 4. 1981, Zbierka zákonov čiastka 17/1980
- (5) Vestník MŠ a K, roč. XXI, zošit 26, z 22. 9. 1965
- (6) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 6 z 30. 6. 1973
- (7) Zvesti MŠ a MK, zošit 4 z 30. 4. 1984, Zbierka zákonov čiastka 16/1984
- (8) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 6 z 30. 6. 1982, Zbierka zákonov čiastka 30/1982
- (9) Vestník MŠ a K č. 11 936/1964-osv z 10. 1. 1965
- (10) Zbierka zákonov SR čiastka 25 uverejnená 26. apríla 1993
- (11) Vestník MŠ a K, roč. 24, zošit 3 zo dňa 31. 1. 1968
- (12) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 7 z 31. 7. 1981, Zbierka zákonov, čiastka 26/1981
- (13) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 10 z 31. 10. 1980, Zbierka zákonov čiastka 15/1981
- (14) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 12 z 31. 12. 1979, Zbierka zákonov čiastka 5/1980
- (15) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 5 z 31. 5. 1983, Zbierka zákonov čiastka 27
- (16) Zvesti MŠ a MK SSR, zošit 7 z 30. 7. 1986, Zbierka zákonov čiastka 12 z 6. 6. 1986

BRIEF REVIEW OF GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE NÍZKE TATRY REGION

ANTON BIELY

From the point of geomorphological division, the Nízke Tatry region is part of the Fatro-Tatric area of the Inner West Carpathian subprovince. The region's dominant geomorphological unit is the Nízke Tatry Mts. after which the submitted map has been denominated. These mountains are fringed by the Kozie chrby range and Vikartovce trench in the north, and by the Upper Hron river valley in the south. The Nízke Tatry Mts. are elongated in the E-W direction. The deep Čertovica pass divides the mountain ridge into two subunits – the Ďumbier Tatry in the west and Kráľová hoľa Tatry in the east.

From the geological point of view, the Nízke Tatry region is part of a belt of core mountains. Geographic boundary between landscape subunits of the Ďumbier and Kráľová hoľa Tatry in the area of the central ridge is consistent, except for unimportant details, with the Čertovica line – geological division separating the Tatricum and Veporicum, i. e. tectonic units dominated by the crystalline. Tectonic units composed of Late Paleozoic and Mesozoic rocks extend independently of these two subunits. The Tatricum, the deepest tectonic unit, consists largely of crystalline schists and granitoids. Preserved remnants of the sedimentary cover, in places deeply folded into the crystalline, are made up of Lower Triassic, less frequently Middle Triassic rocks. Complete Mesozoic sequence was preserved only in the Červená Magura area, but its tectonic position and relationship to the Šiprun sequence are controversial for the time being.

In the west and north, the Tatricum is overlain by Mesozoic units of the Veporicum, here represented by the Križna nappe, which is dominated by Jurassic rocks of the Zliechov sequence in the west, and by equally old rocks of the Iľanovo sequence in the east. Internal structure of the Križna nappe is especially complicated between the Križianska and Svätajánska dolina valleys (folds, slices and extreme thinning or thickening of the Jurassic-Cretaceous formations). The Veľký Bok sequence extends into the Ďumbier Tatry only in the vicinity of Nižná Boca.

Of three Hronic partial nappes developed on northern slopes of the Ďumbier Tatry, the most significant is the uppermost one which is complexly folded and characterized by the Triassic of Biely Váh facial area. We assume that this nappe is geometrically linked to the Choč nappe in the Choč Mts. The other two lower Hronic nappes occur only east of the Svätajánska dolina valley.

The Kráľová hoľa Tatry also have a character of core mountains, although the Tatricum is here exposed only on an insignificant area east of the line Čertovica – Nižná Boca. At the upper end of the Malužinská dolina valley, it axially plunges below the Veporic crystalline which, on the central ridge and its southern slopes, is the deepest tectonic unit exposed on the surface, i. e. tectonic core composed of: 1. crystalline schists grouped into these sequences: a) predominantly gneisses affected by medium – to higher-grade alterations, b) mica schists, mica-schists gneisses and amphibolites subject to medium – and lower-grade alterations, c) phyllites, metasandstones and metagraywackes with metadiabases and metarhyolites which underwent low-grade alterations under the greenschists-

facies conditions; 2. granitoids partly including also tonalites, blastomylonites and metagranitoids. Of these units, only rocks of l/c have been paleontologically dated as Silurian–Lower Carboniferous. This clearly suggests that they underwent Hercynian metamorphism, which is only assumed in the other units. Because of the facts that contacts of the above-mentioned rock sequences are not accompanied by Late Paleozoic–Mesozoic sequences and that tonalites mostly clearly overlie crystalline schists, in the submitted map we have interpreted that these rock sets approached each other already during the Hercynian tectogenesis, i.e. their nappe system is of Hercynian age and was later covered by Late Paleozoic and Mesozoic sediments and was incorporated into the Alpine structure. This interpretation evidently includes several possibilities.

The Late Paleozoic (Lubietová group) and Mesozoic sediments (Veľký Bok sequence) of the Veporicum are systemically slightly metamorphosed and therefore their stratigraphy is based on correlations with homologous or similar lithostratigraphic unit of the Krížna nappe in the Ďumbier Tatry and Upper Hron river valley. In the north, these sediments fringe the crystalline throughout the tract from Nižná Boca as far as the Vernársky potok brook, with particularly complicated structures being present mainly east of Ipoltica. The Late Paleozoic and Mesozoic sediments folded along with various crystalline complexes form a complicated system of recumbent folds and digitations at the upper end of the Malužinská dolina (Domárka area) and Bacúšska dolina valleys. Mesozoic of the Struženík sequence occurs only on eastern and southern slopes of Kráľova hoľa. Due to its isolated occurrences and insufficient knowledge of the stratigraphy, the sequence's position relative to the various crystalline complexes as well as to the Veľký Bok sequence is controversial.

Northern half of the Kráľová hoľa Tatry and Kozie chrbty are made up of the Hronicum and represent the most extensive continuous mass of this unit exposed on the surface in the Inner Carpathians. All three partial napes of the Ďumbier Tatry continue into this area. The two lower of them, the Boca and Malužiná ones, consists of the very thick Late Paleozoic volcano-sedimentary Ipoltica group and Triassic of the Čierny Váh facial area, whereas the upper partial nappe which, as has already been mentioned, may be linked to the Choč nappe, is composed of the Triassic of the Biely Váh facial area.

The boundary between the middle and upper partial nappe is marked by Jurassic rocks which form a continuous belt between Svarín and Važec as well as small lenses elsewhere. As far as its position is concerned, it seems to be a part of the sequence with the Triassic of the Čierny Váh facies. This assumption may be wrong, however, as the Jurassic stratigraphic sequence is likely to be reversed.

In the easternmost Kráľova hoľa Tatry, from Vernár as far as Besník and Švermovo, promontories of the Predná hoľa crystalline and/or Struženík sequence are overlain by a very reduced belt of Late Paleozoic and Triassic rocks of the Hronicum which are (at least seemingly) linked to the Ipoltica group of the Boca partial nappe on northern slopes of the Nízke Tatry.

In the same area, the southernmost and reduced tract of the Hronicum is overlain by a Triassic sequence dominated by exceptionally thick Triassic dolomites. This sequence is part of the Vernár nappe which is considered as an elementary tectonic unit of the Silicium.

The Upper Hron river valley also has a complicated geological structure. In its eastern part there occur abundant Quaternary accumulations and Tertiary formations which in

some local depressions attain a thickness of hundreds of metres. Depth of pre-Paleogene erosion of the nappe system is suggested by the fact that the paleogene sediments in places rest directly on the crystalline basement. Of postnappe formations, Senonian marine sediments near Šumiac, despite their small areal extent, are of great importance. From beneath this postnappe cover there crops out earlier geological structure whose individual elements are comparable to those building the Kráľová hoľa Tatras. The Veporicum here includes diverse kinds of crystalline schists and/or granitoids. Mesozoic Veľký Bok sequence near Pohorelá and Heľpa as well as the Struženik sequence in the vicinity of Šumiac. As a Hronic element, the Nižná Boca Formation was preserved near Heľpa and north of Valkovňa. The Sillicum dominates the northernmost tract of the Muráň nappe composed of triassic dolomites and limestones between Pohorelská Maša and Švermovo.

In western tract of the Upper Hron river valley, the postnappe Tertiary cover was preserved only in fragments. Moreover, depth of the Paleogene erosion is smaller and therefore structure of this depression is much clearer than that of the area east of Brezno. Central tract of this valley is composed of Hronic nappes including the Paleozoic Ipolitica group and Triassic of the Biely Váh facial area. An outlier of the Hronicum was preserved in a fairly extensive area and consists of remnants of three partial nappes. The lower and upper ones of them, composed of triassic rocks, occur only locally. The middle partial nappe, however, was preserved throughout the valley and its basal part is represented by the Ipolitica group (Melaphyre series auctourum). Geometric linkage, and therefore also correlation between the partial nappes of the Upper Hron river valley and Hronic nappes on southern slopes of the Nízke Tatry are unknown because their occurrences are isolated.

The Veporicum crops out from beneath the Hronicum in both sides. In the south, in the Bystrianske predhorie foothills, it is represented by the slightly metamorphosed Veľký Bok sequence which, in folds of the Čierťaž Mts. is accompanied by the Ľubietová group and the crystalline. In the north, west of Jasenie, the Veporicum consists of Mesozoic rocks, whose Jurassic bears substantial signs of the Zliechov sequence but the Lias, like in the Ďumbier Tatry, includes also the Hierlatz and Adnetz limestones. Westwards, towards the Starohorské vrchy Mts. and Bystrica river valley, it passes into the Mesozoic which is there considered as part of the Krížna nappe. Linkage between both these Mesozoic belts beneath the Hronicum is indicated by a local horst of the Veporicum near Medzibrod and its virtually continuous belt exposed between Ľubietová and Híadel'.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE NÍZKYCH TATIER

Vedúca redakcie: Gabriela Šipošová

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Korigovala: Mgr. Viera Gardošová

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Príprava textov na počítači: Mária Cabadajová

Náklad 450 kusov. Tlač a knihárske spracovanie: Crolit Nové Zámky

ISBN 80-85314-79-7

*Základom tejto práce sú textové vysvetlivky ku geologickej mape regiónu
Nízke Tatry 1 : 50 000 oponované v roku 1988.*

ISBN 80-85314-79-7