

VYSVETLIVKY

KU GEOLOGICKEJ MAPE TATIER

1:50 000

Zostavil:

JÁN NEMČOK



GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

Hanslov Br

JÁN NEMČOK – VLADIMÍR BEZÁK – MARIÁN JANÁK –
ŠTEFAN KAHAN – WACŁAW RYKA – MILAN KOHÚT –
IVAN LEHOTSKÝ – JOZEF WIECZOREK – JULIÁN ZELMAN –
JÁN MELLO – RUDOLF HALOZKA – WOJCIECH RACZKOWSKI –
PETER REICHWALDER

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE TATIER

1:50 000

Zostavil:

JÁN NEMČOK

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1993

OBSAH

Úvod (J. Nemčok)	7
Prehľad geologických výskumov (J. Nemčok)	8
Tatrikum	11
Kryštalinikum	11
Metamorfity (proterozoikum?–staršie paleozoikum) (V. Bezák, M. Janák, Š. Kahan, W. Ryka)	15
Magmatity (paleozoikum) (M. Kohút, I. Lehotský).....	20
Tatrikum (J. Nemčok, J. Wieczorek, J. Zelman)	25
Mladšie paleozoikum–mezozoikum	25
Perm	26
Trias	27
Jura	31
Krieda	33
Krížňanský príkrov (veporikum) (J. Mello, J. Wieczorek)	36
Chočský príkrov (hronikum) (J. Mello, J. Wieczorek)	50
Paleogén (J. Nemčok)	58
Borovské súvrstvie (numulitový eocén)	58
Kvartér (R. Halouzka, W. Raczkowski)	67
Kvartér regiónu (regionalizácia a celkový charakter)	67
Stratigrafia	69
Kvartér nečlenený (holocén)	71
Stredný pleistocén (staršia časť)	79
Stredný pleistocén (mladšia časť)	82
Mladý (vrchný) pleistocén	92
Holocén	96
Tektonika (V. Bezák, J. Mello, J. Nemčok, P. Reichwalder)	99
Tektonické členenie Tatier	101
Paleoalpínske (predgosauské) jednotky	101
Tatrikum	102
Vnútorná stavba kryštalického jadra	103
Mezozoikum tatrika a jeho tektonické jednotky	107

Fatrikum (veporikum)	110
Hronikum	112
Tektonický vývoj v terciéri a kvartéri	113
Metamorfóza, magmatizmus a paleogeografický vývoj Tatier (V. Bezák, J. Mello, J. Nemčok, J. Wieczorek)	117
Predalpínsky cyklus	117
Alpínsky cyklus	119
Eтapa terigénej sedimentácie (vrchný perm?–spodný rias)	120
Eтapa karbonátovej platformy (spodný trias–vrchný trias)	120
Eтapa rozpadávania platformy a formovanie bazénov (vrchný trias–stredná jura)	121
Eтapa subsidencie platoiem a prehlbovania bazénov (stredná jura–vrchná krieda)	122
Eтapa nasúvania príkrovov (vrchný turón?)	124
Literatúra	126

ÚVOD

Geologická mapa Tatier 1:50 000 je výsledkom práce kolektívu autorov z Geologického ústavu D. Štúra, Prírodovedeckej fakulty UK Bratislava, Poľskej akadémie vied a Instytutu Geologicznego z Varšavy.

Hlavnú časť regiónu zobrazenú na geologickej mape Tatier podľa geomorfologického členenia autorov MAZÚR-LUKNIŠ (1980) reprezentujú Západné a Východné Tatry. Predtým to boli Liptovské hole a Vysoké Tatry. Dominantu Tatier netvoria len Vysoké Tatry, ale aj Belianske Tatry, Roháče a v Poľsku Czerwone Wierchy. Geologická mapa zaberá aj časť Spišskej Magury, Podhala, Skorušinských a Chočských vrchov, ako aj severnú časť Liptovskej a Popradskej kotliny.

Skúmané územie patrí do povodia Dunajca a Popradu, ktorých vody tečú do Baltského mora, ale i do Váhu a Oravy, ktoré zasa zberajú vody tečúce do Čierneho mora. Tatry sa morfologicky dotvorili v neogéne až pleistocéne. Asi pred 15 mil. rokmi došlo k ich vyzdvihnutiu a vďaka vertikálnym pohybom sa stali veľhorami, avšak cca 7-krát menšími ako Alpy. Pomerne nedávno, asi pred polmiliónom rokov, v Tatrách vznikli vysokohorské ľadovce, ktoré im svojou činnosťou pridali geomorfologický punc. Materiál rozrušený ľadovcami i vodami bol znášaný do údolí, zapĺňal ich, ale sa aj ukladal na predpolí Tatier.

Približne v.-z. usmernené horstvo má na severe výraznú kotlinu Podhalskú a na juhu Liptovsko-Popradskú. Tieto kotliny sú vyplnené vnútrocárpatským paleogénom. Paleogénne sedimenty na styku s mezozoicko-kryštalickým masívom sú často prekryté glaciálno-fluviálnymi sedimentmi kvartéru. Geomorfológia Tatier a ich priľahlého okolia bola ovplyvnená nielen geologickým zložením, ale aj odlišným tektonickým porušením litofaciálnych sekvencií. Karbonátové sedimenty tektonicky porušených obalových sekvencií, ako aj krížanského príkrovu sa stali vhodným médiom pre tvorbu speleotem. Najmä v poľskej časti Tatier sa vytvorili mnohé väčšie i menšie podzemné priestory vyplnené krasovou výzdobou. V Belianskych Tatrách, západne od Tatranskej Kotliny, je jediná verejnosti prístupná jaskyňa v slovenskej časti Tatier – Belianska jaskyňa. Vytvorila sa v anisských gutensteinských (annaberských) vápencoch čiastkového príkrovu Bujačieho.

PREHLÁD GEOLOGICKÝCH VÝSKUMOV

Geologický výskum Tatier úzko súvisí s celkovým záujmom geologických pracovníkov o riešenie problémov v Západných Karpatoch. Vedci, ktorí pracovali v Karpatoch už začiatkom 19. storočia, boli Francúzi, Nemci, Rakúšania, Poliaci a ojedinele Slováci (D. Štúr), neskôr tu pracovali Maďari, Česi a v poslednom čase už len Slováci, Poliaci a niekoľko Čechov.

Poznávanie Tatier po geologickej stránke sa datuje od začiatku 19. storočia. Prvé geologické profily cez Tatry priniesol STASZIC (1815) a BEUDANT (1822), neskôr BOUÉ (1830) a PUSCH (1831). Priebeh jednotlivých rôznorodých hornín môžeme pozorovať aj v prvých mapových podkladoch uvedených autorov, aj keď označenie jednotlivých útvarov poväčšine nezodpovedá dnešnému. Na mape ZEJSZNERA (1844) už v Tatrách nachádzame karbonátové horniny oddelené od kryštalika červeným problematickým pieskovcom. Neskôr detailnejšie geologické, najmä stratigrafické práce poskytovali východiskový materiál pre interpretáciu stavby Tatier. Zriadením Ríšskeho geologického ústavu vo Viedni sa začalo geologické mapovanie celého územia Rakúsko-uhorskej monarchie. Pod vedením F. von HAUERA, riaditeľa Ríšskeho geologického ústavu, bola už v r. 1869 vytlačená geologická mapa celého územia Rakúsko-uhorskej monarchie. Pre mnohé územia Západných Karpát táto farebne vytlačená geologická mapa v mierke 1:1 576 000 slúžila na vyhľadávanie nerastných surovín. FRANZ v. HAUER (1869) v prácach publikovaných vo Viedni vyložil poznatky o geológii Západných Karpát, ktoré väčšinou nezískal sám, ale spojil dáta zozbierané a publikované členmi jeho ústavu.

Krátke obdobie geologického výskumu vo Vysokých Tatrach zaznamenal aj novozaložený Maďarský kráľovský ríšsky geologický ústav r. 1869 (Magyar Királyi Földtani Intézet). Charakter uvedeného ústavu bol spočiatku iný. Jeho cieľom neboli základný geologický výskum spojený s mapovaním celého územia, ale sa viazal predovšetkým na ložiská.

V tom istom období vo výskume Západných Karpát pokračovalo viacero rakúskych geológov zoskupených väčšinou pri Ríšskom geologickom ústave vo Viedni. Treba spomenúť vynikajúce práce z Vysokých Tatier, najmä UHLIGOVE (1897–1898, 1903). Jeho práce, prvý raz v karpatskej literatúre, majú charak-

ter stratigraficko-tektonických monografií. Dôležité bolo najmä jeho dielo o Vysokých Tatrách, v ktorom rozlíšil dva základné vývoje druhohôr (vysokotatranský a subtatranský). Z tohto obdobia pochádza aj vytlačená Geologická mapa Vysokých Tatier 1:75 000, vydaná maďarským geologickým ústavom, ktorú zostavil UHLIG. Vyznačuje sa presnosťou a v mnohých prípadoch umožnila stanoviť aj detaily stavby (tektoniky) príslušných častí Karpát.

Súčasne s geologickým výskumom prebiehal aj paleontologický výskum, o čom svedčia skameneliny opísané v monografiách. UHLIGovi môžeme vďačiť za vyčlenenie muránskych vápencov v Belianskych Tatrách a ich zaradenie k aptu. Nad stratigrafiou, ale i genézou spodnotriásových útvarov sa zamýšľal LIMANOWSKI (1903), keď skúmal koperszadské zlepence, kremence i verfén Belianskych Tatier. V tomto období LUGEON (1902b) vyjadril názor, že v Tatrách, podobne ako v Alpách, sa uplatňuje príkrovová stavba. UHLIG (1903b) sa spočiatku ostro postavil proti existencii príkrovov v Tatrách. No neskôr UHLIG (1907) pod vplyvom podrobnejšieho objasnenia LUGEONA o príkrovovej stavbe vo Vysokých Tatrách, ako aj LIMANOWSKÉHO (1906), ktorý spresnil poznatok o ležatých vrásach vo Vysokých Tatrách, názor o existencii príkrovov prijal. UHLIG nepostrehol, že LUGEON sa dopustil chyby vo svojej interpretácii, keď považoval príkrov tak Vysokých Tatier, ako aj švajčiarskych Álp, za poeocénne. Neskôr práce KUŽNIARA (1910) a LIMANOWSKÉHO (1911) tento chybný názor opravili.

Po roku 1919, keď bol založený Státní geologický ústav v Prahe pod vedením C. PURKYNĚ, ktorý sa výskumu v Karpatoch venoval len v začiatkoch, práca v karpatskej časti bola zameraná na riešenie praktických problémov. Vedúcu úlohu vo výskume Západných Karpát v tomto období asi tak do roku 1930 mali poľskí geológovia. Výskum Vysokých Tatier prebiehal pod vedením RABOWSKÉHO (1921–1938), ktorý sa zaslúžil o stanovenie podrobnej stratigrafie tatridných sérií. Spolu s GOETELOM (1911–1930), SOKOLOWSKÝM (1930) a SPENGLEROM (1932) vyriešili mnohé tektonické otázky mezozoika i kryštalinika. V r. 1938 zmapoval Západné Tatry a neskôr aj Belianske Tatry v mierke 1:25 000 ANDRUSOV, ktorého výsledky sú uvedené i v predkladanej práci.

Po druhej svetovej vojne sa oblasti Tatier venovala väčšia pozornosť. ANDRUSOV (1949) uskutočňoval rozsiahle reambulančné práce v Tatrách. Zaoberal sa charakteristikou chočského príkrovu v západnej časti Tatier pri prechode na poľské územie, ako aj obalovou jednotkou Javorinskej Širokej. V roku 1959 účastníkom zjazdu Polskiego Twarzystwa Geologicznego ANDRUSOV predstavil Geologickú mapu Tatier 1:25 000, zostavenú najmä zo svojich starších geologických podkladov (1950) a prác GOREKA (1953, 1958).

ZORKOWSKÝ (1949) podal charakteristiku ultrabázických hornín v obalovej jednotke v oblasti Osobitej.

Významné geologické práce z oblasti Západných Tatier, spresňujúce znalosti o stratigrafii a tektonike, sú od GOREKA (1953–1959). Ako prvý vymedzil a zmapoval dve tektonické okná kryštalínika vychádzajúce spod mezozoických sekvencií. Zo slovenskej strany sa výskumom Tatier zaoberali najmä geologickí pracovníci a diplomanti Geologicko-geografickej fakulty UK z Bratislavы pod vedením ANDRUSOVA.

V tom čase na poľskej strane pokračoval v intenzívnom výskume Tatier v kryštalíniku MICHALIK (1952–1956), BURCHART (1968) a JAROSZEWSKÝ (1957, 1965).

Významné mapy, profily a pojednania z oblasti mezozoika pochádzajú od GUZIKA (1959), KOTANSKÉHO (1959–1961), ale tiež LEFELDA (1956–1959) a ďalších.

V poľskej i slovenskej časti Tatier výskum pokračoval nepretržite ďalej, no viac sa obmedzil na riešenie zaujímavých, najmä paleontologických a čiastočne tektonických problémov. Z toho vznikli práce GAZDZICKÉHO (1973–1983), MICHALÍKA et al. (1976), BACA (1981), BIELEHO et al. (1987), WIECZORKA (1983–1989) a ďalších.

Tento stručný prehľad nevyjadruje ani zdáleka všetky práce, ktoré z Tatier existujú v knižničiacich. Je to len prierez vyjadrujúci určitý výber geologických prác z Tatier.

TATRIKUM

KRYŠTALINIKUM

Popaleogénna asymetrická hrasť Tatier má vyvinuté kryštalíkum v južnej časti, kým v severnej časti prevláda mezozoikum. Zároveň je kryštalíkum rozseknuté zlomami sv.-jz. smeru v oblasti Kôprovej doliny na dve časti s odlišným zastúpením kryštalických komplexov. Kým vo východnej časti (Vysoké Tatry) sú v absolútnej prevahe granitoidy, na stavbe západnej časti (Západné Tatry) sa podstatným podielom zúčastňujú aj metamorfy. Vnútorná stavba kryštalíka je komplikovaná, buduje ju niekoľko tektonických šupín a v duchu súčasných predstáv o stavbe kryštalíka Západných Karpát je výsledkom tak alpínskych, ako aj predalpínskych tektonických procesov. Posledné koncepcie geologickej stavby kryštalíka Tatier vypracovali najmä GOREK (1959), JAROSZEWSKI (1965), KAHAN (1969). K novším práciam zaobrajúcim sa problematikou kryštalíka patria tiež práce GOREKA–VEIZERA (1965), BURCHARTA (1968, 1970), SKUPINSKÉHO (1975) a JANÁKA et al. (1988).

Kryštalíkum Tatier je budované niekoľkými litologicky odlišnými komplexmi, ktorých styk je v súlade s pozorovaniami najmä KAHANA (1969) zväčša tektonický. Na tektonické kontakty poukazujú štruktúrne, litologické, ale aj metamorfne kritériá (obrátená zonálnosť; JANÁK et al., 1988). Časť tektonických kontaktov môže byť predalpínska (duktilné deformácie, neprítomnosť mezozoika v štruktúrach). Pozične najspodnejšou jednotkou v súčasnom eróznom reze je komplex svorov a rúl vystupujúci spod granitoidov a migmatitov v tektonických poloknách v južnej časti Západných Tatier. Vyššou tektonickou jednotkou je komplex granitoidov (granodioritov až tonalitov), ktoré majú v podloží migmatity a amfibolity, prípadne migmatitizované ruly svojho plášťa. Pomerne samostatnú jednotku tvoria leukokrátne granitoidy so svojím rulovo-amfibolitovým plášťom v nadloží. Časté sú xenolity rúl priamo v granitoidoch. Pozícia tohto komplexu nie je vyjasnená, môže ísť o najvyššiu tektonickú jednotku, ako aj o laterálne prechody, a tým je spochybnená aj jeho tektonická samostatnosť. Z tohto hľadiska je zaujímavý výskyt tohto komplexu najmä v severnej časti územia a zviazanosť s obalovým mezozoikom. Často je oddelený od ostatných typov granitoidov výraznými

mladými poruchami. Na iných typoch granitoidov leží mezozoikum len na západnom okraji Tatier, na komplexe svorov a rúl ho nepoznáme vôbec. Pozične k tomuto komplexu možno priradiť aj šupinu granitoidov zvláštneho typu Goryczkowej.

Uvedené členenie platí pre oblasť Západných Tatier. Vo Vysokých Tatrách sú v absolútnej prevahe zastúpené granitoidy, a to granodiority až tonality, homogénne a porfýrické i leukokratné granitoidy najmä v severnej časti. Pozične by granitoidy Vysokých Tatier mohli zodpovedať vrchným komplexom v Západných Tatrách. Miestami na južnom okraji Vysokých Tatier v podobe "tektonických polokien" vychádzajú migmatity a migmatitizované ruly injikované prevažne leukokratnými granitoidmi (najlepšie je preskúmaný výskyt vo Velickej doline). Nie je vyjasnené, či ide v tomto prípade o súčasť plášťa granitoidného telesa Vysokých Tatier, alebo o samostatnú tektonickú jednotku, ako o tom uvažuje už GOREK (1969).

O intenzívnych tektonických procesoch v kryštaliku Tatier svedčí prítomnosť rôznych typov tektonitov viazaných na tektonické zóny. V oblasti Západných Tatier je najvýraznejšia diaftoriticko-fylonitická zóna ako výsledok presunu migmatitovo-granitoidného komplexu na podložný komplex kryštalických bridlíc. S tektonickými pohybmi súvisí rozsiahla diaftoréza a mylonitizácia aj v samotnom komplexe kryštalických bridlíc.

Granitoidný masív v Západných a Vysokých Tatrách je husto popretínaný poruchovými zónami rôznych smerov a sklonov, pričom tieto poruchy sú zvýraznené aj morfologicky, nakoľko sú viazané na horniny so zníženou pevnosťou, a takmer všetky sedlá, žlaby a depresie sú vyvinuté na poruchových zónach. Tektonity masívu java v jeho rôznych častiach značné rozdiely vzhľadom na rôzny stupeň mylonitizácie a kataklázy.

Otázky vekového zaradenia kryštalických bridlíc (východiskových sedimentov) i metamorfických a magmatických procesov nie sú ešte dostatočne objasnené. Známy je ojedinelý výskyt palynomorf spodnopaleozoického veku v kryštalických bridliciach Západných Tatier (ČORNÁ-KAMENICKÝ, 1976; PLANDEROVÁ et al., 1990). Z doterajších geochronologických údajov, ktoré uvádzame v tabuľke, sú najpočetnejšie datovania Rb-Sr metódou.

Na základe celohorninovej Rb-Sr izochróny z rúl v oblasti Goryczkowej (BURCHART, 1968) k izotopickej homogenizácii v dôsledku metamorfózy mohlo dôjsť už v staropaleozoickom období, na čo poukazuje vek 430–400 mil. rokov. Vek kryštalizácie granitoidov na základe celohorninovej Rb-Sr izochróny 310–290 mil. rokov zodpovedá už karbónu, pričom iniciálny pomer izotopov $Sr/Sr = 0,0706$ (BURCHART, 1968). Izotopické údaje z biotitu a muskovitu granitoidov i metamorfitov sa pohybujú v rozpätí 300–280 mil. rokov.

(BURCHART, 1968). Datovania Rb-Sr metódou nezaznamenali žiadny proces, ktorý by zodpovedal alpínskej metamorfnej rekryštalizácií a pretepleniu, takže alpínsky cyklus nemal výraznejší termálny vplyv na metamorfný vývoj kryštalínika.

Údaje získané na základe K-Ar metódy je pomerne obťažné interpretovať, nakoľko ide o rôzne údaje – od 425 mil. rokov pre amfibolit (SEDLECKIJ et al., 1966), 360–300 mil. rokov pre granitoidy (SEDLECKIJ et al., 1966), 280–226 i 175–105 mil. rokov pre rôzne typy tektonítov (KANTOR, 1959, SEDLECKIJ et al., 1965). Dopoliaľ publikované údaje zo zirkónov na základe Pb-U metódy (CABEL et al., 1977, 1980) nepriniesli jednoznačné údaje, pretože vek migmatitov a rúl z oblasti Račkovej doliny v Západných Tatrách 550 a 315 mil. rokov bol zrejme ovplyvnený rôznymi generáciami zirkónu, pričom autori uvádzajú až 80 % klastogénneho zirkónu (CABEL et al., 1977).

Metamorfný vývoj kryštalínika Tatier je pravdepodobne výsledkom pôsobenia dvoch tektonickometamorfných udalostí, čoho prejavom je aj distribúcia metamorfných zón v obidvoch základných jednotkách kryštalínika, ktoré sú v dôsledku postmetamorfného nasunutia navzájom v tektonickej pozícii. Ide o neskorohercýnske a pravdepodobne ranohercýnske udalosti, hoci prítomnosť starších ako paleozoických fragmentov v stavbe nemožno vylúčiť.

Tab. 1 Izotopické datovania v kryštalíniku Západných a Vysokých Tatier

Metamorfované horniny			
Metóda	Hornina/minerál	Vek (mil. rokov)	Autori
U-Pb	migmatit/zirkón	550—315	CABEL et al., 1977
Rb-Sr	rula WR	430—400	BURCHART, 1968
Rb-Sr	biotit	310—300	BURCHART, 1968
K-Ar	muskovit	278—178	KANTOR, 1959
Granitoidné horniny			
Rb-Sr	*WR, SR/Sr = 0.706	310—290	BURCHART, 1968
Rb-Sr	muskovit, biotit	310—280	BURCHART, 1968
K-Ar	muskovit, biotit	226—165	KANTOR, 1959

*WR — celohorninová izochróna

ÚTVAR-ODD-STUPEŇ		LITOLÓGIA	M	SÚVRSTVIA - VRSTVY	FOSÍLIE
PROTEROZOIKUM7-PALEOZOIKUM	PERM	TURÓN	100 m	porubské súvrstvie: sivé bridlice, piesčité vápence, pieskovce	<i>Praeglobotruncana helvetica</i> <i>Rhynchonella sp.</i> <i>Phylloceras velleiae</i>
ST. PALEOZOIKUM		CENOMAN			
		ALB			
		APT			
		BARÉM			
		HOTERIV			
		VALANGIN			
		BERIAS			
		TITÓN	200 m	masívne organogénne vápence, sivé oolitické a pelitické rohovcové vápence limburgity - β	
		KIMERIDŽ			
		OXFORD			
		KELOVEJ			
		BAT			
		BAJOK			
		ÁLEN			
		TOARK			
		PLIENSBACH			
		SINEMÚR			
		HETANŽ			
		NORIK	60 m	tomanovské súvrstvie: kremence, tmavé bridlice, lumachelové vápence	
		KARN			
		LADIN			
		ANIS	460 m	karpatský keuper: svetlosivé kremence, žlté modrástev dolomitové šlovice, ružovkasle dolomitové vápence	
		SKÝT	160 m	gutensteinské vrstvy: tmavé vápence s dolomitizačnými prejavmi, dolomitové vápence, cervíkove vápence a brekciovité vápence	<i>Gervilia mytiloides</i> <i>Modiola triquetra</i> <i>Pecten discites</i> <i>diplopory</i>
			10m	vápence, pestré šlovité bridlice, slienite bridlice lužňanské súvrstvie: zlepence, kremíte pieskovce, kremence	<i>Myophoria costata</i>
				koperšadské (medodolské) zlepence	
				- leukokrátne granitoidy, portfýrické granitoidy, biofitické granodiority až tonality, biotiticko-amfibolické kremenne diority, hybridné granitoidy - migmatity, ruly, amfibolity - svory, svorové ruly až dvojsluďné ruly - kvarcitické ruly až metakvarcity	

Obr. 1 Litostratigrafická kolónka tatrika (J. Nemčok—V. Bezák, 1991)

V ďalšom texte je uvádzaná litologicko-petrografická charakteristika jednotlivých typov hornín kryštalínika rozdelených do dvoch skupín – metamorfity a magmatity. U metamorfítov sú popisované v súlade s ich dnešnou tektonickou pozíciou najprv horniny spodného komplexu (svory, svorové ruly až dvojsluďné ruly s polohami kvarcitických rúl až metakvarcitov), a potom vrchný komplex, ktorý obsahuje ruly a migmatitizované ruly s polohami vápenato-silikátových metamorfítov a amfibolitov a rôzne typy migmatitov. Pokiaľ ide o geochemickú charakteristiku metamorfítov, odkazujeme na najnovšiu prácu JANÁKA (1991), kde sa nachádzajú aj analýzy jednotlivých metamorfovaných (najmä indexových) minerálov a geotermobarometrické prepočty metamorfných podmienok.

Metamorfity (proterozoikum?–staršie paleozoikum)

94 Svory, svorové ruly až dvojsluďné ruly

Svory a svorové ruly s prechodom do dvojsluďných rúl tvoria základnú náplň spodnej jednotky vystupujúcej v jz. časti kryštalínika Západných Tatier. Tieto horniny, predstavujúce pôvodne metapelity, obsahujú polohy metapsamítov väčšinou so zvýšeným obsahom kremeňa. Ide teda o flyšový vývoj pôvodnej sedimentácie, na ktorý poukázal najmä KAHAN (1967). Metapelity a metapsamity sa miestami pravidelne striedajú, pričom mocnosť jednotlivých polôh dosahuje niekoľko cm až niekoľko m. Na niektorých miestach je zachovaný pravidelný sled pôvodnej rytmickej sedimentácie (KAHAN, l. c.), takže pravdepodobne išlo o sedimenty turbiditných prúdov.

Svory a svorové ruly až ruly sa vyznačujú bridličnatou textúrou s detailne zvrásnenými plochami foliácie s prítomnosťou miestami makroskopicky viditeľného staurolitu, kyanitu a granátu. Sekrečný kremeň vytvára žilky prebiehajúce paralelne alebo naprieč foliácie, ktorej plochy sú pokryté lesklými šupinkami biotitu a muskovitu. Kryštáliky kyanitu miestami dosahujú veľkosť až niekoľkých centimetrov a vytvárajú väčšinou segregácie v sekrečnom kremeni. Výskyt minerálov bohatých na Al v kryštalíniku Západných Tatier bol popísaný už v minulosti KAHANOM (1967) a KAHANOM a HVOŽDAROM (1967), pričom KAHAN (1967) uvádzá aj výskyt korundu zo svorov v Jaloveckej doline. Tektonickými deformáciami a retrográdnymi premenami za vzniku chloritu, muskovitu a miestami aj chloritoidu, margaritu a turmalínu (JANÁK et al., 1988) nadobúdajú tieto horniny až charakter fylonitov. Na základe zachovaných

minerálov progresívneho štátia metamorfózy, najmä staurolitu a kyanitu, je zrejmé, že tieto horniny nepredstavujú diafóritu rúl vystupujúcich vo vrchnej jednotke kryštalínika, ale že ide pôvodne o horniny svorového charakteru.

93 Kvarcitické ruly až metakvarcity

Kvarcitické ruly, metakvarcity, ako aj ruly s prevahou kremeňa a živcov nad ostatnými minerálmi, ktoré sa striedajú s peliticími varietami v rámci obidvoch jednotiek kryštalínika, možno zaradiť do skupiny metapsamítov. Na rozdiel od typických metapelítov neobsahujú silikáty bohaté na Al, okrem slúd a ojedinelého granátu. V predmetamorfnom vývoji mohli s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedať drobám a kremitým pieskovcom. Zrnitosť je značne variabilná, od jemnozrnných metakvarcitov až po hrubozrnné ruly s prevládajúcimi živcami a kremeňom. Foliácia je nevýrazná, textúra je masívna, zvýraznená len usmernením biotitu a žilkami kremeňa. Hrubozrnné variety s prítomnosťou väčších porfýroblastov živcov nadobúdajú miestami už očkovitú (perlovú) textúru, pričom živce sú väčšinou duktilne deformované.

92 Amfibolity

Amfibolity predstavujú metamorfované bázické intruzíva a eruptíva so sprievodným pyroklastickým materiálom. Tvoria telesá a vložky v okolitých metasedimentoch vrchnej jednotky kryštalínika, pričom na báze presunu vrchnej jednotky sa nachádzajú telesá s výrazne páskovanou textúrou.

Na základe chemizmu (GOREK, 1959; SKUPINSKI, 1975; SLÁVIK, 1990) zodpovedajú vápenato-alkalickej a tholeitickej magmatickej sérii, pričom za predpokladu izochemickej metamorfózy by mohli predstavovať pôvodné bazalty ostrovných oblúkov a aktívnych okrajov kontinentov (SLÁVIK, 1990). Problém predmetamorfného charakteru metabazitov Západných a Vysokých Tatier však naďalej ostáva nedoriešený.

Na základe minerálneho zloženia a textúry možno v kryštalíniku Tatier vyčleniť niekoľko typov metabazitov, ktoré väčšinou možno označiť ako amfibolity:

a) jemnozrnné až drobnozrnné amfibolity s podstatným zastúpením amfibolu a plagioklasu, miestami so zvýšeným obsahom kremeňa a opakových minerálov, najmä pyritu;

b) stredno- až hrubozrnné amfibolity s prevládajúcim amfibolom a plagioklasom nad ostatnými minerálmi – kremeňom, ilmenitom, titanitom a miestami aj biotitom;

c) granátické amfibolity, pre ktoré je okrem Ca-amfibolov a plagioklasu typická prítomnosť almandínového granátu a miestami je prítomný aj klinopyroxén diopsidového zloženia a cummingtonit. Z Fe-Ti oxidov je prítomný rutil aj ilmenit. Vyznačujú sa stredne- až hrubozrnnou masívnu textúrou a granátkami dosahujúcimi veľkosť niekoľko mm až do 1 cm. Miestami majú zachované koronárne štruktúry okolo kryštálov granátu, najmä v amfibolitoch vystupujúcich na južných svahoch masívu Baranca v oblasti Bryšna (HOVORKA-SPIŠIAK, 1986);

d) amfibolity s prítomnosťou minerálov epidot-zoizitovej skupiny, grossulárového granátu, klinopyroxénu (diopsidu), apatitu a titanitu, ktoré sú pravdepodobne prejavom zvýšeného podielu vápenatej zložky v hornine. Vyznačujú sa drobnozrnnou, miestami usmernenou textúrou a vyskytujú sa väčšinou spolu s typickými vápenato-silikátovými horninami (metakarbonátmi), najmä v kryštalíniku Vysokých Tatier, čo svedčí o ich pravdepodobne vulkanicko-sedimentárnom pôvode;

e) páskované amfibolity vyznačujúce sa výrazne usmernenou páskovanou textúrou pripomínajúcou migmatity (GOREK, 1959). Striedanie tmavej zložky, v ktorej výrazne prevláda amfibol, so svetlou zložkou, tvorenou prevažne plagioklasom a kremeňom, je väčšinou ostré, ale v niektorých prípadoch je svetlá zložka diferencovaná vo forme inhomogenít oválneho, šošovkovitého tvaru veľkosti niekoľkých cm. Súčasťou svetlej zložky okrem kremeňa a plagioklasu je často aj almandínový granát a drobný pargasitický amfibol.

91 Ruly s polohami vápenato-silikátových metamorfitov

Výskyt metamorfovaných vápenato-silikátových hornín v kryštalíniku Západných a Vysokých Tatier je známy predovšetkým z oblasti Vysokých Tatier (PAWLICA, 1918; GOREK, 1969), kde sa ojedinele nachádzajú vo zvyškoch metamorfovaného plášťa v masíve Gerlachu a na hrebeni medzi Ostervou a Tupou. V západnej časti kryštalínika boli popísané BURCHARTOM (1970) z oblasti Goryczkovej a SKUPINSKIM (1975) zo záveru Chocholowskej doliny. Podrobnejší popis odkryvu v masíve Gerlachu uvádza PAWLICA (1918), ktorý tieto horniny označil ako "kremito-vápenaté horniny" a neskôr ich GOREK (1969) popísal ako erlány.

Minerálne zloženie týchto hornín je veľmi pestré a variabilné. Zo silikátov bohatých na Ca sú prítomné minerály epidot-zoizitovej skupiny, andradit-grossulárové granáty, klinopyroxény diopsid-hedenbergitového zloženia a Ca-amfiboly, ktoré sa striedajú s kremeňom, plagioklasmi i minerálmi ako biotit, muskovit, kalcit, titanit, apatit, prehnit a K-živec, čo svedčí o značnej variabilnosti pôvodného protolitu, ktorý zrejme predstavoval sedimenty zmiešaného peliticko-psamiticko-karbonátového zloženia, miestami s prímesou vulkanického materiálu.

90 Ruly, migmatitizované ruly a migmatity vcelku

Vrchná, tektonicky presunutá jednotka je v porovnaní so spodnou jednotkou litologicky pestrejšia a vyznačuje sa prítomnosťou migmatitizovaných peliticko-psamitických hornín, metabazitov, granitoidov, ako aj ojedinelého výskytu vápenato-silikátových hornín. Metamorfované horniny predstavujú väčšinou plášť granitoidnej intrúzie v jej bezprostrednom podloží i nadloží, ale časť metamorfitov leží i bez prítomnosti granitoidov na spodnej jednotke, predovšetkým na južných svahoch masívu Baranca, kde granitoidná intrúzia neprenikla do okolitých hornín.

Metamorfovaný plášť vystupuje v nadloží granitoidnej intrúzie najmä v oblasti Rákoňa, Volovca, Ježovej, Bystrej, Kamenistej, Smrečín, Veľkej kopy a Krížneho.

Metamorfované horniny vystupujúce na poľskom území Tatier, najmä v závere Chocholowskej a Kościeliskej doliny, majú podobný charakter ako v ostatných častiach vrchnej jednotky (JAROSZEWSKI, 1965; SKUPINSKI, 1975). V oblasti Goryczkowej ležia metamorfované horniny kryštalinika spolu s granitoidmi na nemetamorfovanom mezozoiku ako tektonická šupina, resp. príkrov, ktorého presun mal severovergentný smer a súvisel s alpínskou vrchnokriedovou tektonikou (BURCHART, 1970). Zavrásnenie kryštalinika do mezozoických jednotiek je zrejmé aj z prítomnosti granitoidov a metamorfitov v jadre vrásy Czerwonych Wierchov (ANDRUSOV, 1958).

Smerom na východ sa vystupovanie metamorfovaných hornín redukuje a vo vlastnom kryštalickom jadre Vysokých Tatier sa nachádza len niekoľko väčších výskytov, najmä vo Velickej doline, na Gerlachu v Batizovskej doline, v sedle Pod Drúkom a na hrebeni medzi Ostervou a Tupou (GOREK, 1969). Menší výskyt predstavujú xenolity a enklávy metamorfovaných hornín v granitoidoch. Metamorfované horniny v kryštaliniku Vysokých Tatier sa java ako "utopené" zvyšky pohltenej granitoidnou intrúziou, pričom v oblasti

Velickej doliny podľa GOREKA (1969) môže ísiť o podložie granitoidnej intrúzie, podobne ako v Západných Tatrách.

Litologický charakter i stupeň metamorfózy metamorfovaných hornín kryštalínika Vysokých Tatier je podobný ako vo vrchnej jednotke kryštalínika Západných Tatier. Opäť sa tu striedajú peliticko-psamitické, silne migmatizované horniny s metabazitmi, ale určité rozdiely sú najmä vo výraznejšom zastúpení vápenato-silikátových metamorfovaných hornín, označených GOREKOM (1969) ako erlány.

Ruly vrchnej jednotky sa vyznačujú najmä prítomnosťou prizmatického silimanitu, miestami makroskopicky viditeľného. Textúra je masívnejšia a prevrásnenie je menej výrazné ako u svorov a svorových rúl spodnej jednotky. Počiatočná migmatitizácia sa prejavuje diferencovaním svetlej zložky, ktorú tvorí obvykle len kremeň a plagioklas, od tmavej zložky, v ktorej prevláda biotit. Miestami sú viditeľné kryštály granátu, ktoré dosahujú veľkosť niekoľkých mm, a muskovit, často narastajúci naprieč foliácie. Pri výraznejšej diferenciácii svetlej a tmavej zložky nadobúdajú tieto horniny až charakter migmatitov. Migmatity sa nachádzajú v bezprostrednom kontakte s granitoidnou intrúziou, okolo ktorej vytvárajú výraznú zónu migmatitizácie, ale aj v miestach bez vzájomného styku s granitoidným telesom, ako napr. na južných svahoch Baranca. Páskované migmatity možno označiť ako stromatity, miestami ptygmatiticky zvrásnené, oftalmity predstavujú variety s väčšími porfýroblastmi živcov a nebulity (niekedy označované aj ako hybridné granitoidy) zodpovedajú zmiešaným horninám s neostro diferencovanou tmavou a svetlou zložkou. Jednotlivé typy často nemožno kartograficky oddeliť.

89 Páskované migmatity (stromatity)

Stromatity sú prevládajúcim typom migmatitov kryštalínika Západných a Vysokých Tatier. Vyznačujú sa páskovanou textúrou, často ptygmatiticky zvrásnenou, kde v rámci heterogénneho charakteru horniny je možné len miestami identifikovať jej jednotlivé zložky ako mezosóm a leukosóm, prípadne aj melanosóm. Ohraničenie jednotlivých zložiek je často neostré a hornina nadobúda nebulitickú textúru, v ktorej prevláda svetlá kremennozívčová zložka a mafické minerály (najmä biotit) tvoria len šlíry.

Mezosóm stromatitických migmatitov v závislosti od pôvodného zloženia horniny postihnutej migmatitizáciou je u pelitických hornín tvorený plagioklasom, kremeňom, biotitom, muskovítom a v migmatitoch sillimanitovej

zóny aj prizmatickým sillimanitom a granátom, pričom v psamitickejších typoch prevláda kremenno-živcové zloženie s menším množstvom slúd.

Leukosóm vzniká diferenciáciou kremenno-živcovej zložky a vytvára samostatné žilky až septá, miestami nadobúda hrubozrnný až pegmatoidný charakter. Leukosóm je obvykle tvorený len kremeňom a plagioklasom, pričom K-živec sa vo väčšom množstve objavuje až v nebulitoch, kde leukosóm nadobúda granitové zloženie (kremeň, albit, K-živec) a mafické minerály ako biotit a granát sú len v podradnom množstve.

88 Okaté migmatity (oftalmity) až okaté ruly

Oftalmity sa vyznačujú selektívnym vývojom porfýrických živcov, ktoré predstavujú väčšinou plagioklasy a v menšej miere i K-živce, pričom ich veľkosť dosahuje miestami viac ako 1 cm. Väčšinou sú duktílnne deformované v tvaru oka, čím nadobúdajú oftalmitický charakter. Do tejto skupiny patria predovšetkým horniny označované ako "imbibičné migmatity" (GOREK, 1959).

Minerálne zloženie okrem kremeňa a živcov sa vyznačuje prítomnosťou biotitu, muskovitu a ojedinele aj granátu. Genéza horniny i väčších porfýrických živcov nie je dostatočne objasnená. Podľa starších údajov (GOREK, 1959) ide o metasomatickú feldšpatitizáciu vplyvom granitoidnej intrúzie, pričom tomuto názoru odporeje jednak rozšírenie týchto hornín i mimo styku s granitoidmi, jednak výrazná duktílná deformácia živcov. Za predpokladu deformácie pôvodne porfýrických magmatických hornín by väčšina týchto hornín zodpovedala tonalitom a len menšia časť porfýrickým granitom, pričom väčšina deformovaných živcov je pomerne homogénna, bez príznakov kryštalizácie z magmatickej taveniny, ako napr. koncentrické usporiadanie inkluzií skôr vykryštalizovaných minerálnych fáz, zonálnosť, symplektitické prerastanie a pod. Do úvahy prichádza aj metamorfén vznik živcových porfýroblastov, najmä plagioklasu spolu s biotitom, muškovitom a almandínovým granátom z pôvodne sedimentárneho protolitu drobového charakteru, podobne ako možno predpokladať u drobnozrnnnejších očkovitých rúl, pričom blastéza živcov mohla byť selektívna s následnými duktílnymi deformáciami.

Magmatity (paleozoikum)

Na geologickej stavbe kryštalínika Tatier sa podielajú tieto typy granitoidných hornín:

- 87 – hybridné granitoidy,
- 86 – biotiticko-amfibolický kremenný diorit,
- 85 – biotické granodiority až tonality s prechodom do muskovičicko-biotitických granodioritov (vysokotatranský typ),
- 84 – nevýrazné porfýrické granodiority až granite,
- 83 – porfýrické granitoidy s výrastlicami ružovočervených K-živcov,
- 82 – leukokratné granitoidy.

Vysokotatranské granitoidy predstavujú typickú vápenato-alkalickú, strednodraselnú – granodioritickú sériu magmatických hornín (extrapoláciou získaný Peacockov index ALI-62-63). Vyznačujú sa výraznou prevahou NaO nad KO (sódne typy). Podľa pomeru A/CNK reprezentujú subalkalické (prechodné) peraluminózno-metaluminózne granitoidy. Podľa I-S typológie predstavujú typický ZK prechodný I/S typ.

87 Hybridné granitoidy

Túto skupinu hornín tvorí prechod medzi granitoidmi a migmatitmi. Možno sem zaradiť granitoidy so šmuhami biotitu, označované predtým ako žoloruly, a tiež polohy leukokratných granitoidov v migmatitoch. Aj okrajové časti granitoidného telesa majú miestami usmernený hybridný charakter s mnohými enklávami okolitých metamorfitov, pričom anizotropia granitoidného telesa je subparalelná s foliaciami metamorfovaného plášťa.

Mocnosť leukokratných polôh granitoidového zloženia v migmatitoch dosahuje niekoľko cm až dm a väčšinou ide o konkordantne uložené septá a segregácie, kde mohlo dôjsť k vytaveniu *in situ* len menšieho množstva taveniny. Na niektorých miestach však došlo k diskordantnému prieniku leukokratnej taveniny, ktorá mohla byť extrahovaná z hlbších častí vo forme žil. Vekový údaj, stanovený na zirkónoch z týchto leukokratných polôh granitového zloženia, indikuje procesy anatexie, ktoré mohli prebiehať už v staropaleozoickom období (cca 450 mil. rokov) na rozdiel od granitoidného magmatizmu v období karbónu (cca 300 mil. rokov). Hoci sa najväčšie množstvo anatektických migmatitov (diatexitov) nachádza na južných svahoch Baranca, k prejavom anatexie došlo v celej vrchnej jednotke, o čom svedčia leukokratné segregácie granitového charakteru na mnohých miestach, napr. pod Klinovatým, v Jamnickej doline i pozdĺž styku metamorfovaného plášťa s granitoidnou intrúziou, kde horniny majú hybridný charakter. V týchto miestach je však problematické odlišiť prejavy anatexie od injekčného prieniku diferencovaných leukokratných apofýz, prípadne aplitov a pegmatitov.

86 Biotiticko-amfibolický kremenný diorit

Na hrebeni Krajského Holého medzi Tichou a Kôprovou dolinou vystupuje malé teleso biotiticko-amfibolického kremenného dioritu. Makroskopicky ide o tmavosivú až tmavozelenú horninu, strednozrnnú, so všesmernou, len lokálne usmernenou textúrou. Mikroskopicky má hypidiomorfne zrnitú štruktúru, ojedinele i porfýrickú. Amfibol, biotit a plagioklasy sú hlavnými minerálmi. Z ostatných je prítomný kremeň, titanit, apatit, granát a rudné minerály (magnetit, ilmenit).

Amfiboly sú z tmavých minerálov najhojnnejšie. Tvoria zrná rôznej veľkosti, väčšinou idiomorfne obmedzené. Biotit je pomerne hojný, tvorí väčšinou xenomorfne šupinky s výrazným pleochroizmom. Miestami sa dá pozorovať ohnutie až ruptúra biotitových šupiniek. Je pravdepodobne starší, často korodovaný amfibolmi i plagioklasmi.

Zo živcov sú zastúpené najmä plagioklasy buď v menšom, alebo v rovnakom množstve ako amfiboly. Sú hypidiomorfne obmedzené a často tvoria výplň medzi biotitmi a amfibolmi. Bazicitou zodpovedajú bázickému andezínu.

85 Biotitické granodiority až tonality s prechodom do muskoviticko-biotitických granodioritov (vysokotatranský typ)

Tento typ je vo Vysokých Tatrách najrozšírenejší, a preto je často označovaný ako vysokotatranský typ. Buduje centrálnu oblasť Vysokých Tatier v priestore medzi Hrebienkom a Mengusovskou dolinou s najvyššími vrcholmi – Gerlach, Vysoká, Rysy. V tejto oblasti je najväčší výskyt enkláv metamorfovaných hornín, najmä tonalitických rúl, ku ktorým majú blízky (genetický) vzťah. V menšej miere sa vyskytujú tieto granitoidy aj v najzápadnejšej časti Vysokých Tatier v oblasti Kmeťovho vodopádu. Väčšinou sú to strednozrnné horniny rôznych sivých farebných odtieňov od tmavosivozelených – tonalitických variet až po svetlosivé muskoviticko-biotitické granodiority. Textúru majú všesmerne zrnitú, miestami nevýrazne plošne-paralelne usmernenú. Štruktúra týchto granitoidov je hypidiomorfne zrnitá. Na minerálnej stavbe sa podieľajú:

– plagioklas – tvorí zelené a biele zrná veľkosti 5–7 mm, hypidiomorfnych a xenomorfnych tvarov. Zastúpené sú tri generácie, ktoré často vytvárajú zonálne formy. Často uzatvára kvapkovitý kremeň, biotit, z akcesórií apatit;

- kremeň – vyskytuje sa v podobe xenomorfín zrn veľkosti do 5 mm, býva kataklázovaný, často tvorí intersticiálne zrná s undulóznym zhášaním;
- K-živec – vyskytuje sa hlavne v kyslejších varietách (v tonalitoch sa nachádza len sporadicky – intersticiálny), kde tvorí i hypidiomorfín zrná do 3,5 mm;
- biotit – často je chloritizovaný a epidotizovaný, vytvára xenomorfín lupene do 2,5 mm;
- muskovit – vyskytuje sa menej ako biotit, aj to najmä v kyslejších typoch, v podobe šupiniek do 1,5 mm. Len sporadicky jeho pomerné zastúpenie v hornine voči biotitu dosahuje 1:1.

Z akcesorických minerálov sa nachádza najmä apatit, menej zirkón, magnetit, + ilmenit.

Modálne zloženie varíruje od tonalitov po granodiority. Medzi týmito varietami sú pozvoľné prechody, ktoré v podstate s nárastom acidity a diferencovanosti pokračujú aj v druhom type zväčšovaním zrnitosti, nadobudnutím nevýrazného porfýrického charakteru a relatívnym "vybieľovaním horniny" – znížením farebného indexu.

84 Nevýrazné porfýrické granodiority až granity

Sú miestami pomerne ľažko odlišiteľné od kyslejších variet predchádzajúceho typu, preto sme ich pracovne nazvali "tatranský kyslý typ". Tieto granitoidy sa vyskytujú vo forme nepravidelných telies s neostrými hranicami vo vysokotatranskom type a na väčších plochách sa vyskytujú len v Západných Tatrách. Makroskopicky sú to stredno- až hrubozrnné, nevýrazne porfýrické horniny svetlosivých farebných odtieňov. Textúra býva všeobecne zrnitá a porfýrická. Porfýrické výrastlice tvorí biely plagioklas do 1,5 cm, lokálne aj ružovkastý K-živec veľkosti do 1 cm. Zväčšuje sa veľkosť šupín muskovitu do 3 mm. Minerálne zloženie je podobné ako vo vysokotatranskom type:

- plagioklas, zastúpené sú 3 generácie: PlgI – premenené jadrá, PlgII – zóny okolo jadier, bazicita An_{20-30} (kým v prvom type An_{30-37}) a PlgIII – albitické lemy;
- kremeň – obdobne ako v 1. type;
- K-živec – porfýrické výrastlice, miestami poikiliticky uzatvárajú staršie minerály, hlavne plagioklas a biotit;
- biotit – prerastá muskovitom, býva chloritizovaný a baueritizovaný;

– muskovit – okrem zhlukov s biotitom tvorí aj samostatné šupiny medzi kremenno-živcovými zrnami;
Z akcesorických minerálov sa vyskytujú apatit, zirkón + monazit.

83 Porfýrické granitoidy s výrastlicami ružovočervených K-živcov (typ Goryczkowej)

Makroskopicky sú dobre odlišiteľné od predchádzajúcich dvoch skupín. Vyskytujú sa v oblasti Širokej (Javorinskej), Czerwonych Wierchov a Giewontu. Sú to stredno- až hrubozrnné porfýrické horniny, sivých a svetlosivých farieb s červeným "nádychom" od porfýrických K-živcov. Štruktúra a textúra týchto granitoidov je porfýrická. Na minerálnom zložení sa podieľajú:

- plagioklas: 3 generácie (obdobne ako v predchádzajúcich typoch, avšak bazicita plagioklasu II varíruje v širšom spektre An_{20-30}).
- K-živec – okrem intersticiálnych zrn sú hojné aj porfýrické výrastlice veľkosti do 2 cm, ktoré uzatvárajú takmer všetky minerály podieľajúce sa na stavbe horniny;
- kremeň – väčšinou tvorí xenomorfné deformované zrná veľkosti do 2–3 mm;
- biotit – vyskytuje sa v podobe alotriomorfíckych šupín do 1,5 mm, často v zhlukoch s akcesóriami a muskovitom;
- muskovit – býva menej zastúpený ako biotit, tvorí deformované lupienky do 1 mm.

Z akcesórií je prítomný: apatit, magnetit, zirkón + ilmenit, + monazit.

82 Leukokratné granitoidy

Leukokrátné granitoidy tvoria morfológicky najvyššie časti granitoidného masívu. Najtypickejšou varietou leukokratných granitoidov je biely muskovitický aplitoidný granit. Najrozšírenejší je na Rákoni, Volovci a v oblasti Konczystej. Vyskytuje sa i na východ od Bystrej, Kamenistej, Smrečína a prechádza do vrcholových častí skupiny Veľkej kopy. Vo Vysokých Tatrách sa tento typ leukokratných granitoidov nachádza na jv. svahoch Stežky, Svišťovky a budujú i širšie okolie Jahňacieho štítu.

V čerstvo zachovaných vzorkách sa mikroskopicky na prvý pohľad prejavuje nadbytok draselného živca, najmä ortoklasu s hojnými pertitovými prerastlicami. Veľmi častý je zjav tlakovej mikroklinizácie na okrajoch ortoklasu. Plagioklasy sú kyslejšie ako u ostatných typov granitoidov.

Anortitová zložka je zastúpená 10–12 %. Bývajú dvoch generácií – staršie a o niečo bázickejšie, tvoriace uzavreniny s čerstvými albitickými lemmami a so sericitizovaným anortitovým jadrom. Mladšie novovsky kryštalizované jedince sú albiticky výrazne lamelované. Drobné agregáty vyplňujú medzery medzi ortoklasmi, tvoria často myrmekitové prerastanie. Obsah kremeňa až 75 % robí horninu veľmi kyslou.

Zo slúď je zastúpený muskovit v primárnej i sekundárnej forme. Primárny tvorí často veľké tabuľky s výraznými štiepnymi plôškami, druhý vyplňuje v šupinkovitej forme pukliny v plagioklasoch. Biotit vystupuje len vo veľmi malom množstve a jeho pleochroizmus je jasne zelený. Najčastejšie býva zmenený na chlorit. Ako akcesorický minerál je hojný hematit v tabuľkovej forme i rozptýlený v živcovej hmote.

Okrem popisovaného typu sa medzi leukokratnými varietami vyskytujú ružovkasté pegmatoidné granity s biotitom alebo muskovitom, pegmatity a aplity.

TATRIKUM

Mladšie paleozoikum–mezozoikum

Pod označením vysokotatranská sekvencia sa rozumie nielen autochtónny mezozoický obal kryštalínika Tatier, ale i paraautochtónna séria Czerwonych Wierchov a Giewontu. K tomuto rozčleneniu dospel RABOWSKI (1925) na základe podrobného mapovania Tatier. MATĚJKA–ANDRUSOV (1931) autochtónnu sériu nazvali tomanovskou, kým v Poľsku je to séria "Kominów Tylkowych" (PASSENDORFER, 1951). Vysokotatranská sekvencia je v Tatrách zastúpená tomanovským vývojom, vývojom Czerwonych Wierchov a Giewontu, ale aj Osobitej a Javorinskej Širokej. Paraautochtónne série Czerwonych Wierchov, Giewontu a Javorinskej Širokej okrem mezozoických hornín majú vo svojej stavbe aj granity. Jednotlivé vývoje "obalových" mezozoických sekvencií sa od seba odlišujú na základe rozdielnej litofaciálnej náplne. Kým tomanovská séria sa vyznačuje kompletným vrstevným sledom od spodného triasu do spodného turónu a vývojom lagunárno-suchozemského rétu so stopami jaštera (prvý nález kontinentálnej fauny v mezozoiku Slovenska), vo vývoji série Czerwonych Wierchov a Giewontu je práve nedostatok vrchného triasu a liasu. V Roháčoch, kde je vyvinutá séria Osobitej, pozorujeme pestrý vývoj stredného triasu, nepatrné zastúpenie keuperu a rétu a neprítomnosť spodného

liasu. V titóne sú na rozdiel od ostatných obalových sérií vyvinuté limburgity vo forme nepravidelných šošoviek. Vo vývoji Javorinskej Širokej sa zatial nepodarilo litofaciálne rozčleniť malm–apt. V paraautochtonom vývoji Czerwonych Wierchov, Giewontu aj v Javorinskej Širokej pozorujeme transgresiu vyššieho dogeru na rôzne stupne vrchného až stredného triasu. Faciálna pestrost', ako aj vznik hiátov a neklamné znaky erózie v období vrchného triasu a jury viedli KOTANSKÉHO (1961) k tomu, že vyčlenil cca 15 obalových sérií v Tatrách. Veľmi nápadným diagnostickým znakom obalových sérií sú aj hruboklastické sedimenty permu?, resp. spodného triasu. Kým v paraautochtonnych sériách nepozorujeme zlepence, v okolí Kopského sedla a na sv. svahoch Bobroveckej doliny sú vyvinuté.

Perm

81 Koperšadské (meďodolské) zlepence (perm?)

Sú známe z východnej časti Vysokých Tatier na hrebeni Jahňacieho štítu nedaleko Kopského sedla, ako aj na sv. svahu Bobroveckej doliny. Známejší výskyt zo sv. hrebeňa Jahňacieho štítu, označovaný ako koperšadský (meďodolský) zlepenc, je tvorený z nedokonale ováľaných úlomkov až blokov žúl, patriacich k typom rozšíreným vo Vysokých Tatrách. Pôvod vzniku koperšadského zlepence bol v minulosti zdrojom širokých diskusií. Už LIMANOWSKI (1903) zaraďuje tieto zlepence do permu. Neskoršie práce SOKOLOWSKÉHO (1959) a PASSENDORFERA (1957) potvrdzujú permský vek zlepencov a porovnávajú ho s verukánom. Genézou koperšadských zlepencov sa zaoberal celý rad geológov. Sedimentárny pôvod potvrdzuje i BORZA (1958), ktorý dokazuje iné variety žulových zlepencov, aké sú priamo v ich podloží, ale aj prítomnosťou nejasnej vrstevnatosti zhodnej s nadložnými spodnotriassovými kremencami. Názor MICHALÍKA (1956), že zlepence sú žulové mylonity, neboli potvrdené. Šošovkovité vystupovanie zlepencov na hrebeni Jahňacieho štítu pokračuje vo svahu pod touto hranou a tiahne sa do doliny Bielych plies takmer až pod Kopské sedlo. Druhý výskyt mikrokonglomerátov v sv. svahoch Bobroveckej doliny nemá jasné pozíciu. Bloky zlepencov sú pováľané na svahu. Z nich VOZÁROVÁ (1991) urobila tento petrografický rozbor: Pteromiktné zlepence z doliny Bobrovec majú valúnovú podpornú štruktúru a zle vytriedenú matrix. Sú polymodálne s neopracovaným valúnovým materiálom. Podľa veľkosti klastov sú tieto zlepence drobno- až strednozrnné.

Medzi klastami bola zistená pestrá škála hornín. Prevládajú klasty magma-togénneho a metamorfného pôvodu. Rozlíšené boli úlomky z granitoidov (často s prejavmi alkalickej metasomatózy), kvarcitických pararúl a metakvarcítov, sillimanitových rúl (retrográdne zmenených s reliktmi muskovitizovaného sillimanitu), úlomky blastomylonitov a dvojsľudných a muskovitových svorov. Pomerne často sú prítomné klasty felzitických ryolitov s porfýrickými výrastlicami magmatického kremeňa. Vzácne boli zistené úlomky nízkometamorfovaných hornín. Klastické sľudy, magmatogénny, vulkanogénny i metamorfný kremeň a zrná rozložených živcov, vzácne i amfibolov, sú súčasťou matrix zlepencov. Pri rekryštalizácii ilovitej zložky vznikol ilit + chlorit.

Trias

80 Lužnianske súvrstvie (spodný trias-skýt)

Táto spodnotriásová litostratigrafická jednotka v tatriku Vysokých Tatier sa tiahne od severných svahov Veľkého Klina v Západných Tatrách cez sedlo pod Osobitou na Lúčnu (1652). V Poľsku lužnianske súvrstvie pokračuje cez Bobrovecké sedlo do svahov Chocholowskej doliny na Ornak. Južnejší pruh lužnianského súvrstvia sa tiahne od Sivých skál do oblasti Tomanovskej a záveru južných svahov Kamennej Tichej doliny. Z doliny Bialky (Bielej vody) pokračuje lužnianske súvrstvie do okolia Javorinskej Širokej a cez Kopské sedlo až do oblasti kóty Stežky (1529).

Lužnianske súvrstvie tvoria zlepence, kremité pieskovce až kremence. Kým meďodolské (koperšadské) zlepence sú slabo opracované, spodnotriásové kremence, prípadne zlepence sú dokonale opracované a vytriedené, čo svedčí o ich vodnom transporte. Triasové kremence patriace vysokotatranskej sérii často vykazujú prúdové textúry. Na základe meraní prúdových textúr v lužnianskom súvrství v Tatrách DZULYNSKI—GRADZINSKI (1960) zistili, že prínos klastického materiálu prúdil zo severu. Kremence, resp. kremité pieskovce tvoria väčšinou 20–50 cm hrubé lavice, ojedinele 80 cm. Lokálne sú aj náznaky gradačného zvrstvenia. Hrubšie až zlepencovité polohy sú predovšetkým v spodnej časti súvrstvia a smerom nahor množstvo valúnov ubúda a hornina prechádza do kremenca, prípadne do kremitého pieskovca. Lužnianske súvrstvie z poľskej časti Tatier opísal RONIEWICZ (1966). V staršej literatúre toto súvrstvie bolo opisované ako seis. Vo Vysokých Tatrách zloženie mi-

nerálov lužnianského súvrstvia študovali TURNAU-MORAWSKA (1947, 1955) a BORZA (1958). Okrem žilného kremeňa sa na tvorbe kremencov podieľajú minerály pochádzajúce z rozpadu žúl, metamorfovaných hornín (paleozoikum?), ale aj z výlevných kyslých hornín a ich tufov.

V lužnianskom súvrství v Tatrách sa nenašli skameneliny, ktoré by umožnili stanoviť jeho vek. Vekove sa toto súvrstvie radí do spodného triasu-skýtu (BYSTRICKÝ, 1965).

79 Pestré ľlovité bridlice, pieskovce, slienité bridlice, vápence [spodný trias-skýt (verfén)]

Súvrstvie sa na mape tiahne v nepravidelných pruhoch od sedla pod Osobitou až po severné svahy kóty Stežky (1529) pri východnom ukončení Belianskych Tatier. Ide prevažne o súvrstvie pestrých ľlovitých bridlíc, ale aj kremítich pieskovcov, bunkovitých dolomitov a vápencov, ktoré KOTÁNSKI (1956) zaraduje k spodnému triasu. Toto súvrstvie tvoria pomerne tenké (100–200 m) rytmické sedimenty. Do nadložia pribúdajú vápencovo-dolomitové sedimenty. Rozšírenie súvrstvia vo Vysokých Tatrách nadväzuje priamo na podložné lužnianske súvrstvie. Charakter sedimentácie tohto súvrstvia koreluje s vývojom germánskeho triasu – Buntsandsteinom, jeho lagunárno-riečnym charakterom sedimentácie. Ľlovcové polohy menej odolávajú erózii ako kremence alebo vápence a dolomity v ich nadloží, čo podmienilo vznik veľmi nápadných sediel. Sedlá sa vytvorili vo verfénskych červeno sfarbených bridliciach pod Osobitou, v Tomanovskom sedle, pod Javorinskou Širokou a v sedle Kopy. Vo Vysokých Tatrách bola v slienitých vápencoch nájdená makrofauna (LIMANOWSKI, 1903) *Myophoria costata* kampilského veku (vrchný skýt).

78–77 Gutensteinské súvrstvie (anis–ladin)

Gutensteinské súvrstvie stredného triasu sa nachádza v oblasti Okuliška, odkiaľ sa tiahne na Osobitú, cez Czerwone Wierchy až do Belianskych Tatier, cez jv. svahy doliny Predné Med'odoly na Beliansku kopu. Stredný trias nielen v Czerwonych Wierchoch začína "bazálnou brekciou", ktorú tvoria najmä úlomky kampilu. Niekoľko je táto brekcia cca 2 m hrubá a je možné ju nájsť hlavne v žľaboch medzi Organami a Ždziarami, alebo v žľabe pod Chu-

dou Turňou, ako aj na úbočiach Kopy Kondrackej alebo vo vráse Stolov. V gutensteinskem súvrství môžeme nájsť okrem tmavých vápencov a dolomitov aj "červíkovité vápence" a vnútrovrstevnaté brekcie (KOTAŃSKI, 1955 a, b). V spodnej časti stredného triasu, kde sú "červíkovité (robaczkowe) vápence", sa často nájdu aj červené ilovcové polohy. V týchto červených ilovcoch sa nachádzajú aj úlomky kremeňa. Vyššie vystupujú cukrové dolomity a vápence, osobitne dobre viditeľné v Okulíku, Stoloch, Organoch, Ždziaroch. Vo vápencoch v Organoch v Poľsku RABOWSKI (1931b) našiel faunu lamelibranchiátov [*Gervilia mytiloides* (SCHLOTH.), *Modiola triquetra* (SEEB.) a *Pecten discites* (SCHLOTH.)], zodpovedajúcu anisskému veku.

Úlomky rekryštalizovaných krinoidových článkov, lamelibranchiátov, gastropódov, brachiopódov s foraminiferami, ostrakódmi a *Globochaete alpina* sú i v kalových pelitomorfných vápencoch. Na hrane Stolov bola nájdená poloha lumachelových vápencov s faunou lamelibranchiátov *Gervilleia* sp. a *Entolium* sp. (určené KOCHANOVOU in GOREK—SCHEIBNER, 1966). Vo vápencoch vrásy Stolov, predtým mapovaných ako malm, našiel VEIZER (1967) diplopóry určené BYSTRICKÝM ako *Physoporella praealpina* PIA, *Diplopora hexaster* (PIA) PIA, *Teutloporella* sp., *Physoporella* cf. *dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *minutula* (GÜMB.) PIA, typické pre pelsón a ilýr. V týchto miestach práve na túto polohu transgreduje malm.

Najlepšie profily stredného triasu sú v Komynoch Tylkowych, kde vystupujú spolu vápence aj dolomity. Ich geomorfologický prejav je markantný, pretože vápence vytvárajú hrebene a dolomity robia ryhy. V skupine Osobitej opisované vápence prechádzajú do piesčitých dolomitických pieskovcov a sivých dolomitov. Zaradenie tohto komplexu zatiaľ bez paleontologickej dôkazov do ladinu (KOTAŃSKI, 1961) je pravdepodobne správne.

76 Karpatský keuper (?vrchný karn–norik)

Karpatský keuper v oblasti tatrika je zastúpený len na niekoľkých miestach v oblasti Osobitej, v Czerwonych Wierchoch pod Temniakom západne od Stolov a v oblasti Širokej na sz. svahu Bielovodskej doliny. Najlepšie profily karpatského keuperu v poľskej časti sú v Czerwonych Zlebkach pod Temniakom a v doline Smytnej. V oblasti Osobitej sú vyvinuté svetlosivé kremence pravdepodobne karnského a norického veku. Sú veľmi podobné kremencom spodného triasu. Vytvárajú v teréne iba neveľké šošovky. Na sz. svahu Osobitej je vyvinutá aj hrubšia poloha typickej litofácie kar-

patského keuperu, ako ju poznáme z krížanského príkrovu, napr. pri ceste Tatranská kotlina – Ždiar. Táto poloha je zložená prevažne z modrastých kryptokryštalických dolomitov so žltou patinou a červených ilovitých bridlíc.

V Szerokim Uplazu nedaleko Czerwonych Zlebkow sú žlté i modrasté dolomitové ilovce, ružovkasté dolomitické vápence, tehlovočervené lavicovité dolomity zároveň s čiernymi i ružovými kryštalickými vápencami. Hrúbka týchto vrstiev je cca 30 m. V západnej časti Szerokiego Uplazu sú zasa červené pieskovce a zelené ilovce i žltu alebo tmavosivo zvetrávajúce lavicovité dolomity. Z profilu karnu–noriku a jeho pestrosti sa dá usúdiť na veľkú premenlivosť fácií vo vertikálnom, ale hlavne laterálnom smere.

75 Tomanovské súvrstvie (réť)

Má svoj typický profil v Czerwonych Zlebkach v Koscieliskej doline na poľskej strane Tatier. Na našom území sú tomanovské vrstvy známe z vysoko-tatranskej sérii z Tichej doliny (GOREK, 1958). Kým RACIBORSKI (1890, 1891) pod tomanovskými vrstvami rozumel celé pestré súvrstvie v Czerwonych Zlebkach, UHLIG (1897) tento vrstevný sled rozdelil na spodnú časť (pestré vrstvy keuperu) a vyššiu časť (tmavé bridlice s flórou a kremencem), ktoré nazýva tomanovskými vrstvami. V posledných rokoch sa tomanovskému súvrstviu venoval najmä MICHALÍK et al. (1976). Podľa nich tomanovské súvrstvie je kontinentálneho pôvodu bez morských fosílií. Z mikroflóry zo súvrstvia uvádzajú: *Protohaploxylinus subcarpaticus* PAUTSCH, *Ovapollis ovalis* (KRUTZSCH) SCHEUR, *Classopollis tororus* (REIS) BALME, *Tereisporis mezoicus* DORING atď. Zo súvrstvia v pieskovcovej lavici boli zistené stopy jaštera *Coelurosauriichnus taticus* (MICHALÍK et al., 1976). Tento nález kontinentálnej fauny v mezozoiku Slovenska je jediný.

V Tichej doline tomanovské vrstvy prechádzajú do lumachelových vápencov. GOREK (1958) ich pokladal za rét v morskom vývine, kým VEIZER (1967) na základe nálezu *Plicatula (Harpas) hettangiensis* TERO ich začlenil do hetanžu. Organodetritickú sekvenciu s bohatou faunou brachiopódov i koralov v Poľsku medzi dolinou Bobroveckou a Chocholowskou opísal RADWANSKI (1968) a priraduje ju k rétu.

Z uvedeného vyplýva, že tomanovské súvrstvie ešte nie je celkom vyriešený problém. Spodná a vrchná hranica tomanovského súvrstvia, ako aj kontinentálny pôvod bez morských fosílií či organodetritické polohy s faunou brachiopódov i koralov sú navzájom nedoriešené otázky.

74 Pieskovce, piesčito-krinoidové vápence (hetanž–bajok?)

Detriticko-karbonátové sedimenty, zaraďované do spodného liasu, sú v obalovej sekvencii zachované tak v oblasti Osobitej, ako aj na svahoch Komínov Tylkowych, ale aj v Czerwonych Wierchoch. V Tichej doline sa liasové sedimenty vyvýhajú bez prerušenia z rétu. Lias v Kominoch Tylkowych dosahuje hrúbku 450 m. V oblasti Osobitej hrúbka liasu je cca 80–120 m. Celé súvrstvie tvoria tmavosivé krinoidové, miestami oolitické vápence s vložkami piesčitých bridlíc a pieskovcov. Vo vápencoch sú úlomky kremenga do 2 cm a strednotriásowych vápencov. Niektoré úlomky vápencov pripomínajú vápence z tomanovských vrstiev. Z organických zvyškov sú v tmavosivých vápencoch časté krinoidové články, gastropódy, brachiopódy, foraminifery, ostne ježoviek, lamelibranchiáty a hluzy girvanel (*Girvanella minuta* WETH., SCHALEKOVÁ, 1959). Z organických zvyškov sú to krinoidové články, machovky, ihlice húb, *Globochaete alpina*, ostrakódy a foraminifery. V týchto vápencoch sa našla fauna lamelibranchiátov určená KOCHANOVOU (1967) ako *Plicatula hettangiensis* TERO., ktorá ich stratigraficky zaraďuje do hetanžu.

Karbonátovo-detritické súvrstvie liasu je sedimentačne späté s podložným súvrstvím rétu. Na niektorých miestach lias začína vyššími členmi, ktoré zodpovedajú pravdepodobne vyššej časti pliensbachu a ležia transgresívne na strednom a spodnom triase (Tichá dolina). Silne piesčité súvrstvie (20–30 % SiO) začína pravdepodobne už v sinemúre. Kremité vápence sú jemnozrnné s rebríkovitým vyvetrávaním (GOREK, 1958). Vystupujúce rebrá sú tmelené kremito-limonitovým tmelom. Zvyšok je tmelený vápnitým tmelom. Zrná kremeňa tvoria často vo vápencoch laminy. Tieto alodapické textúry v mikrovrstvičkách ďalej obsahujú chlorit, limonit, pyrit a zirkón.

Vyššie sú polohy sivých kremencov a stredno-hrubozrnných pieskovcov niekedy s krížovým zvrstvením. Najvyššou časťou liasu sú strednozrnné biele masívne kremence a pieskovce. Pisanský kremenc (Pisanaquarzit) pomenoval Mojsisowicz (1867d) najskôr podľa toho, že sa do skál podpisujú turisti. Sú to tmavé pieskovce zložené zo zrn kremeňa a úlomkov vápencov. Je to člen série pieskovcov a vápencov sinemursko-domérskeho veku. V slovenskej časti Tatier sa pieskovce tohto typu nenašli. Najlepšie profily liasu–dogeru v poľskej časti obalových sérií sú z doliny Koscieliskej, Smytnéj a Chocholowskej. Hrúbka týchto profilov je 400–600 m. V mnohých profiloch však spodný lias chýba.

73 Krinoidové vápence (bajok–bat)

Sivé a ružové krinoidové vápence nachádzame v oblasti Osobitej, Bobroveckej doliny, Chocholowskej a Smytnej doliny, v Czerwonych Wierchoch a Giewonte. Stredno- až hrubokryštalické sivé krinoidové vápence so zriedkavými zrnkami kremeňa reprezentujú bajok. Ružové krinoidové vápence sú pravdepodobne batského veku.

Krinoidové vápence a piesčité vápence obsahujú úlomky hornín stredného triasu a kremeňa, ale aj hematit, od ktorého sú často sfarbené. PASSENDORFER (1951) z takýchto červených a slabozelených krinoidových vápencov uvádza množstvo fauny. V jednotkách "paraautochtónnych" krinoidové vápence ležia bezprostredne na spodnom anise. Hrúbka týchto polôh je od nuly po niekoľko metrov. Niekde tieto krinoidové vápence je možné nájsť len v neptunických dajkách, resp. v kapsách.

Z organických zvyškov sú časté krinoidové články a *Globochaete alpina* LOMBARD, ostne ježoviek, úlomky lamelibranchiát, gastropódov, machoviek, holotúrií, ihlice húb, ostrakódy, rostrá belemnítov, vlákna označované ako halóbie, posidónie alebo filamenty a veľmi časté foraminifery.

V alochtónnych jednotkách Czerwonych Wierchov a Giewontu nad krinoidovými vápencami vystupuje tenká kondenzovaná poloha červených vápencov so stromatolitmi, konkréciemi Fe, amonitmi a belemnítmi. Ich vek je bat.

72 Hľuznaté ružové a sivé vápence, tmavosivé lavicovité vápence (kelovej, oxford, kimeridž, titón, berias, valangin)

Nad krinoidovými vápencami často vystupujú ružové, sivé až tmavosivé vápence, ktoré sa len ľažko dajú odlišiť od vápencov malmu, s ktorými tvoria jeden litologický celok. V oblasti Tatier v nadloží vápencov batu, charakteristických stromatolitmi, sú sivé, sivoružovkasté vápence, ktoré sa dajú rozčleniť len na základe mikrofaciálnych výskumov. Tento typ vápencov je vydelený najmä v oblasti Osobitej na Orave. BORZA (1970) vápence charakterizoval ako pelitomorfné, miestami slabo rekryštalizované, preplnené úlomkami juvenilných schránoní lamelibranchiátov. Ich stratigrafický rozsah je kelovej–valangin.

71 Masívne organogénne vápence (doger–malm)

S nástupom pelagickej sedimentácie v malme sa začína prejavovať čiastočne odlišný vývoj. V oblasti Osobitej a Bobroveckej doliny, ako aj na iných miestach tatrika Vysokých Tatier, v Czerwonych Wierchoch, v Tichej doline, ale aj v oblasti Širokej a pri Javorinskej poľane, sú masy malmsko-urgónskych vápencov. Často masívne celistvé organogénne vápence svetlosivej farby, ale aj sivé krinoidové vápence dogeru–malmu, ležia niekedy priamo na verfénском súvrství (Laliové sedlo v oblasti Tichej doliny), ale aj na strednom triase (oblasť Javorinskej Širokej či Kominow Tylkowych). Na báze je niekedy hľuznatý škvornitý vápenec pelitomorfnej štruktúry. Je to veľmi tenká poloha. Vyššie vystupujú svetloružové, sivé, pleťové, často stylolitické vápence. Sú to kalové vápence s terigénnou prímesou a častými pseudoolitmi s množstvom autigénneho kremeňa. Mikroskopickým štúdiom sa zistilo, že dogersko-malmské vápence sú utvorené predovšetkým z drobných, často okrúhlych mikritických peletov. Okrem prevažnej časti mikritických peletov sa vo vápencoch vyskytujú aj ooidy, mikroooidy, organické zvyšky a intraklasty (BORZA, 1970). Veľkosť peletov sa pohybuje od 0,15 do 0,25 mm. Z mikroorganizmov sú časté *Globochaete alpina* LOMBARD, vlákna a prierezy planktonického krinoidu rodu *Saccocoma*. Zriedkavé sú tintinoidy, ostrakódy, úlomky lamelibranchiatov a krinoidových článkov. Podľa LEFELDA (1974) nemá táto mikrofácia užší stratigrafický význam, pretože sa vyskytuje od kimeridžu do neokómu vrátane. Ani BORZA (1970) z týchto vápencov neuvádzá ďalšie vedúce mikrofosílie, z ktorých by sa dalo urobiť detailnejšie vekové zaradenie. Okrem rodu *Saccocoma* a globochét vápence obsahujú ešte *Cadosina fusca* WANNER, *C. lapidosa* VOGLER, *C. sublapidosa* VOGLER, *Stomiosphaera moluccana* WANNER a *Involutina* sp.

Krieda

70 Limburgity (vrchný titón–berias)

Limburgity a ich tufy sa tiahnu v podobe šošoviek od Bobroveckej doliny až po presunovú plochu chočského príkrovu na západ od Osobitej. Prejavy vulkanizmu v tatriku v masíve Osobitej sú zachované ako limburgitové lávy zelenosivej až zelenočiernej farby s porfýrickou štruktúrou. Ako porfýrické

výrastlice vystupujú augit a olivín, ktoré sú zmenené na chloriticko-serpentínovú hmotu. Izotropná základná hmota týchto efuzív je preplnená trichitmi magnetitu, menej apatitu a sekundárnych minerálov kalcitu, chloritu a serpentínu. Limburgitové explozíva z ostrohranných úlomkov sú obyčajne tmelené vápnitým tmelom. Obsahujú i úlomky krinoidových vápencov. Limburgitové efuzívy sú mandľovce. Výplň mandlí tvorí kalcit, ktorý sa pri zvetrávaní vyplavuje, čím hornina získava pôrovitú textúru (ZORKOVSKÝ, 1949).

69 Sivé oolitické a pelitické rohovcové vápence (valangin–hoteriv)

V nadloží limburgitov v oblasti Osobitej a Bobroveckej doliny sa nachádzajú tmavé pelitomorfné vápence s rohovcami. Tmavosivé vápence, miestami pseudoolitické s lombardiami a globochétami, ktoré majú spodnú časť začlenenú do beriasu (LEFELD, 1959), môžeme na základe tintinopsel a kalpionel nájsť i v sérii Kominow Tylkowych, ale aj na iných miestach. V pelitomorfných vápencoch sa len sporadicky zachovali orbitolíny. ANDRUSOV (1955) uvádza z oblasti Osobitej *Orbitolina bulgarica* (Toula) a *Salpingoporella mühlbergi* (LOR.). Vo vápencoch sa nenašli nijaké rifotvorné organizmy. Nad tmavými hrubolavicovitými organodetritickými vápencami s rohovcami ležia tmavé strednozrnné kryštalické vápence, ktoré KOTAŃSKI (1959) označuje za zhodné s lavicovitým urgónom v masíve Kominow Tylkowych.

68 Svetlé rifové vápence, urgónska litofácia (barém–apt)

Svetlé rifové vápence a rifové brekcie sú prevažne vyvinuté v Uwoze Kraków. Na Vysokej veži vystupujú typické koralové rifové vápence. V "alochtónnych" jednotkách Czerwonych Wierchov (dolina Mentuša) a Giewontu (na Zawrate Kasprowom) sú dobre vyvinuté aj rifové vápence. Urgónsku litofáciu z poľskej časti Tatier detailne opísal LEFELD (1985, 1990). Svetlosivé organodetritické vápence s orbitolínami a diplopórami dohora prechádzajú do tmavosivých vápencov. Tento typ vápencov je trocha podobný vápencom z oblasti Osobitej (KOTAŃSKI, 1961) i Bobroveckej doliny s tým rozdielom, že chýbajú rohovce. Hrúbka týchto vrstiev nepresahuje 50–70 m.

Urgónska litofácia vo vysokotatranskom vývoji reprezentuje barémisko-aptiský vek. Spodná hranica súvrstvia nie je vždy jasná. V nadloží leží spravidla transgresívny alb.

67 Sivé bridlice, piesčité vápence, pieskovce (porubské súvrstvie) (alb—spodný turón)

Na urgónskej litofácii leží kondenzovaná vrstva glaukonitových vápencov s fosforitovými konkréciemi, so stromatolitmi, peknými amonitmi a belemnitmi. Niekedy alb nachádzame uložený v neptunických žilách pretínajúcich urgónske vápence, ale aj nižšie stratigrafické horizonty. Nad kondenzovaným albom vystupujú žltovetrajúce sliene. Vyššie sú sivé sliene s interkaláciami siliciklastických turbiditov.

Sivé, zelenkasté, žltkasté slienité bridlice a kremito-vápnité pieskovce reprezentujú najmladšie súvrstvie tatrika vo Vysokých Tatrách. Tiahnu sa od Oravíc cez Kominy Dudowe i Tylkowe do záverov Twardeho Uplazu, Czerwonych Wierchov a Bielej vody. Albsko-cenomansko-spodnoturónske súvrstvie transgresívne leží na staršom súvrství. Obyčajne sa transgresia začala hrubodetrítickým materiálom – zlepencami a brekciami. Miestami sa nájdú aj glaukonitické piesčité vápence (oblasť Tichej doliny; GOREK, 1958), alebo vo svahu Bielej vody pri doline Spišmichalová. Z tohto albu-cenomanu z 1 m lavice glaukonitového vápenca opísal PASSENDORFER (1930) najbohatšiu faunu vo Vysokých Tatrách. Okrem pekných amonitov tu našiel lamelibranchiáty a brachiopódy.

Vo vrchnej časti súvrstvia sa v slieňoch začínajú objavovať polohy vápnitých pieskovcov, čo dáva súvrstviu flyšoidný charakter.

PASSENDORFER (1930) z oblasti Kominow Tylkowych opisuje aj gradačné zvrstvenie pieskovcov, ako aj smer transportu materiálu od SV na základe hieroglyfov.

Makro- i mikrofaunistická charakteristika nájdených exemplárov v slieňoch poukazuje na albsko-cenomanský vek súvrstvia. Lokalita, známa už od čias UHLIGA (1890), žľab pod Beskydom, poskytla nielen makrofaunu, ale odtiaľ pochádza aj údaj o najmladšom veku slieňov (CÚLOVÁ-ANDRUSOV, 1964). Výskyt druhov *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI) a *Globotruncana cf. renzi* GANDOLFI sú známe aj z albu-cenomanu, ale sú charakteristické najmä pre spodný turón.

KRÍŽŇANSKÝ PRÍKROV (VEPORIKUM)

Podobne, ako v ostatných jadrových pohoriach centrálnych Západných Karpát, i vo Vysokých Tatrách je krížňanský príkrov veľmi dôležitým stavebným elementom pohoria. Tu však bol koncom minulého a začiatkom tohto storočia objavený a definovaný (vtedy pod názvom subtatranský vývoj, ne-skôr spodný subtatranský príkrov – UHLIG, 1896, 1903, 1907; LUGEON, 1902, 1903).

Krížňanský príkrov vo Vysokých Tatrách má pomerne zložitú stavbu, pozostáva z množstva čiastkových elementov (čiastkové príkrovy, digitácie, šupiny a kryhy; pozri tektonickú skicu). Mnohé z nich majú neúplný vrstevný sled. Sú zastúpené litostratigrafické jednotky od spodného triasu po apt. V litostratigrafickej náplni sú (najmä medzi spodnými a vrchnými elementmi vo východnej časti Tatier) isté rozdiely, o ktorých bude pojednané v ďalšom texte (ide najmä o rozdiely v zložení gutensteinského súvrstvia, v charaktere karpatského keuperu, prítomnosti či neprítomnosti sinemúrskych kremencov, v odlišnostiach vo vývoji allgäuských vrstiev, červených hľuznatých vápencov a muránskych vápencov). Prístupy k hodnoteniu zhodných a odlišných čít sú však značne individuálne. ANDRUSOV (1936, s. 128) konštatoval, že krížňanský príkrov i napriek veľkému množstvu čiastkových jednotiek nižšieho rádu má pomerne stabilný a charakteristický vývoj porovnatelný s inými oblasťami Slovenska. MAHEĽ (1967, s. 246–250) vyčlenil na základe faciálneho hľadiska sekvenčiu so znakmi plytkovodnejšími – "sériu" Havrana (ždiarsku) a pelagickejšiu zliechovskú.

S touto klasifikáciou MAHEĽA (l.c.) možno ľahko súhlašiť. Sukcesia Havrana a Kop Soltyšich s mohutným vývojom allgäuských vrstiev (až do bajoku) a bez adnetskej fácie zodpovedá panvovým vývojom a výrazne sa lísi od sukcesie Západných Tatier (čiastkový príkrov Bobrovca, šupina Gladkiego Uplazianskiego), ktoré až do toarku majú vývoj viac plytkovodný (svahová sukcesia).

Sedimentačný priestor krížňanského príkrovu sa v triase nachádzal v okrajovej časti tetýdneho mora. Sedimentácia prebiehala v plytkomorských podmienkach rozsiahleho šelfu v rytmoch podobných germánskemu triasu (v najspodnejšom triase klastická sedimentácia, v strednom karbonátová a vo vrchnom terestricko-lagunárno-morská).

Panvová sedimentácia v krížňanskom príkrove sa začína spodnojurskými vápencami a slieňmi (allgäuské vrstvy) a končí spodnokriedovými škvrnitými slieňmi. Stredno- a vrchnejurské uloženiny sú reprezentované najmä rádiolaritmi, červenými hľuznatými vápencami, sivými a ružovými slieňmi, zatiaľčo na rozhraní jury a kriedy sa usadzovali svetlé peliticke vápence (fácia majolica alebo biancone) – WIECZOREK (1989b). Nad titónsko-beriasskými pelagickými vápencami vystupuje sekvencia škvrnitých slieňov s vložkami siliciklastických turbiditov (valangin).

Zaujímavým fenoménom v spodnej kriede je vznik mohutných alodapických polôh muránskych vápencov, dokumentujúcich vzťah k sedimentom platformy urgónskeho typu, ktoré sú typické pre sedimentačné priestory tatrika a manínskej jednotky.

66 Kremence a kremenné pieskovce (spodnejší skýt)

V krížňanskom príkrove ružové kremence až pieskovce skýtu vystupujú iba v čiastkovom príkrove Suchého vrchu (najkrajší profil v doline Jaworzynka, žľab pod Czerwiencom). Podobajú sa kremencom tatrika. Charakteristické je šikmé zvrstvenie kremencov. Ide o sedimenty kontinentálne, predovšetkým riečne. Nad nimi sú červené a hnedé siltovce a ilovce, ktoré vystupujú aj v šupine Czarnej Turni (dolina Strazyska). Toto súvrstvie opísal LIMANOWSKI (1903). Zo sedimentologického hľadiska ho podrobne študoval RONIEWICZ (1966).

65 Verféniske súvrstvie: kremité pieskovce, pestré a čierne bridlice, bunkovité dolomity, vápence (vyšší skýt)

Ide o súvrstvie v minulosti označované ako "kampílské vrstvy", "vrstvy vrchného seisumu a kampílu" a pod. Verféniske vrstvy vystupujú iba v niektorých čiastkových jednotkách krížňanského príkrovu, pretože pre svoju plasticosť boli často miestom "odlepovania" jednotlivých čiastkových príkrovov a šupín (horizont odlepenia).

Ako uvádzá BORZA (1959), v tatriku i v krížňanskom príkrove majú verféniske vrstvy rytmický charakter. V spodnej časti majú prevahu pieskovce, vo vrchnej slienité bridlice, resp. dolomity. Mocnosť pieskovcových polôh dosahuje často až 3 m. Jednotlivé petrografické typy v Belianskych Tatrách (príkrov Havrana) charakterizoval BORZA (l. c., s. 141).

ÚTVAR-ODD-STUPEŇ		LITOLOGIA	SÚVRSTVIA - VRSTVY	FOSÍLIE
KRIE DA SPO D NÁ NEOKOM VALANGIN BERIAS	ALB		škvrnité sliene	
	APT			
	BARÉM		kosčieliské súvrstvie	muránske vápence 50-100m
	HOTERIV			
	NEOKOM			
	VALANGIN		100-150 m	
	BERIAS		svetlé pelitické vápence (majolica, biancone) 50-80 m sliene s optichmi a sakokómami	Remaniella cadischiana Calpionella alpina, C. elliptica Saccocoma sp.
	TITÓN			
	KIMERIDŽ		červené hluznaté vápence	Saccocoma sp. Lamellaplychus sp.
	OXFORD			Lamellaplychus cf. lamellosus
UKRA DOGER JAS	KELOVEJ		radioláriové vápence a radiolarity	Bositra, Globochaele alpina
	BAT		20-50 m	
	BAJOK			
	ÁLEN			
	TOARK		adnetské a hierlatžské vápence 10-15 m	Hildoceras bifrons
	PLIENSBACH			
	SINEMÚR		babošské kremence	Echioceras raricostatum
OZ S ME R	HETANŽ		kopiebecké vrstvy	Isopodichnus, Planolites
	RÉT		satranské súvrstvie	Relisphyllia clathrata, Pannoseris rectilamella
	NORIK		Karpatský keuper pestré bridlice, pieskovce, zlepence a dolomity 0-300 m	Agathammina austroalpina Clascopollis sp. Gliscopollis sp.
	KARN		ramsauské dolomity	
STREDNÝ	LADIN		200-250 m	
	ANIS		gutensteinské súvrstvie: tmavosivé lavičovité vápence, dolomity, bazálne brekcie	Enrinus liliiformis Terebratula vulgaris Spiriferia mentzelli Spiriferia trigonella
SPODNÝ	SKÝT		verféniske súvrstvie 0-100 m kremence a kremenné pieskovce 10-20 m	Triletes polonicus Pusulosporites populosus

Obr. 2 Litostratigrafická kolónka Krížanského príkrovu (J. Mello, 1991)

Azda najlepšie je súvrstvie odkryté v doline Jaworzynky v čiastkovom príkrove Suchego wierchu, kde je vyvinutá hrubá sekvencia (viac než 100 m) tmavých slieňovcov, dolomitických slieňovcov a tmavých dolomitov. Profil detailne popísal KOTAŃSKI (1963a,b). Tieto sedimenty interpretoval ako lagunárno-morské. Súvrstvie vystupuje aj v jednotke Czarnej Turni a v čiastkovom príkrove Bobrovca.

FUGLEWICZ (1979, 1980) našiel v tatických a krížnanských (Jaworzynka) spodnotriásových sedimentoch hojné spoločenstvo megaspór, typických pre stredný Buntsandstein (*Triletes polonicus*, *Pusulosporites populosus*).

Južne od Zakopaného (Jaworzynka) sa spolu s vložkami kavernóznych dolomitov vyskytujú ložiská sedimentárnych železných rúd zlej kvality, ktoré boli v 16.–18. storočí exploatované (cf. LIMANOWSKI, 1903; PASSENDORFER, 1983; ANDRUSOV, 1959).

64–63 Gutensteinské súvrstvie: tmavosivé lavicovité vápence, dolomity, bazálne brekcie s vložkami červíkovitých vápencov (anis)

V nadloží verfénskeho súvrstvia sa vyskytuje súvrstvie vápencov, dolomitických vápencov a dolomitov. Vo väčšine územií prevládajú dolomity nad vápencami. Výnimkou je čiastkový príkrov Bujačieho v Belianskych Tatrách, kde gutensteinské vápence dosahujú značnú mocnosť (až 200 m). Vápence sú hrubolavicovité tmavosivé, sivomodré, miestami laminované (stromatolitické). V nich bola vymodelovaná známa Belianska jaskyňa. V gutensteinských vápencoch v oblasti Kobylej hory sa miestami vyskytujú polohy bohaté na krinoidy. Jedna z nich sa vyskytuje pri ústí Belianskej jaskyne. UHLIG (1898) v nej našiel enkrinity zložené takmer výlučne z článkov *Encrinus liliiformis* LAM. Okrem toho PASSENDORFER (1951) z nich uvádzia *Terebratula vulgaris* SCHLOTH., *Spiriferina mentzeli* DUNK., *Spirigera trigonella* SCHLOTH.

V miestach, kde v gutensteinskom súvrství prevládajú dolomity (Zakopianske regle), je často problém s vedením hranice medzi gutensteinskými a ramsauskými dolomitmi (KOTAŃSKI, 1963).

62 Ramsauské dolomity (ladin–karn): masívne aj hrubolavicovité, svetlé až tmavosivé dolomity, miestami s polohami brekcií

Tvoria skalné bralá s typickými morfologickými formami (vežičky a pod.). Vo vrchnej časti dolomitového komplexu j. od Hlúpeho sa objavuje poloha

krinoidových a organodetritických dolomitov mocná asi 3 m (BORZA, 1959, s. 142; tab. XII, obr. 1, 2). K ďalším varietam patria pseudoolitické (s. od Holice) a brekciavité dolomity. Najvyššie časti súvrstvia sú spravidla tenkolavicovité, čo spolu s vložkou pieskovca v brekciavitých dolomitoch, ktorú uvádza BORZA (l. cit.), už zrejme signalizuje nástup sedimentácie karpatského keuperu. Na hranici často vystupujú červené chalcedonity.

Vek ramsauských dolomitov bol na početných lokalitách doložený diplopórami (KOTAŃSKI, 1967).

61 Karpatský keuper: pestré ílovito-piesčité bridlice, pieskovce, kremence, drobnozrnné zlepence, žltkavé dolomity, karbonátové zlepence (norik–?spodný rét)

Charakteristické a nápadné súvrstvie. Zriedka sú však zachované súvislé profily. Medzi najkrajšie a najľahšie prístupné patrí zárez štátnej hradskej južne od Ždiaru (pozri farebnú fotografiu v tab. XVI in ANDRUSOV, 1959). Pekné odkryvy sú na južných svahoch Belianskych Tatier. Ďalej na západ vystupuje v sedlach a priesmykoch (pod Tokárňou, j. od Zakopaného), v dolinách (Lejowa) a roklinách (Juráňova dolina). Veľmi pekné odkryvy sú v Západných Tatrách v oblasti Veľkej a Malej kopy.

Neformálny názov lithostratigrafickej jednotky "karpatský keuper", zavedený UHLIGOM (1903), sa pokúsili formalizovať GAZDZICKI et al. (1979) pod názvom skupina karpatského keuperu. Neurčili a nepopísali však typový profil – odvolali sa na ĎUROVIČA (1973), ktorý v Strážovskej hornatine označil niekoľko profilov ako typické pre karpatský keuper. Sami popísali odkrytú (hornú) časť profilu v rokline nad Poslednou lúkou v Juráňovej doline.

Uvedení autori, s odvolaním sa na MICHALÍKA (1974), rozdeľujú skupinu na štyri členy: prechodný regresívny člen, bazálny člen s klastikami, hlavné ílovce a vrchné dolomity. Samozrejme, že vzájomný pomer jednotlivých litológií i mocnosť súvrstvia sú značne premenlivé. Mocnosť kolíše od niekoľkých metrov až po 200 m.

Najnápadnejším členom karpatského keuperu sú pestré (fialové, červené, sivé, zelené) ílovce. Často sa v nich nájdú piesčité bridlice a ílovito-dolomitické bridlice alebo i vložky dolomitov.

Pestré ílovce v profile nad Hornou lúkou (GAZDZICKI et al., 1979) sú jemnozrnné, aleurolitické až piesčité s prizmatickým alebo lístkovým rozpadom. Príležitostne obsahujú malé dolomitické konkrécie (4–40 mm v priemere). Obsahujú aj pravidelné vložky svetlozelenosivých čistých, menej

často aleuritických alebo slienitých dolomitov. Dolomitová matrix obsahuje zriedkavo klastické zrná kremeňa, intraklasty, ooidom podobné telieska a schránky ostrakódov. Boli nájdené aj štruktúry pripomínajúce riasové rohožky.

V Belianskych Tatrach súvrstvie podrobne študoval BORZA (1959), najmä v profile j. od Ždiarskej vidly.

Ako poukázal ANDRUSOV (1959, s. 57), dosť zriedkavo sa v súvrství keuperu objavujú zlepence. Najznámejšie z nich sú južne od Zakopaného (porov. UHLIG, 1897 až 1898; LIMANOWSKI, 1903, s. 30; TURNAU-MORAWSKA, 1953). Je to brekciowitz zlepenc zložený z valúnov dolomitu, sivých a červených rohovcov a malého množstva valúnov kremeňa. Valúny dolomitu prevládajú. Priemerná veľkosť valúnov je 5 cm. Tmel je z jemnejšieho detritického materiálu so značným obsahom uhličitanov a zlúčenín železa alebo ílovito-piesčito-uhličitanovej hmoty.

Pre karpatský keuper krížňanského príkrovu, hlavne v Belianskych Tatrach, ale i v Západných (Juráňova dolina), je charakteristický výskyt lavíc dolomitov 10–50 cm (vrchné dolomity GAZDZICKÉHO et al., 1979). V Belianskych Tatrach sa striedajú s fialovými, lokálne i tmavosivými bridlicami. Lavice dolomitov obsahujú dosť hojne červené rohovce, miestami sa nájdú konglomeráty (ANDRUSOV, 1959) s pseudopizolitickou textúrou (Mišík, 1966; tab. IX), alebo polohy vápencových pieskovcov až mikrokonglomerátov (BORZA, 1959; tab. XIII, obr. 1). Dolomity sú zelenkastej alebo modrastej farby so žltkastou patinou. Sú veľmi jemnozrnné až afanitické. Často obsahujú ílovitú prímes, drobné úlomky červených bridlíc, autigénny kremeň.

Dolomity z najvyššej časti profilu karpatského keuperu v Juráňovej doline sú podľa GAZDZICKÉHO et al. (1979) svetlosivé až sivozelené. Lavice majú rôznu hrúbku, sú medzi nimi vložky výrazných fialosivých alebo sivých ílovcov. Ílovce v spodnej časti dolomitového člena obsahujú dolomitové konkrécie, niektoré vložky vo vyššej časti obsahujú fosilizovaný rastlinný detritus. Dolomikritová matrix dolomitových lavíc obsahuje ojedinelé úlomky foraminifer a echinodermát. Foraminifery sú zastúpené druhom *Agathammina austroalpina*, podobne ako vo vrchných dolomitoch karpatského keuperu v Lejowej doline (GAZDZICKI, 1978).

GAZDZICKI et al. (1979) našli v tomto člene bohaté spoločenstvo palynomorf príbrežnej flóry s prevládajúcimi ihličnanmi (*Classopollis*, *Gliscopollis*). Na jej základe považujú s veľkou pravdepodobnosťou túto najvyššiu časť karpatského keuperu už za spodnorétsku (zóna *Choristoceras marshi* – porov. obr. 3 a slov. text s. 145).

60 Lavicovité sivomodré dolomity (nor)

V oblasti Belianskych Tatier je výrazný rozdiel medzi sekvenciou keuperu v čiastkovom príkrove Havrana a Bujačieho. V poslednom je nápadné vklínenie do "normálnej" sukcesie niekoľkých mohutnejších dolomitových polôh s hrúbkou 10–50 m. Je to azda akýsi náznak prechodu do fácie hlavného dolomitu, ktorý je typický pre chočský príkrov (ANDRUSOV, 1959, s. 104). Súvrstvie karpatského keuperu je tu neobyčajne hrubé, dosahuje mocnosť až 300 m (BORZA, 1959, s. 159).

59 Fatranské súvrstvie (rét)

Súvrstvie bolo v minulosti známe pod názvom kössenské vrstvy, alebo tiež rét (cf. Stratigrafický slovník ZK, 1983). Termín fatranské vrstvy, neskôr súvrstvie, zaviedol MICHALÍK (1983).

Pre bohatosť mikrofaciálnych typov a bohaté spoločenstvá fauny (koraly, kalcispongie, hydrozoa, krinoidy, machovky, hviezdice, brachiopódy, pelecypódy, gastropódy, riasy, foraminifery) ide o jednu z najzaujímavejších litostratigrafických jednotiek, veľmi atraktívnu na štúdium pre odborníkov i laikov.

Ide o 10–80 m mocné súvrstvie zložené z tmavosivých lavicovitých, organodetritických, lumachelových, oolitických, mikritickej a iných vápencov, slieňov a bridlíc. Najkrajšie profily fatranským súvrstvím sú v Lejovej doline, na Malej Swinici, na Malom Kopenci, na Javorine a na Pálenici Lendackej.

Súvrstvie podrobne spracoval GAZDZICKI (1974). Opísal z neho 15 profilov. MICHALÍK (in RONIEWICZ–MICHALÍK, 1991) popísal profil Smoliacke Hrádky v Západných Tatrách a BORZA (1959) dávno predtým popísal profil južne od Ždiarskej vidly.

V súvrství, ako už bolo spomenuté, sa nachádza neobyčajne bohaté spoločenstvo organických zvyškov. Pre určenie veku sú však najdôležitejšie brachiopódy, foraminifery, koraly a megalodonty.

Brachiopódy (najčastejšie *Rhaetina gregaria*) tvoria často lumachelové polohy mocné niekoľko cm.

Na stratigrafické účely sú však azda ešte cennejšie foraminifery. Na základe bohatej foraminiferovej fauny (viac ako 30 druhov) GAZDZICKI (1974) rozlíšil "spodnorétsku" (pokornyi & friedli) a "vrchnorétsku" (hantkeni) zónu. Popísal aj megalodontovú faunu s novými druhmi a koprology.

Koraly študovala RONIEWICZ (1974). Okrem už GOETELOM (1917) uvádzaných známych druhov *Retiophyllia clathrata*¹ (EMMR), *Pamiroseris*² *rectilamellosa* (WINKL) a *Stylophyllum* sp. uvádza ďalšie bohaté spoločenstvo (*Parathecosmilia sellae* (STOPP.), *Astraeomorpha crassisepta* REUSS včítane nového druhu *Retiophyllia paraclathrata* RON.). Nedávno bol popísaný nový druh *Meandrostylophyllo vesiculare* (RONIEWICZ-MICHALÍK, 1991).

Zaujímavý je výskyt sedimentárnych železných rúd v tomto súvrství na Oraviciach, Zuberci a pod Chočom. Študoval ich KÚŠÍK (1956, 1959). Dnes nemajú hospodársky význam, v minulosti sa však tŕazili. Rudy sa vyznačujú oolitickou stavbou a sú tvorené v podstate hematitom. Ako uvádza KÚŠÍK (1959), priemerný obsah oxidu železitého v rude je 16,62 %.

52 Kopienecké vrstvy (vrchný rét–sinemúr)

Definovali ich GAZDZICKI et al. (1979), GAZDZICKI (in LEFELD, 1985).

Rozdelili ich na štyri neformálne jednotky: bazálne klastiká, spodné vápence, hlavné ūlovce, vrchné vápence (GAZDZICKI et al., 1979).

Ide o súvrstvie v minulosti neoprávnene nazývané grestenské vrstvy. Je zložené zo slienitých alebo ūlovitých bridlíc s vložkami krinoidových vápencov alebo pieskovcov a kremencov (ANDRUSOV, 1959, s. 104; BORZA, 1959, s. 151).

Z fosílií sa v nich vyskytujú foraminifery, ostrakódy (BLASZCZYK-GAZDZICKI, 1982, GAZDZICKI, 1983), morské pelecypódy a gastropódy, krinoidy (GOETEL, 1916, 1917), amonity a stopy po ichnofaune (UCHMAN, 1991: *Isopodichnus*, *Planolites*, *Palaeophycus* a i.).

Vychádzajúc z faunistických dát i litológie GAZDZICKI (1974, 1975) definoval sedimentačné prostredie kopieneckej formácie ako príbrežné plynkomorské.

V čiastkovom príkrove Bujačieho spodné lias je vyvinutý výlučne v slienito-bridličnatej fácií (BORZA, 1959, s. 160). Pekný profil na Malom Kopenci opísal GOETEL (1916).

Niekedy toto súvrstvie nadobúda (sedlo v horskej skupine Širokej) značnú hrúbku. V miestach, kde kremence nadobúdajú väčšiu hrúbku, sú znázornené na mape ako samostatná lithostratigrafická jednotka (– babošské kremence).

^{1, 2} Ešte donedávna geologickej verejnosti skôr dobre známych pod nesprávnymi rodovými názvami *Thecosmilia* a *Thamnastraea*.

57 Babošské kremence (sinemúr)

V tatriku Tatier boli babošské kremence pomenované ako pisanské kremence (Pisanaquarzit); Mojsisovics (1867d). Názov babošské kremence zaviedol IWANOV (1973), IWANOV (in LEFELD et al., 1985).

Vystupujú iba vo východnej časti Tatier v čiastkovej jednotke Kopy Šoltýsie-Sedlo (Suchy wierch – Ostrý wierch a ďalšie menšie výskyty) a v čiastkovom príkrove Havrana v Belianskych Tatrách. V ostatných čiastkových jednotkách je sinemúrsky stupeň reprezentovaný bridličnato-slieňovcovou fáciou allgäuských vrstiev so slabým prínosom klastík (pásma Žlabín), alebo bez akejkoľvek klastickej prímesi (napr. Oravice – porov. GAZDZICKI – MICHALÍK et al., 1979), alebo kopieneckými vrstvami (na s. svahu Bujačieho tmavé bridlice s vložkami krinoidových vápencov a pieskovcov – BORZA, 1959, s. 157).

Osobitný vývoj má toto súvrstvie spodného liasu v Belianskych Tatrách v čiastkovom príkrove Havrana, kde je vyvinutý i morfologicky veľmi nápadný pruh svetlosivých kremencov alebo kremitých pieskovcov dosahujúcich mocnosť 80–100 m. Podrobne ho študoval BORZA (1958). Kremence, resp. kremité pieskovce sú zložené prevažne z kremeňa (s hojnými mikrolitickými uzavreninami muskovitu, apatitu, zirkónu, turmalínu a rutilu), žívcov (prevažne ortoklasu alebo mikroklinu, plagioklasy sa vyskytujú výnimočne). Podiel akcesórií je nepatrny (zirkón, leukoxén, turmalín, muskovit, rutil, apatit, pyrit, amfibol). Rozmery zrn sa pohybujú od 0,2–3 mm. Tmel je v spodných partiach prevažne vápnitý, čiastočne korozívny, nahor pribúda tmel kremitý, vo vrchných partiach sa objavuje znova vápnitý tmel.

Materiál je ostrohranný, málo opracovaný, čo poukazuje na krátke transport.

56 Allgäuské vrstvy (sinemúr–spodný bajok)

Synonymné názvy: "Fleckenmergel", Formácia Janowky (GAZDZICKI et al., 1979), Soltysia Marlstone Formation (IWANOV in LEFELD et al., 1985)

Charakteristická sekvencia škvrnitých slieňovcov a vápencov s mocnosťou cca 50 m v Západných Tatrách (čiastkový príkrov Bobrovca) a 300–500 m v Belianskych Tatrách a Kopách Šoltýsich.

Aj v stratigrafickom rozpätí sú rozdiely. V Západných Tatrách zaberajú vrstvy sinemúr–lotaring, vo východnej časti Tatier zasahujú až do spodného bajoku.

V Západných Tatrach sekvencia začína tmavými vápencami a končí rohovcovými vápencami. Najtypickejší je stredný člen, ktorý tvoria sivé škvrnité sliene s tenkými vložkami tmavých ilovev. Najkrajšie profily sa nachádzajú v Lejowej a Dlugej doline. Vo východných Tatrach sú pre allgäuské vrstvy charakteristické rohovcové vápence, ktoré sa nachádzajú tak v spodnej ako i v hornej časti sekvencie. Strednú časť zaberajú čierne bridlice álenského veku.

Škvrnitosť slieňovcov je spôsobená činnosťou ichnofauny. Z nich ako najhojnejšie môžeme uviesť (WIECZOREK, 1989b): *Chondrites*, *Planolites*, *Zoophycos*, zriedkavejšie vystupujú *Lofoctenium*, *Helminthoida* a *Muensteria*.

Z makrofauny sa hojne nachádzajú amonity (*Echioceras raricostatum*, *Harpoceras*, *Grammoceras*, *Hildoceras* a ľ.). pelecypódy (*Bositra*) a belemnity (ich rostrá často tvoria tzv. "Belemniten Schlachtfelds"). Lokálne sa v súvrství nájdu lavice sivých krinoidových vápencov (MİŞIK, 1959). Polohy krinoidových vápencov uvádzajú aj BIELY et al. (1987) zo škvrnitých vápencov na južných svahoch Vysokých Tatier. Lotarinský vek súvrstvia od hájovne Ramžová dokladá masový výskyt amonita *Echioceras raricostatum* (ZEITEN) (l. c.).

55 V mezozoických ostrovoch **rohovcové vápence** (?pliensbach) tvoria najvyššiu časť súvrstvia pod adnetsko-hierlatskými vápencami (BIELY et al., 1987).

V Západných Tatrach v nadloží allgäuských vrstiev vystupujú spongiolity (vek pliensbach) premenlivej mocnosti (do 15 m), ktoré sú na mape z kartografických dôvodov pričlenené tiež k allgäuským vrstvám. Spongiolity sú výrazne lavicovité až doskovité, striedajú sa lavice spongiolitov s krinoidovými vápencami. Pekné profily sa nachádzajú nad Lejowou dolinou (Swinska Turnia). Z mikrofauny sú v spongiolitoch najčastejšie ihlice húb. SUJKOWSKI (1933) z nich uvádzá *Hexactinellida*, *Tetractinellida* a *Monactinellida*. Mišik (1959, tab. XIX, obr. 3) pozoroval aj globulárne ihlice – sphaery.

54 Hierlatské a adnetské vápence (pliensbach?–toark)

V Západných Tatrach nad allgäuskými vrstvami a spongolitmi vystupuje niekoľkometrová (do 10–15 m) sekvencia krinoidových a mikritických vápen-

cov. Krinoidové hierlatské vápence sú sivé a ružové. Uprostred sivých kri-noidových vápencov vystupujú preplástky čiernych ūlovcov. Lokálne (medzi Chocholowskou a Lejowou dolinou) je charakteristická vrstva mangánových (železo-mangánových) vápencov s mocnosťou do 2,5 m, ktorá bola v minulosti exploatovaná.

Nadložné červené, spravidla hľuznaté vápence zodpovedajú vápencom adnetským. Aj v nich sa nachádzajú železité konkrécie, ktoré boli takisto exploatované (Swinska Turnia nad Lejowou dolinou a Czerwona Skalka nad dolinou Mietusiou).

Z vápencov pochádza pekná amonitová fauna zo zóny *Hildoceras bifrons*, zriedkavejšie sú schránky nautiloidov. Veľmi pekne sú zachované rostrá belemnítov tvoriace často "Belemniteschlachtfelds". Pekne sú zachované stopy typu *Chondrites*, sporadicky sa nájdú stromatolity (ústna informácia WIECZOREK).

53 Rádiolarity, rádioláriové vápence (bajok–kimeridž)

Je to pre krížňanský príkrov ďalšia veľmi charakteristická hlbokovodná karbo-silicito-vápenecová sekvenčia s mocnosťou cca 60 m.

Celú sekvenciu svojho času popísal LEFELD (1974), neskôr (1985) ju ako skupinu Holice rozdelil do piatich formácií.

Sekvencia začína zelenkavými, obyčajne škvŕnitými rádioláriovými vápencami s mocnosťou okolo 20 m. Tenké lavice majú hrúbku okolo 5 cm. Škvŕnitosť spôsobuje prítomnosť ichnofosílií *Chondrites* a *Zoophycus*.

V mnohých profilochoch medzi spodnými (strednojurskými) a vrchnými (oxfordskými) rádiolaritami vystupuje niekoľkometrová poloha červených slabohľuznatých vápencov. Typické sú pre ne "flaser" štruktúry a šošovkovité, obyčajne rohovcové hľuzky.

Oxfordské rádiolarity sú obyčajne horšie zvrstvené, lavice sú hrubšie (10–20 cm) a silnejšie rozpukané. Farbu majú najčastejšie zelenú a červenú, ale nie vždy sa dajú zreteľne odlišiť oba horizonty červených a zelených rádiolaritov.

LEFELDOM (1985) popisovaná symetria: rádiolarity červené–zelené–červené, taká výrazná v bradlovom pásme, je v Tatrách menej zreteľná.

V niektorých profilochoch, napr. v profile šupiny Gladkiego Uplazianskiego, spodné rádiolarity prechádzajú bezprostredne do vrchných (červené hľuznaté vápence medzi nimi nie sú zastúpené).

52 Červené doskovité hľuznaté rohovcové vápence (kimeridž–spodný titón)

Nad vrchnými rádiolaritmi vystupujú v niekoľkometrovej mocnosti vrchné červené hľuznaté vápence, pre ktoré sú tiež typické "flaser" štruktúry. Tieto vápence sa výrazne líšia od typických čorštynských vápencov, ale generálne zodpovedajú fácií *rosso ammonitico* (WIECZOREK, 1983).

V muránskom profile sú silne slienité, hľuzy oddeluje množstvo kremito-slienitej matrix, predstavujú teda "calcaire ammonitico marneux", hlbokovodnú fáciu hľuznatých vápencov. Už v nej sa miestami objavujú náznaky sklizavania a redepozície. Mikrofosílie sú zle zachované, postihnuté rekryštalizáciou a silicifikáciou. Najhojnejšie sú sakokómy, zvyšky krinoidov, úlomky lastúrnikov, globochéty. *Colomisphaera pulla* a *Parastomiosphaera malmica* dokumentujú spodnotitónsky vek vrchnej časti hľuznatých vápencov.

V čiastkovom príkrove Havrana (BORZA, 1959, s. 154) je v spodnej časti súvrstvia najprv 3 m poloha lavicovitých červených rohovcových vápencov. Tie prechádzajú postupne do slaboslienitých hľuznatých vápencov prevažne červenej farby. Hľuznatosť je výrazná. Hľuzy (2–6 cm) sú ružové, tmeliaca hmota je tehlovočervená, slienitejšia. Mikrofaciálny charakter je dosť jednotný – ide o mikrity a biomikrity s rádioláriami, globochétami, sakokómami ("lombardiami"), menej s ihlicami húb, aptychmi, ojedinele krinoidovými článkami. V oblasti Jatiek a Košiara sa do vápencov vkladá mikrofácia foraminiferovo-globigerinová (porov. BORZA, l. c., tab. XII, obr. 2, tab. XIV, obr. 12).

Mišík (1959, s. 174, tab. XVI, obr. 1, 2) študoval tento člen v profile pod Jatkami. Červené slienité hľuznaté vápence (10 m) sú tu bez rohovcov. Typická je "lombardiová" (sakokómová) mikrofácia. Najvyššiu časť tvorí 2 m hrubý svetlosivý, nevýrazne hľuznatý vápenec s globigerinami.

51 Svetlé pelitické vápence (biancone, majolica) a škvrnité sliene (titón–apt)

Synonymika: ide vlastne o "titónsko-neokómske vápence a sliene" starších autorov. Pre vápence fácie majoliaka (biancone) sa v rôznych regiónoch používajú viac než dve desiatky názvov (pozri prehľad in WIECZOREK, 1988). V bradlovom pásme sa používa názov pieninské vápence, formalizovaný

BIRKENMAJEROM (1977, s. 94). LEFELD (1985, s. 76) sa pokúsil implantovať tento názov aj do krížanského príkrova Vysokých Tatier a ružbašskej hrasti, proti čomu namieta WIECZOREK (1988, s. 161). Vápence v Tatrach sa podľa neho od pieninských líšia obyčajne neprítomnosťou rohovcov, a tým, že morfologicky nikdy netvoria výrazné skalné formy. Ďalšia odlišnosť je v stratigrafickom rozpätí. Pokým v bradlovom pásme pieninské vápence majú stratigrafické rozpätie od spodného titónu (alebo vrchného kimeridžu) po barém, v krížanskom príkrove sa obmedzujú iba na titón–berias, teda na kalpionelové zóny *Calpionella alpina* a *Tintinopsella carpathica* – *C. darderi*. Pre "neokómske vápence a sliene" použil LEFELD (1985) názov košcieliské slieňovcové súvrstvie. Škoda, že z desiatok dobrých profilov existujúcich v centrálnych Karpatoch bol vybraný azda najmenej vhodný.

Nad kimeridžskými červenými hľuznatými vápencami v krížanskom príkrove Vysokých Tatier vystupuje cca 25 m hrubá sekvencia zelenkavosivých, lokálne ružových slieňov často s aptychmi a so sakokómami, ktorá zodpovedá fáciu "rosso adaptici" v Alpách.

Nad ňou vystupuje veľmi charakteristická sekvencia jasných pelitických lavicovitých vápencov zodpovedajúcich fáciu majolica (biancone) v celých alpidách. Lavice majú hrúbku 15–30 cm. Obsahujú niekedy faunu amonitov (*Beriasella*), sporadicky belemnity a stopy typu *Chondrites*, z mikrofauny pekné kalpionely a rádiolárie. Pekné profily týchto vápencov možno nájsť medzi Dlugou a Krytou dolinou, na Gladkom Uplazanskom a v doline Filipky.

Spodnokriedové sliene završujú krížanskú sekvenciu vo Vysokých Tatrach. V Západných Tatrach dosahujú mocnosť 200 m, v Belianskych Tatrach 80–120 m. Sliene sú obyčajne jasnosivé a škvrnité (hojné stopy typu *Planolites* a *Chondrites*), menej hojné sú variety tmavšie. Pekné profily sa nachádzajú v Dlugej a Krytej doline.

V čiastkovom príkrove Bobrova vo valanginskej časti sekvencie sa nachádzajú pekné polohy siliciklastických turbiditov s mocnosťou od niekoľkých cm do 1 m. Vyššie vystupujú hrubé megalavice (mocnosť 10–15 m) alodapických vápencov, ktoré zodpovedajú – muránskym vápencom Belianskych Tatier.

Podrobnejší profil "titónom–neokómom" čiastkového príkrovu Havrana pod Jatkami spracoval Mišík (1958, 1959).

Detailne súvrstvie študoval a popísal LEFELD (1974) pod názvom "spodnokriedové slieňovce". Podľa neho predstavujú monotónny, ľažko podrobnejšie členiteľný komplex. Napriek tomu uvádza z nich (l. c., s. 318) 6 charakteristických znakov (o. i. napr. zriedkavosť skeletálnych kalcitových

častí, neprítomnosť detritického materiálu s výnimkou najjemnejších nečistôt, prítomnosť silicito-vrstvičiek a rohovcov, škvurnitosť, prítomnosť tenkých turbiditových-klastických i karbonátových vrstiev v Západných Tatrách a hrubý komplex lavínových turbiditov (- muránsky vápenec) vo východných Tatrách.

Stratigrafické zaradenie slieňovcového súvrstvia do barému-aptu sa opiera o bohatú faunu amonitov spracovanú prevažne ešte WIGILEWOM (1914).

50 Muránske vápence (vrchný hoteriv-spodný apt)

Muránske vápence sú nielen scenéricky, ale aj geologicky veľmi výrazný a nápadný celok, najmä v Belianskych Tatrách, kde tvoria skalné masívy vo vrcholových častiach hrebeňa a na jeho severných svahoch.

Patria medzi tie lithostratigrafické jednotky, ktoré dostali svoje meno už v minulom storočí ("Murankalk"; UHLIG, 1897) a neskôr boli vďačným objektom štúdia (RABOWSKI-GOETEL, 1925; PASENDORFER, 1930; ANDRUSOV, 1936; SOKOLOWSKI, 1948; BORZA, 1957; LEFELD, 1974; MIŠÍK, 1958, 1959b; MICHALÍK et al., 1990 a ī.). Ako z týchto početných prác vyplýva, muránske vápence tvoria jedno veľké a viacero menších organodetritických telies uprostred neokómskych slieňov. Predstavujú evidentne zvyšok alodapických svahových sedimentov derivovaných z karbonátovej platformy urgónskeho typu do neokómskej panvy. Ako uvádza už SOKOLOWSKI (l. c., s. 19), najhrubšiu a najjednoliatejšiu polohu tvoria v strednej časti Belianskych Tatier, t. j. od Muráňa po Plačlivú skalu, smerom na východ (Jatky, Fajkusová) sa výrazne stenčujú až vykliňujú. Okrem hlavnej lavice vystupujú na mnohých miestach v laviciach a šošovkách rôznej veľkosti a dĺžky. Ide zrejme o prstovité vykliňovanie alodapických polôh v distálnych častiach výnosového vejára.

V západnej časti Tatier "organogénne" vápence aptu sú známe ešte z Bobroveckej doliny na Oraviciach. Ide zrejme o ďalšie alodapické teleso s urgónskymi elementmi uprostred neokómskych slieňovcov.

Podrobne muránske vápencové súvrstvie opísali MICHALÍK et al. (1990).

CHOČSKÝ PRÍKROV (HRONIKUM)

Chočský príkrov ako najvyššia tektonická jednotka vystupuje iba v západnej časti Tatier a v mezozoických ostrovoch uprostred paleogénu na južnom úpäti Tatier. Budujú ho sedimentárne horniny veku od anisu po toark.

Vystupuje väčšinou vo forme eróznych a tektonických trosiek na Opálenici, Babkách, Ostrej, Sivom vrchu a v Radových skalách pod Sivým vrchom i v skupine Osobitej. Relatívne najväčšie rozšírenie má chočský príkrov po oboch stranach slovensko-poľskej hranice medzi Bobroveckou a Koscieliskou dolinou. Pozostáva tu z dvoch čiastkových jednotiek – príkrovov, spodnejšieho – Siwej Wody (budovaného hlavne z hauptdolomitu a noro-vického súvrstvia) a vyššieho – Furkašky-Koryčísk (budovaného z anisských dolomitov, reiflinských vápencov, partnašských vrstiev a wettersteinských dolomitov).

Vo faciálnej náplni triasu chočského príkrovu sú isté odlišnosti. Na rozdiel od jednotky Furkašky-Koryčísk s reiflinskými vápencami, partnašskými vrstvami a wettersteinskými rifovými dolomitmi v Západných Tatrách a v mezozoických ostrovoch, nad reiflinskými vápencami sú vyvinuté aónové a lunzské vrstvy, teda panvové súvrstvia. Miestami panvové fácie chýbajú (nie je však vždy úplne isté, či je to sedimentárna alebo tektonická záležitosť), teda anis až nor sú zastúpené iba dolomitmi, čo je typické pre čiernovážsku faciálnu oblasť.

Východnejšie na poľskom území sa ešte k chočskému príkrovu zaraďuje jednotka (šupina) Uplazu a jednotka (šupina) Konczystej-Bramy Kontaka, tvorené spodnojurskými horninami.

Fácie chočského príkrovu majú zreteľne oberostalpinský charakter a fauna mediteránny ráz na rozdiel od krížanského príkrovu a tatrika, ktoré možno porovnávať so spodným ostalpinom, resp. briansomskou zónou, ako na to vo viacerých prácach poukázal KOTAŃSKI (1965, 1967, 1973).

Treba poznamenať, že tektonická príslušnosť niektorých trosiek alebo čiastkových jednotiek bola v minulosti predmetom kontraverzií. Najviac diskusií bolo azda okolo čiastkového príkrovu Furkašky-Koryčísk. Nielen preto, či táto jednotka patrí k strážovskému príkrovu, ako o tom bol presvedčený KOTAŃSKI (1973, 1986), ale i pre vzájomné vzťahy "jednotiek" Furkašky-Ko-

ryčísk a Siwej Wody (porov. ANDRUSOV, 1936, 1959; GUZIK, 1936, 1959; KOTAŃSKI, 1986; GAZDZICKI-MICHALÍK, 1980, 1984; IWANOW-WIECZOREK, 1987 a i.).

V predkladanej mape nevidíme dôvod na zaraďovanie čiastkového príkrovu Furkašky-Koryčísk k strážovskému príkrovu vzhľadom na to, že v čelových častiach chočského príkrovu je bežné vystupovanie niekoľkých čiastkových príkrovov (alebo digitácií) nad sebou (napr. v Prosieckej doline sú až 3). Ani wettersteinské rifové dolomity nemožno považovať za typické pre strážovský príkrov, pretože bežne sa vyskytujú v nadloží reiflinských vápencov v chočskom príkrove (napr. v troske Veľkého Choča a v skupine Rozsutca).

49 Gutensteinské vápence (anis)

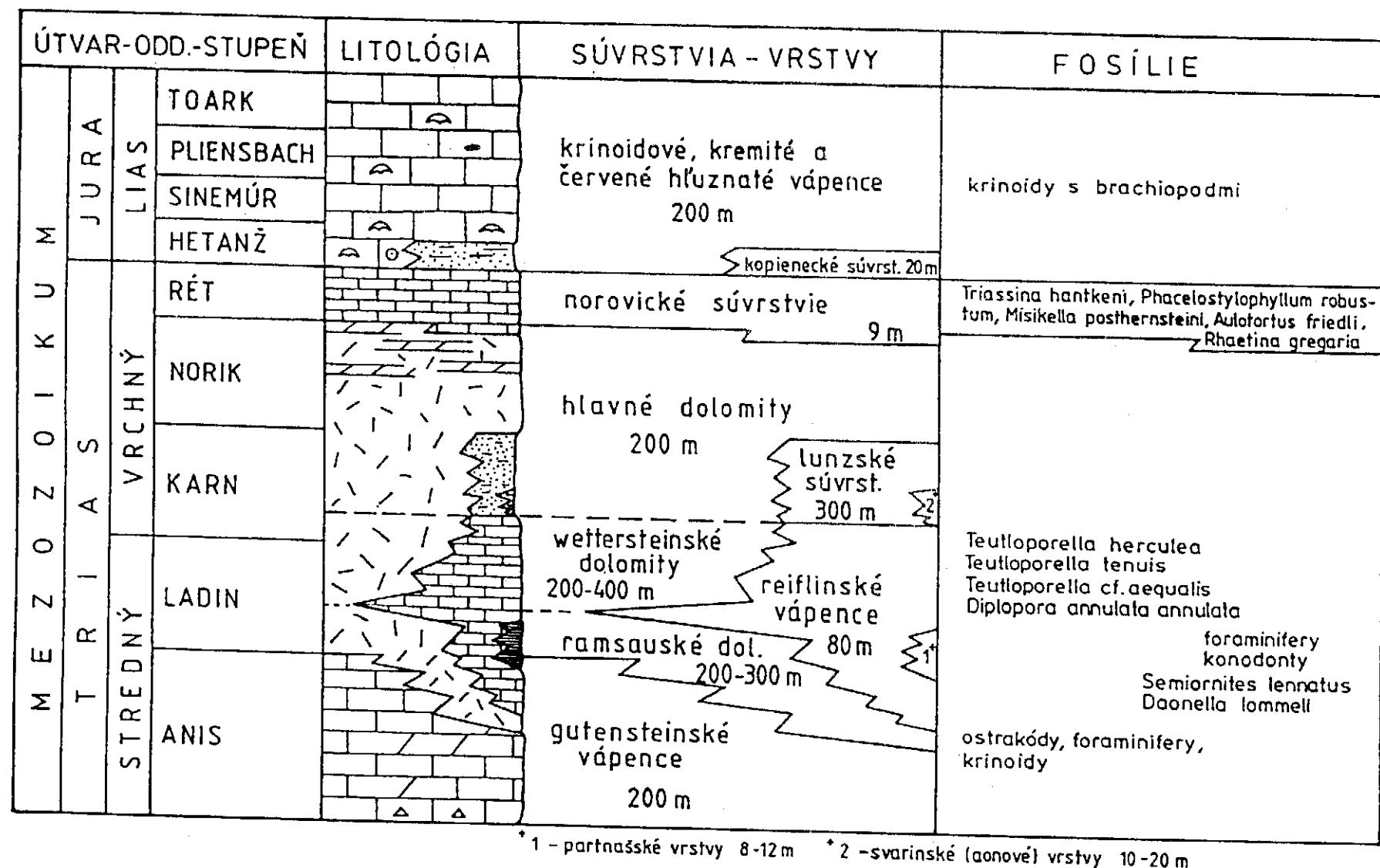
Tmavosivé, hrubo- až megalavicovité vápence. Miestami vystupujú na báze príkrovu, inde ako polohy uprostred dolomitov. Vystupujú iba v území južne od Zuberca (v okolí horárne Biela skala, na Holici a v troske Opálenice). Dosahujú mocnosť do 200 m. Podstatne väčšie rozšírenie majú v príahlých Posečnianskych horách, kde tvoria hlavný stavebný element 2–3 nad sebou ležiacich digitácií.

Ide prevažne o monotónne mikrity s veľmi zriedkavými organickými zvyškami (ostrakódy, foraminifery, krinoidy a stromatolity). Často v nich možno pozorovať lamináciu, dolomitizáciu, zbrekciovatenie.

48 Ramsauské dolomity (vrchný anis–ladin)

Dolomity sú plošne i mocnosťou najrozšírenejším horninovým typom chočského príkrovu v pohorí. Ramsauské dolomity z nich tvoria podstatnú časť, najmä na západnom okraji pohoria. Často sú tu bazálnym súvrstvím chočského príkrovu (staršie členy boli uťaté pri nasúvaní príkrovu – tzv. bazálna trunkatúra). V ich nadloží sú spravidla reiflinské vápence alebo lunzské vrstvy. Ak chýbajú (čo naštastie nie je často), je vedenie hranice oproti wettersteinským alebo hlavným dolomitom problematické.

Ramsauské dolomity dosahujú mocnosť 200–300 m. V spodných častiach sú masívne, často brekciavité, sivých až svetlých farieb. V jednotke Furkašky-Koryčísk v dolnej časti sú silne brekciavité, v hornej hrubo, ale zreteľne lavicovité. Prechod do reiflinských vápencov býva pozvoľný – ešte v bazálnych častiach vápencov sa nájdú lavice dolomitov, alebo v najvyšších častiach dolomitov sa vyskytujú rohovce.



Obr. 3 Litostratigrafická kolónka Chočského príkrovu (J. Mello, 1991)

47 Reiflinské vápence a partnašské vrstvy (vrchný anis–ladin)

Reiflinské vápence ako sedimenty intraplatformových depresií – panví sú znakom príslušnosti jednotky (v ktorej sa nachádzajú) k južnejším paleogeografickým a tektonickým zónam – k hroniku alebo k siliciku. Keďže chočský príkrov tu pozostáva z viacerých čiastkových jednotiek (čiastkových príkrovov, digitácií), ktoré reprezentujú rôzne časti pôvodného sedimentačného priestoru, stretávame sa i s rôznym zastúpením a vývojmi reiflinských vápencov – od tenkých šošoviek (alebo až vymiznutia) v sz. časti pohoria až po mohutný panvový vývoj jeho jz. časti.

Z toho sa potom odvíja i zastúpenie množstva faciálnych typov. Od monotónnych afanitických mikritov cez sklzové plastické brekcie (útržky relatívne čistého vápenca sú obklopené žltkavou alebo červenkovou slienitou matrix), laminované variety, typické hľuznaté rohovcové vápence až k svahovým alodapickým (Radové skaly Osobitej) či organogénnym (Biela skala) vápencom raminského typu. Jednotlivé fácie sa však striedajú nielen priestorovo, ale isté zákonitosti distribúcie fácí možno pozorovať i vo vertikálnom smere. Napríklad v jednotke Furkašky-Koryčísk hľuznaté, silno rohovcové vápence sa vyskytujú najmä vo vyššej časti profilov.

Pekné profily reiflinskými vápencami možno študovať v dolinách Veľké Koryčiská, Furkaška a Čaplovka. Západným smerom vykliňujú a v Juráňovej tiesňave už vystupuje ako ich laterálny ekvivalent iba cca 3 m hrubá vrstva lavicovitých afanitických dolomitov s náznakmi hľuznatosti medzi ramsauskými a wettersteinskými dolomitmi.

Podľa bohatých nálezov fauny (amonity, konodonty, holoturie, ťalijnice, foraminifery, daonely) v jednotke Furkašky-Koryčísk (KOTAŃSKI, 1965, 1967, 1973 a, 1973 b; ZAWIDZKA, 1970, 1971, 1972; GAZDZICKI–ZAWIDZKA, 1973; GAZDZICKI et al., 1979; GAZDZICKI–MICHALÍK, 1980) reiflinské vápence siahajú od vrchného anisu po spodný ladin. Stredný a vyšší ladin už zastupujú wettersteinské dolomity. Naproti tomu v jz. časti Tatier reiflinské vápence majú omnoho širšie stratigrafické rozpätie (až do kordevolu). Sú tu teda laterálnym ekvivalentom wettersteinských dolomitov (pôvodne zrejme rifových vápencov) z jednotky Furkašky-Koryčísk. Vápence raminského typu z Rado-vých skál Osobitej a od Bielej skaly predstavujú zrejme spojovací článok (svahový typ sedimentu) medzi panvou a karbonátovou platformou.

Reiflinské vápence majú mocnosť 0–80 m.

Partnašské vrstvy (vrchný anis–spodný ladin) sú známe iba na jednom mieste – v doline Veľkých Koryčísk v Západných Tatrách, kde

vystupujú vo vrchných častiach reiflinských vápencov. Dosahujú mocnosť cca 8–12 m. Ide o sivozelené sliene s niekoľko cm mocnými vložkami vápencov.

KOTAŃSKI (1965, 1967, 1971, 1973) v nich našiel bohaté spoločenstvo amonitov, nautiloidov a daonel. Amonity *Semiornites lennanus* (Mojs.), *Dinarites (Ceratites)* cf. *hoerichi* SALOM., *Arcestes* cf. *bramantei* Mojs., *Ptychites* cf. *opplentus* Mojs. a daonely *Daonella (Daonella) lommeli* (WISSM.), *D. (D.) tyrolensis* Mojs. var. *parthanensis* (SCHAFH.), *D. (D.) taramelli* Mojs. určujú vek partnašských vrstiev na vrchný anis–spodný ladin (nie je celkom zodpovedané, prečo amonity zóny *Paraceratites trinodosus*, teda najvyššieho anisu, sa tu vyskytujú spolu s daonellami, ktoré sú považované za indexové fosílie spodného ladinu). Ako zdôrazňuje KOTAŃSKI (1973), fauna má mediteránny južnotetýdny charakter. Hojné sú foraminifery, našli sa aj zvyšky zuhoľnateného dreva a plazov.

Vložky bridlíc a slieňov sú známe z reiflinských vápencov aj na iných lokalitách chočského príkrovu v centrálnych Karpatoch (napr. v záreze novej hradskej z Matiašoviec do Hút, 2–3 polohy a 40–60 cm, alebo vo Svaríne, cca 2 m), ale nikde nedosahujú takú mocnosť ako vo Veľkých Koryčiskách.

46 Wettersteinské dolomity (ladin–spodný karn)

Sú zmapované iba v jednotke Furkašky-Koryčísk v nadloží reiflinských vápencov, resp. partnašských vrstiev (najkrajší profil sa nachádza v doline Veľkých Koryčísk). Smerom na JZ (j. od Radových skál Osobitej) sa do nadložia reiflinských vápencov vkliňuje fácia lunzských vrstiev a ešte južnejšie aj svarinských vrstiev, ktoré laterálne zastupujú fáciu wettersteinských rífových dolomitov.

Sekvencia wettersteinských dolomitov má mocnosť niekoľko stoviek metrov a má všetky charakteristické prvky wettersteinských dolomitov (wettersteinské vápence chýbajú). Ide predovšetkým o masívne dolomity so zvyškami "evinospóngiových" štruktúr, ktoré sú charakteristické pre rífové a predrífové oblasti. Tvoria divoké skalné scenérie. Miestami sú dolomity brekcievité alebo pórovité.

Tak ako v iných pohoriach, smerom do nadložia prechádzajú do lavicovitých, často laminovaných (stromatolitových) dolomitov. Hojné sú v nich organodetrítické polohy s dasycladaceami *Teutloporella herculea*, *T. cf. aequalis*, *T. tenuis*, *Diplopoora annulata annulata* (KOTAŃSKI, 1967).

Wettersteinské dolomity jednotky Furkašky-Koryčísk spočívajú vo forme tektonických trosiek na hauptdolomite jednotky Siwej Wody východne od Chocholowskej doliny.

V jednotke Furkašky-Koryčísk sa zatiaľ nepodarilo potvrdiť prítomnosť mladších súvrství v nadloží (napr. oponické vápence signalizované KOTAŃSKIM z doliny Čaplovka – ide o reiflinské vápence; alebo rétske vápence – išlo o bloky skutočne rétskych vápencov, ale z bazálnych vrstiev paleogénu; porov. IWANOV-WIECZOREK, 1987).

45 Svarinské (aónové) vrstvy: tmavosivé až čierne vápence a vložky čiernych bridlíc (spodný–stredný karn)

V miestach, kde v nadloží reiflinských vápencov sú vyvinuté lunzské vrstvy, tvoria spravidla prechodný člen medzi oboma súvrstviami. V predkladanej mape sú však zmapované iba 1,5 km jz. od Opálenice.

Ide o tmavosivé až čierne afanitické vápence, lavicovité až doskovité, s rovným povrchom vrstevných plôch, s vložkami čiernych bridlíc. Stratigraficky zodpovedajú podstupňu jul (záona *Trachyceras aonoides*). Dosahujú mocnosť 10–20 m.

44 Lunzské súvrstvie: pieskovce, bridlice (stredný karn)

Je typické pre chočský príkrov (pre bielovážsku faciálnu oblasť). Do Vysokých Tatier zasahuje okrajovo zo západu a juhu, kde v okolí Liptovského Hrádku a Kvačianskej doliny – Holice dosahuje značné rozšírenie a mocnosť až 300 m. Dôležitejšie výskyty sú južne od Opálenice a v okolí Bielej skaly. Do istej miery problematický a často diskutovaný zostáva najsevernejší známy výskyt na sz. úpätí Radových skál Osobitej.

Súvrstvie pozostáva z hrdzavosivých a zelenkastých pieskovcov a bridlíc, ktoré sa striedajú v rôznom pomere. Súvrstvie takéhoto zloženia je úplne cudzorodým elementom v prevažne karbonátovom prostredí stredného a vrchného triasu chočského príkrovu. Jeho vznik je odrazom významných pohybov v strednom karne (jul), známych ako "reingrabenský event".

43 Hlavné dolomity (vrchný karn–norik)

Spoľahlivo sú zmapované iba v čiastkovom príkrove Siwej Wody, kde tvoria bezprostredné podložie rétskych vápencov. Najlepšie sú odkryté vo Veľkej Suchej doline a v doline Chocholowskej. Sú to zreteľne lavicovité dolomity (15–30 cm), sivé až tmavé, do žlta vetrajúce.

V nižšej časti sekvencie sa medzi lavicami dolomitov nachádzajú v zelenožltých slieňov pripomínajúcich trochu karpatský keuper (typická fácia keuperu však v chočskom príkrove chýba). Vo vyšších častiach sekvencie hauptdolomitu sa nachádzajú vložky tmavých až čiernych bridlíc.

Mocnosť súvrstvia je tu cca 200 m. Prítomnosť hlavných dolomitov by bolo možné predpokladať aj na iných miestach, hlavne v nadloží lunzských vrstiev (napr. s. od Oblazov alebo na Holici). Pre nedostatok fosílií nie je to však možné preukázať, pretože môže ísiť (podobne ako v gutensteinských vápencoch, ktoré boli často pokladané za rétske) o ramsauské dolomity vyšnej digitácie.

42 Norovické súvrstvie (?najvyšší nor-rét)

Súvrstvie, predtým známe ako tmavé organodetritické vápence rétu, definovali GAZDZICKI-MICHALÍK (1980) ako norovické. Je litologicky blízke dachsteinským vápencom. Pozvoľna sa vyvíja z podložného hlavného dolomitu a transgresívne je prekryté (pokým je styk zachovaný) spodnoliasovými pieskovcami alebo krinoidovými vápencami. Známe je z Malých Koryčísk a Siwianskych Turní (GUZIK, 1959b; ZAWIDZKA, 1972a; GAZDZICKI-ZAWIDZKA, 1973). Na druhej lokalite sa neskôr (IWANOV-WIECZOREK, 1987) ukázalo, že ide iba o bloky z bazálnych vrstiev paleogénu.

V minulosti sa výskyt rétskych vápencov uvádzal aj z hrebeňa Holice. Mišik (1987) z nich dokonca uvádza aj riasu *Halicoryne carpatica* Miš. Podľa novších výskumov však pravdepodobne ide o gutensteinské vápence vyšnej digitácie.

GAZDZICKI-MICHALÍK (1980) podrobne spracovali profily v Chocholowskej (hypostratotypový profil formácie) a v Lejowej doline. Norovickú formáciu v Chocholowskej doline (mocnosť 9 m) rozdelili na 3 členy: spodný vápencový člen, vápenec Siwej Wody a mojtínsky vápenec.

Spodný vápencový člen (80 cm) pozostáva z tmavých laminovaných mikritov patriacich pravdepodobne sevatu.

Vápence Siwej Wody (180 cm) tvoria sivé kompaktné piesčité biopelssparitové vápence s hojnými konodontmi *Misikella posthernsteini* Kozur-Mock, *Misikella* sp. a foraminiferami *Aulotortus friedli*. Konodonty poukazujú na spodnorétsky vek (GAZDZICKI, 1978b).

Mojtínsky vápencový člen pozostáva zo svetlosivých až hnedaštých oolitických a organodetritických vápencov podobných dachsteinským. Hojne sú zastúpené krinoidy, foraminifery (*Triassina hantkeni*, *Aulotortus friedli*,

A. sinnosus, *A. tenuis*, *A. tumidus*, *Auloconus permodiscoides*, *Trocholina crassa* a i.), koraly (*Phacelostylophyllum robustum*, *Cyathocoenia schafhautli*), brachiopódy (*Rhaetina gregaria*) a pelecypódy (*Atreta intusstriata*, *Placunopsis alpina*, *Rhaetavicula contorta*, *Modiolus schafhautli*).

Lumachelovo-oolitické vápence z doliny Čaplovka (?bloky – z paleogénnych vrstiev) vyobrazil Mišík (1966, tab. XVI, obr. 1).

41 Krinoidové, kremité a červené hľuznaté vápence, pieskovce (lias)

Iba v jedinom profile pod Cisowou Turňou v Lejowej doline v nadloží norovickej formácie vystupujú žltovetrajúce drobnozrnnité pieskovce kopieneckej formácie. Ide tu zrejme o zvyšok najspodnejších členov jury chočského príkrovu.

Vyššie členy a vrstvy liasu sa nachádzajú, ako už bolo spomenuté, v čiastkových jednotkách – v šupinách Konczystej-Bramy Kontaka a v šupine Uplazu, kde dosahujú mocnosť okolo 200 m.

Možno tu odlišiť niekoľko litologických typov: sivé i ružové krinoidové vápence, oolitické a rohovcové vápence, ktoré sa laterálne vrstvovite prelínajú. Už ANDRUSOV (1936, s. 127) porovnával tieto výskytmi jury chočského príkrovu Rohatej skaly.

Pozornosť si zasluhujú najmä krinoidové vápence s bohatou faunou brachiopódov (hlavne spiriferín), ktoré sa od čias Stacheho porovnávajú s hierlatskou fáciou.

Najvyšší člen chočskej jury tu predstavujú niekoľkometrové polohy červených hľuznatých vápencov, ktoré možno porovnávať s adnetskými vápencami.

Slabá odkrytosť a komplikovaná tektonika stážujú zostavenie podrobného profilu či vyčlenenie formálnych lithostratigrafických jednotiek tým skôr, že tieto formácie sú vo všeobecnosti slabo zvrstvené.

PALEOGÉN

Na geologickej mape Vysokých Tatier sú tiež sedimenty vnútrokarpatského paleogénu, ktoré zo všetkých strán obklopujú mezozoické a kryštalické horniny. Eocénne až spodnooligocénne sedimenty vnútrokarpatského paleogénu vznikli buď ako okrajové litofácie na vyvásnenom podložnom karpatskom fundamente, alebo ako flyšová výplň distálnejších oblastí paleogénnych bazénov. Dnes máme zachovaný vnútrokarpatský paleogén hlavne v Podtatranskej kotlinе, Spišskej Magure, Podhali a Skorušinských vrchoch.

Borovské súvrstvie (numulitový eocén)

Týmto spoločným názvom (GROSS-KÖHLER-SAMUEL, 1984) označujeme všetky sedimenty bazálnej transgresívnej litofácie, ktoré ležia diskordantne na mezozoicko-kryštalickom podloží. Tieto sedimenty majú neflyšový charakter. V poľskej literatúre označujú bazálne plynkovodné sedimenty ako numulitový eocén pre hojný výskyt veľkých foraminifer v týchto sedimentoch. Na geologickej mape sú rozlíšené.

40 Karbonátové zlepence a brekcie (lutét-priabón)

Ich rozšírenie je registrované v malých útržkoch pozdĺž podtatranského zlomu, a to sz. od Smrečianky, jz. od Suchého Hrádku, na Troch studničkách a severne od kóty Hrádok. Táto transgresívna litofácia je mohutnejšie zastúpená v oblasti Skorušinských a Chočských vrchov na Oraviciach, odkiaľ pokračuje približne v.-z. smerom do Poľska na Malý a Hrubý Riegel. Ďalej bazálne karbonátové zlepence a brekcie nachádzame južne od Jaszczerówky, ako aj v Belianskych Tatrách na sv. svahoch Kýčery, Javorinky a Tokárne. Bazálne karbonátové zlepence a brekcie sú zachované hlavne na úpätí hôr, miestami však aj vysoko na svahoch, napr. pri Zadnom Košarisku vo výške okolo 1 400 m n. m. Karbonátovými zlepencami a brekciami sa

ÚTVAR-ODD.-STUPEŇ		LITOLÓGIA	SÚVRSTVIA - VRSTVY
P A L E O C É N	O L I G O C É N	CHAT	
		RUPEL	bielopotocké pieskovce, podradne drobnozrnné zlepence (50 m)
		"SANOIS"	
		"STAMP"	
		PRIABÓN	flyšová litofácia - ílovce, pieskovce, nevápnite ílovce menilitového typu (200 - 1000 m)
		V R C H N Ý	ílovcová litofácia (10 - 200 m)
		BIARITZ	okrajové brekcie (1-20 m)
		STREDNÝ LUTÉT (s.l.)	organodetritické a organo- génne vápence (2-10 m)
		LUTÉT	dolomitové pieskovce (2-5 m)
		KUIS (YPRES)	bazálne súvrstvie karbonátové zlepence a brekcie (1-20 m)

Obr. 4 Litostratigrafická kolónka vnútrokarpatského paleogénu (J. Nemčok, 1991)

začala sedimentácia vnútrokarpatského paleogénu na mezozoiku subtatranských príkrovov niekde na obalové mezozoikum, resp. priamo na kryštalínikum. Hranica medzi paleogénom a podložím je v niektorých miestach veľmi výrazná, no v oblastiach, kde dolomitové brekcie ležia priamo na triasových dolomitoch, je ľahko viditeľná. Bazálne dolomitové brekcie majú premenlivú mocnosť. Najväčšie mocnosti brekcií boli pozorované v Bratrancom potoku na Oraviciach nedaleko štátnej hranice s Poľskom a pri Ježovom vrchu 1086,0 m. Pri Ježovom vrchu je mocnosť brekcií tiež okolo 50–60 m. Tu sa v brekciách vyskytuje aj oválaný materiál a tiež poloha numulitového vápenca. Mocné bazálne zlepence pokračujú do Poľska až po kótu Hrubý Riegel' (1339). Podobne, ako na sv. svahoch Belianskych Tatier, bazálne brekcie, ktorými sa transgresia najpravdepodobnejšie začala, majú

menšiu mocnosť. Na mnohých miestach, kde sa zdalo, že transgresia sa začala priamo numulitovými vápencami, sú v ich podloží tenké, 10–20 cm hrubé polohy bazálnych brekcií. Kolísavosť mocnosti bazálnych brekcií a zlepencov, stupeň opracovanosti detritu, ako aj prevládajúce zloženie materiálu sedimentov je priamo úmerné zdrojovej oblasti a dĺžke transportu na miesto depozície. Z toho dôvodu bazálne karbonátové brekcie a zlepence sú na jednotlivých miestach odlišné a majú spoločné transgresívne črty. Brekcie majú obyčajne veľmi monotónnu skladbu. Tvoria ich najmä drobnozrnné dolomitové úlomky, ale aj vápence, ktoré sú zriedkavejšie. Dolomitové brekcie a zlepence sú zväčša masívne, bez náznaku lavicovitosti. Na mnohých lokalitách len striedanie hrubších a drobnozrnnnejších frakcií umožňuje konštatovať úložné pomery. Organodetritické vápence vo vyššej časti bazálneho súvrstvia majú vrstevný rozpad. Bazálne brekcie a zlepence s výlučne dolomitovým materiálom sú zložené z 0,5–1 cm, ojedinele 10 cm a väčších úlomkov. Bazálne brekcie a zlepence sedimentovali na nerovný povrch, ktorý bol pred ich uložením vystavený zvetrávaniu, ale aj skrasovaniu. Niektoré krasové dutiny sú vyplnené v spodnej časti hnedožltými hlinami neistého veku a vrchná časť dutín už je vyplnená drobnozrnnými zlepencami. Z toho vidieť, že transgresívne sedimenty najspodnejšej bazálnej litofácie odrážajú nielen zdrojovú oblasť, ale aj rôznorodosť podmienok, za ktorých vznikali. Klastický materiál brekcií a zlepencov priniesli do mora bud' rieky, alebo vznikli pôsobením vln ničiacich skalnaté morské brehy, alebo došlo k cementácii nahromadených suchozemských zvetralín, ktoré zalialo transgredujúce more.

39 Dolomitové pieskovce

Táto litofácia je najviac vyvinutá vo Vysokých Tatrách v Poľsku na Hrubom a Malom Riegeli, ako aj na svahoch kót Nosal a Kopienec. Tenšie polohy dolomitových pieskovcov sú v oblasti Oravy. Nachádzame ich v nadloží bazálnych brekcií. Dolomitové zrná pochádzajú z rozpadnutých triasových dolomitov. V týchto dolomitových pieskovcoch sú hojné asociácie veľkých foraminifer.

38 Organodetritické a organogénne vápence

Vedľa dolomitových pieskovcov ležia alebo vystupujú nad nimi organodetritické a organogénne vápence preplnené veľkými foraminiferami.

Z toho dôvodu táto litofácia je v literatúre označovaná ako numulitový vápenec. Dokonca gorali v Poľsku takúto horninu nazývajú "jarcovým kameňom" pre podobnosť numulitových rezov s jačmeňom. Organodetritické a organogénne vápence nachádzame v úzkych pruhoch tak na našej strane Vysokých Tatier, ako aj v Poľsku. V nich boli často zakladané lomy, ktoré sú dnes opustené. Paleontologické profily z lomov, najmä v Poľsku pod Capkami, ale aj z iných lokalít, viedlo mnohých, hlavne poľských geológov (KUŽNIAR, BIEDA a ďalší), k stratigrafickým štúdiám bazálneho paleogénu. U nás sa v poslednom čase stratigrafickým problémom bazálneho vnútrokarpatského paleogénu zaoberali KÖHLER (1975), KÖHLER-SAMUEL (1977). Známe lokality bazálnej litofácie tvorené karbonátovými zlepencami, pieskovcami, ale aj organodetritickými vápencami a riasovoforaminiferovými alebo koralovými biohermnými až rifovými vápencami z južnej strany Vysokých Tatier, nachádzame severne od Matiašoviec na svahoch horskej cesty pri horárni Podmeštrová, pri ceste z Podbanského na Štrbské pleso, ako aj v okolí Hrubého Grúňa a Pálenice. Bazálne karbonátové sekvencie paleogénu sú dobre vyvinuté aj na svahoch Roháčov, ale tiež v Poľsku a Belianskych Tatrách. Stratigrafická tabuľka poskytuje prehľad získanej fauny z jednotlivých lokalít.

Organodetritické vápence a organogénne vápence sú na mnohých miestach na prvý pohľad takmer nerozoznateľné od mezozoických vápencov, ale organické zvyšky nás hned' presvedčia o ich paleogénnom vzniku. Vápence sú často lavicovité, sivobiele, sivé a ružové. Okrem veľkých foraminifer v bazálnych organogénnych vápencoch sa nachádzajú i zuby žralokov, zvyšky vápnitých rias, lastúrnikov, machoviek, koralov, ostne ježoviek ale aj zvyšky suchozemských rastlín, listov a plody pálom. Zvyšky flóry prezárdzajú blízkosť suchej zeme a veľmi teplú klímu. Na mezozoiku ("podtatranských mezozoických ostrovoch") v údolí Hybnice a okolí Hrubého Grúňa a Pálenice sú výrazné polohy biohermných, resp. rifových vápencov. Vo vápencoch sa nachádzajú drobné ostrohranné úlomky kremeňa (cca 2 %). V oblasti potoka Hybnica, ale aj na iných miestach, pozorovať striedanie hrubých lavíc organodetritických vápencov s polohami koralovo-riasových vápencov, a to v laterálnom i vertikálnom smere. Vo vyššej časti bazálnej litofácie sú tiež valúny, ale aj bloky zodpovedajúce spodnejšej časti bázy, čo svedčí o ich premiestnení ešte počas sedimentácie bazálnych sedimentov. Bazálna litofácia obyčajne končí vápnitými ilosiltovcami, v nadloží ktorých je už typický vývoj ilovcovej litofácie.

Hutianske súvrstvie (zakopianske vrstvy)

Po usadení bazálnej transgresívnej litofácie došlo k výraznej litofaciálnej zmene. Bazálne členy paleogénu sa usadzovali v dobre okysličenom morskom prostredí s optimálnymi podmienkami na rozvoj a zachovanie organizmov, kým vznik ľlovcej litofácie sa viaže na prehĺbené sedimentačné prostredie vzdialené od pobrežia. Na viacerých miestach pozoroval zjemňovanie zrnitosti bazálnych sedimentov smerom nahor, ale sú aj prípady, kde priamo na zlepencoch vnútrokarpatského paleogénu sedimentovali ľlovcové sedimenty. Tieto rýchle zmeny sú najpravdepodobnejšie závislé od tektonických pohybov (ilýrska fáza vrásnenia). Ľlovcovú litofáciu sme kartograficky rozčlenili na:

- 37 a) nevápnité ľovce menilitového typu,
- 36 b) ľlovcovú litofáciu s podradným zastúpením pieskovcov a mikrokonglomerátov.

a) **N e v á p n í t é ľ o v c e m e n i l i t o v é h o** typu sú súčasťou hutianskeho (zakopanského) súvrstvia. Nachádzame ich obyčajne v spodnej časti ľlovcej litofácie, hned' nad bazálnym vnútrokarpatským paleogénom. Ľovce menilitového typu sú nepravidelné vrstvičky čokoládovo hnedej farby, prúžkované a veľmi tvrdé. Po navetraní nadobúdajú žltomodrú patinu s doštičkovitým rozpadom. Ľovce sú nevápnité, tvorené kremito-ľovitou kryptokryštaličkou hmotou s ojedinelými ostrohrannými úlomkami kremeňa. Na vrstevných plochách sú časté rybie šupiny s priemerom do 4 mm. Starší autori Mojsisowicz (1867) a ŠTÚR (1868) pre menilitové bridlice zaviedli názov "Amphisylenschiefer". V oblasti Hút sa v nich našli aj zvyšky rýb *Clupea crenata* (HECK).

b) **Í l o v c o v á l i t o f á c i a s p o d r a d n ý m z a s t ú p e n í m** pieskovcov a mikrokonglomerátov sa tiahne od Hút v západnej časti Tatier a pokračuje cez Oravice do Zakopaného a Ždiaru. Ľlovcová litofácia je tvorená prevažne hrubým monotónnym súvrstvím premenlivovo vápnitých ľlovcov sivých farieb v absolútnej prevahe nad lavičkami pieskovcov alebo drobnozrnných mikrokonglomerátov. Jemnozrnné, homogénne zvrstvené pieskovce a jemnozrnné pieskovce s čerinovou lamináciou vo vrchnej časti tvoria 2–10 cm hrubé lavice v ľlovcej litofácií. Drobnozrnné zlepence sú zložené prevažne z dobre opracovaných valúnikov vápencov dolomitov, žilného kremeňa, kremencov, efuzív melafýrového typu, ako aj bližšie neurčiteľného

kryštalínika. V zlepencoch sú aj úlomky veľkých foraminifer, machovky, vápnité riasy a iná poškodená makrofauna.

Vekový interval īlovcovej litofácie bol stanovený na základe veľkých a malých foraminifer a pomocou peňových zŕn a spór. V īlovcovej litofácií sa zistili strednopriabónske spoločenstvá veľkých foraminifer, spodnopriabónske až vrchnopriabónske spoločenstvá malých foraminifer a priabónske až spodnooligocénne spektrá spór a peňových zŕn.

Mocnosť īlovcovej litofácie sa odhaduje cca na 800–1000 m.

35–34 Zuberské súvrstvie (chocholovské vrstvy)

Ked' sa usadilo hrubé monotónne īlovcové súvrstvie, utvorili sa priaznivé podmienky na vznik klastického materiálu, ktorý turbiditné prúdy dopravili na miesta depozície. Zuberské súvrstvie môžeme charakterizovať ako typický flyšový sediment, vzniknutý pomocou turbiditných prúdov. Vo flyšovej postupnosti nachádzame okrem pelagických īlovcov, mocných od niekoľkých cm do cca 4,5 m, aj vrstvy pieskovcov a brekcií. Najmä mohutné brekcie, ktoré sa do īlovcovej litofácie dostali, ich často úplne zatlačili a priamo ležia na báze paleogénu a v podloží flyšových postupností.

35 Hrubozrnné zlepence, brekcie s olistolitmi sú okrajovou fáciou (MARSCHALKO–RADOMSKI, 1970) pekne zachovanou pri Ždiari. Je to 7–8 km široká šošovka, ktorá tvorí severné svahy Tokárne a Javorinky a zaniká juhovýchodným aj severozápadným smerom. V rieke Belej dosahujú hrúbku cca 122 m. Bloky a jednotlivé valúny dosahujú v priemere 30–40 cm. Nie sú zriedkavosťou ani bloky 80–120 cm. Maximálnu veľkosť dosahujú balvany keuperských vrstiev a titónskych vápencov ako olistolity v brekciách. īlovce zakopanského typu sú v brekciách ako intraklasty. Vznikli pravdepodobne počas gravitačných pohybov brekcií, ktoré súčasne rozrušovali īlovcové sedimenty vo flyšovej panve. Z uvedeného vyplýva, že gradačné zlepence a brekcie s olistolitmi sa nachádzajú v podloží typických flyšových litofácií.

34 Flyšová litofácia pieskovcov a īlovcov s rozličným pomerom īlovcov ku pieskovcom vystupuje nielen na Orave v Zakopianskej depresii a v okolí Ždiaru, ale aj v zárezoch potokov tečúcich na juh z tatranských dolín. Vrstvy flyšového vývoja pozostávajú prevažne z pieskovcov, siltovcov a v spodných partiach sa nájdu aj brekcie s klastami īlovcov. Mocnosti týchto vrstiev sú nerovnomerne rozdelené. Nachádzame ich od 2 cm do 200 cm. Pieskovce sú často gradačne zvrstvené, alebo masívne, beztextúrne. Gradačné pieskov-

ce (okolo 60 %) majú v hornej časti interval paralelnej alebo prúdovočerinnovej laminácie. V tenších laviciach tieto intervaly zaberajú celú mocnosť a gradácia nie je vyvinutá. Ílovce sú takmer vždy viac alebo menej vápnité, kusovité, bridličnaté, lístkovité, ojedinele i elipsoidálne rozpadové. Okrem polôh čistých ílovcov vo flyšových sekvenciách sú aj ílovce s piesčitou, resp. siltovcovou prímesou, a to v takom množstve, že v niektorých prípadoch sa pieskovce striedajú nie s ílovcami, ale so siltovcami. Vo flyši sa lokálne nachádzajú aj polohy, resp. vykliňujúce sa lavice pełokarbonátov cca do 20 cm. Petrografickú charakteristiku pieskovcov, ako aj chemické a mineralogické zloženie ílovcov, môžeme podrobnejšie študovať v práci GROSS-KÖHLER (1980). Pieskovce sú prevažne tvorené kremeňom, živcami, sľudami, akcesorickými minerálmi či autigénnymi minerálmi, úlomkami hornín, intraklastmi, základnou hmotou a tmelom. Od pôvodu tmelu a jeho vlastností závisí aj stupeň spevnenia pieskovcov. Ílovce rôznych sivých odtieňov a premenlivej vápnitosti sú tvorené prevažne tromi hlavnými skupinami ílových minerálov (montmorillonit, illit a kaolinit). V ílovcach sú prítomné i spoľačenstvá malých foraminifer, ako aj bohaté spektrá spór a pełových zŕn. Vek flyšových sedimentov je prevažne vrchnopriabónsky so zásahom do spodného oligocénu.

33 Bielopotocké súvrstvie

Nad opisovaným typickým flyšovým súvrstvím v oblasti Bieleho potoka vystupujú flyšové vrstvy s výrazným prevládaním psamitického materiálu. Pre tieto hrubolavicovité pieskovcové polohy ANDRUSOV (1938) zaviedol názov bielopotocké pieskovce a neskôr bielopotocké súvrstvie. V Poľsku podobné pieskovcové polohy nazývajú ako ostryské vrstvy. Hrúbka bielopotockého súvrstvia je asi 300 m. Aj keď sa bielopotocké súvrstvie podobá v mnohom ostryským vrstvám, nie je zatiaľ jasné, či ide o úplne zhodné súvrstvia. Podľa pozície, ako aj stratigrafického zaradenia je najpravdepodobnejšie, že ide o to isté súvrstvie. Pre bielopotocké súvrstvie je typické, že sú v ňom vyvinuté polohy zlepencov s často exotickým materiálom. V bielopotockom súvrství nachádzame aj podmorské zosuny. V typickej oblasti Oravského Bieleho Potoka súvrstvie reprezentujú hrubolavicovité pieskovce hrubé 50 až 300 cm. Pieskovce sú sivej, modrosivej a hnedašej farby. Zvetrávajú na hnedašto s hrdzavohnedou patinou. Väčšinou sú to drobové pieskovce, stredno- až hrubozrnné, s výrazným triedením frakcií. V pieskovcoch často pozorovať šmuhy hrubšie zrnitého materiálu. Makrotextúrnym znakom sú pomerne časte

Tab. 2 Veľké foraminifery, makrofauna, machovky a vápnité riasy

Druh	Podmeštrová stredný eocén— vrchný lutét	Šuchtarce najvyšší lutét	Skalka stredný eocén —spodný priabón
<i>Nummulites perforatus</i> (MONTE.)	+	+	0
<i>N. millecaout</i> BOUBÉÉ	0	+	0
<i>N. striatus, striatus</i> (BRUG.)	0	0	+
<i>N. striatus minor</i> D'ARCHIAC ET HEIME	+	+	0
<i>N. striatus inflatus</i> (ROZL.)	0	0	+
<i>N. semicostatus</i> (KAUFM.)	+	+	+
<i>N. anomalus</i> DE LA HARPE	+	0	0
<i>N. incrasatus</i> DE LA HARPE	0	0	+
<i>N. budensis</i> HANTKEN	0	0	+
<i>N. aff. budensis</i> HANTKEN	0	+	0
<i>N. aff. chavannesi</i> DE LA HARPE	0	+	0
<i>N. variolarius</i> (LMK)	0	0	+
<i>N. anomalus</i> DE LA HARPE	0	0	+
<i>N. aff. pulchellus</i> DE LA HARPE	0	0	+
<i>Assilina exponens</i> (SOW.)	+	0	0
<i>Operculina</i> sp.	+	0	0
<i>Operculina alpina</i> DOUVILLÉ	0	0	+
<i>Operculinoides</i> sp.	0	0	+
<i>Discocyclina</i> sp.	+	0	0
<i>D. pratti</i> (MICHELIN)	0	+	+
<i>D. sella</i> (D'ARCHIAC)	0	+	0
<i>D. discus</i> (RÜTIM)	0	+	0
<i>D. fortisi</i> (D'ARCHIAC)	0	+	+
<i>D. varians</i> (KAUFM.)	0	+	+
<i>D. numulitica</i> (GÜMBEL)	0	+	0
<i>D. chudeani</i> (SCHLUMB.)	0	+	0
<i>D. aspera</i> GÜMBEL	0	+	0
<i>Asterocydina</i> sp.	0	+	+
<i>Actinocydina</i> sp.	0	+	+
<i>Chlamys subdiscors</i> (D'ARCHIAC)	+	0	0
<i>Chlamys multistriata binicostata</i> (SACCO)	+	0	0
<i>Chlamys subtripartita</i> (D'ARCHIAC)	+	0	0
<i>Chlamys</i> sp.	+	0	0
<i>Spondylus radulus</i> LAMARCK	+	0	0
<i>Anomia</i> sp.	+	0	0
<i>Ostrea gigantica</i> SOALNDER	+	0	0
<i>O. flabellula</i> LAMARCK	+	0	0
<i>Ostrea</i> sp.	+	+	0
<i>Panopea</i> sp.	+	0	0
<i>Teredo cf. tournali</i> LEYMERIE	+	0	0
<i>Burhinella spirulea</i> (LAMARCK)	+	+	0
<i>Echinoides a Brachyura</i>	+	0	0

závalky a kusy šlovcov (do 30 cm). V súvrství sú hojné aj pelokarbonáty. Niekedy sú klastiká obalené šlovitou hmotou s nalepenými valúnikmi kremeňa a iných hornín (v literatúre označovaných ako "armored balls").

Pri dedine Oravský Biely Potok bola v šlovoch nájdená pyritizovaná mikrofauna, zodpovedajúca vrchnému eocénu, ktorú určila SCHUBERTOVÁ in JABLONSKÝ (1961). Pyritizovaná mikrofauna obsahovala druhy: *Globigerina officinalis* subb., *G. opertura*, *G. danwilensis* a i. Veľké monolity pieskovcov bielopotockých vrstiev sa v minulosti používali na známe Bielopotocké kríže, ako aj na zhотовovanie plastík, najmä do kostolov.

Tab. 3 Rozšírenie charakteristických rodov a druhov veľkých foraminifer v eocénnych sedimentoch Liptovskej kotlinky (KÖHLER, 1980)

		Charakteristické formy	Chýbajúce formy prítomné iba premiest.
vrchný eocén—priabón	vrchný	<i>N. fabiani retiatus</i> <i>N. pulchellus</i> <i>N. aff. concinnus</i> <i>N. aff. prestwichianus</i> <i>Spiroclypeus</i> GRZYBOWSKIA	<i>N. perforatus</i> <i>N. puschi</i> <i>N. millecaput</i> <i>Alv. elongata</i> <i>Alv. aff. boscii</i>
	stredný	<i>N. fabiani fabianii</i> <i>N. pulchellus</i> <i>N. orbignyi</i> <i>D. varians</i> <i>O. alpina</i>	<i>Ass. exponens</i> <i>Orb. complanatus</i>
	spodný	<i>N. striatus striatus</i> <i>N. chavannesi</i> <i>N. granieri</i> <i>N. variolarius</i> <i>O. alpina</i> <i>D. pratti</i>	<i>N. fabianii retiatus</i> <i>N. aff. concinnus</i> <i>N. aff. prestwichianus</i> <i>Ass. exponens</i> <i>Alv. elongata</i>
stredný eocén—vrchný lutét	vyššia časť	<i>N. millecaput</i> <i>N. perforatus</i> <i>N. variolarius</i> <i>N. striatus minor</i> <i>N. aff. chavannesi</i>	<i>N. fabianii retiatus</i> <i>N. fabianii fabianii</i> <i>N. Pulchellus</i>
	nížia časť	<i>N. perforatus</i> <i>N. puschi</i> <i>Ass. exponens</i> <i>Alv. elongata</i> <i>Alveolina aff. boscii</i> <i>Orb. complanatus</i>	<i>N. orbignyi</i> <i>Operculinoides</i> GRZYBOWSKIA <i>Spiroclypeus</i>

KVARTÉR

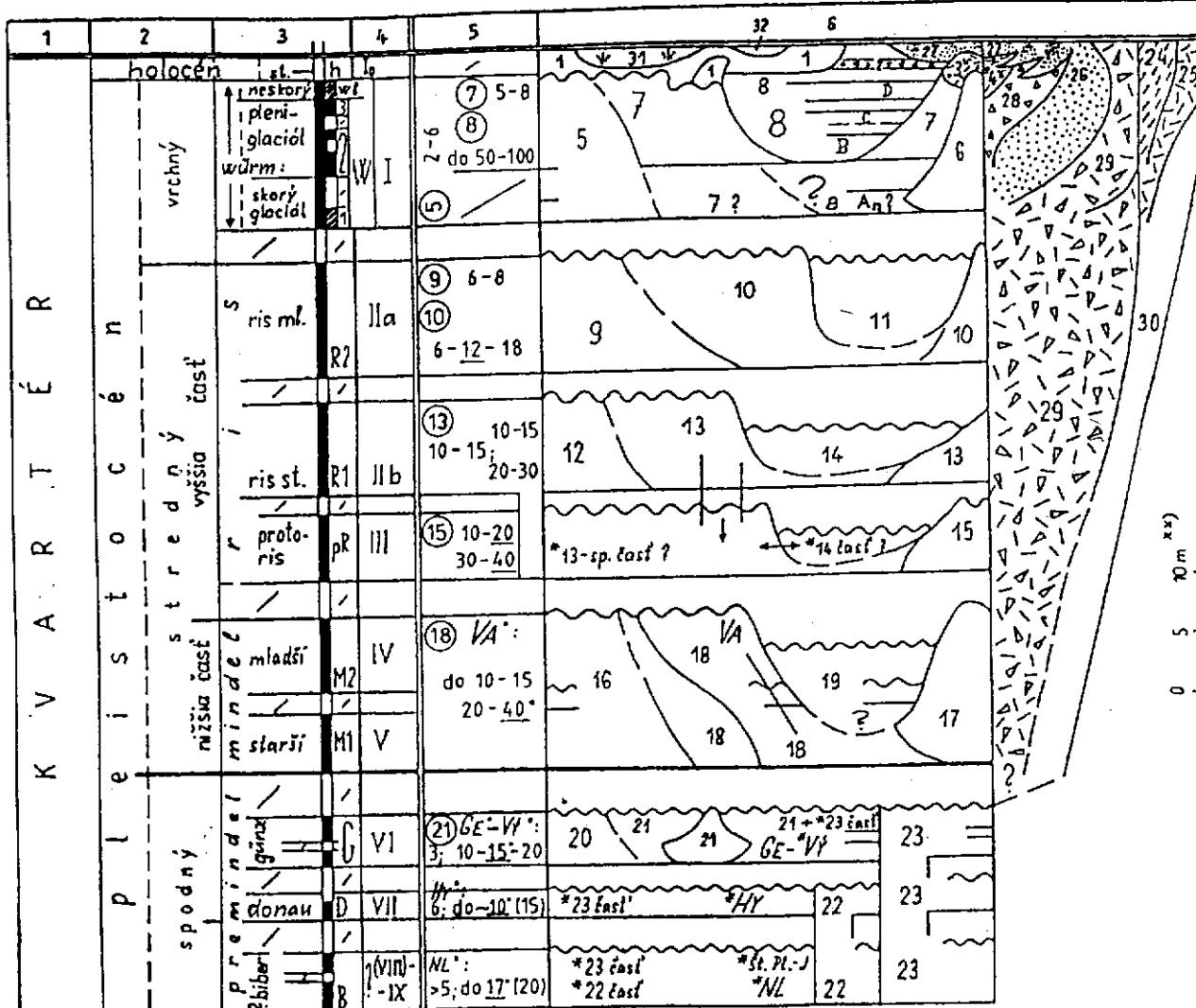
KVARTÉR REGIÓNU (REGIONALIZÁCIA A CELKOVÝ CHARAKTER)

Kvartér na slovenskom území regiónu Tatry mal rozdielny vývoj predovšetkým podľa príslušnosti k jednotlivým celkom morfogenetickej regionalizácie oblasti (pozri schému a prehľad morfografického rozdelenia územia predkladanej mapy na obr. 5).

Jadrom zmapovaného regiónu Tatry je vlastné pohorie (veľhorského charakteru), ktorého obidve základné geologické pásmá (regionalizačne ako kryštalické a vápencové Tatry) zasahujú v obidvoch úsekoch (Západné a Východné Tatry) zo Slovenska aj na územie Poľska. Pre kvartér sú najdôležitejšie (najmä na Slovensku) príahlé okrajové pásy z oboch tzv. predpolí Tatier. Ide o predpolie južné (liptovsko-popradské, spojené do celku Podtatranská kotlina a ležiace v celom rozsahu na Slovensku), ako aj o predpolie severné (oravsko-zakopansko-ždiarske, tvoriace tzv. Podtatranskú brázdu), ktoré z veľkej časti leží v Poľsku.

V úseku Vysokých Tatier morény a morénové sedimenty presahujú z dolín až za južnú úpätnicu, na južné predpolie, kde budujú základ charakteristického vyššieho predhorského stupňa reliéfu (v regionalizácii ako Tatranské pohorie). Nie je to dané iba silnejším začadenením viac tektonicky vyzdvihnutej kryhy Vysokých Tatier, ale aj vytvorením čiastkového kvartérneho grabenu v kotlinе priamo pozdĺž južného úpäťa Vysokých Tatier. Subsidujúca prepadlina bola postupne tektonicky diferencovaná a vyplnená mimoriadne mocným (až vyše 400 m) a viacgeneračným súvrstvím glacifluviálnych, a najmä glacigénnych (morénových) sedimentov z vysokotatranských kotlín.

Naopak, v južnom i severnom predpolí Západných Tatier, v ktorých sú morény iba vo vnútri glaciálnych dolín, sa obdobný graben nevytvoril. Postupné etapovité poklesávanie celej Liptovskej kotliny voči Tatram podmienilo taký vývoj kvartéru, pri ktorom sa formovalo predpolie bez dosahu ľadovcov, sedimenty sa ukladali "klasickým" terasovým vývojom. Akumulovali sa glacifluviálne priúpätné kužele. Potoky z dolín Západ-



Obr. 5 Litostratigrafická kolónka kvartéru regiónu Tatry (R. Halouzka, 1992)

Kolónky:

1 — eratém a útvary; 2 — oddelenie (s pomocným členením); 3 — názvy a skratky klimatostratigrafických stupňov, pri vývrate navyše aj s pomocným členením stupňa, čiže glaciálu a spodstupňami, čiže štadiámi; grafická kolónka klimatických výkyvov 1. rádu (glaciálne—interglaciálne, zodpovedajúce stupňom), pri würme aj 2. rádu (štadiálne—interštadiálne, ekvivalentné podstupňom); 4 — morfostratigrafia terás (systém); 5 — hrúbky sedimentov (v metroch); 6 — lithostratigrafická kolónka.

Vysvetlivky:

- x) na území Slovenska a poľské celky: Tatry (Západné a Východné), okraj Podtatranskej kotlinky (Liptovskej a Popradskej), Podtatranská brázda
- xx) v približnej mierke hrúbok sú pleniglaciálne, glacifluviálne (gf) sedimenty
- *) vrstvy na mape (t. j. plošne) z príslušnej vysvetlivky (značky) neodlišené!
- .) stratotypy

ných Tatier a terás tokov prinášali z východu až do predpolia Západných Tatier granitoidný materiál (z Tichej a Kôprovej doliny).

STRATIGRAFIA

Vo vlastnom pohorí Tatier je vnútrohorský kvartér koncentrovaný najmä do glaciálnych dolín. Z ich glacigénnych sedimentov sú zachované výlučne morény posledného (P) zaľadnenia Západných Karpát. Pre obidva úseky Tatier platí lokálny názov zaľadnenia Štrbského Plesa. LUKNIŠ ho pre Vysoké Tatry označuje alpskou terminológiou (ako W zaľadenie). Tieto morény s rovnovekými štrkovito-blokovitými náplavmi glacifluviálnych klastík v dolinách priľeňujeme ku mladému pleistocénu (konkrétnie k poslednému, čiže würmskému glaciálu, ku stupňu würm). Vo všetkých dolinách sú často viac-menej prekryté najmladšími (pleistocénno-holocénnymi) kamenito-blokovitými svahovinami (sutiny, ich kužele a osypy, rôzne typy periglaciálnych a polygenetických akumulácií a ī.). V Roháčoch, Liptovských Tatrách a Vysokých Tatrách, hlavne v granitoidoch, je tento zjav výrazný a celkový objem kvartérnych klastík najväčší.

Južné predpolie Tatier má nielen stavebné odlišnosti kvartéru v jednotkových úsekoch Západných a Východných Tatier, ale i v jeho stratigrafii.

Predpolie na juhu Západných Tatier charakterizujú glacifluviálne (ojedinele aj fluviálne a proluviálne) hruboklastické náplavy akumulácií pleistocénneho veku. Stratigraficky najstaršie z nich sú rozsiahle zachované iba vo východnom úseku (Jakubovany–Pribylina–Podbanské).
←

Litologicko-morfostatigraphické jednotky: číslo značky v legende mapy, skratka v kolónke: 2 — nejednotkové samostatné vrstvy vyznievania jednotkového súvrstvia (ad 8) posledného zaľadnenia — sutinovo-morénové sedimenty tu neoznačených statických deglaciačných fáz (v etážach karov); 8 — súvrstvia morén Štrbského Plesa (zaľadenie Štrbského Plesa, čiže posledné) — vrstvy a morény štadií A_n (hypotet.), B (maxim.), C (postmaxim.), D (hlavné ústupové) a tu neoznačené štadium deglaciačných oscilácií (fáz); 11 — vrstvy rakytovských morén (rakytovské, čiže predposledné zaľadenie); 14 — vrstvy štôlskych morén (štôlske, čiže maximálne zaľadenie); 19 — vrstvy smokovských morén (smokovské, čiže staré zaľadenie); VA — vavrišovské vrstvy (vrstvy vavrišovských piesčitých štrkov); GE-VY — gerlachovsko-východnianske vrstvy (vrstvy gerlachovsko-východnianskych štrkov a pieskov); HY — hybské vrstvy (vrstvy hybských pieskoštrkov); NL — novolesnianske vrstvy (vrstvy novolesnianskych pieskov); Št. Pl-J — detto vrstvy na lokalite Štrbské Pleso-juh

Náplavy prináležia stupňom spodného (starého) pleistocénu tak nečleneného (vysoké či až plošinové terasy Belej v medziriečí Belá–Hybica, smerujúce na JZ od Malej Pálenice), ako aj spodného pleistocénu členeného. Príslušnosť citovaných terasových akumulácií k Belej potvrdzuje ich poloha i petrografické zloženie (granitoidy z Vysokých Tatier), glacifluviálny pôvod zasa litologický charakter ich hruboklastických navetraných sedimentov. Preto aj tieto akumulácie Belej dokladajú existenciu najstarších začadnení dolín Vysokých Tatier (spodnopleistocenných čiže premindelských).

Stredný pleistocén južného západotatranského predpolia je na mape zastúpený výrazne v celom svojom rozsahu. Staršie stupne (mindelské) nájdeme v náplavoch Belej (na ľavobreží v úseku Podbanské–Liptovská Kokaľa, ktorý prísluší podcelku Hybská pahorkatina). Rovnoveké akumulácie a akumulácie mladších strednopleistocenných stupňov (na mape ris mladší, ojedinele na okraji aj starší ris) predstavujú aj náplavy potokov priamo z dolín Západných Tatier. Vyskytujú sa v západnom úseku akumulačného južného predpolia Západných Tatier na mape (t. j. medzi obcami Jalovce–Žiar a osadou Konská v Liptovskom Ondreji). Napokon ojedinelé zvyšky starších morénových sedimentov (z predposledného, a najmä maximálneho začadnenia, ktoré patria risským stupňom stredného pleistocénu) sa uchovali len tesne pri vyústeniach Bystrej, a predovšetkým Kamenistej doliny.

Naostatok v najmladšom sedimentačnom cykle (mladý pleistocén, würm) sa na území celého južného predpolia Západných Tatier vytvorili terajšie najnižšie náplavové kuže, nízke terasy a nivné štrkové výplne dna dolín potokov priamo z pohoria i riečky Belej.

Južné p r e d p o l i e V y s o k ý c h T a t i e r na geologickej mape zastupuje kvartér už citovaného stupňa Tatranské podhorie. V tomto celku leží väčšina celotatranských stratotypových lokalít kvartéru. Ide o tektonicky i erózne priečne rozčlenené hrubé súvrstvia kvartéru, ktorých povrchovú geológiu určujú prevažne sedimenty glacigénne (morénové) a glacifluviálne. Stratigraficky je to najmä sústava morén z posledného (P) začadnenia (t. j. začadnenia Štrbského Plesa, zastúpeného tzv. súvrstvím morén Štrbského plesa, stupeň würm), v menšej miere denudované zvyšky morén maximálneho (MX) začadnenia (t. j. štôlskeho, jednotkou sú tzv. vrstvy štôlskych morén, stupeň ris starší). Zriedkavé sú tu zvyšky morén predposledného (PP) začadnenia (t. j. rakytoveckého, jednotkou sú vrstvy rakytoveckých morén, stupeň ris mladší); ojedinelý výskyt napokon majú denudačné zvyšky pokryvu rozvetraných granitoidov morénových klastík z čias

starého (S) zaľadnenia (t. j. smokoveckého, zaradeného do mindelských stupňov a prezentovaného tzv. vrstvami smokoveckých morén).

Všetky spomenuté stupne glaciálnej stratigrafie Tatier tu majú aj glacifluviálne analógy (príslušné stupňom plenipleistocénu). Navyše sú nepriamymi glacifluviálnymi indikátormi najstarších (staropleistocénnych) zaľadnení Vysokých Tatier. Na mape sú zachytené štrkové až piesčité (rozsypovo-piesčité) akumulácie glacifluviálneho charakteru, vyskytujúce sa najmenej v troch generáciách na južnom predpolí Vysokých Tatier. Sú to tieto litostratigrafické jednotky (v poradí od najmladších): vrstvy gerlachovsko-východnianskych štrkov a pieskov, vrstvy hybských pieskoštrkov a vrstvy novolesnianskych pieskov; priraďujeme ich k staropleistocénym alpským stupňom gunz, donau a ?biber.

Proveniencia všetkých sedimentov kvartéru na južnom predpolí Vysokých Tatier je z vysokotatranských dolín (v podstate autochtónna – na rozdiel od východného úseku južného predpolia Západných Tatier – s náplavmi vysokotatranskej rieky Belá).

S e v e r n é p r e d p o l i e T a t i e r (Podtatranská brázda) na slovenskom území mapy je malé. Okraj Západných Tatier lemuje v tzv. Zuberskej brázde (v kotlinke Studeného potoka Zuberec–Habovka a v oravickej kotlinke Oravice–Bobrovce) najmä glacifluviálny kvartér z Roháčov a Osobitej ("Oravíc"), stratigraficky stredno- a mladopleistocénny (stupne mindel, protoris, ris starší a mladší, würm).

V predpolí koncového úseku Východných Tatier na Slovensku (v tzv. Ždiarskej brázde) je hlavne ústové medziriečie Bielej vody a Javorinky na okraji Vysokých Tatier, kde lemuje kopce skupiny Skorušiniak (k. 978) glacifluviálny kvartér podobného veku ako aj staré (?maximálne, MX – ris starší) morény na svahovej terase a kde navyše vrcholové plošinky (kopce Skorušiniak a Chovancov vrch) majú reziduá veľmi starých glacifluviálnych štrkov z granitoidov (?dona). Napokon najmladšie dve generácie glacifluviálnych náplavov sú ešte v doline Ždiaru (potok Biela so zdrojnicami) na okraji Belianskych Tatier.

Kvartér nečlenený (holocén)

Patria sem rašelinové a travertíny, obvykle holocénne, ale aj svahové deluviálne a deluviálno-fluviálne sedimenty.

32 v Sladkovodné vápence (travertíny, penovce) – kvartér

Ojedinelé výskyty v regióne – v území "Brezové" v pramennej oblasti Hlbokého potoka (na západ od Štrby).

31 r Rašeliní – kvartér (prevažne holocén)

V rámci mapy je na slovenskom území regiónu viacej výskytov (takmer všetky na južnom predpolí Vysokých Tatier). Na liptovskom predpolí Západných Tatier sú dve drobné rašeliniská (vrchoviskového typu) pri južnom konci mezozoického ostrova kopca Suchý hrádok k. 1204 (na SV od Pribyliny), naložené na najmladšom náplavovom kuželi. Oravské predpolie Roháčov má v Zuberci plytké rašelinisko "Medzi bormi" (na glacifluviálnom náplavovom kuželi).

Početné sú rašeliniská na južnom predpolí Vysokých Tatier (na povrchu rôznych glacifluviálnych náplavov a mladých morén – napr. v južnom okolí Štrbského Plesa a inde).

Z rašelinísk Tatier boli palynologicky spracované (KRIPPEL, 1986) rašeliniská lokality pri Štrbskom Plese (holocén, atlantik až subatlantik) a Tatranský Domov (preboreál–subatlantik), resp. Podspády, na poľskej strane Tatier sú spracované rašeliniská z doliny Suchej Wody (OBIDOWICZ, 1985).

30, 29, 28, 27, 26, 25, 24 Svalové sedimenty (splachy a svalové hliny, sutiny a sutinové kužeľe, periglaciálne blokoviská a polygenetické akumulácie, svaloviny vcelku). Deluviálne, zväčša hruboklastické pokryvy na svahoch v dolinách Tatier (všeobecné rozšírenie).

23 Starý (spodný) pleistocén, reprezentovaný hrubými štrkmi až balvanovitými akumuláciami s výskytom blokov

Najstaršie, čiže staropleistocénne sedimenty kvartéru v Tatrách sú zachované iba ako tzv. "preglaciálne" (premindelské) akumulácie glacifluviálneho charakteru. Boli uložené do formy terás a kužeľov (kužeľov agradovaných teleskopicky čiže terasovito, ale aj ako superpozičné výplne subsidujúcich depresií). Zachované staropleistocénne glacifluviálne akumulácie, vynášané tokmi prevažne z dolín južnej strany Vysokých Tatier, sa nachádzajú

na ich južnom predpolí. Príslušné terasy rieky Belej dokonca až na južnom predpolí Západných Tatier. Na severnom vysokotatranskom predpolí poznáme iba dva menšie izolované výskyty v blízkosti Lysej Poľany. V oblasti poľských Tatier analógy staropleistocennych glacifluviálov preukázateľne zistené neboli.

Zachované výskyty diskutovaných akumulácií v slovenskej časti regiónu Tatry po uskutočnení paleogeografickej rekonštrukcie prislúchajú k týmto tatranským dolinám: Tichá a Kôprová (vysoké terasy rieky Belej, prítoku Váhu), Važecká a Furkotská a k nim Mlynická. Z dolín povodia Popradu to boli Studená, Skalnatá (?) a Kežmarskej Bielej vody. Napokon na severe Vysokých Tatier (povodie Dunajca) ide iba o dolinu Bielovodskú (s bočnou Javorovou). Z toho vyplýva, že aspoň u týchto dolín Tatier možno konštatovať fakt ich začadnenia už v starom pleistocéne (!).

Staré glacifluviálne sedimenty Tatier podľa morfológie reliéfu i litofaciálneho vyhodnotenia v odkryvoch rozdeľujeme do troch generácií: na vrstvy novolesnianske, hybské a gerlachovsko-východnianske.

Na mape je väčšina staropleistocénneho glacifluviálu znázornená ako celok (vysvetlivkou č. 23). Len miestami (terasy Belej, Gerlachov, Dolný a Horný Smokovec–Nová Lesná, resp. na severe lokalita pri Lysej Poľane) bolo z neho možné kontúrovať mladšie akumulácie (vysvetlivka č. 21 – günz).

23 gf Glacifluviálne štrky až bloky (s pieskom) – premindel

Vysvetlivka č. 23 zahrnuje všetky staré glacifluviálne sedimenty Tatier na ich predpolí.

Rozšírenie nečlenených starých glacifluviálnych sedimentov na predpolí Tatier predstavujú na mape výskyty v nasledujúcom páse:

a) v Hybskej pahorkatine (Liptovskej kotliny) – konkrétnie zhruba od rozvodných plošín Belej a Bieleho Váhu (v terajšom medziriečí Belá–Hybe, čiže na území severne od Hybe a Východnej až po Podbanské);

b) na tzv. šrbský prah (medzikotlinový) pás pokračuje vysokými plošinami v bazéne najhornejšieho toku Bieleho Váhu i s jeho zdrojovými prítokmi (teda územím na S a SV od Važca);

c) ďalej pás výskytov prebieha územím vyvýšeného podhorského stupňa, a to na úseku od rozvodnice v šrbskom prahu v priestore severne od Tatranskej Štrby, ďalej na V až SV (s výskytmi v Hágoch, Novej Polianke, v Tatranskej Polianke a Smokovcoch, ako aj na chrbtoch v oblasti na V a SV od Tatranskej Lomnice).

Charakteristika sedimentov akumulácií je totožná s opismi čiastkových sedimentov tohto komplexu akumulácií (pozri vysvetlivky č. 22 a 21), ktorý iba u tejto vysvetlivky nie je mapérsky rozčlenený.

Na základe ľahko odvodzujeme aj genetickú príslušnosť týchto nečlenených sedimentov (glacifluviálne výnosy petrografickým zložením a úložnou polohou pochádzajú výlučne z vysokotranských dolín) a ich vek (nerozčlenený starý pleistocén, čiže premindel vcelku). Majú význam predovšetkým pre závery paleoklimatickej a paleogeografickej (indikujú inak nedoložené staropleistočenne zaľadnenia dolín Vysokých Tatier).

Vysvetlivky (č. 20, 21, 22, 23) sa zaobrajú sedimentmi prvej doby kvartéru, doposiaľ najmenej známej (starý pleistocén, čiže premindel). Je to doba pred nástupom vlastného glaciálneho pleistocénu, čiže plenipleistocénu. Rozdiel medzi obidvoma časťami či dobami kvartéru je osobitne výrazný práve v pleistocéne zaľadnených území, u nás najmä vo Vysokých Tatrách.

22 gf/b/-d Glacifluviálne rozvetrané štrky až bloky (zväčša pieskový rozsyp) – biber(?) až donau

Vysvetlivka je spoločná pre staršie (hybské) aj najstaršie (novolesnianske) vrstvy tatranského komplexu tzv. starých glacifluviálnych náplavov. Na mape je vysvetlivka 22 priamo vyznačená len pre kužeľové rezíduum plošín medzi Dolným Smokovcom a Novou Lesnou (Nová Lesná, bývalá pieskovňa – stratotypová lokalita novolesnianskych vrstiev), resp. na dvoch plošinkách pri Lysej Poľane (Chovancov vrch a Skorušiniak, asi ?hybské vrstvy). Na mape nevynáčtené výskytu analogických vrstiev (zakreslených v rámci vysvetlivky 23) potom predstavujú?: bývalá exkurzná lokalita Štrbské Pleso-juh (spodné a stredné vrstvy glacifluviálneho komplexu na lokalite, zodpovedajúce zrejme novolesnianskym a hybským vrstvám); ďalej už mimo mapy ležiaca exkurzná lokalita štrkoviska Hybe (stratotypová pre hybské vrstvy), resp. bývalá kongresová lokalita Nižné Hág (silne kaolinizované ?novolesnianske vrstvy).

Sedimenty novolesnianskych vrstiev ("vrstvy novolesnianskych pieskov") môžeme charakterizovať podľa lokalít Nová Lesná i Štrbské Pleso-juh (HALOUZKA, 1979).

Základnú zložku sedimentov tvorí piesok, zväčša ako pieskový rozsyp rozvetraných granitoidov. Je prevažne hrubozrnný (\varnothing 1–2–4 mm) a vcelku silne zasiltovaný (siltovité hliny sú hnědastosivé, intenzívne kaolinizované, ako tmeliaca medzerovitá zložka sedimentov alebo ako zelenkastosivé preplástky

a medzivrstvičky – najviac na lokalite Štrbské Pleso-juh). Siltové (prachovité) a pieskové frakcie tvoria spolu 50–60 % podiel v sedimentoch.

Siltovito-piesčitý základ sedimentu obsahuje vždy aj zložku štrkovú vo vedľajšom (podradnom až malom) frakčnom podiele. Zastúpené sú takmer výlučne granitoidy, prevažne silno zvetrané až rozvetrané (rozpadavé), z ktorých v stene po začistení obvykle ostáva len matrix pôvodných valúnov a obliakov. Popri granitech sú riedko prítomné aj rôzne kremence. Zrnitosť štrkovej zložky sedimentov je rozvetraním (aj postsedimentačne, *in situ*) značne pozmenená oproti pôvodnému stavu. V Novej Lesnej, vo vedľajšej čiže štrkovej zložke sedimentov, prevláda frakcia štrkov (\varnothing asi 1 cm) a drobných štrkov (\varnothing 1–2 cm) nad frakciami štrkov strednozrnných (\varnothing 2–5 cm) až hrubých (najčastejšie o 7–10 cm), len ojedinelý je výskyt blokov (o \varnothing max. 30 cm). V lokalite Štrbské Pleso-juh (v spodnej vrstve lokalitného komplexu) sú zo štrkov najčastejšie frakcie stredné až hrubé (\varnothing 2–5–10 cm).

Opracovanie valúnov i celková zrnitosná vytriedenosť sedimentu sú v analogických vrstvách oboch hlavných lokalít tiež odlišné (dobrá opracovanosť a vytriedenosť v Novej Lesnej, veľmi slabá v spodnej vrstve komplexu lokality Štrbské Pleso-juh). Rozdiely v zrnitosti a opracovaní štrkov a vo vytriedenosťi sedimentov sú prejavom rozdielnej dĺžky sedimentačného transportu.

Mineralogické zloženie piesčitej zložky sedimentov na oboch lokalitách (asociácie ľažkých minerálov, ďalej len TM) naznačuje to isté. V Novej Lesnej prevládajú opakové minerály, časté sú minerály skupiny epidot-zoizit a apatity, podradné sú chlorit, amfibol, biotit a zirkón. Asociácia TM v spodnej vrstve lokality Štrbské Pleso-juh má dominanciu skupiny epidot-zoizit nad menej častými opakovými minerálmi, časté sú minerály apatit, chlorit a biotit, sporadicky je amfibol.

Sedimenty tzv. vrstiev novolesnianských pieskov sú (podľa oboch lokalít) vcelku súdržné a mierne hlinito-tmelené (siltovými hlinami). Hrúbka akumulácie v Novej Lesnej dosahuje 17 m, spodná vrstva lokality Štrbské Pleso-juh bola odkrytá v hrúbke 5 m bez dosiahnutia jej bázy na podloží.

Opísaný celkový charakter sedimentov vrstiev poukazuje na oboch lokalitách na náplav najpravdepodobnejšie glacifluviálneho pôvodu, vynesený zo Studenej (Nová Lesná) a Mlynickej (Štrbské Pleso-juh) doliny. I pri možnosti resedimentácie ešte pliocénnych zvetralín ide nepochybne (podľa litológie i úložných pomerov) už o kvartérnu akumuláciu z počiatkov pleistocénu.

Sedimenty h y b s k ý c h vrstiev ("vrstvy hybských pieskoštrkov") sú relatívne mladšie ako vrstvy doteraz opisované (tzv. novolesnianske).

Charakterizujeme ich podľa bývalej exkúznej stratotypovej lokality Hybe-štrkovisko a podľa strednej vrstvy komplexu bývalej exkúznej lokality Štrbské Pleso-juh.

Hybské vrstvy (lokalít Hybe a Štrbské Pleso-juh) sú sedimenty ako celok štrkovito-balvanovité a silno hlinito-piesčité, súdržné a mierne tmelené. V Hybe (stratotyp) sú štrky prevažne hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm), menej balvanovito-blokovité (\varnothing 15–25 cm, max. 30 až 40 cm). Oproti tomu na lokalite Štrbské Pleso-juh v analogickej strednej vrstve dominujú valúny veľmi hrubé až balvanovité (najčastejšie \varnothing 10–20 cm alebo menej, zriedkavé balvanovité obliaky majú \varnothing až 30 cm). Valúny sú tam takmer výlučne z granitoidov, poväčšine navetrané až silne navetrané (len sčasti rozpadavé), s veľkým podielom zväčša hrubšie piesčitých izolovaných zrn kremeňa z granitoidného rozsypu.

Stratotyp v Hybe má tiež prevahu zastúpenia granitoidov (zväčša silne navetrané a dobre opracované granite), ale podradne sa nachádzajú aj obvykle navetrané kremence a metakvarcity (typické osobitne pre hrubšie štrkové frakcie), zistené boli aj hnedasté pieskovce paleogénu a rôzne kryštalické bridlice. Izolované zrná kremeňa z rozsypu granitov sú najmä vo frakcii 2–4 mm. Spoločný podiel frakcií pieskov a siltov v sedimente tam dosahuje 51 %. Vytriedenosť sedimentu je veľmi slabá.

Asociácia ŤM v piesčitej zložke na lokalite Hybe (HORNÍ): dominujú opakové minerály, časté sú minerály skupiny epidot-zoizit, menej sa vyskytuje zirkón a amfibol, zriedkavé sú biotit a chlorit.

Stratotypový profil v Hybe mal odkrytú akumuláciu hrubú 1,5 m, pričom jej povrch je tam +55 m relat. nad tokom Belej (Hybice). Analogická stredná vrstva lokalitného komplexu Štrbské Pleso-juh je hrubá 6 m.

Opísané sedimenty hlavných lokalít "hybských vrstiev pieskoštrkov" svojou polohou, úložnými pomermi, litologickým charakterom a petrograficko-mineralogickým zložením svedčia o rozdielnej dĺžke sedimentačného transportu, náplavoch glacifluviálnej genézy a o prínose tokmi Mlynice (Štrbské Pleso-juh) a riečok Belej na rozvodí s Bielym Váhom (Hybe).

Poloha (pozícia) a stupeň navetrania valúnov hornín (granitoidov) poukazujú zasa v porovnaní s novolesnianskymi vrstvami na mladší vek hybských vrstiev, preto v alpskej škále zaraďujeme akumulácie oboch vrstiev do dvoch najstarších glaciálov starého pleistocénu (?biber a donau), s ktorými tak paralelizujeme dva najstaršie stupne miestnej tatranskej stratigrafickej škály kvartéru (novolesniansky a hybský) – pozri tab. 4 a 5.

21 gf Glacifluviálne štrky až bloky (s pieskom) – günz

Táto vysvetlivka (č. 21) – pri porovnaní s vysvetlivkou 22 – vyčleňuje z komplexu starých glacifluviálnych náplavov z Vysokých Tatier relativne mladšie (ak je vôbec možné vek upresniť).

Výskyty sú na predpolí Tatier. Z vyčlenených mladších členov náplavov bolo možné na mape okontúrovať (t. j. zakresliť priamo pod značkou č. 21) tieto:

- a) príslušnú terasovú akumuláciu Belej na pravobreží (pri Pribyline) i ľavobreží (pri Liptovskej Kokave – s bývalou kongresovou lokalitou LUKNIŠA z r. 1968 a 1973);
- b) plochý štrkový kužeľ severne od Gerlachova (s hlavnou stratotypovou a exkurznou lokalitou Gerlachov-pieskovňa);
- c) akumuláciu podobného kužeľa medzi Horným Smokovcom a Novou Lesnou.

Navyše v superpozičnom komplexe troch kužeľových akumulácií v oblasti južne od Štrbského Plesa (oblasť s bývalou exkurznou pieskoštirkovou lokalitou Štrbské Pleso-juh) sme zistili na mape neokontúrovateľnú rovnovekú glacifluviálnu akumuláciu vo vrchnej polohe komplexu (v hĺbke 0–2,50 m). Jej výskyt na mape preto vyznačuje značka bližšie vekove nečlenená (č. 23).

Sedimenty akumulácie vcelku označujeme ako gerlachovsko-východnianske (štrky a piesky). Na území mapy boli študované najmä na lokalite Gerlachov (predtým aj Štrbské Pleso-juh). V Gerlachove je to asi 14 m hrubé súvrstvie štrkov a pieskov, tvorené takmer príznačne navetranými, výlučne granitoidnými horninami s hojným piškovo-zrnným rozsypom žúl a obsahom siltovitej frakcie v tmeliacej hmote sedimentu. Z ďalších hornín sú tu zriedkavé valúny viacerých typov kremencov a i.

V bývalej lokalite Štrbské Pleso-juh vrchnú akumuláciu (2,5 m) tvorí sivastý zelenohnedý siltovitý piesok (s hrdzavými a čiernymi polohami) s prepláštiami piesčitých siltov a zvetranými valúnmi.

Akumulácia prevažne žulových štrkov a pieskov v podtatranských kužeľoch a terasách aj svojou morfopozičiou v stupňovitej sukcesii foriem a polohou pod najstaršími známymi morénami poukazuje ešte na starý pleistocén. Litológia sedimentov akumulácie má charakter starého glacifluviálneho výnosu z tatranských dolín (silné navetranie, slabá vytriedenosť i opracovanosť). Z uvedeného sa odvodzuje pre akumuláciu bezprostredne predmindelský vek (günz). V Tatrách tento mladší staropleistocénny stupeň v lokálnej stratigrafickej škále nazývame najnovšie ako stupeň gerlachovsko-východniansky.

Tab. 4 Oblastná stratigrafická škála vývoja kvartéru v Tatrách (slovenská časť)
(R. HALOZKA, 1991)

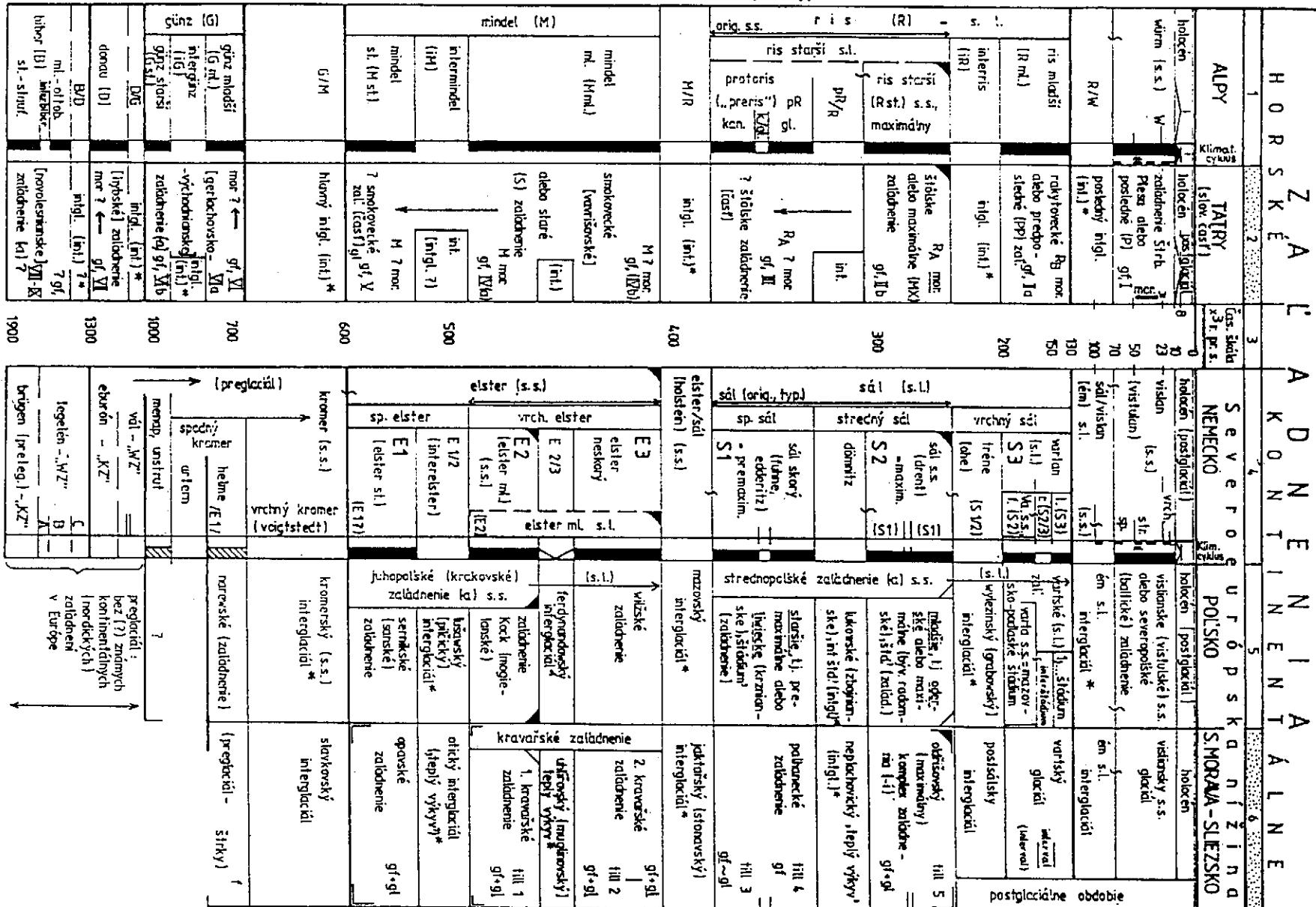
Tatry — starý pleistocén (premindel)		
Zaľadnenia (vývoj): ¹⁾	Klimatostrati- grafia: ²⁾	Komplexná stratigrafia (litostratigrafické jednotky): ³⁾
— zaľadnenie (?) ...	— glaciál ...	novolesniansky stupen (vrstvy novolesnianskych pieskov, ? gf) T IX + VIII
— zaľadnenie ...	— glaciál ...	hybský stupen (vrstvy hybských pieskoštrkov, gf) T VII
— zaľadnenie ...	— glaciál ...	gerlachovsko-východniansky stupen (vrstvy gerlachovsko-východnianskych štrkov a pieskov, gf) T VI
Tatry — plenipleistocén (stredný a mladý pleistocén)		
smokovské zaľadnenie (staré — S)	— glaciál (M)	smokovský stupen (vrstvy smokovských morén, vrstvy vavrišovských piesčitých štrkov — gf terasové akumulácie T V + IV)
štôlske zaľadnenie (maximálne — MX)	— glaciál (R _A , max.)	štôlsky stupen (vrstvy štôlských morén, gf terasové štrky akumulácií T III a IIb)
rakytovské zaľadnenie (predposledné — PP)	— glaciál (R _B)	rakytovský stupen (vrstvy rakytovských morén, gf terasová štrková akumulácia T IIa)
zaľadnenie Štrbského Plesa (posledné — P) 3 štádiá, 3 (+2) fázy	— glaciál (W)	stupen Štrbského Plesa (súvrstvie morén Štrbského Plesa; gf dnová štrková akumulácia I) <hr/> (h ¹)

¹⁾ Názvoslovie geologicko-klimatického vývoja zaľadnení (kategórie a názvy). V starom pleistocéne sú názvy odvozené nepriamo (od gf jednotiek).

²⁾ Klimatostratigrafické názvoslovie (kategórie, názvy a skratky).

³⁾ Komplexnostratigrafické názvoslovie (názvy a kategórie).

Tab. 5 Základná glaciálno-stratigrafická korelácia kvartéru v Tatrach s oblasťou strednej a severostrednej Európy



Vysvetlivky k tabuľke 5

Poznámky:

I) kujawské (severomazovské) alebo vkranské

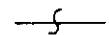
*) obdobia medzi začadneniami

Skratky:

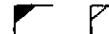
l. (S 3)	lausitz (lužické štadium), sál 3 al. S 3	členenie podľa A. G. CEPEK, 1975
r. (S 2/3)	rügen (rujanské interštádium), S 2/3	
f. (S 2)	fläming, S 2	
(S 1/2)	sál 1/2	
(S 1)	sál 1	
(E 2)	elster 1, 2	
(E 1 ?), (E 1)		

gl.	glütsch	mor.	morénové sedimenty
kan., k.	kander	gf	glacifluviálne sedimenty
ottob.	ottobeuren	gl	glacilimnické sedimenty
stauf.	staufenberg	f	fluviálne sedimenty
ml.	mladší	VI	gf akumulácia terasy VI
st.	starší	"KZ"	"Kaltzeit" (chladné obdobie — nie glaciálne)
intgl., intštd.	interglaciál, interštadiál	"WZ"	"Warmzeit" (teplé obdobie)
int.	interval		

Značky



smer rozšírenia v jednotkách s. l.



maximálne začadnenia



klimatický cyklus — obdobia začadnení

Kľúč k kolónkam:

Kolónky sú zostavené autorom (1991):

kolónka č. 1 (Alpy): podľa viacerých literárnych prameňov, upravené autorom

kolónka č. 2 (Tatry): podľa autora (originál)

kolónka č. 3 (časová škála): podľa údajov z literatúry, upravené

kolónka č. 4 (Nemecko): predovšetkým podľa A. G. CEPEK, 1968, 1975, L. EISSMANN, 1975, 1984, resp. V. ŠIBRAVA, 1980 et al.,

upravené

kolónka č. 5 (Poľsko): podľa E. RÜHLE (edit.) et al., 1973, J. E. MOJSKI, 1982, 1985, L. LINDNER, 1984 ET AL., upravené

kolónka č. 6 (severomoravsko-sliezská oblasť): podľa J. MACOUNA (1980, 1985, 1987, 1989)

20 šg Fluviálne štrky a reziduálne štrky – günz

Ide o štrky až reziduálne štrky vybiehajúcej plošinky v priestore asi 1 km na SV od "horného" okraja obce Jakubovany (nad dolinou potoka Trnovec). Pozične možno usudzovať najskôr na tzv. vysokú terasu (najmladšiu v tejto skupine terás).

Stredný pleistocén (staršia časť)

Je to začiatok plenipleistocénu (v kvartéri hlavná zmena v morfogeologickom vývoji regiónu Tatier). Plenipleistocénny kvartér je pre oblasť Tatier najvýznamnejší a najcharakteristickejší.

Staršiu časť stredného pleistocénu zastupujú v regióne stupne (glaciálny) mindelské, na mape znázornené ako celok. Na geologickej mape v poľskej časti regiónu sa nevyskytujú.

19 g Glacigénne morénové sedimenty – mindel

Najstaršie známe morény Tatier boli zistené (podľa LUKNIŠA) v troch izolovaných výskytoch na južnom úpätí Vysokých Tatier – v miestach ústia najväčších dolín z pohoria:

1. pravobrežne pod vyústením Studenej doliny (ako badateľný zvyšok valu od chrbta Hrebienka po cestu Slobody v Hornom Smokovci; je to stratotypový výskyt s bývalou kongresovou a exkurznou stratotypovou lokalitou Pekná Vyhliadka v Hornom Smokovci),

2. ľavobrežne pred výstupom Mengusovskej doliny z pohoria (vysoký chrbát smerujúci od rázsochy Pod Ostrvou až po Cestu Slobody v úseku povyše Vyšných Hágov),

3. ľavobrežne pod ústím Kôprovej doliny z pohoria (od Veľkej Pálenice po Podbanské).

Pod názvom smokovské morény sústreďujeme všetky spomenuté výskyty najstarších morén. Ide o sedimenty zväčša až silno navetraných (zriedkavejšie až rozpadavých) granitoidných klastík. Sú takmer neopracované (hranaté), rôznej veľkosti zrna (veľmi slabo vyradené). Na Peknej Vyhliadke prevláda frakcia hrubá až veľmi hrubá (\varnothing 5–10–15 cm), príznačná je značná prímes (50 %) rozsypových pieskov a siltovitých hlín (s úlomkami granitov

a s izolovanými zrnamí kremeňa). V asociácii ťažkých minerálov (podľa HORNIŠA) dominujú opakové minerály, časté sú minerály skupiny epidot-zoizit, menej početný je biotit a chlorit, zriedkavý je granát. Na typovej lokalite je akumulácia morén asi 4 m hrubá, no hrúbka ostatných výskytov denudačných zvyškov najstarších morén nie je zistená a ani geneticky pôvodná.

Litofaciálne je možné identifikovať u sedimentov morénový genotyp, hoci morénové formy sú už zotreté. Morfopozične na okraje zvyškov morény v Hornom Smokovci čelne i z boku nasadajú veľmi staré (staropleistocénne) glacifluviálne štrky. V ďalších výskytoch (Pod Ostrvou až Cesta Slobody povyše Vyšných Hágov, a najmä od Veľkej Pálenice po Podbanské) majú staré morény z boku vrezané zvyšky valov morén o niečo menej starých, predstavujúcich maximálny dosah zaľadnenia v Tatrách. Takto podľa morfopozičnej i materiálovej podobnosti kladieme (zhodne s LUKNIŠOM) všetky tri výskyty najstarších morén Vysokých Tatier približne do jedného geologického obdobia – do začiatkov plenipleistocénu (t. j. do okruhu mindelských glaciálov v alpskej škále, čo v Tatrách zodpovedá tzv. smokovskému čiže starému zaľadneniu).

Paleogeograficky dôležité sú sedimenty nepriamych indícii (t. j. výnosy glacifluviálnych štrkových akumulácií) tohto smokovského zaľadnenia dolín Tatier. Významné sú najmä pre Západné Tatry (poukazujú na vtedajšie zaľadnenie dolín Žiarska a Jalovecká, na severe Roháčska), kde sa morény starého (S) zaľadnenia nezachovali. Vo Vysokých Tatrách sa takéto nepriame indície smokovského zaľadnenia podobne vzťahujú navyše (t. j. okrem indícii priamo z morén) aj na doliny, pred vyústením ktorých sa vtedajšie morény nezachovali. Konkrétnie sú to doliny: Tichá (podľa náplavov Belej), Važecká, Furkotská, Mlynická, Batizovská, Velická, dolina Kežmarskej Bielej vody a Javorová dolina. Priamo morény potom dokladajú smokovské zaľadnenie v Kôprovej, Mengusovskej a najmä v Studenej doline Vysokých Tatier.

18 m Glacifluviálne piesčité štrky až bloky – mindel

Na slovenskom území geologickej mapy regiónu sú tieto hrubo štrkovité až balvanovito-blokovité sedimenty (s rôznym podielom piesku a rozsypu) zachované v početných zvyškoch plochých kužeľov na predpolí Tatier, a to takmer výlučne pozdĺž južnej strany pohoria. Ich výskyty pri analýze rozmiestnenia (orientácie), foriem a charakteru sedimentov nám poskytli veľmi významné podklady pre rekonštrukciu zmien sedimentačno-paleogeografického vývoja v dôsledku aktivity kvartérnej zlomovej tektoniky. Najvýraznejšie to

badať v priúpätnom páse južného okraja Západných Tatier (aj vrátane štrbského prahu, ktorý sa nachádza už pred vysokotatranským počiatočným úsekom skupiny Kriváňa). Na *juhu* sa sústreduje drvivá väčšina výskytov.

1. Považské predpolie Západných Tatier:

a) výskyt v 2–3 stupňoch na S od Smrečian (vtedajšie pravobrežné sedimenty potoka Jalovčianka z Jaloveckej doliny Tatier, smerujúceho vtedy z horskej doliny ku Smrečanom do terajšej doliny potoka Smrečianka;

b) výskyt v 2 stupňoch na SSZ od Liptovského Ondreja (vtedajšie pravobrežné sedimenty potoka Smrečianka zo Žiarskej doliny Západných Tatier, smerujúceho vtedy z pohoria ku Liptovskému Ondreju do dnešnej doliny potoka Trnovec).

2. Považské predpolie krivánskej skupiny Vysokých Tatier:

a) výskyty na S od Važca, a to v súčasnej doline Belianskeho potoka a hlavne v terajšej doline Mlyničnej (resp. tiež Soliskovej) vody. Sedimenty vtedajšieho toku z Važeckej doliny Vysokých Tatier pretekali na východnej strane okolo mezozoického chrbta Hrádok (1138 m) ďalej na J k Važcu do Bieleho Váhu;

b) výskyty na SV od Važca – sedimenty hlavnej zdrojnice Bieleho Váhu z Furkotskej doliny (Furkotského potoka), ale aj niekdajšieho toku Mlynice (!) z Mlynickej doliny Vysokých Tatier.

3. Popradské predpolie Vysokých Tatier:

výskyty sedimentov vo zvyškoch kužeľov vynesených priamo pred ústia južných tatranských dolín – najmä Mengusovskej (!), Batizovskej, Velickej, potom Studenej a doliny Kežmarskej Bielej vody.

Na severu slovenských Tatier analogické akumulácie predstavujú len 2 malé výskyty. Štrková teraska ľavobrežnej Javorinky na predpolí pri Podspádoch (výnos z Javorovej doliny Vysokých Tatier) je prvý z nich. Druhým sú reziduálne štrkovito-blokovité sedimenty najvyššej plošinky zubersko-habovskej sústavy glacifluviálnych kužeľov rovnomennej kotliny Studeneho potoka, akumulované pod vyústením Roháčskej doliny Západných Tatier (Roháčov), a to pri oravskom skanzene Zuberec-Brestová. Hrúbky akumulácií (ak sú zistené) miestne varírujú od reziduálnych (Zuberec) až po rádove 10–15 m i viac.

Litologický charakter sedimentov je jasne glacifluviálny, horninové zloženie klastík (okrem úložnej polohy náplavov) ukazuje na výnosy z príslušných dolín. Priamy kontakt s izolovanými vzácnymi zvyškami najstarších zachovaných morén Vysokých Tatier (smokovských, z doby tzv. starého čiže S zaťaženia) sa neuchoval, ale komplexné geologicko-morfo-

logické analýzy akumulácií v ich úložných sukcesiách a litológia ich sedimentov nám umožnili časovú paralelizáciu so starými morénami, začlenenými do okruhu mindelských glaciálov (pozri nasledujúcu vysvetlivku).

Glacifluviálne akumulácie tohto veku na južnom predpolí Tatier sa pod stratotypovej lokality Vavrišovo-štrkovisko (zdvojená akumulácia piesčitých štrkov hrubých až balvanovitých, s bázou +16 až 18 m nad tokom Belej), ktoré už leží južne od hranice mapy Tatier, označujú ako vrstvy vavrišovských piesčitých štrkov. V miestnej tatranskej stratigrafii kvartéru ich začleňujú do tzv. smokovského stupňa pleistocénu.

17 p Proluviálne zahlinené štrky – mindel

16 šm Fluviálne štrky a piesčité štrky – mindel

Proluviálne a fluviálne štrkovité akumulácie tokov sa na mape ojedine vyskytujú iba na južnom predpolí Západných Tatier. Sú to 2 výskyty na ľavobreží potoka Trnovec "nad" Jakubovanmi – vysoká terasová plošinu (1,5 ha) asi 0,5 km nad obcou a plochý denudačný zvyšok vysokého náplavového kužeľa (do 1 km) pod vyústením Trnoveckej doliny z pohoria (asi 2 km nad obcou). Dolina nemá znaky zaťaženia (bez ľadovcových foriem a sedimentov), v celej dĺžke predstavuje úzky a hlboký vrez toku.

Stredný pleistocén (mladšia časť)

V Tatrach a ich predpolí je to obdobie, v rámci ktorého bolo maximálne zaťaženie pohoria (s následnou agradačiou morén a glacifluviálnych náplavov a výraznou periglaciálnou sedimentáciou na svahoch).

Obdobie je v regióne zastúpené dvoma až troma stupňami (glaciálne risu, ktorých sedimenty sú na mape rozlíšené. Časté sú v slovenskej časti regiónu, v časti poľskej sú doložené len v niekoľkých výskytoch).

15 pr Glacifluviálne štrky – protoris ("preris")

V regiónoch s glaciálnym vývojom kvartéru na Slovensku (Tatry, Nízke Tatry) je tento najstarší risský stupeň doložený doteraz iba v glacifluviálnych náplavoch (kužeľoch, terasách), pretože v glaciálnej sedimentácii morén (ve-

Vysokých Tatrách) zatiaľ neboli preukázané. Chýbajú tu kritériá na jeho prípadné vyčlenenie v denudačných zvyškoch morén tzv. maximálneho (čiže hlavného risského) zaťaženia pohoria.

Na južných predpoliach Tatier (Západných i Vysokých) glacifluviálne akumulácie tohto stupňa zmapované a vyčlenené zatiaľ neboli. Preukázané sú iba na severe Tatier (Roháčov), a to na Orave v zubersko-habovskej sústave glacifluviálnych kužeľov Studeného potoka pod Roháčskou dolinou. Možnosť identifikácie bola daná vhodnou situáciou rozšírenia náplavov, lebo v doline Studeného potoka priamo a kontinuitne prechádza najnižšia zo sústavy troch kužeľových glacifluviálnych štrkových akumulácií potoka do fluviálnej štrkovej akumulácie tzv. hlavnej strednej terasy Studeného potoka (a to na dolnom okraji Habovky).

Čo do veku prostrednú štrkovú akumuláciu v zubersko-habovskej sústave glacifluviálnych kužeľov (pozíciou i habitom sedimentov bližšiu akumulácií najnižšej) takto možno preukázateľne zaradiť medzi obdobia tvorby tamoxej kužeľovej akumulácie vyšej (M) a najnižšej (R st.), teda do najstaršieho risu (= protoris, predtým "preris").

Zuberský výskyt kužeľovej akumulácie má 3 denudačné zvyšky: "podhorská" plošinka, malá vrcholová plošinka kopca Ivanov a plochý chrbát Chotár. Báza jej štrkov poklesáva v smere toku v rozpätí 870–850 m n.m. a ďalej od 810 do 790 m n.m., čo vcelku predstavuje relatívnu výšku +40 až 45 m nad súčasným tokom Studeného potoka.

Sedimenty akumulácie (povrchové výstupy) tu predstavujú štrky prevažne hrubé až veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm), do hĺbky zrejme i balvanovité (frakcia s \varnothing 15–25 cm), ktoré sú vcelku veľmi slabo vytriedené a stredne až menej opracované (valúny polozaoblené až poloostrohranné). Tvoria ich výlučne granitoidné horniny Roháčov, väčšina valúnov je čiastočne navetraná (živce). Popri valúnovej zložke jemnejšie zrnitostné frakcie nie sú preukázané.

Z uvedeného litofaciálneho charakteru sedimentov akumulácie je zrejmá ich glacifluviálna genéza a v spojitosti s morfopozičiou v kužeľovom systéme Studeného potoka aj vekové zaradenie (najstarší ris čiže protoris aplikovanej alpskej škály).

Na severe slovenských Západných Tatier v skupine Osobitej na "Oraviciach" je ďalší výskyt rovnovekej štrkovej terasy, a to najvyššej z terás Bobroveckého potoka, akumulovanej po vyústení z rovnomennej doliny do vnútrohorskej bobroveckej kotlinky. Terasové štrky ležia na plošinke na V od horárne Bobrovce. Podľa charakteru sedimentu a ďalších indícii možno už ide o náplav fluviálneho (?) typu.

14 rl; r Glacigénne morénové sedimenty – starší ris; ris

Sú to denudačné zvyšky starých morén štrkovito-balvanovitých sedimentov s blokmi, ktoré svojím rozšírením poukazujú na maximálny dosah zaľadnenia Tatier v tom čase. Táto skutočnosť sa výrazne prejavila na našej južnej strane pohoria (osobitne Vysokých Tatier), na severnej úboči Tatier v slovenskom i poľskom úseku sa tieto morény v maximálnom dosahu a na predpolí vyskytujú iba v Bielovodskej doline (doline Bialky), a to obojbrežne.

Prakticky všetky výskyty morén maximálneho zaľadnenia na našom území regiónu sú na južnom predpolí Vysokých Tatier. Zachované sú na predpolí týchto južných dolín Vysokých Tatier:

1. (T i c h á) a K ô p r o v á dolina; lokalita – Podbanské (dva obojbrežné výskyty čelnnej morény spojeného ľadovca).

Spojený sútokový splaz ľadovcov Tichej a Kôprovej doliny po vyústení z pohoria na predpolie.

2. V a ž e c k á a F u r k o t s k á d o l i n a; lokality – a) pod horským chrbotom Jamy k. 1572 (nižšie miernejsie polohy jeho jz. svahov, a to nad cestou Podbanské–Štrbské Pleso, asi čelná moréna važeckého splazu spojeného ľadovca); b) oblasť "Na Striedku", pod kopcom Rakytovec k. 1325 (pod spomínanou cestou, rozčlenená čelná moréna furkotského splazu spojeného ľadovca).

a)–b) Dva splazy koncov spojeného Važeckého a Furkotského ľadovca (alebo alternatívne dva divergentné koncové splazy Važeckého ľadovca...).

3. M l y n i c k á a M e n g u s o v s k á dolina; lokality ("veniec" výskytov okolo Štrbského Plesa) – a) západná strana Štrbského Plesa (vysoké výskyty bočnej morény Mlynického ľadovca); b) oblasť Hrádku (rozčlenená čelná moréna splazu Mlynického ľadovca na JJZ od Štrbského Plesa); c) oblasť "Vtáčnik" (cesta Štrbské Pleso–Tatranská Štrba) a ďalej pod úpätím Spáleného vrchu (k. 1221) a Varty (k. 1060) (rozčlenená čelná moréna splazu Mengusovského ľadovca na JV a ďalej na JV od Štrbského Plesa); d) na V od Štrbského Plesa (chrbát Pod Ostrvou od k. 1446 ku ceste Slobody – vysoký výskyt bočnej morény Mengusovského ľadovca).

a)–d) Dva splazy koncov spojeného Mlynického a Mengusovského ľadovca.

4. Dolinka potoka V e ļ k ý š u m (predtým Veľký Rinčový potok); výrazné valy staršej čelnnej morény v krátkej glaciálnej dolinke (visutý ľadovec s dĺžkou asi 1 km).

5. Š t ô l s k a a B a t i z o v s k á dolina; lokalita Nižné Hágy – Štôla (všetky nižšie od cesty Slobody) – a) vyvýšeniny ľavobrežia potoka Veľký

šum (pod cestou Slobody) až po Nižné Hágyp a severný okraj Štôly (sú to dva výskyty bočnej a dnovej morény Štôlskeho ľadovca pred sútokom); b) Nižné Hágyp-sever (dnová až bočná moréna Batizovského ľadovca pred sútokom); c) osada Štôla (dnová až čelná moréna Batizovského ľadovca od sútokového pripojenia Štôlskeho ľadovca) – najväčší dosah ľadovca maximálneho zaľadnenia od okraja pohoria v celých Tatrách vôbec!

a)-c) Ľadovce Štôlsky a Batizovský s koncovou spojeným sútokovým splazom.

6. Veľická dolina so Slavkovskou; lokalita Tatranskej Polianky-sever (všetky vyššie od cesty Slobody) – a) v doline Veľického potoka a nad Tatranskou Poliankou (rezíduá dnovej až čelnej morény Veľického ľadovca, a to východného z jeho dvoch rekonštruovaných koncov divergujúcich splazov...); b) v doline Slavkovského potoka (rezíduum morény prípojného Slavkovského ľadovca).

a)-b) Veľický ľadovec (dva koncovu divergujúce splazy), k jeho východnému koncovému splazu sa bočne pripájal menší Slavkovský ľadovec.

7. Studená dolina; lokalita – nižšie od Tatranskej Lesnej (nižšie od cesty Slobody, rezídua dnovej morény Studeneho ľadovca).

Studený ľadovec (spojené splazy Veľkej a Malej Studenej doliny), mierne divergujúce dva koncové splazy.

8. Skalnatá a Huncovská dolina; lokalita – vyššie (na SZ) od Tatranských Matliarov (vyššie od cesty Slobody, drobné rezíduá dnovej morény).

Koncový spojený splaz malých ľadovcov Skalnatého a Huncovského.

9. Dolina Kežmarské Biely vodý; lokalita – Kežmarské Žľaby (nad osadou a cestou Slobody, drobné rezíduum dnovej morény ľadovca doliny).

Čelný splaz ľadovca doliny.

Na južnom predpolí Západných Tatier z morén staršieho (maximálneho) zaľadnenia sú doložené iba ojedinelé zvyšky – výskyty tesne pred vyústeniami dvoch najvýchodnejších dolín, doliny Bystrej, a najmä doliny Kamenistej pri Podbanskom.

Severná strana Tatier má zo starších morén (zväčša zrejme z doby maximálneho zaľadnenia pohoria) zachované iba zriedkavé zvyšky na našom i poľskom úseku. V blízkosti hraničného prechodu Lysá Poľana je na predpolí doliny výskyt pravobrežnej bočnej až čelnej morény Bielovodského ľadovca. Vtedy predstavoval najväčší ľadovec (čo do dĺžky i hrúbky) pleistocénu Tatier vôbec.

V poľských Tatrách na predpolie dolín pohoria dosiahol iba výskyt sedi-

mentov staršej morény na plošine Hurkotne na ľavobreží Bialky (Bielej vody), v blízkosti poľskej strany prechodu Lysá Poľana. Všetky ostatné udávané staršie morény (staršie ako z posledného zaľadnenia) polohou ostávajú vo vnútri tatranských dolín. Je zaujímavé, že dosahom nepresahujú morény posledného (würmského) zaľadnenia. Raczkowski uvádza výskyt v týchto dolinách a lokalitách:

1. rezíduum morénového pokryvu na úboči (vysokej a visutej uklonenej plošinke) plochého chrbta Panienki nad dolinou Filipka (ale prínos morény bol ľadovcom doliny Bialky),
2. pokryv transfluentnej morény z doliny Gasienicowej (zdrojnice doliny Suchej Wody) do doliny Olczyskej, a to transfluentnej cez terajší rozvodový chrbát dolín (visutá a vyššia plochá úboč chrbta) v smere na Polanu Olczysku,
3. morénový pokryv na Dubrawiskách,
4. reziduálny morénový pokryv v doline Chocholowskej (sútoková plošinka nad sútokom s pravobrežnou dolinou (Starobocianskou).

Uvedené poľské výskytu starších morén patria severným dolinám Vysokých Tatier (dolinám Bialky a Suchej Wody), ostatné pochádzajú zo severných dolín západotatranských.

S e d i m e n t y v zachovaných zvyškoch starších morén na juhu Tatier predstavujú štrkovito-balvanovité sedimenty s častými blokmi (s \varnothing do 0,5–0,8 m i viac). Sú netriedené, často hranaté (až úlomkovité) a len nepatrne či málo opracované, s typickým i hlbším navetraním veľkej časti klastík. Zložené sú takmer výlučne z granitoidov (v západných výskytoch aj s obsahom metamorfitov v podobe kryštalických bridlíc a metakvarcitov, resp. kremencov). Formy morén bývajú často viac-menej zotreté, na povrchu terénu nachádzame denudačné zvyšky granitových blokov, alebo charakteristické izolované výskytu veľkých eratických blokov (\varnothing 1–2 m a pod.) na cudzorodom podloží.

Na severe Tatier sú v morénach klastiká viac polymiktné s pestrejším zložením. Okrem granitov kryštalických bridlíc a metakvarcitov je rôzny lokálny podiel mezozoických kremencov a karbonatických hornín.

U všetkých opísaných sedimentov, označovaných za "staršie morény", je ich glacigénny pôvod determinovaný typickou litológiou, úložnými pomermi i formami a rozmiestnením. "Staršie morény" sú v podloží morén posledného zaľadnenia. Presahujú pred čelá ich maximálnych morén. Prechodom do glacifluviálnych štrkov tzv. hlavného stredného stupňa (kužeľe a terasy stupňa IIb), ako aj primerane odlišeným stupňom navetrania hornín, je možné "staršie morény" označiť za staršie (aspoň) od morén posledného cyklu a za morény maximálneho dosahu zaľadnenia v Tatrách. Ďalej, podľa citovaného prechodu

do glacifluviálnych štrkov (akumulácií stupňa IIb) a podľa skutočnosti, že i morény rakytovecké (napr. v ich typovej lokalite) sú na "starších morénach" naložené, zaraďujeme ich ako maximálne zaťadnenie Tatier do staršieho risu (v zmysle aplikovanej alpskej škály).

Tieto sedimenty sme vyčlenili ako litologicko-morfostratigrafickú jednotku vrstvy štôlskych morén. V miestnej tatranskej stratigrafii je určujúca pre tzv. štôlsky stupeň v pleistocéne (=starší ris v Alpách) a tzv. štôlske čiže maximálne (MX) zaťadnenie. Typovým výskytom a lokalitou je bývalé štrkovisko v Štôle.

Zatiaľ nevyriešená je otázka, či tieto morénové vrstvy zahrnujú aj najstarší risský stupeň pleistocénu strednej Európy (protoris, "preris"). Je pravdepodobné, že iba v nich neboli zatiaľ rozlišený (podobne i v glacifluviálnych akumuláciach).

Pomery v poľských Tatrach sú pre závery zrejme analogické s našimi (tam s menším stupňom výskytu a zachowania najmä čelných morén). Niektorí autori (LINDNER-DZIERŽEK-NITYCHORUK, 1990) však aj najreprezentatívnejšiu morénu Hurkotne (dolina Bialky) zaraďujú ako postmaximálne štadium do posledného zaťadnenia (!), na čo niesu presvedčivých dôkazov.

Vrstvy štôlskych morén (MX zaťadnenia) Tatier už dnes nemajú zachované veľké rozšírenie, ale predstavujú (spolu s morénami posledného zaťadnenia (základné a oporné vrstvy pre riešenie stratigrafie (a do značnej miery i paleogeografie) kvartéru regiónu Tatry vôbec.

13 rl; r Glacifluviálne štrky až bloky – starší ris, ris

V regióne a na mape sú to vcelku najrozšírenejšie náplavy vôbec. Na južnom predpolí sú jediné miesta styku morénových sedimentov maximálneho zaťadnenia s glacifluviálnymi akumuláciami kužeľov a terás (asi na šiestich lokalitách v predpolí siedmich glaciálnych dolín Vysokých Tatier).

Výskyt týchto akumulácií je na južnom predpolí Západných Tatier na mape iba zriedkavý, a to pred glaciálnymi dolinami Jalovecká (nad Jalovcom, potok Jalovčianka), a najmä Žiarska (v Žiari, potok Smrečianka). Ojedinelé výskupy morén maximálneho zaťadnenia na južnom úpätí Západných Tatier nie sú kontinuitne naviazané na rovnoveké glacifluviálne akumulácie. Na severnej (oravskej) strane Západných Tatier (Roháče a Osobitá) sú ekvivalentné glacifluviálne štrkové náplavy vo výnosoch Studeného potoka z Roháčskej doliny (kužeľ pri Habovke v zubersko-habovskej kotlinke) a tiež Bobroveckého

potoka z rovnomennej doliny (veľký kužeľ oblasti Bobrovce-Oravice v bobroveckej kotlinke).

Dominujúce sú výskyty glacifluviálnych akumulácií tohto veku (v podobe rozčlenených kužeľov a terás) na južnom predpolí Vysokých Tatier. Nájdeme ich pred všetkými glaciálnymi dolinami južného úbočia pohoria.

Na severnej strane Vysokých Tatier na slovenskom území sú tieto akumulácie zachované vo výplavoch Javorinky (z Javorovej doliny) a Bielej vody (z Bielovodskej doliny) pred ich sútokom v blízkosti poľských hraníc (oblasť Chovancovho vrchu).

V hraniciach mapy na predpolí v Zakopanom sú aj počiatky strednej (hlavnej) glacifluviálnej akumulácie na Podhalsku (z celkových troch zistených). Podľa údajov (RACZKOWSKI senzu KLIMASZEWSKI a ī.) sú jej sedimenty (hrubé štrky s pieskami) všeobecne korelované s risským zaľadnením Poľských Tatier a stredopoľským kontinentálnym zaľadnením. Z toho vyplýva, že aj poľské výskyty akumulácie (prostredníctvom paralelizácie s maximálnym zaľadnením Tatier) sú rovnoveké s hlavnou glacifluviálnou akumuláciou Tatier na Slovensku (starší ris), ktorú aj LUKNIŠ pôvodne (1968, 1973a, 1973b) väčšinou označoval za nečlenený ris.

Pre datovanie sedimentov akumulácie u nás vo Vysokých Tatrách sú osobitne významné úložné pomery a celková geologická pozícia. Na niektorých lokalitách sú tieto glacifluviálne sedimenty v priamom styku s morénovými sedimentmi maximálneho zaľadnenia, do ktorých prechádzajú. V prehľade ide o nasledujúce lokality (morény – náplavy):

1. spojený ľadovec Važeckej a Furkotskej doliny – tok Biely Váh a Furkotský potok: lokalita v oblasti Na Striedku (pod kopcom Rakytovec k. 1325), styk 0,5–1 km južne od cesty Slobody (t. j. jej predĺženia na Podbanské),

2a, b. spojený ľadovec Mlynickej a Mengusovskej doliny (s čelom južne od Štrbského Plesa) – tok a) Mlynica (Malý Poprad) (!); b) Hincov potok (Poprad): a) lokalita Hrádok (do 1 km na JJZ od Štrbského Plesa); b) lokalita maxim. morény pod úpätím mladého morénového valu Spálený vrch k. 1221 (2 km na JV od Štrbského Plesa), priamo na styku morény s náplavmi je hg. vrt VTH-1 (!),

3. Ľadovec Batizovskej doliny – tok Batizovský potok: lokalita (výskytov morén) v oblasti Nižných Hágov a Štôly,

4. Ľadovec Velickej doliny – tok Velický potok: lokalita Tatranská Polianka (nad osadou),

5. Ľadovec Studenej doliny – tok Studený potok: lokalita Tatranská Lesná.

Sedimenty výskytov tejto hlavnej glacifluviálnej akumulácie vo Vysokých Tatrách predstavujú na slovenskom území (južné predpolie) prakticky výlučne z granitoidov pozostávajúce štrky. Sú prevažne hrubé a veľmi hrubé (\varnothing 5–10–15 cm), často s balvanmi i blokmi, s obsahom hrubého piesku, zväčša málo ováľané a zle vytriedené, najmä v blízkosti úpäťia Tatier, s textúrami typicky kužeľového výnosového materiálu z horských dolín (tu dolín glaciálnych), väčšina štrkov je mierne až stredne navetraná. Sedimenty glacifluviálnych akumulácií zachytilo aj niekoľko vrtov – najmä VTH-1 na JV od Štrbského Plesa).

Litologický charakter sedimentov v spojitosti s ich polohou voči horským glaciálnym dolinám dokladá ich genézu (glacifluviálnu). Stratigrafické zaradenie do alpského staršieho risu (hlavného) umožňuje pozícia foriem sedimentov v reliéfe, ich geologická pozícia (styk s morénovými sedimentami maximálneho zaľadnenia!), neprotirečí ani celkový stupeň navetrania štrkov.

12 řl Fluviálne štrky a piesčité štrky – starší ris

V tatranskej oblasti majú iba ojedinelý výskyt. Na mape je vyznačená (vyčlenená) terasová akumulácia granitových štrkov Belianskeho potoka v zníženine južne od Troch studničiek a pod kopcom Surovec (k. 1152). Tvorí stupeň v pozícii zodpovedajúcej najskôr hlavnej strednej terase tokov (s plochou asi 50 ha). Potok vytieká z krátkej dolinky Priehyba v pohorí, ktorej spád po úpätnicu Tatier je mimoriadne strmý (asi 1000 m výšky na 2 km). Dolinka Priehyba nemá príznaky zaľadnenia, preto periglaciálne výnosové štrky z nej majú proluviálno-fluviálny charakter (sú slabo vytriedené i opracované).

Takisto na úpäti Belianskych Tatier, priamo v osade Tatranská Kotlina, sú vekove analogické karbonatické terasové štrky miestneho potoka z pohoria, ktoré v miestach ešte pred spojením s glacifluviálnymi štrkmi potoka Biela treba charakterizovať ako proluviálno-fluviálne (výnos z nezaľadnenej dolinky). Rozhranie však nie je pre plynulosť prechodu medzi štrkmi zmapovateľné, a tak zmienené štrky nie sú na mape rozlíšené.

11 r2 Glacigénne morénové sedimenty – mladší ris

Tieto morény (zistené LUKNIŠOM) nemajú zatiaľ známy ekvivalent v poľskej časti Tatier. U nás sú doložené na južnom predpolí Tatier (zo Západných

Tatier 1 výskyt a z Vysokých Tatier na siedmich miestach). V Západných Tatrách ide o teleskopicky (terasovo) uloženú čelnú morénu z Kamenistej doliny (lokálne maximálneho dosahu!) na pravobreží doliny Belej pod Podbanským. Morény z Vysokých Tatier sa zachovali na týchto miestach:

1. čelná moréna (uložená sčasti tiež teleskopicky) ľavobrežia Belej na Podbanskom (akumulovaná ľadovcom už iba z Kôprovej doliny),
2. valy čelnej morény na SV od chrbta Rakytoviec k. 1325 (v západnom okolí Štrbského Plesa) ako typový výskyt (genéza ľadovcov z Furkotskej doliny),
3. moréna vklinená pod mladé morény (posledného zaťadnenia) pod Spáleným vrchom k. 1221 (v jv. okolí Štrbského Plesa), pôvod spojený ľadovcom Mlynickej a Mengusovskej doliny,
4. ľavobočný morénový chrbát s valmi pod Suchým vrchom k. 1795 v ústí Batizovskej doliny,
5. podobná moréna (pravobočný chrbát) v ústí Velickej doliny.
6. čelná moréna V Tatranskej Lesnej (končiaca pri ceste Slobody) na predpolí Studenej doliny,
7. moréna v ústí Skalnej doliny (priamo pod lanovkou).

Úložné pomer a forma. – V oblasti Podbanského sú čelné morény uložené zväčša teleskopicky (terasovite). Moréna Kamenistého ľadovca Západných Tatier je voči jeho bezprostredne staršej moréne (rl) vrezaná, a to dnes už bez zachovania kontinuity, no súčasne bočne nasadá na čelo rovnovekej morény (rl) spojeného ľadovca Tichej a Kôprovej doliny (na pravom brehu Belej). Zato čelná moréna samotného Kôprového ľadovca na jeho vlastnú bezprostredne staršiu morénu (rl) čelne nasadá, zarezala sa iba do boku jeho najstaršej morény (m); iba mladé morénové valy (w) sú do našej čelnej morény vrezané.

Diskutované morény v ostatných výskytoch predpolia Vysokých Tatier (v prehľade výskyty č. 2–7, t. j. od Rakytovca po ústie Skalnej doliny) potom vo väčšine na morény bezprostredne staršie (rl), nasadajú a naopak mladými morénami (presnejšie počnúc morénami maximálneho štadia posledného zaťadnenia) sú zasa sčasti prekryté.

Sediment opisovaných morén je štrkovito-balvanovitý, so značným podielom blokov (tie dosahujú \varnothing zhruba 0,5–1,0–1,5 m), nevytriedený, s málo opracovanými klastikami, až hranato-úlomkovitými. U väčšiny klastík, hlavne granitoidov, je navetranie nepatrné. Formy morén sú zachované.

Vek (stratigrafia) opisovaných morén udáva okrem charakteru a vzhľadu materiálu ich sedimentov predovšetkým geologicko-morfologická pozícia morén. Tá jednoznačne umožňuje konštatovať vek medzi tvorbou morén maxi-

málneho zaľadnenia (starší ris) a morén maximálneho štátia posledného zaľadnenia (teda vek starší ako počiatok würmu 2).

Vývoj názorov na stratigrafii. – LUKNIŠ (1968, 1973a, 1973b a ī.) kládol rakytovské morény do predmaximálneho štadiálu würmu 1. Túto koncepciu spočiatku prevzal aj HALOZKA (1977). Pritom je známy mierny klimatický charakter tohto skoroglaciálneho čiže anaglaciálneho štadiálu, doložený v našej zóne strednej i západnej Európy. Na miernu klímu v čase würmu 1 (asi pred 71–65 tis. rokmi) však priamo poukázali rádiometrické datovania nátekov vo vysokopoložených vápencových jaskyniach poľských Tatier (GLAZEK, 1984 a ďalší), ktoré pre túto dobu vylučujú akúkoľvek možnosť výraznejšieho zaľadnenia tatranských dolín (LINDNER et al., 1990). Charakter rakytovských morén, ich formy a najmä ich značný dosah (v spojitosti s neprotirečiacimi faktmi úložných pomerov) spolu s konzerváciami poľských rádiometrických datovaní nás priviedli i v prípade Vysokých Tatier k záveru (HALOZKA, 1989, s. 38), že existuje samostatné zaľadnenie medzi maximálnym zaľadnením (starší ris) a zaľadnením posledným (würm), doloženým v celých Tatrách zatiaľ až od začiatku plenigaciálu (t. j. od maximálneho štátia zaľadnenia). Rakytovské morény považujeme preto za prejav tohto samostatného zaľadnenia, na ktoré sa potom prenáša Luknišov názov "predposledné zaľadnenie" (ním používaný pre zaľadnenie maximálne). Výsledkom je zaradenie rakytovských morén do mladšieho risu.

Typickou lokalitou (výskytom) týchto morén je lokalita Rakytovec; podľa toho označujeme ich litologicko-morfostratigrafickú jednotku ako vrstvy rakytovských morén.

10 r2 Glacifluviálne štrky až bloky – mladší ris

Štrkovité výplavy z ľadovcových dolín Vysokých Tatier budujú najnižší stupeň terás a terasovaných kužeľov ich predpolí. Sú pomerne zriedkavo vyvinuté. S rakytovskými morénami kladenými do rovnakého veku nie sú v priamom kontakte. Najvýraznejšie sú na severe od ústia Javorovej doliny (Pravobrežie Javorinky). Zistené boli pred niektorými dolinami Západných Tatier (akumulácie Jalovčianky z Jaloveckej doliny pri obci Jalovec). Na severu Západných Tatier (v "Oraviciach" na Orave) je takáto akumulácia v teraske pravobrežia pred ústím Bobroveckého potoka v rovnomennej kotline.

Sedimenty stupňa sú takmer zhodné so stredným stupňom hlavným (pozri tam!), ibaže sú viac čerstvé.

Litológia, pozícia a rozšírenie sedimentov akumulácie umožňuje klasifikovať ju ako glacifluviálny výnos najnižšieho stupňa (ekvivalent terasy IIa) čiže mladší ris. Vo vývoji ide o vzťah k rakytovkým morénam.

9 šr2 Fluviálne piesčité štrky – mladší ris

Akumulácia najnižšieho terasového stupňa 1 km dlhá je na jednom mieste v dolinke Mihulčia, tesne nad horným koncom osady Oravice. Je to na úseku čiastkovej bobroveckej kotliny tzv. Podtatranskej brázdy, na severnom paleogénnom predpolí.

Potok Bystrá (spolu s Bobroveckým potokom) je ľavý a hlavný prítok riečky Oravica (pred sútokom pôvodne označovanej za potok Tichá). Naplavené terasové sedimenty naniesol najmä potok Bystrá, a tak už nemajú glacifluviálny charakter. Sú to piesčité štrky prevažne stredno- až hrubozrnné (\varnothing 2–5–10 cm), stredne ováľané a zväčša čerstvé, zvodnené, tvorené prevažne paleogénnymi ilovcami a pieskovcami, s podielom kremencov (kremenných pieskovcov) a vápencov. Báza štrkov je v úrovni asi +3 až +4 m nad tokom. Charakter sedimentu a geologicko-morfologická pozícia akumulácie v systéme terás jasne poukazuje na najnižšiu (tretiu) strednú terasu čiže stupeň IIa, ktorého sedimenty sa zaraďujú do mladšieho risu.

Mladý (vrchný) pleistocén

Posledné obdobie pleistocénu a plenipleistocénu je v Tatrách zastúpené akumuláciami posledného glaciálu kvartéru. Sedimenty glaciálne a periglaciálne sú priamo v pohorí. Na predpoliach pohoria budujú rovnoveké náplavy (najmä glacifluviálne) výplň v pásoch zhruba už terajších dolín tokov.

Mladý (vrchný) pleistocén v regióne reprezentuje würmský stupeň (glaciál), na mape znázornený súhrne ako celok. Vo vlastnom pohorí tvorí základovú (dnovú) výplň vo všetkých dolinách celých Tatier a takisto základ svahových akumulácií (výrazne dotváraný v postglaciále).

8 w Glacigénne sedimenty morén – würm (nečlenený)

Základ dbovej výplne glaciálnych dolín v Tatrách tvoria dominantne morény a morénové sedimenty posledného začadnenia. Na Slovensku boli roz-

členené predovšetkým vo Vysokých Tatrách (LUKNIŠ, 1968, 1973a, 1973b a i.) a potom i v Západných Tatrách (HALOZKA, 1987, 1989). V predkladanej mape i vysvetlivkách znázorňujeme morény posledného zaľadnenia (mladé morény) ako celok. V poľských Tatrách boli pokusy o nové členenie posledného zaľadnenia (najmä na základe rádiometrického datovania nátekov v jaskyniach) zverejnené len nedávno (LINDNER et al., 1990 a i.).

Mladé morény sú hojne rozšírené vo všetkých zaľadnených dolinách Tatier. Ich akumulácie v dolinách tvoria (aj v podloží mladých glacifluviálnych náplavov) hlavný objem kvartérneho pokryvu v dolinách, kde dosahujú (údaje geofyziky) hrúbku rádove aj do 70–100 m. V podobných hrúbkach presahujú valy mladých morén aj na predpolie pohoria, a to iba na juhu Vysokých Tatier (podhorský stupeň).

Sedimenty sú štrkovito-balvanovito-blokovité, často so značným výskytom blokov, ktorých priemer dosahuje max. hodnoty do 1–5 m. Sú netriedené, hranaté (poloostrohranné až ostrohranné), väčšinou s čerstvým vzhľadom horniny (granitu i kryštalických bridlíc, resp. kremencov a vápencov). Vytvárajú systém morénových foriem (najmä čelných).

Litológia mladých morénových sedimentov je pre ľadovcovú genézu typická, takisto ich formy. Pozične (výplň k úrovni terajšieho dna glaciálnych dolín) i materiálom je zasa nepochybná príslušnosť k poslednému (P) zaľadneniu Tatier, ktoré zodpovedá alpskému würmu (s finalizáciou zaľadnenia ekvivalentnou staršiemu postglaciálu).

V úvode spomenuté štádiá pleniglaciálu začínajú maximálnym štádiom, ktoré v upravenej alpskej škále zodpovedá prvému (hlavnému) subštadiálu či subštadiálom v rámci štadiálu W2.

Typickou lokalitou mladých morén (ich štádií a fáz) je oblasť Štrbského Plesa. V miestnej stratigrafii kvartéru Tatier je táto základom pre tzv. stupeň Štrbského Plesa, čiže ekvivalent alpského würmu. V priebehu tohto stupňa sa uskutočnil vývoj takmer celého posledného (P) zaľadnenia, čiže tiež zaľadnenia Štrbského Plesa (nakolko jeho finálne fázy siahajú do staršieho postglaciálu).

O finálnych (holocenných) fázach P zaľadnenia v Tatrách a ich sedimentoch pozri vo vysvetlivkách holocénu!

7 w Glacifluviálne piesčité štrky až bloky – würm

Na mape sú vyznačené ako dnová hruboštrkovitá výplň dolín približne už terajších tokov, a to na obidvoch predpoliach celej dĺžky Tatier (t. j.

v predpolí takmer všetkých prvostupňových tatranských dolín na Slovensku i v Poľsku. Vnútri dolín Tatier tvoria výplň ich dna (spolu s rovnovekými rovnovekými morénami a hruboklastickými delúviami až postglaciálneho veku).

Sedimenty dnových glacifluviálnych akumulácií tokov sú lokálne odlišné (najmä petrograficky); spoločnú majú veľmi hrubú a balvanovito-blokovitú zrnitosť, slabé opracovanie klastík, malú vytriedenosť a prevahu čerstvých hornín. Väčšina výskytov má sedimenty tvorené granitoidmi, v menšom počte prípadov znosová oblasť predurčila v zložení štrkov prevládanie alebo podiel kryštalických bridlíc a kvarcitov alebo aj karbonatických hornín a kremencov, resp. paleogénnych hornín.

Litológia materiálu a výnos zo zaľadnených dolín dokazujú glacifluviálnu genézu sedimentov. Dnová pozícia akumulácií (s častými výraznými postglaciálnymi vrezmi tokov) zasa naznačuje stratigrafiu (würm). Bežné sú priame kontakty týchto sedimentov s morénami posledného zaľadnenia, čelá ktorých na južnom predpolí Vysokých Tatier do náplavov prechádzajú, alebo na ne nasadajú.

6 w Proluviálne hlinité štrky – würm

5 šw Fluviálne piesčité štrky – würm

Tieto proluviálne a fluviálne náplavy sú v regióne Tatry len ojedinelé, a to na oboch predpoliach.

Proluviálne mladé náplavové kuže (z nezaľadnených dolín) boli zistené na južnom úpätí a v severnom predpolí Západných Tatier. Na juhu je veľký kužeľ potoka východne od Račkovej doliny (v chotári Pribyliny); na severe ide o menší kužeľ pri vyústení potoka Furkaška do doliny potoka Tichá. Viaceré mladé náplavové kuže sú priamo v dolinách Tatier – ako kužeľe bočných dolín (najviac v Tichej doline, ale aj v Roháčskej a iných).

Sedimenty kužeľa pri Račkovej doline sú hlinito-piesčité štrky rôznozrnné, veľmi slabo vytriedené, polymiktné (granity a kryštalické bridlice, menej kremence a vápence, podradne paleogénne pieskovce a ílovce). Malý kužeľ potoka Furkaška budujú piesčito-hlinité štrky, zastúpené sú kremence, vápence, paleogénne zlepence a ich valúny (kremité). Náplavové kuže vo vnútri horských dolín sú prevažne v oblasti granitov, ktoré tak tvoria klastiká v ich piesčito-kamenito-štukovitých sedimentoch (miestami aj s prímesou hlín).

Dnové náplavy a kužeľe reprezentujú posledné periglaciálne zaštrkovanie – posledný glaciál (würm).

Fluviálne sedimenty z nezačadených dolín výrazne vystupujú iba na juhu Vysokých Tatier: v dolinke zníženiny Belianskeho potoka na J od Troch studničiek (potok zo strmej dolinky Priehyba v pohorí). Na severnom predpolí Západných Tatier (Skorušinské vrchy na "Oraviciach") ide o piesčité štrky iba zakryté (nivnými hlinami), a to v nivách potokov Tichá a Bystrá. Analogické náplavy sa vyskytujú aj v niektorých dolinách poľských Tatier.

Sedimenty sú lokálne odlišné. Beliansky potok má výstupy piesčitých štrkov prevažne veľmi hrubých a balvanovitých, slabo vytriedených i opracovaných, tvorených granitmi. Oravické potoky (Tichá, Bystrá) akumulovali piesčité štrky prevažne stredno- až hrubozrnné, tvorené paleogénnymi ilovcami a pieskovcami s podielom kremencov a vápencov.

4 w/h Deluviálno-proluviálne hlinité štrky a úlomky – würm/holocén

3 w/h Proluviálne hlinité štrky – würm/holocén

Väčšie a výrazné výskyty oboch sú zriedkavé, lokalizované pozdĺž južného okraja Západných Tatier.

Deluviálno-proluviálne sedimenty sú hlinito-štrkovité, v ktorých jasne prevláda kamenitá (úlomkovitá) zložka, čiže takmer neopracovaná, nad podielom slabo opracovaných štrkov (prímesi hlín, a najmä pieskov sú malé). Zastúpené sú len miestne horniny (alebo kryštalické bridlice, alebo granitoidy s podradným podielom kryštalických bridlíc, resp. vápencov).

Najmladšie z proluviálnych náplavových kužeľov sme zistili predovšetkým na líniu tohto úpätného okraja pohoria: a) územie "Záhrada" a "Brezina" na S od Žiaru (2–3 kužele zdrojnicových tokov potoka Vrbička, t. j. výnos z doliniek Krivé a Vrbička); b) územie "Hrbačka" a "Slabejka" na SZ od Pribyliny (2–3 kužele zdrojnicových tokov potoka Klinovka, t. j. výnos z doliniek Kobylie a Kamenné), resp. kuželík vpravo pri vyústení Račkovej doliny z pohoria; c) kužel v doline potoka na západnej strane mezozoického ostrovného kopca Suchý Hrádok k. 1204.

Sedimenty týchto náplavových kužeľov sú hlinité štrky s podradným zastúpením úlomkov hornín, resp. aj hrubého piesku. To platí aj pre ďalšie (drobné) výskyty, ktoré sú priamo vnútri horských dolín (výnosy z ich bočných doliniek) a v ktorých rastie podiel kamenitej zložky na úkor štrkov. Zastúpenie hornín odráža miestne geologické pomery; v citovaných úpätných výskytoch prevažujú kryštalické bridlice (ruly).

Geneticky zmiešané deluviálno-proluviálne kužele označujeme tiež ako náplavové kužele periglaciálno-dejekčné (v ich sedimentoch totiž prevládajú úlomky hornín). Boli vyčlenené prakticky iba pozdĺž južného úpäťa Západných Tatier: a) pod Pálenicou na SV od Žiaru (2 kuželíky vzdialené asi 0,5–1 km napravo od vyústenia Žiarskej doliny potoka Smrečianka z pohoria); b) 2 veľké kužele medzi mezozoickými ostrovnými kopcami Suchý Hrádok k. 1204 a Surový Hrádok k. 1016 (oblasť nižšie od Podbanského).

Holocén

2 h Glacigénne sedimenty morén v karoch (s úlomkami) – holocén ("postglaciál") starší

Finálne fázy posledného zaľadnenia v Tatrách na slovenskej strane vyznievali až v holocéne. Je to v dôsledku asymetrického výzdvihu Tatier v kvartéri, keď bola južná strana pohoria vyzdvihnutá viac. Južné rázsochy až po centrálny hrebeň sú teda vyššie položené ako severné (poľské). Výsledkom sú aj vyššie položené dná ľadovcových dolín (trógov) a ich ablačných (vyživovacích) záverov v podobe kotlov (karov) na juhu Tatier.

Kary južných dolín Tatier majú dná v Západných Tatrách vo výškach od 1700 (resp. 1650) až do 1850 m n. m. Vo Vysokých Tatrách sú zodpovedajúce výšky v úrovniach 1700–1900 až 1900–2100 m n. m. Kary sú stupňovité (najčastejšie v troch úrovniach), vyerodované postupne ako dná ablačných oblastí v jednotlivých zaľadneniach (glaciáloch).

Dná karov (v uvedených výškach) vyplňajú hruboklastické kamenito-blokovité sedimenty miestnych hornín (zväčša granitoidov), nevytriedené, takmer neopracované. Laterálne (ku stenám karov) prechádzajú do sutín a periglaciálnych klastík mladšieho (post-deglaciačného) až súčasného veku.

Stupňovitý systém karov (ich všetky dovtedy vyhĺbené dná) bol aj v poslednom zaľadnení ablačným priestorom ľadovcov. Pri finálnej deglaciácii sa postupne v jednotlivých etážach karov roztápal ľad a firnový ľad. Tieto posledné značne stacionárne fázy deglaciácie tu zanechali na dne karov už spomenuté sedimenty.

Geneticky možno sedimenty vyhodnotiť ako ablačné morény ľadovca a firnového ľadovca (často aj ako morény mŕtveho ľadu), sčasti tiež ako nivačné sedimenty na konci deglaciácie. Podľa ich litológie, úložnej pozície a foriem (v postupnosti ústupových morén deglaciácie posledného zaľadnenia Tatier

a pri porovnaní s deglaciačnými fázami v Alpách) je potrebné sedimenty stratigraficky zaradiť už do holocénu (klimatostratigrafického "postglaciálu"), a to jeho staršieho úseku (po počiatok klimatického optima holocénu, teda do preboreálu a boreálu). Sedimenty v karoč boli rozčlenené na 3–4 fázy (LUKNIŠ, 1968, 1973a; HALOZKA, 1989), z nich 2 posledné LUKNIŠ označuje ako fázy iba firnových ľadovcov. V každom prípade sa deglaciácia posledného zaľadnenia Tatier skončila asi pred minimálne 8000 rokmi.

V poľských Tatrach sa glacigénne sedimenty holocénu v karoč nevyskytujú. Kary sú zväčša vo výškach asi 1400–1650 (resp. do 1750) m n. m. Naopak, výskum sedimentov na dne plies čiže "stawov" (napr. Czarny Staw Gasienicowy k. 1620) dokázal prítomnosť už pelitických sedimentov s postglaciálnou flórou a C datovaním. Kary poľských Tatier boli teda deglaciovane od počiatku holocénu, alebo už počnúc neskoroglaciálnym allerödom.

Periglaciálne "kamenné ľadovce", vyčleňované niektorými autormi (NEMČOK–MAHR, 1974; KOTARBA, 1988) na našom i poľskom území Tatier, sú tiež holocénne. V našej mape ich začleňujeme ku skupine deluviálnych sedimentov, ako polygenetické periglaciálne akumulácie alebo periglaciálne blokoviská.

1. h Fluviálne nivné hliny a piesčité hliny; sedimenty štrkovito-hlinité až balvanovito-štrkovité

H o r s k é d o l í n y. Dná dolín priamo v pohorí Západných i Vysokých Tatier majú erózne vrezané súčasné dolinné nivy horských potokov (podľa dolín v rôzne dlhých úsekok). Tie majú dno vyplnené osobitne hruboklastickými sedimentmi, a to sedimentmi balvanovito-štrkovitými až balvanovito-blokovitými (\varnothing klastík najčastejšie 0,15–0,25–0,50–1,00 m), miestne aj štrkovito-hlinitými. Obrovská zrnitostná variabilita je daná genézou akumulácie, ktorá vlastne predstavuje len na krátko preplavené podložné vrstvy dna dolín (mladé blokovité morény, glacifluviálne štrkovité náplavy, kamenité sutiny a ī.). Preto je aj ľahké stanoviť hrúbku tejto "nivnej" hruboklastickej akumulácie.

Čo do záverov je plynulý prechod akumulácie do podložia nielen charakteristikou profilu, ale aj príznakom postupného prechodu sedimentácie v čase. Tá začína najpravdepodobnejšie už koncom pleistocénu a vek pre hruboklasticú nivnú akumuláciu horských dolín treba stanoviť v rozpätí prechodu würm/holocén.

V bočných dolinkách hlavných dolín sa opísaná akumulácia formuje i do nivných kužeľov. Naostatok proces vzniku a vývoja súčasných vodopádov a kaskádových vodopádov na horských tokoch dolín Tatier (príznačný najmä pre naše Vysoké Tatry) sa začal a prebieha tiež v postglaciále (holocéne).

D o l i n y n a p r e d p o l i a c h . Na južnom predpolí Tatier je hruboklastická nivná akumulácia pre väčší spád južných dolín pohoria viac hruboklastická ako na severnej úboči Tatier. Takisto doliny predpolia Vysokých Tatier s väčším výškovým rozdielom dolín v pohorí majú sedimenty nív viac hruboklastické ako doliny vychádzajúce od úpätia Západných Tatier, čo je dôsledkom diferencovanosti kvartérneho tektonického zvahu Tatier.

Akumulácia v nive, ktorú ukladajú potoky po prechode z pohoria na predpolie, sa v priebehu toku od pohoria stáva relatívne menej hruboklastickou. Súčasne sa po toku postupne litologicky zvýrazňuje rozhranie podložných vrstiev a nivnej akumulácie v dolinách predpolia. Je to dôsledok menšej dynamiky toku na predpolí, čo sa tu prejavilo nadobudnutím väčšieho (rozhodujúceho) vplyvu klimaticko-sedimentačného faktora. Preto na väčšine plochy predpolí možno už zaraďovať nivnú akumuláciu do rámca postglaciálu (holocénu).

Na záver treba poukázať na to, že základné stanovenie genézy i stratigrafie nivnej akumulácie vo všetkých dolinách (v horách i na predpoliach) je litologické a geologicko-morfopozičné. Datovanie nivných náplavov v regióne za pomoci analýz rašelin nie je veľmi nádejné, nakoľko takmer všetky rašeliniská a rašeliny sú situované mimo nivy (iba niektoré sa jej dotýkajú).

TEKTONIKA

Tatry v dnešnej stavbe Západných Karpát tvoria výraznú neotektonicky sformovanú morfoštruktúrnu eleváciu, ktorá je súčasťou pásmá jadrových pohorí (fatransko-tatranské pásmo) vnútorných Západných Karpát. Z morfológicko-tektonického hľadiska ide o relatívne vysoko vyzdvihnutú kryhu hrastového typu a takmer úplne lemovanú flyšovými sedimentmi vnútrokarpatského paleogénu, ktoré v súčasnom reliefe vytvárajú sústavu kotlín a podhorských brázd. Geologická stavba vlastného pohoria, podobne ako u ostatných jadrových pohorí, je výrazne asymetrická. Táto asymetria vnútornnej stavby je na jednej strane odrazom pravdepodobne už pôvodne nerovnomerného nahromadenia predpaleogénnych (paleoalpínskych) tektonických jednotiek (príkrovov), tvorených najmä mezozoickými sekvenciami, a na druhej strane odráža nerovnomerný popaleogénny (neoalpínsky) výzvih pohoria, prejavujúci sa rôznou hĺbkou erózneho zrezu predpaleogénnej stavby v jednotlivých častiach pohoria. Všeobecne v južnej a centrálnej časti Tatier vystupujú horniny kryštalika tvoriace predmezozoický fundament, v severnej, severovýchodnej, severozápadnej i západnej časti dominujú mezozoické horniny. Lokálne, takmer výlučne v okrajových častiach, sú do stavby megahrasti včlenené aj bazálne členy vnútrokarpatského paleogénu.

Ohraničenie pohoria má zlomový charakter, veľmi výrazný najmä pozdĺž jeho vnútorného (južného) okraja, kde celkový výzvih mohol dosiahnuť amplitúdu až niekoľko tisíc metrov. Severný okraj, stále ešte čiastočne prekrytý paleogénnymi sedimentmi, má na povrchu charakter flexúry, ale v hlbších úrovniah je pravdepodobne tiež zlomového charakteru, čo sa výrazne prejavuje na satelitných snímkach (DOKTOR et al., 1985), na niektorých miestach (napr. oblasť Podspády–Ždiar) i geofyzikálne (MÁJOVSKÝ, 1981).

Vnútorná stavba Tatier je zložitá, typicky alpinotypná a v rozhodujúcej miere bola sformovaná subdukčno-kolíznou orogenézou počas paleoalpínskej (predvrchnokriedovej) etapy. Je však značne modifikovaná terciérnou transpresnou tektonikou s výrazným uplatnením horizontálnych, a najmä šíkmých posunov na viacerých zlomoch, bezprostredne súvisiacich so zlomami ohraničujúcimi dnešnú hrastovú štruktúru. Do alpínskej stavby je včlenený aj predmezozoický fundament, ktorý tvorí kryštalické jadro pohoria. Jeho súčasná

pozícia, tak ako sa dnes všeobecne predpokladá pre všetky tektonické jednotky typických kolíznych orogénnych pásiem a ako to predpokladá väčšina novších tektonických syntéz Západných Karpát, je alochtonna (ANDRUSOV, 1968, ANDRUSOV et al., 1973; MAHEĽ, 1986). Pokiaľ sa v alpinotypne zvrásnených pohoriach s príkrovovou stavbou, a týka sa to aj Tatier, používa termín autochtonny, je to takmer výlučne len v relatívnom vzťahu sedimentárnych sekvencií a pôvodného fundamentu sedimentačného priestoru, pričom tento vzťah môže byť v niektorých prípadoch zachovaný v alochtonnych jednotkách aj po ich presune (za taký môžeme v Tatrách považovať vzťah tomanovskej sekvencie k tatickému kryštalíniku). Častejšie však pri deformácii dochádza k ich vzájomnému rozčleneniu a tektonickej individualizácii samostatných tektonických jednotiek nižšieho rádu (čiastkových príkrovov, duplexov, šupín a pod.).

Pri tektonickej analýze Tatier a znázornení tektoniky na geologickej mape je potrebné uviesť, že ľažisko výskumných a mapovacích prác bolo realizované so značným časovým odstupom od jej dnešnej prezentácie. Novšie práce mali len obmedzený rozsah reambulačného charakteru a boli zamerané najmä na upresnenie litológie, stratigrafie, štúdium metamorfizmu, prípadne upresnenie geologických máp niektorých úsekov. Tektonické interpretácie prezentované na geologickej mape, profiloch, ale i v tomto texte vychádzajú predovšetkým z týchto starších prác, ktoré sice na svoju dobu boli v mnohých ohľadoch priekopnícke, ale dnešný moderný vývoj v štruktúrnej geológii ich v mnohých aspektoch prekonal. Sú značne poplatné vtedajšej metodike, vychádzajúcej predovšetkým zo stratigrafických, litofaciálnych a paleogeografických kritérií a prevažne len z geometrických deskriptívnych charakteristík. Metódy modernej štruktúrnej geologie vychádzajúcej z deformačnej analýzy a dôkladného poznania kinematických a geodynamickej aspektov orogénneho procesu boli zatial aplikované len v obmedzenom rozsahu. Ich cieľavedomé a kompletnejšie použitie v budúcnosti spolu s použitím širšej škály geofyzikálnych metód, ktoré boli na území Tatier realizované v menšom rozsahu ako na väčšine iných území Západných Karpát, môže nielen podstatne upresniť poznatky o stavbe, ale aj zásadnejšie pozmeniť interpretáciu kinematiky orogénnych procesov a pohľad na príčiny tektonickej individualizácie zmapovaných tektonických jednotiek a štruktúr.

V doterajších syntézach stavby Tatier, vrátane prekladanej, nie je docenený účinok terciérnej transpresnej a transtenznej tektoniky a viaceré kompresné štruktúry (tektonické šupiny, duplexy, prešmyky i vrásy), dnes väčšinou spájané s kompresnou severovergentnou paleoalpínskou tektonikou, môžu byť podstatne mladšie. V oveľa väčšej miere je potrebné počítať s prí-

tomnosťou juhovergentného tektonického transportu (spätných násunov), a to pravdepodobne i v rámci kryštalického jadra. Rozčlenenie krížanského príkrovu, ale i čiastkových jednotiek tatrika v tektonickom nadloží tomanovskej sekvencie na väčší počet niekedy navzájom obtiažne korelovateľných tektonických šupín môže súvisieť práve s takouto naloženou terciérnou transpresnou tektonikou. Výsledkom takejto terciérnej transpresnej tektoniky je pravdepodobné značné zúženie mezozoika, hlavne tatrika pri západnom ukončení pohoria a také štruktúrne anomality, ako pozícia trosky chočského príkrovu priamo na kryštaliku.

TEKTONICKÉ ČLENENIE TATIER

Paleoalpínske (predgosauské) jednotky

Tatry sú v histórii geologických a tektonických výskumov v oblasti Karpát klasickým územím, kde sa zrodili prvé koncepcie tektonického vývoja a stavby tohto typického orogénneho pásmového pohoria a kde boli takmer pred storočím položené základy jeho príkrovovej stavby (UHLIG, 1897, 1898, 1903, 1907; LUGEON, 1903). Na tieto základné kamene poznania karpatskej tektoniky nadviazala aj syntéza MATEJKU-ANDRUSOVÁ (1931), ktorá je v základných rysoch stále prijateľná na vysvetlenie geologickej stavby vnútorných Západných Karpát.

Tatry svojou morfológickej impozantnosťou v karpatskom oblúku, veľmi dobrou odkrytosťou, a najmä už na prvý pohľad viditeľnou zložitou geologickou stavbou priťahovali pozornosť popredných geológov svojej doby. Ich tektonické členenie sa do súčasnej podoby vyvíjalo a ustaľovalo celé storočie a je mu venovaný celý rad publikovaných spisov, pojednaní i komplexnejších syntéz. Ich vymenovanie a vzájomná konfrontácia by presiahli rámec a hlavný cieľ tejto práce, a preto budú v ďalšej časti uvádzané v rozsahu nevyhnutnom pre pochopenie súčasných predstáv o tektonickom vývoji a tektonickom členení územia znázorneného na geologickej mape Tatier.

Základom tektonického členenia je sústava paleoalpínskych (predgosauských) príkrovov, pre ktoré bolo používané rôzne pomenovanie, vychádzajúce z vyvíjajúcich sa geologických poznatkov nielen v samotných Tatrách, ale aj v oveľa širšej oblasti Západných Karpát (paleotektonických, faciálnych, paleogeografických), a zo zásad tektonickej terminológie používaných

v tej-ktorej dobe. V nej však dodnes neplatia také medzinárodne akceptované pravidlá, ako je to napríklad v stratigrafickej terminológii. Samozrejme, že okrem pomenovania sa často menil aj počet vyčleňovaných tektonických jednotiek, predovšetkým u jednotiek nižšieho rádu (čiastkových príkrovov, tektonických šupín, resp. digitácií). V súčasnosti sa väčšina geológov v Západných Karpatoch pridržiava tektonického členenia navrhnutého ANDRUSOVOM–BYSTRICKÝM–FUSÁNOM (1973), a preto budeme z neho vychádzať aj pri popise tektonického členenia Tatier.

V takomto ponímaní zložitú stavbu Tatier tvorí sústava početných predgosauských (predvrchnokriedových) tektonických jednotiek (príkrovov a príkrovových šupín, ktoré môžeme priradiť k trom základným tektonickým jednotkám – tatriku, fatriku (veporiku) a hroniku. Prítomnosť vyšších tektonických jednotiek južnejšej paleogeografickej proveniencie, aj keď je niektorými autormi naznačovaná, nie je všeobecne akceptovaná a je proti nej uvádzaný rad geologických argumentov (SPENGLER, 1932; ANDRUSOV, 1936; novšie MAHEĽ, 1986).

TATRIKUM

Tatrikum bolo ešte donedávna mnohými geológmi považované za autochtónnu tektonickú jednotku a len o jeho menších častiach sa uvažovalo, že sú v čiastočne odlúčenej a presunutej (paraautochtónnej) pozícii, či už vo forme ležatých vrás, alebo menších príkrovov (príkrovových šupín). Ako už bolo uvedené, v súčasnosti je všeobecne prijímaný názor o alochtónej (príkrovovej) pozícii celého tatrika. Pri tomto pohľade na tatrikum iste nie je bez zaujímavosti, že už UHLIG vyslovil domienku, že Tatry sú príkrovom "plávajúcim" na bradlovom pásme (porovnaj RABOWSKI, 1925b).

Tatrikum (vysokotatranská jednotka) tvorí v Tatrách najspodnejší štruktúrny element. Jeho tektonické podložie nepoznáme, ale môžeme ho predpokladať na základe širších paleotektonických a paleogeografických rekonštrukcií a geofyzikálnych údajov (?penninikum–?vahikum).

Príkrov tatrika pozostáva z kryštalika a permsko-mezozoického "obalu" v stratigrafickom rozsahu od spodného triasu (miestami snáď už od vrchného permu) až po turón. Od tejto pozície mezozoickej sekvencie na kryštalickom fundamente bol v minulosti často pre ňu nesprávne používaný termín obalová jednotka. Vnútorná stavba príkrovu tatrika je zložitá, tvorená viacerými čiastkovými tektonickými jednotkami regionálneho, ale i lokálneho rozšírenia.

Vnútorná stavba kryštalického jadra

Kryštalické komplexy sú integrálnou súčasťou alpínskej stavby Tatier a podieľajú sa vo väčšom alebo menšom rozsahu na zložení uvedených tektonických jednotiek tatrika. V predorogénnej etape tvorili podklad, na ktorom sedimentovali na území Tatier vystupujúce mezozoické sekvencie zaraďované do tatickej paleofaciálnej (paleotektonickej) oblasti a s ktorými mali neskôr spoločne alpínsku deformačnú história. Pri tektonickom transporte v dôsledku tangenciálneho skracovania pôvodného sedimentačného priestoru mohli byť a čiastočne aj boli premiestňované spoločne v podobe jednotných príkrovových telies. Často však v dôsledku odlišných reologických charakteristík dochádzalo v rôznych štadiách orogénneho procesu k vzájomnému rozčleneniu kryštalinika a mezozoických sedimentárnych sekvencií, o čom svedčí na mnohých miestach ich vzájomný tektonický styk (mylonitové zóny), ale i samostatné vystupovanie tatickeho mezozoika v niektorých čiastkových jednotkách. K tektonickému rozčleneniu dochádzalo tak vo vnútri mezozoických sekvencií, ako i v kryštalickom fundamente, čo ešte viac zvýraznilo zložitosť vnútornej stavby tatrika.

Kryštalikum plošným rozsahom zaberá najväčšiu časť územia Tatier. Najmohutnejší vývoj dosahujú granitoidné horniny, ale podobne ako v ostatných jadrových pohoriach v značnom rozsahu sú zastúpené aj metamorfity rulového a svorového charakteru i migmatity. Výsledky geologických výskumov kryštalinika (GOREK, 1953, 1956, 1959; KAHAN, 1967, 1969; MICHALÍK, 1953; BURCHART, 1968, 1970; JAROSZEWSKI, 1957, 1965; SKUPINSKI 1975) ukazujú jeho zložitú vnútornú stavbu, ktorá je výsledkom polymetamorfickej a polydeformačnej vývoja už v predalpínskom období. Kryštalikum je kompletne zastúpené len v slovenskej časti Tatier, kde v ich juhozápadnej časti (Západné Tatry) boli vyčlenené (KAHAN, 1969) nasledujúce litologicky odlišné komplexy, nachádzajúce sa vo vzájomnej štruktúrnej superpozícii:

- podložný komplex kryštalických bridlíc (svory a svorové ruly),
- komplex migmatitov a amfibolitov v bezprostrednom podloží granitoidov,
- granitoidový komplex,
- pararulový a migmatitový komplex v nadloží granitoidov.

Na základe litologických, štruktúrnych a metamorfných kritérií sú uvedené litologické komplexy zaradené do dvoch tektonických jednotiek. Spodnú jednotku tvorí najspodnejší litologický komplex svorov a svorových rúl,

vrchnú tvoria ostatné tri litologické komplexy. Navzájom sú oddelené výraznou strižnou zónou násunového (príkrovového) charakteru.

Uvedené tektonické jednotky neboli doteraz pomenované a vo väčšine prác sú uvádzané len deskriptívne. Keďže opodstatnenosť uvedeného tektonického členenia je v súčasnosti viac-menej preukázaná, navrhujeme ich pomenovať:

Pre spodnú jednotku navrhujeme názov "jalovecká jednotka" podľa Jaloveckej doliny, kde má najúplnejšie zastúpenie. Termín jalovecký príkrov by bol možno vhodnejší, ale zatiaľ nepoznáme podložie tejto jednotky, a tým ani vzťah k nemu, a tak, aj keď príkrovová pozícia je pravdepodobná, nemôžeme ju preukázať.

Vrchnú tektonickú jednotku navrhujeme pomenovať podľa vrchu Baranec (2148 m n.m.), ktorý tvorí výraznú morfologickú dominantu, ako "príkrov Baranca". V jeho okolí je jej príkrovová pozícia vzhľadom na podložnú "jaloveckú jednotku" najvýraznejšia.

Jalovecká jednotka (podložný komplex svorov a svorových rúl) tvorí najspodnejšiu štruktúru v stavbe kryštalika, ale i celej, na povrchu známej alpínskej stavby Tatier. Vystupuje v podobe tektonických polokien v jz. časti Západných Tatier spod presunutej vrchnej tektonickej jednotky – príkrovu Baranca. Vnútorné tektonické členenie príkrovu Baranca na čiastkové jednotky nižšieho rádu ostáva otvorené, hoci na viacerých miestach bol pozorovaný tektonický vzťah (mylonitové a diaforitové zóny) medzi niektorými litologicky rozdielnymi komplexmami. Určitú štruktúrnu individualizáciu môžeme pozorovať napríklad u leukokrátnych granitoidov so svojím rulovo-amfibolitovým plášťom vzhľadom na podložné granodiority až tonality v oblasti záverov Jamnickej a Roháčskej doliny. Na druhej strane však na iných miestach (oblasť Tichej doliny) pozorovať medzi oboma typmi granitoidov skôr postupné prechody, čo ich regionálnejšiu štruktúrnu samostatnosť spochybňuje.

Príkrovová pozícia uvedených tektonických jednotiek bola spočiatku, najmä v dôsledku pretrvávajúcich názorov na vnútornú autochtonitu jednotlivých komplexov kryštalika jadrových pohorí dosť diskutovaná. Ich vzájomný vzťah sa vysvetloval jazykovitým tvarom intrúzie granitoidov v tejto časti pohoria a jej rozdielnymi metamorfínskymi účinkami na svoj plášť (GOREK, 1959).

Nové poznatky geologických výskumov kryštalika nielen v Tatrách, ale aj v iných jadrových pohoriach, predovšetkým v Malých Karpatoch, postupne vykryštalizovali názory do viac-menej všeobecného akceptovania príkrovovej stavby tatickej kryštalika. Diskutovanou však nadálej ostáva otázka veku vzniku jeho príkrovovej stavby.

Alochtonita časti kryštalínika v Tatrách bola dávno známa, predovšetkým v dôsledku jeho prítomnosti v jadrách ležatých vrás Czerwonych Wierchov a Giewontu. Z dnešného pohľadu je správnejšie považovať ich za čiastkové príkrovov (alpínske) tatrika Tatier. Zložitejšia je však situácia tam, kde sa navzájom tektonicky stýkajú len komplexy kryštalínika. Takúto situáciu bez možnosti jednoznačnejšieho datovania deformačných procesov môžeme interpretovať viacerými spôsobmi. V takom prípade môže ísť o nasledujúce alternatívy:

- staré predalpínske násuny,
- alpínske duplexy predmezozoického fundamentu, ktoré vznikli v hlbších častiach koreňových zón tatrika, vzniknutých počas rovnakého procesu ako duplexy (príkrovové šupiny), v ktorých bol spoločne s fundamentom presúvaný aj jeho sedimentárny obal (BOYER–ELLIOT, 1982),
- predalpínske násuny, kde pôvodné násunové plochy pri ich priaznivej pozícii vzhľadom na orientáciu alpínskeho deformačného napäťia počas alpínskej orogenézy mohli byť opäťovne aktivizované.

Na predalpínsky (variský) vek príkrovu Baranca novšie poukazujú okrem štruktúrnych vzťahov aj výsledky štúdia metamorfózy (JANÁK et al., 1988; JANÁK, 1991) a geochronologické údaje (BURCHART, 1968). V kryštalíniku Tatier bol preukázaný polyfázový charakter predalpínskej metamorfózy, pričom počas metamorfného vývoja dochádzalo k zmenám termodynamických podmienok v dôsledku rôzneho geotektonického prostredia. Metamorfná zonálnosť kryštalínika Západných Tatier má v súčasnosti inverzný charakter a prejavuje sa prítomnosťou vyššie metamorfovaných hornín vrchnej tektonickej jednotky (príkrovu Baranca) v nadloží nižšie metamorfovaných členov spodnej tektonickej jednotky.

Staršia metamorfná udalosť, ktorej prejavy sú najlepšie zachované v metamorfitoch jaloveckej jednotky, mala stredne- a vyššietlakový charakter a preukázaný P-T-t trend je charakteristický pre metamorfózu súvisiacu s procesmi tektonického zhrubnutia kôry v dôsledku subdukcie a kolízie. Na základe geochronologických údajov táto metamorfóza súvisela s ranovariskou, prípadne až kaledónskou orogenézou, čomu zodpovedá celohorninová Rb-Sr izochróna veku 420 mil. r. (BURCHART, 1968).

Mladšia metamorfná udalosť sa prejavila rekryštalizáciou pri vyššej teplote a nižšom tlaku a súvisela s rozsiahloou anatexiou a granitoidným magmatizmom počas neskorovariskej orogenézy. Vysoká teplota metamorfózy pri relatívne nízkom tlaku je pravdepodobne spojená so zvýšeným tepelným tokom, spojeným s extenzným tektonickým režimom. Takáto interpretácia tektonického režimu sa do značnej miery zhoduje s prejavmi opisovanými u zá-

padoeurópskych variscíd hercýnskeho typu (ZWART, 1967) charakterizovanými veľkým objemom granitových plutónov, regionálnou nízkotlakovou a vysokoteplotnou metamorfózou a slabo vyvinutými prejavmi vrásovo-prešmykového skrátenia.

Vznik inverznej metamorfnej zonálnosti sa vysvetluje relatívnym násunom "horúcej dosky" z hlbších častí kôry v závere variskej orogenézy. Poukazuje na to prítomnosť strižnej zóny premenlivej hrúbky s prejavmi duktilných deformácií na jej báze, najmä v početne zastúpených polohách metabazitov. Metamorfén efekt nasúvajúcej sa "horúcej" vrchnej dosky (príkrovu Baranca) na chladnejší podložný komplex (jaloveckú jednotku) nie je dostatočne jasný, najmä v dôsledku značného skomplikovania priebehu pôvodnej násunovej plochy alpínskou tektonikou, ktorá má postmetamorfén charakter. Napriek uvedeným komplikáciám je vek prvotného násunu s veľkou pravdepodobnosťou predalpínsky, čomu okrem iného nepriamo nasvedčuje aj skutočnosť, že nikde v bezprostrednom stratigrafickom podloží mezozoických sekvenčí neboli zistené horniny priradované k spodnej tektonickej jednotke kryštalínika.

Násun s výnimkou relatívne úzkej strižnej zóny na báze príkrovu Baranca neboli sprevádzaný ani v jednej tektonickej jednotke intenzívnymi kompresnými deformáciami poukazujúcimi na významnejšie horizontálne skrátenie vnútri oboch jednotiek. Nasvedčuje tomu interpretácia ich vnútornej stavby (JAROSZEWSKI, 1965; KAHAN, 1969). Je charakterizovaná mierne zvrásneným, v hrubých rysoch kupolovitým priebehom metamorfnej foliácie S₁, nízkym zastúpením vrásových štruktúr, predovšetkým takých, ktoré by poukazovali na intenzívne skrátenie, a nedokonalým vývojom regionálnejšie rozšírenej kliváže mladšej ako uvedená foliácia S₁. Vznik foliácie S₁ predchádzal intrúzii granitoidov a tým i násunu vrchnej tektonickej jednotky.

Uvedené tektonické členenie kryštalínika platí pre západnú časť Tatier. Vo Vysokých Tatrách sú v absolútnej prevahe zastúpené granitoidy až tonality, v menšej miere hlavne v severnej časti, aj leukokrátne granite. Svojou tektonickou pozíciou by mohli zodpovedať vrchnej tektonickej jednotke Západných Tatier, avšak takáto korelácia zatiaľ nie je dostatočne preukázaná. Metamorfovaný plášť granitoidov bol v tejto časti úplne odstránený eróziou a mezozoický sedimentárny obal tu leží priamo na granitoidoch. U migmatitov a migmatizovaných rúl na južnom okraji vysokotranského granitoidného telesa vo Velickej doline nie je zatiaľ spoľahlivo preukázané, či ide o súčasť plášťa granitoidného telesa, alebo o samostatnú tektonickú jednotku v jeho podloží, ako o tom uvažuje už GOREK (1969).

Mezozoikum tatrika a jeho tektonické jednotky

Mezozoické sekvencie tatrika vystupujú vo viacerých čiastkových tektonických jednotkách v severnej a čiastočne i západnej časti pohoria. V niektorých jednotkách pozorujeme ich pôvodnú späťosť s fundamentom tvoreným tatrickým kryštalínikom, zatiaľ čo v iných jednotkách boli od neho v priebehu alpínskej orogenézy tektonicky odčlenené. Tektonické problémy sú podrobne popísané a diskutované mnohými autormi (ANDRUSOV, 1950, 1959, 1968; GOREK, 1958; GOREK-VEIZER, 1965; VEIZER, 1967, 1970; RABOWSKI, 1959; SOKOLOWSKI, 1959a; KOTAŃSKI, 1961; BAC-MOSZASZWILI et al., 1979 a ďalší).

Súčasné poznatky o stavbe mezozoika tatrika poukazujú na jeho veľkú faciálnu pestrosť a štruktúrnu zložitosť. Odrážajú značnú členitosť sedimentačného priestoru ovplyvnenú synsedimentárnu zlomovou tektonikou, prejavujúcou sa rozdielnou mobilitou jednotlivých, pravdepodobne zlomami ohraničených blokov. Charakter fundamentu a zdedená zlomová tektonika hrali pravdepodobne aktívnu úlohu v priebehu sedimentácie. Výsledkom je nielen veľká laterálna i vertikálna faciálna pestrosť, ale aj značné rozdiely celkovej mocnosti. Táto primárna litofaciálna diferenciácia spoločne s charakterom predalpínskej stavby podložného kryštalínika s početnými staršími strižnými zónami, ako aj geotektonická pozícia vysokotatranského tatrika na aktívnom okraji paleoalpínskej mikrodosky vnútorných Západných Karpát predisponovali štruktúrnu pestrosť a zložitosť paleoalpínskych tektonických jednotiek nahromadených pozdĺž severného okraja kryštalického jadra Tatier.

Pre stavbu tatrika je popri jeho rozčlenení do viacerých alochtonných čiastkových jednotiek uložených paralelne s hlavným východo-západným morfoštruktúrnym trendom pohoria typická jeho priečna diferenciácia do viacerých tektonicky podmienených priečnych elevácií a depresií, zvýraznených práve neprítomnosťou alebo nahromadením týchto alochtonných jednotiek. Najvýraznejšie sú tektonické depresie Goričkovej a Javorinskej Širokej, kde je nahromadený najväčší počet čiastkových príkrovov a tektonických šupín tatrika.

Mezozoikum tatrika je tektonicky všeobecne rozčleňované na:

1. "autochtonnu" jednotku (tomanovská sekvencia) bezprostredne zviazanú s kryštalickým jadrom Tatier, ktoré tvorí jej sedimentačný fundament, a preto je často označovaná ako obalová jednotka,

2. presunuté jednotky (Swierkul, Czerwonych Wierchov, Giewontu, jednotiek v depresii Javorinskej Širokej a ďalších), v ktorých mezozoické sekvencie miestami i s časťou svojho predmezozoického fundamentu tvo-

ria samostatné čiastkové príkrovové, príkrovové duplexy alebo tektonické šupiny.

"Autochotónna" jednotka (tomanovská) vystupuje v podobe viac-menej súvislého pruhu medzi Osobitou na západe a Stežkami na východe. Na západnom okraji Západných Tatier je k nej zaradovaných aj niekoľko tektonicky značne redukovaných šupín v oblasti Sokola, Mnícha, Huňovej a Salatína (VEIZER, 1967). Najmohutnejší vývoj má v oblasti Kominow Tylkowych, kde jej mocnosť dosahuje vyše 2000 m. Generálne má pomerne monotónne, monoklinálne 40–50 stupňov na sever uklonené uloženie, priečne len mierne ohýbané. Na viacerých miestach sa však objavujú tektonické komplikácie či už v podobe tektonického zošupinovania jej najspodnejších (obyčajne spodnotriásových) členov s podložným kryštalínikom (napríklad južne od Osobitej a Bobroveckej doliny), tektonického zaklinenia uprostred kryštalínika (Ornak, Magura južne od Tichej doliny), alebo v podobe strmších úklonov až prevráteného uloženia (vrásu Stolov v Tomanovskej doline, vrásu Kominow Dudowych v masíve Kominow Tylkowych). Uvedené vrásy, ktoré evidentne súvisia s "autochotónnym" mezozoikom, boli často považované za spojovacie (synklinálne), k juhu sa uzavierajúce krídla vrásy Czerwonych Wierchov v jej staršom ponímaní.

Najexteriérsia časť tejto jednotky sa nachádza medzi Chocholowskou dolinou a masívom Czerwonych Wierchov a je označovaná ako tzv. pásmo Pisanej. Má synklinálnu stavbu, tvorenú v osovej časti sedimentmi ceno-manu-turónu a na krídlach sedimentmi turónu, lepšie zachovanými v južnom krídle.

Presunuté jednotky tatrika sú hojnejšie rozšírené len v depresiach Goričkovej-Javora a Javorinskej Širokej. V oblasti priečnych elevácií vystupujú nanajvýš ako menšie šupiny či tektonické útržky, obvyčajne vytiahnuté v násuvnej zóne krížanského príkrovu.

Medzi dolinami Chocholowskou a Kościeliskou vystupuje tektonická jednotka Swierkul s veľmi zložitou vnútornou stavbou (JAROSZEWSKI, 1957).

Významnejšie sú presunuté jednotky zastúpené v depresii Goričkovej-Javora, kde sú vyčleňované čiastkové príkrovové Czerwonych Wierchov a Giewontu. Spodnejší príkrov Czerwonych Wierchov je širšie rozvinutý v západnej časti depresie medzi Kościeliskou a Kondrackou dolinou. Je tvorený horninami stredného triasu-turónu (?) a k jej tektonickému odlepeniu došlo v plastických členoch spodného triasu. V príkrove Czerwonych Wierchov sú rozlišované dva väčšie štruktúrne elementy (duplexy) – Organow a Zdziarow, oddelené dislokáciou výrazne viditeľnou na východných svahoch Kościeliskej doliny a v Malej Swistowke. Možno ju sledovať až do doliny Malej Laki. Me-

dzi dolinami Mietusia a Malej Laki je možné vyčleniť ešte jeden nižší element – jednotku Koziego Grzbietu (Koziego Grzybka). Zaujímavé je v tejto oblasti aj vystupovanie tektonickej šupiny Niezwiedza medzi tektonickými elementmi krížanského príkrovu (medzi šupinou Przelecy Siwarowej a čiastkovým príkrovom Suchego wierchu), pričom podobná situácia bola zistená aj vo vrte Zakopane IG-l. Tieto komplikácie však môžu skôr súvisieť s mladšími (terciérnymi) deformáciami spôsobujúcimi juhovergentné (spätné) násuny.

K jednotke Zdziarow je zaraďovaná tenká šupina tvorená stredným triasom a urgónom, vklinená na severnom svahu Tichej doliny medzi "autochtónne" mezozoikum a kryštalínikum čiastkového príkrovu Giewontu.

Vrchnejší čiastkový príkrov Giewontu vystupuje hlavne vo východnej časti depresie Goričkovej. K tektonickému odlepeniu príkrovu došlo vo vrchnej časti tatického kryštalínika, pravdepodobne na predisponovanej predalpínskej strižnej (mylonitovej) zóne, prípadne inej štruktúrnej inhomogenite, takže na rozdiel od príkrovu Czerwonych Wierchov sa na jeho stavbe významne podieľajú kryštalické horniny (granity, migmatity, ruly, amfibolity), ktoré tvoria kryštalické "ostrovy" plávajúce na mezozoických horninách.

Príkrov Giewontu vystupuje súvisle medzi Kopou Kondrackou a Łaliovým sedlom a navyše tvorí príkrovové trosky zložené z kryštalínika na Malolaczniaku a Twardym Uplazie. Jeho vnútorná stavba je zložitá a v oblasti Tichej doliny je tvorená dvoma čiastkovými štruktúrami. Spodná štruktúra (tektonická šupina Javora – VEIZER, 1967) je tvorená kryštalínikom a spodným triasom. Vrchná štruktúra je značne rozsiahlejšia, tvorená kryštalínikom a mocným súborom mezozoika (spodný trias–vrchná krieda), ktorého profil je najlepšie viditeľný v masíve Giewontu. Uloženie mezozoika je monoklinálne, len lokálne komplikované lokálnymi digitáciami (šupinami), napríklad v oblasti Wrotek alebo Czuby Jaworzynskiej.

Nahromadenie početných presunutých jednotiek je aj v depresii Javorinskej Širokej. Podrobne sú opísané v prácach ANDRUSOVA (1950, 1959) a VEIZERA (1967), kde podobne ako v depresii Goričkovej ide tiež skôr o tektonické násuny ako o ležaté vráslové štruktúry. Predstavujú určitú analógiu príkrovov Czerwonych Wierchov a Giewontu, kde spodnejšie jednotky sú tvorené len mezozoikom (analógia príkrovu Czerwonych Wierchov) a vo vyšších štruktúrach sa na ich stavbe významne podieľa aj kryštalínikum. VEIZER (1967) tu v nadloží "autochtónnej", resp. spätné nasunutej "subautochtónnej" jednotky vyčlenil šesť presunutých čiastkových jednotiek, ktoré nepomenúvava, ale len číselne označuje v stúpajúcom poradí od najspodnejšej po najvrchnejšiu (jednotky II až VII).

Genéza alpínskych tektonických štruktúr tatrika je podrobne diskutovaná v prácach GOREK–VEIZER (1965); VEIZER (1967, 1970), ktorí podobne ako celý rad geológov pred nimi spájajú ich vznik s tangenciálnym stláčaním (kompresiou). V dôsledku účasti kryštalického podložia (spodnej stavby) v presunutých jednotkách považujú mechanizmus gravitačného sklzávania, zastávaný niektorými autormi (HALICKI, 1955; KOTAŃSKI, 1961), nanajvýš len za sekundárny u deformácií postihujúcich iba sedimentárny obal.

FATRIKUM (VEPORIKUM)

Je reprezentované krížanským (v staršej terminológii spodným subtatranským) príkrovom (poľ. plaszczowina reglowa dolna). Ide o neobyčajne zložité príkrovové teleso zložené výlučne z mezozoických hornín (spodný trias–spodná krieda), odlučené od pôvodného sedimentačného podkladu (koreňovej oblasti) a presunuté cez tatrikum. Tektonicky spočíva na "autochtónnej" jednotke i presunutých jednotkách tatrika.

Pozostáva z veľkého množstva čiastkových jednotiek (čiastkové príkrovov, šupiny, šošovky), čo zistili už bádatelia v prvej tretine nášho storočia (porov. napr. RABOWSKI–GOETEL, 1925; GOETEL–SOKOŁOWSKI, 1930; ANDRUSOV, 1936 a ďalší).

V tektonickej skici sú jednotlivé čiastkové elementy vyčlenené. Mnohé z nich podrobne charakterizoval už ANDRUSOV (1936, s. 128–132; 1959, s. 115–124). Príčinu takejto zložitej stavby v krížanskom príkrove na rozdiel od predsa len jednoduchšieho tatrika videl vo vzájomnom striedaní rigidných a plastických súvrství. V rámci krížanského príkrovu vyčlenil nižšie a vyššie čiastkové príkrovov.

Treba poznamenať, že takto detailne rozpracované členenie krížanského príkrovu je iba na severných svahoch Tatier od Oravíc po Tatranskú Kotlbu. Na západných svahoch Tatier medzi Liptovskou kotlinou a Oravicami (porovnaj napr. tektonickú skicu – tab. IX in GOREK, 1950) je krížanský príkrov rozšírený hlavne na východných svahoch Suchej doliny, kde sa istým spôsobom rysujú dva samostatné celky: Rovné – Malá Kopa a Huňová – Suchy wierch. Sú medzi nimi isté rozdiely vo vrstevnom slede a miestami je medzi nimi zreteľný tektonický kontakt. Ide však len o tú istú sekvenciu komplikovanú poklesmi a posunmi sv.–jz. smeru s pomerne jednoduchou stavbou (porovnaj tiež ANDRUSOV, 1959, s. 120). Ďalej na sever sa krížanský

príkrov vyskytuje iba rudimentárne. Pozornosť si zasluhuje kryha Mihulčia, ktorá sa ako prvá zaraďuje k vyšším čiastkovým príkrovom.

Na severných svahoch Tatier môžeme v krížňanskom príkrove vyčleniť tri sektory:

1. sektor západný – Západné Tatry,
2. sektor stredný – Zakopianske vrchy (poľ. regle),
3. sektor východný – Belianske Tatry.

Západný sektor medzi Oravicami a Koscieliskou dolinou má pomerne jednoduchú stavbu. Vystupuje tu čiastkový príkrov Bobrovca s viac-menej monoklinálnou stavbou, so súvrstviami siahajúcimi od stredného triasu po spodnú kriedu. Medzi Chocholowskou a Juráňovou dolinou sa príkrov delí na dve šupiny – spodnú šupinu Glebowca zo súvrství stredného triasu a vrchnú šupinu Parzadczaka zo súvrství od keuperu po spodnú kriedu.

Východne od Chocholowskej doliny rozdelenie čiastkového príkrova Bobrovca na dve šupiny nie je viditeľné, príkrov šikmo pretína dislokácia Šiodla (smeru JZ–SV).

Pod násunovou plochou čiastkového príkrova Bobrovca vystupuje niekoľko tektonických útržkov (drobných šupín), budovaných z hornín tatrika (tak kryštalika, ako aj mezozoika). Násunová plocha príkrova na jednotku tatrika je dobre viditeľná na Stoloch, alebo pri vyvieračke Lodowe Zrodlo v Koscieliskej doline (BAC-MOSZASZWILI et al., 1979).

Sektor Zakopianskych vrchov sa rozprestiera medzi Koscieliskou dolinou a dolinou Suchej Wody. Vystupuje v ňom veľké množstvo čiastkových príkrovov a šupín. Najkomplikovanejšia je tektonická stavba v západnej časti v Uplaze Mietusi, kde možno rozlíšiť 7–8 tektonických šupín. Morfologicky najvyššie je položená šupina Gladkiego Uplazanskiego. Je to súčasne najjužnejší výskyt krížňanského príkrova na severných svahoch Tatier. Tvoria ju horniny od spodného triasu po spodnú kriedu, ale profil má omnoho menšiu mocnosť v porovnaní s čiastkovým príkrovom Bobrovca. Ďalšie šupiny: Gladkiego, Wolarne, Piece, Spod Pece, Adamica a Krowiego Zlebu. (Na Uplaze Mietušim vystupuje aj chočská šupina Uplazu).

V Zakopianskych vrchoch je najmohutnejšie vyvinutý čiastkový príkrov Suchego wierchu, ktorý sa rozprestiera od Mietusej doliny až po dolinu Suchej Wody a možno ešte ďalej na východ. Lokálnejší rozsah majú šupiny Czarnej Turni, Malej Swinici, Samkowej Czuby, Grzeskowiek, Spadowca, Krokwe, Czerwonej Przeleczzy, Czerwonej Skalki a Przeleczzy Siwarowej. Tieto jednotky budujú hlavne triasové horniny, iba v niektorých šupinách vystupujú aj horniny spodnej jury.

Z priečnych dislokácií pretínajúcich sektor Zakopianskych vrchov je pomerne výrazná dislokácia na úbočiach doliny Bialego.

Stavbu a tektogenézu krížňanského príkrovu v Zakopianskych vrchoch opísali GUZIK-KOTAŃSKI (1963).

Vo východnom sektore, východne od doliny Suchej Wody, sa vyčleňuje jednotka Kop Soltysich-Siodla so sekvenciou jury a spodnej kriedy v prevrátenom slede a jednotka Gesiej Szyji-Skalky. V Belianskych Tatrách vystupujú čiastkové príkrovy Havrana a Bujačieho, medzi ktorými sa vyčleňuje nesúvislé šošovkové pásmo Žľabín (SOKOŁOWSKI, 1948; ANDRUSOV, 1959; IWANOW, 1965).

Krížňanský príkrov, ako ukazujú vrty v podhalanskej panve, sa tiahne v podloží paleogénu až k bradlovému pásmu. Tunajšie vývoje však ukazujú isté odlišnosti (napr. náznaky prechodu k fáciam manínskeho typu) od jednotiek, ktoré vystupujú na povrch v Tatrách.

HRONIKUM

Hronikum je zastúpené chočským príkrovom nasunutým na krížňanský príkrov. Eróziou bol značne zrezaný, a tak z neho zostali len navzájom nesúvisiace erozívne zvyšky rôzneho plošného rozsahu v južnej, západnej a severozápadnej časti Tatier. Reprezentujú ho hlavne stredno- a vrchnotriásové, len lokálne i liasové sedimenty. Rozčleňuje sa na niekoľko čiastkových jednotiek. O najvyšších, menovite o jednotke Koryčísk, niektorí autori (napr. KOTAŃSKI, 1973, 1986) vyslovili názor, že už ide o jednotku vyššiu – strážovský príkrov, ktorý by patril do jednotky silicika. Na základe analógie s vývojom v iných slovenských pohoriach (napr. Veľký Choč, Rozsutec v Malej Fatre) považujeme jednotku Koryčísk za súčasť chočského príkrovu (pre strážovský príkrov charakteristické wettersteinské vápence tu nie sú prítomné).

Pomerne rozsiahle výskyty chočského príkrovu sú v Západných Tatrách, kde tvorí buď tektonické trosky (na Opálenici, Ostrej a inde), alebo i súvislejšie výskyty (na hrebeni Holice a Sivom vrchu). V príľahlých Prosečníanskych horách (Chočské vrchy) je zložený z viacerých čiastkových príkrovov (digitácií). Na západných svahoch Tatier boli vyššie digitácie odstránené, či už tektonicky, alebo eróziou (a to už pred paleogénom).

Dva čiastkové príkrovov nad sebou vystupujú až východne od Oravíc. Tu, medzi Bobroveckou a Lejowou dolinou, vystupuje pásmo tektonických jednotiek hronika, budovaných hlavne triasovými súvrstviami. Vyčleňuje sa tu

nižšie ležiaci čiastkový príkrov Siwej Wody a vyšší čiastkový príkrov Furkašky-Koryčísk.

Čiastkový príkrov Siwej Wody vystupuje iba medzi Lejowou a Chocholowskou dolinou a skladá sa minimálne z dvoch šupín. Na jeho stavbe sa podieľajú najmä hlavné dolomity a norovické súvrstvie (tento sled sa dvakrát zreteľne opakuje a tvorí zmienené šupiny). Iba na jednom mieste v Lejovej doline (pod Cisowou Turniou) sú v malom rozsahu zachované aj pieskovce najspodnejšej jury.

Nad jednotkou Siwej Wody východne od Chocholowskej doliny vystupujú tektonické trosky vyššej jednotky Furkašky-Koryčísk, tvorené wettersteinskými dolomitmi, ktoré sú viditeľné na Cisowej Turni, alebo v Malej Suchej doline. Tektonický kontakt medzi čiastkovými príkrovmi Siwej Wody a Furkašky-Koryčísk je viditeľný pod Siwianskimi Turniami a pri vyústení Malých Koryčísk. Horniny čiastkového príkrovu Furkašky-Koryčísk vystupujú na hraničnom hrebeni a tvoria súvislý vrstevný sled od anisu po ?karn. V rámci tohto čiastkového príkrovu nies dôvod vyčleňovať dve šupiny (Furkašky a Koryčísk) ako je to napr. na geologickej mape Poľských Tatier 1:30 000 (BAC-MASZASZWILI et al., 1979). Na mape vyznačené tektonické trosky wettersteinských dolomitov na hraničnom hrebeni (Zamczysko) sú v skutočnosti ich erózne zvyšky v normálnom nadloží reiflinských vápencov.

Ďalej na východ vystupujú dve šupiny chočského príkrovu, tvorené najmä zo súvrství jury – šupina Uplazu a šupina Konczystej-Bramy Kantaka, ktoré sú najvýchodnejšími zvyškami na severe Tatier.

Tektonický vývoj v terciéri a kvartéri

Terciérnemu tektonickému vývoju a s ním spojeným tektonickým štruktúram bola pri geologických výskumoch dosť neopodstatnené venovaná menšia pozornosť. V mnohých prípadoch stále pretrváva názor, že terciérna tektonika sa prejavovala výlučne vertikálnymi pohybmi prevažne pozdĺž okrajových zlomových štruktúr a len germanotypným zvrásnením terciérnych sedimentov, najmä v blízkosti zlomov ohraničujúcich pohorie. Nové konceptie terciérnej tektoniky vo vnútorných Západných Karpatoch nepochybne preukazujú veľký význam horizontálnych a šíkmých posunov a s tým spojených transpresných a transtenzných tektonických režimov, pri ktorých popri vzniku posunov a poklesových zlomov môže dochádzať aj ku vzniku kompresných štruktúr vrásového a prešmykového charakteru a obnovovaniu tektonického pohybu na starších disjunktívnych štruktúrach. Kinematicky a geodynamicky

orientovaný výskum terciérnych tektonických štruktúr je síce len v počiatkoch, ale ukazuje sa, že v mnohých zlomoch horizontálna zložka pohybu bola rozhodujúca. Nemožno vylúčiť ani možnosť, že tektonická komplikovanosť paleoalpínskych jednotiek je čiastočne aj dôsledkom určitého "prispenia" terciérnej transpresnej tektoniky.

V Tatrách chýbajú vrchnokriedové až spodnoeocénne sedimenty. Predpokladá sa, že v tomto období došlo k obnaženiu a čiastočnej erózii paleoalpínskej stavby. Kompresný tektonický režim vo vrchnej kriede bol postupne v eocéne vyštriedaný extenzným režimom, čoho prejavom bola celková subsidencia oblasti a vytvorenie vnútrokarpatskej paleogénnej sedimentačnej panvy. Svojou geotektonickou pozíciou vzhľadom na flyšové trógy vonkajších Západných Karpát i charakter tektonických deformácií by sme ho mohli korelovať s typom predoblúkových bazénov, vyvinutých v aktívnych subdukčných režimoch medzi akrečnou prizmou a magmatickým oblúkom.

Sedimentácia začala transgresiou centrállokarpatského paleogénu v strednom a vrchnom eocéne; pri ktorej sa na rôzne erodovanom podloží ukladali bazálne litofácie, neskôr vyštriedané typickými flyšovými. Dnešná výrazná elevačná morfoštruktúra Tatier je relatívne mladá a jej formovanie sa začína s počiatkom neotektonického vývoja vnútorných Západných Karpát. K tektonickému zvratu pravdepodobne dochádza v období miocénu, keď v dôsledku rotácie vnútorných Západných Karpát, resp. ich čiastkových blokov a ich vkliňovaním na SV do priestoru vonkajších flyšových Karpát, dochádza k vzniku transpresno-transtenzného režimu. Sformovanie megaštruktúrnej asymmetrickej hráste Tatier do značnej miery súvisí so vznikom takých významných zlomov, ako je podtatranský, severotatranský i viacerých zlomov sv.-jz. smeru – pri západnom ukončení je to systém zlomov, ktoré tvoria pokračovanie chočsko-prosečianskeho zlomu, v strednej časti kôprovská zlomová zóna, ale aj jv. ohrazenie Tatier medzi Hrebienkom a Tatranskou Kotlinou. V mnohých prípadoch môže ísť o aktivizáciu priaznivo orientovaných starších zlomových štruktúr.

S popaleogénnou tektonikou transpresného charakteru súvisia pri západnom okraji Tatier pravdepodobne také fenomény, ako značná tektonická redukcia a zošupinovatenie tatrického mezozoika a transformácia, prípadne komplikácia príkrovových plôch na posunové, prítomnosť tektonických okien tatrika v Huňovej doline, či prítomnosť tektonickej trosky chočského príkrovu priamo na kryštalíniku.

Veľmi strmé úkly bazálnych paleogénnych litofácií na severnom okraji Tatier a existencia spätných prešmykov v príkrovových jednotkách sú prav-

depodobne tiež prejavmi transpresného režimu na severotatranskom zlome v.-z. smeru, veľmi zreteľne indikovaného na všetkých satelitných snímkach.

Na samotnom podtatranskom zlome sú na viacerých úsekokoch indície poukazujúce na prejavy horizontálnej zložky pohybu. Poklesové, na juh uklonené zlomy, ktoré sú na južnom okraji Tatier evidentné, sú pravdepodobne podstatne mladšie, sformované, prípadne aktivizované až po hlavnom výzdvihu Tatier. Môžu byť čiastočne podmienené gravitačne, využívajúc pritom staršie zlomové štruktúry, prípadne mylonitizované zóny.

Tektonický vývoj kvartéru predstavuje obnovenie neogénnych a starších tektonických aktivít v nových samostatných tektonických etapách. Dislokačné pohyby prebiehali pozdĺž starších (predkvartérnych) línií zlomov, vznikli aj zlomy kvartérne.

Zdvihový makrocelok Tatier má čiastkové podcelky Západné Tatry a Vysoké Tatry s Belianskymi. Na zistenie a určenie podrobnejších kvartérnych tektonických štruktúr v pohorí nateraz nie sú hodnoverných podkladov.

Poklesový makrocelok južného predpolia Tatier predstavuje v kvartéri diferencovaný pás znížení, voči ktorému sa v kvartéri Tatry (pozdĺž výraznej úpatnej dislokačnej línie) ako celok intenzívne a diferencované dvihajú. Porovnaním zistených hrúbok kvartéru (vrty, geofyzika) pred Vysokými Tatrami a rozdielov výšok korelátnych horizontov starého pleistocénu možno vysvetliť kvartérny tektonický zdvih Tatier okolo 400 m (v priebehu necelých 2 mil. rokov).

Celá podtatranská zníženina (oboju kotlín) ako celok sa člení na dva kvartérno-tektonické podcelky: liptovský (zhruba pred Západnými Tatrami) a popradský (zhruba pred Vysokými Tatrami). Obidva podcelky oddeluje kvartérna priečna hrasť. Hrasť má na povrchu viaceré "ostrovne" výstupy (kopce) podložného mezozoika a je dnes odvodňovaná zväčša miestnym Belianskym potokom. Glacifluviálne výnosy z veľkých tatranských dolín (najmä z Kôprovej) na územie deliacej hrasti boli akumulované iba v starom pleistocéne (premindeli) až v mindeli. Elevačná deliaca funkcia hrasti (prahu) sa teda plne prejavila až v počiatkoch plenipleistocénu.

Liptovský podcelok zníženiny je (i v limite našej mapy) rozčlenený na priečne kvartérne elevácie a depresie (menšej amplitúdy pohybov), a to v kvartéri aktívnymi zlomami celkového smeru asi SV–JZ. Na priebeh línií poukazuje najmä rozmiestnenie a smerovanie jednotlivých úrovní glacifluviálnych akumulácií tokov, vytiekajúcich z dolín Západných Tatier.

Popradský podcelok podtatranskej zníženiny (zhruba v predpolí Vysokých Tatier, na východ od citovanej deliacej hrasti) je na rozdiel od liptovského

oveľa viac poklesnutý voči pohoriu a vnútorne oveľa intenzívnejšie diferencovaný na kryhy, pozdĺžne i priečne k pohoriu.

Kvartérna tektonická aktivita sa na predpolí Tatier preukázateľne prejavila v niekoľkých krátkych tektonických etapách.

Najsilnejšou a najvýznamnejšou bola etapa predchádzajúca glacifluviálnym akumuláciám z doby počiatkov plenipleistocénu. Výrazne sa prejavila vznikom priečnych kryh na predpolí celých Tatier. Pred Vysokými Tatrami vznikla napr. od Štrbského Plesa významná mengusovsko-lučivnianska depresia.

Ďalšiu etapu pohybov badať približne po náplavoch ekvivalentných maximálnemu zašadneniu, teda zhruba uprostred až koncom risského obdobia. Pohyby sú doložené aj pred dobou posledného zašadnenia a v postglaciále.

METAMORFÓZA, MAGMATIZMUS A PALEOGEOGRAFICKÝ VÝVOJ TATIER

Tatry predstavujú iba malý fragment z reťaze alpíd, ktoré sa zrodili v niektorých tektonických fázach západnej Tetýdy a minimálne v dvoch až troch orogénnych cykloch ("kaledónskom", variskom a alpínskom).

PREDALPÍNSKY CYKLUS

Metamorfované horniny vo svojom predmetamorfnom vývoji zodpovedali prevažne flyšovým peliticko-psamitickým sedimentom. Podľa stupňa metamorfózy predstavujú svory, svorové ruly až pararuly, v rôznej miere diafitorizované. Niektoré na kremeň bohaté variety možno označiť ako kvarcitické ruly až metakvarcity. V podmienkach vysokého stupňa metamorfózy, ktoré nastali vo variskom orogéne, došlo k migmatitizácii rôznych východiskových hornín, pričom vznikli textúrne rôzne typy migmatitov. Bázické magmatické horniny a ich tufy predstavujú protolit rôznych typov amfibolitov. Karbonátovo-silikátové metamorfované horniny sú pomerne zriedkavé a vystupujú najmä v xenolitoch ako zvyšky metamorfovaného plášťa v granitoidoch Vysokých Tatier. Pôvodne pravdepodobne reprezentovali karbonátové polohy v peliticko-psamitických sedimentoch a tufoch.

Granitoidné horniny zodpovedajú prevažne biotitickému až dvojslužnému granodioritu a kyslejším porfýrickým a leukokrátnym granodioritom a granitom. Bázickejšie členy zodpovedajú väčšinou tonalitu, v podradnejšom množstve sa nachádzajú dioritické horniny. Na základe geochemickej charakteristiky granitoidy Vysokých Tatier zodpovedajú prevažne alkalicko-vápnitej sérii s iniciálnym pomerom izotopov Sr/Sr približne 0,706. Na základe chemizmu prejavujú blízku príbuznosť s granitoidmi vznikajúcimi v kolíznom geotektonickom prostredí, najmä v aktívnych okrajoch kontinentov a v ostrov-ných oblúkoch.

Vekové zaradenie obdobia sedimentácie je doteraz nedoriešené. Regionálna metamorfóza vulkanicko-sedimentárneho komplexu prebiehala na

základe geochronologických údajov v období "kaledónskom" i hercýnskom, čomu nasvedčujú veky 450–300 mil. rokov, zistené na základe U-Pb a Rb-Sr datovaní. Granitoidný magmatizmus na základe Rb-Sr metódy prebiehal v období karbónu 300 mil. rokov, pričom v tomto období došlo i k tektonickému výzdvihu a pravdepodobne k presunutiu jednotlivých komplexov kryštalínika, čomu zodpovedajú uzavretia izotopického systému v muskovitoch a biotitoch granitoidov i metamorfitov počas chladnutia (280–295 mil. rokov).

Regionálna metamorfóza, najmä v jz. časti kryštalínika Západných Tatier, mala zonálny charakter s metamorfnou zónou staurolitovo-kyanitovo-sillimanitovou, rozčlenenou na dve subzóny – nižšie teplotnú sillimanitovú zónu I a vyššie teplotnú sillimanitovú zónu II. Z priestorového rozmiestnenia metamorfných zón v Západných Tatrach je najmarkantnejším znakom inverzná (obrátená) zonálnosť metamorfózy so stúpaním metamorfných podmienok vo vertikálnom smere, čo je výsledkom postmetamorfných tektonických procesov. Staurolitovo-sillimanitová zóna, vyskytujúca sa len v oblasti Jaloveckej doliny, a nižšie teplotná časť sillimanitovej zóny prislúchajú len k podložnému komplexu kryštalínika, pričom vyššie teplotná časť sillimanitovej zóny zodpovedá podmienkam metamorfózy v komplexe nachádzajúcim sa v podloží i v nadloží granitoidnej intrúzie, pričom časť týchto hornín leží v tektonickej pozícii na podložnom komplexe. Taktiež zvyšky metamorfovaného plášťa v oblasti Vysokých Tatier svojimi metamorfnými podmienkami zodpovedajú sillimanitovej zóne II, pričom rovnaký stupeň metamorfózy možno na základe minerálnych asociácií predpokladať aj na poľskom území Tatier. Charakteristickými indexovými minerálmi metapelítov staurolitovo-kyanitovo-sillimanitovej zóny sú staurolit, kyanit a fibrolitický sillimanit, vystupujúce vo svoroch v Jaloveckej doline, pričom relikty staurolitu boli zistené aj na iných miestach (napr. pod Barancom) a kyanit sa nachádza spolu s fibrolitom už v rámci sillimanitovej zóny I v spodnej časti Žiarskej doliny, najmä v Jamnickej doline a v masíve Ostredkov. Podmienky metamorfózy vyššie teplotnej sillimanitovej zóny v metapelitoch dokumentuje prítomnosť prizmatického sillimanitu a vznik K-živca v leukosóme migmatitov. V týchto podmienkach nastalo už parciálne tavenie, pričom leukosóm migmatitov má granitové zloženie a jeho mocnosť dosahuje väčšie rozmery. Väčšina žil a polôh takto vznikutej anatektickej taveniny bola v minulosti označovaná ako tzv. "ortoruly", resp. "žuloruly" synkinematického štadia regionálnej metamorfózy v kryštalíniku Západných Tatier.

Na základe termobarometrických údajov a fázových rovnováh teplota metamorfózy kryštalínika Západných Tatier dosiahla približne 530–720 °C pri tlakoch 4–7 kbar. Teploty metamorfózy v xenolitoch metamorfitov v granitoi-

doch Vysokých Tatier zodpovedali 650–700 °C pri tlaku 5–6 kbar, podobne ako v najvyššieplotnej zóne západnej časti kryštalínika. Odlišnosti medzi západnou a východnou časťou kryštalínika sa prejavujú najmä v lito-logickom zložení metamorfitov, pričom v xenolitoch granitoidov Vysokých Tatier sú hojnejšie výskyty karbonátovo-silikátových metamorfovaných hornín a chýbajú niektoré variety amfibolitov, najmä páskovaných, typických pre Západné Tatry. Regionálna metamorfóza kryštalínika Západných i Vysokých Tatier mala charakter strednetlakového (Barrowianskeho) typu, ktorá kulminovala parciálnym tavením za vzniku migmatitov. Určujúcim tektonickometamorfným faktorom metamorfózy bolo pravdepodobne tektonické zhubnutie kôry v dôsledku kolíznej tektoniky v staropaleozoickom období, čomu nasvedčuje i prítomnosť litologicky odlišných komplexov hornín, predstavujúcich rozdielne prostredie pôvodného protolitu (flyš, resp. bázický vulkanizmus a karbonáty). Intrúzia granitoidov a tektonický výzdvih v období karbónu ukončili metamorfózu kryštalínika, ktoré neskôr, počas alpínskeho orogénu, už nebolo metamorfované, ale len tektonicky prepracované.

ALPÍNSKY CYKLUS

Sedimentárne sekvencie od permu do spodného oligocénu nám najlepšie objasňujú paleogeografický vývoj Tatier v alpínskom cykle. Detailné profily a ich vzájomné porovnávanie poskytuje obraz o prostredí, v ktorom sedimentovali, a aký materiál bol základom ich depozície. Sedimentárne litofácie jednotiek tatrika zaberajú stratigrafický interval od permu do turónu. Profily jednotiek krížanského príkrovu sú vyvinuté od spodného triasu po spodnú kriedu a v jednotke chočského príkrovu stretáme litofácie od stredného triasu po spodnú juru (toark?).

V sedimentárnych profiloch tatranského mezozoika môžeme rozoznať množstvo typických tetýdných litofácií, zvlášť jursko-kriedových. Allgäuská litofácia (fácia), známa aj ako "fleckenmergel", je dobre zastúpená v tatriku, (fáciu) litofáciu ammonitico-rosso poznáme nielen z jury tatrika, ale tiež tatrika i hronika, rádioláriové litofácie sú zastúpené v strednej i vrchnej jure tatrika, ďalej je to litofácia pleťových kalových vápencov známych ako majolika či biancone (titón–berias) z tatrika a v neposlednom rade urgónsku litofáciu (barém–apt) môžeme pozorovať v tatriku.

Úvahy o postupnom vývoji jednotlivých litofácií Tatier nám umožňujú objasniť určité spojitosti s uzatváraním sa západnej časti Tetýdy.

Mezozoická história Vysokých Tatier sa dá rozdeliť do niekoľkých etáp (WIECZOREK, 1989a):

1. etapa terigénej sedimentácie (vrchný perm?–spodný trias);
2. etapa karbonátových platforiem (vyšší spodný trias–vrchný trias);
3. etapa rozpadávania sa platformy a formovanie bazénov (vrchný trias–stredná jura);
4. etapa subsidencie platforiem a prehlbovania bazénov (stredná jura–vrchná krieda);
5. etapa nasúvania príkrovov (vrchný turón?).

Etapa terigénej sedimentácie (vrchný perm?–spodný trias)

Okrem lokálnych výskytov koperšadských zlepencov na styku Vysokých Tatier a Belianskych Tatier a v uzávere Bobroveckej doliny, ktoré pravdepodobne zodpovedajú litofáciu verukáno (vrchný perm?), túto etapu reprezentujú aj ďalšie terigéne sedimenty, desiatky ba i stovky metrov hrubé, neprávom v Poľsku označované ako seis. Tieto sedimenty rôznych frakcií (od zlepencov po šlovce) sa považujú za suchozemské. Ukladali sa v suchozemskom priestore ako riečne sedimenty zapĺňajúce aluviálne roviny. V sedimentoch sa dajú pozorovať lokálne horizonty nerovnomerného povrchu s karbonátovými konkréciemi. Tieto sedimenty sú zachované najmä v profiloch tatrika ("autochtónneho" tatrika, napr. Zolty Potok, Ornak) a len lokálne v krížanskom príkrove čiastkový príkrov Suchego wierchu, šupina Czarnej Turni).

Etapa karbonátovej platformy (spodný trias–vrchný trias)

V tejto dobe v Tatrách dominuje plytkovodná karbonátová sedimentácia. Hromadia sa sedimenty vápencov a dolomitov dosahujúce veľké hrúbky – do 1000 m. Pre "kampil" sú charakteristické sedimenty typu Sabha, ktoré sa zachovali najmä v profiloch "autochtónneho" tatrika a sporadicky aj v nasunutých jednotkách.

V strednom triase sú mocné sekvencie plytkovodných vápencov a dolomitov najlepšie zachované v profiloch tatrika (Kominy Tylkowe). Cyklická alternácia vápence–dolomity je vyvinutá najmä v ladinskej časti profilu. Charakteristická je aj hojnosť červíkovitých vápencov ("rozbaczkowe wapiene"), niekoľko druhov brekcií a zároveň štruktúr typu teepee. V profilocho krížnan-

ského príkrovu dominujú hlavne dolomity s nie typickými vápencovými vložkami (profil jednotky Suchego wierchu). Naproti tomu v Belianskych Tatrach sú zasa dobre vyvinuté tmavé gutensteinské vápence. Z profilov tatrika i fatrika stredného triasu je zrejmé, že dochádza k postupnej subsidencii, hoci sa plytkovodná karbonátová sedimentácia ako-tak udržala. Jedine v chočkom príkrove (hroniku) sa vo vrchnom anise objavujú hlbokovodnejšie litofácie (hlúznaté reiflinské vápence prekladané partnašskými bridlicami). Po krátkom časovom úseku pretrvávania hlbokovodnejších podmienok sedimentácie sa znova vracia plytkovodná karbonátová sedimentácia, čoho dôkazom sú hrubé komplexy wetersteinských dolomitov. Tie reprezentujú rôzne fácie (rifové fácie, lagunárne fácie a fácie zo sklonov rifu).

Pre vyšší trias (karn) a čiastočne nor tatrika a fatrika je charakteristická fácia "karpatského keuperu", ktorý charakterizuje návrat siliciklastickej sedimentácie. Vo vyšších častiach profilov karpatského keuperu sa objavujú často vložky dolomitov, zodpovedajúce hauptdolomitu. Najlepšie sú vyvinuté v Belianskych Tatrach v čiastkovom príkrove Bujačieho.

Fácia karpatského keuperu sa nevyskytuje v profilocho chočského príkrovu, ale zato v jednotke Siwej Wody sú pozorovateľné vložky zelenožltých slieňov, ktoré môžu byť akýmsi echem keoperskej sedimentácie.

V réte dominuje kössenská fácia, ale v tatriku sú lokálne pozorovateľné suchozemsko-lagunárne sedimenty (tomanovské vrstvy, stopy ichtyofauny, bahenné útvary).

Najvyšší trias je obdobím tektonických nepokojo, ktoré sa odrážajú v rôznorodosti fácií, dobre viditeľných profiloach tatrika medzi triasom a jurou. Takéto profily sú dobre viditeľné v Czerwonych Zlebkach a v doline Smytniej. V krížanskom príkrove sú na Czerwonej Przeleczy a v doline Lejowej, kym v chočskom triase je dobrý profil pod Siwanskimi Turniami.

Etapa rozpadávania platformy a formovanie bazénov (vrchný trias – stredná jura)

Je to veľmi vážna etapa v evolúcii Tatier. V nej pomocou tektonických pohybov dochádza k výraznému rozdeleniu na oblasti bazénové a elevované chrbty v paleogeografickom obraze tohto fragmentu Tetýdy, z ktorého sa zrodili Tatry.

Ako vyzdvihnutý vznikol ohraničený priestor tatrika, vnútorne sice rozdiferencovaný na množstvo blokov (pravdepodobne tilted blocks) v dôsledku počiatočných stredojurských tektonických pochodov. V tomto období

je dominantnou siliciklastická-karbonátová sedimentácia. Charakteristické sú veľké laterálne i vertikálne zmeny mocnosti sedimentov. Typická je tiež hojnosť stratigrafických hiátov medzi triasom a jurou (chýbanie rôznych stratigrafických stupňov spodnej i strednej jury). Dobré profily ilustrujúce túto etapu história Tatier, sú na Osobitej, v Koscieliskej doline (presnejšie v doline Smytniej), ako aj v doline Chocholowskej či Tichej.

Útvary liasu a spodného dogeru a vyššia časť triasu v nasunutých tatických jednotkách chýbajú.

Na začiatku jury vznikol krížanský priestor ako bazénová oblasť, vnútorne značne diferencovaná, o čom svedčia analyzované profily z rôznych čiastkových tektonických jednotiek krížanského príkrovu. Výrazné rozdiely sa dajú pozorovať medzi profilmi Východných a Západných Tatier. V Západných Tatrách (čiastkový príkrov Bobrovca) fácia fleckenmergel nie je hrubá a reprezentuje stratigrafický diapazón od sinemúru po pliensbach, kým v toarku je už vyvinutá adnetská fácia (červené hľuznaté vápence, alebo červené vápence so železitými konkréciemi a sporadickými stromatolitmi a tiež mangánové vápence). Z uvedeného vyplýva, že najmenej do toarku bola sedimentácia v relatívne plynšom prostredí oproti jurským sedimentom, ktoré sa formovali vo Východných Tatrách (Kopy Soltysie a Belianske Tatry). Z profilov Kop Soltysich a Belianskych Tatier (sedimentácia tzv. jury škvornitej, mocnej okolo 500 m) je možné poukázať na bazénovejší charakter sedimentácie tohto stratigrafického intervalu (pliensbach–bajok). Okrem toho táto sedimentácia pripomína jurský vývoj Východných Álp (Allgäu).

Celkom odlišný charakter majú jurské útvary chočského príkrovu (hronikum) vystupujúce v poľskej časti Západných Tatier. Lokálne výskyty jury sú známe zo šupiny Uplazu, ako aj v šupine Konczystej – Bramy Kantaka. Chočská jura, hrubá okolo 200 m, pozostáva z krinoidových vápencov, rohovcových vápencov, organodetritických vápencov (hierlatská fácia). Táto sedimentácia svedčí o hlbokovodnejších, ale nerovnomerných batymetrických sedimentačných podmienkach. Lokálne vystupujúce vápence adnetskej fácie i pelagické výplne neptunických dajok sú neklamnými svedkami prehlbujúcej sa karbonátovej platformy pod vplyvom tektonických pohybov.

Etapa subsidencie platforiem a prehlbovania bazénov (stredná jura–vrchná krieda)

V tejto etape ide o poklesávanie platforiem, ale aj o prehlbovanie bazénov. V tatriku sedimentácia pokračuje mimo "autochtónnej" oblasti a

zároveň zaberá aj oblasti presunutých jednotiek. Karbonátová sedimentácia vystriedala skoršiu siliciklasticko-karbonátovú. Nová etapa sa začína sedimentáciou krinoidových vápencov (ešte s terigénnou prímesou), zároveň tiež červenými hľuznatými vápencami – fácia ammonitico-rosso. Prerušenie, ako aj spomalenie sedimentácie dokumentujú železité povlaky, ako aj sporadické stromatolity v podloží hľuznatých vápencov (bežné je to v sekvenciách "autochtonnych").

V nasunutých jednotkách (čiastkový príkrov Czerwonych Wierchov a Giewontu) sa prehlbovanie prejavuje sedimentáciou bielych a po nich červených krinoidových vápencov, vystupujúcich len lokálne. Niekoľko sú známe len z neptunických žíl (dajok). V niektorých profiloch prvými sedimentmi na útvaroch anisu sú až litofácie batu (kondenzované litofácie červených vápencov s amonitmi a stromatolitmi), alebo až kelovejú (sivé hľuznaté vápence). Z uvedeného vyplýva, že v oblasti tatickej platformy rozdrobenej na bloky došlo k ich stupňovitému ponáraniu. Nedá sa tu hovoriť o niekoľkých strednojurských transgresiách, ako sa skôr v literatúre písalo.

Pravdepodobne najhlbšími sedimentmi sú ružové vápence s amonitmi (oxford). Fácia ammonitico-rosso sa znova objavuje v kimeridži. Sedimenty najvyššej jury a najspodnejšej kriedy (vápence mikroonkolitové s kalpionelami) sú sedimenty ponorenej platformy.

Počas barému–aptu dochádza k splytčeniu, čo dokumentuje rozvoj urgónskych fácií (najmä fácií zo sklonu rifu). Táto stopa splytčenia a pravdepodobne aj vynorenia počas vrchného aptu sa dá korelovať s celkovým znížením horizontom svetového eustatického oceánu.

V tatickej oblasti po rozdelení a prehĺbení urgónskej platformy sa prejavil výskyt skondenzovaných fácií albu (stromatolity, hardgroundy, fosforitové konkrécie), neptunické dajky a akumulácia kriedových slieňov. Vo vyšších častiach profilov sú aj preplástky turbiditov. Sú to najhlbšie sedimenty tatrika.

V krížanskom bazéne etapu sedimentačného zjednotenia a prehĺbenia bazénu charakterizuje kremito-karbonátová sekvencia reprezentujúca stratigrafický interval bajok–berias. Do bajoku sú zaradované zelenkavé škvrnité rádiolarity (so stopami *Chondrites* a *Zoophycus*), ktoré sa odlišujú od vrchných, hlavne oxfordských červených a zelených rádiolaritov. Symetria červených a zelených rádiolaritov nie je pravidelná. Medzi spodnými a vrchnými rádiolaritmi obyčajne vystupujú červené vápence (obvykle so štruktúrami typu flaser), ktoré zodpovedajú fáciu ammonitico-rosso. Podobné vápence sú rovnako aj nad vrchnými rádiolaritmi, prechádzajúce do zelenkavých, resp. zelenosivých alebo ružových slieňov s aptychmi. Sú zhodné s fáciou rosso od aptici (v Južných Alpách). Stratigraficky vyššie sú pelagické

vápence svetlých farieb, známe pod označením majolika (biancone), reprezentujúce najväčšie zjednotenie sedimentácie v krížňanskom bazéne.

Zelené rádiolarity (oxford) sú často považované za najhlbšie sedimenty krížňanského bazénu. Zdôvodňuje sa to i všeobecným deficitom CCD vo vrchnej jure až spodnej kriede zisťovaným za pomocí analýz. Pozorovania získané z dna bazénov nie jednoznačne potvrdzujú, že zmena karbonátovej sedimentácie na kremičitú sa musí viazať len na prehlbovanie bazénov. Deficit CCD môžu spôsobiť rôzne činitele (napr. zmena cirkulácie vôd, chýbanie vápenatého nanoplanktonu atď.). Je pravdepodobné, že krížňanský bazén sa prehlboval až do spodnej kriedy. Etapu spodnej kriedy v krížňanskom bazéne v Západných Tatrách reprezentujú fácie slieňov, slienitých vápencov (hlavne so stopami *Planolites* i *Chondrites*), obsahujúce interkalácie siliciklastických turbidítov a hrubých alodapických vápencov. Alodapické vápence sa nachádzajú v Kopach Soltysich a v Belianskych Tatrách.

Etapa nasúvania príkrovov (vrchný turón?)

Kedy došlo k presúvaniu sedimentárnych más, resp. kryštalínika v Tatrách, nie je dokonale upresnené. Najstaršími sedimentmi, ktoré ležia na presunutých jednotkách Tatier, sú útvary eocénu. Ak berieme do úvahy fakty z iných regiónov centrálnych Karpát, je možné usudzovať, že nasunutia v Tatrách sa dajú vtesnať do spodnej časti vrchnej kriedy po usadení spodnoturónskych sekvencií tatrika.

Na záver mezozoickej histórie vývoja Tatier je nutné povedať, že vyčlenené etapy evolúcie je možné korelovať s hlavnými etapami vývoja Západnej Tetýdy.

Dve prvé etapy (etapa terigénnej sedimentácie a etapa platforiem karbonátovej sedimentácie) zodpovedajú predriftovému štádiu vývoja Tetýdy).

Tretia etapa (rozpadávanie, dezintegrácia jednotnej platformy a formovanie bazénov) sa dá skorelovať so štádiom riftingu v Tetýde.

Štvrtá etapa (subsídencia platforiem a prehlbovanie bazénov) by mohla zodpovedať etape spreedingu v Tetýde.

Piata etapa (nasúvacie profily) sa dá korelovať s časom uzatvárania západnej časti Tetýdy.

V kenozoiku boli Tatry z väčšej časti pod vodou. Paleogén spočíva autochtónne na už presunutých a tiež erodovaných jednotkách. Vrchnokriedové sedimenty okrem spodného turónu, ako ani spodno-paleogénne sedimenty sa v Tatrách nenašli. To znamená, že o období medzi

spodným turónom a eocénom nemáme záznam, nevieme či sa tu usadili sennónske sedimenty. O tom, že erózia v oblasti Tatier bola intenzívna, svedčí i jedený výskyt eocénu priamo na kryštaliku v oblasti Západných Košarísk. To poukazuje aj na dlhý čas erózie vo vrchnej kriede (?) a v spodnom paleogéne. Okrem osamotenej lokality eocénu na kryštaliku pri Západných Košariskách je i výskyt eocénu, ale na karbonátovom podloží pri Rusinovej Poľane. Tieto dva výskyty sú dosť vzdialené od dnešného paleogénu transgresívneho okraja. Sekvencie paleogénu sa obyčajne začínajú zlepencami, resp. brekciami rôznej mocnosti, reprezentujúcimi pravdepodobne sedimenty aluviálnych kuželov sypaných a nesených na predpolie tektonicky aktívnych oblastí. Eocén vo vývoji numulitových vápencov ("jarcový kameň"), resp. dolomitových pieskovcov s numulitmi sú litofácie rozľahlej plytkovodnej karbonátovej platformy. Sedimenty tohto typu obopínajú mezozoicko-kryštalické Tatry zo všetkých strán. Môžeme ich stretnúť tak v oblasti Oravy, ako na Liptove, alebo v oblasti severovýchodných svahov Belianskych Tatier či na severných stráňach Tatier na juh od Zakopaného. Sedimenty karbonátovej eocennej platformy sa tiahnu nielen ďaleko na sever od Tatier, ale môžeme sa s nimi stretnúť i vo vrtoch na juh od Tatier. Tieto útvary nepokryli celú plochu morfologického podložia rozdeleného na bloky. Vekovú diferenciáciu karbonátovej sedimentácie je možné najlepšie pozorovať na juh od Tatier v Liptovskej kotline s vyčnievajúcimi mezozoickými blokmi.

Karbonátová platforma sa koncom eocénu rýchlo ponorila a vrchno-eocéanno-oligocénny časový interval charakterizuje mohutná terigénna sedimentácia. V hlbokovodnom bazéne vznikajú ilovce nevetraného mora (menilitový typ bridlíc), ale aj turbiditová sedimentácia (vnútrokarpatský bazén). Tento sedimentačný priestor sa rozprestíral aj na priestore dnešných Tatier.

Tatranský masív sa vynoril a bol vyzdvihnutý od čias oligocénu–spodného neogénu rýchlosťou okolo 8 mm za rok, ako to ukazujú rádiometrické merania.

Počas pleistocénneho začadnenia sa oblasť Tatier stala horstvom s alpskou charakteristikou zarezávania a tvorby chrbtov i dolín. Nadobudla vysokohorský charakter.

LITERATÚRA

- ANDRUSOV, D., 1936a: Subdivision des nappes subtatriques sur le versant Nord de la Haute Tatra. *Rozp. věd. spol. badat. Rus. svob. univ. v Praze* 23, 125—134.
- ANDRUSOV, D., 1936b: Subtatranské příkrovové Západních Karpat. *Carpatica* (Praha), I.
- ANDRUSOV, D., 1938: Geologický výskum vnitřního bradlového pásma Západních Karpat III. Tektonika. *Rozpr. St. geol. Úst. Čs. Republ.* (Praha), 9, 1—135.
- ANDRUSOV, D., 1949: Reambuloval mapy, ale ich nepublikoval — sú len v súkromnom archíve.
- ANDRUSOV, D., 1950: Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied.* (Bratislava), I, 1, 19—31.
- ANDRUSOV, D., 1955: Reambulačné výskumy na liste Trstená. Manuskript — archív Kat. geol. a paleont. FGGV UK, Bratislava.
- ANDRUSOV, D., 1958: Geologická mapa druhohorného pásma Západných Tatier, 1:25 000. Manuskript — archív Kat. geol. a paleont. FGGV UK, Bratislava.
- ANDRUSOV, D., 1959: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied* (Bratislava) 10, 1, 97—132.
- ANDRUSOV, D., 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Bratislava, 1—188.
- ANDRUSOV, D.—BORZA, K., 1956: Zpráva o geologii severovýchodných Tatier. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ANDRUSOV, D.—BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O., 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. Guide-book for geological excursion X. *Congr. CBGA* (Bratislava), 5—45.
- BAC, M.—MOSZASWILI, M. et al., 1979: Mapa geologiczna Tatr polskich 1:30 000. Wyd. geol., Warszawa.
- BAC, M.—MOSZASWILI, M. et al., 1981: Thrust zone of the Križna nappe at Stoly in the Tatra Mts. (Poland). *Stud. geol. pol.* (Warszawa), 68, 61—73.
- BEUDANT, F., 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. I. Paris (Atlas 1828).
- BIELY, A.—NEMČOK, J.—KULLMANOVÁ, A., 1987: Karbonátové sedimenty na podtatranskom poruchovom systéme. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BLASZCZYK, J.—GAJDZICKI, A., 1982: Lower Lias Ostracods in the Tatra Mts. *Acta palaeont. pol.* (Warszawa), 27, 129—136.
- BIRKENMAIER, K., 1977: Jurassic and Cretaceous Carpathians. Poland. *Stud. geol. pol.* (Warszawa), 45.
- BORZA, K., 1957: Poznámky o muránskom vápenci. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), VIII, 1.
- BORZA, K., 1958: Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 9.
- BORZA, K., 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier masívu Širokej. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), X, 1, 133—170.
- BOUÉ, A., 1830: Resumé des observations de A. Boué sur l'âge relatif des dépôts secondaires dans les Alpes et les Carpathes. *J. géol.* (Paris), I.

- BOYER, S. E.—ELLIOT, D., 1982: Thrust Systems. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. (Tulsa), 66, 9, 1196—1230.
- BURCHART, J., 1968: Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. Amer. J. Sci. (New Haven), 266, 895—907.
- BURCHART, J., 1970: Skaly krystaliczne wyspy Goryczkowej w Tatrach. Stud. geol. pol. (Warszawa), 32, 7—183.
- BYSTRICKÝ, J., 1963: Krížanská séria Vysokých Tatier a ružbašského ostrova. In: O. Fusán et al. 1963. Vysvetlivky ku geol. mape 1:200 000 list V. Tatry, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J., 1965: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Congress CBGA, VII, Sofia, Reports, II, 1, Sofia.
- BYSTRICKÝ, J.—VEIZER, J., 1965: Triadische Dasycladaceen in der hohctatrischen Hüllenserie der Hohen Tatra. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, (Bratislava), 16, 1.
- CAMBEL, B.—ŠČERBÁK, N. P.—KAMENICKÝ, L.—BARTNICKI, E.—VESELSKÝ, J., 1977: Nekotoryje svedenija po geochronologii kristallinikuma Zapadnich Karpat na osnove dannyh V-Th-Pb metoda. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 28, 2, 243—259.
- CAMBEL, B.—BAGDASARJAN, G. P.—VESELSKÝ, J.—GUASJAN, R. Ch., 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age of crystalline rocks of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 31, 1—2, 27—48.
- CÚLOVÁ, V.—ANDRUSOV, D., 1964: Précission de l'age de la formation des nappes de recouvrement des Karpates Occidentales centrales. Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2.
- ČORNÁ, O.—KAMENICKÝ, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 1, 117—132.
- DOKTÓR, St.—GRANICZNY, M., 1985: Fotogeologiczna mapa Karpat. Manuskript — archív Inst. geol., Warszawa.
- DZULYSKI, S.—GRADZINSKI, R., 1960: Source of the Lower Triassic in the Tatra Mts. Bull. Acad. pol. Sci., (Warszawa), VIII, 1.
- ĎUROVIČ, V., 1973: Petrografia keuperu krížanskéj jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 127—142.
- FUGLEWICZ, R., 1979: Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków), 49 (3—4), 271—275.
- FUGLEWICZ, R., 1980: Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores.
- GAZDZICKI, A.—ZAWIDZKA, K., 1973: Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 23, 3, 483—490.
- GAZDZICKI, A., 1974: Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 24, 1, 17—96.
- GAZDZICKI, A., 1975: Lower Liassic ("Gresten Beds") microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 25, 3, 385—398.
- GAZDZICKI, A., 1978a: The youngest conodonts from sub-tatric Rhaetian. Przegl. geol. (Warszawa), 4, 257—259.
- GAZDZICKI, A., 1978b: Conodonts of the genus Misikella Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathians). Acta palaeont. pol. (Warszawa), 23, 3, 341—350.
- GAZDZICKI, A.—MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M., 1979: An Upper Triassic — Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains. West Carpathians,

- Czechoslovakia) — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 5, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 119—148.
- GAZDZICKI, A.—MICHALÍK, J., 1980: Uppermost Triassic sequences of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathians of Slovakia and Poland. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 30, 1, 61—76.
- GAZDZICKI, A., 1983: Foraminifers and Lower Jurassic of the Slovakian and Polisch Carpathians. *Acta paleont. pol.* (Warszawa), 44, 109—169.
- GLAZEK, J., 1984: Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskin tatrzanskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu. *Tatr. Przegl. geol.* (Warszawa), 32, 1, 39—43.
- GOETEL, W., 1916: Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocs-dolomitfrage in der Tatra. *Bull. Acad. pol. Sci. (Cracovie)*, Sér. A, 1—31.
- GOETEL, W., 1917a: Zur liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. mat. (Cracovie)*, 1—32.
- GOETEL, W., 1917b: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. *Bull. Acad. pol. Sci Sér. mat. (Kraków)*, 1—222.
- GOETEL, W.—SOKOŁOWSKI, S., 1930: Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego. *Rocz. Pol. Tow. geol., Kraków*, 6.
- GOREK, A., 1950: Tektonické okná na západnom ukončení Vysokých Tatier. *Geol. sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, I, 1, 67—69.
- GOREK, A., 1953: Geologické štúdia na juhozápadnom svahu Vysokých Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied SAV, (Bratislava)*, IV.
- GOREK, A., 1956: Geologická stavba Západných Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, VII.
- GOREK, A., 1958: Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, IX, 2, 203—240.
- GOREK, A., 1959: Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalínika Vysokých Tatier. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava)*, X, 1, 13—88.
- GOREK, A., 1969: Postavenie zvyškov metamorfného plášťa v granitoidnom masíve Vysokých Tatier a ich vzťah ku kryštalickým bridliciam a migmatitom v Západných Tatrach. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 18.
- GOREK, A., 1979: Vnútorné štruktúry kryštalínika masívu Tatier. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava)*, 18.
- GOREK, A.—VEIZER, J., 1965: Der Charakter der Alpinen Tektonik in der Hohe Tatra. *Geol. Sbor. Geol. carpath.* (Bratislava), XVI, 2.
- GOREK, A.—SCHEIBNER, E., 1966: Záverečná správa (listy Nižná, Bystrá 1:50 000). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P.—KÖHLER, E. et al., 1980: Geológia Liptovskej kotliny, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—242.
- GROSS, P. et al., 1980: Geologická mapa Liptovskej kotliny, 1:50 000. Edícia "Regionálne geologické mapy Slovenska, 1:50 000", Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P. et al., 1983: Geologická mapa a Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list 26-414, Trstená 4 ("Huty"). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P.—KÖHLER, E.—SAMUEL, O., 1984: Nové lithostratigrafické členenie vnútrokarpatského paleogénu. *Geol. Práce, Spr. 81*, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 103—119.
- GROSS, P.—HALOUZKA, R.—MELLO, J. et al., 1987: Geologická mapa a vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000 list 26-421 (Oravice-1). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- GUZIK, K., 1936: O stratigrafii triasu piaszczowiny reglowej górnej, choczańskiej. Rocznik Pol. Tow. geol. (Kraków), 478—485.
- GUZIK, K.—GUZIK, S., 1958: Arkusz Furkaska. Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000.
- GUZIK, K., 1959: Przewodnie rysy stratigrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. Biulet. Inst. geol. (Warszawa), 149, 183—189.
- GUZIK, K., 1959: Kominy Tylkowe. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Biulet. Inst. geol., Warszawa.
- GUZIK, K., 1959: Bobrowiec. Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000. Biulet. Inst. geol., Warszawa.
- GUZIK, K.—KOTAŃSKI, Z., 1963b: La tectonique de la zone subtropicale de Zakopane. Acta Geol. pol. (Warszawa), 13, 3—4, 387—412.
- HALICKI, B., 1955: O priebegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Vody v Tatracach. Acta Geol. pol. (Warszawa), 5, 1, 81—97.
- HALOUZKA, R., 1977: Stratigraphical Subdivision of Sediments of the Last Glaciation in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with the Contemporary Alpine and North-European Glaciations. In: "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No 4 (on the session in Stuttgart 1976); INQUA, Prague (Praha), 83—90.
- HALOUZKA, R., 1979: Quaternary Mountain Glaciation of the Tatra Mountains (the foreland of the West and High Tatras). In: "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Ostrava, Czechoslovakia 1979; Geol. Survey (ÚÚG), Prague (Praha), 85—98.
- HALOUZKA, R., 1987: Stratigrafia a geologicko-paleogeografický vývoj kvartéru v Západných Tatrách a ich predpolí. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- HALOUZKA, R., 1989: Nové poznatky o kvartérnej stratigrafii a zaľadneniach v Západných Tatrách a ich predpolí (vo vzťahu k oblasti Vysokých Tatier). Region. Geol. Západ. Karpát. (Bratislava), Geol. Úst. D. Štúra, 25, 35—40.
- HAUER, F., 1869: Geologische Übersichtskarte der Österr.-Ung. Monarchie, Blatt III, Westkarpaten. Jber. K.-Kön. geol. Reichsanst., XIX, Wien.
- HOVORKA, D.—SPIŠIAK, J., 1986: Garnet amphibolites of the Western Carpathians. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 41, 21—47.
- IWANOW, A., 1965: Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Malej Laki w Tatracach. Acta geol. pol. (Warszawa), 15, 3, 393—428.
- IWANOW, A., 1973: New data on geology of the Lower Sub-Tatric Succession in the eastern part of the Tatra Mts. Bull. Acad. pol. Ser. Sci. Terre (Warszawa), 21, 1, 65—74.
- IWANOW, A., 1985: Baboš Quartzite Member in J. Lefeld (Ed.) et al.
- IWANOW A.—WIECZOREK, J., 1987: Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatracach. Przegl. geol. (Warszawa), 10, 525—528.
- JABLONSKÝ, J., 1961: Geologický výskum podhorského paleogénu medzi Hutami a Studenou dolinou. Diplom. práca. Manuskript — archív PFUK, kat. geol., Bratislava.
- JANÁK, M., 1991: Petrológia metamorfovaných hornín kryštalinika Západných a Vysokých Tatier. Kand. dizert. práca. Manuskript — archív PFUK/Geofond, Bratislava.
- JANÁK, M.—KAHAN, Š.—JANČULA, D., 1988: Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in the SW part of the Western Tatra Mts. crystalline complexes. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 39, 4, 455—488.
- JAROSZEWSKI, W., 1957: Geologia pasma Swierk. Acta geol. pol. (Warszawa), 7, 4.
- JAROSZEWSKI, W., 1965: Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatracach. Acta geol. pol. (Warszawa), XV, 4, 429—499.
- JAROSZEWSKI, W., 1985: Magmatic-tectonic jointing in granitoids of the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 35, 1—2, 173—187.

- KAHAN, Š., 1967: Príspevok k litológií kryštalických bridíc v Západných Tatrách. *Acta geol. geogr.*, Univ. Comen. Geol. (Bratislava), 12.
- KAHAN, Š., 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Abfan des Kristallinikums der West-Tatra. *Acta geol. geogr.* Univ. Comen. Geol. (Bratislava), 18, 19—78.
- KAHAN, Š.—HVOŽDARA, P., 1967: Distén — nový minerál v kryštaliku Vysokých Tatier. *Acta geol. geogr.* Univ. Comen. Geol. (Bratislava), 12, 115—122.
- KANTOR, J., 1959a: Der Alter gewisser Granitoide und kristalliner Schiefer der Hohen Tatra nach radioaktiven Zerfall von K-40. *Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied* (Bratislava), 10, 1, 89—96.
- KOCHANOVÁ, M., 1967: K problémú hranice rét—hettang v Západných Karpatoch. *Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty* (Bratislava), 7, 7—102.
- KÖHLER, E., 1975: Stratigrafia a paleogeografia eocénu Liptovskej kotliny. Geofond, Bratislava, 277.
- KÖHLER, E.—SAMUEL, O., 1977: Postavenie Západných Karpát v chronostratigrafických a biostratigrafických trendoch európskeho paleocénu a eocénu. *Geol. Práce, Spr. 68, Geol. Úst. D. Štúra* (Bratislava), 195—242.
- KLIMASZEWSKI, M., 1988: Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- KOTAŃSKI, Z., 1955: Vermicular limestones from the high-tatric Middle Triassic of the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 5, 3, 343—362.
- KOTAŃSKI, Z., 1956a: High-Tatric Campilian in the Tatra Mts. *Acta geol. Pol.* (Warszawa), 6, 1, 65—73.
- KOTAŃSKI, Z., 1956b: Stratigraphic and Palaeogeographic Problems in the High-Tatric Keuper. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 6, 3, 273—286.
- KOTAŃSKI, Z., 1959c: Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 9, 2, 113—145.
- KOTAŃSKI, Z., 1959d: Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr polskich. *Bull. Inst. geol.* 139, Warszawa, 1—166.
- KOTAŃSKI, Z., 1961: Tectogénèse et reconstruction de la paléogéographie de la zone Haut-Tatlique dans les Tatras. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 11, 2-3, 187—415.
- KOTAŃSKI, Z., 1963a: Outline of the Triassic Stratigraphy of the Zakopane sub-Tatric zone. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. geogr.* (Varsovie), 11, 2, 59—66.
- KOTAŃSKI, Z., 1963b: Stratigraphie et lithologie du Trias subtatlique de la région de Zakopane. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 13, 3—4, 317—372.
- KOTAŃSKI, Z., 1965: La structure géologique de la chaîne subtatlique entre la vallée. Koscieliska dans les Tatras Occidentales. *Acta geol. pol.* (Warszawa), 15, 3, 257—330.
- KOTAŃSKI, Z., 1965: Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. *Roczn. Pol. Tow. geol. (Kraków)*, 35, 2, 143—162.
- KOTAŃSKI, Z., 1967: Microfacial characteristics and stratigraphic division of the carbonaceous Triassic deposits of the Zakopane deep borehole. *Bull. Inst. geol.*, Warszawa (in press).
- KOTAŃSKI, Z., 1973: Upper and Middle subtatric nappes in the Tatra Mts. *Bull. Acad. pol. Sci., Ser Sci. Terre* (Warszawa), 21, 1, 359—369.
- KOTAŃSKI, Z., 1986: Jeszcze raz o plaszczowinie strażowskiej w Tatrach. *Ibidem* 1986 nr 10 i 11.
- KOTARBA, A., 1988: Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach. *Wszechświat* 89, styczeń 1988 (Warszawa), 13—15.
- KRIPPEL, E., 1986: Postglaciálny vývoj vegetácie Slovenska (Bratislava), Vydr. Slov. Akad. Vied, 307.

- KÚŠIK, R., 1956: Zpráva o výskytu oolitických Fe-rúd v réte masívu Vysokých Tatier. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), VII, 3—4.
- KÚŠIK, R., 1959a: Litológia sedimentárnych sérií územia Oravíc. Geol. Sbor. (Bratislava), X, 1, 203—224.
- KUŽNIAR, W., 1910: Eocen Tatr i Podhala. Sprav. Kom. fizjogr Akad. Umiejet., XLIV (1909), Kraków.
- LEFELD, J., 1959: Tintinnidae z serií Kominów Tylkowych (Tintinnidae of the Kominy Tylkowe, Series in the Tatra Mts.). Przegl. geol. (Warszawa), 7, 8, 358.
- LEFELD, J.—RADWANSKI, A., 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neokomie wierzchowym Tatr Polskich. Acta geol. pol. (Warszawa), 10, 4, 503—614.
- LEFELD, J., 1974: Middle—Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the sub-tatric succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). Acta geol. pol. (Warszawa), 24, 2, 277—365.
- LEFELD, J. (ed.), 1985: Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic unit of the Tatra Mountains. Stud. geol. pol. (Warszawa), 84, 1—93.
- LEFELD, J., 1988: Urgonian Formations in the Carpathians in M. Rakús et al. 9 (edit.): Evolution of the Vorthern Margin of Tethys. Mém. Soc. géol. France, 154, 1, Columbia, Bratislava, Paris.
- LIMANOWSKI, M., 1903: Perm i trias ladowy w Tatrach. Pamietn. Tow. Tatrzańskiego, Kraków.
- LIMANOWSKI, M., 1906: Sur la genèse des Klipper des Carpathes. Bull. Soc. géol. France (Paris), VI, 4.
- LIMANOWSKI, M., 1911a: Coupes géologiques par le grand li couché des Montagnes Rouges (Czerwone Wierchy) entre la vallée Sucha Woda et la vallée Chocholowska (Tatra). Bull. Acad. Sci. de Cracovie, Sci. Mat. (Kraków).
- LIMANOWSKI, M., 1911b: Geologiczni przekraje przez wielki fald Czerwonych Wierchów medzi doliną Suchej Wody a Chocholowską w Tatrach. Rozpr. Wydz. mat. przyr. pol. Akad. Umiejet (Kraków), LI, A.
- LINDNER, L.—DZIERZEK, J.—NITYCHORUK, J., 1990: Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. Kwartalnik Geologiczny (Warszawa), 34, 2, 339—354.
- LUGEON, M., 1902b: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sci. (Paris).
- LUGEON, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippe des Carpathes. Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. (Lausanne).
- LUKNIŠ, M., 1968: Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia, 1:50 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LUKNIŠ, M., 1973a: Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 175 s.
- LUKNIŠ, M., 1973b: Reliéf Tatranského národného parku. Zbor. TANAP, Osveta (Mártin), 15, 89—143.
- MAHEĽ, M. et al., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II., Západní Karpaty 1. Vyd. Čs. Akad. Věd, Praha, 407 s.
- MAHEĽ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky 1. Veda, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 508 s.
- MÁJOVSKÝ, J., 1972: Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier (medzi Podbánskom a Tatranskou kotlinou). Geofond, Bratislava.
- MÁJOVSKÝ, J., 1981: Geofyzikálny prieskum Belianskych Tatier — oblasť Ždiar-Podspády. Geofond, Bratislava.

- MARSCHALKO, R.—RADOMSKI, A., 1970: Sedimentárne textúry a vývoj okrajových fácií eocénneho flyša pri Ždiari (Vysoké Tatry). Geol. Práce, Spr. 53, Bratislava, 85—100.
- MATEJKA, A.—ANDRUSOV, D., 1930: Remarque critique sur les nappes subtatiques de la Haute Tatra. Věst. St. geol. Úst. Čs. Rep. (Praha), VI.
- MATEJKA, A.—ANDRUSOV, D., 1931: Apercu de la géologie des Carpathes occidentales etc. Guides des excursions etc. Association carpathique. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M., 1978: Regionálne geomorfologické členenie SSR. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, (Bratislava), 30, 2, 101—125.
- MAZÚR, E.—LUKNIŠ, M., 1980: Regionálne geomorfologické členenie (mapa 1:500 000). In: "Regionálna geografická syntéza SSR" (súbor. map). Geogr. Úst. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MICHALÍK, A., 1952: Sprawozdanie z badań w Tatrach Wysokich w okolicy doliny Piecin Stawów Polskich. Biul. geol. (Warszawa), 2.
- MICHALÍK, A., 1953: Budowa Tatr. In: M. Ksiažkiewicz (red.). Regionalna geologia Polski, Tektonika (Kraków), I, 2, 218—246.
- MICHALÍK, A., 1956: W sprawie genezy "zlepionca Koperszadskiego" w Tatrach. Biul. Inst. geol., (Warszawa), 109.
- MICHALÍK, J., 1974: Zur Paläogeographie der Plätische Stufe des westlichen Teiles der Krížna-Decke in der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 25, 2, 257—285.
- MICHALÍK, J., 1984: Palinspasticke rekonštrukcie a mezozoický paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 107—115.
- MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M., 1976: To the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 2, 299—318.
- MICHALÍK, J.—PLANDEROVÁ, E.—SÝKORA, M., 1976: To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the Uppermost Triassic of the West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 27, 2, 299—318.
- MICHALÍK, J.—GAZDZICKI, A., 1983: Stratigraphic and environmental correlation in the Fatra- and Norovica-Formations (Upper Triassic, Western Carpathians). Schr. Reihe Erdwiss. Komm. Wien, 5.
- MICHALÍK, J.—SOTÁK, J.—BARÁTH, J.—VAŠÍČEK, Z., 1990: Poznámky k litológii, stratigrafii a biofáciám muránskeho súvrstvia a k jeho postaveniu v spodnokriedovom siede. In: 50 rokov výuky geol. a paleont. na Slovensku, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 31—43.
- Mišík, M., 1958: Sedimentárna petrografia mezozoika jadrových pohorí. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Mišík, M., 1959a: "Lombardiova" mikrofácia — vedúci horizont v malme Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 1, 171—182.
- Mišík, M., 1959b: Litologický profil súvrstvia vyššieho liasu ("Fleckenmergel") Belanských Tatier. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 1, 183—190.
- Mišík, M., 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Bratislava.
- Mišík, M.—KUŠÍK, R.—BORZA, K., 1960: Horniny so silikátovými oolitami v réte a spodnom liase Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11.
- Mišík, M., 1987: The alga Halicoryne carpatica, n. sp. from Upper Triassic of Western Carpathians. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 38, 3, 285—293.
- MOCK, R., 1966: Geologicko-petrografické pomery a štúdium tektonítov v oblasti Lomnického štítu. Manuskript — archív PFUK, Bratislava.

- MOJSISOVICZ, E., 1867: Karte der westl. theiles des Hohen Tatra mit dem Chocsgebirge. Verh. K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien).
- MOJSISOVICZ, E., 1867a: Der "Pisana-Quarzit". Verh. K.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 258—259.
- NEMČOK, A.—MAHR, T., 1974: Kamenné ťadovce v Tatrách. Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 26, 4, 359—374.
- NEMČOK, J., 1993: Prosečnanský poruchový systém. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 98, v tlači.
- NEMČOK, J., 1993: Horninové podložie (geologické pomery) TANAP-u. Bratislava, v tlači.
- OBIDOWICZ, A., 1985: Atlas tatrzański Park Narodowy. Zakopane—Kraków.
- PASSENDORFER, E., 1930: Studium stratigraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierzchowej w Tatrach. Prace Państw. Inst. geol. (Warszawa), 2, 4, 351—677.
- PASSENDORFER, E., 1951: Trias tatrzanski, Jura Tatr. Kreda Tatr. In M. Ksiazkiewicz: Regionalna Geologia Polski, I, 1, Pol. Tow. geol. (Kraków), 30—57, 73—81.
- PASSENDORFER, E., 1957: Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. Le conglomerat de Koperszady (Tatra Orientale). Acta geol. pol. (Warszawa), 7, 2, 125—159.
- PASSENDORFER, E., 1983: Jak powstały Tatry. Wyd. Geol. wyd. VII.
- PAWLICA, W., 1918: Garluchowskie skały wapieno-krzemianowe. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. pol. Akad. Umiejet (Kraków), III, 13, 107—130.
- PLANDEROVÁ, E.—BEZÁK, V.—PULEC, M., 1990: Stratigrafické postavenie uhlíkatých formácií v kryštalíniku tatrika a vaporika. In: Sedimentologické problémy Západ. Karpat, Geol. Úst. D. Štúra (Bratislava), 115—119.
- PUSCH, G. 1831—1836 a 1837: Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpaten-Länder. I. Theil 1831, II. Theil 1836: Atlas. U. Tübingen, Stuttgart.
- RABOWSKI, F., 1921: Sur le trias haut-tatrique de la Tatra. C. R. Serv. géol. pol. (Warszawa), 1, 2—3.
- RABOWSKI, F., 1925: Budowa Tatr. Pasmo wierzchowe. Bull. Serv. géol. pol. (Varsovie), 3, 1—2, 169—187.
- RABOWSKI, F.—GOETEL, W., 1925: Budowa Tatr. Pasmo reglowe. Bull. Serv. géol. pol. (Warszawa), 3, 1—2, 189—224.
- RABOWSKI, F., 1931: Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne. Ann. Soc. géol. pol. (Kraków), 7, 108—119.
- RABOWSKI, F., 1959: Serie wierzchowe v Tatrach Zachodnich. The High-Tatric Series in the Western Tatras. Prace Inst. geol., (Warszawa), 27, 1—178.
- RACIBORSKI, M., 1890: Über eine fossile Flora in der Tatra. Eine vorläufige Mitteilung. Verh. K.-kön. geol. Reichsanst., Wien.
- RACIBORSKI, M., 1891: Flora retycka w Tatrach. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Pol. Akad. Umiejet. (Kraków), 2, 1, 292—326.
- RADWANSKI, A., 1968: Studium petrograficzne i sedimentologiczne retyku wierzchowego Tatr. Stud. geol. pol. (Warszawa), 25.
- RONIEWICZ, P., 1966: Lower Werfenian (Seisanian) clastics in the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 16, 1, 1—90.
- RONIEWICZ, E., 1974: Rhaetian carals of the Tatra Mts. Acta geol. pol. (Warszawa), 24, 1, 97—116.
- RONIEWICZ, E.—MICHALÍK, J., 1991: A new Triassic Scleractinian coral from the High Tatra Mountains (Western Carpathians, Czechoslovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava) 42, 3, 157—162.
- SEDLECKIJ, A.—SEmenenko, N. P.—ZAIDIS, B. B.—DEMIDENKO, S. G., 1966: Vozраст kristalickogo fundamenta polskich Karpat i Svjatošinskikh gor. In: Afanasev (Ed.): Absol-

lutoje dátirovanie tektonomagmatičeskich ciklov i etapov orudenenija po dannym 1964
AN SSSR, Moskva.

- SCHALEKOVÁ, A., 1959: Girvanely triasu a jury Západných Tatier, Juhoslovenského krasu a Veľkej Fatry. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 10, 1.
- SCHUBERTOVÁ, L., 1961: Geologický a mikropaleontologický výskum paleogénu na severnom svahu Západných Tatier. Diplom. práca. Manuskript — archív PFUK, Bratislava.
- SKUPIŃSKI, A. 1975: Petrogeneza i struktura trzana krystalicznego Tatr Zachodnich miedzy Ornohiem i Rohaczami. Stud. geol. pol. (Warszawa), 49, 7—105.
- SLÁVIK, M., 1990: Petrológia amfibolitov JZ časti kryštalínika Západných Tatier. Diplomová práca. Manuskript — archív Kat. mineral. petrol. PFUK, Bratislava, 78 s.
- SOKOŁOWSKI, S., 1925: Spostrzeżenia nad wiekiem i wykształceniem liasu reglowego w Tatrach. Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków), 2, 78—84.
- SOKOŁOWSKI, S., 1948: Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Práce spec. Panstw. Inst. geol. (Warszawa), 4, 1—47.
- SOKOŁOWSKI, S., 1959: Zarys geologii Tatr. Outlines of Geology of the Tatra Mts. Biul. Inst. geol. (Warszawa), 149, 19—98.
- SPENGLER, E., 1932: Ist die "Mittlere subtatrische Decke" der Westkarpathen eine selbständige Einheit? Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. VII, Praha.
- STACHE, G., 1868: Über das Auftreten der Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verh. k.-kön. geol. Reichsanst. (Wien), 5, 99—102.
- STASZIC, S., 1815: O ziemorodstwie Karpatow i innych górz i rowin Polski, Warszawa.
- SUJKOWSKI, Z., 1933: Niektoré spongiolity z Tatr i Karpat. Spraw. Pol. Inst. geol. (Warszawa) 7, 4, 712—733.
- ŠTÚR, D., 1868: Bericht über d. geol. Aufnahme im oferen Waag n. Grau-Thale. Jber. k.-Kön geol. Reichsanst, XVIII, Wien.
- TURNAU-MORAWSKA, M., 1947: Permotrias ladowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego Permian and Triassic Continental Facies of the Tatras and their Relation to the Crystalline Mass. Ann. Univ. Marie Curie-Skłodowska, Sect. B (Lublin), 2, 187—226.
- TURNAU-MORAWSKA, M., 1953: Kajper tatrzanski, jego petrografia i sedimentologia. Acta geol. pol. (Warszawa), 3, 1, 33—102.
- TURNAU-MORAWSKA, M., 1955: Uwagi o sedymentacji węfenu tatrzanskiego. Rocz. Pol. Tow. geol. (Kraków), 23, 37—51.
- UHLIG, V., 1890: Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Jb. K. Kön. geol. Reichsanst. Zone 8, Kol. XXII, Neumarkt (Nowy Targ) und Zakopane (Wien).
- UHLIG, V., 1896: Die Geologie des Tatragebirges. Denkschriften Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. (Wien), 44.
- UHLIG, V., 1897—1898: Die geologie des Tatragebirges. Denkschriften Österr. Akad. Wiss. mat.-naturwiss. Kl (Wien), LXIV, 643—684.
- UHLIG, V., 1889: Die Geologie des Tatragebirges I. Einleitung und stratigraphischer Theil. Verh. Geol. Bundesanst. (Wien), 643—684.
- UHLIG, V., 1903a: Bau und Bild der Karpathen. In: Bau und Bild Österreichs. Wien—Leipzig.
- UHLIG, V., 1903b: Zur Umdeutung der Tatrischen Tektonik durch M. Lugeon. Verh. K.-kör. geol. Reichsanst. (Wien).
- UHLIG, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. (Wien), 116.
- UCHMAN, A., 1991: Isopodichnus and other trace fossils from marine Kopieniec Formation (Rhaetian—Sinemurian) in the Tatra Mts., Poland. Geol. Zbor. carpath. (Bratislava), 4, 2, 117—121.

- VEIZER, J., 1967: Obalová séria Vysokých Tatier — slovenská časť. Kandid. dizertačná práca. Manuskript, 244 s.
- VEIZER, J., 1970: Contribution to Tectogenesis and Orogenesis of the Slovak part of the High Tatra Mantle Series. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 2, 300—326.
- VITÁLOŠ, R., 1984: Mikrotektonický výskum kryštalínika Západných Tatier v oblasti medzi Žiarskou a Trnoveckou dolinou. Diplom. práca. Manuskript — archív PFUK, Bratislava, 45 s.
- WIECZOREK, J., 1983: Uwagi o facji ammonitico rosso. Przegl. geol. (Warszawa), 4.
- WIECZOREK, J., 1984: Ważniejsze stanowiska paleontologiczne mezozoiku... (Mat. Konf.) pol. 919 Wyd. AGH, Cracow.
- WIECZOREK, J., 1984: Skaminiatości śladowe z wapieni planistycznych jury Tatr. Materiały VIII. Konferencji Paleontologów. Wyd. AGH (Cracow), 15—16.
- WIECZOREK, J., 1988: Jednostki lithostratigraficzne jury i kredy Tatr — komentarz krytyczny. Przegl. geol. (Warszawa), 3, 159—163.
- WIECZOREK, J., 1988: Maiolica — a unique Facies of the Western Tethys. Ann. Soc. geol. pol. (Warszawa), 58, 255—276.
- WIECZOREK, J., 1989: Main Stages of Geological Development of the Tatra Mts. XIV. Congr. CBGA (Sofia), 789—792.
- WIECZOREK, J., 1989: Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy — zarys problematyki. Kwart. geol. (Warszawa), 33, 3/4, 401—412.
- WIECZOREK, J., 1989: Trace Fossils in Jurassic and Cretaceous basinal Sequences of the Krížna Nappe, Tatra Mts., Poland. XIV. Congr. CGBA (Sofia), 793—794.
- WIGILEW, B., 1914: Neokom reglowy w Tatrach. Spraw Kom. fizjogr. Akad. Umiejet. (Kraków), 48, 42—46.
- ZAWIDZKA, K., 1970: An Approach to the Conodont Stratigraphy of the Middle Triassic of Lower Silesia and the Western Tatras Mts. Bull. Acad. pol. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogr. (Warszawa), 18, 3, 141—147.
- ZAWIDZKA, K., 1971: Triassic holothurian sclerites from Tatra Mts. Acta palaeont. pol. (Warszawa), 16, 4.
- ZAWIDZKA, K., 1972: Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe, the Tatra Mts.). Acta geol. pol. (Warszawa), 22, 3, 459—466.
- ZEJSNER, L., 1844: Carte géologique de la chaîne du Tatra et des soulevements parallèles. Karstens Arch. f. Min., XVIII., Berlin.
- ZELMAN, J., 1961: Správa o geologickom výskume mezozoika severných svahov Západných Tatier na liste M-34-100-B-a (Veľká Furkaska) za r. 1960. Manuskript — archív PFUK, Bratislava, 6 s.
- ZORKOVSKÝ, B., 1949: Bázické eruptívy v mezozoiku západného a stredného Slovenska. Práce Slov. geol. Úradu, 26, Bratislava.
- ZWART, H. J., 1967: The duality of orogenic belts. Geol. Mijukow, 46, 283—309.

VYSVETLIVKY KU GEOLOGICKEJ MAPE TATIER

**Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra v Bratislave roku 1993.
Vydavateľské oprávnenie GÚDŠ: MK 42/1990-21.**

Vedecký redaktor: RNDr. Jozef Vozár, CSc.

Zostavil: RNDr. Ján Nemčok, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Korigovala: Ing. Miroslava Ludvigová

Technická úprava: Gabriela Šipošová

Sadzba: Mária Cabadajová

Tlač a knihárske spracovanie: Edičné stredisko GÚDŠ.

Náklad 500 kusov. Rozsah AH 8,18, VH 8,41. Cena 45,- Sk.

ISBN 80-85314-23-1