

DIMITRIJ ANDRUSOV

PREHLAD STRATIGRAFIE A TEKTONIKY
DRUHOHORNÉHO PÁSMÁ
MASÍVU VYSOKÝCH TATIER
NA ÚZEMÍ SLOVENSKA

(Obr. 11 v texte, ruské a nemecké resumé)

Úvod

Na slovenskom území v masíve Vysokých Tatier druhohory vystupujú v súvislom pásme pri západnom, severozápadnom (Osobitá, Bobrovec), severnom (Tichá dolina) a severovýchodnom (Belanské Tatry, Široká) obmedzení kryštálického jadra (obr. 11). Okrem toho sa nájdu v menších útržkoch pri južnom obmedzení Vysokých Tatier čiastočne v bezprostrednom, hoci tektonickom kontakte s kryštalinikom. Čiastočne sú obklopené flyšom v blízkosti od okraja kryštálického masívu. Tieto „ostrovy“ sú známe vo väčšom množstve v území medzi Štrbským plesom a Ráčkovou dolinou a v nepatrnom rozsahu aj pri juho- východnom ukončení masívu Vysokých Tatier. Keďže rozdelenie elementov druhohorného pásma na faciálno-tektonické celky je všeobecne známe, nebudeme tu bližšie odôvodňovať ich rozdelenie na dve hlavné pásma (vysokotatranské a subtatranské). Pre pochopenie stratigrafického prehľadu, ktorý podávam na ďalších stránkach, je však bezpodmienečne potrebné, aby sme prebrali a osobitnými názvami označili jednotlivé čiastkové elementy uvedených dvoch pásiem. Budeme odlišovať tieto pásma:

A. Vysokotatranské pásmo s týmito čiastkovými elementami:

1. Vlastné kryštálické jadro s normálnym obalom permsko-druhohorným. Sedimentárny obal budeme nazývať sériou tomanovskou (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931; označenie séria „Komínov Tylkových“ — P a s s e n d o r f e r 1951b, str. 31, nemožno odporúčať, keďže bolo zavedené neskoršie). Tomanovská séria je známa vo všetkých prv spomenutých úsekoch okrem južného okraja.

2. Séria (ležatá vrása, príkrov) Červených vrchov s kryštálickým jadrom a druhohorným obalom je vyvinutá na slovenskom území v masíve Červených

vrchov až k Lalióvemu sedlu a v masíve Javorinskej Širokej; v útržkoch aj v masíve Osobitej.

3. Sériá (ležatá vrása) Giewontu. Je vyvinutá na Slovensku len v obmedzenom úseku v masíve javorinskej Širokej, v rozsiahlejšej miere v Poľsku.

B. Subtatranská sériá je vyvinutá vo všetkých spomenutých oblastiach Vysokých Tatier, kde vystupuje mezozoikum. V oblasti vývinu subtatranská sa odlišuje:

1. Sériá (príkrov) križňanská (spodnosubtatranská), ktorá je vyvinutá vo všetkých uvedených oblastiach; odlišujeme v nej:

- a) nižšie čiastkové príkrovy,
- b) vyššie čiastkové príkrovy.

2. Sériá chočská. O poslednej dlho panoval názor, že má značné rozšírenie pri celom severnom svahu Vysokých Tatier. Nateraz možno však tvrdiť, že chočská sériá je vyvinutá rozsiahle pri západnom obmedzení Vysokých Tatier, v menej rozsiahlych kryhách v skupine Osobitej a Farkašky na Oraviciach, ďalej na severnom svahu Vysokých Tatier v Poľsku pri Koscieliskej doline a na južnom svahu v niektorých „ostrovoch“ v Liptovskej kotline.

Rozdelenie križňanského príkrovu na čiastkové elementy, platné pre oblasť celých Vysokých Tatier, nebolo zatiaľ navrhnuté a je isté, že ani v budúcnosti sa asi nepodarí paralelizovať všetky čiastkové elementy medzi sebou. Budeme odlišovať čiastkové príkrovy, medzi ktorými nie je viditeľná spojitosť v oblasti Vysokých Tatier, a digitácie; ich spojitosť možno sledovať priamo v oblasti uvedeného pohoria. Dve hlavné čiastkové skupiny (už uvedené), stanovené v jednotlivých úsekoch križňanského príkrovu Vysokých Tatier možno jasne vymedziť pri severnom obmedzení Vysokých Tatier. Na slovenskom území, na Oraviciach odlišujeme (A n d r u s o v 1936a, b, 1950, 1955):

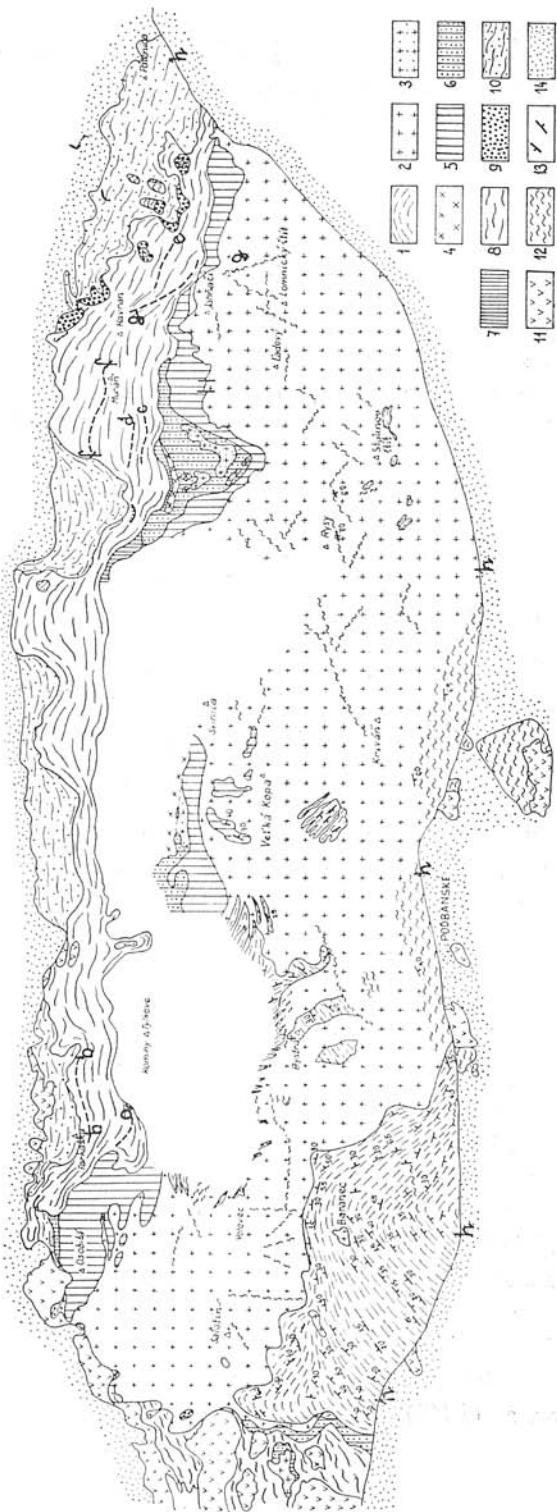
- a) spodný čiastkový príkrov Bobrovca so:
 - α) spodnou digitáciou Bobrovca,
 - β) vrchnou (hlavnou) digitáciou Bobrovca,
 - γ) menšou lokálnou digitáciou juráňovskou;
- b) vrchný čiastkový príkrov Mihulče a Farkašky.

V severnej časti masívu Širokej v skupine Zadnej Kopy a Holice odlišujeme:

1. spodný čiastkový príkrov Havrana s digitáciami:
 - a) Holice,
 - b) Suchého vrchu,
 - c) Holého vrchu,
 - d) Sedla;
2. medzipásma malých tektonických šupín Starého salaša,
3. vrchný čiastkový príkrov Skaliek.

V Belanských Tatrách možno odlíšiť:

1. Spodný čiastkový príkrov Havrana;



Obr. 11. Tektonická skica masivu Vysokých Tatier. 1 — Kryštalické bridlice a migmatity. 2 — Žula ústredného jadra. 3 — Kryštalínikum vrásy Červených vrchov. 4 — Kryštalínikum vrásy Giewontu. 5 — Druhomory tomanovskej série. 6 — Druhomory vrásy Červených vrchov. 7 — Druhomory vrásy Giewontu. 8–10 — Krížňanský príkrov. 8 — Druhomory spodného čiastkového príkrovu. 9 — Druhomory soškovského pásma Žlebiny. 10 — Druhomory vrchného čiastkového príkrovu. 11 — Druhomory chočského príkrovu. 12 — Mylonitové pásma v žule. 13 — Smery a sklony bridličnatosti v kryštalických bridliciach. 14 — Paleogén. a — Synklinála oddeľujúca spodnú digitáciu Bobrovec od vrchnej. b — Synklinála oddeľujúca vrchnú digitáciu Bobrovec od digitácie Juráňovej. c — Synklinála oddeľujúca digitáciu Havrana od digitácie Suchého vrchu. d — Synklinála oddeľujúca digitáciu Suchého vrchu od digitácie Hlúpeho vrchu. e — Synklinála oddeľujúca digitáciu Havrana od digitácie Jatiek. f — Smer muránskej synklinály. g — Priečna flexúra Hlúpeho vrchu. h — Podtatranský zlom.

- a) synklinálne pásmo na svahu Jatiek oddeľuje od tohto čiastkového príkrovu vrchnú digitáciu Jatiek (R a b o w s k i—G o e t e l 1925), ale len vo východnej časti Belanských Tatier,
 - b) muránska synklinála a
 - c) rudimenty (prevrátené krídlo) vyššej digitácie Rogovej.
2. Šošovkové medzipásmo Žlabov.
3. Vrchný čiastkový príkrov Bujačieho vrchu (A n d r u s o v 1936b).

Toto posledné označil S o k o l o w s k i (1951) ako „digitácia Pálenice“ (meno dané S o k o l o w s k i m však spadá do synonymie so starším označením; okrem toho sa s istotou zistilo, že nejde o digitáciu spojenú so spodným čiastkovým príkrovom Havrana, ale o samostatný čiastkový príkrov).

V oblasti východných Tatier ekvivalenciu čiastkových príkrovov možno stanoviť asi takto:

Masív Širokej:	Belanské Tatry:
Čiastkový príkrov Skaliek	Čiastkový príkrov Bujačieho
Šošovkové pásmo Starého salaša	Šošovkové pásmo Žlebiny
Čiastkový príkrov Havrana	

Je pravdepodobné, že čiastkový príkrov Havrana odpovedá na západe vrchnému čiastkovému príkrovu Bobrovca a čiastkový príkrov Bujačieho čiastkovému príkrovu Mihulče a Farkašky. Túto otázku treba však preskúmať analýzou subtatranských príkrovov v celom subtatranskom pruhu pri severnej strane Tatier. Treba poznamenať, že kryhy vrchného čiastkového príkrovu sa často pokladali za elementy chočského príkrovu (Bujačí vrch, vrchol Farkašky 1936a, b), avšak či už v staršej dobe (A n d r u s o v 1936a, b), alebo celkom v poslednom čase sa zistilo, že vývin druhohôr týchto krýh nedovoľuje toto pričlenenie.

STRATIGRAFIA VYSOKOTATRANSKEJ SÉRIE

Vo vysokotatranskej sérii najstarším členom obalovej série sú známe medodolské (koperšadské) zlepenca (B o r z a, str. 133 tohto zborníka). Je pravdepodobné, že ide o sedimentárny útvar vo fácií molasovej, značne rozšírenej v Centrálnych Západných Karpatoch (P a s s e n d o r f e r 1957, T u r n a u - M o r a w s k a 1957). Je vyvinutý celkom ojedinele, a to na severovýchodnej hrane Jahňacieho štítu vo východných Tatrách.

Séria triasu sa začína súvrstvím bazálnych zlepenčov a kremencov o hrúbke 50—100 m, transgresívnych na starších útvaroch, nad nimi ležia verfénske vrstvy o hrúbke maximálne 100—200 m s rytmickým charakterom sedimentácie. Spolu s bazálnymi kremencami ich treba považovať za spodnú detritickú formáciu v zmysle B e l o u s o v a (1948).

Nad nimi je vyvinuté primárne asi celkom konštantné súvrstvie stredotriasových vápencov a dolomitov, hrubé 200—400 m, ktoré sa vyznačuje istými osobitosťami od vápencovo-dolomitického stredotriasového súvrstvia križňanskej série (pozri články Borzu a Kúšika v tomto zborníku). Neobsahujú ani diplopóry ani hlavonožce a ostatné uvádzané skameneliny nemajú dostatočnú stratigrafickú cenu, aby bolo možné presne umiestiť spodnú a vrchnú hranicu tohto súvrstvia. Je pravdepodobné, že zhruba zodpovedá celému strednému triasu.

Ďalší člen triasu, pestré súvrstvie majúce povahu tzv. karpatského keupru, je vyvinutý vo Vysokých Tatrách rudimentárne a veľmi sporadicky v podobe šošoviek. Ide o útvar, podobný niekedy molase, ktorým sa ukončuje sedimentácia prvého druhohorného cyklu. Snáď padol často za obeť erózii, ktorá nastala na rozhraní medzi triasom a jurou pod vplyvom starokimerských pohybov zemskej kôry, a to v značnej časti celého tatrídneho pásma.

„Medodolské zlepenec“, ako aj celý perm tatríd sa považujú za suchozemský útvar. Kremence spodného triasu považujeme na rozdiel od niektorých poľských autorov (posledný Passendorfer 1950 I) za plytkomorské sedimenty a vrstvy keupru za suchozemsko-lagunárny útvar. Nie je možné pochopiť ich charakter iba na základe štúdia ich zloženia vo Vysokých Tatrách. Podobné útvary sú vyvinuté v triase celých Centrálnych Západných Karpát a aspoň časť klastického materiálu a prevažne aj ich červené sfarbenie pochádza v značnej časti z oblasti ležiacej asi pod flyšovými Karpatami (vendelicko-beskydský prah D. Andrusov 1959).

Rét je vyvinutý na slovenskom území iba pri severnom ukončení Tichej doliny. Tu sa podľa Goreka (1958) naspodku vyskytuje kontinentálny rét, t. j. tzv. tomanovské vrstvy. V ich nadloží je však vyvinutý morský rét, zložený z krinoidných, oolitických a lumachelových vápencov. V iných oblastiach vývinu vysokotatranskej série rét na Slovensku chýba.

Vysokotatranský lias sa vyznačuje tým, že má prevažne detritický charakter. Je vo Vysokých Tatrách známy iba v západnej a strednej časti pruhu tomanovskej série. V presunutých vysokotatranských elementoch strednej časti Vysokých Tatier a v tomanovskej sérii a v presunutých elementoch masívu Širokej nie je vyvinutý, keďže doger, prípadne i malm tu priamo transgredujú na triase. To znamená, že južný okraj vývinu liasu vo Vysokých Tatrách prebiehal šikmo na smer tektonických jednotiek. Severnú hranicu vývinu liasu na juhu od Vysokých Tatier nemožno bližšie stanoviť. V tatrídnom obale všetkých jadrových pohorí v obklopení Vysokých Tatier je lias vyvinutý, avšak nie vždy výlučne vo vápencovo-detritickom vývine, ale čiastočne (vo vyšších častiach) v podobe škvŕnitých slieňov a vápencov.

Podrobnejšie rozčlenenie liasu sa urobilo na poľskom území. V značnej miere platí pre slovenské územie v Tichej doline (Gorek 1958). Charakteristický

pre toto súvrstvie je vývin v niektorých stupňoch (najmä v sinemure a domére) hrubozrnných pieskocov a kremeňov. Niekde v liase sa nájdu úlomky kryštalinika a veľké balvany azda triasových vápencov.

Pre doger a malm a spodnú kriedu charakteristická a všade uvádzaná stratigrafia s rozdelením na množstvo členov je známa z poľského územia. Platí však pre obmedzené územie. Na slovenskom území najpodrobnejšie rozdelenie urobil G o r e k (1958) v tomanovskej sérii Tichej doliny. Odlišil 1. ružové a šedivé krinoidové vápence bažosu (hrubé 6 m), 2. červené vápence batu (4 m), 3. svetlošedé, červené a zelenasté hľuznaté vápence kalovu, 4. ružové a šedé vápence s globochétami a lombardiami spodného malmu, 5. svetlé vápence s lombardiami kimeridžu, 6. svetlé, prípadne oolitické vápence s kalpionelami titónu — neokómu a 7. najvyššie tmavošedé organogénne vápence urgónu (hrúbka súvrstvia 30—70 m). Menej podrobne sa podarilo rozčleniť sériu doger-urgón v tomanovskej sérii v skupine Osobitej. Tu nad liasovými vápencami ležia šedé a vyššie ružové vápence dogeru (snáď i spodného malmu) o hrúbke 20—30 m, vyššie boli odlišené ružové celistvé vápence (snáď spodného malmu, hrúbka 10 m) a vyššie biele vápence; v ich vyššej časti boli nájdené kalpionely (titón). Obzor limburgitov a limburgitových tufov oddeľuje túto časť série od vyššej, zloženej z tmavších vápencov, ktoré sú vo vyššej časti organogénne (urgón).

Celkom málo diferencovaná séria doger-urgónu sa nachodí v tomanovskej jednotke a v presunutých elementoch masívu Javorinskej Širokej. Tu nájdeme mohutné súvrstvie svetlošedých vápencov. Naspodku prechádzajú do ružových krinoidových vápencov, ktoré patria asi bažosu, transgresívne ležia na triase a končia sa slabou polohou rudistových a orbitolínových vápencov (urgón). Rozdelenie tejto masy na mikrofaciálnom základe je azda možné (globochéty, lombardie, kalpionely), doteraz však sa ešte nedosiahli uspokojivé výsledky. Niekedy, najmä v presunutých sériách a niekedy aj v tomanovskej sérii (Široká, miestami v Tichej doline) možno s istotou konštatovať priamo transgresívne uloženie členov dogeru, prípadne spodného malmu na korodovanom povrchu súvrstvia triasu. A to ukazuje, že v oblasti, ktorá zodpovedá v strednej časti Vysokých Tatier presunutým elementom a vo východnej časti nepresunutým a presunutým elementom, jestvovala vyvýšenina — v y s o k o t a t r a n s k á g e a n t i k l i n á l a.

Po sedimentácii urgónu, ktorý má náznaky biohermného vývinu, nastalo vynorenie celej druhohornej oblasti Tatier. Sám vývin urgónu je prvým náznakom tohto dvíhania. Potom nastalo prerušenie sedimentácie na počiatku albu a nová transgresia vo vyššom albe. Začína sa niekedy glaukonitickými vápencami a vyššie je zastúpený najmä slieňmi, niekedy s vložkami pieskocov. Nové výskumy K ú š i k a a J e n d r e j á k o v e j ukazujú, že súvrstvie slieňov v skupine Osobitej v spodnej časti snáď albského veku vo vyšších častiach patrí cenomanu, ktorý

je preukázaný výskytom cenomanskej mikrofauny, najmä druhov *Rotalipora appenninica* a *Praeglobotruncana delrioensis*. Pretože i v iných sériách Centrálnych Západných Karpát terminálne súvrstvia, z ktorých sú zložené príkrovy, patria cenomanu, je zrejmé, že sunutie príkrovov i vo Vysokých Tatrách nastalo po cenomane. Oblasť, v ktorej sa prejavuje regresia medzi aptom a albom, ťahá sa z Vysokých Tatier do manínskeho pásma (bradlové pásmo v Považí). I severne v pieninskom pásme bradiel, i južnejšie a západnejšie v oblasti jadrových pohorí podobné prerušenie nie je vyvinuté. Je zrejmé, že tu ide o nové dvíhanie priestorove veľmi obmedzenej vysokotatranskej geantiklinály. Dvíhanie nebolo ani tu ani v bradlovom pásme sprevádzané vrásnením (domnelá pieninská fáza D. A n d r u s o v a, najmä 1938b).

STRATIGRAFIA SUBTATRANSKEJ SÉRIE

A. Križňanská séria

Križňanská séria sa vyznačuje istými osobitnosťami, ktoré sa nikdy nepozorujú vo vysokotatranskom pásme. Sú však i tu súvrstvia, ktoré ukazujú značnú podobnosť s vývinom príslušných vrstiev vo vysokotatranských jednotkách, ako to bližšie preberieme ďalej.

V subtatriku nie je kryštalinikum na báze druhohornej série nikde vyvinuté, ako to je v oblasti Nízkyh Tatier pri Starých Horách alebo v presunutých sériách vysokotatranského pásma. V skupine spodných čiastkových príkrovov križňanského pásma najstarším členom sú spodnotriasové kremence. Sú známe len vo východnej časti Vysokých Tatier pri sedle Kopy v čiastkovom príkrove Havrana. Ďalším členom sú verfénske vrstvy, ktoré niekedy tvoria najstarší člen najspodnejšej digitácie križňanského príkrovu, napr. pri Suchom vrchu v horskej skupine Širokej. Vo vyšších digitáciách spodného čiastkového príkrovu a v hornom čiastkovom príkrove nie je spodný trias vôbec vyvinutý. Pováčšine najstarším členom križňanského príkrovu je stredný trias. V čiastkovom príkrove Havrana, v spodnej jeho časti je vyvinuté vápencovo-dolomitické súvrstvie, ktoré veľmi pripomína spodnú časť stredného triasu vo vysokotatranskom pásme. Inokedy v spomenutej časti stredného triasu sú vyvinuté prevažne tmavošedé vápence označované ako guttensteinské. Vo vyššej časti sú vo všetkých jednotkách križňanského príkrovu vyvinuté dolomity, ktorými sa na Oraviciach začína séria čiastkového príkrovu Mihulče a Farkašky. V čiastkovom príkrove Bujačieho v Belanských Tatrách ležia dolomity často na hrubšej mase guttensteinských vápencov (okolie Tatranskej Kotliny). Stálym členom vrchného triasu je tzv. karpatský keuper (podrobnejšie dáta o jeho zložení sú v článku B o r z u, str. 143 tohto zborníka).

V oblasti Belanských Tatier je nápadný rozdiel medzi zložením keupru

v čiastkovom príkrove Havrana a čiastkovom príkrove Bujačieho. V poslednom je nápadné vklínenie sa do série keupru v normálnom vývine niekoľkých mohutnejších dolomitových polôh o hrúbke 10—50 m. Je to náznak akéhosi prechodu k facií hlavného dolomitu vo vrchnom triase, ktorý je typický pre chočský príkrov. Keuper je pomerne málo vyvinutý vo vrchnom čiastkovom príkrove v kryhe Farkašky na Oraviciach, a to ma viedlo v minulosti k názoru, že tu ide o člen chočského príkrovu. V uvedených elementoch vyšších čiastkových príkrovov však nie sú nikdy vyvinuté reiflingské vápence typické pre chočskú sériu ostatného Slovenska. V križňanskom príkrove Vysokých Tatier, a to vo všetkých čiastkových príkrovoch chýbajú okrem tohto člena aj lunzské vrstvy. Nie je isté, či im tu zodpovedá vrchná časť dolomitov alebo spodná časť keupru. Rét je všeobecne vyvinutý v morskom vývine blízkom karpatskému, a to najmä v spodnej skupine čiastkových príkrovov. Tu sú v sérii časté brachiopódové lumachely s *Terebratula gregaria* a litodendronové vápence. Vo vrchnej skupine čiastkových elementov na Pálenici pri Tatranskej Lomnici sú známe (G o e t e l 1917) v sérii rétu svetlé vápence a v kryhe Mihulče—Farkaška na Oraviciach súvrstvie tenkolavicovitých slabohluznatých celistvých vápencov. Ich príslušnosť k rétu bola stanovená na základe výskytu v tých istých pruhoch lumachel s *Terebratula gregaria* (geologické exkurzie s K. G u z i k o m v rokoch 1937 a 1952). V liase Vysokých Tatier v križňanskej sérii prevládajúcim vývinom naspodku sú slienité alebo ílovité bridlice s vložkami krinoidových vápencov alebo pieskocov a kremencov, ktoré bývajú či už oprávnené alebo neoprávnené označované ako grestenské vrstvy. Zodpovedajú hetanžu, sinemuru a spodnému lotaringu. Niekedy toto súvrstvie nadobúda (Sedlo v horskej skupine Širokej) značnú hrúbku. V čiastkovom príkrove Havrana v Belanských Tatrách a tiež západne od Javoriny vo vyššej časti tohto súvrstvia (najmä asi sinemur) je vyvinuté mohutné súvrstvie nedokonale vrstevnatých kremencov. Pripomínajú kremence spodného triasu, líšia sa však od nich rozdielnosťou v zložení detritického materiálu (B o r z a 1958). Ukazujú istú zhodu s liasovými hrubodetritickými polohami vo vysokotatranskom (tomanovskom) liase. Pre vyššiu časť liasu (vrchný lotaring-domér) väčšej časti elementov križňanského príkrovu je typický rytmický slienito-vápnitý vývin tzv. škvrnitých slieňov (nem. „Fleckenmergel“) (M i š í k, str. 183 tohto zborníka). S ním sa združuje vývin spongolitový (S u j k o w s k i 1933). Spongolity sa niekedy (čiast. príkrov Havrana v Belanských Tatrách) vyskytujú v ojedinelých polohách viacmenej v celom súvrství. Častejšie však tvoria samostatný obzor v hornej časti (domér). Tak to je v bobroveckom čiastkovom príkrove na Oraviciach a v čiastkovom príkrove Bujačieho, napr. na Pálenici.

Zaujímavou osobitosťou vo vývine vyššieho liasu (lotaring-? plienbach) šošovkového pásma Žlebiny v Belanských Tatrách je výskyt šedých nedokonale vrstevnatých rohovcových vápencov s *Asteroceras* sp. Nie sú známe ani v čiast-

kovom príkrove Havrana, ani v čiastkovom príkrove Bujačieho. Tým je samostatnosť uvedeného šošovkového pásma osobitne zdôraznená. V najvyššom obzore liasu spodnej skupiny čiastkových príkrovov sú často vyvinuté červené hluznaté vápence, miestami s typickými amonitmi toarku. V Belanských Tatrách sú miestami zamenené svetlými vápencami so slabo naznačenou hluznatosťou a s rohovcami. Vyššie ležiace súvrstvie rádioláriových jaspisov a kremitých vápencov má všeobecne rozšírenie v križňanskom pásme. Bolo počítané všeobecne k dogeru. Nové výskumy Mišíkove (str. 171 v tomto zborníku) ukazujú, že zodpovedajú aj spodnému malmu, siahajú azda až do oxfordu. Vyššiemu malmu zodpovedajú lavicovité červené rohovcové vápence (o hrúbke 3 m) a vyššie hluznaté červené vápence lombardiovo-globochétové, ktoré Mišík počíta ku kimeridžu (hrúbka až 12 m). Tieto vrstvy sú známe najmä v spodnej skupine digitácií aj na západe aj na východe. Sú známe i v hornej skupine, avšak tu sa vyskytujú len ojedinele. Čiastočne sú vyvalcované tektonicky, čiastočne sa ich nedostatok vysvetľuje tým, že tu vyššia časť série jury pod chočským nasunutím alebo transgredujúcim eocénom nie je vôbec vyvinutá.

Titónu a beriasu zodpovedajú šedivé lavicovité slienité kalpionelové vápence naspodku (titón) s *Calpionella alpina*, vyššie (berias) s *Tintinopsella cerpathica* a *Calpionella darderi*. Vyššie ležia podobne slienité bridličnaté vápence bez kalpionel. Toto súvrstvie má rozšírenie vo všetkých elementoch križňanského príkrovu.

V bobroveckom čiastkovom príkrove Oravíc vo vyššej časti tohto súvrstvia zloženého prevažne zo slieňov sú vložky piesčitých vápencov, ako to je všeobecne inde v križňanskom príkrove v polohe, ktorá zodpovedá približne a p t u. V čiastkovom príkrove Havrana v Belanských Tatrách asi tej istej polohe patria známe muránske vápence (Borza 1957), prevažne gravelové. Najskôr tiež patria vyššiemu neokómu (barém, apt) a nie hoterivu, ako to predpokladá Passendorfer (1929, 1950). Najväčšiu hrúbku (do 100 m) má muránsky vápenec na Muráni. Smerom k juhovýchodu v Belanských Tatrách sa postupne stenčuje a rozdeľuje sa najprv na dve a potom i na viacej slabších polôh.

Najvyšším súvrstviom križňanskej kriedy sú slienité bridlice s vložkami pieskovcov (Kúšik, str. 214 tohto zborníka). Mikrofauna sa v nich vo Vysokých Tatrách doteraz nenašla. Avšak ide o súvrstvie, ktoré inde na strednom Slovensku poskytlo mikrofaunu albu a cenomanu, a preto i v masíve Vysokých Tatier budeme toto súvrstvie počítať k týmto stupňom. Sú vyvinuté len v čiastkovom príkrove Bobrovca na Oraviciach na východ od Juráňovej doliny. V oblasti Belanských Tatier a skupiny Širokej nie je známe.

V ostrovoch na juh od masívu Vysokých Tatier v križňanskom príkrove sú známe vrstvy keupru, rétu, liasu, vyššej jury a neokómu približne v tom istom vývine ako pri severnom svahu (Šurka 1957). Takisto pri západnom ukon-

čení masívu (G o r e k 1953) je vyvinutá úplná séria druhohôr od guttensteinských vápencov do spodnej kriedy inkluzívne. Nebadať tu rozdelenie na čiastkové príkrovy a digitácie. Spojitosť tu vyvinutej križňanskej jednotky s niektorým čiastkovým príkrovom vyvinutým na Oraviciach nie je možná, keďže pri Sivom vrchu je križňanský príkrov celkom vyvalcovaný a chočský príkrov leží priamo na tatrídnom kryštaliniku a medzi križňanskými elementami niet nijakého súvisu. Fácia súvrstvia série čiastkového príkrovu Bobrovca dokonale zodpovedá vývinu subtatranského príkrovu pri západnom ukončení masívu. Zhoda posledného s čiastkovým príkrovom Mihulče a Farkašky nie je taká dokonalá, avšak v týchto kryhách séria nie je úplná.

Druhohory chočského príkrovu

Vymedzenie chočského príkrovu (vrchného subtatranského príkrovu stredného Slovenska) nebolo ľahké na celom strednom Slovensku. V tridsiatich rokoch tohto storočia (najmä A n d r u s o v 1939) podarilo sa vo väčšine jadrových pohorí vymedziť tento príkrov. Súčasne sa podarilo zistiť (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931), že hlavná časť zložiek považovaných L u g e o n o m (1903) a potom najmä R a b o w s k i m a G o e t e l o m (1925) za „vrchný subtatranský príkrov“ severného svahu Vysokých Tatier nie je rovnocenná s chočským príkrovom iných jadrových pohorí. Vymedzenie chočského príkrovu, ako sme už uviedli, môžeme nateraz považovať sa uspokojivo ukončené a len na istých miestach sú pochybnosti o príslušnosti niektorých dolomitových más ku križňanskému alebo chočskému príkrovu.

Dosť mocné triasové súvrstvie chočského príkrovu nájdeme iba pri západnom ukončení masívu Vysokých Tatier, kde vystupuje (G o r e k 1953) séria celkom charakteristická pre chočský príkrov, ktorá sa však začína bázou stredného triasu a neobsahuje (ako je to v Nízkych Tatrách) ani predtriasové členy ani spodný trias. Séria triasu je úplnejšia na juhu a menej úplná na severe. Na juhu sa skladá z guttensteinského vápenca, chočského dolomitu a reiflingských rohovcových vápencov miestami s polohou tzv. „aonových bridlíc“ v nadloží (všetko stredný trias), z lunzských vrstiev (karn), hlavného dolomitu (nór) a gravelových vápencov (rét). Na severe v skupine Sivého vrchu ostávajú azda len dva uvedené vrchné členy triasu. Podobné zloženie majú chočské kryhy pri Brestovej v skupine Osobitej a na severnom svahu horskej skupiny Farkašky. V úseku medzi Osobitou a Sivým vrchom v Západných Tatrách chočský príkrov leží priamo na kryštaliniku alebo na druhohorách tomanovskej série. Je teda zrejmé, že smerom k severu sa postupne vyklíňujú práve spodné členy. Tento stav sa zrejme zdôrazňuje v Poľsku, kde pri Koscieliskej doline priamo na križňanskom príkrove ležia kryhy liasu vo vývine blízkom hierlatzkému, ktorý je v iných častiach Západných Karpát dosť charakteristický pre chočskú sériu,

hoci nie je na ňu obmedzený. Ide o kryhy Bramy Kontak a Turnie Kończistej. Tu teda všetky triasové členy chýbajú tektonicky. Východnejšie pri severnom svahu Vysokých Tatier nijaké tektonické elementy nepatria chočskému príkrovu. Pri južnom svahu v ostrovoch Liptovskej kotliny je chočský príkrov vyvinutý v podobe krýh ležiacich na križňanskom príkrove. Séria (Š u r k a 1958) začína sa guttensteinským vápencom, nad ním leží chočský dolomit, ktorý niekedy spočíva tektonicky priamo na podloží (Hrádok). V chočskom príkrove v oblasti Vysokých Tatier sa nezistilo opakovanie vrstevného sledu ani digitácií alebo samostatných ležatých vrás. Snáď tu máme do činenia len so spodnými čiastkovými elementami chočského príkrovu. Vyššie stratigrafické členy a vyššie tektonické elementy padli za obeť predpaleogénnej a možno aj predsenónskej erózií.

Paleogén

Na rôznych tektonických elementoch subatranského pásma a výnimočne i vysokotatranského pásma diskordantne a transgresívne spočíva paleogén. Na báze sú to známe zlepence, brekcie, pieskovce a numulitové vápence, ktoré budeme dovedna označovať ako 1. súlovské vrstvy veku lutétskeho a snáď aj spodnopriabonského. V ich nadloží v oblasti, ktorá leží vlastne už mimo masívu Vysokých Tatier, leží známe flyšové súvrstvie tzv. podhôrneho flyšu. Pri severnom svahu Vysokých Tatier na západ od Zakopaného možno v ňom odlišovať: 2. vrstvy zakopanské (G a l a b 1950), prevažne bridlice, 3. vrstvy bielopotocké (A n d r u s o v 1938b = vrstvy chochołowské, G a l a b 1950), prevažne pieskovce a 4. vrstvy ostryské (G a l a b 1950), vyvinuté v obmedzenej oblasti a nedokonale charakterizované. Nebudeme sa tu zaoberať podrobne ich litológiou a stratografiou a obmedzíme sa len na niekoľko základných poznámok. Nejde tu o súvrstvia ostro od seba oddelené, ale o fácie. Tak v Poľsku v blízkosti bradlového pásma namiesto zakopanských vrstiev vystupujú vrstvy maruszyńské (G a l a b 1950) s väčším množstvom vložiek pieskovcov. Na Orave v tom istom pruhu vystupuje to isté súvrstvie s dosť početnými polohami vápencovo-dolomitických brekcií s materiálom asi zo subtatrika a tiež s úlomkami fylitov. Obsahujú často numulitové fauny (priabon). Podobné súvrstvie zastupuje zakopanské vrstvy na juhozápadnom svahu Spišskej Magury. Bielopotocké vrstvy sa smerom k východu obohacujú na vložky slienitých bridlíc, ale stávajú sa znovu prevažne piesčitémi a zlepencovitými v Levočskom pohorí.

V súlovských vrstvách sa nachodí veľa materiálu zo subtatrika a okrem toho aj bloky predtým spevnených numulitových vápencov a tiež kryhy paleogénnych slieňov. Ukazuje to na jestvovanie fáz rozrušovania staršej časti súlovských vrstiev ešte v dobe ich sedimentácie. Miestami sú vyvinuté na báze červené zlepence (W y c z ó l o w s k i 1956) domnele kontinentálneho pôvodu. Avšak

väčšia časť súlovských vrstiev vznikla v plytkom mori. Niekedy sa v nich vyskytujú polohy flyšovej povahy.

Pre flyšové členy paleogénneho súvrstvia veku priabonského a snád i spodno-oligocénneho ťažko vysvetliteľným problémom je výskyt „exotického“ materiálu v istých polohách nachodiacich sa mnoho 100 m nad bazálnymi vrstvami paleogénu. Pritom sú balvany často veľkých rozmerov. Medzi drobným materiálom mnohých polôh vo flyši prevládajú úlomky fylitov, no veľké valúny sú zo žúl osobitnej povahy (Krivá na Orave), zo svorov, kremitých porfýrov, bázických vyvrelín s glaukofánom (Skorušina na Oraviciach). Niekedy aj senónskych vápencov s orbitoidmi (asi z bradlového obalu). Niektoré z nájdených valúnov by azda mohli pochádzať z kryštalinika Vysokých Tatier, iné však nie. A tak sme pred veľkým paradoxom. Vo flyšovom pásme na sever od bradlového pásma nájdeme „exotický“ materiál, o ktorom súdime, že pochádza z podložia flyšu, ktorý nevystupuje na povrch. V Centrálnych Západných Karpatoch máme však vo flyši aspoň istý podiel klastického materiálu veľkých rozmerov, ktorý nie je totožný s elementami dobre nám známeho podložia. Galabova (1954) predstavy o pôvode exotík v podhľadnom flyši nemožno prijať, keďže príslušné pásmo sa vyznačuje miernou tektonikou a synklinálnou stavbou, ktorá je bezprostredne viditeľná. Nové prehĺbené štúdium exotík z podhľadného flyšu je preto veľmi želateľné takisto ako jeho presnejšie biostratigrafické rozdelenie. Bez toho sú sedimentologické závery o podhľadnom flyši málo presvedčivé (napr. závery R a b o w s k é h o 1958).

Konečne treba uviesť, že Vysoké Tatry, ktoré tvorili ostrov vo vrchnom triase—liase a potom i medzi aptom a albom a boli tiež, ako to dokážeme ďalej, vyvýšeninou v dobe presunovania sa subtatranských príkrovov (najmä asi medzi turónom a santónom), neukazujú jasnú „ostrovnú povahu“ v paleogéne. Aj keď v súlovských vrstvách a vyšších členoch paleogénu miestami a najmä vo vložkách v spodnom flyšovom súvrství (okolie Ždiaru) sú elementy, ktoré azda patria subtatranskému mezozoiku, nemožno tvrdiť, že pochádzali práve z Vysokých Tatier. Porovnanie bazálneho paleogénu na Zadnom Košarisku v Západných Tatrách, ležiacom vo výške 1400 m n. m., s vývinom paleogénu pri úpätí Tatier v nadmorskej výške okolo 800 m ukazuje, že sa usadili približne v rovnakej a veľmi malej hĺbke v paleogénnom mori. Z toho možno usúdiť, že more, ktoré usadzovalo súlovské vrstvy, transgredovalo na viac-menej zarovnanú oblasť Vysokých Tatier a že v mieste, kde sa dnes vyskytuje pruh súlovských vrstiev, nebol vyvinutý akýsi trvalo fungujúci klif, ako si to predstavuje P a s s e n d o r f e r (1951a). Vyvýšeniny a depresie v podklade rozhodne boli, avšak nemožno dokázať, že by v oblasti Vysokých Tatier ležala akási súvislá vyvýšenina. A tak nemožno považovať ani podhľadny ani liptovsko-spišský flyš za samostatné sedimentačné (subsidenčné) panvy. Zistenie R a d o m s k é h o (1958), že prúdenie vo flyšovom mori na sever od Vysokých

Tatier sa na západe dialo v smere od západu k východu a na východe od východu k západu, je veľmi zaujímavé, ale nepresvedčuje nás o tom, že tu išlo o samostatnú panvu oddelenú prahom napr. (R a d o m s k i) od magurského paleogénu vyvinutého v bradlovom pásme a severnejšie od neho a tiež ostrovným pruhom Vysokých Tatier od spišsko-liptovského flyšu.

Z uvedeného vidno, že v posledných rokoch sa na čs. území podarilo značne spresniť stratigrafiu, najmä druhohorných sérií, ktorú, pravda, v značnej miere stanovili už starší autori (U h l i g 1897, 1898) a potom mnohí poľskí geológovia, najmä G o e t e l (1917), R a b o w s k i (1925) a H o r w i t z—R a b o w s k i (1922). Pokrok v poznaní stratigrafie nastal v posledných rokoch najmä použitím metódy mikrofácií, ktorú aplikoval v minulosti čiastočne už A n d r u s o v (najmä 1950b) a novšie M i š í k (1959), G o r e k (1957), B o r z a (1957) a K ú š i k (1959). Podarilo sa najmä spresniť stratigrafiu subtatranského liasu, dogeru, malmu a neokómu a vysokotatranského malmu.

HLAVNÉ ČRTY TEKTONIKY DRUHOHORNÉHO PÁSMA VYSOKÝCH TATIER

A. G o r e k vo svojom príspevku (str. 69 tohto zborníka) podal stručný prehľad stavby kryštalického jadra Vysokých Tatier a poukázal na to, že v tomto jadre vedľa účinkov vrásnenia z a alpskej etapy mali prenikavý význam pochody staršie, predpermské (na základe analógie s inými jadrovými pohoriami i predvrchnokarbónske). K a n t o r o v e výskumy (str. 89 tohto zborníka) ukázali, že predvrchnokarbónske metamorfné pochody a vniknutie neskorotektonických žúl (A n d r u s o v 1958b) je vo Vysokých Tatrách, ako aj v Malých Karpatoch pochodom spadajúcim už do h e r c y n s k e j etapy. M a š k o v e (1959) úvahy o staršom veku (prekambrickom) intrúzie granitoidných telies vo Vysokých Tatrách sa po nových výskumoch ukázali teda ako celkom nepodložené. Ich nesprávnosť pre oblasť Malých Karpát je ostatne v rozpore s prv známymi faktami. M e t a m o r f o v a n é v á p e n c e harmónskej série, ktoré sú kontaktne premenené žulou M a l ý c h K a r p á t, o b s a h u j ú k r i n o i d y (C a m b e l 1954, A n d r u s o v 1958, str. 154). Tieto sú známe počínajúc ordovikom. Ďalej práce K a n t o r o v e (1958, A n d r u s o v 1958, str. 174) ukázali, že niektoré intruzívne horniny spojené so žulou Malých Karpát patria hercynskej etape. Pretože M á š k a sa opiera pri určovaní veku intrúzií o vlastné štúdie, treba jeho metodiku práce považovať za založenú na chybných základoch.

Je pravdepodobné, že vo Vysokých Tatrách sa za hercynského vrásnenia (A n d r u s o v 1958) uplatnili 3 fázy: hlavná fáza hercynská — predstrednokarbónska, slabšia fáza povrchnokarbónska a predstrednopermská (asi saalska) a celkom slabá fáza popermská a predspodnotriasová (falcká). Z nich vo Vysokých

Tatrách nemožno pozorovať účinky druhej fázy, keďže tu vyšší karbón chýba.

V tejto kapitole sa budeme zaoberať predovšetkým účinkami alpskej etapy vrásnenia. Toto vrásnenie vyvrcholilo vo vrchnej kriede a v tomto čase došlo k vzniku mohutných ležatých vrás a ďalekosiahlych príkrovov. Pri tektonických pochodoch, ktoré sa odohrali v druhohorách pred cenomanom a v treťohorách (najmä neogén) išlo len o vznik vrás germanotypného rázu alebo o pohyby zemskej kôry, ktoré ani nemožno nazvať vrásnením, ale skôr len dvíhaním istých pozdĺžnych pásiem zemskej kôry. Tieto dvíhania sú analogické dvíhaniu čiastkových geoantiklinál alebo tzv. kolísavým pohybom zemskej kôry. Najstaršie z týchto pohybov sa odohrali ešte v triase a v spodnej jure a zodpovedajú starokimerským a snád' aj strednokimerským pohybom v zmysle *Stilleho* (1954). K starokimerským pohybom treba azda počítať nepatrný prejav eokimerských (labinských) pochodov, ktoré sa prejavujú len v chočskom príkrove výskytoch lunzských vrstiev. Viacej sa uplatňujú starokimerské pochody medzi triasom a liasom. Prejavujú sa najmä vo vysokotatranskom pásme výskytu keupru, častým nedostatkom rétu a transgresiou spodného liasu. Pretože však v presunutých a niekedy i v nepresunutých sériách doger a niekedy i spodný malm sú transgresívne, nemožno vylúčiť, že tu dvíhanie pokračovalo i v spodnej jure, a tak potom starokimerské pohyby splyývajú so „strednokimerskými“ („agassizkými“ *Stilleho*) pohybmi.¹ Avšak vždy tu ide o pohyby nespojené so zreteľnou angulárnou diskordanciou.

Z kriedových pohybov zemskej kôry treba predovšetkým spomenúť fázu medzi urgónom a albom. Jej označenie ako *pieninská fáza* (*Andrusov* 1938) nemožno zachovať preto, že sa v pieninskej sérii podľa nových výskumov nevyskytuje. Naopak, je typická v bradlách manínskej série, a preto ju budeme označovať ako *manínsku fázu*. Vo Vysokých Tatrách sa prejavuje zas geoantiklinálnym dvíhaním vysokotatranského pásma bez diskordancie a vrásnenia. Stanovenie presného veku hlavného kriedového vrásnenia vo Vysokých Tatrách je znemožnené nedostatkom vývinu senónu. Je pravdepodobné, že hlavná fáza bola pocenomanská a snád' i poturónska a predsantónska, t. j. zodpovedá s *uhercynskej fáze vrásnenia*. Nemožno však vylúčiť ani pokračovanie pohybov po senóne a pred paleogénom, t. j. existenciu laramských pochodov. Za vrchnokriedovej fázy vznikli hlavné jednotky, ktoré sme odlišili na str. 97

¹ V svojej klasifikácii kimerských pochodov si *Stille* zrejme nejasne predstavuje fázy (čiastočne celkom slabého vrásnenia) na Kryme. Podľa *Muratova* (1949) hlavné fázy pohybov na Kryme boli v strednej jure, a to medzi stredným liasom a vyšším bažosom, a za druhé medzi spodným a vrchným kalvom. Keď uznáme, že povaha doneckej (? aalen) fázy je neistá, treba počítať na Kryme s „agassizkými“ pohybmi. Slabšia fáza bola medzi titónom a neokómom; táto je spojená so zreteľnou angulárnou diskordanciou a neokóm leží priamo na triasovo-liasovej (taurickej) sérii.

(tento zborník) a čiastkové elementy oboch hlavných pásiem, t. j. vysokotatranského a subtatranského, ku ktorým patria ležaté vrásy, čiastkové príkrovy, digitácie a série tektonických šošoviek.

Veľmi značný vplyv na tektoniku Vysokých Tatier malo vrásnenie popaleogénne, ktoré sa odohralo asi medzi stredným oligocénom a akvitátom alebo burdigalom. Zodpovedá zhruba savskému vrásneniu. Pretože však v oblasti Tatier spodný miocén chýba, mohli tu pohyby pokračovať i v neskorších fázach intramiocénneho vrásnenia. V jednotlivých oblastiach sa azda prejavujú i mladšie štvrtohorné pohyby.

Hlavnou tektonickou formou, ktorá vznikla za savského vrásnenia, je vlastná megaantiklinála Vysokých Tatier. V jej jadre je kryštalický masív so svojím druhohorným obalom. Megaantiklinála je nesymetrická, keďže pri južnom úpätí Tatier prebieha mohutná porucha — p o d t a t r a n s k ý z l o m. V dôsledku toho na severnom svahu Tatier na kryštalickom jadre leží najprv normálna transgresívna druhohorná tomanovská séria, potom druhohorné série presunuté a na nich (a výnimočne i na kryštalickom jadre) transgresívne a diskordantné súľovské vrstvy uklonené k severu, niekedy i dosť príkro (40—50°). Vyššie je vyvinutý podhľadný flyš, ktorý najmä ďalej od Tatier leží subhorizontálne a nie je (s výnimkou hraničného prúdu s bradlovým pásmom) vyznačený vývinom sústavy vrás. Pri južnom úpätí Tatier je spišsko-liptovský flyš v tektonickom styku s kryštalikom, ale niekedy pri kontakte sa ukazujú kryhy druhohôr. Flyš je tiež málo zvrásnený; ukazujú sa však sústavy drobných vrás (sledovaných v Liptove K o u t k o m 1936) a miestami i väčšie disymetrické vrásy s druhohornými kryhami v jadre a zlomovými poruchami pri južnom okraji.

Megaantiklinála Vysokých Tatier sa smerom k východu nedelí. Jej druhohorné jadro sa končí pri Lendaku. Naproti tomu smerom k západu sa rozdeľuje na tri časti. Stredná (hlavná) pokračuje do Prosečňanských hôr. Severne od nej na juh od Zuberca oddeľuje sa od nej menšia antiklinála Ostrého Grúňa s jadrom zloženým z vrchného triasu chočského príkrova. Jadro je oddelené od hlavnej antiklinály pruhom paleogénu, obmedzeného zlomovou poruchou od triasového jadra. Juhozápadne od Zuberca mizne druhohorné jadro pod paleogénom. Tretia južná vetva megaantiklinály sa prejavuje výbežkom mezozoického jadra pri Horných Matiašovciach.

Spomenuli sme, že hlavnou fázou vrásnenia vo Vysokých Tatrách bolo vrchnokriedové vrásnenie a že za tohto vrásnenia vznikli veľké tektonické príkrovy. Pri savskom vrásnení presunovanie príkrovov už nepokračovalo. Boli spolu s kryštalickým jadrom dislokované pri vzniku tatranskej megaantiklinály. Dnes druhohorné série severného svahu Vysokých Tatier ukazujú dosť príkry (40—60°) úklon k severu, avšak, ako sme už konštatovali, aj súľovské vrstvy pri severnom úpätí Tatier ukazujú približne ten istý úklon k severu. Spomenuli sme však, že súľovské vrstvy transgredovali v oblasti Tatier na viac-menej zarovnanú plochu.

Preto poloha tektonických čiastkových elementov bola pôvodne iná a blížila sa k vodorovnej polohe.

Na začiatku tohto článku sme podali schému rozdelenia druhohorných jednotiek. K tomu treba pripojiť, že v oblasti ústredného kryštallického pásma Vysokých Tatier sa na niekoľkých miestach vyskytujú pruhy druhohôr, ktoré zodpovedajú pásmam najhlbších synklinál v kryštallickom masíve. Tieto pruhy vo Vysokých Tatrách sú obmedzené na severné pásmo a nevyskytujú sa na rozdiel od pomerov napr. v Nízkych Tatrách v strednej a južnej časti kryštallického masívu. Je to aj následok silného vyzdvihnutia masívu Vysokých Tatier pri savskom vrásnení. Na druhej strane v druhohornom pásme s vysokotatranským vývinom sa na mnohých miestach objavujú pruhy kryštalinika, ktoré ležia na druhohorách v podobe kryh a ktoré tvoria antiklinálne jadrá ležatých vrás vysokotatranského pásma.

Už *Stache* (in *Hauer* 1875) zistil, že druhohorná séria pri severnom svahu Vysokých Tatier sa dvakrát opakuje a *Uhlig* (1897, 1898) tu odlišil štyri antiklinálne pruhy: 1. antiklinála s kryštallickým jadrom Vysokých Tatier a vysokotatranským druhohorným obalom, 2. antiklinála s menšími kryštallickými jadrami a druhohorným obalom vo vysokotatranskom vývine, 3. a 4. antiklinály so subtatranským vývinom. *Uhlig* si všetky vrásky predstavoval ako disymetrické a sunuté okrem niektorých výnimiek od severu k juhu smerom ku kryštallickému jadru. Ako je známe v *Lugeonovej* (1903) interpretácii, 1. antiklinála sa stala ústredným jadrom Vysokých Tatier, 2. pásmo vysokotatranskou ležatou vrásou a 3. a 4. antiklinála sa stala spodným a vrchným subtatranským príkrovom. V ďalšom bol síce všeobecne prijatý *Lugeonov* názor na povahu tektonických elementov (od juhu sunuté ležiace vrásky a príkrovy), avšak jeho schéma bola značne pozmenená. Najprv *Rabowski* (najmä 1925) zistil, že tu sú dve ležaté vrásky s kryštallickým jadrom a druhohorným obalom vo vysokotatranskom vývine, a ďalej sa ukázalo (*Matejka—Andrusov* 1931), že spodný a vrchný subtatranský príkrov Vysokých Tatier odlišené *Lugeonom* sú dvoma čiastkovými príkrovmi spodného subtatranského príkrovu (križňanského) ostatných jadrových pohorí a že chočský príkrov (vrchný subtatranský príkrov stredného Slovenska) je tu zastúpený iba v menších kryhách, a to len v západnej polovici masívu Vysokých Tatier.

Tvar jednotlivých tektonických prvkov vysokotatranského pásma na slovenskom území javí sa v svetle starších a nových výskumov takto: ústredné kryštallické jadro sa v oblasti Vysokých Tatier nejaví ako presunuté na iné jednotky. S ohľadom na to ho *J. Nowak* (1927) označil ako „paraautochtónne“.²

² Tento výraz v *Nowakovom* zmysle používali potom mnohí autori, avšak už prv ho *Arnold Heim* (*Albert Heim* 1921, str. 33) použil v inom zmysle, a to pre presunutú kryhu druhohôr (helvetických), v ktorých druhohory majú rovnaký vývin ako autochtón v ich podloží. V Tatrách v tomto zmysle výraz paraautochtónny používal *Świdorski* (1922).

Výskum bradlového pásma však ukazuje, že severne od vysokotatranského pásma Vysokých Tatier boli vyvinuté príkrovy bradiel, a preto je pravdepodobné, že vysokotatranské pásmo bolo presunuté k severu a prípadne tiež nasunuté na jednotky bradlového pásma. Preto nie je účelné aplikovať na jadro Vysokých Tatier výraz „paraautochtón“. Je však pravdepodobné, že vysokotatranské pásmo (bez ležatých vrás na severnom svahu Vysokých Tatier) ako celok bolo len na menšiu vzdialenosť presunuté cez severnejšie jednotky. Stavbu ústredného kryštallického jadra pokiaľ ide o povarisku a predpaleogénnu tektoniku je ťažké stanoviť. Kryštalinikum je celé porušené množstvom mylonitových pásiem, o ktorých už bola reč v článku G o r e k a (str. 72 tohto zborníka). Ináč charakteristickým pre toto pásmo na slovenskom území je výskyt užších synklinál s druhohorným (spodný trias) jadrom, vyvinutých v Západných Tatrách na juhovýchod od Osobitej. Tieto pruhy predstavujú jadrá asi vztýčených vrás. Ich interpretáciu ako hlbokých synklinál s osovými plochami upadajúcimi k severu, danú M i c h a l i k o m (1955) na základe mapy R a b o w s k é h o, nemožno po novom mapovaní pokladať za správnu. Naproti tomu klíny druhohôr sú známe zo severného svahu Veľkej Kopy a Magury v oblasti Tichej doliny už oddávna (Š w i d e r s k i 1922) a tiež v poslednom čase boli považované za jadro ležatej synklinály, ktorá spojuje tomanovskú sériu ležiacu priamo na jadre a vrásu Červených vrchov. M i c h a l i k o v (1955) názor, podľa ktorého tomanovská séria nepatrí obalu kryštalinika a je tektonicky všade od neho oddelená, nemožno pokladať za správny, aj keď miestami medzi kryštalinikom a triasom mohla vzniknúť dislokácia. Sama tomanovská séria na slovenskom území napr. v masíve Širokej ukazuje len slabé zvrásnenie a upadá monoklinálne k severu. Pod Červenými vrchmi ukazuje mierne vlnité vrásy k severu prevrhnuté, zistené už R a b o w s k i m (1925, tiež G o r e k 1958). V Tichej doline sa ukazuje (G o r e k 1958) miestami intenzívne drobné zvrásnenie s vrásovými osovými plochami viac-menej horizontálnymi. Zaujímavý je dosť príkry úklon povrchu kryštallického jadra smerom k západu pod subtatrikum. Súvisí to v značnej miere s brachyantiklinálnym charakterom vysokotatranskej velevrásy. Tvar ležatej vrásy Červených vrchov s čelom ponoreným k severu je v jednotlivých častiach veľmi rozličný. V masíve Širokej má dosť rozsiahle samostatné kryštalinické jadro tvoriace vrchol Širokej a Zámkov a severnejšie dlhú nehrubú šupinu na Korvackom vrchu. Synklinálne spojenie s tomanovskou sériou je na prvý pohľad celkom jednoduché s uzavrením synklinály síce neviditeľným, ale asi ležiacim neďaleko južnejšie od Širokej. Na žule jadra tu ležia spodotriasové kremence, nad nimi verfénske vrstvy a riad nimi, severnejšie stredný trias tomanovskej série. Potom znovu nesúvislý pruh kremence a žula vrcholu Širokej. Táto jednoduchá stavba je na západných svahoch Širokej skomplikovaná výskytom šošoviek žuly, ktoré sa vклиňujú medzi verfén a kremence prevráteného krídla vrásy Širokej alebo medzi kremence

a podložný stredný trias tomanovskej série. Vrása Červených vrchov v masíve Širokej ukazuje teda náznaky rozdvojenia. Podobné náznaky rozdvojenia zistil Michalik (1955) v Poľsku pri Laliomom sedle. Z ostatných komplikácií, ktoré možno stanoviť v tejto vráse v masíve Širokej, treba uviesť, že na svahoch Bielovodskej doliny vidno dve digitácie, ktoré sa ukazujú v doger-urgóne v spodnejšej digitácii „spiš-michalovskej“ a vo všetkých členoch včítane žuly v hlavnej „korvackej“ digitácii. Pozoruhodným a pre interpretáciu tektoniky vysokohorského pásma veľmi dôležitým faktom je výskyt albu (resp. alb-cenomanu) v digitáciách; tento tvorí synklinálne jadrá, ktoré sú v tektonickom nadloží súvisle uzatvorené staršími súvrstviami druhohôr (urgón-doger, trias). Vrása Širokej (Červených vrchov) je vyvinutá medzi Bielovodskou a Javorovou dolinou. Zdá sa, že nepokračuje smerom na východ k sedlu Kopy, kde je dobre vyvinutá tomanovská séria. Elementy považované tu kedysi za jej pokračovanie patria skôr k čiastkovému príkrovu Havrana. V oblasti medzi Tomanovským a Laliomým sedlom na slovenskom území možno študovať len radikálne časti vrásky Červených vrchov s dosť zložitou stavbou (Gorek 1958). Hlavná časť vrásky preniká dosť ďaleko k severu na poľské územie. Bližšie sa ňou tu nebudeme zaoberať. Má samostatné kryštálické jadro. Na západe v masíve Osobitej na albe mohutne vyvinutej tomanovskej série s pomerne jednoduchou stavbou leží (Andrusov 1931) niekoľko menších šošoviek zložených z vysokotatranského dogeru a malmu. Je pravdepodobné, že tu ide o pokračovanie vrásky Červených vrchov. V území medzi Bobroveckou a Chochołowskou dolinou takisto ako na západ od Bielovodskej doliny niet nijakých stôp po vráse Červených vrchov.

Vrása Giewontu je vyvinutá na slovenskom území iba v horskej skupine Širokej. Má stavbu jednoduchej šupiny, zloženej zo žuly, spodnotriasového kremenca a verfénskych vrstiev. Je vyvinutá iba na svahoch Veľkej Kopy a Holice. Hlavná oblasť jej rozšírenia leží v Poľsku južne od Zakopaného, kde ukazuje zložitú stavbu. Na východ od Javorovej doliny a na západ od Koscieliskej doliny vrása Giewontu nie je známa. Pri juhozápadnom ukončení kryštálického masívu Vysokých Tatier na Mníchu a Sokole je už od dôb Uhlika známy alb ležiaci priamo na žule a potom väčšia šupina malm-urgónu. Podobne aj pri žulovom okne v Suchej doline. Šupinu Mnícha Rabowski (1925) považoval za pokračovanie vrásky Giewontu a Gorek (1958) za pokračovanie vrásky Červených vrchov. Treba sa však postaviť skepticky k obidvom názorom, keďže spojitosť vysokotatranských sérií obidvoch ležatých vrás treba hľadať v severnej a temnej časti masívu [názor Andrusova (1950) o ich pôvode z južnej strany masívu nemohol byť potvrdený novými výskumami]. Šupinu Mnícha treba azda považovať za zvyšok vysokotatranskej série odtrhutej od kryštálického podložia presunujúcimi sa subtatranskými príkrovmi z pásma, ktoré pôvodne ležalo na juh od pokrývky, z ktorej vznikli obidve vysokotatranské le-

žaté vrásy. V strednej a západnej časti masívu, kde amplitúda podtatranského zlomu je väčšia, a preto odnos pokročil ďalej, niet stôp po podobných šupinách.

Ak si bližšie všimneme rozmiestenie vysokotatranských elementov, zbadáme, že vyplňujú najmä tri priečne muldy v kryštalinickom podklade, nateraz, pravda, uklonené súhlasne so subtatranskými príkrovmi a eocénom k severu. Ak sa však vynasnažíme rekonštruovať ich stav pred savským vrásnením, dochádzame k názoru, že tu v kryštalinickom podklade boli vyvinuté tri priečne muldy s osami viac-menej vodorovnými. Je to nepravdepodobné, že by tieto muldy vznikli už pred sedimentáciou druhohôr. Skôr by vznikli po sedimentácii druhohôr a snád i po vzniku dvoch pôvodných vysokotatranských ležatých vrás. Ich zachovanie v uvedených priečných muldách pri severnom svahu Vysokých Tatier treba objasniť tým, že v dobe presunovania sa subtatranských príkrovov od juhu povrch vysokotatranského podkladu nebol celkom rovný a bol slabo uklonený k severu. Vysokotatranské elementy sa preto viacej zachovali pri severnom svahu a v priečných depresiách. Podrobnejšie to preberieme ďalej.

V e r g e n c i a ležatých vrás je zreteľne severná. Pravda, antiklinálne závery niektorých vrás v ich druhohornom súvrství nie sú viditeľné pod úrovňou prilahlých dolín, zato kryštalinické jadra sa vždy jasne končia antiklinálne smerom k severu a závery celého radu menších antiklinál a synklinál, najmä v malmurgóne a albe nenechávajú pochybnosti, že tu išlo o ležaté vrásy sunuté cez kryštalické jadro od juhu k severu.

*

Nie menej zložitú a zaujímavú stavbu ukazuje s u b t a t r a n s k é p á s m o Vysokých Tatier. Pravda, predeocénna erózia tu značne pokročila, a preto vyššie subtatranské príkrovy, najmä chočský, sú tu len miestami zachované. Tektonický štýl subtatranských príkrovov vo Vysokých Tatrách sa podstatne líši od štýlu vysokotatranského pásma najmä preto, že materiál, z ktorého sú zložené, je iný. Na stavbe vysokotatranských elementov sa zúčastňuje kryštalinikum a je tu vyvinuté mohutné súvrstvie stredného trias-urgónu približne rovnomerných mechanických vlastností, ktoré kontrastuje s plastickými vrstvami verfénu a albu. Subtatranská séria je viacej rozčlenená a neplastické a plastické vrstvy sa v nej striedajú; na rozhraní medzi triasom a sinemurom sú plastické súvrstvia keupru a rétu. Vyššie máme dosť hrubé súvrstvia, v ktorých sa pevné lavice opakovane striedajú so slieňmi, a preto sú náchylné k vzniku malých vrás, šupín a pod. Preto pri vrásnení a presunovaní subtatranských príkrovov došlo k vzniku oveľa menej pravidelných vrásových foriem, povstali čiastkové príkrovy s početnými nepravidelnými digitáciami a šupiny medzi sebou nespojené. Osobitnou nepravidelnosťou sa vyznačuje stavba pruhov zložených zo súvrstvia keupermalmu, ako na to upozornili už M a t ě j k a—A n d r u s o v (1931). Ľahko sa premieňajú na sústavy šošoviek, v ktorých jednotlivé členy majú obmedzené

rozšírenie. Na druhej strane niektoré súvrstvia, v ktorých sa pevné lavice vápencov striedajú s polohami slieňov, napr. neokóm a vyšší lias, majú tendencie k vytvoreniu pruhov s tektonicky zväčšenou nepravou hrúbkou. Kostrou väčšiny subtatranských elementov — čiastkových príkrovov a tiež niektorých digitácií sú dolomity alebo dolomity a vápence stredného triasu, ktorých hrúbka je niekedy značná (400—600 m); to pri značnej neplastičnosti tohto súvrstvia bolo príčinou ich tektonického chovania sa pri presúvaní. Mali náchylnosť k rozlamovaniu sa a nie k vytvoreniu vrásových foriem. Tlaky sa čiastočne vyrovnávali vznikom poruchových pásiem, sprevádzaných vznikom tektonických brekcií (tektonických kavernóznych dolomitov).

Subtatranské masy na rozdiel od vysokotatranských nie sú v žiadnej súvislosti s kryštalickým podkladom masívu Vysokých Tatier. Ako je známe a ako to ďalej bližšie odôvodníme, sú to elementy ďalekosiahleho príkrovu, pochádzajúceho od juhu, podľa našich názorov z oblastí masívu Vepora a východnej časti Nizkých Tatier. Preto v tektonických schémach rozdelenia príkrovov Centrálnych Západných Karpát patria ku komplexu veporíd [A n d r u s o v 1943. Názov sa zaviedol miesto staršieho „granidy“ (M a t ě j k a—A n d r u s o v 1931), pretože z mnohých strán sa vytýkalo, že jeho odvodenie od latinského názvu rieky Hron (Gran) nie je na prvý pohľad dosť očividné]. Naproti tomu vysokotatranské členy patria veľkej skupine tektonických jednotiek jadra Vysokých Tatier a väčšej časti ostatných pohorí, ktoré sa už od roku 1931 (M a t ě j k a—A n d r u s o v 1931) označujú ako tatrity. Podľa našich názorov, medzi presunutými elementami vysokotatranského pásma Vysokých Tatier a subtatranskými príkrovmi vyvinutými v tom istom pohorí je rozdiel predovšetkým v tom, že vysokotatranské ležaté vrásy pochádzajú zo severnej strany a hrebeňovej časti Vysokých Tatier, kým subtatranské príkrovy nemajú nič spoločného s kryštalickým jadrom Vysokých Tatier a pochádzajú z pásma ležiaceho vo východnej časti Nizkých Tatier a v masíve Vepora.

Stavba subtatranského pásma Vysokých Tatier nie je v nijakom prípade jednoduchá a čím starostlivejšie ho skúmame, tým viacej neočakávaných zložitostí v ňom objavujeme.

Spodný čiastkový príkrov sme označili na východe ako p r í k r o v H a v r a n a, na západe ako p r í k r o v B o b r o v c a. Jeho výskyt na poľskom území je iste značný, avšak jeho rozsah nie je určitý vo všetkých úsekoch subtatranského pásma. Pri sedle Kopy na východe Vysokých Tatier na báze príkrovu Havrana leží vankúš verfénskych vrstiev, ktoré tektonicky spočívajú na strednom triase tomanovskej série. Tento vankúš možno na istú vzdialenosť sledovať do Zadnej Meďodolskej doliny. Nad ním leží úzky pruh spodnotriasových kremencov, ktoré zrejme tvoria antiklinálne jadro čiastkového príkrovu Havrana. Potom prvý pruh verfénu treba považovať za rudiment prevráteného krídla tohto čiastkového príkrovu. Za bázu subtatranského pásma počítali tu spodný

trias Uhlig (u Uhliga „permský“ kremenec) i Sokolowski (1950). Nemožno vylúčiť, že to sú elementy vysokotatranské, no nepovažujem to nateraz za pravdepodobné. Aj kremencový pruh má malé rozšírenie, ťahá sa na juh k severozápadnému svahu Kopy, kde mizne. Nad kremencom leží druhý pruh verfénu, ktorý má značné rozšírenie v oblasti Belanských Tatier pri sedle Kopy a Zadnej Medodolskej doline. Smerom k západu je miestami vyvalcovaný, ale znovu sa objavuje pri sedle južne od Suchého vrchu, západne od Javorovej doliny. Nie je jasné, či pruh verfénu v Rakúskej doline patrí čiastkovému príkrovu Havrana, ako to naznačuje Sokolowski (1950), alebo patrí tomanovskej sérii, k čomu sa nateraz prikláňam. Ináč na báze čiastkového príkrovu Havrana sa nachodí hrubá a konštantne vyvinutá doska stredotriasových dolomitov striedajúcich sa v spodnej časti (anis) s vápencami. Toto mocné súvrstvie sa tektonicky stenčuje vo východnej časti Belanských Tatier v Rakúskej doline, kde sú vyvinuté len dolomity (ladin). Práve táto okolnosť hovorí v prospech názoru o umiestení presunovej plochy subtatrika medzi verfénske vrstvy a dolomity v Rakúskej doline. Smerom k západu buduje bázu južného svahu Belanských Tatier a severný svah Jahneniec, južnú časť Suchého vrchu a bázu masívu Holicá—Zadná Kopa, kde sú na báze vyvinuté dolomity, azda ladinské. Takisto tvoria dolomity základňu čiastkového príkrovu Bobrovca na Oraviciach, kde smerom k západu sa objavujú aj v šošovke v Suchej doline. Ako jednotná masa pokračuje stredný trias³ od Bobrovca smerom na východ do Poľska (Guzik 1939, Rabowski: Mapa geol. serie wierchowej Tatr Polskich 1 : 20 000) ako pruh miestami prerušený, ktorý dosahuje Koscieliskú dolinu, tvorí bázu subtatranských elementov Uplaznianskych Gładkych a odtiaľ sa spojuje so stredotriasovými elementami čiastkového príkrovu Suchého vrchu (Goetel—Sokolowski 1930). Medzi Kopou Królowou a Holicou je vyvinutá pri Prislope južne od Hali Filipky. V Poľsku medzi Bobrovcom a Chochołowskou dolinou a južne od Zakopaného sa úzky pruh verfénu vyskytuje pod stredným triasom uvedeného tektonického elementu. V nadloží triasu pri celom severnom svahu Vysokých Tatier leží pomerne úplné súvrstvie jury a kriedy, ktoré môže siahať až do alb-cenomanu, avšak často končí už staršími členmi. Najúplnejší a snáď málo porušený vrstevný sled možno pozorovať v úseku Havran—Muráň v Belanských Tatrách. Takisto je kompletný vrstevný sled čiastkového príkrovu Bobrovca v Chochołowskej doline. Prípady nerušeného (aspoň zdanlivo) vrstevného sledu v celom alebo takmer v celom spodnom čiastkovom príkrove sú však skôr výnimkou a obyčajne sa v tomto ukazuje zdigitovanie, ktoré sa prejavuje v rôznych súvrstviach, a to v triase, jure alebo vo vyššej časti kriedy. Len málokedy máme úseky, kde sa nad sebou vyskytujú di-

³ Poľskí autori neodlišujú v mape stredotriasové vápencovo-dolomitové súvrstvie (anis) od čisto dolomitového (ladin).

gitácie porušujúce rôzne obzory. Takýto prípad je známy južne od Javoriny. Avšak často sa kombinujú v jednom profile digitácie v triase s digitáciami vo vyššej kriede.

Digitácie porušujú trias napr. pri Suchom vrchu, kde masa dolomitov stredného triasu je rozdelená pruhom keupru, tvoriacim prevrátenú synklinálu (falošnú atiklinálu), ktorá oddeľuje digitáciu Suchého vrchu od základnej digitácie Holice. Podobne je to pri Bobrovci, kde klin keupru ukazuje na dvojitost na krátkom úseku čiastkového príkrovu Bobrovca. Výnimočne postihuje zdvojenie série vrstvy jury; tak to je na Holom vrchu, kde sa v sérii liasu ukazuje lokálna digitácia (Holého vrchu, A n d r u s o v 1950), ktorá spolu s digitáciou Suchého vrchu smerom k západu k Starému salašu rýchlo zaniká a ani východnejšie v Belanských Tatrách sa ničím neprejavuje. Zaujímavé je synklinálne pásmo, ktoré R a b o w s k i a G o e t e l (1925) našli na svahu Jatiek v Belanských Tatrách. Tu v sérii liasu havranského príkrovu sa objavuje jadro prevrátenej synklinály (falošná antiklinála) zložené z jury, ktoré oddeľuje vyššiu digitáciu Jatiek od základnej časti príkrovu Havrana. V Belanských Tatrách sa neprejavuje ani smerom k západu ani k východu. Častými aj keď nie všade vyvinutými digitáciami sú opakovania série, ktoré sa prejavujú vo vyššom neokóme, prípadne i v alb-cenomane. Najznámejšia z nich sa prejavuje v západnej časti Belanských Tatier. Tu je mocne vyvinuté súvrstvie muránskeho vápenca, ktorý sa dvakrát opakuje; raz na svahoch Muráňa a Nového a na severnom svahu Havrana, druhý raz vystupuje v Čube a na Javorinke. Na Muráni sa muránsky vápenec pri vrchole vztyčuje a postaví sa na hlavu. V Malom Muráni badať jadro synklinály uzatvorenej k juhu, ktorá spojuje obe masy muránskeho vápenca; medzi nimi vystupujú slienité vápence z neokómu v nadloží tohto vápenca. Synklinálu Muráňa (S o k o ľ o w s k i 1950) možno sledovať na západ od Javorovej doliny, kde pod Holým vrchom vo vrstvách neokómu, malmu, dogeru a vyššieho liasu je vyvinutá prevrátená synklinála, dokonale odhora uzamknutá. Doger a lias odtiaľ prechádzajú na severovýchod na Rogovú a pri Sedle nad vyšším liasom ležia grestenské vrstvy. Tým je tu naznačený výskyt prevráteného krídla digitácie Rogovej a Sedla (A n d r u s o v 1950). Táto však smerom k východu pri Žlebine zaniká pod nasunutím vyšších elementov. Značne menej významné sú digitácie postihujúce len vrstvy kriedy, vyvinuté na Oraviciach a v Chochołowskej doline a siahajúce až ku Koscieliskej doline. Tu na neokóme leží súvrstvie alb-cenoman a nad ním znovu neokóm. Ide o digitáciu alebo sústavu digitácií, ktoré vznikli tesne pod nasunutím vrchného čiastkového príkrovu Mihulče—Farkašky. Je zrejmé, že vznik uvedenej sústavy digitácií bol priamo vynútený presunom vrchného čiastkového príkrovu. Podobný jav je známy v mnohých jadrových pohoriach napr. v Malej Fatre pod Rozsutcom, kde však presunujúca sa masa, ktorá vynútila vznik digitácie v kriede, bola chočským nasunutím. Nechceme sa zaoberať morfológiou spodného čiast-

kového príkrovu južne od Zakopaného, keďže v mape Goetela a Sokolowského (1930) neboli odlišené mnohé útvary (napr. anis od ladinu), čo je potrebné pre podrobnú analýzu tektoniky. Nie je ani možné na základe uvedenej mapy urobiť si jasnú predstavu o charaktere spojenia sa pásma Suchého Wierchu s pásmom Krokwi.

Štúdium morfológie spodného čiastkového príkrovu jasne ukazuje, že tu ide vcelku o dôležitý tektonický element, ktorý sa ťahá iste pozdĺž celého severného svahu pohoria. Naproti tomu jednotlivé vymedzené digitácie sú celkom podradným a lokálnym zjavom. Na malú vzdialenosť vymiznú a sú nimi postihnuté obyčajne len niektoré z členov vrstevnej série.

Vrchný čiastkový príkrov križňanského pásma Vysokých Tatier vystupuje na slovenskom území tak na východe v Belanských Tatrách, ako aj na západe, na Oraviciach. Na východe sem patrí, ako sme uviedli, čiastkový príkrov Bujačieho. Je to masívna jednotka zložená z monoklinálne k severovýchodu uklonenej série. Miestami na báze vystupujú guttensteinské vápence (anis), vyššie dolomity (ladin). Obyčajne však posledné tvoria bázu tohto čiastkového príkrovu. Najvyššie členy patria neokómu. Opakovanie série a náznamy zdigitovania sa nepozorujú. Pretože na elementoch tohto čiastkového príkrovu transgresívne ležia súlovske vrstvy paleogénu, nemožno vylúčiť, že v Belanských Tatrách pôvodne boli vyvinuté vyššie digitácie, odstránené za predeocénnej denudácie. Na Oraviciach vrchný čiastkový príkrov vyvinutý v kryhách Mihulče a Farkašky takisto ukazuje normálny vrstevný sled, bez digitácií. Tu však je súvrstvie neúplné. Chýbajú tak spodné členy triasu pod ladinom, ako aj vrchné nad liasom. Posledné boli uťaté pri nasunutí chočského príkrovu. Čiastkový príkrov Mihulče a Farkašky pokračuje na východ do Poľska a siaha v súvislom pásme do Lejowej doliny.

Dôvody, ktoré ma vedú k pričleneniu tejto jednotky k vrchnému čiastkovému príkrovu, už som vysvetlil. Ďalej na východ na poľskom území možno k vrchnému čiastkovému príkrovu počítať kryhu triasu Uplaznianskeho Gładkiego a aspoň istú časť krokiewskej jednotky. Vrchný čiastkový príkrov je vyvinutý tiež na poľskom a slovenskom území pri Bielovodskej doline na severovýchodnom svahu Kopy (Rusinová) a na Červenej skale a na Skalke juhozápadne od Javoriny. Na dvoch posledných miestach sú naspodku vyvinuté triasové dolomity a nad nimi (Červená skala) celá séria do neokómu. Pretože ležia na liase prevrátenej série Rogovej, stáva sa pravdepodobným, že ide o pokračovanie jednotky Bujačieho vrchu, ktorý pravda v úseku medzi vrchom Javorinkou a Javorinou nie je vyvinutý, keďže tu paleogén priamo transgreduje na jednotku Havrana.

Medzi čiastkovým príkrovom Havrana (a Holice) a čiastkovým príkrovom Bujačieho (a Skaliek) je vyvinuté spomínané už pásmo tektonických šošoviek Žlebiny a Starého salaša. Nie je súvislé; miestami šošoviek

niet a príkrov Bujačieho leží priamo na príkrove Havrana, inokedy sa šošovky hromadia vo väčšom množstve. V šošovkách nájdeme členy idúce od stredného triasu (dolomit) až do malmu. Pritom, ako sme uviedli, sú tu isté členy, ktoré sa faciálne líšia od príslušných členov tak v podložnom, ako aj v nadložnom čiastkovom príkrove. Osobitosťou sú spomínané rohovcové vápence lotaringu (pliensbachu) Javorinky. Na prvý pohľad by bolo možné toto šošovkové pásmo považovať za prevrátené krídlo čiastkového príkrovu Havrana. Avšak séria v šošovkách zďaleka nie vždy je prevrátená. Niekedy badať normálnu sériu alebo sústavy šošoviek bez ladu a skladu. Tak pod Bujačím máme naspodku šošovku vyššieho liasu a vyššie šošovku dole zloženú z dolomitu, vyššie z keupru. Preto budeme šošovkové pásmo Žlebiny považovať za tektonicky rozvalcovaný rudiment samostatnej digitácie.

Ku križňanskému príkrovu patrí mimo územia severného súvislého pruhu, ako bolo uvedené, spodná séria v „ostrovoch“ na juh od Tatier a súvislá pokrývka tatridného pásma pri západnom ukončení Vysokých Tatier. Na rozdiel od severného svahu, kde sa križňanské jednotky hromadia v podobe dvoch čiastkových príkrovov s viacerými digitáciami, križňanské elementy uvedených oblastí ukazujú jednoduchú stavbu a neopakujú sa nad sebou (západný svah). Už sme hovorili, že pri západnom ukončení táto križňanská séria je miestami tektonicky veľmi stenčená a pod Sivým vrchom celkom vyvalcovaná pod nasunutým chočským príkrovom. Séria je veľmi rudimentárne vyvinutá aj medzi južným okolím Zuberca a Osobitou. V území južne od Zuberca je križňanská séria dosť úplná, ale neukazuje pod kryhami chočského nasunutia rozdelenie na podradné elementy. Keďže sa tu v réte vyskytujú oolitické železné rudy (K ú š i k, str. 225 tohto zborníka), ide asi o čiastkový príkrov Bobrovca. Pri doline Studeného potoka chočský príkrov leží priamo na žule alebo triase tomanovskej série a križňanská séria je celkom vyvalcovaná. Jej väčšia kryha zložená z rétu asi čiastkového príkrovu Mihulče vystupuje v potoku na severozápadnom svahu Osobitej. Stenčenie križňanského príkrovu najmä v pokračovaní osi savskej antiklinály Vysokých Tatier nie je ojedinelým zjavom vo Vysokých Tatrách, ale pozoruje sa aj v iných pohoriach. Čiastkové príkrovy majú tendenciu hromadiť sa pri severných svahoch (M a t ě j k a — A n d r u s o v 1931). Tento zjav má istú všeobecnú príčinu, ktorú sa ďalej vynasnažíme objasniť.

Séria chočského príkrovu, ako sme už uviedli, je úplnejšia pri západnom svahu Vysokých Tatier. Má tu však vcelku jednoduchú stavbu. Súvisle sa začína na Sivom vrchu a v osamelých kryhách na Babkách a na Ostrom. Bližšie ku kraju kryštalínika je vyvinutý hlavný dolomit a nadložný rét, ďalej sa vkladajú lunzské vrstvy, reifligské vápence a chočský (ladinský) dolomit. Pri severnom svahu masívu sa chočský príkrov objavuje južne od Zuberca, kde sa znovu skladá z hlavného dolomitu a rétu. Tú istú stratigrafiu javí na severnom svahu Osobitej, kde gravelové rétické vápence budujú skaliská severného vrcholu

Osobitej,⁴ a tiež v severnom pruhu horskej skupiny Farkašky, kde na dolomitoch zrejme norických ležia zvyšky rétu. Medzi kryhou chočského príkrovu na Osobitej a na severnom svahu Farkašky je teda prerušenie pri okraji transgresívneho bazálneho paleogénu v blízkosti Bobroveckej doliny. Kryhy na severnom svahu Farkašky nie sú rozsiahle, hlavný dolomit tu leží na réte, prípadne i spodnom liase čiastkového príkrovu Farkašky, o ktorom sme hovorili. Pretože v Juráňovej doline je pruh rétu vyvalcovaný, dolomity kryhy chočskej a kryhy Farkašky sú v bezprostrednom styku a sú ťažko od seba oddeliteľné. Problémom chočských krých na Oraviciach sa kedysi zaoberal R a b o w s k i (1930), vtedy však nebolo dost podkladov pre rozuzlenie zložitého problému rozdelenia triasových krých medzi Osobitou a Lejowou dolinou.

Z uvedeného nemožno urobiť záver, že by chočský príkrov mal zložitejšiu stavbu pri severnom svahu než v temenej časti, ku ktorej treba počítať zvyšky chočského príkrovu pri Sivom vrchu a Babkách a západnejšie odtiaľ. Zdalo by sa, že je tu rozdiel oproti pomerom zisteným pre križňanský príkrov. Avšak zákonitosť, zistená pre križňanský príkrov v niektorých iných pohoriach, bola pozorovaná i v chočskom príkrove. Vysoké Tatry nie sú v tomto prípade dobrým objektom pre štúdium, keďže tu väčšia časť chočského príkrovu padla za obeť predeocénnej denudácii.

Ak uvažujeme o dnešnom reliéfe povrchu plochy nasunutia subtatranských príkrov, zistíme, že tu išlo o povrch v detailoch nerovný, vcelku uklonený k severu pod uhlom 30—50°, t. j. približne tak, ako je uklonený k severu nadložný paleogén. Doložili sme však názor, podľa ktorého paleogén transgredoval na viac-menej vodorovný podklad. Potom i presunové plochy na báze subtatranských príkrovov mali viac-menej horizontálnu polohu. Báza spodných jednotiek križňanského príkrovu nevníká do prehĺbenín, ktoré jestvovali v povrchu vysokotatranského jadra a ktoré sú vyplnené vysokotatranskými ležatými vrásami. Badáme však, že križňanský príkrov len niekedy leží na nahromadení vysokotatranských príkrovov, miestami leží na tomanovskej sérii a niekedy (severozápadné ukončenie masívu) priamo na žule. Zrejme v posledných dvoch prípadoch pod nasunutím chýbajú značné masy hornín vysokotatranskej série. Kým sa budeme zaoberať objasnením príčin tohto javu, pokúsme sa ozrejmiť si na základe toho, čo sme uviedli o morfológii jednotiek Vysokých Tatier, či naše pôvodné predpoklady o smere pohybu (vergencii) jednotlivých príkrovov Vysokých Tatier netreba revidovať. Podali sme presvedčivé dôkazy jestvovania jednoznačnej severnej vergencie vysokotatranských ležatých vrás. Spojenie medzi väčšími subtatranskými jednotkami nebolo, pravda, možné pozorovať, avšak väčšia časť digitácií v križňanskom príkrove ukazuje tiež severnú vergenciu. Sú tu však isté výnimky. Takouto je známa späť vrása Holice v masíve

⁴ Tieto vápence som kedysi (1936) omylom považoval za ladinské vápence chočského príkrovu.

Širokej. Nemá, pravda, presne taký tvar, ako predpokladal U h l i g (1898), avšak predsa tu jestvuje akési spätné nasunutie (A n d r u s o v 1950). O jeho pôvode môžu byť dve mienky: buď ide o zjav vzniknutý pri samom nasnutí, ako to predpokladal L u g e o n (1903), alebo ide o zjav popaleogénny. Popaleogénna vrása Vysokých Tatier je obmedzená na juhu zlomom, ktorý má asi charakter nasunutia podľa plochy príkro uklonenej k juhu. Podobné poruchy pozorujeme i pri menších vrásach, ktoré postihujú v oblasti Tatier paleogén a druhohory. Takýto spätný malý prešmyk treba predpokladať napr. pri južnej strane spomenutej disymetrickej vrásky južne od Zuberca. Je jasné, že pod paleogénom spätné nasunutie postihuje aj druhohory a v miestach, kde je paleogén odstránený eróziou, môže v druhohorách vzniknúť spätné nasunutie alebo vrása typu Holice. Podrobne prebrali problém spätných vrás v Centrálnych Západných Karpatoch M a t ě j k a—A n d r u s o v (1931, str. 154). Pretože však vysokotatranské jednotky a digitácie subtatranských príkrovov ukazujú konštantne severnú vergenciu, budeme s L u g e o n o m a početnými ďalšími geológmi považovať všetky tektonické elementy severného svahu za sunuté od juhu k severu, aj keď spojenie medzi čiastkovými príkrovmi križňanského pásma nie je viditeľné, pretože sa nenachodí v oblasti severného svahu Vysokých Tatier. Potom nebudeme stotožňovať U h l i g o v e domnelé „spätné vrásky“ (1898) so spätnými vrásami, ktorých povahu sme už objasnili.

Vráťme sa však k problému nasunutia subtatranských príkrovov na vysokotatranské pásmo. Superpozíciu križňanského príkrovu bezprostredne na tomanovskú sériu alebo i priamo na kryštalinikum jadra v pásmach oddelujúcich priečne depresie vyplnené vysokotatranskými vrásami možno objasniť trojako: Podľa prvého predpokladu, pred nasunutím subtatrika nastala erózia vysokotatranského pásma, v ktorom predtým vznikli súvislé vrásky pozdĺž celého pohoria; potom vznikol akýsi reliéf, cez ktorý boli sunuté subtatranské príkrovy. Podľa druhého predpokladu odstránenie vysokotatranských príkrovov v priestore medzi priečnymi muldami bolo podmienené nasunujúcimi sa subtatranskými príkrovmi. Podľa tretieho predpokladu vysokotatranské ležaté vrásky vznikli oddelene v jednotlivých priečných muldách, ktoré vyplnili, a nasunujúce sa subtatranské príkrovy preto ležia v medzerách na elementoch tomanovskej série.

Jestvovanie reliéfu v tatridnej oblasti pred nasunovaním subtatranských príkrovov už dávno pripúšťal S p e n g l e r (1937). S p e n g l e r o v e odôvodnenia nie sú z väčšej časti presvedčivé. Vychádza z toho, že tatridné série veľmi často chýbajú pod subtatrikom alebo sú rudimentárne vyvinuté a tento nedostatok vysvetľuje odnosom, ktorý nastal pred presunutím subtatrika. Jeho úvahy však nevysvetľujú, prečo vysokotatranské série chýbajú práve pri južných úbočiach jednotlivých kryštalických masívov. Ďalej sa neuvažuje o značnom nahromadení tatridných sedimentárnych sérií v istých oblastiach. Okrem toho

neuvažuje, že nielen tatridné série, ale i spodný subtatranský príkrov sú často rudimentárne vyvinuté a tak by bolo treba uvažovať aj o erózii povrchu križňanského príkrovu pred nasunutím chočského. Konečne sa bezpečne napr. vo Vysokých Tatrách preukázalo, že tvar vysokotatranských elementov je značne ovplyvnený presunom subtatranských sérií, teda predovšetkým je ovplyvnený i povrch tatridných jednotiek. Tým nie je povedané, že pri a najmä po usadení alb-cenomanu v Západných Karpatoch miestami nedošlo k erózii. Naproti tomu musíme predpokladať, že nasunovanie prebiehalo na suchej zemi, a preto sa tu erozívne zjavy mohli uplatniť, avšak plochu styku tatridných elementov so subtatrikom ako celok treba chápať ako tektonickú plochu už pôvodne nerovnú a deformovanú veľmi podstatne za savského vrásnenia; v tom čase vznikli najmä veľké klenby jadrových pohorí.

Treba však pripustiť konkrétne i pre Vysoké Tatry, že už v dobe kriedového vrásnenia pri presunovaní subtatranských príkrovov masív Vysokých Tatier tvoril vcelku klenbu. Nebola tak značne vyklenutá ako teraz, avšak (M a t ě j k a—A n d r u s o v 1931) kládla istú prekážku pri nasunovaní subtatranských príkrovov. Dôkazy sme uviedli už v minulosti (l. c.). Je to predovšetkým sústavný nedostatok tatridného obalu pri južnej strane mnohých jadrových pohorí. Ďalej je to vývin často dosť širokého pruhu mylonitov v kryštaliniku pri južnom obmedzení jadier. Vo Vysokých Tatrách je tento pruh mylonitov vyvinutý v blízkosti podtatranského zlomu, a teda spojitosť so subtatranským presunutím nie je očividná. Avšak podobné mylonitové pásmo je vyvinuté pri južnom obmedzení masívu Ďumbiera, pri styku kryštalinika so subtatrikom, pričom tu popaleogénny zlom nie je vyvinutý. Za týchto okolností treba mechaniku a postupnosť vzniku príkrovov Vysokých Tatier odôvodniť takto: V prvej etape kriedového vrásnenia začali vznikať voľne (bez zaťaženia inými prvkami zhora) vrásky, medziiným aj ležaté vrásky vysokotatranského pásma. V masíve pritom alebo o dačo neskoršie vznikli priečne slabo k severu uklonené muldy. Neskoršie od juhu cez slabo vyvýšené temenné pásmo Vysokých Tatier (M a t ě j k a—A n d r u s o v 1931, str. 136) začal sa presunovať križňanský príkrov, ktorý odtrhol časti normálneho obalu tohto pásma. Odtrhol aj vyvýšené prahy medzi priečnymi muldami a tam sa uložil priamo na členy tomanovskej série, kým v temennom pásme (Sivý vrch) prišiel do bezprostredného styku s kryštalinikom. Uvádzané tu zásadné myšlienky o postupnosti vzniku tektonických elementov vo Vysokých Tatrách pochopil už R a b o w s k i (1931). Trocha neskoršie než križňanský príkrov sa cez Tatry začal presunovať chočský príkrov. Ako križňanský príkrov deformoval vysokotatranské vrásky pri nasunovaní, tak i nasunutie chočského príkrovu ovplyvnilo tvar križňanského. V temennom pásme bol miestami značne tektonicky stenčený a niekedy i celkom vyvalcovaný. Možno tiež pod vplyvom nasunovania chočského príkrovu sa elementy križňanského príkrovu nahromadili pri severnom svahu slabej vyvýšeniny Vyso-

kých Tatier, kde jestvovalo akési závetrie s menším vplyvom posunu chočského príkrovu. Podobným spôsobom treba chápať aj nahromadenie vysokotatranských elementov pri presunovaní križňanských jednotiek cez Tatry.

Na druhej strane treba zdôrazniť, že po nasunutí vyšších príkrovov nižšie jednotky neprišli neskoršie do nového pohybu. Preto tu nebadáme zjavy tzv. zavinovania sa vyšších jednotiek pod nižšie.

Príčinu vzniku príkrovov vo Vysokých Tatrách budeme vidieť v pochodoch rýdzo tektonických, t. j. pod vplyvom bočného stláčania. Bližšie sa týmito pochodmi nebudeme zaoberať, keďže sa vymykajú z rámca lokálnej štúdie o Vysokých Tatrách. Treba však pripomenúť, že vysvetlenie vzniku príkrovov vplyvom gravitácie, sprevádzanej kĺzaním príkrovov z vyvýšených hrebeňov, nemožno aplikovať na Vysoké Tatry, lebo ako sme videli, toto pohorie v dobe vzniku príkrovov nejestvovalo, aspoň nie v tej forme ako dnes. Severný svah domnelého valu Vysokých Tatier mal v každom prípade oveľa miernejší úklon než dnes a nestačil na to, aby zapríčinil sklúznutie pevných horninových celkov. Nebudeme tu podrobnejšie preberať predpoklad o vzniku subtatranských sedimentárnych sérií v priestore ležiacom južnejšie od pásma tatrid, ale v priestore medzi jadrovými pohoriami (U h l i g 1903, S c h a f f e r 1938). Podrobné štúdium stavby hoci len Vysokých Tatier, v ktorých križňanský príkrov pri oboch ukončeníach masívu tvorí lem (ktorý obklopuje vysokotatranské pásmo), takéto vysvetlenie pôvodu subtatranských jednotiek vylučuje. Okrem toho podľa uvedeného názoru by subtatranské jednotky pri severnom svahu mali mať južnú vergenciu. Videli sme však neklamné dôkazy existencie severnej vergencie tak v prevažnej väčšine digitácií subtatranského pásma, ako aj vo vysokotatranských vrásach. S c h a f f e r o v e vývody konečne svojho času vyčerpávajúcim spôsobom vyvrátil S p e n g l e r (1939).

V oblasti vývinu druhohôr Vysokých Tatier sa okrem uvedeného vyskytujú početné zlomové poruchy. Väčšina z nich vznikla asi po paleogéne, keďže porušujú i paleogén. Z pozdĺžnych zlomov je to predovšetkým spomenutý pozdĺžny podtatranský zlom. Rovnobežne s ním ide spomínaný zlom pri Zuberco. K diagonálnym poruchám patria početné mylonitové pásma (G o r e k, str. 72 tohto zborníka) v kryštaliniku, ktoré niekedy pokračujú aj do druhohôr a sú teda poddruhohorné. K priečnym poruchám patrí aj známa priečna flexúra pod vrchom Hlúpy a pri sedle Kopa. Táto flexúra postihuje mezozoikum a preniká i do žuly (S o k o ľ o v s k i 1950); nie je vylúčené, že je aj popaleogénna.

Z tohto výkladu vyplýva, že nové výskumy dovolili značne spresniť stavbu druhohorného pásma Vysokých Tatier na československom území. Treba však tiež konštatovať, že už v dvadsiatych a tridsiatych rokoch tohto storočia bola značná časť základných črt stavby objasnená a nové výskumy ju len potvrdili.

- Andrusov D., 1936a, Subdivision des nappes subtatriques sur le versant Nord de la Haute Tatra. Rozpr. věd. spol. při Rus. svob. univ. v Praze 23, Praha. — Andrusov D., 1936b, Subtatranské příkrovy Západních Karpat. Carpatica I, Praha. — Andrusov D., 1938a, Geologie Slovenska, Praha. — Andrusov D., 1938b, Geologický výskum vnútorného bradlového pásma Západných Karpát III. Práce St. geol. ústavu IX, Praha. — Andrusov D., 1943, Geológia a výskyt nerastných surovín Slovenska. Slov. vlastiveda I, Bratislava. — Andrusov D., 1950a, Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). Geol. sborník I, Bratislava. — Andrusov D., 1950b, Skameneliny karpatských druhohôr I. Práce Št. geol. ústavu 25, Bratislava. — Andrusov D., 1955, Reambulačné výskumy na liste Trstená. Rukopis. Archív Kat. geol. a pal. FGGV UK, Bratislava. — Andrusov D., 1958a, Geologická mapa druhohorného pásma Západných Tatier 1 : 25 000. Rukopis. Archív Kat. geol. a pal. FGGV UK, Bratislava. — Andrusov D., 1958b, Geológia čs. Karpát. Bratislava. — Andrusov D., 1959, Geológia čs. Karpát, zv. 2 (v tlači). — Borza K., 1957, Poznámky o muránskom vápenci. Geol. sborník VIII, Bratislava. — Borza K., 1958, Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. Geol. sborník IX, Bratislava. — Borza K., 1959, Permsko-druhohorná séria Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. sborník X, Bratislava. — Gołąb J., 1950, Konferencia w spranie regionu podhalańskiego. Wiad. muz. ziemi V, Warszawa. — Gołąb J., 1954, Rochslides and flors and their meaning for the tectonics of the Flysch of Podhale. Bull. sc. et lettres de Łódź. Cl. III, V, Łódź. — Goetel W., 1917, Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zóne in der Tatra. Bull. Ac. Sc. Cracovie, ser. A (1916), Kraków. — Goetel W., Sokółowski S., 1930, Tektonika serji reglowej okolicy Zakopanego. Roczn. Pol. Tow. Geol. VI, Kraków. — Gorek G., 1953, Geologické štúdiá na juhozápadnom svahu Vysokých Tatier. Geol. sborník IV, Bratislava. — Gorek A., 1956, Geologická stavba Západných Tatier. Geol. sborník VII, Bratislava. — Gorek A., 1958, Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej doliny. Geol. sborník IX, Bratislava. — Guzik K., 1939, Serie reglowe na zachód od doliny Kościeliskiej w Tatrach (geol. mapa). Pañ. Inst. Geol., Warszawa. — Horwitz L., Rabowski F., 1922, O liase a doggerze wierchowom w Tatrach. Pos. Nauk Pañ. Inst. Geol. 3, Warszawa. — Koutek J., 1936, O geologických a sedimentárně-petrografických výzkumech v paleogénu Liptovské kotliny na Slovensku. Věstník St. geol. ústavu XII, Praha. — Kúšik R., 1956, Zpráva o výskytu oolitických Fe rúd v réte masívu Vys. Tatier. Geol. sborník VII, Bratislava. — Kúšik R., 1957, K otázke zloženia a pôvodu železných oolitických rúd Oravic. Geol. sborník VIII, Bratislava. — Kúšik R., 1959, Litológia sedimentárných sérií na území Oravic v Západných Tatrách. Geol. sborník X, Bratislava. — Limanowski M., 1911, Coupes géologiques par le grand pli couché des Montagnes Rouges (Czerwone Wierchy) entre la vallée de la Suchá Woda et la vallée Chochołowska (Tatra). Bull. Akad. Sc. Cracovie, Kraków. — Lugeon M., 1903, Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. lab. de géol. géogr., phys., min. etc. Univ. de Lausanne 4, Lausanne. — Mášková 1959, Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohorí (III. Karbón — celkově). Zprávy o geolog. výzkumu v r. 1957, Praha. — Matějka A., Andrusov D., 1931, Aperçu de la géologie des Carpathes occid. de la Slovaquie centrale etc. Knihovna St. geol. úst. 13 A, Praha. — Michalik A., 1955, Tektonika serji wierchowej na obszerze Liliowego a Małej Koczystej. Inst. Geol. Biul. 96, Warszawa. — Mišík M., 1959, Lombardiová mikrofácia — vedúci horizont v maleme Záp. Karpát. Toto čís. Geol. sborník, Bratislava — Muratov M., 1949, Tektonika i istorija razvitija alpijskoj geosinklinalnoj oblasti juga evropejskoj časti SSSR i sopredelnych stran. Moskva — Leningrad. — Passendorfer E., 1929, Studium stratigraficzne i paleontologiczne nad kredą serje wierchowej w Tatrach. Trav. Serv. geol. de Pologne II, Warszawa. — Passendorfer E., 1950, Materiały do geologii Tatr. I. O zlepieńcu koperszadzkim, II. O wapieniu murańskim. Roczn.

Pol. Tow. Geol. XIX (1949), Kraków. — Passendorfer E., 1951a, Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach. Roczn. Pol. Tow. Geol. XX (1950), Kraków. — Passendorfer E., 1951b, Regionalna geologia Polski I, Karpaty 1, Stratygrafia. — Passendorfer E., 1957, Zlepieńiec koperszadzki, jego geneza i wiek. Acta Geol. Pol. VII, Warszawa. — Rabowski F., 1925, Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone Hauttatrique. Spraw. Pol. Inst. Geol. III, Warszawa. — Rabowski F., 1930, Sur la provenance des limburgites de la Tatra et sur les relations réciproques des nappes situées entre la zone des Klippes et les monts Vepor. Bull. Serv. Géol. Pol. VI, Warszawa. — Rabowski F., 1931, Quatre coupes géologiques entre les vallées de Kocsieliska et de Kondratowa dans la Tatra. Bull. Serv. Géol. de Pologne VI, Warszawa. — Rabowski F., Goetel W., 1925, Les nappes de recouvrement de la Tatra. La structure de la zone subtatrique. Spraw. Pol. Inst. Geol. III, Warszawa. — Radomski A., 1958, Charakterystyka sedimentologiczna fliszu podhalańskiego. Acta Geol. Pol. VIII, Warszawa. — Schaffer F., 1938, Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. Zbl. Min. etc., Abt. B, Stuttgart. — Sokołowski S., 1948, Tatry Bielskie. Geol. zbroczy południowych. Práce Pol. Inst. Geol. IV, Warszawa. — Spengler E., 1932, Ist die „Mittlere subtatrische Decke“ der Westkarpathen eine selbstständige tektonische Einheit? Věstník St. geol. ústavu VIII, Praha. — Spengler E., 1937a, Reliefüberschiebungen in den Westkarpathen. Lotos 85, Praha. — Spengler E., 1937b, Der geologische Aufbau der Westkarpathen. Sammlung gemeinnütziger Vorträge, Praha. — Spengler E., 1939, Bemerkungen zu F. X. Schaffer: Ein Beispiel zur Theorie des Deckenschubes. Zbl. Min. etc., Abt. B, Stuttgart. — Stache G. in Hauer F., 1875, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Oesterr. Ung. Monarchie. Wien. — Stille H., 1954, Zur Ökologie der kimmerischen Faltungen. Roemeriana 1, Clanstahl—Zellerfeld. — Sujkowski Zb., 1933, Niektóre spongolity z Tatr. i Karpat. Spraw. Pol. Inst. Geol. VII, Warszawa. — Świdorski B., 1921, Korzenie leżącego fałdu Czerwonych wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr. — Šurka A., 1958, Mezozoické ostrovy Liptovskej kotliny. Diplom. práca, rukopis, Archív FGGV UK, Bratislava. — Turnau-Morawska M., 1957, Petrografia i geneza zlepieńca koperszadzkiego. Acta Geol. Pol. VII, Warszawa. — Uhlig V., 1897, Geologie des Tatragebirges I. Denkschr. Akad. Wiss. LXIV, Wien. — Uhlig V., 1898, Geologie des Tatragebirges II—III. Denkschr. Akad. Wiss. LXVIII, Wien. — Uhlig V., 1903, Bau und Bild der Karpathen. Wien—Leipzig. — Uhlig V., 1907, Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsber. Akad. Wiss. CXVI, Wien. — Wyczółkowski J., 1956, Z badań litologicznych nad utworami eocénскими Doliny Koscielskiej w Tatrach. Inst. Geol., Biul. 109, Warszawa.

Recenzował J. Bystrický

*Geologické laboratórium Slov. akadémie vied,
Bratislava*

ДМИТРИИ АНДРУСОВ

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЗОНЫ ВЫСОКИХ ТАТР

(Рис. 11 в тексте)

Предисловие

Мезозойская зона массива Высоких Татр стала классической особенно после работ В. Улига (1897, 1898), В. Гетеля (1917) и главным образом Ф. Рабовского и Е. Пассендорфера (1929). И позже многие геологи занимались этой проблема-

тикой. В настоящее время закончилось геологическое картирование мезозойской зоны Высоких Татр на словацкой территории в масштабе 1 : 25 000 и поэтому стало возможным после окончания нашей работы начатой в 1930-ом году дать здесь сводку и объяснить главные результаты изучения мезозойской зоны.

Мы различаем следующие тектонические элементы в массиве Высоких Татр:

1. Высокотатранская зона:

а) центральное кристаллическое ядро с его пермь-мезозойской оболочкой, которую мы называем томановской серией,

б) лежащая складка Червенецких врхов,

в) лежащая складка Гиевонта.

2. Субтатранская зона:

а) нижний, крижнянский покров, который разделяется на два частичные покровы: Нижний — в западной части (Оравицы) Бобровца с тремя дигитациями, а в восточной части покров Гаврана с несколькими дигитациями. Верхний частичный покров в западной части Высоких Татр мы будем называть покровом Мигульче и Фаркашки а в восточной части частичным покровом Буячьего врха. Между последними частичными покровами в восточной части находится зона чешуй Жлебины. в) верхний хочский покров.

Стратиграфия высокотатранской зоны

Стратиграфия высокотатранской зоны на словацкой территории в Высоких Татрах развита иначе в западной части (группа Особитой), в средней части (Тихая долина) и в восточной (группа Широкой) части Высоких Татр.

Пермь в фации веррукана встречается только в томановской серии в Восточных Татрах (Ягничий щит) где он трансгрессивно залегает на граните. В других местах в основании высокотатранской серии залегает нижнетриасовый кварцит и конгломерат, выше верфенские слои, а потом главным образом среднетриасовый известняк и доломит и только местами пестрый кейпер. Рэт встречается в нижней части в континентальной фации, а выше в морской в области Тихой долины. В других местах в томановской серии лейас залегает трансгрессивно на старших слоях триаса. В восточной части в томановской серии и в сериях лежащих складок на триасе лежит прямо трансгрессивный доггер. В Высоких Татрах в нижней части юры проявилось поднятие, которое сказывается в лежащих складах, а в восточной части и в томановской серии. После мальма и нижнего мела в ургонской фации следует в Высоких Татрах перерыв и новая трансгрессия альб-сеноманской серии образованной преимущественно мергелями.

Стратиграфия субтатранской зоны

В субтатранской области серия начинается в нижнем частичном покрове в восточной части нижнетриасовыми кварцитами и верфенскими слоями. Выше следуют среднетриасовый известняк и доломит, карпатский кейпер, морской рэт и полная серия юры и мела доходящая до сеномана. Перерывы в верхнем триасе и нижнем альбе характерные для высокотатранской серии не проявились в субтатранской серии. В лейасе начиная с лотаринга преобладает флекенмерловая фация, в домере спонголиты и в тоарке красный желваковский известняк. Это развитие лейаса является весьма несходным с развитием лейаса в высокотатранской серии, который отличается детритовой фацией криноидных известняков, песчаников и кварцитов. Высшая часть юры субтатранской серии характеризуется радиолариевыми яшмами доггера и нижнего мальма, которые в высокотатранской серии не встречаются. В восточных Татрах верхний неоком развит в виде мураньского известняка,

значение которого локальные и вероятно соответствует ургону. Он известен лишь в нижнем частичном покрове Гаврана.

Серия хочского покрова в западной части слабо развита (гуттенштейнский известняк, ладинский доломит, рейфлингский известняк (ладин), люнцские слои, главный доломит и рэт в фации микрокластических известняков). В северной части в группе Особитой в Хочском покрове встречаются только два последние члена. В Косцелиской долине в Польше встречается гиерлацкий известняк лейаса, который вероятно принадлежит к хочской серии.

Палеоген

На субатланских покровах или прямо на кристаллическом массиве залегает палеоген. В базальной части последнего встречаются:

1. Сульовские слои лютетского возраста (конгломераты, брекчии, нуммулитовые известняки).

2. Выше залегает флишевая серия, в которой сланцы играют первостепенную роль. В западной части развиты т. н. закопанские слои, в которых сланцы преобладают. В восточной части появляется подобная серия с прослоями песчаников, железистых доломитов и известняковых брекчий.

3. Верхняя часть флиша на западе состоит преимущественно из песчаников (белопоточские песчаники). В палеогене вся область Высоких Татр была залита морем. Валуны во флише преимущественно не происходят из массива Высоких Татр.

Главные черты тектоники

Главные вопросы дотриасовой тектоники были рассмотрены Гореком (в этом Но. Геол. Сбор. САН). Нужно отметить, что позднеэоценовые интрузивные массивы и метаморфизм как это доказал Кантор (этот Но. Геол. Сбор. САН) варисийского возраста а не докембрийского как это предполагал Машка (1958). В мелу мезозойские серии и кристаллические элементы были сильно дислоцированы. В этом периоде образовались лежащие складки и вышеприведенные покровы. Перед главными тектоническими движениями в мелу (между сеноманом и сеноном — субатланская фаза) образовались только геантиклинали; это произошло в старокимерскую или же агассидскую фазу, и позже между ургоном и альбом (манинская фаза). Эти движения не привели к складкообразованию и к дискорданциям. После палеогена в савскую фазу центральное ядро и мезозойские покровы вместе образовали одну большую складку германотипного характера. Эта складка диссимметрична. На ее южном крыле находится большой сброс у южной подошвы Высоких Татр. Покровы были надвинуты на совсем мало поднятый свод Высоких Татр а в савскую фазу при возникновении мегаантиклинали Высоких Татр покровы приобрели довольно крутое падение к северу. Это падение тождественно с падением палеогена на северном склоне Высоких Татр. Вергентность тектонических элементов возникших в мелу преимущественно северная. Обратные складки в субатланских элементах образовались в исключительных случаях; иногда они являются результатом послепалеогенной складчатости. Многие факты свидетельствуют о том, что во время перемещения покровов Высокие Татры были слабо выпуклы. Субатланские покровы преодолели этот свод. Перед их надвигом образовались складки высокотатранской зоны. После или во время возникновения высокотатранских складок образовались также три большие поперечные мульки, в которых кристаллическая основа находится глубоко. Оси этих поперечных, во время складкообразования возникших мульд должны были быть наклонены к северу. Крижянский покров при надвигании срезал возвышения основания; поэтому на

гребнях и поперечных возвышениях субтатранские покровы залегают прямо на томановской серии. Локально хочский покров лежит прямо на кристаллическом массиве. Тектонические покровы Высоких Татр невозможно считать за «гравитационные» покровы, потому что северный склон Высоких Татр во время надвига был очень пологий. Невозможно также утверждать на основании изучения рельефа поверхности высокотатранских элементов, что высокотатранская основа представляет эрозионную поверхность. С другой стороны невозможно объяснять тектонику Высоких Татр с точки зрения взглядов Шаффера (1938). Происхождение субтатранских покровов нужно искать на юге от Высоких (и Низких) Татр. Связь элементов у обоих субтатранских покровов на северном и южном склонах у западного конца массива Высоких Татр исключает взгляды Шаффера.

Высокие Татры являются классической областью изучения тектоники карпатских ядерных гор. Однако объяснение некоторых проблем оказалось возможным только вне Высоких Татр в Словакии. Изучение субтатранских покровов вне Высоких Татр позволило установить значение хочского покрова в Высоких Татрах.

Перевод с немецкого языка В. Шейбнер

*Геологическая лаборатория
Словацкой Академии Наук,
Братислава*

Объяснение рис. 11 в тексте

Рис. 11. Тектоническая массива Высоких Татр. 1 — Кристаллические сланцы и мигматиты. 2 — Гранит центрального ядра. 3 — Кристаллические породы складки Червенов врхов. 4. Кристаллические породы складки Гиевонта. 5. Мезозойские отложения томановской серии. 6 — Мезозойские отложения складки Червенов врхов. 7 — Мезозойские отложения складки Гиевонта. 8—10 — Крижн्यानский покров. 8 — Мезозойские отложения нижнего частичного покрова. 9 — Зона тектонических чечевиц Жлебины. 10 — Мезозойские отложения верхнего частичного покрова. 11 — Мезозойские отложения хочского покрова. 12 — Милонитовые зоны в граните. 13 — Простираение и падение сланцеватости в кристаллических сланцах. 14 — Палеоген. а — Синклираль отделяющая нижнюю дигитацию Бобровца от верхней. b — Синклираль отделяющая верхнюю дигитацию Бобровца от дигитации Юраньевой. с — Синклираль отделяющая дигитацию Сухого врха от дигитации Гоголого врха. d — Синклираль отделяющая дигитацию Гаврана от дигитации Яток. e — Направление мураньской синклинали. f — Поперечная флексура Глупого врха. g — Подтатранский сброс.

DIMITRIJ ANDRUSOV

STRATIGRAPHIE UND TEKTONIK DER MESOZOISCHEN ZONE DES MASSIVES DER HOHEN TATRA

(Abb. 11 im Texte)

Einleitung

Die mesozoische Zone des Massives der Hohen Tatra wurde klassisch hauptsächlich durch die älteren Arbeiten von V. Uhlig (1897, 1898) behandelt; später wurde sie von V. Goettel (1917) und hauptsächlich von F. Rabowski und E. Passendorfer (1929) bearbeitet.

Auch die späteren Arbeiten, von mehreren Geologen sind von großem Interesse. Heutzutage wurde die geologische Aufnahme der mesozoischen Zone der Hohen Tatra auf slowakischem Boden im Maßstab 1 : 25 000 beendet. Vorläufig ist es möglich nur einen kurzen Bericht über die Resultate unserer Arbeit, die im Jahre 1930 angefangen wurde, samt einer Schilderung der Hauptergebnisse der Arbeit in der mesozoischen Zone zu geben.

Wir unterscheiden hier folgende tektonische Einheiten:

1. Die hochtatische Zone mit:

a) dem zentralen kristallinen Kern mit seiner permischmesozoischen Hülle, die wir als Tomanova-Serie bezeichnen

b) die liegende Falte der Červené vrchy,

c) die liegende Falte des Giewont.

2. Die subatatische Zone mit:

a) der unteren Křižna-Decke, die in zwei Teildecken zerfällt. Der unteren gehören im Westen die Bobrovec-Scholle mit 3 Digitationen und im Osten die Havran-Teildecke mit mehreren Digitationen an. Der oberen Teildecke gehören im Westen die Schollen von Mihulče und Farkaška, im Osten die Teildecke des Bujačí vrch an. Im Osten liegt zwischen den beiden Teildecken die Schuppenzone der Žlebina; b) die Choč-Decke.

Stratigraphie des Hochtatrikums

Die Stratigraphie der hochtatischen Zone auf slowakischem Boden ist verschieden im Westen (Osobitá-Gruppe), im mittleren Teile (Tichá dolina) und im Osten (Široká-Gruppe).

Perm ist nur in der Tomanova-Serie der Ost-Tatra entwickelt (Jahňací štít), wo er auf Granit transgressiv aufliegt. Anderswo liegt an der Basis der hochtatischen Serie untertriadischer Quarzit und Konglomerat, höher Werfener Schichten; dann im Wesentlichen mitteltriadische Kalke und Dolomite und lokal bunter Keuper. Rät, unten in Kontinentalfazies, höher in mariner Ausbildung, ist in der Tichá dolina bekannt. Anderswo in der Tomanova-Serie liegt transgressiver Lias den tieferen Schichten der Trias auf. Im Osten, in der Tomanova-Serie und der Serie der liegenden Falten folgt auf Trias direkter transgressiver Dogger. Es existierte in der Tatra am Anfang des Jura eine Aufwölbung, die sich in den liegenden Falten und im Osten auch in der Tomanova-Serie äußerte. Auf Malm und Unterkreide in Urgonfazies folgt im ganzen Gebiete der Tatra eine Unterbrechung, nach der eine transgressive, hauptsächlich aus Mergel gebildete Serie von alb-cenomanem Alter zum Absatz kam.

Stratigraphie des Subtatrikums

Im subatatischen Gebiete fängt die Serie in der unteren Teildecke im Osten mit untertriadischem Quarzit und Werfener Schichten an. Höher folgen mitteltriadische Kalksteine und Dolomite, Karpatenkeuper, mariner Rät und eine vollständige Serie des Jura und der Kreide, die bis zum Cenoman reichen dürfte. Im Gegensatz zu den Verhältnissen in der hochtatischen Serie sind die Unterbrechungen in der Obertrias und am Anfang des Albs nicht ausgebildet. Im Lias, ab Lotaring, herrscht Fleckenmergelfazies, besonders im Domer mit Spongolithen und mit roten Knollenkalken im Toark. Das ist ein Gegensatz zu den Verhältnissen im Hochtatrikum, wo der ganze Lias in der Fazies von detritreichen Krinoidenkalken, Sandsteinen und Quarziten ausgebildet ist. Im höheren Jura sind im Subtatrikum Radiolarienjaspide des Doggers und unteren Malm's charakteristisch, die im Hochtatrikum fehlen. Im oberen Neokom sind in der Ost-Tatra die Muráň-Kalke von lokaler Bedeutung ausgebildet, die wahrscheinlich dem Urgon entsprechen; sie sind aber nur in der unteren Teildecke bekannt.

Die Serie der Choč-Decke ist im Westen vollständiger (Guttensteiner Kalk, Ladindolomit, Reif-

linger Kalk (Ladin), Lunzer Schichten, Hauptdolomit und Rät in Kleinbrekzienfazies). Am Nordrande in der Osobitá-Gruppe sind in der Choč-Decke nur die zwei letzten Glieder entwickelt. Im Koscieliskotale in Polen sind Schollen von Hierlatzkalk des Lias entwickelt, die auch zur Choč-Serie gehören dürften.

Paläogen

Den subtatrischen Decken, oder ausnahmsweise direkt dem Kristallin, liegt Paläogen auf. An der Basis sind die:

1. Súfver Schichten (Konglomerate, Brekzien, Nummulitenkalke) des Lutets entwickelt.

2. Höher liegt eine Flyschserie mit überwiegender Schiefer, die im Westen als Zakopane-Schichten bezeichnet werden. Im Osten erscheinen in einer ähnlichen Serie mächtigere Sandstein-, Dolomit- und Kalkbrekzieneinlagen.

3. Oberhalb der Zakopane-Schichten liegt eine Serie, die hauptsächlich aus Sandsteinen besteht (Sandsteine von Biely potok). Im Paläogen war das ganze Gebiet der Hohen Tatra vom Meere überflutet. Das Material des Flysches stammt meistens nicht aus dem Massiv der Hohen Tatra.

Hauptzüge der Tektonik

Die Grundlagen der vortriadischen Tektonik wurden im Aufsätze von Gorek (dieses Heft des Geol. sborník, S. 95) behandelt. Es ist nur nötig zu unterstreichen, daß die spätektonischen Intrusiva und der Metamorphismus von variscischem Alter (Kantor) sind und nicht etwa vorkambisch, wie es vor kurzer Zeit Máška (1958) angenommen hat. Das Mesozoikum und das Kristallin wurde von sehr starken tektonischen Bewegungen der Kreidezeit beansprucht. Zu dieser Zeit bildeten sich große liegende Falten und Überschiebungsdecken, deren Übersicht im Vorigen gegeben wurde. Vor den Hauptbewegungen der Kreidezeit, die sich zwischen Cenoman und Senon (subhercynisch), oder auch zwischen Senon und Eozän (laramisch) abspielten, fanden in der Hohen Tatra nur die Geantiklinalbildungsbewegungen zur altkimmerischen, oder auch agasizischen Zeit statt, später auch zwischen Urgon und Alb (Manin-Phase). Die Bewegungen führten keineswegs zu Faltenbildung und Diskordanz. Nach dem Paläogen, in der savischen Phase, wurde der Zentralkern der Tatra, zusammen mit den mesozoischen Decken, zu einer Großfalte von germanotypem Charakter gefaltet. Die Falte ist dissymmetrisch. An ihrem Südrande ist die bekannte Bruchdislokation am Südfusse des Hohen-Tatra-Massivs entwickelt. Die Decken, die zur Kreidezeit auf eine ganz wenig aufgewölbte Unterlage aufgeschoben wurden, erhielten nach der savischen Faltung eine recht steile Böschung gegen Norden. Sie ist aber fast die selbe, wie die Böschung des Paläogens am Nordrande der Tatra.

Die Vergenz der tektonischen Elemente, die sich zur Kreidezeit gebildet haben, ist dort, wo sie feststellbar ist, durchaus eine nördliche. Rückfalten, die im Subtatrikum festgestellt wurden, konnten sich ausnahmsweise bei der Hauptfaltung bilden (Holica), oder sind das Resultat der nachpaläogenen Faltung. Mehrere Tatsachen sprechen dafür, daß zur Zeit der Deckenüberschiebung der Firstteil der Hohen Tatra ein schwaches Gewölbe bildete, welches die subtatrischen Decken überwältigte. Vor der Überschiebung der letzteren begann die Bildung der Falten in der hochtatrischen Zone. Nach, oder zur Zeit der Bildung der hochtatrischen Falten bildeten sich auch 3 große Quermulden, in denen die kristalline Unterlage tiefer lag. Die Achsen dieser Quermulden fielen seicht gegen Norden ein. Die Křižna-Decke scherte bei der Überschiebung des Firstteils und der Quersattel beträchtliche Massen ab, so daß hier das Subtatrikum direkt auf der Tomanova-Serie liegt. Lokal liegt das Subtatrikum und auch die Choč-Decke direkt dem Kristallin auf.

Es ist nicht möglich die Bildung der Überschiebungsdecken der Hohen Tatra als „Gravitationsdecken“ zu erklären, da die Böschung des Nordhanges zur Zeit der Überschiebung ganz mild

war. Auch ist es unmöglich hier von „Reliefüberschiebungen“ zu sprechen, da die Oberfläche des hochtatratischen Untergrundes kein Erosionsrelief ist. Die Form der hochtatratischen Falten ist im allgemeinen durch die Überschiebung der Križna-Decke bedingt und nicht durch Erosion. Auch ist es unmöglich die Tektonik der Tatra im Sinne von F. Schaffer (1938) zu deuten, d. h. den Ursprung des Subtatrikums nicht im Gebiete südlich der Hohen (und auch der Niederen) Tatra zu suchen, wie wir es tun, sondern die subtatratischen Elemente als südlich und nördlich eingewurzelte Einheiten zu verstehen. Der Zusammenhang der Elemente der beiden subtatratischen Decken am Nord- und Südhang, am Westende des Massivs der Hohen Tatra schließt ja diese Anschauungsweise ganz aus.

Die Hohe Tatra ist ein klassisches Gebiet für das Studium der Tektonik der karpatischen Kerngebirge. Sie bietet aber gewisse schwierige Probleme, die außerhalb der Hohen Tatra, auf slowakischem Boden entschieden werden mußten. So wurde zum Beispiel der Anteil der Choč-Decke am Baue der Hohen Tatra durch Studium der subtatratischen Decken außerhalb der Hohen Tatra festgestellt.

Übersetzt von V. Dlabáčová

*Geologisches Laboratorium der
Slowakischen Akademie der Wissenschaften,
Bratislava*

Erläuterung zu der Abb. 11 im Texte

Abb. 11. Tektonische Skizze des Massives der Hohen Tatra. 1 — Kristalline Schiefer und Migmatite. 2 — Granit des zentralen Kernes. 3 — Kristallin der Falte der Červené vrchy. 4 — Kristallin der Falte des Giewont. 5 — Mesozoikum der Tomanova-Serie. 6 — Mesozoikum der Falte der Červené vrchy. 7 — Mesozoikum der Falte des Giewont. 8–10 — Križna-Decke. 8 — Mesozoikum der unteren Teildecke. 9 — Mesozoikum der Linsenzone von Žlebina. 10 — Mesozoikum der oberen Teildecke. 11 — Mesozoikum der Choč-Decke. 12 — Mylonit-Zonen im Granit. 13 — Streichen und Fallen der Schieferung in den kristallinen Schiefnern. 14 — Paläogen. a — Synklinale, welche die untere Digitation des Bobrovec von der oberen abteilt. b — Synklinale, welche die obere Digitation des Bobrovec von der Digitation der Juráňová abteilt. c — Synklinale, welche die Digitation des Havran von derjenigen des Suchý vrch abteilt. d — Synklinale, welche die Digitation des Suchý vrch von derjenigen des Holý vrch abteilt. e — Synklinale, welche die Digitation des Havran von derjenigen der Jatky abteilt. f — Streichrichtung der Synklinale des Muráň. g — Querflexur des Hlúpy vrch. h — Süd-tatratischer Bruch.