

## Príkrovy a členitosť kôry v Západných Karpatoch

MICHAL MAHEL

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

(8 obr. v texte)

Doručené 4. 9. 1981

---

### Покровы и расчленение коры в Западных Карпатах

Автор обсуждает структурные и генетические вопросы отдельных покровов Западных Карпат. Особое внимание уделяет типу коры.

### Nappes and dissection of crust in the West Carpathians

Paper presents structural and genetic characterization of individual nappes of the West Carpathians, taking into account particularly the type and dissection of crust.

---

Už od prvých rokov tohto storočia sa zložitá stavba Západných Karpát pri väčšine geotektonických zón interpretuje ako príkrovová. Dávnejšie je známy aj rozdielny stratigrafický obsah príkrovov v jednotlivých pásmach: vo flyšovom, bradlovom, v tatriku, v subtatranských príkrovoch (Uhlig, 1907, Matějka — Andrusov, 1931, Andrusov, 1943, 1968). Posledné roky priniesli veľa nového aj o vnútornej stavbe klasických príkrovov, ako je križňanský, manínsky, chočský atď. Vznikli aj nové pohľady na skracovanie kôry a jej typu. Z nových hľadísk možno klasifikovať príkrovy a posudzovať ich genézu v jed-

notlivých geotektonických zónach. A to je cieľ nášho príspevku.

### Príkrovy a ich charakteristika

#### Príkrovy flyšového pásma

Flyšové pásmo sa pokladá za súbor príkrovov nahrnutých pred vnútornými Karpami na platformové predpolie (Z. Roth, 1965, 1980, Książkiewicz, 1972, Menčík — Pesl — Plička, 1979, Stráňik — Adámek — Cypris, 1979). Podľa veku a typu tektonického štýlu najmladších členov, ale čiastočne aj stratigrafického obsahu sa tieto

príkrovy zaraďujú do troch skupín: vonkajšej, strednej a vnútornej. Štruktúrna členitosť je výsledkom členitosti flyšovej geosynklinály s trogmi s paraoceanickým typom kôry (Šikora, 1976) oddelenými kordilérami.

Každá zo skupín príkrovov flyšového pásma sa skladá z čiastkových príkrovov a väčších aj menších šupín. Vonkajšie príkrovy (podsliezsky a ždánický) majú zachovaný vrásový charakter, ktorý sa pri mladších dosúvaniach porušil zošupinovatením (podsliezsky a ždánický príkrov). V podsliezskom príkrove sú zachované prevrátené krídla ležatých vrás v dĺžke niekoľko km. Charakter zošupinovateného vrásového príkrovu majú aj príkrovy vnútornej čelnej predhlbne, napr. pouzdrianský (Roth, 1967). Vrásový charakter príkrovov do značnej miery ovplyvnila ich pozícia pri okraji vyzdvihnutého predpolia, cez ktorý sa príkrovy prevažovali. Hlavným reprezentantom strednej skupiny je godulský príkrov, sám štruktúrne menej komplikovaný, a na východnom Slovensku dukliansky príkrov. V čelnej časti sliezkeho príkrovu sú nahrnuté šupiny a útržky tēšinského čiastkového príkrovu. V strednej skupine príkrovov sa vo vnútornej stavbe príkrovov najvýraznejšie prejavuje materiálová tektonika. V godulskom čiastkovom príkrove, s mocným flyšom a s prevahou mocného pieskovca, prevláda forma mierne zvlnenej dosky; v duklianskom, budovanom drobnorytmickým flyšom, vrásový štýl.

Vnútná skupina príkrovov (magurský kmeňový príkrov) má intenzívne prevrátenie a je pre ňu charakteristická vejárovitá stavba. Južnú vetvu buduje bielokarpatsko-krynická jednotka, sčasti presunutá cez bradlové pásmo a štruktúrne s ním zviazaná (Roth, 1965, 1980). Časti magurského príkrovu s úzkymi dlhými pretiahnutými zošupinovatenými strmo uklonenými vrásami (Matějka — Roth, 1956) roz-

ložené popri gravimetrickom minime, hlavne v bystrickom čiastkovom príkrove, poukazujú na vplyv skoku podložia na hranicu medzi dvoma blokmi podloženého sokla, menej a výraznejšie alpínsky prepracovaného. Významnú úlohu hlbinných fenoménov na formovanie tektonického štýlu signalizuje aj zošupinovatená južná, okrajová časť Oravskej Magury (Matějka, 1963, Potfaj, 1979).

Vonkajšie oblasti čiastkových príkrovov, predovšetkým račiansky, sú plocho nasunuté na príkrovoch strednej, resp. vonkajšej skupiny. Pre východoslovenskú oblasť je osobitne charakteristická aj vejárovitá stavba magurského príkrovu, ktorá naznačuje typ jazvového príkrovu (Roth, 1961, 1980) geneticky spätého s tvorbou subdukčných zón. Južné krídlo vejára, reprezentované paleogénom krynickej jednotky, vykazuje násun na J na vnútorné Karpaty spolu s bradlovým pásmom (Nemček — Rudinec, 1979).

Osobitne treba podčiarknuť, že najstarším členom flyšových príkrovov je predflyš predstavujúci počiatočný člen flyšovej geosynklinály, čo zvädza k myšlienke, že odlepenie na báze spodnokriedových, resp. vrchnojurských členov má osobitné príčiny a nie je čisto mechanické. Už samotný vznik mocného flyšu (od albu), ako aj vznik kordilér spájame s aktivizáciou kôry podložia flyšovej geosynklinály, s jej lámaním, zdvihom niektorých blokov a vznikom kordilér (Książkiewicz, 1977), ako aj s nástupom jej podsunov a oceанизáciou (obr. 1).

Príkrovy flyšového pásma, dnes zväčša bezkoreňové, sa zrejme svojou podstatnou časťou vytvorili na tenkom sialickom až paraoceanickom type kôry (Šikora, 1976, Roth, 1980) v zóne, ktorá je pokračovaním severnejšieho penninika Álp a v Západných Karpatoch by mohol byť pre ne priliehavý názov *beskydikum*. Ich koreňová zóna bola zväčša pohltaná (Roth,





1980, Książkiewicz, 1972) a jej zvyšky mohli zostať v hlbokom podloží magurského príkrovu severne od peripieninského lineamentu (Śikora, 1976). Ale vonkajšia skupina príkrovov, s nedostatkom predflyšu a mocnejších typických flyšoidných sekvencií, naznačuje hrubší sialický typ kôry. Sprievodné jurské a kriedové karbonátové členy (vonkajšie bradlové pásma) pritom vykazujú isté analógie s helvetikom (Prey, 1965). Jeho predmezozoický podklad predstavuje azda alpínsky aktivizované kryštalinikum pri vonkajšom okraji gravimetrického minima, ktoré sa doteraz pokladá za súčasť Českého masívu (Roth, 1980, obr. 2).

Veľkosť násunu príkrovov flyšového pásma vrty zväčša potvrdili. Vo vonkajších skupinách je to pri podslezskom príkrove najmenej 32 km, pri ždánickom 25 km, v strednej skupine príkrovov do 30 km (Roth 1980) včítane duklianskeho. V magurskej skupine príkrovov vrty dokumentovali 25 km násun (na príkrovy strednej skupiny). Aj podľa rozloženia tektonických okien podložných príkrovov možno predpokladať násun najmenej 25 km. Násun južného vejára príkrovu bielokarpatsko-krynckej jednotky cez bradlové, resp. vnútorné Karpaty sa odhaduje na 10–20 km (Roth, 1963, Andrusov, 1968). Dovedna je kôra v okolí flyšového pásma skrátená o vyše 100 km.

#### Bradlové pásma

Bradlové pásma sa dávnejšie pokladá za tektonickú megabrekciu, melanž (Andrusov, 1938) s osobitným zrelým bradlovým štýlom (Maheľ, 1974) rigidnejších bradiel, šupín a blokov sprevádzaných plastickejšim obalom. Je to pásma nevšednej členitosti až chaotickosti stavby. Zložitost stavby bradlového pásma je výsledkom prekryvania sa viacerých tektonických fenoménov. Sú to:

— Odlepenosť od podkladu je zväčša na báze vrchného liasu a nedostatok triasových členov sa odráža v chýbaní kmeňovej časti či v nedostatku jednotného štruktúrneho jadra, ktoré sú príčinou slabej výraznosti príkrovového charakteru.

— Tektonické prekryvanie severnejších sekvencií (czorsztynských a prechodných) južnejšími (hlavne kysuckou) a prekrytie týchto pieninských jednotiek príkrovmi budovanými flyšovými komplexmi je zjavné. Pritom stavbou, ale aj genézou sa od seba pieninské jednotky, klapský príkrov a manínsky príkrov odlišujú.

— Diapirický „voľný pohyb“ väčších aj menších rigidnejších elementov, ich prenikanie do rozličných horizontov mladšieho plastickejšieho obalu je typické; (Andrusov, 1938, Birkenmajer, 1965). Pritom sa heterogénnosť materiálu až kontrastnosť kompetentnosti členov osobitne výrazne uplatnila v czorsztynskej jednotke s rigidnejšími jurskými až spodnokriedovými, prevažne vápencovými členmi (bradlami) a plastickejším, prevažne strednokriedovým až vrchnokriedovým slieňovcovo-bridličnatým obalom. Výsledkom je osobitný zrelý bradlový štýl (Maheľ, 1963). Materiálová tektonika sa najvýraznejšie odráža v rozdieloch medzi tektonickým štýlom czorsztynskej jednotky (zrelý bradlový štýl) a kysuckej jednotky s častejšie zachovanými rozsiahlejšími vrásovými elementmi.

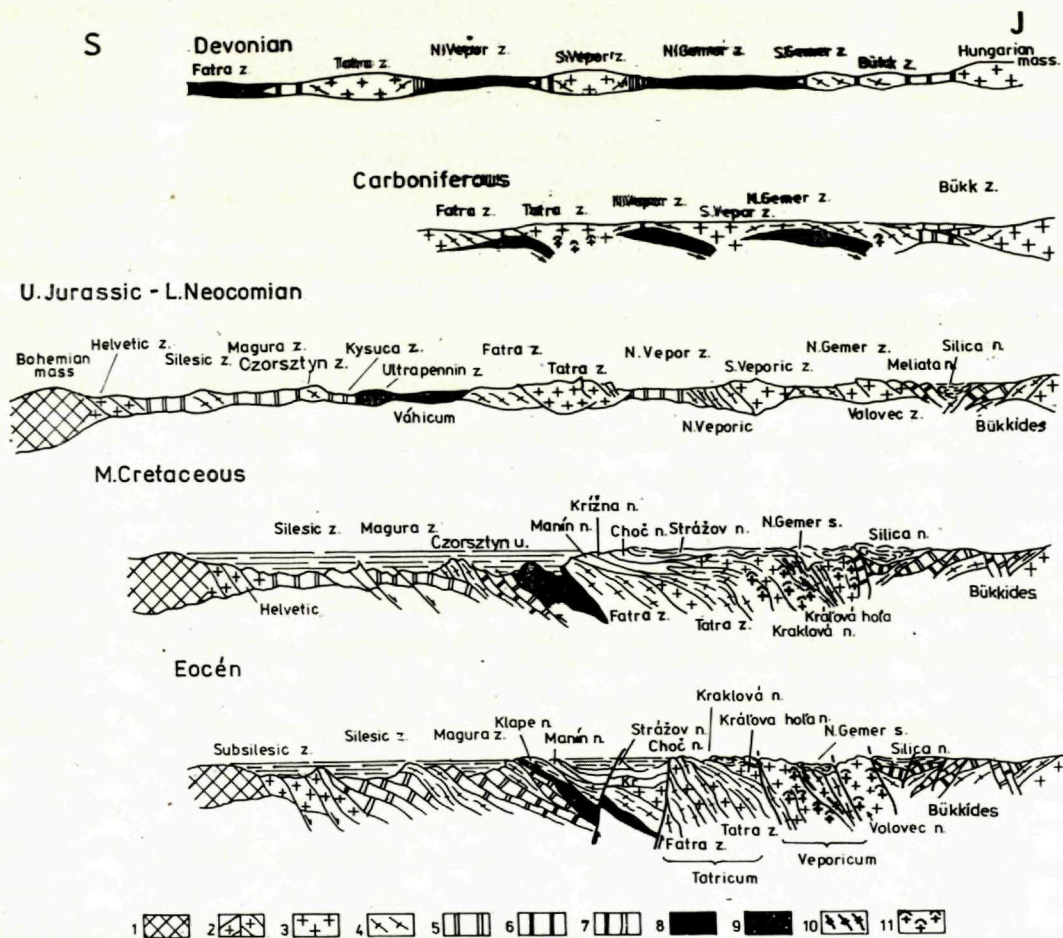
Pri pieninských jednotkách s charakteristickým bradlovým štýlom ťažko hovoriť o tektonických jednotkách regionálneho rozsahu. Ich príkrovy ako geometrické telesá už neexistujú. Usudzuje sa o nich len na základe priestorového nakopenia tektonického zblíženia bradiel zásadne odlišných paleotektonických typov: kysuckých (trogového typu) a czorsztynských (kordilérového typu).

Pri formovaní uvedenej štruktúrnej zložitosti bradlového pásma zohral oso-



bitne dôležitú úlohu ostrovný charakter pieninskej zóny, vyjadrený náhlymi zmenami litologickej povahy aj hrúbky komplexov, priestorovým zovretím medzi ho-

mogénnejšími flyšovými komplexmi magurského pásma a váhika (obr. 1, 2), resp. na mieste váhika vzniknutého mladšieho pribradlového pásma (Maheľ, l. c.).



Obr. 2. Schéma paleotektonického vývoja Západných Karpát od devónu po eocén. 1 — Český masív, 2 — alpský aktivizovaný masív, a) okraj platformy, 3 — hrubá sialická kôra (granitoidy) intraoceánických prahov, 4 — ťažšia sialická kôra (s bázikami), 5 — tenká sialická kôra trogov, 6 — paraoceánická kôra, 7 — nerovnomerne členitá paraoceánická (sčasti oceánická) až sialická kôra, 8 — oceánická kôra, 9 — paraoceánická kôra vulkanických ostrovov, 10 — zóny intenzívnej intrasialickej subdukcie, 11 — prieniky alpíných granitov

Fig. 2. Scheme of paleotectonic development of the West Carpathians in the period of the Devonian to Eocene. 1 — platform (Bohemian Massif), 2 — alpine — activated, older massif, a) margin of platform, 3 — thick sialic crust (granitoids) of intraoceanic ridges, 4 — heavier sialic crust (with basic rocks), 5 — thin sialic crust of troughs, 6 — paraoceanic crust, 7 — unequally dissected paraoceanic (partly oceanic) to sialic crust, 8 — oceanic crust, 9 — paraoceanic crust of volcanic islands, 10 — zones of intensive intrasialic subduction, 11 — penetrations of alpine granites



To všetko poskytlo vhodné podmienky na drobenie počas skracovania. Navyše sa to odohrávalo vo viacerých fázach. Vytvoril sa rad štruktúrnych elementov od väčších vrás, šupín až po malé bloky a útržky, ktoré prekonávali voľný pohyb. Výsledkom je melanž charakteristická zložitou až chaotickosťou stavby v malom pri zachovaní istého poriadku pri rozložení základných jednotiek a pri zachovaní základných črt stavby po celej dĺžke, čo je viac ako 800 km (Andrusov, 1938, 1968).

Tektonická melanž pieninských jednotiek, ale aj silné postihnutie, stlačenie aj presunutých príkrovov je pripovrchovým výsledkom intenzívnych skrátení v pásme dlhodobej subdukcie. Bradlové pásmo ako celok strmo klesá.

Vztyčenosť prevažnej časti štruktúrnych elementov bradlového pásma, osobitne výrazná pri pieninských jednotkách, zrejme nie je iba povrchovým fenoménom. Vo svojej podstatnej časti sleduje skok v hrúbke kôry (miestami viac ako 10 km) známy ako peripieninský lineament. Pritom odklon dvoch fenoménov — morfoštruktúrneho priebehu bradlového pásma a hlbinného skoku v hrúbke kôry — sa odráža v šírke a rozložení pribradlovej zóny, dedičke váhika, ako aj v odlišnosti vzťahu vnútorných a vonkajších Karpát (Maheľ, 1980). Predstaviteľom pribradlovej zóny je klapský a manínsky príkrov svojimi mladšími členmi, ďalej pribradlová vrchná krieda a pribradlový paleogén.

Klapský príkrov na rozdiel od rozšírených názorov (Andrusov, 1938, 1968, Scheibner in Buday et al., 1967, Began — Salaj, 1979) nepovažujeme za súčasť pieninského pásma, ale za element presunutý do bradlového pásma z pribradlovej zóny. Mocné komplexy strednej a vrchnej kriedy tohto príkrovu charakterizuje mocný flyš už v albe a zlepenec s exotikami v albe—cenomane (Marschalko — Kysela, 1979). Ojedinelé bradlá z predstredno-

kriedových členov s plytkomorskými faciami sú pravdepodobne olistolity pôvodom z okrajovej časti „ultrapieninskej kordiléry“. Najmladší člen pieninských jednotiek prekrytý klapským príkrovom je kampán — mástricht. Klapský príkrov sa zrejme presunul koncom vrchnej kriedy. Príznačné pre tento zväčša zošupinovaný príkrov je, že jeho šupiny majú pri južnom okraji bradlového pásma prevrátený vrstvomý sled. Predstavujú južné krídlo k vonkajšku rozvretého vejára. To signalizuje blízkosť koreňovej subdukčnej zóny, s ktorou je spätý aj vznik klapského príkrovu i úloha váhika (Maheľ, 1981).

Zachované časti koreňov jednotiek pieninskej zóny a klapského príkrovu treba hľadať v severnej okrajovej časti váhika, pokračovateľa južného penninika prekrytého čelami tatrických príkrovov.

Manínsky príkrov ako súčasť pribradlovej zóny v južnom susedstve klapského sedimentačného priestoru postihli mladšie tektonické procesy. Podľa veku najmladšieho člena, ktorý prekrýva jeho čelná časť (kampán), možno usudzovať o jeho včlenení do stavby bradlového pásma koncom vrchnej kriedy, príp. po nej, a to viac-menej súčasne s klapským príkrovom. Spolu vytvárajú skupinu laramských príkrovov v Západných Karpatoch, ale kostru — štruktúrne jadro manínskeho príkrovu — vytvárajú staršie, predalbské členy, ktoré predstavujú predalbský čiastkový element kmeňového krížňanského príkrovu (Maheľ, 1978a) presunutý do susedstva pribradlovej zóny počas albu, teda v období výraznej subdukcie váhika. Spolu s manínskym príkrovom sa do stavby bradlového pásma za laramského skrátenia včlenili aj mladšie čelné šupiny zliechovských sekvencií krížňanského príkrovu.

Doterajšie náhľady až o 30-násobnom tektonickom zúžení bradlového pásma (Mišík, 1979) vychádzajú z predstavy o ňom



ako zložitom, ale paleotektonickom jednotnom pásme prvého radu. V našom chápaní je pieninská zóna síce veľmi dôležitým paleotektonickým (rovnako ako je bradlové pásmo dôležitým štruktúrnym) elementom, ale iba ako časť rozhraničujúca dva oveľa rozsiahlejšie paleotektonické elementy, váhikum s oceanickým typom kôry z J a beskydikum s paraoceanickou kôrou zo S.

Z priestorového rozloženia peripieninského lineamentu — skoku v hrúbke kôry a morfoštruktúrneho priebehu bradlového pásma (pri predpoklade genetickej spätosti týchto fenoménov, ale aj o bradlovom pásme ako jazve po intenzívnom skrátaní), možno usudzovať o dosahu mladších pohybov (Maheľ, 1980). V západnom úseku predpokladáme presun bradlového pásma cez flyšové v čele vnútrokarpatských jednotiek na vzdialenosť okolo 40 km a naopak vo východoslovenskom úseku presun bradlového pásma cez vnútorné Karpaty o 10—20 km. V strednom úseku od Trenčína po Pieniny sa priebeh bradlového pásma viac-menej kryje s priebehom peripieninského lineamentu.

#### Prikrovy tatrika

Tatrikum sa vcelku chápalo ako autochtón (Matějka — Andrusov, 1931, Andrusov, 1975, Maheľ, 1967), resp. ako sústava viacerých kryh s menšími násunmi. Uplatnenie sa výraznejších horizontálnych pohybov sa spájalo s najvrchnejšími časťami kryštalinika, najmä s niektorými sériami. Klasické sú vrásy až šupiny Červených vrchov, Gievontu, Javorinskej širokej v Tatrách (Rabowski, 1931, Kotaňski, 1961, Andrusov, 1960), ako aj v severozápadnom rohu Nízkych Tatier (Koutek, 1931). Výraznejší hlbinný severotatrský násun spájal D. Andrusov (1975) s násunom manínskeho príkrova na Považí a jednotky oravského chrbta na Orave. Ale

posledné roky prinášajú poznatky o rozsiahlejšej alochtónnosti, a to aj uprostred samotných más tatrického kryštalinika. Ležaté vrásy, ktoré buduje mezozoikum aj kryštalinikum zistené v Malých Karpatoch a v Považskom Inovci (Maheľ, 1979), signalizujú väčšie presuny aj v rámci tatrika. Aj vystupovanie dvoch kôrou odlišných typov kryštalinika vedľa seba aj nad sebou — granitoidov a metamorfitov s amfibolitmi v rade jadrových pohorí — poukazuje na ich tektonické zblíženie (Maheľ, 1980b). Na základe toho predpokladáme väčšie presuny kryštalických más, najmä granitoidných komplexov, aj v Malej Fatre a v Tatrách.

V Malých Karpatoch, ktoré majú znaky blízkych Álp, sú presuny tatrika pravdepodobne najväčšie. Predpokladáme tu až štyri príkrovy — šupiny, každý s odlišnosťami vo vývine mezozoického obalu (Maheľ 1980, obr. 3). Podľa geofyzikálnych údajov (Pospíšil — Filo, 1980) sú už v hĺbke niekoľko km v podloží granitoidných masívov rozložené ťažké hmoty. V podloží šupín budovaných pezinsko-perneckou sériou s amfibolitmi predpokladáme penninikum s telesami ultrabázik už v hĺbke 3—4 km.

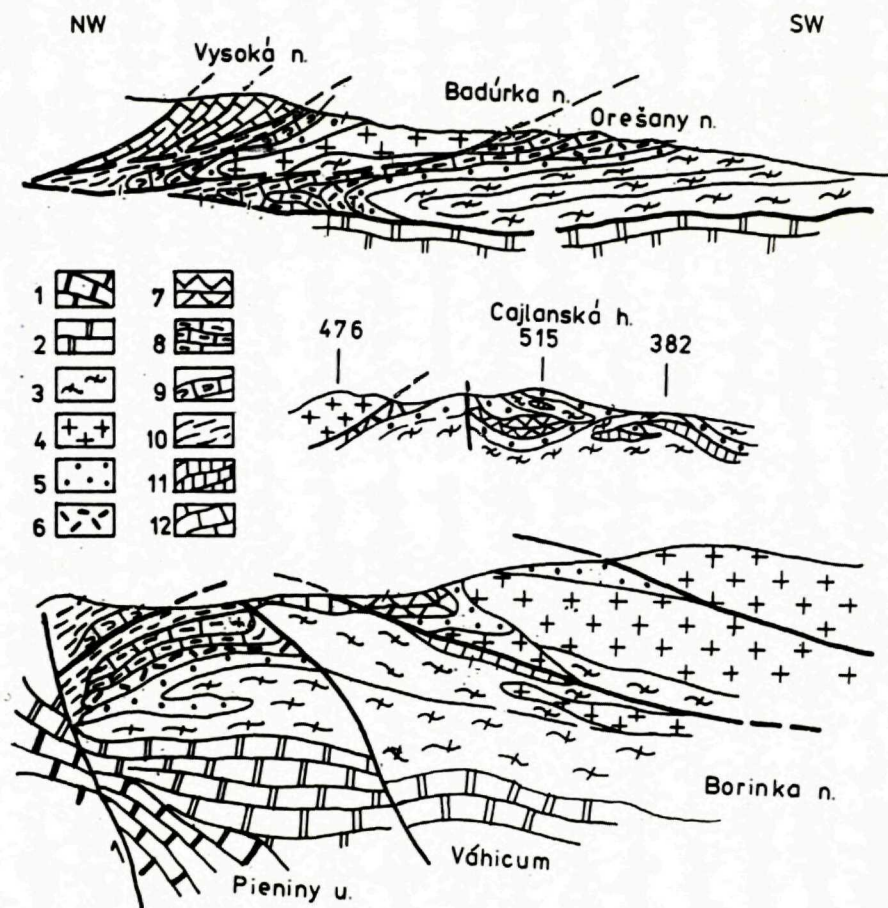
Malé Karpaty a snád aj Považský Inovec, sčasti možno Tribeč, teda blok označovaný ako dunajský (Fusán, 1980), až po priečny jastrabiansky zlom, s najväčšou pravdepodobnosťou vykazujú v niektorých črtách analógiu v stavbe s Alpami. Jastrabiansky zlom je významným rozhraním v stavbe tatrika, podmieneným azda výrazným posunom, presunutím severného bloku vnútorných Karpát. Tatrikum pokladáme za analogón unterostalpínu s radom osobitostí, medzi ktoré patrí aj alpinske prepracovanie tatrika bez výraznejšej alpinskej metamorfozy. Pre tatrické kryštalinikum je príznačné zachovanie hercýnskych štruktúrnych znakov, a to aj orientovaných priečne na priebeh alpinských



štruktúr (Malé Karpaty, Považský Inovec, Strážovské vrchy, Vysoké Tatry).

V Západných Tatrách sú známe dva stavbou odlišné komplexy oddelené tektonickou plochou (Kahan, 1969), ako aj via-

ceré viac-menej subhorizontálne mylonitové zóny v granitoidnom masíve. Ak sa k tomu priberú pomerne značné rozdiely v paleotektonickom type jurských až spodnokriedových členov medzi vývinom Oso-



Obr. 3. Geologické profily tatrika Malých Karpát. 1 — koreňové zóny pieninských jednotiek, 2 — metamorfované mezozoikum váhika, 3 — paleozoické metamorfity až katametamorfity, 4 — granitoidy, 5 — spodný trias, kvarcity, 6 — stredný trias, dolomity, vápence, 7—9 — jura — spodná krieda, 7 — borinský vývoj, 8 — orešiansky vývoj (hlbokovočný), 9 — vývoj Kadlubka — svahový, 10 — alb — cenoman, 11 — nerozčlenené mezozoikum, 12 — križňanský príkrov

Fig. 3. Geological profiles of Tatrica of Malé Karpaty Mts. 1 — root zones of Pieniny units, 2 — metamorphosed Mesozoic of Váhicum, 3 — Paleozoic metamorphites (epi — and cata —), 4 — granitoids, 5 — Lower Trias, quartzites, 6 — Middle Trias, dolomites, limestones, 7—9 — Jurassic — Lower Cretaceous, 7 — Borinka facies, 8 — Orešany facies (deep-sea), 9 — Kadlubka slope facies, 10 — Albain-Cenomanian, 11 — Mesozoic-undivided, 12 — Križna nappe



bitej a ostatnými členmi Červených vrchov a tomanovským vývojom (Maheľ, 1967), interpretácia alochtónnej pozície hlavne v západnej časti granitoidného masívu Tatier sa nám javí pravdepodobnou. Zavrásnenie triasu uprostred granitoidov (Veizer, 1970) signalizuje viac šupín v samotnom granitoidnom masíve (obr. 4).

Ale stavba Ľumbierskeho kryštallického jadra naznačuje, že iba časť tatrika je alochtónna. V Nízkych Tatrách s pripovrchovým štýlom severozápadného rohu (oblasť Prašivej, Koutek, 1931) ostro kontrastuje pomerne strmý sklon bridličnatosti ( $s_2$ ) kryštallinika a tektonicky zaklesnutých šupín mezozoika, miestami prevrásnených, známych z klasickej synklinály Trangošky (Siegl, 1973, 1976, 1978). Taký charakter vykazujú aj strmo zapadajúce šupiny v kryštalliniku Ľumbierskeho masívu, a to aj v jeho granitoidnom jadre so známou „synklinálou“ Konského grúňa. Uvedené „synklinály“ mezozoika predstavujú rozhrania šupín a zrejme zostupujú do väčšej hĺbky. Zakorenenie južného tatranského pásma tatrika (azda aj východného úseku Tatier) v podstatnej časti Ľumbierskeho masívu, v Žiari, Malej Magure, v Suchom a sčasti v Tribeči je pravdepodobné.

V tatriku sú príkrovy geneticky dvojitého typu:

a) V severnej zóne sú príkrovy a príkrovové šupiny, miestami väčšieho rozsahu, budované mocnými masami kryštallinika so sprievodným obalovým mezozoikom, vzniknutosie podsunom váhika, pokračovateľa južného penninika s oceánickým typom kôry (obr. 2). Ležaté vrásy mezozoika spätého s kryštallinikom a zbridličnatenie predmezozoických komplexov naznačujú výraznejšie horizontálne presuny más, šupín (obr. 3). Pri formovaní príkrovov sa uplatnili aj rozdiely v type kryštallinika, a to medzi metamorfizmi sprevádzanými amfibolitmi na jednej

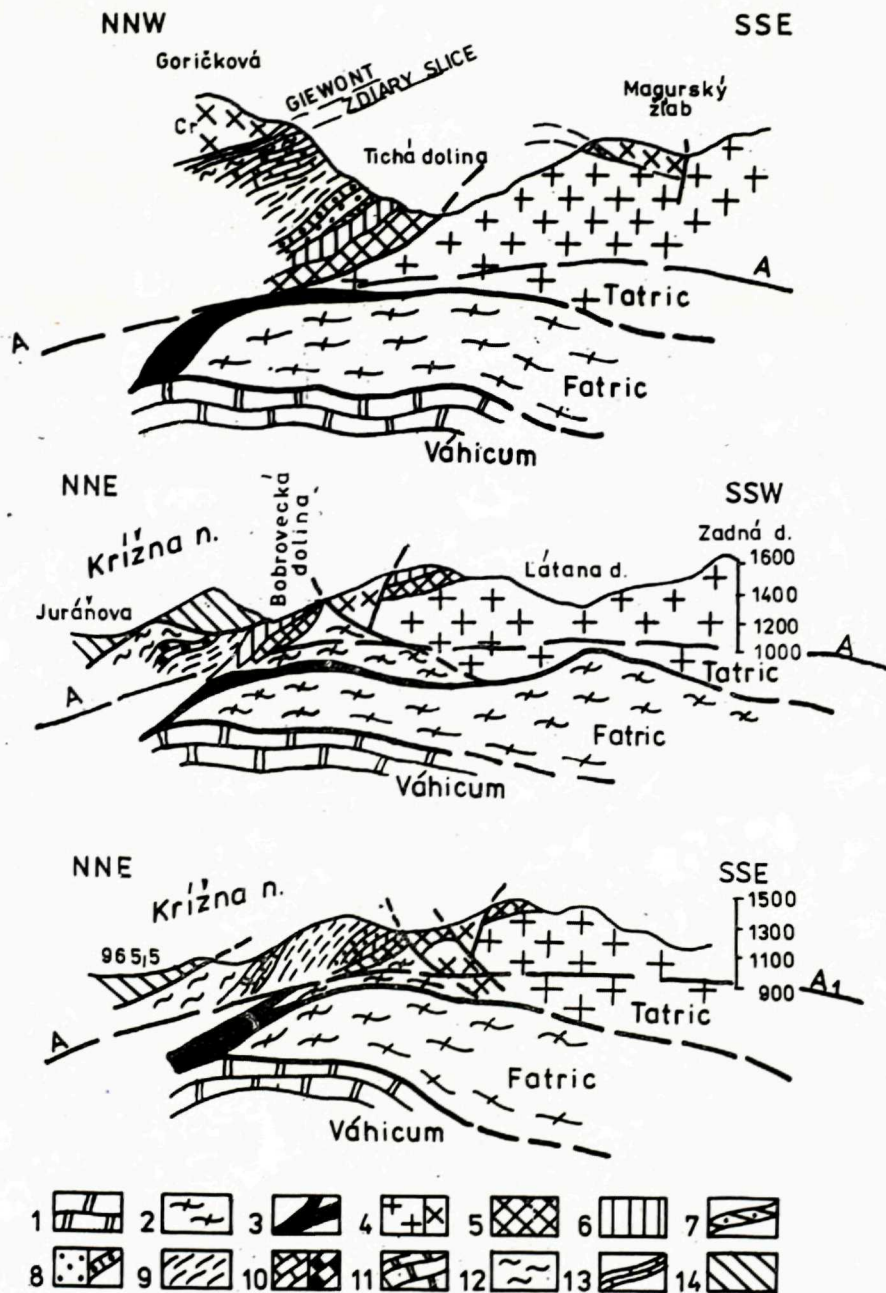
strane a granitoidnými masami na druhej strane. Čiže aj tu je tvorba príkrovov a šupín výsledkom rozdielov v povahe kôry. Ale je nepravdepodobné, že ide o príkrovy celokarpatského významu. Skôr sú to lokálne príkrovy, odraz druhotnej členitosti, blokovitosti.

b) Druhým typom príkrovov v tatriku sú pripovrchové príkrovy vynútené násunom krížňanského príkrovu s jeho spodnými čiastkovými elementmi, s ktorými vykazujú laterálne zastupovanie. Napr. v severozápadnom rohu Nízkych Tatier a pri vrásach Červených vrchov a Gievontu v Tatrách sú príznačné častejšie ležaté vrásy lokálneho aj regionálneho rozsahu i digitácie (Kotaňski, 1961, Gorek, 1953). Pritom sa väčšie rozdiely vo vrásniteľnosti členov uplatnili tvorbou šupinovitého štýlu (Kotaňski, 1968). Pri týchto príkrovoch s tatranským typom mezozoika je pozoruhodná príbuznosť s vysokým typom krížňanského príkrovu, ako aj laterálna kompenzácia štruktúr obidvoch príkrovov, ktoré sa navzájom priestorovo zastupujú.

Najväčší presun tatrických jednotiek bol v Malých Karpatoch v susedstve Východných Álp, kde môže presahovať 30 km. V Tatrách sú presuny v západnejších masách kryštallinika, resp. na jeho báze úhrnne najmenej 20 km, v pripovrchových príkrovoch Červených vrchov a Gievontu dosahujú hodnotu do 10 km. Blokovaná stavba tatrika spôsobila menší plošný rozsah jednotlivých príkrovov.

Stavba tatrika sa ukazuje podstatne zložitejšia, s viacerými príkrovmi lokálneho rozsahu (šupinami) a v južnej časti s radom prešmyknutých zakorenených šupín a s osobitosťami prakticky v každom jadrovom vrchu. Napriek tomu dvojaký paleotektonický typ jury a spodnej kriedy obalového mezozoika — fatranský a tatranský (Maheľ, 1967, 1979), ako aj dvojaký kôrový typ kryštallinika, s ťaž-

kými hmotami (amfibolity) v severnej, štandardnosť (v zmysle Matějku — Andrusova, 1931), resp. trojdielnosť (v zmysle s ľahšími (granitoidy) zhruba v južnej časti, naznačujú dvojdielnosť tatrika, nie Andrusova, 1974).





## Križňanský (kmeňový) príkrov

Križňanský príkrov vystupuje v skupine subtransných príkrovov ako ich najspodnejší element (Matějka — Andrusov, 1931). Patrí medzi severnejšie jednotky centrálnych Karpát, pre ktoré je charakteristický karpatský typ triasu s keuprom a výrazným kremencovým súvrstvom spodného triasu, mohutnejší podiel potriasových členov na stavbe a široké stratigrafické rozpätie príkrovu od spodného triasu po spodný cenoman. Nadložný chočský príkrov má už znaky južnejších centrálno-karpatských jednotiek: zastúpenie mohutného permokarbónu, trias oberostalpínskeho typu (bez keupra) a podradné zastúpenie potriasových členov (najmladší člen hoteriv).

Aj štruktúrne sa križňanský príkrov javí ako samostatný, teda bez užšej väzby a vzájomného zastupovania sa s chočským príkrovom. Tým sa zásadne odlišuje od príkrovov analogických postavením a obsahom: frankenfelského vo Východných Alpách a príkrovu Finis v Apusenských vrchoch. Obsahová, ale aj štruktúrna samostatnosť sa prejavuje nedostatkom prejavov alternácie s nadložným chočským príkrovom. Sám križňanský príkrov je zložitý obsahovo aj štruktúrne. Osobitne vý-

razná je jeho polysériovosť (Maheľ, 1959). Dvojaký paleotektonický typ jury a spodnej kriedy (v podstatnej časti trogový zliechovský, v severných okrajových častiach typu intraoceanického prahu — vysoký) sa odráža v tvorbe čiastkových príkrovov lokálneho rozsahu, ktoré sa vyčleňujú zo základného kmeňového (zliechovského) príkrovu (Maheľ, 1967). Vďaka jednotnosti bazálnej časti kmeňového príkrovu (t. j. triasu karpatského typu s keuprom) je štruktúrna samostatnosť čiastkových príkrovov menšia. Vytvárajú častejšie odnož bazálnej (podstavcovej) časti laterálne previazanú s kmeňovým príkrovom. Typickým príkladom odnožového čiastkového príkrovu vysokého typu je beliansky príkrov v Strážovských vrchoch a príkrov Havrana v Belianskych Tatrách.

Prikoreňová časť príkrovu, známa ako séria Veľkého boka (Kettner, 1937), vyznačuje sa regionálnou dynamometamorfózou, ale miestami aj s osobitným štýlom zovretých brachyštruktúr naklonených na S (Jaroš, 1965, 1971). Obdobný charakter preukazujú aj najjužnejšie výskyty križňanského príkrovu rozložené uprostred severoveporického kryštalinika, ktoré predstavujú zvyšky koreňov. V takom chápaní je križňanský príkrov vo svojej podstate odlepeným mezozoikom od kryštallického

Obr. 4 Geologické profily kryštalinika a mezozoického obalu Tatier (vrchná časť profilov podľa Veizera, 1970, spodná pod líniou A—A<sub>1</sub> v interpretácii Maheľa. 1 — váhikum: mezozoikum — kryštalinikum, 2—3 — fatikum: 2 — kryštalinikum, 3 — mezozoikum, 4—13 — tatrikum: 4 — kryštalinikum, prevažne granitoidy, a) alpinsky postihnuté, 5 — kvarcity, 6 — kavernózne dolomity, verfenské bridlice, 7 — myoforiové vrstvy, 8 — tomanovské bridlice, a) rét — hetang, 9 — lias, 10 — malm — neokóm, a) s limburgitmi, 11 — barém — apt: urgón, 12 — alb — cenoman, 13 — aniské vápence v šupinách, 14 — križňanský príkrov — trias

Fig. 4. Geological profiles through the crystalline complex and its Mesozoic envelope in the Tatra Mts. (Upper part of the profiles according to J. Veizer, 1970, the lower part under the line A—A<sub>1</sub> in interpretation of M. Maheľ). 1 — Váhikum: Mesozoic and crystalline complexes, 2—3 — Fatricum: 2 — crystalline complex, 3 — Mesozoic, 4—13 — Tatricum: 4 — crystalline complex, prevalingly granitoids, a) more distinctly alpine — affected, 5 — T<sub>1</sub> quartzites, 6 — T<sub>1</sub> cavernous "dolomites", Werfen shales, 7 — T<sub>1</sub> "Myophoria" beds, 8 — T<sub>3r</sub> Tomanová beds, a) Rhaetian — Hettangian, 9 — J<sub>1</sub> Liassic, 10 — Malm — Neocomian, a) with limburgites, 11 — Urgonian: Barremian — Aptian, 12 — Albian — Cenomanian, 13 — Anisian limestones in slices, 14 — Križna nappe — Triassic



podkladu, na ktorý priestorovo južnými okrajmi nadväzuje. Pripovrchový príkrov prechádza laterálne na J do soklového krakovského príkrovu. Je to ojedinelý prípad v alpidách (obr. 1, 5, 7).

Krížňanský príkrov sa už dávnejšie pokladá za najkomplexnejší z pripovrchových príkrovov Západných Karpát. Jeho bázu — podstavec najčastejšie budujú triasové vápence a dolomity, niekde na spodku aj spodotriasové kremence a v južných oblastiach sa objavuje aj perm. A to by poukazovalo na strižný charakter príkrovu. Veľké priestory v severnej časti príkrovu však vytvárajú ležaté vrásky budované hlavne mladšími členmi. Tento fakt a časté digitácie, a to aj v tylovej časti príkrovu, ukazujú, že ide o kombinovaný strižnovrásový príkrov. Digitácie sú nielen v plastickejších mladších členoch, ale aj v triasovom komplexe, a to do tej miery, že sú najcharakteristickejším tektonickým štýlom tohto príkrovu. Digitácie sú rozličného typu: čelné, kmeňové, regionálne aj lokálne. Vo vrchných polohách sú digitácie zošupinovatené, vyvalcované nadložným chočským príkrovom. Hovoríme o strechových digitáciách. V priestoroch, kde má príkrov charakter ležatých vrás, lokálne digitácie spestrujú stavbu prevráteného krídla. V normálnom krídle sú vyvinuté spätné vrásky ufaté prešmykmi (Maheľ, 1979).

V priestoroch, kde komplexy vysokého typu s viacerými rigidnými členmi budujú väčšie priestory, napr. Malé Karpaty, sa v tektonickom štýle výraznejšie uplatňuje materiálová tektonika. Vrásový typ štruktúr (digitácií) je nahradený tektonickým šupinovitým štýlom, v priestoroch väčších kompresíí šošovkovitým štýlom nezrelých brádiel (Maheľ, 1963).

Za koreňovú zónu krížňanského príkrovu považujeme severoveporické kryštalinikum, a to

— pre severnejšie častkové príkrovy

(vysoká skupina) s plytkovodnými členmi jury a spodnej kriedy Iubietovskú jednotku s hrubším typom kôry.

— pre podstatnú časť príkrovu s mocnejšími mladšími členmi hlbokovodnejšieho pôvodu (zliechovská jednotka) krakovskú jednotku s tenším typom kôry.

Najjužnejšie časti (heľpiansky vývin) vytvárajú obal čelných častí kráľovohorského príkrovu s postupným prechodom do struženickej jednotky.

Krížňanský príkrov (vo svojej podstatnej časti s trogovým typom potriasových členov) môže slúžiť ako príklad nadväznosti mezozoických trogov na tenší typ kôry. Vykazuje prejavy dedičnosti pri vývine paleotektonických elementov (Maheľ, 1980). Krížňanský príkrov patrí medzi najrozsiahlejšie príkrovy Západných Karpát. Dráha jeho násunu bola najmenej 50—70 km. Podľa rozvinutia príkrovu v oblastiach s pomerne odkrytou stavbou predpokladáme, že šírka jeho sedimentačného priestoru (domovskej oblasti) je najmenej 100 km.

Osobitnú geotektonickú skupinu predstavujú jednotky s oberostalpínskym typom triasu — analóg súboru jednotiek Vápencových Álp. Patrí medzi ne chočský príkrov (kmeňový), strážovský príkrov a jeho analóg (nedzovský príkrov).

#### Chočský (kmeňový) príkrov

Chočský príkrov je v podstate strižným príkrovom odlepeným na báze vápencovo-dolomitických komplexov, v južnej časti ustrihnutých na báze „melafýrovej série“. Jeho polysériovosť sa s triasovou čiernovážskou, bielovážskou a bebravskou sériou s prechodnými vývinmi prejavuje v štruktúrnej nerovnomernosti. Jeho jednotlivé série miestami vystupujú ako čiastkové príkrovy nad sebou (Maheľ, 1979a). Ale ide o telesá lokálneho rozsahu. Príkla-



dom je stavba na severných svahoch Nízkych Tatier, v ich strednom úseku. Tu „melafýrová“ séria s útržkami vápencovo-dolomitového triasu buduje čiastkový bociansky príkrov, podstatná časť čiernovážskej série čiastkový maluzinský príkrov, bielovážska séria svarínsky príkrov (Andrusov, 1968, Biely, 1963). Aj v samotných Nízkych Tatrách sa začleňovanie jednotlivých sérií do čiastkových príkrovov mení. Napr. na južných svahoch vrchov v horehronskom synklinóriu tvoria chočský príkrov dva čiastkové príkrovy budované bielovážskou sériou sprevádzanou mocným podstavcom melafýrovej série (Biely, 1963). V Strážovských vrchoch sa čiernovážska a bielovážska séria častejšie laterálne zastupujú, miestami jedná z nich preberá hlavnú úlohu v stavbe, druhá tvorí iba sprievodné šupiny. V Povážskom Inovci táto úloha pripadá bebravskej sérii (Maheľ, 1979a). Lokálny rozsah čiastkových príkrovov, časté laterálne zastupovanie sérií, obsahová polysériovosť a polyfaciálnosť čiastkových štruktúrnych elementov, a to aj štruktúrne nečleneného chočského príkrovu nás vedie k tomu, že neakceptujeme názov šturecký príkrov (v zmysle Bieleho — Bystrického — Fusána, 1978) pre čiastkový príkrov budovaný čiernovážskou sériou. Názov chočský príkrov používame v jeho pôvodnom rozsahu, teda nielen pre jeho časť budovanú bielovážskou sériou, ale pre celý kmeňový príkrov. Vzhľadom na úzke vzťahy chočského a strážovského príkrovu pokladáme za nadbytočný a nevhodný termín hronikum (Maheľ, 1979). Každý lokálny čiastkový príkrov kmeňového chočského treba pomenovať osobitným názvom, napr. bociansky, svarínsky atď. Pociťuje sa potreba termínu pre celú skupinu príkrovov mezozoika karpatského „oberostalpinu“. Navrhujeme termín hornádske príkrovy.

Výraznejšiu zložitosť stavby vykazuje

chočský príkrov v priestoroch budovaných bielovážskou jednotkou. Prítomnosť dobre vrásniteľných členov doskovitých a lavicovitých reiflinských vápencov a flyšového súvrstvia lunzských vrstiev vytvára materiálový podklad pre väčšie digitácie a ležaté vrásy niekoľkokilometrových rozmerov. Digitácie väčšieho rozsahu sú osobitne názorné na severných svahoch Nízkych Tatier v oblasti Poludnice (Kettner, 1931, Biely in Gross — Biely, 1976) a v Prosečnianskych vrchoch (Koutek, 1935). Mimoriadne pekne odkryté ležaté vrásy sú v Strážovských vrchoch (Maheľ, 1979, 1979a). Nábeh k digitáciám a zavínavanie ležatých vrás možno pozorovať v čiastkových jednotkách (malenická, šipkovská) budovaných bebravskou sériou v Strážovských vrchoch, a to vďaka lavicovitosti jej aniských vápencov (obr. 6).

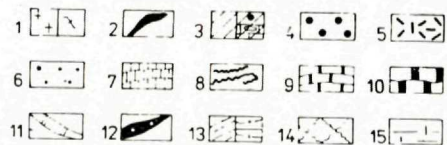
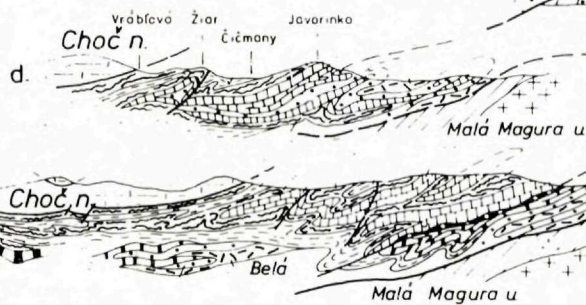
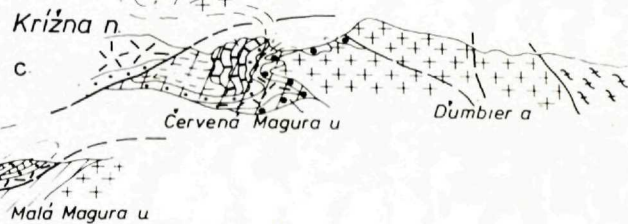
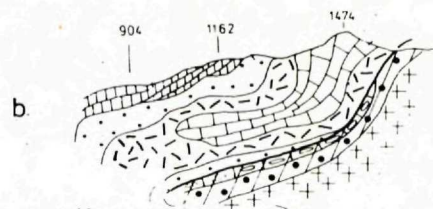
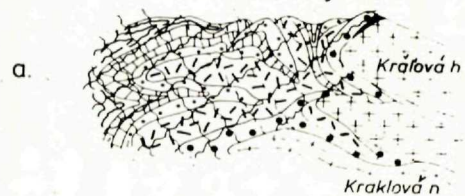
Najstaršie členy chočského príkrovu („melafýrová séria“) v tylovej časti príkrovu vytvárajú vyše tisíc metrov mocný a štruktúrne viac-menej samostatný podstavec, miestami členený vo viaceré šupiny (Malé Karpaty) s účasťou iba tenších šošoviek mladších triasových karbonátov. Aj pri značnom podiele plastickejších bridličnatých súvrství (vo vrchnom karboné a v perme) nie sú v ňom výraznejšie vrásové štruktúry, digitácie. Mocné polohy zlepcov (hlavne v perme), kremenecov a pieskovecov (najmä v spodnom triase), a najmä miestami až 700 m mocné teleso melafýrov vytvárajú pevnú kosť, základ rozsiahlejších monoklinálnych šupín.

Východný okraj Nízkych Tatier poskytuje jedinečný profil, ktorý ukazuje na postupnú nadväznosť chočského príkrovu na severogemerickú synklinálu, koreňovú zónu. Tu totiž inde najvyšší čiastkový príkrov chočského príkrovu budovaný bebravskou sériou zaostal v pozadí a vytvára najsevernejší štruktúrny element severogemerického synklinória. Práve

N

S

Križna n - Veľký Bok





v tejto štruktúre, známej ako vernársky pruh, je najvýraznejšia genetická a štruktúrna zviazanosť chočského priekrovu so severogemerickou jednotkou (Maheľ, 1957, 1974).

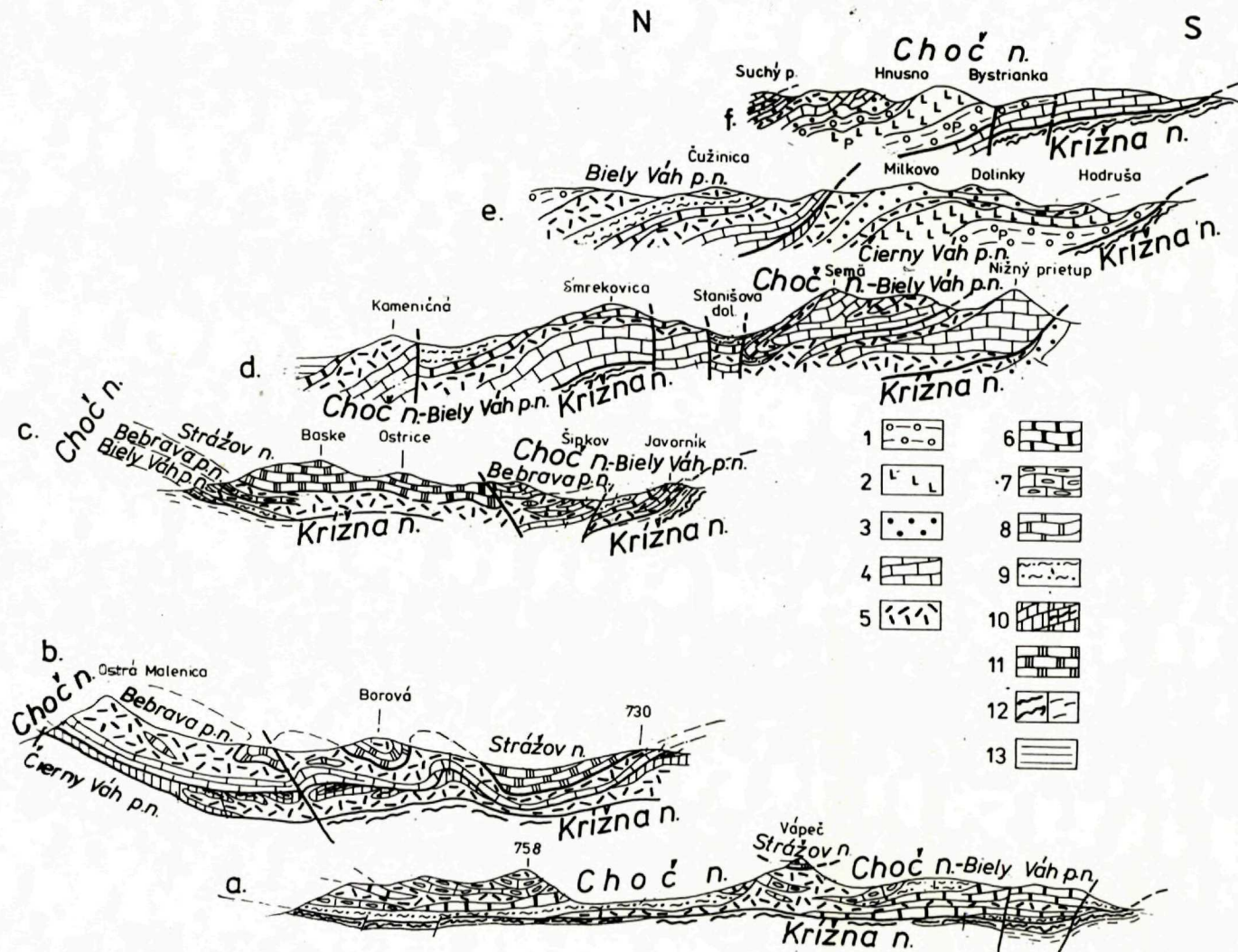
Faciálna pestrosť triasu vrátane bazálnych vývinov (bielovážska séria) naznačuje, že chočský priekrov (rovnako ako strážovský a severogemerická jednotka) bol vyvrásnený z nerovnomerne členenej embryonálnej geosynklinály, z jej mobilného šelfu, miestami s tenším typom kôry (obr. 8). Šírka chočského priekrovu po rozvinutí (vzdialenosť čela priekrovu od predpokladanej koreňovej zóny) je okolo 150 km.

Strážovský priekrov zrejme pochádza z južnej časti tej istej geotektonickej zóny (nerovnomerne členenej embryonálnej geosynklinály) ako chočský. Aj genetickú nadväznosť naznačuje časté laterálne zastupovanie sa strážovského a chočského

priekrovu (Maheľ, 1979a). Faciálne stratigrafickým obsahom je strážovskému priekrovu blízky muránsky priekrov v Muránskej plošine a besnícky priekrov v Strátenských vrchoch. Niektorí autori ich pokladajú za súčasť jedného priekrovu (Andrusov — Bystrický — Fusán, 1973), a to aj včítane silického priekrovu (Mello, 1979). O faciálne stratigrafických vzťahoch aspoň prvých troch sotva možno pochybovať. Predstavujú tektonické kryhy tohože priekrovu. Každý z uvedených štruktúrnych elementov je v inej vzdialenosti od koreňovej zóny. Rozsah násunu priekrovov sa pozdĺž Karpát mení (Andrusov, 1968), a pri priekrovoch oberostalpinskej skupiny v Západných Karpatoch je to osobitne výrazné. Strážovský-muránsky-besnícky priekrov je ukážkou veľkých zmien v rozsahu nasunutia priekrovov medzi východnou a západnou časťou Západných Karpát. Zrejme to súvisí s vy-

Obr. 5. Geologické profily z križňanského priekrovu. Profily sú zostavené na základe prác M. Maheľa (1980, 1981d, e, f), E. Lukáčika (in Klinec, 1980c), A. Bieleho (1976b), R. Kettnera (1938a). 1 — kryštalinikum a) prevažne granitoidy, b) prevažne metamorfity, 2 — permsko-mezozoický obal — struženická grupa, 3 — tatrské mezozoikum (obalová grupa): a) spodný trias, b) rauvaky vápencov a dolomitov, 4 — križňanský kmeňový priekrov: spodný trias, kvarcity, 5 — stredný trias až karn, vápence a evapority, 6 — vrchný trias, karpatský keuper a rôt, 7 — jura zliechovskej skupiny (s radiolaritmi), 8 — neokóm — slienité vápence zliechovskej skupiny, 9 — jura až spodný alb, plytkovodná grupa — beliansky priekrov, 10 — jura — apt, manínsky priekrov, 11 — aptské rohové vápencové — prechodné štruktúry medzi zliechovským a manínskym priekrovom, 12 — šupinovité pásmo  $T_2K_1$  medzi belianskym a zliechovským priekrovom, 13 — alb — cenoman: a) flyšoid, b) hrubý flyš v manínskom priekrove, c) cenoman až turón, aleuritický flyš, 14 — veľkobokská skupina s prejavmi dynamometamorfózy, 15 — chočský priekrov a vyššie priekrovy

Fig. 5. Geological profiles of the Križna nappe. Profiles compiled on the basis of works by M. Maheľ 1980, 1981 — profiles d, e, f; E. Lukáčik in A. Klinec 1980 — profile c; A. Biely 1976 — profile b; R. Kettner 1938 — profile a. 1 — crystalline rocks a) predominantly granitoids, b) predominantly metamorphites, 2 — Permian-Mesozoic envelope — Struženik unit, 3 — Tatric-Mesozoic envelope: a) Lower Triassic quartzites, b) Rauhwackes of limestones and dolomites, 4 — Middle Triassic (to Carnian) limestones and dolomites, 5 — Lower Triassic quartzites, 6 — Upper Triassic: Carpathian Keuper and Rhaetian, 7 — Jurassic — Zliechov Group (with radiolarites), 8 — Neocomian marly limestones (Zliechov Group), 9 — Jurassic to Lower Albian (— shallow — Belá nappe), 10 — Jurassic-Aptian. Manín Group, 11 — Aptian and Albian cherty limestones — structures transitional between the Zliechov and Manín nappes, 12 — lenticular zone  $T_2 - K_1$  between the Belá and Zliechov nappes, 13 — Alb-Cenomanian, a) Flyschoid, b) Coarser flysch in the Manín nappe, c) Cenomanian to Turonian shaly flysch, 14 — Veľký Bok unit with manifestations of dynamic metamorphism, 15 — Choč and higher nappes





sunutím celého bloku gemerika (a tým aj domovskej oblasti týchto príkrovov) na S.

### Príkrovy veporika

Aj veporickému kryštaliniku sa done dávna pripisoval v podstate autochtónny charakter, ale intenzívne alpínske prepracovanie s regionálnymi prejavmi alpínskej diaforézy (Zoubek, 1931, 1960). Považovalo sa za koreňovú zónu subatranských príkrovov (Kettner, 1937, Andrusov, 1943) s charakteristickým hlbinným šupinovitým tektonickým štýlom (Zoubek, 1931, 1960). Odlíšnosť kryštalinika viedla k odlíšeniu štyroch zón (ľubietovskej, krakovskej, kráľovohofskej a kohútskej), ktoré sú oddelené význačnými tektonickými liniami (čertovickou, pohorelskou a muránskou).

Výskumy v posledných desaťročiach ukázali, že kráľovohofské aj krakovské pásma sú v podstate príkrovmi (Klinec, 1966, 1979). Ľubietovské pásmo možno pokladať za silne tektonicky aktivizované predpolie týchto príkrovov a kohútske za ich koreňovú zónu.

Veporické príkrovy majú niekoľko zaujímavostí. Sú to príkrovy látkovo prepracované hlbinnými procesmi (diaforéza, príp. alpínska metamorfóza). Geneticky sú

späť s intenzívnym hlbinným skrátením a výzdvihom hlbších častí k povrchu. Je pri nich výrazná obsahová kontrastnosť (odlišnosť typov kôry). Kraklovský príkrov predstavuje typ „ťažkej“ kôry s bázikami a kráľovohofský typ „ľahkej“ kôry s granitoidmi. Koreňová časť veporika (kohútske pásmo) južne od muránskej línie je charakteristická prítomnosťou alpínskych granitoidov a prejavmi termálnej metamorfózy (Zoubek in Máška — Zoubek, 1961, Klinec, 1966).

Severnejší (krakovský) príkrov, budovaný hronskou sériou (Klinec, 1966; fylity, fylonity a svory s hojnosťou amfibolitov) vytvára v čelnej časti digitácie (digitácie Zubra — Zoubek, 1960) ležaté vrásky so zavrásneným mezozoikom — koreňmi krížňanského príkrovu. Jeho osobitosťou je nadväznosť na pripovrchový krížňanský príkrov, budovaný mezozoikom slabšie postihnutým metamorfózou (séria Veľkého boka) a nahrnutým pred čelom bazálneho (soklového) príkrovu. Nápadná je korešpondencia štruktúr krakovského príkrovu a podložného Ľubietovského kryštalinika so severovergentnými vrásami v jeho vrchných polohách (Malý a Veľký Gápel — Zoubek, 1960, Klinec, 1979). Sklon bridličnatosti krakovského príkrovu sa zosťmuje na J, rastie stupeň termálnej metamor-

Obr. 6. Geologické profile z chočského príkrovu. Použité materiály: a) v profile a, b, c (Maheľ 1979); v profile d, e, f A. Biely (1964, 1967). 1—10 — chočský príkrov: 1 — perm., 2 — melafýry, 3 — spodný trias, kvarcity, 4 — anis — guttensteinský vápenec, 5 — stredný — vrchný trias, dolomity, 6 — vrchný anis — ladin, reiflinské rohovcové vápence, 7 — vrchný karn — oponické vápence, 8 — karn — lunzské vrstvy, 9 — ladin — karn, triasové vápence bebravského čiastkového príkrovu, 10 — mladšie členy: a) rét a doger, b) malm — neokóm, 11 — stredný trias až karn — vápence strážovského príkrovu, 12 — krížňanský príkrov: neokóm a stredná krieda, 13 — centrálnokarpatský paleogén

Fig. 6. Profiles of the Choč nappe. Materials used: a) in profiles a, b, c: M. Maheľ 1979, b) in profiles d, e, f: A. Biely 1964, 1967. 1—10 — Choč nappe. 1 — Permian, 2 — Melaphyres, 3 — Quartzites-Lower Triassic, 4 — Anisian-Guttenstein limestone, 5 — Middle-Upper Triassic — dolomites, 6 — Upper Anisian-Ladinian Reifling (cherty) limestone, 7 — Upper Carnian-Opponitz limestone, 8 — Carnian-Lunz beds, 9 — Ladinian-Carnian algal limestone of the Bebrava partial unit, 10 — youngest members: a) Rhaetic-Dogger, b) Malmian-Neocomian, 11 — Middle Triassic-Carnian limestone of the Strážov nappe, 12 — Krížna nappe: Neocomian-Middle Cretaceous, 13 — Central Carpathian Paleogene





fózy (granáty) a objavujú sa prieniky apofýz alpinských granitoidov. Prikrov sa zakoreňuje v susedstve muránskej línie, na ktorej sú vyzdvihnuté jeho spodné členy (muránske žuloruly).

Šírka presunutej časti krakovského prikrovu s menším sklonom  $s_2$  plôch je cca 10 km. Šírka jeho koreňovej zóny je okolo 15 km.

Aj južnejší a vyšší kráľovohoľský prikrov (Klinec, 1971), budovaný komplexom granitoidov a migmatitov, rúl a svorov, môže slúžiť ako vzor soklového prikrovu s prechodom pripovrchovej časti do koreňovej. Jeho plocho ležiaca časť vykazuje subhorizontálne zbridičnenie a zošupinovatenie, znaky pripovrchového násunu čelnej časti (Kráľova hoľa) so zošupinovatenými digitáciami. Sklon prikrovu na J sa zostrmuje. V najjužnejšej koreňovej časti prikrovu pribúda mocných paleozoických členov väčšej mocnosti (séria fylitov komplexu Hladomornej doliny, devón — karbón), ktoré sa v jeho plocho ležiacej časti zachovali (obdobne ako obalové mezozoikum) iba v nesených útržkoch. Aj

vyššia metamorfóza, hlavne termálna (s granátom), hojně prieniky alpinských granitov a tektonický štýl strmých šupín poukazujú na koreňovú zónu.

Obalové mezozoikum v čelných častiach kráľovohoľského prikrovu (heľpiansky vývin s keuprom) má znaky prechodu od krížňanského typu k struženickému, charakteristickému pre hlavnú časť kráľovohoľského prikrovu. Metamorfóza aj rozloženie mezozoika kráľovohoľského prikrovu v šupinách pod masou muránskeho prikrovu aj uprostred kráľovohoľského kryštalinika naznačuje, že sa mezozoikum metamorfovalo počas stlačenia v hlbšie zaklesnutých štruktúrach. Pri južnom okraji veporika severne od lubeníckej línie vystupujú mocnejšie komplexy staršieho paleozoika, karbónu, permu a spodných členov obalového mezozoika (struženická skupina). Považujeme ich za súčasť kráľovohoľskej jednotky preniknutej apofýzami sčasti neohercýnskych, ale hlavne paleoalpinských granitoidov. Tento metamorfný plášť vytvára pri východnom okraji ležatú vrásu regionálneho rozsahu

Obr. 7. Geologické profile veporika. Povrchové časti profilov spracované s použitím materiálov: a) profile Čiernej hory — upravený profil S. Jacka (1980), b) na profil Nízkyh Tatier a Slovenského rudohoria ako podklad sčasti slúžili geologické profile A. Klinec (1980), hlavne jeho geologická mapa (Klinec, 1967). 1 — kryštalické jadro, prevažne predalpínske granitoidy: a) tatrické, b) veporické, 2 — prevažne migmatitové komplexy, 3 — muránske žuloruly, 4 — epimetamorfity až mezometamorfity s amfibolitmi, 5 — epimetamorfity gemerika, 6 — fylity až svory južného okraja veporika (kráľovohoľského prikrovu — séria Hladomornej doliny), 7 — mocnejšie komplexy permu, 8 — obalové mezozoikum tatrica, 9 — mezozoikum koreňovej časti krížňanského prikrovu, 10 — obalové mezozoikum a mladšie paleozoikum kráľovohoľského prikrovu — struženická skupina, 11 — chočský prikrov, 12 — mezozoikum muránskeho prikrovu (severogemerického)

Fig. 7. Geological profiles of the Veporicum. Surficial parts of the profiles are based on: a) Profile of the Čierna hora — adjusted profile by S. Jacko 1980, b) profile of the Low Tatra and Slovenské rudohorie Mts.; partly based on the geological profiles by A. Klinec 1980 and mainly on his geological map (A. Klinec 1967). 1 — crystalline core, prevailingly pre-Alpine granitoids, a) Tatric, b) Veporic, c) Alpine (partly Neohercynian), 2 — prevailingly migmatites, 3 — Muráň gneissous, granites, 4 — epi-to mesometamorphites with amphibolites, 5 — epimetamorphites of the Gemericum, 6 — phyllites to mica schists of the southern margin of the Veporicum (of the Kráľová hoľa nappe — Hladomorná dolina Group), 7 — thicker Permian complexes, 8 — envelope Mesozoic of the Tatric, 9 — Mesozoic of the root part of the Krížna nappe, 10 — Envelope Mesozoic and Late Paleozoic of the Kráľová hoľa nappe — Struženik Group, 11 — Choč nappe, 12 — Mesozoic of the Muráň (North Gemeric) nappe



(vrása Markušky, Zoubek — Snopko, 1954) prechádzajúca miestami do príkrovu vynúteného násunom gemerika.

V podstate rovnaký tektonický štýl, ktorý možno nazvať soklovým príkrovom jazykového typu, je aj v Čiernej hore a je znázornený v profile S. Jacka (1971, 1979). Komplex diaforitových pararúl predstavuje krakovský príkrov, presunutý cez megaantiklinálne pásmo primorogénnych migmatitov a pararúl (Tubietovské pásmo), a granitizovaný komplex Bujanovej je vlastne kráľovohoľským príkrovom. Pravda, koreňová zóna je v oboch príkrovoch menej výrazná a sčasti azda prekrytá násunom gemerika.

Krakovský a kráľovohoľský príkrov majú zrejme väčší rozsah. Od tatrických elementov sa navyše odlišujú aj zotretím štruktúrneho plánu a hercýnskych štruktúrnych elementov (Siegl, 1978), dokonale alpskou štruktúrnou prepracovanosťou, rozsiahlou alpskou granitizáciou v južných koreňových zónach.

#### Jednotky gemerika

Dvojdielne je aj gemerikum. Je z dvoch zón odlišných obsahom paleozoika aj mezozoika, ako aj štruktúrnym charakterom (Maheľ, 1953, 1967, 1974, Rozložník, 1978, Grecula, 1973, 1974, Grecula — Varga, 1979).

a) Južná zóna (Volovca), budovaná flyšovo-porfyroidnými komplexmi staršieho paleozoika, má charakter prevrátenej megaantiklinály oddelenej prešmykmi od severogemerického synklinória (v zmysle Maheľa, 1953). Plochy  $s_2$  v paleozoických komplexoch s úklonom prevažne na J ( $45-60^\circ$ ), v južnej časti s výrazným vejárovým usporiadaním (Snopko, 1967, Rozložník, 1963, 1965), sú vonkajším prejavom štruktúrnej zložitosti tejto prevrátenej megaantiklinály Volovca komplikovanej viacerými prešmykmi (Grecula, 1973).

Osobitne významnú úlohu pri zachovaní jej štruktúrnej jednotnosti má granitoidný masív ((hercýnsko-alpínsky) ako výstuž, resp. štruktúrne jadro (obr. 1, 8).

Severné prevrátané krídlo megaantiklinály Volovca tvoria mladšie členy rakoveckej (fylitovo-diabázovej) skupiny, karbón a perm, ojedinele aj mezozoikum (Snopko — Ivanička, 1981), ktoré vyplňa synklinály a to v západnej časti dobšinskú, východnejšie závadskú. Zo S ich utína sústava strmých severovergentných prešmykov (ktorú označujeme ako mlynskú zónu pomenovanú podľa obce Mlynky) s lokálnymi antiklinálami aj šupinami. Aj prítomnosť význačných rudných ložísk (Dobšina, Mlynky, Novoveská Huta, Rudňany) svedčí o tom, že prešmyková zóna je významným rozhraním. Hodno si povšimnúť aj priestorovú väzbu výrazných anomalít na túto prešmykovú zónu, resp. na jej sústavu telies, ako sú telesá dioritov pri Rudňanoch, a včlenenie mocných predkarbónskych diabázov do karbónu, pri Mlynkoch, Hnilčíku a Rudňanoch.

b) Mlynská zóna prešmykov nadväzuje na severogemerickú jednotku budovanú karbónom, permom, a hlavne mezozoikom (vrchnooborostalpínskeho typu). V Stratských vrchoch vytvára mezozoikum spolu s permom systém širších synklinál oddelených úzkymi, sčasti zošupinovateľnými antiklinálami. Zaujímavé sú odlišnosti stredotriasových a vrchnotriasových členov v štruktúrach a zoskupenie štruktúr do vejára, čo naznačuje vznik nahrnutím, nakopením do pripovrchového synklinória (Maheľ, 1957, obr. 8). Prítom je v západnej časti vrchov výrazný príkrovový charakter gemerika. Príkrov však smerom na J, ale aj na V nadväzuje na prešmykovú zónu, resp. hlbinnú synklinálu, či na svoju koreňovú zónu.

Tento príkrov (besnícky) smerom na Z pokračuje do Muránskej plošiny, vzdaľuje sa od koreňovej zóny a na jeho stavbe sa



zúčastňuje už len mezozoikum (muránsky príkrov).

Vo východnom úseku gemerika, východne od Krompách, je zjavná nadväznosť mlynskej prešmykovej zóny na hlbinnú synklinálu — severogemerickú (Maheľ, 1953). Severogemerické mezozoikum je tak ukázkou prechodu od koreňovej zóny k zadnej časti príkrovu, ale aj postupného vzdďaľovania sa príkrovu od koreňovej zóny. Navyše je príkladom dvoch typov synklinál, hlbinej v koreňovej zóne a pripovrchovej v zadnej časti príkrovu. V Stratenských vrchoch je zjavná nadväznosť besníckeho príkrovu na vernársky pruh (bebravskú jednotku), vrchnú čiastkovú jednotku kmeňového chočského príkrovu. A to znamená, že zóna medzi južným okrajom veporika a megaantiklinálou Volovca (severogemerická) je domovskou oblasťou nielen besníckeho príkrovu (pribuzného strážovského príkrovu), ale aj chočského príkrovu. Svedčia o tom viaceré v tejto zóne nakopené vývinu permu a vápencovo-dolomitických komplexov triasu. Dokonca aj karbón vykazuje až päť „vývinov“, ktoré sú zrejme zvyškami po osobitných štruktúrno-faciálnych zónach, a to dobšinský, bindtiansko-rudniansky, hámorské vrstvy, typ s hojnými diabázovými horninami, karbón v sprievode vernárskej série.

Aj pri štruktúrnej osobitosti severogemerickkej zóny poukazuje prítomnosť paleozoických a mezozoických sérií (charakteristickým pre ňu je úzka štruktúrna previazanosť hlbinných a pripovrchových štruktúr — synklinál) na spolupatričnosť severogemerickkej jednotky s geantiklinálou Volovca. Pritom severogemerickú jednotku v nijakom prípade nestotožňujeme s rakoveckým príkrovom sensu P. Grecula — I. Varga (1979). Pokladáme ju za časť gemerika sformovanú v paleoalpínskeho vrásnenia stlačením rozsiahleho sedimentačného priestoru v podstate až po okraj

rozsiahleho telesa gemerických granitoidov.

Potvrdenie ponoru štruktúrnych elementov veporika na V vo východnej časti veporika a značného rozsahu vrásky Markušky (Plašienka, 1981) nemožno obchádzať, lebo na prvý pohľad patrí medzi fakty svedčiace v prospech presunu voloveckej megaantiklinály cez veporikum, ale za najdôležitejšie pokladáme štruktúrne fenomény protirečiace takému náhľadu.

Sú to:

- priečne orientovaná nižnoslanská depresia a s jej osou súbežné vrásové štruktúry,

- pre podstatnú časť voloveckej antiklinály charakteristická strižná kliváž  $s_2$  s pomerne strmým sklonom na J (JZ),

- viacštádiovosť granitizácie od mladohercýnskej cez ranoalpínsku (jurskú) až vrchnokriedovú (Kováč — Svingor — Grecula, 1979, Kantor — Rybár, 1980).

Nadväznosť systému zlomov paralelných so štítnickým na zlomový transkarpatský systém a rozsah a forma vrásky Markušky pripomínajú sigmoidu.

### Bükkidy

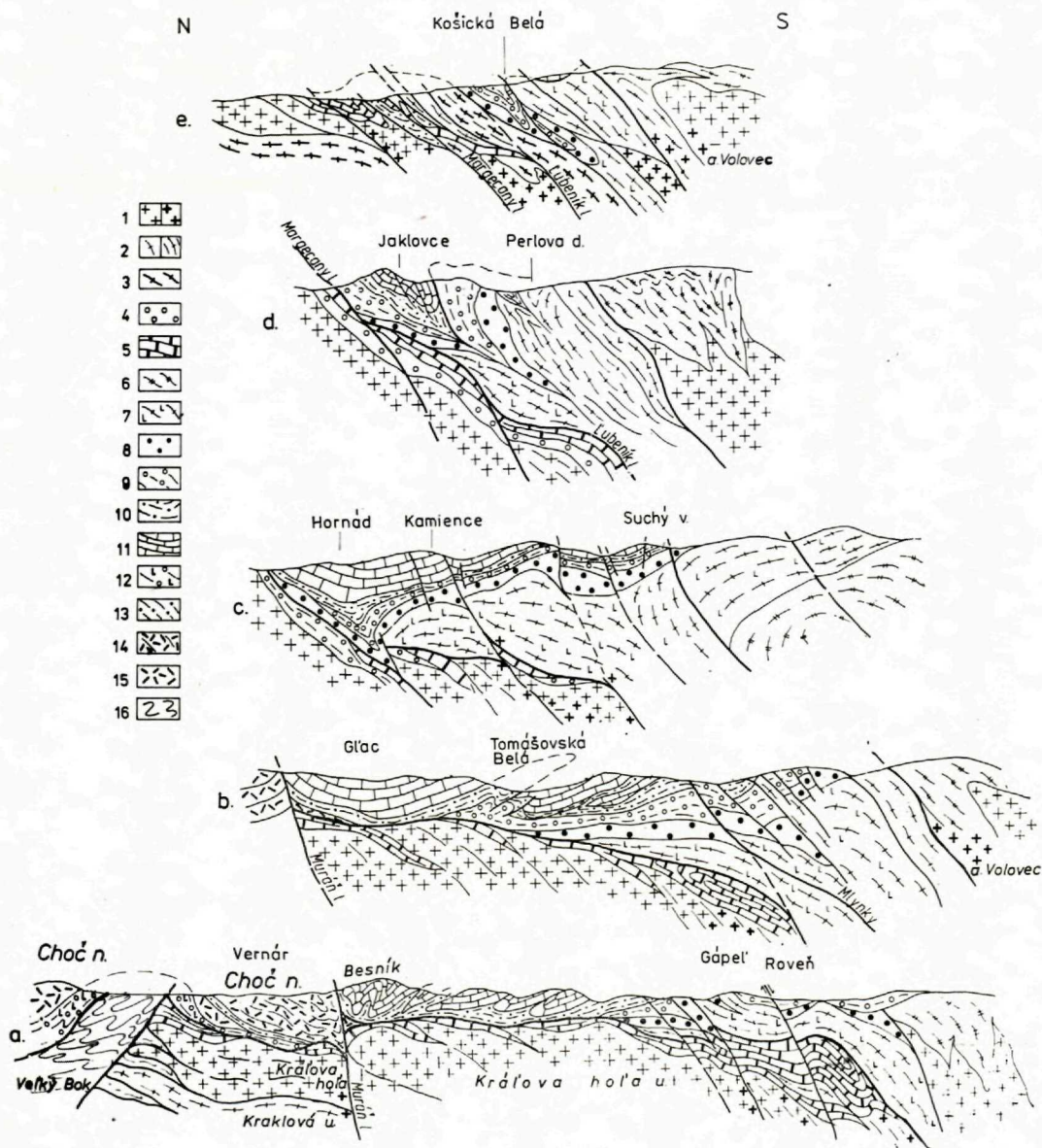
Pod termínom bükkidy rozumieme najvnútornejšiu časť Karpát, jednotku najvyššieho radu, rovnocennú centrálnym Karpatom. Charakteristické pre ňu sú slabšie prejavy hercýnskeho vrásnenia, nedostatok (resp. nepatrný podiel) hercýnskych granitoidov, prevažne morský vývin karbónu a zväčša aj permu, značný podiel vulkanitov, hlavne bazík a ultrabazík v triase, osobitný geosynklinálny typ triasu a významná úloha kimerského vrásnenia pri formovaní štruktúr. Triasová geosynklinála je typom začínajúcej sa geosynklinály, pre ktorú je charakteristická paleotektonická členitosť a paleogeografická premenlivosť. Typickým príkladom je meliatska séria, v ktorej má prakticky každý profil odlišný sled členov (Mock,

1978). Typ kôry je teda členitý, nerovnomernej hrúbky, s oblasťami oceanickej kôry, paraoceanickej aj tenšej sialickej.

Bükkidy sa členia na viac pásiem, ktoré reprezentujú zväčša polyštruktúrne jednotky (členené na jednotky nižšieho radu). Na našom území medzi také patrí

meliatska jednotka. Zaraďujeme sem aj silický príkrov. Na naše územie sčasti zasahuje aj rudabánska jednotka. Celý rad jednotiek je v pásme Upony, Szendrő a v Bükku.

Vzťah bükkid ku gemeriku je zahmlený neujasnenosťou postavenia silického prí-





krovu. Podľa jedného variantu je silický prikrv cudzorodým elementom v rámci bŕkkid obsahom, stavbou aj nedostatkom metamorfózy. Týmto znakmi signalizuje príslušnosť ku gemeriku ako prikrv presunutý na J na jednotky bŕkkid (Kozur — Mock, 1973, Kovács, 1980), neskoršie miestami tektonicky včlenený do štruktúrneho plánu bŕkkid (Mello — Reichwalder, 1979). Presun silického prikrvu na J je logické spájať s gemerickým vejárom, s jeho južnou vetvou (Andrusov, 1975). Lenže silický prikrv prekryva meliatsku jednotku na vzdialenosť 30—40 km. Z toho vyplýva značné skrátenie kôry približne v zóne rožňavskej línie (Grecula, 1973, Grecula — Roth, 1978). Tak by táto línia predstavovala analogón periadriatickej línie, lenže v takom poňatí juhovergentný silický prikrv prekryva severogemerické štruktúry meliat-

skej jednotky — časť severnej vetvy rovnako staropaleoalpínskeho (azda o niečo staršieho?) vejára bŕkkid. Znamenalo by to vzájomné prekryvanie sa dvoch vejárov, teda v rámci alpíd osobitný prípad.

Podľa druhého variantu je silický prikrv genetickou súčasťou bŕkkid vyvrásnenou z prahovej zóny vnútri členitej embryonálnej geosynklinály (Maheľ, 1978). Vrásnením sa z tejto tafrogeosynklinály vytvoril rad jednotiek odlišných obsahom, typom metamorfózy aj tektonickým štýlom. V prospech takého výkladu hovorí úzka (nielen štruktúrna, ale aj obsahová) nadväznosť silického prikrvu a meliatskej skupiny jednotiek, prítomnosť jednotiek zmiešaného obsahu, nedostatok výrazných juhovergentných vrás a digitácií. Osobitne poukazujeme na rozloženie mladších jurských členov nie v južnej, ale v severnej časti silického prikrvu. A tie

Obr. 8. Geologické profily severnej časti gemerika. Zostavené s použitím materiálov pre povrchové časti profilov a) L. Rozložník — J. Slavkovský (1979), b) J. Hudáček (in M. Maheľ, 1964), c) A. Biely (1967), d) a e) M. Maheľ (1958, 1974, 1979) a S. Bajaník (1975), e) L. Rozložník (1968). Hlbšie časti profilov v novej interpretácii autora. 1—5 — veporikum: 1 — granitoidy: a) hercýnske, b) alpinske, 2 — metamorfity veporika, a) prevažne svory, b) svory a fylity, 3—4 — obalové členy veporika: 3 — prevažne karbón, 4 — prevažne perm, 5 — metamorfované mezozoikum, sčasti aj mladšie paleozoikum — struženická skupina, 6—11 — gemerikum: 6 — gelnická skupina — porfyroidy, fylity, 7 — rakovecká skupina — prevažne fylity a diabázy, 8 — karbón, 9 — perm, 10 — mocnejšie komplexy spodného triasu, 11 — vápencovo-dolomitické komplexy  $T_2$ — $T_3$ , 12—15 — chočský prikrv: 12 — melafýrová séria — karbón a perm, 13 — spodný trias, 14 — vápence a dolomity, stredný a vrchný trias bebravskej čiastkovej jednotky, 15 — stredný a vrchný trias — vápence a dolomity čiernovážskej čiastkovej jednotky, 16 — trias až spodná krieda, tylová časť krížňanského prikrvu — skupina Veľkého boka

Fig. 8. Geological profiles through the northern part of the Gemericum. Compiled with using of materials for the surficial parts in the profiles a) L. Rozložník — J. Slavkovský (1979), b) J. Hudáček (in M. Maheľ 1964), c) A. Biely (1967), d) and e) M. Maheľ (1958, 1974, 1979) and S. Bajaník (1975), e) e. L. Rozložník (1968). The deeper parts of the profiles in a newer interpretation by the author. 1—5 — Veporicum: 1 — granitoids a) Hercynian, b) Alpine, 2 — metamorphites of the Veporicum: a) prevailingly mica-schists, b) mica-schists and phyllites, 3 — slices of Pre Mesozoic members, 4 — predominantly Permian, 5 — metamorphosed Mesozoic, partly also Late Paleozoic-Struženik group, 6—11 — Gemericum: 6 — Gelnica group, porphyroids, phyllites, 7 — Rakovec group, predominantly phyllites and diabases, 8 — Carboniferous, 9 — Permian, 10 — thicker Lower Triassic complexes, 11 — limestone — dolomite complexes  $T_2$ — $T_3$ , 12—15 — Choč nappe: 12 — Melaphyre group — Carboniferous-Permian, 13 — Lower Triassic, 14 — limestone-dolomites, Middle to Upper Triassic of the Bebrava partial unit, 15 — Middle to Upper Triassic — limestones and dolomites of the Čierny Váh partial unit, 16 — Triassic-Lower Cretaceous, rear part of the Krížna nappe — Veľký Bok group



sú v ostatných príkrovoch ukazovateľmi čelnej časti príkrovu. Podľa rozloženia mladších členov je silický príkrov severo-vergentný.

Bükkidy kompletizujú geosynklinálny systém Západných Karpát o najvnútornejšiu zónu, aká chýba aj v takom klasickom území, akými sú Východné Alpy.

Bükkidy majú prevažne triasové komplexy a štruktúrne ich sformovalo včasné alpínske (koncom jury) a paleoalpínske vrásnenie. Majú teda rovnaké postavenie v rámci Karpát ako najvnútornejšie jednotky, hlavne vardarská, v rámci dinarid a helenid.

### Kategorizácia príkrovov

Predložená analýza nám umožňuje zaujať stanovisko k niektorým základným otázkam kategorizácie a genézy príkrovov. V našej literatúre sa často na jednu úroveň kladú tektonické elementy odlišných kategórií. Vychodí to aj z toho, že niekedy majú rovnaký štruktúrny charakter, napr. príkrovový. Najbežnejším sú tri kategórie tektonických jednotiek:

a) tektonické, lepšie geotektonické pásma či jednotky vyššieho radu,

b) kmeňové príkrovy,

c) čiastkové príkrovy.

a) Geotektonické pásma vykazujú osobitosti obsahu, vývoja, deformácie a štruktúrneho plánu, a teda aj svojský typ príkrovov a iných tektonických jednotiek. Ale štruktúrne elementy tejže tektonickej zóny sú geneticky späté, spravidla na seba nadväzujú a vytvárajú jednotný prirodzený celok s istými preň charakteristickými osobitosťami.

Takými genetickými zónami v Západných Karpatoch sú: gemerikum, veporikum, tatrikum, bradlové pásmo (váhikum s. l.), beskydikum, subsilesikum. Každá geotektonická zóna má aj svojský typ prí-

krovov s istými štruktúrnymi osobitosťami:

— Bükkidy sú zónou vyššieho radu na úrovni centrálnych a vonkajších Karpát a buduje ich rad geotektonických pásiem. Na naše územie zasahuje Slovenský kras, jednotky meliatskej skupiny a silický príkrov. Túto geotektonickú zónu voláme slanikum (podľa rieky Slaná).

— Gemerikum — prevrátená a viackrát rejuvenizovanými granitoidmi vystužená megaantiklinála Volovca (sprevádzaná zo S na veporikum nasunutým severogemerickým synklinóriom) so štruktúrnymi elementmi (šupiny, synklinály) nahrnutými do vejára. Tie predstavujú tylovú časť rozsiahlych pripovrchových príkrovov — chočského, strážovského a muránskeho.

— Veporikum — soklové hlbinné príkrovy jazykového tvaru, kráľovohorský a krakovský, zakorenené (v bývalej kohútскеj zóne), so zachovanými koreňovými časťami povrchového krížňanského príkrovu. Severnú časť veporika predstavuje Iubietovské antiklinorium.

— Tatrikum — soklové príkrovy lokálneho rozsahu — skôr šupiny, hlavne v severnej časti, ktorá je v alochtónnej pozícii nad váhikom.

— Bradlové pásmo — tektonická meľanž dvoch paleotektonicky odlišných jednotiek: czorsztynskej a kysuckej a reprezentanta váhika — klapského príkrovu. Na vnútorný okraj zasahujú čelné časti krížňanského príkrovu (hlavne manínsky príkrov).

— Flyšové pásmo — súbor bezkoreňových príkrovov zväčša presunutých cez predpolie a odlišných obsahom aj tektonickým štýlom v závislosti od pozície a domovskej oblasti. Nápadne odlišný je najvnútornejší, magurský príkrov, štruktúrne odrážajúci vplyv podložia. Odlišný je najmä podsľiezsky príkrov, užšie geneticky aj štruktúrne zviazaný s čelnou predhlbňou.



b) Kmeňové jednotky — najčastejšie príkrovy sú tektonickými jednotkami celokarpatského významu s výraznými obsahovými aj štruktúrnymi znakmi. Počítame medzi ne hlavne klasické západokarpatské príkrovy vyčlenené už v prvom období nástupu príkrovovej teórie, a to vďaka ich charakteristickým znakom. Patrí sem chočský, križňanský, magurský, sliezsky a podsliezsky príkrov, ale aj štruktúrne elementy, czorsztynský, kysucký (pieninský), sokľové príkrovy krakovský a kráľovohorský príkrov, ale aj Ľubietovské megaantiklinórium (?), megaantiklinála Volovca, severogemerické synklinórium a fatranský aj tatranský súbor jednotiek tatrika a pod.

Každý z týchto príkrovov či zón má obsahové znaky paleogeografického elementu alpínskej geosynklinály a v štruktúrnom charaktere znaky paleotektonickej pozície.

Uvedieme niekoľko príkladov:

Chočský príkrov vykazuje mocný trias austroalpínskeho typu (severných častí), je typom strižného príkrovu.

Križňanský príkrov má popri karpatskom type triasu výrazné jurské až strednokriedové členy viacerých navzájom odlišných typov. Pritom je v podstatnej časti vrásovým príkrovom.

Magurský príkrov buduje predovšetkým mocný paleocénno-eocénny, sčasti vrchnokriedový flyš. Staršie členy sú prekryté. Svojím štýlom vykazuje vzťah k štruktúrnym elementom podložia, a to aj vejárom na vnútornej strane.

Sliezsky príkrov má zase odkrytú kompletnú flyšovú sekvenciu (titón — oligocén) a v čele mohutného zadného čiastkového godulského príkrovu má rozložené šupiny svojho čiastkového tēšinského príkrovu s prevahou starších členov.

Podsliezsky príkrov má prevažne flyšoidný obsah a zvyšky po vrásovom príkrove viacerými presunmi rozbitom na

šupiny, vankúše so zachovaným prevráteným sledom.

Aj v tatriku, s radom lokálnych príkrovov a štruktúrnych elementov, možno hlavne na základe dvoch paleotektonických typov jursko-spodnokriedových sekvencií hovoriť o dvoch kmeňových jednotkách či skupinách: severnejšej, fatranskej, a južnejšej, tatranskej. Z ich pozície, ale aj odlišnej vrásnateľnosti — príslušnosti k inej tektonogrupe — vyplývajú aj rozdiely v druhotnom tektonickom štýle. Pri fatranskej skupine badať užšiu primknutosť mezozoika ku kryštalickému podkladu, bez väčších tektonických komplikácií, pri tatranskom nábeh k tvorbe samostatných šupín, vrásových šupín a príkrovov vynútených násunom križňanského príkrovu.

V tektonickej melanži bradlového pásma sa czorsztynské a kysucké bradlá odlišujú nielen paleotektonickým typom celých jurských a kriedových sekvencií, ale aj stupňom rozbitia na bradlá, rozsahom voľného diapirického pohybu bradiel uprostred „obalu“ a vnútorným prevrástnením. Naznačujú príslušnosť k dvom paleotektonickým elementom a do dvoch štruktúrne odlišných skupín.

Každý kmeňový príkrov sa člení na čiastkové príkrovy, je súborom štruktúrnych elementov nižšieho radu.

c) Čiastkové príkrovy sú charakteristické osobitosťami vývinu niektorej časti kmeňového príkrovu a niektorých sekvencií s istou štruktúrnou samostatnosťou.

Najčastejšie sú tzv. faciálne čiastkové príkrovy (v zmysle Tollmanna, 1975) s paleotektonicky odlišnou skupinou členov. Názorným príkladom je križňanský príkrov, s jednotným triasom kmeňovou časťou príkrovu, ale s odlišnou sekvenciou jury a spodnej kriedy v rade lokálnych príkrovov. Ide o skupinu vytvorenú na svahu zliechovského trogu, v ktorom vznikla podstatná časť príkrovu. Tieto



okrajové príkrovy spravidla tvoria spodné odnože kmeňového príkrovu. Takým je výsocký, beckovský, beliansky, ale aj manínsky, ďurčinský, ako aj príkrov Havrana (Maheľ, 1967, 1978).

Geneticky odlišné čiastkové príkrovy sú príkrovmi druhého radu, na aké sa člení sliezsky, ale najmä magurský príkrov. Predstavujú pôvodne laterálne rozložené časti jednotného príkrovu a odlišujú sa podielom na stavbe členov vytvárajúcich kosť, štruktúrne jadro (Roth, 1980). V magurskom príkrove sú to pieskovcové polohy hlavne eocénu, typické pre vnútornejšie jednotky, bielokarpatskú a krynickú. Vonkajšie čiastkové elementy magurského príkrovu (bielokarpatský, a hlavne račiansky) nemajú túto výstuž takú mocnú. Pri stlačení sa ulomili a štruktúrne osamostatnili (Książkiewicz, 1972).

Pri rozčlenení sliezskeho príkrovu na južnejší (mohutný godulský) a severnejší (těšínsky) príkrov zohrala významnú úlohu mocnosť a vrásniteľnosť, resp. kompetentnosť vrchnej kriedy s mocnými godulskými pieskovecami pri prvom a významný podiel dobre vrásniteľných spodných členov prevažne typu predflyšu pri druhom.

Podslezsky príkrov je príkladom členenia na čiastkové príkrovy po dĺžke v jednotlivých úsekoch rozsahu. Južný úsek zastupuje ždánický príkrov s mohutnými paleogénnymi, prevažne flyšoidnými komplexmi ždánicko-hustopečských vrstiev s mocnými pieskovecami. Čiastkový frýdecký príkrov (či podslezsky s. s.) v severnom úseku charakterizujú predovšetkým vrchnokriedové frýdecké vrstvy s prevažou ílovca a slieňovca.

Ďalším typom sú čiastkové príkrovy vzniknuté roztrhnutím spájacieho krídla a štruktúrnym osamostatnením sa dvoch digitácií kmeňového príkrovu. Príkladom je čiastkový príkrov Suchého vrchu a Krokwy v Tatrách (na poľskom území, Guzik —

Kotański, 1963). Majú tenže faciálny charakter členov, typický pre križňanský príkrov zliechovského typu. Odlišujú sa iba väčším rozdielom medzi mladšími a menšími staršími členmi, ako to pri digitáciách býva. Spodnú jednotku Suchého vrchu budujú prevažne triasové členy; mladšie vystupujú len sporadicky (hlavne spodný lias). Naopak vyšší čiastkový príkrov budujú najmä mladšie členy. Obidva čiastkové príkrovy sú vlastne prestrihnutými časťami jednotného digitovaného príkrovu.

Medzi také možno v rámci chočského príkrovu rátať čiastkový bociansky príkrov, budovaný hlavne v spodnejšej etáži sériou karbónu až spodného triasu (tzv. melafýrovou), a malužinský príkrov, s vrchnejšou etážou budovanou hlavne vápencovo-dolomitickými komplexmi stredného a vrchného triasu (Biely, 1963).

Formovanie etážových čiastkových príkrovov bolo geneticky späté s vytváraním dvoch samostatných štruktúrnych jadier, ktoré boli hlavným prenášačom tlaku (Roth, 1980).

Vo vrchnej časti križňanského príkrovu sú miestami na najmladších členoch šupiny — zvyšky po redukovaných čiastkových jednotkách vyvlečených nadložným chočským príkrovom. Pekným príkladom v Tribeči je radobická redukovaná jednotka so šupinami stredného triasu až albu v nadloží slabo deformovanej dosky križňanského príkrovu (Biely, 1976). Aj na severných svahoch Nízkych Tatier (Kettner 1931, Biely, 1976) je známy systém šupín triasových jurských členov čiastkovej jednotky Krakovej hole.

Pri formovaní typu príkrovov mala osobitnú úlohu aj priestorová pozícia v geosynklinále. Náznym príkladom sú vrásové príkrovy vyvrásnené z okrajových častí geosynklinály (podslezsky príkrov), prip. z úzkych hlbokých oceanických trogov lemovaných intrageosynklinálnym



prahom (krížňanský príkrov). Pre zadné časti geotektonických zón a sutúr sú charakteristické vejárovité štruktúry — jazvové príkrovy (vnútorné čiastkové jednotky — bielokarpatská a krynická jednotka magurského príkrovu).

Materiálový obsah sa odráža v druhotnom tektonickom štýle príkrovov. Náznorným príkladom sú príkrovy strednej skupiny flyšového pásma: tēšínsky, s kostrou budovanou karbonátovým flyšom, vykazuje tektonický štýl zošupinovatených vrás; godulský, budovaný najmä mohutnými pieskovecami, má formu zvlnenej dosky; duklianský, s prevahou drobnorytmického flyšu, vykazuje vrásový štýl.

### **Dynamika vzniku príkrovov**

Vznik príkrovov a ďalších foriem skracovania kôry v karpatskej geosynklinále (kliváž, pohlcovanie kôry, podsuny) sú zrejme dôsledkom globálnych činiteľov, okrem iného aj pohybu makroplatní a mikroplatní. Vek vzniku príkrovov je v súlade s viac-menej jednotným vývinovým trendom v alpidách (je spätý s troma hlavnými periódami vrásnenia: paleoalpínskym, mezoalpínskym a neoalpínskym (Maheľ et al., 1974).

Pritom rozdiely v intenzite periód a fáz vrásnenia a v ich priestorovom dosahu, ako aj rozdiely v uplatnení sa polarity v segmentoch alpíd poukazujú na významnú úlohu autonómnych, v príslušných segmentoch osobitne sa prejavujúcich činiteľov. Z nášho výkladu o vzťahu medzi členitosťou a jej paleotektonickými, resp. paleogeografickými typmi a štruktúrnou členitosťou jednoznačne vychodí významná úloha členitosti kôry v procese tvorby štruktúrneho plánu. Základ členitosti kôry sa vytvoril nerovnomernou stabilizáciou už v predmezozoických obdobiach, hlavne počas hercýnskej stabilizácie (Maheľ, 1978).

Členitosť geosynklinály počas mezozoika bola tak dôsledkom všeobecného vývinového trendu, ale aj zdedených dispozícií. A treba zdôrazniť, že v málokterom segmente alpíd sa začala mezozoická geosynklinála na takom členitom kôrovom podklade ako západokarpatská. Okrem toho medzi jej osobitosti patrí aj to, že má dve pásma s oceanicko-paraoceanickým typom kôry:

— severné (váhikum) pokračovanie južného penninika z Álp sprevádzané členitou pieninskou a paraoceanickou zónou beskydika,

— južné pri okraji maďarského intra-geosynklinálneho masívu bükkid s nerovnomerne členitou oceanicko-paraoceanicko-sialickou kôrou.

Medzi obidvoma pásmami sa rozprestiera centrálna zóna sialickej kôry, pokračovanie austroalpinika z Álp. Bola to zóna členenej sialickej kôry, a to „ľahšej“ s granitoidnými telesami, a „ťažšej“, bohatejšia na bázika.

Uvedené tri zóny odlišného typu kôry sa kryjú s troma hlavnými štruktúrnymi pásmami: vonkajšími, centrálnymi a vnútornými Karpatmi. Odlišujú sa aj vekom vrásnenia.

Vnútorné Karpaty postihlo hlavne včasné alpínske — mladokimerské, centrálnne paleoalpínske a vonkajšie mezoalpínske, a hlavne neoalpínske vrásnenie. Iný vek, rozdiely prejavov vrásnenia a iný priestor s odlišným typom kôry mal za následok aj odlišný typ deformácie i príkrovov. Možno hovoriť o troch pásmach odlišného dynamického režimu.

Vnútorné Karpaty — bükkidy — vykazujú prejavy slabej (prevažne anchimetamorfózy), ale nerovnomernej dynametamorfózy (Arkay, 1979), miestami s vysokotlakovou a nízkotermálnou metamorfózou (glaukofanity, Reichwalder, 1973). Nerovnomerná členitosť kôry, ale aj začiatkové fázy alpínskeho vrásnenia osobitnej kva-



lity (140 mil. r., neskôr 80 mil. r., Kantor — Rybár, 1980) sa prejavujú v početnosti štruktúrnych elementov lokálneho rozsahu. Prítomnosť glaukofanitov na jednej strane a viac-menej synchrónne granity v susednom severnejšom antiklinóriu Volovca ponúkajú náhľad o genetickom vzťahu subdukcie oceanicko-paraoceanickej kôry s granitizáciou (Rozložník, 1980).

Centrálné Karpaty reprezentujú jednotky vyššieho radu sformované paleoalpínskym vrásnením: gemerikum, veporikum a tatrikum.

Typické pre ne je intrasialické plošné skrátenie kryštallického podkladu s usmerenou bridličnatosťou so zónami intenzívnejšieho stlačenia a pohltienia spodnej časti kôry. Každé z uvedených pásiem má osobitosti v type skrátenia. V gemeriku južná jednotka Volovca, vystužená rozsiahlym telesom granitoidov (viackrát rozširovaným a spevňovaným), prežila viac-menej rovnomerné skrátenie vyjadrené vytvorením plošnej  $s_2$  bridličnatosti paralelnej s osou prevrátenej megaantiklinály. Štruktúrne sa individualizovala severná časť bez granitoidnej výstuže sformovaná na severogemerické synklinórium. V nej sa nahrnulo mezozoikum aj mladšie paleozoikum a vytvoril sa vejár, ktorý na S nadväzuje na tylovú časť chočského príkrovu. Spodnejšie členy, hlavne podložnú fylitovo-diabázovú rakoveckú sériu, postihlo zbridličnatenie, ktoré miestami vytvára bázu synklinória ufatú násunom cez veporikum. Rozdiely v type kôry a v pribúdajúcej výstuži sa medzi severogemerickou zónou a zónou Volovca prejavili vytvorením zóny prešmykov — mlynská zóna prešmykov na Z široká až 10 km, na V podstatne užšia až tektonicky prekrytá megaantiklinálou Volovca. Príznačné pre ňu sú nielen štruktúrne komplikácie, zosúpinovatenie, ale aj výrazné prejavy metalogenézy, väzba hlavných rudných telies Spiša, ale aj anomálnosti vo výške

metamorfózy. Smerom do hĺbky mlynská zóna s najväčšou pravdepodobnosťou nadväzuje na zostup presunovej severogemerickéj plochy do hĺbky.

Pre veporikum je typické selektívne skrátenie hlavne v pásme tenšej kôry, sformovanie „jazykových“ zakorenených soklových príkrovov — kráľovohoľského a kraklovského, odlišujúce sa typom kôry. Preteplenie so značným rozsahom granitizácie v koreňových zónach týchto príkrovov poukazuje na hlbinný charakter vnútrosialického skrátenia kôry. Termálne účinky postihujú aj sprievodné „obalové“ mezozoikum, resp. korene vytlačených pripovrchových príkrovov. Tenšie komplexy mezozoika južných častí postihnuté slabou metamorfózou zostali vo forme obalu späť s kryštalinikom, príp. tvoria menšie paraautochtónne šupiny (struženická jednotka). Mocnejšie komplexy mezozoika severných zón boli zväčša vytlačené do rozsiahleho pripovrchového krížňanského príkrovu.

Opisované soklové príkrovy (kráľovo-hoľský, kraklovský) pokladáme za alpínske. Nevylučujeme ani skrátenie kôry aj formou menších príkrovov za hercýnskeho vrásnenia, hlavne podsuny ťažkých komplexov pod masivy väčších granitoidných telies. Ale hercýnska stavba sa včlenila do alpínskeho plánu, ktorý je v Západných Karpatoch štruktúrne prvoradým fenoménom. Svedčí o tom aj lineárny priebeh hercýnskych molás. Nič na tom nemenia ani prípadné priznania zmien smerov priebehu štruktúr po perme signalizované výsledkami paleomagnetického bádania (Muška — Vozár, 1978). Dôležité je, že priebeh typov kôry predmezozoického podložia koinciduje s priebehom alpínskych geotektonických a štruktúrnych elementov a navyše sa prejavuje vzájomná nadväznosť, znaky dedičnosti.

Tatrikum prekonalo intenzívnejšie alpínske hlbinné skrátenie spodných častí



hlavne v južných zónach, a to selektívne, viažúc sa na časté úzke zóny prešmykov. Na rozdiel od susedného veporika niet tam výraznejšej metamorfózy sprievodného mezozoika. Slabší postih hlbinnjšími alpínskymi procesmi naznačuje aj zachovanie hercýnskych štruktúr, predovšetkým v severných oblastiach, a nepatrný rozsah alpínskej granitizácie.

Vzájomnú genetickú zviazanosť gemerika, veporika a tatrika počas formovania sa štruktúrneho plánu vyjadruje nielen presun priekrovov južnejších zón cez severnejšie (pripovrchové priekrovy gemerika aj veporika sú presunuté na tatrikum), ale aj vznik pripovrchových lokálnych priekrovov v tylovej časti severnejšej zóny vynútených presunom priekrovov južnejšej zóny. Takou je ležatá vrása Markušky a analogické šupiny vo veporiku vynútené priekrovmi gemerika. V tatriku sú takými geneticky rovnaké ležaté vrásky Červenej Magury, Prašivej v Nízkych Tatrách a Giewontu a ďalšie analogické šupiny v Tatrách vynútené násunom krížňanského priekrovu. Vytvárajú s ním laterálne sa zastupujúcu skupinu štruktúrnych elementov.

Vonkajšie pásma Karpát sú dielom mezoalpínskeho, a hlavne neoalpínskeho vrásnenia. Vznik priekrovov sprevádzala a usmerňovala subdukcia paraoceanickej, hlavne oceanickej kôry váhika, pokračovateľa penninika do Karpát, a podsun hrubej kôry helvetika a Českého masívu. Výsledkom sú:

- bezkoreňové priekrovy flyšového pásma Karpát s odlepením flyšových komplexov od podkladu sčasti už v mezoalpínskej, v podstate za neoalpínskej etapy;
- elementy tektonickej melanže pieninského pásma vzniknuté stlačením a vytlačením členitého oblúka počas viacštádiového skracovania (paleoalpínskeho, mezoalpínskeho);
- viacaktový presun na hranici von-

kajších a vnútorných Karpát, ktorého výsledkom je klapský priekrov, dosúvanie manínskeho priekrovu a čelnej časti hlavných subatranských priekrovov.

Viacetapový podsun oceanickej kôry váhika pod severnú časť tatrika (paleoalpínsky aj mezoalpínsky) vyvolal vznik viacerých plôch násunov a mal za následok vznik priekrovov — šupín v kryštaliniku severnej časti tatrika. Väčšie presuny sa odohrali na hranici dvoch typov kôry, severnejšej, „ťažšej“, a južnejšej, „ľahšej“, s masívmi granitoidov. Mezoalpínsky vek presunov zošupinovatenia vo vonkajšej časti tatrika dokladajú nálezy vrchnej kriedy uprostred kryštalinika Považského Inovca a uprostred tatrického mezozoika vo vrte Soblahov (Kullmanová, 1981, Gašparíková, 1981).

### Genetické typy priekrovov

Z charakteristiky stavby a z priestorového rozloženia priekrovov Západných Karpát po rozlíšení viacerých typov dynamiky skracovania kôry vyplynuli nasledujúce genetické typy priekrovov.

1. Priekrovy (šupiny) meliatskej skupiny, vytvorené z embryonálnej geosynklinály s nerovnomerne členenou tenkou kontinentálnou — paraoceanickou až oceanickou kôrou. Priekrovy sú lokálneho rozsahu s prejavmi metamorfózy (včítane produktov vysokotlakovej metamorfózy).

2. Severogemerický (pripovrchový) priekrov, s tylovou zakorenenou — paraautochtónnou časťou. Jeho čelná časť — čiastkový strážovský priekrov, budovaný vápencovo-dolomitickými komplexmi stredného a vrchného triasu, má nábeh k vzniku ležatých vrás (voľná tektonika). Jeho južná časť — muránsky čiastkový priekrov, má doskovitú a iba mierne zvrásnenú stavbu. V zadnej časti je besnícky priekrov, ktorý má mocnejšie zastúpené staršie čle-



ny a nimi priestorovo nadväzuje na J na koreňovú zónu. Stavbu príkrovu poznáčať intenzívne stlačenie, je vejárovitá, s úzkymi antiklinálami a širokými synklinálami. Zadná časť príkrovu je zakorenená v hlbínnej štruktúre v severogemerickej synklinále — paraautochtónnej, ktorá vytvára okraj mohutnej prevrátenej megantiklinály Volovca. Predstavuje zvyšky, šupy po rozsiahlej sedimentačnej oblasti celého severogemerického príkrovu.

3. Chočský príkrov je typickým bezkoreňovým príkrovom, ale jeho vrchný čiastkový bebravský príkrov účasťou na stavbe severnej vetvy severogemerického vejára v Stratenských vrchoch naznačuje priestorovú nadväznosť sedimentačnej zóny na severogemerickú. Strižný charakter príkrovu zvyrazňuje rozloženie mocných

vrchnokarbónsko-permsko-spodnotriasových komplexov („melafýrovej“ série) ako podstavca v južnej časti príkrovu a najmladších členov (jura — hoteriv) hlavne v čelnej časti. Voľný pohyb pripovrchového príkrovu dokladajú čelné digitácie a výrazné zdigitovanie hlavne v bielovážskej jednotke (Nízke Tatry, Strážovské vrchy). Prítomnosť mohutného permu osobitného typu (melafýrová séria) a vrchného karbónu naznačuje jeho paleotektonickú osobitosť, a tým aj istú samostatnosť v rámci sedimentačného priestoru karpatského austroalpinika, ale tým aj jeho určitú štruktúrnú osobitosť. Rovnako ako severogemerický aj chočský príkrov je výsledkom intrasialického skrátenia tenšej kôry (bez granitoidných telies).

4. Krížňanský príkrov je klasickým príkladom polyštruktúrneho a polysériového príkrovu s príkrovmi lokálneho rozsahu. Lenže vďaka rozsiahlemu zastúpeniu lokálnych a regionálnych digitácií a prítomnosti vytiahnutých rozsiahlych ležatých vrás vykazuje štruktúrnú členitosť aj obsahovo jednotnejšia časť príkrovu. Vrásové štruktúry, hlavne digitácie, sú aj v ri-

gidnejších vápencovo-dolomitických komplexoch triasu, ktoré sú podstavcovou časťou príkrovu. Pritom sú digitácie nielen v severnej časti blízko čiel príkrovu, ale sú bežným štruktúrnym elementom v podstatnej časti príkrovového telesa. Vztyčené a zovreté štruktúry, širšie antiklinály a úzke synklinály vykazuje iba tylová časť krížňanského príkrovu. Metamorfne prejavy tylovej časti príkrovu a zvyšky príkrovu zavrásnené uprostred kryštalinika čelnej časti krakovského príkrovu sú ukázkou genetickej spätosti pripovrchového vrásového príkrovu so soklovým príkrovom, ako aj príkrovu vytlačeného z hlbokého trogu s tenkou kontinentálnou kôrou.

5. V tatríckom mezozoiku sú príkrovy lokálneho charakteru s menšími digitáciami v čelnej časti. Nápadná je ich štruktúrna nadväznosť na krížňanský príkrov. Sú to zrejme odlepené, resp. vytrhnuté masy od podkladu, ktoré boli sprievodným elementom krížňanského príkrovu a ním boli „vynútené“.

6. Manínsky príkrov je príkladom dvoj- etážového a dvoj etapového príkrovu: v prvom štádiu prisunutého počas sedimentácie v čele mohutného krížňanského príkrovu (v albe), v druhom, za laramského vrásnenia, presunutého a štruktúrne včleneného do bradlového pásma. Dôsledkom toho sú jeho štruktúrne aj genetické väzby tak ku krížňanskému príkrovu, ako aj jednotkám bradlového pásma.

7. Klapský príkrov má charakter vejára s rozsiahlym severným krídlom a svojím obsahom s prechodmi wildflyšu do plytkovodných facií naznačuje nadväznosť na okrajovú časť subdukovaného oceanického trogu. Vznik príkrovu rozsiahlejšieho voľného pohybu je výsledkom subdukcie oceanickej kôry váhika.

8. Pieninské jednotky (czorsztynská a kysucká) zachovaním jednotného štýlu a zhruba aj obsahových charakteristík



(plytkomorskej kordilérovej sekvencie, czorsztynskej, a hlbokomorskej, prehĺbeninovej — kysuckej, resp. pieninskej) naznačujú príslušnosť k dvom paleotektonickým a štruktúrnym elementom niekoľkonásobným intenzívnym skracovaním rozbitých na množstvo bradiel typu tektonickej melanže. Genetická spätosť so zónami viacerých intenzívnych skrátiení je evidentná. Navyše „pri drobení“ má významnú úlohu aj ostrovný členitý charakter nerovnomerne hrubej kontinentálnej kôry pieninského pásma medzi oceanickou kôrou váhika z J a paraoceanickou kôrou flyšového pásma.

9. Prikrovy flyšového pásma vonkajšej a strednej skupiny nápadnej doskovitej formy s postupným stenčovaním a vytiahnutím západnej časti. Rozloženie starších členov častejšie v čelných častiach a mladších zväčša v zadnej časti poukazuje na hlavnú úlohu podsunov platformy, pri ktorých sa spodné časti flyšových komplexov pozvoľne vytláčali dopredu, kým vrchnejšie, mladšie členy mali tendenciu zhromažďovať sa v zadnej časti.

10. Magurský prikrov svojimi vztýčenými vrásami štruktúrne regionálneho rozsahu a vejárovitou stavbou naznačuje aj funkciu zázemia pri vrásnení.

Soklové prikrovy, budované prevažne kryštalinikom, sú dvojakého typu:

11. Jeden typ predstavujú veporické prikrovy — krakovský a kráľovohorský, prikrovy jazykovitého tvaru a s výraznými prejavmi alpínskej metamorfnej bridličnatosti  $s_2$ . V presunutej časti sú jej sklony menšie a v čelnej zošupinovatenie — zdigitovanie so zavrásnenými zvyškami metamorfovaného mezozoika naznačuje prejavy voľnej tektoniky. V zadnej zakorenenej časti strmší sklon  $s_2$  a hojnosť vztýčených šupín poukazujú na intenzívne stlačenie v hlbších častiach kôry. Prejavom toho je výrazná termálna metamorfóza viažúca sa na telesá alpínskych granitoidov.

Krakovský a kráľovohorský prikrov sú príkladom hlbinných prikrovov, pri ktorých formovaní rozdiely v type, hrúbke kôry zohrali osobitne významnú úlohu.

12. Druhým genetickým typom soklových prikrovov sú prikrovy (šupiny) v tatriku, bez výraznejšej alpínskej metamorfózy (sprievodné mezozoikum nie je metamorfované a alpínska kliváž  $s_2$  chýba, príp. sa viaže iba na úzke pásma presunových zón; predalpínska stavba je častejšie zachovaná). Aktívnym činiteľom bol zrejme podsun váhika.

Pri zrode väčšiny uvedených prikrovov mala dôležitú úlohu členitosť zemskej kôry a rozdiely v jej hrúbke, resp. v type.

Odporučil Z. Roth

#### LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1936: Les nappes subatlantiques des Carpathes occidentales. *Carpatica (Praha)*, 1, pp. 1—50.
- Andrusov, D. 1938: Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales III. Tectonique. *Praha*, 135 p.
- Andrusov, D. 1943: Geológia a nerastné suroviny Slovenska. *Slov. vlastiveda I. Bratislava*, s. 1—79.
- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. *Bratislava, VSAV*. 118 S.
- Andrusov, D. 1969: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 10.
- Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. X<sup>th</sup> Kongress of the Carpathian-Balkan Geological association. General. proceedings. *Bratislava*, pp. 95—108.
- Andrusov, D. — Bystrický, J. — Fúšán, O. 1973: Outline of the structure of the West Carpathians. X<sup>th</sup> Congress Carpathian-Balkan Association. *Bratislava, GÜDS*, p. 44.
- Biely, A. 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 28, S. 69—78.
- Biely, A. 1976: Vysvetlivky k mezozoiku



- severných svahov Nízkyh Tatier — východná časť. *Manuskript — GUDŠ Bratislava*.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: Zur Problematik der „Subtatriscen Decken“ in den Westkarpaten. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 19, 20, S. 295—296.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, pp. 401.
- Fusán, O. et al. 1980: Neotectonic blocks of the West Carpathians. In: *Geodynamic investigations Czechoslovakia*, pp. 187—192.
- Gašpariková, V. 1980: Mikrobiostratigrafické štúdium kriedy maninskej série na základe vápnitého nanoplanktónu. *Manuskript — GUDŠ Bratislava*.
- Gorek, A. 1953: Geologische Studien auf dem südwestlichen Abhang der Hohen Tatra. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4, pp. 259—329.
- Grecula, P. 1973: The homeland of the gemeric and its metalogenesis. *Mineralia slov.*, 5, pp. 387—424.
- Grecula, P. 1974: Tectonic styles and their zoning in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Sbor. geol. vied, ř. G*, 26, p. 57—68.
- Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematický model Západných Karpát. *Zbor. geol. vied, ř. G*, 32, s. 49—73.
- Grecula, P. — Varga, I. 1979: Variscan and Pre-variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. *Mineralia slov.* 11, pp. 289—297.
- Gross, P. — Biely, A. 1976: Vysvetlivky k listu Demänová 1:25 000. *Manuskript — GUDŠ Bratislava*.
- Jacko, S. 1971: Einige Besonderheiten des tektonischen Verhältnisse der Gemeriden zum Kristalinikum von Čierna hora. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 7, S. 111—119.
- Jacko, S. 1979: Geologický profil pásmom Čiernej hory a jeho styku s gemerikom. In: *Geologické profily Západných Karpát. Bratislava, GUDŠ*, s. 185—192.
- Jaroš, J. 1965: Tektonický charakter križnanskej jednotky v okolí Banskej Bystrice. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 35.
- Jaroš, J. 1971: Tectonic styles of the homelands of superficial nappes. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 57, pp. 137—141.
- Kahan, Š. 1969: Eine neue Ansicht über die geologischen Aufbau des Kristalinikum der West Tatra. *Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geol.*, 18, S. 19—78.
- Kantor, J. — Rybár, M. 1979: Radiometric ages and polyphasic character of Gemeride granites. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)* 4, 30, pp. 433—448.
- Kettner, R. 1931: Poludnica. *Geologická črta z Nízkyh Tatier. Věda přír.*, 12.
- Kettner, R. 1937: Geologická stavba severního svahu Královky hole v okolí Liptovské Tepličky (Nízke Tatry). *Rozpr. Čes. akad. věd*, 47.
- Klinec, A. 1966: K problému stavby a vzniku veporského kryštalinika. *Západné Karpaty*, 6, s. 7—28.
- Klinec, A. 1979: Geologické profily z niektorých oblastí Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, GUDŠ*, s. 167—176.
- Kotański, Z. 1961: Tectogenese et reconstitution de la paléogéographie de la zone hautatérique dans les Tatras. *Acta geol. pol.*, 11, 2—3, pp. 187—474.
- Koutek, J. 1931: Geologické studie na severozápade Nízkyh Tater. *Sbor. Stát. geol. úst.*
- Koutek, J. 1935: Geologická mapa Prosečňanských hor a přilehlých oblastí flyšových. *Věst. Stát. geol. úst.*, 10.
- Kovacz, S. 1980: Paleogeographical significance of the Triassic Hallstatt limestone facies in the North Alpine faciesregion. *Földt. Közl.*, 110, 3, 4, pp. 360—381.
- Kováč, A. — Svingor, Ľ. — Grecula, P. 1979: Nové údaje o veku gemeridných granitov. *Mineralia slov.*, 11, s. 71—77.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, S. 365—374.
- Książkiewicz, M. 1972: Budowa geologiczna Polska. Tom 4. *Tektonika 3, Karpaty (Warszawa)*.
- Książkiewicz, M. 1977: The Tectonics of the Carpathians in Geology of Poland IV. *Warszaw, Wydaw. geol.*, pp. 476—671.
- MaheI, M. 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. *Geol. zbor. Slov. akad. vied*, 4.
- MaheI, M. 1957: Geológia Stratsenskej hornatiny. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 4, s. 1—201.
- MaheI, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. *Geol. práce, Zoš. (Bratislava)*, 51, s. 5—52.
- MaheI, M. 1963: Several tectonic styles, the influence of rock properties and orientation of overthrusts in Central Carpathian Mesozoic. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)* 28, pp. 39—58.
- MaheI, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl 2. *Západní Karpaty. Sv. 1. Praha*.
- MaheI, M. 1974: Tectonics of the Carpathians Balkan regions. *Introductory articles. Bratislava, GUDŠ*, pp. 9—52.
- MaheI, M. 1975: Position of the Gemic. *Mineralia slov.* 7, 3, pp. 33—52.
- MaheI, M. 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and



- Dinarides. *Západné Karpaty*, Geol., 4, pp. 1—165.
- Maheľ, M. 1978a: Manín unit, relation of Klippen Belt and Central West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 29, pp. 197—214.
- Maheľ, M. 1979: Kriticky o názvoch šturecký príkrov, hronikum, fatrikum a skýcovský hlbinný zlom. *Mineralia slov.*, 11, s. 173—178.
- Maheľ, M. 1979: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 105—128.
- Maheľ, M. 1979a: Fatranský, nie šiprunský; nový pohľad na tektonické členenie a stavbu tatrid. *Mineralia slov.*, 11, s. 263—277.
- Maheľ, M. 1979a: Choč and Strážov nappe, new division and structure. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 30, s. 19—43.
- Maheľ, M. 1980: Heterogenity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 31, pp. 397—406.
- Maheľ, M. 1980: Periklippen zone: nearer characterization and significance. *Mineralia slov.*, 12, pp. 193—207.
- Maheľ, M. 1980b: Sú granitoidné masívy Malých Karpát príkrovmi? *Mineralia slov.*, 12, s. 185—187.
- Maheľ, M. (v tlači): Island character of Klippen Belt; Váhicum continuation of southern Penninicum in West Carpathians.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knih. Stát. geol. úst.*, 13A, pp. 19—163.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. *Rozpr. Ústř. úst. geol.*, 22, s. 1—322.
- Mello, J. 1979: Sú tzv. vyššie subatranské prikrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Mineralia slov.*, 11, s. 279—281.
- Mello, J. — Reichwalder, P. 1979: Geologické profily jv. časťou Spišsko-gemerského rudohoria a priľahlou časťou Slovenského krasu. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 199—204.
- Menčík, E. — Pesl, V. — Plička, M. 1979: Príspevek k poznání tzv. pohybu epivariské platformy v podloží vnějších Karpát. In: *Geologické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 15—24.
- Mišík, M. 1979: Pienidy Klippen Belt and the global tectonics model. In: *Czechoslovak geology and Global tectonics*, Bratislava, Veda, VSAV, pp. 78—89.
- Mock, R. 1978: Nové poznatky o južných častiach Západných Karpát. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 321—341.
- Muška, P. — Vozár, J. 1978: Paleomagnetický výskum mladšieho paleozoika chočského príkrovu v Západných Karpatoch. *Mineralia slov.*, 10, s. 193—200.
- Nemček, J. — Rudinec, R. 1979: Geologické profily cez východoslovenské flyšové pásmo. In: *Tektonické profily Západných Karpát*, Bratislava, GÚDŠ, s. 65—76.
- Plašienka, D. 1981: Tektonické postavenie niektorých metamorfovaných mezozoických sérií veporika. [Kandídátska dizertačná práca.] Manuscript — SAV Bratislava. 138 s.
- Potfaj, M. 1979: Tektonický profil styku bradlového pásma a magurskej jednotky v oblasti Oravskej Magury. In: *Tektonické profily Západných Karpát*. Bratislava, GÚDŠ, s. 37—40.
- Pospíšil, L. — Filo, M. 1980: Centrálné tiažové minimum Západných Karpát a jeho interpretácia. *Mineralia slov.*, 12, s. 149—164.
- Prey, S. 1965: Vergleichende Betrachtungen über Westkarpaten und Ostalpen im Anschluss Exkursionen in die Westkarpaten. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 1—3, S. 69—107.
- Rabowski, F. 1931: Quatres coupes géologiques entre les vallées de Koscieliska et de Kondratowa dans la Tatra. *Spraw. Pań. Inst. geol. (Warszawa)*, 6/4, pp. 747—751.
- Reichwalder, P. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. vied, rad ZK*, 18, s. 99.
- Roth, Z. 1965: Die Tektonik des Westabschnitts der Äusseren Karpaten in der CSSR. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, S. 56—85.
- Roth, Z. 1967: Die strukturellen Beziehungen in der Grenzzone zw. den Alpen und Karpaten. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 42, S. 29—49.
- Roth, Z. 1980: Západní Karpaty, terciérní struktura střední Evropy. *Praha, Ústř. úst. geol.* 128 s.
- Rozložník, L. 1963: The relation between faults and foliation in the "shear zone" of the Dobšiná vicinity. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 28, pp. 103—112.
- Rozložník, L. 1965: Analyse der Struktur, metagenetischen Elemente zwischen Dobšiná und Mlynky. *Zbor. vied, rad ZK*, 4, S. 29—94.
- Rozložník, L. 1978: Vzťah alpinskej metamorfozy k sideritovej formácii v gemeridách. *Mineralia slov.*, 10, s. 311—320.
- Siegl, K. 1973: The fabric of mesoscopic

- folds of different structural regimes from metamorphites of western part of Low Tatra Mts. (West Carpathian). *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 24, pp. 205—222.
- Sikora, W. 1976: On lineaments found in the Carpathians. *Ann. Soc. geol. Pologne*, 46, 1—2, pp. 3—37.
- Snopko, L. 1967: Die Bedeutung der kleintektonischen Elemente bei der Lösung einiger geologischen Probleme des Gemeriden Paleozoikum. *Zbor. geol. vied., rad ZK*, 8, S. 7—50.
- Snopko, L. — Ivanička, J. 1980: Tektonické profily centrálnou časťou Spišskogemerského rudohoria. *Geol. práce, Spr. (Bratislava)*, 74, s. 129—136.
- Stráňik, Z. — Adámek, J. — Ciprys, V. 1979: Geologický profil karpatskou predhlubní, flyšovým pásmom a Videňskou páňví v oblasti Pavlovských vrchů. In: *Tektonické profily Záp. Karpát. Bratislava, GÚDŠ*, s. 7—14.
- Tollmann, A. 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. Tectonic problems of the Alpine system. *Bratislava, Veda, VSAV*, S. 109—120.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. *Sitzungs. Akad. Wiss., Mat. Nat. Kl. (Wien)*, 116, Abt. 1.
- Veizer, J. 1970: Contribution to Tectogenesis and Orogenesis of the Slovak Part of the High Tatra Mantle Series. *Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava)*, 2, pp. 300—326.
- Zoubek, V. 1931: Les montagnes du Vepor dans les environs de Podbrezová. *Knih. Stát. geol. ústavu*, 13 A, pp. 237—251.
- Zoubek, V. 1960: Geological sections across the axial depression of the Nízke Tatry Mts. east of Čertovice Pass (2—4) and the Ďumbier elevation (1). In: *Tectonic development of Czechoslovakia. Praha*.
- Zoubek, V. — Snopko, L. 1954: Zpráva o mapování styku veporid a gemerid mezi Slavošovcami a Rejdovou. *Spr. geol. výzk.* s. 211—213.

## Nappes and dissection of crust in the West Carpathians

MICHAL MAHEL

Among all Alpine segments the West Carpathians have the most complicated structure. The causes are: a) structural-facies dissection of the Mesozoic and of the crystalline basement; b) intense dynamics of the Alpine geosyncline and conspicuous paleotectonic contrasts among geotectonic zones; c) distinct folding polarity in partly overlapping areas deformed in the principal paleo-, meso- and nealpine periods; d) connection with intrageosynclinal Hungarian Massif.

These characters influenced formation of structural complexity, particularly types of nappes.

### Characteristic of the nappes

#### The nappes of the Flysch Belt

Nappes of the Flysch Belt are rootless, their most part must have been formed on a thin crust of sialic to paraoceanic type (Sikora, 1976). It is presumed that their root zone was largely subducted (Roth, 1981, Książ-

kiewicz, 1974) and its rests remained in deep basement of the Magura nappe north of the Peripienian lineament.

Different crust thickness in the zones of the flysch geosyncline and different spatial position evidently affected differences in flysch complexes of individual nappes or groups of nappes (Fig. 1, 2).

Each nappe group of the Flysch Belt comprises partial nappes, larger and smaller slices.

#### The Klippen Belt

As for the Pieniny units with their characteristic klippen style originating from an island arc, it is hardly possible to speak about larger tectonic units of regional extent. Nappes as geometrical bodies simply do not exist. They are only presumed to exist on the grounds of the paleotectonic pattern of the Kysuca klippes of the trough type different from the cordillera type of the Czorsztyn klippen (Fig. 1, 2).

Character of tectonic melange in the



Klippen Belt and intensive deformation, compression not only of the Pieniny units but also of overthrust nappes are consequences of intense shortening in perisurficial conditions (without metamorphism) in a zone enclosed between two subduction zones. The result is — besides the tectonic melange — a change in crust thickness and complicated relations between the Outer and Central Carpathians.

The change in crust thickness (in places more than 10 km) in its most part, known as the Peripieninian lineament belongs among genetical particularities of the Pieniny zone.

In contrast to the existing opinions (Andrusov, 1938, 1968, Scheibner in Buday et al., 1967, Began — Salaj — Samuel, 1977) we do not regard the Klappe nappe a part of the Pieniny zone but an element thrust to the Klippen Belt from the Vahicium; and the Manin nappe as a partial nappe of Križna nappe.

#### The nappes of the Tatricum

The newest results of investigations prove, however, extensive allochthoneity of Tatricum even amidst crystalline masses. Occurrences of two types of the crystalline complexes with different crust alongside and above each other, of granitoid rocks and metamorphites with amphibolites of local nappes reflecting the secondary dissection into blocks (Fig. 1).

In the Tatricum are two genetic types of nappes.

a) In the northern zone are nappes and slices, locally larger, composed of thick crystalline masses with mantle Mesozoic. They resulted from underthrust of the Vahicium — the extension of the South Penninicum with oceanic crust type. Recumbent folds of the Mesozoic associated with crystalline complexes, and schistosity of pre-Mesozoic complexes are indications of extensive horizontal overthrusts of masses and slices in perisurficial conditions. Formation of nappes was also influenced by differences in types of crystalline complexes, between metamorphites with amphibolites and granitoid masses. So the nappes and slices formed in consequence of different types of crust (Fig. 3, 4).

b) The second genetic type are perisurficial nappes forced by overthrust of the Križna nappe with its subordinate nappes laterally

replacing the perisurficial nappes, for example in the northwestern part of the Nízke Tatry Mts., in folds of the Červené vrchy Mts. and Giewont in the Tatra Mts. (Fig. 5).

#### The Križna nappe

The Križna nappe has since long been regarded the most complex one among perisurficial nappes of the West Carpathians. Large areas in the northern part of the nappe are recumbent folds consisting mostly of younger members. This, and frequent digitations are signs of a combined, shear-fold nappe. Digitations are not only in plastic young members, but there are many of them in the Triassic complex and so they are the most characteristic tectonic style of the Križna nappe (Fig. 5).

There are various types of digitations: frontal, trunk, regional, local. In the upper parts are the digitations imbricated, squeezed-out by the overlying Choč nappe. They are called roof digitations. In places of recumbent folds the local digitations are in the structure of a reversed limb. In the normal limb are back folds truncated by overthrusts (Maheľ, 1979).

Two paleotectonic types of the (Jurassic and Lower Cretaceous, the trough type) Zliechov type in the essential part, and the slope of Vysoká type in the northern marginal parts are reflected in formation of local subordinate nappes branched off from the primary trunk nappe (Zliechov nappe; Maheľ, 1967). Owing to unified trunk part of the whole (Triassic), the structural independence of partial nappes is limited. They form branches of the primary nappe, laterally connected with the trunk nappe. Typical examples of such branched subordinate nappe of the Vysoká type are the Belá nappe in the Strážovské vrchy Mts. and the Havran nappe in the Belanské Tatry Mts.

The near-root part of the nappe, known as the Veľký bok Group (Kettner, 1938) shows the influence of regional dynamometamorphism and also a particular style of enclosed, northward dipping brachystructures. Similar is the character of the southernmost representatives of the Križna nappe i. e. the relicts of roots in the middle of the North-Veporic crystalline complex. In this sense the Križna nappe is actually the Mesozoic detached from its crystalline basement connected spatially with its southern margins. A surficial nappe passes laterally southward



into the basement Kraklová nappe: a unique case in the Alpides (Fig. 5, 7).

### The Choč nappe

The Choč nappe is essentially a shear thrust separated at the base of limestone-dolomitic complexes, sheared off at the base of the "melaphyre series" in the southern part. The polyseries character of the Choč nappe with its Triassic series of Čierny Váh, Biely Váh, Bebrava, and with transitional series is reflected in its variable structure. Somewhere the series are above one another as subordinate nappes. Easily foldable members of sheety and platy Reifling limestones and of the flysch sequence of the Lunz beds represent material basis for larger digitations and recumbent folds, several km in size.

Oldest members of the Choč nappe — the "melaphyre group" in the back part of the nappe form thick socle more-or-less independent. In the eastern margin of the Nízke Tatry is a very illustrative profile indicative of a gradual link of the Choč nappe with the North-Gemeric Besník nappe, and its relation to the near-root zone (Fig. 6, 8).

The Strážov nappe originates from the southern part of the same zone as the Choč nappe. They belong to the same group of nappes, so their mutual lateral replacement is frequent.

### The Veporic nappes

The Veporic nappes are typical basement nappes effected by processes of material changes (diaphoresis or alpine metamorphism) in practically whole extent. They however represent two different types of crust: the Kraklová nappe represents heavy crust with basic rocks, the Kráľova hoľa nappe — light crust with granitoid rocks. They are genetically related with intense deep shortening and uplift of deeper parts. In the rooted part south of the Muráň line, characterized by the presence of Alpine granites and regional manifestations of thermal metamorphism with garnets (Fig. 7).

### Units of the Gemericum

The Gemericum consists of two units with different content of structural character (Maheľ, 1953, 1967, 1974, Rozložník, 1978, Grečula 1973, 1974, (Fig. 8).

a) The southern Volovec zone composed of Early Paleozoic flysch-porphryoid complexes has the character of inverted meganticline separated by the Mlynky overthrust imbricated zone from the North-Gemeric synclinorium (sensu Maheľ, 1953). Conspicuous  $s_2$ -planes in Paleozoic complexes with unidirectional dip of  $s_2$ -planes to the south ( $Z\ 45-60^\circ$ ) and with fans in its southern part (Snopko, 1969; Rozložník, 1978) are outer manifestations of the inverted Volovec meganticline.

Volovec inverted meganticline with granitoid massif (Hercynian-Alpine) as the structural core plays a particularly significant role in preservation of structural uniformity. The northern inverted limb of the Volovec meganticline consists of younger member, namely of the Rakovec (phyllite-diabase) Group, Carboniferous, the Permian, sporadically of the Mesozoic. In places they form synclines (the Dobšiná syncline in the western part, the Závažka syncline in the eastern), truncated by a system of steep northvergent overthrusts — the Mlynky zones. It has a particularly complicated structure with local anticline and slices and comprises significant ore deposits (Dobšiná, Bindt, Mlynky, Novoveská Huta, Rudňany) indicating an important boundary between crustal blocks. Interesting is also spatial relation between this overthrust zone and such conspicuous anomalies like migmatites (anatectites) near Dobšiná, manifestations of high-grade metamorphism near Rudňany, diorite bodies near Rudňany and Dobšiná (Rozložník, 1968, 1980), intensive metamorphism near Rudňany and thick pre-Carboniferous diabases amidst the Carboniferous, and the like.

b) The North-Gemeric zone consists mostly of the Carboniferous, Permian and the North-Gemeric Mesozoic (of the Oberostalpine type) forming a system of broader synclines separated by narrow, partly imbricated anticlines. Interesting are differences in Middle and Upper Triassic members of the individual structures forming a fan (Maheľ, 1957, indicative of accumulation into a synclinorium (Fig. 8).

In the individual sections of the Gemericum other deep horizons of the North Gemeric unit are cropping out. In the eastern section it is a narrow, southward inclined deep structure, the root zone of the nappe. Toward the west gradually higher parts occur in form of an open, surficial synclinorium, filled up



with the rear part of the nappe — the Besník nappe. In the Stratenské vrchy Mts. we may trace transition from the nappe part — Besník nappe to the root zone.

The root zone proper at its all length is accompanied by the system of upthrusts of the Mlynky zone. Moreover, in the Stratenské vrchy Mts. connection of the Besník (North Gemeride) nappe with the rear part of the Choč nappe is proved. The deep structure of the North Gemeric syncline is obviously a reduced remnant after the extensive Choč-North Gemeric sedimentation area.

#### The Bükkides

The Bükkides — the southernmost geotectonic zone of the West Carpathians linking the Hungarian massif in the south, is characterized by a slight Hercynian stabilization (weak Hercynian folding without granitization), by variegated Triassic of the Dinaride type (embryonal-geosynclinal) with dissected crust of variable thickness (oceanic, paraoceanic, sialic). This resulted in a number of local tectonic units formed in several early alpine and paleoalpine phases (radiometric ages of glaucophanes are 140, 100 and 80 m. y.; personal information by J. Kantor).

#### Tectonic categories of the nappes

The concept of nappes is applied with tectonic categories of different order also in our literature:

a) *Principal geotectonic zones*: the Flysch Belt, the Klippen Belt, the Tatricum, the Veporicum, the Gemericum, are groups of genetically related nappes or tectonic units. The Veporicum is genetically related to the Križna nappe, the Gemericum to the Choč and the Strážov nappes.

b) Second category: primary nappes are Silesian, Magura, Križna and Choč nappes, distinguished already at the very beginning of the nappe theory, because of their particularities.

c) The primary nappes are divided into *subordinate, partial nappes*. They differ from the primary nappes in the content of some sequences and are structurally more or less independent. So the Magura nappe comprises the Biele Karpaty — Krynica subordinate nappe, the Rača and Bystrica nappes, the Križna nappe comprises the Križna nappe

s. s. — the Zliechov nappe and a group of local nappes of the Vysoká type and the Manín nappe a. o. The Choč nappe is divided in a number of local nappes among which the Bebrava subordinate nappe is most significant.

In the category of subordinate nappes are several types of nappes differing in content of several members and sequences, i. e. facial nappes. There are also local nappes resulting from dissection of a uniform sequence. So their content is more — or — less the same. They resulted from imbrication of digitations, from detachment and structural independence of a higher part of such a uniform sequence e. g. nappes of Suchý and Krokva Mts. in the Križna nappe in the High Tatra Mts. (Guzik — Kotaňski, 1957).

Types of nappes were also controlled by their spatial position. It is best seen on fold nappes in marginal parts of geotectonic zones or on those formed from narrow troughs. Back parts of geotectonic zones have fan-like structure.

In material tectonics there are characteristic differences in the middle group of the flysch belt nappes: The Tešín nappe has a nappe — sliced character, the Godula nappe has a form of a flat rolled plate, the Dukla nappe abounds with foldings. Material filling is reflected in the secondary tectonic style of nappes.

Nappes resulted from intense folding. Since the folding proceeded in more stages with variable intensity, spatial extent, age and types in the individual zones, it resulted in several genetic types of nappes. Some folding phases are known to have "crumbling" effects and cause division of larger complexes into smaller structures. Other phases have integration effects and support formation of nappes (en block). Here we must consider polarity of folding which is particularly conspicuous in the West Carpathians (Maheľ, 1974). This is why the results of folding periods and phases are different in the individual zones. This polarity and different manifestations of folding are the main causes of structural particularity of zones of higher order.

#### Dynamics of nappe origin

The origin of nappes and further forms of crust shortening in the Carpathian geosyncline (cleavage, downsucking of crust, under-



thrustings) are obviously a consequence of global factors, besides others also of the movement of macro- and microplates. The age of nappes origin is in accordance with the more or less uniform development trend in the Alpides (connected with three main periods of folding: Paleo-, Meso- and Neopalpine) Maheľ et al., 1974).

The differences in intensity of individual periods and phases of folding and their areal extent and differences in manifestation of polarity in individual segments of the Alpides point to an important rôle of autonomous for one or other segment, particularly manifesting factors. From our interpretation about relation between dissection of crust and its paleotectonic types, or paleogeographical and structural dissections unambiguously the important rôle of crust dissection in the process of formation of the structural plan results. The basis of crust dissection formed by unequal stabilization already in pre-Mesozoic periods, mainly during Hercynian stabilization (Maheľ, 1978); the dissection of the geosyncline during the Mesozoic is to the consequence of general development trend but also of inherited dispositions. It must be emphasized, that in hardly any segment of the Alpides the Mesozoic geocyncline began to develop on such a dissected crustal basement as the West Carpathian. Moreover, one of its particularities is that it has two zones with the oceanic-paraoceanic type of crust:

- the northern, Váhicum, continuation of the southern Penninicum from the Alps, accompanied by the dissected Pieninic zone and paraoceanic Beskydicum zone (Magura and Silesian group of nappes).

- Southerly at the margin of the Hungarian intrageosynclinal massif — the Bükkides with unequally dissected oceanic-paraoceanic-sialic crust.

Between both the central zone of sialic crust is extending, continuation of the Austroalpinicum from the Alps. It was the zone of dissected sialic crust: "lighter" with granitoid bodies and "heavier", richer in basics.

The mentioned three zones of different crust type coincide with the three main structural zones: Outer, Central and Inner Carpathians. They differ also in the age of folding.

The Inner Carpathians were affected mainly by the Early Alpine Late Cimerian folding, the Central Carpathians by the Paleo-

alpine and the Outer Carpathians by the Meso- and mainly Neopalpine folding. And another age, differences in manifestations of folding, also other space with different crust type result in a different type of deformation and nappes. It can be spoken about three zones of different dynamic regime.

The Inner Carpathians — Bükkides display manifestations of weak (predominantly anchi-) but unequal dynamometamorphism (Arkay, 1979), in places with high-pressure and low-thermal metamorphism (glaucophanites — Reichwalder, 1973). An unequal dissection of the crust, but also the commencing phases of the Alpine folding of particular quality (140 mil. y., later 80 mil. y.; Kantor — Rybár, 1980) are shown in the numerous structural elements of local extent. The presence of glaucophanites on the one hand and more or less the synchronous granites in the adjacent more northern anticlinorium of Volovec offer the opinion about the genetic relation of the subduction of the oceanic-paraoceanic crust with granitization (Rozložník, 1980).

The Central Carpathians represent units of higher order formed by Paleopalpine folding: Gemicum, Veporicum and Tatricum.

Typical of them is the intrasialic planar shortening of the crystalline basement with formation of directed  $s_2$  schistosity with zones of more intensive compression and downsucking of the lower part of crust. Each of the above mentioned zones shows particularities in the type of shortening. In the Gemicum the southern unit of Volovec reinforced by an extensive body of granitoids (expanded and strengthened several times) underwent more or less equal shortening expressed by formation of planar  $s_2$  schistosity parallel with the axis of overturned meganticline. Structurally the northern part without granitoid reinforcement individualized, formed in the North-Gemicide synclinorium. In it the Mesozoic and Late Paleozoic accumulated to form a fan, with gradual transition of the root and near-root parts to the nappe (Besník, Muráň, Strážov, Choč nappes). The lower members, mainly the underlying phyllite-diabase Rakovec group, is affected by schistosity, in places forms the base of the synclinorium, truncated by overthrust across the Veporicum. The differences in the crust type and in the increasing reinforcement manifested between the North Gemicide zone and the Volovec zone by formation of upthrust zone — Mlyn-



ky zone of upthrusts in the west up to 10 km wide. To the east it is essentially narrower to tectonically covered by the meganticline of Volovec. Characteristic of it are not only the structural complications, slicing, but also distinct manifestations of the metallogenesis, linking of the main ore bodies of the Spiš, but also metamorphosed anomalies. In direction to depth the Mlynky zone is most probably linked with the descending North Gemeric overthrust plane to depth.

Typical of the Veporicum is selective shortening mainly in the zone of thinner crust, forming of "tongue" rooted basement nappes: Kráľová hoľa and Kraklová nappes different in the crust type. Overheating with considerable extent of granitization in the root zones in these nappes point to the deep character of intrasialic shortening of crust. Thermal effects affect also the accompanying "envelope" Mesozoic or roots of squeezed out near — surface nappes. Thinner Mesozoic complexes of the southern parts affected by weaker metamorphism remained in the form of envelope linked with the crystalline complex or form smaller parautochthonous slices — the Stružník unit. Thicker complexes of the Mesozoic of the northern zones were mostly squeezed out into the extensive near-surface Krížna nappe.

We consider the described basement nappes (Kráľová hoľa, Kraklová) as Alpine. We do not exclude, however, shortening of crust also in form of smaller nappes in the time of the Hercynian folding, mainly underthrusts of heavy complexes below the massifs of larger granitoid bodies. The Hercynian structure is, however, incorporated in the Alpine plan, which is a phenomenon structurally of first order in the West Carpathians. It is also testified by the linear course of Hercynian molasses. Even casual indications of direction changes of the course of structures after the Permian signalized by the results of paleomagnetic studies (Muška — Vozár 1980) do not change it. Important is, that the course of individual crust types of the pre-Mesozoic substratum coincides with the course of the Alpine geotectonic and structural elements. Mutual connections, marks of heritage are even more evident.

The Tatricum underwent more intensive Alpine shortening of the basement, mainly in the southern zones, selective, bound to the numerous narrow upthrust zones. In contrast to the adjacent Veporicum there is no more

distinct metamorphism of the accompanying Mesozoic. Weaker affecting by deeper Alpine processes is also indicated by preservation of the Hercynian structures, mainly in the northern areas, and an insignificant extent of Alpine granitization.

Mutual genetic linking of the Gemicum, Veporicum and Tatricum during formation of the structural plan is expressed not only by overthrusting of nappes of the southern zones over more northern ones (near-surface nappes of the Gemicum and Veporicum are overthrust on the Tatricum), but also the origin of near-surface local nappes in the rear part of the northern zone, enforced by overthrusting of nappes of the southern zone. Such are the recumbent fold of the Markuška and analogous slices in the Veporicum, enforced by the Gemicum nappes. In the Tatricum such are the genetically equal recumbent folds of the Červená Magura-Prašivá in the Low Tatra and Giewont and further analogous slices in the Tatra, enforced by the overthrusting of the Krížna nappe. They form with it a laterally replacing group of structural elements.

The outer Carpathian zones are a product of Meso- and mainly Neoalpine folding. The origin of nappes is accompanied and directed by subduction of paraoceanic, mainly oceanic crust of the Váhicum — the continuation of the south Penninicum into the Carpathians and underthrusting of the thick crust of the Helveticum and Bohemian Massif. The results are:

- rootless nappes of the Flysch Belt of the Carpathians with detachment of flysch complexes from the basement partly already during the Mesoalpine, essentially during the Neoalpine stage,

- elements of tectonic melange of the Pie-nines, originated by compression and squeezing out of the dissected arc during shortening in several stages (Paleo-, Mesoalpine),

- overthrusting in several acts at the boundary of the Outer- and Inner Carpathians, the result of which is the Klappe nappe and thrusting of the Manín nappe and frontal part of the main "Subtatric" nappes.

Underthrusting of the Váhicum oceanic crust in several stages below the northern part of the Tatricum (Paleo- and Mesoalpine) gave rise to several overthrust planes and resulted in formation of nappes-slices in crystalline rocks of the northern part of the Tatricum. Larger overthrusts proceeded at



the boundary of two crust types, the northerner "heavier" and southerner "lighter" with granitoid massifs. The Mesoalpine age of overthrusts and slicing in the outer part of the Tatricum is proved by the presence of the Upper Cretaceous amidst

the Považský Inovec crystalline complex, also amidst the Tatric Mesozoic in the borehole Soblahov (Kullmannová 1981, Gašpariková 1981).

*Preložila E. Jassingerová*