

Manínska jednotka — čiastkový príkrov skupiny križňanského príkrovu

(6 obr. v texte)

MICHAL MAHEL*

Манинская единица — часть крижнянского покрова

В работе решается один из наиболее дискутированных вопросов последних лет, то есть положение манинской единицы. Её тектоническая приуроченность имеет важное палеогеографическое и тектоническое значение. В работе говорится о том, что единица не является частью приуťсового пояса, но речь идёт о лобовой чешуе крижнянского покрова, которая благодаря мезоалпинскому складкообразованию при среднем Поважии была включена до уťсового пояса. Осадочный бассейн манинской единицы расположен южнее пояса обосточных единиц татранского типа (Трибеска—Червенеј Магуры, Дюмберска—Высокотатранская) и на юге присоединяется к осадочному бассейну единиц высокоцкого типа. Северную часть татрид представлял фатранский (шипрунский) шельфовый бассейн расположенный южнее внутреннего порога клапско-костеленкого пьенинского района.

Manin unit — partial nappe of the Križna nappe group

The article is solving one of the most discussed questions of the last years, the position of the Manín unit, tectonic assignment of which is of extraordinary paleogeographical and tectonic importance. It shows that not a part of the Klippen Belt is concerned but frontal slices of the Križna nappe, incorporated into the Klippen Belt in the Middle Váh valley by the Mesoalpine folding only. The sedimentation area of the Manín unit extends south of the zone of Tatra-type envelope units (Tribeč—Červená Magura (Dumbier)—High Tatric units) and to the south it was connected with the sedimentation area of the Vysoká-type units. The northern part of the Tatrides represented the Fatra (Šiprún) shelf basin, extending south of the inner Klappe—Kostelec ridge — of the Pienid area.

Pri vnútornom okraji bradlového pásma na strednom Považí vystupuje manínska jednotka s radom litostratigrafických a tektonických znakov pripomínajúcich jednotky vnútorných Karpát. Bradlový štýl, charakteristický najmä väčšími „bradlami“, ako je Butkov a Manín, a radom menších „bradiel“ na strednom Považí a rozloženie vrchnokriedových členov charakteristických pre

* Akademik Michal Mahel, Geologický ústav D. Štúra, Mlynská Dolina 1, 809 40 Bratislava.

bradlové pásmo v manínskej zóne (orlovské zlepenice, púchovské sliene), to sú hlavné príčiny, pre ktoré sa táto jednotka pokladá za najvnútornejší príkrov bradlového pásma (D. Andrusov 1968, 1972; obr. 1).

Vývin mezozoika zhodný s manínskou sériou bradlového pásma v okrajovej časti centrálnych Karpát pri Trenčianskej Teplej konštatoval už A. Matějka (1932). Bádania M. Maheľa (1948) ukázali, že analogická séria je nielen v okrajovom pruhu centrálnych Karpát pri styku s bradlovým pásmom, ale vystupuje aj pri Trenčianskych Tepliciach, Soblahove, pri Petrovej Lehote a Peťovke, teda vo vzdialenosti najmenej 10–15 km, ba aj pri severnom cípe Považského Inovca pri Dubodiele, t. j. až 20 km od bradlového pásma. Jej vystupovanie v podloží typického vývoja krížňanského príkrovu (dnešný zliechovský typ) a zistenie aj pri severnom, ba dokonca pri severovýchodnom okraji kryštallického jadra Považského Inovca viedli k náhľadu, že sa manínska séria napája na obalovú sériu Inovca. Tým bol motivovaný aj názov manínsko-inovecká séria (M. Maheľ 1950). Aj podrobnejšie rozpracovanie stratigrafie a litológie jednotlivých členov tejto série dokázalo neopodstatnenosť odlišovať ju od manínskej (M. Maheľ — A. Kullmanová 1961), a preto sme ju už v Regionálnej geológii (M. Maheľ 1967) zaradili v celom rozsahu ako manínsku. To, pravda, znamenalo pokladať ju za jednotku vnútorných Karpát, ktorá na strednom Považí zasahuje do susedstva bradlového pásma, do tzv. pribradlovej oblasti. J. Salaj — O. Samuel (1966) pokladajú manínsku jednotku s. l. za jednotku bradlového pásma vyššieho radu, zloženú z kosteleckej, manínskej s. s., klapskej a streženickej série.

Vyslovil sa aj náhľad pokladať manínsku jednotku za príkrov vyvrásnený z osobitného sedimentačného priestoru medzi bradlovým pásmom a vnútornými Karpatmi. Pritom sa pestré súvrstvie vrchnej kriedy vystupujúce v sprievode manínskej zóny pokladá za tektonický obal najvnútornejšej (kosteleckej) časti bradlového pásma (M. Rakús 1975, 1977).

Ako vidieť, genetické vzťahy manínskej série sa neinterpretujú rovnako. Ich riešenie má pre objasnenie vzťahu vnútorných Karpát zásadný význam, a preto neprekvapuje, že je táto séria v ostatných rokoch predmetom sústreďeného záujmu. Podnet k tomu dali:

- a) vyčlenenie plytkovodných sérií v rámci krížňanského príkrovu, ktoré sú paleotektonicky blízke manínskej jednotke (M. Maheľ 1959, 1967);
- b) problematická hranica styku manínskej jednotky s krížňanskou jednotkou zliechovského typu v podstate v celej dĺžke manínskej jednotky (M. Maheľ — A. Kullmanová 1960; M. Maheľ 1967);
- c) výsledky vrtu SBM-1 v manínskej sérii pri Soblahove (pri západnom cípe Strážovskej hornatiny, blízko kryštallického jadra Považského Inovca, vo vzdialenosti okolo 10 km od bradlového pásma), ktoré preukázali alochtónne postavenie manínskej série (M. Maheľ — A. Kullmanová 1974).

1. Pri riešení postavenia manínskej jednotky sa vynára základná otázka, či mezozoická séria vystupujúca v podloží krížňanského príkrovu zliechovského typu v juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny (v priestore Trenčianska Teplá, Trenčianske Teplice, Opatovská dolina, Soblahov, Peťovka, Petrova Lehota až po Dubodiel) je súčasťou manínskeho príkrovu, alebo ide len o jeho paleogeografický analogón, takže je potom manínska séria ako tektonická jednotka typická len pre bradlové pásmo. Podrobný výskum v predmetnom území Strá-

žovskej hornatiny v minulých rokoch späť so zhotovovaním geologickej mapy 1 : 10 000 (M. Maheľ 1970) a podrobné litologicko-sedimentárne štúdium (A. Kullmanová 1968) sledovali otázku vzťahu manínskeho príkrovu bradlového pásma k analogickej sérii v juhozápadnom cípe Strážovskej hornatiny. Podľa výsledky tohto štúdia a z nich vychodiace tektonické dôsledky pokladáme za cieľ tohto príspevku. Preto sa budeme usilovať pri každom stratigrafickom člene porovnať jeho vývoj v bradlovom a centrálnokarpatskom pásme manínskej jednotky.

Triasové členy manínskej jednotky sú známe len z juhovýchodnej časti Strážovskej hornatiny. Sú to:

- tmavosivé vápence, vo vrchnejších polohách dolomitické;
- sivé masívne, sčasti lavicovité dolomity, ale aj doštičkovité slienité dolomity s vložkami (často len cm hrúbok) sivých bridličiek;
- karpatský keuper s prevahou červených ílovcov, s polohami kremitých pieskovcov až kremencov a kremitých zlepencov, bunkovitých vápencov a dolomitov s pozvoľným prechodom do rétu reprezentovaného striedaním sa červených a tmavosivých bridlíc, ako aj polohami tmavosivých pieskovcov;
- čierne ílovité a vápnité bridlice s bohatým spoločenstvom spóromorf a polohy organodetrítických, organogénnych a lumachelových vápencov a časťou *Rhaetavícula contorta*, ale aj s *Rhaetina gregaria* a so spoločenstvom lamelibranchiát bežných v réte krížňanského príkrovu (M. Kochanová 1971); našli sa aj šošovky hematizovaných vápencov.

Triasové členy svojím charakterom pripomínajú príslušnosť ku krížňanskému príkrovu. Príznačná pre ne je však malá mocnosť a rozloženie v podloží šupín budovaných mladšími členmi.

Mladšie členy počnúc spodným liasom vystupujú tak v manínskej jednotke v bradlovom pásme, ako aj v centrálnokarpatskej juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny.

Rét vo vrchnej časti prechádza do sivých drobnozrnných piesčitých vápencov (hrúbky 2—3 m — podľa fauny lamelibranchiát hetanského veku). Podstatnú časť liasu predstavujú hrubolavicovité sivé až sivohnedé piesčito-krinoidové vápence (až do 100 m mocné). Podľa vysokého podielu terigénnej prímеси patria medzi základné členy manínskej jednotky nielen v profiloch Butkova a Manína, teda v bradlovom úseku manínskej jednotky, lež aj ďalej pri Trenčianskej Teplej, Dobrej, ako aj pri Trenčianskych Tepliciach; vystupujú aj v oblastiach vzdialených od okrajov (Peťovka, Petrova Lehota, Dubodiel). Zároveň si hodno povšimnúť, že úlomky starších vápencov a dolomitov veľkosti 0,5—0,9 cm sa zistili v liasových vápencoch na Butkove a Maníne, ale aj pri Trenčianskej Teplej a Petrovej Lehote. Ide o kalkarenity, kalciuridity až biosparity. Opracovanie kremeňových zŕn (poloostrohranné obmedzenie) s priemernou veľkosťou okolo 0,8 mm (od 1,2—0,08 mm) je malé. Horninotvornou zložkou sú aj silne silicifikované články echinodermát. Medzi detritikami sa zistili aj živce (väčšinou už premenené, hlavne úlomky mikroklinu), a to tak na lokalitách v bradlovej oblasti na Maníne a Butkove, ako aj v centrálnokarpatskej časti pri Trenčianskej Teplej a Peťovke (A. Kullmanová 1974). Hojná klastická prímесь (až 40 %) v piesčito-krinoidových vápencoch (kremeň, živce, muskovit, chlorit, granát, leukoxén, rutil, zirkón, turmalín, magnezit, pyrit, úlomky kremencov, rohovcov, dolomitov a vápencov)

a polohy oolitických, krinoidových, lumachelových a rohovcových vápencov poukazujú na sedimentáciu v litorálnom a plytkoneritickom prostredí. Bohatý faunistický obsah s hojnými brachiopódami, lamelibranchiátami a častejšími belemnitmi (bližšie v prácach M. Maheľ et al. 1964, M. Maheľ — A. Kulmanová 1961) charakterizuje najmä množstvo zástupcov rodu *Gryphaea*, a to v spodnom liase *Gryphaea arcuata* Lam. a *G. cymbium elongata* Goldf., vo vrchnom liase *G. obliqua* Goldf. V niektorých priestoroch (Trenčianska Teplá, Trenčianske Teplice, ale aj na Butkove) je väčší podiel rohovcových polôh spongolitov a aj samotné vápence majú veľa hľúz rohovcov, takže možno hovoriť o krinoidovo-spongolitovom súvrství. Mikroskopicky sa v rohovcoch nachádzajú silicifikované ihlice húb a silicifikované krinoidy.

Uvedený litologický a biostratigrafický charakter včítane gryphaei (M. Kocchanová 1964) je v podstate zhodný v celom rozsahu manínskej jednotky, teda vrátane jej „problematickej“ časti na juhovýchodnom okraji Strážovskej hornatiny.

Popri piesčito-krinoidových vápencoch sú pre lias manínskej jednotky charakteristické jemne piesčité vápence až vápnité pieskovce, a najmä vo vyšších polohách krinoidové vápence. Podiel uvedených typov hornín, ku ktorým sa pridružujú vložky slieňov a lumachelových vápencov, je premenlivý. Väčší stratigrafický rozsah majú svetlosivé krinoidové vápence (biosparit s prevahou článkov krinoidov) pri Peťovke a Petrovej Lehote.

Hnedočervené až ružové lavicovité krinoidové vápence, sčasti glaukonitické a s vložkami zelených jemnopiesčitých bridlíc, sú charakteristické hlavne pre toark, doložený pri Tunežiciach bohatou amonitovou faunou, najmä *Hildoceras bifrons* (Brug.) a belemnitmi *Passaloteuthis elongatus* Miller, *Nannobelus penicilatus* Blenville. Tenže typ vápencov s malým prínosom terigénnej zložky je známy od Trenčianskej Teplej, Soblahova a Petrovej Lehoty.

Najspodnejší doger najčastejšie zastupuje 3—10 m mocné súvrstvie tmavosivých lavicovitých rohovcových vápencov bohatých na spoločenstvo rádiolárií a ihlic húb. Vápence sprevádzané polohami tmavosivých ílovitých bridlíc majú nábeh k rytmickosti. Na aalenský vek poukazujú belemnity *Mesoteuthis beneckeii* Schwengler a *M. tripartites* Quenst. Súvrstvie je charakteristické pre butkovský úsek, ale sú výrazným členom aj pri Trenčianskej Teplej a Trenčianskych Tepliciach. Vo vyšších polohách prechádza opísané súvrstvie do rádiolárových vápencov a rádiolaritov, ktoré sú osobitne typické pre butkovský úsek, ale aj pre oblasť Trenčianskych Teplíc, Opatovskej doliny, Soblahova a Petrovej Lehoty. V niektorých profiloch v manínskom úseku celkom chýbajú.

V manínskej oblasti doger zastupuje predovšetkým plytkovodné červené až zelenkavé, sčasti krinoidové vápence poprerastané rohovcami a hematitovými brekciami — kondenzovaná fácia nepatrných mocností. Amonit *Parkinsonia* (Gonolkites) cf. *schloenbachii* (Schlipe) poukazuje na spodný bat (M. Rakús 1977). Je zaujímavé, že sa táto pomerne ojedinelá fácia zistila aj pri Mníchovej Lehote pri severnom okraji Považského Inovca.

Pre vrchný doger a malm sú osobitne charakteristické červené hľuznaté vápence hrúbky 4—6 m, maximálne do 10 m. Na Butkove sa začínajú už v bate s *Oppelias aspidoides* (Opp.). Najspodnejšie polohy vápencov majú hľuzy červených rohovcov a predstavujú hlavne vlákenkovo-globochetovú, vyššie globochetovo-globigerinovú a najvyššie globochetovo-globigerinovo-sakokomovú mi-

krofáciu (A. Kullmanová 1974). Na Butkove, pri Ladcoch, Petrovej Lehote a Soblahove obsahujú vrchné polohy červených hľuznatých vápencov kalpionely (*Calpionella alpina* Colom) a krasikoláriá. Siahajú do titónu, ba v Soblahovskej doline zasahujú až do beriasu, kde sú podľa A. Kullmanovej (1968) *Tintinopsella carpathica* Murgeanu-Fil., *T. cadischiana* (Colom), *Calpionellites darderi* (Colom).

Červené hľuznaté vápence laterálne i vertikálne prechádzajú do pľetovoružových až svetlosivých a ružových celistvých masívnych vápencov mocnosti 7—20 m. Ide o biomikrit s prevahou *Saccocoma* (50—75 ‰), s hojnými *Globochaete alpina* (15—20 ‰). V malom množstve možno nájsť aj rádioláriá (do 5 ‰) a články krinoidov, ojedinele foraminifery *Protoglobigerina* sp. Na svahoch Opatovskej doliny pri Petrovej Lehote najvrchnejšie plochy týchto vápencov, rovnako ako pri Ladcoch obsahujú kalpionely, a to na spodku titónske *Crassicolaria massutiniana* (Colom), *Cr. intermedia* (Durand-Delga), *Cr. parvula* Remane, *Cr. brevis* Remane; vyššie beriaské *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Tintinopsella carpathica* (Murg. — Fil.), *Globochaete alpina* Lombard, *Stomiosphaera moluccana* Wanner, *Cadosina fusca* Wanner, *C. carpathica* (Borsa) (A. Kullmanová 1968).

Pri Dubodiele, Peťovke a v Mitickej doline najvrchnejšie polohy malmu, rovnako ako na Maníne sú zastúpené sivozelenými celistvými vápencami so sako-komami a kalpionelidami.

Vrchný titón až hauteriv manínskej jednotky predstavujú 30—40 m mocné sivé slienité vápence, zväčša doskovité, s polohami slieňov, bohaté na kalpionely. Vo vyšších polohách sú častejšie lavicovité vápence s hľuzami a drobnými šošovkami čiernych rohovcov — mikrit s rádioláriami a horninotvornými nanokonami. V profile Manína sú známe dve alternujúce mikrofácie: mikrofácia organogénnych vápencov s prevahou ihlič húb a rádiolárií a mikrofácia kalových vápencov globochetovo-nanokonovej mikrofácie (M. Mišík 1967). Obsah mikrofosilií rodu *Nannoconus* Camptner naznačuje výrazné prehlbenie sedimentačných podmienok, charakteristické pre neokóm manínskej jednotky v bradlovom úseku aj v úseku centrálnych Karpát.

Barém — apt vo vývoji masívnych sivých a tmavosivých vápencov organodetritickej štruktúry (urgónsky typ) sa pokladá za charakteristický člen manínskej jednotky. Už v manínskom úseku však poznáme aj odlišnú fáciu, sivé lavicovité slienité vápence s čiernymi spongolitmi a sivé slienité vápence a sliene (okolie Súľova; M. Rakús 1977), ktoré siahajú až do spodného albu. Znamená to, že v najtypickejšej oblasti manínskej jednotky je popri plytkovodnom biohermnom vývoji, barému — aptu aj hlbokovodný vývin. Dva typy barému — aptu sú známe aj z centrálnokarpatskej časti manínskej jednotky. Jemnozrnné celistvé vápence s hľuzami rohovcov — biosparity, masívne až hrubolavicovité s orbitolinami, úlomkami bryozoi, s autigénnym glaukonitom a článkami echinodermát vystupujú v Dobrej. Pri Soblahove a v Mitickej doline sa nachádzajú tmavosivé lavicovité vápence s rohovcami — kalkarenit s glaukonitom, ostňami ježoviek a článkami echinodermát. Nálezy foraminifér (*Hedbergella*) v spodných polohách pri Petrovej Lehote a pri Soblahove dokazujú, že sa tieto vápence začínajú už v hauterive. Pravda, v centrálnokarpatskej časti organodetritické vápence barému — aptu dosahujú menšiu mocnosť (10—20 m) ako napr. na Maníne (až 120 m) a sú zväčša celistvé, menej zrnité a tmavšie. Základný organodetritický charakter však majú v podstate rovnaký

Najčastejšou námietkou proti existencii manínskeho príkrovu v juhovýchodnej časti Strážovskej hornatiny je popri nedostatku typických urgónskych vápencov domnelý nedostatok albsko-cenomanského flyšového súvrstvia. Ono totiž vystupuje hlavne na rozhraní presunutého krížňanského príkrovu so zliechovským typom mezozoika a mohlo by patriť práve k tomuto príkrovu, nie k manínskemu (M. Maheľ 1967). A práve v tom smere sú veľmi zaujímavé zistenia z vrtu pri Soblahove. V dvoch horizontoch bolo prevítané súvrstvie slienitých až slienito-aleuritických bridlíc s *Thalmaninella ticinensis* a *Th. apenninica* Renz, a to v hĺbke 2—10 m a 207—221 m, priamo v nadloží organogénnych vápencov urgónskeho typu. V tomto súvrství je zaujímavý výskyt úlomkov bazických hornín, ktoré častejšie vystupujú v nadloží barémsko-aptských vápencov, príp. ako tufty na báze slieňovcového súvrstvia (oblasť Trenčianskej Teplej). Pomery v oblasti Soblahova, teda v typicky centrálno-karpatskej oblasti, sú také ako pri Trenčianskej Teplej a Dobrej, kde podľa M. Maheľa — A. Kullmanovej (1961) priamo na aptských vápencoch ležia pestré až červenosivé bridlice obsahujúce spodnocenomanské foraminifery *Thalmaninella ticinensis* (Gandolfi), *Th. apenninica* (Renz).

Prítomnosť polymiktných zlepecov v cenomanskom súvrství sa pokladá za znak blízkosti k „ultrapieninskému chrbtu“ či znak susedstva ku klapskému, resp. klasko-kostoleckému sedimentačnému priestoru, a to nielen pri manínskej jednotke (D. Andrusov 1972, M. Rakús 1977), ale napokon aj pri sekvenciách s typickým zliechovským sledom jurských a spodnokriedových členov a slúži dokonca ako hlavné kritérium na vyčlenenie samostatnej, tzv. dúbavskej série (D. Andrusov 1968). Zabúda sa, že polymiktné zlepenec v albe — cenomane obalových sérií (vysokotatranská, žiarska, malomagurská) a krížňanského príkrovu nie sú zriedkavé (M. Maheľ 1967). V albe zrejme s nástupom flyšovej sedimentácie nastali významné tektonické pohyby, ktoré podmienili aj vznik viacerých „kordilér“, a to aj v centrálno-karpatskom sedimentačnom priestore.

Pre riešenie genetického vzťahu manínskej jednotky k jednotkám bradlového a centrálneho pásma je dôležité zistenie v podstate dvojakého vzťahu strednokriedového flyšového súvrstvia k aptu manínskej série na strednom Považí, a to od JV na SZ (M. Rakús 1977). Ide o a) pozvoľný prechod medzi aptom a albom; b) hiát medzi aptom a albom bez deformácie podložených urgónskych vápencov, príp. hiát späť so vztýčením a vynorením sa urgónskych vápencov, teda s účinkami tzv. manínskej fázy.

V oblasti Trenčianskej Teplej a Dobrej, ale aj v oblasti Soblahova (poznatky z vrtu SM-1) ide o druhý typ, teda o hiát. Vrchnokriedové súvrstvie, t. j. prestré sliene „couches-rouges“ (turón — kampan i flyš), snežnické vrstvy (turónsky flyš), zlepenec i flyš s telesami exotických zlepecov (alb — cenoman) zhodne s M. Rakúsom (1975) pokladáme za súčasť klasko-kostoleckého pásma bradlového pásma, a to aj včítane turónsko-santónskeho flyša pri Sverepci.

Uvedená litologicko-stratigrafická charakteristika jednotlivých členov jury, spodnej a strednej kriedy manínskej jednotky ukazuje zhody v jej časti v bradlovom pásme aj v centrálno-karpatskej časti (v severozápadnom cípe Strážovskej hornatiny), a to v stratigrafickom slede i v litologicko-petrografickom charaktere jednotlivých členov. Týka sa to aj členov, ktoré možno pokladať za charakteristické pre túto jednotku (piesčito-krinoidové vápence liasu s grypheami, červené hľuznaté vápence širokého stratigrafického rozpätia od batu po

berias organodetrické vápence barému — aptu, flyšové súvrstvie strednej kriedy, najčastejšie s hiátom v spodnom až strednom albe, v niektorých profiloch v celom albe). Pritom treba zdôrazniť, že v obidvoch častiach väčšina členov vykazuje menlivé stratigrafické rozpätie. Týka sa to najmä piesčito-krinoidových vápencov, červených hľuznatých vápencov, celistvých ružových vápencov i sivých organogénnych, resp. organodetrítických vápencov spodnej kriedy. Výrazné sú aj laterálne zmeny facií základných členov, a to na pomerne malú vzdialenosť. Piesčito-krinoidové vápence, hlavne ich vrchné polohy, prechádzajú do krinoidových vápencov, červené hľuznaté vápence do hlbkovodnejších ružových, príp. svetlosivých (v malme), organodetrítické vápence barému — aptu do hlbkovodnejších vápencov s rohovcami. Laterálne sa mení vzťah flyšového súvrstvia albu — cenomanu k podložným vápencovým komplexom; v severnejších oblastiach s výrazným hiátom (počas albu), vo vnútorných s prechodom hlbkovodnejšej fácie aptu cez slienité vápence s rohovcami spodného albu do flyšového súvrstvia.

Prevažnú časť jurských a spodnokriedových členov manínskej série tvoria plytkovodné členy a na základe nich možno hovoriť o geantiklinálnom či kordilérovom type tejto série. Väčšina z jej členov je svojím litologickým charakterom a stratigrafickým postavením zhodná s členmi sérií, ktoré budujú vysoký typ krížňanskej jednotky, teda aj s členmi belianskej série, ktorá je zástupcom vysokého typu v Strážovskej hornatine (M. Maheľ 1939, 1967). Týka sa to nielen centrálno-karpatskej časti (M. Rakús 1977), lež aj manínskej jednotky v bradlovom pásme (podľa typu urgónskych vápencov ešte vo väčšej miere). Porovnanie jury a spodnej kriedy manínskej a belianskej série vykazuje rad osobitostí oprávňujúcich vzájomne ich odlišnosť.

Belianska séria nemá taký charakteristický liasový člen, akým sú piesčité krinoidové vápence s grypheami. V spodnom a strednom liase v nej prevládajú až 70 m mocné tmavosivé jemnozrnné, len sčasti krinoidové vápence prerastené rohovcami s polohami vápnitých a vápnito-flovitých bridlíc a lumachelových vápencov. Príznačný je pomerne malý podiel detritickej zložky (aleuritický kremeň od 3—7 %; A. Kullmanová 1976). Vo vrchnom liase je síce klastická prímes celistvých vápencov poprerastaných tmavými rohovcami väčšia, ale dosahuje len 10—12 %. Vložky brekciovitých vápencov s rozptýleným limonitom v sivých celistvých vápencoch (biomikritoch) poukazujú na výraznejšie splytčenie v toarku. V dogeri chýbajú hlbkovodnejšie fácie zastúpené rádiolaritmi v manínskej sérii. Naopak, v belianskej sérii je práve doger výrazne plytkomorský, biosparity farebne pestré, biele až striebrosivé a červenkasté až 50 m mocné krinoidné vápence a polohy bielych lumachelových celistvých vápencov s *Posidonia alpina* Grass. Silicity možno ako hľuzy a šošovky nájsť v spodnej časti dogera, pričom je obsah rádiolárií malý. Malm, ako pri väčšine kordiléroových centrálno-karpatských sérií, budujú ružové až červené vápence. Charakteristický je malý podiel nevýrazných hľuznatých vápencov a nepravidelné hniezda krinoidových vápencov s evinospongióvnymi textúrami. Rozšírenejšou faciou belianskej série sú bielosivé a pletovoruzové celistvé vápence s bohatou amonitovou faunou oxfordu až titónu (M. Maheľ 1967). V titóne sú aj tenkolavicovité sivohnedé slabo slienité vápence (hlbkovodnejší typ). V belianskej sérii je spodnoneokómska fácia (zvyčajná v plytkovodných sériách) — sivé tenkodoskovité vápence, vo vrchných polohách s hľuzami rohovcov rádiolárievej mikrofácie — len ojedinelá. V spodnom neokóme

je častejší kratší hiát, príp. vývin celistvých organodetritických vápencov. Fácia organodetritických vápencov je najcharakteristickejším členom belianskej série, a to hojnosťou organodetritického materiálu (brachiopód, hruboslienitých lastúrníkov vrátane inoceramov, koralov, ježoviek, serpulových rúrok, ale aj prítomnosťou glaukonitu a úlomkov kalpionelových vápencov; A. Kullmanová 1976). Pritom je veľmi typické široké stratigrafické rozpätie týchto vápencov, nielen barém — alb, ale miestami už i hauteriv. V niektorých profiloch sú tmavosivé lavicovité až doskovité vápence silne prerastené čiernymi rohovcami.

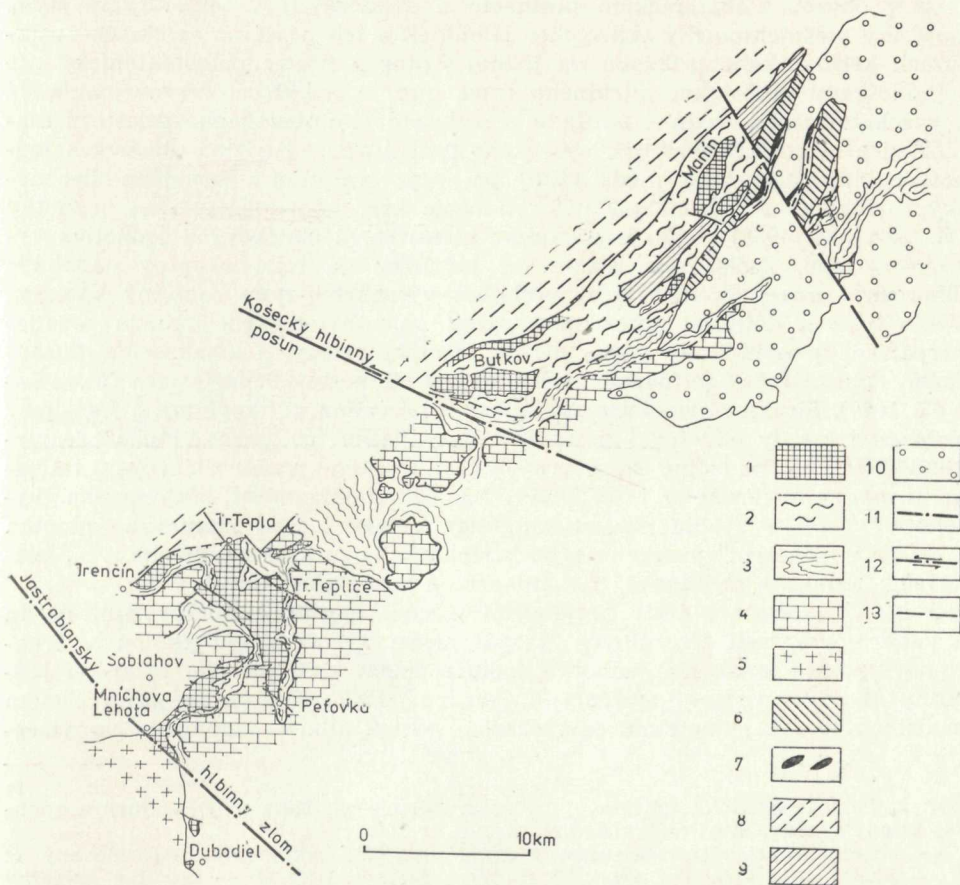
Belianska séria má teda i svoje špecifické členy a od manínskej sa odlišuje litologicko-stratigrafickým profilom, i keď rovnako ako manínska, vysocká, ďurčinská i beckovská séria predstavuje kordilérový typ prevažnej časti členov jury a spodnej kriedy.

Manínska séria sa opisuje zo susedstva bradlového pásma aj v úseku Trenčín—Bzince, teda z pokračovania čelnej štruktúry manínskeho príkrovu od Trenčianskej Teplej. Tak ako ju opísal A. Began (1969), je zmesou šiprunských a manínskych facií, preto ju M. Rakús (1977) vyčlenil ako samostatnú sériu, drietomskú. Podľa našej mienky nejde o "zmiešanú" či prechodnú sériu medzi manínskym a „šiprunským“ či fatranským typom, ale o navzájom prevrásnené šupiny troch tektonických jednotiek: a) inoveckej, b) zliechovskej, c) jednotky vývinom blízkej manínskej. Do inoveckej série patrí predovšetkým keuper a rét (typu tomanovských vrstiev), príp. aj spodný lias vo fácií tmavosivých slieňovcov, bridlíc a piesčitých vápencov, ale aj sprievodné doskovité vápence s hľuzami čiernych rohovcov a s výraznou bielou patinou (neokóm).

Súvislé sledy členov: fleckenmergel — rádiolarity (vo vyšších polohách červenkasté) — titónske sivé doskovité slienivé vápence typu biancone — neokómske sivé sliene a detailne zvrásnené slienité vápence predstavujú šupiny zliechovskej jednotky. K nej patrí aspoň sčasti i albsko-cenomanské flyšové súvrstvie. Polohy zlepcov v nich nie sú dôkazom nadväznosti na ultrapieninskú kordiléru. Zdôrazňujeme, že nejde o súvislý pruh križňanského príkrovu rozloženého pri čelách chočského príkrovu a vyšších príkrovoch, ale o severnejšie šupiny, ktoré A. Began zaradil do manínskej série.

Charakteristickým a najvýraznejšie zastúpeným členom série analogickej manínskej — nazveme ju bošáckou — je liasové súvrstvie tmavosivých jemnozrnných a celistvých vápencov. Sú sčasti krinoidové, s nerovnomerným podielom detritickej zložky, miestami viac piesčité, hlavne však nepravidelne poprastené čiernymi silicitymi. Vložky tmavých ílovitých, ílovito-piesčitých slienitých bridlíc až slieňovcov naznačujú sklon k rytmickosti. Vo vyšších polohách (asi doger) prevládajú tmavé silicity. Malm zastupujú červené hľuznaté vápence, sčasti krinoidové, neokóm (ojedinelý) sivé doskovité vápence s hľuzami čiernych rohovcov, barém — apt ojedinele sivé organodetritické vápence. Spodnejšie členy sú analogické niektorým profilom vysockej série v Malých Karpatoch, odlišujú sa však väčšou premenlivosťou hornín. Veľký podiel tmavých silicitov pripomína „Kieselkalkserie“ z východného cípu Severných Vápenkových Álp z ich čelnej šupiny.

Stavba vztýčených severovergentných navzájom prevrásnených troch tektonických jednotiek, a to obalovej, čiastkového manínskeho a zliechovského príkrovu, je zrejme charakteristickým znakom pribradlovej oblasti medzi Trenčínom a Bzincami.



Obr. 1. Schéma rozloženia manínskeho čiastkového príkrovu v Strážovskej hornatine
 1 — spodné členy manínskeho čiastkového príkrovu až po apt, 2 — alb—cenoman manínskeho a zliechovského čiastkového príkrovu, 3 — mocnejšie komplexy zliechovského čiastkového príkrovu — vyšší lias až apt, 4 — chočský príkrov, 5 — kryštallické jadro Považského Inovca, 6 — Alb—cenoman — praznovské vrstvy neistého tektonického postavenia, 7 — bradlá kosteleckého typu (jura — spodná krieda), 8—9 — bradlový obal: 8 — alb—cenoman, 9 — turón — santón, 10 — paleogén, 11 — hlbinný zlom, 12 — posun, 13 — zlomy.

Fig. 1. Sketch-map of extension of the Manín partial nappe in the Strážovská hornatina Mts.

1 — Lower members of the Manín partial nappe up to the Aptian, 2 — Alban-Cenomanian of the Manín and Zliechov partial nappes (thicker complexes), 3 — Liassic to Aptian of the Zliechov partial nappe, 4 — Choč nappe, 5 — Crystalline core of the Považský Inovec Mts., 6 — Alban-Cenomanian — Praznov beds of uncertain tectonic position, 7 — Klippen of Kostelec type (Jurassic-Lower Cretaceous), 8—9 — Klippen envelope: 8 — Alban-Cenomanian, 9 — Turonian-Santonian, 10 — Paleogene. 11 — Deep-seated fault, 12 — Strikeslip fault, 13 — Faults.

2. a) Každá z menovaných sérií vysokého typu však vykazuje rad osobitostí v obsahu i tektonickom postavení a dokonca aj v tektonickom štýle. Rovnaký paleotektonický typ týchto jednotiek a ich účasť na spodných štruktúrach križňanského príkrovu na jednej strane a blízky paleotektonický typ s jednotkami obalovými tatridného typu, ako je tribečská, červenomagurská a vysokotatranská, vedú k náhľadu o rozložení sedimentačného priestoru manínskej a ostatných jednotiek vysokého typu južne od pásma obalových jednotiek tatranského typu, medzi týmto prahovým pásmom a južnejším zliechovským trógom. V takom poňatí vyčlenenie tzv. západokarpatskej jednotky (M. Maheľ 1959) viedlo k postupnej identifikácii čiastkových jednotiek vysokého typu. Začlenením manínskej jednotky do tejto skupiny nadobúda dlhoročný proces vyčleňovania jednotiek vysokého typu osobitný význam. Vedie totiž k dôležitej zmene v chápaní paleotektonického obrazu západokarpatskej geosynklinály počas jury a spodnej kriedy, s lokalizáciou fatranského (šiprunského) šelfového bazénu južne od kostoleckého prahu (M. Maheľ 1977). Široký západokarpatský prah s prevahou plytkovodných facií jury a spodnej kriedy oddeľoval tento fatranský bazén od hlbkovodného oceanického zliechovského trógu. Zo severných častí širokého prahu pochádzajú tatridné jednotky tatranského typu (tribečská, červenomagurská, dumbierska, vysokotatranská — zväčša paraautochtónne), z južnej časti manínska jednotka a skupina jednotiek vysokého typu križňanského príkrovu (vysoká s. s., bekovská, belianska, Ďurčinská, havranianska a humenská; obr. 2).

2. b) V podstatnej časti bradlového pásma, najmä v butkovskom úseku a v okrajovej časti centrálnych Karpát medzi Trenčianskou Teplou a Trenčínom vytvára manínska jednotka spolu s čelom križňanského príkrovu jednotný okrajový vrásový systém (M. Maheľ 1967). Pritom spájacím členom medzi obidvoma jednotkami je mocné súvrstvie albu — cenomanu, vo viace-

Obr. 2. Paleogeografická schéma vnútorných Západných Karpát počas jury a spodnej kriedy a nadväznosť na Východné Alpy

1 — západokarpatský intraoceanický prah, neskoršie tektonický preformovaný v: A — čiastkové príkrovy a) vysokej skupiny, b) manínsky, B — tatridné jednotky väčšinou paraautochtónne, 1a — západné pokračovanie západokarpatského intraoceanického prahu do Východných Alp: A — Mittelostalpin, B — Unterostalpin, 2 — kordiléry ostrovnej zóny bradlového pásma; a) sprievodný žľab (trenč), 3 — tróg s hrubou kontinentálnou kôrou; a) jeho okrajová prahová časť, 4 — tróg s tenšou kontinentálnou (paraoceanickou) kôrou; a) jeho priprahová časť, 5 — tróg s oceanickou kôrou; a) so suboceanickou až oceanickou kôrou, 6 — krátkodobé žľaby na širokom oceanickom prahu: SG — juhogemeridný, TD — transdanubijský, 7 — široký oceanický prah.

Fig. 2. Paleogeographical sketch-map of the Inner West Carpathians in the Jurassic and Lower Cretaceous and linking to the Eastern Alps

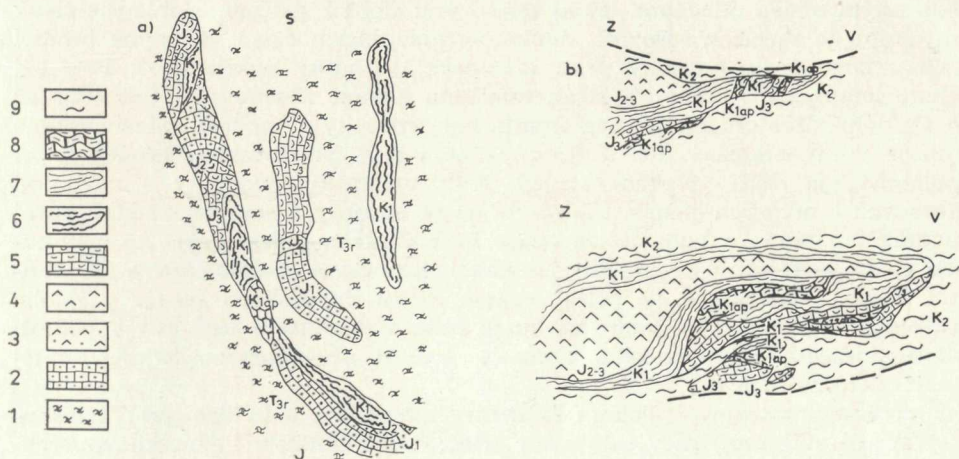
1 — West-Carpathian intraoceanic ridge later tectonically re-formed: A — into nappes: a) of Vysoká partial group, b) Manin partial nappe, B — into Tatríde units, mostly parautochthonous, 1a — Western continuation of the West-Carpathian intraoceanic ridge into the Eastern Alps: A — Mittelostalpin, B — Unterostalpin, 2 — Cordilliers of the Klippen Belt island zone: a) accompanying trench, 3 — Troughs with thick continental crust: a) its marginal near-ridge part, 4 — Trough with thinner continental (paraoceanic) crust: a) its near-margin part, 5 — Trough with oceanic crust, a) with thin paraoceanic to oceanic crust, 6 — Depressions on the oceanic margin: SG — South-Gemeride, TD — Transdanubian, 7 — Wide oceanic ridge.

rých úsekoch zdigitované s jadrovými členmi zastúpenými hlavne spodno-kriedovými súvrstviami.

Vedľa spodnoneokómskych slieňov typického zliechovského typu (hlavne západne od Malenice) sú mocnejšie tmavosivé jemnozrnné vápence organo-detritickej štruktúry poprerastané hľuzami čiernych rohovcov. Nálezy belemnítov v nich (*Neohibolites stromberki* Müller a *N. cf. woehlmani* Stoll.) poukazujú na vrchný apt až spodný alb (M. Maheľ — A. Kullmanová 1961). Tento člen je svojím charakterom a stratigrafickým postavením blízky aptským až spodnoalbským vápencom z lokality Zlatý Dielec v Súľovskej kotline, ktoré sa už zaraďujú do manínskej jednotky (M. Rakús 1977). Zaujímavý je aj novší poznatok, že najvrchnejší člen vápencového komplexu križňanskej jednotky, jej čelných šupín juhozápadne od bradla Butkov, jemnozrnné organodetritické silne rohovcami prerastené vápence s výskyty ježoviek na základe amonitov sú spodnoalbského veku (informácia J. Michalíka).

Aj v opísanej oblasti centrálnych Karpát pri južnom okraji vnútorného pruhu manínskej jednotky sa rozkladá mocné súvrstvie albu — cenomanu, o ktorom ťažko rozhodnúť, do akej miery je súčasťou zliechovskej jednotky. Dojem spájacieho člena umocňujú výskyty malých šupín z jursko-kriedových členov „zmiešaného“ typu. Niektoré svojím charakterom pripomínajú členy zliechovského typu (rádiolarity — vápence a rádiolarity dogeru — malmu, slieňovcový detailne zvrásnený titón — neokóm), iné zas členy manínskej jednotky (červené hľuznaté vápence, hrubolavicovité tmavosivé husto rohovcami poprerastané organodetritické vápence barému — aptu). Hojné sú takéto členy najmä južne od Trenčianskych Teplíc v oblasti Ivaničkovca, ale aj v oblasti Soblahova, juhozápadne od Starého Hája (M. Maheľ 1948; obr. 3).

2. c) Manínska jednotka buduje na strednom Považí v manínskom a butkovskom úseku vnútornú časť bradlového pásma. Pritomnosť paleogénu žilinsko-hričovského typu (začína sa už illerdom a čiastočne ho postihlo vrásnenie) zvädzala vyčleniť osobitné pribradlové pásmo (M. Maheľ 1967). Výstupy podložia manínskej jednotky, a to kosteleckých bradiel, vrchnej kriedy fácie „couches-rouges“ i orlovských zlepcov, členov bradlového pásma z podložia manínskeho príkrovu však naznačujú, že predsa ide o vlastné bradlové pásmo. Aj nadložný manínsky príkrov nesie tektonické znaky tohto pásma, rozčlenenosť na bradlá a jeho intenzívnejšie prevrásnenie členmi bradlového pásma. Vrchnú kriedu, hlavne fáciu „couches-rouges“ i turónsko-spodnosantónsky flyš, podľa nášho náhľadu, nepredstavujú pravé tektonické okná, ale skôr členy nesúvislého antiklinálneho pruhu sprevádzaného z vonkajšej strany prešmykmi. Tento pruh rozdeľuje manínsku jednotku na dva rady „bradiel“; Manín patrí k vonkajšiemu a Butkov k vnútornému. Obidve tieto veľké „bradlá“ i celý rad menších predstavujú vlastne zvyšky prevrátených až ležatých vrás čela príkrovu. Nejde o pravé bradlá pieninského typu. Tektonická selekcia v nich a diapirický výstup rigidných celkov uprostred plastického obalu sú málo výrazné. Skôr sú to zošupinovatené čelné vrásky príkrovu. Pritom vnútorné kridlo je častejšie silne redukované (Manín). Nájdú sa, pravda, aj normálne, príp. málo naklonené vrásky (Kavča, Drieňovka; D. Andrusov 1968). To môže byť dôsledkom ich vztýčenia počas mladšieho vrásnenia. Butkovská antiklinála je pritom dosť symetrická v severnej časti s periklinálnym uzáverom. Väčšinu „bradiel“ sprevádzajú mladšie prešmyky s mier- nym úklonom na východ, inde zas strmé prešmyky (Manín). Pri niektorých



Obr. 3. Mapová schéma šupín manínskeho čiastkové príkrovu pri Trenčianskych Tepliciach

a — šupiny rigidnejších členov (lias — apt) uprostred plastickejšieho rétu, b — šupiny „zmiešaných“ facií jury a spodnej kriedy uprostred albu—cenomanu, ktorý spojuje manínsky a zliechovský čiastkový príkrov.

1 — (T_{3r}) réť — karpatský typ, 2 — (J_1) lias — piesčito-krinoidové vápence, 3 — (J_2) silicity — bridlice, 4 — (J_{2-3}) rádiolárové vápence a rádiolarity, 5 — (J_3) malm — ružové, zväčša hľuznaté vápence, 6 — (K_1) spodný neokóm — vápence s rohovcami, 7 — (K_1) neokóm — slienité vápence s rohovcami, 8 — (K_{1ap}) barém — apt — organodetrítické vápence, 9 — (K_2) albu—cenoman — flyš.

Fig. 3. Sketch-map of the Manín partial nappe slices near Trenčianske Teplice
a) Slices of rigid members (Liassic-Aptian) amidst a plastic Rhaetian, b) Slices of „mixed“ facies of the Jurassic and Lower Cretaceous amidst the Albian-Cenomanian, connecting the Manín and Zliechov partial nappes

1 (T_{3r}) Rhaetian-Carpathian type, 2 — (J_1) Liassic — sandy crinoidal limestones, 3 — (J_2) Silicites, shales, 4 — (J_{2-3}) Radiolarian limestones and radiolarites, 5 — (J_3) Malm-pink, mostly nodular limestones, 6 — (K_1) Lower Neocomian-limestones with cherts, 7 — (K_1) Neocomian — marls and marly limestones with cherts, 8 — (K_{1ap}) Barremian-Aptian organodetrital limestones, 9 — (K_1) Albian-Cenomanian-flysch

„bradlách“, hlavne pri Maníne, sa predpokladá čiastočný presun na juh. Juho-
vergentným prešmykom sa vysvetľujú aj výstupy kosteleckých bradiel na
styku paleogénu a albsko-cenomanského flyšového súvrstvia, ale aj styk
albu — cenomanu manínskej jednotky so severným okrajom paleogénu (M. Ra-
kús 1975). Taká interpretácia sa nám aspoň v prvom prípade nezdá pre-
ukazná. Skôr možno uvažovať o strmých popaleogénnych zlomoch a o severo-
vergentných starších, predillerdských prešmykoch.

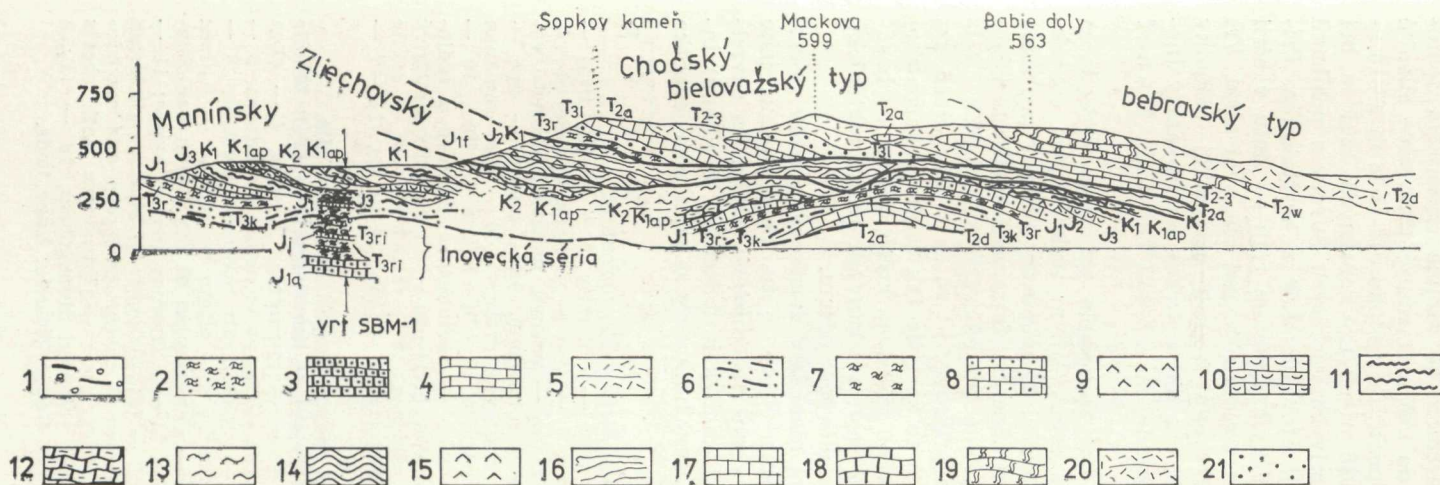
Manínska jednotka v centrálno-karpatskom úseku Strážovskej hornatiny vy-
stupuje v podstate v dvoch pruhoch. Vonkajší vytvára pri Trenčianskej Teplej
a Dobrej vonkajší okraj centrálno-karpatských jednotiek. Pribeh súvislých
pruhov liasu a aptu naznačuje ležatú antiklinálu so vztyčeným čelom, čelnú
vrásu príkrovu. Smerom na juh súvislý pruh tejto štruktúry po Opatovskú
dolinu lemujú dva pruhy mladších členov zliechovskej jednotky a pokračuje
po svahoch Opatovskej doliny. V Opatovskej doline sa spája so širším pruhom

budovaným nielen mladšími, lež aj triasovými členmi, pričom sa mladšie členy zoskupujú do menších šošoviek, šupín, vyčnievajúcich často vo forme bradiel švajčiarskeho typu. Opísaný pruh manínskej jednotky pokračuje k Petrovej Lehote lemovaný z oboch strán mladšími členmi zliechovskej jednotky až po Peťovku. Tektonická pozícia manínskej jednotky v podloží zliechovského typu je veľmi zreteľná. Pri severozápadnom cípe Strážovskej hornatiny, pri Soblahove, je ďalší pomerne široký pruh manínskej jednotky s výstupmi triasových a mladších členov. Tiahne sa až po severný a severovýchodný okraj Považského Inovca a budí dojem obalu kryštallického jadra. Práve to v minulosti viedlo k názoru o prepojení manínskej jednotky s obalom Inovca (M. Mahel 1950). Dnes vieme, že pri severnom okraji Považského Inovca prebieha jastrabiansky zlom. Aj v tomto úseku je pozícia manínskej jednotky v podloží mladších členov zliechovského typu (v podloží prevráteného krídla ležatej vrásky) zreteľná (obr. 4).

S výnimkou okrajovej (čelnej) štruktúry manínskej jednotky (pri Trenčianskej Teplej a Dobrej) sa v ostatných priestoroch manínska jednotka vo vrchnej časti javí ako množstvo drobných šupín budovaných mladšími členmi rozložených v nadloží súvislejšieho rétu a keupru, ktoré akoby vytvárali bázu jednotky. Pritom sa na mnohých miestach zistilo rozloženie drobných šupín uprostred plastických členov keupru a rétu. Sklon šošoviek je malý, najčastejšie 10—25°. Vrchnejšia „etáž“, zložená prevažne zo šupín mladších členov, sa stýka s podložným rétom, príp. keuprom, v rozličných miestach s iným členom. Raz je to lias, inde doger, malm i neokóm, a to dokonca v jednej šošovke. Medzi dvoma „etážami“ manínskej jednotky je teda miestami disharmónia. Zloženie šošoviek a ich veľkosť sú nepravidelné. Niektoré obsahujú všetky členy, iné len členy jury, mnohé zas len neokóm. Popri zlomovej tektonike, ktorá iste zohrala dôležitú úlohu, sa pri formovaní štruktúrneho charakteru manínskej jednotky uplatnila aj tektonická selekcia. Zložitosť stavby vystihuje tektonická schéma (obr. 1) a niekoľko rezov (obr. 4, 5). Rozloženie manínskej jednotky plne oprávňuje pokladať ju za tektonické podložie rozsiahlej ležatej vrásky zliechovského čiastkového príkrovu.

Na vysvetlenie tektonického vzťahu zliechovskej a manínskej jednotky je poučným aj profil pri Kolačine. Tu nad lunzskými vrstvami chočského príkrovu leží priamo apt a neokóm manínskej jednotky a nad nimi alb a ďalšie členy križňanskej jednotky prevráteného krídla ležatej vrásky zliechovskej jednotky. Manínska jednotka je tu zrejme prešmyknutá na chočskú. Bližšie sledovanie priebehu a styku pruhu manínskej a zliechovskej jednotky v priestore medzi potokom Tepličky a Opatovskou dolinou nás oprávňuje predpokladať, že ide o mladší prešmyk manínskej jednotky na zliechovskú, hlavne severne od Čvirigovca (obr. 6). Manínsku jednotku spolu s križňanskou a čiastočne aj s chočskou teda postihlo mladšie vrásnenie, azda laramské, príp. ešte mladšie. Výraznejšie uplatnenie mezoalpínskych vrásnivých procesov naznačujú palinologické nálezy, signalizujúce prítomnosť vrchnej kriedy, príp. paleogénu, a to dokonca v podloží šupín manínskej jednotky (P. Snopková in M. Mahel — A. Kullmanová 1975) vo vrte SBM-1.

Vrt SBM-1 pri Soblahove, lokalizovaný v manínskej jednotke (obr. 4), prevrtal túto jednotku už v hĺbke 289 m, a to prevažne spodnokriedové členy a keuper. Potvrdil šupinovitú stavbu, pričom opakovanie barém — berias — barém — valanz — barém naznačuje existenciu ležatých vrás. Trojmetrová



Obr. 4. Geologický profil v oblasti vrtu SBM-1 Soblahov, západná časť Strážovskej hornatiny

1 — (T_3ki) karpatský keuper, 2 — (T_3ri) réť, 3 — (J_1) — čierne vápence, slieňovce, siltovce — jura a vrchný réť (1—3 inovecká obalová séria), 4 — (T_2a) tmavé vápence, 5 — (T_2d) dolomity, 6 — (T_3k) karpatský keuper, 7 — (T_3r) réť, 8 — (J_1) lias — piesčité krinoidové vápence, 9 — (J_2) doger — silicity, bridlice, 10 — (J_3) malm — ružové, väčšinou hľuznaté vápence, 11 — (K_1m) neokóm — doskovité vápence s rohovcami, 12 — (Kap) barém — apt: organodetritické vápence, 13 — (K_2) alb — cenoman manínskeho a zliechovského čiastkového prikrovu — slienité bridlice, flyš (4—13 — manínsky čiastkový prikrov), 14 — (J_1) vrchný lias — fleckenmerglóva fácia, 15 — (J_2-3) dogermalmské rádiolárieové vápence a rádiolarity, 16 — (K_1) slienité vápence a slieňovce neokómu (14—16 — zliechovský čiastkový prikrov), 17 — (T_2a) stredný trias — tmavé vápence, 18 — (T_2r) stredný trias — vápence s rohovcami (reiflingské), 19 — (T_2v) stredný trias — svetlé vápence (wettersteinské), 20 — (T_2-3) stredný — vrchný trias — dolomity, 21 — (T_3l) vrchný trias — lunzské vrstvy (17—21 chočský prikrov).

Fig. 4. Geological profile in the area of borehole SBM-1 Soblahov; western end of the Strážovská hornatina Mts.

1—3 Inovec (envelope) group: 1 — (T_3ki) Carpathian Keuper, 2 — (T_3ri) Rhaetian, 3 — (J_1) black limestones, marlstones, siltstones-Jurassic and Upper Rhaetian of the Inovec (envelope) group, 4—13 Manín partial nappe: 4 — (T_2a) dark-coloured limestones, 5 — (T_2d) dolomites, 6 — (T_3k) Carpathian Keuper, 7 — (T_3r) Rhaetian, 8 — (J_1) Liassic-sandy crinoidal limestones, 9 — (J_2) Dogger-silicites, shales, 10 — (J_3) Malm-pink, mostly nodular limestones, 11 — (K_1m) Neocomian-platy limestones with cherts, 12 — (Kap) Barremian-Aptian: organodetrital limestones, 13 — (K_2) Albain-Cenomanian of the Manin and Zliechov partial nappes: marly shales, flysch, 14—16 Zliechov partial nappe: 14 — (J_1) Upper Liassic-fleckenmergel facies, 15 — (J_2-3) Dogger-Malm radiolarian limestones and radiolarites, 16 — (K_1) Neocomian marly limestones and marlstones, 17—21 Choč nappe: 17 — (T_2a) Middle Triassic: dark-coloured limestones, 18 — (T_2r) Middle Triassic-limestones with cherts (Reifling), 19 — (T_2v) Middle Triassic-light-coloured limestones — Wetterstein, 20 — (T_2-3) Middle-Upper Triassic — dolomites, 21 — (T_3l) Upper Triassic: Lunz beds.

vložka cenomanu medzi keuprom a barémom je zrejme dôsledkom tektonickej selekcie. V druhej časti vrtu sa do 936 m opakujú tmavosivé slienité bridlice a keuper s anhydritom. Peľové spektrum v hĺbke 576—586 m a 618 m ukazuje dokonca až na paleogén. Od 936 m až do konečných 1801 m bol prevrátnaný réticko-liasový komplex tmavosivých vápnitých ílovcov s polohami vápencov, pieskovecov a zlepencov s hojnosťou úlomkov z kryštalinika. Prítomnosť ostrakód a porovnanie s analogickým vývinom rétu — liasu v sérii Považského Inovca svedčia o tom, že ide zrejme o súčasť obalovej série. Vrt SM-1 teda jednoznačne preukázal príkrovovú pozíciu manínskej jednotky v nadloží obalovej série fatranského typu, charakteristickej pre Považský Inovec, Suchý a Malú Maguru (Strážovská hornatina) i Malú Fatru (M. Maheľ 1967).

Výstupy manínskej série dokonca až pri Dubodiele pri severovýchodnom okraji kryštalinika jadra Inovca spolu s preukázaným príkrovovým charakterom manínskej jednotky nás vedú k záveru, že manínsky príkrov pochádza z oblasti rozloženej južne, resp. juhovýchodne od fatranského (šiprunského) bazénu. V takomto chápaní je manínska jednotka súčasťou spodnejších čiastkových príkrovov či šupín križňanského príkrovu, ktoré sa v Karpatoch zaraďujú pod pojem vysoký príkrov s. l. A to sa týka tak centrálno-karpatskej časti, ako aj tej časti manínskeho čiastkového príkrovu, ktorá vystupuje v bradlovom pásme. Je totiž zrejme, že obidve časti predstavujú jednu tektonickú jednotku v rozličnej pozícii v pomere k bradlovému pásmu.

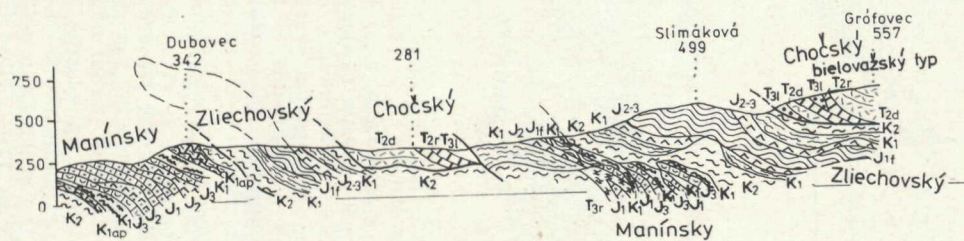
V manínskom a butkovskom úseku bol manínsky čiastkový príkrov presunutý do okrajovej časti bradlového pásma. Preto je tu, pochopiteľne, jeho mezoalpínske prevrášnenie s podložnými členmi bradlového pásma (so súvrstvím „couches-rouges“, s orlovskými zlepencami s kosteleckými bradlami) intenzívnejšie. V juhozápadnej časti Strážovskej hornatiny sa manínska jednotka

Obr. 5. Geologické profile juhozápadnou časťou Strážovskej hornatiny

1 — stredný trias — vápence, 2 — stredný trias — dolomity, 3 — vrchný trias — karpatský keuper, 4 — rét — karpatský typ, 5 — lias — piesčito-krinoidové vápence, 6 — doger — silicity, bridlice, 7 — malm — ružové, väčšinou hľuznaté vápence, 8 — neokóm — doskovité vápence s rohovcami, 9 — barém — apt — organodetritické vápence (1—9 — manínsky čiastkový príkrov), 10 — alb—cenoman manínskeho a zliechovského čiastkového príkrovu, flyš a slienité bridlice, 10 — vyšší lias — fleckenmerglová fácia, 11 — malm — rádiolárové vápence a radiolarity, 12 — neokóm — slienité vápence a slieňovce (11—13 — zliechovský čiastkový príkrov), 14 — stredný trias — reifligské vápence, 15 — stredný trias — svetlé vápence, 16 — stredný — vrchný trias — dolomity, 17 — lunzské vrstvy (14—17 — chočský príkrov).

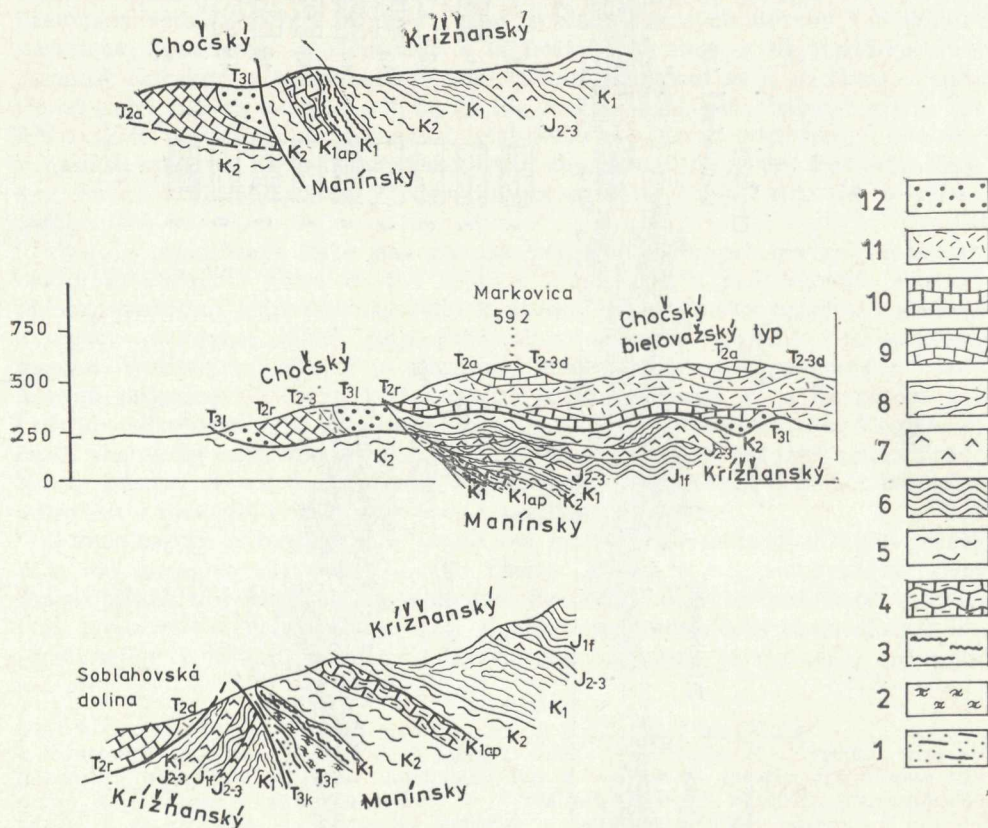
Fig. 5. Geological profiles at the SW end of the Strážovská hornatina Mts.

1—9 Manin partial nappe: 1 — (T_2a) Middle Triassic — limestones, 2 — (T_2d) Middle Triassic — dolomites, 3 — (T_3k) Upper Triassic — Carpathian Keuper, 4 — (T_3r) Rhaetian — Carpathian type, 5 — (J_1) Liassic — sandy crinoidal limestones, 6 — (J_2) Dogger-silicities, shales, 7 — (J_3) Malm — pink, mostly nodular limestones, 8 — (K_1m) Neocomian — platy limestones with cherts, 9 — (Kap) Barremian — Aptian: organodetrital limestones, 10 — (K_2) Alban — Cenomanian of the Manin and Zliechov partial nappes: flysch and marly shales, 11—13 Zliechov partial nappe: 11 — (J_1f) Upper Liassic — fleckenmergel facies, 12 — (J_2-3) Dogger — Malm: radiolarian limestones and radiolarites, 13 — (K_1) Neocomian — marly limestones and marlstones; 14—17 Choč nappe: 14 — (T_2r) Middle Triassic — limestones with cherts (Reifling), 15 — (T_2w) Middle Triassic light coloured limestones, 16 — (T_2-3) Middle-Upper Triassic — dolomites, 17 — (T_3l) Upper Triassic: Lunz beds.



- | | | | |
|---|--|----|--|
| 1 | | 10 | |
| 2 | | 11 | |
| 3 | | 12 | |
| 4 | | 13 | |
| 5 | | 14 | |
| 6 | | 15 | |
| 7 | | 16 | |
| 8 | | 17 | |
| 9 | | | |

ocitá v okrajovej časti centrálnych Karpát, ktoré svojim kryštallickým podložíom a sprievodnou obalovou jednotkou fatranského typu prekrývajú vnútorné časti bradlového pásma. Mezoalpinske prevrášnenie je v tejto oblasti menšie. Mlad-



Obr. 6. Profily znázorňujúce mladší prešmyk manínskeho príkrovu

1 — (T₃k) karpatský keuper, 2 — (T₃r) rét — karpatský typ, 3 — (K₁m) spodný neokóm — vápence s rohovcami, 4 — (K₂ap) barém — apt — organodetrické vápence s rohovcami (1—4) — manínsky čiastkový príkrov, 5 — (K₂) alb — cenoman — flyš, 6 — (J₁f) vrchný lias — fleckenmergel, 7 — (J₂₋₃) doger — malm — rádiarity a rádioláριοvé vápence, 8 — (K₁) neokóm — sliene a slenité vápence (6—8) — zliechovský čiastkový príkrov, 9 — (T₂a) anis — gutensteinské vápence, 10 — (T₂r) anis — laden — reiflingské vápence, 11 — (T₂₋₃d) ladín — vrchný trias — dolomity, 12 — (T₃l) karn — lunzské vrstvy (9—12 chočský príkrov).

Fig. 6. Profiles showing the younger upthrust of the Manin partial nappe

1—4 Manin partial nappe: 1 — (T₃k) Carpathian Keuper, 2 — (T₃r) Rhaetian-Carpathian type, 3 — (K₁m) Lower Neocomian — limestones with cherts, 4 — (K₂ap) Barremian—Aptian-organodetrital limestones with cherts; 5 — (K₂) Albian-Cenomanian-flysch, 6—8 Zliechov partial nappe: 6 — (J₁f) Upper Liassic-fleckenmergel, 7 — (J₂₋₃) Dogger-Malmian radiolarites and radiolarian limestones, 8 — (K₁) Neocomian-marls and marly limestones, 9—12 Choč nappe: 9 — (T₂a) Anisian-Gutenstein limestones, 10 — (T₂r) Anisian-Ladinian-Reifling limestones, 11 — (T₂₋₃d) Ladinian-Upper Triassic-dolomites, 12 — (T₃l) Carnian-Lunz beds.

šie pohyby sa tu zrejme výraznejšie uplatnili prešmykmi, a to i en bloc cez vnútorný okraj bradlového pásma.

Manínsky čiastkový príkrov na strednom Považí tak leží v severnej časti na členoch bradlového pásma, v juhozápadnom cípe Strážovskej hornatiny na obalovej jednotke fatranského typu, tektonicky zošupinovatenej. Ako vidieť, má rozdielne podložie; v prvom prípade bradlové pásmo, v druhom čelnú časť tatrid, pravdepodobne nasunutých na bradlové pásmo. Zmena charakteru podložia manínskej jednotky, a to v priestore Košeca—Beluša, sa prejavuje zmenou priebehu štruktúr manínskej jednotky i čiel zliechovskej jednotky z pôvodného smeru SSV—JJZ až SV—JZ do smeru Z—V (najvýraznejšie pri bradle Butkov); v bradlovom pásme manínska jednotka vykazuje poloblúkovitý smer. Dve, charakterom podložia, a tým aj tektonickým postavením odlišné časti manínskeho čiastkového príkrovu zrejme súvisia s hlbšie zakotveným priečnym zlomom. Tento zlom smeru ZSZ—VJV (nazveme ho košeckým) rozčleňuje morfoštruktúrne aj stavbou odlišné segmenty bradlového pásma — široký púchovský od trenčianskeho — a súvisí azda s posunom sprevádzaným násunom centrálnych Karpát na bradlové pásmo južne od tohto zlomu (možno i s vrchnými šupinami kryštalinika; obr. 1).

Doručené 3. 4. 1978

Odporučil O. Samuel

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. akad. vied, 178 s.
- Andrusov, D. 1972: Sur l'ampleur de la nappe du Manin (Zone des klippen pïenines Carpathes occidentes, Slovaquie). Geol. zbor. Slov. akad. vied, 23, 2, s. 227—235.
- Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zbor. geol. vied, rad ZK, 11 (Bratislava), s. 55—103.
- Kochanová, M. 1971: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu a jury v západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Kulmanová, A. 1968: Litologicko-petrografický výskum jurských a spodnokriedových vápencov manínskej jednotky. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Kulmanová, A. 1976: Litologicko-mikrofaciálne štúdiá jury a spodnej kriedy belanskej série a prechodných vývinov v Strážovskej hornatine. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Maheľ, M. 1950: Obalová séria Inovca. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, s. 47—58.
- Maheľ, M. 1948: Geológia okolia Trenčianskych Teplíc. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 17, s. 187—240.
- Maheľ, M. 1959: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. práce, Spr. 51 (Bratislava), s. 5—52.
- Maheľ, M. 1970: Geológia západnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.
- Maheľ, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Žilina. Bratislava, Geofond. 495 s.
- Maheľ, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II. Západní Karpaty 1. Praha, Vydav. ČSAV. 497 s.
- Maheľ, M. 1977: Developement model of the West Carpathians. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 282, s. 203—218.
- Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1966: Doplnky k manínskej sérii. Geol. práce, Spr. 21 (Bratislava), s. 71—80.
- Maheľ, M. — Kullmanová, A. 1974: Výskum mezozoika Strážovskej hornatiny. Štruktúrny vrt SBM-1 Soblahov. Manuskript — GÚDŠ Bratislava.

- Matějka, A. 1932: Příspěvek ku geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. Věst. Stát. geol. úst., 9.
- Mišík, M. 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geol. zbor., 8, 2.
- Rakús, M. 1975: K problému existencie pestrej vrchnej kriedy „couches-rouges“ v maninskom prikrove. Geol. práce, Spr. 63 (Bratislava), s. 211—214.
- Rakús, M. 1977: Doplnky k litostratigrafii jury a kriedy manínskej série na Strednom Považí. Geol. práce, Spr. 68 (Bratislava), s. 21—38.
- Salaj, J. — Samuel, O. 1966: Foraminifera der Westkarpaten — Kreide. Geol. ústav D. Stúra, Bratislava, S. 7—291.

Manin unit — partial nappe of the Křížna nappe group

MICHAL MAHEL

The Manin partial nappe has been known since longer ago in the Klippen Belt as its innermost unit with facies of Jurassic—Lower Cretaceous members similar to the High—Tatric series (D. Andrusov 1938). The evidence of Upper Turonian—Maastrichtian members (J. Salaj — O. Samuel 1968) within this unit and of Cenomanian conglomerates with exotic material apparently supported still more the conception of the Manin unit as genetic part of the Klippen Belt. In contradiction with such a conception were finding out of a series with Upper Jurassic and Lower Cretaceous members, essentially consistent in facies, in the southwestern end of the Strážovská hornatina Mts. as far as the northern foothills of the Považský Inovec Mts. (M. Mahel 1948, M. Mahel — A. Kullmanová 1961) and the evidence of structural linking with the Křížna nappe (M. Mahel 1967). Detailed studies carried out in the last time bring disentanglement of this contradiction.

Lithological-stratigraphic characterization of the individual Jurassic, Lower and Middle Cretaceous members of the Manin unit shows accordances in its part located in the Klippen Belt and in the Central-Carpathian part (in the Strážovská hornatina Mts.), in the stratigraphic succession and lithological-petrographical character of the individual members. This concerns also the members, which may be considered as characteristic of this unit (sandy-crinoidal limestones of the Liassic with grypheas, red nodular limestones of wide stratigraphic range from the Dogger, Barremian—Aptian organodetrital limestones, flysch sequence of the Middle Cretaceous, most often with hiatus in the Lower to Middle. Albian — in some profiles in the whole Albian. It should be stressed that in both the mentioned parts the majority of the members display variable stratigraphic range. It concerns particularly the sandy-crinoidal limestones, red nodular limestones, compact pink limestones but also grey organogenic or organodetrital limestones of the Barrem—Aptian. Distinct are also the lateral changes of facies of the fundamental members at a relatively little distance. The sandy-crinoidal limestones, mainly their upper layers, are passing into crinoidal limestones, red nodular limestones into deeper-water pink or light-grey ones (in the Malm), organodetrital Barremian—Aptian limestones into deeper-water limestones with cherts. Laterally also relation of the Albian—Cenomanian flysch sequence to the underlying limestone complexes changes; in some areas with a distinct hiatus (in the Albian), in the other areas with transition into a more deep-water facies of the

Albian through marly limestones with cherts of the Lower Albian into the flysch sequence.

A part of the Jurassic and Lower Cretaceous members of the Manín group are shallow-water and so on the basis of them it may be spoken about the geanticlinal or cordiller type of this group. Larger deepening of the Malm-Lower Neocomian (partly also Dogger) is connected with most conspicuous oceanization of the Alpides. These members are, however, also relatively of more shallow-water character than in trough sequences. In their lithological character and stratigraphic position the majority of its members are identical with members of the series building up the Vysoká type of the Křížna nappe.

New knowledge of particular importance has provided the borehole sunk in the Central-Carpathian region near Soblahov (distance of about 10 km from the Klippen Belt). It has unambiguously proved the nappe character and sliced structure of the Manín unit, situated in the substratum of the Zliechov-type Křížna nappe. In the last years the nappe character of the Manín unit is also inferred in the Klippen Belt; the Upper Cretaceous members, beginning from the Turonian, are considered as tectonic windows of the klippen envelope proper, tectonically joined to it after overthrusting of the nappe only (M. Rakús 1975). Later refolding of the Manín partial nappe (Pyreneic or Savian) is stated in the marginal parts of the Central Carpathians. In its whole extent the Manín partial nappe is part of the system of frontal folds of the Subatric. With the Křížna nappe of Zliechov type it is linked through the thick Albian—Cenomanian sequence; it represents a partial tectonic unit of the group of Křížna nappe.

In the area of the Middle Váh Valley this Manín partial nappe formed the base of the Subatric thrust over the Klippen Belt and was incorporated in the structure of the Klippen Belt, by later folding. Southerly of the transversal Košeca fault — of W—E direction (newly distinguished) — also the underlier of the Manín partial nappe, i. e. the Tatride unit of Fatra-type and perhaps the upper parts of the crystalline, is thrust over the Klippen Belt.

Southerly of the frontal part of the nappe, the Manín partial nappe displays a sliced structure, essentially with two etages, with flat-lying slices of younger members in the upper etage and with prevalence of Triassic members, mainly of the Rhaetian and Keuper in the lower etage.

Still it remains to explain the presence of polymict conglomerates in the Albian—Cenomanian sequence, considered as indicator of genetic linking of the Manín partial nappe with the Klippen Belt, with the Ultrapieninic ridge (in the sense of D. Andrusov 1938 and 1968). Such conglomerates are known in the Tatride units and Křížna nappe. The so called Manín phase (after the Aptian and in the Albian), was obviously manifested in the Carpathians not only in the Klippen Belt but was of wider spatial reach and gave rise to several cordillers.

Preložil J. Pevný