

Podmorské zosúvanie v oblasti hronika (chočský príkrov) Západných Karpát na hranici anisu a ladinu

(6 obr. v texte)

JOZEF MICHALÍK*



Подморские оползни в районе Гроника (Хочский покров)
Западных Карпат на границе аниса и ладина (средний триас)

Данные полученные из разных районов альпийско-карпатской зоны свидетельствуют на радикальные батиметрические перемены в течении между анисом и ладинам. В статье описано развитие среднетриасовых свит карбонатных пород гроника в районе между Гиadelём и Лопейом на ГореГронии. Нижний доломитовый комплекс имеет характер мегабрекчии из блоков доломитов и известняков гутенштейнского типа: известково-доломитовое выполнение трещин между ними происходило несколько раз. Эта мегабрекчия возникла при расширенном оползании неуплотненных осадков дна на более глубокие места впадины гроника в среднем триасе.



Slumping in the Hronic unit (Choč nappe) of the Western Carpathians at the Anisian/Ladinian boundary

Data from several parts of the Alpine-Carpathian belt point to important bathymetric changes at the Anisian/Ladinian boundary. A peculiar evidence for these changes provided the carbonate sequence of Middle Triassic age in the Hronic unit between Hiadel and Lopej villages (Hronic valley, Middle Slovakia). The lower dolomitic member reveals megabreccia nature consisting of dolomite to limestone blocks of Gutenstein type. The marly dolomite filling between these blocks originated at several times. This megabreccia originated in the course of extensive slumping of unconsolidated shallow-marine sediments into deeper basinal portions of the Hronic unit at the Anisian/Ladinian boundary.

Triasové štádium vývoja alpsko-karpatského sedimentačného priestoru sa (na rozdiel od jurského a spodnokriedového obdobia) dlho pokladalo za epi-

* RNDr. Jozef Michalík, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

kontinentálnu, kvázistatickú epizódu relatívneho tektonického pokoja. Ale dôkazy obdobia intenzívneho rozpínania sa dna počas stredného a vrchného triasu tvorby tetýdnych oceanických oblastí, náhlych a nepochopiteľných zmien batymetrie a trieštenia sedimentárnych priestorov v ostatnom čase spôsobili, že práve toto obdobie sa stalo stredobodom celosvetového záujmu sedimentológov, paleogeografov a paleotektonikov.

Paleodynamika triasových sedimentačných priestorov v Západných Karpatoch sa doteraz báda iba sporadicky (R. Marschalko 1967, J. Michalík 1978 a i.). Mnohé dôkazy synsedimentárnej tektoniky sa interpretovali ako efekt neskorších horotvorných procesov. Až roku 1968 M. Mišík rozpoznal sklzový charakter brekciovitých stredotriasových súvrství z dvoch lokalít Veľkej a Malej Fatry. Podľa ústnej informácie J. Bystrického sú aj steinalmské a schreyeralmské vápence silicika Slovenského krasu preniknuté puklinami, ktorých výplň tvoria lumachely triasových lastúrníkov. Príčiny a genéza týchto javov v Západných Karpatoch sa doteraz neštudovali.

Geologická a stratigrafická pozícia

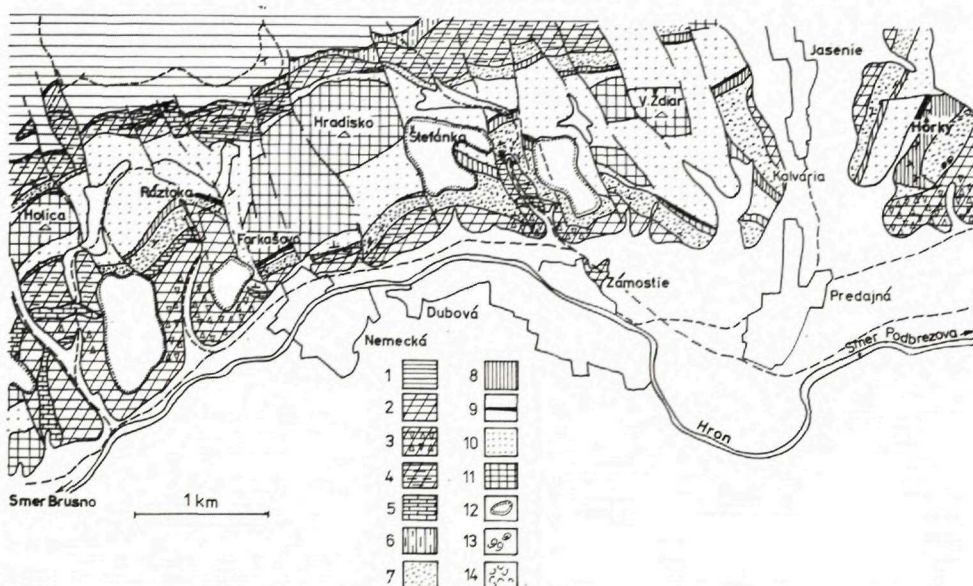
Bádaný komplex je súčasťou výplne tzv. hronského synklinória, tektonickej priekopy medzi kryštalinickými masívmi Nízkych Tatier a Vepra. Najnižšiu štruktúrnú etáž stavby územia (fatrikum) tvorí mierne dynamometamorfovaný škvŕnitý vápenec, pravdepodobne krížňanského príkrovu (V. Šťastný 1928). Na ňom subhorizontálne leží málo preskúmaný komplex príkrovových trosiek hronika, pravdepodobne chočský príkrov (bielovážska séria). Podložie komplexu tvorí terigénno-vulkanogénna „melafýrová skupina“ a klasticko-illovcový komplex kampilských vrstiev s faunou bivalvií, gastropód a amonitov. V jeho nadloží nasleduje súvrstvie rohovcových vápencov reiflinského typu, ktoré na báze obsahujú bohatú faunu foraminifer (*Glomospira densa* Pant.), brachiopód, bivalvií, malých gastropód, malých amonitov, serpulitných červov a iných fosílií (J. Michalík 1978a). Vyššie v súvrství pribúda rohovcov a fosílie sú vzácnnejšie. Najvyššiu časť súvrstvia tvorí ružovkastý slienitý vápenec (raminský vápenec). Lunzské vrstvy na báze obsahujú faunu bivalvií (našiel ich už D. Štúr 1868). Nad nimi je svetlosivý hlavný dolomit s faunou vrchnokarnických diplopór *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr. (J. Bystrický 1964). Na triasových súvrstviach leží sedimentárna výplň vrchnokriedových a mladoterciérnych panví.

Terénne pozorovania

Detailnejšie opätovné mapovanie územia medzi Nemeckou a Predajnou (obr. 1) potvrdilo pozorovania D. Štúra (1968), podľa ktorého svahy terasy nad súčasnou dolinou Hrona tvorí prevažne dolomit (tmavý muschelkalk-dolomit). Podľa D. Štúra je dolomit v temer neporušenej subhorizontálnej pozícii, ale iní autori (M. Maheľ et al. 1964, 1968) konštatujú jeho častú rauwakizáciu, ba aj šošovkovitý vývoj gutensteinských vápencov, teda jav, ktorý sa pripisoval alpínskej tektonizácii komplexu. Najnovšie pozorovania priniesli ešte prekvapivejšie výsledky. Ukázalo sa, že sa celý komplex skladá z obrovských,

vzájomne nesúvisiacich blokov dolomitu a vápenca, ktoré tmelí slienitý dolomit. Veľmi podobnú situáciu zistil aj A. Biely (ústna informácia) vo vápencovo-dolomitických komplexoch toho istého veku pri Lopeji, Hornej Lehote a Valaskej.

Najinštruktívnejšie je komplex odkrytý v lomoch na svahu vrchu Farkašovo nad pamätníkom SNP v Nemeckej (obr. 2). Bloky odkryté v stene horného lomu sú veľké od niekoľkých cm do štyroch až piatich metrov. Sú nepravidelné, najčastejšie ploché, angulárne, bez stôp opracovania. Majú rovný až hladký, inokedy drsný a členitý povrch. Väčšina blokov je z masívneho až hrubolavicovitého sivého vápnitého dolomitu, menej častý je sivý masívny rozpadavý dolomit, sivý, slabo slienitý dolomit a dolomitický vápenec. Medzery medzi blokmi vyplňa žltkastosivý slienitý dolomit bez zreteľnej vrstvomitosti alebo laminácie (obr. 3). Niektoré bloky sú rozpadnuté na segmenty, ktoré sú od seba len málo oddialené. Trhliny medzi nimi vyplňa taký istý slienitý do-



Obr. 1. Schematická geologická mapa študovanej oblasti (orig.)

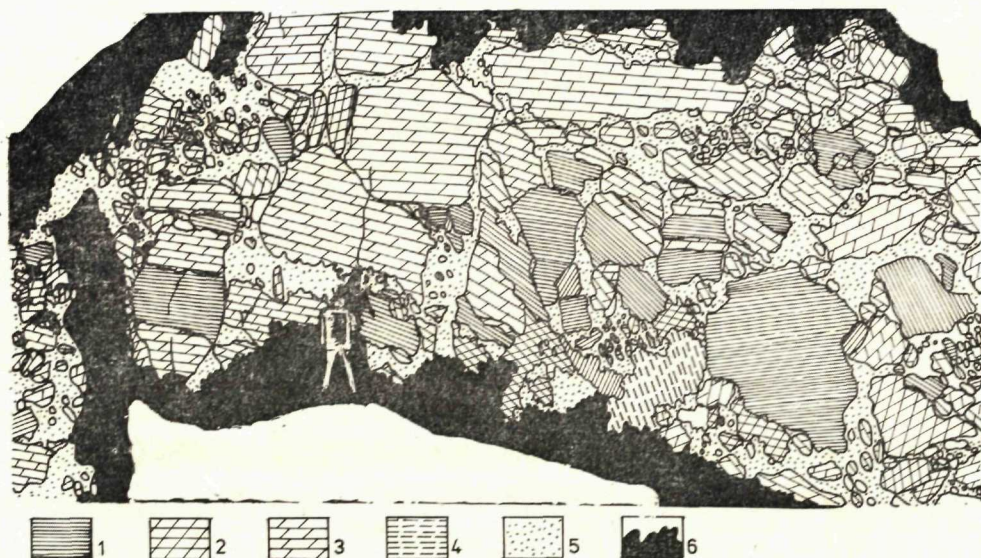
1 — sedimenty križňanského prikrovu, 2 — strednotriasové dolomity (nečlenené), 3 — megabrekcia aniských karbonátov, 4 — pravdepodobné rozšírenie megabrekcie, 5 — vápence gutensteinského typu, 6 — kampilské vrstvy, 7 — rohovcové vápence, 8 — svetlosivé masívne vápence, 9 — ružovosivé slienité vápence, 10 — lunzské vrstvy, 11 — vrchnotriasový „hlavný“ dolomit, 12 — riečne terasy, 13 — lokality *Piarorhynchella trinodosi*, 14 — lokalita *Posidonia wengensis*

Fig. 1. Schematic geological map of the investigated area

1 — Krížna nappe sediments, 2 — Middle Triassic dolomite (undivided), 3 — megabreccia of Anisian carbonates, 4 — probable megabreccia, 5 — „Gutenstein-type“ limestone, 6 — Campilian beds, 7 — cherty limestone, 8 — light gray coloured massive limestone, 9 — pinkish gray marly limestone, 10 — „Lunz“-complex, 11 — Upper Triassic Hauptdolomite, 12 — river terrace, 13 — *P. trinodosi* localities, 14 — bivalve (*Posidonia wengensis*) locality

lomit, aký vyplňa aj medziblokové priestory. Na viacerých miestach (obr. 3) možno pozorovať viacero generácií slienitého dolomitu odlišujúcich sa farebným odtieňom, ktoré vyplňajú viacnásobne obnovovanú puklinu. Pozorovania reliktných sedimentárnych textúr v blokoch poukazujú na fakt, že mnoho blokov leží teser v pôvodnej subhorizontálnej polohe, ba že skupiny blokov s podobným petrografickým charakterom tvoria niekedy nesúvislé horizonty. V inom prípade sa zistil horizont blokov korelovateľných podľa charakteristického tenkého dolomitického prepláστku. Tieto fakty prekvapujúco kontrastujú s blokovitou, zdanlivo nesúrodou, chaotickou stavbou komplexu.

Väčšina blokov je z tmavého slabo dolomitického laminovaného vápenca. Je to v nerovnakej miere rekryštalizovaný mikrit až laminit s nepravidelnými, hojnými slienitými lamínami. Miestami obsahuje veľa úlomkov ostrakód a kri-



Obr. 2. Náčrt geologickej situácie steny horného lomu Farkašovo

1 — tmavý dolomitický vápenec, 2 — svetlosivý masívny dolomit, 3 — sivý slabo slienitý dolomit, 4 — rozpadavý svetlosivý slabo slienitý dolomit, 5 — žltkastý slienitý dolomit, 6 — sutina

Fig. 2. A sketch of Farkašovo upper quarry wall

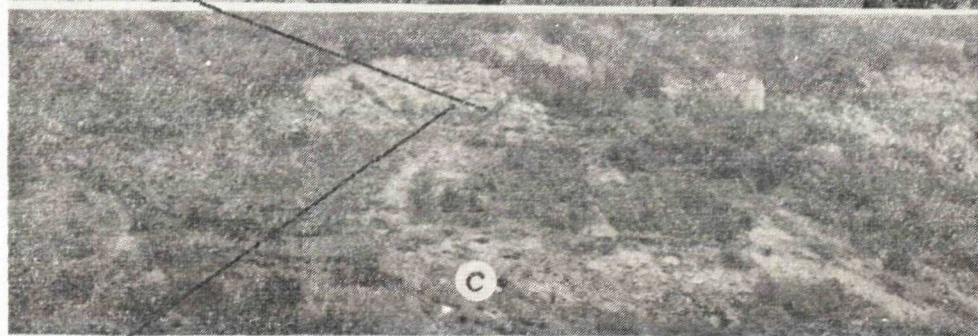
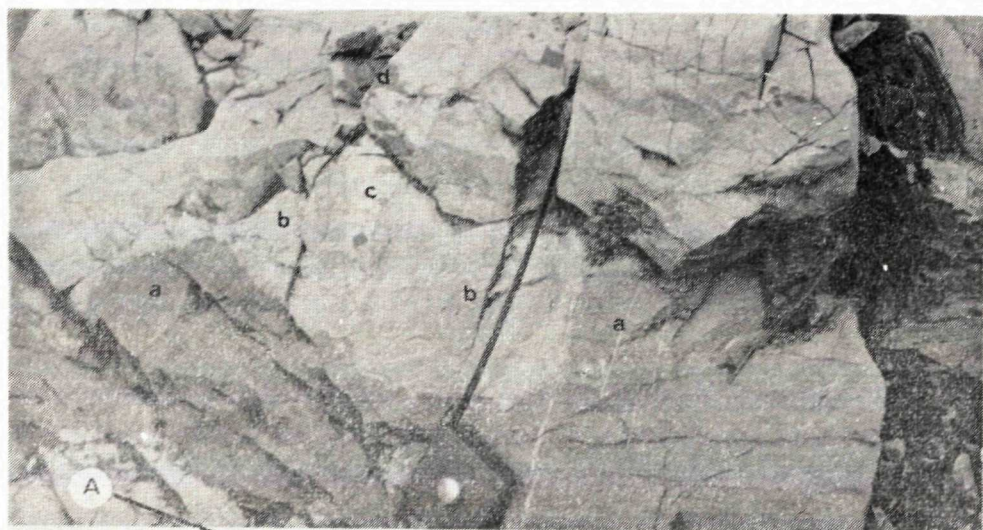
1 — dark dolomitic limestone, 2 — light gray massive dolomite, 3 — gray dolomite, 4 — crumbling light gray dolomite, 5 — gray yellowish marly dolomite, 6 — rock debris

Obr. 3. Niektoré detaily stavby farkašovskej megabrekcie. Lokalizácia detailov podľa strednej snímky

A — opakované vyplňanie štrbiny generáciami dolomitu b, c, d, B — plastická deformácia horninových úlomkov; foto autor

Fig. 3. Some details of building of the Farkašovo sliding complex. Localisation of details is in the middle figure

A — repeated infilling of a crevice by dolomite generations b, c, d, B — plastic deformation of rock fragments



noidov, vzácnejšie úlomky schránok bivalvií a gastropód. Bioturbácia je zvyčajne nevýrazná, aj keď v niektorých horizontoch častá, ale postihuje len tenkú povrchovú vrstvičku. Niektoré lamíny zrejme vznikali z riasového povlaku, iné sú bituminóznymi koncentraciami. Hojnosť bituminóznej prímеси, občasné kryštálíky pyritu, nevelká diverzita, charakter aj celkové zachovanie fauny naznačujú redukčné prostredie v blízkosti intertidálnej zóny. Niektoré lamíny odlišného charakteru sa pozorovali vo veľkom bloku na báze lomu pri pamätníku v Nemeckej (obr. 4). Lamína *a* je z biomikritu s fragmentmi ostrakód, bivalvií a krinoidov. Prenikajú ňou časté infaunálne výhraby vyplnené biomikrospartickou hmotou. Aj vrstvička *b* je z biomikritu s úlomkami bivalvií, gastropód, ostrakód, foraminifer a krinoidov, ale nijaká bioturbácia sa v nej nezistila. Obidve vrstvičky sú od podložia aj od nadložia ostro oddelené, pričom vyplňajú nerovnosti pokladu vzniknuté rozmyvom. Pripomínajú búrkové uloženiny intertidálnych plošín.

Sivý zrnitý slabo slienitý dolomit je druhým najčastejším typom blokov. Mikroskopicky predstavuje pseudodoloparenit až pseudodoloparit so zreteľne druhotne narastajúcimi klencami dolomitu. Na niektorých miestach (nad Zámotím) sú v ňom pomerne dobre zachované chodby infaunálnych živočíchov typu *Spongiomorpha* (obr. 4). Chodby majú zhruba izometrický prierez a priebeh subparalelný s povrchom substrátu. Zriedkavejšie sú krátke slepo sa končiace chodbičky, patriace zrejme hrabavým lastúrnikom. J. Bystrický (1964) z úlomkov podobnej horniny v malom lome na južnom svahu vrchu Hôrky pri Lopeji opísal úlomky diploporidnej riasy. Všetky spomenuté sedimentárne štruktúry, organické zvyšky a povaha sedimentu naznačujú dobre vetrané subtidálne, extrémne plytkovodné prostredie.

Tretím (pomerne častým) typom horniny blokov megabrekcie je masívny svetlosivý dolomit, značne rekryštalovaný dolomikrit až pseudodoloparenit obsahujúci len zriedkavé a zle zachované zvyšky schránok ostrakód a foraminifer. Hmota horniny je pomerne homogénna, laminácia sa nezistila. Len vzácné sa vyskytujú šošovky rekryštalizovaného detritu. Možno predpokladať, že hornina vznikla v subtidálnom prostredí.

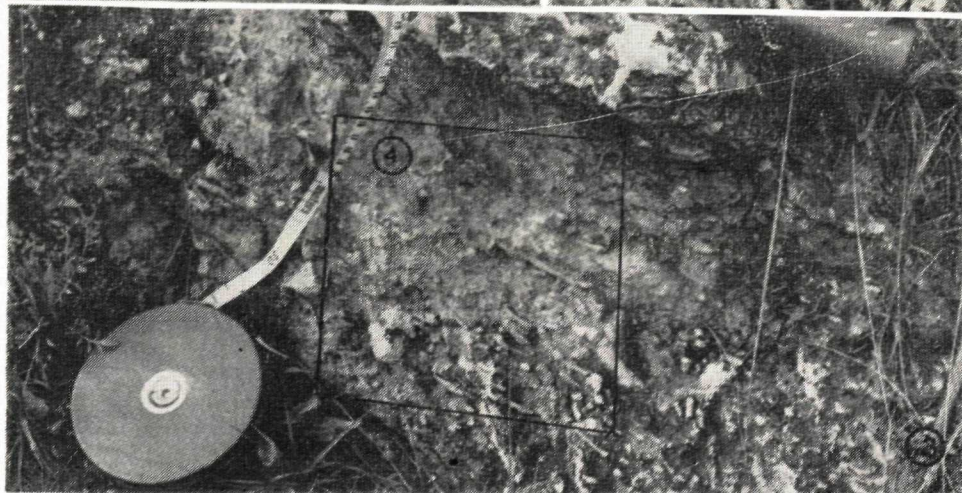
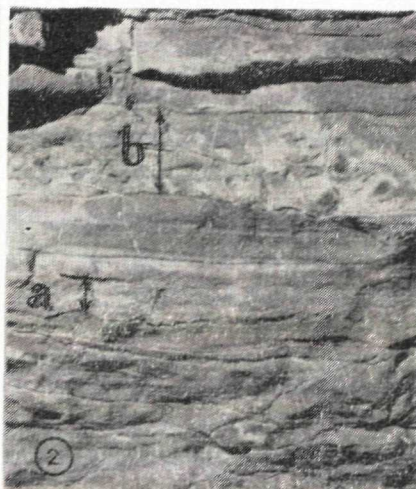
Tmeliacu „základnú hmotu“ blokov tvorí najčastejšie slienitý žltkastý špinavosivý jemnozrnný dolomit. Má dolomikritický charakter s reliktnými, pôvodne nepravidelnými laminárnymi štruktúrami. Jednotlivé lamíny bývajú zohýbané do klkovitých útvarov. V okrajových častiach horniny sú drobné vtrúsené úlomky dolomitov z uzavretých blokov (obr. 5). Stopy po pôvodných štruktúrach sú veľmi zotreté intenzívnym prehnetením. Pomer obidvoch typov slienitých dolomitov a zákonitosť ich vzájomného nahrádzania nemožno definovať. Niekedy (obr. 3, 6) tvorí žltkastý dolomit výplň rozovretej pukliny v špinavosivej variete (zdá sa, že je mladší). Ale pozorovania nemožno zovšeobecniť. Dokazujú len, že pohyby, za ktorých megabrekcia vznikala, neboli jednorazové a že sa zrejme opakovali viac ráz, pričom do vznikajúcich trhlín

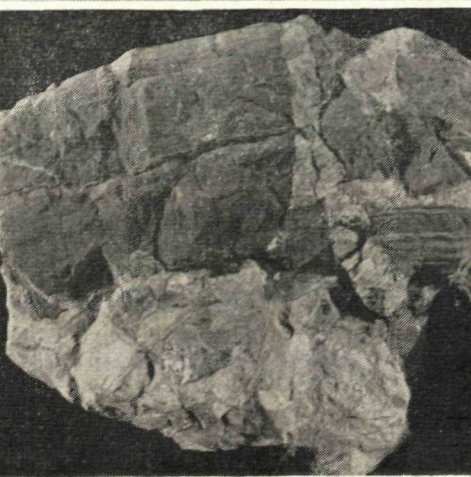
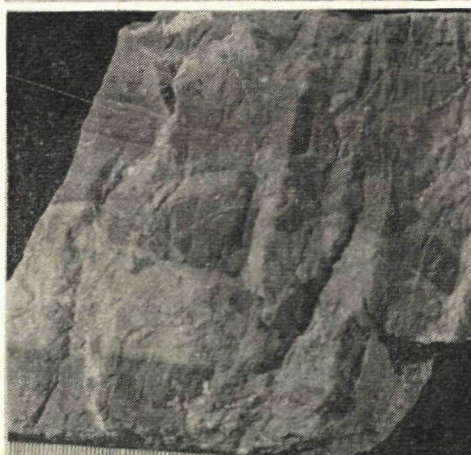
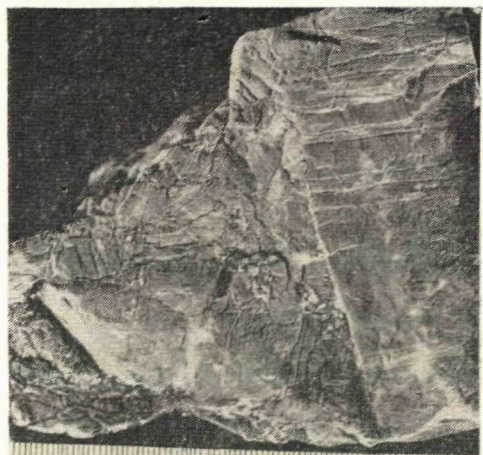
Obr. 4. Detaily textúry blokov

1—2 — búrkový horizont *a*, *b* vo vápencovom bloku, spodný lom, Farkašovo, 3—4 — infaunálne výhraby v bloku slienitého dolomitu nad ovčincom pri Zámostí; foto autor

Fig. 4. Details of block structure

1—2 — storm deposit horizons *a*, *b* in a limestone block, Farkašovo lower quarry, 3—4 — infaunal burrows in marly dolomite block above the sheep farm Zámostí

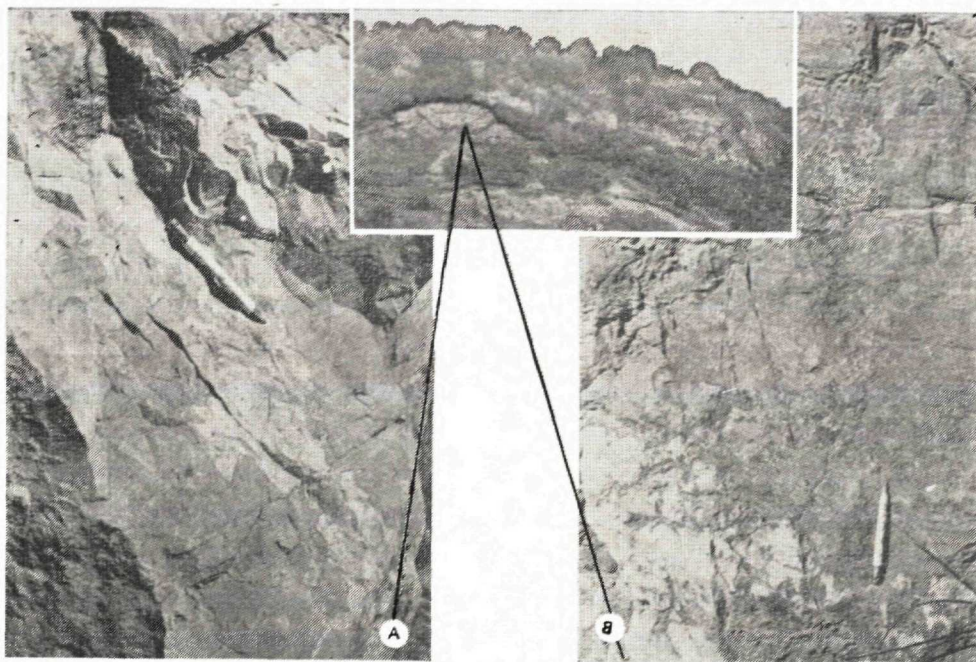




bola vtláčaná hmota menej spevnených hornín. Polohy tmelu s hojnejšími úlomkami vápnitejších hornín pritom umožnili vznik charakteristicky vyvetrávajúcim „rauwakom“ (dolomitický tmel je odolnejší proti vetraniu ako vápenec úlomkov).

Závery

Všetky horniny blokov vznikali v extrémne plytkovodnom prostredí: väčšina v intertidálnej a supratidálnej zóne, menšia časť v subtidálnom prostredí. Prevaha jemnozrnných dolomitov bez terigénnej prímеси nad inými typmi hornín svedčí o plochom pobreží s rozsiahlymi plytčinami a rovinami typu sabkha. Voda bola zrejme hypersalinná, prílivové prúdy silne obmedzené. Rozdiel medzi prílivom a odlivom bol zanedbateľný, len občas sa vyskytli búrkové prílivy. A predsa aj napriek takémuto plochému, stabilnému typu dna sa stalo, že do hlbších častí panvy skĺzli obrovské, rozsiahle kryhy spevnených a polo-



Obr. 6. Niektoré detaily styku blokov a medziblokovej hmoty v hornom lome Farkašovo. Foto autor

Fig. 6. Some details of the connection of block margins and "matrix" in the Farkašovo upper quarry

Obr. 5. Horninové vzorky z horného lomu Farkašovo ilustrujúce brekciovitú textúru farkašovského komplexu. Mierka v mm, foto H. Brodnianska

Fig. 5. Rock samples from Farkašovo upper quarry illustrating the brecciated structure of the Farkašovo sliding complex. The scale in mm

spevnených sedimentov. Tento jav zrejme súvisel so zvýšením tektonickej aktivity, zvýraznením morfológických rozdielov dna pri strednotriasovom ríftovaní dna Tetýdy spojenom so súčasným vyplňaním vznikajúcich depresí, ktoré predpokladá T. Bechstädt a H. Mostler (1976). Málo spevnené, zvodnené masy karbonatických sedimentov mohli skĺznuť do panvy z častí dna náhle vyzdvihnutých nad hladinu účinkom montenegrískej fázy (podobne ako to predpokladá M. Mišík 1968). Tak vznikli aj veľké suchozemsko-akvatické sklzy M. H. Kriegera (1977).

Pretože sa v matrixe megabrekcie nijaké vedúce fosílie nenašli, bolo treba jeho vek stanoviť opretím sa o nepriame dôkazy. Vek dolomitových blokov Hôrok sa na základe nálezů J. Bystrického, 1967 (*Andrusoporella pauciforata*), stanovil ako pelsónsky. Bazálny horizont nadložných vápencov reiflinského typu (povaha kontaktu nie je detailne známa) obsahuje bohatú faunu s *Pia-rorhynchella trinodosi*, ktorá je podľa M. Gaetaniho (1969) charakteristická pre zónu *Paraceratites trinodosus* ilýru. Aj asociácia foraminifer s *Glomospira densa* (K. Borza 1970) indikuje ilýr. Tieto vápence tvoria nad zosuvným telesom súvislý, neporušený horizont. Aj keď sa vo faune konodontov (R. Mock, ústna informácia) vyskytli ešte pelsónske prvky, je pravdepodobné, že celá megabrekcia vznikla počas najvyššieho pelsónu, resp. spodného ilýru. Stanovíť zosuvný charakter komplexu na danom mieste by bolo možno len pri jeho dokonalom odkrytí. V zle odkrytých miestach vidieť iba dolomitové elúvium s roztrúsenými vápencovými blokmi, preto sa detailné štúdium priestorových zákonitostí sklzu predbežne nemohlo vykonať. Ale už na základe doterajších údajov sa zdá byť isté, že na rozhraní pelsónu a ilýru neboli podmorské sklzy v Západných Karpatoch vzácnosťou. Pozorovania M. Mišíka (1968) svedčia o tom, že takýto záver platí nielen o oblasti hronika, ktorá bola hlavne počas rozhrania permu a triasu tektonicky aktívnou zónou. Navyše sa podobné procesy zistili aj na iných miestach alpsko-karpatského sedimentačného priestoru (ústna informácia A. Bauda). Tieto fakty naznačujú, že hranica pelsónu a ilýru bola obdobím zvýšenej tektonickej aktivity a že toto obdobie malo pre vývoj paleogeografických črt západného ukončenia triasovej Tetýdy mimoriadny význam.

Doručené 2. 3. 1979

Odporúčil J. Bystrický

LITERATÚRA

- Bechstädt, T. — Mostler, H. 1976: Riff-Becken Entwicklung in der Mittel-Trias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Z. Dtsch. geol. Gesell., 127, S. 271—289.
- Borza, K. 1970: Mikrofazies mit *Glomospira densa* (Pantić 1965) aus der mittleren Trias der Westkarpaten. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, 1, S. 175—182.
- Bystrický, J. 1967: O veku „chočských dolomitov“. Čas. mineral. geol., 12, 3, s. 247—252.
- Gaetani, M. 1969: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). Riv. ital. Paleont. Stratigr., 75, 3, p. 469—546.
- Krieger, M. H. 1977: Large landslides, composed of megabreccia, interbedded in Miocene basin deposits, southeastern Arizona. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 1008, 25 p.
- Maheľ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI Banská Bystrica. Bratislava, Ústr. úst. geol., 270 s.

- MaheI, M. et. al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. II. 1. Praha, Academia. 707 p.
- Marschalko, R. — Pulec, M. 1967: Sedimentology of the Lunz Beds. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18, 2, pp. 331—344.
- Michalík, J. 1978: To the paleogeography, paleotectonics and paleoclimatology of the Uppermost Triassic in the West Carpathians. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDS, pp. 189—211.
- Michalík, J. 1978a: To the paleoecologic and paleogeographic development of the Middle Triassic carbonate complexes in the Upper Hron valley (Hronic, West Carpathians). (Abstract.) Summaries Workshop meeting IGCP. Project 4 (Budapest), 3.—5. 10. 1978.
- Mišík, M. 1968: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathian Core Mountains. Geol. zbor. Geologica carparth. (Bratislava), 19, 1, pp. 205—224.
- Šťastný, V. 1928: Príspevek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst. (Praha), 4, 6, s. 1—7.
- Stur, D. 1968: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, S. 337—426.

Slumming in the Hronic unit (Choč nappe) of the Western Carpathians at the Anisian/Ladinian boundary

JOZEF MICHALÍK

A dolomite complex of Middle Triassic age between Hiadef and Lopej villages (Middle Slovakia) is of megabreccia nature. The interstices between limestone and dolomite blocks are filled by marly dolomite and single crevices were formed and filled several times. The whole rock unit of the "Farkašovo slump complex" arose under conditions of an extremely shallow-marine environment (supratidal to intertidal and less the subtidal zone). The prevalence of fine dolomite points to a flat shore with extensive hypersaline shallows and restricted tide currents but also with occasional stormy high tides. To explain slumping of semiconsolidated sediments on such a flat bottom, the effect of Tethyan bottom rifting during the Middle Triassic (T. Bechstädt — H. Mostler 1976) is introduced. The little consolidated, wet masses of carbonate mud could slump from suddenly uplifted parts of the bottom.

The age of dolomite blocks at the Hôrky hill has been determined as Pelsonian according to *Andrusoporella pauciforata* found here by J. Bystrický (1967). Overlying dark limestones appear as Lower Illyrian according to brachiopods (*Piarorhynchella trinodosi*) and foraminifera (*Glomospira densa*), or as Upper Pelsonian according to conodonts. It is therefore probable that the megabreccia originated in the time interval between the Lower Illyrian and Upper Pelsonian. Moreover, it seems probable, the slumping at the Pelsonian/Illyrian boundary was not only a local phenomenon either in the Western Carpathians or in the whole Alpine-Carpathian system. Facts may point to increased tectonic activity during the Pelsonian/Illyrian boundary a feature of extraordinary importance for the westernmost Tethyan portions.

Preložil autor