

Mezozoický a kenozoický vývoj oblasti Malých Karpát

J. Michalík¹ & D. Plašienka²

¹Geologický ústav Slovenskej Akadémie vied, Dúbravská 9, PO Box 106, 840 05 Bratislava

²Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava

Príkrovový systém *fatrika* (*krížňanský príkrov*): Fatrikový príkrovový systém pozostáva zo superficiálnych príkrovových šupín, ktoré vznikli južne od dnešného tatrika. Podľa pôvodnej definície (Andrusov et al., 1973), fatrikum pozostáva z vysokého a krížňanského čiastkového príkrovu, je tektonickou jednotkou typickou pre centrálnu Západné Karpaty. Fatrikové príkrovy ležia na tatríckom pokryve a sú prekryté súbormi "vyšších príkrovov" (obvykle identifikovaných s hronikom, Plašienka & Michalík, 2000). Krížňanský príkrov je relatívne tenká (1-3 km), ale laterálne rozľahlá (viac než 12 000 km², cf. Jacko & Sasvári, 1990) príkrovová doska spodnotriasových až strednokriedových sedimentárnych, zväčša karbonátových sekvencií. Boli odlepené z ich zväčša neznámeho podložja pozdĺž skýtskych, keuperských a spodnojurských bridličných „décollement horizons“ a evaporitov a vytvorili ďaleko presunutú alochtónnu telesá. Samotný príkrov tvoria početné odčlenené šupiny, „recumbent folds“ a imbrikované bloky, ale rozsiahle telesá pozostávajú z relatívne neporušených stratigrafických sukcesíí. Z litostratigrafického hľadiska sa krížňanský príkrov člení na plytkovodnejšiu vysokú a panovú zliechovskú sukcesiu. Štruktúrne a faciálne vzťahy medzi nimi sú také úzke, že pre oba sa neraz užíva len termín „krížňanský príkrov sensu lato“ (napr. Maheľ, 1983). Vysoká sukcesia obsahuje prahové plytkomorské jurské sedimenty podobné tatríckym (vysokotatranskej sukcesii), kým zliechovská sukcesia pozostáva z hemipelagických a eupelagických jurských a kriedových súvrství. Na západnom (Malé Karpaty) a východnom ukončení centrálnych Západných Karpát (Branisko a Humenské pohorie), predstavuje vysoký typ vývoja hlavnú zložku fatrickej sukcesie a zliechovský typ postupne mizne.

Z paleogeografického hľadiska pochádza vysoký príkrov zo severnej okrajovej časti zliechovskej panvy, v ktorej prevládajú svahové a prahové vývoje (Plašienka et al., 1991, Plašienka & Michalík, 2000). Aniské vysoké súvrstvie tvoria 200-250 m hrubé sedimenty gutensteinského typu z rozľahlej karbonátovej rampy. Mikritové vápence obsahujú vrstvy s morskými bentickými fosíliami a vložkami tempestitov a cunamitov (Michalík et al., 1992a). Vrchný člen má znaky hypersalinného prostredia, akými je dolomitizácia, alebo pseudomorfy po evaporitových mineráloch. Súvrstvie ramsauského dolomitu je okolo 40-60 m hrubé. Vápence v jeho najvyššej časti (skupina alpského muschelkalku) obsahuje bohatú karnickú faunu lastúrnikov (Maheľ et al. 1968, Maheľ 1986). Možno ich porovnávať s oponickými vápencami, laterálne prechádzajúcimi do brekciovitých a bunkovitých dolomitov. Komplex karpatského keuperu aj napriek tektonickej redukcii dosahuje na niektorých miestach hrúbku 200-300 m. Pestré bridlice obsahujú v spodnej časti svetlosivé kemité pieskovce, vyššie vložky sivých dolomitov. Rétske fatranské súvrstvie zastupuje sekvencia neritických fosiliférnych vápencov (Michalík, 1974). Prekrývajú ho hettangské hrubé bridličné sedimenty (vyše 100 m) kopieneckého súvrstvia. Spodnojurské piesčité krinoidové vápence trlenského súvrstvia (Bujnovský, et al. 1979) obsahujú tak ako v tatriku, či manínskej jednotke bohatý súbor silicifikovaných fosílií (brachiopody, lastúrniky, foraminifery). Smerom nahor prechádzajú do doskovitých rohovcových krinoidových vápencov vývratského súvrstvia, hľuznatých krinoidových vápencov a červených slieňovcov (prístodolské súvrstvie) a masívnych krinoidových vápencov s čerina-mi, šikmým vrstvením a batonskými fosíliami (vilské súvrstvie, Koša, 1998). Tieto sedimenty vznikli ako

podmorské svahové osypy pozdĺž okraja plytkomor-
skej platformy. Kelovejské a vrchnojurské vápence
typu Tegernsee obsahujú silicity s oxfordskými rá-
diolármi (Borza & Michalík, 1986, Michalík, et al.
1988). Najvyššiu časť datuje bohatá asociácia vrch-
notitónskeho mikroplanktónu. Spodnokriedová sek-
vencia pozostáva z masívneho padlovodského vá-
pencového súvrstvia a z bridličnatých hľbočských
vápencov (ekvivalent koscieliského súvrstvia z Vy-
sokých Tatier; Borza & Michalík, 1987, Michalík et
al., 1990a). Pelagické súvrstvia ukončuje aptské
biogénne bohatské súvrstvie. Karbonátový komplex
prekrýva albské porubské súvrstvie pelagických
slienov (často silicifikované alebo tektonicky redu-
kované).

Podľa evolučného tektonického modelu kríž-
ňanskeho príkrovu (Plašienka & Prokešová 1996,
Michalík 2007), zliechovská jednotka vznikala
v rozpínajúcom sa širokom panvovom priestore na
progresívne stenšovanej a naťahovanej kontinentál-
nej kôre od vrchného triasu do strednokriedového
obdobia. Následne sa zliechovská panva začala
skracovať podsúvaním podkladu a komplexov te-
gmentu pod veporický presunový klin. Sedimen-
tárna výplň sa odlepila v miestach hrubých skýt-
ských bridličných a evaporitových komplexov
a tvorili sa iniciálne „fold-and-thrust“ súbory prog-
radujúce externým smerom. Po úplnom eliminovaní
substrátu zliechovskej panvy sa jej tatrický a vepo-
rický okraj dostali do kolízie a jej výplň bola vytla-
čená cez frontálnu juhohotatickú rampu, z ktorej boli
spolu so svahovými a prahovými vývoji utrnuté
frontálne tatrické prvky (vysocký a manínsky). Ko-
nečne, počas neskorého turónu, tatrické príkrovové
prvky gravitačne skĺzli z juhohotatickej elevácie cez
panvovejšiu severohotatickú oblasť k severu.

Počas neskorého kriedovej – rano kenozoickej dex-
trálnej transpresie bola väčšina mezozoických
tatrických a hronických príkrovových komplexov
v SZ časti Malých Karpát (najmä jursko – kriedové
sekvencie vysockého príkrovu) rozbitá na početné
duplexy, šupiny, či dokonca "nezrelé" bradlá a čiast-
kové spätné prešmyky cez tatrické zázemie (Micha-
lík, 1984; Maheľ, 1987; Plašienka, 1990; Plašienka
et al., 1991).

Interpretácia frontálnych častí krížňanskeho prí-
krovu sa stretáva s niekoľkými zložitými problé-
mami. Je predmetom diskusií (Maheľ, 1978, 1983,
1986 etc; Michalík et al., 1987), či klásť manínsku
jednotku pribradlovej zóny (zóny medzi severným

okrajom tatrika a pieninského bradlového pásma) do
susedstva vysockého typu krížňanskej jednotky (pre
podobnosť či priam totožnosť ich jursko-spod-
nokriedových sekvencií, Michalík & Vašíček,
1980), alebo (Andrusov, 1968; Rakús, 1977; Mar-
schalko, 1986; Salaj, 1994a, b, 1995) zvyrazňovať
fakt kontinuity stredno- a vrchnokriedových sekven-
cií a umiestňovať manínsku jednotku paleogeo-
graficky severne od tatrika. V druhom prípade by
manínska jednotka bola susedom najexternejšieho
tatrika, t. j. infratatrickej zóny, sekvencie ktorej sú
značne odlišné. Ak je však manínska jednotka sku-
točnou zložkou tatrika, nemožno vylúčiť ani blíz-
kosť priestorov vzniku iných jednotiek pribradlovej
zóny, ako drietomskej, bošáckej, kosteleckej, hali-
goveckej a dokonca ani klapskej jednotky, najmä
v pred-turónskom období (Plašienka, 1995b). Na
rozdiel od vlastnej krížňanskej jednotky, klapská
a manínska jednotka aj po presune príkrovov ležali
na povrchu dna subsidujúcej panvy s hlbokomor-
skou sedimentáciou, a podľahli ďalšej silnej defor-
mácii aj neskôr, po ich príkrovovom presune.

Hronický (Chočský) príkrovový systém

Termínu chočský príkrov Lóczy (1917) pred-
chádzal pojem "alpinähnliche Fazies", ktorý
v Malých Karpatoch v postavení tektonickej jed-
notky použil Vettters (1904). Andrusov (1936) vy-
členil strážovský príkrov (pôvodne „Strážov – Moj-
tín Nappe“, Andrusov, 1932) v Strážovských
vrchoch od vlastného chočského príkrovu. Vzápätí
v Malých Karpatoch vyčlenil skupinu príkrovov ako
„vyššie a najvyššie“ subtatrické príkrovy (veter-
nický, jablonický a nedzovský). V súlade s touto
konceptiou vyčlenili Hanáček (1954), Mello (1979)
a Maheľ (1986, 1987), dve tektonické jednotky
v sukcesii prekrývajúcej krížňanský príkrov tatrika.
V Malých Karpatoch, Považskom Inovci a v Strá-
žovských vrchoch boli však chočský a strážovský
príkrov interpretované kontroverzne. Navyše,
mnohé ich črty sú zhodné s tektonickými jednot-
kami v SV časti prilahlých Severných Vápencových
Álp (göllerský príkrov). V mnohých konceptoch
boli vyššie subtatrické príkrovy považované za naj-
vyššie jednotky „pásma jadrových pohorí“, a mnohé
protiklady a rozpory sa pokladali za znak ich vy-
sokej pozície. Tzv. „vyššie príkrovy“ sa vysvet-
ľovali v minulosti ako presunuté masy z juhu
(Andrusov, 1936) ako príkrovy gemerika (Biely &

Fusán, 1967; Andrusov, et al. 1973). In í autori ich považovali za príkrovy silicika (Mello, 1979), alebo ako hybrid medzi hronikom a gemero-silicikom, alebo ako podriadené príkrovové šupiny primárneho chočského príkrovu (Maheľ, 1986), alebo za prešmyk z juhu, diferencovaný neskôr na jednotlivé telesá (Plašienka et al., 1991). Vyskytol sa aj názor, že pochádzajú z "pôvodnej sedimentačnej oblasti v SZ časti centrálnych Karpát a pribradlovej zóny, z ktorých boli tieto triasové komplexy diapiricky vytlačené do jurských a kriedových sedimentov tej istej sedimentačnej oblasti (Salaj, & Began, 1983), a sú "zachovanými zvyškami klapského valu v pribradlovej zóne, neskoršie bivergentne vytlačeného cez mladšie členy klapskej jednotky" (Salaj et al., 1987). Odlišné chápanie hronika a príslušnosti strážovského príkrovu a vyšších príkrovov, čiastočne v súhlase s názormi Maheľa (1985) prezentoval Havrila (1996). Na základe stratigrafických, sedimentologických, paleogeografických a štruktúrnych štúdií, vyššie subtatrické príkrovy chápal pod pojmom hronikum. Faciálna príbuznosť triasových komplexov "vyšších" príkrovov naznačuje prítomnosť príkrovových jednotiek označovaných niekedy ako "ultrahronikum" (strážovský príkrov Strážovských vrchov, alebo nedzovských príkrov v Malých Karpatoch). Tieto jednotky charakterizuje mohutný vývoj wettersteinských a dachsteinských vápencov považovaných kedysi za "gemerický rys",

a neskôr po definovaní silického príkrovu a silicika (Kozur & Mock, 1973 a Mello, 1979), za znak silicika. Detailné štúdium priestorových vzťahov medzi rífovými, lagunárnymi, svahovými a panvovými faciálnymi vývojmí na pôvodnom karbonátovom šelfe zachovanými v týchto príkrovoch odkýva blízke laterálne faciálne a štruktúrne vzťahy medzi čiastkovými príkrovmi hronika (Michalík et al., 1993a; Havrila, 1996, Polák et al., 1996). Prítomnosť príkrovových šupín zložených výlučne z rífových más v najvyššej štruktúrnej pozícii možno interpretovať buď ako indikáciu nezávislého vyššieho príkrovového systému, príbuzného východoalpským jednotkám, ale tiež ako čiastkové príkrovové telesá hronického systému, individualizovaného vďaka mechanickej kompetencii masívnych lagunárnorífových telies obklopených svahovými a panvovými, menej kompetentnými komplexami ktoré podľa hli skráteniu. Navyše, typický silický príkrov obsahuje stratigrafickú sukcesiu ukončenú oxfordskými sedimentami (Kozur, 1991; Sýkora & Ožvoldová, 1995), kým klasty v brekciách na povrchu vápencov v oblasti Malých Karpát sú tvorené aj spodnokriedovými horninami. Komplexy "vyšších" príkrovov Malých Karpát podstieľa hrubý vrchnopaleozoický vulkanosedimentárny komplex – ipoltická skupina, neznámy zo sekvencií silicika. Navyše, je priestorovo obmedzený na južné centrálné západo-karpatské zóny (veporikum a gemerikum).

Literatúra:

Literatúru citovanú v tejto publikácii možno najst' v nasledujúcich publikáciách:

- Havrila M. (1996): Investigation of basinal and slope sediments of the Biely Váh succession and paleogeography of the Hronicum Unit (abstract). *Geol. Práce, Správy* 101., 28-29.
- Koša E. (1998): Lithostratigraphy and depositional environment of Lower - Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe unit (Malé Karpaty Mts, Western Carpathians). *Geol. Carpathica* 49,5., 329-339.
- Michalík J. (2007): Rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (central Western Carpathians). *Geologica Carpathica* 58,5., 443-453.
- Michalík J., Broska I., Francú J., Jendrejáková O., Kochanová M., Lintnerová O., Masaryk P., Papšová J., Planderová E., Šucha V. & Zatkáliková V. (1992): Dobrá Voda- 1 štruktúrny vrt (1140,8 m, Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. *Regional. geol. Západných Karpát* 27., 3-140.
- Plašienka D. (1995): Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. *Geol. Carpathica* 46., 101-112.
- Plašienka D., Michalík J. (2000): The nappe structure of the western part of the Central Carpathians.- In: MICHALÍK J. (ED.): Excursion into westernmost central Carpathians (Slovakia). 6th Int. Cret. Symposium Vienna, Austria 2000, August 27th to September 4th, p.2-9.