

18 196

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 2011



GEOLOGICKÉ PRÁCE

ISSN 0433-4795

SPRÁVY

117

AFN 6459
114/2019

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001033230



**GEOLOGICKÉ
PRÁCE
SPRÁVY 117**



Recenzenti

doc. RNDr. Milan Sýkora, CSc.

doc. RNDr. Jozef Hók, CSc.

Vedecký redaktor

RNDr. Ladislav Šimon, PhD.

Členovia redakčnej rady

RNDr. K. Fordinál, PhD., RNDr. M. Havrila, CSc., RNDr. A. Klukanová, CSc., RNDr. M. Kohút, CSc.,
RNDr. J. Maglay, PhD., RNDr. P. Malík, CSc., RNDr. M. Ondrášik, PhD., RNDr. A. Nagy, CSc., RNDr. M.
Potfaj, CSc., RNDr. P. Siman, PhD.

ŠTÁTNY GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA 2011



GEOLOGICKÉ PRÁCE

SPRÁVY

117

Venované
mojej mame † Anne, sestre Marte a manželke Márii.
Vďaka ich starostlivosti som sa aj počas dlhodobej choroby mohol venovať
poznávaniu hronika.

OBSAH

ÚVOD	7
STRUČNÁ HISTÓRIA VÝSKUMOV	8
ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA HRONIKA	11
FACIÁLNE OBLASTI HRONIKA	14
Raminský vápenec	18
Vyčlenenie raminského vápenca a vývoj termínu	18
Raminský vápenec v Západných Karpatoch	20
Členenie raminského vápenca v Západných Karpatoch	24
Pozícia raminského vápenca	25
Trachycerasové súvrstvie	26
Vyššie subtatranské príkrovy – súčasť hronika	27
Rekonštrukcia sedimentačného priestoru hronika a vývoja v ňom po začlenení vyšších subtatranských príkrovov do hronika	30
Typy sekvencií hronika	35
Sekvencia panvového typu	35
Sekvencia karbonátovej platformy	35
Sekvencia prechodného (čiernovážsko-bielovážskeho) typu	36
PROGRADÁCIA RIFOVÝCH KOMPLEXOV HRONIKA	36
Úvod	36
Paleogeografická schéma hronika a krátky súhrn výskytu rifov	37
Progradačná sekvencia	38
Lokalizovanie primárnych rozhraní paniev a plošín	38
Západný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny	38
Východný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny	40
Ráztočniansky bazén	42
Zhrnutie	43
SPRESŇUJÚCI VÝSKUM OKRAJOV KARBONÁTOVEJ PLOŠINY	44
Východný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny so štureckou faciálnou oblasťou	44
Príkrov Malého Šturca	44
Príkrov Veľkého Šturca	47
Západný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny s mojtínskou faciálnou oblasťou	53
Príkrov Homôľky	54
Príkrov Ostrej Malenice	56
Považský príkrov (strážovská časť)	59
Zhrnutie	67
CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH FACIÁLNYCH PRIESTOROV HRONIKA	69
Bielovážska faciálna oblasť	70

Bazén Dobrej Vody	70
Ráztočniansky bazén	70
Bazén Bieleho Váhu	71
Čiernovážska faciálna oblasť	72
Mojtínsko-harmanecká karbonátová platforma	72
Karbonátová platforma Čierneho Váhu	73
Rozhrania faciálnych oblastí	73
Rozhranie bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy	73
Rozhranie mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy a bazénu Bieleho Váhu	75
ŠTRUKTURALIZÁCIA HRONIKA	75
Príkrovová stavba	75
Kinematický charakter presunu telies hronika	78
Čas štrukturalizácie	78
INDEXY ZMENY FARBY KONODONTOV (CAI) V ZÁPADNÝCH KARPATOCH A SEVERNÝCH VÁPENCOVÝCH ALPÁCH – POROVNANIE	81
ZÁVER	82
POĎAKOVANIE	85
LITERATÚRA	86
SUMMARY	98

Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – tuval), štrukturalizácia a stavba

MILAN HAVRILA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Abstrakt. Paleogeografická rekonštrukcia hronika je založená na litofaciálnej analýze preukazujúcej previazanosť susedných sedimentačných priestorov. Tento postup preukázal, že vyššie subatranské príkrovy (veterlínsky, havranický, jablonický, strážovský, tematínsky a strážovský príkrov Veľkej Fatry, t. j. príkrov Tlstej) sú súčasťou hronika. Základnými typmi sedimentačných priestorov v časovom intervale vrchný pelsón – tuval boli intrašelfové bazény a karbonátové plošiny, ktoré sa v priestore vzájomne striedajú. Ich vznik podmienila synsedimentárna tektonika. Proces ich individualizácie prebiehal dlhobojšie. Ich rozhrania postupne formovalo viacero synsedimentárnych zlomov. Vyčlenili sa: bazén Dobrej Vody, mojtínska plošina, ráztočniansky bazén, harmanecká plošina, bazén Bieleho Váhu a plošina Čierneho Váhu. Spojením mojtínskej a harmaneckej plošiny časom zanikol úzky kanálovitý ráztočniansky bazén a vznikla rozsiahla mojtínsko-harmanecká plošina. Štrukturalizáciou priestoru hronika v kriede vznikla sústava príkrovov, ktoré sa následne ešte počas presunu vnútorne imbríkovali a deformovali.

Kľúčové slová: centrálné Západné Karpaty, hronikum, paleogeografia, raminský vápenc, vyššie subatranské príkrovy, príkrovová stavba

ÚVOD

Práca sumarizuje pokrok vo výskume hronika dosiahnutý od 90. rokov minulého storočia do súčasnosti. Ten sčasti prenikol do odborného povedomia, ale vzhľadom na to, že doteraz nebol dostatočne publikačne zachytený, je značne problematické naň nadviazať. Cieľom je preto vyplniť túto medzeru a uľahčiť záujemcom orientáciu v problematike hronika.

Dosiahnuté nepublikované výsledky autor v minulosti prezentoval formou prednášok na rôznych podujatiach a z veľkej miery sú zachytené aj v manuskriptových prácach. Základná informácia o paleogeografickom členení sedimentačného priestoru na sústavu bazénov a karbonátových plošín lemovaných rifmi wettersteinskej fácie, o charaktere a úlohe raminských vápencov zväzujúcich tieto priestory a o rozdielnej hrúbke lunzských vrstiev usadených v bazénoch a na karbonátových plošinách potvrdzujúcich batymetrické členenie priestoru odznela na seminári venovanom geodynamickému vývoju a hlbinej stavbe Západných Karpát. Seminár organizoval vedúci

rovnomennej výskumnej úlohy M. Rakús a uskutočnil sa v priestoroch Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave v dňoch 17. – 18. 12. 1992. Následne sa táto informácia stala základom manuskriptových prác autora (Havrila in Havrila a Buček, 1992; Havrila, 1993), uložených v archíve ŠGÚDŠ Bratislava (Geofonde). V týchto prácach sa uvádza, že bielovážska sekvencia sa vyskytuje v dvoch, v súčasnosti izolovaných priestoroch (bazénoch) oddelených karbonátovou plošinou tvorenou čiernovážskou sekvenciou. V druhej zo spomenutých prác sa konštatuje a zdôvodňuje zaradenie vyšších subatranských príkrovov do hronika. Toto zdôvodnenie odznelo na seminári organizovanom bratislavskou sedimentologickou pobočkou Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave 9. 9. 1993 a na 8. stretnutí Európskej asociácie geologických spoločností v dňoch 21. – 24. 9. 1993 v Budapešti. Časť dosiahnutých výsledkov týkajúca sa Chočských vrchov sa dostala k verejnosti prostredníctvom práce Gross et al. (1993). Sedimentologická problematika raminských vápencov a hornín partnašského súvrstvia bola prezentovaná na seminári organizovanom bratislavskou sedimentologickou pobočkou Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave 5. 5. 1994. Nahrádzaniu vzťahu wettersteinský vápenc – reiflinský vápenc vzťahom wettersteinský vápenc – partnašské súvrstvie bola venovaná prednáška, ktorá odznela na seminári organizovanom bratislavskou sedimentologickou pobočkou Slovenskej geologickej spoločnosti v Bratislave v máji 1994. V nej bolo partnašské súvrstvie definované ako bahenné turbidity.

Informácie o postupe v poznaní hronika sú zoradené chronologicky, viac-menej tak, ako sa postupne dosiahli. Vzhľadom na možnosti a okolnosti, za akých práca postupne vznikala, nebolo možné pracovať na celej zachovanej ploche hronika. Výskum sa sústredil viac-menej na štúdium a opísanie rezu vedeného naprieč sedimentačným priestorom cez všetky jeho faciálne oblasti. Takým spôsobom sú prezentované aj dosiahnuté výsledky. Záujem sa obmedzil len na vývoj hronika v období vrchného pelsónu až tuvalu. Toto obdobie je rozhodujúce pre pochopenie a rekonštrukciu paleogeografického priestoru hronika, ktoré v tom čase bolo mozaikou zloženou z bazénov a plošín. Táto mozaika bola oproti doterajším paleogeografickým predstavám značne zložitejšia.

STRUČNÁ HISTÓRIA VÝSKUMOV

Názvy mnohých litostratigrafických, tektonických, resp. paleogeografických jednotiek, ktoré sa v súčasnosti považujú za súčasť tektonickej jednotky hronika, jedného z hlavných stavebných kameňov Západných Karpát, majú svoju vlastnú a často komplikovanú históriu. Mnohé názvy vznikali ešte v predpríkrovovej etape výskumov Západných Karpát [pred vydaním prác Lugeona (1903), Vettera (1904) a Uhliga (1907)] a len postupne sme spoznávali a spoznávame ich príbuzenský vzťah k hroniku a ich pozíciu v príkrovovej stavbe pohoria.

História výskumu hronika sa začala odvíjať v päťdesiatych rokoch 19. storočia. V tom čase sa vyčlenilo množstvo litostratigrafických jednotiek, o ktorých sa neskôr zistilo, že patria k hroniku. Foetterle (1853, s. 850) uvádza, že severne od Kuchyne v Malých Karpatoch na *Grauwacke* (droby) nadväzujú *Werfenerschiefer* (verfenské bridlice), *Gutensteinerkalke* (gutensteinské vápence) a *Dachsteinkalke* (dachsteinské vápence). Z dnešného pohľadu sú to sedimenty permu, resp. spodného triasu veterlínskeho príkrovu a triasové karbonáty v ich nadloží. Pettko (1856, s. 53) červený pieskovec z tej istej oblasti paralelizoval s *Werfener Schichten* (verfenskými vrstvami) a nad ním ležiaci vápenec *Rachsturnu* (Veľkej Vápenice) s *dunkle Kalke der Werfener Schichten* (tmavým vápencom verfenských vrstiev). Prvé stratigrafické zaradenie spomenutých karbonátov (ktoré v súčasnosti zaraďujeme do hronika) vyplývajúce z ich pozície v nadloží červeného pieskovca a melafýru bolo teda správne. Stur (1860) za najstaršie horniny Bieleno pohoria Malých Karpát považoval horniny pásma červeného pieskovca s melafýrmi, ktoré považoval za permské. Vápence a dolomity Bielych hôr (*hnedé vápence Havranice*, *svetlosivé vápence pásma Wetterling – Rachsturn*, *biely piesčité dolomit pásma Havranice*) ležiace nad nimi na základe petrografickej analógie s inými výskytmi v Západných Karpatoch, kde ležia nad vápencami a slieňmi neokómskeho veku, zaradil Stur (1860) k *Neokomkalku und Dolomitu* neokómskeho veku. Už predtým Stur (1859, s. 47) v Chočských vrchoch vyčlenil *Neocom-Dolomit*¹, t. j. dolomit vystupujúci nad vápencami neokómskeho veku, a preto ho považoval (Stur, 1959, s. 29) za vrchnú časť neokómu. Neskôr (Stur, 1860, s. 45) použitý termín rozšíril aj na triasové vápence vystupujúce v rovnakej pozícii a zaviedol termín *Neokomkalk und Dolomit*. Následne (Stur, 1860, s. 108) v rámci tejto litostratigrafickej jednotky odlišil *Neocom-Dolomit*, *Wisnover*, resp. *Wišňower Kalk* (višňovský vápenec)², t. j. tmavé vápence vystupujúce vo Višňovskej doline a na hradnej skale v Strečne, ktoré koreloval so svetlými vápencami *Veterníka* a *hnedými vápencami Havranice* Malých Karpát (s. 62, 63). Súčasne vyčlenil (s. 132, 133) *Šipkover Schiefer* (šipkovskú bridlicu)³, t. j. čierne bridlice,

¹Je zrejme, že pod tento termín Stur zahrnul celý vrstvomý sled hronika príslušnej oblasti.

²Višňovský vápenec vystupujúci vo Višňovskej doline pokladal Andrusov (in Andrusov a Kuthan, 1943) za gutensteinský vápenec (anis) krížňanského príkrovu. Višňovský vápenec vystupujúci na hradnej skale v Strečne pokladali Andrusov a Matějka (1931) za tmavý vápenec stredného triasu (virglóru) vrchného subtatranského príkrovu.

³Stur (1868) poukázal na ich veľkú podobnosť s lunzským pieskovcom. Ich zhodu s reingrabenskými bridlicami a lunzskými vrstvami dokázali Matějka (1927), Kettner a Koutek (1927) a Andrusov (1933).

ktoré považoval za vložku v neokómskom dolomite, a spolu s ním ich považoval za neokómske. Neskôr boli (Stur, 1868, s. 406 – 410 a 423) premenované na *Šipkover Mergel* (šipkovský slieň). Rozčlenenie *Neokomkalku und Dolomitu* potvrdil v Bieleno pohorí Malých Karpát Paul (1864), keď severne od pruhu červeného pieskovca a melafýru vyčlenil viacero litostratigrafických jednotiek (*der früher erwähnte lichte hornsteinführende Kalk*; *der dunkle Liaskalk von Rachsturn über Černá skála*; *lichte Korallenkalk des Wetterling*; *dunkler Kalk im Burian-Gebirge und auf der Havraná skála*; *der theils sandige, theils zuckerkörnige Dolomit des weissen Gebirges*). Posledné tri z nich stále považoval za kriedové. Mojsisovics (1867, s. 259) v tej istej oblasti a pre ten istý vrstvomý sled (celý sled trosky Veľkého Choča), ktorý Štúr (1859) zhrnul pod názov *Neocom-Dolomit*, zaviedol podľa vrchu Choč v Chočských vrchoch názov *Chocsdolomit* (chočský dolomit), ktorý pokladal za cenomanský. Termín *Chocsdolomit* použil aj Stache (1867, s. 378) ako synonymum ním zavedeného termínu *Kreide-dolomit*, ktorý aj on považoval za cenomanský. Aj Štúr (1867) použil termín *Chocsdolomit* miesto svojho staršieho termínu *Neocom-Dolomit*. Neskôr (1868, s. 384, 405) preň zaviedol ďalší termín (jeho súčasťou boli podľa neho aj tmavé vápence a dolomity s vložkou šipkovského slieňa), *Karpathen-dolomit* (karpatský dolomit), pretože ho zaraďoval do albu⁴.

Zanedlho sa začali hromadiť biostratigrafické údaje preukazujúce vek litostratigrafických jednotiek, ktorých spolupatričnosť k hroniku sa časom potvrdila. Nálezom dasykladálnych rias na Vajarskej (Gümbel, 1872; Vetter in Beck a Vetter, 1904; Pia, 1912) sa preukázal spodnodolinský vek *Wetterlingkalku* neskôr vyčleneného havranického príkrovu Bieleno pohoria Malých Karpát. Na základe výskytu dasykladálnych rias sa preukázal triasový vek toho istého vápenca (Gümbel, 1874; Pia, 1917, 1918) aj v neskôr vyčlenenom tematinskom príkrove Považského Inovca. Podobne sa preukázal triasový vek toho istého vápenca (Lóczy, 1915) aj v neskôr vyčlenenom nedzovskom príkrove Čachtických Karpát. Do širšieho povedomia sa však dostali až nálezy fauny triasu (Dornay, 1913, 1917, 1918; Vogl, 1917) v *Chocsdolomite* (neskôr sa ukázalo, že v raminskom a v göstlínskom vápenci) v okolí Ružomberka. Tým sa konečne pre celý komplex hornín budujúcich príkrovový systém hronika nielen preukázal, ale aj akceptoval triasový vek.

Tektonické dôsledky uvedených biostratigrafických zistení boli vyvozené neskôr. Hauer (1869) považoval *Chocsdolomit* za súčasť pásma jadrových pohorí (*zone der Kerngebirge*) vnútornej zóny Karpát. Uhlig (1897 – 1898, 1903) v tomto pásme vyčlenil dva hlavné vývoje: *vysokotatranský* a *subtatranský* (súčasťou subtatranského vývoja, chápaného stále autochtónne, bolo aj budúce hronikum). Lugeon (1903) preukázal príkrovovú povahu subtatranského vývoja vo Vysokých Tatrách a vyčlenil v ňom dva príkrovy: *spodný subtatranský príkrov* a *vrchný*

⁴Vigh (1915, s. 81, 99) a Kulcsár (1918, s. 200) *Chocsdolomit* považovali len za jeden z dolomitov a vápencov vrstvomého sledu dnešného hronika. Termín *Chocsdolomit* potom v rôznych významoch použil ešte celý rad geológov (Matějka, 1927, s. 45; Kettner, 1927, s. 55; Koutek, 1927; Dornay, 1913 – 1918; Pia, 1918; Kettner a Koutek, 1927, s. 5; Spengler, 1932, s. 217, ...).

subtatranský príkrov⁵. Uhlig (1907) akceptoval názory Lugeona (1903) a vyčlenil *subtatranský príkrov*. Medzitým však Veters (in Beck a Veters, 1904) v Malých Karpatoch *Neokomkalk und Dolomit* v zmysle Stura (1860), ktorý Stur (1860) a Paul (1864) rozčlenili na viacero litostratigrafických jednotiek, považoval za *alpinähliche Facies* (fáciu podobnú alpskej). Popri vysokotatranskej a subtatranskej fácií tak vyčlenil v Západných Karpatoch tretiu fáciu (vývoj) triasu. Zahmul do nej celú postupnosť litostratigrafických jednotiek vystupujúcich v nadloží subtatranskej fácie (vtedy už vlastne príkrovovej povahy) vrátane pruhu *červeného pieskovca a melafýru*, t. j. všetky litostratigrafické jednotky vyčlenené Sturcom (l. c.) a Paulom (l. c.), ale považované už za trias. Považoval ju za osobitnú tektonickú jednotku⁶ – *äuseres subatrisches Gebiet* (vonkajšiu subtatranskú oblasť). Vetersa (1904) treba preto považovať za otca tektonickej jednotky, ktorú neskôr Andrusov et al. (1973) nazvali hronikum. Veters (1908) konštatoval v Západných Karpatoch okrem subtatranského príkrovu aj existenciu *vyšších subtatranských príkrovov*.

Existencia príkrovovej jednotky vyššej ako subtatranský príkrov (od ktorého bola odčlenená) sa potom v praxi v regionálnom rozsahu rýchlo potvrdila. Dostala celý rad názvov: *triasový príkrov*, resp. *príkrov triasového vápenca a dolomitu* sensu Kulcsár, 1915, 1917; *príkrov triasového vápenca a dolomitu* sensu Vigh, 1915; *príkrov „chočského“ dolomitu* (takáró „chocs“ dolomit) sensu Vigh, 1916; *veľký príkrov z „chočského dolomitu“* *Vysokých Tatier* sensu Goetel, 1916; *príkrov bieleho chočského dolomitu* sensu Ferenczi, 1916; *príkrov veterlinského vápenca a chočského dolomitu* sensu Ferenczi, 1917; *vápencový a dolomitový príkrov* sensu Ferenczi, 1917; *triasový príkrov* sensu Ferenczi, 1917; *chočský príkrov* sensu Ferenczi, 1916, 1917; *chočský príkrov* sensu Lóczy, 1917; *chočský príkrov* sensu Vogl, 1917; *skupina dolomitová* sensu Matějka, 1924 (tento termín síce nebol použitý ako názov príkrovovej jednotky, neskôr sa však zreteľne ukázalo, že má aj tento význam); *vrchný subtatranský či chočský príkrov* sensu Matějka, 1925, 1927; *stredný subtatranský príkrov* sensu Matějka, 1927; *vrchný subtatranský či chočský príkrov* sensu Matějka, 1927; *stredné a vrchné subatrikum* sensu Matějka a Andrusov, 1931; *vrchný subtatranský príkrov* sensu Spengler, 1932; *vrchný subtatranský príkrov* sensu Matějka, 1935; *poľudnický*

príkrov sensu Andrusov, 1935, 1936; *chočský príkrov* sensu Andrusov, 1938; *ultraveporidy* sensu Biely et al., 1968; *stredné subatrikum* sensu Andrusov, 1968; *chočský príkrov* sensu Mahel', 1959a, b, 1961a, b, 1962, 1964, in Mahel' et al., 1967, 1970.

Dezintegráciu vrchného subtatranského príkrovu na čiastkové jednotky začal Matějka (1927). Rozštiepil ho na *stredný subtatranský príkrov* a *vrchný subtatranský či chočský príkrov*. V širšom regionálnom meradle ho na uvedené dve telesá rozdelili Matějka a Andrusov (1931). Ich existenciu v okolí Liptovskej Osady síce efektne vyvrátil Spengler (1932), keď preukázal, že tu ide o jedno teleso, no na Pohroní sa ich existencia udržala aj potom, ba až dodnes (vyčlenené telesá boli neskôr pomenované ako príkrov Svíbovej a príkrov Bystrej). Andrusov (1930) vyčlenením *jablonického a nedzovského príkrovu* definoval novú skupinu tektonických jednotiek, skupinu *vyšších* (vyšších ako chočský) *subtatranských príkrovov*. Následne k nim pribudol *strážovsko-mojtínsky príkrov* (Andrusov, 1932), ktorý Andrusov (1935) premenoval na *strážovský príkrov*. Pribudol k nim aj *veternický príkrov* (Andrusov, 1936). Veternický príkrov Andrusov (1936) stotožnil s vonkajšou subtatranskou oblasťou v zmysle Vetersa (1904) a považoval ho za ekvivalent strážovského príkrovu. Vzájomná hierarchia vyšších subtatranských príkrovov nebola celkom jasná a preukázaná. Ďalšie vyčlenené telesá lokálneho, prípadne širšieho regionálneho významu v rámci vrchného subtatranského príkrovu (vtedy už všeobecne nazývaného chočský príkrov): *spodný a vrchný čiastkový príkrov Ostrého vrchu* (Ilavský a Červeňová, 1952); *samostatná tektonická šupina chočského príkrovu* (Losert a Náprstek, 1957), pre ktorú Mayer (1959) zaviedol názov *čiastkový príkrov Flosa* a Bystrický (1964) *séria Drienka*, a na základe toho sa potom vžil názov *príkrov Drienka*; *jednotka Furkaski* a *jednotka Korycišk* (Guzik, 1959); *ilanovský vývin, šupina medzi spodným a stredným vývinom a chočská séria* – tieto termíny majú aj význam tektonických telies (Biely, 1960); *spodný, stredný a vrchný tektonický čiastkový element* na severných svahoch Nízkyh Tatier (Biely, 1963), následne pomenované maluzinská, bocianska a svarínska šupina (Biely, 1966; Biely in Andrusov, 1967); *spodný, stredný a vrchný tektonický čiastkový element* na južných svahoch Nízkyh Tatier (Biely, 1963), neskôr pomenované *príkrov Bystrej, príkrov Svíbovej a príkrov Okešenej* (Biely, 1984); *havranický čiastkový príkrov* (Peržel, 1966, s. 89); *spodný čiastkový príkrov (alebo digitácia) Rohatej skaly* a *vyšší čiastkový príkrov (alebo digitácia) Malenice* (Andrusov, 1967, 1968); *strážovský príkrov v horskej skupine Tlstej* (Peržel, 1969, s. 122)⁷, ktorý bol premenovaný na *príkrov Tlstej* (Bystrický, 1973); *chočský príkrov a šturecký príkrov* (Andrusov et al., 1973); *tematínsky príkrov* (Bystrický, 1973, s. 14); *príkrovová troska Studenca a Znievskeho hradu* (Rakús in Rakús et al., 1984); *príkrov Dobrej Vody, príkrov Homôľky* (Rohatej skaly)⁸, *príkrov Ostrej Male-*

⁵Rabowski a Goetel (1925) stotožnili Lugeonov (1903) termín vrchný subtatranský príkrov používaný vo Vysokých Tatrách s termínom chočský (vrchný subtatranský) príkrov používaným na Slovensku. Matějka a Andrusov (1930) oba príkrovy, ktoré vyčlenil Lugeon (l. c.), definovali ako príkrovy druhého rádu patriace k spodnému subtatranskému príkrovu (rozumie križňanskému). Vyslovili názor, že vrchný subtatranský príkrov (rozumie chočský) by mohol byť zastúpený len v skupine Osobitej. Jeho zastúpenie v Tatrách potvrdil Andrusov (1936, s. 16). Z toho vyplýva, že termín vrchný subtatranský príkrov bol najprv použitý pre jeden čiastkový príkrov kmeňového križňanského príkrovu, resp. pre jeden z príkrovov fatrika a až neskôr nim bol označený chočský príkrov.

⁶Veters (1904, s. 139, 140) hovorí o „šupinovitej štruktúre charakteristickej pre jadrové pohoria...“. Termín šupina v jeho podaní zodpovedá termínu príkrov. Svedčia o tom jeho nasledujúce vyjadrenia o tektonike Malých Karpát: „... je subtatranská séria vrstiev presunutá ako šupina usmernená k JV smerom do vnútra pohoria...“; „Hranica subtatranskej zóny je... presunovou líniou... voči wetterlinskému vápencu...“; „Biele pohorie tvorí k JV usmernenu šupinu, ale značne väčšej hrúbky ako vnútorná subtatranská.“

⁷Havrila (1993; in Polák et al., 1996; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998) vyššie subtatranské príkrovy včlenil späť do hronika.

⁸Tento kombinovaný názov bol vytvorený na zdôraznenie faktu, že sekvencia nesúca známe meno séria Rohatej skaly (Andrusov, 1932) je súčasťou tohto príkrovu. Názov príkrov Rohatej skaly sa ale javil nevhodný, keďže termín Rohatá skala bol už použitý pre sekvenciu vrchnotriasovo-spodnokriedových hornín. Preto bol pre názov príkrovu

nice, *štúrecký príkrov s. s.*, *chočský príkrov s. s.* (Havrila in Polák et al., 1996, obr. 5); príkrov Tlstej bol rozdelený na *kryhu Drienka a vrásu Tlstej* (Polák in Polák et al., 1997) a teleso v ich podloží bolo pomenované ako *necpalský príkrov* (Polák in Polák et al., 1997); *havranicko-jablonicko-nedzovsko-strážovský príkrov* (Havrila in Kováč a Havrila, 1998), ktorý bol premenovaný na *považský príkrov* (Havrila in Havrila a Boorová, 2002); štúrecký príkrov s. s. (Havrila in Polák et al., 1996) sa vzápätí rozdelil na *príkrov Malého Šturca a príkrov Veľkého Šturca* (Havrila in Havrila et al., 2001); *príkrov Markovej a príkrov Frankovej* (Polák in Polák et al., 2003, s. 137); *príkrov Teplého vrchu, Podhradia a Beckova* (Havrila in Ivanička et al., 2007).

Napriek rýchlej akceptácii vyššieho subtatranského príkrovu sa objavili aj názory vysvetľujúce výskyt triasových másov nadloží hornín kriedy spodného subtatranského príkrovu iným spôsobom, resp. tento príkrov či existenciu príkrovov vôbec aj popierali. Dornay (1917) príkrovové trosky triasu dnešného hronika ležiace v okolí Ružomberka nad vápencami kriedy križňanského príkrovu považoval za *triasovú masu, bradlovite vyčnievajúcu spod pláštia neokómskeho slieňa*. Príkrovová stavba nebola rešpektovaná ani pri vyčlenení dolomitovej skupiny (Matějka, 1924) v južnom Žiari. Maheľ (1955, 1960, 1961, s. 27 – 30) existenciu príkrovov celkom popieral. Križňanský príkrov v Strážovských vrchoch tvoria čiastkové tektonické telesá, ktoré sú na povrchu tvorené len litostratigrafickými jednotkami kriedového veku. Vzhľadom na to, že sa stýkajú so súvrstviami kriedy prevráteného sledu príkrovu Homôľky patriaceho k hroniku, na niektorých miestach (pri izolovanom pohľade na ne) vzniká dojem neprerušeneho vrstvomého sledu medzi obomi jednotkami (viaceré konkrétne príklady tohto javu uvádza Maheľ, 1961, s. 7 – 8). Tento jav využil Maheľ (1961, s. 28; 1961, s. 8; 1962, s. 14 – 15, 41 – 46) pri úsilí preukázať neexistenciu príkrovovej stavby v Západných Karpatoch. Argumentoval, že tu nejde o presunovú plochu, ale iba o prešmyky v rámci jednej jednotky. Tento argument však už nemohol úspešne použiť v prípade, keď hronikum ako tektonická troska budovaná triasovými horninami ležalo na kriede križňanského príkrovu. Presunová plocha tak bola zrejma, čo aj sám priznal (Maheľ, 1961, s. 26). Salaj (1982) uplatnením diapírovej tektoniky nielen oživil predstavy Dornaya (1917), ale „vyriešil“ aj tento, pre Maheľa (l. c.) neprekonateľný problém. K tejto skupine názorov možno zaradiť aj názor Hanáčka (1976), ktorý v Strážovských vrchoch príkrov Ostrej Malenice a strážovský príkrov považuje za jedno tektonické teleso – strážovský príkrov. Rozpor existencie dvoch telies v jednom vyriešil uplatnením synklinálno-antiklinálnej stavby. Spomenuté dva príkrovy sú pre Hanáčka (l. c.) dve synklinály jedného, strážovského príkrovu. Tieto synklinály oddelil antikliná-

zvolený názov inej známej lokality, Homôľky ležiacej v centre výskytu príkrovu a zároveň s dobre odkrytým profilom. Termín séria Rohatej skaly (Andrusov, 1932) sa litostratigrafickým obsahom kryje s termínom *Klippenserie* (Kulcsár, 1916). Zásadný rozdiel je v tektonickej príslušnosti série. Kulcsár (l. c.) ju chápal ako súčasť bradlového pásma, Matějka (1927) ako vrchný subtatranský príkrov a Andrusov (1932) ako vyššiu digitáciu križňanského príkrovu, neskôr (1936) ako súčasť poludnického príkrovu. Tento pôvodný názov príkrovu sa neskôr zjednodušil (in Mello et al., v tlači; in Mello et al., 2005) na príkrov Homôľky.

lou, nahrádzajúcou presunovú plochu medzi spomenutými príkrovmi. Nôvum tejto koncepcie je teda v tom, že synklinálne zavrásnené tektonické čiapy strážovského príkrovu (konceptia Maheľa, 1985, obr. 86) sú interpretované ako antiklinálne štruktúry vynárajúce sa zospodu (Hanáček, 1976).

Faciálny výskum sa spočiatku sústredil na vyčleňovanie faciálnych jednotiek, stanovenie ich veku a na spoznanie vrstvomého sledu.

Táto snaha postupne vyúsťovala do členenia sedimentačného priestoru, do paleogeografickej rekonštrukcie. Prvý pokus o faciálne rozčlenenie sedimentačného priestoru hronika (vtedajšieho stredného a vrchného subtatranského príkrovu) urobil Spengler (1932). V jeho veľkej časti (Nízke Tatry, západná časť Chočských vrchov a Veľkej Fatry) postavil vedľa seba dve rozdielne fácie ladiny: *dolomitizované Riff-Fazies* (dolomitizovanú rifovú fáciu) a *Riff-freie Fazies – Lunzer fazies* (nerifovú fáciu – lunzskú fáciu). Výskyt týchto dvoch facií (plytkovodnej a hlbokovodnej), resp. dvoch sekvencií (neskôr stotožnený s dvomi faciálnymi oblasťami) sa neskôr potvrdil v širšom regionálnom rozmere. Guzik (1959) v hroniku (vtedajšom chočskom príkrove) vo Vysokých Tatrách vyčlenil *jednotku Furkasky a jednotku Korycisk*. Vzápätí Biely (1960) v Nízkych Tatrách vyčlenil v chočskom príkrove *chočský vývin a ilanovský vývin*. Dnes používané termíny faciálnych oblastí boli odvodené od termínov, ktoré na základe výskumov v Nízkych Tatrách zaviedol Maheľ (1961a, b, 1962a, b). Sedimentačný priestor hronika (vtedajšieho chočského príkrovu) rozčlenil na *bielovážsky a čiernovážsky vývoj*, v Strážovských vrchoch vyčlenil ešte strážovsko-nedzovský vývoj (sériu) a v Malých Karpatoch *jablonickú a veternickú sériu*. S vyčlenením veternickej série sa objavil nový prvok. Podľa Maheľa (l. c.) mala znaky bielovážskej (raštínske rohovcové vápence v spodnej časti sledu) aj strážovsko-nedzovskej (veternicke vápence vo vrchnej časti sledu) série, všeobecne teda znaky plytkovodnej aj hlbokovodnej série. Andrusov et al. (1973) pre čiernovážsky vývoj zaviedli synonymum *štúrecká faciálna oblasť* a pre bielovážsky vývoj zaviedli synonymum (resp. vrátili sa k skôr zavedenému termínu) *chočská faciálna oblasť*. Následne ešte pribudol v Strážovských vrchoch *bebravský vývoj* (Maheľ, 1973). Z priestoru rozhrania Veľkej Fatry a Nízkych Tatier pribudol *ludrovský vývoj* (Maheľ, 1979a, b), ktorý mal byť prechodným vývojom medzi bebravským a bielovážskym vývojom, a teda mal byť blízky veternickejmu vývoju. V hroniku boli teda všeobecne rozlíšené dva základné vývoje (hlbokovodný panvový a plytkovodný plošinový) a jeden prechodný medzi nimi.

Paleogeografické schémy načrtli Andrusov (1968), Mello a Polák (1978, obr. 7), Maheľ (1979a, obr. 5, 1979b, obr. 8) a Havrila (1993, 1996).

Novou etapou bol detailný prístup k štúdiu panvových facií a ich sledov metódou štúdia profilov systémom vrstva po vrstve so súčasťou biostratigrafickou kontrolou. V súvislosti s tvorbou geologickej mapy Nízkych Tatier bola spracovaná séria profilov (Kullmanová et al., 1984) najmä v bielovážskej sekvencii Nízkych Tatier. Sériu profilov v Malých Karpatoch spracoval Masaryk (1987). Nasledovalo štúdium oporného profilu chočského príkrovu v Chočských vrchoch na lokalite Turík (Havrila et al.,

1988). Ďalšie profily spracovali Michalík et al. (1988), Havrila et al. (1995) a Michalík (in Hoedemaecker a Leereveld, 1996).

Ohromné množstvo údajov poskytol biostratigrafický výskum (spomenieme len práce zamerané na časový interval anis až jul, t. j. interval, ktorý poskytol rozhodujúce údaje na paleogeografickú rekoštrukciu hronika). *Ulitníky a lastúrníky* spracovali: Stur (1868), Dornay (1913, 1917, 1918), Vigh (1915), Lóczy (in Vogl, 1917), Pulec (1959, 1965), Kochanová (1962, 1963, 1967, 1968; in Kullmanová et al., 1969; in Bujnovský et al., 1973; in Bujnovský et al., 1975; in Kochanová et al., 1976; in Kochanová a Pevný, 1976; 1979, 1982, 1984; in Kochanová a Michalík, 1986). *Ramenonožce* spracovali: Stur (1868), Kulcsár (1917, 1918), Pevný (1962, 1963, 1964; in Peržel, 1965; 1968, 1972; in Bujnovský et al., 1973, 1975; in Hanáček, 1974, 1976; in Kochanová a Pevný, 1976, 1982, 1984; in Bujnovský, 1980; in Havrila a Pevný, 1991; in Havrila, 1997), Siblík (in Kochanová a Pevný, 1976), Michalík (in Kochanová a Michalík, 1986). Práce zamerané na *foraminifery*: Salaj (in Salaj et al., 1967, 1983; in Hanáček, 1969, 1972, 1974, 1976; in Mahel', 1985; in Bujnovský et al., 1995; in Buček a Halouzka, 1998), Salaj a Jendrejáková (1967), Jendrejáková (1973; in Bystrický a Jendrejáková, 1983; in Masaryk, 1987; in Jendrejáková a Papšová, 1989; in Buček et al., 1991), Gazdzicki (in Gazdzicki et al., 1978), Kullmanová (in Kullmanová et al., 1984), Samuel (in Havrila et al., 1988; 1991; in Samuel et al., 1991), Borza (in Havrila et al., 1995), Boorová (in Havrila a Boorová, 2002; in Ivanička et al., 2005). *Dasykladálnymi riasami* sa zaoberajú práce: Gümbel (1872, 1874), Vetters (in Beck a Vetters, 1904), Pia (1912, 1917, 1918), Lóczy (1915), Bystrický (1962; in Biely a Bystrický, 1964; in Peržel, 1965, 1969; in Hanáček, 1965, 1976; in Biely, 1965, 1967, 1973, 1982; in Began et al., 1982; in Bystrický a Jendrejáková, 1983; in Salaj et al., 1983), Buček (1989; in Buček et al., 1991; in Bujnovský et al., 1995; in Buček a Halouzka, 1998). *Palynomorfy* spracovali: Snopková (in Kullmanová et al., 1969, 1973; in Kochanová et al., 1976; 1988; in Samuel et al., 1991; in Bujnovský et al., 1993), Planderová (1972, 1986; in Polák a Planderová, 1987; in Havrila et al., 1988), Hlôšková (1995; in Havrila et al., 1995). *Amonitom* sa venovali: Stur (1868), Rakús (1960, 1986; in Havrila et al., 1988), Rosenberk (in Peržel, 1964), Kollárová-Andrusovová (1967; in Škarba, 1969; in Bujnovský et al., 1973; in Kollárová-Andrusovová a Bystrický, 1974). Práce zamerané na *mikroproblematiká*: Mello (1977; in Lobitzer et al., 1990), Buček (in Havrila et al., 1995); *plazy*: Maryańska a Shishkin (1996), Kotański (1996); *koralý*: Kolosváry (1958, 1963, 1966, 1967), Siblík (in Mahel', 1985), Roniewicz (in Roniewicz a Michalík, 2002); *hubky*: Kolosváry (1966), Jablonský (1971, 1972, 1973a, b, c, 1975; in Bystrický, 1973; in Polák a Jablonský, 1973; in Hanáček, 1971, 1972, 1974, 1976), Jablonský a Rohalová (1977). *Konodonty a holotúrie* spracovali: Mock (1971; in Mock a Škarba, 1973), Zawidzka (1972), Kozur a Mock (1974), Kozur, Mock a Trammer (in Gazdzicki et al., 1978), Puškárová (1977, 1980; in Masaryk et al., 1984; in Masaryk, 1987), Pevný (1980; in Bujnovský, 1980, 1981, 1984), Papšová (1980, 1984; in Kysela et al., 1983; in Biely a Papšová, 1983; in

Jendrejáková a Papšová, 1989), Papšová a Pevný (1982), Puškárová a Mock (1983); Pevný a Havrila (in Kullmanová et al., 1984; in Havrila et al., 1988, 1995; in Havrila a Pevný, 1991; in Gross et al., 1993; in Polák et al., 1996; in Havrila, 1997), Kovács (in Bystrický, 1985), Straka (in Havrila et al., 1988), Papšová a Gaál (1984), Papšová a Puškárová (in Buček et al., 1991).

Treba spomenúť aj sedimentologický výskum. Smeru transportu lunzských vrstiev sa venovali Marschalko a Pulec (1967), genézu raminsko-göstlinského súvrstvia definoval Havrila (1993; in Gross et al., 1993). Metódu sekvenčnej stratigrafie v hroniku uplatnil Michalík (in Hoedemaecker a Leereveld, 1996). V rámci drobnoštruktúrneho výskumu smery transportu čiastkových príkrovov skúmal Kováč (in Kováč a Filo, 1992; in Polák et al., 1996; in Kováč a Havrila, 1998). Koreláciu stavby Západných Karpát so Severnými Vápencovými Alpami navrhol Jiříček (1984)⁹. Práce monografického charakteru pochádzajú od Andrusova (1936, 1968), Mahel'a (in Mahel' et al., 1967; 1979, 1986) a Andrusova et al. (1973). Zásadný rozdiel v Mahel'ovom (l. c.), resp. Andrusovovom (et al., l. c.) chápaní hronika je v postavení stráčovského príkrovu a vyšších subatranských príkrovov. Mahel' (l. c.) ho chápal ako súčasť hronika (chočského príkrovu v jeho terminológii). Toto chápanie potvrdil Havrila (1993), ktorý na základe dovtedajšieho nahromadenia širokého spektra údajov predložil novú koncepciu stavby hronika (in Kováč a Havrila, 1998) a navrhol aj novú paleogeografickú schému sedimentačného priestoru hronika (Havrila, 1993).

ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA HRONIKA (terminológia, litostratigrafia, paleogeografia, štrukturalizácia a stavba)

Termín hronikum zaviedli Andrusov et al. (1973) v sprievodcovi k exkurzii „D“ X. kongresu Karpatsko-balkánskej geologickej asociácie pri redefinícii veľkých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. Nahradili ním celú sériu starších termínov¹⁰ používaných

⁹Jiříček (1984) si za vzťažný bod korelácie zvolil veterlinský príkrov Západných Karpát a göllerský príkrov Severných Vápencových Alp. Veterlinský príkrov sa chápal ako súčasť vyšších subatranských príkrovov, ktoré sa neskôr považovali za súčasť silicika. Havrila (1993, in Kováč a Havrila, 1998) však preukázal iné postavenie veterlinského príkrovu (je to jeden z čelných príkrovov hronika) v príkrovovej stavbe Západných Karpát, a preto sa zmenil vplyv korelačnej schémy, ktorú navrhol Jiříček (l. c.), na paleogeografickú rekonštrukciu.

¹⁰Napríklad termíny: *vonkajšia subatranská oblasť* sensu Vetters, 1904, 1908 (tento termín síce zdanlivo nebol použitý ako názov príkrovovej jednotky, neskôr sa však zreteľne ukázalo, že má aj tento význam); *vyššie subatranské príkrovy* sensu Vetters, 1908 (termín prioritne použil Vetters, l. c.; neskôr Andrusov, 1936; v tvare *svrchní příkrov subatranský či chočský*, resp. *príkrov subatranský svrchní* Matějka, 1925, 1927); *triasový príkrov*, resp. *príkrov triasového vápenca a dolomitu* sensu Kulcsár, 1915, 1917; *veľký príkrov* z „*chočského dolomitu*“ *Vysokých Tatier* sensu Goetel, 1916; *príkrov triasového vápenca a dolomitu* sensu Vigh, 1915; *príkrov „chočského“ dolomitu* sensu Vigh, 1916; *príkrov bieleho chočského dolomitu* sensu Ferenczi, 1916; *príkrov veterlinského vápenca a chočského dolomitu* sensu Ferenczi, 1917; *vápencový a dolomitový príkrov* sensu Ferenczi, 1917; *triasový príkrov* sensu Ferenczi, 1917; *chočský príkrov* sensu Ferenczi, 1916, 1917; *chočský príkrov* sensu Lóczy, 1917; *chočský príkrov* sensu Vogl, 1917; *skupina dolomitová* sensu Matějka, 1924 (tento termín síce nebol použitý ako názov príkrovovej jednotky, neskôr sa však zreteľne ukázalo, že má aj tento význam); *vrchný subatranský či chočský príkrov* sensu Matějka, 1925, 1927; *stredný subatranský príkrov* sensu Matějka, 1927; *vrchný*

na označenie príkrovu, resp. príkrovov ležiacich nad subatranským príkrovom sensu Uhlig (1907), t. j. nad veporikom sensu Andrusov (1960), resp. nad veporikom sensu Biely (in Biely et al., 1996).

Hronikum je tektonická jednotka, podľa starších prác sformovaná počas subhercýnskej a laramskej fázy (Andrusov, 1931), resp. počas subhercýnskej fázy (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 15), resp. počas mediteránnej fázy (Andrusov, 1968; Bystrický, 1973), podľa novších prác niekedy medzi kimérskymi a mediteránnymi fázami (Biely in Biely et al., 1996).

Dlhodobo pretrvávajú názor postavený na znalosti lokálnych častí hronika, že táto tektonická jednotka pozostáva zo sústavy rôzne veľkých, imbrikačne usporiadaných tektonických doskovitých telies – príkrovov a šupín (Matějka a Andrusov, 1931; Kettner, 1940; Biely, 1963; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Andrusov, 1968; Andrusov et al., 1973; Bystrický, 1973; Kováč a Havrila, 1998). Havrila (in Plašienka et al., 1997) k nim zahrnul aj príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský a strážovský), ktoré sa v minulosti často spolu aj s veternickým príkrovom považovali za vyššie (najvyššie) subatranské príkrovy (Vetters, 1908; Andrusov, 1935, 1936, 1938, 1968). Tie boli následne stotožnené s gemerikom (Andrusov, 1967; Andrusov et al., 1973; Bystrický, 1973), neskôr so silicikom (Mello, 1979). Tým sa termín hronikum po obsahovej stránke stal temer synonymom termínu chočský príkrov (sensu Maheľ in Maheľ et al., 1967).

Sedimentačný priestor hronika sa sformoval v extenznej etape v neohercýnskom období (vrchný karbón až perm) po „kolapse“ hercýnskeho orogénu, a to na granitoidnej kôre (Andrusov, 1936; Vozárová a Vozár, 1979), zhrubnutej v kolizných procesoch v mezohercýnskom období (devón až spodný karbón).

Vrstvový sled hronika v podloží hlavného dolomitu (mladšie, t. j. jursko-spodnokriedové súvrstvia sú zachované len lokálne a nedávajú predpoklady na plošnú paleogeografickú rekonštrukciu) možno rozdeliť na tri litologicky výrazne odlišné horizonty. *Spodný* z nich v rozsahu karbón (stefan) až spodný trias je prezentovaný bývalou „melafýrovou“ sériou (Kettner a Šťastný, 1931), ktorá sa novšie podrobnejšie člení (Vozárová a Vozár, 1979) na nižnobocianske (stefan) a malužinské (perm) súvrstvie ipoltickej skupiny, benkovským súvrstviem a šuňavským súvrstviem spodného triasu (Biely in Andrusov a Samuel et al., 1985). Je to sedimentárny komplex siliciklastík spodnej klastickej formácie s vulkanitmi. *Stredný* horizont, nastupujúci po reichenhalskej zmene¹¹, je prezentovaný súvrstviem karbonátov egeju až kordevolu (prípadne jul). Boli v ňom odlišné dva základné, litologicky odlišné vrstvové sledy (Spengler, 1932) s rozdielnou hrúbkou sedimentov, neskôr nazvané (Maheľ, 1961) čiernovážsky a bielovážsky, interpretované ako faciálne oblasti jednej základnej sedimen-

tačnej oblasti (Bystrický, 1973). Prvý z nich reprezentuje karbonátovú platformu, druhý intraplatformovú panvu. Vznikli po reiflinskej zmene. Po reingrabenskej zmene nastúpil *vrchný* horizont s rozpätím jul až tuval. Reprezentujú ho lunzské vrstvy, teda opäť siliciklastické súvrstvie.

Súbor spomenutých troch horizontov možno chápať ako charakteristický (identifikačný) znak hronika. Spodný, detritický horizont s vulkanitmi, t. j. „melafýrová séria“, vystupuje v podloží čiernovážskej sekvencie (napríklad na severných svahoch Nízkych Tatier, v severnej časti Tribeča, v strednej časti Považského Inovca, v južnej časti Strážovských vrchov a v sklenoteplickom „ostrove“) aj v podloží bielovážskej sekvencie (napríklad na Horehroní a v Malých Karpatoch). To nepriamo svedčí o ich laterálnom vzťahu. Podobne vrchný, siliciklastický horizont, t. j. lunzské vrstvy, vystupuje v nadloží oboch karbonátových sekvencií, a to s výrazne rozdielnou hrúbkou závislou od typu sekvencie v podloží aj od jej hrúbky. Sedimenty lunzských vrstiev vyplnením depresí¹² vyrovnali terén. Tým skončili obdobie diferenciácie sedimentačných priestorov na čiernovážsku a bielovážsku faciálnu oblasť a v celom priestore hronika vytvorili predpoklad na vznik novej karbonátovej platformy. Preto mladšie členy hronika už nemožno spájať s uvedenými faciálnymi oblasťami triasu hronika. Používanie termínu bielovážsky a čiernovážsky by sa malo viazať na obdobie pred sedimentáciou lunzských vrstiev (resp. do jej skončenia), t. j. na stredný a vrchný litologický horizont.

Staršia predstava o paleogeografii hronika bola jednoduchá. Andrusov (1968) a Andrusov et al. (1973) uvažovali o jednom bazéne (chočská faciálna oblasť – južná) a jednej karbonátovej plošine (štúrecká faciálna oblasť¹³ – severná). Táto predstava sa premietla aj do predstavy o stavbe, keď boli vyčlenené dva rozsiahle príkrovy, ktoré boli stotožnené s týmito faciálnymi oblasťami (s čiernovážskou faciálnou oblasťou bol stotožnený štúrecký príkrov a s bielovážskou faciálnou oblasťou chočský príkrov). Mello a Polák (1978, obr. 7) jednoduchú predstavu o paleogeografii hronika modifikovali. Znázornili tri pelagické kanály obklopené rifovými oblasťami prechádzajúcimi do plytkovodných plošín s dolomitovou sedimentáciou. Naznačili tak predstavu striedania plošín a kanálov.

Odlišnú paleogeografickú predstavu hronika počas stredného, sčasti aj vrchného triasu prezentoval Havrila (1993, 1996). Sčasti v zhode s Mellom a Polákom (1978, obr. 7) ho chápe ako sústavu karbonátových plošín a intraplatformových bazénov. Odlišuje však v hroniku počas

subatranský či chočský príkrov sensu Matějka, 1925, 1927; stredné a vrchné subatranské sensu Matějka a Andrusov, 1931; vrchný subatranský príkrov sensu Spengler, 1932; vrchný subatranský príkrov sensu Matějka, 1935; poľudnický príkrov sensu Andrusov, 1935, 1936; chočský príkrov sensu Andrusov, 1938; ultraveporidý sensu Biely et al., 1968; stredné subatranské sensu Andrusov, 1968; chočský príkrov sensu Maheľ, 1959a, b, 1961a, b, 1962, 1964, 1967, 1970.

¹¹Termíny reichenhalská, reiflinská a reingrabenská zmena zaviedli Schlager a Schöllnberger (1974).

¹²Lunzské vrstvy vyplnili depresie bazénov (bielovážska sekvencia – veľká hrúbka lunzských vrstiev, t. j. niekoľko stoviek metrov, s pelagickou faunou – porovnaj Stur, 1868; Andrusov, 1959; Pulec, 1965; Kolárová-Andrusovová, 1967), pričom temer chýbajú (v lagúne dosahujú niekoľko metrov, ich plytkovodnosť tu naznačuje výskyt uhlia pri Uhrovskom Podhradí v podloží s flórou *Equisetites arenaceus* – porovnaj Maheľ, 1948; Andrusov, 1950, 1959, 1965), prípadne úplne chýbajú (nad rifmi – porovnaj Bujnovský a Kochanová, 1973) nad karbonátovou platformou (čiernovážska sekvencia – malá hrúbka lunzských vrstiev). Odrážajú a zdôrazňujú paleogeografickú situáciu v čase reingrabenského eventu, čo nepriamo svedčí o laterálnom postavení čiernovážskej a bielovážskej sekvencie hronika.

¹³Andrusov et al. (1973) pre bielovážsku faciálnu oblasť zaviedli synonymný termín chočská faciálna oblasť a pre čiernovážsku faciálnu oblasť zaviedli synonymný termín štúrecká faciálna oblasť.

realizácii zvyšnej časti hronika (na povrchu) nejestvujú. Na základe uvedených faktov možno usudzovať, že formovanie vnútornej stavby hronika prebiehalo už medzi mladokimérskou a austrijskou fázou (to však je neisté, pretože nie je dokázané, že sedimentácia v uvedených oblastiach hronika sa skutočne skončila po titóne až hote-rive). Vnútorne formovanie ešte po austrijskej fáze je pravdepodobné, ale zatiaľ (na povrchu) nedoložené. Vystupovanie albsko-cenomanských sedimentov veporika-fatrika v podloží hronika vymedzuje čas skončenia tvorby tektonickej jednotky hronika (čas jej nasúvania na veporikum-fatrikum), ktoré sa teda podľa údajov pochádzajúcich z povrchu sformovalo pred mediteránnou fázou.

Z podložia Viedenskej panvy sú však už dlhší čas známe fakty (napríklad Kysela et al., 1983; Bujnovský et al., 1992) potvrdzujúce, že formovanie (dosúvanie) hronika prebiehalo aj vo vrchnej kriede, resp. po nej (vo vrte Studienka-83 sa zistili sedimenty paleontologicky preukázanej pelagickej vrchnej kriedy až paleogénu pod sedimentmi triasu a nad nimi sedimenty paleontologicky preukázaného senónu – valchovské zlepenice brezovskej skupiny – transgresívnej povahy¹⁷).

Hronikum vystupuje v priestore centrálnych Západných Karpát (obr. 2), medzi oravikom (bradlovým pásmom) a gemerikom, a to v tektonickej superpozícii nad príkrovovou sústavou severného veporika-fatrika a pod príkrovmi, ktoré nie vždy s istotou sa zaraďujú k siliciku, t. j. pod príkrovom Drienku a pod vernárskym príkrovom. Vernársky príkrov (podobne aj príkrov Drienku) sa považuje raz za silicikum (Biely et al., 1996; Mello a Polák, 1978), inokedy za hronikum (Kettner, 1937; Maheľ, 1957). V prípade druhej alternatívy nadložie hronika nie je známe. Riešenie identifikácie nadložja a tým aj zakorenenia hronika (do lubenícko-margecianskej línie v súlade s Andrusovom, 1936, 1967) ponúkajú Zoubek (1955), Biely (1966) a Bezák et al. (2004), ktorí karbón ležiaci pod triasom Muránskej planiny považujú za karbón chočského príkrovu. Vozárová a Vozár (1988, obr. 7.1) súvrstvia karbónu ležiace v nadloží ružínskej skupiny veporika a v podloží črmel'skej skupiny severného gemerika považujú za nižnobocianske súvrstvie hronika. V tomto prípade nadložím hronika je gemerikum. S týmto názorom ale časť autorov nesúhlasí a uvedené súvrstvie karbónu považujú za gemeridné (Maheľ, 1953; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Fusán, 1958). V tomto prípade nadložie hronika opäť nie je možné v Západných Karpatoch pozorovať a neznáme je potom aj jeho zakorenenie. Mello a Polák (1978, obr. 7) sedimentačný priestor hronika a na juh nadväzujúceho silicika kladú severne od gemerika. V súčasnosti Plašienka (napr. 1999, obr. 1.1, 4.2, 4.3, 4.4) hronikum (a tiež silicikum) nezaraďuje do sukcesie tektonických jednotiek centrálnych Západných Karpát sunúcich sa z juhovýchodu, ale kladie ho nad ňu, t. j. ich sedimentačnú oblasť kladie niekde mimo a predpokladá ich nasunutie z juhozápadu.

¹⁷Vzhľadom na zlom oddeľujúci slovenskú časť Viedenskej panvy od Malých Karpát, a teda od centrálnych Západných Karpát, sa príkrovy vystupujúce v podloží neogénnej výplne Viedenskej panvy považujú za alpské, nie karpatské. V období pred posunom na tomto zlome však spomenuté príkrovy museli pokračovať na východ (a teda do Karpát), a preto ich treba považovať za čelové časti príkrovov vystupujúcich v Karpatoch. Na základe litológie ich možno zaradiť k hroniku.

FACIÁLNE OBLASTI HRONIKA

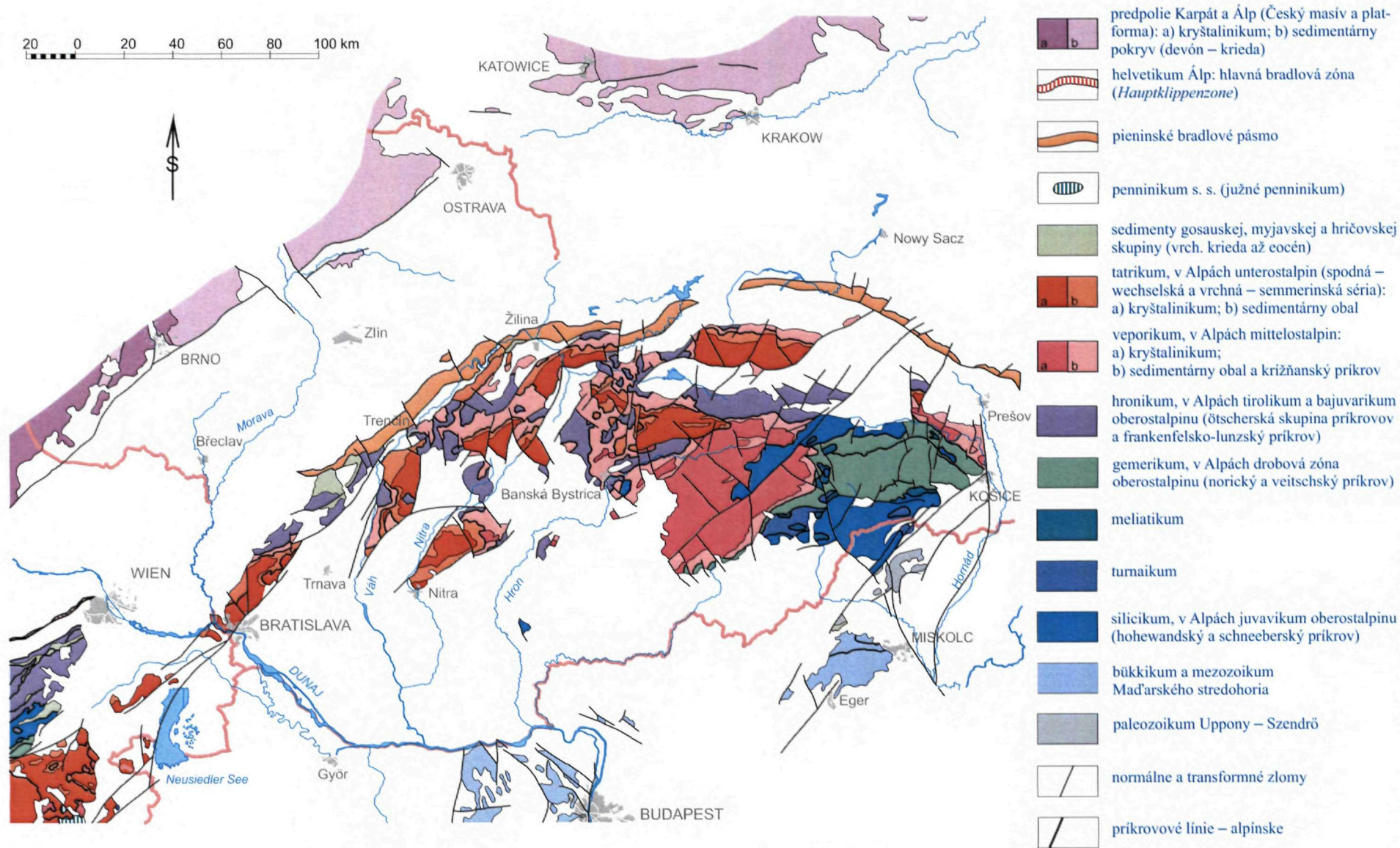
V raných prácach geologického výskumu Západných Karpát (Foetterle, 1853; Pettko, 1856; Stur, 1859, 1860, 1867, 1868; Paul, 1864; Mojsisovics, 1867; Stache, 1867; Hauer, 1869) sa ešte len začínala črtiť pestrosť sedimentačného priestoru, ktorý bol neskôr zahrnutý pod termín chočský príkrov, resp. hronikum. Postupne však v celom priestore centrálnych Karpát sa od subatranského príkrovu v zmysle Uhliga (1907) odčleňoval vyšší subatranský príkrov. Jeho izolované tektonické trosky pozostávali buď z dolomitov, alebo zo sledu obsahujúceho reiflinské vápence a lunzské vrstvy. Tomuto javu sa však v ďalšom výskume (možno pre nedostatok stratigrafických údajov) nevenovala pozornosť. Dôsledkom toho bolo, že sa postupne objavovali názory o monofaciálnom vývoji príkrovu. Za reprezentanta chočského príkrovu sa považovala sekvencia, ktorá bola neskôr nazvaná bielovážska (obsahujúca reiflinské vápence a lunzské vrstvy). Táto orientácia sa „opticky“ ešte zvýraznila po vyčlenení jablonického a nedzovského príkrovu (Andrusov, 1930), strážovského príkrovu (Andrusov, 1935) a veternickeho príkrovu (Andrusov, 1936), t. j. vyšších subatranských príkrovov, ktorých sledy charakterizuje wettersteinská fácia. Z prác maďarských geológov (Dornyaya, Kulcsára, Vigha, Lóczyho, Ferencziho a Vogla) z rokov 1911 – 1918 a ich súčasníkov (Goetela) sa však zreteľne črtala jeho polyfaciálnosť. Veľmi jasne sa to neskôr ukázalo v práci Matějku (1927). Sformuloval to však až Spengler (1932), ktorý však svoju „(dolomitisierte) Riff-Fazies“ stále považoval len za lokálny jav.

Prvý pokus o faciálne rozčlenenie sedimentačného priestoru hronika (vtedajšieho stredného a vrchného subatranského príkrovu) urobil Spengler (1932). V jeho veľkej časti (západná časť Nízkych Tatier a Chočských vrchov a východná časť Veľkej Fatry) vyčlenil dve rozdielne fácie v ladine: (dolomitisierte) Riff-Fazies, t. j. dolomitizovanú rifovú fáciu a Riff-freie Fazies (Lunzer fazies), t. j. nerifovú fáciu (lunzskú fáciu)¹⁸. K podobnému záveru došiel v Západných Tatrách Guzik (1959), ktorý tam v hroniku (vtedajšom chočskom príkrove) vyčlenil dve tektonicko-litologické jednotky: spodnú, južnejšiu jednotku Furkasky a vrchnú, severnejšiu jednotku Korycisk¹⁹. Vzápätí Biely (1960) v Nízkych Tatrách vyčlenil v chočskom príkrove dva vývoje: chočský vývin a iľanovský vývin²⁰. Dnes používané termíny faciálnych oblastí na základe výskumov v Nízkych Tatrách zaviedol Maheľ (1961a, b; 1962a, b). Sedimentačný priestor hronika (vtedajšieho chočského príkrovu) rozčlenil na bielovážsky

¹⁸Ekvivalentom prvej z nich sa neskôr stal čiernovážsky, resp. šturecký vývoj a druhej bielovážsky, resp. chočský vývoj.

¹⁹Prvá z nich zodpovedá panvovému vývoju, pre ktorý sa neskôr v Západných Karpatoch ujal názov bielovážsky, resp. chočský vývoj, druhá zodpovedá vývoju karbonátovej plošiny, pre ktorý sa neskôr v Západných Karpatoch ujal názov čiernovážsky, resp. šturecký vývoj.

²⁰Pod prvý z nich bolo zahrnuté tektonické teleso s panvovým vývojom (neskôr pomenovaným bielovážsky vývoj) a pod druhý z nich boli zahrnuté tektonické telesá s plytkovodným vývojom (neskôr pomenovaným čiernovážsky vývoj) spolu s iľanovským vývojom križňanského príkrovu.



Obr. 2. Tektonická pozícia hronika v priestore Západných Karpát. Zostavil Havrila (2004) s použitím upravených digitálnych podkladov Lexu et al. (2000).

a čiernovážsky vývoj²¹. V Strážovských vrchoch vyčlenil ešte *strážovsko-nedzovský vývoj (sériu)* a v Malých Karpatoch *jablonickú a veternickú sériu*²². Bielovážsky vývoj charakterizoval prítomnosťou bazénových facií (reiflínské vápence, lunzské vrstvy), čiernovážsky vývoj prítomnosťou plytkovodných facií (dolomity) a strážovsko-nedzovský vývoj tiež prítomnosťou plytkovodných facií (wettersteinské vápence). Jablonická séria stojí podľa neho blízko čiernovážskej série a veternická mala znaky bielovážskej (raštúnske rohovcové vápence v spodnej časti sledu) aj strážovsko-nedzovskej (veternické vápence vo vrchnej časti sledu) série. Andrusov et al. (1973) pre čiernovážsky vývoj zaviedli synonymum *štúrecká faciálna oblasť* a pre bielovážsky vývoj zaviedli (resp. vrátili sa k skôr zavedenému termínu) synonymum *chočská faciálna oblasť*. Následne ešte pribudol v Strážovských vrchoch *bebravský vývoj* (Maheľ, 1973)²³, charakterizovaný postupne wettersteinskými dolomitmi a wettersteinskými vápencami (Maheľ, 1979a). Mal by byť laterálnymi prechodmi spojený s čiernovážskym vývojom *chočského príkrovu*, hoci, ako tvrdí autor, prítomnosť wettersteinských vápencov zvädza k úvahám o jeho príslušnosti k strážovskému príkrovu²⁴. Na základe typu dolomitov zdôraznil, že nejde o čiernovážsky vývoj. Z priestoru rozhrania Veľkej Fatry a Nízkych Tatier potom pribudol *ludrovský vývoj* (Maheľ, 1979a, b), ktorý mal byť prechodným vývojom medzi bebravským a bielovážskym vývojom a zároveň mal byť blízky veternickému vývoju. Reiflínské vápence bielovážskeho vývoja v ňom zastupovali gravelové biohermné vápence a biohermné v ňom podľa neho boli aj vrchnotriasové dolomity.

Možno teda konštatovať, že v hroniku boli všeobecne rozlíšené dva základné vývoje (panvový a plošinový) a jeden prechodný vývoj medzi nimi.

Podľa Andrusova (1968) a Andrusova et al. (1973) boli v hroniku dva ucelené (súvislé) sedimentačné priestory – jeden plytkovodný (*štúrecká faciálna oblasť*), druhý hlbokovodný (*chočská faciálna oblasť*).

Ich nadväznosť však nebola uspokojivo vysvetlená. Len na základe pozície oboch základných sekvencií v príkrovovej stavbe Nízkych Tatier sa (pri zväžení smeru transportu príkrovov na severovýchod) predpokladalo, že sedimentačný priestor bielovážskej (*chočskej*) faciálnej oblasti (tvoriacej vyššiu príkrovovú jednotku) ležal južnejšie od sedimentačného priestoru čiernovážskej (*štúreckej*) faciál-

nej oblasti (tvoriacej nižšiu príkrovovú jednotku). Takáto pozícia dvoch hlavných príkrovov bola však známa len na klasickom území ich výskytu, t. j. na území Nízkych Tatier, kde boli vyčlenené. Zhodný názor na pozíciu sedimentačných priestorov mal aj Maheľ (1974, 1979a, b), ktorý však južne od nich kládol ešte bebravský a strážovský priestor.

Navyše, už zbežný pohľad na geologické mapy v mierke 1 : 200 000 nasvedčoval tomu, že situácia je oveľa zložitejšia. Robiť rekonštrukciu sedimentačného priestoru bolo zložité aj preto, lebo hronikum je zachované len v izolovaných tektonických troskách, ktorých je pomerne veľké množstvo. Navyše sa o nich vedelo, že sú zvyškom priestoru s príkrovovou stavbou.

Bol tu aj rozpor v chápaní obsahu termínu hronikum, resp. *chočský príkrov*. Maheľ (1959, 1961a, b, 1962; in Maheľ et al., 1967) za súčasť hronika (v jeho terminológii *chočského príkrovu*), na rozdiel od Andrusova (1936, 1967, 1968) a Andrusova et al. (1973), považoval aj vyššie subatranské príkrovy. To má značný dosah na paleogeografickú rekonštrukciu, t. j. aj na vyčlenenie faciálnych oblastí.

Pôvodná charakteristika všetkých uvedených faciálnych vývojev hronika bola len veľmi strohá.

V tejto etape poznania hronika sa jeho skúmaniu začal v deväťdesiatych rokoch venovať Havrila (in Havrila a Buček, 1992; 1993). Za základ úvah spočiatku zobral geologické mapy v mierke 1 : 200 000. Výsledkom ich analýzy bolo zistenie, že geografické rozloženie dvoch základných faciálnych sekvencií hronika nezodpovedá jednoduchej predstave dvoch súvislých sedimentačných priestorov prebiehajúcich súhlasne so smerom pásmového pohoria Západných Karpát, ale že sedimentačné priestory sú usporiadané skôr priečne vo vzťahu k priebehu pohoria (predstavu o kanáloch priečného smeru prezentovali aj Mello a Polák, 1978). Ukázalo sa, že tak bielovážska, ako aj čiernovážska sekvencia sa vyskytujú (každá z nich) v dvoch, v súčasnosti izolovaných priestoroch a že priestory týchto základných faciálnych sekvencií sa vzájomne striedajú (obr. 1, 3). Tektonické trosky tvorené bielovážskou sekvenciou sú sústredené: a) v západnej časti hronika (v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, západnejšej časti Strážovských vrchov a v Malej Fatre); b) východne od revúckeho zlomového pásma (vo východnejšej časti Chočských vrchov a v Nízkych Tatrách)²⁵. Výskyt bielovážskej sekvencie vo Vysokých Tatrách (jednotka Furkašky) je dnes obťažné priradiť k niektorému z uvedených priestorov. Tektonické trosky tvorené čiernovážskou sekvenciou zaberajú priestor: a) medzi uvedenými dvomi priestormi výskytu bielovážskej sekvencie (Malé Karpaty, Považský Inovec, východnejšia časť Strážovských vrchov, Malá Fatra, Žiar, Tribeč, Veľká Fatra, západnejšia časť Chočských vrchov²⁶); b) východnej časti Nízkych Tatier a Braniska. Výskyt čiernovážskej sekvencie vo Vysokých Tatrách (jednotka Korycká) je dnes obťažné priradiť k niektorému z uvedených priestorov.

²¹Pôvodne čiernovážsku sériu Maheľ (1956) nazýval *chočsko-krížňanská séria*. Tu v lokálnom rozsahu zavedené nové termíny (bielovážsky a čiernovážsky) sa vzápätí (Maheľ, 1962a, b) začali používať regionálne.

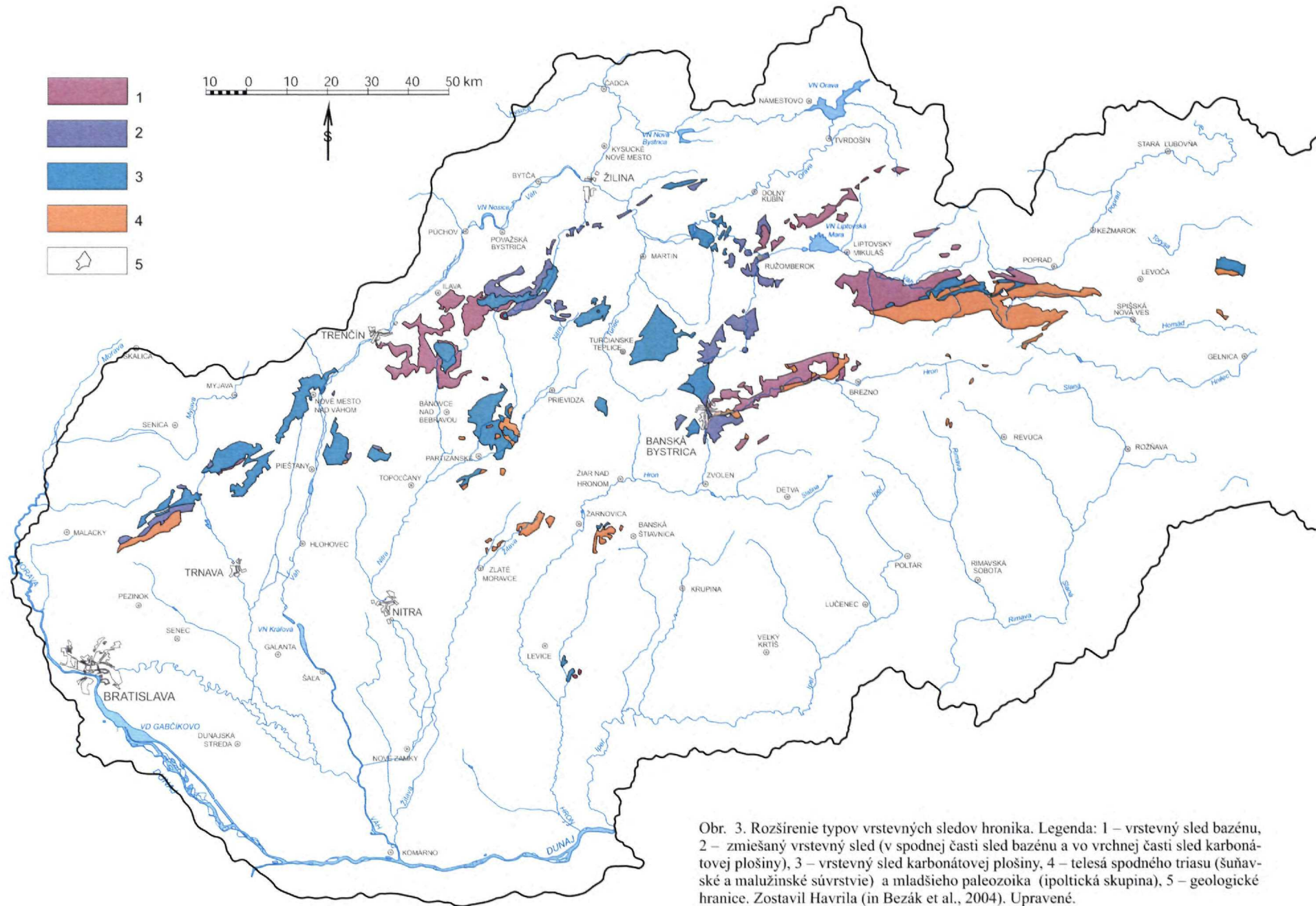
²²Z uvedeného vyplýva, že Maheľ (1959, 1961a, b, 1962, in Maheľ et al., 1967) za súčasť hronika (vtedajšieho *chočského príkrovu*) považoval aj vyššie subatranské príkrovy. To má dosah na paleogeografickú rekonštrukciu, t. j. na vyčlenenie faciálnych oblastí. Vzhľadom na to, že takáto predstava sa neskôr potvrdila (Havrila, 1993), stala sa základom ďalších úvah o paleogeografickej rekonštrukcii sedimentačného priestoru hronika.

²³Ten bol neskôr (Maheľ, 1979) konštatovaný aj v južnej časti Veľkej Fatry, v revúckej depresii a v strednej časti Považského Inovca.

²⁴Tento rozpor vznikol v dôsledku toho, že Maheľ tu pristúpil na alternatívu ponímania strážovského príkrovu ako samostatného príkrovu vyššieho ako *chočský*, hoci dovtedy ho chápal ako súčasť *chočského príkrovu*. *Chočský* a *strážovský* priestor však kládol v sedimentačnom priestore vedľa seba. Svedčí o tom jeho formulácia „... *bebravská skupina je indikátorom pôvodu v susedstve sedimentačnej oblasti strážovskej skupiny*,...“.

²⁵Tieto dve oblasti výskytu bielovážskej sekvencie konštatoval už Maheľ (1979b, s. 39; 1979d, s. 174 – 175).

²⁶Na neprítomnosť bielovážskej série v tomto priestore poukázal už Maheľ (1979a, s. 10; 1979b, s. 25; 1979d, s. 174).



Obr. 3. Rozšírenie typov vrstevných sledov hronika. Legenda: 1 – vrstevný sled bazénu, 2 – zmiešaný vrstevný sled (v spodnej časti sled bazénu a vo vrchnej časti sled karbonátovej plošiny), 3 – vrstevný sled karbonátovej plošiny, 4 – telesá spodného triasu (šuňavské a malužinské súvrstvie) a mladšieho paleozoika (ipoltická skupina), 5 – geologické hranice. Zostavil Havrila (in Bezák et al., 2004). Upravené.

Bolo potrebné potvrdiť, že opísané rozloženie litologických typov príkrovových trosiek (obr. 4) zodpovedá ich rozloženiu v sedimentačnom priestore a nie je len nejakým náhodným výsledkom vzniknutým pri rozmiestnení telies v etape tvorby a presunu príkrovov. To sa dalo dosiahnuť podrobnejšou evidenciou rozmiestnenia facií (faciálnych vývojov) a ich vzťahov v celom priestore, t. j. paleogeografickou kontrolou. Teoreticky v strede karbonátovej plošiny (plošín) mal byť lagunárny vývoj, po jej (ich) obvode rifový vývoj a medzi plošinou a panvou mal byť priestor, v ktorom do panvových facií vstupovali telesá detritických karbonátov „sypaných“ z okraja plošiny (plošín). Najrýchlejší výsledok sľubovala evidencia rifových telies, ktoré podľa predpokladu mali lemovať karbonátovú plošinu. Rify v hroniku boli známe z priestoru revúckeho prielomu napríklad na Mníchu pri Ružomberku a v Liptovskej Osade. Línia ich výskytu sa zhodovala s východným ohraničením západnejšieho z dvoch opísaných priestorov výskytu čiernovážskej sekvencie (obr. 5). Na západnej strane tohto priestoru však rify chýbali. V koncepcii Andrusova et al. (1973) v hroniku neboli známe žiadne ďalšie rify, okrem už spomenutých. Maheľ vo svojich prácach v rokoch 1959 – 1980 však do hronika zahrnoval aj strážovský príkrov. V ňom sa rify vo facií wetersteinských vápencov síce vyskytovali, ale v jeho (Maheľ, 1974, 1979a, b) predostretej paleogeografickej schéme sa vyskytovali v celkom inom priestore, ako sme očakávali. Pri pohľade na staršie geologické mapy v mierke 1 : 200 000 sa však telesá strážovského príkrovu a vyšších príkrovov (t. j. telesá obsahujúce rify) vyskytovali presne v priestore západného ohraničenia skúmaného západnejšieho priestoru spomedzi dvoch opísaných priestorov výskytu čiernovážskej sekvencie, teda v priestore, v ktorom sme výskyt rifov predpokladali (obr. 5). Tento fakt veľmi zreteľne vystupoval aj z grafických príloh prác Mella (1975, obr. 1; 1977, obr. 1) znázorňujúcich súčasné rozloženie oblastí s výskytom triasových mikroproblematik a mikrofosílií, t. j. rifových facií v Západných Karpatoch, resp. rozloženie sedimentov stredného triasu hronika a gemerika. V oboch prácach na jednej línii ležali rify vyšších subtratranských príkrovov (strážovský, havranický, jablonický, nedzovský) s rifmi hronika (veternický príkrov, nepomenovaný príkrov Chočských vrchov). Zároveň sa táto línia kryla so západným okrajom západnejšieho z dvoch opísaných priestorov výskytu čiernovážskej sekvencie. To viedlo k myšlienke považovať vyššie subtratranské príkrovy za súčasť hronika. Umiestnenie ich sedimentačných priestorov v rámci sedimentačného priestoru hronika však muselo byť celkom odlišné od predstáv Maheľa (1974, 1979a, b).

Bolo teda nevyhnutné preukázať myšlienku paleogeografického umiestnenia sedimentačných priestorov vyšších subtratranských príkrovov v priestore hronika (pozri s. 27 až 30) a konkrétne v priestore západného okraja západnejšieho z dvoch opísaných priestorov výskytu čiernovážskej sekvencie.

Aby sa potvrdila navrhnutá paleogeografická schéma v celom rozsahu, bolo potrebné preukázať ešte aj zviazanosť (postavenie vedľa seba) sedimentačného priestoru bielovážskeho vývoja so sedimentačným priestorom čiernovážskeho vývoja. To sa dalo dosiahnuť preukázaním existencie detritických vápencov (raminských vápencov), derivovaných z okraja platformy v priestore styku faciál-

nych oblastí (pozri s. 18 – 26). Vhodným areálom výskumu na tento účel sa javil priestor predpokladaného styku východného okraja západnejšej z dvoch čiernovážskych oblastí so západným okrajom východnejšej z dvoch bielovážskych oblastí.

Vzhľadom na nedostatočnú preskúmanosť raminských vápencov v Západných Karpatoch a vzhľadom na ich dôležitosť, ba až rozhodujúcu úlohu pri rekonštrukcii paleogeografického priestoru, z ktorého sa hronikum štrukturalizovalo, bolo potrebné výskumu tejto faciie venovať náležitý priestor. Jeho výsledky sú obsiahnuté v nasledujúcej časti.

Raminský vápenec

Vyčlenenie raminského vápenca a vývoj termínu

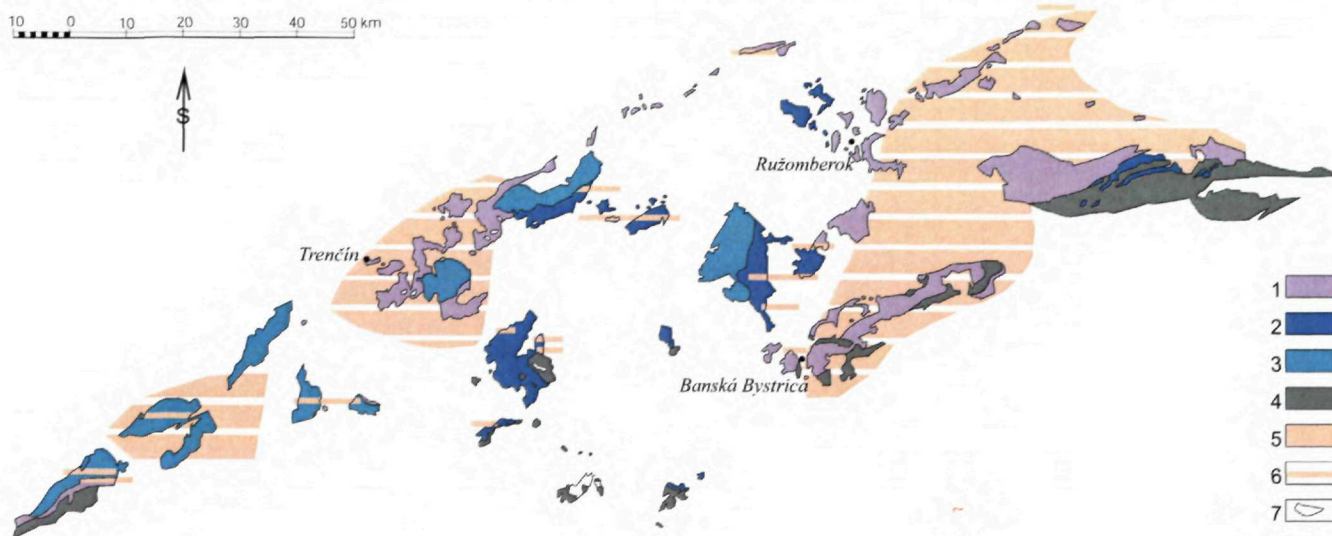
Tento typ vápenca kartograficky vyčlenil Spengler (1931, s. 19) v Severných Vápencových Alpách. Označil ho indexom twr (vyjadrujúcim jeho triasový vek a jeho prechodné postavenie medzi wetersteinským a reiflinským vápencom). Chápal ho teda podobne ako neskôr Tollmann (1966, s. 124) pri zavedení termínu raminský vápenec. Dôkladne ho opísal Steiner (1968, s. 126). Opäť sa mu venoval Tollmann (1976, s. 129). Novú, v súčasnosti platnú definíciu podal Lein (1989). Všeobecne sa raminský vápenec chápal ako „*prechod medzi reiflinským a wetersteinským vápencom*“.

Tollmann (1976, s. 129) uvádza pozíciu raminského vápenca v sedimentačnom priestore (oblasť zazubenia medzi jazykmi wetersteinského vápenca severotirolskej, prípadne traualpskej faciie a reiflinského vápenca lunzskej faciie) a chápe ho ako medzičlen medzi wetersteinským a reiflinským vápencom, ktorý možno sledovať pozdĺž celej oblasti lunzskej faciie.

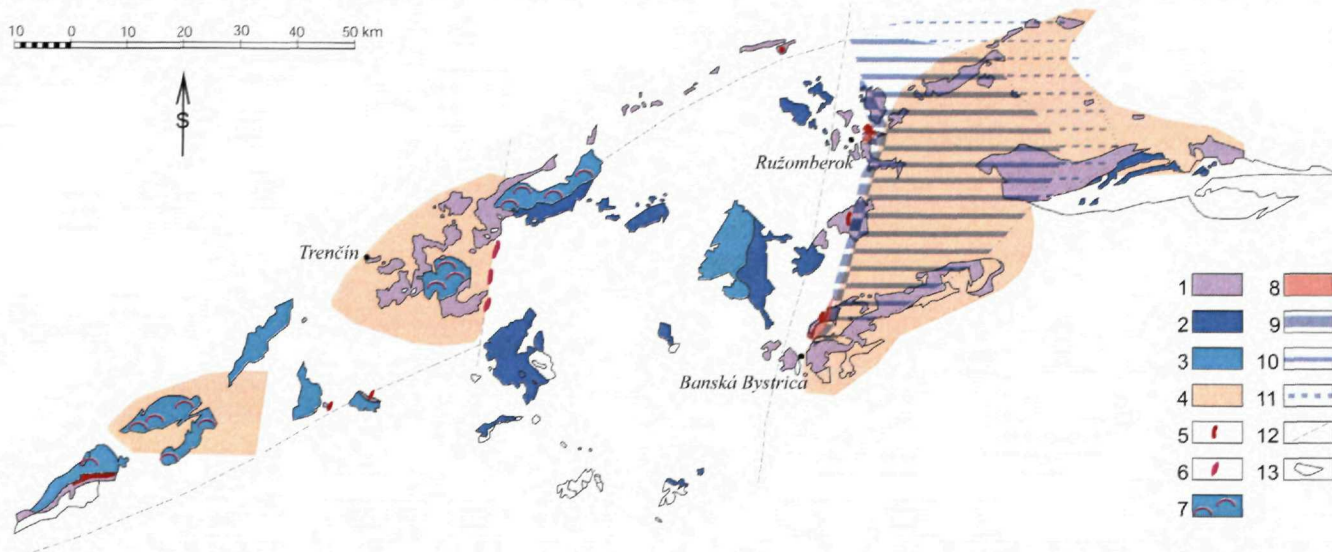
Litologický opis podaný Tollmannom (l. c.), zahŕňajúci znaky reiflinského vápenca (zvlnené vrstevné plochy, tenkolavicovité, obsahujúci rohovec, tmavý) aj znaky wetersteinského vápenca (hrubolavicovité až masívny, svetlý), však nevystihuje celú variačnú šírku hornín vystupujúcich v Severných Vápencových Alpách aj v Západných Karpatoch v uvedenej pozícii. Nerieši ani laterálnu zámenu facií v čase, t. j. postupné nahradenie vzťahu wetersteinský vápenec – reiflinský vápenec vzťahom wetersteinský vápenec – partnašské vrstvy. Autor termínu raminský vápenec sa nevysslovil ani k jeho genéze.

Uvedené nedostatky Tollmannovej definície odstraňuje nové chápanie (nová definícia) pojmu raminského vápenca, ktoré podáva Lein (1989). Raminský vápenec definuje ako súbor facií zložených výlučne z gravitačných svahových sedimentov (alodapických vápencov v zmysle Meischnera, 1964²⁷). Tým jednoznačne rieši genézu sedimentov, paleogeograficky viazaných na okrajové oblasti rýchle progradujúcich platforiem vrchného wetersteinského vápenca, vytvárajúcich široké sutinové vejáre vystupujúce v najvyššej časti reiflinskej skupiny vrstiev počas

²⁷Meischner (1964) z devónu rýnskej „geosynkliny“ opísal alodapické vápence, ktoré sa litologicky verne zhodujú s veľkou časťou triasových sedimentov vystupujúcich v Severných Vápencových Alpách aj v Západných Karpatoch v uvedenej pozícii, t. j. medzi wetersteinským a reiflinským vápencom. Zhodujú sa aj pozíciou v sedimentačnom priestore a jednoznačne sa rieši aj ich genéza.



Obr. 4. Faciálne oblasti hronika znázornené v nerozvinutom priestore. Legenda: 1 – telesá hronika s bielovážskym sledom; 2 – telesá hronika s čiernovážskym sledom; 3 – telesá vyšších subtatranských príkrovov; 4 – telesá spodného triasu hronika (šuňavské a malužinské súvrstvie) a mladšieho paleozoika hronika (ipoltická skupina); 5 – priestory hronika s výskytom lunzských vrstiev veľkej hrúbky; 6 – priestory s výskytom lunzských vrstiev malej hrúbky; 7 – geologické hranice. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček, 1992). Upravené.



Obr. 5. Rozšírenie facií raminského vápencu v bielovážskom bazéne hronika a rozmiestnenie zdrojov raminského vápencu (rifových telies wetersteinskej facií) v priestore hronika, znázornené v nerozvinutom priestore. Legenda: 1 – telesá hronika s bielovážskym sledom; 2 – telesá hronika s čiernovážskym sledom; 3 – telesá vyšších subtatranských príkrovov; 4 – priestory hronika s výskytom lunzských vrstiev veľkej hrúbky; 5 – rifové telesá wetersteinskej facií na obvode karbonátovej platformy hronika; 6 – predpokladané rifové telesá wetersteinskej facií na západnej strane karbonátovej platformy hronika; 7 – telesá vyšších subtatranských príkrovov obsahujúce rifové telesá wetersteinskej facií; 8 – rozšírenie svahových predrifových brekcií; 9 – rozšírenie proximálnych turbiditov; 10 – overené rozšírenie distálnych turbiditov; 11 – predpokladané rozšírenie distálnych turbiditov; 12 – predpokladané zlomové ohraničenie karbonátovej platformy hronika; 13 – geologické hranice. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček, 1992). Upravené.

longobardu 2 až kordevolu. Neprpisuje dôležitosť druhu panvových sedimentov, v ktorom sú sutinové telesá vložené. Rieši tým problém laterálnej zameny facií v čase. Takéto sedimenty sú podľa Leina (l. c.) výsledkom jedného eventu riadeného kombináciou rýchleho poklesu vodnej hladiny, spojeného s rýchlou subsidenciou. Litológicky ich chápe ako celý rad facií pozostávajúci z hrubej talusovej brekcie, pravých vápencových turbiditov a bahenných brekcií so všetkými štádiami gravitačného transportu más. Zahŕňa tu teda proximálne členy vyvinuté vo Vápencových Vysokých Alpách (*Kalkhochalpen-Schne-*

berg/Rax, Hochswab) a tiež distálne členy sutinového vejára Vápencových Predálp (*Kalkvoralpen*). Zaraďuje sem aj rovnoveké alodapické svahové vápence stredného a západného úseku Severných Vápencových Alp (vrátane rovnoplochých reiflinských lavicovitých vápencov, t. j. *bankalk* podľa Bechstädta a Mostlera (1976) a vápencové turbidity opísané Henrichom (1983) zo severných svahov Hochstaufenu.

Takéto chápanie raminských vápencov umožňuje v Západných Karpatoch pod tento pojem okrem svetlých proximálnych typov vápencov, pre ktoré začal v Západných

Karpatoch používať tento termín Bystrický (1972, s. 302)²⁸, zahrnúť aj širokú škálu doteraz pomenovaných aj nepomenovaných facií hronika. Súčasne umožňuje zoradiť ich podľa proximity, teda od najproximálnejších facií hrubej svahovej brekcie stojacej proximálnejšie oproti raminskému vápencu v zmysle Bystrického (1972) smerom k distálnym faciám, t. j. k celému radu facií vápencových gravitačných tokov, ktoré sa v minulosti začleňovali v Západných Karpatoch buď k reiflinským vápencom, alebo k aónovým bridliciam, resp. k trachycerasovým vrstvám. Dnes ich môžeme stotožniť s faciami známymi z Álp, t. j. okrem už spomenutých raminských vápencov aj s grafensteiskými vápencami (Hohenegger a Lein, 1977), ale aj s göstlinskými vápencami (Hertle, 1865), ktoré sú pravdepodobne totožné s rytmitmi (Vagnera, 1970) a s čiernymi tenkovrstvovitými alodapickými vápencami (Lobitzer et al., 1991)..., t. j. všeobecne s alodapickými (turbiditnými) vápencami. Sú to teda sedimenty, ktoré sa pôvodom materiálu viažu na okraj progradujúcej karbonátovej platformy (odkiaľ sa „syjú“) budovaný wettersteinským vápencom a pozíčne na príľahlý okraj – svah bielovážskej panvy (do ktorej sa „syjú“). V nej vystupujú vedľa reiflinských vápencov a v ich nadloží, prípadne v partnašských vrstvách a v ich nadloží a zároveň v podloží aónskych (trachycerasových) bridlic (t. j. v podloží vrchnej časti göstlinských vrstiev v zmysle Hertleho, 1865) alebo v podloží reingrabenských bridlic. V členení Hertleho (1865) zodpovedajú teda spodnej časti göstlinských vrstiev, t. j. göstlinským vápencom.

V Alpách boli distálne členy raminských vápencov sensu Lein (1989) jasne individualizované a oddávna bolo zrejme aj ich stratigrafické postavenie. V Západných Karpatoch boli v minulosti problémy s pomenovaním príslušných facií, ktoré sčasti pretrvávajú do súčasnosti.

Raminský vápenec v Západných Karpatoch

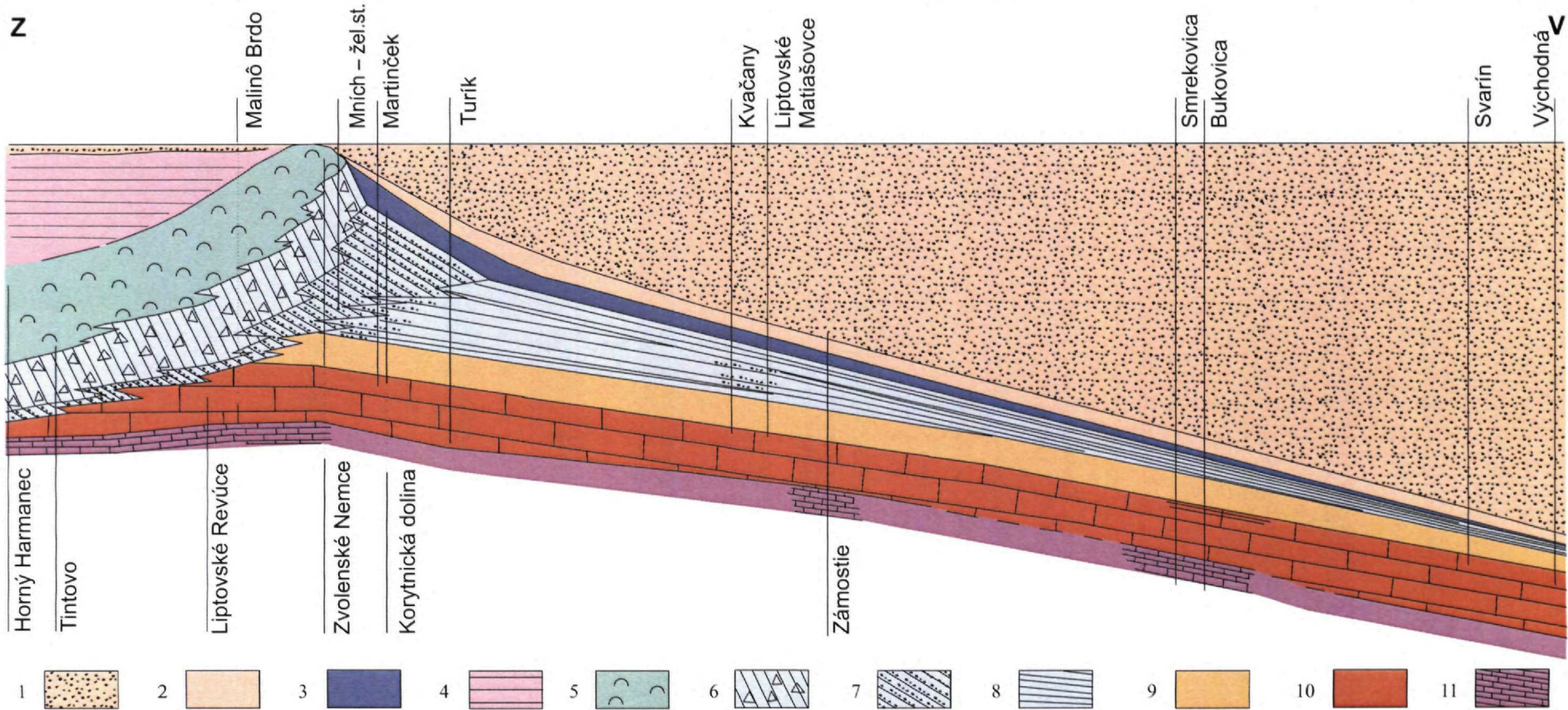
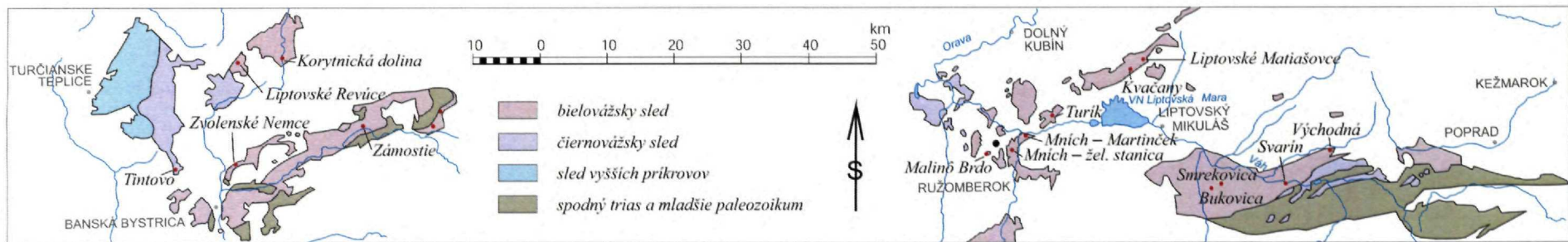
V Západných Karpatoch v okolí Ružomberka (na Mníchu) sa s raminskými vápencami (s ich proximálnejšími faciami) stretol už Dornay (1912, 1913, 1917). Považoval ich za súčasť *chočského dolomitu s cidarisovou faunou cassianských vrstiev*. Ku kasianským (wengenským) vrstvám ich pri Martinčeku na Mníchu a v Turíku (t. j. ich proximálnejšie aj distálnejšie faciie) zaradil Vogl (1917). Ako samostatnú faciú *gravellové a koralové vápence* (t. j. proximálnejšie členy) ich v okolí Ružomberka odlíšil už Matějka (1927, s. 24 – 25), teda ešte skôr, ako ich v Alpách kartograficky vyčlenil Spengler (1931, s. 19). Paradoxne však Spengler (1932) faciú odlíšenú Matějkom (l. c.) považoval za súčasť wettersteinského vápencu. Bystrický (1967) poukázal na to, že horniny s faunou

kasianských vrstiev, ktoré študovali Dornay (l. c.) a Vogl (l. c.), ako aj gravellové vápence vyčlenené Matějkom (l. c.) a svetlé vápence wettersteinského typu s faunou kasianských vrstiev, ktoré študoval Spengler (l. c.), sú to isté súvrstvie. Prvýkrát tak proximálne aj distálne členy raminských vápencov boli začlenené k tomu istému súvrstviu. Bystrický (1972) svetlé členy tohto súvrstvia stotožnil s *raminským vápencom*. Borza (1973) distálnejšie členy súvrstvia na lokalite Turík zaradil k *aónovým vrstvám*²⁹, avšak aj spolu s ílovitými vápencami, ktoré Bystrický (1985) zaradil k *trachycerasovým vrstvám*. Bujnovský (in Bystrický, 1973, obr. 19) raminské vápence spolu s ílovitými vápencami³⁰ v Liptovskej Osade najprv označil Matějkovým termínom *gravellové a koralové vápence*. Potom (Bujnovský et al., 1974, 1975) ich (obe faciie) pomenoval ako *korytnické vápence*. Podstatná časť korytnických vápencov sensu Bystrický (1985) patrí k trachycerasovým vrstvám (súvrstviu) vystupujúcim v nadloží raminského súvrstvia. Havrila (in Havrila et al., 1988) na lokalite Turík spodnú časť distálnej faciie raminských vápencov označil ako *reiflinský vápenec – vrchná časť* (termín mal naznačiť, že už ide o inú faciú, pre ktorú však ešte v Západných Karpatoch nebolo naporúdzí vhodné meno). Hornú časť distálnej faciie raminských vápencov označil ako *trachycerasové vrstvy*, pretože obsahovala trachycerasy. Vhodné meno pre obe spomenuté časti sa našlo neskôr (Havrila in Havrila a Buček, 1992; 1993a), keď boli zaradené k distálnym turbiditom raminských vápencov a stotožnili sa s *göstlinským vápencom*. Havrila (in Gross et al., 1993) raminské vápence (sensu Lein, 1989) vystupujúce v časti bielovážskeho bazénu zachovaného v Chočských vrchoch rozčlenil na proximálne turbidity, normálne mediálne turbidity (podmienene stotožnené/porovnané s grafensteiskými vápencami) a distálne turbidity (stotožnené s göstlinskými vápencami). Havrila (in Havrila et al., 1995) proximálnu časť súvrstvia (lokalita lom Nemce, predtým Zvolenské Nemce) zaradil k *raminským vápencom*. Najdistálnejšiu časť tohto súvrstvia (lokalita Smrekovica) pre pretrvávajúcu nejasnosť terminológie v Západných Karpatoch, ako aj kvôli výskytu trachycerasov zaradil opäť k trachycerasovým vrstvám. Havrila (in Polák et al., 1996, obr. 6; in Plašienka et al., 1997, obr. 9; 1997, obr. 3) použil termín *raminské vápence* pre proximálnejšiu časť súvrstvia a termín *göstlinské vápence* pre distálnejšiu časť súvrstvia. Havrila (in Kováč a Havrila, 1997, obr. 2; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9, A10, s. 38) použil termín *raminsko-göstlinské súvrstvie* (na lokalite Liptovské Matiašovce s platnosťou pre bielovážsky bazén), resp. *raminsko-göstlinské turbiditné súvrstvie* (Havrila in Plašienka et al., 1997, s. 156 – 157) v bazéne Dobrej Vody.

²⁸T. j. pre „svetlé masívne hrubolavicovité vápence v nadloží reiflinského vápencu, v podloží svarinských, príp. korytnických, alebo bezprostredne pod lunszkými vrstvami, teda pre vápence ako wettersteinské ale bez dasycladaceí a s cidarisami, príp. vápnitými hubkami“. Zahnu do nich i svetlé „vrchnotriasové vápence“ Stura (1868, s. 358), „chočský dolomit s cidarisovou faunou kasianských vrstiev“ Dornaya (1913, 1917), „gravellové a koralové vápence“ Matějku (1927, s. 24 – 25), „wettersteinský vápenec“ Spenglera (1932), „vápence wettersteinského typu“ Bieleho (1963, s. 74), „reiflinský vápenec“ Šťastného (1931) a Rotha (1939) a „gutensteinské vápence s. l.“ Mišíka (1970, 1972) a Jablonského (1971).

²⁹Termín aónske bridlice v priestore tohto bazénu prvýkrát použil Matějka (1927, s. 44) pre čierne doskovité vápence vystupujúce južne od Liptovskej Osady, t. j. pre vápence, ktoré boli neskôr označené ako korytnické (Bujnovský et al., 1974, 1975). Termín použil aj Koutek (1935), ale na základe jeho litologickej charakteristiky nie je možné posúdiť vhodnosť použitia termínu.

³⁰aónskymi bridlicami sensu Matějka (1927, s. 44), trachycerasovými vrstvami sensu Bystrický (1985)



Obr. 6. Schematický rez rif – panva. Legenda: 1 – lunzské vrstvy; 2 – reingrabenské bridlice; 3 – korytnické vápence, aónové bridlice, svarínske súvrstvie; 4 – wettersteinský dolomit (lagunárny vývoj); 5 – wettersteinský vápenc (rifový vývoj); 6 – svahové brekcie; 7 – proximálne turbidity (raminské vápence); 8 – distálne turbidity (göstlinské vápence); 9 – partnašské súvrstvie; 10 – reiflinské vrstvy; 11 – zámotské súvrstvie. Vertikálne línie znázorňujú rozsah vrstvomého sledu na vyznačených lokalitách. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček, 1992).

M. Havrila: Hronikum: paleogeografia a stratigrafia (vrchný pelsón – nval), štrukturalizácia a stavba

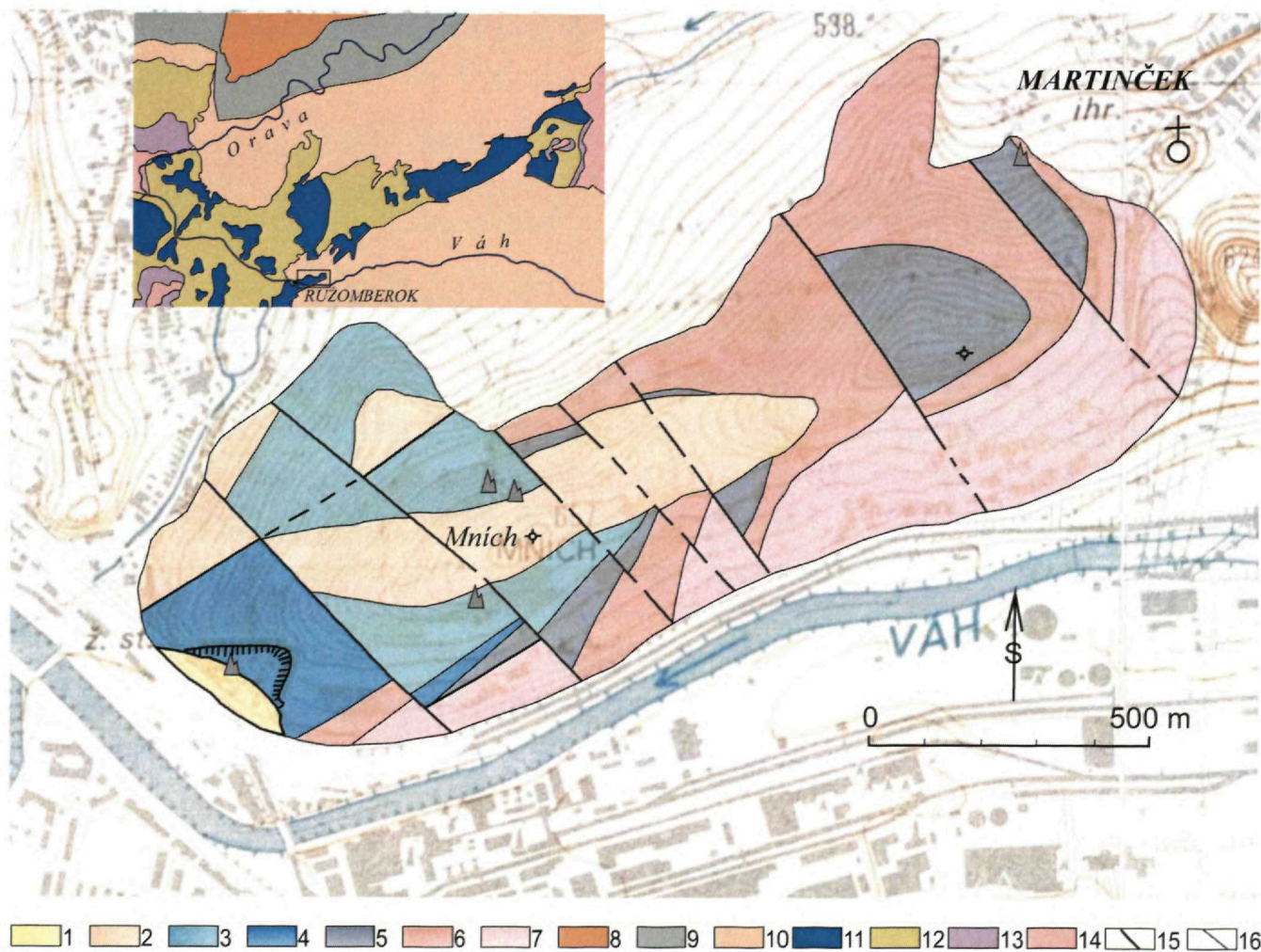
Zdrojom detritu týchto (raminských) vápencov boli rifové vápence. Preukázali to už práce Matějku (1927), neskôr aj Mella (1977), Kullmanovej (in Kullmanová et al., 1984) a Havrila a Bučeka (in Havrila et al., 1995).

Vystupovanie detritických vápencov je v Západných Karpatoch výrazné najmä v kordevole. Vtedy vytvorili na svahoch bazénov široké sutinové vejáre, resp. mohutný klastický klin, vклиňujúci sa do vrstvomého sledu bielo-vážskeho panvového vývoja (do vrchnej časti partnašského súvrstvia, resp. medzi partnašské súvrstvie a reingrabenské vrstvy, ojedinele do bazálnej časti reingrabenských vrstiev), ktorý sa smerom od rifov do panvy vytráca (obr. 6). Klin je dokumentovaný najmä v Chočských vrchoch a na severných aj južných svahoch Nízkych Tatier, t. j. východne od línie Ružomberok – Banská Bystrica, ktorá sa kryje s rozhraním platforma – panva. Na tejto línii vystupujú wettersteinské rifové vápence okraja karbonátovej platformy (na lokalitách Likavka, Mních pri Ružomberku, Ružomberok, Liptovská Osada, Nemce). Západne od nej vystupujú wettersteinské vápence, ale najmä wettersteinské dolomity karbonátovej platformy, východne panvové sedimenty.

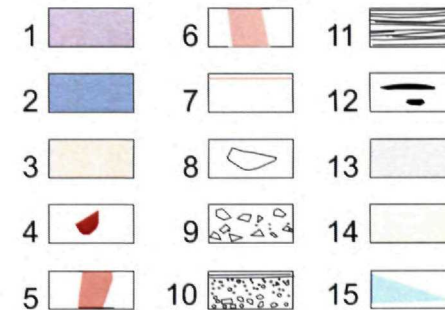
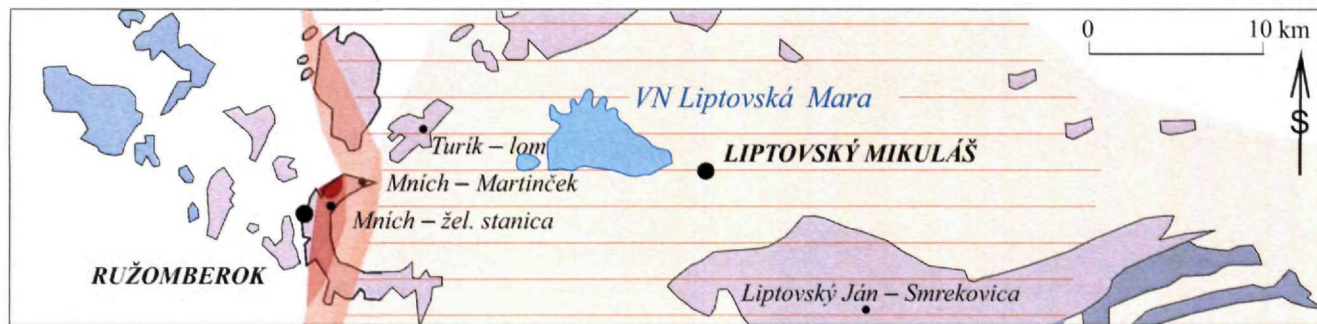
Súvrstvie raminsko-göstlinských vápencov je dobre odkryté: proximálna časť súvrstvia na Mníchu pri Ružomberku (obr. 5 – 8), v tektonickej troske Veľkého Choča a v Nemcoch (obr. 5, 6, 8, 9), distálna časť súvrstvia v tektonickej troske Veľkého Choča, v Turíku, v záreze cesty z Liptovských Matiašoviec do Hút, v doline Patočiny, t. j. v doline pravostranného prítoku potoka Korytnica, v Priechode a v okolí Liptovského Hrádku (profil Smrekovica) (obr. 5, 6, 8).

Tieto detritické vápence hronika Západných Karpát sú zhodné s raminským vápencom sensu Lein (1989). Sú teda zhodné litologickým zložením, pozíciou vo vrstvomom slede, vekom, pozíciou v priestore aj genézou. Je to detritické súvrstvie, na tvorbe ktorého sa podieľajú viaceré druhy gravitačného svahového transportu. Sú súborom facií, ktoré prstovite zväzujú faciálne oblasti hronika, čo bolo zrejme už z práce Matějku (1927).

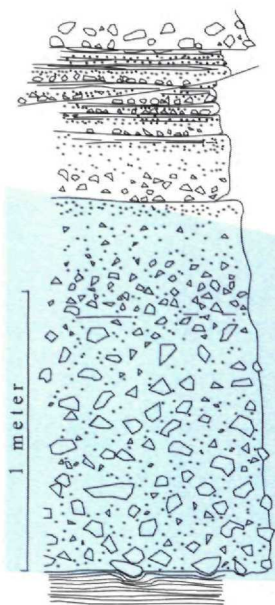
Predmetom výskumu bola časť súvrstvia, ktorej spoločným znakom je turbiditný charakter transportu. Boli rozpoznané ucelené turbiditné sekvencie. Na základe veľkosti zrna a štruktúrno-textúrnych znakov boli vyčlenené a podľa proximity zoradené (obr. 6, 8): proximálne turbi-



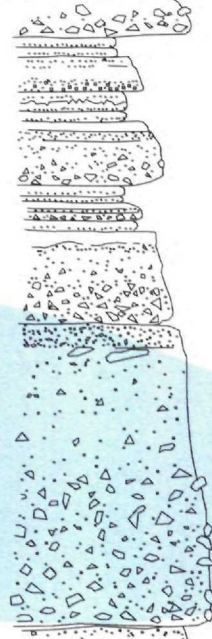
Obr. 7. Geologická mapa lokality Mních pri Ružomberku v Chočských vrchoch. Legenda: A) Obr. dole: 1 – kvartér; 2 – vnútrokarpatský paleogén; hronikum; 3 – wettersteinské vápence rifovej fácie; 4 – brekcie raminského súvrstvia; 5 – turbidity raminského súvrstvia; 6 – reiflinské vápence; 7 – ramsauské dolomity; B) Obr. hore: 8 – flyšové pásmo; 9 – bradlové pásmo; 10 – vnútrokarpatský paleogén; 11 – hronikum; 12 – fatrikum; 13 – mezozoikum tatrika; 14 – kryštalinikum tatrika; 15 – zlomy; 16 – geologické hranice. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček, 1992). Upravené.



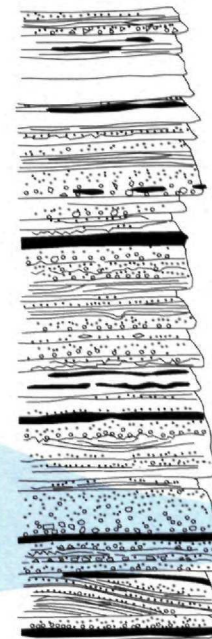
Mnich
železničná stanica



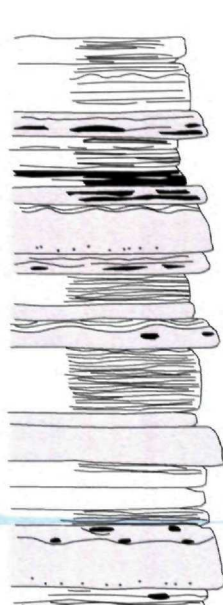
Nemce
lom



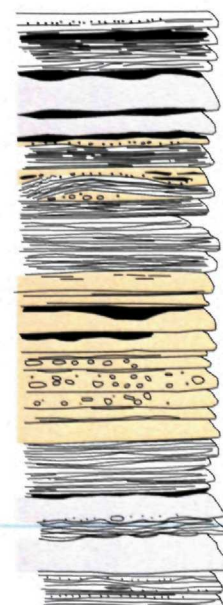
Mnich
Martinček



Turik
lom



Liptovský Ján
Smrekovica



Obr. 8. Vrstvovitosť a textúry gravitačných sedimentov hronika na Liptove. Legenda: A) hore: 1 – telesá s bielovážskym sledom; 2 – telesá s čiernovážskym sledom; 3 – priestor s výskytom lunzských vrstiev veľkej hrúbky; 4 – rífové teleso wettersteinskej fácie na okraji karbonátovej platformy; 5 – rozšírenie svahových predrifových brekcií; 6 – rozšírenie raminských vápencov; 7 – rozšírenie göstlinských vápencov; 8 – geologické hranice; B) dole: 9 – svahové predrifové brekcie; 10 – raminské vápence; 11 – göstlinské vápence; 12 – silicity; 13 – trachycerasové vrstvy; 14 – partnašské súvrstvie; 15 – klesajúca hrúbka vrstiev gravitačných sedimentov smerom od zdroja do bazénu. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček, 1992). Upravené.

dity, normálne (mediálne) turbidity (zhodné s raminskými vápencami a s grafensteiskými vápencami), distálne turbidity (zhodné s göstlinskými vápencami), ktoré sú členmi súvrstvia raminského vápencu a reprezentujú jednotlivé fázy turbiditného prúdu (teda pozostávajú z facií dobre odlišných charakterom zvrstvenia a zrnitosťou, čo je funkciou vzdialenosti od zdrojovej oblasti). Súvrstvie je teda geneticky jednotné a dobre odlišiteľné od súvrstvia reiflinského vápencu, s ktorým sa v minulosti stotožňovalo.

Členenie raminského vápencu v Západných Karpatoch

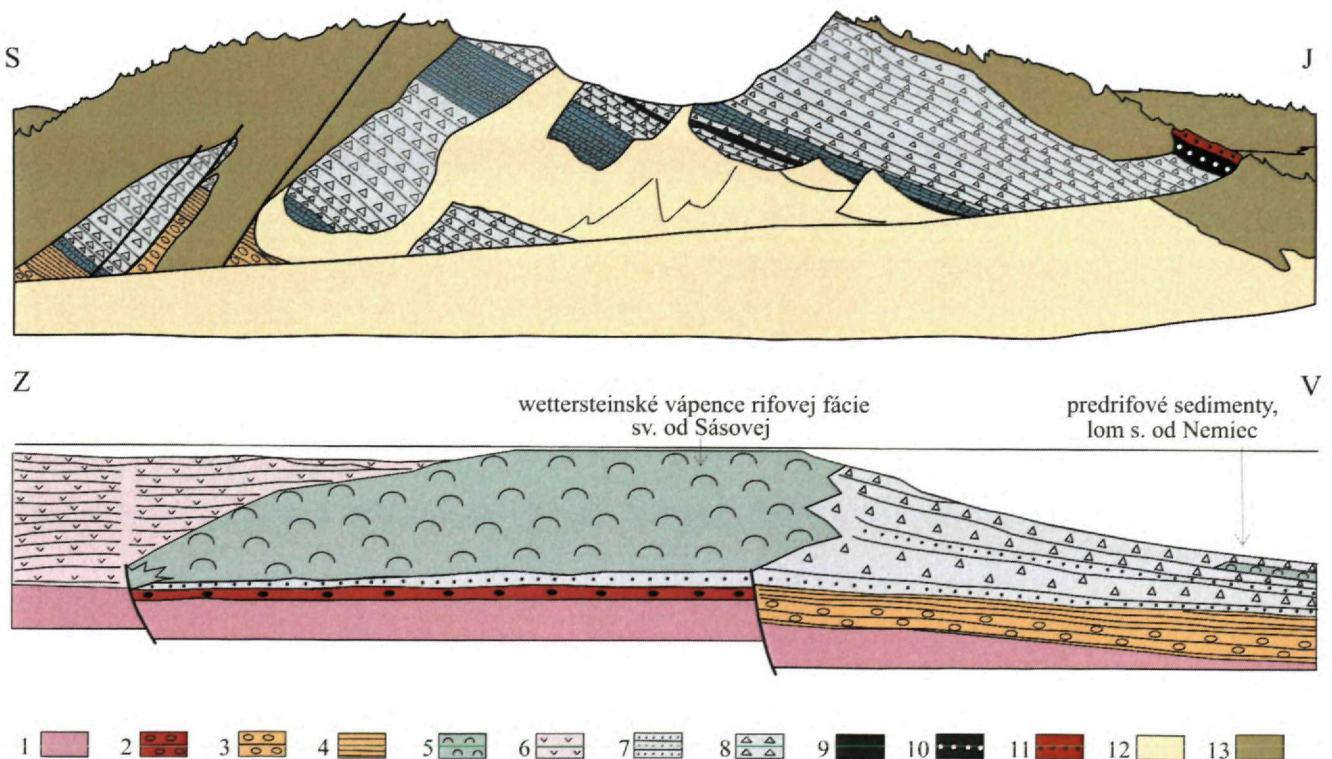
V zhode s prácou Havrila (1993; in Gross et al., 1993, s. 44 – 45) boli v raminskom vápenci bielovážskeho bazénu v priestore medzi revúckym prielomom a Liptovským Hrádkom odlišené: proximálne turbidity, normálne (mediálne) turbidity [zo známych facií porovnané s raminským vápencom sensu Tollmann (1966, 1976) a s alodapickou faciou grafensteiských vápencov, ktoré opísali Hohenegger a Lein (1977)] a distálne turbidity, stotožnené s göstlinským vápencom.

Proximálne turbidity

Vystupujú na lokalitách zoradených v úzkom pruhu medzi Ružomberkom a Banskou Bystricou, t. j. v blízkosti rifových telies lemujúcich okraj karbonátovej platformy. Dobre odkryté sú na južnom svahu vrchu Mních pri Ružomberku (železničná stanica) a v lome v Nemcoch (obr. 6 – 9). Možno tu pozorovať ich viacnásobné

zazubovanie s tubifitovou faciou wettersteinského vápencu (nástupná – pionierska faciá rifového vývoja). Dokumentované boli na lokalite Mních (obr. 8). Sú hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev do 170 cm), „brekciovitú“ (v najhrubších vrstvách klasty bez gradácie tvoria často celú hrúbku vrstvy, v ostatných vrstvách spodné 2/3 hrúbky vrstvy), s gradáciou zreteľnou až v hornej tretine vrstiev, v najvyššej časti vrstiev s paralelnou lamináciou. Gradácia je zreteľnejšia v tenších vrstvách. Ostrohranné klasty hnedosivých wettersteinských vápencov sú v „brekcií“ neusporiadané, nedotýkajú sa a sú veľkostne netriedené (vo vrstve). Veľkostne priamo závisia od hrúbky vrstvy. Sú utopené v „mikrobrekcií“, resp. v piesčitej základnej hmote, ktorá, na rozdiel od klastov, je spravidla dolomitizovaná a objemom prevláda nad klastami (výraznejšie pri tenších vrstvách). Bežný je erózný kontakt vrstiev. Neobsahujú rohovce. Organogénna zložka je zastúpená pomerne zriedkavo, a to krinoidmi a rifotvorcami, najmä tubifytmi a hubkami, vzácné koralmi. V Nemcoch sa v nich zistili aj foraminifery, ježovky, krinoidy, vlákna, osteokriny a v klastoch wettersteinských vápencov mikroproblematiká, koraly a hubky.

Opísané hrubé vrstvy v nadloží zákonite sprevádza roj tenších rovnoplochých vrstiev s celkovou hrúbkou nepresahujúcou 1/3 hrúbky hrubej vrstvy, ktorú sprevádzajú. V prípade sprievodných vrstiev nad bazálnou jemnozrnnou, pelitickou časťou vrstvy (interval č. 0 v zmysle Meischnera) obyčajne nasleduje viacnásobne sa opakujúca gradácia (interval č. 1 v zmysle Meischnera). Tá je v porovnaní s hrubou vrstvou zreteľnejšia, s rýchlejšim



Obr. 9. Hore – panoramatický pohľad na lom Zvolenská Nemca, dole – schematický rez kolmo na okraj platformy. Legenda: 1 – ram-sauské dolomity; 2 – reiflinské vápence; 3 – vápence partnašského súvrstvia; 4 – ílovce partnašského súvrstvia; 5 – wettersteinské vápence rifovej fácie; 6 – wettersteinské dolomity lagunárnej fácie; 7 – „turbidity“ raminského súvrstvia; 8 – proximálne brekcie raminského súvrstvia; 9 – horizont tmavých vápencov; 10 – korytnické vápence; 11 – lunzské vrstvy; 12 – kvartér; 13 – porast. Zostavil Havrila (2003).

vypadávaním hrubých klastov a s výraznejšou prevahou základnej hmoty nad hrubými klastami. Gradácia obyčajne smerom dohora postupne prechádza do paralelnej laminácie (interval č. 2a v zmysle Meischnera) tvorenej už jemnozrnnou, pelitickejšou zložkou tmavšej farby. Bola pozorovaná iba normálna gradácia s častým eróznym zrezom spodnejšieho gradačného cyklu a so stylo-litickými kontaktmi medzi jednotlivými „nasypaniami“ v rámci vrstvy. Iba vzácné boli v najvyšších častiach vrstiev pozorované náznaky konvolúcie. Rohovce sa nezistili.

Normálne (mediálne) turbidity

Dobre sú odkryté vo východnej časti vrchu Mních južne od obce Martinček (obr. 6 – 8). Ide o fáciu charakterizovanú mnohonásobným striedaním cyklov tvorených jemnozrnnými pelitickejšími tmavými vápencami a svetlejšími, zreteľne detritickými, dobre a väčšinou tenko vrstvovými (priemerne do 10 cm, max. do 40 cm) rovnoplochnými vápencami. Nástup detritických vrstiev často spôsobuje eróziu podložia a tvorbou plochých kanálov. Z textúr je výrazná zásadne normálna gradácia (často v rámci vrstvy viacnásobne sa opakujúca, pričom jednotlivé „násypy“ sú stylo-liticky oddelené). Smerom do nadložia často prechádza do paralelnej laminácie. Len vzácné sa vo vyššej časti cyklu vyskytujú nezreteľné náznaky konvolúcie. Potom detritický vápenec smerom dohora prechádza do jemnozrnného pelitickejšieho tmavšieho vápenca. Textúry sú pravidelné, hrúbka vrstiev je stabilná na vzdialenosť porovnateľnú v odkryvoch. Vypadávanie zrnitostných frakcií často prebieha skokom, klasty na báze gradačného intervalu bývajú niekedy imbrikované. Z intervalov stanovených Meischnerom (1964) sú zastúpené najmä intervaly č. 0, 1a, 1b a 2a. Charakteristické sú nedokonale vyvinuté svetlé rohovce s koncentrickou stavbou (typické pre Meischnerov interval 1b), prípadne dobre vyvinuté doskovité rohovce (typické pre interval 1c v zmysle Meischnera) paralelné s vrstvovitosťou. Bola pozorovaná aj silicifikácia celého opísaného cyklu. Zreteľne je zastúpený detrit rifotvorcov (v hrubšej frakcii), ale aj pelagické organizmy (konodonty).

V porovnaní s proximálnymi turbiditmi je sediment normálnych turbiditov (smerom do panvy) zreteľne tmavší (tmavosivohnedej farby).

Fácia je dobre odkrytá aj v lome pri Nemcoch (obr. 6, 8, 9), kde ju tvorí zreteľne vrstvovitý vápenec (s hrúbkou vrstiev 1 až 180 cm, s priemernou hrúbkou vrstiev zreteľne menšou ako v prípade proximálnych turbiditov) svetlosivej až béžovej farby. Je prevažne piesčitej frakcie, rovnoplochný, temer bez rohovcov, s normálnou gradáciou, menej s paralelnou lamináciou. Bohato je zastúpený organodetrit rifotvorcov (tubifity).

Zo známych facií ich možno porovnať s raminským vápencom sensu Tollmann (1966, 1976) a s alodapickou faciou grafensteiských vápencov v zmysle Hoheneggera a Leina (1977).

Fauna sa zistila na Mníchu pri Ružomberku [Dornay (1912, 1913, 1917), Havrila (in Gross et al., 1993, s. 45)] a v Nemcoch [Kullmanová (in Kullmanová et al., 1984); Havrila et al., 1995 – Borza určil foraminifery, Buček problematiká a Havrila a Pevný konodonty].

Distálne turbidity

Dobre odkryté sú na lokalite Turík (obr. 6, 8), kde sú prítomné tmavohnedosivé a tmavosivé až sivočierne bituminózne, veľmi nápadne rovnoploché tenkovrstvovité vápence s výraznou jemnou paralelnou lamináciou (menej zvlnenou, prípadne prúdovo-čerínovou lamináciou), s lisou oddeliteľnosťou lamín líšiacich sa farbou, zrnitosťou (mikroskopicky možno pozorovať normálnu gradáciu) aj obsahom organodetritu. Ich kontakt je často erozívny. Laminy sú oddelené povlakmi čiernych bituminóznych slieňovcov. Výrazným znakom je silicifikácia lamiel. Gradáčny interval je na mnohých lokalitách makroskopicky ešte zreteľný, väčšinou však už uniká pozornosti. Zreteľný je najmä na báze zriedkavejšie sa vyskytujúcich hrubších vrstiev svetlejšej farby. Ich horná časť je niekedy paralelne laminovaná, väčšinou však je bez textúr. Spomenuté litologické typy sú sprevádzané zriedkavými vrstvami slieňovcov. Časť rohovcov má koncentricko-hľuzovitý tvar (v spodnej, hrubšie vrstvovitej časti súvrstvia v strednom lome), charakteristické sú však priebežné (vrstvovité) rohovce paralelné s vrstvovitosťou (vo vyššej, tenšie vrstvovitej časti súvrstvia v hornom lome). Plochy druhého typu rohovcov sú často „ozdobené“ plocho vypuklými útvarmi, prípadne sú lemované rojom drobných hráškových rohovcov. Z mikrofácií sú zastúpené: biomikrit, mikrit, pelmikrit, pelsparit, biopelmikrit a biopelsparit. Na fáciu sa viažu asfaltové záteky. V porovnaní s proximálnymi členmi je zreteľný rozdiel v zastúpení organodetritu. Prevládajú planktonické a pelagické organizmy: ihlice hubiek, rádiolárie, filamenty, foraminifery a osteokríny. Zastúpené sú aj konodonty, holotúrie, mikroproblematiká, zúbky a šupiny rýb a spóry. V hrubších vrstvách k nim pribúdajú krinoidy, ostne ježoviek, ofiúrie a gastropódy. Makrofaunu zastupujú amonity a lameli-branchiáty.

Faunou distálnej časti raminských vápencov na lokalite Turík sa zapodievali viacerí autori. Bivalvie študovali Vogl (1917) a Kochanová (1979), amonity Rakús (in Havrila et al., 1988), foraminifery Samuel (in Havrila et al., 1988; 1991), konodonty Havrila, Pevný a Straka (in Havrila et al., 1988), Kovács (in Bystrický, 1985) a Havrila (in Gross et al., 1993, s. 45). Fauna sa získala aj na Smrekovici pri Liptovskom Hrádku (Havrila a Pevný in Havrila et al., 1995), pri Priechode (Papšová, 1984) a v Liptovských Matiašovciach (Havrila in Havrila a Boorová, 2002, s. 38).

Pozícia raminského vápenca

Hlavný raminsko-göstlinský event sa odohral, ako sa už dlhšie traduje, najmä v kordevole. Pri detailnom profilovaní sa však preukázalo, že udalosť prebehla v širšom časovom období (vrchný longobard až spodný jul). Toto tvrdenie je výsledkom detailného litostratigrafického profilovania. Udalosť neprebíhala stále s rovnakou intenzitou, pretože jazykov (vejárov) raminsko-göstlinského súvrstvia je viacero a ich dosah do panvy nie je rovnaký. Jazyky (vejare) sa vyskytujú v hornej časti partnašského súvrstvia, najbežnejšie však medzi partnašským súvrstvom a trachycerasovým súvrstvom, ale aj v spodnej časti rein-grabenských bridlic. V Nemcoch, t. j. v bezprostrednej blízkosti okraja karbonátovej plošiny leží raminsko-göst-

linské súvrstvie nad partnašským súvrstvom a pod trachycerasovým súvrstvom. V hĺbke bazénu v Turíku spodná časť súvrstvia v strednom lome vstupuje do partnašského súvrstvia, zvyšok raminsko-göstlinského súvrstvia leží už nad partnašským súvrstvom a pod trachycerasovým súvrstvom. V Liptovských Matiašovciach prvý event vstupuje do vrchnej časti partnašského súvrstvia, nad ktorým nasledujú reingrabenské bridlice, druhý sa prejavil až v bazálnej časti reingrabenských bridlíc a nad ním opäť vystupujú trachycerasové vrstvy. V centrálnej časti bazénu najdistálnejšie časti súvrstvia ležia v Liptovskom Jáne (Smrekovica) nad partnašským a pod trachycerasovým súvrstvom. Na Svaríne je situácia podobná, trachycerasové súvrstvie tu však dosahuje už len veľmi malú hrúbku a nasledujú reingrabenské bridlice (obr. 6).

Pozornosť si zaslúži aj fakt, že na viacerých lokalitách vrchná časť raminsko-göstlinského súvrstvia má distálnejší charakter ako spodná časť súvrstvia. To je priamo v rozpore s predstavou progradácie wettersteinských rifov.

Raminsko-göstlinské súvrstvie³¹ je preukázateľne spojovacím článkom medzi oboma základnými faciálnymi vývoji triasu hronika, t. j. bielovážskym a čiernovážskym vývojom, resp. sedimentačným priestorom, keď jeho „násypy“ zasahujú od okraja karbonátovej plošiny (od Ružomberka) ďaleko do bazénu (za Liptovský Hrádok).

Termíny bielovážsky a čiernovážsky, resp. chočský a šturecký (ktoré ich mali nahradiť) sa v literatúre používajú nie v pôvodnom paleogeografickom význame, podľa ktorého boli viazané len na územie Nízkych Tatier, ale používajú sa v širšom rozsahu (pre celé hronikum). Takto ich možno naďalej používať len vo význame vývoja. Vzhľadom na to, že v hroniku sú zachované dve, v súčasnosti izolované oblasti s čiernovážskym vývojom a dve, v súčasnosti izolované oblasti s bielovážskym vývojom, možno uvedené termíny v paleogeografickom význame použiť len lokálne (ako to pre termín šturecký navrhol Maheľ, 1979, s. 174). Možno ich teda stotožniť len s jednou z oblastí, a to s oblasťou, kde bol termín zavedený. V našom prípade ide o karbonátovú plošinu so známymi lokalitami Malý a Veľký Šturec (teda nie o plošinu, kde termín čiernovážsky bol použitý prioritne). „Násypy“ raminského vápenca teda preukazujú laterálne postavenie štureckej (nie čiernovážskej) oblasti s bielovážskou oblasťou. Podobne treba použiť spomenuté termíny aj v príkrovej stavbe (pre čiastkové príkrovy).

Trachycerasové súvrstvie

Vzhľadom na dlhodobo pretrvávajúce terminologické problémy treba ešte vyjasniť používanie termínu trachycerasové vrstvy a v súvislosti s tým aj používanie termínov aónové vrstvy (resp. bridlice), svarínske vrstvy a korytnický vápenec. Tieto termíny boli často buď použité nevhodne, alebo opisy hornín, pre ktoré boli použité, boli také stručné, že nemožno posúdiť vhodnosť použitia termínu.

Vápence ležiace v tejto pozícii boli v Západných Karpatoch prvýkrát pomenované vtedy, keď tmavé tenkodoskovité vápence vyskytujúce sa na Pohroní Stur (1868,

s. 358) označil ako *Wenger Schiefer*. Arthaber (1905, s. 433) pre ne v Západných Karpatoch použil názov *aónové bridlice*.

Termín aónske bridlice v priestore, ktorý sa dnes stotožňuje s bielovážskym bazénom, použil aj Matějka (1927, s. 44) pre čierne doskovité vápence vystupujúce južne od Liptovskej Osady, t. j. pre tie isté vápence, ktoré boli neskôr označené ako korytnické vápence (Bujnovský et al., 1974, 1975). Aj podľa Spenglera (1932, s. 223) sa spomenuté vápence z Liptovskej Osady miestami veľmi podobajú aónovým vrstvám. Termín aónske bridlice neskôr použil aj Koutek (1935), ale na základe jeho litologickej charakteristiky nie je možné posúdiť vhodnosť použitia termínu. Foraminifery z lokality Turík z vápencov, ktoré zaradili k aónovým vrstvám, študovali Salaj et al. (1967) a Salaj a Jendrejáková (1967). Na lokalite Turík použil názov aónové vrstvy aj Borza (1973). Okrem ílovitých vápencov, ktoré Bystrický (1985) zaradil k trachycerasovým vrstvám, k nim však zaradil aj distálnejšie členy raminsko-göstlinského súvrstvia ležiace pod nimi.

Bujnovský (in Bystrický, 1973, obr. 19) ílovité vápence vystupujúce v Liptovskej Osade, teda tie isté, pre ktoré Matějka (1927, s. 44) použil názov aónske bridlice, spolu s „násypmi“ raminských vápencov najprv označil Matějkovým termínom *gravelové a koralové vápence*, potom (Bujnovský et al., 1974, 1975) ich (obe fácie) pomenoval ako *korytnické vápence*. Aónové vrstvy v Západných Karpatoch Bystrický (1982, s. 443) premenoval na *trachycerasové vrstvy*. Vápence vystupujúce v tejto pozícii na lokalite Svarín, ktoré Andrusovová a Borza (in Bystrický, 1973) zaradili k aónovým vrstvám, premenoval Bystrický (1985) na *svarínske vrstvy*. Vzhľadom na nejasnosti pomenovania ílovitých vápencov v najvyššej časti karbonátového sledu bielovážskeho bazénu (t. j. pod reingrabenskými bridlicami a nad distálnymi členmi raminských vápencov, resp. raminsko-göstlinského súvrstvia) riešil problém Bystrický (1985), ktorý „... *viacero vývinov, litostratigrafických jednotiek nižšieho radu, ako je korytnický vápenec, svarínske vrstvy a t. č. nepomenované aónové vrstvy od Turika a iných lokalít...*“ zaradil k *trachycerasovým vrstvám*, zodpovedajúcim podľa neho kategórii súvrstvia.

Na lokalite v lome v Nemcoch horniny tohto horizontu Havrila (in Havrila et al., 1995) v zhode s Bystrickým (1985) označil ako korytnické vápence a na lokalite Smrekovica ako svarínske vrstvy.

Vychádzajúc z definície Bystrického (1985), trachycerasové vrstvy je možné stotožniť so sivými až čiernosivými bituminóznymi, dobre vrstvomitými ílovitými vápencami až vápnitými ílovcami (mudstone), makroskopicky temer bez textúrnych znakov, bez biodetritu a prevažne aj bez rohovcov. Výrazne sa preto líšia od distálnych turbiditných facií raminsko-göstlinského súvrstvia (grainstone), ktoré sa v minulosti tiež označovali názvom trachycerasové, resp. aónové vrstvy. Takéto horniny vystupujú dobre odkryté na lokalitách Turík a Liptovská Osada. Zistili sa ešte aj na celom rade lokalít (Nemce, Priečod, Liptovské Matiašovce, Liptovský Ján-Smrekovica, Svarín a na viacerých lokalitách na Pohroní). Súvrstvie nedosahuje veľkú hrúbku, predbežne sa však ukazuje, že jeho hrúbka klesá smerom do bazénu. Možno predpokladať, že tvoria podobný klin ako raminsko-göstlinské súvrstvie. Podobnosť je aj v tom, že súvrstvie pokrýva ten istý areál, od rifov

³¹Tento pozmenený názov má síce rovnaký obsah ako raminské vápence sensu Lein (1989), lepšie však vystihuje zloženie súvrstvia.

(v Liptovskej Osade priamo v ňom vystupujú buď *patch rify*, alebo bloky-olistolity rifových vápencov a organodetrít) až do vzdialenejších priestorov bazénu, ktoré sa pokladajú za hlbokovodné. Pravdepodobne preto bola v minulosti snaha presadzovať v centrálnejšej časti bazénu termín svarínske vrstvy a v okrajovej časti termín korytnické vápence (s biodetrítom).

Je potrebné emendovať termín korytnické vápence, ktorých súčasťou sú v súčasnosti aj raminské vápence a telesá wettersteinských rifových vápencov považovaných za bloky-olistolity alebo za *patch rify*. Termín svarínske vrstvy, ktorý bol definovaný na základe profilu schematicky graficky dokumentovaného Andrusovovou (in Bystrický, 1973), sa javí nevhodný a nadbytočný. Mal nahradiť termín aónske vrstvy. Tie v spomenutom schematickom grafickom profile v bezprostrednom podloží lunzských vrstiev majú hrúbku 5,5 – 6,5 m a mali by pozostávať zo štyroch litologických typov. Zodpovedajúca fácia má však na profile Svarín (lom v záreze bývalej železničky) oveľa menšiu hrúbku. Preto vzniká podozrenie, že za jej súčasť sa v tomto prípade považovalo aj podložné partnašské súvrstvie, ktoré Kollárová-Andrusovová (l. c.) považovala za reiflinský vápenec.

Fauna je uvedená v prácach: Stur (1868), Salaj et al. (1967), Salaj a Jendrejáková (1967), Mišík (1970), Kozur (1971), Kollárová-Andrusovová (1973), Bujnovský et al. (1974, 1975), Gaździcki et al. (1978), Havrila (in Gross et al., 1993, s. 45), Pevný (in Havrila et al., 1995). Zvyšky rastlín, ktoré z Turíka uvádza Škarba (1969), pravdepodobne tiež pochádzajú z tohto súvrstvia. Paradoxom je, že amonity rodu *Trachyceras* v Západných Karpatoch sa nenašli v tomto súvrství, ale v distálnej fácií raminských vápencov, t. j. v göstlinských vápencoch.

Vyššie subatranské príkrovy – súčasť hronika

Takzvané vyššie (vyššie ako chočský príkrov) príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský, strážovský, tematínsky, často aj veternický) sa v minulosti vysvetľovali buď ako presunuté z juhu a chápali sa ako vyššie subatranské príkrovy (Andrusov, 1936), ako *gemeridné príkrovy* (Andrusov et al., 1968, 1973; Bystrický a Maheľ, 1970; Bystrický, 1973), ako *silicikum* (Mello a Polák, 1978; Mello, 1979; Bystrický in Andrusov a Samuel et al., 1985), ako *hybrid hronika a gemero-silicika* (Mello in Began et al., 1982), ako *čiastkové príkrovy – šupiny kmeňového chočského príkrovu* (Maheľ, 1986), ako „presunuté z juhu v jednom príkrove a spätnými násunmi diferencované na viaceré telesá“ (Masaryk, 1987; Plašienka et al., 1991), alebo ako „pôvodné sedimentačné priestory v sz. časti centrálnych Karpát a pribradlovej zóny, z ktorých boli tieto triasové komplexy diapíricky vytlačené na mladšie jurské a kriedové jednotky tej istej sedimentačnej oblasti“ (Salaj a Hanáček in Salaj, 1982), resp. ako „neoderodovaný a zachovaný zvyšok klapského chrbta klapskej jednotky pribradlovej zóny, neskôr bivergentne presunutý cez mladšie členy klapskej jednotky“ (Salaj a Began in Salaj, 1982).

Takéto interpretácie vychádzali z geometrickej pozície vyšších subatranských príkrovov nad chočským príkrovom (t. j. sledom s reiflinskými vápencami a lunzskými vrstvami) a z faciálneho hľadiska, a to najmä z faciálneho vývoja stredného triasu, zastúpeného wettersteinskými vá-

pencami, wettersteinskými dolomitmi a schreyeralmskými vápencami, teda faciami považovanými za južnejšie fácie (Andrusov, 1930, 1936, 1967, 1968; Bystrický, 1964; Biely et al., 1968b, Mello a Polák in Mello et al., 1975; Mello a Polák, 1978; Mello in Began et al., 1982), neskôr z faciálneho vývoja triasu až kriedy (Salaj a Began in Salaj, 1982).

Podľa Andrusova (1936, s. 17) strážovský príkrov pozostáva najmä zo svetlých wettersteinských vápencov, ktoré sú jeho typickou (charakteristickou) faciou odlišujúcou ho od chočského príkrovu. S týmto prístupom však nesúhlasil Maheľ (1959a, b; in Maheľ et al., 1962, s. 109; in Maheľ et al., 1967, s. 65, 153, 166; 1970, s. 22), ktorý strážovský príkrov, resp. vyššie subatranské príkrovy považoval za súčasť chočského príkrovu. Preto Andrusov (1967, 1968) znova zdôraznil význam wettersteinského vápenca. Poukázal na to, že sa vyskytuje aj v troskách Veterníka a Havranice a tiež v troskách v Jablonickom (Brezovské Karpaty) a Nedzovskom (Čachtické Karpaty) pohorí, t. j. v troskách vyšších subatranských príkrovov, a že práve jeho prítomnosťou sa vyššie príkrovy odlišujú od chočského príkrovu. Vývoj názorov na problematiku vyšších príkrovov ovplyvnil Bystrický (1964), ktorý príkrov Drienku považoval za vyšší ako chočský príkrov a na základe faciálneho porovnania série Drienku skonštatoval jeho zhodu s gemerikom Muránskej planiny. Potom príkrov Flosu, resp. príkrov Drienku k vyšším príkrovom, resp. ku gemeridám zaradil aj Andrusov (1966, s. 71; 1967; 1968, s. 102). Zároveň poukázal na to, že wettersteinský vápenec je rozšírený aj v gemeriku, a najmä tam (v sérii Muránskeho krasu, ktorá je v príkrovej pozícii na veporiku, a v mezozoiku severnej zóny gemerid, ktorá leží na paleozoiku gemerid v normálnej superpozícii). Súčasne tvrdil, že chýba vo všetkých jednotkách, ktoré majú postavenie stredného subatrika. Tak bola wettersteinská fácia aj naďalej stotožnená len s vyššími subatranskými príkrovmi a s gemerikom. Vyššie subatranské príkrovy sa tak začali považovať za gemeridné. V tomto duchu použil Andrusov (1968, s. 103) termín strážovsko-gemeridná jednotka. Graficky je znázornená v práci Andrusova et al. (1973a, b) a Bystrického (1973a), v oboch bez uvedenia autorstva, a v práci Andrusova a Samuela (1983), v ktorej sú za autorov označení Andrusov, Bystrický a Fusán (1973a, b). Rozhodujúcu úlohu wettersteinským vápencom prisúdili aj Biely et al. (1968b, s. 88). Opäť zdôraznili ich vystupovanie vo vyšších subatranských príkrovoch a v gemeridách a ich chýbanie v chočskom príkrove. Vyššie subatranské príkrovy už nechápali ako digitáciu chočského príkrovu, ale ako viac-menej samostatné príkrovy v skupine gemeridných príkrovov. Peržel (1969) pod vplyvom uvedených názorov na základe výskytu wettersteinských vápencov preradil vrchný čiastkový príkrov Ostrého vrchu (t. j. teleso, ktoré dovtedy patrilo k chočskému príkrovu) pod novým názvom *strážovský príkrov v horskej skupine Tlstej* k vyšším príkrovom. Tak sa wettersteinský vápenec skutočne z chočského príkrovu temer vytratil. Aj Mello a Polák (in Mello et al., 1975, 1978) vyššie príkrovy (ktoré v druhej z uvedených prác považujú za silické príkrovy) charakterizujú zastúpením schreyeralmských a wettersteinských vápencov. Slabinou tejto interpretácie (vyčleňovania vyšších príkrovov na základe vystupovania wettersteinských vápencov a dokazovania ich existencie) bola samotná pozícia telies

vyšších príkrovov. Definovanú pozíciu nad chočským príkrovom spočiatku naplnil len strážovský príkrov (neskôr aj príkrov Drienku). Ostatné vyššie príkrovy ležali na krížňanskom príkrove alebo na neznámom podklade (nepristupnom na pozorovanie). Úlohou wettersteinských vápencov sa zaoberal už Andrusov (1931). Poukázal aj na to, že tieto vápence sa vyskytujú tak vo vyšších subatranských príkrovoch, ako aj v gemeridách. Napriek tomu však poznamenal, že „*Jest málo pravděpodobné, že se tu (rozuměj „v oblasti t. zv. gemerid ani v prvním druhohorním pásnu – muráňském, ani v pruzích vnitřnějších“)* zakořenují příkrovy vyšší“, a tiež to, že „*Jelikož zakořenění jistých vyšších subatranských příkrovů v druhohorách esenciálně gemeridních, t. j. pásnu muráňského plateu, není pravděpodobné, považují v každém případě za nutné, nechatí veškeré subatranské příkrovy západního a středního Slovenska v komplexu granid.*“

Takzvané vyššie subatranské príkrovy v tejto práci v zhode s prácami Havrila (in Havrila a Buček, 1992, príl. 2; 1993, s. 9, 17 – 26, 39, príl. 1 – 6; in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Kováč a Havrila, 1997, obr. 1, 3, 4; 1997, s. 2, 4, obr. 1 – 4; in Plašienka et al., 1997, s. 153 – 157, obr. 8 – 9; in Kováč a Havrila, 1998, s. 278, obr. 2, 3; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9; in Gawlick et al., 2002; in Polák et al., 2003) chápeme ako čiastkové tektonické telesá hronika (obr. 1) sformované počas presúvania hronika. Pochádzajú z okraja karbonátovej platformy (prípadne z jej vnútra, napr. príkrov Tlstej vo Veľkej Fatre), nasunutej ako rigidné teleso na príľahlý svah a panvu tvorenú menej kompetentnými horninami v súlade s modelom Elisona a Speeda (1989)³². Tento názor preukazujú nasledujúce tektonické, faciálne aj paleogeografické fakty:

1. Nálezom schreyeralmských vápencov v hroniku pri Jóbovej ráztoke (Mock a Škarba, 1973), pri Hrabove (*spodný reifling* podľa Bujnovského, 1973), na viacerých lokalitách v Chočských vrchoch (*červené hluznaté vápence* v zmysle Mella, 1965), na Veľkom Rozsutci (Polák in Haško a Polák, 1979, s. 49, 51) a tiež nálezom wettersteinských vápencov a dolomitov v hroniku pri Liptovskej Osade (*biohermné vápence stredného triasu* v zmysle Jablonského, 1971; *svetlé organogénne rifové vápence* totožné s *raminským vápencom* podľa Bujnovského, 1973; *sivé až svetlosivé raminské vápence*, *svetlé biohermné raminské vápence* podľa Bujnovského et al., 1974, 1975; *raminský vápenec – sivé masívne biohermné vápence typu „patch reef“* podľa Jablonského, 1973 a, b), vo Veľkej Fatre (Ilavský a Červeňová, 1952; Polák in Gašparik et al., 1987) a na Veľkom Rozsutci (Polák a Jablonský, 1973) stratilo platnosť (resp. ju nikdy nemalo) kritérium priradovania vyšších subatranských príkrovov skôr k siliciku ako k hroniku na základe faciálnej príbuznosti, teda na základe vystupovania wettersteinských a schreyeralmských vápencov v nich. Kritérium (vystupovanie wettersteinských vápencov) vzniklo po vyčlenení strážovského príkrovu (Andrusov,

1935, 1936, 1967, 1968), keďže wettersteinské vápence sa považovali za jeho typickú faciú. Wettersteinské vápence boli však z hronika (zo stredného, prípadne z vrchného subatranského príkrovu) známe už skôr (*jemnozrnné alebo celistvé vápence*, *svetlosivé alebo žltosivé*, podľa Matějku, 1925, s. 85; *svetlé vápence vrchného triasu* podľa Matějku, 1927, s. 552, 553). Spengler (1932) o nich poznamenal, že majú „*velkú petrografickú podobnosť s wettersteinskými vápencami*“. Podobne schreyeralmské vápence z hronika (zo stredného subatranského príkrovu Chočských vrchov) ako *sivé*, *vyššie červené alebo ružové vápence alebo ako červené celistvé*, *tenko vrstvomité vápence* poznal už Matějka (1927, s. 551, 553) a ako *višňovo červené, ružové*, vo vyšších polohách aj *zelené škrvnité celistvé vápence* Koutek (1935, s. 120).

2. Už dlhšie bolo známe vystupovanie lunzských vrstiev vrchného triasu vo vyšších subatranských príkrovoch (obr. 4), t. j. v príkrovoch, ktoré sa v poslednom čase zaraďovali do silicika. Bolo to napríklad v havranickom príkrove Bielych hôr Malých Karpát (Peržel, 1966; Mello in Began et al., 1982; Buček, 1988; Michalík et al., 1987, 1992 – vrt DV-1); v jablonickom príkrove Brezovských Karpát, t. j. v jablonickej skupine nedzovského príkrovu v zmysle Mella in Began et al. (1982), resp. v jablonickej sérii (Bystrický, 1965, tab. 3); vo veterlínskom príkrove, resp. sérii (Paul in Andrian a Paul, 1864, s. 356; Veters, 1904, s. 138; Andrusov, 1936; Bystrický, 1965, tab. 3) a v tematínskom príkrove, t. j. vo vyššom subatranskom príkrove Považského Inovca v kryhe Úhradu (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983). Aj Andrusov (1967, s. 1 053; 1968, s. 101) za súčasť sledu vyšších subatranských príkrovov považuje rudimentárne lunzské vrstvy. Vystupovanie lunzských vrstiev je však typické pre hronikum, nie pre gemerikum, silicikum a klapskú jednotku.

3. Typ sedimentov spodného triasu až permu vyšších subatranských príkrovov je zhodný s typom sedimentov spodného triasu až permu hronika. Kampilské vrstvy v zmysle starších autorov v Bielych horách Malých Karpát stotožnil Buček (1988) so šuňavským súvrstvom³³. Paleontologicky bolo doložené na báze havranického príkrovu pri Plaveckom Mikuláši (Kochanová, 1964), resp. na báze jablonického príkrovu pri Bukovej (Kochanová, 1964; Kochanová, 1973; Kochanová in Buček, 1988; Jendrejáková in Buček, 1988). Toto súvrstvie vystupuje aj na báze vyššieho subatranského príkrovu Považského Inovca (tematínskeho príkrovu) v kryhe Úhradu pri Podhradí. Dôležité je ale najmä vystupovanie malužinského súvrstvia s melafýrmi (ktoré poznáme iba z hronika) a benkovského a šuňavského súvrstvia na báze tematínskeho príkrovu na lokalite Kališťa pri Modrovej (porovnaj Stache, 1864; Hauer, 1864; Ferenczi, 1918; Pták, 1956; Zorkovský,

³²Elison a Speed (1989) preukázali, že násunové plochy vznikajú na rozhraní kompetentných a nekompetentných hornín. Takéto rozhranie sa v hroniku vyskytuje v triasovej časti vrstvomého sledu, a to na rozhraní pelagických facií panvy a plytkovodných facií karbonátovej platformy. Ostatné časové horizonty hronika sú podľa súčasných znalostí rovnorodé v celom priestore a neobsahujú podobné rozhrania. Navyše, triasová časť sledu dominuje aj svojou hrúbkou. Pokladáme ju preto za rozhodujúci horizont na založenie presunových plôch.

³³Buček (1988, 1991) tu pre spodnotriasové súvrstvie veterlínskej a havranickej jednotky uplatnil termín používaný v hroniku, pričom sa nevyjadril, či obe jednotky zaraďuje do hronika alebo k vyšším subatranským príkrovom. Poznamenal len, že „*Podľa nášho názoru obe jednotky majú najspodnejšie členy vo vývoji detritických súvrství, ktoré niektorí autori (Maheľ, 1979a, b) považujú za súčasť chočského príkrovu*“. Predpokladá však, že obe jednotky pochádzajú zo spoločného sedimentárneho priestoru. Vzhľadom na to, že veterlínsky príkrov má v sekvencii benkovské, šuňavské a zámostské súvrstvie a tiež lunzské vrstvy, t. j. litostratigrafické jednotky typické pre hronikum, možno usudzovať, že tento spoločný sedimentárny priestor bol v hroniku.

1958; Maheľ, 1962; Maheľ in Maheľ et al., 1967; Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983), ktoré jednoznačne svedčia v prospech hronika (obr. 4).

Malužinské súvrstvie s paleobazaltmi (predtým melafýrová séria) zohralo dôležitú úlohu aj pri rozhodovaní o zaradení veterlínskeho príkrovu vyčleneného Andrusovom (1935, 1936). Pôvodne bol stotožnený s vonkajšou subatranskou oblasťou (Vetters, 1904). S ňou ho stotožnil aj Andrusov (1936) a mal to byť ekvivalent strážovského príkrovu. Bol teda zaradený k vyšším subatranským príkrovom. Vzájomná hierarchia vyšších subatranských príkrovov však nebola celkom jasná ani preukázaná. Andrusov (1968, s. 102) napr. konštatoval, že „*Melafýrová séria... pod veterlínskou troskou je ale nanajvýš podobná chočskému príkrovu a mohla by tomuto patriť.*“ Pôvodne ju Andrusov (1936, s. 19) považoval za súčasť vrstvového sledu veterníckeho príkrovu. Tak to tvrdil aj Maheľ (1959, s. 63; 1961, s. 7; 1961, s. 52; in Buday et al., 1962, s. 106; in Maheľ et al., 1967) a taký bol aj názor Peržela (1966, s. 87). Biely et al. (1968, s. 90) prišli s myšlienkou, že melafýrová séria patriaca k chočskému príkrovu v priebehu transportu príkrovov vplyvom trenia zaostávala a jeho karbonátová časť po nej kĺzala a predbiehala ju. Na melafýrovú sériu omeškanú vzadu sa tak potom podľa ich predpokladu mohol nasunúť karbonátový sled veterlínskeho, vyššieho subatranského príkrovu. Vďaka tomu ho bolo možné aj naďalej chápať ako vyšší príkrov. Navyše, takto splnil aj definíciu vyššieho príkrovu – ležal nad chočským príkrovom.

Sčasti podobné riešenie (rozdelenie vrstvového sledu veterlínskej sukcesie na dve tektonické telesá) navrhli aj Bystrický a Maheľ (1970, obr. 1). Na základe domnejšej podobnosti vápenca vystupujúceho nad reiflínskym vápencom (v súčasnosti považovaného za raminský vápenec) s gutensteinským vápencom ho s ním stotožnili. Výsledkom tohto omylu bolo opakované vystupovanie gutensteinského vápenca v slede, raz v normálnej pozícii, druhý raz v pozícii raminského vápenca. Boli vyčlenené dva sledy a stotožnili sa s dvomi tektonickými telesami – spodný s chočským príkrovom a vrchný s veterníckym príkrovom (bol považovaný za gemitidný príkrov, t. j. za vrchné subatratikum). Bystrický (1972) spodné teleso aj neskôr ponechal v chočskom príkrove, ale vrchné, veterlínske teleso včlenil do strážovského príkrovu.

4. Zhodný litologický vývoj vrchného triasu vyšších subatranských príkrovov a hronika (obe tektonické jednotky obsahujú oponické vápence, hlavný dolomit, dachsteinské vápence), rozdielny litologický vývoj vrchného triasu silicika (obsahuje hallstattské, aflenzské, pötschenské a tisovecké vápence).

5. Vystupovanie (zachovanie) jednotlivých, paleogeograficky na seba nadväzujúcich členov raminsko-göstlínskeho súvrstvia v rôznych tektonických telesách, usporiadaných tiež nadväzne (nad sebou). Na západnom okraji západnejšej z dvoch spomenutých karbonátových platforiem, t. j. v západnom z dvoch spomenutých bazénov ide o (obr. 14B): vystupovanie distálnych členov súvrstvia v spodnejšom tektonickom telese (v príkrove Homôľky, napríklad na lokalitách Markovica-Húštik, Homôľka) budovanom bielovážskou faciou; vystupovanie mediálnych členov súvrstvia vo vyššom tektonickom telese so svaho-

vou faciou (v príkrove Ostrej Malenice, na severných svahoch Ostrej Malenice); vystupovanie proximálnych členov súvrstvia v najvyšších tektonických telesách s predrifovou faciou (v strážovskom príkrove – novšie v strážovskej časti považského príkrovu – na lokalite Tupý Hrádok). Ide teda v príkrovej stavbe Západných Karpát sensu Andrusov et al. (1973) o vystupovanie proximálnych členov v strážovskom príkrove (t. j. v siliciku) a distálnych členov v tektonických jednotkách hronika, t. j. v paleogeograficky nenadväzujúcich priestoroch. Pôvodné postavenie jednotlivých členov raminsko-göstlínskeho súvrstvia muselo byť vedľa seba. Na východnom okraji karbonátovej platformy je tektonická pozícia proximálnych a distálnych facií obrátená (usporiadaná opačne: proximálne členy v spodnom príkrove, distálne vo vrchnom).

6. Vyššie subatranské príkrovy ležia svojimi triasovými členmi vrstvového sledu väčšinou na strednom až vrchnom triase tektonických jednotiek vystupujúcich v ich podloží. Je to dobre pochopiteľné pri násunoch – tektonickej imbrikácii v rámci jedného tektonického telesa – príkrovového systému hronika, ale menej pochopiteľné, resp. menej pravdepodobné už pri násune gemitika alebo silicika, t. j. vyšších subatranských príkrovov v pôvodnom poňatí, keď by sme v ich podloží očakávali aj jursko-kriedové členy hronika. Vzhľadom na ich neprítomnosť by sme museli predpokladať ich odstránenie pred násunom. Menej pochopiteľné je to aj pri „*diapirickom vytlačení triasu klapskej jednotky*“, keď sa jursko-kriedové členy v podloží tohto triasu práve predpokladajú. Len zriedkavejšie, skôr výnimočne, vyššie subatranské príkrovy vystupujú nad jursko-kriedovými členmi hronika (napríklad v Strážovských vrchoch nad sériou Rohatej skaly, ktorej spôsob zachovania – prevrásnenie – predpokladáme práve v dôsledku vrásového násunu vyšších príkrovov s pretrhnutím stredného ramena vrásky). Aj vyššie subatranské príkrovy lokálne obsahujú tieto mladšie členy (v Brezovských a Čachtických Karpatoch). Priestory výskytu mladších členov sledu hronika a priestory výskytu mladších členov sledu vyšších príkrovov v predkladanej príkrovej stavbe na seba nadväzujú.

7. Horná hranica zachovaného stratigrafického rozsahu vrstvového sledu v siliciku je oxford (Kozur, 1991; Sýkora a Ožvoldová, 1996). Vo vyšších príkrovoch sedimentácia pretrvávala až do kriedy – v nedzovskom príkrove Čachtických Karpát pri Krajnom do beriasu až valanginu (Mišík a Sýkora, 1982), pri Hrušovom do titónu až beriasu (Ondrejčíková et al., 1993), prípadne do valanginu (Kullmanová a Gašpariková, 1983). Podľa súčasných poznatkov sa sedimentačné priestory pri tvorbe západokarpatskej alpínskej príkrovej sústavy uzatvárali postupne prevažne smerom od juhu na sever. Vzhľadom na obe uvedené skutočnosti je potrebné sedimentačné priestory vyšších príkrovov umiestniť do externejšej pozície vo vzťahu k siliciku, t. j. včleniť ich do priestoru hronika.

8. Prijatím predstavy hronika pozostávajúceho zo sústavy doskovitých telies, vzniknutých a usporiadaných v zmysle modelu Elisona a Speeda (1989), ktorý v Západných Karpatoch aplikovali Kováč a Filo (1992), a pojatím vyšších subatranských príkrovov do tejto sústavy pri súčasnom zväžení ich litologickej náplne dostávajú vyššie subatranské príkrovy logickú, zákonitú tektonickú pozíciu.

Budované horninami okraja karbonátovej platformy, t. j. horninami čiernovážskeho vývoja (o čom svedčia fácie rifu, zarifu a lagúny), ležia nad tektonickými jednotkami vytvorenými pod jej nasúvajúcim sa čelom (obr. 1), teda zásadne nad jednotkami budovanými svahovými, resp. panvovými faciami (bielovážsky vývoj). V tejto sústave telies je ich vyššia pozícia vo vzťahu k chočskému príkrovu, t. j. bazénovej fácií, normálna. Táto pozícia ich nekvalifikuje na vyššie subatranské príkrovy, za aké sa považujú v prípade tektonickej príslušnosti ku gemeriku, resp. siliciku, keď by mala byť len náhoilá. „Roztrhnutie“ sedimentačného priestoru pri nasúvaní nastáva na svahu. Spätným rozvinutím tejto sústavy tektonických telies dostaneme potom logickú ucelenú paleogeografickú nadväznosť, dobre kontrolovateľnú v časovom úseku od reiflinskej zmeny po reinrabenskú, t. j. od momentu vytvorenia faciálnych oblastí triasu hronika (bielovážskej, resp. čiernovážskej) po ich zánik.

Paleogeograficky najsevernejšie (najexternejšie) a zároveň najspodnejšie tektonické jednotky (jednotka) by potom mali byť zvyšky bielovážskej (panvovej) faciálnej oblasti, zachované v priestore Dobrej Vody – Hradišťa pod Vrátnom a v Strážovských vrchoch medzi Trenčínom, Šípokom a Mojtiňom (jednotka, ktorej vrstvový sled sa končí sériou Rohatej skaly), t. j. panvové sekvencie s hrubými lunzkými vrstvami.

Južnejšie (internejšie) by mali nadväzovať progradné sekvencie typu sekvencie veterlínskeho príkrovu s vrstvovým sledom iniciálneho štádia panvy (zámostské vrstvy), panvy (reiflinske vrstvy, partnašské súvrstvie), svahu (raminské vápence) až po predrif (svahová brekcia). Čiasťtočne sú zastúpené ešte v havranickom a jablonickom príkrove, pod tematínskym príkrovom v Považskom Inovci (Beckov, Stará Lehota, Podhradie) a v príkrove Ostrej Malenice v Strážovských vrchoch. Tam zreteľne vidno, že ide o vyššiu tektonickú jednotku, ako je tektonická jednotka so sériou Rohatej skaly.

Smerom na juh nadväzujú sekvencie karbonátovej platformy (čiernovážskej faciálnej oblasti, resp. v terminológii použitej Maheľom bebravskej faciálnej oblasti) s faciami rifu, zarifu a lagúny v považskom príkrove (po starom v tzv. vyšších subatranských príkrovoch, havranickom, jablonickom, nedzovskom, strážovskom a vo vyšších príkrovoch Považského Inovca, t. j. v tematínskom príkrove). Sú v zreteľnej tektonickej superpozícii v Bielych horách, v Brezovských Karpatoch, v Považskom Inovci aj v Strážovských vrchoch. Na juh pokračujú sekvencie čiernovážskej faciálnej oblasti, ktoré vzhľadom na tektonické trosky hľuznatých vápencov pelsónu nad hlavným dolomitom (Kláštor pod Znievom v pohorí Žiar) preukazujú tektonickú imbrikáciu karbonátovej platformy. Tá je z východu ohraničená líniou Mních – Liptovská Osada – Nemce – Ostrá Lúka (vrt GK-8). Východne od načrtnutej línie vystupujú opäť sekvencie svahu a panvy (rovnako ako na západnej strane karbonátovej platformy), avšak menej čitateľne imbrikované (resp. preskúmané).

9. Stupeň tepelnej premeny konodontov (CAI) hronika a vyšších subatranských príkrovov (obr. 19), ktorý sledovali Gawlick et al. (2002), je v zásade rovnaký. V oboch jednotkách sa zistil nízky stupeň premeny (1 – 2 stupne). V siliciku sa popri nízkom stupni premeny vyskytujú aj priestory s vysokým stupňom premeny (5 stupňov).

Rekonštrukcia sedimentačného priestoru hronika a vývoja v ňom po začlenení vyšších subatranských príkrovov do hronika

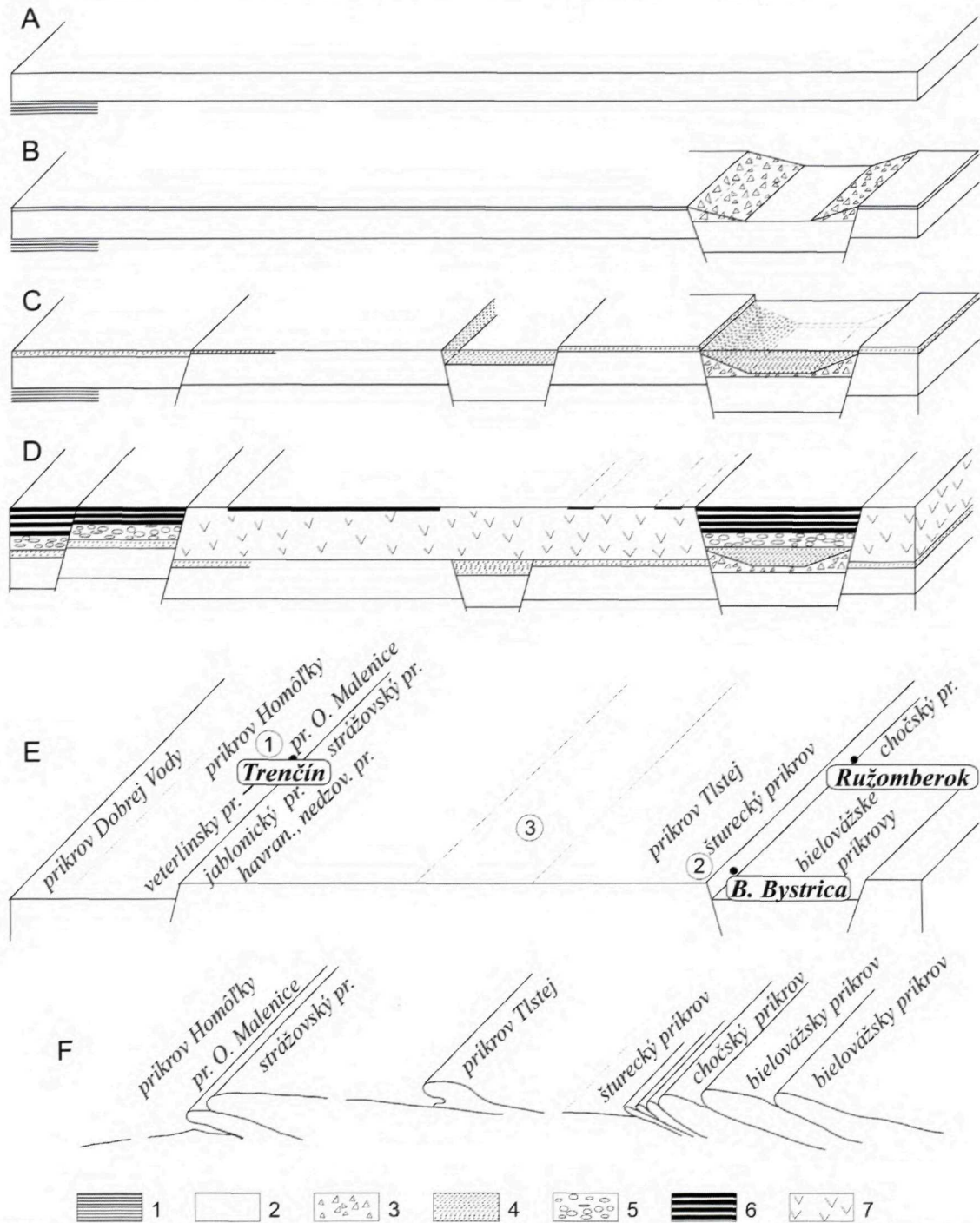
Nástup karbonátovej sedimentácie po reichenhalskej zmene v nadloží šuňavského súvrstvia možno charakterizovať počiatočným obdobím vyrovnanosti facií celej základnej sedimentačnej oblasti hronika počas hydaspu a spodnej časti pelsónu. Vtedy sedimentovali gutensteinské vápence a dolomity, annaberské vápence, ramsauské dolomity a steinalmské vápence. Sú to sedimenty karbonátovej plošiny (obr. 1, 14C)

Obdobie pokojného vývoja karbonátovej sedimentácie, relatívne jednotnej v celom priestore, sa skončilo v priebehu stredného až vrchného pelsónu. Sedimentačný priestor postihla náhla batymetrická diferenciácia, súvisiaca so zvýšením tektonickej aktivity. Temer všeobecne sa ráta so synsedimentárnou tektonickou aktivitou (Bechstädt a Mottler, 1976; Epting et al., 1976; Channell, d'Argenio a Horváth, 1979; Horváth a Vörös, 1980; Brandner a Resch, 1980; Roeder, 1987). Táto udalosť je zaznamenaná (obr. 10, 12A, 13) výskytom farkašovskej megabrekcie (Michalík, 1979) a signalizuje nástup reiflinskej (v priestore centrálnych Západných Karpát by bolo presnejšie zámostskej) zmeny, po ktorej v rozsiahlych priestoroch vznikli vnútroplatformové depresie. V nich nastúpila hlbokovodnejšia sedimentácia, prezentovaná v začiatkoch zámostským súvrstvom (obr. 12B, 13, 14B). Náhlosť udalosti a výrazný batymetrický rozdiel vyplýva aj z výraznej litologickej zmeny, keď na steinalmské vápence nastupujú zámostské vápence (obr. 13, 14B). Od toho času možno hovoriť už o dvoch faciálnych oblastiach jednej základnej sedimentačnej oblasti, t. j. o čiernovážskej a bielovážskej³⁴ faciálnej oblasti. V čiernovážskej faciálnej oblasti sedimentácia viac-menej plynule, bez zásadnej zmeny nadväzuje na predchádzajúcu a prebieha na nej subsidencia kompenzovaná sedimentáciou, prakticky nezmeneného charakteru (obr. 1, 13, 14B). Zásadne novým prvkom je len vznik bielovážskej faciálnej oblasti s výrazne nižšou rýchlosťou sedimentácie, ktorá nekompensuje subsidenciu, a priestor sa tak dlhodobo prehľbuje. Potom si obe faciálne oblasti zachovávajú svoj charakter až po reingrabenskú zmenu, ktorou sa karbonátová sedimentácia v zásade v celom priestore skončila. Pôvodný plošný rozsah oboch faciálnych oblastí zatiaľ nie je presne známy. Pôvodný rozsah bielovážskej faciálnej oblasti je zatiaľ známy len v hrubých obrysoch. Indikuje ho rozsah výskytu fácie farkašovskej megabrekcie (zdá sa, že farkašovská megabrekcia s. l. sa okrem typovej lokality vyskytuje aj v okolí Horného Harmanca (miestna časť Harmanca), t. j. na opačnej strane formujúceho sa bazénu, vyskytuje sa aj v Malej Fatre v tektonickej troske Kľaku), a najmä zámostského súvrstvia. Zdá sa, že táto fácia je nástupnou faciou bielovážskej faciálnej oblasti len v obmedzených priestoroch (obr. 12B, 14B), pravdepodobne priliehajúcich k areálom farkašovskej brekcie. Zatiaľ sa črtajú dva bazény³⁵ (obr. 1, 3, 11, 14B, 14C). Do prvého³⁶

³⁴Termíny zaviedol Maheľ (1961a, b).

³⁵Starší autori predpokladali v hroniku len jeden priestor (bazén), charakterizovaný bielovážskou sekvenciou.

³⁶Neskôr bol pomenovaný ako bazén Dobrej Vody (Havrila, 1997; Havrila in Kováč a Havrila, 1997).



Obr. 10. Rekonštrukcia geologického vývoja hronika: A) skýt – pelsón; B) pelsón; C) vrchný pelsón – spodný ilír; D) vrchný ilír – tuval; E) rozloženie sedimentačných priestorov budúcich príkrovov počas triasu; F) vznik príkrovov v období po strednom turóne a pred paleogénom. Litológia: 1 – benkovské a šuňavské súvrstvie; 2 – gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence, ramsauské dolomity, annaberské vápence, steinalmské vápence, gaderské vápence; 3 – farkašovská brekcia; 4 – krinoidové vápence, schreyeralmské vápence, zámostské súvrstvie; 5 – reiflinské vápence, partnašské súvrstvie, raminské vápence, göstlinské vápence; 6 – lunzské vrstvy; 7 – wettersteinské vápence, wettersteinské dolomity. Lokality: 1 – Ostrá Malenica – Mojtín; 2 – Horný Harmanec – Tintovo – Zvolenské Nemce; 3 – Ráztočno. Zostavil Havrila (in Polák et al., 1996).

patria výskyty zámostských vápencov z veterlinskeho príkrovu Bielych hôr Malých Karpát a Brezovských Karpát (Buček, 1988; Buček et al., 1991; Masaryk et al., 1993) a z Považského Inovca (Havrila in Havrila a Vaškovec, 1983; Masaryk et al., 1993). Zo severozápadnej časti Strážovských vrchov k zámostským vápencom tohto areálu patria *krinoidové vápence s rohovcami* (Havrila in Salaj et al., 1991), z východnej časti Strážovských vrchov k nim

patria *vrstvitité krinoidové vápence* z lokality Fačkov-Sibeničná (Puškárová a Mock, 1983) a zámostské vápence z vrtu DV-1 pri Dobrej Vode (Michalík et al., 1987, 1992). Druhý bazén³⁷ sa črtá medzi Zubercom, Ružomberkom,

³⁷Je stotožnený s pôvodným bielovážskym bazénom, ktorého rozsah však treba chápať ako zmenšený vo vzťahu k pôvodnému chápaniu, a to o časť stotožnenú s bazénom Dobrej Vody.

Liptovskými Revúcami, Harmancom, Levicami, Zámostím a Popradom. Oddeluje ich široký chrbát – zárodok budúcej karbonátovej plošiny, ktorej okraj bol zdrojom hojného až horninotvorného biodetritu. Jeho plytkovodný charakter potvrdili Kochanová a Michalík (1986). Textúry (gradácia, laminácia) potvrdzujú, že aspoň časť zámostských vápencov je gravitačný, resp. prúdový svahový sediment. Rozsah bielovážskej faciálnej oblasti sa spočiatku zväčšoval³⁸. Dokumentuje to nástup mladších facií (schreyeralmský vápenec, reiflinský hl'uznatý vápenec, reiflinský lavicovitý vápenec) vrstvového sledu v širšom areáli, ako zaberali zámostské vápence. Fácia schreyeralmských vápencov sa napríklad viaže na rozhranie „zámostských“ bazénov a karbonátovej plošiny (obr. 12C, 14B), t. j. jednak na okraj sedimentačnej oblasti, z ktorej pochádzajú tzv. vyššie subtatranské príkrovy³⁹ a ktorá z juhovýchodnej strany lemuje prvý areál zámostských vápencov, pokračujúc na sever, napríklad na lokality v okolí Mojtiňa⁴⁰ smerom na Veľký Rozsutec, jednak na sedimentačnú oblasť, ktorá zo západnej strany lemuje druhý areál výskytu zámostských vápencov, napríklad na lokality Jóbova ráztoka a Hrabovo⁴¹. Vystupujú teda na svahu⁴², podstieliajú progredujúci rif⁴³ wettersteinských vápencov⁴⁴. Je to zrejme z ich vystupovania aj v priamom nadloží steinalmských vápencov (obr. 14B), teda nielen v nadloží zámostského súvrstvia, v ktorom vystupujú najmä reiflinské vápence. Navyše, časť pôvodného rozsahu bielovážskej faciálnej oblasti je skrytá pod karbonátovou platformou, a to v dôsledku progredácie rifov (lemujúcich jej okraj). Vek ich vzniku zatiaľ nie je presne preukázaný. Po počiatkovej expanzii panvového vývoja sa začal jeho plošný rozsah postupne znižovať⁴⁵. Paleogeografický obraz je dobre zreteľný až v kordevole, keď rozsah karbonátovej platformy je zrejmy z vystupovania rifov (prípadne z vystupovania sedimentov gravitačných tokov, najmä ich proximálnych členov, ako je marginálna hrubá svahová brekcija). Tieto rify ju lemujú. V dôsledku neskorších presunov príkrovov sa zachovali v rôznych tektonických telesách (obr. 5, 11) vystupujúcich v tektonickej superpozícii. Vo⁴⁶ veterlínskom príkrove Bielych hôr je to v pruhu Kršlenica – Čelo – Veterlín (z ktorého rifotvorné organizmy uvádza Kolosváry, 1958, 1963,

1966, 1967; Michalík et al., 1993⁴⁷), čiastočne v havranickom príkrove Bielych hôr Malých Karpát (Kochanová a Pevný, 1982; Buček, 1988), v jablonickom príkrove Brezovských Karpát (Began et al., 1984, 1986), v spodnej tektonickej jednotke hronika Považského Inovca – lokality Beckov, Stará Lehota a Podhradie (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983)⁴⁸, v strážovskom príkrove Strážovských vrchov – najmä v tektonickej troske Baske (z ktorej rifotvorné organizmy uvádza Kolosváry, 1958; Hanáček, 1976; Mello in Lobitzer et al., 1991) a v tektonickej troske Mojtiňa – Fačkova (Hanáček, 1976), v „chočskom príkrove“ Malej Fatry (lokality Poludňové skaly, z ktorej rifotvorné organizmy uvádzajú Polák a Jablonský, 1973)⁴⁹ v „chočskom príkrove“ Chočských vrchov (lokality Mních, z ktorej rifotvorné organizmy uvádza Matějka, 1927; Buček in Havrila a Buček, 1992), v „chočskom príkrove“ Veľkej Fatry – Nízkyh Tatier (lokality Liptovská Osada, z ktorej rifotvorné organizmy uvádza Matějka, 1927; Spengler, 1932; Bujnovský, Kochanová a Pevný, 1974, 1975; Jablonský, 1971, 1972, 1973, 1975; Jablonský in Bystrický, 1973) a v „chočskom príkrove“ Starohorských vrchov (lokality Nemce, z ktorej rifotvorné organizmy uvádza Kullmanová, 1984; Havrila et al., 1995).

Z uvedeného vyplýva, že tzv. vyššie subtatranské príkrovy chápeme ako čiastkové tektonické telesá hronika⁵⁰. Podobne chápal hronikum, resp. chočský príkrov aj Mahel' (1959, 1961a, b, 1962a, b; in Mahel' et al., 1967, 1986), rozdielna je však jeho paleogeografická interpretácia.

Spätým rozvinutím „vyšších príkrovov“ za predpokladu, že tieto príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský, strážovský a nepomenované vyššie príkrovy Považského Inovca) sú súčasťou pôvodne pravdepodobne jedného príkrovu pochádzajúceho z okraja karbonátovej platformy, presunutého nad príahlé svahové a panvové priestory (sformované pri tomto presune na viacero tektonických telies – šupín, duplexov) lemujúce karbonátovú platformu, zrekonštruujeme paleogeografickú situáciu, ktorá už bola načrtnutá (obr. 11, 12). V nej vnútorne od uvedeného pásma rifových wettersteinských vápencov sa rozprestiera zarifová a lagunárna časť karbonátovej platformy a externe svah a panva. K predstave, že vyššie príkrovy boli súčasťou jedného telesa, resp. že ich sedimentačné priestory ležali vedľa seba, aspoň nepriamo smerujú aj vyjadrenia iných autorov. Napríklad podľa Mella (in Began et al., 1982) termíny havranická, jablonická a nedzovská séria, prípadne vývoj sú synonymá. K podobnému záveru dospel aj Buček (1988, 1991), ktorý časť tohto tektonického telesa pozostávajúcu z veterlínskeho a havranického príkrovu, o ktorej predpokladá, „... že obe jednotky pochádzajú zo spoločného sedimentárneho priestoru...“, charakterizoval takto: „... z litostrati-

³⁸Neskôr sa zistilo, že príčinou toho je to, že sedimentačný priestor hronika sa syndementárnymi zlomami rozdelil na kryhy, ktoré sa v závislosti od rýchlosti sedimentácie a subsidencie pelagizovali. Nepelagizoval sa celý priestor bazénu odrazu, ale postupne po kryhách.

³⁹pozri ďalej

⁴⁰Z nich pochádzajú brachiopódy (Kulcsár, 1915), konodonty a holotúrie (Pevný, 1984).

⁴¹Neskôr sa zistilo, že rozsah tejto faciie sa viaže na kryhy, z oboch strán príahlé ku karbonátovej plošine.

⁴²Predstava o morfológii svahu bola v tom období výskumu taká, že ide o postupne poklesávajúcu krivku (v reze) od okraja platformy do bazénu. Neskôr sa zistilo, že ide o sústavu poklesov, teda že pôvodná morfológia svahu má tvar schodiska.

⁴³Vtedajšia predstava o progredácii rifu je opísaná v inej kapitole.

⁴⁴Vzhľadom na ich pozíciu – na svahu – a vzhľadom na meniace sa stratigrafické rozpätie sa objavujú aj návrhy označiť ich ako nádašské vápence. Podobné vápence zo zhodnej pozície uvádzajú zo Severných Vápencových Álp Lobitzer et al. (1991) a zo Stratenských vrchov Mello (in Mello et al., 2000).

⁴⁵Tento jav má opäť príčinu v kryhovej stavbe sedimentačného priestoru.

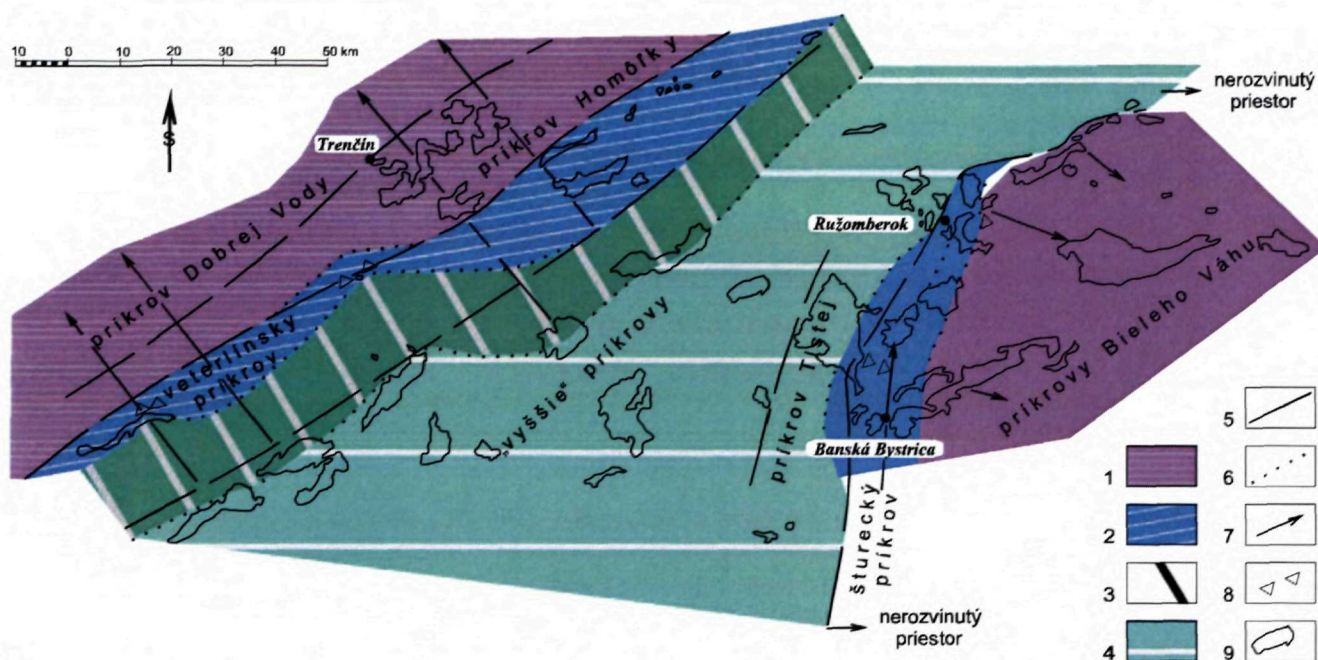
⁴⁶Nasleduje zoznam telies, v ktorých je zachovaný západný okraj karbonátovej plošiny.

⁴⁷Ďalej budú v zátvorkách autori, ktorí uvádzajú rifotvorné organizmy, resp. organizmy žijúce na rife.

⁴⁸Toto teleso Havrila in Ivanička et al. (2007) pomenoval príkrov Teplého vrchu, Podhradie a Beckova.

⁴⁹Nasleduje zoznam telies, v ktorých je zachovaný východný okraj karbonátovej plošiny.

⁵⁰Túto predstavu sformuloval Havrila (1993, s. 19 – 26, príl. 2 – 6) a bola akceptovaná v prácach Havrila (in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Kováč a Havrila, 1997, s. 4, obr. 1, 3; 1997, s. 2, obr. 2 – 4; in Plašienka et al., 1997, s. 153, obr. 8, 9; in Kováč a Havrila, 1998, s. 278, obr. 2, 3; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9).



Obr. 11. Paleogeografická schéma hronika (po začlenení vyšších subatranských priekrovov do hronika). Legenda: 1 – panvové priestory; 2 – svahové priestory; 3 – priestor rifov; 4 – priestor lagúny; 5 – umiestnenie budúcich presunových línií; 6 – rozhrania faciálnych prostredí; 7 – transportné smery detritických karbonátov; 8 – svahové brekcie; 9 – geologické hranice tektonických trosiek. Vzhľadom na nedostatok informácií priestor ležiaci východne od sedimentačného priestoru priekrovu Tlstej nebol rozvinutý. Je v ňom vyjadrený len faciálny obsah telies vystupujúcich v tomto priestore. Zostavil Havrila (1993).

grafického a biofaciálneho hľadiska veterlínsku a havranickú jednotku možno najlepšie porovnať so strážovským priekrovom, resp. s bebravskou sériou“.

Medzi rifovými lemmami karbonátovej plošiny vystupujú wettersteinské vápence a dolomity zarifovej a lagunárnej fácie karbonátovej plošiny⁵¹ zachované v tektonicky transportovanom telese, t. j. štúreckom priekrove (sensu Bystrický, 1973), resp. v čiernovážskej jednotke (sensu Maheľ, 1961) či v bebravskej jednotke (Maheľ, 1973), a to v tektonickej superpozícii nad veporikom-fatrikom. Nachádzajú sa na týchto lokalitách: v severnom Tribeči; v severovýchodnej, a najmä v juhozápadnej časti Strážovských vrchov; v južnej časti Malej Fatry (Kľak); v severnej a pravdepodobne aj v južnej časti Žiaru; v priekrovových troskách v severnej časti Veľkej Fatry a západnej časti Chočských vrchov; v Starohorských vrchoch a v juhozápadnej časti Veľkej Fatry južne od Nécpskej doliny až po neovulkanity, t. j. vrátane Malého Šturca – odtiaľ Bystrický (1973) uvádza dasykladaceá; v tektonickej troske Veľkého Šturca; v sklenoteplickom ostrove, odkiaľ Biely a Bystrický (1964) uvádzajú dasykladaceá; vo vrchoch GK-4 a GK-8 (Polák, 1978). Predpokladáme, že tieto tektonické trosky sú zvyškom pôvodne súvislej karbonátovej plošiny. Jej pokračovanie na juhu dnes nemožno sledovať. Zvyšky inej (iných) karbonátovej plošiny⁵² sa črtajú na severných svahoch Nízkych Tatier (časť il'anovského vývoja v zmysle Bieleho, 1960; čiernovážsky vývoj podľa Maheľa, 1961; malužinský a bociansky priekrov podľa Bieleho, 1966, 1967) a v Branisku. Západný okraj opisanej

karbonátovej plošiny sa vyskytuje v tektonickej superpozícii nad hronikom (nad jeho svahovými a panvovými vývoji). Vyskytuje sa v havranickom priekrove Bielych hôr Malých Karpát (dasykladaceá z Vajarskej uvádzajú Gümbel, 1874; Veters, 1904; Pia, 1912; Bystrický, 1962) a Brezovských Karpát, v nedzovskom priekrove Čachtických Karpát (dasykladaceá uvádza Lóczy, 1915; Bystrický in Began et al., 1982); v tematínskom priekrove – v kryhách Tematína (dasykladaceá uvádza Gümbel, 1874; Pia, 1917, 1918; Maheľ, 1951) a Úhradu v Považskom Inovci (obe spomenuté kryhy v Považskom Inovci majú pozíciu vyšších priekrovov a najpravdepodobnejšie ich možno korelovať s havranickým priekrovom – porovnaj Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983).

Okolo takto ohraničenej karbonátovej plošiny sa zachovali relikty bielovážskej faciálnej oblasti (intraplatformovo-panvovej):⁵³ vo veterlínskom priekrove Bielych hôr Malých Karpát – svahová časť; v podloží „vyšších priekrovov“ Brezovských Karpát – panvová časť (dokumentované vrstvom DV-1 pri Dobrej Vode); vo „vyšších priekrovoch“ Brezovských Karpát a v podloží tematínskeho priekrovu Považského Inovca – svahová časť (Podhradie, Stará Lehota, Beckov); v rozsiahlych priestoroch západnej časti Strážovských vrchov – panvová a sčasti aj svahová časť;⁵⁴ v Chočských vrchoch a Západných Tatrách – svahová časť; v Nízkych Tatrách – svahová aj panvová časť.

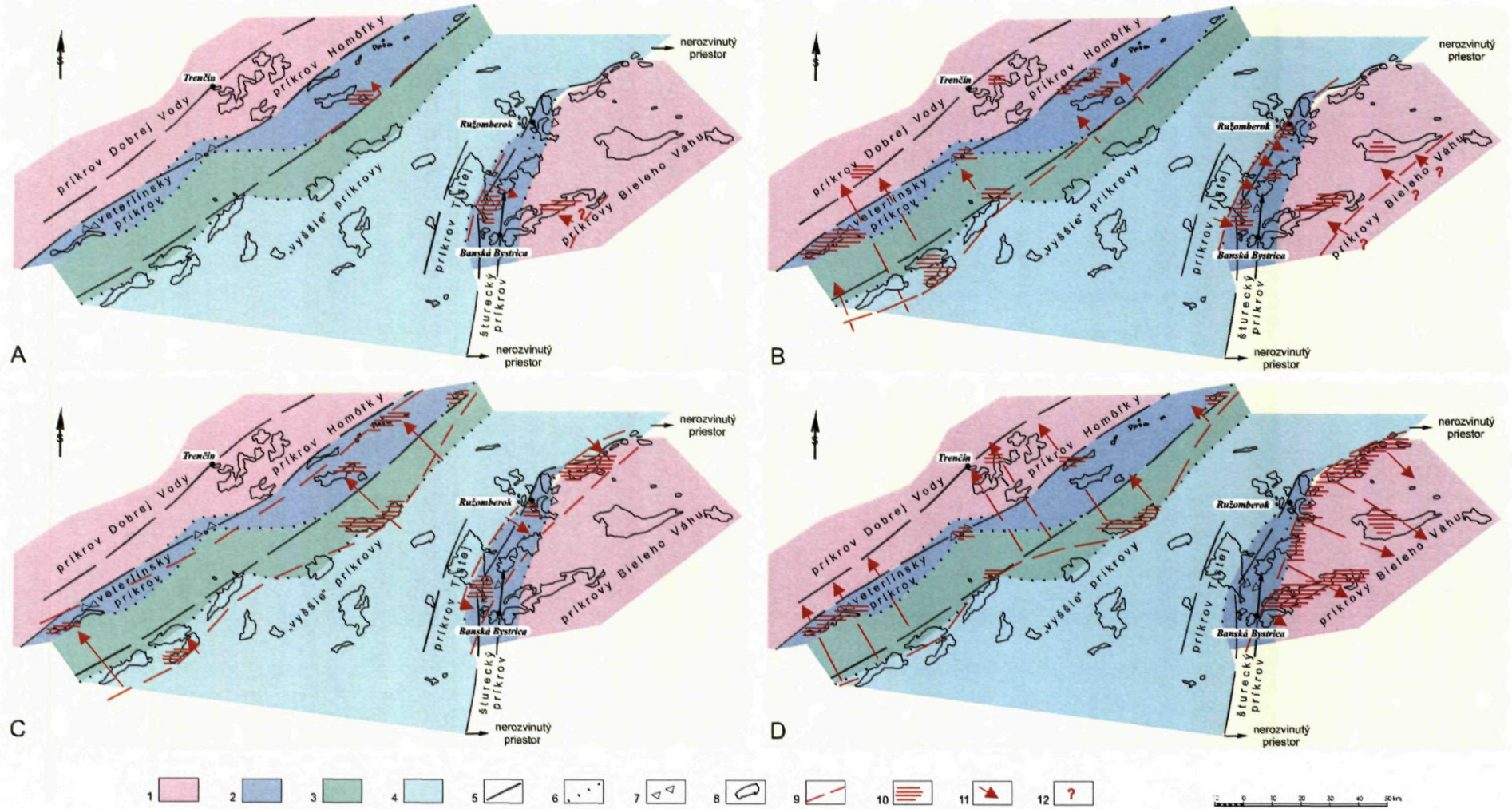
Pôvodný rozsah karbonátovej plošiny bol menší – zmenšený o plochu progradácie rifov lemujúcich platformu.

⁵¹ neskôr nazvanej mojtínsko-harmanecká (Havrila in Havrila a Boorová, 2002)

⁵² stotožnenej s pôvodnou čiernovážskou plošinou, ktorej rozsah však treba chápať ako zmenšený oproti pôvodnému chápaniu (o časť stotožnenú s mojtínsko-harmaneckou plošinou)

⁵³ Nasledujú telesá, ktoré pochádzajú z bazénu, neskôr nazvaného bazén Dobrej Vody (Havrila in Kováč a Havrila, 1997, s. 4, obr. 4; Havrila, 1997, s. 2, obr. 4; Havrila in Kováč a Havrila, 1998, s. 275, obr. 2; Havrila in Havrila a Boorová, 2002; Havrila in Polák et al., 2003).

⁵⁴ Nasledujú telesá, ktoré pochádzajú z bazénu Bieleného Váhu.



Obr. 12. Rozsah výskytu niektorých facií vyznačený v paleogeografickej schéme hronika (po začlenení vyšších subatranských príkrovov do hronika): A) farkašovská breccia (?hydasp); B) zámorské súvrstvie (vrchný pelsón – ilýr); C) schreyeralmské vápence (ilýr – fasan); D) raminské vápence (vrchný longobard – kordevol). Legenda: 1 – panvové priestory; 2 – svahové priestory; 3 – priestor rifov, 4 – priestor lagúny, 5 – umiestnenie budúcich presunových línií; 6 – rozhrania faciálnych prostredí; 7 – svahové breccie; 8 – geologické hranice tektonických trosiek; 9 – hranice výskytu vybraných facií; 10 – priestor so zisteným výskytom facií; 11 – smery transportu klastického a organoklastického materiálu; 12 – predpokladaný okraj zdrojového priestoru klastického a organoklastického materiálu. Vzhľadom na nedostatok informácií priestor ležiaci východne od sedimentačného priestoru príkrovu Tlstej nebol rozvinutý. Je v ňom vyjadrený len faciálny obsah telies vystupujúcich v tomto priestore. Zostavil Havrila (1993).

Progradácia je zrejماً v kordevole vzhľadom na superpozičné vystupovanie wettersteinských rifových vápencov nad svahovými raminskými vápencami (v zmysle Leina, 1989) a tých nad panvovými partnašskými vrstvami (v zmysle Donofria et al., 1980). V kordevole bol starší vzťah wettersteinské vápence – reiflinské vápence nahradený vzťahom wettersteinské vápence – partnašské vrstvy. Rozhranie faciálnych oblastí sa v smere progradácie stále omladzovalo. Je to typický príklad časovo-priestorového putovania facií. V tomto „progradačnom pruhu“ vystupuje vrstvový sled vzniknutý kombináciou bielovážskeho sledu budujúceho spodnú časť sledu a čiernovážskeho sledu budujúceho jeho hornú časť. Je to prechodný, zmiešaný (bielovážsko-čiernovážsky) typ sekvencie, zreteľne progradáčny. Dobre známy je z veterlínskeho príkrovu Bielych hôr Malých Karpát a z chočského príkrovu Chočských vrchov (z okolia Ružomberka). Je známy aj z Považského Inovca (porovnaj Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983), zo sz. časti Strážovských vrchov a z príkrovu Ostrej Malenice (Havrila in Salaj et al., 1991), z Veľkého Rozsutca v Malej Fatre (Polák a Jablonský, 1973), z Veľkého Šturca Veľkej Fatry (Matějka, 1931) či z Malého Šturca Starohorských vrchov (Havrila in Havrila et al., 2001). Novšie je dokumentovaný v Chočských vrchoch (najmä na lokalite Mních pri Ružomberku) a možno ho porovnať s modelom Bechstädta a Mostlera (1976), najmä však s modelom Donofria et al. (1979, obr. 6, 7, 8, 11; 1980, obr. 5) a Henricha (1982).

Typy sekvencií hronika

Existencii dvoch základných faciálnych oblastí hronika zodpovedajú aj dve základné sekvencie: *panvová* sekvencia (stotožňovaná s *bielovážskou*, resp. s *chočskou sekvenciou*) a sekvencia *karbonátovej platformy* (stotožňovaná s *čiernovážskou*, resp. so *štúreckou sekvenciou*). V dôsledku progradácie karbonátovej platformy smerom do panvy vzniká na ich rozhraní tretia, *prechodná*, resp. *zmiešaná (bielovážsko-čiernovážska)*, t. j. *progradačná sekvencia*. Vstupom detritických svahových karbonátových sedimentov (alodapických vápencov – turbiditov, t. j. súvrstvia raminsko-göstlinských vápencov) ďaleko do panvy vzniká štvrtý, modifikovaný typ sekvencie v zásade bielovážsky, s „čiernovážskym“ eventom v kordevole.

Faciálne oblasti hronika existovali len od vrchného pelsónu do spodného julu. Pred týmto časovým intervalom a po ňom bolo hronikum faciálne jednotné. Preto aj spomenuté základné sekvencie treba ohraničiť na uvedený časový interval.

Sekvencia panvového typu

Solidný základ vrstvového sledu tohto typu položil Matějka (1925, 1927a, 1927b, 1932), ktorý vrstvový sled hronika kompletizoval postupne v rámci *vrchného subatranského* či *chočského príkrovu* (1925), *chočského príkrovu* (1927a) a *stredného subatranského príkrovu*, a Kettner (1927, 1930, 1931). Sled hronika doplnil Spengler (1932)⁵⁵, ktorý ním charakterizoval „*Riff-freie Fazies* –

⁵⁵Spengler (1932), Koutek (1935) a Matějka (1935) zaviedli používanie termínov: reiflinský vápenc, wettersteinský vápenc, aónske bridlice a hauptdolomit.

Lunzer Fazies“, t. j. lunzskú faciú (Spengler, 1932, s. 223). Jej synonymá sú *chočský vývoj – séria* (Biely, 1960) a *bielovážska séria* (Maheľ, 1961, s. 7; 1962), ktorá v Strážovských vrchoch bola označená aj termínom *typ základný* (Maheľ, 1962b). Týmto vrstvovým sledom bol charakterizovaný chočský príkrov (sensu Andrusov et al., 1973). Novšie sa na kompletizácii vrstvového sledu tejto sekvencie, resp. jeho názvoslovia podieľali Mock a Škarba (1973)⁵⁶, Masaryk (1987) a Havrila (in Gross et al., 1993). Podrobnejšie sa kompletizáciou vrstvového sledu zaoberá Havrila (in Havrila et al., 1988).

Sekvencia je v súčasnosti definovaná časovým ohraničením od reiflinskej (v Západných Karpatoch by bolo vhodnejšie od zámostskej, vlastne už od farkašovskej) po reingrabenskú zmenu. Je charakterizovaná ako panvová (s tendenciou prehlbovania), s intrašelfovou pozíciou.⁵⁷ Tvoria ju: farkašovská megabrekcia, zámostské vápence, reiflinské súvrstvie, partnašské súvrstvie s vrstvami ílovcov pripomínajúcich *pietra verde*, raminsko-göstlinské súvrstvie, trachycerasové bridlice a lunzské vrstvy (reingrabenské bridlice, lunzský pieskovec). Táto sekvencia mala predstavovať južnú časť hronika (Andrusov et al., 1973; Bystrický, 1973, 1985; Maheľ, 1979), ktorú Bystrický (1985, s. 57) charakterizoval ako *faciálnu oblasť reiflinských vápencov*, t. j. *panvových sedimentov (Becken-Fazies)*. Túto sekvenciu už naďalej nie je vhodné stotožňovať len s bielovážskou sekvenciou, pretože obdobný typ sekvencie sa vyskytuje aj v oblasti Dobrej Vody a Strážovských vrchov. Od bielovážskej sekvencie Nízkyh Tatier je oddelená karbonátovou platformou a tvorí samostatný bazén.

Sekvencia karbonátovej platformy

Vrstvový sled tohto typu (všeobecne charakterizovaný ako sled s prevahou dolomitov v strednom triase) je málo preštudovaný. Sekvenciu možno stotožniť s (*dolomitizierete*) *Riff-Fazies*, t. j. s dolomitizovanou rifovou faciou v zmysle Spenglera (1932, s. 223), ktorý ju uvádza z oblasti Šturca. Možno ju stotožniť aj s *ilanovským vývinom* (Biely, 1960) a s *čiernovážskou sériou* (Maheľ, 1961, 1962), ktorá bola v Strážovských vrchoch označená aj termínom *typ dolomitový* (Maheľ, 1962b). Jej vrstvovým sledom Andrusov et al. (1973) a Bystrický (1973) charakterizovali štúrecký príkrov a mala predstavovať severnú časť hronika (Andrusov et al., 1973; Bystrický, 1973, 1985; Maheľ, 1979). Je potrebné zaradiť sem aj *strážovsko-vedzovskú sériu* (Maheľ, 1961a, b), resp. *strážovskú sériu* (Maheľ, 1962b), charakterizovanú prítomnosťou plytkovodných facií (wettersteinské vápence), *jablonskú sériu* (Maheľ, 1961b), ktorá podľa autora názvu stojí blízko čiernovážskej série, a *bebravskú sériu* (Maheľ, 1973, 1979), o ktorej

⁵⁶Pre vápence známe už Matějkov (1927) a Koutkovi (1935) zaviedli používanie termínu schreyeralmské vápence.

⁵⁷Litologický obsah bielovážskej série bol pôvodne definovaný takto: Maheľ (1961a, s. 7): „Pre jej vývin sú charakteristické vápence s rohovcami (reiflinský typ) a hrubšie lunzské vrstvy.“; Maheľ (1961b, s. 25): „Hore uvedená (s prítomnosťou rohovcových vápencov reiflinského typu) a hrubého súvrstvia lunzských vrstiev sa nazýva bielovážska séria.“; Maheľ (1962a, s. 24): „... bielovážsku s rohovcovými vápencami reiflinského typu a s hrubým súvrstvom lunzských vrstiev.“

sám autor tvrdí, že tvorí laterálne prechod do čiernovážskej série.

Sekvenciu môžeme v súčasnosti definovať stratigrafickým rozpätím od reiflinskej zmeny po reingrabenskú zmenu a charakterizovať ako sekvenciu karbonátovej platformy (zahŕňajúcu celú faciálnu oblasť s faciami rifu, zarifu a lagúny, ako vyplýva z prác Spenglera a Bystrického). Bystrický (1985) ju charakterizoval ako *faciálnu oblasť annaberských vápencov a ramsauského dolomitu*. V súčasnosti ju možno charakterizovať týmto sledom⁵⁸: strážovské vápence (pozri s. 61 – 62), steinalmské vápence, gaderské vápence (sensu Havrila in Havrila et al., 2001), wettersteinské dolomity, wettersteinské vápence a tenké lunzské vrstvy.

Za jej synonymum sa všeobecne považovala *rohrská fácia*.

Sekvencia prechodného (čiernovážsko-bielovážskeho) typu

Na problém tohto typu sekvencie narazil už Matějka (1927). Spomína laterálne zastupovanie koralovo-gravelových vápencov [ktoré Spengler (1932) označil ako vápence wettersteinského typu, zastupujúce reiflinské vápence] s reiflinskými vápencami. Rovnako Andrusov (1959, s. 52) upozorňuje na to, že nad reiflinským vápencom často vystupujú koralovo-gravelové vápence (lokalita Mních). Maheľ (1961b; in Maheľ et al., 1967) tento typ sekvencie v Malých Karpatoch pomenoval *veternická sekvencia* a vzhľadom na laterálny prechod reiflinskej a wettersteinskej fácie ju charakterizoval ako *prechodnú*. Podľa autora (l. c.) mala znaky bielovážskej (raštúnske rohovcové vápence v spodnej časti sledu) aj strážovsko-nedzovskej série (veternické vápence vo vrchnej časti sledu). Prechodný typ sukcie uvádza Maheľ (1979) aj z Veľkého Choča. Sekvenciu možno stotožniť aj s *ludrovským vývinom* (Maheľ, 1979). V 90. rokoch minulého storočia sa tejto sekvencii v Malých Karpatoch venovala zvýšená pozornosť (Masaryk, 1987, 1990, 1993; Masaryk et al., 1984, 1993; Michalík et al., 1991, 1993; Buček et al., 1991).

Sekvencia odzrkadľuje laterálne postavenie – laterálny prechod dvoch základných sekvencií. Je preukázaný vystupovaním detritických karbonátov raminsko-göstlinského súvrstvia pozdĺž styku faciálnych vývojov triasu. Tie sa vклиňujú do vrstvomého sledu predrifovej a svahovej oblasti bielovážskeho panvového vývoja a smerom do panvy sa so zreteľne stúpajúcou distalitou vyklinujú. Ich zdrojom je wettersteinský vápenec rifu, vystupujúci na okraji karbonátovej platformy tvorenej „čiernovážskym“ zarifovo-lagunárnym vývojom.

Wettersteinský vápenec sa v spodnej časti zastupuje s reiflinským vápencom, pričom ich zazubenie sprostredkúva grafensteinský vápenec (Hohenneger a Lein, 1977), resp. raminský vápenec (Lein, 1989). Vyššie sa wetter-

steinský vápenec laterálne zastupuje s partnašským súvrstvom, ktoré vertikálne nahradilo reiflinský vápenec. Zazubenie wettersteinského vápenca a partnašských vrstiev sprostredkujú fácie raminsko-göstlinského súvrstvia, t. j. raminský vápenec (sensu Lein, 1989). Uvedenú pozíciu partnašských vrstiev výstižne vyjadrili rakúski geológovia v západnej aj východnej časti Oberostalpinu Severných Vápencových Álp (napríklad Kraus a Schmidt-Thomé, 1967; Schneider, 1964). Superpozičné vystupovanie wettersteinského vápenca nad raminským vápencom (v zmysle Leina, 1989) a ich vystupovanie nad partnašskými vrstvami (v zmysle Donofria et al., 1980) je dobre zreteľné a dokumentovateľné pozdĺž styku faciálnych vývojov najmä na Mníchu pri Ružomberku (obr. 6, 7) a pri Nemcoch (obr. 6, 9). Vzhľadom na to, t. j. vzhľadom na vystupovanie panvových facií v spodnej časti vrstvomého sledu a facií okraja karbonátovej platformy vo vrchnej časti vrstvomého sledu možno usudzovať na progradáciu okraja karbonátovej platformy. To dobre zodpovedá modelu Bechstädta a Mostlera (1976), najmä však modelu Donofria et al. (1979, obr. 6, 7, 8, 11; 1980, obr. 5), ktorý lepšie vyjadruje pozíciu facií, najmä postavenie partnašských vrstiev, a tiež modelu Meischnera (1964).

Sekvencia v lokálnom rozsahu je zároveň dôkazom progradácie okraja karbonátovej plošiny. O progradácii však možno hovoriť len v prípade, ak okraj platformy (wettersteinské vápence) vystupuje nad okrajom panvy (reiflinské a partnašské vápence).

Sekvencia je definovaná časovým ohraničením od založenia rifov (čas zatiaľ nie je celkom presne stanovený) po reingrabenskú zmenu. Priestorovo je obmedzená na plochu (lemujúcu karbonátovú platformu), cez ktorú rify postúpili progradáciou. Možno ju charakterizovať ako *progradáciu, so zloženým vrstvomým sledom* – v spodnej časti panvovým, v hornej časti platformovým. Časové rozhranie základných sekvencií, z ktorých sa skladá, sa v smere progradácie omladzuje. Prechodnú oblasť medzi faciálnymi oblasťami, teda tento typ sekvencie, Bystrický (1985) s pravdepodobnosťou umiestnil do sedimentačného priestoru *šttureckého príkrovu*.

PROGRADÁCIA RIFOVÝCH KOMPLEXOV HRONIKA

Úvod

Otázka progradácie rifového komplexu hronika sa vynorila už zverejnením nálezu gravelových a koralových vápencov (Matějka, 1927) a zverejnením Spenglerových (1932) predstáv o paleogeografii jediného vrchného subatranského príkrovu (chápal ho ako polyfaciálny príkrov obsahujúci dve základné fácie v ladine: „*dolomitisierte Riff-Fazies*“ a „*Riff freie-Fazies, Lunzer Fazies*“), ako aj zverejnením paleogeografickej mapy Mella a Poláka (1978). Naliehavejšie sa dostala do pozornosti až v osemdesiatych rokoch, keď sa systematicky začali spracúvať litostratigrafické profily v bazénovej sekvencii hronika, t. j. v *bielovážskej faciálnej oblasti* (sensu Bystrický, 1973). Začali sa hromadiť stratigrafické údaje, ktoré v sekvenciách karbonátovej plošiny, t. j. v *čiernovážskej faciálnej oblasti* (sensu Bystrický, 1973), sa získavali skôr sporadicky.

⁵⁸Litologický obsah čiernovážskej série bol pôvodne definovaný takto: Maheľ (1961a, s. 7): „*séria čiernovážska... s prevahou dolomitov aj v strednom triase, bez vápencov reiflinského typu a bez hrubších polôh lunzských vrstiev, zato s častými vložkami pestrých keuperských bridlic*“; Maheľ (1961b, s. 25): „*séria s prevládajúcimi dolomitmi – čiernovážska séria*“; Maheľ (1962a, s. 24): „*čiernovážsku s prevahou dolomitov, tenkými vložkami lunzských vrstiev a pestrých bridlic keupru*“; Maheľ (1962b, s. 138): „*typ dolomitový, či séria čiernovážska*“.

Bolo to umožnené tým, že v Západných Karpatoch sa na datovanie využila nová skupina organizmov – konodonty. Ukázali sa ako spoľahlivá skupina a na stratigrafiu panvových sekvencií triasu prvoradá. Prvé stratigrafické údaje s použitím tejto skupiny mikroorganizmov z hronika a z tzv. vyšších subatranských príkrovov, v súčasnosti chápaných ako súčasť hronika (Havrila, 1993a; Havrila in Polák et al., 1996; Kováč a Havrila, 1998), získali Mock, Mock a Kozur, Pevný, Puškárová a Papšová. Tieto údaje boli väčšinou bodové. Ak sa aj niektoré z nich získali z profilov (Papšová, 1984), chýbala im presná litologická informácia. Bez nej nebolo možné dostatočne napredovať v oblasti korelácie a paleogeografie.

Novou etapou boli až práce kolektívu vedeného Michalíkom, pracujúceho najmä v Malých Karpatoch, a Havrilu, pracujúceho v hroniku v regionálnom rozmere. Tie už brali do úvahy aj detailné litologické zloženie a presnú pozíciu vzoriek v profiloch. Havrila vychádzal z profilov, ktoré študovali Kullmanová et al. (1984). Prínosom tohto litologického prístupu, okrem iného, bolo aj konštatovanie sedimentov turbiditného charakteru, viazaných na podstupeň kordevol. V oblasti východne od revúckeho zlomového systému Havrila (in Havrila a Buček, 1992) pomocou ramínsko-göstlinského turbiditného súvrstvia, preukázateľne derivovaného z rifov okraja karbonátovej plošiny (obr. 1, 14B), preukázal laterálne postavenie sedimentačnej oblasti štúreckého príkrovu s. s. (stotožňovanej s *čiernovážskou faciálnou oblasťou* reprezentujúcou karbonátovú plošinu) a sedimentačnej oblasti príkrovov vystupujúcich východne od neho (stotožňovanej s *bielovážskou faciálnou oblasťou* reprezentujúcou bazén). V súvislosti s turbiditmi niektorí autori okamžite uvažovali o progradácii rifov hronika, resp. o progradácii rifov vyšších subatranských príkrovov a existencia sedimentov turbiditného charakteru sa chápala ako zrejmy dôkaz progradácie, o čom sa však aj pochybovalo.

Na základe zovšeobecnenia poznatku laterálneho postavenia sedimentačných oblastí bola vytvorená paleogeografická schéma hronika (Havrila, 1993a). Autor ho prezentuje ako sústavu striedajúcich sa bazénov a karbonátových platforiem (obr. 1, 10, 11, 13) (o podobnú predstavu sa pokúsili už Mello a Polák, 1978, obr. 7). To umožnilo pokúsiť sa overiť/preukázať progradáciu, najmä však zistiť začiatok progradácie (jej skončenie počas kordevolu sa na základe vystupovania turbiditných sedimentov črtalo zreteľne). Umožnilo to aj stanoviť priestor, kde bola iniciovaná, t. j. stanoviť prvopočiatočný rozsah karbonátových plošín a bazénov vzniknutých po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny na rozhraní pelsónu a ilýru.

Na získanie stratigrafických údajov priamo z rifového komplexu, a to najmä z jeho iniciálnych, resp. najbližších následných štádií (všetky známe stratigrafické údaje pochádzajú až z posledného štádia jeho vývoja), neboli podmienky. Pokus preukázať progradáciu rifového komplexu hronika urobil Havrila (1997) prostredníctvom datovania hornej hranice bazénových/pelagických facií, cez ktoré rifový komplex okraja karbonátovej plošiny vzápätí opätovne progradoval (vychádzalo sa zo znalosti existencie takejto progradácie sekvencie v hroniku). Datovanie sa urobilo na základe konodontov.

Touto metódou sa získali údaje o progradácii rifového komplexu hronika v priestore Horný Harmanec až Nemce v časovom rozpätí stredný fasan až kordevol a v priestore lokality Ráztočno už v intervale vrchný ilýr až stredná časť fasana. Posledný údaj je potrebné spresniť. Širší časový interval zohľadňuje rozpor v určovaní veku na základe konodontov a na základe brachiopódov.

Paleogeografická schéma hronika a krátky súhrn výskytu rifov

Za podklad na preukázanie progradácie rifov v sedimentačnom prostredí hronika sa použil paleogeografický náčrt Havrilu (in Havrila a Buček, 1992; 1993a). Odlišuje v hroniku počas triasu dva bazény a dve karbonátové plošiny (od vonkajšej strany centrálnych Západných Karpát k vnútornej strane): *bazén Dobrej Vody*, *karbonátovú plošinu tzv. vyšších príkrovov*⁵⁹, *bazén Bieleho Váhu* a *karbonátovú plošinu Čierneho Váhu* (obr. 1). Na štúdium bola vhodnejšia karbonátová plošina tzv. vyšších príkrovov (rozprestierajúca sa v dnešných súradniciach zhruba medzi líniami Rohožník – Trenčín – Žilina a Dolný Kubín – Ružomberok – Nemce – Sklené Teplice – Levice), pretože na jej obvode vystupujú všetky doteraz známe rifové telesá hronika, ktoré sa po štrukturalizácii hronika (pozri Havrila, 1993a; Kováč a Havrila, 1997) dostali do rôznych príkrovových telies.

Z priestoru mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy sa štrukturalizovali tieto príkrovy (obr. 1, 10, 13): *veterlínsky príkrov* a *príkrov Ostrej Malenice* (oba z rozhrania bazénu a platformy); *tzv. vyššie príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský, tematínsky a strážovský)*, ktoré pôvodne boli jediným rozsiahlym príkrovom (v súčasnosti nesúcim názov považský), dezintegrovaným až počas tvorby jadrových pohorí na samostatné telesá – kryhy – „príkrovy“; *príkrov Tlstej* a *štúrecký príkrov* (štúrecký opäť z rozhrania platformy a bazénu).

Zvyšky rifotvorných organizmov z veterlínskeho príkrovu Bielych hôr z pruhu Kršlenica – Čelo – Veterlín uvádzajú Kolosváry (1958), Maheľ (1961) a Michalík et al. (1993). Z havranického príkrovu rifotvorné organizmy uvádza Buček (1988), z jablonického príkrovu Began et al. (1984, 1986), zo strážovského príkrovu, najmä z tektonickej trosky Baske Kolosváry (1958), Hanáček (1976) a Mello (in Lobitzer et al., 1990). Z chočského príkrovu Malej Fatry z lokality Poludňové skaly tieto organizmy uvádzajú Polák a Jablonský (1973), z chočského príkrovu Chočských vrchov z lokality Mních Matějka (1927) a Havrila a Buček (1992), z chočského príkrovu Veľkej Fatry – Nízkych Tatiér z lokality Liptovská Osada Matějka (1927), Spengler (1932), Bujnovský, Kochanová a Pevný (1974, 1975), Jablonský (1971, 1972, 1973, 1975) a Jablonský (in Bystrický, 1973) a z chočského príkrovu Starohorských vrchov (lokality Nemce) Kullmanová (in Kullmanová et al., 1984) a Buček (in Havrila et al., 1995).

Tieto zvyšky väčšinou predstavujú posledné štádiá evolúcie rifov, teda hranicu maximálneho rozsahu karbonátovej plošiny, ktorá sa tak zreteľne črtá. Oveľa náročnejšie je rozpoznať ohraničenie priestoru, od ktorého sa smerom

⁵⁹Neskôr bola premenovaná na mojtínsko-harmaneckú karbonátovú plošinu (Havrila in Havrila a Boorová, 2002).

navonok po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny začali rify šíriť, a stanoviť tak šírku progradáčného lemu karbonátovej plošiny (a datovať túto udalosť).

Progradačná sekvencia

Samotná existencia turbiditných sedimentov derivovaných z rifových telies okraja karbonátovej plošiny ešte nepotvrdzuje progradáciu rifov. Potvrdzuje len ich existenciu.

O progradácii však zreteľne svedčí existencia sekvencie zmiešaného typu, t. j. prechodnej sekvencie medzi dvomi základnými typmi sekvencií (panvovou a plošinovou). V Západných Karpatoch ich prvýkrát definoval Spengler (1932). Charakterizoval ich, resp. pomenoval ako „*dolomitisierte Riff-Fazies*“ a „*Riff freie-Fazies, Lunzer Fazies*“. Neskôr boli znovu „objavené“ (Mahel', 1961, 1962) a pomenované ako *čiernovážska* a *bielovážska* séria. Na existenciu tohto typu sekvencie narazil už Matějka (1927). Ako prechodnú ju charakterizoval v Malých Karpatoch Mahel' (in Mahel' et al., 1967), ktorý jej súčasne dal pomenovanie *veternicka*. Zmiešaný typ sekvencie sa uvádza aj z Veľkého Choča (Mahel', 1979a) a možno ju stotožniť aj s *ludrovským vývinom* (Mahel', 1979a). Dnes vieme, že je zastúpená aj v príkrove Ostrej Malenice (Havrila a Pevný in Salaj, 1991) a v štureckom príkrove (Havrila in Polák et al., 1996). Treba však povedať, že táto prechodná sekvencia svedčí o progradácii len vtedy, ak je prechodnou sekvenciou vo vertikálnom smere. Prechodnosť v horizontálnom smere svedčí len o laterálnom postavení oboch základných sekvencií.

Sekvencia zmiešaného typu vzniká v dôsledku progradácie karbonátovej platformy smerom do panvy. Preto ju možno označiť ako progradačný typ sekvencie. V spodnej časti ju tvorí sekvencia panvového typu, vo vrchnej časti sekvencia plošinového typu. Regionálne sa tento fakt zdá zreteľný, v profiloch je však dobre preukázateľný len vtedy, ak v ňom nad pelagickou sekvenciou vystupuje aj rifové teleso, alebo ak sú v ňom smerom odspodu nahor distálnejšie turbidity nahradené proximálnejšími turbiditmi. Takých príkladov je v hroniku známych málo. Národným príkladom je lokalita Mnich pri Ružomberku, kde túto skutočnosť bolo možné vyjadriť v profile aj na mape (Havrila in Havrila a Buček, 1992, príl. 7, 8). Druhým príkladom je lokalita Nemce (Havrila in Havrila et al., 1995, príl. 5, 6). Vhodný je aj profil na lokalite Kršlenica pri Plaveckom Mikuláši v rifovom komplexe veterlínskeho príkrovu, ktorý spracovali Michalík et al. (1993), aj keď na zverejnených geologických rezoch (Michalík et al. in Kováč et al., 1991, obr. 18, 20) všetky súvrstvia, a teda aj „*veterlínsky rifový komplex*“, ležia nad sebou, s paralelným priebehom hraníc medzi nimi (nevidno vzťah vedľa seba).

V tomto type sekvencie bolo dokumentovaných niekoľko podrobných litostratigrafických profilov (Havrila in Havrila a Buček, 1992; Havrila in Havrila et al., 1995; Michalík et al., 1993). Vzhľadom na to, že event turbiditov prebehol v krátkom čase počas kordevolu a aj stratigrafické údaje získané z rifov svedčili len o jednom časovom horizonte – ladine, kam sa v minulosti zaraďoval aj kordevol, progradáciu nebolo možné preukázať stratigraficky.

Až paleogeografická a štruktúrna schéma hronika (obr. 11), ktorú predložil Havrila (1993), umiestňujúca tzv. vyš-

šie subatranské príkrovy do hronika, umožnila plasticky si predstaviť progradáciu v širšom priestore a využiť nahromadené stratigrafické údaje na jej preukázanie.

Lokalizovanie primárnych rozhraní paniev a plošín

Na riešenie tohto problému sa ponúkali tri oblasti (obr. 10, 13) – oba (západný aj východný) okraje mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny, výrazne lemované telesami rifov aj turbiditnými sedimentmi kordevolského veku a spodnejšia časť centrálnej oblasti karbonátovej plošiny (okolie Ráztočna). Z pohľadu kordevolu skutočne ide o jednu súvislú karbonátovú plošinu. Takou sa však stala až po uzavretí *ráztočnianskeho bazénu* (kanálovitý bazén paralelný s východným okrajom platformy), vyskytujúceho sa v jej centrálnej časti, dobre sa črtajúceho v pohorí Žiar v oblasti lokality Ráztočno (obr. 1, 10, 13). Ten sa uzavrel stretnutím progradujúcich okrajov dvoch pôvodných karbonátových plošín (jedna je zachovaná v priestore Strážovských vrchov – *mojtínska*, druhá v priestore vrásy Tlstej vo Veľkej Fatre – *harmanecká*) a je treťou oblasťou vhodnou na riešenie problému.

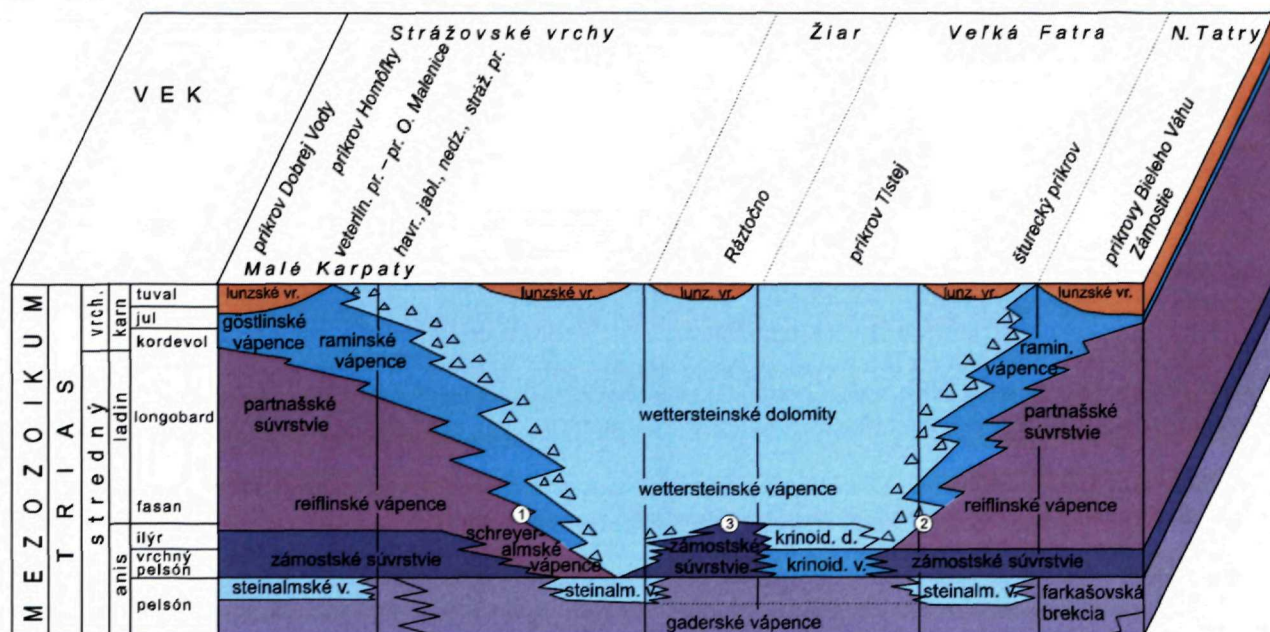
Západný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny

Regionálne pomery

Západný okraj karbonátovej plošiny sa študoval v širšom okolí Mojtína v Strážovských vrchoch. Vystupujú tam nad sebou tri tektonické jednotky (obr. 14A, 14B): *prikrov Homôľky* s panvovou sekvenciou, *prikrov Ostrej Malenice* s prechodnou sekvenciou a *strážovská časť považského príkrovu* so sekvenciou karbonátovej plošiny s rozsiahlymi zvyškami rifových telies vyznačujúcimi stratigrafické aj paleogeografické maximum rozsahu karbonátovej plošiny. Miesto začiatku progradácie je preto možné hľadať v telese strážovského príkrovu.

Vo vrstvom slede strážovskej časti považského príkrovu sú medzi steinalmské vápence, predstavujúce najvyšší člen spodnej, predkolapsovej *jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny*, a wettersteinské vápence a dolomity rifovej aj lagunárnej fácie vrchnej, pokolapsovej *mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny* vložené pelagické schreyeralmské vápence (obr. 14B). Do okrajovej časti sledu platformy sa vkladajú smerom od bazénu. Ich stratigrafické rozpätie ilýr až stredný fasan je doložené spoločenstvom brachiopódov (Kulcsár, 1915), konodontov a holotúrií (Pevný, 1984). Smerom do nadložia a laterálne smerom k plošine prechádzajú do proximálnych častí raminských vápencov. V prípade absencie pelagických facií sa wettersteinské vápence vyvíjajú priamo zo steinalmských vápencov – nasadajú na ne.

Horné rozpätie fácie schreyeralmských vápencov v mieste ich vkladania do platformy teda datuje čas začiatku progradácie a zároveň ich geografické rozšírenie. Keďže sa ukazuje ich pririfové postavenie, naznačuje to aj priestor, z ktorého sa progradácia začala. Preto bol výskum zameraný na zistenie hornej hranice stratigrafického rozpätia schreyeralmských vápencov v mieste ich kontaktu s okrajom karbonátovej plošiny.



Obr. 13. Porovnávací litostratigrafická tabuľka hronikum v reze orientovanom v.-z. smerom naprieč jeho sedimentačnou oblasťou. Skúmané lokality: 1 – Mojtín; 2 – Horný Harmanec; 3 – Ráztočno. Gaderské vápence sú znázornené v zmysle Poláka et al. (1996). Neskôr ich Havrila (in Havrila et al., 2001) redefinoval a stotožnil len s faciou krinoidových vápencov. Zostavil Havrila (in Polák et al., 1996).

Stratigrafické údaje

Staršie paleontologické a stratigrafické údaje dotýkajúce sa našej problematiky, získané z tejto oblasti:

Pravdepodobne z hornín vystupujúcich v podloží schreyeralmských vápencov v okolí Mojtína, považovaných za gaderské vápence (Polák et al., 1996)⁶⁰, získala Puškárová (1980) *Neospathodus kockeli* TATGE. To potvrdzuje ich pelsónsky vek.

Zo schreyeralmských vápencov z okolia Mojtína (z lokality Suchý vrch) a zo zámostských vápencov Ostrej a Tupej Malenice určil Salaj (in Hanáček, 1974, 1976) masovo sa vyskytujúce foraminifery druhu *Glomospira densa* (PANTIĆ), sprevádzané druhom *Citaella dinarica* (KOCHANSKY, DEVIDE et PANTIĆ). Na základe ich veku Hanáček (1976) spomenuté horniny zaradil do pelsónu až ilýru. Zo schreyeralmských vápencov Suchého vrchu veľmi pravdepodobne pochádza aj pelsónsko-ilýrske spoločenstvo brachiopódov *Spiriferina fragilis* SCHLOTH., *S. (Mentzelia) mentzeli* DUNK. a *S. (M.)* cf. *Köveskaliensis* (SUESS) BÖCKH, ktoré publikoval Kulcsár (1915). Zo schreyeralmských vápencov z okolia Mojtína pochádza aj ilýrsko-fasanská mikrofauna konodontov, ale najmä holotúrií, ktorú publikoval Pevný (1984).

Z nadložných wettersteinských vápencov koralovo-hubkovej fácie z údolia Bieleho potoka južne od Priedhoria uvádzajú Kochanová a Pevný (1976) nasledujúce ladin-

ské spoločenstvo: *Pteria cassiana* (BITTNER), *Pteria caudata* (STOPPANI), *Pteria* sp., *Chlamys (Praechlamys)* cf. *rotai* (TOMMASI), *Ornithopecten wissmanni* (MÜNST.), *Radulonectites?* cf. *flagellum* (STOPPANI), *Entolium* sp., *Mysidiodoptera* cf. *cainalloi* (STOPPANI), *Mysidiodoptera* sp., *Neritaria* cf. *incisa* (KITTL), *Toxoconcha brochii* (STOPPANI), *Tetractinella cisloneensis* (BITTNER) a *Dioristella* cf. *indistincta* (BEYRICH).

Siblík (in Kochanová a Pevný, 1976) z tej istej lokality uvádza nasledujúce ladinské spoločenstvo: *Diplospirella* ex gr. *sufflata* (MÜNST.) a *Euractinella* ex gr. *contraplecta* (MÜNST.). Približne z tej istej lokality Jablonský (in Hanáček, 1976) určil *Dictyocoelia manon* (MÜNST.), *Collosporgia catenulata* (OTT) a *Vesicocaulis* cf. *alpinus* OTT. V širšom okolí z rovnakej fácie ešte určil *Follicatena cautica* OTT a *Girtyocoelia oenipontana* OTT. Všetky uvedené taxóny sú podľa neho charakteristické len pre ladin. Z rôznych lokalít ešte uvádza *Tubiphytes obscurus* MASLOV.

Novšie paleontologické a stratigrafické údaje dotýkajúce sa našej problematiky sa získali zo schreyeralmských vápencov vystupujúcich pri tretej „Štúrovej bráne“ na hrebienku smerujúcom od kóty 663 k obci Mojtín. Zo vzoriek, ktoré odobral Havrila, sa získali tieto mikrofosílie (určili Havrila a Pevný in Havrila, 1997):

Vzorka 948, odobraná 70 m od kóty 663 z bázy súvrstvia, obsahovala spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrií: *Gondolella alpina szaboi* KOVACS, *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella (Metapriodontus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metapriodontus) suevica* (TATGE), *Priscopedatus* sp., *Achistrum* sp. a *Theelia* sp. Jeho stratigrafické rozptie je vrchný ilýr až stredný fasan (zóna trinodosus – reitzi).

⁶⁰ S gaderskými vápencami boli korelované na základe ich stratigrafického rozsahu a litologickej zhody. Havrila (in Havrila et al., 2001) dospel názoru, že pod termín gaderské vápence Polák et al. (1996) zahrnuli sled troch facií: gutensteinských vápencov, steinalmských vápencov a svetlých krinoidových vápencov. Preto emendoval litologický obsah gaderských vápencov a stotožnil ich len s krinoidovými vápencami s charakterom „vedúceho“ horizontu. Tieto vápence vystupujúce v okolí Mojtína tak následne zostali bez mena. Havrila (in Havrila et al., 2004) im pridelil meno strážovské vápence (pozri s. 61).

Vzorka 949, odobraná 71 m od kóty 663 z bázy súvrstvia, obsahovala toto spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrii: *Gondolella alpina szaboi* KOVACS, *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE) a *Theelia* sp. Jeho stratigrafické rozpätie je rovnaké ako rozpätie spoločenstva z predchádzajúcej vzorky.

Vzorka 950, odobraná 73 m od kóty 663 z bázy súvrstvia, obsahovala spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrii: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella alpina szaboi* KOVACS, *Gondolella pseudolonga* KOVACS, KOZUR et MIETTO, *Gondolella excentrica* (BUDUROV et STEFANOV), *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE) a *Theelia* sp. Jeho stratigrafické rozpätie je spodný fasan (zóna reitzi).

V uvedených vzorkách z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky a šupiny rýb, články ľalioviek, ostne a interambulakrálne doštičky ježoviek a glaukonitizované jadrá gastropódov a foraminifer.

Vzorka 951, odobraná približne 100 m od kóty 663 z najvyššej časti súvrstvia schreyeralmských vápencov, obsahovala spoločenstvo konodontov: *Gondolella foliata inclinata* KOVACS, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE) a *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE). Z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky rýb, jadrá ostrakódov, juvenilné brachiopódy a množstvo foraminifer. Stratigrafické rozpätie spoločenstva je najvyšší fasan (zóna *curionii*) až jul, pravdepodobný vek je najvyšší fasan.

Na základe spresnenia stratigrafického rozpätia schreyeralmských vápencov možno konštatovať, že počiatok sedimentácie pelagických facií (schreyeralmských vápencov) v strážovskej časti považského príkrovu v okolí Mojčina nastal vo vrchnom ilýre. Dokumentuje to spoločenstvo brachiopódov anisu publikované Kulcsárom (1915) a spoločenstvo konodontov zo vzoriek 948 a 949. V spodnej časti súvrstvia však už prebieha rozhranie ilýru a fasanu (vzorka 950 už zodpovedá spodnému fasanu). Ich sedimentácia sa skončila po zóne *curionii* (na základe veku vzorky 951), prípadne už počas nej.

Východný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny

Regionálne pomery

Východný okraj karbonátovej plošiny sa študoval v priestore medzi Horným Harmancom a Nemcami (obr. 10, 13).

Stratigrafické aj paleogeografické maximum rozsahu karbonátovej plošiny je dobre dokumentované na lokalite Nemce (Havrila in Havrila et al., 1995). Počiatkové štádium tvorby rifov bolo možné dokladovať opäť iba nepriamo, prostredníctvom stanovenia hornej hranice stratigrafického rozsahu panvových sedimentov usadených čo najbližšie k pôvodnému rozhraniu panva/platforma, teda stanovením času ich progradovania okrajom panvového priestoru. Ako vhodné miesto sa zatiaľ ukázal priestor okolo Horného Harmanca a Harmaneckej jaskyne (jaskyne Izbica).

Celá progradácia sa odohrala v priestore zachovanom v telese štureckého príkrovu. Z hľadiska litologického obsahu je preto potrebné redefinovať šturecký príkrov, keďže pôvodne pozostával výlučne zo sedimentov karbonátovej plošiny a bol zvolený za reprezentanta čiernovážskej faciálnej oblasti. Medzi steinalmské vápence, predstavujúce najvyšší člen spodnej, predkolapsovej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny, a wettersteinské vápence a dolomity rifovej, najmä však lagunárnej faciie vrchnej, pokolapsovej mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny sa smerom od bazénu vklíňujú z pelagických členov zámotské vápence a schreyeralmsko-reiflinské vápence (obr. 14B). Do nich z okraja karbonátovej plošiny vstupujú raminské vápence (smerom do panvy potom vystupujú sedimenty partnašských vrstiev). Pelagický komplex je potom pokrytý rifovou haldou tvorenou brekciou wettersteinských dolomitov. Čas progradovania karbonátovej plošiny možno stanoviť na základe zistenia horného stratigrafického rozpätia pelagického komplexu. Pelagické členy vrstvomého sledu možno v celom rozpätí datovať prostredníctvom konodontov, holotúrii a mikroproblematík. Okrem toho, v zámotských vápencoch sa zistili brachiopódy a v schreyeralmsko-reiflinských vápencoch amonity (okolie jaskyne Izbica).

Stratigrafické údaje

Staršie paleontologické a stratigrafické údaje dotýkajúce sa našej problematiky priamo nie sú z tejto oblasti známe. Všetky známe paleontologické údaje pochádzajú z priestoru medzi Horným Harmancom a sedlom Malý Šturec, t. j. z priestoru, ktorý bol karbonátovou plošinou pred kolapsom pôvodnej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny aj po ňom. V súčasnosti na základe nástupu pelagickej sedimentácie na viacerých miestach, t. j. v regionálnom rozmere, vieme, že kolaps nastal vo vrchnom pelsóne.

Bystrický (1973) zo zárezu cesty vedúcej z Horného Harmanca do sedla Malý Šturec z najvyššej, svetlej časti tmavých gutensteinských vápencov (považovaných neskôr v tejto oblasti za annaberské, potom za gaderské vápence⁶¹) uvádza nález *Diplopora annulata* (SCHAFH.), ktorá signalizuje ladin. Je to v rozpore so všetkými novšími stratigrafickými údajmi získanými z najvyššej časti tohto vápencového komplexu. V ramsauských dolomitoch (považovaných v súčasnosti v tejto oblasti za wettersteinské dolomity) vystupujúcich v nadloží spomenutých vápencov zistil výskyt *Diplopora annulata* (SCHAFH.) a *Teutlopora herculea* (STOPP.), dokazujúcich ladin.

Z vápencov, ktoré sa považovali za annaberské (Buček in Bujnovský et al., 1995, legenda ku geologickej mape), a novšie za gaderské (Polák et al., 1996)⁶¹, a ktoré zodpovedajú hornej časti gutensteinských vápencov (Záruba-Pfeffermann a Andrusov, 1937; Jaroš et al., 1966), resp. hornej časti gutensteinských/annaberských vápencov (Bystrický, 1973), z areálu severne od Horného Harmanca (z dokumentačných bodov VF-3, -10, -12, -16, -17, -23, -30, -33) určil Buček (in Bujnovský et al., 1995): *Teutlopora*

⁶¹Po emendácii termínu gaderské vápence (Havrila in Havrila et al., 2001) ich možno najpravdepodobnejšie stotožniť so steinalmskými vápencami.

rella peniculiformis OTT, *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata* BYSTRICKÝ, *Physoporella* sp. a ?*Tubiphytes obscurus* MASLOV. Tieto dasykladálne riasy zastupujú zónu spoločenstva *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa* (sensu Bystrický, 1986). Jej stratigrafické rozpätie je pelsón až spodný ilýr.

Z tých istých vápencov (z dokumentačných bodov VF-4, -10, -12, -17, -23, -30) určil Salaj (in Bujnovský et al., 1995) tieto druhy: *Turriglomina mesotriassica* (KOEHN et ZANINETTI), *Erlandia gracilis* (PANTIĆ), *Erlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Erlandinita oberhauseri* SALAJ, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Meandrospira insolita* (HO), *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Dentalina* cf. *excellens* STYK, *Nodosaria piricamerata* EFIMOVA, *Nodosaria* cf. *pseudoprimitiva* EFIMOVA, *Tolypammina* sp., *Rheophax* sp., *Ammodiscus* sp., *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Diplostroma* sp., *Diplostromina* sp. a *Valvulina* sp. Stratigrafické rozpätie spoločenstva (sensu Salaj, 1978; modifikoval Salaj in Salaj et al., 1983) je rozhranie pelsón až ilýr.

Z gutensteinských vápencov, ktoré tvoria podložie anaberských vápencov, z dokumentačného bodu VF-1 324 severne od Horného Harmanca Bujnovský et al. (1995) uvádzajú nasledujúce foraminifery (pravdepodobne ich určil Salaj): *Ammodiscus annulinooides* KRISTAN-TOLLMANN, *Dentalina paucicurvata* FRANKE, *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Turritelella mesotriassica* KOEHN et ZANINETTI, *Meandrospira* sp., *Pilaminella* sp., *Lenticulina* sp. a *Pseudoglandulina* sp. Je pravdepodobné, že toto spoločenstvo v duchu dobovej terminológie pochádza skôr z anaberských vápencov (ktoré vzhľadom na to, že na iných spomenutých lokalitách obsahujú okrem foraminifer aj physoporely, najpravdepodobnejšie možno považovať za steinalmské vápence) ako z gutensteinských vápencov.

Z wettersteinských dolomitov toho istého areálu a z okolia Krásneho kopca a sedla Malý Šturec Buček (in Bujnovský et al., 1995) určil: *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. (sensu Bystrický, 1986), *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ, *Physoporella* sp., *Aciculella* sp. a *Tolypammina* sp. Vek spoločenstva je ladin.

Jediné biostratigrafické údaje zo záujmového priestoru pochádzajúce z pelagických facií z lokality Tintovo získal Stur (1868). Z „čiernych vápencov... muschelkalku“ uvádza: *Ceratites nodosus* de HAAN., *Terebratula vulgaris* SCHL., *Terebratula angusta* SCHL., *Spiriferina Mentzelii* DUNK., *Myophoria Goldfussii* v. ALBERTI, *Lima* sp. a *Encrinurus liliiformis* LAM. Stratigrafické rozpätie spomenutých brachiopódov je pelsón až ilýr.

Novšie paleontologické a stratigrafické údaje dotýkajúce sa našej problematiky získali Havrila a Pevný (in Havrila, 1997) z oblasti severne od Horného Harmanca z krinoidových vápencov (gaderských sensu Havrila in Havrila et al., 2001) vystupujúcich nad anaberskými vápencami a pod wettersteinskými dolomitmi a z údolia Čierneho potoka pri Hornom Harmanci z najvyššej časti panvovo-svahových facií:

Vzorka 953, odobraná z okraja karbonátovej plošiny zo svetlých (bielych) krinoidových vápencov, ktorých hrúbka dosahuje len niekoľko metrov a ktoré majú význam vedúceho horizontu, obsahovala spoločenstvo mikrofosílií: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (TATGE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (TATGE). Obsahovala aj zúbky rýb, ostne a interambulakrálne doštičky ježoviek, jadrá ostrakódov, ihlice hubiek a články ľalioviek. Ďalšie platničkovité konodonty ešte neboli spracované.

Vzorka 952, odobraná zo spodnejšej časti panvovo-svahových facií (z vrchnej časti zámostských vápencov) na hrebeni nad Harmaneckou jaskyňou (jaskyňa Izbica), obsahovala spoločenstvo vrchného pelsónu: *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *suevica* (TATGE), *Ozarkodina tortillis* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Priscopodatus quadratus* MOSTLER, *Priscopodatus* sp., *Theelia* sp. Okrem toho sa v nej našli zúbky a šupiny rýb, ostne ježoviek, články ožiurii a články ľalioviek.

Vzorka 809, odobraná z najvyššej časti panvovo-svahových facií v údolí Čierneho potoka, obsahovala toto spoločenstvo: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Ozarkodina tortillis* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Prioniodina* (*Cypridodella*) *muelleri* (TATGE) a *Prioniodina* (*Cypridodella*) *venusta* (HUCKRIEDE). Jeho stratigrafické rozpätie je vrchný pelsón až stredný fasan. Vzhľadom na širšie stratigrafické rozpätie a význam tejto lokality sa z rovnakého odkryvu odobrali ďalšie vzorky (886, 887).

Vzorka 886 (v profile vyššia) obsahovala toto spoločenstvo: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella foliata inclinata* KOVACS, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella fueloepi fueloepi* KOVACS, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *spengleri* (HUCKRIEDE), *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER) a *Diplododella magnidentata* (TATGE). Vyskytli sa v nej aj zúbky rýb. Jeho stratigrafické rozpätie je spodná časť horizontu curionii zóny curionii (stredný fasan).

Vzorka 887 (v profile nižšia) obsahovala toto spoločenstvo: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella pseudolonga* KOVACS, *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), *Diplododella lautissima* (HUCKRIEDE), *Ozarkodina tortillis* TATGE, *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE), *Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK, CANIS et BRILL, *Tetravirga* sp. a *Theelia* sp. Našli sa v nej aj zúbky a šupiny rýb, jadrá ostrakódov, pedicelárne ježoviek a ihlice hubiek. Uvedené spoločenstvo má širšie stratigrafické rozpätie.

Nástup panvovej sedimentácie nastal aj v okolí Horného Harmanca vo vrchnom pelsóne (vzorka 952), tak, ako je to v regionálnom rozmere. Vrchná hranica stratigrafického rozpätia panvovo-svahových facií v okolí Horného Harmanca, v nadloží ktorých vystupujú dolomitové brekcie, t. j. sedimenty rifovej haldy, bola stanovená na spodnú časť horizontu curionii zóny curionii (stredný fasan).

Ďalšie biostratigrafické údaje sa získali z lokality Tintovo:

Vzorka 767, odobraná z vyššej časti panvových facií (pod vzorkou 908) z rovnakého litologického typu ako vzorka 908, obsahovala toto spoločenstvo: *Gladigondolella arcuata* BUDUROV, *Gondolella szaboi* KOVÁCS, *Gondolella pseudolonga* KOVÁCS, KOZUR et MIETO, *Hindeodella (Metaproniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaproniodus) pectiniformis* (HUCKRIEDE) a *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE). Obsahovala aj zúbky rýb, foraminifery, roveakrinidy a juvenilné brachiopódy (*Mentzelia* sp.). Stratigrafické rozpätie spoločenstva je horizont *costosus* zóny reitzi (stredný fasán).

Vzorka 908, odobraná z najvyššej časti panvových facií (najpravdepodobnejšie z partnašského súvrstvia, resp. z prechodnej faciie od reiflinských vápencov k partnašskému súvrstviu) pod brekciami rifovej haldy (tvorenými klastami wettersteinských vápencov), ktoré smerom do nadložia prechádzajú do wettersteinských vápencov, obsahovala toto spoločenstvo: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gladigondolella arcuata* BUDUROV, *Gondolella foliata inclinata* KOVÁCS, *Gondolella* sp., *Metapolygnathus* sp., *Hindeodella (Metaproniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina (Cypridodella) venusta* (HUCKRIEDE), *Acanthotheelia ladinica* KOZUR a MOSTLER a *Theelia* sp. Našli sa v nej aj zúbky a šupiny rýb, jadrá ostrakódov, ostne ježoviek, foraminifery a juvenilné schránky brachiopódov (*Schwagerispira* sp.). Vek spoločenstva je longobard (keďže *Acanthotheelia ladinica* KOZUR a MOSTLER sa uvádza len z longobardu, *Gladigondolella arcuata* BUDUROV sa uvádza z celého ladinu a spodnej časti karnu).

Progradácia cez lokalitu Tintovo prebehlo počas longobardu.

Progradáciou sa okraj karbonátovej platformy presunul cez oblasť lokality Horný Harmanec počas spodnej časti horizontu curionii zóny curionii, resp. po nej (t. j. po strednom fasane) a cez oblasť lokality Tintovo počas longobardu. Do oblasti lokality Nemce postúpil počas kordevolu (pozri Havrila et al., 1995).

Ráztočniansky bazén

Regionálne pomery

Tretia oblasť, na ktorú bola sústredená pozornosť, je hronikum vystupujúce v južnej časti pohoria Žiar, najmä okolo Ráztočna (obr. 10, 13).

Sedimenty triasu hronika vystupujúce v tejto oblasti Matějka (1924) vyčlenil pod názvom dolomitová skupina. Biely (in Mahel', 1956) ju stotožnil s chočským príkrovom. Mahel' (in Mahel' et al., 1967), pravdepodobne vychádzajúc z údajov Bieleho (1956, s. 69) o výskyte reiflinských vápencov v Hraničnom potoku, zaradil tento sled k bielo-vážskej sérii. Nemčok (1985) výskyt reiflinských vápencov nepotvrdil, hoci ich zobrazil (Nemčok, 1985, obr. 10), a celú sekvenciu zaradil do čiernovážskej skupiny. Mello (in Šimon et al., 1994) spresnil vrstvomý sled, potvrdil výskyt reiflinských vápencov a konštatoval aj prítomnosť wettersteinských vápencov. Na základe toho vznikla predstava (Havrila in Havrila a Kohút, 1994), podľa ktorej „Reiflinské vápence vytvárali iba krátkodobé panvičky

v podloží sedimentov karbonátovej plošiny čiernovážskej faciálnej oblasti.“

Z pohľadu novších výskumov sa lokalita z paleogeografického hľadiska nachádza uprostred rozsiahlej *mojtínsko-harmaneckej* karbonátovej plošiny (resp. pod ňou) a najpravdepodobnejšie je súčasťou vnútornej časti *havranicko-jablonicko-vedzovsko-strážovského* (novšie *považského*) príkrovu, resp. este vyššieho nepomenovaného príkrovu. Táto rozsiahla karbonátová plošina vznikla spojením dvoch pôvodných karbonátových plošín (jedna je zachovaná v priestore Strážovských vrchov – *mojtínska*, druhá v priestore vrásky Tlstej vo Veľkej Fatre – *harmanecká*). Ich okraje progradovali oproti sebe, stretli sa a ráztočniansky bazén uzavreli (obr. 1, 13). Jeho uzavretie nastalo v rozpätí vrchný ilýr až stredná časť fasanu. Odvtedy do kordevolu, prípadne do spodného julu jestvovala len jedna, spojená *mojtínsko-harmanecká* karbonátová plošina.

Litologickú výplň ráztočnianskeho bazénu tvoria sčasti hľuznaté (na báze súvrstvia), najmä však lavicovité vápence preplnené biodetritom (najmä detritom ľalioviek). Pribežne v celej hrúbke obsahujú množstvo brachiopódov. Niektoré horizonty charakterizujú nápadné hľuzy rohovcov. Vápence sú v celej hrúbke bituminózne. Na základe litologického vývoja, sčasti aj na základe ich stratigrafického rozsahu ich možno porovnať so zámorským súvrstviom (sčasti aj s reiflinskými vápencami). V ich nadloží vystupujú wettersteinské dolomity a Mello (in Šimon et al., 1994) zistil aj prítomnosť wettersteinských vápencov. Podložie bazénovej výplne ráztočnianskej panvy tvoria vápence, ktoré Polák et al. (1996) považovali za gaderské vápence. Po emendácii tohto termínu (Havrila in Havrila et al., 2001) ich najpravdepodobnejšie možno stotožniť so strážovskými, prípadne so steinalmskými vápencami.

Stratigrafické rozpätie sedimentárnej výplne ráztočnianskeho bazénu je vrchný pelsón až stredná časť fasanu.

Stratigrafické údaje

Staršie paleontologické a stratigrafické údaje týkajúce sa problematiky nie sú z okolia lokality Ráztočno známe.

Novšie údaje sa získali z južnej časti pohoria Žiar z profilu odkrytého v záreze cesty východne od Ráztočna na severných svahoch Borovej.

Pevný (in Havrila, 1997) z materiálu Havrila určil nasledujúcu, masovo sa vyskytujúcu faunu brachiopódov pelsónu až ilýru, vyskytujúcu sa pribežne v celej hrúbke súvrstvia pelagických vápencov: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), „*Rhynchonella*“ sp., *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Punctospirella fragilis* (SCHLOTH.), *Volirhynchia vivida* (BITTNER), *Schwagerispira schwageri* (BITTNER), *Anisactinella* cf. *quadriplecta* (MÜNSTER) a *Spiriferina* sp.

Skôr zriedkavo sa vyskytujúce mikroorganizmy z tých istých vápencov určili Havrila a Pevný (in Havrila, 1997):

Vzorka 940, odobraná z bázy bazénovej sekvencie zo spodnej časti nápadného horizontu hľuznatých vápencov vystupujúcich v nadloží hrubej vrstvy alodapických vápencov, obsahovala spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrií vrchného pelsónu: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et

BUDUROV), *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina* (*Cypriodella*) *muelleri* (TATGE), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* (TATGE), *Priscopodatus* sp., *Tetravirga* sp. a *Achistrum* sp. Z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky a šupiny rýb, články ľalioviek, ostne a interambulakrálné doštičky ježoviek.

Vzorka 941, odobraná z vrchnej časti nápadného horizontu spomenutých hľuznatých vápencov, obsahovala spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrií vrchného pelsónu: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella bulgarica* (BUDUROV et STEFANOV), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Hindeodella* (*Metaprioniodus*) *suevica* (TATGE) a *Tetravirga* sp. Z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky a šupiny rýb, články ľalioviek, články ofiúrií, ostne a interambulakrálné doštičky ježoviek.

Vzorka 850, odobraná z vrchnej časti ?zámostského súvrstvia z najvyššej časti rohovcových vápencov, t. j. približne z rovnakej pozície ako vzorka 884, obsahovala spoločenstvo konodontov a skleritov holotúrií stratigrafického rozpätia vrchný ilýr až stredná časť fasanu (zóna *trinodosus* až najvyššia časť zóny reitzi): *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella cornuta* BUDUROV et STEFANOV, *Gondolella alpina szaboi* KOVACS, *Neohindeodella triassica triassica* (MÜLLER), *Neohindeodella* sp. a *Theelia* sp. Z organických zvyškov sú zastúpené aj zúbky rýb a jadrá gastropódov. Okrem toho, z materiálu Havrila určil Pevný nasledujúce spoločenstvo juvenilných brachiopódov stratigrafického rozpätia pelsón až ilýr: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Volirhynchia vivida* (BITTNER), *Schwagerispira* cf. *schwageri* (BITTNER), *Anisactinella* cf. *quadriplecta* (MÜNSTER) a *Spiriferina* sp. Vek vzorky s prihliadnutím na obe skupiny organizmov je vrchný ilýr.

Vzorka 884, odobraná z vrchnej časti ?zámostského súvrstvia asi 1 m pod hranicou s nadložnými dolomitmi, obsahovala sklerity holotúrií *Priscopodatus triassicus* MOSTLER a *Tetravirga* sp. Z ďalších zvyškov organizmov sa získali jadrá ostrakódov, ostne a interambulakrálné doštičky ježoviek, úlomky schránok juvenilných brachiopódov, šupiny rýb, články ofiúrií a jadrá gastropódov. Pevný (z materiálu Havrila) určil nasledujúce spoločenstvo juvenilných brachiopódov stratigrafického rozpätia pelsón až ilýr: *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.), *Volirhynchia vivida* (BITTNER) a *Schwagerispira schwageri* (BITTNER).

Počiatok sedimentácie pelagických facií v ráztočnianskej panve nastal vo vrchnom pelsóne. Na základe vyhodnotenia brachiopódov sa ich sedimentácia skončila vo vrchnom ilýre, na základe vyhodnotenia konodontov a holotúrií v strednej časti fasanu.

Zhrnutie

Na základe vystupovania rifových sedimentov (wettersteinských vápencov) a predrifových sedimentov – sedimentov rifovej haldy (svahových brekcií), teda všeobecne sedimentov okraja karbonátovej platformy – v nadloží pelagických sedimentov a na základe datovania tejto zmeny

fácie a prostredia na viacerých miestach možno progradáciu rifového komplexu považovať za preukázanú. Časopriestorovo najbližšie k založeniu rifov a k počiatkovým štádiám progradácie karbonátovej platformy sme sa dostali na študovaných lokalitách, kde progradácia prebehla vo vrchnom ilýre až strednej časti fasanu (lokalita Ráztočno), resp. po spodnej časti horizontu curionii zóny curionii, t. j. po strednom fasane (lokalita Horný Harmanec). Mladšie štádium progradácie je dokumentované na lokalite Tintovo, kde prebehlo počas longobardu. Progradácia prebiehala do kordevolu až spodného julu. To je v Západných Karpatoch dobre preukázané z mnohých lokalít. Lunzský event znamenal jej skončenie. Za tento časový úsek postúpil okraj karbonátovej plošiny napríklad na jej západnej strane z oblasti Horného Harmanca po Nemce.

V regionálnom meradle sa potvrdilo, že rozpad jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny a pelagizácia rozsiahlych priestorov hronika sa začali vo vrchnom pelsóne.

Bolo stanovené časové rozpätie existencie ráztočnianskeho bazénu (vrchný pelsón až stredná časť fasanu), ktorý znázornil Havrila (in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Plašienka et al., 1997, obr. 8, 9). Súčasne sa spresnil litologický obsah tohto bazénu. Jeho zvyšky možno pozorovať ešte v príkrovovej troske pri Kláštore pod Znievom, pri Krpelanoch a pravdepodobne aj pri Rokoši.

Doteraz známe hromadnejšie výskyty amonitov (Liptovské Revúce, Malinô Brdo, Hurtovec a Markovica) sa viažu skôr na okraje bazénov ako na ich centrálnu časť.

Výnimku tvoria len amonity viazané na göstlinské vápence, resp. trachycerasové vrstvy v zmysle Bystrického (1985), ktoré sú distálnou faciou raminsko-göstlinského turbiditného súvrstvia derivovaného z okraja karbonátovej plošiny. Výnimočnú pozíciu má aj lokalita Ostrý vrch (Biele hory Malých Karpát), kde amonity vystupujú vo faciách okraja karbonátovej plošiny (?kanál v rifovom komplexe).

Touto jednoduchou a pomerne nenákladnou metódou uplatnenou len na malom počte vybraných lokalít sa získali uvedené fakty. Umožnili urobiť si jednoduchú, a ako sa neskôr ukázalo pomerne naivnú predstavu o progradácii postupujúcej plynule počas ?ilýru až kordevolu priestorom, ktorý je vymedzený bodom (líniou) založenia rifov a bodom (líniou) ich konečného rozšírenia. Problém sa ukázal v tom, že na západnom okraji mojtínsko-harmaneckej platformy, t. j. v sedimentačnom priestore štureckého príkrovu (sensu Bystrický, 1973) ani pelagické sedimenty, ani raminské vápence „sypané“ z rifov, ani samotné rifové vápence sa nevyskytovali na celej vymedzenej ploche, ako to malo byť podľa získanej predstavy. Pri následnom mapovaní sa predstavy o progradácii v plnom rozsahu nepotvrdili. Zároveň sa na okraji karbonátovej plošiny črtali oblasti (kryhy) s výskytom pelagických sedimentov, ale v kratšom intervale a s rozdielnou rýchlosťou prehlbovania priestoru vo vzťahu k bielovážskemu bazénu. Preto sa prišlo k ďalšiemu výskumu oblastí, v ktorých údajne prebiehala progradácia. Zároveň sa nastolil problém „chýbajúceho“ zdroja pre pomerne mohutne vyvinuté raminsko-göstlinské súvrstvie bielovážskeho bazénu, keďže rifové telesá východného okraja mojtínsko-harmaneckej platformy sa zdali malé a boli pochybnosti o tom, či mohli byť zdrojom známej kubatúry turbiditných telies.

SPRESŇUJÚCI VÝSKUM OKRAJOV KARBONÁTOVEJ PLOŠINY

Východný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny so štureckou faciálnou oblasťou

Ďalší výskum prebehol (Havrila in Havrila et al., 2001; Havrila in Polák et al., 2003) v telese štureckého príkrovu v priestore východnej, resp. juhovýchodnej časti Veľkej Fatry a v nadväzujúcom priestore Starohorských vrchov. Prebiehal v štyroch izolovaných areáloch: 1. na východnom okraji telesa hronika ležiacom západne od Bystrickej doliny, pokračujúcom na juh k Harmaneckej jaskyni a na hrebeň s kótami Vápenica, Ištivanka, Lučivno a Sokolie; 2. v malom izolovanom telese hronika severne od Sásovej a Nemiec; 3. v tektonickej troske Veľkého Šturca južne od hlavného hrebeňa; 4. v okolí Liptovskej Osady medzi potokmi Revúca a Korytnica.

Vzhľadom na to, že tieto areály výskytu hronika sú izolované, je obťažné vyjadrovať sa k vnútornej stavbe hronika celej oblasti. Považovali sa za súčasť jedného príkrovového telesa – štureckého príkrovu (sensu Bystrický, 1973, s. 115, resp. Andrusov et al., 1973). Termín šturecký príkrov sa v tejto práci chápe tak, ako navrhoval Maheľ (1979a, s. 10), t. j. ako čiastkový príkrov⁶² a nie v zmysle Andrusova et al. (1973), teda ako celokarpatský príkrov budovaný čiernovážskou sériou. Zistené tektonické trosky (a ich litologický obsah) vystupujúce na hrebene juhovýchodne od Bystrickej doliny v úseku medzi kótou 1 207 a kótou 1 090, t. j. v širšom okolí lokality Boboty, naznačujú existenciu presunovej línie uprostred telesa štureckého príkrovu (sensu Bystrický, 1973). Táto línia podľa Havrila (in Havrila et al., 2001) oddeľuje spodné čiastkové tektonické teleso, t. j. teleso Malého Šturca (ktorého súčasťou je aj ohraničený 1. areál) od vrchného čiastkového tektonického telesa, telesa Veľkého Šturca (ktorého predpokladanou súčasťou sú aj 2. až 4. areál).

Na základe porovnania s geologickou mapou Veľkej Fatry (Polák et al., 1997) možno konštatovať, že teleso Malého Šturca má v stavbe rovnaké postavenie ako najvyššie príkrovové teleso v oblasti Tlstej (duplexovo-vrásavá štruktúra Tlstej, resp. vrása Tlstej, resp. vrása-duplex Tlstej sensu Polák in Polák et al., 1997), ktoré Polák (l. c.) považuje za súčasť štureckého príkrovu (sensu Andrusov et al., 1973). Obe ležia nad tým istým tektonickým telesom, ktoré Polák (in Polák et al., 1997) označil ako kryha Drienku⁶³. Považuje ju tiež za súčasť štureckého príkrovu. Všetky spomenuté telesá sú tvorené horninami karbonátovej platformy (obr. 1).

Tektonické trosky zistené v okolí lokality Boboty sú tvorené rovnakými litologickými súborami ako západná časť trosky Veľkého Šturca (ktorá je najbližším zachovaným telesom hronika v smere na východ). Preto pred-

pokladáme, že boli súčasťou toho istého tektonického telesa, telesa Veľkého Šturca.

Na základe máp Andrusova (1935, 1936), Zárubu-Pfeffermanna a Andrusova (1937) a Jaroša et al. (1966) odlišil Bystrický (1973) v štureckom príkrove hronika (v priestore medzi Čremošným a Horným Harmancom, teda v priestore, kde vystupuje necpalský príkrov, kryha Drienku a teleso Malého Šturca, ktorého súčasťou je aj 1. areál) tieto litostratigrafické jednotky: sivé dolomity (spodný anis), resp. sivé masívne a brekciovitité dolomity, resp. „bazálne dolomity“; gutensteinské, resp. annaberské vápence (pelsón až ilýr?), ktoré však označil aj ako sivé a svetlosivé masívne a vrstvitité vápence (pelsón až ladin), a považoval ich za súčasť strážovského príkrovu (v súčasnosti sa považujú za súčasť jedného z čiastkových tektonických telies hronika); ramsauské dolomity (ladin); lunzské vrstvy (spodný kam až jul) a hlavné dolomity (vrchný kam až norik). Záruba-Pfeffermann a Andrusov (1937, s. 162) rozoznali aj svetlé (chočské) dolomity s *Diplopora annulata* SCHAFFH. Na základe tohto sledu bol litologicky definovaný šturecký príkrov, ktorý však mal vystupovať v oveľa širšej oblasti (až po revúcky prielom), o ktorej sa už vtedy vedelo, že má pestrejší litologický obsah.

Záruba-Pfeffermann a Andrusov (1937, s. 162) rozoznali aj lavicovité sivé vápence, miestami s rohovcami, zodpovedajúce polohe tzv. reiflinských vrstiev. Aj Jaroš et al. (1966) na svahoch kóty Sokolie (na rozhraní telies Malého a Veľkého Šturca) zmapovali pruh reiflinských vápencov. Malú šošovku reiflinského vápenca v masíve Veľkého Šturca zistil Matějka (1931). Ďalšie malé šošovky umožňujúce rozčlenenie masy dolomitov tektonického telesa štureckého príkrovu v troske Veľkého Šturca zistil Bujnovský (in Bujnovský et al., 1995). Napriek prítomnosti reiflinských vápencov sa vývoj celej oblasti zaraďoval k čiernovážskemu vývoju (s ktorým bol šturecký príkrov stotožnený), keďže malá hrúbka tejto fácie sa lokálne považovala za možnú súčasť čiernovážskeho vývoja.

V poslednom čase Havrila (in Polák et al., 1997; in Havrila et al., 2001; in Polák et al., 2003) z východnejšej časti štureckého príkrovu Veľkej Fatry (medzi Horným Harmancom a Liptovskou Osadou, čiže z telesa Veľkého Šturca) uvádza väčší plošný rozsah „reiflinských vápencov“ a pestrejší sled príkrovu. V celom priestore (nie súvisle celoplošne) v nadloží sledu gutensteinských dolomitov a dolomitových brekcií, gutensteinských vápencov, laterálne sa zastupujúcich steinalmských vápencov (pelsón až spodný ilýr) a chočských dolomitov (?spodný pelsón) sa zistilo: zámotské súvrstvie (vrchný pelsón až spodný ilýr), schreyeralmské a reiflinské vápence (ilýr až spodný longobard), raminské vápence (?vrchný fasan až spodný longobard), brekcie rifovej haldy (?vrchný fasan až spodný longobard) a wettersteinské vápence (?vrchný fasan až jul). Získali sa aj nové biostratigrafické údaje.

Príkrov Malého Šturca

V súčasnosti je v telese Malého Šturca (západne od Horného Harmanca) v nadloží gutensteinských dolomitov a dolomitových brekcií a gutensteinských vápencov známy nasledujúci vrstvomý sled (obr. 14B): steinalmské vápence (pelsón až spodný ilýr), gaderské vápence (sensu Havrila in Havrila et al., 2001) (vrchný pelsón až spodný ilýr),

⁶²Maheľ (1979, s. 174) nesúhlas s používaním termínu šturecký príkrov (tvorený čiernovážskou sériou) v celokarpatskom meradle zdôvodňoval aj tým „... že vo Veľkej Fatre a v západnom cípe Nízkych Tatier nepredstavuje dolomitový vývin čiernovážska séria, ale bebravská séria s wettersteinskými (a nie ramsau) dolomitmi a s polohami wettersteinských vápencov uprostred nich.“

⁶³Kvôli úplnosti treba dodať, že pod kryhou Drienku je necpalský príkrov (Polák in Polák et al., 1997), ktorý rovnako tvoria horniny karbonátovej platformy.

wettersteinské vápence a dolomity lagunárnej fácie (vrchný ilýr až jul), lunzské vrstvy (jul až ?tuval) malej hrúbky a hlavný dolomit (?tuval až norik). Len na okraji tejto tektonickej trosky (v Bystrickej doline a na hrebeni v širšom okolí Harmaneckej jaskyne) vystupuje aj zámotské súvrstvie, reiflinsko-schreyeralmské vápence, raminské vápence a wettersteinské vápence. Zjavne je to sled karbonátovej plošiny prechodne pelagizovaný, ktorej okraj je zachovaný v poludníku Harmanca. Nové údaje z tohto sledu sa získali najmä zo steinalmských a gaderských vápencov.

Gutensteinská skupina

Gutensteinské dolomity a dolomitové brekcie vystupujúce pod vysokými stenovými odkryvmi gutensteinských vápencov (na západných svahoch Bystrickej doliny a smerom na juh na východných svahoch hrebeňa Kozelníka) Záruba-Pfeffermann a Andrusov (1937) klasifikovali ako samostatnú tektonickú jednotku budovanú dolomitmi krížňanského príkrovu, vystupujúcu v nadloží neokómu krížňanského príkrovu a v podloží chočského príkrovu. Spolu s mapou Zárubu-Pfeffermanna a Andrusova (1937) prevzali Jaroš et al. (1966) aj túto interpretáciu zaradenia dolomitov. Dnes možno konštatovať, že tieto dolomity sú súčasťou vrstvomého sledu hronika a že ide o dolomity, ktoré z inej oblasti boli známe aj Bystrickému (1973). Ten ich opísal ako sivé dolomity (spodný anis), resp. sivé masívne a brekciovitú dolomity, resp. „bazálne dolomity“ štúreckého príkrovu. Na inom mieste (najmä v okolí kóty 1 007 Kelnerová) ich kartograficky ako najspodnejší člen chočského príkrovu vyčlenili aj Bujnovský et al. (1995).

Novším poznatkom je vystupovanie *steinalmských vápencov* (Havrila in Havrila et al., 2001). Prístupné sú v telese Malého Šturca, v záreze cesty Horný Harmanec – sedlo Malý Šturec, t. j. východne od Priechneho vrchu, vystupujú aj na svahoch Črchle, v okolí Kelnerovej, medzi sútokom Harmanca a Bystrice a na Kozelníku južne od Harmaneckej jaskyne.

Gutensteinské vápence v tomto priestore smerom do nadložia prechádzajú do svetlejších (svetlohnedosivých) mikrokryštalických, hrubšie vrstvomitých (priemerná hrúbka vrstiev je 50 cm) až nezreteľne vrstvomitých masívnejších vápencov s vyššou frekvenciou organických zvyškov (články ľalioviek, dasykladálne riasy – z ktorých makroskopicky je identifikovateľná *Physoporella* sp., zriedkavejšie sú pozorovateľné aj lastúrniky). Polák et al. (1997) z nich uvádzajú aj foraminifery, ostne ježoviek a gastropódy. Bežné sú v nich vrstvy dolomitu. Najpravdepodobnejšie ich možno považovať za steinalmské vápence.

Tieto svetlejšie vápence zodpovedajú hornej časti gutensteinských vápencov v zmysle Zárubu-Pfeffermanna a Andrusova (1937), resp. hornej časti gutensteinských vápencov v zmysle Jaroša et al. (1966), ktorú v okolí kóty Kozelník Jaroš a Losert (1957, s. 112) vzhľadom na ich svetlú farbu s nádychom dohneda prirovnali k wettersteinským vápencom, resp. hornej časti gutensteinských/annaberských vápencov (Bystrický, 1973) z areálu severne od Horného Harmanca. Z ich najvyššej časti, ktorá je podľa Bystrického (l. c.) o niečo svetlejšej farby, zo zárezu cesty Banská Bystrica – Turčianske Teplice (z úseku Horný Harmanec – sedlo Malý Šturec za Horným Harmancom) určil *Diploporella annulata* (SCHAFFH.). Tá signalizuje ladin, čo je v rozpore so všet-

kými novšími stratigrafickými údajmi získanými z najvyššej časti tohto vápencového komplexu.

Na základe pozície vo vrstvomom slede a na základe litologického zloženia boli (Havrila in Havrila et al., 2001) k steinalmským vápencom priradené aj annaberské vápence. Severne od Horného Harmanca ich vyčlenil Buček (in Bujnovský et al., 1995). Z najvyššej časti týchto vápencov z dokumentačných bodov VF-3a, -3c, -8, -10, -12, -16, -17b, -23a, -30 a -33 určil Buček (in Bujnovský et al., 1995) nasledujúce spoločenstvo dasykladácej pelsónu až spodného ilýru zóny spoločenstva *Physoporella pauciforata* – *Oligoporella pilosa* sensu Bystrický (1986): *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella* cf. *dissita* (GÜMB.) PIA, *Teutloporella peniculiformis* OTT, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata* BYSTR., *Physoporella* sp. a ?*Tubiphytes obscurus* MASLOV. Z najvyššej časti týchto vápencov z dokumentačných bodov Bučeka, t. j. z dokumentačných bodov VF-4, -8, -10c, -12, -17a, -17c, -17d, -23a a -30, určil Salaj (in Bujnovský et al., 1995) nasledujúce spoločenstvo foraminifer: *Turriglommina mesotriassica* (KOEHN et ZANINETTI), *Earlandia gracilis* (PANTIĆ), *Earlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Trochamina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Dentalina* cf. *excellens* STYK, *Arenovidalina chialingchiangensis* HO, *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, *Nodosaria* cf. *pseudoprimitiva* EFIMOVA, *Nodosaria pircamerata* EFIMOVA, *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Meandrospira insolita* (HO), *Ammodiscus* sp., *Rheophax* sp., *Tolypamina* sp., *Nodosaria* sp., *Glomospira* sp., *Diplostromina* sp. a *Valvulina* sp. Stratigrafické rozpätie spoločenstva (sensu Salaj, 1978; modifikoval Salaj in Salaj et al., 1983) je rozhranie pelsónu až ilýru.

Foraminifery (*Ammodiscus annulinoides* KRISTAN-TOLLMANN, *Dentalina paucicurvata* FRANKE, *Tetrataxis inflata* KRISTAN, *Turritelella mesotriassica* KOEHN et ZANINETTI, *Meandrospira* sp., *Pilaminella* sp., *Lenticulina* sp. a *Pseudoglandulina* sp.), ktoré z dokumentačného bodu VF-1 324 určil Salaj (in Bujnovský et al., 1995, s. 45). Podľa Bujnovského et al. (l. c.) pochádzajú z gutensteinských vápencov vystupujúcich severne od Horného Harmanca. Pravdepodobnejšie je, že tiež pochádzajú z vrchnej, svetlejšej časti vápencov, ktorú v súčasnosti považujeme za steinalmské vápence.

Z odberov, ktoré v okolí Horného Harmanca urobili Havrila a Buček z dokumentačných bodov Havrilu, určili Salaj (foraminifery) a Buček (dasykladálne riasy) (in Buček a Halouzka, 1998) viaceré spoločenstvá. Z dokumentačného bodu 337 v záreze cesty 1 125 m n. m. 450 m jjz. od kóty 1 207 v lokalite Na Rabkinej skale z výbrusov 2 430 a 2 417 určili spoločenstvo pelsónu až spodného ilýru: *Trochamina* sp., *Nodosaria* sp., *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA. Z výbrusu 2 416 určili spoločenstvo ?pelsónu – *Earlandinita oberhauseri* SALAJ a *Physoporella* sp. – a z výbrusu 2 418 spoločenstvo anisu – *Endothyra* sp., *Valvulina* sp. a *Meandrospira* sp. Z lokality Na Rabkinej skale 200 m južne od kóty 1 207 na hrebienku 1 175 z výbrusu 2 428 identifikovali spoločenstvo pelsónu: *Gaudryina triadica* KRISTAN-TOLLMANN a *Teutloporella peniculiformis* OTT. z tej istej lokality výbrusu 2 429 určili spoločenstvo pelsónu až spodného ilýru: *Nodosinella oberhauseri* SALAJ, *Earlandita*

grandis SALAJ, *Teutloporella peniculiformis* OTT a *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA.

Z podobných vápencov určil Salaj (in Buček a Halouzka, 1998) z dokumentačného bodu 23 z výbrusu 2 400 nasledujúcu asociáciu foraminifer nižšieho pelsónu: *Meandrosira insolita* (HO), *Endothyranella wirtzi* (KOEHN-ZANINETTI), *Earlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Earlandinita oberhauseri* SALAJ a *Tetrataxis* sp. Z dokumentačného bodu 23 z výbrusov 2 401 – 2 403 určil túto asociáciu foraminifer anisu: *Earlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Endothyranella* sp., *Valvulina* sp., *Glomospirella* sp., *Nodosaria* sp. – aniský typ, *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER. Z dokumentačného bodu 12 z výbrusu 2 419 určil asociáciu foraminifer staršieho pelsónu: *Earlandia amplimuralis* (PANTIĆ), *Meandrosira insolita* (HO), *Endothyra* sp., *Valvulina* sp. a *Meandrosira* sp. Z dokumentačného bodu 12 z výbrusu 2 418A identifikoval asociáciu foraminifer stredného, prípadne vyššieho spodného pelsónu: *Meandrosira dinarica* KOCHANSKI-DEVIDÉ et PANTIĆ a *Meandrosira* sp. Z profilu vo Vápennej doline zo vzorky VD/6-7 z materiálu Bučeka určil Salaj (in Buček a Halouzka, 1998) z výbrusu 2 425 túto asociáciu foraminifer vrchného pelsónu: *Pilamina densa* PANTIĆ a *Meandrosira* sp. v asociácii s *Teutloporella* cf. *peniculiformis* OTT určenou Bučekom. Zo vzorky VD/8-13 z výbrusov 2 426 a 2 427 určil asociáciu foraminifer anisu: *Austrocolomia marschali* OBERHAUSER, *Endothyranella* sp., *Trochammina* sp., *Ammobaculites* sp. spolu s *Physoporella* sp. určenou Bučekom.

Steinalmské vápence boli v minulosti pravdepodobne zahrnuté aj k annaberským, resp. ku gaderským vápencom (Polák et al., 1996, 1997).

Maximálny stratigrafický rozsah (pelsón až spodný ilýr) dosahujú steinalmské vápence v priestore, ktorý aj po rozpade spodnej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny zostal naďalej karbonátovou plošinou (západná časť ich rozšírenia). Steinalmské vápence sa na nej vyvíjali aj ďalej (obr. 14B). V štureckej faciálnej oblasti (východnejšia časť ich rozšírenia) sú zastúpené len v spodnejšej časti pelsónu, keďže v ich nadloží po prehĺbení priestoru vystupujú zámostské vápence, ktoré sa preukázateľne začínajú vyskytovať až vo vrchnom pelsóne. Spodná časť steinalmských vápencov laterálne pravdepodobne prechádza do chočských dolomitov. Ich vrchná časť sa laterálne zastupuje so zámostským súvrstvom. Je to zreteľný prejav členenia priestoru po vrchnom pelsóne, t. j. členenia prebiehajúceho v čase sedimentácie steinalmských vápencov.

Sedimentačné prostredie steinalmských vápencov podľa Bučeka (in Bujnovský et al., 1995) možno stotožniť s okrajom karbonátovej lagúny s dobrou cirkuláciou a pomerne vysokou dynamikou prostredia – so spodnou časťou intertidálnej zóny, resp. s vrchnou časťou subtidálnej zóny.

Za gaderské vápence, na rozdiel od ich definície Poláka et al. (1996), pokladáme len svetlé organodetrítické – krinoidové vápence (obr. 13), t. j. najvyššiu z troch subfácií, pôvodne zaradených ku gaderským vápencom (táto subfácia bola známa už Perželovi, 1969, s. 119 – 120). Na typovej lokalite táto subfácia dosahuje hrúbku 2 – 3 m. Dve spodné subfácie (hrubolavicovité tmavosivé, jemne kryštalické, slabo slienité vápence, sporadicky s náznakmi hľuznatosti, resp. so zvlhnutými vrstvomými plochami, dosahujúce na typovom profile hrúbku 45 – 46 m, a svetlosi-

vé hrubolavicovité, jemne kryštalické a slabo krinoidové vápence, dosahujúce na typovej lokalite hrúbku asi 20 – 25 m) považujeme za gutensteinské a za steinalmské vápence. Predpokladáme, že obe subfácie, pôvodne stotožnené s gaderskými vápencami (sensu Polák et al., 1996), k nim boli zaradené v dôsledku opakovania vrstvomých sledov v zložitej duplexovej stavbe vrásky Tlstej. Nový náhľad na obsah gaderských vápencov bol získaný na území s podstatne jednoduchšou stavbou, kde vystupuje len jeden vrstvomý sled. Jeho tmavé vápence (spodná z pôvodných subfácií gaderských vápencov) sprevádzané obomi vyššími subfáciami sa súvisle ťahajú na juh, kde v ich nadloží vystupujú pelagické reiflinské vápence. V dôsledku toho je logické a nutné považovať ich za gutensteinské vápence.

V telese Malého Šturca sa zistili len menšie šošovkovité výskyty gaderských vápencov (v novom poňatí), a to na hrebeni medzi kótou Črchľa (1 207) a kótou Kosienky (893) severne od Horného Harmanca. Gaderské (krinoidové) vápence podobne ako na typovej lokalite dosahujú hrúbku len niekoľko metrov. Najbližšie výskyty sú známe na viacerých miestach v telese vrásky Tlstej (napríklad na typovej lokalite vo Vápennej doline, na severných svahoch kóty Tlstá, a najmä v okolí kóty Chládkové úplazy), t. j. v najvyššom z troch zistených tektonických telies hronika v juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Nemožno posúdiť, či teleso vrásky Tlstej a teleso Malého Šturca sú súčasťou jedného tektonického telesa, alebo či teleso Malého Šturca je vyššie. V každom prípade však ich sedimentačný priestor na seba nadväzoval.

Gaderské vápence v novom poňatí sú teda svetlosivé až sivobiele, vrstvomité, s hrúbkou vrstiev pohybujúcou sa v rozmedzí 0,5 – 30 cm. Hrúbka vrstiev nie je stála. Striedajú sa hrubšie vrstvy (prevažne 15 – 25 cm) s tenšími (prevažne 0,5 – 5 cm). Najmä tenšie vrstvy majú zvlhnuté vrstvomé plochy. Predovšetkým vo vrchnej časti sú gaderské vápence zreteľne zrnité – organodetrítické, prevažne krinoidové. Biodetrít je pomerne dobre vytriedený. Veľkosť detritu krinoidových článkov sa v prevažnej miere pohybuje vo frakcii hrubozrnného piesku, prípadne je trochu väčší. Vyskytujú sa však aj vrstvy tvorené hrubozrnným materiálom s neporušenými článkami ľalioviek s kruhovým prierezom.

Mikrofaciálne tieto vápence Polák et al. (1996) charakterizovali ako preplnený biosparit s úlomkami krinoidových článkov, lamelibranchiát, gastropódov, brachiopódov a foraminifer.

Z územia severne od Horného Harmanca sa biostratigrafické údaje získali zatiaľ len z dokumentačného bodu 340 zo vzorky 953 z hrebeňa juhovýchodne od lokality Na Rábkinej skale (960 m n. m.). Vzorka bola odobraná z okraja karbonátovej plošiny zo spomenutých krinoidových vápencov. Dosahujú hrúbku len niekoľko metrov a majú význam vedúceho horizontu. Zoznam fauny z tejto vzorky je uvedený na s. 41.

Stratigraficky významnejší materiál získali Havrila a Pevný (in Polák et al., 1996a; in Polák et al., 1996b) z oblasti vrásky Tlstej (vzorky odobral I. Filo). Konodonty (vzorky T-37 a 189 poskytli rozpätie pelsón až spodný ilýr; vzorky 165a, 11 až 20/86 a VD-1 poskytli rozpätie vrchný pelsón až spodný ilýr) sa získali zo svetlých sivobielych krinoidových vápencov z oblasti vrásky Tlstej. Vzorka T-37 z Vápennej doliny zo spodnej časti vápencov obsahovala:

Gondolella bifurcata hanbulogi (SUDAR et BUDUROV); vzorka 165a, Blatnica: *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella bifurcata bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV); vzorka 189, Blatnica: *Gondolella cf. bifurcata* (BUDUROV et STEFANOV); vzorka 11 – 20/86, Blatnica – Pod Čosarným, najvyššia časť vápencov: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV); vzorka VD-1, Blatnica – Vápenná dolina: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella bifurcata hanbulogi* (SUDAR et BUDUROV), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Hindeodella suevica* (TATGE), *Diplododella magnidentata* (TATGE). Rozpúšťaním vápencov z uvedených lokalít sa získali aj tieto zvyšky organizmov: články ľalioviek, zúbky a šupiny rýb, ostne a interambulakrálne doštičky ježoviek, jadrá ulitníkov a *Tetravirga* sp. Z makrofauny sa zistili len neurčiteľné brachiopódy.

V oblasti vrásky Tlstej z „tmavých“ vápencov vystupujúcich v podloží sa zistil vek (vrchný pelsón až stredný fasan) len zo vzorky T-37 vo Vápennej doline, ktorá obsahovala *Gondolella cf. constricta* MOSHER et CLARK.

Na základe zhodnotenia celého spektra fauny možno usudzovať, že sedimentácia gaderských vápencov prebiehala v priestore otvorenej karbonátovej plošiny s prenikaním pelagickejších prvkov (konodonty). Spektrum mikrofauny je pomerne chudobné a pomerne jednotné. Svedčí to o vyrovnaných ekologických pomeroch v celom priestore ich sedimentácie v čase nastupujúcej pelagizácie v priľahlých priestoroch (zámostské vápence v bielovážskom aj v ráztočnianskom bazéne).

Mikrofauna (najmä konodonty) je pomerne zle zachovaná (dopukaná, dolámaná). Je to spôsobené pravdepodobne tektonickými pohybmi pri tvorbe vrásky Tlstej.

Príkrov Veľkého Šturca

Spodná časť vrstvového sledu východnejšej časti štureckého príkrovu Veľkej Fatry (medzi Horným Harmancom a Liptovskou Osadou), t. j. vrstvového sledu telesa Veľkého Šturca je v spodnej časti zhodná s vrstvovým sledom telesa Malého Šturca (gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence). Odlišnosť je v laterálnom zastupovaní steinalmských vápencov a chočských dolomitov a v ich stratigrafickom rozpätí (spodný pelsón). Vo vrchnom pelsóne nastala pelagizácia priestoru a následná časť sledu sa tak celkom líši od sledu telesa Malého Šturca. Zistilo sa tu (obr. 14B): zámostské súvrstvie (vrchný pelsón až spodný ilýr), schreyeralmské a reiflinské vápence (ilýr až spodný longobard), raminské vápence (?vrchný fasan až spodný longobard), brekie rifovej haldy (?vrchný fasan až spodný longobard) a wettersteinské vápence (?vrchný fasan až jul). Zo sedimentačného priestoru príkrovu Veľkého Šturca sa získalo mnoho novších poznatkov.

Gutensteinská skupina

Novším poznatkom je vystupovanie *steinalmských vápencov* (obr. 13, 14B). Tvoria bázu tektonickej trosky na Črchli. Zistili sa aj v lome v Liptovských Revúcach. Z od-

berov Havrilu a Bučeka v okolí Horného Harmanca západne od dokumentačného bodu Havrilu č. 242 a južne od kóty Kozelník (1 024) v nadmorskej výške 1 000 m z výbrusov 2 391, 2 392, 2 394 a 2 395 určili Salaj (foraminifery) a Buček (dasykladálne riasy) (in Buček a Halouzka, 1998) nasledujúce spoločenstvo pelsónu až spodného ilýru: *Earlandita oberhauseri* SALAJ, *?Reophax* sp., *Valvulina* sp., *Endothyra kuepperi* OBERHAUSER, *Bathysiphon* sp., *Diplotremmina* sp., *Tetrataxis* sp., *Physoporella dissita* (GÜMB.) PIA, *Physoporella cf. praealpina* PIA, *Teutloporella cf. peniculiformis* OTT, *Physoporella pauciforata* (GÜMB.) STEINM. var. *pauciforata* BYSTR. a *Physoporella* sp. *Physoporella* sp. sa zistila aj v lome v Liptovských Revúcach.

Šturecká skupina

Vzhľadom na vystupovanie sedimentov *zámostského súvrstvia* väčšinou v neprístupných terénoch vo vrchnej časti stien gutensteinských vápencov väčšinou nebolo možné ich vyčleniť. Vyčlenené boli iba v priestore kót Sokolie a Lučivno. Vystupujú však aj medzi Harmaneckou jaskyňou a Vápenicou a severne od sútoku Bystrice a Harmanca. Zistili sa aj v oblasti Veľkého Šturca a v lome v Liptovských Revúcach.

Vápence *zámostského súvrstvia* sú tu tmavohnedosivé, bituminózne, vrstvovité (s hrúbkou vrstiev 5 – 50 cm), mikrokryštalické, s vysokou frekvenciou organických zvyškov (najmä článkov ľalioviek). Niekedy je v nich zreteľná paralelná laminácia. Vrstvové plochy sú nápadne nerovné – poprehýbané. Obsahujú hľuzy rohovcov.

Jaroš et al. (1966, s. 112 – 113) *zámostské súvrstvie* pravdepodobne včlenil do gutensteinských vápencov anisu.

Jediné staršie biostratigrafické údaje pochádzajúce zo záujmového priestoru týkajúce sa pelagických facií získal Stur (1868) z juhovýchodného svahu vrchu Tintova južne od papierne v Harmaneckej doline západne od Uľanky vľavo od chodníka z Riečky do Uľanky. Z balvanov „*čierneho vápenca... muschelkalku*“, ktoré podľa neho sklzli z Tintova („z tenkovrstvovitých tmavých alebo čiernych vápencov s bielymi žilkami kalcitu s často vyvetranými guľkami rohovcov a z krinoidových vápencov“) a ktoré vystupujú nad „*červeným pieskovcom*“ a pod vrchnotriasovým dolomitom, určil: *Ceratites nodosus* de HAAN, *Terebratula vulgaris* SCHL., *Terebratula angusta* SCHL. (z krinoidového vápenca), *Spiriferina Mentzeli* DUNK., *Myophoria Goldfussi* ALB., *Lima* sp. a *Encrinus liliiformis* LAM. Toto spoločenstvo pravdepodobne pochádza zo *zámostského súvrstvia*. Stratigrafické rozpätie spoločenstva uvedených organizmov je pelsón až ilýr.

Z lomu v Liptovských Revúcach z reiflinských vápencov (pravdepodobne zo *zámostských vrstiev*) Pevný (1980) uvádza výskyt ramenonožca *Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER). Okrem toho získal fosílie aj rozpúšťaním. Zo vzorky 3 určil: *Gondolella mombergensis* TATGE a *G. excelsa* (MOSHER); zo vzorky 4: *Gondolella mombergensis* TATGE, *G. excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *Tetravirga cf. perforata* MOSTLER, *Achistrum triassicum* FRIZELL-EXLINE, *Theelia immisorbicula* MOSTLER, *T. undata* MOSTLER a *Priscopedatus stauromitoides* MOSTLER. Všetky jeho údaje svedčia podľa neho o ilýre, prípadne vrchnom ilýre.

Novšie biostratigrafické údaje pochádzajú od Havrila a Pevného (in Havrila, 1997) zo vzorky 952 odobranej zo spodnejšej časti panvovo-svahových facií (z vyššej časti zámostských vápencov) na hrebeni nad Harmaneckou jaskyňou (j. Izbica). Zoznam fauny z tejto vzorky (952) je uvedený na s. 41. Nástup panvovej sedimentácie nastal aj tu vo vrchnom pelse (vzorka 952), tak, ako je to v regionálnom rozmere.

V priestore telesa/príkrovu Malého Šturca *reiflinské a schreyeralmské vápence* vystupujú len na západnom okraji tohto telesa. Vyskytujú sa na západných svahoch Bystrickej doliny pod hrebeňom Kelnerovej, severne od sútoku Bystrice a Harmanca, vynárajú sa v údolí Čierneho potoka. Zaberajú vrcholové časti severnej časti hrebeňa Vápenice až po Horný Harmanec, skôr sporadicky sa vyskytujú južne od Vápenice až po údolie Racvalovej a pomerne dobre prístupné sú v okolí kót Sokolie a Lučivno. Súčasťou telesa/príkrovu Veľkého Šturca sú na týchto lokalitách: tektonická troska na Črchli, priestor severne od Sásovej, troska Veľkého Šturca a troska západne od Liptovskej Osady. Smerom na sever sa vyskytujú v okolí Malinného, Hrabova, Tlstej hory a Hýrovej pri Ružomberku.

Reiflinské vápence sú svetlo- až tmavohnedosivé, mikrokryštalické, tenkovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 2 až 30 cm) až hľuznaté, s pomerne nízkou frekvenciou organodetritu (najmä článkov ľalioviek) a s premenlivým množstvom ílovej prímеси. Ich nápadným znakom je prítomnosť hľúz rohovcov rôznej veľkosti a tvaru. Vrstvové plochy sú nerovné, zväčša nápadne zvlnené.

Mikrofaciálne ich podľa Poláka et al. (1997) tvoria prevažne biomikrity s pomerne vysokou frekvenciou organických zvyškov. Charakteristické sú filameny. Vyskytujú sa aj rádiolárie, ihlice hubiek, ostrakódy, úlomky článkov echinodermát, foraminifery a globochéty. Pomerne frekventovaným prvkom sú peloidy. Veľmi zriedkavá je klastická prímесь vo forme úlomkov kremeňa aleuritovej veľkostnej kategórie.

V priestore štureckej faciálnej oblasti, t. j. v pruhu Črchľa, Kelnerová, Vápenica (najmä medzi Harmaneckou jaskyňou a Vápenicou) a východne od vyústenia Jelenskej doliny vystupujú aj pelagické vápence pestrejších farieb zodpovedajúce skôr schreyeralmským ako reifliským vápencom.

Podľa Poláka et al. (1997) schreyeralmské vápence vystupujú v okolí Stredných Revúc, Malinného a Hrabova pri Ružomberku. Opísané sú ako červené, fialové, zelenkavé, výrazne hľuznaté, zväčša lavicovité (s hrúbkou vrstiev 10 až 25 cm) slienité vápence s hľuzami červených rohovcov, často obsahujúce vrstvičky a medzivrstvičky slienitých bridlíc. Mikrofaciálne sú charakterizované ako prevažne biomikrity s pomerne vysokou a pestrou frekvenciou organických zvyškov, ako sú filameny, články echinodermát, ostrakódy, foraminifery, globochéty, ihlice hubiek, úlomky brachiopódov, bivalvií, aptychov a juvenilných cefalopódov.

Podľa Jaroša et al. (1966, s. 114) reiflinské vápence vystupujú okrem priestoru medzi Malachovom a Skubínom aj v kaňone Kráľického potoka v celkovej hrúbke asi 45 m. Opísali ich ako lavicovité a hrubodoskovité krinoidové vápence, ktorých vrstvové plochy sú nepravidelne vlnité až uzlovité. Stredná časť súvrstvia v hrúbke asi 10 m obsahuje podľa nich mliečne medové rohovce. Vyššie polohy sú

veľmi hrubozrné, masívne, len so slabo naznačenou vrstvitosťou a s belavou až svetložltou patinou zvetrávania. Uvádzajú, že celé súvrstvie je dolomitizované. Z organických zvyškov uvádzajú: rádiolárie, tenkostenné lamelibranchiáty – „vláknité řasy“, riasové hľuzky a foraminifery (*Lagena?*). Z opisu je zrejme, že k reiflinským vápencom bolo zaradených viacero litostratigrafických jednotiek. Náprstek (1963; in Jaroš et al., 1966) zistil polohu reiflinských vápencov aj v dolomitoch jv. od kóty Okružle, kde ich novšie zmapoval Kováč (in Kováč et al., 2001).

Severne od Nemiec reiflinské vápence podľa Jaroša et al. (1966, s. 115) tvoria podstatnú časť chočského príkrovu. Podľa Horáka (1959; in Jaroš et al., 1966, s. 115) v západnej časti tohto areálu ich výskytu neobsahujú rohovce. Havrila (in Havrila et al., 2001) túto faciú zaradil k wettersteinským vápencom. Aj Jaroš et al. (1966, s. 115) konštatovali, že „HORÁK (1959)... nezmieňuje sa... o makroskopicky pozorovateľnej riasovej štruktúre týchto vápencov“. Podľa Jaroša et al. (1966, s. 115 – 116) tu súvrstvie reiflinských vápencov vystupuje nad dolomitmi a dosahuje hrúbku asi 50 m. V slede opísali viacero litologických typov. Odlíšili spodnú časť, dnes zaradenú k partnašskému súvrstviu, strednú časť, dnes považovanú za raminské vápence, a vrchnú časť, pravdepodobne v ktorej Stur (1868) našiel *Cidaris Braunii* DESOR., dnes považovanú za ekvivalent vápencov s ostňami ježoviek vystupujúcich pri Liptovskej Osade, teda za trachycerasové súvrstvie (korytnické vápence). Zo strednej časti, teda z raminských vápencov uvádzajú riasy, rádiolárie, úlomky echinodermát, molúsk a ostrakódov.

Na základe novších výskumov Havrila (in Havrila et al., 1995; in Havrila et al., 2001; in Polák et al., 2003a, b) možno konštatovať, že priestorové rozloženie facií je takéto (obr. 14B): a) v priestore západne od zlomu smeru Nemce – Liptovská Osada – Ludrová sčasti v podloží wettersteinských vápencov rifovej faciie vystupujú raminské a reiflinské vápence, a to obe faciie, pomerne málo hrubé. Z tohto priestoru sa zatiaľ nezistilo stratigrafické rozpätie facií; b) v priestore východne od spomenutého zlomu v podloží mohutne vyvinutej proximálnej časti raminskogöstlinského súvrstvia vystupuje partnašské súvrstvie pomerne veľkej hrúbky. V lome pri Nemcoch nad rifovou haldou možno pozorovať opakovaný nástup pionierskych facií rifu. V najvyššej časti lomu pod lunszkými vrstvami vystupuje trachycerasové súvrstvie (korytnické vápence). Z tohto priestoru sú rozpätia facií dobre doložené a pelagické faciie siahajú až do vrchného longobardu. Biostratigrafické údaje z lomu a jeho okolia uvádzajú Havrila et al. (1995).

Ďalšie biostratigrafické údaje z pelagických facií tohto priestoru získali Havrila a Pevný (in Havrila, 1997) z oblasti severne od Horného Harmanca z údolia Čierneho potoka z najvyššej časti panvovo-svahových facií. Zoznamy fauny z týchto vzoriek (809, 886 a 887) sú uvedené na s. 41. Vrchná hranica stratigrafického rozpätia panvovo-svahových facií v okolí Horného Harmanca, v nadloží ktorých vystupujú dolomitové brekcie, t. j. sedimenty rifovej haldy, bola stanovená na spodnú časť horizontu curionii zóny curionii (stredný fasan).

Ďalšie biostratigrafické údaje zistili Havrila a Pevný (in Havrila, 1997) z lokality Tintovo. Zoznamy fauny z týchto vzoriek (767 a 908) sú uvedené na s. 42. Vrchná hranica

stratigrafického rozpätia panvovo-svahových facií v okolí Tintova, v nadloží ktorých vystupujú dolomitové brekcie, t. j. sedimenty rifovej haldy, bola stanovená na spodný longobard.

Amonity (doteraz nespracované) sa z pelagických facií získali na lokalite Kozelník nad Harmaneckou jaskyňou a z Liptovských Revúc.

Horná hranica stratigrafického rozpätia uvedených pelagických facií v sedimentačnej oblasti štureckých príkrovov je stanovená takto: a) na západe okolo Horného Harmanca je spodná časť horizontu curionii zóny curionii (stredný fasan); b) východnejšie okolo Tintova je spodný longobard; c) v okolí Nemiec na okraji bielovážskeho bazénu je vrchný longobard.

Reiflinské a schreyeralmské vápence sa priestorovo viažu na celú štureckú faciálnu oblasť (zachovanú v príkrovoch Malého, ale najmä Veľkého Šturca), reiflinské aj na priľahlú bielovážsku faciálnu oblasť.

Raminské vápence v príkrove Malého Šturca vystupujú severne od sútoku Bystrice a Harmanca, v okolí Kelnerovej a na hrebene nad Harmaneckou jaskyňou. Sú aj súčasťou tektonickej trosky príkrovu Veľkého Šturca na Črchli. Zistili sa aj severne od Sásovej a Nemiec a východne od vyústenia Jelenskej doliny.

Raminské vápence sú tu svetlosivé, detritické, veľmi zreteľne vrstvité, s nápadne rovnými vrstvomými plochami a paralelnou lamináciou. Obsahujú veľkoste dobre vytriedený organodetrit z wettersteinských vápencov rifovej faciie.

Známe boli už Jarošovi et al. (1966), ktorí ich však považovali za faciú reiflinských vápencov (pozri reiflinské vápence s. 48).

Stratigrafické rozpätie faciie je takéto: v západnej časti štureckej sedimentačnej oblasti (Horný Harmanec) je vrchný fasan až spodný longobard, z východnej časti štureckej sedimentačnej oblasti (Jelenc, Nemce) chýbajú údaje a v priestore západného okraja bielovážskeho bazénu je to vrchný longobard až kordevol.

Raminské vápence sa v študovanej oblasti priestorovo viažu na rozhrania faciálnych oblastí, teda na línie synsedimentárnych zlomov (obr. 14B). Na nich sa uchytili wettersteinské vápence, ktoré sú dodávateľom detritického materiálu pre raminské vápence, „nasypávané“ do bazénových priestorov. Teleso raminských vápencov vystupujúce v západnej časti, viazané na zlom severo-južného smeru prechádzajúci cez Horný Harmanec smerom do Hubovej, je menej rozsiahle a menej hrubé. Vzhľadom na nie príliš hlboký bazén (do ktorého sa detrit „sypal“) priliehajúci z východnej strany k zlomu tvorí pomerne úzky lem karbonátovej platformy a nie je diferencované na rôzne členy turbiditného systému. Podobný charakter majú všetky výskyty raminských vápencov vystupujúce medzi Horným Harmancom, Nemcami a Liptovskou Osadou. Naproti tomu, teleso raminských vápencov vystupujúce na západnom okraji bielovážskeho bazénu, viazané na zlom severo-južného smeru prechádzajúci cez Sásovú a Nemce smerom k Liptovskej Osade a k Ludrovej, veľmi dobre odkryté v lome severne od Nemiec⁶⁴, dosahuje podstatne väčšiu

hrúbku. Predpokladá sa, že tvorí široký lem karbonátovej platformy a že od okraja platformy smerom do bazénu (podobne ako na Liptove) je dokonale diferencované na rôzne členy raminsko-göstlinských turbiditných facií. Litológický opis aj biostratigrafické údaje z lokality Nemce podávajú Havrila et al. (1995).

Bebravská skupina

Novšie výskyty wettersteinských rifových vápencov zistil Havrila (in Havrila et al., 2001; in Polák et al., 2003). V západnej časti štureckej faciálnej oblasti, t. j. na jej rozhraní s karbonátovou platformou (s čiernovážskou faciálnou oblasťou, resp. s bebravskou faciálnou oblasťou), rozprestierajúce sa dnes západne od Horného Harmanca, sa zistili len malé telesá týchto vápencov, napríklad východne od kóty Lučivno, severne od sútoku Bystrice a Harmanca a ssv. od Kelnerovej. Väčšie teleso wettersteinských vápencov známe už Horákovi (1959) a Jarošovi et al. (1966), ktorí ho však považovali za reiflinské vápence bez rohovcov (pozri kapitolu *Reiflinské a schreyeralmské vápence*), vystupuje severne od Sásovej a Nemiec. Ďalšie väčšie teleso sa zistilo východne od vyústenia Jelenskej doliny. Novšie sa zistilo pokračovanie tohto telesa aj severne od cesty Staré Hory – Donovaly v troske Veľkého Šturca. Toto teleso hrubé viac ako 50 m malo zrejme väčší regionálny rozsah. Predpokladá sa, že tvorilo viac-menej súvislý areál s drobnými telesami wettersteinských vápencov rifovej faciie (zistil Bujnovský in Polák et al., 1997) vyskytujúcich sa v priestore východne od kóty Šturec a Liptovských Revúc až po údolie Korytnice juhozápadne od Liptovskej Osady a tiež s pomerne veľkými telesami rifových dolomitov (dolomitizovaných wettersteinských vápencov) vyskytujúcich sa západne od Motyčkovej hole, juhovýchodne od Liptovských Revúc a západne od Liptovskej Osady, ktoré Bujnovský (in Polák et al., 1997; in Bujnovský a Kochanová, 1973a, b) pokladal za rify hlavného dolomitu Havrila (2004) ich preradil k rifom wettersteinskej faciie. O tom, že tu nejde o rifový vývoj hlavného dolomitu, ale o rifový vývoj wettersteinskej faciie, svedčí vystupovanie lunzských vrstiev (v okolí Liptovskej Osady) v nadloží týchto dolomitových telies. Je to zrejme aj z geologickej mapy Bujnovského (in Polák et al., 1997). Lunzské vrstvy sa zistili aj v nadloží rifových dolomitov vystupujúcich v malom lome pri ceste z Liptovskej Osady do Liptovských Revúc (v minulosti to bola často navštevovaná exkurzná lokalita). Tento poznatok sa týka temer všetkých rifových telies vystupujúcich na východnom okraji Veľkej Fatry a západnom okraji Nízkych Tatier, ktoré Bujnovský (in Polák et al., 1997; in Bujnovský a Kochanová, 1973a, b) zaradil k facií hauptdolomitu. Bol akceptovaný aj pri zostavení geologickej mapy 1 : 200 000, listu Banská Bystrica (Bezák et al., 2008). Väčšie telesá rifov sa teda viažu na východnú stranu štureckej faciálnej oblasti, a to až po jej hranicu (tvorenú zlomom) s bielovážskym bazénom. Je zrejme, že takýto mohutný rifový komplex mohol byť zdrojom veľkého objemu raminsko-göstlinských turbiditov, preštudovaných najmä na Liptove.

⁶⁴Veľmi dobre odkrytý ukázkový profil v nich spracovali Kullmanová et al. (1984) a neskôr v plnej hrúbke aj s nadväznými podložnými a nadlož-

nými faciami Havrila et al. (1995, s. 39 – 71, obr. 1, tab. I – V a I – III, príl. 4 – 8).

Na všetkých spomenutých lokalitách vystupujú wettersteinské vápence, prípadne dolomitizované wettersteinské vápence rifovej fácie (s hubkami, s veľkými krinoidmi a brachiopódmí), o ktorých existuje minimum informácií. Doteraz zistené výskyty koralovej fácie wettersteinských vápencov (Mních pri Ružomberku, Liptovská Osada, Nemce), zdá sa, sa viažu až na hranicu (tvorenú zlomom) štureckej a bielovážskej faciálnej oblasti. Významnejšie rozšírenie dosahuje aj lagunárna fácia wettersteinských vápencov. Zistila sa západne (v priestore karbonátovej plošiny) po oboch stranách spodnej časti Gaderskej doliny, kde sa v nich zistili dasykladálne riasy (Peržel, 1967, 1969).⁶⁵

V západnej časti štureckej faciálnej oblasti v podloží wettersteinských dolomitov lagunárnej fácie je vyvinuté počiatočné (staršie) štádium rozšírenia fácie wettersteinských rifových vápencov (obr. 14B). Progradačne nastupujú na raminské vrstvitité vápence. Sú svetlé, sivobiele. Bazálne časti fácie sú hrubovrstvitité (hrúbka vrstiev okolo 50 cm), vyššie časti sú masívne. Skôr ojedinele sa zistili rifotvorné organizmy (hubky). Vo východnej časti štureckej faciálnej oblasti, sčasti v podloží lunszkých vrstiev, sčasti v podloží hlavného dolomitu, je vyvinuté aj mladšie štádium rozšírenia fácie wettersteinských rifových vápencov.

Stratigrafický rozsah wettersteinských rifových vápencov je stanovený najmä na základe datovania hornej časti pelagických facií vystupujúcich v podloží wettersteinských vápencov (na lokalitách Horný Harmanec, Nemce a Tintovo). Biostratigrafické údaje, získané priamo z wettersteinských vápencov rifovej fácie, pochádzajú od Jablonského (1971, 1972, 1973, 1975) z Liptovskej Osady. Ďalšie údaje získal Buček (in Havrila et al., 1995) z lokality Nemce z brekcií rifovej haldy, derivovaných z wettersteinských rifových vápencov. V západnej časti ich rozšírenia (širšie okolie Horného Harmanca) je predpokladané stratigrafické rozpätie wettersteinských vápencov vrchný fasan až ?spodný longobard. Vo východnej časti rozšírenia (Sásová, Nemce, vyústenie Jelenskej doliny, Šturec, Liptovské Revúce, Liptovská Osada) na okraji bielovážskeho bazénu je ich rozpätie ?vrchný longobard až kordevol (prípadne až spodný jul).

Wettersteinské vápence sa na študovanom území priestorovo viažu na rozhrania faciálnych oblastí, t. j. na línie synsedimentárnych zlomov, na ktorých sa uchytili a začali progredovať do vznikajúcich (resp. vzniknutých tesne pred uchytením rifovej sedimentácie) bazénových priestorov. Tento jav v malom rozmere možno sledovať v okolí Hor-

ného Harmanca. V mohutnom vývoji je prístupný na pozorovanie v lome severne od Nemiec (Havrila in Havrila et al., 1995). Odspodu dohora tam vystupujú nasledujúce litostratigrafické jednotky (obr. 9): pelagické partnašské súvrstvie, raminské vápence (od proximálnych, pomerne hruboklastických brekcií rifovej haldy obsahujúcich klasty wettersteinských vápencov s tubifytmi po detritické vápence piesčitej frakcie) a vápence wettersteinskej fácie, nastupujúce od okraja platformy na proximálnu časť rifovej haldy (zastúpenej sprvu lavicou vápencov s tubifytmi hrubou 3 až 4 m, bezprostredne vyššie aj hrubou lavicou s koralmi a ostňami ježoviek). Tieto rozhrania faciálnych oblastí sa kryjú s okrajmi štureckej faciálnej oblasti. Jej šírka v študovanom priestore presahuje 10 km. Štureckú faciálnu oblasť podľa súčasných poznatkov synsedimentárny zlom (určený spojnicou vyústenia Jelenskej doliny s Liptovskými Revúcami a Černovou) rozdeľuje na dve kryhy. Tiltáciou týchto kryh vznikali úzke a dlhé bazénové a plošinové priestory, ktoré sa striedali v smere od mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny k bielovážskemu bazénu.

Plošne najrozšírenejšia litostratigrafická jednotka hronika v ladine sú *wettersteinské dolomity lagunárnej fácie*. Vystupujú v západnom priestore z troch spomenutých izolovaných priestorov výskytu hronika, t. j. v priestore tektonickej trosky vystupujúcej v juhozápadnej časti Veľkej Fatry (v kryhe Drieňka, vo vráse Tlštej⁶⁶ a v prikrve Malého Šturca), t. j. v priestore karbonátovej plošiny bebravskej faciálnej oblasti, a tiež v kryhe Veľkého Šturca, t. j. v priestore štureckej faciálnej oblasti.

Podľa Bujnovského (in Bujnovský et al., 1995) a Poláka et al. (1997) „... sú to svetlosivé, prevažne masívne a hrubolavicovité dolomity. V oblastiach, kde sú vyvinuté stromatolitové polohy, nadobúdajú pravidelnú lavicovitost' (10 – 20 cm). Sú prevažne svetlosivej farby, miestami sú to až biele variety. Väčšinou sú celistvé, silno pórovité, prevažne so zvyškami dasykladaceí, resp. s dutinami po vypadaných riasach. Veľmi časté sú rekryštalizované typy, hrubokryštalické, resp. cukrovité, miestami prechádzajú do výrazne organodetritických a krinoidových typov, predovšetkým v oblasti Rožkovej. Ďalej na východ, na Veľký a Malý Šturec, v oblasti Krásneho kopca nadobúdajú čisto krinoidový charakter s veľmi pekne preparovanými exemplármi (BUJNOVSKÝ et al., 1995). Mikrofaciálne ide predovšetkým (l. c.) o dolobiosparity, resp. biomikrosparity. Najfrekvencovanejším zvyškom sú stielky rias, krinoidové články a celé stonky, úlomky machoviek, lamelibranchiátov, gastropódov a iného ťažko určiteľného biodetritu.“

Už Jaroš et al. (1966, s. 114) pozorovali, že na rozdiel od dolomitov križňanskej jednotky, ich štruktúry sú zreteľnejšie organogénne. *Diplopora* cf. *annulata* (SCHAFH.) uvádzajú z nich južne od Malachova a z okolia Kordík. Pozorovali aj reliktu pôvodných pseudoooidov a gravelových a organodetritických vápencov. Južne a juhozápadne od Tajova zistili mikrokryštalické riasové dolomity, stromatolitické štruktúry a krinoidové dolomity so sporadickými úlomkami molúsk, ?koralov aj brachiopódov. V ich nadloží sa podľa nich vyskytujú „nehotové belavé kôstko-

⁶⁵Podľa Poláka et al. (1997) tvoria vrcholové časti na kótach Pekárová, Kozia skala, Plešovica a Drieňok a hrebene v oblasti Hlbokej, Pod Jablonskou, Suché vrchy a Hulačovo. Sú to svetlosivé až biele lavicovité, hrubolavicovité až masívne organodetritické a organogénne vápence (s hrúbkou lavíc 20 – 150 cm). Mikrofaciálne ide najmä o biosparity, menej biomikrity, s pomerne bohatou frekvenciou organických zvyškov. Prevláda detrit dasykladaceí, veľmi hojnú sú tzv. „riasové hrušky“, to znamená detrit rias obalený karbonátovým materiálom. Z týchto vápencov na Plešovici, Blatnickom hrade (Dubiny) a z Konského dolu uvádza Peržel (1967, 1969) nasledujúce dasykladaceá: *Teutlopora herculea* (STOPP.) PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. *debilis* PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. (sensu BYSTRICKÝ, 1986) – t. j. ladinový stupeň, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *D. annulata* (SCHAFH.) SCHAFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ, *Aciculella* sp. Uvádza aj foraminifery: *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Agathamina* sp. a *Reophax* sp.

⁶⁶Sú rozšírené predovšetkým v okolí Ostrej, Lubenej (Baglovho kopca), prechádzajú do oblasti Rakytovskej doliny, Selenca, Veľkého a Malého Rakytova, Veľkej Skalnej a Rožkovej.

vité rohovce“, čo s otáznikom považujú za prechod do reiflinských vápencov.

Bystrický (1973) ich považoval za ramsauské dolomity ladinu (že tu nejde o ramsauské dolomity, ale o wettersteinské dolomity, bolo známe Maheľovi, 1979). Zistil v nich dasykladálne riasy *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA (pri Hornom Harmanci) a *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) (západne od priesmyku Malý Šturec) preukazujúce ladinský vek.

Dasykladálne riasy z tejto fácie určil aj Buček (in Bujnovský et al., 1995): z oblasti Krásneho kopca *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. (sensu Bystrický, 1986) – t. j. ladinský stupeň, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. var. *dolomitica* (PIA) HERAK, *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH. var. *annulata* (PIA) BYSTRICKÝ, *Aciculella* sp., z dokumentačných bodov VF-1 310 – 1 312 severovýchodne od sedla Malý Šturec *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Aciculella* sp. a *Diplopora annulata* (SCHAFFH.) SCHAFFH.

Wettersteinské dolomity obsahujú aj nápadný horizont s veľkými krinoidovými článkami. Z územia južne a juhozápadne od Tajova boli krinoidové dolomity (nie je isté, či ide o tú istú fáciu) známe už Jarošovi et al. (1966). Bohatý dokumentárny materiál najmä z okolia dokumentačného bodu VF-1 322 (zväžnica zo sedla Malý Šturec na Krásny Kopec 550 m sv. od kóty 1 034 z nich vyzbieral Bujnovský (in Bujnovský et al., 1995, fototab. I – XXIV, XXVII). Z mikrofaciálnych elementov v nich zistil diplopóry, peloidy, machovky, gastropódy, lamelibranchiáty, foraminifery, hydrozoá, ostrakódy, solitérne koralý a krinoidy.

V kryhe Drieňka, vo vráse Tlstej a v príkrove Malého Šturca, t. j. v priestore karbonátovej plošiny bebravskej faciálnej oblasti, v priestore, ktorý bol karbonátovou platformou počas celého stredného a vrchného triasu, vystupujú wettersteinské dolomity v nadloží steinalmských vápencov alebo gaderských krinoidových vápencov a v podloží sedimentov lunzských vrstiev malej hrúbky. Ich stratigrafické rozpätie je preto vrchný ilýr až kordevol (prípadne jul). V kryhe Veľkého Šturca v priestore štureckej faciálnej oblasti, ktorý sa ku karbonátovej plošine pričlenil neskôr, vystupujú wettersteinské dolomity lagunárnej fácie v nadloží wettersteinských vápencov a v nadloží pelagických karbonátových facií a v podloží sedimentov lunzských vrstiev malej hrúbky, resp. v podloží hlavného dolomitu (obr. 14B). Ich stratigrafické rozpätie je spodný longobard až kordevol (prípadne jul).

Sedimentačné prostredie podľa Bučeka (in Bujnovský et al., 1995) je zarifová zóna plošiny (okrajová časť lagúny) s dynamickejšim prostredím (v prípade výskytu *Teutloporella herculea*) a centrálna časť lagúny s širšou dynamikou prostredia (v prípade výskytu *Diplopora annulata*).

Lunzská skupina

Lunzské vrstvy vystupujú na južných svahoch spodnej časti Necpalskej doliny (necpalský príkrov), v Žarnovickej doline severne od horárne Bartoška a na severných svahoch Gaderskej doliny v lokalite Dubiny (kryha Drieňka), v priestore medzi horným tokom Hlbokého a Čierneho potoka (príkrov Malého Šturca), na viacerých miestach v priestore Veľkého Šturca (príkrov Veľkého Šturca), severne od Nemiec a v okolí Liptovskej Osady (bielovážsky bazén).

Väčšinou tvoria len úlomkové odkryvy, kde je väčšinou zachovaná len pieskovcová zložka tohto súvrstvia. Vrstvovité rovinoploché pieskovce po zvetraní typickej, zelenohrdzavej farby sú jemnozrné a dobre vytriedené. Pelitická zložka zastúpená čiernosivými ílovcami v odkryvoch vystupuje zriedkavo.

Makrofaunu v lunzských vrstvách zistili Stur (1868), Kochanová (in Maheľ, 1964) a Pulec (1959).

Bohaté spoločenstvo sporomorf a mikroplanktónu julskeho veku z dokumentačného bodu VF-1 423 sedlo Veľký Šturec z materiálu Bujnovského určila Šabíková-Hlôšková (in Bujnovský et al., 1995, s. 53). Vzorka 89/94 obsahovala nasledujúce spoločenstvo, nepostačujúce na vyjadrenie presnejšieho veku: *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH, *Camarozonosporites laevigatus* SCHULZ, *Brachysaccus neomundanus* (LESCHIK) MADLER a *Platysaccus papillions* POTONIÉ et KLAUS. Vzorka 90/94 obsahovala toto, pomerne bohaté spoločenstvo julu: *Paraconocavosporites lunzensis* KLAUS, *Concavosporites toralis* (LESCHIK) NILSSON, *Aulisporites* sp., *Retusotriletes mesozoicus* KLAUS, *Baculatisporites comaumensis* (COOKSON) POTONIÉ, *Osmundacitites wellmanii* COUPER, *Conbaculatisporites mesozoicus* KLAUS, *Acanthotriletes varius* (NILSSON) SCHURMAN, *Annulispora microannulata* de JERSEY, *Zebbrasporites* sp., *Neoraistrickia* sp., *Duplexisporites* sp., *Verrucosporites pseudomorulae* VISSCHER, *Gibeosporites hirsutus* (LESCHIK) LESCHIK, *Patinasporites densus* (LESCHIK) SCHEURING, *Patinasporites toralis* LESCHIK, *Ovalipollis ovalis* KRUTZSCH, *Ovalipollis rarus*, *Ovalipollis* sp., *Triadispora stabilis* SCHEURING, *Triadispora* sp., *Brachysaccus neomundanus* (LESCHIK) MADLER a *Platysaccus papillions* POTONIÉ et KLAUS. Táto vzorka bola bohatá aj na mikroplanktón, ktorý poukazuje na morské sedimentačné prostredie.

Stratigrafické rozpätie lunzských vrstiev bolo stanovené najmä na základe palynologického datovania. Horná hranica (?tuval) je stanovená na základe niekoľkých palynologických datovaní z hornej časti súvrstvia (Šabíková-Hlôšková in Havrila et al., 1995) v okolí Liptovského Hrádku (obr. 14B). Stratigrafické rozpätie lunzských vrstiev usadených v priestore lagún na karbonátových plošinách skôr zodpovedá tejto hornej hranici, keďže lunzské vrstvy sa do priestorov lagún dostali pravdepodobne až po zaplnení bazénov. Omladenie aj spodnej hranice lunzských vrstiev signalizuje aj datovanie na základe bohatého spoločenstva foraminifer. Spracoval ich Samuel z materiálu Havrila z bazálnej časti reingrabenských bridlic z lokality Turík (Samuel in Havrila et al., 1988; Samuel, 1991), t. j. z bazénového bielovážskeho priestoru, kde bol stanovený vek jul až tuval.

V celom priestore karbonátovej platformy (zachovanej v súčasnej stavbe v niekoľkých tektonických telesách) s bebravským faciálnym vývojom (západne od Bystrickej doliny) a tiež v štureckej faciálnej oblasti majú lunzské vrstvy malú hrúbku (asi 5 – 25 m). Len Jaroš et al. (1966, s. 117) tvrdia, že súvrstvie dosahuje v západnom okolí Banskej Bystrice hrúbku 30 – 50 m. Táto malá hrúbka je charakteristická pre celý priestor karbonátovej plošiny. Usadili sa v malej hĺbke v priestore lagúny na karbonátovej plošine. Ich šošovkovité vystupovanie (obr. 14B) nemusí mať tektonický pôvod, ako sa zvyčajne konštatuje, ale ich rozšírenie a hrúbka pravdepodobne odráža morfológiu po-

vrchu karbonátovej platformy. Veľkú hrúbku dosahuje súvrstvie východne od línie Nemce – Liptovská Osada v najzápadnejšej časti priestoru bielovážskeho bazénu. Hrúbka rapidne rastie na viac ako 100 m. Sedimentácia lunzských vrstiev je podľa Andrusova (1959, s. 64) výrazným prejavom labínskej fázy.

Lunzské vrstvy hronika pod označením šipkovské slie ne poznal z okolia Šturca už Stur (1868).

Skupina hlavného dolomitu

Po štrukturalizácii hronika sa *hlavné dolomity* zachovali často len ako malé a tenké telesá pod presunovými líniami (necpalský príkrov, kryha Drieňka). Trochu rozsiahlejší erózný zvyšok sa nachádza v priestore medzi horným tokom Hlbokého a Čierneho potoka (príkrov Malého Šturca). Pomerne rozsiahle teleso je zachované na Veľkom Šturci (príkrov Veľkého Šturca).

Sú to zväčša sivé mikrokryštalické tenkovrstvovité dolomity s rovnými vrstvomými plochami, ktoré sú v okolí Horného Harmanca sterilné na organické zvyšky. Inde (Veľký Šturec) sú v nich bohato zastúpené loferity, ojedinele sa zistili loferitové cykly aj s megalodontmi (Havrila, 2004). Zastupuje ich teda lagunárna fácia. V priestore príkrovu Veľkého Šturca Bujnovský (in Polák et al., 1997; in Bujnovský a Kochanová, 1973a, b) na Veľkom Šturci a v okolí Liptovských Revúc a Liptovskej Osady odlišil okrem lagunárnej fácie aj rifovú fáciu hlavného dolomitu. Rifová fácia by mala byť zastúpená vo východnej časti tektonickej trosky Veľkého Šturca, odkiaľ sa smerom k Liptovským Revúcam ťahá k Liptovskej Osade. Veľká časť tejto fácie bola novšie stotožnená s wettersteinskou faciou (Havrila, 2004; Bezák et al, 2008).

Fauna (megalodony spracovaná Kochanovou) v hlavnom dolomite sa zistila z lokality medzi Veterným vrchom a sedlom Veľkého Šturca a z kóty Suchariny a tiež z lokality sz. od sedla Veľkého Šturca. Získalo sa aj pomerne bohaté spoločenstvo foraminifer (spracovala Jendrejáková). Z ďalších skupín organizmov sa z rifovej fácie z okolia Liptovskej Osady a Liptovských Revúc sa zistili zvyšky koralov, hubiek, hydrozoí a echinoidei.

Podľa Havrila (1997, obr. 4 Kováča a Havrila, 1998, obr. 2) vývoj triasu hronika možno rozdeliť na tri obdobia (obr. 1): 1. obdobie vývoja spodnej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny s vrstvomým sledom: dolomitové brekcie, gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a steinalmské vápence; 2. obdobie vývoja sústavy karbonátových plošín a paniev so sledom: a) v priestore karbonátovej plošiny: steinalmské vápence a svetlé krinoidové gaderské vápence, na okrajoch plošiny wettersteinské rifové vápence ohraničujúce plochu wettersteinských lagunárnych dolomitov, wettersteinské lagunárne dolomity a lunzské vrstvy; b) v priestore rozloženia panvových facií: zámotské súvrstvie, schreyeralmsko-reiflinské súvrstvie, partnašské súvrstvie, raminské súvrstvie, wettersteinské rifové vápence a brekcie rifovej haldy, wettersteinské dolomity, lunzské vrstvy; 3. obdobie vývoja vrchnej jednotnej karbonátovej plošiny so sledom tvoreným hlavnými dolomitmi.

Vývoj v prvom a treťom období je teda pre všetky faciálne oblasti hronika viac-menej jednotný. Pri zaradení sekvencie k faciálnej oblasti je rozhodujúci vývoj v druhom období.

Na študovanom území smerom od západu na východ možno na základe troch zistených typov sekvencií, zisteného rozloženia facií a ich aspoň sčasti zistených stratigrafických rozpätí pristúpiť k paleogeografickej rekonštrukcii sedimentačného priestoru hronika, resp. štureckého príkrovu v zmysle Bystrického (1973). V období po rozpade spodnej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny (na základe nástupu pelagickej sedimentácie na viacerých miestach – v regionálnom rozmere vieme, že rozpad nastal vo vrchnom pelsóne) môžeme rozlíšiť tri priestory (faciálne oblasti líšiace sa vývojom sedimentácie) vymedzené zlomami (obr. 14B):

1. západne od línie (zlomu) Horný Harmanec – Hubová sa rozprestiera oblasť, kde v celom druhom období vývoja hronika prebiehala sedimentácia na karbonátovej plošine. Je to *faciálna oblasť karbonátovej platformy*, t. j. *bebravská faciálna oblasť*, v minulosti stotožňovaná s *čierňovážskou faciálnou oblasťou*;
2. východne od línie (zlomu) Sásová – Liptovská Osada – Ludrová sa rozprestiera oblasť, kde v celom druhom období vývoja hronika prebiehala bazénová/pelagická sedimentácia. Je to *bazénová faciálna oblasť – bielovážska faciálna oblasť*;
3. medzi nimi, t. j. medzi Horným Harmancom a Nemcami sa rozprestiera *prechodná, resp. zmiešaná faciálna oblasť*, nazvaná *šturecká faciálna oblasť*⁶⁷. Je to priestor, v ktorom počas druhého obdobia vývoja hronika najprv prebiehal aspoň sčasti spoločný vývoj s bielovážskou faciálnou oblasťou. V dôsledku jeho poklesávania nekompenzovaného sedimentáciou začala prebiehať pelagická sedimentácia, neskôr sa vývoj „zvrátil“ – skončilo sa prehlbovanie. Začal tu prebiehať vývoj spoločný s karbonátovou plošinou, teda plytkovodná sedimentácia karbonátovej plošiny. Tým sa celá kryha, čiže sedimentačná oblasť štureckého príkrovu, pričlenila ku karbonátovej plošine rozprestierajúcej sa na západe. Táto oblasť sa tu chápe lokálne (nie sensu Andrusov et al., 1973). Počas ?julu poklesol okraj tejto oblasti tvorený wettersteinskými rífmami a bol prekrytý sedimentmi lunzských vrstiev.

V súčasnosti sa predpokladá, že faciálne oblasti boli individualizované vďaka uplatneniu zlomovej tektoniky zhruba severo-južného smeru (v súčasných súradniciach) po rozpade spodnej jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny v druhom období vývoja (resp. na jeho začiatku) v zmysle uvedenej postupnosti. Odlišný faciálny vývoj sa teda viaže na kryhy vymedzené synsedimentárnymi zlomami a je odrazom aktivít (a ich rýchlosti) na týchto zlomoch v daných časových úsekoch.

Na strednú z týchto krýh – štureckú, t. j. kryhu vymedzenú zlomami približného priebehu Horný Harmanec – Hubová na západe a Sásová – Liptovská Osada – Ludrová na východe, sa vďaka miernej pelagizácii viaže sedimentácia schreyeralmských vápencov, resp. reiflinsko-schreyeralmských vápencov. Mello a Polák (in Mello et al., 1975) a Mello a Polák (1978) priestor sedimentácie uvedených pelagických facií charakterizovali takto: „*Markantným zjavom južnej časti chočsko-„gemeridnej“ zóny je pritom-*

⁶⁷Bujnovský in Bujnovský et al. (1995) prezentoval úvahu, sformulovanú na základe mapovania Veľkého a Malého Šturca, že v štureckom príkrove dochádza k laterálnym prechodom reiflinských vápencov do wettersteinských vápencov bielovážskej sekvencie a tých do wettersteinských dolomitov, ktoré pripomínajú ?bebravskú sekvenciu. Obe sekvencie podľa neho nie je možné na mape kartograficky oddeliť.

nosť kanálov („trógov“) s pelagickou sedimentáciou (schreyeralmské a reiflinské vápence)... sa začali vytvárať (z dosiaľ nie celkom objasnených príčin) v illyre... ešte nepoznáme detailný priebeh týchto kanálov... s dnešným priebehom SZ-JV smeru...“.

Dnešná predstava o rozsahu a tektonickej pozícii štu-reckého príkrovu, ako aj v súčasnosti známy jeho litofaciálny obsah už nezodpovedajú pôvodným predstavám Bystrického (1973) a Andrusova et al. (1973).

Západný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny s mojtínskou faciálnou oblasťou

Pomerne veľkú tektonickú trosku hronika rozprestierajúcu sa medzi Homôľkou, Mojtínom, Trstím, Riedkou, Priedhorím a Zliechovom v zmysle prác Havrila (in Polák et al., 1997; in Plašienka et al., 1997; in Kováč a Havrila, 1998) tvoria tieto príkrovové telesá, vymenované podľa ich pozície v príkrovovej stavbe smerom odspodu hore: príkrov Homôľky, príkrov Ostrej Malenice a strážovská kryha – časť považského príkrovu (bývalý strážovský príkrov)⁶⁸.

Z toho vyplýva, že bývalý strážovský príkrov, na rozdiel od predchádzajúcich prác, sa tu v zmysle predtým citovaných prác chápe ako súčasť hronika. V prospech takejto pozície bývalého strážovského príkrovu hovorí aj poznatok, ktorý sformuloval Maheľ (1979c, s. 107; 1985, s. 158): „... chočský príkrov je redukovaný v celom rade priestorov, kde sa objavuje strážovský príkrov. Aj pri odčleňovaní strážovského príkrovu ako samostatnej jednotky vyššieho radu sme si uvedomili, že obsahová aj štruktúrna spätosť chočského príkrovu so strážovským je oveľa väčšia než...“. Rovnaká pozícia bývalého strážovského príkrovu vyplýva aj z formulácie Krivého (in Ďurovič a Krivý, 1980, s. 50): „Vo vzťahu tektonických jednotiek je potrebné poukázať na inverzné vzťahy facií t.j. že v nadloží plynkovodnej série chočskej jednotky vystupujú paňvové faciie strážovskej jednotky, kým v nadloží paňvových facií bielovážskej série chočskej jednotky vystupujú faciie plynkovodných plošín a bioheriem strážovského príkrovu.“

Kvôli objasneniu treba poznamenať, že príkrovové teleso, ktoré sa tu nazýva príkrov Homôľky, Maheľ (1971; 1985, obr. 65) na základe vystupovania reiflinských vápencov a hrubých lunzských vrstiev sčasti zaradil k bielovážskej „jednotke“⁶⁹ a na základe veľkých plôch dolomi-

tu⁷⁰ (zjavne bol použitý plošný, nie priestorový pohľad) sčasti k čiernovážskej „jednotke“ chočského príkrovu⁷¹. Treba však poznamenať, že aj podľa geologickej mapy Strážovských vrchov (Maheľ et al., 1982) je zrejmé, že tento priestor, ktorý Maheľ (in Maheľ et al., 1982) zaradil k chočskému príkrovu, patrí celý k jeho bielovážskej jednotke, a teda čiernovážska jednotka tu nevystupuje. Teleso príkrovu Ostrej Malenice Maheľ (1985, obr. 65) zaradil buď k čiernovážskej jednotke (Maheľ, 1985, obr. 65), alebo k bebravskej jednotke (Maheľ, 1985, s. 157) chočského príkrovu. K chočskému príkrovu ho Maheľ zaradil aj v práci Maheľ a Malkovský (1984). Príkrovové teleso, ktoré sa tu nazýva strážovská kryha/časť považského príkrovu, nieslo v prácach Maheľa (1973; in Maheľ et al., 1974; 1982; in Maheľ a Malkovský, 1984; 1985) názov strážovský príkrov. Chápal ho však (na rozdiel od svojich starších prác⁷², kde ho chápal ako súčasť chočského príkrovu) ako samostatnú jednotku vyššieho radu, resp. ako súčasť spišského príkrovu.

„Nové“ názvy tektonických telies boli zavedené vzhľadom na spomenuté, ako aj mnohé ďalšie nedôslednosti Maheľa, pre ktoré je často zložitá až nemožná pochopiť, či má na mysli laterálne faciálne zmeny v rámci jedného tektonického telesa, alebo či hovorí o viacerých tektonických telesách. Nové názvy boli zavedené aj preto, lebo v prácach Havrila (l. c.) sa preukázalo, že v hroniku je viac plynkovodných a hlbokovodných priestorov, ako sa dovtedy predpokladalo (teda nielen bielovážsky a čiernovážsky). Termíny bielovážsky a čiernovážsky (používané raz vo faciálnom, inokedy v tektonickom význame) použité v Nízkych Tatrách pre plynkovodný a hlbokovodný vývoj chočského príkrovu možno naďalej používať aj v Strážovských vrchoch (a teda aj v celom hroniku) nanajvýš vo faciálnom význame ako názvy faciálnych oblastí. Rozhodne ich nie je možné používať v tektonickom význame, keďže to nie sú totožné telesá (hoci majú rovnaký litolo-

⁶⁸Treba poznamenať, že v Strážovských vrchoch poznáme ešte iné tektonické teleso hronika – rozprestierajúce sa medzi Zliechovom a Fačkovom. Je to teleso, ktorého súčasťou je i kóta Strážov, podľa ktorej bol strážovský príkrov pomenovaný. Správne by však názov strážovský príkrov mal patriť telesu, ktorého súčasťou je kóta Strážov. Za strážovský príkrov sa však dnes považuje teleso rozprestierajúce sa medzi Mojtínom a Fačkovom, t. j. teleso ležiace v nadloží telesa, ktorého súčasťou je kóta Strážov. Svedčí o tom presunová línia znázornená na mape Maheľa (1985), oddeľujúca v úseku Hrubá Kačka – Sádocký vrch spomenuté dve telesá hronika. Havrila in Kováč a Havrila (1998, obr. 3) prezentoval strážovský príkrov ako súčasť veľkého havranicko-jablonicko-vedzovsko-strážovského príkrovu (tento zložený názov mal názorne odzrkadľovať obsah a rozsah príkrovu), ktorý pre ťažkopádnosť názvu neskôr premenoval na považský príkrov (Havrila in Havrila a Boorová, 2002, obr. A.9, s. 36; Havrila in Gawlick et al., 2002). Preto používanie termínu strážovský príkrov v budúcnosti nie je vhodné.

⁶⁹Termín jednotka uvedený autor používal v rôznych významoch (faciálnom, tektonickom) a nie vždy je možné z kontextu pochopiť, v akom význame bol práve použitý.

⁷⁰Hlavného dolomitu, teda normálneho nadložia reiflinských vápencov a lunzských vrstiev, s ktorými dolomity tvoria jednu sekvenciu bielovážskeho typu (z toho vyplýva, že čiernovážska sekvencia tu nie je zastúpená, navyše, používanie termínu v Strážovských vrchoch by bolo nevhodné z rovnakých dôvodov ako používanie termínu bielovážska sekvencia), ktorá sa tu nazýva dobrovodská sekvencia. Tento nový názov bol použitý preto, lebo sekvencia pochádza z bazénu Dobrej Vody (nie z bielovážskeho bazénu) a je obsahom samostatného tektonického telesa, ktoré nie je totožné s bielovážskym príkrovom. V súvislosti s uvedeným konštatovaním, že čiernovážska sekvencia v Strážovských vrchoch nejstuje a že je totožná s bielovážskou sekvenciou, a tiež v súvislosti so začlenením strážovského príkrovu do príkrovového systému hronika treba upozorniť na to, že aj kritika Maheľových názorov Bystrickým (1982, s. 83) stráca oprávnenie. Bystrický (l. c.) napríklad považoval za nemožné Maheľovo (1979, s. 27) tvrdenie, aby „... bebravská skupina t.j. najvyšší dielčí príkrov chočského príkrovu laterálne prechádzala do čiernovážskej skupiny t.j. do najspodnejšieho dielčieho príkrovu chočského príkrovu“. Po uvedenom stotožnení čiernovážskej skupiny s bielovážskou skupinou táto skupina už nie je najspodnejším čiastkovým príkrovom chočského príkrovu, a preto už môže laterálne prechádzať do bebravskej skupiny, teda najvyššieho čiastkového príkrovu chočského príkrovu. Treba ešte poznamenať, že toto chybné chápanie série chočského príkrovu sa objavuje v mnohých prácach Maheľa (napríklad 1974) a do svojich prác ho prevzali mnohí autori a v tomto duchu ho aj publikovali. Preto je potrebné každú citáciu ohľadom zaradenia vrstvového sledu ku konkrétnej sérii chočského príkrovu v Strážovských vrchoch zvažovať opatrne.

⁷¹Príkrov Homôľky (Rohatej skaly) k čiernovážskej jednotke zaradil aj Krivý (1975, príl. 1).

⁷²napríklad Maheľ (1959, s. 63; in Maheľ et al., 1962, s. 109; 1964; in Maheľ et al., 1967, s. 65, 153, 166; 1970, s. 22)

gický obsah). Navyše, pochádzajú z celkom inej časti (iného bazénu či inej platformy) hronika.

S výnimkou príkrovu Homôľky sú vo všetkých príkrovoch hronika Strážovských vrchov zastúpené (na skúmanom území) len vzájomne sa líšiace sekvencie hornín triasu⁷³. Príkrov Homôľky okrem toho obsahuje aj sekvenciu hornín rétu až spodnej kriedy⁷⁴, nazývanú (spolu s dolomitmi) sekvencia Rohatej skaly.

Príkrov Homôľky

Spodné príkrovové teleso spomenutej príkrovovej trosky hronika charakterizujú pelagické fácie stredného až vrchného triasu, distálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia, trachycerasové vrstvy⁷⁵, oponické vápence a veľká hrúbka lunszkých vrstiev a hlavného dolomitu. Je to teda v strednom až vrchnom triase (do spodnej časti tuvalu) bazénová (dobrovodská) sekvencia.

Pozornosť si v tomto príkrove zaslúhuje pomerne bohaté zastúpenie súvrstvia rétu až spodnej kriedy, ktoré sa zaraďujú do sekvencie Rohatej skaly (Andrusov, 1932), pretože mladšie súvrstvia než triasové sú v hroniku známe iba sporadicky.

Príkrov (ležiaci v nadloží tektonických telies veporika/fatrika a v podloží vyšších tektonických telies hronika, t. j. príkrovu Ostrej Malenice a strážovskej kryhy – časti považského príkrovu) v skúmanej oblasti vystupuje v masive Rohatej skaly a v južnom okolí Mojtiina. Odtiaľ sa smerom na juh tiahne na hrebeň tvorený kótami (od západu) Stupičie, Pancier a Gábrišské vrchy a odtiaľ sa cez Podhradskú dolinu tiahne až po Homôľku. Jeho východné ohraničenie je dané líniou Horná Stredná, Dolná Stredná, Košecké Rovné a Javorina. Odtiaľ cez Hluchú dolinu (údolie Mojtiinskeho potoka) ho možno cez sedlo Červiková sledovať do údolia Bieleho (Strážovského) potoka.

Spoznanie triasovej časti vrstvomého sledu príkrovu Homôľky, t. j. bielovážskej série chočského príkrovu Strážovských vrchov (Maheľ in Maheľ et al., 1967), resp. bielovážskej jednotky (Maheľ, 1970) bolo oveľa priamočiarejšie a rýchlejšie ako spoznanie vrstvomého sledu strážovského príkrovu. Pomerne presne bol jeho vrstvomý sled načrtnutý v mnohých prácach Maheľa (in Maheľ et al., 1967, s. 152 – 153; 1970, s. 22; 1971). Pre litostratigrafické jednotky jeho sledu sa pomerne skoro začalo uplatňovať názvoslovie zaužívané v Severných Vápencových Alpách a pomerne dobre boli tieto jednotky aj stratigraficky definované.

⁷³ Sekvencie príkrovových telies hronika Strážovských vrchov sa líšia len v časovom období od vrchného pelsónu po skončenie sedimentácie lunszkých vrstiev, t. j. v časovom období, keď hronikum bolo sústavou karbonátových plošín a paniev (v tomto období sa predpokladá individualizovanie sedimentačných priestorov budúcich príkrovov spôsobené vytvorením krýh pri uplatnení zlomovej tektoniky). Pred týmto obdobím bol v celom priestore hronika jednotný sled, keďže celý priestor tvorila jednotná gutensteinská karbonátová plošina.

⁷⁴ Sekvencia hornín rétu a jury plošne zanedbateľného rozsahu vystupuje aj v príkrove Ostrej Malenice na lokalite Stráne.

⁷⁵ Pre ílovité vápence vystupujúce v tejto pozícii vo vrstvomom slede hronika sa doteraz v Západných Karpatoch použilo viacero termínov (aónové vrstvy, trachycerasové vrstvy, svarínske vrstvy, korytnický vápenc, nepomenované „aónové vrstvy“ od Turíka a iných lokalít). Pomenovanie tejto fácie nateraz nie je vyriešené.

Tektonická príslušnosť tohto sledu má pomerne pestrú históriu. Kulcsár (1916) ho pod termínom *Klippenserie* chápal ako súčasť *bradlového pásma*, Matějka (1927, s. 566; 1932) ako *vrchný subatranský príkrov*, Andrusov (1932) ako *vrchnú digitáciu križňanského príkrovu*, neskôr (1936) ako súčasť *poľudnického*⁷⁶ *príkrovu*, a Maheľ (1946; in Maheľ a Kuthan, 1947) ako súčasť *stredného subatranského (chočského) príkrovu*.

Vrstvomý sled karbonátovej časti príkrovu pozostáva z niekoľkých skupín sedimentov (skupina jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny⁷⁷, dobrovodská skupina, skupina plošiny hlavného dolomitu⁷⁸ a sekvencia Rohatej skaly). Pri paleogeografickej rekonštrukcii hronika je rozhodujúce časové obdobie vývoja dobrovodskej skupiny (v časových úsekoch iných skupín je vyrovnaná sedimentácia v celom priestore hronika, preto nedávajú predpoklady na paleogeografickú rekonštrukciu). Výskum bol preto zameraný na toto obdobie. Ostatné obdobia budú charakterizované len stručne.

Dobrovodská skupina

Dobrovodská skupina (je ekvivalentom bielovážskej sekvencie bazénu Bieleho Váhu) vystupujúca nad gutensteinskou skupinou zahŕňa: panvové karbonátové fácie vrchného pelsónu až kordevolu sedimentujúce po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny, distálnu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia ?vrchného longobardu až kordevolu (proximálnejšiu len v špecifických prípadoch) a siliciklastické súvrstvie lunszkých vrstiev vyššieho julu až spodného tuvalu, ktoré svojou veľkou hrúbkou vyplnili depresiu dobrovodskeho bazénu. Vyššie nasleduje sedimentácia novej jednotnej karbonátovej plošiny – plošiny hlavného dolomitu. Maheľ (1946, s. 32; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1971) celú karbonátovú časť sekvencie zhrnul pod termín *reiflinský vápenc*.

V okolí Homôľky sa tento súbor facií vyskytuje v dvoch samostatných areáloch. Vystupuje na západných a južných svahoch hrebeňa tiahnuceho sa smerom na juh od sedla Blažovec a v priestore medzi horným údolím Nitrice a údolím tiahnucim sa zo sedla Blažovec smerom na juh a potom na juhovýchod približne k samote Senkovci. Tento areál pokračuje na severné svahy horného toku Nitrice, kde sa od juhovýchodu tiahne na severozápad z kóty 752 na kótu 786 (Kociarov) a ďalej na kótu 778 a na kótu 804.

V rámci *súboru panvových karbonátových facií* (najvyššieho pelsónu až kordevolu, prípadne spodného julu) boli pri mapovaní identifikované reiflinské vápence, partnašské súvrstvie a trachycerasové vrstvy. Nezistilo sa zámestské súvrstvie (obr. 14B).

Reiflinské vápence preto tvoria spodnú časť bazénových facií. Vystupujú napríklad na južných svahoch kót 752, 786 (Kociarov), 778 a 804. Sú svetlosivé až hnedosivé, mikrokryštalické, vrstvomité (s hrúbkou vrstiev 3 až 40 cm)

⁷⁶ Tento termín mal nahradiť termíny *stredný subatranský príkrov*, *vrchný subatranský príkrov* a *chočský príkrov*, pretože terminológia začínala byť neprehľadná.

⁷⁷ Ďalej sa bude vrstvomý sled jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny označovať skráteným termínom *gutensteinská skupina*.

⁷⁸ Ďalej sa bude vrstvomý sled plošiny hlavného dolomitu označovať skráteným názvom *skupina hlavného dolomitu*.

Vrstvové plochy sú v prevažnej miere zvlnené. Charakteristickým znakom sú rohovce tmavosivej až čierosivej farby (hľuzy až doskovité rohovce). V okolí Homôľky sa reiflinské vápence vyznačujú extrémnym množstvom hľúz rohovcov. Faunu uvádza iba Maheľ (1971, s. 27) z lokality Homôľka, a to foraminifery *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN a *Colamilla* sp. V súvislosti s reiflinskými vápencami Maheľ (1971, s. 25) konštatoval: „... do nadložia pozvoľne prechádzajú (rozumej gutensteinské vápence) do reiflinských vápencov“. Keďže mal problémy s odčlenením oboch facií, tvrdil, že sú späté do jednotného komplexu a že miestami sa laterálne zastupujú. Laterálne zastupovanie tmavosivých vápencov (gutensteinský typ) a reiflinských vápencov uvádzal už Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 111; in Maheľ et al., 1967, s. 153), ale aj Krivý (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 13). Z pohľadu súčasných znalostí sa gutensteinské vápence vyvíjali v období trvania jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny, no reiflinské vápence až po jej rozpade. K reiflinským vápencom zaradil Maheľ (1982) aj vápence vystupujúce v nadloží lunzských vrstiev v Kopeckej doline, ktoré najpravdepodobnejšie možno stotožniť s opionickými vápencami.

Vyššiu časť bazénovej výplne tvorí *partnašské súvrstvie*, ktoré je pomerne dobre odkryté na hrebeni severne od sedla Blažovec a v záreze lesnej cesty na jv. svahoch kóty 786 (Kociarov). Jeho základnými členmi sú vápence a vápnité ílovce (bridlice). Vápence sú oproti reiflinským vápencom nápadne ílovitejšie. Často sú dolomitizované. Výrazne odlišným znakom sú aj početné vrstvy žltosivých (po zvetraní) vápnitých ílovcov. Smerom do nadložia hrubnú a dosahujú maximálnu hrúbku 2 – 3 m (ílovito-slienité polohy z najvrchnejšej časti reiflinských vápencov z okolia Homôľky opisuje už Krivý, 1969). Na tomto území sa zistili aj typické partnašské mixtity, t. j. vrstvovité horniny vzniknuté sklzom ešte nelitifikovaných slieňovcov. Litifikovanejšie vápence, ktoré v nich pôvodne vytvárali vrstvy, resp. laminy, sa pri sklze rozpadli na „plasty-klasty“. Klasy mikrokryštalických vápencov sú svetlo- až tmavosivej farby, základná slienitá hmota je žltosivej farby.

Mock (1971) zo zárezu cesty vedúcej z Homôľky do lľavy (južne od kóty Homôľka) z vrstiev (hrubých do 25 cm) slienitých tmavosivých, slabo hľuznatých a škvrnitých vápencov ležiacich uprostred tmavých až čiernych slienitých bridlíc, ktoré považoval za „lunzské vrstvy“ (v skutočnosti tu ide o vrstvy partnašských vápencov uprostred partnašských bridlíc), získal nasledujúcu konodontovú asociáciu: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE) a *Hindeodella* sp. Zaradil ju do ladinu. Mock (l. c.) na základe ústneho oznámenia Maheľa zverejnil, že v „lunzských vrstvách“ (pravdepodobne znovu ide o partnašské sliene) Strážovských vrchov sa našla aj *Daonella lomelli* WISSMAN, určujúca skamenenina pre longobard.

Najvyššiu časť panvového súboru facií tvoria *trachycerasové vrstvy*, ktoré niektorí autori (Krivý in Ďurovič a Krivý et al., 1980) označili ako aónske vrstvy⁷⁹. Zistili sa

v záreze lesnej cesty na východnom svahu kóty 786 (Kociarov). Sú to tmavosivé až čierosivé bituminózne, silno ílovité vrstvovité vápence bez textúrnych znakov alebo s paralelnou lamináciou. Makroskopicky sú podobné základnej mase korytnických vápencov (úplne však chýba biodetrit).

V rámci *karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia* (najvyššieho longobardu až kordevolu) boli identifikované raminské, a najmä göstlinské vápence, teda prechodný (spojovací) článok medzi súvrstviami karbonátovej platformy a panvovými súvrstviami. Vystupujú vo vrchnej časti panvovej sekvencie. Na záujmovom území majú zanedbateľnú hrúbku.

Raminské vápence zistené na severnom hrebeni kóty 752 sú proximálnym členom tohto radu. Sú béžovej, svetlo- až tmavosivej farby, výrazne vrstvovité, pričom hrubozrnnosť a hrúbka vrstiev týchto vápencov sa pohybuje v závislosti od vzdialenosti od zdroja organodetritu a klasického karbonátového materiálu vôbec. V okolí Homôľky sú to len malé, čo je však pozoruhodné, prevažne hrubozrnné a hrubovrstvovité telesá (obr. 14B).

Göstlinské vápence, zistené napríklad na východnom svahu kóty 786 (Kociarov), možno dobre odlišiť najmä v okolí lokality Blažovec, kde tvoria južné svahy hrebeňa s kótami 775 a 767. Vystupujú aj na hrebeni západne až juhozápadne od samoty Senkovci. Na mapovanom území majú zanedbateľnú hrúbku. Sú distálnym členom spomenutého turbiditného súvrstvia. Göstlinské vápence vystupujú v okolí Homôľky majú litologicky veľmi podobný, ba až zhodný vývoj s vápencami typovej lokality. Sú to tmavosivé až čierosivé bituminózne, dobre vrstvovité laminované vápence s gradačnou textúrou paralelných lamín, pozorovateľnou najmä mikroskopicky, s charakteristickými drobnými hľuzami, najmä však laminovanými tenkými plochými čiernymi rohovcami.

Lunzská skupina

Lunzské vrstvy (vyššieho julu až spodnejšieho tuvalu) vystupujú v okolí Homôľky (v súvislom pruhu medzi sedlom Blažovec, bezmenným sedlom 300 m východne od kóty 865 a samotou Senkovci a tiež v údolí prítoku Nitrice prameniaceho 400 m sz. od samoty Senkovci) a v okolí osady Kopec. Vystupujú v nadloží súboru panvových facií, kopírujú – sledujú – ich vystupovanie v teréne a potom pokračujú v podloží hlavného dolomitu smerom na východ po južných svahoch hrebeňa Trstenice a Hubej Zliezajne. Spod hlavného dolomitu sa vynarajú ešte severne od tohto hrebeňa v hornej časti Kopeckej doliny.

Majú flyšový charakter. Tvoria ich striedajúce sa tmavosivohnedé až čierosivé nevápnité ílovce a pieskovce. V severovýchodnom okolí Homôľky sa vyznačujú mohutným pieskovcovým vývojom. Sivozelené, do hrdzava vetrajúce jemno- až hrubozrnné siliciclastické pieskovce sú nekarbonátové. Kaolinizované žilce im dodávajú svetlejší odtieň. Patria k arkózam až subarkózam. Vrstvy pieskovcov sú negradačné, v hornej časti s paralelnou lamináciou. Z lunzských vrstiev sú v Strážovských vrchoch z lokalít Šípkov a Uhrovské Podhradie známe (Stur, 1860; Andru-

⁷⁹Aj podľa Maheľa (1948, s. 25; 1980, s. 61) v podloží lunzských vrstiev (v okolí Šípkova) je v Strážovských vrchoch súvrstvie bridličnatých

čiernych vápencov, resp. slienitých bridlíc (aónske vrstvy) s *Halobia rugosa* GÜMBEL a *Trachyceras* (*Trachyceras*) *aonides* (MOJISOVICS).

sov, 1950, 1959; Maheľ in Maheľ et al., 1967) aj tenké sloje uhliá. V ich podloží sa našli ílovité bridlice so zvyškami *Equisetites arenaceus* (JÄG.) (l. c.).

Kochanová (1967, s. 10 – 11; 1968, s. 4 – 5; 1971, s. 28, lokalita 5 v km štvorci 01 – 16, lokalita 6 v km štvorci 02 – 17) zo slienitých bridlic lunzských vrstiev z lokality južne od kóty 425,9 na juh od Šípkova, resp. asi 300 m jv. od kóty 425,9 na východ od Šípkova uvádza nasledujúce spoločenské makrofauny preukazujúce karn: *Halobia rugosa* GÜMBEL, *Cardita* cf. *guembeli* PICHLER a *Sisenna turbinata* (HOERN.). Druh *Cardita* cf. *guembeli* PICHLER sa vyskytuje aj (Kochanová, 1968, s. 4 – 5) v sivých vápencoch vystupujúcich v lunzských vrstvách na lokalite asi 500 m jz. od kóty 476,5 sv. od Šípkova, resp. asi 300 m západne od kóty 351,0 sv. od Šípkova. Pevný (1968, s. 3 – 4; 1971, s. 14) z polôh vápencov vystupujúcich v lunzských vrstvách určil *Spiriferina gregaria* SUESS (z lokality 11 z dažďovej ryhy v záreze poľnej cesty medzi Šípkovom a Čiernou Lehotou asi 500 m jz. od kóty 476,5 sv. od Šípkova) a *Cruratula damesi* (BITTNER) (z lokality 10 zo zárezu poľnej cesty na hrebene pri Šípkove asi 300 m jv. od kóty 425,9 na východ od Šípkova). Maheľ (1985, s. 92) tvrdí, že Salaj (1968) z vložky kalkarenitov z lokality Šípkov určil nasledujúce karnské spoločenstvo foraminifer: *Lamelliconus ventroplanus* (OBERHAUSER), *Agathammina austroalpina* (KRISTAN-TOLLMANN et TOLLMANN), *Endothyra kueperi* OBERHAUSER, *Agathamminoides spiroloculiformis* ORAVECNÉ-SCHEFFER a *Ladinosphaera geometrica* OBERHAUSER. Toto spoločenstvo uvádzajú aj Salaj et al. (1983, s. 191).

Keďže uvedená fauna karnu (foraminifery, lastúrniky, ramenonožce a množstvo rôzneho biodetritu) sa vyskytuje vo vrstvách kalkarenitov vystupujúcich v lunzských vrstvách bazénu Dobrej Vody, predpokladá sa, že do bazénu bola „splachovaná“ z okraja mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy. Kalkarenity sa vyskytujú nielen na báze lunzských vrstiev, ale aj v ich vyšších častiach. Vzhľadom na vek lunzských vrstiev možno preto tvrdiť, že existencia karbonátových platforiem v hroniku pretrvávala aj počas julu. Zároveň podľa spektra fauny možno sčasti rekonštruovať charakter okraja karbonátovej plošiny, ktorý aj v čase pokročilej sedimentácie lunzských vrstiev ešte nebol nimi prekrytý. Uvedené údaje potvrdzujú predstavu postupného zaplňovania bazénov hronika lunzskými vrstvami a až následného rozšírenia ich sedimentačného priestoru aj do oblastí karbonátových plošín (do ich lagunárnych priestorov).

Vzhľadom na výskyt tenkých slojov uhliá v lunzských vrstvách, ako aj vzhľadom na plytkovodné sedimenty vystupujúce v ich nadloží treba pristúpiť aj k prehodnoteniu hĺbky bazénov hronika, v ktorých sedimentovali. Predstava (Marschalko a Pulec, 1967) o ich hlbokovodnom usadení v celom priestore hronika je neudržateľná.

Lunzské vrstvy Stur (1860) pôvodne pomenoval ako šípkovské vrstvy. Už Matějka (1932) vedel, že v triasových dolomitoch medzi Porubskou a Podhradskou dolinou (teda v okolí Homôľky) vyššieho subatranského príkrovu (dnešného príkrovu Homôľky) sú vyvinuté vrchnotriasové lunzské vrstvy. Kartograficky ich zobrazil Maheľ (in Maheľ a Kuthan, 1947).

Skupina hlavného dolomitu

Táto skupina zahŕňa plytkovodné karbonátové sedimenty – oponické vápence a hlavné dolomity. Hlavné dolomity z historického hľadiska sú súčasťou sekvencie Rohatej skaly (Andrusov, 1932), ktorá sa litostratigrafickým obsahom kryje s termínom *Klippenserie* (Kulcsár, 1916). Tá bola vyčlenená len v zmysle regionálneho vrstvého sledu.

Všimneme si len fáciu hlavného dolomitu. Podľa Maheľa (1946, s. 32 – 33; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1948, s. 26; 1962, s. 113; in Maheľ et al., 1967, s. 152; 1971, s. 30; 1980, s. 59) v spodnej časti súvrstvia dolomity (napríklad pri Košeckom Rovnom) obsahujú niekoľko dm (10 až 50 cm) hrubé polohy pestrých sivozelených a červených ílovcov pripomínajúcich fáciu karpatského keuperu. Považoval ich za ekvivalent keuperu križňanského príkrovu. V ich bezprostrednom podloží sú podľa neho lunzské vrstvy. Aj podľa Matějku (1932) pred koncom Porubskej doliny a pri úpätí ľavého údolného svahu v Podhradskej doliny pred Košeckým Podhradím (ale aj v širšom okolí, napríklad pri úpätí severného svahu Kozieho vrchu pri Trenčíne) sa medzi dolomitovými lavicami objavujú preplástky zelených a červených ílovitých bridlic. Táto okolnosť by podľa neho mohla svedčiť o prítomnosti vrchnotriasových dolomitov vo vyššom subatranskom príkrove. V ňom by bol vrchný pestrý trias naznačený práve len slabými vložkami pestrých bridlic.⁸⁰

Sekvencia Rohatej skaly⁸¹

Vyššiu časť sekvencie príkrovu Homôľky tvoria litostratigrafické jednotky sekvencie Rohatej skaly. Maheľ (1985, s. 94) sekvenciu považoval za mladšie členy čiernovážskej série a paradoxne tvrdil, že v bielovážskej sérii mladšie členy chýbajú.

Príkrov Ostrej Malenice

Stredné príkrovové teleso spomenutej príkrovovej trosky hronika charakterizujú pelagické súvrstvia vrchného pelsónu až vrchného longobardu a proximálna časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia vrchného longobardu až kordevolu (t. j. *dobrovodská skupina*, podobne ako príkrov Homôľky). Smerom do nadložia prechádzajú bez prítomnosti lunzských vrstiev (na rozdiel od príkrovu Homôľky) do plytkovodných súvrství karbonátovej platformy (t. j. do *bebravskej skupiny*⁸²).

⁸⁰Tieto polohy červených a zelených bridlic zo Strážovských vrchov uvádza aj Andrusov (1936, s. 13). Maheľ (1961a, s. 25; 1961b, s. 7; in Maheľ et al., 1967, s. 251; 1974, s. 125; 1979, s. 20) ich výskyt neoprávnene spája s čiernovážskou podjednotkou. Vyskytujú sa aj v regionálnom rozsahu. Zistili sa v okolí Brusna na Horehroni (Maheľ, 1956; Andrusov, 1959, s. 69), vo Vysokých Tatrách (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 251; 1979, s. 39) a tiež v Branisku (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 328; 1979, s. 39). V súčasnosti sa v širšom okolí Banskej Bystrice potvrdilo (Polák in Polák et al., 2002), že vložky pestrých ílovcov v hlavnom dolomite majú v hroniku širšie regionálne rozšírenie. Boli pomenované ako mičinské súvrstvie (Polák et al., 2003).

⁸¹Názov tejto sekvencie má len historický význam. Sekvencia nebola vyčlenená s ohľadom na príslušnosť ku kategórii paleoprostredia, nemožno ju považovať za skupinu sedimentov rovnocenného významu s ostatnými skupinami sedimentov vyčlenenými v tejto práci.

⁸²Maheľ (in Maheľ a Konečný, 1980, príl. 2. Tektonika – in *Atlas Slovenskej socialistickej republiky*, s. 20) na tektonickej mape v choč-

Príkrov v študovanom území vystupuje medzi Priedhorím, Riedkou, Ostrou Malenicou, Rohatínom, Suchým vrchom, Gáabriškými vrchmi, Sokolím a Bielym (Strážovským) potokom. Zhora je ohraničený transgresívnou plochou sedimentov súľovskej skupiny vystupujúcich v okolí Mojtitína a Svinských chlievov a severne od spojnice Riedka – Priedhorie.

Tektonická príslušnosť spomenutého vrstvomého sledu nebola jednoznačne interpretovaná. Kulcsár (1918, s. 203) ho zaradil k príkrovu triasového vápenca a dolomitu, Andrusov (1932) k najvyššiemu subtatranskému (mojtitínsko-strážovskému) príkrovu, neskôr (1936, s. 18) k nižšej šupine (malenickej) ?strážovského príkrovu, neskôr (1942⁸³, 1951) k príkrovu chočskému, Koutek a Svoboda (1938) k strážovskému príkrovu⁸⁴, Maheľ (1946⁸⁵; 1948, s. 28; in Maheľ et al., 1962; in Maheľ et al., 1964; in Maheľ et al., 1967, s. 157, obr. 21 a s. 168, obr. 28; 1979c, s. 109, obr. 3; 1982; in Maheľ a Malkovský, 1984; 1985, s. 115, obr. 74, s. 150, obr. 68 a s. 174, obr. 86; 1986, s. 149, obr. 65, s. 272, obr. 98a) k príkrovu chočskému, Krivý (1971) k príkrovu chočskému, Krivý (1975, príl. 1) sčasti k strážovskej a sčasti k čiernovážskej jednotke, Hanáček (in Began et al., 1963; 1974a, s. 3; 1974b, s. 28, 29, 31; 1975; 1976) k strážovskému príkrovu a Havrila a Pevný (1991) rovnako k strážovskému príkrovu.

Vrstvomý sled karbonátovej časti príkrovu (obr. 14B) pozostáva z niekoľkých skupín sedimentov (gutensteinská skupina, dobrovodská skupina, bebravská skupina a skupina hlavného dolomitu). Pre paleogeografickú rekonštrukciu hronika je rozhodujúce časové obdobie vývoja dobrovodskej a bebravskej skupiny. Časové úseky

skom príkrove (do ktorého v tomto prípade nevčlenil strážovský príkrov) vyčlenil okrem iného aj bebravský typ. K bebravskému typu zaradil priestor budovaný havranickým, jablonickým, nedzovským a tematínskym príkrovom, príkrovom Ostrej Malenice a tiež severnú časť Tribeča, oblasť východne od Bánoviec n. Bebravou, oblasť vrásky Tlstej vo Veľkej Fatre, šturecký príkrov a priestor Braniska. Zrejme to mala byť oblasť (paleogeografická provincia) budovaná wettersteinskou fáciou (t. j. wettersteinskými vápencami a dolomitmi), resp. svetlými vápencami a dolomitmi. Prioritné označenie pre tento sled hornín má strážovská séria (Maheľ, 1967, s. 133). Používanie termínu strážovská séria bolo však od začiatku spojené nielen s wettersteinskou fáciou, ale aj so strážovským príkrovom a s jeho typovou lokalitou – kótou Strážov. Podľa súčasných znalostí na kóte Strážov wettersteinská fácia nevystupuje. Rovnako už neplatí, že jediným litologickým reprezentantom strážovského príkrovu je wettersteinský vápenec, resp. wettersteinská fácia. Sled tohto príkrovu má pestrejšie zloženie a obsahuje aj pelagickejšie fácie, teda nielen fácie karbonátovej platformy. Takto pozmenenú strážovskú sériu opísal už Maheľ (1962, s. 138; in Maheľ et al., 1967, s. 153). Nie je preto vhodné naďalej spájať strážovskú sériu len s wettersteinskou fáciou. Spojenie tejto fácie sa zdá vhodnejšie s termínom bebravská séria (sled, sekvencia).⁸³ Andrusov (1942) vychádzal z mapy Koutka et al. (1938, in Koutek et al., 1939). Spravil v nej však podstatnú zmenu – oddelil dolomity (spolu s rétom, jurou a spodnou kriedou) ležiace v podloží wettersteinských vápencov strážovského príkrovu a pričlenil ich k chočskému príkrovu. Túto zmenu (vzhľadom na to, že sa táto mapa stratila) možno konštatovať len na základe slovných vyjadrení autora. Konštatuje (l. c., s. 10), že séria strážovská sa skladá iba z jedného súvrstvia, t. j. z wettersteinských vápencov.

⁸⁴hoci členy vrstvomého sledu ležiace nad dolomitom prirvnali (l. c., s. 7) k sérii Rohatej skaly

⁸⁵Príkrov Homôľky (Rohatej skaly) a príkrov Ostrej Malenice v oblasti Rohatína a Malenice považoval za prevrátené krídlo digitácie jedného tektonické telesa, teda za jeden vrstvomý sled (podobne aj Andrusov, 1951). V prevrátenej pozícii tu v skutočnosti vystupuje len sled príkrovu Homôľky (Rohatej skaly). Sled príkrovu Ostrej Malenice vystupujúci nad ním leží v normálnej pozícii, čo preukázal Hanáček (1974).

iných skupín nedávajú predpoklady na paleogeografickú rekonštrukciu, preto boli skúmané a charakterizované len zbežne.

Gutensteinská skupina

Táto skupina je zachovaná len útržkovite na báze príkrovu. Reprezentujú ju ramsauské (chočské) dolomity a strážovské vápence, t. j. sedimenty pelsónu a staršie sedimenty.

Strážovské vápence (spodného pelsónu) zistené na báze príkrovu pri Mojtitíne a na severných svahoch Ostrej Malenice sa v minulosti považovali za gutensteinské vápence s. l. – annaberské vápence alebo za jednu zo subfácií gaderských vápencov (Polák et al., 1996). Sú hrubodoskovité až hrubolavicovité, s vrstvomými plochami prevažne rovnými, menej s mierne poprehýbanými. Prevažne sú hnedosivej farby, ale aj sivé a pri obsahu ílovej hmoty žltosivé. Ílovitá prímies spôsobuje nenápadnú paralelnú lamináciu. Vápence sú mikrokryštalické. Zriedkavo je prítomný detrit krinoidových článkov. Niekedy sa vyskytujú vrstvy dolomitov. Mikrofaciálne ich možno charakterizovať ako sparity a dolosparity. Z alochémov sú fantómovo zachované ?peloidy, oolity a foraminifery. V nerozpustnom zvyšku sa zistili v spodnej časti súvrstvia len zúbky rýb, v hornej časti články krinoidov, ostne ježoviek, autigénny kremeň, ozúbkované konodonty a z platničkovitých konodontov *Neospathodus kockeli* (TATGE) a úlomky *Gondolella cf. constricta* MOSHER et CLARK.

Dobrovodská skupina

Dobrovodská skupina tu zahŕňa panvové karbonátové fácie vrchného pelsónu až vrchného longobardu, ako aj proximálnejšiu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia ?vrchného longobardu až kordevolu, sedimentujúce po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny.

Litostratigrafická príslušnosť tejto časti vrstvomého sledu, t. j. súboru panvových facií vrchného pelsónu až vrchného longobardu (spolu so strážovskými vápencami, prešla zložitou históriou. V čase, keď ešte nebola podrobne rozčlenená, Koutek a Svoboda (1938, 1939) ju zaradili k wettersteinským vápencom. Andrusov (1942, s. 8) ju zaradil k svetlosivým vápencom, t. j. k prechodnej fácií od typického gutensteinského vápenca k wettersteinskému vápencu aniského veku. Maheľ (1946, s. 51) celý sled zaradil raz ku gutensteinskému vápencu anisu (pričom ale tvrdil, že „je miestami podobný rétu... vzhľadom sa blíži k wettersteinskému vápencu strážovského príkrovu.“), inokedy k rétu (1946, s. 53, 67; 1961; in Maheľ et al., 1967, s. 168, obr. 28; 1969). K rétu ho zaradil aj Andrusov (1951). Hanáček (in Maheľ, 1971, s. 26; 1974) na základe masovo sa vyskytujúceho druhu *Glomospira densa* (PANTIC) spolu s *G. deformata* na severných svahoch Tupej Malenice (výbrus S-986) zaradil celú časť sledu⁸⁶ do stredného anisu (pelsónu až spodného ilýru).

⁸⁶Charakterizoval ho (Hanáček, 1976, s. 126) takto: „Za najspodnejší člen strážovského príkrovu v sv. časti Strážovskej hornatiny považujeme komplex litologicky dosť pestrých vápencov, obsahujúci často polohy sedých dolomitov, ktoré miestami vystupujú i na jeho báze.“

Tento súbor panvových facií (spolu so strážovskými vápencami Hanáček (1976, vysvetlivky ku Schematickej geologickej mape...) v priestore strážovského príkrovu⁸⁷ Strážovských vrchov medzi Mojtínom a Fačkovom súhrnne označil ako „tmavošedé, šedé a pestré, často rohovcové vápence (nerozlíšené) pelsónu až ilýru“⁸⁸. Maheľ (1982) tento súbor facií rozčlenil (nie však na mape) na tmavosivé vápence anisu, sivé vápence s rohovcami a pseudohľuznaté vápence pelsónu až ladinu a rohovcové vápence reiflinského typu ilýru až ladinu. Neskôr (Maheľ, 1983) tento súbor facií rozčlenil (nie však na mape) na tmavosivé vápence anisu (gutensteinský typ), sivé a pestré hľuznaté rohovcové vápence ilýru (niekedy pripomínajúce reiflinský, inokedy schreyeralmský typ) a rohovcové vápence reiflinského typu ilýru až ladinu. Maheľ (1985) tento súbor facií rozdelil a včlenil do dvoch tektonických jednotiek: do chočského príkrovu a strážovského príkrovu. Vrstvový sled prvého z nich (zodpovedajúci v súčasnosti príkrovu Homôľky a príkrovu Ostrej Malenice) pozostáva z tmavosivých gutensteinských vápencov anisu a reiflinských vápencov vrchného anisu až ladinu. Vrstvový sled druhého príkrovu pozostáva z tmavosivých a sivých vápencov spodného až stredného anisu a zo sivých a pestrých hľuznatých a rohovcových vápencov ilýru až fasanu (možno povedať, že aj keď sa postupne začali v strážovskom príkrove Strážovských vrchov používať názvy litostratigrafických jednotiek, ich vzťahy boli nejasné, najmä však ich vymedzenie na mape bolo nejasné, resp. až doteraz nejestvovalo).

Tento sled panvových facií príkrovu Ostrej Malenice Havrila a Pevný (1991) podrobne spracovali na profile Ostrá Malenica a na základe konodontov a holotúrií preukázali stratigrafický rozsah pelsón až stredný longobard.

⁸⁷Hanáček (1975, 1976) však do strážovského príkrovu zahrnul v dnešnom poňatí okrem strážovského príkrovu aj príkrov Ostrej Malenice. Boli tu teda zahrnuté dve rôzne sekvencie „tmavošedých, šedých a pestrých, často rohovcových vápencov pelsón-ilýru“.

⁸⁸Pod tento termín, ako sa neskôr preukázalo, bolo zahrnutých viacero litostratigrafických jednotiek strážovského príkrovu sensu Hanáček (1975, 1976), t. j. príkrovu Ostrej Malenice a strážovského príkrovu. Už Hanáček (1972) v legende k mape vyčlenil odspodu: 1. sivé dolomity (anis); 2. prevažne sivé a tmavosivé, často rohovcové vápence s polohami krinoidových vápencov a dolomitov (anis); 3. prevažne ružové, hnedé, svetlé a červené vápence s polohami krinoidových vápencov (anis); 4. svetlé, svetlosivé dolomity (ladin); 5. wettersteinské vápence koralovo-hubovej faciie (ladin); 6. wettersteinské vápence riasovej biofacie (ladin – ?spodný kam). Facie 2 a 3 však na mape nevedel ohraničiť a, s výnimkou wettersteinskej faciie, ostatné faciie neboli pomenované, hoci na základe opisu možno faciú 3 stotožniť so schreyeralmskými vápencami. Termín schreyeralmské vápence použil Hanáček (1976, s. 127, 129) len v texte, kde použil (1969, s. 59; 1976, s. 129) aj termín reiflinské vápence. Z jeho tvrdenia (1976), že v týchto vápencoch (rozumej tmavých vápencoch anisu) sa vyskytujú nepravidelné vložky sivých dolomitov, možno usúdiť, že časť spomenutých vápencov patrí aj ku gutensteinským vápencom (kartograficky to potvrdil Havrila in Havrila et al., 2004 a Havrila in Mello et al., 2005). Na základe jeho konštatovania (1969, s. 60; 1976) prítomnosti krinoidových vápencov možno pravdepodobne usúdiť na prítomnosť raminských vápencov. Vek (anis) týchto vápencov (rozumej tmavých vápencov anisu) stanovil na základe výskytu foraminifer vo vložkách krinoidových vápencov v oblasti Kačiek. Hanáček (1974) uvádza prakticky zhodný vrstvový sled so spresnením veku facií 1 – 3 na ?pelsón – ilýr. Hanáček (1975, in Hanáček, 1976) zlučil faciie 2 a 3 a spresnil vek facií 1 – 3 na pelsón – ilýr. Hanáček (1976) na základe fosilii síce preukazuje vrchnoaniský vek tmavých vápencov, väčšinou však nemožno presne usúdiť, pre ktoré z dnes známych facií príslušnej časti vrstvového sledu príkrovových telies prichádzajúcich do úvahy tento vek platí. Navyše, dnes vieme, že tento vek nereprezentuje celé rozpätie sekvencie týchto facií, ale iba ich spodnú časť.

V rámci tohto súboru boli odlišené: gutensteinské vápence s. l. – annaberské vápence (pelsón), novšie považované za gaderské vápence (Polák et al., 1997), v súčasnosti považované za strážovské vápence V rámci reiflinských vápencov ako ich spodná časť boli vyčlenené krinoidové vápence s rohovcami (vrchný pelsón až spodný fasan), novšie chápané ako zámostské súvrstvie. Okrem toho boli vyčlenené reiflinské vápence (fasan) a ?partnašské súvrstvie (spodný až stredný longobard).

Táto postupnosť panvových facií vystupuje na báze príkrovu v súvislom pruhu tiahnucom sa od Mojtína smerom na sever po svahoch Rohatína a Ostrej Malenice. V profile je odkrytá v záreze lesnej cesty na severných svahoch Ostrej Malenice. Odtiaľ je spracovaný profil Ostrá Malenica (Havrila a Pevný in Salaj et al., 1991), nachádzajúci sa asi 0,7 km sv. od kóty Ostrá Malenica (909,0). Prístupný je z osady Trstie.

Krinoidové vápence s rohovcami (?zámostské súvrstvie) sú vrstvovité, hrubodoskovité, svetlo- aj tmavosivé vápence s hojným detritom krinoidových článkov, nerovnomerne distribuovaných a triedených. Ich vzhľad kolíše od mikrokryštalických vápencov až po krinoidové vápence s hojnými brachiopódmí, z ktorých Pevný (in Havrila a Pevný, 1991) určil *Mentzelia mentzeli mentzeli* (DUNKER) a *Schwagerispira schwageri* (BITNER) so stratigrafickým rozpätím anis až ladin. Vápence sú miestami hľuznaté. Hľuzy tvorí hnedastý mikrit so sporadicky zastúpenou organodetritickou zložkou (krinoidové články). Jadrá brachiopódov sú taktiež vyplnené touto mikritickou faciou. Horizonty s rozdielnym obsahom organickej zložky, a teda aj s rozdielnou zrnitosťou sú v rámci vrstvy oddelené stylolitmi. Biodetrit je „nasypaný“ a mení tak vzhľad faciie. Z mikrofácií v spodnej časti prevládajú preplnené biomikrity s vláknami a krinoidmi, vyššie sú zastúpené biomikrity s vláknami a tie prechádzajú do biomikritov s ihlicami hubiek. Celkove sú ešte zastúpené biopelmikrity. Z alochémov sú zastúpené vlákna, krinoidy, sklerity holotúrií, gastropódy, foraminifery, ostne ježoviek, ostrakódy, ihlice hubiek, bivalvie a punktátne brachiopódy. Smerom do nadložia obsah alochémov zreteľne klesá a sediment sa zjemňuje. V nerozpustnom zvyšku vystupujú: platničkovité konodonty *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *G. szaboi* KOVACS, *Gondolella* sp. a *G. basisymetrica* (BUDUROV et STEFANOV); ozúbkované konodonty; holotúrie *Priscopedatus triassicus* MOSTLER, *P. tyrolensis* MOSTLER, *P. sp.*, *Theelia petasiformis* KRISTAN-TOLLMANN a *T. sp.*; glaukonitové jadrá foraminifer a gastropódov, punktátne brachiopódy, ostne ježoviek, šupiny rýb, interambulakrálne doštičky ježoviek, rybie zúbky, ostrakódy a krinoidy.

Zo severných svahov Tupej Malenice uvádza Hanáček (1976, s. 131) výskyt *Glomospira densa* (PANTIĆ), a to bez uvedenia, z ktorej faciie. Možno predpokladať, že najpravdepodobnejšie pochádza z faciie krinoidových (zámostských) vápencov.

Reiflinské vápence sú vrstvovité hrubodoskovité mikrokryštalické vápence sivej až žltosivej farby s tmavohnedosivými nepravidelnými hľuzami rohovcov. Vrstvové plochy sú nerovné, zvlnené, uzlovité, s povlakmi ilovitých bridlic žltosivej a zelenosivej farby. V oblasti Rohatína sa sčasti zastupujú so schreyeralmskými vápencami. V ich

hornej časti vystupujú horizonty hľuznatých vápencov a mixtitov (čo asi signalizuje už nástup partnašského súvrstvia), keď „plasty-klasty“ tvorí sivý mikrokryštalický vápenc a základnú hmotu žltosivý ílovitý vápenc. Z mikrofacií sú zastúpené preplnené biomikrity a biopelmikrity. Z alochémov vystupujú najmä vlákna, menej krinoidy, juvenilné brachiopódy, foraminifery a ostrakódy. V nerozpuštnom zvyšku vystupujú platničkovité konodonty: *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella suhodolica* (BUDUROV et STEFANOV); ozúbkované konodonty; holotúrie: *Calclamna germanica* FRIZZELL-EXLINE, *Tetravirga perforata* MOSTLER, *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *P. horridus* MOSTLER, *Theelia undata* MOSTLER, *T. zapfei* KOZUR et MOSTLER, *T. sp.*; bivalvie, ostrakódy, zúbky rýb a foraminifery.

Partnašské súvrstvie obsahuje dobre vrstvomité, tenko- až hrubodoskovité vápence a ílovité vápence. V prevažnej miere ide o karbonátové mixtity, t. j. horniny so svahovou sklzovou genézou nápadne pestrých farieb (sivé, ružovosivé, žltosivé). Je to sčasti podmienené podielom ílovej hmoty. Sklzm sedimentu nastáva premiešanie polôh čistejšej sivej, viac litifikovanej vápnitej hmoty (tvorí potom „plasty-klasty“) a žltosivej ílovejšej hmoty (tvorí potom základnú hmotu). Vápence sú mikrokryštalické, s voľne rozptýleným, skôr ojedinelým detritom ľalioviek. Výraznou črtou sú hľuznaté horizonty a nepravidelné hľuzy rohovcov a hraškových rohovcov. V úsekoch zakrytých kvartérnym pokryvom je pravdepodobný výskyt polôh ílovitých bridlic. V hornej časti súvrstvia smerom do nadložia miznú charakteristické črty súvrstvia: znižuje sa podiel ílovej substance, miznú rohovce a mixtity. Z mikrofacií v spodnej časti prevládajú sterilné pelmikrity, smerom do nadložia prechádzajú do biomikritov a mikritov, ktoré sa viacnásobne striedajú. Zastúpené sú aj biopelmikrity. Z alochémmov sa vyskytujú najmä vlákna, foraminifery a rádiolárie, menej ostrakódy. Zjavné sú štruktúry turbiditov (patriace už asi k nastupujúcim raminským vápencom) – rozmyvy a gradačné, mnohonásobne sa opakujúce zvrstvenie biomikritu. Vrstvy vystupujúce vo vyššej časti sledu už pripomínajú raminské vápence. V nerozpuštnom zvyšku sa vyskytujú platničkovité konodonty *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VEGH); ozúbkované konodonty; holotúrie: *Theelia sp.*; ihlice hubiek, rádiolárie, zúbky rýb a foraminifery.

Proximálnejšia časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia – *raminské vápence* – vystupujú na západných svahoch Rohatína a na severných svahoch Ostrej Malenice. Tvoria prechodný, spojovací článok medzi súvrstviami karbonátovej platformy a panvovými súvrstviami. Je to detritické súvrstvie. Detrit je derivovaný z wettersteinských vápencov okraja platformy a následne je redeponovaný („nasypaný“) do panvy. Tam vstupuje do vrchnej časti partnašského súvrstvia a postupne zakončuje jeho vývoj. Sú bžovej a svetlo- až tmavosivej farby, zreteľne vrstvomité. Hrúbka vrstiev sa pohybuje v závislosti od vzdialenosti od zdroja biodetritu a klastického karbonátového materiálu od 0,1 – 1,0 m (na lokalite Svinské chlievy v strážovskej časti považského príkrovu) do 1 – 2 dm (na lokalite Ostrá Malenica v príkrove Ostrej Malenice). Podstatnou zložkou biodetri-

tu sú úlomky ľalioviek, vyskytujú sa však aj zvyšky makrofauny, najmä brachiopódy. Z mikrofacií sú zastúpené biopelmikrity (v spodnej časti s vláknami, vyššie aj s ihlicami hubiek), biomikrity a pelsparity. Okrem už spomenutých alochémov sú zastúpené aj foraminifery, hrubostenné foraminifery, ľaliovky, ostrakódy, globochéty a rádiolárie. V nerozpuštnom zvyšku sa zistili platničkovité konodonty: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV et STEFANOV, *G. foliata inclinata* KOVACS, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Metapolygnathus cf. diebeli* (KOZUR et MOCK); ozúbkované konodonty; problematika: *Irinella canalifera* Kristan-Tollmann; osteokriny, krinoidy, rádiolárie, foraminifery a zúbky rýb.

Bebravská skupina

Bebravská skupina zahŕňa plytkovodné rifové aj lagunárne wettersteinské fácie vyššieho kordevolu až spodného julu, t. j. fácie karbonátovej plošiny.

Určenie litostratigrafickej príslušnosti *wettersteinských vápencov* má kľukatú históriu. Maheľ (1946) ich zaradil ku gutensteinským vápencom anisu (pričom ale tvrdil, že „... je miestami podobný rétu... vzhľadom sa bliži k wettersteinskému vápencu strážovského príkrovu“), inokedy k rétu (Maheľ, 1946, s. 53), resp. k svetlým vápencom rétu (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 168, obr. 28). K rétu ich zaradil aj Andrusov (1951). Neskôr boli označené aj ako svetlé vápence ladinu a na záver ako wettersteinské vápence ladinu až spodného karnu (Hanáček, 1975, 1976; Maheľ, 1982).

Malé telesá wettersteinských vápencov vystupujú na báze mohutného telesa wettersteinských dolomitov na západných svahoch Rohatína a na severných svahoch Ostrej Malenice a Tupej Malenice v „čelovej“ časti príkrovu. Z tohto priestoru ich uvádza už Hanáček (1976, s. 135). V najspodnejšej časti sú tenkodoskovité až hrubolavovitité, s telesami sedimentárnych brekcií. Sú svetlosivé až biele a tiež tmavohnedosivé, mikrokryštalické, dolomitizované a rekryštalizované. Miestami sú výrazne organodetritické. Zo severných svahov Ostrej Malenice z výbrusu S-1 114 z nich Jablonský (in Hanáček, 1974, s. 17) určil *Dictyoceolia manon* (MÜNST.) a *Uvanella irregularis* OTT.

Považský príkrov (strážovská časť)

Vrchné príkrovové teleso spomenutej príkrovovej trosky hronika charakterizujú fácie okraja panvy a okraja platformy (obr. 14B), t. j. schreyeralmské vápence a proximálna časť raminsko-göstlinského súvrstvia (mojtínska skupina), smerom do nadložia prechádzajúce do plytkovodných facií karbonátovej platformy – do rifových a lagunárnych wettersteinských vápencov a lagunárnych wettersteinských dolomitov (*bebravská skupina*).

Považský príkrov v záujmovom území vystupuje medzi Priedhorím, Sokolím, Javorinou (1 009,5 m n. m.), Gábriškými vrchmi (935,2 m n. m.), lokalitou Poľany na hrebeni medzi Podhradskou dolinou a dolinou Slatinského potoka, Suchým vrchom (855,0 m n. m.), Rokytníkom (806,9 m n. m.), Borovou (685,0 m n. m.), mlynom – samotou Uhliská, Svrčinovcom (800,5 m n. m.) a Priedhorím. Jeho denudačné zvyšky – príkrovové trosky – sú zachované v oblasti Tupého hrádku (674,0 m n. m.), kóty Dievča a Svinských

chlievov (674,0 m n. m.). Odtiaľ sa sčasti zakryté sedimentmi paleogénu tiahnu cez Riedku a Radovú (578,0 m n. m.) k Priedhoriu a napájajú sa na súvislé teleso strážovského príkrovu. Jeho denudačné zvyšky – príkrovové trosky – sú zachované aj na hrebeňových častiach Trstenice, Suchej hory, Hrubej a Malej Zliezajne.

Tektonická príslušnosť spomenutého vrstvomého sledu nebola v minulosti interpretovaná jednoznačne. Kulcsár (1918, s. 203) ho zaradil k príkrovu triasového vápenca a dolomitu. Za samostatnú tektonickú jednotku vyššieho rádu (vyšší, resp. najvyšší subatranský príkrov – strážovský príkrov) ho považovali: Andrusov (1932⁸⁹, 1935⁹⁰, 1936⁹¹, 1942, 1959, 1968), Koutek a Svoboda (1938, 1939), Maheľ (1946⁹²; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1948, 1973; in Maheľ et al., 1974; 1983; in Maheľ a Malkovský, 1984; 1985) a Hanáček (1974, s. 28, 29, 31; 1975, 1976⁹³).

S novým názorom prišiel Maheľ (1959a, s. 63), ktorý tvrdil: „Za lokálne vývinu chočskej série treba považovať aj série tzv. strážovského, veternického a nedzovského príkrovu s väčším podielom svetlých až bielych vápencov v strednom a vrchnom triase.“ Ešte pregnantnejšie tento názor sformuloval vtedy (Maheľ, 1959b, s. 5 – 6), keď napísal: „... je zjavná neopodstatnenosť strážovskej aj ostatných sérií zo skupiny tzv. vyšších príkrovov. Štúdiá v Strážovskej hornatine ukazujú, že tzv. strážovský príkrov nie je ničím iným ako jednou zo štruktúr chočskej série s menšími faciálnymi odchýlkami od jej typického vývinu. Samotná chočská jednotka nie je totiž sériou s jednotným vývinom, a to ani v tom istom pohorí. Tieto rozdiely nie sú však zvlášť nápadné, keďže ide o sériu budovanú v podstatnej miere z vápencov a dolomitov stredného a vrchného triasu, pričom ich stratigrafia je len málokde detailnejšie rozpracovaná. Pri podrobnejších štúdiách v Strážovskej hornatine aj východnej časti Nízkyh Tatier (Maheľ 1957) dospel som k záveru, že susedné štruktúry chočskej jednotky majú značné faciálne rozdiely, pravda úmerné k celkovému charakteru sedimentácie. ... nemôže byť pochybnosti o tom, že... (takzv. veternický príkrov – Andrusov 1936) patrí k chočskej jednotke. ... Podľa toho niet ani v Malých Karpatoch takzv. vyšších subatranských príkrovov. Aj takzv. jablonicko-prašnický a nedzovský príkrov (Andrusov 1936, 1938) je iba osobitnou štruktúrou chočskej jednotky s menšími faciálnymi odlišnosťami niektorých členov.“ Napriek tomu, že tieto názory boli formulované v čase vrcholiaceho protipríkrovového ťaženia v Západných Karpatoch, čas ukázal ich opodstatnenosť.

Maheľ (in Maheľ et al., 1962, s. 109) strážovský príkrov včlenil do chočského príkrovu. Svedčí o tom jeho názor, „... že vzťahy medzi chočskou a strážovskou jednotkou sú užšie a zložitejšie a že netvorí osobitné tektonické

jednotky vyššieho radu. Strážovská séria predstavuje len jeden z troch okrajových typov, či sérii chočskej jednotky“. Na mape však Maheľ (in Maheľ et al., 1964) tektonické telesá vystupujúce v širšom okolí Mojťína, ktoré sa dnes považujú za súčasť strážovského príkrovu, oddelil od chočského príkrovu presunovou líniou. Keďže tieto dve práce spolu súvisia (ide o mapu a vysvetlivky k nej), nevedno, či presunovú líniu treba chápať ako líniu medzi čiastkovými príkrovmi chočského príkrovu, alebo či autor za dva roky uplynuté medzi vydaním vysvetliviek a mapy zmenil názor. Rovnaký názor prezentuje Maheľ (in Maheľ et al., 1967), keď strážovskú sériu považuje za súčasť chočskej jednotky (l. c., s. 65, 153, 166), ale zároveň ju oddeľuje od nej (?v rámci nej) presunovou plochou (l. c., s. 157, obr. 21). Z jeho formulácie „Najčastejšie vystupujú nad sebou dve až tri dielčie tektonické jednotky chočského príkrovu.“ možno usudzovať, že presunovú líniu treba chápať ako líniu medzi čiastkovými príkrovmi chočského príkrovu. Strážovský príkrov za súčasť chočského príkrovu považoval aj neskôr (Maheľ, 1970, s. 22).

Pôvodne sa predpokladalo (Andrusov, 1932, s. 73), že strážovský (mojtínsko-strážovský) príkrov pozostáva najmä z dolomitov, vzápätí (Andrusov, 1936, s. 17; 1951) najmä zo svetlých wettersteinských vápencov⁹⁴, ktoré tak mali byť jeho typickou (charakteristickou) faciou⁹⁵. Ako príklad sa uvádzala lokalita Strážov (ale aj Mažiar, Sokolie a ďalšie), po ktorej príkrov dostal aj meno. Vápence na Strážove k wettersteinským vápencom zaradil aj Maheľ (1946, s. 65, obr. 3; in Maheľ a Kuthan, 1947). K vápencom wettersteinského typu ich zaradil Maheľ ešte v práci z roku 1962. Treba však povedať, že na Strážove nevystupujú wettersteinské vápence, ale ide o vápence ležiace v pozícii gutensteinských vápencov, ktoré sú však oproti gutensteinským vápencom veľmi svetlé⁹⁶. Pravdepodobne sú prechodnou faciou k steinalmským vápencom⁹⁷. Ku

⁹⁴Koutek a Svoboda (1938, 1939) síce v strážovskom príkrove vyčlenili odspodu dolomity a biele masívne vápence – wettersteinské, dnes ale vieme, že dolomity, ktoré zobrazili na mape pod wettersteinským vápencom, patria k príkrovu Ostrej Malenice. Preto aj v ich prípade zostáva v platnosti, že wettersteinský vápenec bol jediným reprezentantom strážovského príkrovu. Podľa súčasných znalostí predsa však len časť týchto dolomitov (v okolí Mojťína) leží nie pod wettersteinskými vápencami, ale nad nimi a patrí k Strážovskému príkrovu.

⁹⁵Andrusov (1959, s. 45) pripúšťa ich široké stratigrafické rozpätie (vrchný anis – vrchný trias).

⁹⁶Že sú svetlejšie ako gutensteinské vápence, konštatoval aj Maheľ (1971, s. 26). Tento fakt stále ešte spôsoboval problémy pri zaradení tejto fácie. O probléme s ich zaradením svedčí fakt, že Maheľ (1971, s. 25, 26) o tomto probléme diskutuje v texte v časti o gutensteinských vápencoch, ale zároveň na geologickej mape (l. c.) na kóte Strážov pre túto faciú použil dva indexy, a to T₂ (správne podľa legendy malo byť T_{2a}) i wT_{2,3} (pravdepodobne označujúci wettersteinské vápence, hoci v legende pre ne použil index T₂). Na mape na tomto území navyše vidno, že tu pravdepodobne pôvodne bola použitá šrafa, ktorá je v legende použitá pre wettersteinské vápence. Či tu ide o pôvodný stav alebo dodatočné úpravy, nemožno už zistiť. Rovnaké problémy mal Maheľ (1971, s. 25) aj v oblasti Zliezajne, kde túto faciú, pridelenú bez paleontologických dôkazov k strážovskému príkrovu, rozdelil na tmavosivé vápence anisu a na wettersteinské vápence ladinu – karnu (Maheľ, 1982). Navyše, vápence vystupujúce v rovnakej pozícii, t. j. v nadloží hlavných dolomitov príkrovu Homôľky (Rohatej skaly), zaradil ku karditovým vrstvám a oponickým vápencom tohto príkrovu.

⁹⁷Treba povedať, že v iných areáloch výskytu strážovského príkrovu, napríklad v širšom okolí Omšenia, karbonátové komplexy „strážovskej jednotky“ sa už skôr členili (Maheľ, 1970, s. 22) na: 1. tmavosivé vápence anisu, 2. svetlé wettersteinské vápence najvrchnejšieho anisu(?) – ladinu – spodného karnu, 3. wettersteinské dolomity ladinu. Rozdelenie

⁸⁹Pomenoval ho mojtínsko-strážovský príkrov.

⁹⁰Premenoval ho na strážovský čiže strážovsko-mojtínsky príkrov.

⁹¹Premenoval ho na strážovský príkrov.

⁹²Časť príkrovu, t. j. celý vrstvomý sled vystupujúci v podloží wettersteinského vápenca a dolomitu západne od Mojťína (napríklad na Suchom vrchu), ktorý zaradil k svetlému vápencu anisu, zaradil však Maheľ 1946, s. 29; in Maheľ a Kuthan, 1947) aj spolu so spomenutými wettersteinskými dolomitmi k chočskému príkrovu, neskôr (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 152) k čiernovážskej sérii chočského príkrovu. Možno to konštatovať na základe toho, že v odseku venovanom čiernovážskej sérii cituje faunu brachiopódov, ktorú našiel Kulcsár (1917, 1918, s. 198) pri Mojťíne.

⁹³V jeho chápaní zahrnoval aj príkrov Ostrej Malenice.

gutensteinským vápencom ich na základe mapových podkladov Hanáčka (1969; in Maheľ, 1971) v priestore medzi Mojtiňom a Fačkovom (a teda aj na Strážove) zaradil Maheľ (1971, s. 24 – 26). Na základe mikrofosilií získaných Hanáčkom (in Maheľ, 1971, s. 26) ich súčasne zaradil do anisu (na manuskriptovej mape však v rámci nich na mnohých miestach použil šrafu, ktorú v bielovážskej sérii chočského príkrovu použil pre reiflinské vápence stredného triasu). Do anisu k sivým, tmavosivým a pestrým vápencom s foraminiferami a vložkami dolomitov ich v tom istom priestore zaradil Hanáček (in Maheľ, 1971, s. 26; 1972, 1974). Zdôraznil, „... že tu nejde o wettersteinské vápence.“ K tmavosivým, sivým a pestrým, často rohovcovým vápencom (nerozlíšeným) pelsónu až ilýru (v tom istom priestore aj na kóte Strážov) ich na základe mikrofosilií zaradil Hanáček (1974, s. 14; 1975; 1976, s. 131 až 132)⁹⁸. Maheľ (1982) ich (na kótach Strážov, Mažiar, Sokolie a inde) na základe už uvedených prác Hanáčka zaradil k tmavosivým vápencom anisu. Z toho jasne vyplýva, že pod takto označené vápence uvedení autori zahrnujú viacero litostratigrafických jednotiek a len časť zvyšku vrstvového sledu strážovského príkrovu patrí k wettersteinským vápencom⁹⁹. Wettersteinské vápence tak postupne prestali byť jediným predstaviteľom strážovského príkrovu. Neskôr sa vrstvový sled ešte viac obohatil a skompletoval. Najkompletnejšie je spracovaný v prácach Maheľa (1982, 1985)¹⁰⁰. V spodnejšej časti anisu sú to vápence, ktoré Maheľ (1982) charakterizoval ako tmavosivé vápence anisu, resp. spodného až stredného anisu (Maheľ, 1985). Smerom do nadložia prechádzajú do sivých vápencov s rohovcami a pseudohľuznatých vápencov ilýru, miestami pelsónu až ladinu (Maheľ, 1982), resp. do sivých a pes-

trých vápencov s hľuzami a rohovcových vápencov vrchného anisu, miestami čiastočne ladinu (Maheľ, 1985). Tie potom prechádzajú do wettersteinských vápencov ladinu až spodného karnu (Maheľ, 1982), resp. do svetlých vápencov wettersteinského typu ladinu (Maheľ, 1985). Nasledujú dolomity stredného až vrchného triasu (Maheľ, 1982), resp. svetlé dolomity, patriace čiastočne do ladinu, prevažne však do vrchného triasu (Maheľ, 1985).

Vrstvový sled karbonátovej časti príkrovu pozostáva z niekoľkých skupín sedimentov (gutensteinská skupina, mojtiňská skupina, bebravská skupina a skupina hlavného dolomitu). Pri paleogeografickej rekonštrukcii hronika je rozhodujúce časové obdobie rozpätia mojtiňskej a bebravskej skupiny. Z obdobia sedimentácie gutensteinskej skupiny je spomenuté len vyčlenenie novej litostratigrafickej jednotky – strážovských vápencov.

Gutensteinská skupina

Táto skupina je zachovaná na báze príkrovu a v širšom okolí Mojtiňa. Reprezentujú ju gutensteinské, strážovské a steinalmské vápence, t. j. sedimenty karbonátovej plošiny, ktorých vývoj sa sčasti skončil ešte počas ilýru (obr. 14B).

Strážovské vápence (nový názov) spodného pelsónu tvoria bazálnu časť strážovského príkrovu. Na študovanom území vystupujú západne a severozápadne od Mojtiňa. Tam sa od tretej štúrovej brány tiahnu na Suchý vrch (855,0 m n. m.) a odtiaľ pokračujú na juhozápad na hrebeň oddeľujúci depresiu Mojtiňa od Podhradskej doliny, t. j. na masív Kroštenice. V súvislom pruhu ich možno sledovať od Gábrišských vrchov cez Hluchú dolinu na kótu Mažiar (947 až do údolia Bieleho potoka. V podobe trosiek vystupujú aj na hrebeňových častiach Trstenice, Suchej hory, Hrubej a Malej Zliezajne.

Podľa makroskopického vzhľadu sú to vápence na rozhraní gutensteinských a steinalmských vápencov (možno ich charakterizovať ako gutensteinsko-steinalmské vápence). Sú to mikrokryštalické svetlosivé, béžové, hnedosivé až tmavosivé, celkove však skôr svetlé ako tmavé, zreteľne vrstvitité vápence s premenlivou hrúbkou vrstiev, prevažne však skôr hrubovrstvitité (s hrúbkou vrstiev 10 – 100 cm, prevažne však 50 – 100 cm). Sú v nich aj horizonty laminovaných a červíkovitých („robačkovitých“) vápencov hrubé 5 až 10 cm. Vrstvové plochy hrubovrstvitých vápencov sú pomerne rovné. Niektoré vrstvy zreteľne obsahujú ílovitú prímes. Organické zvyšky temer nie sú prítomné, ojedinele sa vyskytujú články ľalioviek. Na nedostatok organických zvyškov v tejto fácií v oblasti Malej a Hrubej Zliezajne upozornil aj Krivý (1975, s. 14 – 15). Zistil v nich len ojedinelé schránky ostrakódov, foraminifer a článkov krinoidov. Vápence majú svetlú modrosivú patinu po zvetrávaní. Zriedka sa vyskytujú drobné hľuzy rohovcov, usporiadané v horizontoch paralelných s vrstvitosťou. Z textúr sa vyskytujú náznaky paralelnej laminácie. Okrem toho sa vyskytujú stylolity paralelné s vrstvitosťou. Vápence sú často dolomitické, s dolomitovým rozpadom. Najmä v spodnej časti sú zreteľné vrstvy dolomitov, čo svedčí o plytkovodnom prostredí vzniku. Vytvárajú stenové odkryvy. Krivý (1975, s. 19) ich charakterizoval ako mikrity a mikrosparity, zriedkavejšie dismikrity, vo vyššej časti súvrstvia aj ako biomikrity a pelmikrity, zriedkavo oosparity a pseudoosparity.

masy vápencov strážovského príkrovu na tmavé vápence anisu a svetlé vápence ladinu sa uplatnilo už aj skôr (Maheľ in Maheľ et al., 1967, s. 153). Problém si uvedomoval už Maheľ (1962, s. 110), ktorý napísal: „... celé komplexy šedých vápencov v severnej časti Strážovskej hornatiny, v tzv. strážovskom príkrove, sa považovali za wettersteinské, kým podobný typ v tzv. chočskom príkrove sa opisoval ako gutensteinské vápence.“ Maheľ (1962, s. 111; in Maheľ et al., 1967, s. 153) v strážovskej sérii vyčlenil svetlosivé vápence, v ktorých podľa neho možno odlišiť dva typy: 1. spodnejšie, biele až sivé... s polohami hnedastých vápencov, ojedinele s hľuzami rohovcov (napríklad na hrebeni od Bieleho potoka k Mažiaru) a s brachiopódmi (dnes vieme, že sú to steinalmské a schreyeralmské vápence) – zaradil ich k vrchnému anisu; 2. biele vápence... s výskytom koralov a rias (dnes vieme, že sú to wettersteinské vápence) – zaradil ich do ladinu. V podstate rovnako rozdelil masu vápencov strážovského príkrovu (v priestore vymedzenom obcami Trstie a Mojtiň, kótami Mažiar a Sokolie a potokmi Radotina a Biely potok) Hanáček (1962, s. 2 – 3). Ten vyčlenil (nie však na mape): a) sivé vápence na viacerých miestach s hľuzami rohovcov (bližšie nelokalizoval priestor, v ktorom vystupujú), b) biele vápence (ktoré lokalizoval do priestoru medzi Mlynom Uhliská, údolím Radošiny a údolím Bieleho potoka). Väčšiu pestrosť triasových vápencov strážovského príkrovu zahrnutých pod wettersteinské vápence si musel uvedomovať už Maheľ (1946, s. 30; 1947), keď v oblasti z. od Mojtiňa vyčlenil svetlý vápenc anisu (dnes vieme, že tu zahrnul gutensteinsko-steinalmské, steinalmské a schreyeralmské vápence), ktorý však zaradil do chočského príkrovu.

⁹⁸Krivý (1975, s. 7) tieto nerozlíšené vápence zahrnul pod termín aniský karbonátový komplex. Zahrnul doň (l. c., s. 8 – 9) vápence gutensteinského, reiflinského a schreyeralmského typu a tiež krinoidové vápence. Na základe práce Kozura a Mocka (1974) upozorňuje na ich širšie stratigrafické rozpätie (anis – spodný ladin).

⁹⁹Wettersteinské vápence v priestore medzi Mojtiňom a Bielym potokom od ostatnej masy vápencov kartograficky odčlenil Hanáček (1969; in Maheľ, 1971; 1972).

¹⁰⁰Po tomto rozčlenení sa zistilo, že stratigrafické rozpätie (vrchný anis – vrchný trias), ktoré predpokladal Andrusov (1959, s. 45) pre svetlé wettersteinské vápence, je rozpätím celej sekvencie.

Len na severných svahoch Gábrišských vrchov sa vyskytujú aj tmavosivé až čiernosivé bituminózne vrstvitité, často „červíkovité“ vápence, ktoré možno považovať za gutensteinské vápence. Nateraz nie je jasné, či vystupujú len v podloží svetlejších vápencov, alebo či sa aj laterálne zastupujú.

Vo vrchnej časti podobných až zhodných vápencov vystupujúcich v príkrove Ostrej Malenice (t. j. v spodnejšom tektonickom telese) sa na profile Ostrá Malenica vyskytujú konodoty *Neospathodus kockeli* (TATGE) a *Gondolella* cf. *constricta* MOSHER et CLARK potvrdzujúce pelsón. Je pravdepodobné, že z tejto pozície a z týchto vápencov strážovského príkrovu z okolia Mojttína pochádza konodont *Neospathodus kockeli* (TATGE), ktorý uvádzajú Puškárová (1980) a Krivý (1981).

Stur (1860, s. 86) tieto vápence na kóte Strážov pokladal za neokómsky dolomit. Na Gábrišských vrchoch a Javorine ich Kulcsár (1918, s. 197) charakterizoval ako „hrubé lavice svetlosivého vápenca“, kým na Javorinkách ako „tmavosivý hrubo vrstevnatý vápenec“. Zrejme preto, lebo podľa makroskopického vzhladu zodpovedajú prechodu medzi gutensteinskými a steinalmskými vápencami. Maheľ (1982) ich časť na lokalitách Suchá hora a Hrubá Zliezajňa zaradil k tmavosivým vápencom anisu, resp. ku gutensteinským vápencom (Maheľ, 1971, s. 25) a časť k wettersteinským vápencom ladinu až spodného karnu. Západne od Mojttína ich Maheľ (1946, s. 29 – 30; in Maheľ a Kuthan, 1947) spolu s inými litostratigrafickými jednotkami¹⁰¹ zahrnul pod termín svetlý vápenec, resp. svetlý masívny vápenec aniského veku.

Časť týchto vápencov (na severovýchodných svahoch Hrubej Zliezajne) Maheľ (1982) zaradil k oponickým vápencom, časť pravdepodobne zahrnul do sekvencie príkrovu Homôľky (telesá uprostred hlavného dolomitu na severných svahoch Trstenice a Suchej hory).

Pre vápence uvedeného stratigrafického postavenia sa vo Veľkej Fatre použil názov gaderské vápence (Polák et al., 1997), ktorý však zahrnoval aj ďalšie fácie.

Malé telesá *steinalmských vápencov* vrchného pelsónu až ilýru sa zistili západne od Mojttína, t. j. južne od tretej Štúrovej brány a na južných svahoch Suchého vrchu. Súvislejšie vystupujú na severných svahoch Hluchej doliny a v okolí lokalít Mažiar a Sokolie medzi Mojttínskym a Bielym potokom. Dosahujú malú hrúbku. Netvorí súvislý horizont. Sú to svetlé (sivobiele, svetlohnedosivé) mikrokryštalické masívne vápence. Vo vrchnej časti súvrstvia obsahujú biodetrit (detrit krinoidových článkov). Na existenciu steinalmských vápencov v strážovskom príkrove v oblasti Baske na základe biostratigrafických údajov poukázal Bystrický (1982, s. 82).

Mojttínska skupina

Mojttínska skupina tu zahŕňa panvové a svahové karbonátové fácie vrchného ilýru až vrchného longobardu, ako aj proximálnu časť karbonátových turbiditov raminsko-göstlinského súvrstvia vrchného ilýru až kordevolu,

sedimentujúce po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny.

Schreyeralmské vápence vrchného ilýru až vrchného longobardu vystupujú západne od Mojttína v širokom okolí kóty 876,5, na Suchom vrchu (855,0), západne od Rokytníka (806,9), južne od Borovej (685,0) a v súvislom pruhu tiahnucom sa od Mojttína na východ cez Javorinky do Hluchej doliny, na kótu Mažiar (947), odtiaľ na SV do doliny Bieleho potoka temer k Priedhoriu a odtiaľ na J, resp. Z cez hrebeň v mieste medzi kótou Zadné kruhy (704) a kótou 755,0 a cez údolie na kótu Svrčinovec (760). Vystupujú aj v doline Radotiny, t. j. v údolí Bieleho potoka v úseku medzi Priedhorím a Riedkou a v izolovanej tektonickej troske Tupého hrádku. Menší zvyšok sa zistil aj na Gábrišských vrchoch.

Vystupovanie schreyeralmských vápencov bolo známe aj starším autorom, väčšinou ich však považovali za súčasť iných litostratigrafických jednotiek.

Prvý ich pravdepodobne odlíšil Kulcsár (1918, s. 199), ktorý tvrdil: „Na s. konci Svinských chlievov ako aj Svrčinovci tiahnu sa k Priedhoriu, vystupujú vedľa svetlosivých vápencov (wettersteinských) aj pevné, červenkasté alebo svetločervené, miestami rohovcové vápence, medzi ktorých hrubými lavicami ležia hnedosivé, doskovité vápence.“

Koutek a Svoboda (1939, s. 6) z lokality „na vrchole záp. od šachty nad Lopušnou“ a tiež zo Svrčinovca opisali sivé celistvé vápence s početnými hľuzami sivého rohovca. Považovali ich za najvyššiu polohu vápencového komplexu (takú pozíciu však majú len na uvedenej lokalite). Na mape ich však od wettersteinského vápenca neoddelili.

Maheľ (1971, s. 26) ich kartograficky neodlíšil od gutensteinských vápencov. Vo vysvetľujúcom texte ku gutensteinským vápencom totiž napísal: „V oblasti Sokolia... nájdú sa vápence hnedasté s hľuzami rohovcov. Sú mikritické až pelmikitické. Polohy hľuznatých vápencov, rohovcov pripomínajú reiflingské vápence.“ Neskôr ich v tom istom priestore už považoval za schreyeralmské vápence (Maheľ, 1985, s. 101). Západne od Mojttína ich Maheľ (1946, s. 29 – 30; in Maheľ a Kuthan, 1947; 1962, s. 138) spolu s inými litostratigrafickými jednotkami zahrnul pod termín svetlý vápenec, resp. svetlý masívny vápenec aniského veku (pozri poznámku pod čiarou č. 97).

Hanáček (1972) v legende k mape vyčlenil aj „... prevažne ružové, hnedé, svetlé, červené vápence s polohami krinoidových vápencov (anis)...“, ktoré síce na mape nevedel presne ohraničiť, ale šrafou ich kde-tu naznačil (v okolí kóty Tupý hrádk, v okolí osady Riedka, v údolí Radotiny, južne od kóty Bôrová, východne od Mojttína, sv. od kóty Sokolie, v údolí Bieleho potoka, v. a jv. od Svrčinovca) v rámci ostatných nečlenených vápencov anisu. Na základe jeho opisu možno fáciu stotožniť so schreyeralmskými vápencami. Termín schreyeralmské vápence použil Hanáček (1974, s. 7; 1976, s. 127, 129) len v texte. Charakterizoval ich ako „... ružovkasté, tenkovrstevnaté hľuznaté vápence...“ a považoval ich za „... vyšší člen tohto karbonátového pruhu (rozumej vápencovo-dolomitového pruhu anisu)“. Hanáček (1974, s. 7) presnil vek fácie na ?pelsón až ilýr a neskôr (Hanáček, 1975 in Hanáček, 1976) na pelsón až ilýr. Možno sem začleniť aj časť vápencov, ktoré Hanáček (1974, s. 7) označil ako „Šedé rohovcové vápence – annabergské? (pelsón – ilýr?)“. Charakterizoval ich ako „... šedé aj slaboružové lavicovité vápence. Obyčajne

¹⁰¹ Aj sám Maheľ (1946, s. 30 – 31) napísal: „... som sa nevedel rozhodnúť, či ho považovať za wettersteinský... Miestami sú v ňom lavice čiernych vápencov, celkom podobných gutensteinskému... vzbudzoval u mňa podozrenie, či nie sú to rhaetské vápence...“.

však šedé vrstevnaté vápence..., často s obsahom rohových hľúz... prevažne mikritické vápence so schránkami tenkostenných lamelibranchiát, miestami aj foraminifero-krinoidové biosparity.“ Druhú časť takto označených a charakterizovaných vápencov možno zaradiť k raminským vápencom.

V nadloží strážovských a steinalmských vápencov pelsónu vystupujú pestré sivohnedé, ružovosivohnedé, červohnedé až ružové (často ide o prechody medzi spomenutými farbami) mikrokryštalické vápence, hľuznaté, prevažne však vrstevnité, s hrúbkou vrstiev 3 – 25 cm, so zvlhnutými vrstevnými plochami, s organickým detritom a so zriedkavými hľuzami rohovcov. Tenké povlaky červenej slienitej hmoty sú zachované najmä v depresiách zvlhnutých vrstevných plôch. Miestami sa v schreyeralmských vápencoch vyskytujú vrstvy nápadne rovnoploché svetlosivých vápencov s organickým detritom, t. j. raminské vápence. Krivý (1975, s. 22) konštatoval, že z biofaciálneho hľadiska ich charakteristickým znakom je masový výskyt juvenilných lamelibranchiát, skleritov holotúrií, konodontov, lokálne aj rádiolárií. Podľa neho najrozšírenejší štruktúrny typ sú v nich biopelmikrity až biomikrity, bežné sú aj pelmikrity, zriedkavejšie sú mikrity, vo vrchných častiach súvrstvia sú najčastejšie biosparity až oobiosparity. V nich z bioklastov zistil fragmenty schránok lamelibranchiát, úlomky krinoidov, ježoviek, schránky foraminifer, zriedkavejšie aj koraly, ostrakódy a hľúzy cyanofýceí. V hľuzách rohovcov zistil kalcifikované rádiolárie a ihlice hubiek.

Sedimentácia schreyeralmských vápencov bola v ich vrchnej časti spočiatku len prerušovaná, neskôr sa celkom skončila v dôsledku „nasýpania“ raminských vápencov derivovaných z progradujúceho wettersteinského rifu. Z najvyšších častí schreyeralmských vápencov tvoriacich horizonty v raminských vápencoch (resp. naopak) sa doteraz na tomto území nepodarilo získať biostratigrafické údaje a stanoviť tak horné stratigrafické rozhranie tejto fácie, resp. stanoviť tak vek progradovania wettersteinských rifov.

Staršie biostratigrafické údaje pochádzajú od Kulcsára (1917; 1918, s. 198), ktorý z ľavej strany cesty Mojtn – Belušské Slatiny severne od kóty 646 našiel a určil *Spiriferina fragillis* SCHLOTH., *Sp. (Mentzelia) Mentzelii* DUNK. a *Sp. (M.)* cfr *Köveskaliensis* (SUESS) BÖCKH.¹⁰²

Z hnedastých vápencov s ojedinelými hľuzami rohovcov z lokality na hrebeni od Bieleho potoka k Mažiaru Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 111; 1962, s. 138; in Mahel' et al., 1967, s. 153) získal nasledujúce spoločenstvo brachiopódov: *Spiriferina manca* BITTNER, *Aulacothyris angustaeformis* (BOECKH.), *Mentzelia* aff. *mentzelii* DUNKER a *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.).

Pevný (1963a, s. 6) z lokality Priedhorie – hrebeň západne od Bieleho potoka (na hrebeni č. 1) – z hnedastých vápencov určil *Mentzelia* aff. *mentzelii* DUNKER¹⁰³, potvr-

dzujujú stredný trias. Aj ďalšie brachiopódy z tejto lokality (sv. od kóty 1 032,3 Sokolie, km štvorec 14 – 30) zistil Pevný (1972, s. 3). Sú to opäť druhy potvrdzujúce anis: *Mentzelia mentzelii mentzelii* DUNKER a *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.). Z tej istej lokality Pevný (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 37, lok. 24) určil: *Mentzelia mentzelii* DUNKER, *Mentzelia* aff. *mentzelii* DUNKER, *Tetractinella trigonella* (SCHLOTH.) a *Aulacothyris angusta* (SCHLOTH.). Z rovnako označenej lokality (t. j. Priedhorie – hrebeň západne od Bieleho potoka, z príh. 5 však znovu vyplýva, že ide o kótu Sokolie) okrem už uvedených druhov brachiopódov Pevný (1980, s. 13) uvádza aj *Koeveskallina* aff. *koeveskalyensis* (STUR) a *Spiriferina manca* BITTNER. Uvedenú asociáciu zaraďuje do anisu. Okrem toho uvádza nasledujúcu asociáciu konodontov ilýru až fasanu: *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Prioniodina muelleri* (TATGE), *P. venusta* (HUCKRIEDE), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKRIEDE) a *Hindeodella pectiniformis* (HUCKRIEDE). Rovnaké spoločenstvo z tejto lokality uvádzajú aj Papšová a Pevný (1982), ktorí ho rozšírili o *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE). Celé uvedené spoločenstvo brachiopódov a konodontov z lokality Sokolie zhrnul Pevný (1981).

Zo sivých (resp. ružovo-hnedastých hľuznatých) vápencov vystupujúcich v údolí Radotiny západne od Priedhoria (resp. západne od mlyna Strážov v údolí Radotiny západne od Priedhoria, dokumentačný bod S-610) Pevný (1972, s. 3, km štvorec 13 – 33; in Hanáček, 1974, s. 7; in Hanáček, 1976, s. 130; in Kochanová a Pevný, 1976, s. 38, lokalita 31) určil *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) potvrdzujúci anis¹⁰⁴.

Z hnedoružových vápencov na východnom svahu kóty Svrčinovec západne od kóty 433,6 z výbrusu S-171 Hanáček (1974, s. 8; 1976, s. 130) uvádza *Citaella dinarica* (KOCHAŇSKÝ – DEVIDE et PANTIĆ). V tabuľke 1 Hanáčkovej práce (1976) tejto lokalizácii zodpovedá lokalita 16, z ktorej sa tu však uvádza *Glomospira densa* (PANTIĆ). *Citaella dinarica* (KOCHAŇSKÝ-DEVIDE et PANTIĆ) uvádza Hanáček (1974, s. 8; 1976, s. 130) aj z výbrusu 772-b zo sutiny sivých krinoidových vápencov na južných svahoch kóty Radová v údolí Radotiny. Masový výskyt *Glomospira densa* (PANTIĆ) uvádza (l. c.) z hnedých krinoidových vrstevovitých vápencov nachádzajúcich sa uprostred hnedosivých až ružovohnedých, miestami hľuznatých masivných alebo vrstevovitých vápencov v údolí Radotiny západne od Priedhoria (lokalita 14 v cit. tab. 1, výbrus S-610). *Glomospira densa* (PANTIĆ) uvádza (Hanáček, 1974, s. 11; 1976, s. 131) aj z lokality jz. od kóty 855,0 (lokalita 17 v cit. tab. 1, výbrus S-70), t. j. z miesta, kde podľa mapy Havrila (in Havrila et al., 2003) vystupujú schreyeralmské vápence. Spoločný výskyt *Glomospira densa* (PANTIĆ) a *Citaella dinarica* (KOCHAŇSKÝ – DEVIDE et PANTIĆ) zaznamenal Hanáček (1974, s. 12; 1976, s. 131) z lokality pri západnom okraji obce Mojtn pri ceste Mojtn – Beluša (lokalita 18 v cit. tab. 1, výbrus S-950). Z Hanáčkovho vyjadrenia, že sa vyskytujú v „týchto vápencoch“ (rozumej tých istých ako jz. od kóty 855,0), možno usudzovať, že

¹⁰²Mahel' (in Mahel' et al., 1962, s. 111) túto faunu považoval za súčasť sivých a hnedosivých vápencov podobných gutensteinským vápencom vystupujúcim na báze vápencového komplexu strážovskej série a (Mahel', 1971, s. 25) za súčasť gutensteinských vápencov anisu. To isté súvrstvie potom vo vrstvom slede vystupovalo dvakrát.

¹⁰³Podľa informácie Mahel'a (1971, s. 26) brachiopód *Mentzelia mentzeli* DUNK. našiel severne od kóty Sokolie v slabo krinoidových vápencoch Hanáček. Hanáček (1972, s. 35; 1976, s. 129) tvrdí, že to bolo 300 m východne od kóty Sokolie a že ho určil Pevný. Brachiopódy z tejto

oblasti poznal už Mahel' (1962), ktorý na ich základe zaradil vápence do vrchného anisu.

¹⁰⁴Fosíliu našiel Hanáček (1976, s. 130) – dokumentačný bod č. 610.

ide o schreyeralmské vápence. *Glomospira densa* (PANTIĆ) sa zistila aj na svahoch upadajúcich do údolia Podhradia (údolie Slatinského potoka) severne od Mojtína (lokalita 19 v cit. tab. 1, výbrus S-663). Fáciu, z ktorej pochádza, však nemožno identifikovať. *Glomospira densa* (PANTIĆ) a *Citaella dinarica* (KOCHAŇSKÝ – DEVIDE et PANTIĆ) zaznamenal Hanáček (1974, s. 13; 1976, s. 131) aj v sivých, hnedastých a ružovkastých, miestami krinoidových vápencoch z lokality sz. od Mojtína (lokalita 20 v cit. tab. 1, výbrusy S-652, S-653). *Glomospira densa* (PANTIĆ) sa podľa Hanáčka (1974, s. 13; 1976, s. 131) vyskytuje aj v kryhe svetlosivých, svetlých, ružových a hnedých vápencov na Tupom hrádku (lokality 21 a 22 v cit. tab. 1, výbrusy S-750/1, S-751/1, S-589).

Bohaté spoločenstvá mikrofauny získala Puškárová (1977) z okolia Riedkej. Z profilu Riedka I (pozostávajúceho z 26 vrstiev, z ktorých bolo spracovaných 7 vzoriek) v záreze cesty z Riedkej do doliny Radotiny na ľavej strane doliny (zhruba zodpovedá dokumentačnému bodu 27/96 Havrilu), t. j. podľa mapy (Havrila in Havrila et al., 2004) zo spodnejšej časti súvrstvia (najspodnejšia časť môže byť redukovaná presunovou plochou) z vápencov (červených, sivoružových až ružových, ružovočervených a flakátnych mikritických hľuznatých a tmavosivých mikritických vápencov), ktoré považovala za reiflinské, získala a určila Puškárová (l. c.) bohaté spoločenstvá ozúbkovaných konodontov bez väčšieho stratigrafického významu, neurčené sklerity holotúrií, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Gemeredella minuta* BORZA et MIŠÍK, *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Aeolisaccus* sp., foraminifery, ale najmä stratigraficky cenné platničkovité konodonty *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *M. mungoensis* (DIEBEL), *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. navicula* HUCKRIEDE a *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE). Z profilu Riedka II v záreze tej istej cesty (zhruba zodpovedá dokumentačnému bodu 26/96 Havrilu), t. j. podľa mapy (Havrila in Havrila et al., 2004) z vrchnejšej časti súvrstvia z výrazne lavicovitých fialovoružových až červených jemných kalových vápencov Puškárová (l. c.) získala a určila okrem už spomenutých druhov aj *Gondolella foliata* (BUDUROV). Vek súvrstvia stanovuje takto: profil Riedka I považuje za spodný longobard (medzi zónami curionii a archelaus) a profil Riedka II považuje za vrchný longobard (zóna archelaus). Na základe výskytu *Gondolella excelsa* (MOSHER) v profile Riedka II možno vek profilu obmedziť len na spodnú časť zóny archelaus.

Vzhľadom na to, že v okolí Riedkej aj v širšom areáli strážovského príkrovu do sedimentačnej oblasti schreyeralmských vápencov (najmä v ich vyššej časti) vstupujú „nasypania“ raminského vápenca¹⁰⁵ derivovaného z okraja wettersteinského rifu, treba konštatovať, že uvedené stratigrafické rozpätie platí aj pre fáciu raminských vápencov. Vrchná časť schreyeralmských a spodná časť raminských vápencov sa časovo prekrývajú.

Vzhľadom na to, že raminské vápence sú derivované z okraja wettersteinského rifu (na lokalite Riedka sa v nich zistili *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Aeolisaccus* sp.

a foraminifery), možno tento vek vzťahovať aj na fáciu wettersteinských rifových vápencov.

Predbežne sa ukazuje, že stratigrafické rozpätie schreyeralmských vápencov (ich hornej hranice) strážovskej časti považského príkrovu sa zväčšuje smerom od východu, resp. juhovýchodu na západ, resp. na severozápad. Na lokalite Sokolie sa horná hranica pohybuje v rozpätí ilýr až fasan. Keďže údaj pochádza len z bodovej vzorky, presnejšie nie je stanovená. Na lokalite Mojtín sa preukázal vrchný fasan – zóna curionii – s možnosťou, že hranica je ešte vyššie. Na lokalite Riedka preukázaná horná hranica je spodná časť vrchného longobardu (spodná časť zóny archelaus). Je to spôsobené progradáciou wettersteinského rifu v tomto smere, alebo to o nej svedčí.

Konodonty a holotúrie získal Pevný (1984) aj z niekoľkých lokalít v okolí Mojtína. Z lokality 1 (zodpovedá približne dokumentačnému bodu 55/96 Havrilu) z hnedastých vápencov určil: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Gondolella* sp., *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Didymodella alterneta* (MOSHER), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE) a *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE). Z lokality 2 (neďaleko od lokality 1) zo svetlosivých až žltkavých celistvých vápencov určil: *Gondolella* sp., *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Theelia undata* MOSTLER, *Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL et EXLINE, *Kuehnites spiniperforatus* (ZAWIDZKA), *Priscopodatus stauroucomitoides* MOSTLER a *Achistrum* sp. Z lokality 3 (zodpovedá približne dokumentačnému bodu 361/02 Havrilu) zo svetloružových vápencov určil: *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Lonchodina posterognathus* (MOSHER), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Hindeodella (Metaproniodus) suevica* (TATGE), *Enantiognathus zieglerei* (DIEBEL), *Theelia undata* MOSTLER, *Acanthotheelia spinosa* FRIZZELL et EXLINE, *Priscopodatus tyrolensis* MOSTLER, *Tetravirga perforata* MOSTLER, *Eocaudina subhexagona* GUTSCHICK; CANIS et BRILL a *Calclamna* sp. Z lokality 4 (zodpovedá približne dokumentačnému bodu 81/96 Havrilu) z tenkovrstvovitých celistvých ružových a žltkastých vápencov určil: *Prioniodina venusta* (HUCKRIEDE), *Theelia undata* MOSTLER a *Priscopodatus triassicus* MOSTLER. Asociáciu mikroorganizmov na všetkých lokalitách zhodnotil ako ilýrsku. Po revízii treba asociáciu považovať za ilýrsku až fasanú.

Novšie biostratigrafické údaje zo schreyeralmských vápencov sa získali z okolia Mojtína. Konodonty získané zo vzoriek odobraných Havrilom (najmä zo spodnejšej časti súvrstvia, kde sa zaznamenal aj výskyt brachiopódov) určili Havrila a Pevný (in Havrila, 1997). Pochádzajú zo vzoriek 948 – 951. Tieto biostratigrafické údaje sú uvedené na s. 39 – 40.

Na základe uvedených údajov bolo možné spresniť stratigrafické rozpätia vápencov. Počiatok sedimentácie pelagických facií (schreyeralmských vápencov) v považskom príkrove v okolí Mojtína nastal vo vrchnom ilýre. Dokumentuje to spoločenstvo brachiopódov anisu (pelsónu až ilýru), ktoré publikoval Kulcsár (1917, 1918, s. 198), a spoločenstvo konodontov (vzorky 948, 949). V spodnej časti súvrstvia však už prebieha rozhranie ilýru a fasanu (vzorka 950 už zodpovedá spodnému fasanu). Vrchná hra-

¹⁰⁵Vzhľadom na mnohonásobné striedanie týchto dvoch facií v profile, často najmä na mape (napr. v okolí Riedkej, ale najmä v okolí Tupého hrádku), nie je možné určité oblasti zaradiť k jednej či druhej facií.

nica súvrstvia nie je dobre datovaná. Len na lokalite Riedka bol stanovený vek spodná časť vrchného longobardu (spodná časť zóny archelaus) a tým sa dosiahli presnejšie výsledky. Najpravdepodobnejšie teda je, že ich sedimentácia sa skončila počas zóny archelaus.

Dobre odlišiteľné raminské vápence vrchného ilýru až kordevolu vystupujú v širšom okolí kóty Svrčinovec (760) medzi Riedkou a kótou Radová a tiež južne od Tupého hrádka.

Za raminské vápence možno považovať „polohy šedých slabokrinooidových až krinooidových vápencov... zväčša organodetritickej štruktúry s dobre zachovanými článkami krinooidov...“, ktoré zistil Hanáček (1969; 1976, s. 127) v rámci nerozlišených vápencov pelsónu až ilýru napríklad na severných svahoch Bieleho potoka, v údolí Radotiny a na Tupom hrádke. Podľa neho „... ide o krinooidovo-foraminiferový, slabo premytý biosparit, miestami o biomikrit s článkami krinooidov a prierezmi schránok lamelibranchiátov.“

Raminské vápence sú proximálny člen raminsko-göstlinského detritického turbiditného súvrstvia. Sú to dobre vrstvitité vápence s rovnými vrstvitými plochami, v proximálnej časti (ktorá je zachovaná v strážovskej kryhe považského príkrovu) svetlosivé, bielosivé až svetlohnedosivé, stredno- až hrubozrnné, hrubovrstvitité (na lokalite Tupý hrádok hrúbka vrstiev dosahuje 5 – 85 cm), detritické, s organodetritom a s drobnými brachiopódmi, s tenkostennými lamelibranchiátmi a amonitmi. Hrúbka vrstiev klesá so vzdialenosťou od zdroja (wettersteinského rifu), z ktorého je detrit derivovaný, smerom do panvy. Týmto smerom klesá aj hrúbka zrna a mení sa (tmavne) farba vápencov. Distálnejšia časť raminskej fácie je zachovaná v spodnejšom príkrove – v príkrove Ostrej Malenice. Distálny člen súvrstvia (göstlinské vápence) je zachovaný v najspodnejšom príkrove hronika Strážovských vrchov, v príkrove Homôľky. Vstupujú do partnašskej bazénovej fácie a tým zakončujú jej vývoj (vývoj karbonátovej časti sledu). Na rozdiel od toho, raminské vápence – proximálny člen súvrstvia – vstupujú do sedimentačného priestoru schreyeralmských vápencov. Ich sedimentáciu vo vrchnej časti spočiatku len prerušujú, neskôr celkom zakončujú.

Zo sutiny sivých krinooidových vápencov v údolí Radotiny na južných svahoch kóty Radová (lokalita 15 v cit. tab. 1) uvádza Hanáček (1976, s. 130) *Citaella dinarica* (KOCHAŇSKÝ – DEVIDE et PANTIĆ) a *Glomospira densa* (PANTIĆ). Masový výskyt *Glomospira densa* (PANTIĆ) uvádza (l. c.) z hnedých krinooidových vrstvitých vápencov nachádzajúcich sa uprostred hnedosivých až ružovo-hnedých, miestami hľuznatých masívnych alebo vrstvitých vápencov v údolí Radotiny západne od Priedhoria (lokalita 14 v cit. tab. 1).

Rozpúšťaním vápencov s cieľom zistiť ich vek pomocou konodontov a holotúrií z najvyššej časti raminských vápencov z bezprostredného podlažia wettersteinských vápencov (dokumentačný bod 277/98 Havrilu) sa zatiaľ nedospelo k výsledku. Z lokality Tupý hrádok Havrila a Pevný zo vzorky 735 určili nasledujúce spoločenstvo spodného fasanu: *Gondolella cornuta* (BUDUROV et STEFANOV), *G. longa* (MOSHER), *G. excelsa* (MOSHER), *G. szaboi* KOVÁCS, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella (Metaprioniodus) spengleri* (HUCKRIEDE), *Ozarkodina tortilis* (TATGE), *Enantiognathus petreviridis* (HUCKREIDE), zúbky rýb, šupiny rýb, glaukonitové jadrá

ulitníkov, ostrakódy a ojedinelé foraminifery. V príkrove Ostrej Malenice vek hornej hranice tohto súvrstvia je kordevol. V strážovskej časti považského príkrovu, z priestoru ktorého sa progradácia okraja platformy začala, treba uvažovať o staršom veku hornej hranice fácie, keďže progradácia potom pokračovala do priestoru príkrovu Ostrej Malenice. Spodná hranica je stanovená na základe horného rozpätia fácie schreyeralmských vápencov. V ich hornej časti sa už vyskytujú „nášpy“ raminských vápencov.

Bebravská skupina

Bebravská skupina zahŕňa dolomitové brekcie rifovej haldy a plytkovodné rifové aj lagunárne súvrstvia wettersteinskej fácie, t. j. súvrstvia karbonátovej plošiny a jej okraja.

Dolomitové brekcie rifovej haldy ladinu až kordevolu sú zastúpené na malom priestore. Ich vystupovanie je skôr výnimkou ako pravidlom. Vystupujú v nadloží schreyeralmských vápencov a v podloží wettersteinských vápencov v tenkom pruhu tiahnucom sa od Javoriniek do Hluchej doliny, na jej severné svahy a odtiaľ sa v podobe šošoviek, sporadicky vystupujúcich pod wettersteinskými vápencami, ťahajú až k Priedhoriu. Ich väčší izolovaný výskyt je v údolí severne od Mažiara. Podmienenčne sem možno zaradiť aj dolomity vynárajúce sa spod wettersteinských vápencov v závere údolia smerujúceho spod hrebeňa Svrčinovec – Mažiar ústiaceho do doliny Radotiny. Tvoria ich dolomitizovaný detrit derivovaný z okraja karbonátovej platformy. Klasy tvorené svetlosivým dolomitom sú „utopeňé“ v dolomitovom piesku.

Krivý (in Ďurovič a Krivý, 1980, s. 46) ich označil podľa Sartheina (1965) termínom talusové organogénne brekcie (*Riffblockschutt, Riffschuttblockablagerung*) a konštatoval ich neprítomnosť.

Wettersteinské vápence vrchného ilýru až kordevolu sú totožné s kriedovým bielym vápencom (Foetterle, 1865), s bielym vápencom a svetlosivým bielym riasovým vápencom zhodným s *wetterlingským* vápencom (Kulcsár, 1918, s. 198), s veternickým vápencom (Andrusov, 1936, s. 17; Koutek et al., 1938 in 1939) a s wettersteinským vápencom (Andrusov, 1951).

Tvoria mohutné teleso narezané prítokom Mojtinskeho potoka v Hluchej doline. Odtiaľ ho možno na východ cez hrebeň spájajúci kótu Svrčinovec (760) a kótu Mažiar (947) a cez sz. hrebeň Sokolia sledovať do údolia Bieleho potoka smerom k Priedhoriu a na kótu Sekaná. Toto teleso možno nesúvisle sledovať v okolí Mojtína, kde vápence vystupujú v okolí tretej Štúrovej brány. Odtiaľ sa v úzkom pruhu ťahajú na sever k Rakytníku (806,9 m n. m.), k Borovej (685,0 m n. m.) a k mlynu – samote Uhliská. Menšie výstupy sú na kóte Dievča, v podloží paleogénu v okolí Svinských chlievov a v údolí Radotiny.

Vystupujú v nadloží schreyeralmských vápencov, teoreticky aj priamo v nadloží steinalmských vápencov. Vzhľadom na to, že ide o litologicky podobné typy vápencov (steinalmských a wettersteinských), ich vzájomné odlišovanie je v tomto prípade obtiažné a vedenie hranice medzi nimi je možné len ťažko. Wettersteinské vápence sú svetlé až biele, mikrokryštalické, rekryštalizované a väčšinou bez poznateľných úložných pomerov. V oblasti západne od Hluchej doliny dosahujú relatívne malú hrúbku. Sú svetlé (sivo-

biele, pleťové, svetlohnedosivé), mikrokryštalické, často bez zreteľnej vrstvitosti, inokedy prevažne hrubovrstvovité (s hrúbkou vrstiev 20 – 50 cm, často však 50 – 200 cm). Len na báze súvrstvia sú lokálne vyvinuté tmavšie rovnoploché tenkovrstvovité vápence malej, niekoľkometrovej hrúbky. Vo vrchnej časti súvrstvia obsahujú organodetrit (detrit krioidových článkov). Maheľ (1982) ich v tejto oblasti prekvapivo zaradili k tmavým vápencom anisu.

Wettersteinské vápence na študovanom území zastupuje rifová aj lagunárna fácia. Hanáček (1974, s. 20; 1976, s. 135) lokalizoval rozšírenie rifovej (korálovo-hubkovej) fácie do priestoru medzi mlynom Uhliská východne od Mojtína a Priedhorím, konkrétne na severné svahy kóty Sokolie, oblasť Mojtína a údolie Bieleho potoka, kde podľa neho tvoria telesá rôznej veľkosti a nepravidelného tvaru. Hanáček (1974, s. 17; 1976, s. 135) ich charakterizoval takto: „... ide o mikritické a mikrosparitické vápence. Dosť rozšírenou mikrofáciou sú však aj organodetritické vápence (biosparity) preplnené úlomkami organických zvyškov, a organogénne rifové vápence (biolity), preplnené predovšetkým článkovanými vápnitými hubami, korálmi, riasami, lamelibranchiátmi, ojedinele aj foraminiferami a... problematickými organickými zvyškami. Pre tieto vápence sú typické... evinospongiové textúry.“ Krivý (1975, s. 25 až 26) ich charakterizoval takto: „... korálovo-hubovú (rozumej subfáciou)... reprezentujú organodetritické, menej organogénne vápence. Základnými zložkami organodetritických typov sú úlomky rozmanitých organizmov, tmelené hmotou chemogénnej povahy. Podstatnú časť klastov tvoria fragmenty zelených rias, sinných rias, vápnitých húb, solenopór, korálov, brachiopódov, lamelibranchiátov, gastropódov, foraminifer a pod... Sediment zodpovedá rudítovej a arenitovej kategórii, spevnenej inkrustačným a drúzovým tmelom. Rozšírené sú aj intraklasty kalových a pelmikritických vápencov. ... Zdá sa, že najvýraznejšie je zastúpený sediment otvoreného litorálu tvorený klastickými úlomkami organizmov rozmanitých skupín arenitovej a rudítovej frakcie. ... Rifové organogénne vápence, pre ktoré sú charakteristické evinospongiové textúry, vystupujú vo forme enkláv uprostred organodetritických vápencov. ... menších rozmerov dosahujú v oblasti kóty Svrčinovec (800,5), kóty 870,3 a v údolí Biely potok... Základnými konštrukčnými elementami rífov sú koraly, vápnité hubky a solenopóry.“

Podľa Krivého (in Ďurovič a Krivý et al., 1980, s. 46) „Členitosť sedimentačného priestoru v spodnom ladine nebola ešte výrazná, v biotope prevládali rastlinné spoločenstvá a celá oblasť mala ráz riasovej plošiny. Až vo vyššom ladine objavujú sa súvislejšie rifové telesá, ktoré pravdepodobne lemovali riasovú plošinu na východnom a juhovýchodnom okraji.“

O zastúpení aj lagunárnej fácie svedčia údaje Bystrického (in Hanáček, 1972, s. 57; in Hanáček, 1976, tab. 3) z kóty Sekaná východne od samoty Priedhorie, kde vo výbruse S-725/1 sa zistila *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA¹⁰⁶ a *Poikiloporella duplicata* (PIA) PIA. Spoločné vystupovanie uvedených rias svedčí o spodnokarnskom veku vápencov. *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA uvádza aj Maheľ (1962; 1971, s. 18 – 20, 28) z bližšie neurčenej lokality z údolia Bieleho potoka, od mlyna Uhliská a tiež

z hrebeňa kóty Sekaná východne od Priedhorie. Na hrebeni kóty Sekaná sa pomerne bežne vyskytujú loferitové textúry. Tie sa zistili aj na kóte Svinské chlievy, čo svedčí o rozsahu rozšírenia lagunárnej fácie. Krivý (1975, s. 26) riasové vápence charakterizoval takto: „V prevažnej časti sú to biosparity... v menšom rozsahu biomikrity a biopelmikrity.“ Prvé fosílie (gyroporely) z bieleho vápencu anisu (rozumej wettersteinských vápencov) tohto územia severne od Mojtína v Hluchej doline na južných svahoch Svrčinovca našiel Kulcsár (1915, s. 117; 1918, s. 200).

Z wettersteinských vápencov korálovo-hubkovej fácie z údolia Bieleho potoka južne od Priedhorie Kochanová (1962, s. 6), Pevný (1968, s. 3, lokalita Priedhorie – 100 m od lomu na pravom brehu Bieleho potoka) a Kochanová a Pevný (1976, s. 18 – 19, lokalita 21 – asi 170 m poniže lomu v doline Bieleho potoka južne od Priedhorie; lokalita 22 – asi 200 m poniže lomu na pravom brehu Bieleho potoka na svahu; lokalita 23 – východy na ceste poniže kameňolomu na ľavom brehu Bieleho potoka; s. 37, lokalita 21) uvádzajú nasledujúce ladinské spoločenstvo: *Pteria cassiana* (BITTNER), *Pteria caudata* (STOPPANI), *Pteria cf. arcuata* (MÜNSTER), *Pteria sp.*, *Chlamys (Praelchlamys) cf. rotai* (TOMMASI), *Chlamys (Velata) reticulata* (SCHLOTH.), *Ornithopecten wissmanni* (MÜNSTER), *Radulonectites? cf. flagellum* (STOPPANI), *Entolium discites* (SCHLOTH.), *Entolium sp.*, *Aviculopecten sp.*, *Mysidoptera spinigera* BITTNER., *Mysidoptera cf. cainalloi* (STOPPANI), *Mysidoptera sp.*, *Neritaria cf. incisa* (KITTL), *Taxoconcha brochii* (STOPPANI), *Terquemina noetlingi* (FRECH), *Worthenia canalifera* (MÜNSTER), *Tetractinella cislensis* (BITTNER) a *Dioristella cf. indistincta* (BEYRICH)¹⁰⁷. Siblík (in Kochanová a Pevný, 1976, s. 37, z lokality 21) uvádza nasledujúce ladinské spoločenstvo: *Diplospirella ex gr. sufflata* (MÜNSTER.) a *Euractinella ex gr. contraplecta* (MÜNSTER.). Maheľ (1985, s. 105) tvrdí, že Siblík z údolia Bieleho potoka určil aj *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *Thecosmilia subdichotoma* MÜNSTER., *Hexaster sp.*,¹⁰⁸ *Dioristella cf. indistincta* (BEYRICH) a *Tetractinella cislensis* (BITTNER).

Približne z tej istej lokality, t. j. z údolia Bieleho potoka jz. od kameňolomu (výbrus S-651/c), Jablonský (in Hanáček, 1971, 1972, 1974, 1976) určil *Collosporgia catenulata* (OTT). Z lokality západne od Mojtína na kóte 653,5 (výbrus S-715) a z lokality v Bielom potoku (výbrusy S-564/1, 551c/1, 603/a) určil *Vesicocaulis cf. alpinus* OTT, z východných svahov Bieleho potoka (dokumentačný bod 619) určil *Follicatena cautica* OTT, zo sv. svahu Čierneho vrchu *Girtyocoelia oenipontana* OTT a z údolia Bieleho potoka (výbrus S-551/b) *Uvanella irregularis*. Všetky uvedené taxóny sú podľa neho charakteristické len pre ladín. Z nomenovaných lokalít uvádza *Tubiphytes obscurus* MASLOV. *Dictyoceelia manon* (MÜNSTER.) sa uvádza (l. c.)

¹⁰⁷Kochanová (1964) a Maheľ (1962, s. 112; 1962, s. 139; in Maheľ et al., 1967, s. 153) uvádzajú sčasti odlišné spoločenstvo: *Pteria caudata* (STOPPANI), *Pteria cassiana* (BITTNER), *P. cf. arcuata* (MÜNSTER), *Eopecten reticulatus* (SCHLOTH.), *Mysidoptera spinigera* BITTNER., *Prospondylus (Philippiella) noetlingi* (FRECH), *Worthenia canalifera* MÜNSTER a *Taxoconcha brochii* (STOPP.).

¹⁰⁸Toto sú jediné určenia korálov zo študovanej oblasti. O existencii korálov, ako už bolo uvedené, sa zmieňuje aj Hanáček (1976) a Krivý (1975, 1980). Z lokalít mimo študovaného územia koraly spracoval Kolosváry (1958).

¹⁰⁶Zistila sa z uvedenej lokality (Hanáček, 1974, s. 25) aj vo výbrusoch S-723/2a, S-724, S-724/5 a S-725.

z lokality východne od Mojtína pri kóte 480,5 (výbrus S-591c), z lokality v údolí Bieleho potoka južne od Priedhoria (výbrusy S-552, S-619, S-551), z lokality jv. od Priedhoria (výbrusy S-641/1, S-642/b, S-645/b) a z lokality severné svahy kóty Sokolie (výbrus S-603/a).

Z južných svahov Svrčinovca z výbrusu S-80 určil Salaj (in Hanáček, 1969, s. 44; in Hanáček, 1972, s. 57; in Hanáček, 1974, s. 21; in Hanáček, 1976, s. 136) *Duostomia* sp., *Meandrospira* sp., *Colaniella* sp. a *Variostoma* sp.

Hubky sa novšie našli aj na južných svahoch kóty Sviniské chlievy a v záreze cesty z Riedkej do Trstia pri lome.

Wettersteinské dolomity ?fasanu až ?spodného tuvalu sú zhodné s „kriedovým dolomitom“ (Foetterle, 1865) a so svetlosivým alebo bielym „cukrovým“ alebo brekciovitým dolomitom (Kulcsár, 1918, s. 198).

Vystupujú v nadloží wettersteinských vápencov medzi Suchým vrchom, Rakytníkom, Borovou a Mojtínom a tiež na kóte 876,5 západne od Mojtína.

Litologicky sú zhodné s wettersteinskými dolomitmi príkrovu Ostrej Malenice. Sú svetlosivé až bielosivé, mikrokryštalické až zreteľne zrnité v dôsledku rekryštalizácie. Často sú pórovité. Pre ich rozpadavosť na piesok až štrk je ťažké stanoviť ich úložné pomery. V priestore okolo Mojtína sa vyskytujú aj brekciovité typy dolomitov. Pravdepodobne ide o rifovú sutinu.

Zhrnutie

Na základe rozmiestnenia jednotlivých facií, resp. sekvencií facií sa potvrdil názor, že faciálne oblasti boli oddelené synsedimentárnymi zlomami, a teda viažu sa na tektonické kryhy veľkého plošného rozsahu. Zároveň sa zistilo, že jednotlivé zlomy fungovali v rôznych časových úrovniach (nevznikli súčasne), rôzne dlhý čas a s rôznou intenzitou pohybov na nich. Zistil sa pomerne presný čas vzniku jednotlivých zlomov a časový interval trvania ich aktivity (pozri obr. 14B). Sedimentačný priestor sa rozčlenil na základné faciálne oblasti (karbonátové plošiny a bazény) vo vrchnom pelsóne. Rozhrania faciálnych oblastí neboli potom trvalé, pretože počas svojho trvania ich netvoril jediný zlom, ale postupne sa v tejto úlohe uplatnili aj iné paralelné zlomy. Ten istý priestor ležiaci na rozhraní základných faciálnych oblastí na západnej strane mojtínsko-harmaneckej plošiny (sedimentačný priestor, z ktorého sa neskôr štrukturalizoval príkrov Ostrej Malenice) mal sprvu spoločný vývoj s bazénovou faciálnou oblasťou, t. j. so sedimentačnou oblasťou, z ktorej sa neskôr štrukturalizoval príkrov Homôľky, keďže oba priestory (vývoje) boli ako celok oddelené zlomom od sedimentačnej oblasti karbonátovej plošiny (z nej sa neskôr štrukturalizoval považský príkrov) a rozprestierali sa na jednej kryhe. Prechodne sa, navyše, pelagizovala aj okrajová časť sedimentačného priestoru považského príkrovu. Po skončení aktivity na zlome ohraničujúcom karbonátovú plošinu a tiež na zlome oddeľujúcom pelagizovaný okraj sedimentačného priestoru považského príkrovu nastal spoločný vývoj sedimentačného priestoru Ostrej Malenice, medzitým splytčeného progradáciou platformy, so sedimentačnou oblasťou karbonátovej plošiny. Nový zlom, založený v čase skončenia aktivity na prvom spomenutom zlome, potom priestor Ostrej Malenice oddelil od sedimentačnej bazénovej faciál-

nej oblasti. Výsledkom celého procesu bol spočiatku návrat karbonátovej plošiny do jej pôvodnej veľkosti, neskôr jej rozšírenie. Podobný, mierne odlišný, resp. možno zložitejší vývoj prebehol aj na východnej strane mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny, t. j. v štureckej faciálnej oblasti (z ktorej sa neskôr štrukturalizoval príkrov Veľkého Šturca), pretože tá sa rozdelila na dve kryhy, ktoré majú paralelný priebeh s okrajom plošiny. Mojtínsko-harmanecká karbonátová plošina bola z oboch strán lemovaná kryhami, ktoré sa po epizodickej pelagizácii vrátili k plynkovodnému vývoju a pričlenili sa späť k plošine.

Prehĺbila sa znalosť postupu tvorby a vývoja bazénov hronika, ktorý závisel od opísaného vzniku zlomovo obmedzených kryh a následného vývoja na nich (pozri obr. 14B, 14C).

Bazén Dobrej Vody sa vyvíjal takto: Vo vrchnom pelsóne prebehla úvodná pelagizácia (doložená vystupovaním zámostského súvrstvia, resp. reiflinských vápencov na báze pelagickej sekvencie) priestoru, v ktorom sedimentovali horninové sledy zachované v príkrovoch Dobrej Vody, Homôľky a Ostrej Malenice. Ich sledy sa spočiatku vyvíjali spoločne na jednej poklesnutej kryhe. Juhovýchodne (v dnešných súradniciach) od tohto priestoru sa na inej kryhe začala vyvíjať karbonátová platforma. Vo vrchnom ilýre nasledovala dočasná pelagizácia (doložená vystupovaním schreyeralmských vápencov na báze pelagickej sekvencie, bez vystupovania zámostského súvrstvia v ich podloží) mojtínskej kryhy, teda okrajovej časti karbonátovej platformy – priestoru, v ktorom sedimentoval horninový sled zachovaný v čelovom čiže externom priestore strážovskej časti považského príkrovu. Počas fasanu až spodnej časti longobardu progradácia wettersteinského rifu v smere od vnútorného okraja mojtínskej kryhy k jej vonkajšiemu okraju (k bazénu) „vytlačila“ z nej pelagický vývoj. Tým sa mojtínska kryha pričlenila späť ku karbonátovej platforme. Následne obdobný vývoj prebehol v smere k panve v sedimentačnom priestore sledu zachovaného v príkrove Ostrej Malenice. Bolo to po rozdelení kryhy s pelagickými sledmi zachovanými v príkrovoch Dobrej Vody, Homôľky a Ostrej Malenice. Priestor so sledom Ostrej Malenice sa oddelil a prestal sa prehlbovať, na rozdiel od priestoru so sledmi Dobrej Vody a Homôľky. Počas kordevolu a po ňom pelagický vývoj s prehlbovaním priestoru prebiehal v tejto oblasti už len v sedimentačnom priestore sledu zachovaného v príkrove Homôľky. Z vystupovania lunzských vrstiev nad wettersteinskými vápencami rifovej faciie v slede zachovanom vo veterlínskom príkrove možno usudzovať, že prehlbovanie priestoru nachádzajúceho sa externe od karbonátovej plošiny v ojedinelých prípadoch prebiehalo aj po kordevole ešte v iných oblastiach.

Bazén Bieleho Váhu sa vyvíjal takto: Vo vrchnom pelsóne prebehla počiatková ?celoplošná pelagizácia (dokumentovaná vystupovaním zámostského súvrstvia na báze pelagického sledu) priestoru. V ňom následne pravdepodobne na spoločnej kryhe sedimentovali horninové sledy štureckej a bielovážskej faciálnej oblasti. Externe od tohto priestoru sa na inej kryhe začala vyvíjať karbonátová platforma. Vo vrchnom ilýre sa pelagizovaný priestor diferencoval. V okrajovej časti bazénu (na oddelenej štureckej kryhe) sa prehlbovanie spomalilo. V dôsledku toho nad

zámostským súvrstvím sa usadili dobre vetrané, relatívne plytkovodnejšie fácie schreyeralmsko-reiflinského typu. Pelagická sekvencia v tejto časti bazénu dosiahla pomerne malú hrúbku. Rýchlejšie prehlbovanie v tom čase prebiehalo v centrálnejšej časti bazénu – v bielovážskej faciálnej zámostským súvrstvím sa usadili dobre vetrané, relatívne plytkovodnejšie fácie schreyeralmsko-reiflinského typu. Pelagická sekvencia v tejto časti bazénu dosiahla pomerne malú hrúbku. Rýchlejšie prehlbovanie v tom čase prebiehalo v centrálnejšej časti bazénu – v bielovážskej faciálnej oblasti. V dôsledku toho nad zámostským súvrstvím sa usadili fácie reiflinských a parnašských vrstiev pomerne veľkej hrúbky. Počas vrchného longobardu až kordevolu v štúreckej faciálnej oblasti pelagickú sedimentáciu nahradila plytkovodná karbonátová sedimentácia okraja platformy. V bielovážskom bazéne pokračovalo prehlbovanie s pelagickým vývojom. Počas ?julu nastal pokles kryhy oddelenej z okrajovej časti platformy, t. j. z okrajovej časti štúreckej faciálnej oblasti, na ktorej sa dovtedy vyvíjali rify wettersteinskej fácie. V dôsledku toho boli tieto rify (okolie Liptovskej Osady), prípadne predrifové sedimenty rifovej haldy (pri Nemcoch) pochované pod pomerne hrubou masou sedimentov lunzských vrstiev.

V litostratigrafickom výskume boli opísané strážovské vápence a redefinované gaderské vápence. Na rozhraní bebravskej a štúreckej faciálnej oblasti (v širokom okolí Horného Harmanca) vo vrstvovom slede pribudli steinalmské vápence, ktorých vek bol dobre doložený spracovaním dasykladálnych rias. Preukázalo sa, že po rozčlenení priestoru vo vrchnom pelsőne sa ich vývoj v pelagizovaných oblastiach skončil a nahradil ho vývoj vápencov zámostského súvrstvia. V plytkovodných oblastiach ich vývoj pokračoval. Preukázalo sa, že rifový vývoj „hlavného dolomitu“ sa vyskytuje v podloží sedimentov lunzských vrstiev, a teda že ide o dolomitizovanú wettersteinskú rifovú fáciu.

Spoznali sme paleogeografickú pozíciu sedimentačného priestoru schreyeralmských vápencov. Vystupujú na dočasne mierne pelagizovaných kryhách vyskytujúcich sa na oboch okrajoch mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny. Ukázalo sa aj to, že tieto priestory boli pravdepodobne priaznivým prostredím pre život amonitov. Ozrejmila sa aj paleogeografická pozícia redefinovaných gaderských vápencov (sedimentovali na karbonátovej plošine). Začala sa jasnejšie črtiť paleogeografická pozícia vápencov zámostského súvrstvia (nepokrývajú celé pelagizované priestory, vyskytujú sa len pri okraji karbonátovej plošiny (obr. 14B), z ktorej pochádza ich organodetrický materiál).

V štúreckej faciálnej oblasti sa našli viaceré telesá wettersteinských rifových vápencov, pričom sa ukázala ich naviazanosť na línie faciálnych rozhraní tvorených synsedimentárnymi zlomami alebo na priestory kryhového charakteru vytvorené týmito zlomami. Telesá rifov vystupujú na rozhraní mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (bebravskej faciálnej oblasti) a bazénu Bieleho Váhu (bielovážskej faciálnej oblasti), v širšom priestore Veľkého Šturca (severne od Sásovej a Nemiec, medzi Jelencom a Motyčkami, medzi Liptovskými Revúcami a Liptovskou Osadou) a v okolí Horného Harmanca. Ukázalo sa, že telesá rifov vystupujúce v pomerne širokom priestore neboli súčasťou jediného progradujúceho telesa. Jedna skupina

menších nesúvislých telies sa vyskytuje na severo-južnej línii prebiehajúcej cez Horný Harmanec, druhá skupina pomerne väčších telies vystupuje v priestore medzi líniou Sásová – Jelenec – Liptovské Revúce a Liptovskou Osadou. Prvá skupina starších telies sa viaže na zlomovú líniu, druhá skupina mladších telies („súvisle“ zaplňajúcich spomenutý priestor) na kryhu obmedzenú dvomi zlomami severo-južného smeru. Vznik a výskyt wettersteinských rifov je teda predurčený synsedimentárnou zlomovou tektonikou. Priebeh zlomov, keďže hronikum je zachované len v podobe tektonických čiapok, možno rekonštruovať aj na základe výskytu rifových telies. K druhej skupine rifov treba zaradiť aj dolomitizované rifové telesá vystupujúce západne od Liptovskej Osady. V minulosti sa pokladali za rifový vývoj hlavného dolomitu. Vzhľadom na to, že vystupujú pod lunzskými vrstvami, ide teda o wettersteinské rify, ktoré boli zdrojom mohutných telies raminsko-göstlinských sedimentov turbiditnej povahy.

Výskyt wettersteinských rifových telies v štúreckej faciálnej oblasti pomohol odhaliť dvojkryhový charakter štúreckej faciálnej oblasti. Rozmiestnenie facií na týchto kryhách zmenilo dovtedajšie predstavy o procese progradácie rifových komplexov. Ukázalo sa, že tu nejde o jednoaktový plynulý proces, ale že okraj platformy bol z času na čas ohraničený iným zlomom/zlomami, teda sa premiestňoval. Čiastkových progradáčnych línií bolo postupne viac a len jedna z nich bola rozhodujúca pre tvorbu mohutného turbiditného systému zachovaného v bielovážskom bazéne.

Sprivedným produktom výskumu bolo vyčlenenie nových tektonických telies pochádzajúcich z priestoru štúreckej faciálnej oblasti (príkrovu Malého Šturca a príkrovu Veľkého Šturca). Dosiadnuté výsledky sú predpokladom na (re)definíciu štúreckej faciálnej oblasti, štúreckého vývoja a štúreckého príkrovu.

CHARAKTERISTIKA JEDNOTLIVÝCH FACIÁLNYCH PRIESTOROV HRONIKA

Obdobie pokojného, relatívne jednotného vývoja karbonátovej sedimentácie v celom priestore hronika sa skončilo v priebehu stredného až vrchného pelsőnu, keď sedimentačný priestor postihlo náhle batymetrické rozrôznenie súvisiace so zvýšením tektonickej aktivity. Temer všeobecne sa ráta so synsedimentárnou tektonickou aktivitou (Bechstädt a Mostler, 1976; Epting et al., 1976; Channel, d'Argenio a Horváth, 1979; Horváth a Vörös, 1980; Brandner a Resch, 1980; Roeder, 1987).

Predpoklad, že priestor sa rozrôznil vďaka uplatneniu synsedimentárnej zlomovej aktivity, teda že jednotlivé sedimentačné prostredia (bazény, karbonátové plošiny) vznikli poklesávaním krýh vzniknutých zlomami, sa podarilo potvrdiť. Kvalita (faciálny vývoj) týchto sedimentačných prostredí závisí od subsidencie, od toho, či bola náhla alebo plynulá, a od toho, či bola kompenzovaná sedimentáciou alebo nie.

Bazény hronika museli vzniknúť počiatočným náhlým poklesom, ktorý sa nestačil kompenzovať sedimentáciou. Subsidencia plošinových priestorov sa vyhla takýmto náhlým poklesom, keďže sa po celý čas stačila kompenzovať karbonátovou sedimentáciou. Od rýchlosti subsidencie a ekologických parametrov (teplota a salinita vody) na plo-

závisel charakter sedimentácie na nich. Od rýchlosti subsidencie na okrajových kryhách karbonátových plošín záviselo, či vznikli rify, či potom progradovali alebo či išlo o agradáciu. Charakter sedimentácie, samozrejme, závisel aj od pohybu morskej hladiny.

Hĺbka priestoru, v ktorom bazénová sekvencia vznikala, je pre nás stále záhadou. Odhady vychádzajúce z hrúbky výplne panvy upravenej indexom kompaktácie príslušných hornín doviedli niektorých autorov k pozoruhodnej hĺbke (1,2 – 2,5 km). Panvy však vznikli subsidenčným mechanizmom a aj (litologický) vývoj v nich bol celý čas diktovaný pomerom rýchlosti subsidencie a rýchlosti sedimentácie. Hrúbka výplne vznikajúcej počas subsidencie nemôže preto vypovedať o hĺbke panvy. O nej by mohli vypovedať fácie. Ak si uvedomíme, že partnašské súvrstvie vystupuje v blízkosti okraja platformy (Nemce) aj ďaleko v panve (Svarín), teda v priestoroch s odlišnou hĺbkou a pozíciou v panve, aj odvodzovanie hĺbky týmto spôsobom je problematické.

Bielovážska faciálna oblasť

Podľa súčasných poznatkov v reze sz.-jv. smeru naprieč hronikom sú od západu na východ zachované tri bazény: bazén Dobrej Vody, ráztočniansky bazén a bazén Bieleho Váhu. Zo zachovaných zvyškov hronika nemožno usudzovať, ako boli prepojené. Vzhľadom na výskyt pelagické fauny v nich o prepojení s otvoreným morom nemožno pochybovať.

Bazén Dobrej Vody

(sedimentačný priestor sledov: príkrovu Dobrej Vody, príkrovu Homôľky a hrušovského príkrovu)¹⁰⁹

Existenciu tohto bazénu prvýkrát konštatoval Havrila v prednáške prednesenej na seminári venovanom geodynamickému vývoju a hlbínnej stavbe Západných Karpát 17. – 18. 12. 1992. Následne sa stala základom manuskriptových prác Havrilu (in Havrila a Buček, 1992; 1993a). V týchto prácach sa konštatovalo, že bielovážska sekvencia sa vyskytuje v dvoch, v súčasnosti izolovaných priestoroch (bazénoch) oddelených karbonátovou plošinou (Havrila in Havrila a Buček, 1992, príl. 2; Havrila, 1993a, príl. 2 – 6).

Sedimentačný priestor, z ktorého pochádzajú zvyšky bielovážskej sekvencie vystupujúce v západnej z týchto oblastí (rozprestierajúcej sa v Malých Karpatoch, Brezovských Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovských vrchoch, Malej Fatre a pravdepodobne aj vo Vysokých Tatrách – obr. 3, 14B, 14C), bol neskôr pomenovaný ako bazén Dobrej Vody (Havrila in Kováč a Havrila, 1997, s. 4, obr. 4; Havrila, 1997, s. 2, obr. 4; Havrila in Kováč a Havrila, 1998, s. 275, obr. 2; Havrila in Havrila a Boorová, 2002; Havrila in Polák et al., 2003). Paleogeografická pozícia tohto bazénu bola načrtnutá v spomínaných aj v ďalších prácach Havrilu (in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 4; 1997, obr. 2, 3; in Plašienka et al., 1997, obr. 8, 9; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; in Polák et al., 2003). Názov bol odvodený od obce

Dobrá Voda, pri ktorej sa realizoval hlboký vrt (Michalík et al., 1987, 1992). Tento vrt prešiel celou triasovou časťou vrstvom sledu bazénu Dobrej Vody. Paleogeograficky bazén zaberá najseverozápadnejšiu, resp. najexternejšiu časť hronika vystupujúceho na povrch (obr. 1, 11).

Litologický obsah centrálnejšej časti bazénu je dokumentovaný vrstvom sledom preniknutým vrtom DV-1 Dobrá Voda (Michalík et al., 1987, 1992)¹¹⁰. Na povrchu ho charakterizuje vrstvom sled príkrovu Homôľky (obr. 14B) vystupujúci v Strážovských vrchoch, kde ho dokumentoval Havrila (in Havrila et al., 2004). Vrstvom sled okrajovejšej časti bazénu vystupuje na povrchu v spodnej časti veterlínskeho príkrovu Malých Karpát, v spodnej časti príkrovu Teplého vrchu, Podhradia a Beckova pri Podhradí, Starej Lehote a Beckove (obr. 15) v Považskom Inovci a v spodnej časti príkrovu Ostrej Malenice (obr. 14B) v Strážovských vrchoch¹¹¹.

Časové rozpätie existencie bazénu je stanovené dvomi udalosťami. Začína sa rozpadom jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny vo vrchnom pelse a končí sa skončením sedimentácie lunzských vrstiev v spodnom tuvale.

Sedimentačný priestor tektonicko-litologickej jednotky Furkasky, ktorú vo Vysokých Tatrách vyčlenil Guzik (1959), bol pravdepodobne súčasťou bazénu Dobrej Vody. Možno tak usudzovať vzhľadom na to, že nad touto jednotkou s panvovým vývojom leží jednotka Koryčisk s plytkovodným vývojom. Pozícia jednotiek s panvovým vývojom pod jednotkami s plytkovodným vývojom sa v stavbe hronika vyskytuje len v priestore vzniknutom z rozhrania bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (podobnú pozíciu majú síce aj jednotky vzniknuté z priestoru rozhrania ráztočnianskeho bazénu a harmaneckej karbonátovej plošiny, tie však majú rozdielny litostratigrafický obsah).

Ráztočniansky bazén

(sedimentačný priestor sledu východnej – vnútornej – časti považského príkrovu, resp. sedimentačný priestor sledu príkrovu)¹¹² znievskeho hradu)

Existenciu a paleogeografickú pozíciu tohto, vtedy ešte nepomenovaného malého bazénu naznačil Havrila (in Havrila a Kohút, 1994), keď konštatoval: „Reiflingské vápence (rozumej pri Ráztočne) vytvárali iba krátkodobé panvičky v podloží sedimentov karbonátovej plošiny čiernovážskej faciálnej oblasti.“ Paleogeografickú pozíciu bazénu zná-

¹¹⁰Obdobné litologické sledy boli zachytené viacerými vrtmi v podloží Viedenskej panvy. Z toho možno usudzovať na širší regionálny rozsah tohto bazénu.

¹¹¹Vrstvom sled tejto okrajovejšej časti bazénu na povrchu dokumentovali: vo veterlínskom príkrove Buček et al. (1991), Michalík et al. (1993) atď.; v Považskom Inovci pri Podhradí Havrila (1983; in Kohút et al., 2005) a pri Beckove Masaryk (1993) a Havrila (in Ivanička et al., 2005; 2008); v príkrove Ostrej Malenice Havrila a Pevný (1991) a Havrila (in Havrila et al., 2004).

¹¹²Toto alternatívne priradenie vychádza z toho, že okrem severného Žiaru nie je jasná tektonická príslušnosť sedimentov, ktoré tu zaraďujeme k sedimentom ráztočnianskeho bazénu. Teleso, ktoré Havrila (in Rakús et al., 1984) kartograficky vyčlenil v okolí znievskeho hradu, Rakús (1984) nazval „... príkrovová troska Studenca a Znievskeho hradu...“. Toto teleso Havrila a Rakús (in Rakús et al., 1984) zaradili v zmysle Mocka (1982) k ?siliciku. Rakús (1984, 1989) a Maheľ (1986) toto teleso stotožnili so strážovským príkrovom.

¹⁰⁹Pozri časť Príkrovová stavba (str. 78, 80).

zornil Havrila (in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Kováč a Havrila, 1997, obr. 4; 1997, obr. 4; in Plašienka et al., 1997, obr. 8, 9; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9; in Polák et al., 2003) medzi dvomi, sprvu nepomenovanými menšími karbonátovými platformami (obr. 1, 10, 13). Úzky bazén kanálového tvaru sa uzavrel stretnutím (spojením) oproti sebe progradujúcich okrajov spomenutých menších karbonátových platforiem¹¹³. Tým bol pochovaný pod takto vzniknutú veľkú karbonátovú platformou, ktorá bola najprv opisne nazvaná karbonátová platforma „vyšších“ príkrovov (Havrila in Kováč a Havrila, 1997, obr. 4; Havrila, 1997, s. 2, obr. 4; Havrila in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2), neskôr premenovaná na mojtínsko-harmaneckú karbonátovú platformu (Havrila in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9).

Sedimentačný priestor, z ktorého pochádzajú zvyšky bielovážskej sekvencie rozprestierajúce sa v južnom Žiari pri Ráztočne, v tektonickej troske pri Kláštore pod Znievom, pri Krpelanoch a pravdepodobne aj pri Rokoši [pozri: Havrila (in Rakús et al., 1984a, b; in Havrila a Kohút, 1994; in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Plašienka et al., 1997, obr. 8, 9; 1997)] pomenoval Havrila (1997, s. 4, 10; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9; in Polák et al., 2003) podľa obce Ráztočno. Neďaleko nej v záreze lesnej cesty je dobre odkrytý profil s celou hrúbkou panvovej výplne.

Reiflinské vápence od Ráztočna poznal už Biely (in Mahel', 1956). Celá história výskumu tejto oblasti je opísaná na s. 42. Najobsažnejšiu charakteristiku litologického obsahu tohto bazénu podal Havrila (1997), keď konštatoval: „Litologickú náplň ráztočnianskeho bazénu tvoria sčasti hľuznaté vápence (na báze súvrstvia), najmä však lavicovité vápence, preplnené organodetritom, obsahujúce množstvo brachiopódov a v niektorých polohách s nápadnými hľuzami rohovcov. V celej hrúbke sú bituminózne. Na základe litologického vývoja a na základe ich stratigrafického rozsahu ich možno s najväčšou pravdepodobnosťou stotožniť so zámostským súvrstvom (sčasti príp. s reiflinskými vápencami). V ich nadloží vystupujú wettersteinské dolomity a Mello (in Šimon et al., 1994) konštatuje aj prítomnosť wettersteinských vápencov. Podložie bazénovej výplne ráztočnianskej panvy tvoria vápence najnovšie označené ako gaderské vápence“¹¹⁴ (Polák et al., 1996).

O existencii reiflinských vápencov pri Rokoši sa zmieňuje Mahel' (1979b, s. 27; in Mahel' et al., 1982). Z jeho údajov nemožno usúdiť, súčasťou ktorého tektonického telesa vápence vlastne sú.

Stratigrafické rozpätie existencie ráztočnianskeho bazénu na základe biostratigrafických údajov získaných zo sedimentárnej výplne ráztočnianskeho bazénu bolo predbežne stanovené v rozmedzí vrchný pelsón až stredná časť fasanu (Havrila, 1997). Biostratigrafické údaje sú uvedené na s. 42 – 43.

¹¹³Západná z nich bola pomenovaná mojtínska, východná harmanecká (Havrila, 1997).

¹¹⁴Po redefinícii gaderských vápencov (Havrila in Havrila et al., 2001) možno svetlé vápence vystupujúce v podloží panvových vápencov pri Ráztočne stotožniť najpravdepodobnejšie so strážovskými vápencami (Havrila in Havrila et al., 2004), prípadne so steinalmskými vápencami.

Bazén Bieleho Váhu

(sedimentačný priestor sledov: chočského príkrovu, t. j. najvyššieho z príkrovov vystupujúcich na Veľkom Choči a príkrovov zreteľných v celých Chočských vrchoch a Západných Tatrách, na Považí – svarinsky príkrov – a na Pohroní – príkrovy Okošenej, Svíbovej a Bystrej)

Spengler (1932) pri prvom pokuse o faciálne rozčlenenie hronika (vtedajšieho stredného a vrchného subatranského príkrovu) východne od Revúckej doliny v priestore Nízkyh Tatrieh vyčlenil „Riff-freie Fazies (Lunzer fazies)“, t. j. nerifovú faciú (lunzskú faciú). Prvýkrát tak bol v chočskom príkrove (neskoršom hroniku) lokalizovaný a sčasti aj ohraničený bazénový priestor (jeho západná časť), ktorý bol neskôr pomenovaný ako bielovážsky a kryje sa s jeho súčasným chápaním. Východnejšia časť tohto bazénu je zachovaná v telese, ktorého vrstvový sled Biely (1960) v Nízkyh Tatrách označil termínom chočský vývin. Pre vrstvový sled toho istého telesa zaviedol Mahel' (1961a, b, 1962a, b) termín bielovážsky (ktorý sa neskôr vžil na pomenovanie panvového vývoja), použitý však v regionálnom rozsahu – pre všetky výskyt bazénovej sekvencie hronika. V tomto význame sa aj naďalej používal. Návrat k pôvodnému lokálnemu paleogeografickému rozsahu navrhol Havrila v prednáške prednesenej na seminári venovanom geodynamickému vývoju a hĺbnej stavbe Západných Karpát 17. – 18. 12. 1992. Následne sa stala základom manuskriptových prác Havrilu (in Havrila a Buček, 1992, 1993a). V týchto prácach sa konštatovalo, že bielovážska sekvencia sa vyskytuje v dvoch, v súčasnosti izolovaných priestoroch (bazénoch) oddelených karbonátovou plošinou (Havrila in Havrila a Buček, 1992; príl. 2; Havrila, 1993a, príl. 2 – 6). S bielovážskym bazénom sa stotožňuje východný z nich (obr. 1, 14B, 14C), ktorý sa považuje za typovú oblasť bielovážskej série.

Na pomenovanie bazénu bol zvolený (prevzatý) názov totožný s názvom panvovej (bielovážskej) sekvencie, zavedený Mahel'om (1961a, b) a odvodený od rieky Biely Váh v Nízkyh Tatrách.

Zvyšky sedimentačného priestoru bazénu Bieleho Váhu sú zachované v tektonických troskách (patriaciach k viacerým tektonickým telesám – čiastkovým príkrovom) rozprestierajúcich sa prevažne východne od revúckeho prielomu (obr. 3), najmä v Chočských vrchoch a v Nízkyh Tatrách. Menšie zvyšky sú známe aj z južných svahov Vysokých Tatier a z okolia Levíc. Pravdepodobne sem možno zaradiť aj okolie Dúbravice (Lešť) v Zvolenskej vrchovine.

O paleogeografickej pozícii bazénu Bieleho Váhu možno povedať len to, čo vedel už Spengler (1932), že leží východne od karbonátovej plošiny, dnes nazývanej mojtínsko-harmanecká plošina. V prípade, že paleogeografická pozícia čiernovážskej karbonátovej platformy má, ako sa všeobecne prijíma, severnejšiu, resp. externejšiu pozíciu vo vzťahu k bazénu Bieleho Váhu, je potom tento bazén najjužnejším (najvnútornejším) elementom hronika.

Litologický obsah bazénu definuje bielovážska séria (Mahel', 1961a, b), ktorú charakterizuje prítomnosť reiflinských vápencov a hrubých lunzských vrstiev (Mahel', 1961a, b, 1962a). Matějka (1927a, 1935), Spengler (1932) a Koutek (1935) poznali z tohto priestoru aj ďalšiu charakteristickú faciú – aónové bridlice. Sporadicky sa v litera-

túre objavoval aj termín partnašské bridlice (Bystrický, 1985), ktorý mal pomenúvať bridlice vystupujúce vo vrchnej časti reiflinských vápencov. Havrila (in Gross et al., 1993) celú vyššiu časť reiflinských vápencov vyznačujúcu sa ilovitou prímiesou zaradil k partnaškým vrstvám.

Časové rozpätie existencie bazénu Bieleho Váhu je stanovené dvomi udalosťami. Začína sa rozpadom jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny vo vrchnom pelsóne a končí sa skončením sedimentácie lunzských vrstiev v spodnom tuvale. Stratigrafické rozpätie existencie bazénu bolo stanovené na základe biostratigrafických údajov získaných zo sedimentárnej výplne bazénu. Biostratigrafické údaje sú sústredené v práci Havrila a Pevného (2000a, b).

Čiernovážska faciálna oblasť

Súčasnú poznatky hovoria, že po rozpade jednotnej gutensteinskej karbonátovej plošiny vznikli vo vrchnom pelsóne tri karbonátové plošiny (obr. 1). Od západu na východ sú to mojtínska a harmanecká plošina, ktoré sa neskôr spojili do jednej, mojtínsko-harmaneckej plošiny. Treťou je čiernovážska plošina. Na jej paleogeografické umiestnenie sa usudzuje len vzhľadom na jej pozíciu v neskôr vzniknutej príkrovovej sústave.

Vzhľadom na to, že treba uvažovať o prepojení jednotlivých bazénov hronika (z dôvodu migrácie pelagickej fauny), črtá sa predstava o „ostrovnej“, prípadne „polostrovnej“ povahe týchto plošín.

Mojtínsko-harmanecká karbonátová platforma (sedimentačný priestorsledov: považského príkrovu, nepalského príkrovu, kryhy Drieňka, vrásky Tlstej a príkrovu Malého Šturca)

Existenciu tejto karbonátovej plošiny prvýkrát konštatoval Havrila v prednáške prednesenej na seminári venovanom geodynamickému vývoju a hlbínnej stavbe Západných Karpát 17. – 18. 12. 1992. Následne sa stala základom manuskriptových prác Havrila (in Havrila a Buček, 1992, 1993a). V týchto prácach sa konštatovalo (Havrila in Havrila a Buček, 1992, príl. o 2; Havrila, 1993a, príl. 2 – 6), že čiernovážska sekvencia sa okrem svojej klasickej oblasti výskytu na Čiernom Váhu vyskytuje aj v súčasnosti v izolovanom priestore (rozprestierajúcom sa v Strážovských vrchoch, Žiari, Tribeči, sklenoteplickom ostrove, Veľkej Fatre a v Chočských vrchoch). V tomto priestore (obr. 4) je zachovaný zvyšok samostatnej karbonátovej plošiny (obr. 1, 10, 11, 13), oddelenej bazénom Bieleho Váhu alebo bazénom Dobrej Vody¹¹⁵ od karbonátovej plošiny rozprestierajúcej sa na Čiernom Váhu. Táto novozistená karbonátová plošina bola neskôr pomenovaná ako karbonátová platforma (resp. plošina) tzv. vyšších príkrovov (Havrila in Kováč a Havrila, 1997, s. 4; Havrila, 1997, s. 2, 4, 6), resp. karbonátová platforma „vyšších“ príkrovov (Havrila in Kováč a Havrila, 1997, obr. 4; Havrila in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; Havrila in Polák et al., 2003). Jej paleogeografická pozícia (medzi

bazénom Dobrej Vody a bazénom Bieleho Váhu) bola načrtnutá aj v ďalších prácach Havrila (in Polák et al., 1996, obr. 5, 6; in Kováč a Havrila, 1997, obr. 4; 1997, obr. 2, 3; in Plašienka et al., 1997, obr. 8, 9; in Kováč a Havrila, 1998, obr. 2; in Havrila a Boorová, 2002, obr. A9; in Polák et al., 2003). Jej názov bol zvolený na zdôraznenie faktu, že je to sedimentačná oblasť, z ktorej sa neskôr štrukturalizovali „vyššie“ subtatranské príkrovy. Neskôr Havrila (in Havrila a Boorová, 2002) zaviedol geografický názov mojtínsko-harmanecká karbonátová plošina. Názov vyjadruje jej geografický rozsah, ako aj fakt, že vznikla spojením dvoch menších, pôvodne izolovaných karbonátových plošín, ktoré vyčlenil a pomenoval Havrila (1997, s. 4): mojtínskej (zachovanej v priestore Strážovských vrchov) a harmaneckej (zachovanej v priestore výskytu vrásky/príkrovu Tlstej vo Veľkej Fatre).

Východný okraj tejto karbonátovej plošiny poznal už Spengler (1932). Možno ho stotožniť s ním vyčlenenou „(dolomitizované) Riff-Fazies“, teda s dolomitizovanou rifovou faciou, ktorú lokalizoval do priestoru medzi Veľkým Šturec a Revúcku dolinu, teda do priestoru, ktorý neskôr Bystrický (1973) stotožnil so štúreckým príkrovom a tým aj so štúreckou faciálnou oblasťou (tá však len nahradila starší termín čiernovážsky vývoj a tak isto zahŕňala plytkovodný vývoj triasu v celom hroniku).

Sedimentačný priestor tektonicko-litologickej jednotky Koryckisk, ktorú vo Vysokých Tatrách vyčlenil Guzik (1959), bol pravdepodobne súčasťou sz. okraja mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny. Možno tak usudzovať vzhľadom na to, že pod touto jednotkou s plytkovodným vývojom leží jednotka Furkasky s panvovým vývojom. Pozícia jednotiek s plytkovodným vývojom nad jednotkami s panvovým vývojom sa v stavbe hronika vyskytuje len v priestore vzniknutom z rozhrania bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (podobnú pozíciu majú síce aj jednotky vzniknuté z priestoru rozhrania ráztočnianskeho bazénu a harmaneckej karbonátovej plošiny, tie však majú rozdielny litostratigrafický obsah).

Maheľ (1961a, b) v sedimentačnom priestore hronika (vtedajšieho chočského príkrovu) v Strážovských vrchoch vyčlenil aj strážovsko-nedzovský vývoj (sériu) a v Malých Karpatoch jablonickú a veternícku sériu. Strážovsko-nedzovský vývoj charakterizoval prítomnosťou plytkovodných facií (wettersteinské vápence). Jablonická séria stojí podľa neho blízko čiernovážskej série a veternícka má znaky bielovážskej (raštínske rohovcové vápence v spodnej časti sledu) aj strážovsko-nedzovskej série (veternícke vápence vo vrchnej časti sledu). Sedimentačné priestory týchto vývojov (sérií) boli podľa dnešných znalostí súčasťou západného okraja mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny (vo veterníckom je zachovaný aj okraj bazénu Dobrej Vody).

S mojtínsko-harmaneckou karbonátovou plošinou možno stotožniť aj priestor bebravského vývoja, ktorý vyčlenil Maheľ (1973) v Strážovských vrchoch. Charakterizujú ho (Maheľ, 1979a) wettersteinské dolomity a wettersteinské vápence. Bebravský vývoj je podľa Maheľa (l. c.) laterálnymi prechodmi spojený s čiernovážskym vývojom chočského príkrovu, hoci prítomnosť wettersteinských vápencov zvädza k úvahám o jeho príslušnosti k strážovskému príkrovu. Toto, na pohľad rozporuplné konštatovanie sa pri dnešnej znalosti umiestnenia strážovského príkrovu javí

¹¹⁵Ktorým z nich, to závisí od paleogeografickej pozície plošiny Čierneho Váhu. Tá, zdá sa, v súčasnosti nie je celkom zreteľná a odvíja sa len od jej pozície v neskôr vzniknutej sústave príkrovov.

logické. V súčasnej paleogeografickej schéme možno priestor bebravského vývoja umiestniť na západný okraj mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny. Keďže ale neskôr (Maheľ, 1979a) bol konštatovaný aj v strednej časti Považského Inovca, južnej časti Veľkej Fatry a v revúckej depresii, možno ho umiestniť aj do centra a na východný okraj tejto plošiny. Dôležitý sa javí aj fakt, že na základe typu dolomitov Maheľ (1979a, b) zdôraznil, že nejde o čiernovážsky vývoj.

Ludrovský vývoj vyčlenený Maheľom (1979a, b) v priestore rozhrania Veľkej Fatry a Nízkych Tatier mal byť prechodným vývojom medzi bebravským a bielovážskym vývojom. Reiflinské vápence bielovážskeho vývoja v ňom boli zastúpené gravelovými biohermnými vápenkami a biohermné v ňom boli podľa neho aj vrchnotriasové dolomity. Je teda obdobou veternického vývoja, keďže obsahuje členy panvovej aj plošinovej sekvencie a podobné je aj jeho postavenie v súčasnej paleogeografickej schéme. Vystupuje však na opačnej strane (t. j. na východnej) mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny.

Litostratigrafický obsah karbonátových plošín hronika je evidentne menej preskúmaný ako litostratigrafický obsah bazénov hronika. Možno ho charakterizovať opísanou sekvenciou karbonátovej plošiny (s. 35 – 36, 44 – 46, 61 – 62) s takýmto vrstvovým sledom: strážovské vápence, steinalmské vápence, gaderské vápence (sensu Havrila in Havrila et al., 2001), wettersteinské dolomity, wettersteinské vápence a lunzské vrstvy malej hrúbky.

Sekvenciu môžeme v súčasnosti definovať stratigrafickým rozpätím od reiflinskej zmeny po zakončenie reingrabenskej zmeny. Môžeme ju charakterizovať ako sekvenciu karbonátovej platformy (zahŕňajúcu ucelenú faciálnu oblasť s faciami rifu, zarífu a lagúny).

Karbonátová platforma Čierneho Váhu (sedimentačný priestor sledov: bocianskeho a malužinského¹⁶ príkrovu)

Biely (1960) vyčlenil v Nízkych Tatrách tektonické telesá s plytkovodným vývojom, ktorý nazval iľanovský vývoj¹⁶ (neskôr bol premenovaný na čiernovážsky, resp. šturecký). Tým nahradil termín chočsko-krížňanská séria zavedený Maheľom (1956). Dnes používaný termín čiernovážsky vývoj zaviedol na základe výskumov v Nízkych Tatrách Maheľ (1961a, b, 1962a, b). Termín čiernovážsky, ktorý sa vžil na pomenovanie plytkovodného vývoja, bol však použitý v širšom regionálnom rozsahu – pre všetky výskyty plošinovej sekvencie hronika. V tomto význame sa aj naďalej používal. Návrat k pôvodnému (lokálnemu) paleogeografickému rozsahu navrhol Havrila v prednáške prednesenej na seminári venovanom geodynamickému vývoju a hlbínnej stavbe Západných Karpát 17. – 18. 12. 1992. Následne sa stala základom manuskriptových prác Havrilu (in Havrila a Buček, 1992; 1993a). V týchto prácach sa konštatovalo, že čiernovážska sekvencia sa vyskytuje v dvoch, v súčasnosti izolovaných priestoroch (Havrila in Havrila a Buček, 1992, príl. 2; Havrila, 1993a, príl. 2 – 6). S čiernovážskou plošinou sa stotožňuje východný z nich (obr. 1).

¹⁶ Pod tento termín bola zahrnutá aj časť krížňanského príkrovu.

Zvyšky čiernovážskej plošiny sú zachované len v tektonických telesách ležiacich na severných svahoch Nízkych Tatier (obr. 3).

Paleogeografická pozícia čiernovážskej karbonátovej platformy má, ako sa všeobecne prijíma, severnejšiu, resp. externejšiu pozíciu vo vzťahu k bazénu Bieleho Váhu. Na paleogeografické umiestnenie tejto plošiny sa usudzuje len vzhľadom na jej pozíciu v neskôr vzniknutej príkrovovej sústave.

Čiernovážsky priestor bol litologicky charakterizovaný prítomnosťou (prevahou) dolomitov aj v strednom triase. Charakterizovali ho Maheľ (1956; 1961a, s. 7; 1961b, s. 25), Bujnovský a Vozárová (in Biely et al., 1988, 1997) a Biely (1960, 1962; in Biely et al., 1997), ktorý ho charakterizoval aj tenkou polohou lunzských vrstiev. Maheľ (1961a, s. 7; 1962a, s. 25) doplnil charakteristiku tým, že séria (vývoj) je „... bez vápencov reiflinského typu a bez hrubších polôh lunzských vrstiev, zato s častými vložkami pestrých keuperských bridlic“. Posledná charakteristika (najmä prítomnosť pestrých keuperských bridlic) sa však týkala nielen čiernovážskeho vývoja v Nízkych Tatrách, ale celého hronika. Najkomplexnejšiu charakteristiku podal Biely (in Biely et al., 1997, s. 95 – 96). Podľa nej možno usudzovať, že časť dolomitov patrí k ramsauským dolomitom a časť k wettersteinským dolomitom.

Sekvenciu môžeme v súčasnosti definovať stratigrafickým rozpätím od reiflinskej zmeny po zakončenie reingrabenskej zmeny (t. j. zhodne ako v prípade mojtínsko-harmaneckej plošiny). Môžeme ju charakterizovať ako sekvenciu karbonátovej plošiny. Jediné biostratigrafické údaje potvrdzujúce ladin pochádzajú pravdepodobne z wettersteinských dolomitov z okolia kóty Hoškova (Biely in Biely et al., 1997, s. 95 – 96). Pravdepodobne v tej istej fácií v umelom odkryve hornej nádrže elektrárne na Čiernom Váhu sa zistili (Biely, l. c.) hojne sa vyskytujúce ramenožce a lastúrniky, ktoré zostali nespracované.

Tento priestor je dnes jedným z najmenej preštudovaných priestorov hronika.

Rozhrania faciálnych oblastí

Špecifikum rozhraní faciálnych oblastí spočíva v tom, že sa v nich uplatňujú znaky oboch oblastí. V sedimentárnej sekvencii to možno pozorovať niekedy len v laterálnom (horizontálnom) smere, inokedy aj vo vertikálnom smere, a to v prípade, keď priestor bol súčasťou najprv jednej (panvovej), potom druhej (plošinovej) faciálnej oblasti. Záviselo to od rýchlosti subsidencie a sedimentácie zlomovo obmedzených krýh. Inou príčinou vertikálneho prechodu – zmeny faciálneho vývoja – je progradácia rifu.

Rozhranie bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy (sedimentačný priestor sledov: veterlinského príkrovu, príkrovu Ostrej Malenice, príkrovu Teplého vrchu, Podhradia a sledu Beckova a okrajovej/externej časti sedimentačného priestoru považského príkrovu)

Charakter tohto priestoru identifikoval Maheľ (1961b), keď v Malých Karpatoch vyčlenil veternickú sériu, ktorá „... má... raštínske rohovcové vápence (anis) a vyššie, svetlé wettersteinským vápencom blízko stojace veternické

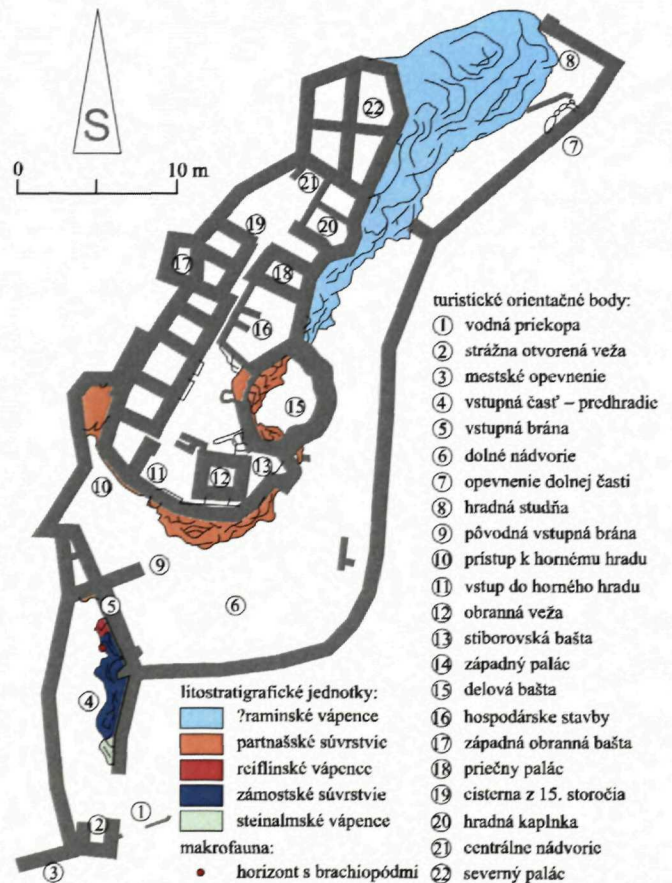
vápence...“. Obsahuje teda fácie typické pre obe oblasti. Tento vývoj zachovaný vo veterlínskom príkrove sa vysvetľoval progradáciou wettersteinského rifu (Masaryk, 1987, 1990, 1993; Masaryk et al., 1984, 1993; Michalík et al., 1991, 1993; Buček et al., 1991), ktorý „zasýpa“ časť pomerne hlbokoj panvy (s vývojom reiflinských vápencov) pred sebou a nastupuje na takto vzniknutý splytčený priestor. Rozhranie vzniknuté týmto spôsobom by malo tvar pomerne úzkeho pruhu medzi faciálnymi oblasťami. Postup rifu, resp. okraja platformy v takomto prípade by bol pomalý. Michalík et al. (1993) však predpokladali, že „... produkty karbonátovej platformy... postupne zaplnili hlbokú vnútrošelfovú depresiu“. Podľa paleogeografických schém (obr. 11), ktoré vypracoval Havrila (napr. 1993), je zrejme, že študovaný okraj karbonátovej platformy progradoval smerom do priestoru bazénu Dobrej Vody. Ten, ako je známe, sa zaplnil nie produktmi okraja karbonátovej platformy, ale sedimentmi lunzských vrstiev. Preto je pravdepodobné, že sled zachovaný na Kršlenici je sledom vzniknutým na samostatnej kryhe. Len priestor vymedzený touto kryhou sa zaplnil produktmi karbonátovej platformy a nezaplnil sa nimi celý bazén. Rozhranie vzniknuté týmto spôsobom má tvar pomerne širokého pruhu (šírka je daná šírkou zlomovo obmedzenej kryhy) medzi faciálnymi oblasťami. Postup rifu, prípadne okraja platformy závisí od batymetrického rozdielu okraja platformy a povrchu predpokladanej kryhy.

Porovnaním vrstvomého sledu vzniknutého v priestore rozhrania bazénu a platformy zachovaného vo veterlínskom príkrove v Malých Karpatoch s vrstvomým sledom vzniknutým v priestore s rovnakým paleogeografickým postavením zachovaným v Strážovských vrchoch možno dospieť k záveru, že veterlínsky sled je podobný až zhodný so sledom príkrovu Ostrej Malenice. Sled podobný sledu zachovanému na Kršlenici je v priestore Strážovských vrchov možné očakávať niekde na rozhraní sledu Ostrej Malenice a sledu strážovskej kryhy považského príkrovu (obr. 14B). Problematické, resp. nedoriešené je postavenie jablonického sledu. Tento sled je značne podobný veterlínskemu (obsahuje reiflinské aj wettersteinské vápence). Aby sa nenarušila paleogeografická kontinuita sedimentačných priestorov, je logické, resp. žiaduce umiestniť ho medzi priestor s veterlínskym sledom a priestor s havranickým sledom, teda do čelovej časti jablonicko-havranickej kryhy považského príkrovu.

Rovnaký trend vývoja, vysvetľovaný progradáciou wettersteinského rifu, konštatoval Havrila (in Havrila et al., 2004) v okrajovej časti považského (predtým strážovského) príkrovu v Strážovských vrchoch. Po pelagizácii sedimentačného priestoru (prezentovanej nástupom schreyeralmských vápencov nad steinalmskými vápencami) nastalo „zasypávanie“ pomerne plytkého priestoru raminsko-göstlinským súvrstvom „sypaným“ postupujúcim wettersteinským rifom (obr. 14B). Rozhranie vzniknuté týmto spôsobom má tvar pomerne širokého pruhu (šírka je daná šírkou zlomovo obmedzenej kryhy) medzi faciálnymi oblasťami. Postup rifu, prípadne okraja platformy bol podstatne rýchlejší ako v prípade veterlínskeho príkrovu, kde na zlomovo obmedzenej kryhe prebiehala sedimentácia reiflinských vápencov. Batymetrický rozdiel okraja platformy a povrchu predpokladanej kryhy tam bol zjavne väčší. Porovnaním tejto oblasti s podobnou oblasťou za-

chovanou v Malých Karpatoch možno dospieť k záveru, že sledy zachované v čelovej časti strážovskej kryhy považského príkrovu zodpovedajú sledom zachovaným v čelovej časti havranickej kryhy považského príkrovu.

Rovnaký trend vývoja, vysvetľovaný progradáciou karbonátovej platformy, konštatoval Havrila (in Havrila et al., 2004) v príkrove Ostrej Malenice v Strážovských vrchoch. Bol identifikovaný aj v Považskom Inovci pri Podhradí. Kámen (1976) a neskôr Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) tam v podloží tematínskeho príkrovu kartograficky vyčlenil panvový sled pod plošinovým sledom. Pôvodne sa medzi ne umiestňovala presunová plocha. Plynulý vývoj sekvencie od zámostského súvrstvia cez reiflinské vápence, partnašské súvrstvie, proximálnejšiu časť raminsko-göstlinského súvrstvia do wettersteinských facií svedčí o jednom slede. Tento typ sledu v Považskom Inovci vystupuje aj na Teplom vrchu pri Starej Lehote a tiež pri Beckove (na hradnej skale – obr. 15). Sled možno porovnať s veterlínskym sledom a sledom Ostrej Malenice.



Obr. 15. Orientačný plán zrúcaniny beckovského hradu s vyjadrením plošného rozsahu vystupovania litostratigrafických jednotiek vrstvomého sledu hronika. Zostavil Havrila (in Ivanička et al., 2005). Upravené.

Rýchlosť postupu rifu a charakter fácie, s ktorou sa „zazubujú“ produkty „sypania“ rifu, závisí od batymetrického rozdielu susediacich krýh. Pri malom batymetrickom rozdieli sa produkty „sypania“ rifu „zazubujú“ s faciou schreyeralmských vápencov (napr. v bývalom strážovskom príkrove v Strážovských vrchoch, prípadne v bývalom havranickom príkrove v Malých Karpatoch). Pri väčšom

batymetrickom rozdiel sa produkty „sypania“ rifu „zazubujú“ s faciou reiflinských vápencov (napr. vo veterlínskom príkrove v Malých Karpatoch), najmä však s faciami partnašského súvrstvia (v príkrove Ostrej Malenice v Strážovských vrchoch a na okraji príkrovu Teplého vrchu, Podhradia a Beckova v Považskom Inovci).

Výnimočnosť veterlínskeho sledu spočíva nielen v tom, že obsahuje pelagické fácie aj fácie okraja karbonátovej plošiny (na to, ako už bolo spomenuté, upozornil už Mahel', 1959, 1961a, b), ale aj v tom, že nad rifovou faciou okraja karbonátovej plošiny (wettersteinské vápence rifovej fácie) vystupujú sedimenty lunzských vrstiev pomerne veľkej hrúbky. Tým sa veterlínsky sled líši aj od vrstvových sledov s rovnakým paleogeografickým postavením, t. j. od sledu príkrovu Teplého vrchu, Podhradia a Beckova zachovaného v Považskom Inovci a tiež od sledu príkrovu Ostrej Malenice zachovaného v Strážovských vrchoch. Len na druhej strane karbonátovej plošiny možno pozorovať vystupovanie sedimentov lunzských vrstiev pomerne veľkej hrúbky nad dolomitizovanou wettersteinskou faciou v rifovom vývoji (v okolí Liptovskej Osady), resp. nad rifovou faciou (obr. 14B), najmä však nad sedimentmi rifovej haldy (pri Nemcoch).

Rozhranie mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy a bazénu Bieleho Váhu (sedimentačný priestor sledov: príkrovu Veľkého Šturca, spodných príkrovov vystupujúcich na Veľkom Choči a príkrovu Markovej a Frankovej)

Charakter (časti) tohto priestoru identifikoval Matějka (1927, s. 24 – 25). Z okolia Ružomberka z neho opísal faciú „*gravellových a koralových vápencov*“. Spengler (1932) ho v priestore rozhrania Veľkej Fatry so západnou časťou Chočských vrchov a Nízkych Tatier chápal ako faciálne rozhranie ním vyčlenených dvoch rozdielných facií v ladine: „(*dolomitisierte*) *Riff-Fazies*“, t. j. dolomitizovanej rifovej fácie, a „*Riff-freie Fazies (Lunzer fazies)*“, t. j. nerifovej fácie (lunzskej fácie). Neskôr v ňom Mahel' (1979a, b) v priestore rozhrania Veľkej Fatry a Nízkych Tatier vyčlenil ludrovský vývoj, ktorý chápal ako prechodný vývoj medzi bebravským a bielovážskym vývojom.

Výskyt drobných šošoviek reiflinských vápencov, ktoré v širšom priestore Veľkého Šturca zistil Matějka (1931) a potvrdil Bujnovský (in Bujnovský et al., 1995; in Polák et al., 1997), signalizoval, že priestor faciálneho rozhrania je podstatne širší a sčasti má aj iný charakter.

Výskyt pelagických facií sa potvrdil (Havrila, 1997; Havrila in Polák et al., 1997, 2003; Havrila in Lexa et al., 1998) skutočne v širšom priestore. Zistil sa v priestore medzi Horným Harmancom, Sásovou, Nemcami a Liptovskou Osadou, teda v priestore, ktorý sa považoval za súčasť štureckého príkrovu. Sú tam (obr. 14B) zastúpené pelagické fácie (zámostské súvrstvie, reiflinské a schreyeralmské, resp. skôr schreyeralmsko-reiflinské vápence) aj plytkovodné fácie (wettersteinské vápence rifovej fácie) a tiež detritické fácie (raminské vápence) derivované z hornin rifovej fácie. Rozmiestnenie týchto facií nie je celoplošné. Spôsob ich rozmiestnenia, ako aj hrúbka jednotlivých litostatigrafických jednotiek nesvedčí o súvislom, rovnorodo charakterizovanom sedimentačnom priestore (detailnejšie o rozmiestnení facií pozri s. 47 – 51). Svedčí skôr o tom, že oblasť ich výskytu (šturecká faciálna oblasť) bola zalo-

žená zlomovo a vývoj tejto oblasti sa následne formoval synsedimentárnou zlomovou tektonikou. Podľa súčasných poznatkov je oblasť synsedimentárnym zlomom (určeným spojnicou vyústenia Jelenskej doliny s Liptovskými Revúcami a Černovou) rozdelená na dve kryhy (ich zachovaná šírka v prípade západnej kryhy je 6 km, v prípade východnej kryhy 4,5 km). Tiltáciou týchto krých vznikali úzke a dlhé bazénové a plošinové priestory, ktoré sa striedali v smere od mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny k bielovážskemu bazénu. Obe kryhy majú v západnejšej časti bazénový vývoj a vo východnejšej časti plošinový vývoj. Malé rifové telesá sa zistili na zlomovom ohraničení mojtínsko-harmaneckej karbonátovej plošiny pri Hornom Harmanci a odtiaľ sa z nich „spýali“ raminské vápence do prehlbeniny na západnom okraji západnej kryhy. Vo východnej časti kryhy rifové aj detritické fácie chýbajú. Progradácia tu prebehla len v obmedzenej miere. Podobná situácia bola aj na východnej kryhe, ktorá sa individualizovala neskôr. Rify na nej sú mladšie, ale ich vývoj pretrvával podstatne dlhšie. Rifový vývoj je tu plošnejší a dlhodobejší. Logicky tu musela byť dlhodobá subsidencia, sprevádzaná najmä agradáciou rifu (mladšia etapa vývoja rifu), keď rifový vývoj nastúpil nad pelagickéjšími faciami (aj s obmedzeným vývojom rifovej haldy) a následne plošne dominoval. Progradácia tu prekvapivo (v porovnaní s doterajšími predstavami) prebiehala aj späť ku karbonátovej platforme. Mohutné „sypanie“ rifového komplexu (do bielovážskeho bazénu) sa odohrávalo na východnom ohraničení štureckej faciálnej oblasti (tento jav je dobre zaznamenaný a odkrytý v lome severne od Nemiec – obr. 9).

ŠTRUKTURALIZÁCIA HRONIKA

Príkrovová stavba

Je problematické vyjadrovať sa k tektonickej predstave telesa vyčleneného nad subatranským príkrovom sensu Uhlig (1907), t. j. nad veporikom sensu Andrusov (1960), resp. nad veporikom sensu Biely (in Biely et al., 1996), existujúcej v období tesne po jeho vyčlenení. Veters (1908) hovoril o *vyšších subatranských príkrovoch*, Andrusov (1930, 1935, 1936) vyššie subatranské príkrovy od tohto telesa odčlenil. Matějka (1927) a Matějka a Andrusov (1931) zvyšok tohto telesa rozdelili na dve telesá. Ich existenciu v okolí Liptovskej Osady síce efektne vyvrátil Spengler (1932), ich existencia sa však na Pohroní aj potom, ba až dodnes udržala (telesá, ktoré vyčlenili, boli neskôr pomenované ako príkrov Svíbovej a príkrov Bystrej). Napriek tomu všetkému sa časom vžila Spenglerova (l. c) predstava, že toto teleso zachované v celom rade tektonických trosiek je tektonicky jednotné teleso s dvomi faciálnymi vývojm. Neskôr sa ale dospelo k názoru, že teleso je vnútorne veľmi komplikované. Podľa starších autorov bolo vrásovo komplikované (Matějka, 1927, 1935; Kettner, 1927, 1931, 1937; Koutek, 1932, 1935; Biely, 1976; Mahel', 1979, 1985), neskôr sa uvažovalo najmä o násunových (čiastkové násuny, šupiny) komplikáciách (Biely, 1960, 1962, 1963, 1967; Mahel', 1979, 1985; Kettner, 1927, 1931; Kováč, 1990). V tomto období sa v hroniku vyčlenilo mnoho čiastkových telies – príkrovov. Navyše, ešte

Maheľ (1959, 1961a, b, 1962b; in Maheľ et al., 1967) doň späť včleňoval telesá, ktoré Andrusov (1930, 1935, 1936) predtým odtiaľ odčlenil. Táto neprehľadná, komplikovaná a nezrozumiteľná situácia vyústila do vyčlenenia dvoch rozsiahlych základných príkrovov (Andrusov et al., 1973), spodného (štúreckého) a vrchného (chočského). Spodný bol charakterizovaný sekvenciou štúreckej faciálnej oblasti a vrchný sekvenciou chočskej faciálnej oblasti. Toto poňatie hronika nezahŕňalo teda vyššie subtatranské príkrovy, preto od samého začiatku boli proti tejto koncepcii výhrady (Maheľ, 1979d). Podľa Maheľa (1979a, b, d) ani plošné rozloženie základných faciálnych sekvencií nezodpovedalo jednoduchej predstave o dvoch monofaciálnych príkrovoch. Postupne sa potvrdilo, že vyššie subtatranské príkrovy sú súčasťou hronika (Havrila, 1993; Havrila in Plašienka et al., 1997), avšak ich sedimentačné priestory zaberajú celkom iný paleogeografický priestor, ako si predstavoval Maheľ (1979a, b). Preto aj sekvencia príkrovových telies musí byť iná.

Teória dvoch základných príkrovov v stavbe hronika sa v praxi neosvedčila. Používať naďalej termíny chočský a štúrecký príkrov v regionálnom rozsahu (sensu Andrusov et al., 1973) bolo neudržateľné. Oba termíny sa mohli ďalej používať len pre konkrétne čiastkové príkrovové telesá lokálneho rozsahu. Ukázalo sa potrebné pomenovať každé samostatné teleso príkrovej stavby, ako sa to v minulosti sčasti začalo praktizovať.

Na základe týchto poznatkov bola vypracovaná predstava (Havrila, 1993; Kováč a Havrila, 1998), že základná tektonická jednotka hronikum je sústava doskovitých telies, usporiadaných v zmysle modelu Elisona a Speeda (1989) a v duchu tradičnej predstavy tektonickej stavby (smeru sunutia telies) Západných Karpát takto: pozostáva z niekoľko skupín litologicky príbuzných tektonických telies (obr. 1), odzrkadľujúc tak paleogeografickú situáciu v hroniku (sedimentačný priestor hronika je sústava striedajúcich sa bazénov a karbonátových plošín):

1. zo skupiny čiastkových príkrovov, budovaných v severovýchodnej (externej) časti panvovými sekvenciami bazénu Dobrej Vody (t. j. kompetentnými „plastickými“ horninami), ktoré smerom na juhovýchod prechádzajú cez svahové fácie do prechodného typu sekvencie. Pravdepodobne ide o jeden väčší príkrov s lokálnymi násunmi, a to najmä na rozhraní s druhou skupinou čiastkových príkrovov. Na tomto rozhraní sa aspoň lokálne prechodný typ sekvencie nachádza v tektonickej superpozícii nad panvou sekvenciou (v Strážovských vrchoch okolie Mojčina – Ostrej Malenice). Prvá skupina čiastkových príkrovov vystupuje v Brezovských Karpatoch (v oblasti Hradišťa pod Vrátnom a bola zastihnutá aj vrtom DV-1 pri Dobrej Vode), v Čachtických Karpatoch (Hrušové), v Strážovských vrchoch (priestor budovaný „bielovážskou“ sekvenciou), v Bielych horách Malých Karpát (veterlínsky príkrov), v Považskom Inovci (Stará Lehota, Beckov a Podhradie), v Strážovských vrchoch až v Malej Fatre (pruh trosiek medzi Ostrou Malenicou a Veľkým Rozsutcom).

K tejto skupine čiastkových príkrovov patrí príkrov Dobrej Vody, príkrov Homôľky a príkrovové teleso vystupujúce v severnej časti Čachtických Karpát pri Hrušovom (pozri s. 78, 80), ktoré pochádzajú z bazénu Dobrej Vody (samostatnosť týchto príkrovov nie je preukázaná, ich zvyšky vystupujú vo vzájomne izolovaných priestoroch),

veterlínsky príkrov, príkrov Ostrej Malenice a príkrov Tepelého vrchu – Podhradia a Beckova, ktoré pochádzajú z rozhrania bazénu Dobrej Vody a mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy (nemožno vylúčiť, že tieto, v súčasnosti izolované telesá boli pôvodne súčasťou toho istého príkrovového telesa).

2. zo skupiny čiastkových príkrovov budovaných sekvenciou karbonátovej platformy (t. j. nekompetentnými rigidnými horninami), ktoré zreteľne čiastočne ležia v tektonickej superpozícii nad prvou skupinou príkrovov. Vzhľadom na horninový obsah tejto skupiny čiastkových príkrovov by sa dalo predpokladať, že pôjde o jedno mohutné príkrovové nečlenené teleso. Hlavne v zadnej časti tohto telesa sa však očakávanie nenaplnia a teleso má komplikovanú vrásovo-duplexovú stavbu (obr. 1). Druhá skupina čiastkových príkrovov vystupuje v severnej časti Bielych hôr Malých Karpát, tvorí Brezovské a Čachtické Karpaty, vystupuje v Strážovských vrchoch (Baske, Strážov) a v Považskom Inovci (Tematínske vrchy, Úhrad). Do tejto druhej skupiny treba ešte zaradiť telesá ležiace v severozápadnej časti Tribeča, v južnej časti Strážovských vrchov (Rokoše) a v severnom Žiari (Studenc). Vyššou tektonickou štruktúrou v rámci tejto skupiny čiastkových príkrovov sú pravdepodobne výskyty hronika vystupujúce na východnej strane Tribeča, v tzv. sklenoteplíckom ostrove, vo vrtoch GK-4 a GK-8 a v južnom Žiari. Opodstatenosť vyčlenenia tejto vyššej tektonickej štruktúry je zdôvodnená výskytom starších pelagických karbonátov (pochádzajúcich pravdepodobne z ráztočnianskeho bazénu) nad mladšími sedimentmi typu karbonátovej platformy pri Rokoši a na Studenci pri Kláštore pod Znievom (podobné sedimenty vystupujú aj pri Ráztočne a pri Krpel'anoch, kde však nemožno posúdiť ich tektonickú pozíciu). Ešte vyššie čiastkové príkrovy v rámci tejto druhej skupiny čiastkových príkrovov boli odlišené v oblasti vrásky Tlstej a v oblasti výskytu tektonických trosiek „čiernovážskej“ série v severnej časti Veľkej Fatry a v západnej časti Chočských vrchov. Príčinou genézy vrásky Tlstej môže byť horninová nehomogenita pôvodného tektonického telesa zahŕňajúceho okrem mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy aj kompetentné horniny ráztočnianskeho bazénu, ukryté na báze tohto nekompetentného telesa v jeho centrálnej časti.

K tejto skupine čiastkových príkrovov patrí považský príkrov (za jeho, dnes síce izolované časti sa považujú aj bývalé tzv. vyššie príkrovy – havranický, jablonický, nedzovský, strážovský a tematínsky, ktoré pôvodne boli jediným súvislým rozsiahlym príkrovom, druhotne dezintegrovaným až v extenznej etape počas tvorby jadrových pohorí na individualizované samostatné kryhové telesá – „príkrovy“) a príkrovy vystupujúce v severnom Žiari (príkrovová troska Studenca a znievskeho hradu) a v juhozápadnej časti Veľkej Fatry (necpalský príkrov, kryha Drieňka, vrása Tlstej, príkrov Malého Šturca), ktoré pochádzajú z harmaneckej časti mojtínsko-harmaneckej karbonátovej platformy. Obdobná (tá istá) sústava čiastkových príkrovov, ako vystupuje v juhozápadnej časti Veľkej Fatry, sa črtá aj v severnej časti Veľkej Fatry (Havrila in Polák et al., 1997). Korelácia medzi nimi je však problematická.

3. zo skupiny čiastkových príkrovov, v priestore revúckeho prielomu v pruhu Harmanec – Veľký Choč (na rozhra-

ní s druhou skupinou príkrovov) budovaných prechodnou ludrovskou, resp. štureckou sekvenciou a vo východnejšej (vnútornejšej) časti hronika v priestore Chočských vrchov, Západných Tatier, Nízkyh Tatier, Starohorských vrchov a Zvolenskej pahorkatiny sekvenciou bielovážskej série. V tejto skupine je veľmi zreteľné superpozičné vystupovanie čiastkových jednotiek v Chočských vrchoch a v Nízkyh Tatrách, na Považí aj Pohroní.

K tejto skupine čiastkových príkrovov patria: príkrov Veľkého Šturca, spodné príkrovy vystupujúce na Veľkom Choči a pravdepodobne aj príkrov Markovej (t. j. príkrovy pochádzajúce z rozhrania mojtínsko-harmaneckej karbonátov platformy a bazénu Bieleho Váhu) a podľa pozície podmienene aj príkrov Frankovej (chýbanie stredno- až vrchnotriasovej časti sledu neumožňuje zodpovednejšie vyjadrenie); chočský príkrov, t. j. najvyšší z príkrovov vystupujúcich na Veľkom Choči a tiež nepomenované príkrovy zreteľné v celých Chočských vrchoch a Západných Tatrách (jednotka Furkašky), na Považí (svarínsky príkrov) a na Pohroní (príkrovy Okošenej, Svíbovej a Bystrej), ktoré pochádzajú z bazénu Bieleho Váhu.

Na príkrovy Markovej a Frankovej smerom na východ nadväzuje príkrov Drienka. Ten sa v súčasnosti najmä na základe charakteru vulkanitov spodného triasu stále (Polák et al., 2003) považuje za súčasť silicika (za znak silicika sa v minulosti považovali aj wettersteinské vápence, ktoré sú súčasťou jeho sledu). Podľa mapy Poláka et al. (2003) príkrov Drienka sčasti leží na veporiku/fatriku, sčasti na hroniku – na príkrove Markovej. Jeho kontakt s príkrovom Frankovej sa síce považuje za príkrovový, ale na základe priebehu príkrovovej línie možno túto líniu považovať prípadne aj za zlom. Na základe jeho tektonickej pozície a jeho vrstvom sledu možno uvažovať o tom, či nemôže byť súčasťou hronika, tak ako to tvrdil Mahel' (in Mahel' et al., 1967).

4. zo skupiny čiastkových príkrovov budovaných čiernovážskou sekvenciou. Táto skupina príkrovov vystupuje na severných svahoch Nízkyh Tatier. Jej paleogeografický vzťah k predchádzajúcim trom skupinám čiastkových príkrovov nie je nateraz uspokojivo vyriešený (pozri pozn. pod čiarou 16).

K tejto skupine čiastkových príkrovov patrí bociansky a malužinský príkrov. Oba pochádzajú z priestoru karbonátov platformy Čierneho Váhu.

Teleso hronika zachované v Branisku je obtiažne jednoznačne zaradiť k niektorej z týchto skupín príkrovov pre jeho izolovanosť. Teleso podľa Poláka (in Polák et al., 1996) tvoria najmä hrubé masy dolomitov, v ktorých vystupujú lunzské vrstvy malej hrúbky. Horninovým obsahom sa teda podobá na príkrovy obsahujúce čiernovážsku sekvenciu (malužinský a bociansky príkrov).

Je tu ešte jedna problematická skupina príkrovov, do ktorej patria príkrov Drienka (sčasti charakterizovaný v predchádzajúcom texte), vernársky príkrov a spodný muránsky príkrov¹¹⁷. Bola pomenovaná vernárikum (Hók et al., 2004). Zjednocujúcim prvkom tejto skupiny príkrovov je najmä charakter spodného triasu, ktorý je sčasti odlišný od spodného triasu hronika (obsahuje kremité porfýry, novšie ryolity). To je v súčasnosti zároveň pravdepodobne

jediná príčina, prečo sa príkrovy tejto skupiny zaraďujú k siliciku, predtým ku gemeriku. Hlavnou príčinou tohto zaradenia bolo vystupovanie wettersteinských vápencov (ktoré sa pôvodne považovali za znak gemerika, neskôr silicika) v ich slede. Ich zachovaná karbonátová časť vrstvom sledu sa v zásade neodlišuje od sledov hronika. Vo všetkých troch príkrovových telesách je aspoň sčasti zachovaný sled zhodný so sledom vystupujúcim v hroniku v priestore na rozhraní paniev a platforiem (obsahuje reiflinské, raminské a wettersteinské vápence). Na základe tejto časti sledu nie je možné rozhodnúť o príslušnosti tejto skupiny príkrovov k vyššej tektonickej jednotke. Aj v práci Mella et al. (2000) sú tieto príkrovy (vernársky) zaradené k siliciku. Na ich nevyriešenú príslušnosť sa snažil upozorniť Havrila (in Mello et al., 2000), keď ich zaradil k siliciku s. l. a umiestnil ich medzi hronikum a silicikum. Mahel' (in Mahel' et al., 1967) vtedy známe telesá tejto skupiny (vernársky príkrov a príkrov Drienka) považoval za súčasť hronika (vtedy chočského príkrovu). Tektonická pozícia týchto telies nie je v rozpore s jeho interpretáciou. Problematika je v súčasnosti nevyriešená.

Možno teda konštatovať, že v hroniku bolo identifikovaných množstvo tektonických telies a prisúdilo sa im konkrétne miesto v stavbe (obr. 1).

Pri akceptovaní predstavy, že šikmo uťaté (šikmo vo vzťahu k vrstvom sledu) príkrovové telesá (k akým sa hronikum zaraďuje) sú klinovitého tvaru, by mal smerom ku „koreňu“ klin nielen hrubnúť, ale mal by mať zväčšujúci sa stratigrafický rozsah, a to smerom do podložia. Pri zbežnom pohľade na geologickú mapu Západných Karpát sa skutočne zdá, že to tak v hroniku je, keďže smerom k tylu pribúdajú súvrstvia spodného triasu, permu a vrchného karbónu (obr. 3, 4) a v čele je stredný až vrchný trias bez nich, zato však s výskytmi mladších členov sekvencie – jury až kriedy (napr. v nepomenovanom príkrove ležiacom pod nedzovskou časťou považského príkrovu – lokalita Hrušové¹¹⁸, v príkrove Homôľky – lokalita Rohatá skala, v nedzovskej časti považského príkrovu – lokalita Šípkovský háj, t. j. v spodných, čelových príkrovoch hronika), ktoré zase, okrem výnimiek (malužinský príkrov – lokalita Čierny Váh), chýbajú v tylovejšej časti¹¹⁹. V rezoch naprieč hronikom v smere súhlasnom so smerom sunutia príkrovov (smer sunutia je stanovený vyklinovaním telies a vyhodnotením štruktúrnych prvkov) zistíme, že od severozápadného okraja mojtínsko-harmaneckej karbonátov platformy (t. j. čelového okraja považského príkrovu) smerom na juhovýchod tento klin plynule hrubne a priberá na báze staršie členy (trias vystupujúci nad nimi smerom od severozápadu na juhovýchod prechádza z priestoru s vývojom platformy do bazénového vývoja, pričom ich laterálne postavenie je sedimentologicky preukázané), a to až po najtylovejšie výskyt hronika. Zistíme teda, že je to len jeden klin, jeden príkrov a množstvo telies, ktoré v ňom boli vyčlenené, sú len jeho vnútornou imbrikáciou. Tento príkrov je zreteľne vo svojom čele (v priestore Brezovských Karpát, Považského Inovca a Strážovských vrchov) nasunutý na iný príkrov budovaný pelagickými faciami

¹¹⁸Predbežne ho možno volať hrušovský príkrov.

¹¹⁹Okrem uvedených výskytov mladších sedimentov Biely et al. (1996) a Lexa et al. (2000) k hroniku zaradili aj sedimenty jury vystupujúce pri Diviackej Novej Vsi.

¹¹⁷Názov zaviedol Havrila (1997) pre príkrovové teleso, ktoré odčlenil pri Červenej skale od muránskeho príkrovu.

bazénu Dobrej Vody. Medzi ne sa v juhozápadnej časti (v Malých Karpatoch) vkladajú menšie príkrovové teleso tvorené veterlínskym príkrovom (jeho pokračovanie na severovýchod na okraji Považského Inovca tvorí príkrov Teplého vrchu, Podhradia a Beckova a v Strážovských vrchoch príkrov Ostrej Malenice). Na báze má aj staršie členy sekvencie (súvrstvia spodného triasu, permu a karbónu). Evidentne tu máme dve klinovité telesá, ktoré na báze tylovej časti majú súvrstvia spodného triasu a permu (ba aj vrchného karbónu) a pod nimi v čele tretie teleso. Túto sekvenciu príkrovových telies možno zostaviť na základe viacerých faktov. Považský príkrov zreteľne na veľkej ploche leží nad najspodnejším z týchto príkrovov, ktorý budujú pelagické fácie bazénu Dobrej Vody. Zároveň však zreteľne leží nad veterlínskym príkrovom a príkrovom Ostrej Malenice. Po faciálnej stránke veterlínsky je prechodom medzi bazénovým vývojom (zastúpeným v spodnom príkrove) a vývojom karbonátovej platformy (zastúpeným vo vrchnom príkrove). Príkrovy vernárika tvoria nadväznú vyššie štvrté klinovité teleso, v prípade príkrovu Drienka zreteľne ležiace sčasti na veporiku/fatruku, sčasti na hroniku.

Prekrytie týchto dvoch väčších telies (spodného a vrchného) zachované na povrchu v línii Lubina – Podhradie je v rozsahu asi 30 km. Zachované duplexové prekryvy v rámci vrchného príkrovu dosahujú napr. vo Veľkej Fatre v jednotlivých prípadoch do 10 km.

Zväziac súčasne názory na stavbu hronika, vystupovanie príkrovu Bystrej, ale najmä bocianskeho a maluzinského príkrovu sa zdá v rozpore s touto myšlienkou (klinovitého tvaru príkrovu v dôsledku šikmého uťatia). Pri trvaní na tejto myšlienke by tieto príkrovy mali byť vytvorené tak, ako si to predstavoval Biely (1963), t. j. spätnými násunmi. V súvislosti s tým sa však zmení paleogeografické umiestnenie ich sedimentačných priestorov. Pri neuplatnení spätných násunov pri ich tektonickej individualizácii treba tieto príkrovy pri rozvinutí príkrovovej stavby v zhode s dnešnými predstavami umiestniť do čela hronika. Tým sa do značnej miery naruší, ba až stratí opísaný klinovitý tvar a nebudú k dispozícii jasné kritériá vedenia hraníc medzi telesami (napríklad ipoltická skupina na Pohroní je súčasťou sledu príkrovu Svibovej; ipoltická skupina na severných svahoch Nízkych Tatier je súčasťou sledu maluzinského a bocianskeho príkrovu; zo širšieho regionálneho pohľadu sa zdá, že ipoltická skupina v oboch spomenutých regiónoch je jedno teleso umiestnené v tyle hronika; preto sa zdá nezlučiteľné, že je súčasťou tohto telesa, a zároveň, že je súčasťou telesa, ktoré by v stavbe hronika malo zaujímať celkom iné miesto).

Kinematický charakter presunu telies hronika

Smer tektonického transportu čiastkových príkrovov hronika štruktúrnymi meraniami dokumentoval Kováč (in Kováč a Havrila, 1998) vo viacerých čiastkových príkrovoch v pohoriach Chočské vrchy (v spodnom, strednom aj vrchnom čiastkovom príkrove tektonickej trosky Veľkého Choča), Nízke Tatry (v čiastkových príkrovoch Bystrej a Svibovej) a Malá Fatra (v čiastkových príkrovoch tektonickej trosky Kľaku a v lome pri obci Turie). Tieto merania potvrdili severozápadnú orientáciu tektonického transportu čiastkových príkrovov hronika. Štruktúrne štú-

dium Kováča (l. c.) zahrnuje zhodnotenie mezoskopických prejavov plastickej deformácie (štatisticky spracoval orientáciu vrásových osí, zhodnotil orientáciu plôch vrstvomitosti a konštrukčne určil priebeh osí b flexúr, prípadne vrás čiastkových príkrovov hronika).

V troske na Veľkom Choči sa zistila imbrickovaná stavba hronika s tromi čiastkovými príkrovmi (Kováč in Kováč a Filo, 1992). Vytvorila sa bez tvorby výrazných vrásových štruktúr. Štatistické vyhodnotenie meraní (obr. 16) preukázalo ich mierne ohyby plôch vrstvomitosti v smere SV – JZ. Malo by to svedčiť o smere tektonického transportu čiastkových príkrovov z juhovýchodu na severozápad.

Na južných svahoch Nízkych Tatier v oblasti Lopejskej doliny a v príahlom Bystrianskom predhorí sú už dlhší čas (Biely, 1963) známe tri čiastkové príkrovy hronika. Podľa Kováča (l. c.) ich tvoria plocho prehnuté dosky. Štatistické spracovanie orientácie plôch vrstvomitosti (obr. 17) z nich dokumentuje existenciu mierneho prevrásnenia s orientáciou osí b v smere SV – JZ, ktorý svedčí o smere presunu čiastkových príkrovov z juhovýchodu na severozápad. Treba pripomenúť, že genéza týchto telies sa najprv predpokladala na základe dezintegrovania jednotnej príkrovovej dosky spätnými juhovergentnými presunmi (Biely, 1963), neskôr (Biely in Biely et al., 1988) sa predpokladalo, že príkrovy sa tvorili severovergentnými predgossauškými pohybmi.

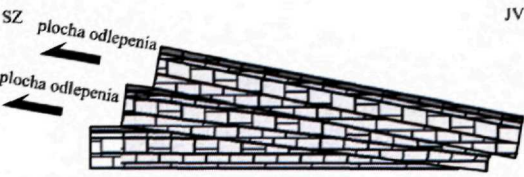
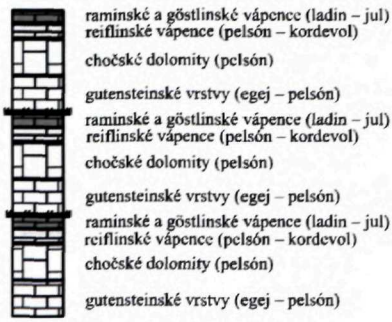
V príkrovovej troske Kľaku reinterpretovaním geologickej mapy Rakúsa (in Rakús et al., 1993) rozpoznal Kováč (l. c.) duplexy, s ktorými je spojené množstvo mezovrás (lom Turie). Orientácia osí b vrás tu ukazuje na tektonický transport smeru z juhovýchodu na severozápad (obr. 18).

Na základe toho možno konštatovať, že smer pohybu jednotlivých čiastkových príkrovov hronika je rovnaký, a to od juhovýchodu na severozápad.

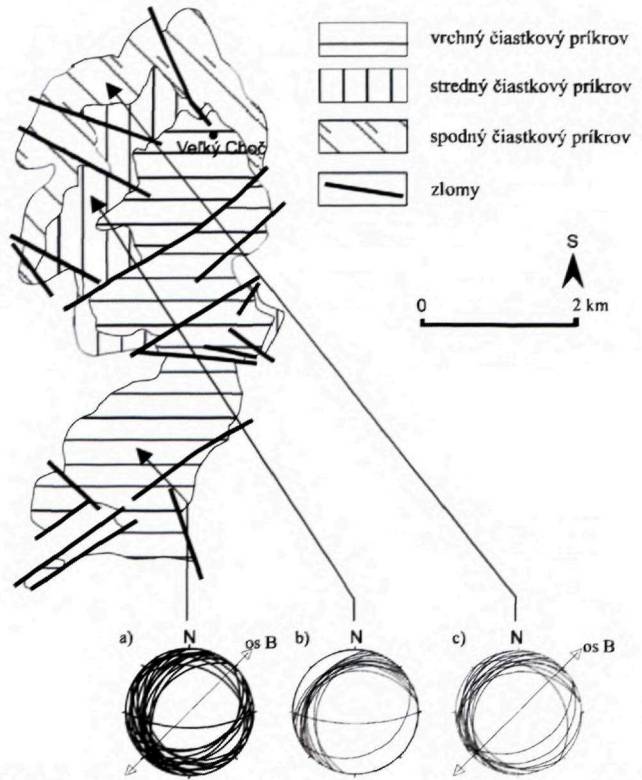
Čas štrukturalizácie

Najmladšie sedimenty hronika, na povrchu zachované rudimentárne, sú sedimenty vrchnej jury až spodnej kriedy: titónu – vystupujú na severných svahoch Nízkych Tatier (v maluzinskom príkrove), beriasu až valanginu – vystupujú v južnej časti Čachtických Karpát (v nedzovskej časti považského príkrovu), titónu až valanginu a snáď aj mladšie sedimenty zatiaľ nepreukázaného veku – vystupujú v severnej časti Čachtických Karpát (v príkrovovom telese s vrstvomým sledom zodpovedajúcim sledu príkrovu Homôľky, pre ktoré bol navrhnutý pracovný názov hrušovský príkrov), sedimenty hoterivu – vystupujú v Strážovských vrchoch (v príkrove Homôľky). Vek týchto sedimentov a ich pozícia v príkrovovej stavbe hronika, resp. v sedimentačnom priestore hronika by mali signalizovať čas uzatvárania, resp. vynárania jednotlivých častí sedimentačného priestoru hronika (za predpokladu, že sú to skutočne najmladšie sedimenty hronika). Pri predpokladanom vnútornejšom umiestnení sedimentačného priestoru maluzinského a bocianskeho príkrovu v porovnaní s tradičnými predstavami možno konštatovať, že vnútorná štrukturalizácia hronika sa začala po titóne a prebiehala od tyly k čelu príkrovového systému hronika. Sedimentačný priestor hronika sa uzatváral, resp. vynáral a štrukturalizoval počas

Schematizovaná litostratigrafická kolónka čiastkových príkrovov hronika



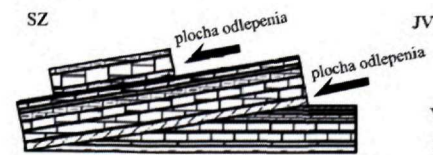
Model imbrikovanej stavby čiastkových príkrovov hronika



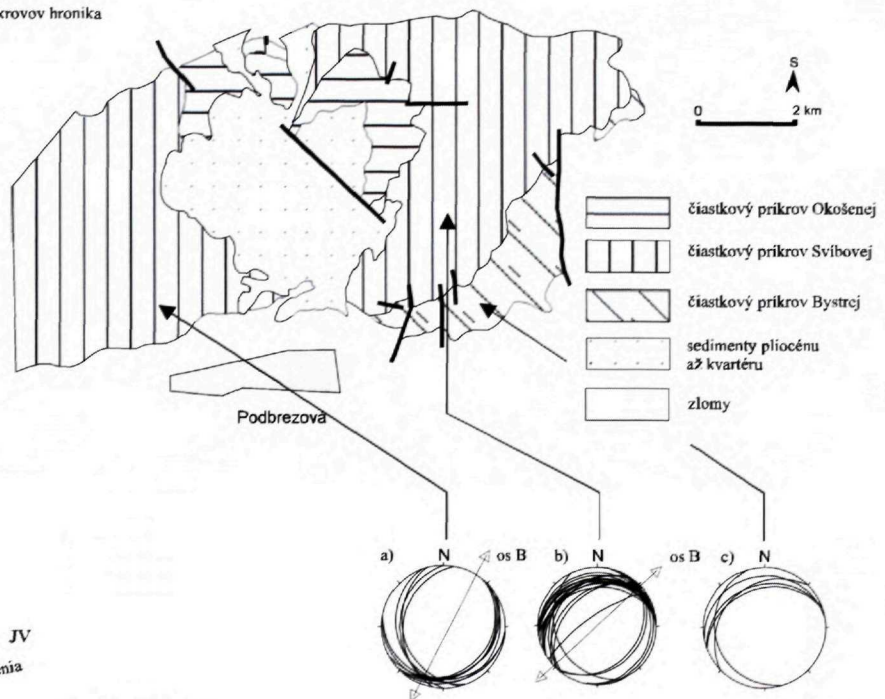
Vrstvové plochy príkrovov sú zobrazené stereografickou projekciou (Schmidtova sieť, spodná pologuľa). Projekcia plôch je znázornená veľkými oblúkmi. Štatistické vyhodnotenie vrstvových plôch ukazuje mierne ohnutie v prípade sv.-jz. orientovaných osí B. a) vrchný, b) stredný, c) spodný čiastkový príkrov.

Obr. 16. Čiastkové príkrovy hronika v oblasti Chočských vrchov (upravené podľa Kováča et al., 1990). Zostavil Kováč (in Kováč a Havrila, 1998).

Schematizovaná litostratigrafická kolónka čiastkových príkrovov hronika



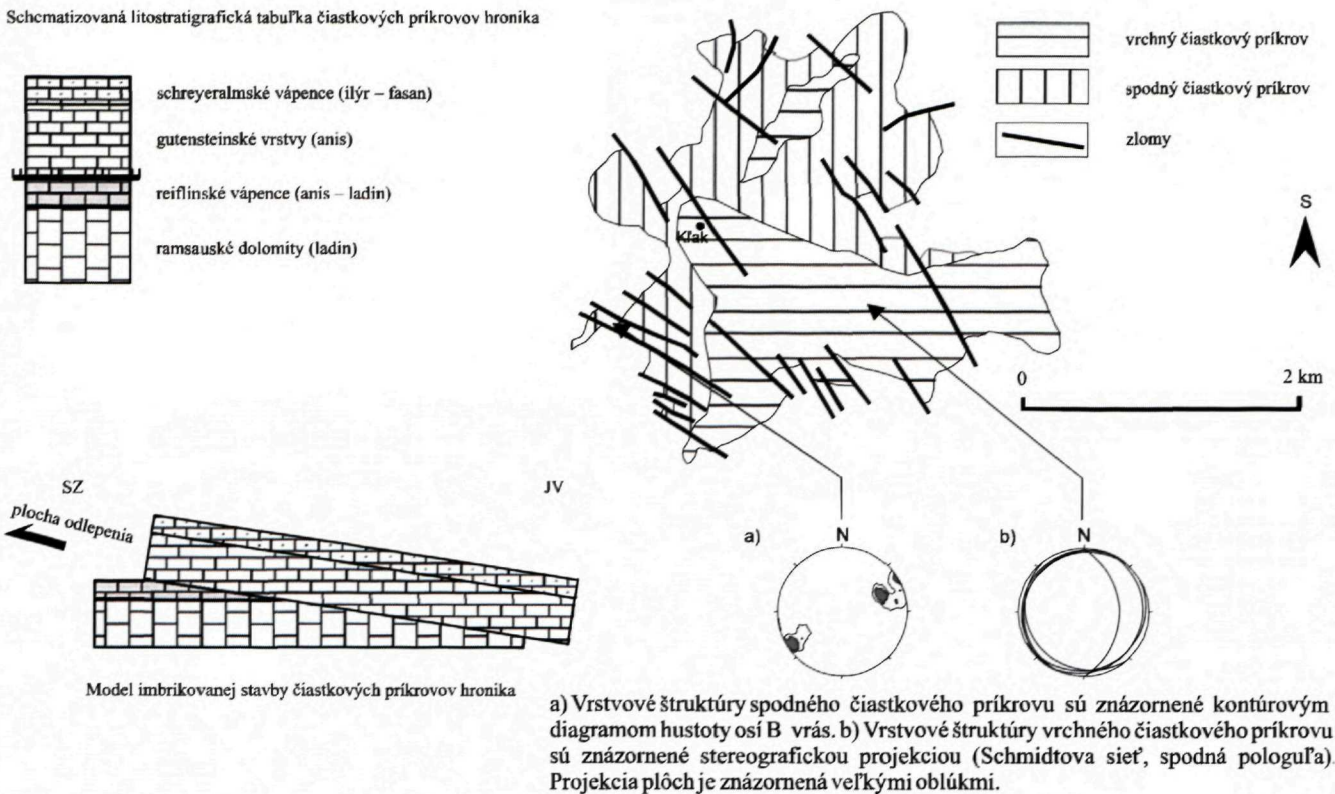
Model imbrikovanej stavby čiastkových príkrovov hronika



Vrstvové plochy príkrovov hronika sú zobrazené stereografickou projekciou (Schmidtova sieť, spodná pologuľa). Projekcia plôch je znázornená veľkými oblúkmi. Štatistické vyhodnotenie vrstvových plôch ukazuje mierne ohnutie v prípade sv.-jz. orientovaných osí B. a) príkrov Bystrej, b) príkrov Svíbovej, c) príkrov Okošenej.

Obr. 17. Čiastkové príkrovy hronika v oblasti južných svahov Nízkeho Tatier (upravené podľa Bieleho et al., 1988). Zostavil Kováč (in Kováč a Havrila, 1998).

Schematizovaná litostratigrafická tabuľka čiastkových príkrovov hronika



a) Vrstvové štruktúry spodného čiastkového príkrovu sú znázornené kontúrovým diagramom hustoty osí B vrás. b) Vrstvové štruktúry vrchného čiastkového príkrovu sú znázornené stereografickou projekciou (Schmidtova sieť, spodná pologuľa). Projekcia plôch je znázornená veľkými oblúkmi.

Obr. 18. Čiastkové príkrovy hronika v oblasti Malej Fatry (upravené podľa Rakúsa et al., 1993). Zostavil Kováč (in Kováč a Havrila, 1998).

tvorby príkrovovej sústavy alpínskeho orogénu postupne. Po titóne sa uzavrel sedimentačný priestor príkrovov pochádzajúcich z priestoru čiernovážskeho bazénu (malužinského, prípadne aj bocianskeho príkrovu). Po beriasie až valangine sa uzavrel sedimentačný priestor nedzovskej časti považského príkrovu (vystupujúceho pri Krajnom), ktorý sa následne (zatiaľ v nespresnenom veku) nasúval na príkrovové teleso (vystupujúce pri Hrušovom), svojím vrstvovým sledom zodpovedajúce sledu príkrovu Homôľky, t. j. na hrušovský príkrov. Po hoterive sa uzavrel sedimentačný priestor príkrovu Homôľky (násunom príkrovu Ostrej Malenice a strážovskej časti považského príkrovu). Informácie (z povrchu) o štrukturalizácii zvyšnej časti hronika nejestvujú. Celková tendencia vývoja jury až kriedy v hroniku je takáto: V čele sú hlbokovodné fácie a smerom na juh sú čoraz plytkovodnejšie fácie. V najspodnejšom telese – v príkrove Homôľky – je zachovaný najhlbokovodnejší sled a zároveň sled obsahujúci najmladšie sedimenty. Ekvivalentný sled je zachovaný v hrušovskom príkrove. Vo vyššom telese, v nedzovskej časti považského príkrovu pri Krajnom na lokalite Drieňovica – Šípkovský háj, sú zachované pelagické sedimenty obsahujúce barmsteinské vápence, teda resedimenty kimeridžsko-titónskych plytkomorských hornín z internejšieho/vyššieho príkrovu, v ktorom sa sedimentácia skončila vynorením priestoru. Svedčí to o nasúvaní južných telies spojenom s ich splytčovaním na severné telesá, logicky s pelagickejšim vývojom. Pelagický vývoj je v hrušovskom príkrove a príkrove Homôľky. Plytší, s barmsteinským vápencom, je vo vyššom považskom príkrove (pri Krajnom) a ešte plytší v nadväznom juhovýchodnom priestore (ktorého jura sa in situ nezachovala), z ktorého sa barmsteinské vápence „sypali“.

To zároveň svedčí o tom, že aj v rámci považského príkrovu prebiehala štrukturalizácia.

Príkrovy hronika majú v podloží v priestore centrálnych Západných Karpát buď (na povrchu) sedimenty ?aptu – v slede Veľkého boku [Koutek (1931) našiel amonity potvrdzujúce rozpätie vrchný valangin až hoteriv; Kullmanová in Biely et al. (1977) určila *Hedbergella cf. trocoidea*, potvrdzujúcu rozpätie vrchný barém až spodný alb], flyšové sedimenty porubského súvrstvia vrchného albu až spodného cenomanu severného veporika (krížňanskeho príkrovu, fatrika,...), považované za hlbokovodný flyš, alebo (v podloží Viedenskej panvy, napr. vo vrte Studienka-83) pelagické sedimenty s *Globotruncana* sp. vrchnej kriedy až ?paleogénu (Kysela et al., 1983; Bujnovský et al., 1992) neznámej tektonickej jednotky. Údaje z povrchu aj z podložia vymedzujú len jeden časový úsek tektonického transportu hronika. Prvý časový údaj vymedzuje čas násunu na severné veporikum/fatrikum, druhý vymedzuje čas dosúvania hronika do sedimentačného priestoru tektonickej jednotky, ktorej súčasťou sú sedimenty vrchnej kriedy až ?paleogénu, zastihnuté vrtom Studienka-83.

Čas štrukturalizácie hronika, ktorá sa začala v sedimentačnej oblasti a pokračovala počas presunu hronika, sa tak podmienene vymedzuje na interval titón – vrchná krieda až ?paleogén.

Keďže vo Vysokých Tatrách (Cúl'ová a Andrusov, 1964) a vo Veľkej Fatre (Boorová a Potfaj, 1996) sa zistilo, že veporikum (krížňanský príkrov) a na ňom „nesené“ hronikum je nasunuté na sedimenty vrchnej kriedy (spodný až stredný turón) tatrika, resp. na Považí (Rakús a Marschalko, 1997) na sedimenty vrchnej kriedy (stredný turón) manínskeho príkrovu, je zrejmé, že štrukturalizácia a presun hronika sa

začali skôr ako štrukturalizácia a presun severného veporika/fatrika. Dosúvanie hronika pokračovalo aj po prekrytí severného veporika/fatrika hronikom. Hronikum „nesené“ veporikom/fatrikom mohlo túto časť tatrika prekročiť až po strednom turóne. V južnej časti Považského Inovca sa našli (Havrila in Havrila a Vaškovský, 1983) sedimenty vrchnej kriedy (kampánu) ležiace na horninách tatrika a zároveň ležiace v tektonickom podloží sedimentov triasu tatrika. Tektonická imbrikácia tejto časti tatrika mohla prebehnúť až po kampáne a aj veporikum/fatrikom a hronikum mohli tento priestor prekročiť až následne (rovnaké možnosti vyplývajú zo stavby severnej časti Považského Inovca)¹²⁰ Až potom sa mohlo hronikum dosunúť na pelagické sedimenty vrchnej kriedy až paleogénu, zachytené vo Viedenskej panve vrtom Studienka-83. Približne takúto predstavu o časovej postupnosti presúvania subtatrických príkrovov mal aj Andrusov (1931, s. 248 – 249), ako napísal, vychádzajúc z pomerov na strednom Slovensku. Pri analýze vzťahu nedzovského a jablonického príkrovu so sedimentmi senónu Brezovského pohoria však dospel k názoru (l. c.), že vzťah je transgresívny, príkrovy boli nasunuté už pred vrchnou kriedou a hlavné presunové pohyby sa tu skončili pred senónom. Zistenie sedimentov kampánskeho veku v Považskom Inovci, i keď s nedoriešeným postavením, vedie

¹²⁰Názory na pozíciu sedimentov vrchnej kriedy v Považskom Inovci nie sú jednotné. Havrila (in Havrila a Vaškovský, 1983) v južnej časti pohoria predpokladal, že ležia na tatriku. Rovnaký názor na ich pozíciu a príslušnosť k tatriku v severnej aj južnej časti pohoria je vyjadrený na mape Považského Inovca (Ivanička et al., 2007). Tieto sedimenty boli známe už Maheľovi (in Buday et al., 1962; in Maheľ et al., 1967), ktorý, nepoznajúc ich vek, zaradil ich výskyt v južnej časti pohoria k inoveckej sérii tatrika. Podobne zaradil k tatriku aj výskyt v severnej časti pohoria (Maheľ in Maheľ et al., 1967; 1979; 1986, s.316). Kullmanová a Gašpariková (1982) výskyt v severnej časti pohoria zaradili ku klapskej jednotke, Leško et al. (1988) ku karpatskému penniniku, Plašienka a Marko (1993) ich považovali za súčasť váhika, s primárnou pozíciou pod tatrikom.

Z uvedeného prehľadu vyplýva, že sedimenty vrchnej kriedy sa v Považskom Inovci uvádzajú v troch možných pozíciách (resp. sa považujú za súčasť troch typov jednotiek): ležia na tatriku (prip. sú v ňom zavrásnené) ako súčasť tatrika, resp. ako predpríkrovová formácia; ležia na tatriku ako popríkrovová formácia; ležia pod tatrikom ako súčasť penninika.

Pozícia sedimentov vrchnej kriedy na tatriku (resp. kvôli tektonickej imbrikácii, prípadne vrásneniu na tatriku i pod ním) je zreteľná v severnej aj južnej časti Považského Inovca. Táto pozícia sa všeobecne rešpektuje. Prijímajú ju aj autori, ktorí majú iné názory na príslušnosť belickej sukcesie, ktorí ju považujú za sekundárnu, prípadne horniny všeobecne zaraďované k tatriku považujú za penninikum (Leško et al., 1988). Na základe rešpektovania tejto pozície zaradenie k spodnejším (externejším) tektonickým jednotkám (napr. penniniku) nie je pravdepodobné, resp. je ťažkopádne. V prípade pričlenenia belickej sukcesie k popríkrovovým formáciám by mali v jej podloží vystupovať aj vyššie (internejšie) tektonické jednotky ako tatrikom. Taká situácia sa však dodnes nezistila. Možno namietnuť, že vyššie tektonické jednotky boli odstránené eróziou pred sedimentáciou belickej sukcesie. Vzhľadom na vystupovanie vyšších jednotiek v širokom okolí výskytu sedimentov belickej sukcesie je tento predpoklad tiež len málo pravdepodobný, resp. ťažko predstaviteľný. Navyše, v prípade takejto pozície je problematické vysvetliť metamorfozu sedimentov vrchnej kriedy. V prospech sedimentácie (resp. umiestnenia) belickej sukcesie na tatriku ešte pred presunom príkrovov veporika a hronika svedčí aj jej deformácia a metamorfne postihnutie. Metamorfne postihnuté sú aj sedimenty pokrývajú tatrického fundamentu vystupujúce v podloží sedimentov vrchnej kriedy (napr.: tribečská sukcesia pri Hlohovci, humienska sukcesia sensu Plašienka a Marko, 1993, selecká sukcesia sensu Leško et al., 1988). Je veľmi pravdepodobné, že boli metamorfne postihnuté súčasne (t. j. po koňaku) a spoločne. Zo vzájomnej pozície tatrika a sedimentov vrchnej kriedy, z toho, že obe skupiny sedimentov sú metamorfované, ako aj z ich tektonickej imbrikácie vyplýva nevyhnutnosť zväziť, či príkrovová stavba centrálnych Západných Karpát nie je súčasťou pogosauská.

k úvahe o neskoršom čase presunu príkrovov. Tým však vzniká problém s transgresívnou faciou vrchnej kriedy (s valchovskými zlepenkami), ktorá sa údajne usadila počas koňaku. Za predpokladu, že kampánske sedimenty sa v Považskom Inovci usadili pred presunom príkrovov, by valchovské zlepenky museli na nedzovskom príkrove sedimentovať počas jeho presúvania (porovnaj Havrila a Plašienka, 2006).

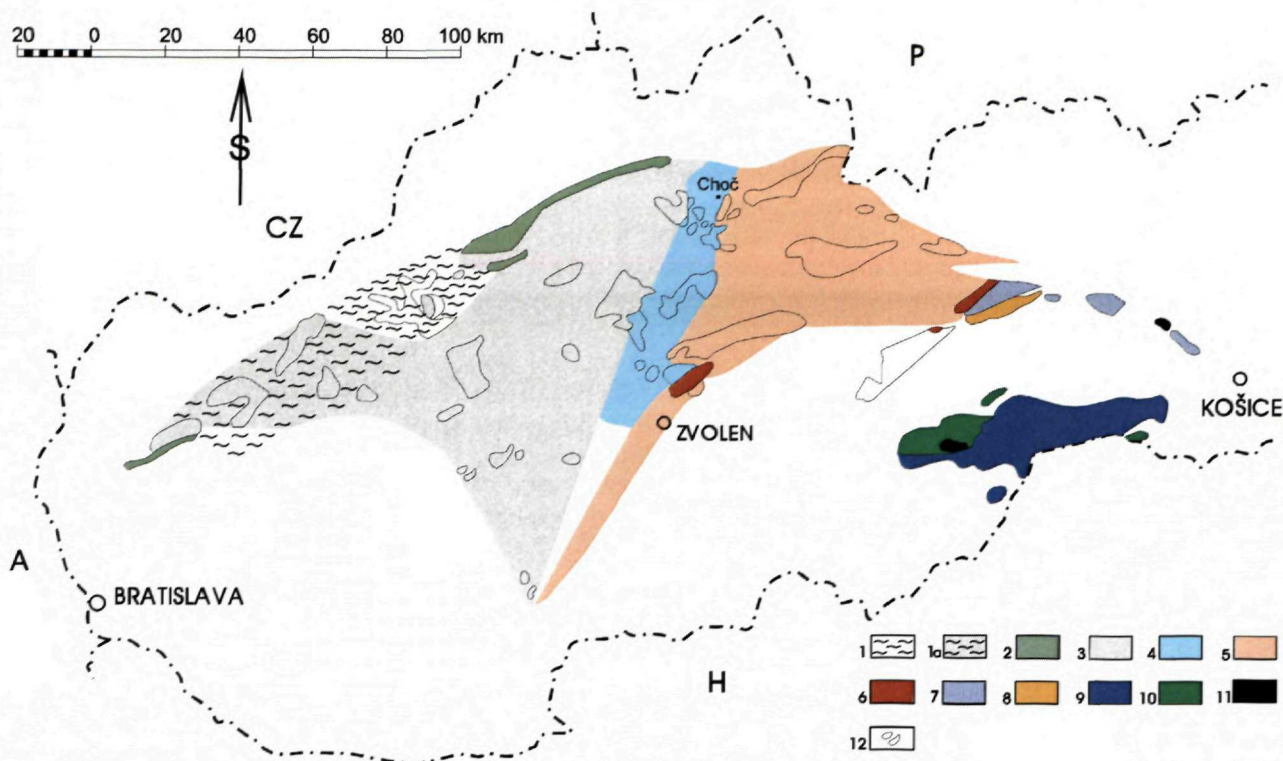
Sedimenty, v nadloží ktorých hronikum v priestore centrálnych Západných Karpát leží (porubské súvrstvie), sú pelagické. Doteraz sa nezistilo, že ich sekvencie sa smerom do nadložia splytčujú. Preto možno predpokladať, že hronikum sa sunulo v týchto pelagických podmienkach. Hrúbka telies čiastkových príkrovov hronika (sčasti pri presune vynorených, keďže na nich ležia transgresívne sedimenty vrchnej kriedy – valchovské zlepenky brezovskej skupiny) sa pohybuje okolo niekoľko stoviek metrov. To by teda mala byť aj približná hĺbka bazénu (je to zhruba v zhode s výskytom *Globotruncana* sp. v sedimentoch vystupujúcich vo vrte Studienka-83), do ktorého sa hronikum dosúva.

Na základe uvedených faktov možno usudzovať, že formovanie vnútornej stavby hronika prebiehalo už medzi mladokimérskou a austrijskou fázou (to však je aj neisté, pretože nie je dokázané, že sedimentácia v uvedených oblastiach hronika sa skutočne skončila po titóne až v hoterive). Vnútorne formovanie ešte po austrijskej fáze je pravdepodobné, ale zatiaľ (na povrchu) nedoložené. Vystupovanie albsko-cenomanských sedimentov veporika/fatrika v podloží hronika vymedzuje čas skončenia tvorby tektonickej jednotky hronika (čas jej nasúvania na veporikum/fatrikom), ktoré sa teda podľa údajov pochádzajúcich z povrchu sformovalo pred mediteránnou fázou.

V podloží Viedenskej panvy sú však už dlhší čas známe fakty (napríklad Kysela et al., 1983; Bujnovský et al., 1992), ktoré potvrdzujú, že formovanie (dosúvanie) hronika prebiehalo aj vo vrchnej kriede, resp. po nej (vo vrte Studienka-83 sa zistili sedimenty paleontologicky preukázané zanej pelagickej vrchnej kriedy až paleogénu pod sedimentmi triasu a nad nimi sedimenty paleontologicky preukázaného senónu – valchovské zlepenky brezovskej skupiny transgresívnej povahy). Kritický pohľad na uvedené časové relácie vzniku, presunu a formovania hronika podľa práca Havrila a Plašienku (2006).

INDEXY ZMENY FARBY KONODONTOV (CAI) V ZÁPADNÝCH KARPATOCH A SEVERNÝCH VÁPENCOVÝCH ALPÁCH – POROVNANIE

Koreláciu medzi Severnými Vápencovými Alpami a centrálnymi Západnými Karpátmi podľa Gawlicka et al. (2002) brzdí ich odlišné dnešné priestorové rozloženie. Severné Vápencové Alpy sú súvislá doska, úplne presunutá cez príkrovy v spodno- a strednoaustroalpskej pozícii, teraz sčasti spočívajúca na neogénnych sedimentoch molasovej predhľbne. Ich tektonické náprotivky v centrálnych Západných Karpatoch sú zložené z izolovaných trosiek ležiacich na jednotkách (tatriku, veporiku/fatriku) v internej pozícii. Napriek tejto odlišnej konfigurácii možno na základe výskumov zmeny farieb konodontov (CAI) v oboch horských sústavách badať podobné trendy v zonácii ich termálnej premeny.



Obr. 19. HRONIKUM: 1 – príkrov Dobrej Vody a príkrov Homôľky (CAI 1,5 – 2 – 2,5), a) prekryté považským príkrovom; 2 – príkrov Ostrej Malenice (CAI 1 – 1,5) a veterlínsky príkrov (CAI 1,5 – 2); 3 – považský príkrov (CAI 1 – 1,5) (= havranický, jablonický, nedzovský, strážovský a tematínsky „príkrov“); 4 – šturecký príkrov (CAI 1 – 1,5 – 2); 5 – príkrovy pochádzajúce z faciálnej oblasti Bieleného Váhu (chočský, svarínsky, Okošenej, Svíbovej a Bystrej) (CAI 1,5 – 2, na juhu v úzkej zóne až 4, v levických „ostrovoch“ až 4 – 5); SILICIKUM: 6 – silicikum s. l.: vernársky a spodný, muránsky príkrov, príkrov Drienka (CAI 1,5 – 2 – 4); 7 – príkrov Glacu, príkrov Galmusu, príkrov Murovanej skaly (CAI 5 – 6 – 8); 8 – príkrov Geráv (CAI 1,5 – 6); 9 – silický príkrov (CAI 1,0 – 5,5); TURNAIKUM: 10 – turniansky príkrov (CAI 5,5 – 8); MELIATIKUM: 11 – Jaklovce (CAI 5 – 8); 12 – geologické hranice povrchových telies. Podľa Gawlicka et al. (2002).

V zhode s prácou Gawlicka et al. (1994) odlišili Gawlick et al. (2002) dve skupiny tektonických jednotiek s ostrou hranicou CAI: severné jednotky s nízkou premenou s CAI 1,0 – 2,0 a južné jednotky so silnou premenou s CAI 5,5 – 6,0, čiastočne s CAI 7,0. Severné jednotky Severných Vápencových Álp (bajuvarické a tirolické príkrovy) vykazujú relatívne homogénne rozloženie nízkej zmeny konodontov (CAI 1,0 – 2,0) vzrastajúcej smerom na juh, prekračujúc tým hranice príkrovov medzi tirolikom a hallstattskou melanžou. Príkrovový systém hronika v centrálnych Západných Karpatoch so všeobecne nízkou termálnou premenou ukazuje internú zonáciu, podobnú ako v prípade homologických jednotiek v Severných Vápencových Alpách. Podobne ako pri termálnej premene v bajuvarických a tirolických príkrovových systémoch je badateľné mierne stúpanie termálneho postihnutia od severu na juh (západu) na juh (východ) aj v príkrovovom systéme hronika. Ukazuje najnižšie hodnoty CAI v príkrove Ostrej Malenice (CAI 1,0 až 1,5) a v strážovskej kryhe považského príkrovu (CAI 1,0) a najvyššie hodnoty v svarínskom príkrove (CAI 2,0 až 2,5).

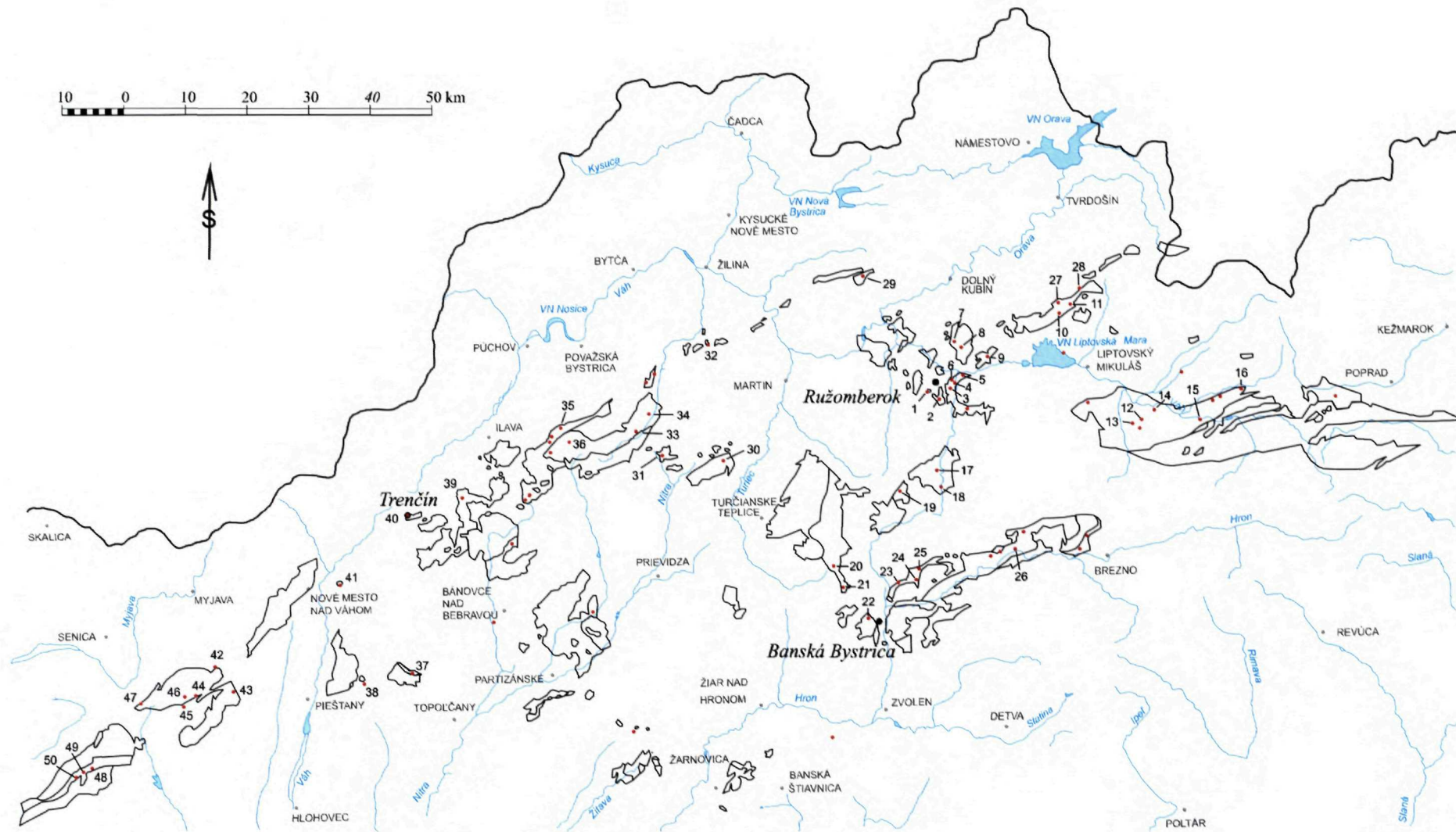
Údaje CAI bajuvarického a tirolického príkrovu v Severných Vápencových Alpách a hronika v centrálnych Západných Karpatoch sa podľa Gawlicka et al. (2002) dobre zhodujú vzhľadom na nízku termálnu premenu v oboch jednotkách. Na základe porovnania výsledkov práce Gawlicka et al. (l. c.) s prácou Havrilu (napr. in Plašienka et al., 1997) možno striktno vylúčiť, že bývalé vyš-

šie subatranské príkrovy (havranický, jablonický, nedzovský, strážovský, tematínsky) by sa mohli považovať za náprotivok silicika, ako sa predpokladalo predtým. Hodnoty CAI v siliciku sú podstatne vyššie (obr. 19).

Záverom možno konštatovať, že aj práca Gawlicka et al. (2002) preukázala, že mapovanie zón CAI je dôležitý nástroj na rekonštrukciu paleogeografickej a tektonickej konfigurácie vo vrchnej jure a kriede. Pomáha pochopiť a korelovať jednotlivé jednotky Západných Karpát a Severných Vápencových Álp.

ZÁVER

Počas posledného dvadsaťročia výskumu hronika sa nahromadené úvahy a poznatky (najmä litologické a biostratigrafické) doplnené detailnejším litostratigrafickým členením bazénových a svahových facií a sedimentologickým prístupom k ich výskumu premietli najmä do hlbšieho poznania vývoja faciálnych oblastí a do konkrétnejšej paleogeografickej predstavy. Vznikla predstava o striedaní karbonátových plošín a bazénov v smere pozdĺž centrálnych Západných Karpát. Táto predstava po začlenení sedimentačných priestorov vyšších subatranských príkrovov do hronika v podstatnej časti priestoru bola časom dostatočne zdokumentovaná. Faciálne oblasti boli pochopené ako priestory veľkých kryhových telies vymedzených zlomami s priečnym priebehom vo vzťahu k priebehu centrálnych Západných Karpát.



Obr. 20. Mapa skúmaných lokalít hronika: 1 – Malinô Brdo; 2 – Hrabovo; 3 – Mních – železničná stanica; 4 – Mních – vysielač; 5 – Mních – Martinček; 6 – Mních – severný svah; 7 – Veľký Choč – Sokol; 8 – Veľký Choč – Kopa; 9 – Turík; 10 – Kvačany; 11 – Liptovské Matiašovce; 12 – Smrekovica; 13 – Bukovica; 14 – Liptovská Porúbka; 15 – Svarín; 16 – Východná; 17 – Liptovská Osada; 18 – Korytnická dolina; 19. Liptovské Revúce; 20. Harmanecká jaskyňa; 21 – Tintovo; 22 – Banská Bystrica; 23 – Nemce; 24 – Selce; 25 – Priechod; 26 – Zámostie; 27 – Veľké Borové; 28 – Biela skala; 29 – Veľký Rozsutec; 30 – Kláštor pod Znievom; 31 – Kľak; 32 – Turie; 33 – Fačkov; 34 – Trstená; 35 – Ostrá Malenica; 36 – Rokytník; 37 – Podhradie; 38 – Stará Lehota; 39 – Hústik; 40 – Trenčín; 41 – Beckov; 42 – U Fajnorov; 43 – Kamenica; 44 – Dobrá Voda-1 (vrt); 45 – Vrátno; 46 – hrad Dobrá Voda; 47 – Jablonica; 48 – Mokrá dolina; 49 – Suchá dolina; 50 – Rajtárka. Zostavil Havrila (in Havrila a Buček., 1992; 1993).

Prehľadili sa aj znalosti o premene sedimentačného priestoru hronika na pomerne zložitú príkrovovú štruktúru. Skracovanie sedimentačného priestoru bolo sprevádzané vznikom mnohých násunových plôch, mnohých tektonických telies. Sčasti bola aspoň načrtnutá postupnosť tvorby týchto telies, ako aj časová postupnosť ich tvorby. Načrtla sa aj ich hierarchia. Ukázalo sa, že pomerne veľké množstvo tektonických telies je len vnútornou duplexovou imbrikáciou malého množstva základných príkrovových telies. V problematike postupnosti tvorby telies sa dospelo k predstave vyplývajúcej z výsledkov dosiahnutých klasickou „stratigrafickou“ metódou, že telesá sa tvorili postupne od tyla k čelu príkrovej sústavy.

Napriek tomuto posunu v poznaní zostáva mnoho nedoriešených otázok.

V paleogeografickom výskume problémy pretrvávajú aj vo vnútornejších častiach hronika. Treba naďalej skúmať umiestnenie čiernovážskej plošiny. Problém s jej umiestnením spočíva v tom, že po jej obvode sa doteraz nezistili gravitačné svahové sedimenty derivované z jej okrajov. Nevedno, či sú zakryté, alebo či sa nezachovali. Oblasť je málo preskúmaná. Preto jej pozícia v stavbe (vzťah k svarínskemu príkrovu) nie je preukázaná. Problémy pretrvávajú aj v rekonštruovaní priestoru, z ktorého pochádzajú tektonické telesá zachované na Horehroní. Chýbajú tu novšie výskumy.

Pokrok v paleogeografickej rekonštrukcii sľubuje systematickejší, resp. cieľavedomejší prístup k otázke zaradenia príkrovových telies obsahujúcich produkty kyslého vulkanizmu spodného triasu (príkrov Drienku, vernársky a spodný muránsky príkrov) k tektonickej jednotke vyššieho rádu. Ich zaradenie k siliciku nie je dostatočne zdôvodnené.

Rezervy pri detailnejšom paleogeografickom spoznávaní hronika a paleogeografickej kontrole sú vo výskume siliciklastických sedimentov (sedimentov spodného triasu

a sedimentov vrchného triasu, z nich najmä lunzských vrstiev). V súvislosti s tým vystupuje potreba znalosti vývoja pozície centrálnokarpatského bloku vo vzťahu ku kontinentálnej doméne. Jej znalosť je potrebná v súvislosti so stanovením zdrojových oblastí siliciklastík a ich vstupných priestorov na šelf centrálnokarpatského bloku.

Problémy v poznaní stavby vyplývajú z nedoriešených paleogeografických problémov. V oboch problematických priestoroch sa doteraz nedospelo k jednoznačnej predstave o procese vzniku spomenutých telies. V oboch prípadoch sa pôvodne predpokladal ich vznik vo fáze uplatnenia spätných pohybov, neskôr vo fáze formovania príkrovej sústavy.

Nedoriešená je aj otázka vymedzenia časového rozsahu tvorby príkrovej sústavy hronika, resp. otázka veku tvorby telies nižšieho rádu tejto sústavy a postupnosť ich vzniku. „Stratigrafická“ metóda, t. j. určovanie veku tvorby tektonických telies na základe najmladších zachovaných sedimentov, naráža na nedostatok údajov, ako aj na neistotu, či nezachované sedimenty neboli ešte mladšie. Možnosti tejto metódy sa nateraz zdajú vyčerpané. Zdá sa, že na riešenie tejto otázky je nevyhnutné okrem klasického prístupu použiť aj iné, pre Západné Karpaty netradičné metódy výskumu. Všeobecne prijímaný vek skončenia pesunu hronika a tvorby jeho stavby spochybnili nálezy strednoturónskych sedimentov v tatriku Veľkej Fatry a kampánskych sedimentov v tatriku Považského Inovca (názory na toto zaradenie nie sú jednotné). Preto sa uvažuje, že presun trval aj počas vrchnej kriedy. Táto otázka nie je doriešená.

Treba dúfať, že ďalším výskumom sa postupne priblížime aj k definitívnemu umiestneniu koreňovej zóny hronika a k riešeniu jeho vzťahu k porovnateľným telesám vnútorných Západných Karpát, ale aj Severných Vápencových Álp.

POĎAKOVANIE

K súčasnému poznaniu hronika bolo možné dospieť len vďaka množstvu poznatkov nahromadenému bádateľmi počas celého obdobia jeho skúmania. Moja pozornosť a vďaka patrila a patrí všetkým, ktorí sa jeho výskumu venovali. Podnecujúce však pre mňa boli najmä práce Hermanna Vettera, Ericha Spenglera, Richarda Leina, Jána Bystrického, Dimitrija Andrusova a Michala Maheľa. Často som mal naliehavý pocit položiť im otázku, porozprávať sa s nimi. Nebolo to však možné, neboli tu. Odpovede som preto musel hľadať v ich prácach. Chýbali mi aj zápalisté diskusie s Jánom Kyselom. Počas veľmi dlhého času jediným spoločníkom a spolupracovníkom na ceste poznania mi bol Jozef Pevný. Jeho ľudský postoj a nezištná pomoc pri štúdiu literatúry, jeho jazykové schopnosti, bádateľský duch a dlhodobo získavané skúsenosti a vedomosti v oblasti biostratigrafického výskumu boli pre mňa nenahraditeľné. Na časti cesty pri biostratigrafickom výskume ma sprevádzala Daniela Boorová. Zásluhou Miloša Rakúsa som sa skúmaniu hronika istý čas mohol venovať na širšom území. Vďačný som aj Ladislavovi Šimonovi, ktorý ma krátkodobo podporil pri štúdiu ráztočnianskeho bazénu, podobne ako Milan Kohút pri štúdiu lunzského eventu. Hlboký dojem vo mne zanechal prístup a odbornosť Jozefa Jablonského, posudzovateľa mojej činnosti v jej počiatočnej fáze. Ako jeden z mála ma povzbudil Rudolf Mock, nepozorovane a nenápadne aj Milan Mišík. Morálnu oporu mi poskytol Michal Kováč. Vzpruhou pri mojej činnosti bol súbežný výskum a výsledky, ktoré dosiahli Peter Masaryk, Otília Lintnerová, Otília Jendrejčková, Jarmila Papšová, Ján Soták a Stanislav

Buček, t. j. kolektív vedený Jozefom Michalíkom. Vzpruhou bol pre mňa aj kritický postoj Antona Bieleho. Záujem o postup prác prejavoval a všestrannú pomoc mi dlhodobo poskytoval Milan Sýkora. Za nezištnú pomoc som zaviazaný Emílii Janatovej, za prácu v laboratóriu najmä Márii Zajíčkovej. Za ústretovosť pri zriadení biostratigrafického laboratória a kladenie sporadických provokatívnych otázok Jaroslavovi Lexovi. Za redakčnú a jazykovú úpravu tejto práce, ktorou prispeli k jej zrozumiteľnosti, ďakujem pracovníckam redakcie Janke Hrtusovej a Gabriele Šipošovej. Posledné obdobie výskumu prebehlo s podporou Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra zastúpeného Ľubomírom Hraškom a Branislavom Žecom. Zvláštne poďakovanie patrí Jozefovi Hókovi, ktorý si priekopnícky osvojoval nové poznatky o hroniku, tvrdošijne a dlhodobo ich presadzoval a spolu s Dušanom Plašienkom ich začal uvádzať do procesu pedagogickej výchovy. Môj obdiv patrí amatérskemu záujemcovi o geológiu Pavlovi Kukučkovi, ktorý sa snažil držať krok s vývojom poznatkov o hroniku, a tiež mne neznámemu priaznivcovi hronika, ktorý na Wikipédii tieto poznatky propagoval. Ďakujem recenzentom Milanovi Sýkorovi a Jozefovi Hókovi nielen za prospešné pripomienky, ale najmä za to, že sa na túto neľahkú a náročnú prácu vôbec podujali a istý čas plávali proti prúdu zaužívaných predstáv.

Prácu venujem svojej mame †Anne, sestre Marte a manželke Márii, lebo len vďaka ich statočnosti, starostlivosti, tolerancii a láske som sa aj počas dlhodobej choroby mohol venovať poznávaniu hronika.

LITERATÚRA

- Andrusov, D., 1930a: Príspevky ke geologii severo-západných Karpát V. Príspevek k poznání tektoniky a paleogeografie severo-západných Karpát. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 9, 235 – 266.
- Andrusov, D., 1930b: Príspevky ke geologii severozápadných Karpát VI. Stratigrafické rozdelení bradlového obalu. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 6, 4 – 6, 221 – 227.
- Andrusov, D., 1931: Príspevky ke geologii severo-západných Karpát V. Príspevek k poznání tektoniky a paleogeografii severo-západných Karpát. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 1930, IX, 235 – 300.
- Andrusov, D., 1932: Geologická studia v Pohorí Větrných Holí. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., (Praha), VIII, 71 – 74.
- Andrusov, D., 1935: Stratigrafie triasu Slovenských Karpát. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 11, 3 – 4, 54 – 56.
- Andrusov, D., 1936a: Subtatranské příkrovy Západních Karpát. Les nappes subtatriques des Carpathes occidentales. Carpatica, Ř. B. (Praha), I, 1 – 50.
- Andrusov, D., 1936b: Subdivision des nappes subtatriques sur le versant de la Haute Tatra. Bulletin de l'Association russe pour les recherches scient. A Prague IV/23, Praha.
- Andrusov, D., 1938: Geologie Slovenska. Slovensko a Podkarpatská Rus – sbírka příruček z věd duchovních a přírodních. Nákladem „Sboru pro výzkum Slovenska a Podkarpatské Rusi“ při „Slovanském Ústavu“ v Praze. Praha, 1 – 111.
- Andrusov, D., 1942: Zpráva o geologickom výskume bauxitových výskytov medzi Mojtínom a Žilinou (s jednou farebnou mapou v merítku 1 : 25 000). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 325).
- Andrusov, D., 1950a: Správa o výskume ložísk nerudných nerastných surovín na Slovensku v r. 1946 a v rokoch predošlých. Práce Št. geol. Úst., Soš. (Bratislava), 20, 3 – 62.
- Andrusov, A., 1950b: Bradlové pásmo medzi Vlárrou a Žilinou. Exkurz. spriev. zjazdu Čsl. spol. min. a geol. a min.-geol. sekcie Slov. prírodoved. spol., 12. – 17. júna 1948 na Slovensku. 5 s.
- Andrusov, D. (s použitím rukopisnej mapy okolia Pružiny od Čepka, L., Koutka, J. a Svobodu, J.), 1951: Podrobná geologická mapa Československej republiky. Slovensko – list Považská Bystrica 4361/3. Bratislava, Št. geol. Úst. Čsl. Republ.
- Andrusov, D., 1959a: Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geol. Sbor. (Bratislava), 10, 129 – 166.
- Andrusov, D., 1959b: Geology of the Czechoslovak Carpathians II. Bratislava, Veda, 1 – 375.
- Andrusov, D., 1959c: Geológia československých Karpát II. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 375.
- Andrusov, D., 1960: Úvahy o alpsko-karpatskej násunovo-příkrovovej sústave. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 11, 2, 161 – 178.
- Andrusov, D., 1967: Aperçu général sur la géologie des Carpathes occidentales. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7/1965, 1 029 – 1 062.
- Andrusov, D., 1968: Gründriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. Akad. Vied, 1 – 189.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973a: Outline of the Structure of the West Carpathians. Guide-book for Geol. Excur. X. Congr. of Carpath.-Bal. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 44.
- Andrusov, D., Bystrický, J. a Fusán, O., 1973b: Obzor geologičeskovo strojenija Zapadnych Karpát. Vstupiteľnyj putevod. k ekskur. X. kongr. Karpát.-Bal. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 50.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cícha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, V., Pícha, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stránik, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1983: Stratigrafický slovník Západných Karpát 1 (A/K). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 440 s.
- Andrusov, D. a Samuel, O. (eds.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Buday, T., Bystrický, J., Bystrická, H., Cícha, I., Eliáš, M., Eliášová, H., Fusán, O., Gašpariková, V., Gross, P., Hanzlíková, E., Köhler, E., Houša, V., Lehotayová, R., Leško, B., Ložek, V., Menčík, E., Michalík, J., Mock, R., Pesl, F., Roth, Z., Salaj, J., Samuel, O., Seneš, J., Slávik, J., Stránik, Z., Špička, V., Vašíček, Z., Vaškovský, I. a Vozár, J., 1985: Stratigrafický slovník Západných Karpát 2 (L/Z). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 359 s.
- Andrusovová, V., 1973: 11. Svarín – Middle and Upper Triassic. In: Bystrický, J. (ed.), Andrusovová, V., Borza, K., Bujnovský, A., Jablonský, J., Kochanová, M., Marschalko, R., Mello, J., Michalík, J., Mišík, M. a Vedejová, M., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X Congr. Carp.-Balkan. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 92 – 97.
- Arthaber, G., 1905: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. In: *Lethea geognostica*, II, Das Mesozoikum, 1. Trias. Stuttgart, 223 – 472.
- Aubrecht, R., 2001: Jurassic heavy mineral distribution provinces in the Western Carpathians. *Miner. slov.* (Bratislava), 33, 5, 473 – 486.
- Beck, H. a Vettters, H., 1904: Zur Geologie der Kleinen Karpathen. Eine stratigraphisch-tektonische Studie. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients (Wien), XVI, I, II, 1 – 106. (I. Teil: Beck, H.: Die Hainburger Berge und die südliche Partie der Kleinen Karpaten, 5 – 49. II. Teil: Vettters, H.: Die nördlichen der Kleinen Karpaten samt dem Weissen Gebirge, 49 – 106).
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J., Gašpariková, V., Kullmanová, A., Kullman, E. a Salaj, J., 1982: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny a severnej časti Malých Karpát (Brezovské a Čachtické Karpaty a vysvetlivky). Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., Kysela, J., Samuel, O., Dovina, V. a Šucha, P., 1984a: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35 124 (Stráni-4). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 7 180).
- Began, A., Hanáček, J., Mello, J. a Salaj, J., 1984b: Geologická mapa Myjavskej pahorkatiny, Brezovských a Čachtických Karpát 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Began, A., Potfaj, M., Nižňanský, G., Bodiš, D., Boorová, D., Čechová, O., Dovina, V., Fejdiová, O., Kováčik, M., Priehodská, Z., Samuel, O. a Šucha, P., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Stráni 35-122 a 35-123. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 7 754).
- Bechstädt, T. a Mostler, H., 1976: Riff-Becken – Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. *Z. Dtsch. geol. Gesell.* (Hannover), 127, 271 – 289, 6 Abb.
- Bezák, V. (ed.); Bezák, V. a Broska, I. (kryštalínium); Ivanička, J., Reichwalder, P., Vozár, J. (paleozoikum); Polák, M., Havrila, M., Mello, M., Biely, A., Plašienka, D., (mezozoikum); Potfaj, M. (flyš a bradlové pásmo); Konečný, V., Lexa, J., Kaličiak, M., Žec, B. (neovulkanity); Vass, D., Elečko, M., Janočko, J., Pereszlyényi, M., Marko, F., Maglay, J. a Pristaš, J. (neopalínske sedimentárne formácie a štruktúry), 2004: Tektonická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1956: Zpráva o mapovaní mezozoika na južných svahoch Žiaru. In: Mahel', M., 1956: Závěrečná zpráva o základnom

- geologickom výskume mezozoika na liste generálnej mapy. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1960: Chočský príkrov na severných svahoch Nízkych Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 127 – 134.
- Biely, A., 1961a: Poznámky ku geológii mezozoika „koreňových zón“ vo veporidách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 21, 109 – 125.
- Biely, A., 1961b: Predbežná správa o geologickom výskume v Tribečskom pohorí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 22, 139 – 144.
- Biely, A., 1962a: Geológia mezozoika Tribča. Kandidát. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1962b: Niekoľko stratigrafických a tektonických poznatkov z východnej časti Nízkych Tatier a Tribča. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 205 – 218.
- Biely, A., 1963: Beitrag zur Kenntnis des inneren Baues der Choč-Einheit. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 28, 69 – 78.
- Biely, A., 1965a: Správa o výskume mezozoika v levických ostrovoch. Spr. geol. Výsk. v r. 1964. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 60 – 62.
- Biely, A., 1965b: K paleogeografii spodného triasu chočského príkrovu. Geol. Práce, Spr., Bratislava, 34, 71 – 74.
- Biely, A., 1966: K problému hranice gemerid a chočského príkrovu. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 40, 171 – 172.
- Biely, A., 1967: Coupe de la Basse-Tatra. Bulletin de la Société géologique de France, 7^e Série, tome 7, N^o 7 et dernier, 1089 – 1092, Paris. In: Andrusov, D., Durand Delga, M., Geysant, J. a Geysant, J., 1967: Réunion extraordinaire de la Société géologique de France. Carpathes Tchécoslovaques du 20 au 28 septembre 1965. Bull. Soc. géol. France (Paris), 7^e Sér., 7, N^o 7 et dernier, 1 027 – 1 129.
- Biely, A., 1976: Vysvetlivky k mezozoiku severných svahov Nízkych Tatier – východná časť. Dielčia záverečná správa za rok 1976. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A., 1979: O tektonických jednotkách v podloží treťohôr Vtáčnika a Kremnických vrchov. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 5, 103 – 118.
- Biely, A., 1982: Tektonická stavba územia Horehronského podolia. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 838).
- Biely, A., 1984: Tektonická stavba územia Horehronského podolia medzi Slovenskou Ľupčou a Breznom. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Biely, A. a Bystrický, J., 1964: Die Dasycladaceen in der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 15, 2, 173 – 188.
- Biely, A. a Fusán, O., 1967: Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 42, 51 – 64.
- Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968a: Zur Problematik der „subtatrischen Decken“ in der Westkarpaten. Geol. Sbor. (Bratislava), 19, 1, 295 – 296.
- Biely, A., Bystrický, J. a Fusán, O., 1968b: De l'appartenance des nappes des Karpates occidentales internes. In: Rep. of XXIIIrd sess. Int. Geol. Congr. Czechoslovakia 1968, Proc. of sect. 3 – Orogenic Belts. Praha, Ústř. Úst. geol., 87 – 92.
- Biely A. a Papšová J., 1983: Nový biostratigrafický údaj z mezozoika levických ostrovov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 79, 113 – 116.
- Biely, A., Beňuška, P., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Klinec, A., Lukáčik, E., Miko, O., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M., Vozárová, A., Vozár, J. a Maglay, J., 1988: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 403), 342 s.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Gross, P., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996a: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenska 1 : 500 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra – Min. Život. Prostr. Slov. Rep., 80 s.
- Biely, A. (ed.), Bezák, V., Elečko, M., Kaličiak, M., Konečný, V., Lexa, J., Mello, J., Nemčok, J., Potfaj, M., Rakús, M., Vass, D., Vozár, J. a Vozárová, A., 1996b: Geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 500 000. 1. vyd. Bratislava, GS SR – Min. Život. Prostr. Slov. Rep.
- Biely, A. (ed.), Bujnovský, A., Vozárová, A., Klinec, A., Miko, O., Halouzka, R., Vozár, J., Beňuška, P., Bezák, V. (ed.), Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P., Lukáčik, E., Maglay, J., Molák, B., Pulec, M., Putiš, M. a Slavkay, M., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 234 s.
- Borza, K., 1973: 13. Turík – Middle and Upper Triassic. In: Bystrický, J. (ed.), Andrusovová, V., Borza, K., Bujnovský, A., Jablonský, J., Kochanová, M., Marschalko, R., Mello, J., Michalík, J., Mišík, M. a Vedejová, M., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion D. X. Congr. Carp.-Balkan. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 101 – 103.
- Boorová, D. a Potfaj, M., 1996: Čiastková záverečná správa. Biostratigrafické a litologické vyhodnotenie profilu „Balcová“, šipruňska sekvencia, porubské súvrstvie, Veľká Fatra. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 13 s.
- Boorová, D. a Potfaj, M., 1997: Biostratigraphical and lithological evaluation of the profile „Balcová“, Šipruň sequence, Veľká Fatra Mts. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3, 4, 315 – 329.
- Brandner, R. a Resch, W., 1980: *Collareocodium oenipontanum* n. g., n. sp. – eine neue Kalkalge aus dem Wettersteinkalk (Ladin – Cordevol; Trias) der Innsbrucker Nordkette/Tirol. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 83, 35 – 48.
- Buček, S., 1988a: Dasykladálne riasy a biostratigrafia triasu Bielych hôr (Malé Karpaty). Dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archív Geol. Úst. Slov. Akad. Vied, 1 – 258.
- Buček, S., 1988b: Geológia a biostratigrafia litostratigrafických jednotiek Bieleho pohoria. Abstrakt z prednášky. In: Buček, S., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Masaryk, P., 1988: Biostratigrafia a stavba Bieleho pohoria. Miner. slov. (Bratislava), 20, 5, 434.
- Buček, S., 1989: Výsledky výskumu dasykladálnych rias v triasových sekvenciách Malých Karpát. In: Súčasný problémy a trendy v československej paleontológii. Zbor. z paleont. konf., Ružbašská Miľava, 1988, (ed. Samuel, O.). Konf., Symp., Semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 133 – 138, tab. I – III.
- Buček, S., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Puškárová, K., 1991: Príspevok k biostratigrafii veterínskej a havranickej jednotky Bielych hôr (Malé Karpaty, Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 92, 29 – 51.
- Buček, S. a Halouzka, R., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, časť listu 36-132 Horná Štubňa. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 31 s.
- Buday, T., Cambel, B., Maheľ, M. (eds.), Brestenská, E., Kamenický, J., Kullman, E., Matějka, A., Salaj, J. a Zat'ko, M., 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXXV a M-33-XXXVI, Wien – Bratislava, Bratislava, Geofond, 1 – 247.
- Bujnovský, A., 1973: Geologický výskum mezozoika Nízkych Tatier, Veľkej a Malej Fatry. Veľká Fatra a Nízke Tatry (oblasť Revúckej doliny). Ročná správa za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 32 818), 1 – 78.
- Bujnovský, A., 1980: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Korytnica-kúpele. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.

- Bujnovský, A. a Kochanová, M., 1973a: 14. Liptovská Osada – „The Reef Complex“ of Hauptdolomite. In: Bystrický, J. (ed.), Andrusovová, V., Borza, K., Bujnovský, A., Jablonský, J., Kochanová, M., Marschalko, R., Mello, J., Michalik, J., Mišík, M. a Vedejová, M., 1973: Triassic of the West Carpathians Mts. 10. Congr. Carp.-Balk. Geol. Ass., Guide to excursion D. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 103 – 107.
- Bujnovský, A. a Kochanová, M., 1973b: Útesy hlavného dolomitu Revúckej doliny a ich megalodontová fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 169 – 195.
- Bujnovský, A. (ed.), Rakús, M. a Polák, M., 1973: Geologický výskum mezozoika Nizkých Tatier, Veľkej a Malej Fatry. Veľká Fatra a Nízke Tatry (oblasť Revúckej doliny). In: Mello, J. (ed.), Began, A., Bujnovský, A., Kullmanová, A. a Maheľ, M., 1973: Regionálny geologický výskum mezozoika Západných Karpát. Ročná správa za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 5 186), 77 s.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1974: Korytnica-Limestones – a new litostratigraphic unit and its Fauna. Proc. X. Congr. CBGA. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 37 – 41.
- Bujnovský, A., Kochanová, M. a Pevný, J., 1975: Korytnica-Limestones – a new litho-stratigraphic unit and its Fauna. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 63, 21 – 53.
- Bujnovský, A., Samuel, O. a Snopková, P., 1992a: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložja vo vrte Studienka-83 a Kuklov-4 (Viedenská panva). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 94, 35 – 43.
- Bujnovský, A., Samuel, O., Snopková, P. a Karoli, S., 1992b: Litostratigrafické vyhodnotenie mezozoika prevrätaného vrtní Závod-91, Borský Jur-24 a Záhorská Ves-2. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 96, 33 – 45.
- Bujnovský, A., Martinský, L., Fejdiová, O., Snopková, P. a Karoli, S., 1993: Geologické vyhodnotenie predneogénneho podložja vrtní Závod-93 (Viedenská panva). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 98, 45 – 54.
- Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Liščák, P., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9584), 102 s.
- Bystrický, J., 1964: Stratigrafia a vývin série Drienka. Spr. geol. Výsk. v r. 1963. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Bystrický, J., 1967: O veku „chočských dolomitov“. Čas. Mineral. Geol. (Praha), 12, 3, 247 – 252.
- Bystrický, J., 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten (Innsbruck), 21, 1, 289 – 310, 1 Tab.
- Bystrický, J. (ed.), 1973a: Triassic of the West Carpathians Mts. Guide to excursion „D“ X-th Congr. Carpathian-Balkan Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 137.
- Bystrický, J., 1973b: Triassic of the West Carpathians Mts. (Malý Šturec). Guide to excursion „D“ X-th Congr. Carp.-Balkan. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 137, appendix 1 – 21, 122 – 124.
- Bystrický, J., 1973c: O stratigrafii a tektonickej príslušnosti vápencov Vajarskej (Malé Karpaty). Miner. slov. (Bratislava), 5, 1, 1 – 7.
- Bystrický, J., 1982: Attribution to the Strážovská hornatina Mts. Triassic reefcomplex stratigraphy on the basis of dasycladaceae (the West Carpathians Mts., Slovakia). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 1, 79 – 88.
- Bystrický, J., 1985: Správa o výskumnej činnosti za roky 1981 – 1985. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Bystrický, J., 1986: Stratigraphic Ranging and Zonation of Dasycladal Algae in the West Carpathians Mts., Triassic. Miner. slov. (Bratislava), 18, 4, 289 – 321.
- Bystrický, J. a Maheľ, M., 1970: Beitrag zur Stratigraphie der Trias der Kleinen Karpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 21, 1, 191 – 196.
- Bystrický, J. a Jendrejáková, O., 1983: Loc. 13 – Šípkov. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds): 18th European Colloquy on Micropaleontology. Excursion-guide, September 11 – 12, 1983. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 95 – 100.
- Cúřová, V. a Andrusov, D., 1964: Précision de l'âge de la formation des nappes de recouvrement des Karpathes Occidentales Centrales. Geol. Sbor. (Bratislava), 15, 8 – 8.
- Donofrio, D. A., Heissel, G. a Mostler, H., 1979: Zur tektonischen und stratigraphischen Position des Martinsbühels bei Innsbruck. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck (Innsbruck), 7/7, 1 – 43.
- Donofrio, D. A., Heissel, G. a Mostler, H., 1980: Beiträge zur Kenntnis der Partnachsichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). Mitt. Österr. geol. Gesell. (Wien), 73, 55 – 94, mit 12 Abb., 2 Tab., 5 Taf.
- Dornay, B., 1913: Rózsáhegy környékének földtani viszonyairól. Inaugural-Dissertation. Budapest, 51. old. 6 képpel, 2 táblával, 4 földtaniszelvényvel és egy földtanitérképpel.
- Dornay, B., 1917: Zur Altersfrage des „Chocsdolomites“. Zbl. für Mineral., Geol. Paläont. (Stuttgart), 8, 179 – 183.
- Dornay, B., 1918: Geologische Bemerkungen zur Umgebung von Rózsáhegy. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. für 1916 (Budapest), 237 – 255.
- Đurovič, V., Krivý, M., Jablonský, J., Sýkora, M. a Mišík, M., 1980: Záverečná správa čiastkovej úlohy 11-4-5/6 „Litológia a petrografia mezozoika západnej časti centrálnych Západných Karpát.“ Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 4 – 57 (Geo 50 725).
- Elison, M. W. a Speed, R. C., 1989: Structural development during flysch basin collapse: the Fencemaker allochthon, East Range, Nevada. J. struct. Geol., 11, 5, 523 – 538.
- Epting, M., Unland, W., Schmidt, K. a Christodoulides, A., 1976: Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alp (Italy) and their significance for paleogeographic and paleostructural evolution. Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. (Stuttgart), 151, 1, 1 – 30.
- Ferenczi, I., 1916: Az Inovec-hegység Pöstyéntől keletre eső részének geologiai viszonyai. Magy. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1915, 131 – 159.
- Ferenczi, S., 1917a: Die geologischen Verhältnisse des Inovec-Gebirges östlich von Pöstyén. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), f. 1915.
- Ferenczi, S., 1917b: Adatok az Inovec Hegység E-i részeinek geológiájához. Magy. áll. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest).
- Foetterle, F., 1853: Geologische Aufnahme im nordwestlichen Ungarn. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 4, 4, 850 – 851.
- Foetterle, F., 1865: Vorkommen d. ält. secund. Gebilde im Trentsch. Com. zwischen Tepla, Zljehow, Prušina und Waag-Bistritz. Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), Jb. XV, 17.
- Fusán, O., 1958: Náčrt geologických pomerov údolia Hornádu medzi Kysakom a Košicami. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 12, 34 – 42.
- Gašparik, J., Polák, M., Halouzka, R., Gašpariková, V., Samuel, O., Zembjak, O., Šucha, P., Klukanová, A. a Modlitba, I., 1987: Čiastková záverečná správa. Vysvetlivky ku geologickej mape, list 36-112 Diviaky-2. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 011), 101 s.
- Gawlick, H.-J., Krystyn, L. a Lein, R., 1994: Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. Geol. Rdsch. (Berlin), 83, 660 – 664, 2 Fig.
- Gawlick, H.-J., Krystyn, L. a Lein, R., 2001: The polyphase thermal history of the Northern Calcareous Alps in the light of

- Conodont Colour Alteration Indices. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten. Österr. (Wien), 45, 163 – 165, 2 Fig.
- Gawlick, H. J., Havrila, M., Krystyn, L., Lein, R. a Mello, J., 2002: Conodont colour alteration indices (CAI) in the Central Western Carpathians and the Northern Calcareous Alps – a comparison. Proceedings of the XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1 – 4, 2002. Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 15 – 17.
- Gaździcki, A., Kozur, H., Mock, R. a Trammer, J., 1978: Triassic microfossils from the Korytnica limestones at Liptovská Osada (Slovakia, ČSSR) and their stratigraphic significance. Acta palaeont. pol. (Warszawa), 23, 3, 351 – 375.
- Goetel, W., 1916: Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. Bull. Acad. Sci. Cracovie, Sér. A (Cracovie), 18 – 31.
- Gross, P. a Köhler, J. (eds.), Mello, J., Haško, J., Halouzka, R. a Nagy, A. (Halouzka, R., Kováč, P., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Salaj, J., Franko, O., Zakovič, M., Pospíšil, L., Bystrická, H., Samuel, O. a Snopková, P.), 1993: Geológia južnej a východnej Oravy. 1. vyd. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 319 s., tab. 1 – 40.
- Guzik, K., 1959: Przewodnie rysy stratygrafii triasu serii reglowej górnej (choczańskiej) w Tatrach Zachodnich. Biul. Inst. geol. (Warszawa), 149, 183 – 186.
- Gümbel, C. W., 1872: Die sogenannten Nulliporen und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. II. Th. Die Nulliporen des Thierreichs (Dactyloporidae) nebst Nachtrag zum ersten Theile. Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. (München), XI, I, 290 s., 4 Tafeln.
- Gümbel, C. W., 1874: Die sogenannten Nulliporen und ihre Beteiligung an der Zusammensetzung der Kalkgesteine. II. Th. (Notiz über das Alter des Wetterlingkalkes.) Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. (München), XI, I, 279 s.
- Gümbel, C. W., 1874: Über neue Gyroporellen aus dem Gaihtaler Gebirge. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 79 – 80.
- Hanáček, J., 1956: Schizofytové vápence v triase Nedzovského pohoria. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 7, 3 – 4, 305 – 308.
- Hanáček, J., 1969a: Litologicko-geochemická a surovinová charakteristika triasových vápencov chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Čiastk. záver. správa za rok 1967 – 1969. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 24 494).
- Hanáček, J., 1969b: Niekoľko nových poznatkov z nedzovskej série Čachtického pohoria. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 103 – 117.
- Hanáček, J., 1971a: Geochemicko-surovinový výskum karbonátových hornín na liste Ružomberok a Liptovská Lúžna. Čiastk. záver. správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1971b: Geologické mapovanie SV časti Strážovskej hornatiny. Ročná správa za rok 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 26 215).
- Hanáček, J., 1972: Litologicko-stratigrafická a geochemická charakteristika triasových karbonátových súvrství chočského a strážovského príkrovu v SV časti Strážovskej hornatiny medzi Mojtnom a Fačkovom. Čiastk. záver. správa za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 899, Geo 29 024).
- Hanáček, J., 1974a: Litologicko-stratigrafické a tektonické poznatky z triasových karbonátových komplexov v sv. časti Strážovskej hornatiny na liste Pružina a Fačkov. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1974b: Litologicko-stratigrafické a tektonické poznatky z karbonátových komplexov chočského a strážovského príkrovu v Strážovskej hornatine. Ročná správa za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 32 582).
- Hanáček, J., 1974c: Litologicko-geochemická charakteristika triasových dolomitov z niektorých pohorí centrálnych Západných Karpát. Čiastk. záver. správa za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Hanáček, J., 1976: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine. Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava), 1, 125 – 149.
- Haško, J. a Polák, M., 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Kysuckých vrchov a Krivánskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 145 s.
- Hauer, F., 1864: Geologische Karte der Umgebung von Trentschin, Pistyan und Neutra. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 67 – 68.
- Hauer, F., 1869: Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), XIX, III.
- Havrila, M., 1993: Výskum panvových a svahových sedimentov bielovážskej sukcesie a paleogeografia hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 49 (AP 9430).
- Havrila, M., 1996: Investigation of basinal and slopy sediments of the Biely Váh succession and paleogeography of the Hronicum Unit (abstract). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 101, 28 – 29, 1 profil.
- Havrila, M., 1997a: Progradácia rífového komplexu hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 23 (AP 9 729, Geo 82 503/149).
- Havrila, M., 1997b: Vzťah hronika a silicika. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M., 2004: Tektogenéza mezozoických panví Západných Karpát – hronikum. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 85 705/35).
- Havrila, M., 2008: Stop 7: Beckov – castle-rock hill: The Middle and Upper Triassic carbonates of Hronicum. In: Németh, Z. a Plašienka, D. (eds.), 2008: SlovTec 08. 6th Meeting of the Central European Tectonic studies Group (CETeG) a 13th Meetind of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), 23 – 26 April 2008, Upohlav, Pieniny Klippen Belt, Slovakia. Proceedings and Excursion Guide. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Vaškovský, I., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape mezozoika južnej časti Považského Inovca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 112 (AP 6 905, Geo 57 032)
- Havrila, M., Martinský, L., Pevný, J., Planderová, E., Rakús, M., Samuel, O., Straka, P. a Vozárová, A., 1988: Oporný profil triasom chočského príkrovu lokality Turík. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 423, Geo 68 008).
- Havrila, M. a Pevný, J., 1991: Profil Ostrá Malenica. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Buček, S., 1992: Svahové detritické sedimenty hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9162).
- Havrila, M. a Kohút, M., 1994: Rešerš geologických výskumov v pohorí Žiar. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 40.
- Havrila, M., Šabiková-Hlôšková, Z., Borza, V., Buček, S. a Pevný, J., 1995: Biostratigrafické vyhodnotenie triasových profilov hronika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Pevný, J., 2000a: Dokumentácia biostratigrafických údajov hronika Zápaných Karpát – ramenonožce. Ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 34.
- Havrila, M. a Pevný, J., 2000b: Dokumentácia biostratigrafických údajov hronika Zápaných Karpát – konodonty a holotúrie. Ročná správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 56.

- Havrila, M. (ed.), Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Lexa, J., Maglay, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Staré Hory (36-141) a časť listu Krížna (36-123). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 759, Geo 83 415).
- Havrila, M. a Boorová, D., 2002: Stop 5.2: Liptovské Matiašovce – profile in the road cut. Pre Congress excursion A. In: Vozár, J., Vojtko, R. a Slíva, L. (eds): Guide to Geological Excursions. XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava, Slovak Republik. Geol. Carpath. (Bratislava), 53, 35 – 38, fig. A9, A10.
- Havrila, M. (ed.), Buček, S. a Maglay, J. (autori čiastk. správ: Boorová, D., Buček, S., Vaněková, H., Zlinská, A., Žecová, K. a Potfaj, M.), 2004: Geologická mapa a vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list Pružina (35 221) a časť listu Valaská Belá (35 223). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Havrila, M. a Plašienka, D., 2006: Časové relácie umiestňovania príkrovov hronika. Abstrakt prednášky na IV. výročnom predvianočnom seminári SGS. Miner. slov. (Bratislava), 38, 2, Geovestník, 16 – 17.
- Henrich, R., 1983: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstoß einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. Geol. Palaeont. (Marburg), 17, 137 – 177, 7 Abb., 2 Tab., 9 Taf.
- Hertle, L., 1865: Lilienfeld-Bayerbach. Geologické detailné mapovanie v severovýchodných Alpách arcikniežatstva Rakúsko pod Enns medzi oblasťami riek Erlaf a Schwarza. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), XV, 4, 451 – 552.
- Hlôšková, Z., 1995: Správa o palynologickom vyhodnotení vzoriek z lunzských vrstiev chočského príkrovu Veľkej Fatry na lokalite Veľký Šturec (sedlo) (VF-1 423, vz. 1, 2). Čiastk. správa. In: Bujnovský, A., Polák, M., Boorová, D., Buček, S., Filo, I., Kohút, M., Liščák, P., Malík, P., Pristaš, J., Vozár, J. a Vozárová, A., 1995: Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1 : 25 000, list 36-123 Krížna, časť listu 36-141 Staré Hory. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 584).
- Hoedemaeker, P. J. a Leereveld, H., 1996a: Course Sequence stratigraphy June 3 – June 8 1996, Bratislava. Bratislava, Geol. Inst. Slov. Acad. Sci., 1 – 25, Figs. 1 – 59.
- Hoedemaeker, P. J. a Leereveld, H., 1996b: Short course in sequence Stratigraphy June 3 – June 8 1996, Bratislava. Part II 1987 Exxon cycle chart. Bratislava, Geol. Institut. Slov. Acad. Sci., 1 – 8.
- Hoedemaeker, P. J. a Leereveld, H., 1996c: Short course in sequence Stratigraphy June 3 – June 8 1996, Bratislava. Part III exercises. Bratislava, Geol. Institut. Slov. Acad. Sci., 1 – 39.
- Hohenegger, J. a Lein, R., 1977: Die Reiflinger Schichten des Schneeberg – Nordostabfalles und ihre Foraminiferen – Fauna. Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten Österr. (Wien), 24, 203 – 261, 7 Abb., 5 Taf.
- Hók, J., Havrila, M., Rakús, M., Vojtko, R. a Král, J., 2004: Nappe Contacts as Tool of Paleotectonic Reconstruction (Inner Western Carpathians a Case of Study). Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2th Meeting of the Central European Tectonic Group, Lučenec, Slovakia, June 22 – 25, 2004. Abstract. Geolines (Praha), 17, 39 – 40, 1 obr.
- Horák, L., 1959: Geologické pomery území mezi B. Bystricou, Sv. Jakubem, Priechodem a Šalkovou. Diplomová práca. Manuskript. Praha, archív PF KÚ.
- Horvath, F. a Vöres, A., 1980: Plate tectonics of the Western Carpatho-Pannonian region: progress and problems. In: Vozár, J. a Vozárová, A. (eds.): Permian of the West Carpathians. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 73 – 88.
- Channell, J. E. T., D'Argenio, B. a Horváth, F., 1979: Adria, the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography. Earth Sci. Rev. (Amsterdam), 15, 213 – 292.
- Ilavský, J. a Červeňová, Ž., 1952: Geologické štúdiá na západnom svahu Veľkej Fatry. Geol. Práce, Soš. (Bratislava), 30, 5 – 61, 18 tab.
- Ivanička, J. (ed.), Ivanička, J., Olšovský, M., Hók, J., Bezák, V., Polák, M., Rakús, M., Havrila, M., Pristaš, J., Elečko, M., Kováčik, M., Demko, R., Šimon, L., Konečný, P., Boorová, D. a Vaněková, H., 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy: 35 142 Beckov (časť) a 35 231 Trenčianska Turná (časť). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (86 922/8).
- Ivanička, J., Havrila, M., Kohút, M. (eds.), Kováčik, M., Madarás, J., Olšovský, M., Hók, J., Polák, M., Filo, I., Elečko, M., Fordinál, K., Maglay, J., Pristaš, J., Buček, S. a Šimon, L., 2007: Geologická mapa Považského Inovca a jv. časti Trenčianskej kotliny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra, ISBN 978-80-88974-90-1.
- Jablonský, E., 1971: Segmentierte Kalkschwämme – *Sphinctozoa* der Westkarpaten (von der Lokalität Liptovská Osada). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22, 333 – 346, obr. 1 – 10.
- Jablonský, E., 1972: Vesicocaulis reticuliformis n. sp. (*Sphinctozoa*) aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 23, 361 – 364.
- Jablonský, E., 1973a: Segmentierte Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) aus Wettersteinkalken einiger der Westkarpaten. Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. (Bratislava), 26, 189 – 202.
- Jablonský, E., 1973b: Mikroproblematika aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 415 – 423.
- Jablonský, E., 1973c: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 107 – 111.
- Jablonský, E., 1975: Colospongia Andrusovi n. sp., eine neue Art von segmentierten Kalkschwämme (*Sphinctozoa*) aus der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 26, 2, 267 – 273.
- Jablonský, E. a Rohalová, M., 1977: Ďalšie výskyty článkovaných vápnitých hubiek v triase Západných Karpát. Miner. slov. (Bratislava), 9, 6, 501 – 502.
- Jaroš, J. a Losert, J., 1957: Geologické pomery území mezi Harmancem a Tajovom severozápadne od Banské Bystrice. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 10, 107 – 118.
- Jaroš, J., Candra, J., Čepek, P., Fajst, M., Koutek, J., Kubíny, D., Láznicka, P., Mísař, Z., Náprstek, V., Pacltová, B., Smolíková, L. a Šimunek, P., 1966: Vysvetlivky k listu 1 : 50 000, Banská Bystrica (M-34-111-C). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 118). Prílohy: Geologická mapa 1 : 25 000, list M-34-111-C-a (Harmanec). Autorská čistokresba (AP 4 118).
- Jendrejáková, O., 1973: Foraminiferen aus Dasycladaceen-Fazies der Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 24, 1, 113 – 122.
- Jendrejáková, O. a Papšová, J., 1989: Biostratigrafia triasových karbonátov na základe foraminifer a konodontov v sekvenciách Malých Karpát. Zborník z paleontologickej konferencie Súčasné problémy a trendy v československej paleontológii, Ružbaňská Miľava, 1988, (ed. Samuel, O.). Konf., Symp., Semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 13 – 20, tab. 1 – 2.
- Jiříček, R., 1984: Korelácia Severných Vápencových Alp a Západných Karpát v podloží Vídeňské pánve. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), 29, 2, 177 – 203.
- Kámen, M., 1976: Geologické pomery územia medzi Podhradím a Záhradami a SZ od Vozokan v Považskom Inovci. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK, 1 – 32, 8 tab., 8 príloh.
- Kettner, R., 1927a: Poznámka k príkrovu nízkotatranskému. Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), III, 55 – 59.
- Kettner, R., 1927b: Předběžná zpráva o dosavadních geologických výskumech v Nizkých Tatrách. Rozpr. Čes. Akad.

- Věd Umění, Tř. II. (Praha), XXXVI, 4, Bull. int. Acad. Sci. (Prague).
- Kettner, R., 1930: Geologie Československé republiky. Českoslov. vlastivěda. Praha.
- Kettner, R., 1931a: Géologie du versant nord de la Basse Tatra dans sa partie moyenne. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Texte. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 373 – 397.
- Kettner, R., 1931b: Geologická mapa severního svahu Nízkých Tater jižně od Liptovského Svatého Mikuláše. Carte géologique du versant Nord de la Basse Tatra au Sud de Liptovský Svatý Mikuláš. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Atlas. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, pl. 11.
- Kettner, R., 1931c: Geologické profily střední částí severního svahu Nízkých Tater. Coupes géologiques á travers le versant nord de la Basse Tatra (Partie Centrale). In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Atlas. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, pl. 13.
- Kettner, R., 1931d: Poludnica. Geologická črta z Nízkých Tatier. Věda a Příroda (Praha), 12.
- Kettner, R., 1937a: La géologie des environs de Vernár en Slovaquie. Bull. int. Čes. Akad. Věd (Praha), 38, 35 – 39.
- Kettner, R., 1937b: Structure géologique de la pente nord de la Králova Hola aux environs de Liptovská Teplička (Basse Tatra). Bull. int. Čes. Akad. Věd (Praha), 38, 27 – 32.
- Kettner, R., 1940: Správa o geologickém mapování na listu Brezno (4463) – v zprávě o činnosti Stát. geol. Úst. Věst. St. geol. Úst. (Praha), 20, 1.
- Kettner, R., 1958: Die Tektonik des Gebirges Nizke Tatry (Nieder Tatra). Geologie (Berlin), JHRG 7, 3 – 6, 383 – 402.
- Kettner, R. a Štastný, V., 1931a: Coup d'œil sur la géologie du versant sud de la Basse Tatra. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Texte. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13 A, 229 – 236, 397.
- Kettner, R. a Štastný, V., 1931b: Geologická mapa severního svahu Nízkých Tater v okolí Liptovského Hrádku. Carte géologique du versant Nord de la Basse Tatra dans les alentours de Liptovský Hrádok. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchecoslovaquie 1931. Atlas. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha), 13, pl. 12.
- Kohút, M. (ed.), Havrila, M., Maglay, J., Fordinál, K., Baráth, I. (autori priložených správ: Buček, S., Boorová, D., Siráňová, Z. a Bezák, V.), 2005: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 35 411 Prašice. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (86 922/23).
- Kochanová, M., 1962: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropodov na listoch Sološnica (M-43-131-C-b), Plavecký Mikuláš (M-33-131-B-c), Plavecké Podhradie (M-33-131-D-a). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 558).
- Kochanová, M., 1963a: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropod na listoch: Drahovce, Hubina, Trenčianske Jastrabie. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 688, Geo 11 362).
- Kochanová, M., 1963b: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropodov na listoch: M-35-131-B-d (Smolenice) a M-33-151-B-c (Plavecký Mikuláš). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 688).
- Kochanová, M., 1964a: Zpráva o biostratigrafickom výskume mezozoika jadrových pohorí v Západných Karpatoch. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963 (Bratislava), 2, 74 – 76.
- Kochanová, M., 1964b: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny bivalvií a gastropodov na listoch: Brezová pod Bradlom (M-34-132-A-a), Vrbové (M-33-132-A-b), Dechtice (M-33-152-A-c), Smolenice (M-33-131-B-d)... Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 810).
- Kochanová, M., 1964c: Biostratigrafické vyhodnotenie fauny lamellibranchiatov a gastropodov mesozoika Malých Karpát. Záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 844, Geo 13 627).
- Kochanová, M., 1967: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov triasu a jury Západných Karpát. Dielčia zpráva za rok 1966. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 13 s. (Geo 18 509/11).
- Kochanová, M., 1968a: Biostratigrafický výskum mlžov, bruchonožcov, ramenonožcov a hlavonožcov triasu, jury a kriedy Západných Karpát. Dielčia správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 361).
- Kochanová, M., 1968b: Biostratigrafický výskum Bivalvií a Gastropodov triasu a jury Záp. Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kochanová, M., 1973: Biostratigrafický výskum bivalvií a gastropodov triasu a jury Západných Karpát. Ročná správa za rok 1972. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 32 829).
- Kochanová, M., 1979: Stratigrafia stredného a vrchného triasu pomocou bivalvií a gastropodov v Slovenskom kráse a v centrálných Západných Karpatoch. Čiastk. záver. správa za rok 1979. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 340, Geo 45 331).
- Kochanová, M., Kullmanová, A. a Snopková, P., 1976: Výskyt lunzských vrstiev pri Hradišti pod Vrátnom. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 65, 53 – 67.
- Kochanová, M. a Pevný, J., 1976: Biostratigrafické vyhodnotenie makrofauny (bivalvia, gastropoda a brachiopoda) východnej časti Strážovskej hornatiny. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 108 (AP 5 769).
- Kochanová, M. a Pevný, J., 1982: Bivalves and brachiopods from Wetterstein limestones of Ostrý vrch (Malé Karpaty Mts.). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 6, 7 – 40.
- Kochanová, M. a Pevný, J., 1984: Triasové a jurské lastúrniky, ulitníky a ramenonožce Strážovských vrchov. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 81, 63 – 86.
- Kochanová, M. a Michalík, J., 1986: Stratigraphy and macrofauna of the Zámstie limestones (Upper Pelsonian -Lower Illyrian) of the Choč nappe at the Southern Slopes of the Nizke Tatry Mts. (West Carpathians). Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 4, 501 – 531.
- Kollárová-Andrusovová, V., 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. Sbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 267 – 275.
- Kollárová-Andrusovová, V. a Bystrický, J., 1974: Übersicht über den gegenwärtigen Stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: Die Stratigraphie der Alpin-mediterranen Trias. Symposium Wien, Mai 1973. Schr.-Reihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. (Wien), 2, 125 – 136.
- Kolosváry, G., 1958: Triaskorallen aus Kleinen Karpaten in der ČSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 13, 25 – 31.
- Kolosváry, G., 1963: Triassische Korallen aus der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 30, 209 – 216.
- Kolosváry, G., 1966: V. Angabe zur kenntnis der Triaskorallen und der begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 38, 179 – 188.
- Kolosváry, G., 1967: VI. Angabe zur kenntnis der Triaskorallen und der Begleitenden Fauna der ČSSR. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 43, 99 – 110.
- Kotański, Z., 1996: History of discovery and age of labyrinthodont remains in the Tatra Mts., Poland. Prace Muz. Ziemi, Prace geol. (Warszawa), 43, 47 – 52.

- Koutek, J., 1932: O mesozoiku střední části Prosečnických hor v Liptově. *Věst. St. geol. Úst. (Praha)*, VIII, 3, 162 – 167.
- Koutek, J., 1935: Geologická mapa Prosečnických hor a přilehlých oblastí flyšových. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, XI, 5, 115 – 127.
- Koutek, J., Svoboda, J. a Čepek, L., 1938: Geologická mapa oblasti mezi Mojtnom a Domanížou záp. Slovensko. In: Koutek, J. a Svoboda, J., 1939: Posudek o geologických poměrech okolí Mojtnina, Pružiny, Domaníže a Beckova se zřetelem k výskytu bauxitu. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 334).
- Koutek, J. a Svoboda, J., 1939: Posudek o geologických poměrech okolí Mojtnina, Pružiny, Domaníže a Beckova se zřetelem k výskytu bauxitu. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 334).
- Kováč, P., Filo, I. a Maglay, J., 1990: Štruktúrno-geologická stavba chočského príkrovu v západnej časti Chočských vrchov. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kováč, P. a Filo, I., 1992: Structural interpretation of the Choč nappe outliers of the Chočské vrchy Mts. *Miner. slov. (Bratislava)*, 24, 39 – 44.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1997: Vnútorná stavba hronika. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, AP 9 706, 1 – 12, príl. 1 – 7.
- Kováč, P. a Havrila, M., 1998: Inner structure of the Hronicum. *Slovak Geol. Mag. (Bratislava)*, 4, 4, 275 – 280.
- Kováč, P., Hók, J., Maglay, J., Filo, I., Lexa, J., Filová, I., Elečko, M., Boorová, D., Širáňová, Z., Buček, S. a Zlinská, A., 2001: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-143 Banská Bystrica. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Kozur, H., 1971: Zur verwertbarkeit von conodonten, ostracoden und ökologisch-fazielle untersuchungen in der trias. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 22, 1, 105 – 130.
- Kozur, H., 1991: The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam)*, 87, 109 – 135.
- Kozur, H. a Mock, R., 1973: Zum Alter und der tektonischen Stellung der Meliata-Serie des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 24, 2, 364 – 365.
- Kozur, H. a Mock, R., 1974: Holothurien – sklerite aus der Trias Slowakei und ihre stratigraphische bedeutung. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 25, 1, 113 – 143.
- Kraus, O. a Schmidt-Thomé, P., 1967: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh. (Stuttgart)*, 91 – 103, 117 – 127.
- Krivý, M., 1969: Litologicko-petrografický výskum karbonátových hornín triasu západnej časti Strážovskej hornatiny. *Kand. dizert. práca. Manuskript. Bratislava, archiv PriF UK*, 1 – 149.
- Krivý, M., 1971: Litologicko-petrografický výskum karbonátov triasu v Strážovskej hornatine. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Krivý, M., 1975: Litofaciálna a petrografická analýza karbonátového komplexu strážovskej jednotky v Strážovskej hornatine. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Krivý, M., 1981: Lithofazie Analyse der Strážov-Decke (Gebirge Strážovská vrchovina). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 32, 4, 475 – 488.
- Kulcsár, K., 1915a: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Csavajó, Villabanya, Csicsmány und Zsolt. *Jb. Ung. Geol. Reichsanst. (Budapest)*, 124 – 148.
- Kulcsár, K., 1915b: Csavajó, Villabanya, Csicsmány és Zsolt környékének földtani viszonyai. *Magy. kir. Földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1914, I, 112 – 133.
- Kulcsár, K., 1916a: Földtani megfigyelések az Északnyugati Kárpátokban. *Magy. kir. Földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1915, 169 – 195.
- Kulcsár, K., 1916b: Geologische Beobachtungen in den nord-westlichen Karpaten. *Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest)*, 1915.
- Kulcsár, K., 1917: Hegyismajtény és Barossháza környékének földtani viszonyai. *Magy. kir. Földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1916, 170 – 186.
- Kulcsár, K., 1918: Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Hegyismajtény und Barossháza. *Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest)*, 1916, 1, 193 – 210.
- Kullmanová, A., Kochanová, M., Snopková, P. a Samuel, O., 1969: O dvojakom veku „lunzkých vrstiev“ v podloží neogénu Viedenskej panvy. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 50, 51 – 64.
- Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1982: Vrchnokriedové sedimenty v severnej časti pohoria Považský Inovec. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 78, 85 – 95.
- Kullmanová, A. a Gašpariková, V., 1983: Loc. 7 – Hrušové. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds.): 18th European Colloquy on Micropaleontology. *Excursion-guide, September 11 – 12, 1983. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 54 – 57.
- Kullmanová, A., Rakús, M., Biely, A., Pevný, J. a Havrila, M., 1984: Charakteristické litostratigrafické profily mezozoika Nízkyh Tatier. Časť II. (mezozoikum chočského a štúrecského príkrovu). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 50 (AP 7 187, Geo 58 728).
- Kysela, J. a Rakús, M. (eds.), Kullman, E. a Šucha, P. (autori čiastk. správ: Samuel, O., Gašpariková, V., Papšová, J., Priechodská, Z., Fejdiová, O., Širáňová, V. a Franců, J.), 1983: Základná geologická mapa 1 : 25 000, list 25 442 (Považská Bystrica-2) (textové vysvetlivky). Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 919).
- Lein, R., 1989: Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen, Innsbruck.
- Leško, B., Šutora, A. a Putiš, M., 1988: Geology of the Považský Inovec horst based on geophysical investigation. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 39, 2, 195 – 216.
- Lexa, J. (ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová V., 1998a: Región Kremnické vrchy, geologická mapa 1 : 50 000 a vysvetlivky. Manuskript. Bratislava, archiv Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 9 752).
- Lexa, J. (ed.), Halouzka, R. a Havrila, M., 1998b: Geologická mapa Kremnických vrchov 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
- Lexa, J. (ed.), Halouzka, R., Havrila, M., Hanzel, V., Kubeš, P., Liščák, P. a Hojstričová, V., 1998c: Vysvetlivky ku geologickej mape Kremnických vrchov 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 308 s.
- Lexa, J. (ed.) et al., 2000: Geological Map of the Western Carpathians and Adjacent Areas 1 : 500 000. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Lobitzer, H., Mandl, G. W., Mazzulo, S. J. a Mello, J., 1990: Comparative Study of Wetterstein Carbonate Platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathians Mts.: preliminary result. In: Minaříková, D. a Lobitzer, H. (eds.), 1990: Festive Volume: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. *Praha, Ústř. Úst. geol.*, 23 – 32.
- Lóczy, L., 1915a: Az Északnyugati Kárpátok Vágújhely-Ószombat-Jablánc között fekvő vidékeinek geológiai viszonyai. *Magy. kir. Földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1914, 141 – 207.
- Lóczy, L., 1915b: Die geolog. Verhältnisse der Gegenden zwischen Vágújhely, Ószombat und Jablánc in den Nord-westlichen Karpathen. *Jber. kgl. ung. geol. Reichsanst. (Budapest)*, 8, 1914, 157 – 234.

- Lóczy, L., 1917: Geologische Beobachtungen in den Nordwestkarpathen im Sommer 1915. Jber. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1915, I, 9 – 29.
- Losert, J. a Náprstek, V., 1957: Výsledky geologického mapování mezi Badínem, Tajovem a Banskou Bystricí. Geol. Práce, Zpr. (Bratislav), 11, 135 – 144.
- Lugeon, M., 1902: Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sci. (Paris).
- Lugeon, M., 1903: Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Lab. Géol. Minéral. Géophys. Mus. géol. Univ. (Lausanne), 4, 1 – 51.
- Maheľ, M., 1946a: Zpráva o geologickom mapovaní v Strážovskej hornatine. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 16.
- Maheľ, M., 1946b: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 14, 91.
- Maheľ, M., 1948a: Tektonika územia medzi stredným tokom Váhu a hornou Nitrou. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 18, 1 – 78.
- Maheľ, M., 1948b: Geológia okolia Trenčianskych Teplic. Práce Št. geol. Úst. (Bratislava), 17, 187 – 240.
- Maheľ, M., 1951: Tektonika strednej časti Inovca. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied Umení (Bratislava), 2, 151 – 168.
- Maheľ, M., 1953: Niektoré problémy severogemeridnej synklinály. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), IV, 1 – 2, 221 – 254.
- Maheľ, M., 1955: Úvahy o príkrovovej stavbe centrálnych Západných Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 3, 3 – 26.
- Maheľ, M., 1956a: Nové nálezy skamenelín vo verfenských vrstvách na južnom svahu Nízkyh Tatier. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 8, 125 – 133.
- Maheľ, M., 1956b: Predbežná zpráva o výskume mezozoika v Nízkyh Tatrách (časť západná a stredná). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (Geo 2 878).
- Maheľ, M., 1957: Jadrové pohoria, špecifický znak Západných Karpát. Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 8, 2, 180 – 193.
- Maheľ, M., 1959a: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 55, 61 – 81.
- Maheľ, M., 1959b: Nová jednotka v Západných Karpatoch. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 51, 5 – 54.
- Maheľ, M., 1960: The Question of nappes in the Central West Carpathians from the point of view of paleogeography of the Mesozoikum. In: Proc. Of the 21 Int. Geol. Congr. 18, Copenhagen, 117 – 128.
- Maheľ, M., 1961a: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej vrchovine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21.
- Maheľ, M., 1961b: Výsledky geologického výskumu (XIV/04) v Malých Karpátoch (južná a stredná časť) a v Strážovskej hornatine – ročná správa za rok 1960. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 462, Geo 8 380/2).
- Maheľ, M., 1961c: Nové poznatky širšieho významu z mezozoika centrálnych Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 21, 5 – 28.
- Maheľ, M., 1961d: Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 60, 11 – 50.
- Maheľ, M., 1961e: Geologická stavba Malých Karpát. In: Zjazdový sprievodca XII. zjazd Čs. spoločnosti pre min. a geol. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 45 – 67, 80 – 82.
- Maheľ, M., 1962a: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 25 – 26, 137 – 142.
- Maheľ, M., 1962b: Stratigrafický prínos vo výskume jury a spodnej kriedy centrálnych Karpát a jeho dôsledky. Geol. Práce, Zoš. (Bratislava), 62, 187 – 204.
- Maheľ, M., 1962c: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Bratislava – Wien. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1964: Členenie mezozoika Západných Karpát – vzťahy k východoalpským jednotkám. Věst. Ústř. Úst. geol. (Praha), 39, 5, 353 – 361.
- Maheľ, M., 1970: Geológia západnej časti Strážovskej hornatiny. Čiastk. záver. správa za r. 1970. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 662).
- Maheľ, M., 1971: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000 k listom Valašská Belá, Horná Poruba a Zliechov. Čiastk. záver. správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 768, Geo 26 755).
- Maheľ, M., 1973a: Vysvetlivky mapy 1 : 25 000 k listu Čičmany a Tužiná. Čiastk. záver. správa za rok 1973. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 5 050).
- Maheľ, M., 1973b: Tectonical Structures of the West Carpathians. Guide to Excurs. A, Xth Congr. of Carp.-Balc. Geol. Assoc. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 3 – 80.
- Maheľ, M., 1974: The inner West Carpathians. In: Maheľ, M. (ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 91 – 133, 1 – 453.
- Maheľ, M., 1979a: Bebravská séria a jej postavenie v chočskom príkrove. Miner. slov. (Bratislava), 11, 1, 1 – 20.
- Maheľ, M., 1979b: Choč and Strážov nappes, new division and structure. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 30, 1, 19 – 43.
- Maheľ, M., 1979c: Nové geologické profily z rôznych tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát. Tektonické profily Západných Karpát. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M., 1980: Strážovské vrchy – všeobecná charakteristika stavby. In: Materiály z 23. celoštátnej geologickej konferencie slovenskej geologickej spoločnosti. Prednášky a exkurzní sprievodcovia (eds.: Fusán, O. a Samuel, O.). Konf., Symp., Semin. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 49 – 66.
- Maheľ, M., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 89.
- Maheľ, M., 1985: Geologická stavba Strážovských vrchov. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 221.
- Maheľ, M., 1986: Geologická stavba československých Karpát. Paleoalpínske jednotky. 1. vyd. Bratislava, Veda, 1 – 503.
- Maheľ, M. a Kuthan, M., 1947: Podrobná geologická mapa Československej republiky: Slovensko – list Zliechov 4461/1, 1 : 25 000. Bratislava, Št. geol. Úst. Čs. Republ.
- Maheľ, M. (ed.), Andrusov, D., Čechovič, V., Kamenický, L., Kuthan, M. a Matějka, A. (s použitím máp týchto autorov: Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Brestenská, E., Buday, T., Bystrický, J., Čechovič, V., Červeňová, Ž., Dlabáč, M., Fiala, F., Gašparik, J., Húsenica, J., Chmelík, F., Ilavský, J.,...), 1964: Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, list Žilina. Praha, Kartografický a reprodukčný ústav.
- Maheľ, M., Kamenický, J., Fusán, O. a Matějka, A., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II – Západní Karpaty, sv. 1. Praha, Academia, 1 – 486.
- Maheľ, M., 1974: The Inner West Carpathians. In: Maheľ, M. (ed.), 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan region. Explanations to the tectonic map of the Carpathians-Balkan regions and their foreland. Bratislava, Geol. Inst. of Dionýz Štúr, 454 s. (91 – 133).
- Maheľ, M., Kahan, Š., Gross, P., Vaškovský, I. a Salaj, J. (s použitím máp: Hanáček, J., Krivý, M., Marschalko, R. a Brestenská, E.), 1982: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra.
- Maheľ, M. a Malkovský, M., 1984: Vysvetlivky k Tektonickej mape ČSSR 1 : 500 000. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 51.
- Marschalko, R. a Pulec, M., 1967: Sedimentology of the Lunz beds. Geol. Zbor. (Bratislava), 18, 2, 331 – 344, pl. 21 – 24.
- Maryańska, T. a Shishkin, M. A., 1996: New cycloporitoid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of capitosaurids. Prace Muz. Ziemi, Prace geol. (Warszawa), 43, 53 – 83.

- Masaryk, P., 1987: Mikrofaciálna charakteristika triasových sekvencií vyšších príkrovov Bieleho pohoria Malých Karpát a ich korelácia s podložím Viedenskej panvy. *Knih. Zem. Plyn Nafta, Misc. paleont. (Hodonin)*, 6a, II, 1, 153 – 189.
- Masaryk, P., 1990: Sedimentológia a mikrofacie karbonátových hornín triasu v severovýchodnej časti Malých Karpát. Dizertačná práca. Manuskript. Bratislava, archív GÚ SAV, 1 – 245.
- Masaryk, P., 1993: Sedimentológia a litofácie sedimentov reiflingských intraaplatformových depresii v centrálnych Západných Karpatoch. In: *Geodynamický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 71 – 78.
- Masaryk, P., Lintnerová, O. a Michalík, J., 1993: Sedimentology, lithofacies and diagenesis of the sediments of the Reifling intraplatform basin in the Central Western Carpathians. *Geol. Carpath. (Bratislava)*, 44, 4, 233 – 249.
- Masaryk, P., Puškárová, K. a Buček, S., 1984: Contribution to stratigraphy of the Reifling Limestones of the Malé Karpaty Mts. (West Carpathians). *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 35, 2, 241 – 258.
- Matějka, A., 1924: Příspěvky k poznání paleogénu a mezozoika v kotlinách Turčanské a Handlovské. *Sbor. St. geol. Úst. (Praha)*, IV, 6, 43 – 70.
- Matějka, A., 1925: Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Ružomberka na Slovensku. *Věst. Stát. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 1.
- Matějka, A., 1927a: Geologické studie z okolí Ružomberka na Slovensku. *Explorations géologique dans les environs de Ružomberok en Slovaquie. Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 7, 529 – 575, tab. I – VIII.
- Matějka, A., 1927b: O „šipkovských vrstvách“ a „lunzském pískovci“ v údolí Revúce jižně od Ružomberka na Slovensku a několik poznámek o chočském příkrovu. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, III.
- Matějka, A., 1931a: Géologie de la vallée de la Revúca. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: *Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchécoslovaquie 1931. Texte. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13 A, 263 – 288, 397.
- Matějka, A., 1931b: Geologická mapa údolí Revúce. Carte géologique de la vallée de la Revúca. Měřítko 1 : 50 000. In: Matějka, A. a Andrusov, D. (eds.), 1931: *Quide des excursion dans les Carpathes occidentales... En Tchécoslovaquie 1931. Atlas. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13, pl. 6.
- Matějka, A., 1932a: Zpráva o geologickém mapování Malé Fatry, část I. Hlavní hřbet mezi Chliebem (1 644) a M. Krivánem (1 669). *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, VIII, 100 – 104.
- Matějka, A., 1932b: Příspěvek ke geologii levého břehu Váhu mezi Ilavou a Trenčínem. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 8, 107 – 113.
- Matějka, A., 1935: Geologie okolí lázní Lúček na Slovensku. *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, XI, 3 – 4, 56 – 76.
- Matějka, A. a Andrusov, D., 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Quide des excursion. Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, 13 A, 19 – 136.
- Mayer, P., 1959: Geologické poměry mezi Šalkovou a Hronsekem jv. od B. Bytšrice. Diplomová práce. Manuskript. Praha, Geologicko-geografická fakulta Karlovy univerzity.
- Meischner, K. D., 1964: Allodapische Kalke, turbidite in Riffnahen Sedimentations-Becken. In: Bouma, A. H. a Brouwer, A. (eds.), 1964: *Developments in Sedimentology*. 3. Turbidites. Amsterdam – London – New York, 156 – 191.
- Mello, J., 1965: Litológia a stratigrafia chočskej jednotky na liste Nižná. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Mello, J., 1975: Triassische Biohermenkalke im östlichen Teil des Slowakischen Karstes. *Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava)*, 26, 1, 21 – 46.
- Mello, J., 1977: *Plexoramea cerebriformis* n. gen. n. sp. and some other microproblematics and microfossils from Triassic limestones of the West Carpathians. *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 2 – 3, 189 – 202.
- Mello, J., 1979: Sú tzv. vyššie subatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika? *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 3, 279 – 281.
- Mello, J. (ed.), Andrusov, D., Began, A., Biely, A., Borza, K., Fusán, O., Haško, J., Kullmanová, A., Jablonský, J., Marschalko, R., Michalík, J., Mišík, M., Polák, M., Rakús, M., Salaj, J. a Samuel, O., 1975: *Litofaciálne a paleogeografické mapy z územia Slovenska – mezozoikum '75*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Mello, J. a Polák, M., 1978: Facial and paleogeographical outline of the West Carpathians Middle Triassic Illirian – Lango-bardian. In: *Paleogeografický vývoj Západných Karpát*. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 301 – 314.
- Mello, J. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Ivan, P., Ivanička, J., Madarás, J., Németh, Z., Polák, M., Pristaš, J., Vozár, J., Vozárová, A., Liščák, P., Kubeš, P., Scherer, S., Siráňová, Z., Szalayová, V. a Žáková, E., 2000: *Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny 1 : 50 000*. Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 303 s.
- Mello, J. (ed.), Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Boorová, D., Siráňová, Z., Iglárová, L., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, T., Marcin, D. a Zuberec, J., 2004: *Geologická mapa Stredného Považia v mierke 1 : 50 000 (textové vysvetlivky)*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra 1 – 273, 11 obr. (85 742/1).
- Mello, J. (ed.), Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Salaj, J., Teťák, F. a Pristaš, J., 2004: *Geologická mapa stredného Považia. Čistokresba mapy (Geofond 85 742/3-6 čistokresba máp, 85 742/7 legenda, 85 742/8-9 geologické rezy)*. In: Rapant, S., Mello, J., Remšík, T., Marsina, K., Klukanová, A., Bodiš, D., Čurlík, J. a Daniel, J., 2004: *Súbor regionálnych máp geofaktorov ŽP regiónu stredné Považie (Žilina – Trenčianska Teplá) v mierke 1 : 50 000, orientačný geologický prieskum ŽP*. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 70 s., 66 príl., 1 d. (85 742).
- Mello, J. (ed.), Buček, S., Filo, I., Havrila, M., Maglay, J., Nagy, A., Potfaj, M., Rakús, M., Teťák, F., Salaj, J., Fordinál, K., Boorová, D., Siráňová, Z., Iglárová, L., Kubeš, P., Liščák, P., Rapant, S., Remšík, T., Marcin, D. a Zuberec, J., 2004: *Vysvetlivky ku geologickej mape Stredného Považia 1 : 50 000 (v tlači)*.
- Mello, J. (ed.), Potfaj, M., Teťák, F., Havrila, M., Rakús, M., Buček, S., Filo, I., Nagy, A., Salaj, J., Maglay, J., Pristaš, J., Fordinál, K. (na základe vlastných prác a s použitím máp týchto autorov: Andrusov, D., 1951, 1957; Began et al., 1963; Began a Horniš et al., 1992; Began, 1993; Gross, 1997, 1998; Haško, 1977; Haško a Polák, 1980; Kysela, 1975; Kysela, J. a Marschalko, R., 1979; Kysela a Rakús et al., 1983; Maheľ et al., 1982; Potfaj a Nižňanský, 1994; Potfaj a Pivko, 1996; Potfaj a Vass, 1997; Salaj a Kysela et al., 1979; Salaj a Began, 1983; Salaj a Horniš et al., 1992; Schlögl, 1998; Šlepecký a Sandanus, 1997; Šlepecký et al., 2000), 2005: *Geologická mapa Stredného Považia 1 : 50 000*. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Michalík, J., 1979: Podmorské zosúvanie v oblasti hronika (chočský príkrov) Západných Karpát na hranici anisu a ladinu. *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 4, 299 – 309.
- Michalík, J., Broska, I., Francú, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Kolníková, V., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J.,

- Planderová, E. a Šucha, V., 1987: Správa o vyhodnotení výsledkov štruktúrneho vrtu DV-1 (Dobrá Voda Konča Skaliek). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 8 129)
- Michalík, J., Masaryk, P., Papšová, J. a Jendrejáková, O., 1988: Paleontológia a biostratigrafia triasových súvrství v podtatranskej oblasti Spiša a Liptova. B. Triasové súvrstvia bielovážskeho čiastkového príkrovu. In: Samuel, O. a Michalík, J. (eds.): Sprievodca k celoštátnej paleontologickej konferencii 20. – 24. 6. 1988 v Miľave pri Nižných Ružbachoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 57.
- Michalík, J., Masaryk, P. a Jendrejáková, O., 1991: Choč and higher Austriapine nappes. In: Kováč, M., Michalík, J., Plašienka, D. a Putiš, P. (eds.): Malé Karpaty Mts. Geology of the Alpine-Carpathian junction. Guide to excursion. Smolenice 1991. Bratislava, Dionýz Štúr Institut of Geology, 1 – 82.
- Michalík, J., Broska, I., Francú, J., Jendrejáková, O., Kochanová, M., Lintnerová, O., Masaryk, P., Papšová, J., Planderová, E., Šucha, V. a Zatkalíková, V., 1992: Štruktúrny vrt Dobrá Voda DV-1 (1 140,8 m) (Dobrá Voda – Konča Skaliek) v Brezovských Karpatoch. Region. geol. Západ. Karpát (Bratislava), 27, 1 – 139.
- Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. a Buček, S., 1993: Facies, paeogeography and diagenetic evolution of the Ladinian / Carnian Veterlin Reef Complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava), 44, 1, 17 – 34.
- Mišík, M., 1970: Facial interpretation of the Middle Triassic of the West Carpathians core mountains. Inter. geol. congress, Bull. IXth. Congress Budapest. Acta geol. Acad. Sci. hung. (Budapest), 14, 437 – 444.
- Mišík, M. a Sýkora, M., 1982: Allodapische Barmsteikalke im malm des Gebirges Čachtické Karpaty. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 33, 1, 51 – 78.
- Mock, R., 1971: Conodonten aus der Trias der Slowakei und ihre Verwendung in der Stratigraphie. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 22, 2, 241 – 260.
- Mock, R. a Škarba, M., 1973: Nález schreyeralmských vápencov v Chočskom príkrove (Západné Karpaty). Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 60, 213 – 220.
- Mojsisovics, E., 1867: Umgebungen von Lucsky u Szielnitz im Liptauer Komitate. Verh. Geol. Reichsanst. (Wien), 12.
- Náprstek, V., 1963: Geologické pomery západné od B. Bystrice. Kandid. disert. práce. Manuskript. Praha, PF KÚ.
- Nemčok, M., 1985: Geologické pomery mezozoika na juhu pohoria Žiar. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Ondrejčíková, A., Borza, V., Korábová, K. a Michalík, J., 1993: Calpionellid, radiolarian and calcareous nannoplankton association near the Jurassic-Cretaceous boundary (Hrušové section, Čachtické Karpaty Mts., Western Carpathians). Geol. Carpath. (Bratislava), 44, 3, 177 – 188.
- Papšová, J., 1980: Biostratigrafia reiflinských vápencov pomocou konodontov (Pohronie). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 410).
- Papšová, J., 1984: Biostratigrafické vyhodnotenie vybraných profilov a lokalít mezozoika Nízkych Tatier – konodonty. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 7 185).
- Papšová, J. a Pevný, J., 1982: Finds of conodonts in Reifling limestones of the West Carpathians (the Choč and the Strážov nappes). Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 8, 77 – 90.
- Papšová, J. a Gaál, L., 1984: Conodonts from Pelsonian – Cordevolian basinal limestones of Choč and Silica nappes. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 9, 155 – 164.
- Paul, K., 1864: Kalkgebirge der kleinen Karpathen. Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien), 14, 1, 12 – 14.
- Peržel, M., 1964a: Zpráva o geologickom výskume chočskej jednotky v Bielom pohorí Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, Časť 2, Slovensko. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 66 – 67.
- Peržel, M., 1964b: Geológia chočskej jednotky Bieleného pohoria Malých Karpát. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK (inv. č 95), archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 757, 12 565).
- Peržel, M., 1965a: Stratigrafia chočského príkrovu Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 855).
- Peržel, M., 1965b: Nové poznatky o vývine a stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1964, Časť 2. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 53 – 54.
- Peržel, M., 1966a: Nové poznatky o stratigrafii chočského príkrovu Malých Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 38, 87 – 98.
- Peržel, M., 1966b: Stratigraphie der Trias der Chočdecke des Bieleného pohorie der Malé Karpaty. Geol. Sbor. (Bratislava), XVII, 1, 157 – 166.
- Peržel, M., 1967a: Geologický výskum mezozoika juhozápadnej časti Veľkej Fatry. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 93 s. (AP 4 158).
- Peržel, M., 1967b: Litologický výskum mezozoika a geochemicko-surovinové zhodnotenie karbonátových hornín pre mapu prognóz v JZ časti Veľkej Fatry. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 244).
- Peržel, M., 1967c: Mapa prognóz karbonatických hornín v jz. časti V. Fatry. Mierka 1 : 25 000. Príloha č. 1. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 244).
- Peržel, M., 1968: Litologický výskum centrálnej časti Veľkej Fatry. Čiastk. správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 361).
- Peržel, M., 1969: Strážovský príkrov vo Veľkej Fatre. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 48, 119 – 122.
- Pettko, J., 1856: Geologischer Bau des niederungarischen Montan-Bezirktes. Verh. Ver. Naturkde (Pressburg), 1, 19 – 24.
- Pevný, J., 1962: Určenie brachiopodov Malých Karpát. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1963a: Brachiopodová fauna Západných Karpát. Zpráva z úkolu 01-A-2 za rok 1962. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 3 688).
- Pevný, J., 1963b: Náleziská brachiopodov v niektorých pohoriach Západných Karpát. (Doplňujúca ročná správa.). Úkol 01-A-II. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pevný, J., 1964a: Brachiopody severnej časti Malých Karpát. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 33, 157 – 172, tab. 4 – 6.
- Pevný, J., 1964b: Náleziská brachiopodov v mezozoiku Západných karpát. Zpr. geol. Výsk. v r. 1963, Časť 2, Slovensko. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 72 – 74.
- Pevný, J., 1968: Biostratigrafický výskum brachiopodov mezozoika Západných Karpát. Čiastk. správa za rok 1967. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 361).
- Pevný, J., 1972: Výskum brachiopodov mezozoika Strážovskej hornatiny, Nízkych Tatier, Malej a Veľkej Fatry. Ročná správa za rok 1971. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 4 999).
- Pevný, J., 1980: Stratigrafická korelácia brachiopodov, konodontov a holotúrií v strednom a vrchnom triase. Čiastk. záver. správa za rok 1980. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra (AP 6 487, Geo 48 453).
- Pevný, J., 1981: Konodonty a holotúrie triasu Strážovskej hornatiny. Zem. Plyn Nafta (Hodonín), XXVI, 4, 605 – 610, 891 – 915.
- Pevný, J., 1984: Conodonts and holothurian sclerites of the Strážov nappe north of Mojtín. Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava), 9, 165 – 92.

- Pia, J., 1912: Neue Studien über die triadischen Siphoneae verticillatae. Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Oriens (Wien), 25, 1, 25 – 81.
- Pia, G., 1917: Adatok a chocsdolomit korának meghatározásához. Magy. áll. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest), 1916, 227 – 229.
- Pia, G., 1918: Zur Altersbestimmung des ChocsDolomites. Jber. Kön. ung. geol. Reichsanst. (Budapest), 1916, I, 256 – 258.
- Planderová, E., 1972: Príspevok k palynologickému výskumu lunzských vrstiev z oblasti Západných Karpát. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 58.
- Planderová, E., 1986: Nové poznatky o veku lunzských vrstiev a tmavých bridlic v ich nadloží v oblasti Západných Karpát, na základe palynologického výskumu. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Plašienka, D., 1999: Tektonochronológia a paleotektonický model jursko-kriedového vývoja centrálnych Západných Karpát. Bratislava, Veda, 125 s.
- Plašienka, D., Michalík, J., Kováč, M., Gross, P. a Putiš, M., 1991: Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geol. Carpath. (Bratislava), 42, 195 – 208.
- Plašienka, D. a Marko, F., 1993: Geologická stavba strednej časti Považského Inovca. Miner. slov. (Bratislava), 25, 11 – 22.
- Plašienka, D., Havrila, M., Michalík, J., Putiš, M. a Reháková, D., 1997: Nappe structure of the western part of the Central Carpathians. In: Plašienka, D., Hók, J., Vozár, J. a Elečko, M. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. (International conference held on the occasion of Centennial of Dimitrij Andrusov). Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Polák, M., 1978: Litofaciálna a petrografická charakteristika mezozoika v podloží stredoslovenských neovulkanitov. Miner. slov. (Bratislava), 10, 2, 113 – 125.
- Polák, M. a Jablonský, E., 1973: Biohermné dolomity chočského príkrovu Malej Fatry. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 61, 223 – 237.
- Polák, M. a Planderová, E., 1987: Príspevok k litostratigrafii vrchného triasu Braniska. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 86, 133 – 142.
- Polák, M., Filo, I., Pristaš, J., Kováč, P., Siráňová, Z., Havrila, M. a Pevný, J., 1996a: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy 36-114 Turčianske Teplice, 36-112 Valča, 36-132 Horná Štubňa. Čiastk. záver. správa. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 57 s.
- Polák, M., Havrila, M., Filo, I. a Pevný, J., 1996b: Gader Limestones – a new lithostratigraphic unit of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. and its extension in the Western Carpathians. Slovak Geol. Mag. (Bratislava), 3 – 4, 293 – 310.
- Polák, M., Jacko, S., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karolí, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. a Janočko, J., 1996c: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – GS SR.
- Polák, M., Bujnovský, A., Kohút, M., Filo, I., Havrila, M., Vozárová, A., Vozár, J., Kováč, P., Lexa, J., Rakús, M., Malík, P., Liščák, P., Hojstříčková, V., Žáková, E., Siráňová, Z., Boorová, D. a Fejdiová, O., 1997: Vysvetlivky ku geologickej mape Veľkej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra.
- Polák, M. (ed.), Filo, I., Havrila, M., Bezák, V., Kohút, M., Kováč, P., Vozár, J., Mello, J., Maglay, J., Elečko, M., Olšavský, M., Pristaš, J., Siman, P., Buček, S., Hók, J., Rakús, M., Lexa, J. a Šimon, L., 2003: Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťáže a severnej časti Zvolenskej kotliny 1 : 50 000. 1. vyd. Bratislava, Min. Živ. Prostr. Slov. Rep. – Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Potfaj, M., Began, A., Nižňanský, G., Bodiš, D., Boorová, D., Čechová, A., Dovina, V., Fejdiová, O., Kováčik, M., Priečhodská, Z., Samuel, O. a Šucha, P., 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Stráni 35-122 a 35 123. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Pták, J., 1956: In: Zorkovský, B., 1958: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín vystupujúcich juho-východne od obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. Geol. Práce, Spr. (Bratislava), 14, 17 – 23.
- Pulec, M., 1959: Sedimentológia lunzských vrstiev. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Pulec, M., 1965: Nové nálezy skamenelín v lunzských vrstvách. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 34, 209 – 216, tab. 15 – 16.
- Puškárová, K., 1977: Konodonty z paňvových sedimentov triasu v sv. časti Stážovskej hornatiny. Diplomová práca. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK (Geol. 38 567).
- Puškárová, K., 1980: Nové stratigrafické poznatky o triase Strážovských vrchov. Rigorózná práca. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Puškárová, K. a Mock, R., 1993: Loc. 12 – Fačkov. In: Samuel, O. a Gašpariková, V. (eds.), 1993: 18th European colloquy on micropaleontology (excursion guide). Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 1 – 215.
- Rakús, M., 1960: Nález druhu *Monophyllites aonis* MOJISOVICS, 1897 pri Východnej. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 20, 135 – 138, 24 Tab.
- Rakús, M., 1986: Ammonites in basal parts of Reifling limestones in Choč nappe on southern slopes of Nízke Tatry. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 37, 1, 75 – 89.
- Rakús, M., Halouzka, R., Havrila, M., Kullman, E. a Šucha, P., 1984a: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list 36-111 (Diviaky-1). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., Miko, O. a Havrila, M., 1984b: Tektonická mapa Žiaru, prvý variant 1 : 100 000. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M., Elečko, M., Gašparik, J., Gorek, J., Halouzka, R., Havrila, M., Horniš, J., Kohút, M., Kysela, J., Miko, O., Pristaš, J., Pulec, M., Vozár, J., Vozárová, A. a Wunder, D., 1993: Geologická mapa Lúčanskej Malej Fatry 1 : 50 000. Bratislava, Slov. geol. úrad – Geol. Úst. D. Štúra.
- Rakús, M. a Marschalko, R., 1997: Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. In: Plašienka, D. et al. (eds.): Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 79 – 97.
- Roeder, K. H., 1987: Evolution of the Early Ladinian paleoslope of the Ple di San Martino – San Lucano (Dolomites, Italy). Gior. Geol. (Bologna), 3, 49/1, 51 – 61.
- Salaj, J., 1982: Mesozoik Paleogeographic development in the northwestern part of the West Carpathians of Slovakia. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. (Amsterdam), 39, 3 – 4, 203 – 229.
- Salaj, J., 1987: Rét, jeho postavenie v mezozoiku a predpokladané rozmiestnenie jednotlivých sedimentačných zón Západných Karpát. Knih. Zem. Plyn Nafta, 6, Misc. micropalaeont. (Hodonin), II/1, 123 – 152.
- Salaj, J., Biely, A. a Bystrický, J., 1967: Die Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), 42, 119 – 136.
- Salaj, J. a Jendrejáková, O., 1967: Die Foraminiferen aus der oberen Trias der Westkarpaten. Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 18, 2, 311 – 313.
- Salaj, J., Borza, K. a Samuel, O., 1983: Triassic Foraminifers of the West Carpathians. Monogr. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 213 s., Pls. 1 – 157.

- Samuel, O., 1991: Late Triassic foraminifers from profile Turik, well Závod-81 and locality Ráztoka (West Carpathians). *Západ. Karpaty, Sér. Paleont. (Bratislava)*, 15, 7 – 47.
- Samuel, O., Bujnovský, A. a Snopková, P., 1991: Litostratigrafické vyhodnotenie mezozoika zo štruktúrnych vrtovej Závod-78, 88, 89 a Studienka-95 (Viedenská panva). *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 93, 41 – 53.
- Samthain, M., 1965: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. *Verh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, 1965, 1 – 2, 119 – 162.
- Schneider, H. J., 1964: Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. *Developments in Sedimentology (Amsterdam)*, 2, 29 – 45.
- Snopková, P., 1988: Palinologický výskum sedimentov z podložia neogénu Viedenskej panvy. *Západ. Karpaty, Sér. Geol. (Bratislava)*, 11, 93 – 105.
- Spengler, E., 1931: Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Rep. Österreich. Blatt Schneeberg – St. Agyd. (Wien), 1 – 108.
- Spengler, E., 1932: Ist die „Mittlere subaltrische Decke“ der Westkarpaten eine selbständige tektonische Einheit? *Věst. Stát. geol. Úst. Čs. Republ. (Praha)*, VIII, 215 – 225.
- Stayche, G., 1864: Geologische Aufnahme des Inovec Gebirges. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 14, 42 – 47.
- Stache, G., 1867: Das Gebiet der schwarzen und weissen Waag. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 11, 1 – 243.
- Steiner, P., 1968: Geologische Studien im Grensbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österr.). *Mitt. Gesell. Geol. – u. Bergb.-Studenten Wien*, 18, 9 – 88.
- Stur, D., 1859a: Kalk- und Dolomit-Ablagerungen der nordwestlichen Karpathen. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, X, 1, 46 – 47.
- Stur, D., 1859b: Die geologische Übersichtskarte des Wassergebietes der Waag im nordwestlichen Ungarn. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, X, 1, 27 – 31.
- Stur, D., 1860: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst. (Wien)*, XI, 1, 1 – 135.
- Stur, D., 1867: Das Thal von Revucs. *Verh. Geol. Reichsanst. (Wien)*, 12, 264 – 265.
- Stur, D., 1868: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Granthale. *Jb. geol. Reichsanst. (Wien)*, 18, 3, 337 – 426. *Bratislava*, 182 – 267.
- Sýkora, M. a Ozvoldová, L., 1996: Lithoclasts of Middle Jurassic radiolarites in debris flow sediments from Silica Nappe (locality Bleskový prameň, Slovak Karst, Western Carpathians). *Miner. slov. (Bratislava)*, 28, 1996, 21 – 25.
- Šimon, L., Elečko, M., Gross, P., Kohút, M., Miko, O., Lexa, J., Mello, J., Hók, J., Macinská, M., Köhler, E. a Jánová, V., 1994: Vysvetlivky ku geologickým mapám 36-133 (Handlová), 35-244 (Prievidza-4), 36-131 (časť Ráztočno). Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.
- Škarba, M., 1969: Geologické pomery v oblasti Veľkého Choča pri Ružomberku. Manuskript. Bratislava, archív Kat. geol. a paleont. PriF UK.
- Tollmann, A., 1966a: Geologie der Kalkvorlpen in Ötscherlan als Beispiel alpiner Deckentektonik. *Mitt. Geol. Gesell. (Wien)*, 58, 103 – 207.
- Tollmann, A., 1966b: Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpathen. *Geotekt. Forsch. (Stuttgart)*, 21, 1 – 156.
- Tollmann, A., 1976a: Analyse der klassischen nordalpinen Mesozoikums. *Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Monogr. der Nördl. Kalkalpen. Wien, Franz Deuticke, Teil 2, 710 s., 256 Abb., 3 Taf.*
- Tollmann, A., 1976b: Der Bau der Nördlichen Klakalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. *Monogr. der Nördl. Kalkalpen. Wien, Franz Deuticke, Teil 3, 449 s., 130 Abb., 7 Taf.*
- Tollmann, A., 1986: Geologie von Österreich, Vol. 2. Wien, Deuticke, 718 s.
- Uhlig, V., 1897 – 1898: Die Geologie des Tatragebirges. I. *Denkschriften (Österr. Akad. Wiss.), math.-naturwiss. Kl. (Wien)*, LXIV.
- Uhlig, V., 1903: Bau und Bild der Karpathen (745 – 750). III. Teil von Bau und Bild Österreichs. *Wien – Leipzig*, 651 – 911.
- Uhlig, V., 1907: Über die Tektonik der Karpathen. *Sitz.-Ber. K. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. (Wien)*, CXVI, VI, 1, 871 – 982.
- Vetters, H., 1904a: Zur. Geolog. d. Kleinen-Karpaten. *Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarns Orients (Wien)*, XVI, II, 65.
- Vetters, H., 1904b: Die Kleinen Karpathen als geologisches Bindeglied zwischen Alpen und Karpathen. *Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst (Wien)*, 1904, 5, 134 – 143.
- Vetters, H., 1908: Die Geologie des Zargebirges in den ungarischen Karpathen. *Mitt. Geol. Gessell. (Wien)*, 1, 381 – 382.
- Vigh, J., 1915: Földtani megfigyelések Nyitra, Turóc és Trencsén vármegyék határhegységei között. *Magy. áll. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1914, 65 – 96.
- Vigh, G., 1916: Adatok Nemetpróna környékének földtani viszonyairól. *Magy. áll. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1915, 196 – 227.
- Vogl, V., 1917: Jelentés az 1916 nyarán a liptói, árvai és turóci medencékben végzett munkálataimról. *Magy. áll. kir. földt. Intéz. évi Jelent. (Budapest)*, 1916, 201 – 209.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979a: Kryštalínikum v bazálnej časti chočského príkrovu. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 72, 195 – 198.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1979b: Nižnobocianske a malužinské súvrstvie – nové litostratigrafické jednotky v mladšom paleozoiku hronika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 11, 5, 477 – 478.
- Vozárová, A. a Vozár, J. (eds.), Bajanič, Š., Muška, P. a Planderová, E., 1979c: Permian of the West Carpathians. *Guide book for geol. Excursion. Bratislava, Dionýz Štúr Institute of Geology*, 1 – 80.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1981: Litostratigrafická charakteristika mladšieho paleozoika hronika. *Miner. slov. (Bratislava)*, 13, 5, 385 – 403.
- Vozárová, A. a Vozár, J., 1988: Late Paleozoic in West Carpathians. *Mladšie paleozoikum v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra*, 1 – 314.
- Záruba-Pfeffermann, Q. a Andrusov, D., 1937: Geologické pomery území projektované dráhy Banská Bystrica – Diviaky. *Zvláštni otisk časopisu Zprávy železničních inženýru (Praha)*, XIV, 9 a 11, 1937, tiskem Noviny v Praze, 1 – 10 (ev. 160 – 163 a 193 – 196, 4 obr.).
- Zoubek, V., 1955: Předběžná zpráva o výskumu v oblasti západního zakončení muránského příkrovu. *Zpr. geol. Výzk. v r. 1954. Praha, Ústř. Úst. geol.*
- Zawadzka, K., 1972: Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe, the Tatra Mts). *Stratigrafická pozícia furkašských vápencov (Chočský príkrov, Tatry). Acta Geol. pol. (Warszawa)*, 22, 3, 459 – 466.
- Zorkovský, B., 1958: Správa o petrograficko-chemickom štúdiu melafýrových hornín vystupujúcich juhovýchodne od obce Modrová v oblasti Inovca na Považí. *Geol. Práce, Spr. (Bratislava)*, 14.

SUMMARY

The paper summarizes progress in investigation of the Hronicum (later term for the Choč nappe in the sense of works by Maheľ, mainly from the period of 1959 – 1980 and in the sense of works formed in the time of acceptance of the nappe theory for the Western Carpathians, i.e. works before the year 1917, introduced by Andrusov et al., 1973) achieved from the beginning of 90-ies of the last century until present. Later results of the research from this period have not been expressed sufficiently by publication. The objective was to fill out the arisen information gap and to make possible and/or facilitate, for those who are interested, orientation in problems of the present-day state of the research of the Hronicum – one of the fundamental tectonic units of the Central Western Carpathians (the uppermost in the nappe structure of this part of the mountain range). It is known that the Hronicum has not been preserved as one continuous body. Many isolated fragments of it have remained only occurring between the Oravicum (Klippen Belt) and Gemericum (Fig. 2), in tectonic superposition above the Veporicum nappe system (*sensu* Biely in Biely et al., 1996) and below nappes, which are not always ranged to the Silicicum with certainty (Drienok nappe and Vernár nappe).

Information on the advancement of the Hronicum knowledge is presented in the paper in an order as it was achieved gradually. New results were obtained gradually in the frame of several research projects, mainly with geological mapping of various regions – mountain ranges of the Central Western Carpathians (Považský Inovec Mts., Žiar Mts., Veľká Fatra Mts., Starohorské vrchy Mts., Strážovské vrchy Mts., Malé Karpaty Mts. and Čachtické Karpaty Mts.). Valuable information was obtained during lithostratigraphical investigations in the Chočské vrchy Mts. and Nízke Tatry Mts. Even in such a long period it was not possible to study the Hronicum in its whole extent (the localities studied are shown in Fig. 20). Therefore the research was mainly concentrated to the study and description of the section across the sedimentation area through all its facial belts (Fig. 14). The interest was restricted to development in the time of Late Pelsonian – Tuvalian, which has been shown as decisive for understanding and reconstruction of the paleogeographical area.

A new view of the Hronicum began to be developed from knowledge that geographical distribution of its two fundamental facial (basinal – Biely Váh and flat – Čierny Váh) developments termed by Maheľ (1961a, b) does not correspond to the persisting older simple paleogeographical idea (Andrusov, 1968; Andrusov et al., 1973) of two continuous sedimentation areas taking place conformably with the direction of the Western Carpathians mountain ranges. Accordingly, in the north there was a continuous platform area called the Šturec facial area (new term for the Čierny Váh development, characterized by shallow-water facies – dolomites) and in the south a continuous basinal area called the Choč facial area (new term for the Biely Váh development, characterized by the presence of basinal facies – Reifling Limestones and siliciclastic Lunz Member). It has been shown that the sedimentation areas of fundamental facial developments are ordered transversely in relation to the mountain range course and also that each of them occurs in two isolated (separated) areas, mutually alternating (thus remnants of two basins and two flats are preserved). This older paleogeographical idea was also projected in the idea of the structure (Andrusov et al., 1973), when two extensive monofacial nappes were distinguished, identified with these facial areas (with the Čierny Váh facial area the Šturec nappe was identified and with the Biely Váh facial area the Choč nappe in the sense of Andrusov et al., 1973). Besides of that, many subordinate nappes were distinguished in the past. Therefore it was necessary to be convinced that the described distribution of lithological types of nappe outliers corresponds to their distribution in the area of

sedimentation and not only to some accidental results appearing with distribution of the bodies in the stage of formation and overthrusting of nappes.

A decisive role in the following process of investigation was played by the Raming Limestones. Lein (1989) defined them in the Northern Calcareous Alps as a complex of gravitational sediments linked paleogeographically to marginal parts of the prograding Wetterstein platforms. From them the Raming Limestones entered the uppermost part of the Reifling (basinal) group of beds of adjacent basins. Such an understanding of the Raming Limestones also enabled in the Western Carpathians to include in this concept and according to proximity to order a whole series of facies consisting of coarse talus breccia and limestone turbidites included in the Raming-Göstling Formation (the Raming Limestones form the more proximal part of the formation, the Göstling Limestones the more distal part of the formation), mainly studied in the Liptov region. The Raming Limestones occurring in this region have linked up shallow-water successions lying west of the line Ružomberok – Banská Bystrica (in the Chočské vrchy Mts. and Veľká Fatra Mts.) with deeper-water successions lying in their neighbourhood east of the mentioned line (in the Chočské vrchy Mts. and Nízke Tatry Mts.). The source rock of the detrital Raming Limestones were the Wetterstein Reefal Limestones, which were known from the localities Mnich near Ružomberok, Ružomberok and Liptovská Osada and were found at the mentioned line. So the first part of the new paleogeographical scheme came into being, confirming the views of Spengler (1932), who distinguished in this region two different facies in the Ladinian: the dolomitized reefal (platform) facies and non-reefal – Lunz (basinal) facies.

Shallow-water areas (the Čierny Váh development and/or Šturec facial area) were identified with carbonate flats. The western of the two preserved flats was later termed the Mojtn-Harmanec flat. For the eastern of them the name Čierny Váh flat has remained, which originally was connected with the whole shallow-water area of the Hronicum (formerly Choč nappe in the sense of works by Maheľ and in the sense of works published before the year 1917). The mentioned reef bodies are rimming the eastern margin of the Mojtn-Harmanec flat. In this stage of research it was problematic to advance in the question of paleogeographical reconstruction of the remaining Hronicum area. A problem was indicated at the western margin of the Mojtn-Harmanec flat, preserved in the Strážovské vrchy Mts. In this area no reef bodies were known, which together with the Raming Limestones, derived from them, would link the platform area with the basinal area preserved in the Strážovské vrchy Mts. (this basin was named later the Dobrá Voda Basin, for the more eastern basin the name Biely Váh Basin has remained, originally connected with the whole deep-water Hronicum area).

In the conception of Andrusov et al. (1973), besides those already mentioned, no further reefs were known in the Hronicum, Maheľ in his work from the years 1959 – 1980, however, also included the Strážov nappe in the Hronicum (according to Andrusov et al., 1973, this belongs to higher Subtatic nappes, i.e. to nappes originally higher than the Choč nappe, later higher than the Hronicum). In it reefs in facies of the Wetterstein Limestones were found. According to older geological maps bodies of the Strážov and other higher Subtatic nappes (also containing reefs) were found precisely in the area of the western margin of the studied Mojtn-Harmanec flat, thus in the area, in which we assumed the occurrence of reefs. This fact was also distinctly shown from graphical illustrations in the works by Mello (1975, 1977) representing present-day distribution of areas with the occurrence of Triassic reef facies in the Western Carpathians. In both works at one line reefs of higher Subtatic nappes (the Strážov, Havranica, Jablonica, Nedzov nappes) were situated with reefs of the Veterník nappe and reefs of an unnamed nappe lying in the Chočské vrchy Mts. At the same time this line was coincident with the western margin of the Mojtn-Harmanec

flat. This led to the idea not to consider the higher Subtatic nappes as higher nappes – overlying the Hronikum, but to consider them as part of the Hronikum, as the margin of the Mojtiín-Harmanec flat. This placing of their sedimentation areas in the frame of the Hronikum sedimentation area was completely different from the ideas of Maheľ (1974, 1979a, b).

It was unavoidable to prove justification of such a paleogeographical placing of sedimentation areas of the higher Subtatic nappes, thus between the part of flat known until that time and the Dobrá Voda Basin.

Until that time two different opinions of the position of the higher Subtatic nappes were expressed. At the same time these implied two different opinions of the Hronikum content filling. An essential difference in Maheľ's (in Maheľ et al., 1976; 1979, 1986) and Andrusov's et al. (1973) conception of the Hronikum is in the position of the Strážov nappe and higher Subtatic nappes. Maheľ (l. c.) considered it (them) as part of the Hronikum (Choč nappe in his terminology, he did not accept the term Hronikum). Andrusov (l. c.) and Andrusov et al. (l. c.) assumed the tectonic independence of higher Subtatic nappes. Their interpretation set out from the geometric position of higher Subtatic nappes above the Choč nappe (i.e. in the succession with Reifling Limestones and Lunz Member) and from their facial content. They should include the Wetterstein Limestones (Andrusov, 1930, 1936, 1967, 1968; Bystrický, 1964; Biely et al., 1968b) and Schreyeralm Limestones (Mello and Polák, 1978; Mello in Began et al., 1982), thus facies considered as more southern (Gemeride, later Silicic), i.e. facies found in more southern units. According to Andrusov (1936) the Strážov nappe should mainly consist of the light-coloured Wetterstein Limestones, which should be its typical (characteristic) facies differing it from the Choč nappe.

A weak point of this older interpretation was the position of higher nappe bodies itself. The defined position above the Choč nappe was only fulfilled by the Strážov nappe (later also by the Drienok nappe). Other higher nappes were lying above the Křižna nappe on unknown basement (inaccessible for observation).

Data were also available that the Wetterstein Limestones occur in the Hronikum, for instance, near Liptovská Osada (Jablonský, 1971; Bujnovský, 1973; Bujnovský et al., 1974, 1975; Jablonský, 1973a, b) and in the Veľká Fatra Mts. (Ilavský and Červeňová, 1952; Polák in Gašparik et al., 1987). Similarly also data on the occurrence of the Schreyeralm Limestones in the Hronikum were available, e. g. near Jóbova ráztoka (Mock and Škarba, 1973), near Hrabovo (Bujnovský, 1973), at several localities in the Chočské vrchy Mts. (Mello, 1965) and at Veľký Rozsutec (Polák in Haško and Polák, 1979). There was the problem that both facies were often known (concealed) under other names.

Both basic criteria of distinguishing higher Subtatic nappes (position and lithostratigraphical content) so lost their validity. Moreover, there was always earlier and later information, supporting their assignment to the Hronikum and/or not making possible their assignment to higher more southern units. They included:

- Occurrence of the Malužiná Formation with paleobasalts (which we know from the Hronikum only) at the base of the Tematín and Veterlín nappes (Stache, 1864; Zorkovský, 1958; Havrila in Havrila and Vaškovský, 1983).
- Occurrence of the Late Triassic Lunz Member (typical of the Hronikum and not found in more southern units) in some higher Subtatic Nappes, for instance, in the Havranica nappe (Peržel, 1966; Mello in Began et al., 1982;...), in the Veterlín nappe (Paul in Andrian and Paul, 1864; Veters, 1904; Andrusov, 1936; Bystrický, 1965) and in the Tematín nappe (Havrila in Havrila and Vaškovský, 1983). Andrusov (1967, 1968) also considered the rudimentary Lunz Member as part of the succession of higher Subtatic nappes.

- Identical development of the Late Triassic of higher Subtatic nappes and the Hronikum (the bed sequence of both tectonic units contains the Opponitz Limestones, Hauptdolomit, Dachstein Limestones), which is different from Late Triassic development of more southern units (the Silicicum includes the Hallstatt, Aflenz, Pötschen and Tisovec Limestones).
- Preservation of individual, paleogeographically linked members of the Raming-Göstling Formation in various tectonic bodies, also ordered linked above one another. For instance, there are: the occurrence of distal members of the formation in the lower body (in the Homôľka nappe, the bed sequence of which was deposited in the Dobrá Voda Basin), occurrence of medial members of the formation in the middle body (in the Ostrá Malenica nappe with a succession deposited at slope area), occurrence of proximal formation members in the upper body (in the Strážov nappe – later in the Strážov part of the Považie nappe, the bed sequence of which, including the fore-reef and reef facies, was deposited at the western margin of the Mojtiín-Harmanec flat). In the nappe structure of the Western Carpathians sensu Andrusov et al. (1973) there is the occurrence of proximal members in the Strážov nappe (in the higher Subtatic nappe, i.e. Silicicum) and of distal members in areas not linked paleogeographically.
- At the base of higher Subtatic nappes often the Middle Triassic part of the bed sequence occurs and mostly it is resting on the Middle-Late Triassic part of the succession of tectonic units underlying them. This fact can be well understood at overthrusts – tectonic imbrication in the frame of one tectonic body (Hronikum), but less understandable, less probable at overthrust of other (others) tectonic bodies (higher Subtatic nappes, i.e. the Silicicum). In such a case we also expect in the strata underlying them Jurassic-Cretaceous members of the Hronikum. Only more rarely, rather exceptionally, are present the higher Subtatic nappes above Jurassic-Cretaceous members of the Hronikum (in the Strážovské vrchy Mts. above the Rohatá skala Group). The higher Subtatic nappes locally also include later succession members (in the Brezovské Karpaty and Čachtické Karpaty Mts.). The areas of the occurrence of younger succession members of the Hronikum and the areas of the occurrence of younger succession members of higher nappes in the assumed nappe structure are linked to one another. This also indirectly testifies for them to belong to one tectonic unit.
- Sedimentation in the Silicicum terminated in the Oxfordian (Kozur, 1991; Sýkora and Ožvoldová, 1996). In higher nappes, however, it persisted to the Cretaceous – in the Nedzov nappe to the Berriasian to Valanginian (Mišík and Sýkora, 1982) or to the Tithonian to Berriasian (Ondrejčíková et al., 1993). According to present-day knowledge in formation of the Western Carpathian Alpine nappe system the areas of sedimentation were closing gradually prevailing in direction from south to north. With regard to both mentioned facts it is necessary to place the sedimentation areas of higher nappes to a position more external in relation to the Silicicum, i.e. to incorporate them in the Hronikum area.
- The grade of thermal alteration of conodonts (CAI) of the Hronikum and higher Subtatic nappes, traced by Gawlick et al. (2002), is essentially equal. In both units a low grade of alteration was found out (1 – 2 grades). On the contrary, in the Silicicum, besides a low degree of alteration, also areas with a high grade of alteration are found (5 grades).

On the basis of this spectrum of data the higher Subtatic nappes were incorporated in the Hronikum (they are partial bodies of the Hronikum shaped during its overthrust, derived from the margin of the Mojtiín-Harmanec platform thrust on the adjacent Dobrá Voda slope and basin. A new paleogeographical scheme of the Hronikum sedimentation area (Havrila, 1993) as well as a new conception of the Hronikum structure (Havrila in

Kováč and Havrila, 1998) was presented. Such a conception of the Hronicum has also brought new light to some older views persisting for a long time:

- For a long time the view was ruling that the Triassic age of the Choč Dolomite in the Choč nappe was proved in the time of years 1913 – 1918. Widely known are findings of Triassic fauna in the Choč Dolomite near Ružomberok (Dornyay, 1913, 1917, 1918). Regarding assignment of higher Subtatic nappes to the Hronicum, it is obvious that the Triassic age of Hronicum rocks had already been proved earlier. Dasycladial algae of Triassic age were found in the Wetterstein Limestones of the Havranica nappe distinguished later (Gümbel, 1872; Vettters in Beck and Vettters, 1904; Pia, 1912), of the Tematín nappe (Gümbel, 1874; Pia, 1917, 1918) and Nedzov nappe (Lóczy, 1915) already earlier.
- For a long time the view was ruling that also the Choč nappe was distinguished in that time. The authorship was mainly ascribed to Lóczy (1917). Vettters (in Beck and Vettters, 1904), however, distinguished in the Malé Karpaty Mts., in strata overlying the Subtatic facies the alpinähliche Facies, which he considered as a particular tectonic unit – äusseres subtatisches Gebiet (outer Subtatic region). With regard to assignment of higher Subtatic nappes to the Hronicum, it is obvious that as father of the tectonic unit, which was later termed Hronicum by Andrusov et al. (1973), Vettters (1904) should be considered.

According to the new paleogeographical idea of the Hronicum throughout the Middle, partly also Late Triassic, the Hronicum is a system of flats and intraplatform basins. Distinguished were (in direction from the outer to the inner side of the Central Western Carpathians): the Dobrá Voda Basin, Mojttín-Harmanec Platform, Biely Váh Basin and Čierny Váh Platform (its paleogeographical position has not been solved satisfactorily so far).

To the existence of two fundamental Hronicum facial areas also two fundamental sequences correspond. It is the basinal sequence, identified with the Biely Váh sequence (Maheľ, 1961, 1962), and/or with the Choč sequence (Andrusov et al., 1973), and/or with the Lunz facies (Spengler, 1932). It was characteristic of the Choč nappe (sensu Andrusov et al., 1973). Further on, it is the sequence of carbonate platform, identified with the Čierny Váh sequence (Maheľ, 1961, 1962), and/or with the Šturec sequence (Andrusov et al., 1973), and/or with dolomitized reef facies (Spengler, 1932). To this type also the Strážov-Nedzov Group (Maheľ, 1961a, b), and/or Strážov Group (Maheľ, 1962b) and Bebrava Group (Maheľ, 1973, 1979) should be assigned. As its synonym generally the Rohr facies was considered. As a sequence of this type the Šturec nappe was characterized (sensu Andrusov et al., 1973). As a consequence of flat progradation and entering of gravitational carbonate sediments (Raming-Göstling Limestones) from the flat margin into the basin the third, transitional and/or mixed (Biely Váh – Čierny Váh) sequence (the lower sequence part is basinal, the upper part shallow-water) originated at their boundary. There should be ranged the Veterník Group (Maheľ, 1961a, b) and Ludrová development (Maheľ, 1979). The fourth type was described (Havrila, 2004) from temporarily pelagized blocks originated at both margins of the Mojttín-Harmanec flat (Fig. 14B). Their areas are preserved in the Strážov part of the Považie nappe (Strážovské vrchy Mts.) and in the Veľký Šturec nappe (Veľká Fatra Mts.). In the time of sedimentation of the Schreyeralm and/or Schreyeralm-Reifling Limestones from the platform to basin the reef development advanced over them, shedding the Raming Limestones in front of it.

The investigation was also devoted to progradation of the Mojttín-Harmanec flat. The objective was to find out the time and place of its beginning. The time and place of its termination in the Cordevolian was distinctly indicated on the basis of the occurrence of Wetterstein reefs and Raming-Göstling turbidity

sediments. For obtaining stratigraphical data directly from the reef complex, mainly from its initial stages, there were no conditions. Therefore the method was chosen (Havrila, 1997), to obtain these data of time by means of dating the upper boundary of basinal-pelagic facies, over which the reef complex of the carbonate flat margin immediately prograded. Dating was carried out on the basis of conodonts.

As to the process of progradation a simple idea was obtained, it was considered as a gradual, more or less continuous process. With further mapping it has been found out that the area east of the flat margin, at which this event should have taken place, is formed by two narrow blocks of course parallel with the platform margin and that the event was more complicated, of several stages, independent at each block. There was not only one progradation line. In this stage of investigation, on the basis of distribution of individual facies and/or sequences of facies the view has been confirmed that facial areas were separated by synsedimentary faults and are linked to tectonic blocks of large areal extension. At the same time it has been established that the individual faults functioned at various time levels (formed gradually), for a variously long time and with various intensity of movements on them. A relatively precise time of formation of individual faults and time interval of their activity duration was established. The area of sedimentation was divided by them into basic facial areas (carbonate flats and basins) in the Late Pelsonian.

Then the boundaries of facial areas were not permanent, because during their existence they were not formed by one fault, but gradually in this role also other parallel faults were manifested. The blocks situated between the flat and basins were made independent from the flat by faults first. Then on the basis of their rate of subsidence they were first temporarily pelagized and then development was reverse. So the flat area was first reduced and then returned to original size and/or enlarged. The succession of formation of blocks, development at individual blocks (facial areas) as well as the time of faults activity is expressed in Fig. 14B, C.

To the new paleogeographical idea also a new idea of the Hronicum nappe structure had to correspond. According to Havrila (1993; in Kováč and Havrila, 1998) from this area the following subordinate nappes were structuralized (from bottom) (Fig. 1): the Dobrá Voda Basin is preserved in the Dobrá Voda nappe and Homôľka nappe; the boundary of the Dobrá Voda Basin and Mojttín-Harmanec Platform is preserved in the Veterlín nappe, Ostrá Malenica nappe and in erosional remnants occurring near Beckov, Podhradie and Stará Lehota in the Považský Inovec Mts. (later Havrila in Ivanička et al., 2007; Havrila and Kohút et al., 2007, connected them into the Teplý vrch, Podhradie and Beckov nappe); the Mojttín-Harmanec Platform is preserved in the Považie nappe, i.e. in a body including the so called higher nappes (Havranica, Jablonica, Nedzov, Strážov and Tematín nappes, which originally were part of one extensive nappe, desintegrated only with formation of the core mountains into particular block bodies – “nappes”) and in the Tlstá nappe; the boundary of the Mojttín-Harmanec Platform and Biely Váh Basin is preserved in the Šturec nappe and lower nappes occurring at Veľký Choč; the Biely Váh Basin is preserved in the Choč nappe, i.e. the uppermost from the nappes occurring at Veľký Choč and in nappes distinct in the whole Chočské vrchy and Západné Tatry Mts., further at Považie (in the Svarín nappe) and at Pohronie (in the Okošená, Svíbová, Bystrá nappes); the Čierny Váh Platform is preserved in the Boca and Malužiná nappes.

Knowledge of the stage of change of the Hronicum sedimentation area into a relatively complicated tectonic structure has become more profound. Reduction of the sedimentation area was accompanied by formation of many overthrust planes, of many tectonic bodies. The succession of formation of these bodies as well as time succession of their origin was indicated at

least partly. Their hierarchy was also indicated. It has been shown that a relatively great amount of the named tectonic bodies is only an inner duplex imbrication of a small amount of basic nappe bodies. As to problems of the succession of tectonic bodies formation the idea following from results reached by the classical "stratigraphical" method has been achieved that the bodies were formed gradually from the hinterland to front of the nappe system. Formation of lower order bodies has not been controlled in time so far.

In spite of this shift in knowledge, many unsolved questions remain.

In paleogeographical research problems persist in more inner parts of the Hronicum. It is necessary to study further location of the Čierny Váh flat. The problem with its location lies in the fact that at its periphery no gravitational slope sediments derived from its margins have been established. We do not know if they are hidden or have not been preserved. The area is little examined. Therefore its position in the structure (relation to the Svarín nappe) has not been proved. Problems also persist in reconstruction of the area, from which the tectonic bodies, preserved at Horehronie, are derived. More recent investigations are missing here.

Promising for a progress in paleogeographical reconstruction is a more systematic or purposeful approach to the question of assignment of nappe bodies including products of Lower Triassic acid volcanism (Drienok nappe, Vernár and Lower Muráň nappes) to the tectonic unit of higher order. For their ranging to the Silicicum have not been sufficient arguments there.

A reserve for more detailed paleogeographical knowledge of the Hronicum and for paleogeographical control is the research of siliciclastic sediments (Lower and Upper Triassic sediments, from them mainly the Lunz Member). In this connection the need of knowledge of development of the Central Carpathian block position in relation to the continental domain is evident. Its

knowledge is necessary in connection with establishing of siliciclastic source areas and their entering areas to the shelf of the Central Carpathian block.

The problems in knowledge of the structure result from unsolved paleogeographical problems. In both problematic areas no unambiguous idea of the formation process of the mentioned bodies has been achieved so far. In both cases originally their formation in the phase of manifestation of backward movements, later in the phase of nappe system formation, was assumed.

The question of delimitation of the time extent of formation of the Hronicum nappe system, or the age of formation of lower order bodies of this system and the succession of their formation also remains unsolved. The "stratigraphical" method, i.e. determination of the age of formation of tectonic bodies on the basis of latest preserved sediments strikes against lacking data as well as uncertainty if the not preserved sediments were not still younger. The possibilities of this method seem to be exhausted so far. It seems to be unavoidable for solving of this question, besides the classical approach, to apply also other, for the Western Carpathians untraditional methods of research. The age of termination of the Hronicum overthrust and of formation of its structure, generally accepted, was made doubtful by findings of Middle Turonian sediments in the Tatricum of the Vysoké Tatry Mts., in the Tatricum of the Veľká Fatra Mts. and of Campanian sediments in the Tatricum (the opinions of this assignment are not uniform) of the Považský Inovec Mts. Therefore it is considered that the overthrust also lasted throughout the Late Cretaceous. Solving of the question has not been finished.

It is necessary to hope that with further research we shall gradually also come nearer to definitive placing of the Hronicum root zone and to solving of its relation to comparable bodies of the Inner Western Carpathians, also of the Northern Calcareous Alps.

Fig. 1. Scheme of the Hronicum nappe structure (top) and distribution of Triassic sediments in the section across the Hronicum area of sedimentation (bottom). Compiled by Havrila (in Kováč and Havrila, 1998). Modified.

Fig. 2. Tectonic position of the Hronicum in the Western Carpathian region. Compiled by Havrila (2004) with application of modified digital basis from Lexa et al. (2000).

Fig. 3. Distribution of types of Hronicum bed sequences.

Legend: 1 – bed sequence of basin; 2 – mixed bed sequence (in lower part bed sequence of basin and in upper part bed sequence of carbonate flat); 3 – bed sequence of carbonate flat; 4 – bodies of the Lower Triassic (Šuňava and Malužiná Formations) and Late Paleozoic (Ipolitica Group); 5 – geological boundaries. Compiled by Havrila (in Bezák et al., 2004). Modified.

Fig. 4. Hronicum facial areas represented in not unfolded space.

Legend: 1 – Hronicum bodies with the Biely Váh bed sequence; 2 – Hronicum bodies with the Čierny Váh bed sequence; 3 – bodies of higher Subtatic nappes; 4 – bodies of the Hronicum Early Triassic (Šuňava and Malužiná Formations) and Late Paleozoic of the Hronicum (Ipolitica Group); 5 – Hronicum areas with the occurrence of the Lunz Member of great thickness; 6 – areas with the occurrence of the Lunz Member of little thickness; 7 – geological boundaries. Compiled by Havrila (in Havrila and Buček, 1992). Modified.

Fig. 5. Extension of the Raming Limestones facies in the Biely Váh Basin of the Hronicum and distribution of the Raming Limestone sources (reef bodies of Wetterstein facies) in the Hronicum area represented in not unfolded space.

Legend: 1 – Hronicum bodies with the Biely Váh bed sequence; 2 – Hronicum bodies with the Čierny Váh bed sequence; 3 – bodies of higher Subtatic nappes; 4 – Hronicum areas with the occurrence of the Lunz Member of great thickness; 5 – reef bodies of the Wetterstein facies at the periphery of the Hronicum carbonate platform; 6 – assumed reef bodies of the Wetterstein facies at the western side of the Hronicum carbonate platform; 7 – bodies of higher Subtatic nappes containing reef bodies of the Wetterstein facies; 8 – extension of slope fore-reef breccias; 9 – extension of proximal turbidites; 10 – verified extension of distal turbidites; 11 – assumed extension of distal turbidites; 12 – assumed faults bordering the Hronicum carbonate platform; 13 – geological boundaries. Compiled by Havrila (in Havrila and Buček, 1992). Modified.

Fig. 6. Schematic section of reef – basin.

Legend: 1 – Lunz Member; 2 – Reingraben Shales; 3 – Korytnica Limestones, Aon Shales, Svarin Formation; 4 – Wetterstein Dolomite (lagoonal development); 5 – Wetterstein Limestone and Dolomite (reefal development); 6 – slope breccias; 7 – proximal turbidites; 8 – distal turbidites (Göstling Limestones); 9 – Partnach Formation; 10 – Reifling Beds; 11 – Zámotie Formation. The vertical lines represent the extend of the bed sequence at localities indicated. Compiled by Havrila (in Havrila and Buček, 1992).

Fig. 7. Geological map of the locality Mních near Ružomberok in the Chočské vrchy Mts.

Legend: A) Fig. bottom: 1 – Quaternary; 2 – Inner Carpathian Paleogene; Hronicum: 3 – Wetterstein Limestones of reef facies; 4 – breccias of the Raming Formation; 5 – turbidites of the Raming Formation; 6 – Reifling Limestones; 7 – Ramsau Dolomites; B) Fig. top: 8 – Flysch Belt; 9 – Klippen Belt; 10 – Inner Carpathians Paleogene; 11 – Hronicum; 12 – Faticum; 13 – Mesozoic of the Taticum; 14 – crystalline rocks of the Taticum; 15 – faults; 16 – geological boundaries. Compiled by Havrila (in Havrila and Buček, 1992). Modified.

Fig. 8. Bedding and structures of Hronicum gravitational sediments at Liptov.

Legend: A. top: 1 – bodies with the Biely Váh bed sequence; 2 – bodies with the Čierny Váh bed sequence; 3 – area with occurrence of the Lunz Member of great thickness; 4 – reef body of the Wetterstein facies at carbonate platform margin; 5 – distribution of slope fore-reef breccias; 6 – distribution of the Raming Limestones; 7 – distribution of the Göstling Limestones; 8 – geological boundaries; B. bottom: 9 – slope fore-reef breccias; 10 – Raming Limestones; 11 – Göstling Limestones; 12 – silicites; 13 – Trachyceras Beds; 14 – Partnach Formation; 15 – decreasing beds thickness of gravitational sediments in direction from the source to basin. Compiled by Havrila (in Havrila and Buček, 1992). Modified.

Fig. 9. Top – panoramatic view of the quarry Nemce, bottom – schematic section perpendicular to the platform margin.

Legend: 1 – Ramsau Dolomites; 2 – Reifling Limestones; 3 – limestones of the Partnach Formation; 4 – claystones of the Partnach Formation; 5 – Wetterstein Limestones of reef facies; 6 – Wetterstein Dolomites of lagoonal facies; 7 – “turbidites” of the Raming Formation; 8 – proximal breccias of the Raming Formation; 9 – horizon of dark limestones; 10 – Korytnica Limestones; 11 – Lunz Member; 12 – Quaternary; 13 – vegetation growth. Compiled by Havrila (2003).

Fig. 10. Reconstruction of geological development of the Hronicum: A) Scythian – Pelsonian; B) Pelsonian; C) Late Pelsonian – Early Illyrian; D) Late Illyrian – Tuvalian; E) distribution of sedimentation areas of future nappes in the time of the Triassic; F) formation of nappes in the period after the Middle Turonian and before the Paleogene.

Lithology: 1 – Benkov and Šuňava Formations; 2 – Gutenstein Dolomites, Gutenstein Limestones, Ramsau Dolomites, Annaberg Limestones, Steinalm Limestones, Gader Limestones; 3 – Farkašovo Breccia; 4 – crinoidal limestones, Schreyeralm Limestones, Zámotie Formation; 5 – Reifling Limestones, Partnach Formation, Raming Limestones, Göstling Limestones; 6 – Lunz Member; 7 – Wetterstein Limestones, Wetterstein Dolomites. Localities: 1 – Ostrá Malenica – Mojtn, 2 – Horný Harmanec – Tintovo – Nemce; 3 – Ráztočno. Compiled by Havrila (in Polák et al., 1996).

Fig. 11. Paleogeographical scheme of the Hronicum (after assignment of higher Subtatic nappes to the Hronicum).

Legend: 1 – basinal areas; 2 – slope areas; 3 – area of reefs; 4 – area of lagoon; 5 – placing of future thrust lines; 6 – boundaries of facial environments; 7 – transportation direction of detrital carbonates; 8 – slope breccias; 9 – geological boundaries of tectonic outliers. Regarding lacking information, the area situated east of the Tlstá sedimentation area was not unfolded, expressed is only the facial content of bodies occurring in this area. Compiled by Havrila (1993).

Fig. 12. Extent of occurrence of some facies indicated in the paleogeographical scheme of the Hronicum (after assignment of higher Subtatic nappes to the Hronicum).

A. Farkašovo Breccia (?Hydasian). B. Zámotie Formation (Upper Pelsonian – Illyrian). C. Schreyeralm Limestones (Illyrian – Fassanian). D. Raming Limestones (Upper Longobardian – Cordevolian). Legend: 1 – basinal areas; 2 – slope areas; 3 – reef area; 4 – lagoon area; 5 – placing of future thrust lines; 6 – boundaries of facial environments; 7 – transportation directions of detrital carbonates; 8 – slope breccias; 9 – geological boundaries of tectonic outliers; 10 – boundaries of the occurrence of selected facies; 11 – area with established occurrence of facies; 12 – transportation directions of clastic and organoclastic material; 13 – assumed margin of clastic and organoclastic material source area. With regard to lacking information the area situated east of the Tlstá nappe sedimentation area has not been unfolded, only the facial of bodies occurring in this area is expressed. Compiled by Havrila (1993).

Fig. 13. Comparing lithostratigraphical table of the Hronicum in section oriented E-W in direction across its sedimentation area. Studied localities: 1 – Mojtiín, 2 – Horný Harmanec, 3 – Ráztočeno. The Gader Limestones are represented in the sense of Polák et al. (1996). Later they were redefined by Havrila (in Havrila et al., 2001) and identified with the facies of crinoidal limestones only. Compiled by Havrila (in Polák et al., 1996).

Fig. 14. A. Top: geological map of the Hronicum (according to Havrila in Bezák et al., 2004, modified); B. in the centre left: lithostratigraphical column of the Hronicum in the Strážovské vrchy Mts. northern part (compiled by Havrila in Havrila et al., 2004, according to the geological map 1 : 25 000 of the map sheet Pružina, modified), in the centre right: lithostratigraphical column of the Hronicum in the Veľká Fatra Mts. southern part (compiled by Havrila in Havrila et al., 2001, according to the geological map 1 : 25 000 of map sheet Horný Harmanec, modified) – for the reason of lacking biostratigraphical data the Šturec facial area was represented schematically the existence of two particular blocks has not been represented), ▲ – beginning and ▼ – end of activity at synsedimentary faults; C. bottom: dependence of paleogeographical development on synsedimentary tectonics (formation of blocks). Compiled by Havrila.

Fig. 15. Orientation scheme of the Beckov castle ruin, expressing the areal extent of occurrence of the Hronicum bed sequence lithostratigraphical units. Compiled by Havrila (in Ivanička et al., 2005). Modified.

Fig. 16 Subordinate nappes of the Hronicum in the Chočské vrchy Mts. area (modified according to Kováč et al., 1990). Compiled by Kováč (in Kováč and Havrila, 1998).

Fig. 17. Subordinate nappes of the Hronicum in the area of the Nízke Tatry Mts. southern slopes (modified according to Biely et al., 1988). Compiled by Kováč (in Kováč and Havrila, 1998).

Fig. 18. Subordinate nappes of the Hronicum in the Malá Fatra Mts. area (modified according to Rakús et al., 1993). Compiled by Kováč (in Kováč and Havrila, 1998).

Fig. 19. HRONICUM: 1 – Dobrá Voda nappe and Homôľka nappe (CAI 1,5 – 2 – 2,5), a) covered by the Považie nappe; 2 – Ostrá Malenica nappe (CAI 1 – 1,5) and Veterlín nappe (CAI 1,5 – 2); 3 – Považie nappe (CAI 1 – 1,5) (= Havranica, Jablonica, Nedzov, Strážov and Tematín „nappes“); 4 – Šturec nappe (CAI 1 – 1,5 – 2); 5 – nappes derived from the Biely Váh facial area (Choč, Svarín, Okošná, Svibová and Bystrá nappes) (CAI 1,5 – 2, in the south in a narrow zone up to 4, in the Levice “islands“ up to 4 – 5); SILICICUM: 6 – Silicicum s. l.: Vernár and Lower Muráň nappe, Drienok nappe (CAI 1,5 – 2 – 4); 7 – Glac nappe, Galmus nappe, Murovaná skala nappe (CAI 5 – 6 – 8); 8 – Geravy nappe (CAI 1,5 – 6); 9 – Silica nappe (CAI 1 – 5,5); TURNAICUM: 10 – Turňa nappe (CAI 5,5 – 8); MELIATICUM: 11 – Jaklovce (CAI 5 – 8); 12 – geological boundaries of surficial bodies. According to Gawlick et al. (2002).

Fig. 20. Map of examined Hronicum localities: 1 – Malinô Brdo; 2 – Hrabovo; 3 – Mnich – railway station; 4 – Mnich – broadcasting station; 5 – Mnich – Martinček; 6 – Mnich – northern slope; 7 – Veľký Choč – Sokol; 8 – Veľký Choč – Kopa; 9 – Turík; 10 – Kvačany; 11 – Liptovské Matiašovce; 12 – Smrekovica; 13 – Bukovica; 14 – Liptovská Porúbka; 15 – Svarín; 16 – Východná; 17 – Liptovská Osada; 18 – Korytnická dolina valley; 19 – Liptovské Revúce; 20 – Harmanecká jaskyňa cave; 21 – Tintovo; 22 – Banská Bystrica; 23 – Nemce; 24 – Selce; 25 – Priečhod; 26 – Zámotie; 27 – Veľké Borové; 28 – Biela skala; 29 – Veľký Rozsutec; 30 – Kláštor pod Znievom; 31 – Kľak; 32 – Turie; 33 – Fačkov; 34 – Trstená; 35 – Ostrá Malenica; 36 – Rokytník; 37 – Podhradie; 38 – Stará Lehota; 39 – Húštik; 40 – Trenčín; 41 – Beckov; 42 – U Fajnorov; 43 – Kamenica; 44 – Dobrá Voda-1 (borehole); 45 – Vrátno; 46 – castle Dobrá Voda; 47 – Jablonica; 48 – Mokrú dolina valley; 49 – Suchá dolina valley; 50 – Rajtárka. Compiled by Havrila (in Havrila a Buček, 1992, 1993).

GEOLOGICKÉ PRÁCE, SPRÁVY 117

Vydal Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava 2011

Vedúci odd. vydavateľstva ŠGÚDŠ a propagácie: RNDr. Ladislav Martinský

Jazyková redaktorka: Ing. Janka Hrtusová

Grafická úprava a technické spracovanie: Gabriela Šipošová

Tlač a knižárske spracovanie: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava