

KRISZTOF BIRKENMAJER

NOVÉ VÝSKUMY STRATIGRAFIE PIENINSKÉHO BRADLOVÉHO PÁSM A V POLSKU

(Ruské a nemecké rezumé)

Úvod

Úlohou výskumov v pieninskom bradlovom pásme Poľska po druhej svetovej vojne bolo zhotovenie ďalšieho úseku geologickej mapy v mierke 1 : 10 000, ktorú zostavil L. Horwitz, a revízia dovtedajších náhľadov na stratigrafiu a tektoniku. Tieto výskumy doviedli k celkom odlišnému poňatiu stratigrafie najmä sérií bradiel od doteraz prijímanej koncepcie. Využívajúc srdečnej prosby akademika Dimitrija Andrusova, chcem v tejto práci predložiť československým čitateľom výsledky svojich výskumov v najnovšej koncepcii.

Nové rozdelenie bradlových sérií

Kritériá vymedzenia sérií bradiel

Starší sedimentačný hemicyklus bradlových sérií od triasu, prípadne liasu alebo aalenu do kalovo-luzitánu sa vyznačuje výraznou, hoci oscilačnou tendenciou k prehľbovaniu. Vplyv pevniny sa tu prejavuje len v starších cykloch. Rovnako druhý sedimentačný hemicyklus sa tiež vyznačuje oscilačnou tendenciou, ale k splytčovaniu. Vplyv pevniny sa tu prejavuje vo vrchnom neokóme a tiež v cenomane-turóne. Druhý hemicyklus sa končí vynorením a zvrásnením.

Za najdôležitejšie kritérium rozdelenia bradlových útvarov na série bola prijatá následnosť a litologicko-faciálny vývoj stratigrafických celkov dogeru a malmu (K. Birkenmajer 1953b, 1956b, K. Birkenmajer, J. Znosko 1955). Sedimenty, ktoré vznikli v tomto období, majú charakter batyálny a abysálny. V jednotlivých sériách je rôzna následnosť vzhľadom na hĺbkovú rôznorodosť geosynklinály bradiel.

Počet bradlových sérií a ich rozmiestenie

V stavbe bradlového pásma môžeme teraz vydeliť tieto série, ktoré zahrnujú útvary staršie ako senón (K. Birkenmajer 1953b, 1956b):

a) bradlové série (pienidy):

- | | | |
|-----------------------|----------------------------------|--------------------------------------|
| 1. czorstynská séria, | | |
| 2. niedzická séria, | } prechodná pie-
ninská séria | } pieninská séria
v širšom zmysle |
| 3. séria Braniska, | | |
| 4. pieninská séria, | | |

b) príhlhlé série (tatrídy a granídy):

1. vysokotatranská séria manínska a haligovecká (tatrídy — A. Matějka — D. Andrusov 1931, D. Andrusov 1934, 1938),
2. subtatranská séria kostelecká (granídy — D. Andrusov 1938).

V polskej časti bradlového pásma vystupujú len série pieníd. Za terajšieho stavu výskumov možno tu vydeliť štyri rôzne série, ktoré sú pravdepodobne aj rôznymi tektonickými jednotkami. Skladajú sa zo súvrství od aalenu, prípadne liasu do cenomanu-turónu. Rozmiestenie týchto sérií v bradlovom pásme poukazuje s najväčšou pravdepodobnosťou na to, že v bradlovej predsenónskej sedimentačnej oblasti pieninská séria sa usadzovala najjužnejšie, v strede sa usadzovala séria Braniska, ďalej niedzická séria a najďalej na severe sa nachádzala sedimentačná oblasť czorstynskej série. V období predsenónského vrásnenia boli tieto série na seba nasunuté od juhu k severu tým spôsobom, že navrchu sa dnes nachádza pieninská séria, nižšie séria Braniska, potom niedzická a najnižšie czorstynská séria.

Stratigrafia bradlových sérií¹

Czorstynská séria

Czorstynská séria v dnešnom poňatí zodpovedá subpieninskej sérii D. Andrusova (1927, 1938, 1945, 1953, A. Matějka — D. Andrusov 1931). Názov subpieninská séria, ktorý je prevzatý z tektonickej terminológie V. Uhliga (1907) nie je však správny, keďže czorstynská séria leží pod sériou Braniska a niedzickou. „Versteinerungsreiche Facies“ V. Uhliga (1890) čiastočne patrí niedzickej sérii. Czorstynská séria L. Horwita je čiastočne niedzickou sériou i sériou Braniska.

V stratigrafickom komplexe czorstynskej série nenachádzame rádiolaritové súvrstvie, čím sa ľahko odlišuje od ostatných.

¹ Stratigrafia jury a kriedy v tejto práci sa zhoduje s delením, ktoré použil D. Andrusov (1945, 1953).

	Pieninská séria 520—570 m		Séria Braniska 643 m	
Turon Cenoman	„strednokriedový“ flyš globotrunkánové sliene	100 m 40 m	„strednokriedový“ flyš globotrunkánové sliene	70 m 40 m
Alb	sideritové sliene	25 m	globigerínovo rádiolariové vrstvy	15 m
Apt	globo-trunkánové sliene riové vrstvy	20 m		
Barem Hoteriv Valanž	rohovcový vápenec ..	100—150 m	rohovcový vápenec	80 m
Berias				
Titón	rohovcovo-kalpionelový vápenec	20 m	rohovcovo-kalpionelový vápenec	35 m
Kimeridž Luzitán*)	rohovcový podkalpionelový vápenec	5 m	hluznatý alebo pseudo-hluznatý vápenec	4 m 5 m
Oxford	zelené rádiolarity	40 m	zelené rádiolarity	15 m
Kalov	„mangánové“ rádiolarity ..	20 m	„mangánové“ rádiolarity ..	10 m
Batón	nadposidóniové vrstvy	50 m	nadposidóniové vrstvy	50 m
Bajos	(a šedý krinoidový vápenec)			
A a l e n	vrchný	posidóniové vrstvy	sférosideritové bridlice	4 m
	stredný		posidóniové vrstvy	100 m
	spodný		„nadflyšové“ vrstvy	5 m
			flyšový aalen	200 m
			„podflyšové“ vrstvy	10 m
Toark	?		?	
Domer	amalteový škvrnitý vápenec	? m	?	
Pliensbach — litaring + rias	?		? škvrnitý vápenec s U. jamesoni a D. davoei	? m
			?	

* Horizont *P. transversarium* a *P. bimammatum*

Niedzická séria 185—200 m	Czorsztyňská séria 340—390 m
„strednokriedový“ flyš 70 m globotrunkánové sliene 40 m	„strednokriedový“ flyš 100 m globotrunkánové sliene 40 m
globigerínovo-rádiolaritové vrstvy 10 m	globigerínovo-rádiolaritové vrstvy b. bez rohovcov 5 m
rohovcový alebo pseudorohovcový vá- penec 2—3 m	a. s rohovcami 12 m globigerínové vrstvy 2—5 m
kalpionelový vápenec 2—3 m vrchný hluznatý vápenec s kalpionelami 8 m alebo 2 m	krinoidový vápenec titónu-beriasu ¹ 16 m (alebo globochaetový vápenec) brachiopodový a detritický vápe- nec 6 m (alebo rogožnícke lumachely) kalpionelový vápenec 10 m hluznatý vápenec s kalpionela- mi 2 m
vrchný hluznatý vápenec bez kalpionel 5 m vrchné červené rádiolarity 4 m zelené rádiolarity 4 m spodné červené rádiolarity 1 m spodný hluznatý vápenec 5—7 m červený krinoidový vápenec 2—5 m biely alebo šedý krinoidový vá- penec 3—5 m	hluznatý vápenec bez kal- pionel = czorsztyňský vápenec 10—15 m červený krinoidový vápenec 10 m biely krinoidový vápenec .. 100—150 m
sférosideritové bridlice 5 m	sférosideritové (murchisoniové) bridlice 10 m opalínové sliene 10 m
opalínové sliene 10 m	
flyšový aalen 20—30 m	? flyšový aalen 0,5 m
?	?

V niekoľkých starších prácach (K. Birkenmajer 1953b, 1954, 1956b) som považoval za najstaršie súvrstvie spomínanej série v okolí Czorstyna tzv. „podflyšové vrstvy“ tvorené zelenými bridlicami s konkréciami sideritov (spodný aalen-? lias) a vyššie položený niekoľko desiatok metrov mocný komplex bridličnato-pískovcový so sludou (flyšový aalen) a *Posidomya alpina* (G r a s). Flyšový aalen ležiaci nižšie ako sliene s *Leioceras opalinum* by mal zodpovedať spodnému aalenu.

Výsledky posledných výskumov (K. Birkenmajer 1956c) opierajúce sa o šurfy však ukázali, že obe vyššie uvedené súvrstvia patria k sérii Braniska. Iba na jednom mieste v celom bradlovom pásme Poľska v dosť neistej tektonickej pozícii vystupuje flyšový aalen (Czorstynský zámok) sotva 0,5 m hrubý, tvorený bridlicami a sludnatými pieskovecami.

Nasledujúcim súvrstvím nájdeným na mnohých miestach sú opalínové sliene. Sú to bridličnaté sliene a slienité vápence šedej alebo šedomodrej farby, obyčajne škvrnité s veľmi drobnými lístočkami muskovitu. Nachádzame v nich faunu horizontu *Leioceras opalinum* (stredný aalen), ktorú opísal V. U h l i g (1890) a starší autori. Hrúbka opalínových vrstiev sa pohybuje okolo 10 m.

Ďalším súvrstvím sú sférosideritové bridlice (murchisoniové). Sú to čierne, alebo modročierne bridlice a sludnaté íly s nevelkými diskoidnými sférosideritami. Nachádzame v nich faunu horizontu *Ludwigia murchisonae* (vrchný aalen) opísanú V. U h l i g o m (1890) a staršími autormi. Mocnosť sa pohybuje okolo 10 metrov.

Nad sférosideritovými bridlicami sa objavuje biely krinoidový vápenec. Je to masívny, drobno alebo stredozrnný krinoidový vápenec bielej, šedavej, na ružovelej, načervenelej farby. Miestami v ňom nachádzame zrohovatelé alebo hľuznaté partie. Obsahuje zrná kremeňa o rozmeroch od niekoľko mm do 1,5 cm a úlomky modravých dolomitov a vápencov (stredný trias) 0,5–20 mm a tiež úlomky višňovočervených bridlíc (? keuper) o rozmeroch 5–10 mm. Množstvo allochtonného materiálu dosahuje obyčajne niekoľko ‰. Z fauny tu nachádzame zriedkavé, zle zachované brachiopóda, ktoré podľa V. U h l i g a (1890) patria k bajosu. Biely krinoidový vápenec dosahuje hrúbku 100 a dokonca až 150 m.

Nasledujúcim súvrstvím je červený krinoidový vápenec. Je to drobnozrnný až stredozrnný lavicovitý alebo bridličnatý vápenec farby červenej, ružovej, zriedkavejšie pestrých farieb. Nachádzame v ňom drobné zrná kremeňa a niekedy úlomky triasových dolomitov a vápencov menšie ako 1 mm. Fauna opísaná V. U h l i g o m (1890) poukazuje na bat. Hrúbka vrstiev nepresahuje 10 m.

Súvrstvia od kalovu po kimeridž predstavujú hľuznatý vápenec bez kalpionel, známy v literatúre pod menom czorstynský. Je to tmavočervený, menej často ružový alebo zelenkavý konkréciovitý (hľuznatý) vápenec. Hojné sú v ňom amonity. Smerom nahor sa stáva viac lavicovitý a nadobúda svetlejšiu farbu. Fauna opísaná V. U h l i g o m (1890) a jeho predchodcami poukazuje na kalov,

argov a kimeridž, niečo však pochybností o tom, že aj ostatné súvrstvia malmu sú tu zastúpené, hoci faunisticky nedokázané. Vo vyšších partiách czorstynského vápenca sa objavuje *Globochaete alpina* L o m b. (K. B i r k e n m a j e r 1954). Charakteristickým znakom tohto vápenca je neprítomnosť klasického materiálu. Hrúbka tohto vápenca sa pohybuje okolo 10—15 m.

Vývoj titónu czorstynskej série je veľmi pestrý a plytkovodnejší ako czorstynský vápenec. Nad czorstynským vápencom sa tu objavujú červené hluznaté alebo lavicovité vápence s *Calpionella alpina* L o r., *C. eliptica* C a d., *Globochaete alpina* L o m b., mocné asi 2 m. Vyššie nachádzame masívny, alebo slabolavicovitý biely, jasnožltý, jasnoružový vápenec so stylolitmi. Dosahuje 10 m hrúbky. Mikrofauna je analogická s predchádzajúcim súvrstvom.

Nad kalpionelovým vápencom sa objavujú brachiopódové vápence, alebo rogožnicke lumachely. Brachiopódové vápence sú krehké, jasnoružové, žltkavé vápence s brachiopódami, aptychmi a krinoidmi. Fauna brachiopód, viackrát opísaná rôznymi autormi, poukazuje na spodný titón (porov. V. U h l i g 1890). Vo vrchných partiách brachiopódového vápenca často nachádzame jasnožlté, alebo ružové vápence zložené z rozdrobených kalpionelových vápencov druhotne stmelených kalcitom. Mocnosť brachiopódových vápencov dosahuje asi 6 m.

Rogožnicke lumachely, známe z geologickej literatúry bohatou faunou, líšia sa od brachiopódových vápencov väčším množstvom amonitov a menším množstvom vápnitého tmelu. Mocnosť nie je možné presnejšie stanoviť, pravdepodobne sa pohybuje okolo 20 m, ba dokonca aj 40 m (?). Tieto lumachely podobne ako kalpionelové vápence patria spodnému titónu.

Vrchný titón a berias tvoria červené alebo niekedy pestré krinoidové vápence bez kremenných zŕn. V niektorých partiách sú hluznaté a vtedy v nich nachádzame *Globochaete alpina* L o m b., *Solenopora* sp. a veľmi zriedkavo *Tintinnopsella* cf. *carpathica* (M u r g. a F i l i p) (porovn. K. B i r k e n m a j e r 1954). Krinoidové vápence titónu-beriasu dosahujú mocnosť až 16 m. Pravdepodobne ekvivalentom krinoidových vápencov titónu-beriasu v okolí Falsztyna sú biele, zelenkavé a ružové vápence so vzácnymi krinoidmi a s veľkým množstvom *Globochaete alpina* L o m b. (*Globochaetový vápenec* — K. B i r k e n m a j e r 1954.) Zriedkavo sa tu nachádzajú *Tintinnidae*: *Calpionella alpina* L o r., *C. eliptica* C a d. Mocnosť tohto súvrstvia sa pohybuje pravdepodobne okolo 4 m.

Titón a berias czorstynskej série nemá prímies detritického materiálu terigénneho pôvodu.

Nad krinoidovým vápencom titónu-beriasu, prípadne nad globochaetovými vápencami sa objavuje súvislá poloha súvrství neokómu, objavených autorom r. 1950 (porovn. K. B i r k e n m a j e r 1953a, b, 1954). Sú bez fauny a na ich neokómsky vek sa usudzuje z toho, že podložie je tvorené titónom-beriasom a nadložie slieňmi s mikrofaunou albu a cenomanu. Ďalším súvrstvom sú globigerínové vrstvy, tvorené červenými a pestrými bridličnatými alebo hluznatými

slienitými vápencami a slieňmi preplnené globigerínami (až 70 % objemových). Mocnosť tohto súvrstvia je veľmi malá a dosahuje sotva 2–5 m a v dôsledku tektonických tlakov je často zredukované na nulu. Tieto vrstvy odpovedajú pravdepodobne valanžu.

Smerom nahor prechádzajú globigerínové vrstvy v globigerínovo-rádiolari-tové. Nižšiu časť tohto horizontu (pravdepodobne valanž-barem) tvoria tenko-lavicovité slienité vápence a zelené i čierne sliene, často s tmavými škvrnami a so zelenými i čiernymi rohovcami (vo vápencoch). Nachádzame v nich množstvo rádiolarií a globigerín. Mocnosť súvrstvia sa pohybuje okolo 12 m. Globigerínovo-rádiolaritové vrstvy s rohovcami sú faciálnym i vekovým ekvivalentom rohovcových vápencov neokómu ostatných bradlových sérií.

Vo vyšších partiách globigerínovo-rádiolaritových vrstiev rohovce miznú a objavujú sa slienité bridlice a čierne i zelené škvrnité sliene s množstvom globigerín a rádiolarií. Dosahujú hrúbky 5 m. Považujú sa za barém-alb, keďže v najvrchnejšej časti tohto súvrstvia na kontakte s globotrunkánovými slieňmi cenomanu objavuje sa v nich mikrofauna albu s *Thalmaninella ticinensis* (G a n d.).

Nad albom sa objavuje súvislá poloha globotrunkánových slieňov. V nižších partiách sú zelené a už M. K s i ą z k i e w i c z (1950, str. 329) a po ňom autor (1952, 1953a, b, 1954, 1956b, c) našiel v nich *Rotalipora apenninica* (R e n z). Táto globotrunkána spolu s ostatnými, ktoré sa tu s ňou nachádzajú, poukazuje na cenoman. Vyššie sa objavujú pestré sliene, v ktorých nachádzame globotrunkány cenomanu a turónu a nakoniec červené (višňovo alebo tehlovočervené) sliene s globotrunkánami zo skupiny *Globotruncana lapparenti* B r o t z. turón-ského veku. Mocnosť celého tohto komplexu globotrunkánových slieňov dosahuje asi 40 m. Z tohto komplexu označeného L. H o r w i t z o m ako spodný cenoman pochádza (pravdepodobne zo spodnej časti) ním opísaná fauna *Neohibolites ultimus* (d'O r b.) a *Aucellina gryphaeoides*.

Nad globotrunkánovými slieňmi sa objavujú flyšoidné pieskovcovo-bridlič-naté sedimenty, ktoré L. H o r w i t z (1938) považuje za stredný cenoman na základe podobnosti s orlovskými pieskovecami z údolia Váhu. Sem patrí tiež pieskovcovo-bridličnaté súvrstvie z okolia Horných Sromowiec, z ktorých L. H o r w i t z (1938, L. H o r w i t z — E. R a b o w s k i 1929) opísal zle zachovanú faunu mlžov a plžov s *Exogyra columba* L m k., považovanú ním za santón. Opierajúc sa o výsledky svojich výskumov, toto flyšové súvrstvie nazvané „flyšovým cenomanom“ (1953b, 1954) na základe *Exogyra columba* L m k., ktorá v ňom vystupuje, riadiac sa úvahami D. A n d r u s o v a (1945), zaradil som do cenomanu niedzickej série. Výsledky posledných prác (K. B i r k e n m a j e r 1956b, c) však ukázali, že vrstvy s faunou popísanou L. H o r w i t z o m ako „santón“ sú najmladším súvrstvím czorstynskej série. Až do zrevidovania tejto fauny (ktoré robí doc. Dr. B r. K o k o s z y ň s k a) na základe ich posta-

venia nad globotrunkánovými slieňmi, opisovaný strednokriedový flyš musíme počítať k turónu. Jeho mocnosť dosahuje 100 m.

Niedzická séria

Tento názov zaviedol autor (1953b); pochádza od dediny a zámku Niedzica v poľskom Spiši. Na poľskom území je najlepšie vyvinutá medzi Falsztynom, Niedzicou a Czorstynom a potom v okolí Jaworiek a Białej Wody, odkiaľ sa tiahne k východu na Slovensko. Je dosť podobná czorstynskej sérii, od ktorej sa líši prítomnosťou vodčieho horizontu rádiolaritov v oxforde-luzitáne, menej pestrým vývojom titónu a prítomnosťou slabo vyvinutého rohovcového vápenca v neokóme. Najcharakteristickejším znakom niedzickej série je vystupovanie dvoch horizontov hľuznatého vápenca (spodný a vrchný), oddelenými rádiolaritmi. Bradlá tejto série sú počítané V. Uhligom a L. Horwitzom k czorstynskej sérii (Versteinerungsreiche Facies). K niedzickej sérii patria II. prechodná pieninská séria — typ Kosarzyska a I. prechodná czorstynská séria — typ Niedzický zámok, ktoré autor odlíšil v r. 1952 (K. Birkenmajer 1954), avšak po výskumoch v r. 1953 dostali spoločný názov (K. Birkenmajer 1953b).

Ekvivalentom niedzickej série na Slovensku sú pravdepodobne bradlá opísané D. Andrusovom (1931, 1938, 1953, 1945, A. Matějka — D. Andrusov 1931) ako pruský typ v Podhradskom potoku, podbielsky typ (bradlo Červený kameň) a niektoré odrody kysuckého typu (bradlo Oravského zámku) — (porovn. K. Birkenmajer 1953b, 1956b, K. Birkenmajer — J. Znosko 1955).

Najstarším súvrstvím niedzickej série je nedávno zistený flyšový aalen (K. Birkenmajer 1956b, c). Sú to čierne bridlice a šedé silne sľudnaté pieskovce, ktorých maximálna mocnosť pravdepodobne neprekračuje 20—30 m. Sú bez fauny a k spodnému aalenu boli priradené na základe analógie so sériou Braniska.

Vyššie sa objavujú sliene a slienité bridlice, tiež šedé, popoľavošedé škvrnité slienité vápence s drobným muskovitom. Na základe litologickej podobnosti s analogickými súvrstviami czorstynskej série boli priradené k opalínovým slieňom stredného aalenu. Amonity nachádzajúce sa v nich nie sú ešte spracované. Opalínové sliene dosahujú okolo 10 m hrúbky.

Nad opalínovými slieňmi vystupujú sférosideritové bridlice vyvinuté analogicky ako v czorstynskej sérii. Fauna z týchto vrstiev nie je ešte spracovaná. Na základe analógie s czorstynskou sériou boli priradené k vrchnému aalenu. Mocnosť súvrstvia dosahuje 5 m.

Bajos je zastúpený v niedzickej sérii dvomi súvrstviami o veľmi malej mocnosti v pomere k czorstynskej sérii. Nižším súvrstvom je biely alebo šedý drob-

nozrnný krinoidový vápenec s drobnými úlomkami žltých zvetralých uhličitanových hornín (dolomity stredného triasu?) a zrnami kremeňa. Mocnosť 3—5 m. Vyššie vystupuje červený a niekedy pestrý krinoidový vápenec s podobnými úlomkami ako vápenec nižšieho súvrstvia. Mocnosť 2—5 m.

Nad červeným krinoidovým vápencom sa objavuje spodný hluznatý vápenec hrubý 5—7 m. Je to hluznatý tmavočervený vápenec s veľkým množstvom hematitovo-vápenatého tmelu. Fauna tohto súvrstvia poukazuje na batón-kalov a čiastočne možno tiež bajos (K. Birkenmajer, J. Znosko 1955): *Coenoceras calloviensis* (Opp.), *Parkinsonia* sp., *Cadomites* sp. (pro parte cf. *C. rectelobatus* (Hau.)), *Phylloceras kudernatschi* (Hau.), *Calliphylloceras disputabile* (Zitt.), *Nannolytoceras tripartitum* (Rasp.). Vo vrchnej časti spodného hluznatého vápenca často vystupujú vápenato-hematitové bridlice s hojnými belemnitami.

Ďalším súvrstvím sú spodné červené rádiolarity hrubé asi 1 m. Toto súvrstvie tvoria lavice rádiolaritových a kremitých červených vápencov, ktoré sú niekedy aj zelené alebo modré.

Smerom nahor prechádzajú do zelených rádiolaritov mocných asi 4 m. Toto súvrstvie sa skladá z lavicovitých rádiolaritov a kremitých vápencov zelenej, modrej, niekedy nahnedlej farby. Konečne nad zelenými rádiolaritmi sa objavujú vrchné červené rádiolarity hrubé 4 m. V celom rádiolaritovom horizonte nachádzame množstvo aptychov. Vek určený na základe kontaktu s podložnými a nadložnými súvrstviami sa pohybuje v rozmedzí kalov-kimeridž.

Nad radiolaritmi vystupuje vrchný hluznatý vápenec bez kalpionel svetločervenej farby z *Globochaete alpina* Lomb., asi 5 m hrubý. Smerom nahor prechádza do hluznatého kalpionelového vápenca. V niektorých faciálnych vývoch niedzickej série toto súvrstvie tvorí podložie bielych kalpionelových vápencov titónu-beriasu, a preto zastupuje nižšiu časť titónu. Mocnosť okolo 2 m. V hluznatom kalpionelovom vápenci nachádzame túto faunu: *C. alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Glob. alpina* Lomb. V iných profiloch hluznatý kalpionelový vápenec zastupuje niekedy celý titón-berias a zasahuje až do valanžu. Dosahuje asi 8 m hrúbky a nachádzame v ňom nasledujúcu mikrofaunu: *C. alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Calpionellites darderi* (Colom.), *Tintinnopsella carpathica* (Murg. a Filip), *Stenosemellopsis hispanica* Colom., *Globochaete alpina* Lomb. (K. Birkenmajer 1956b). Táto mikrofauna tvorí niekoľko stratigrafických horizontov.

V tom prípade, že kalpionelový hluznatý vápenec má malú mocnosť (2 m) nachádzame nad ním v niedzickej sérii biele, alebo jasnožlté vápence mocné 2—3 m s *C. alpina* Lor., *C. elliptica* Cad., *Globochaete alpina* Lomb., analogické s kalpionelovým vápencom czorstynskej série.

Hluznaté vápence titónu-beriasu prechodia smerom nahor v rohovcový vápenec mocný asi 2 m. Skladá sa z tenkých lavíc (5—10 cm) belavej alebo ze-

lenkavej farby s čiernymi alebo modrými rohovcami. Bol tu nájdený belemnit čl. *Pseudobelus bipartitus* Bl.

Vo faciálnom vývoji niedzickej série, ktorý má v titóne nad hluznatým vápencom biely kalpionelový vápenec, súvrstvie odpovedajúce rohovcovému vápencu (pseudorohovcový vápenec) je tu vyvinuté ako 3 m horizont svetlošedého alebo svetlozelenkavého trošku slienitého a kemitého lavicovitého vápenca.

Vek rohovcového a pseudorohovcového vápenca je určený ako valanž-hoteriv čiastočne ? barém na základe analógie so sériou Braniska.

Nasledujúcim súvrstvím sú globigerínovo-rádiolaritové vrstvy deliace sa na dva oddiely. Nižší oddiel, mocný asi 5 m, tvoria slienité bridlice a kemité vápence čierneho-zelenej a zelenej farby, škvrnité s rádiolaritmi a tiež drobnozrnné kemité horniny (alleurolity) s veľkým množstvom globigerín. Môžu odpovedať baremu-aptu. Vyšší oddiel s predchádzajúcim spojený stálymi prechodmi je tvorený bridličnatými slieňmi, slienitými vápencami zelenej, červenej farby, niekedy škvrnitými s faunou amonitov, belemnitov a mľzov (spracúva doc. Dr. Br. K o k o s z y ň s k a) a tiež *Thalmaninella titicinensis* (G a n d.). Je to alb. Toto súvrstvie je vyvinuté analogicky ako v czorstynskej sérii, mocnosť nepresahuje 5 m. Nad ním vystupuje súvislá poloha globotrunkánových slieňov v tom istom poradí ako v czorstynskej sérii. Napodu zelené sliene, niekedy s čiernymi škvrnami, s *Rotalipora apenninica* (R e n z.), vyššie pestré sliene a najvyššie červené sliene s *Globotruncana* zo sk. *lapparenti* (B r o t z.) a inými foraminiferami poukazujúcimi na turón. Mocnosť globotrunkánových slieňov sa pohybuje okolo 40 m. Nad nimi vystupuje flyšový útvar podobný czorstynskej sérii, mocný vyše 70 m.

S é r i a B r a n i s k a

Názov zaviedol autor (1953b); pochádza od najvyššieho vrchu v poľskom Spiši, Braniska, 879 m vysokého, zbudovaného z jej súvrství. Táto séria je najlepšie vyvinutá v okolí Nového Targu (Maruszyna—Stare Bystre), ďalej v poľskom Spiši v okolí Krościenska a Szczawnice, odkiaľ pokračuje na Slovensko. Svojím vývojom je bližšia k sérii pieninskej ako k czorstynskej. V. U h l i g tieto série mapoval ako Hornsteinkalkfacies, L. H o r w i t z ako sériu pieninskú a niekedy ako czorstynskú. Sem patrí tiež v r. 1952 stanovená autorom (K. B i r k e n m a j e r 1954). I. prechodná pieninská séria — typ Kapušnica, ktorá vo svetle výskumov konaných r. 1953 bola premenovaná na sériu Braniska (K. B i r k e n m a j e r 1953b). Jej ekvivalentom na Slovensku je vo veľkej miere kysucká séria D. A n d r u s o v a (1938), napr. profil v rokli „V Jame“ pri Zázrivej. S kysuckou sériou porovnával D. A n d r u s o v (1929) profil v doline Dunajca naproti Niedzickému zámku (Kapušnica), ktorý je základom stratigrafie série

Braniska. K braniskej sérii patrí tiež profil bradla pri Šarišskom Jastrabí, opísaný naposledy J. I l a v s k ý m (1955).

Lias v sérii Braniska bol zistený v profiloch, v ktorých nenachádzame nič zaujímavého. Je možné, že sem patria šedé škvrnité vápence s faunou amonitov pliensbachu: *Uptonia jamesoni* (S o w.) a *Deroceras davoei* (S o w.) nájdené V. U h l i g o m (1890) pri Starom Bystrom.

Najstarším dokázaným súvrstvím sú „podflyšové“ vrstvy. Sú to zelené a čier-no-zelené bridlice, obyčajne nevápnité s konkréciami sférosideritov. Vo vyšších polohách tohto súvrstvia bola nájdená *Posidonomya alpina* (G r a s.), čo svedčí o aalenskom veku, je však možné, že nižšia časť podflyšových vrstiev patrí k liasu. Mocnosť podflyšových vrstiev sa pohybuje okolo 10 m. Ďalším súvrstvím je flyšový aalen, ktorý dosahuje 200 m hrúbky. Jeho najspodnejšia časť, mocná asi 10 m, je zložená z tmavých bridlíc s tenkými vložkami piesčitých krinoidových vápencov so štruktúrou graded bedding a sideritových vápencov. Bola tu nájdená *Posidonomya alpina* (G r a s.). V krinoidových vápencoch sa vyskytujú drobné úlomky vápencov a dolomitov (? stredný trias). Stredná časť flyšového aalenu, dosahujúca mocnosti okolo 140 m, je vyvinutá v podobe šedých a čiernych často silne sludnatých bridlíc s vložkami šedých silne sludnatých pieskovcov. Pieskovce sú jemnozrnné a nenachádzame v nich zlepenkové polohy. Vrchná časť flyšového aalenu, mocná asi 50 m, je zložená z pieskovcov prevládajúcich nad bridlicami. Pieskovce sú svetlošedej alebo belavej farby, obsahujú sludu a obyčajne detrius zuhoľnatelých rastlín. Vystupujú v nich tiež vložky allochtonného spórového uhlia (liptobiolit) typu kamenného alebo lignocelulózového uhlia, v rozmedzí od lignitu až po kamenné uhlie (L. H o r w i t z, St. D o k t o r o w i c z, H r e b n i c k i 1932).

Prechodnými vrstvami medzi flyšovým aalenom a posidóniovými vrstvami sú nadflyšové vrstvy (K. B i r k e n m a j e r 1956a). Je to tenké, asi 5 m hrubé súvrstvie, tvorené bridlicami, obyčajne slienitými s tenkými vložkami pieskovcov a hojne sa vyskytujúcim mlžom *Posidonomya alpina* (G r a s.).

Rovnako flyšový aalen ako aj nadflyšové vrstvy zodpovedajú spodnému aalenu. Stredný aalen je zastúpený posidóniovými vrstvami. Sú to slienité bridlice, slienité vápence a bridličnaté šedé, šedočierne a čierne sliene s veľmi drobnými lístkami sludy a kremitým prachom. Charakteristický je nerovný povrch odlučných plôch. Formou, niekedy aj veľmi hojnou, je *Posidonomya alpina* (G r a s.). Podľa opisu fauny posidóniových vrstiev v širšom zmysle, ktorý podáva L. H o r w i t z (1937) z posidóniových vrstiev série Braniska, pochádzajú formy *Otozamites bechei* B r g n t., *Pseudomonotis echinata* var. *doneziana* B o r i s s j., *Inoceramus* sp. aff. *fuscus* Q u., *Inoceramus* cf. *polyplocus* R o e m. f. B e n., *Astarte elegans* S o w., *Bel. (Holcobelus) munieri* D e s l., *Ptychophylloceras tatricum* (P u s c h). Mocnosť posidóniových vrstiev sa pohybuje okolo 100 m.

Nad posidóniovými vrstvami sa nachádzajú sférosideritové bridlice vyvinuté

podobne ako v czorstynskej alebo niedzickej sérii a preto sa rátajú k vrchnému aalenu. Sú bez fauny. Ich mocnosť nepresahuje 4 m.

Bajos a bat a snáď čiastočne tiež kalov reprezentujú tzv. nadposidóniové vrstvy. Sú to hrubo, alebo strednolavícovitě slienité vápence modrej alebo hnedej farby s tmavými škvrnami, s vložkami lavíc sliených a slienitých bridlíc podobnej farby. Vo výbruse často nachádzame ihlice húb, ktoré sú pôvodcom, najmä vo vyšších partiách, prekremenenia. V nižších polohách badáme niekedy prímies jemnozrnného kremeňa. Litologicky sa veľmi podobajú vrchnému triasu. Len časť fauny opísanej L. H o r w i t z o m (1937) z posidóniových vrstiev v širšom zmysle patrí k nadposidóniovým vrstvám série Braniska Bel. (*Pachyteuthis spinatus* Z i e t. f. D e s l., *Phylloceras heterophylloides* (O p p.), *Phylloceras kudernatschi* (H a u.), *Holcophylloceras zignoi* (d'O r b.), *Lytoceras polyhelictum* B ö c k h., *Lyt. adeloides* (K u d.), *Sonninia furticarinata* (Q u.), *Witchellia (Dorsetensia) liostraca* B u c k m., *Witch. (Dorset.) complanata* B u c k m., *Oppelia subradiata* (S o w.), *Oecotraustes genicularis* (W a a g.), *Stephanoceras linguiferum* (d'O r b.), *Steph. umbilicum* (Q u.), *Bradfordia liomphala* B u c k m. Veľmi zriedkavo sa vyskytuje tiež *Posidonomya alpina* (G r a s). Mocnosť nadposidóniových vrstiev sa pohybuje okolo 50 m. Nad nimi sa objavujú vrstvy mangánových rádiolaritov, hrubé asi 10 m. Sú to tenkolavícovitě šedo zelené a zelenomodré rádiolarity s tmavými škvrnami, obyčajne nevápnité s vložkami vrstiev kremenitých ílovitých bridlíc podobnej farby. Na povrchu lavíc sú časté čierne nálety od mangánu. Tieto rádiolarity sú bez fauny. Vzhľadom na svoju polohu zodpovedajú asi kalovu?

Nad mangánovými rádiolaritmi nachádzame zelené rádiolarity. Niekedy sú tiež hnedozelené a vo vyšších partiách aj zelenočervenavé. Často sú pretkávané vrstvami kremenitých vápencov podobnej farby. V komplexe zelených rádiolaritov, ktorých mocnosť sa pohybuje okolo 15 m, nachádzame množstvo aptychov.

Zelené rádiolarity prechádzajú smerom nahor do červených rádiolaritov mocných asi 5 m. Tieto sú obyčajne vápnité s vložkami kremenitých vápencov. Niekedy bývajú tiež zelenkavé, alebo pestrých farieb. Časté sú v nich aptychy.

Vek červených a zelených rádiolaritov analogicky s označením D. A n d r u s o v a (1945, 1953) môžeme považovať za kalov-kimeridž.

Nad rádiolaritmi vystupuje hľuznatý alebo pseudohľuznatý vápenec. Je lavičovitý, hľuznatý, červenej farby, prípadne pestrý, vyvinutý podobne ako v czorstynskej sérii alebo sa líši od neho vložkami červených rohovcov (pseudohľuznatý vápenec). Sú v ňom hojné aptychy. Nenachádzame v ňom kalpionely a môžeme preto usudzovať, že patrí kimeridžu. Mocnosť asi 4 m.

V titóne vystupuje veľmi charakteristické súvrstvie rohovcových vápencov fácie biancone, ktorá mizne až v baréme. Z tohto komplexu V. U h l i g (1890) uvádza *Crioceratites* zo sk. *duvali* L é v. a *Lamellaptychus didayi* (C o q u.). Titón

a berias je zastúpený rohovcovo-kalpionelovými vápencami, mocnými asi 35 m. V nižšej časti sú to lavicovité svetlozelenkavé alebo biele vápence prerastené modrými, čiernavými a zriedkavejšie červenkavými alebo zelenkavými rohovcami. V niektorých severnejších fáciách série Braniska môžu v tomto súvrství rohovce aj chýbať a vtedy nám tento vápenec pripomína kalpionelový vápenec czorstynskej série. V tomto súvrství nachádzame tieto organizmy: *C. alpina* L o r., *C. elliptica* C a d., *Globochacte alpina* L o m b.

Vyššia časť rohovcovo-kalpionelového vápenca je tvorená lavicovitými vápencami svetlokrémovej, alebo bielej farby prerastenými modravými a čiernavými rohovcami. Nachádzame tu tú istú mikrofaunu ako v nižšom súvrství a okrem nej ešte *C. undelloides* C o l o m a *Tintinnopsela carpathica* (M u r g. a F i l i p).

Vo vyššej časti biancone (valanž-barém) mocnej asi 80 m nenachádzame kalpionely. Sú to lavicovité svetlošedé, šedé a škvrnité vápence prerastené čiernymi rohovcami a tenkými vložkami čiernych bridlic (0,1–0,5 mm).

Nad rohovcovým vápencom sa objavuje súvislá poloha globigerínovo-rádiolaritových vrstiev veku barém-albského. Sú to škvrnité čierne a čiernozelenkavé slienité bridlice a škvrnité zelené bridličnaté sliene. Sú prerastené čiernymi a zelenými často kremitými slienitými vápencami a tiež aj jemnozrnnými kremitými horninami (aleurolity) šedej farby. V mikroskope vidíme veľa globigerín a rádiolarií. Mocnosť opisovaného komplexu dosahuje 15 m.

Nad globigerínovo-rádiolariovými vrstvami sa nachádzajú globotrunkánové sliene mocné asi 40 m. V nižšej časti sú podobné ako v niedzickej sérii zelené sliene, často škvrnité s *Rotalipora apenninica* (R e n z.), vyššie sú pestré sliene v najvrchnejšej partii červené sliene s *Globotruncana* zo sk. *lapparenti* B r o t z. Na základe týchto foraminifer môžeme pripustiť, že spodná časť slienov reprezentuje cenoman a vyššia zase turón.

Globotrunkánové sliene prechodia nahor do strednokriedového flyša (?turón), vyvinutého podobne ako v oboch predchádzajúcich sériách, t. j. vo fácii hieroglyfových jemnozrnných vápnitých pieskovcov zelenkavej farby, mocných asi 70 m.

Séria pieninská.

Pieninská séria, ako je opísaná v tejto práci, odpovedá typickej pieninskej sérii D. A n d r u s o v a (1927, 1938, 1945, 1953), ktorá vystupuje na Slovensku iba v údolí Oravy a v Pieninách, v Poľsku je známa predovšetkým z Pienín v okolí Maruszyny a Szaflaru. Pieninská séria vykazuje najväčšiu príbuznosť k sérii Braniska, ale výrazne sa líši od niedzickej a czorstynskej série. Najspodnejším súvrstvím tejto série sú domerské amalteové vápence vystupujúce v okolí Pieninského prelomu. Sú to škvrnité vápence a šedé, alebo modravé sliene z ktorých pochádza táto fauna opísaná L. H o r w i t z o m (1937) z posi-

dóniových vrstiev v širšom zmysle: *Phylloceras* zo sk. *portschi* Stur, *Arietitoceras* (?) aff. *nitescens* Y. et B., *Amaltheus margariatus* (Montf.), *Amaltheus* sp. Mocnosť domeru nie je ani približne známa. Rovnako je neznáme jeho podložie (? detritický lias), ani toark.

Aalen je zastúpený posidóniovými vrstvami vyvinutými podobne ako v sérii Braniska mocnými asi 100 m. Niekedy je v nich hojná *Posidonomya alpina* (Gras.).

Priamo nad posidóniovými vrstvami vystupujú nadposidóniové vrstvy tiež v podobnom vývoji ako v sérii Braniska mocné asi 50 m. Z opisu fauny, ktorý podáva L. Horwitz (1937) z posidóniových vrstiev v širšom zmysle boli identifikované iba dve formy pochádzajúce z nadposidóniových vrstiev pieninskej série *Sonninia* (*Poeciliorhynchus*) *cycloides* (d'Orb.) a *Stephanoceras* (?) sp. Vek analogicky so sériou Braniska môže sa pohybovať v rozmedzí bajosbat, čiastočne kalov (?).

V nadloží posidóniových vrstiev nachádzame v Pieninách miestami šedé krienoidové vápence niekoľko metrov mocné, ktoré našiel už D. Andrusov (1945, 1953). Nie je známy vek týchto vápencov a ich pomer k rádiolaritom. Normálne totiž nachádzame nad posidóniovými vrstvami „mangánové“ rádiolarity. Sú to tenkolavicovité, obyčajne nevápnité rádiolarity, zelenošedej, zelenkavej a hnedavej farby, často škvrnité s čiernymi náletmi zlúčenín mangánu. Ich mocnosť sa pohybuje okolo 20 m. Nenašla sa v nich fauna a predbežne môžu byť označené ako kalov ?.

Nad mangánovými rádiolaritmi sa objavujú zelené rádiolarity. Sú to zelené a zelenkavomodré rádiolarity obyčajne trochu vápnité a tiež tenkolavicovité zelenkavé kremité vápence. Mocnosť komplexu sa pohybuje okolo 40 m. Nenašla sa v nich doteraz nijaká fauna a predbežne môžu byť označené ako kalov-kimeridž.

Nad zelenými rádiolaritmi vystupuje (v oblasti Troch Korún) výnimočne niekoľko lavíc pestrých rádiolaritov a kremitých vápencov o celkovej mocnosti asi 1 m. Vo väčšine prípadov však zelené rádiolarity prechádzajú smerom nahor v lavicovité zelenavé alebo šedavé vápence (biancone), prerastené modrohnedými rohovcami. Sú mocné asi 5 m a neobsahujú kalpionely (rohovcový podkalpionelový vápenec), čo môže poukazovať na kimeridž.

Smerom nahor „podkalpionelový“ rohovcový vápenec prechádza v rohovcovo-kalpionelový vápenec. Tieto vápence podobne ako v sérii Braniska líšia sa od nižšieho súvrstvia svetlejšou svetlokrémovou farbou. Obsahujú mikrofaunu titónu-beriasu: *Calpionella alpina* Lör., *C. elliptica* Cad., *C. undelloides* Colom, *Calpionellites darderi* (Colom). *Tintinnopsella carpathica* (Murg. a Filip.) *Globochaete alpina* Lomb. Mocnosť titónu-beriasu dosahuje najmenej 20 m. Vyššie vystupujú rohovcové vápence bez kalpionel šedej farby, na spodu menej a vyššie viacej škvrnité. V najvyšších partiách sa ich farba stáva

tmavošedou a prerastajú ich podobne ako v sérii Braniska, veľmi tenké vrstvy čiernych bridlíc (0,2—0,5 cm). Rohovcový vápenec bez kalpionel, označený predbežne ako valanž-barem, prerastajú hnedomodravé alebo čierne rohovce. Mocnosť tohto súvrstvia sa pohybuje okolo 100—150 m.

Z vápencov biancone bola v staršej literatúre (viď. V. U h l i g 1890) opísaná táto fauna titónu a neokómu: *Punctaptychus punctatus* (V o l t z.), *Protetragnites quadrisulcatum* (d'O r b.), *Pseudobelus bipartitus* Bl., *Duvalia dilatata* (Bl.), *Terebratula subtriangulus* G u e m b., *Pygope janitor* (P i c t.), Iné formy spodného neokómu udávané v staršej literatúre, najmä z okolia Nového Targu ako *Lamellaptychus angulocostatus* (P e t.), *Lamellaptychus didayi* (C o q u.), *Neolissoceras grasianum* (d'O r b.), *Holcodiscus* (*Spitidiscus*) *incertus* (d'O r b.) pochádzajú čiastočne z pieninskej série, čiastočne zo série Braniska.

Nad rohovcovým vápencom biancone nachádzame podobne ako v sérii Braniska globigerínovo-rádiolaritové vrstvy, mocné asi 20 m. V nižších polohách sú to čierne, často kremité vápence, čierne slinité bridlice a zelenkavočierne škvrnité vápence. Vo vyššej partii nachádzame bridličnaté sliene a čiernozelené a zelené slienité bridlice s tmavými škvrnami. V mikroskope badáme globigeríny a rádiolarie. Vek tohto súvrstvia môže byť predbežne označený analogicky so sériou Braniska a niedzickou sériou ako brém-apt a snád aj alb. Rozdiel v pomere k obom predchádzajúcim sériám sa javí v nedostatku aleurolitov. Vyššie sa objavujú sideritové sliene. Sú to tenkolavicovité sliene a modravošedé slienité bridlice, ktoré sú prerastené tenkými polohami vápnitých sideritov. Hrúbka sideritových slienov sa pohybuje okolo 25 m. Pretože ležia v podloží cenomanských globotrunkánových slienov môžeme ich považovať za alb.

Globotrunkánové sliene sú vyvinuté podobne ako v ostatných sériách a zaberajú hrúbku asi 40 m. V nižšej časti sú to zelené a tiež pestré sliene s *Rotalipora apenninica* (R e n z.), vyššie višňovočervené a nakoniec tehlovočervené sliene s *Globotruncana* zo sk. *lapparenti* B r o t z. Vek podobne ako v ostatných sériách môže byť vymedzený v hraniciach cenoman-turón. Vo vyššej časti globotrunkánových slienov sa objavujú vložky pieskovcov a nakoniec je vyvinutý strednokriedový flyš, podobne ako v predchádzajúcich sériách. Mocnosť strednokriedového flyša (? turón) sa pohybuje okolo 100 m.

Strednokriedové vrásnenie a problém „pieninskej“ f á z y

Podľa mienky D. A n d r u s o v a a L. H o r w i t z a medzi jurou a čiastočne neokómom a strednou kriedou došlo k prerušeniu sedimentácie. Stredná krieda obalujúca v rovnakom vývoji rôzne jursko-neokómske súvrstvia bradlových sérií tvorí tzv. starší bradlový obal. D. A n d r u s o v (1938) pripúšťa, že medzi aptom

a albom došlo v pieninskom bradlovom pásme k vrásneniu zodpovedajúcemu austrickej fáze, ktoré označuje ako fázu „pieninskú“. Táto fáza mala byť príčinou vzniku podmorských bradlových príkrovov. D. A n d r u s o v neustálil nikde vo vlastných bradlových sériách primárnu diskordanciu medzi bradlovými príkrovmi zvrásnenými v „pieninskej“ fáze a na ne transgredujúcim starším obalom. Svoje úvahy oprel o jednotný vývoj strednej kriedy v bradlovom pásme a na pomeroch v údolí Váhu, kde usadeniny albu po určitom časovom prerušení (najvyšší apt, najnižší alb) údajne ležia na erodovanom urgóne manínskej série. Charakteristické je to, že alb je tu súhlasne zvrásnený so staršími útvarmi čo vidieť na profiloch D. A n d r u s o v a a na podobnej situácii v poľských Tatrách (porovn. E. P a s s e n d o r f e r 1951).

Vyššie uvedené pozorovania autora (1953a, b, 1954, 1956b) vylučujú možnosť existencie predalbského vrásnenia v bradlovom pásme. Medzi súvrstviami neokómu a cenomanu pozorujeme vo všetkých štyroch bradlových sériách Pienín na mnohých miestach postupný litologický prechod.² Možno iba pozorovať určité splytčenie (?) v strede geosynklinály, kde sa objavujú jemnozrnné kremité horniny v globigerínovo-rádiolaritových vrstvách série niedzickej a Braniska.

Rovnaký faciálny vývoj strednej kriedy a vyššieho neokómu v oblasti celej bradlovej geosynklinály je tu zviazaný s poslednou etapou rozvoja, predchádzajúcou vrásneniu, čo možno pozorovať tiež aj v iných geosynklinálach.³ Podobne rovnaký faciálny vývoj pozorujeme tiež vo flyšovej geosynklinále koncom eocénu a v oligocéne, kedy na veľkom priestore pozdejších rôznych tektonických jednotiek sa tvoria menilitové bridlice a krosenské vrstvy.

V uvedenej koncepcii k prvému vrásneniu v pieninskom bradlovom pásme došlo po cenomane-turóne, pravdepodobne v turóne a emšere. Zodpovedá asi subhercynskej fáze (K. B i r k e n m a j e r 1954, 1956b). Za tejto fázy asi vznikli štyri tektonické jednotky. Najsevernejšou a najnižšou bola czorstynská séria tvoriaca asi autochton. Vyššie jednotky sa nasunuli na czorstynský autochton nerovnomerne, prikrývajúc ho iba čiastočne. Na czorstynskej sérii obyčajne leží jednotka Braniska vlečúca v svojom podloží útržky niedzickej série rozbité na kryhy a šošovky. Na jednotku Braniska je nasunutá pieninská jednotka. Nasunuté jednotky mali pravdepodobne príkrovový charakter, avšak pred transgresiou senónu podľahli čiastočnej erózii.

² Prechody medzi súvrstviami označenými na rukopisnej mape L. H o r w i t z a ako malm-neokom pieninskej série a spodný i stredný cenoman obalu na profile Kapusnica (naproti niedzickému zámku) spozoroval prvý St. S o k o ł o w s k i (1954). Podrobnejší výskum tohto profilu, ktorý robil autor, dovoľuje tvrdiť, že L. H o r w i t z o v spodný cenoman je vrchným neokómom (vrstvy globigerínovo-rádiolariové). Preto tiež, hoci mienka St. S o k o ł o w s k e h o, že medzi neokómom a strednou kriedou v bradlovom pásme je neprerušená šedimentácia je zásadne oprávnená, ale nepodopretá faktami.

³ K podobnému záveru prichádza nedávno tiež M. M a h e l (1955, str. 15).

Porovnanie stratigrafie strednej kriedy v Pieninách a v údolí Váhu

Stratigrafia strednej kriedy pieninského bradlového pásma vo vyššie uvedenej koncepcii sa javí iná ako vo svetle klasických výskumov D. Andrusova v údolí Váhu. V Pieninách je alb vo vývoji slieňov bez sideritov podobne ako spodný alb v Zemianskej dedine (D. Andrusov 1945, 1953), cenoman-turón v spodnej časti vo vývoji globotrunkánových slieňov, vo vyššej časti vo flyšovom vývoji.⁴ V údolí Váhu naproti tomu je alb zastúpený sférosideritovými slieňmi a cenoman (v plytkom vývoji) pieskovcami bohatými na skameneliny a najmä mlže s *Exogyra columba silicea* Lmk. Nič nepoukazuje na možnosť vystupovania turónu.

Pre objasnenie týchto rozdielov možno pripustiť, že 1. alebo v bradlovom pásme údolia Váhu dochádza k ľaciálnej zmene a skoršiemu vynoreniu alebo že 2. albské sférosideritové slieňe a cenomanské orlovské pieskovce nepatria k vlastnému bradlovému pásmu, sú však najmladšími súvrstviami manínskej série (porovn. K. Birkenmajer 1953a, str. 301, 1953b). V prospech druhej možnosti hovorí to, že sférosideritové slieňe a orlovské pieskovce nachádzame iba (ako to vyplýva z opisov D. Andrusova 1938, 1945, 1953) v najbližšom susedstve bradiel manínskej série, s ktorými sú spolu zvrásnené. Naproti tomu už na Orave tieto série chýbajú.

Manínska série, ako to už často zdôrazňoval D. Andrusov, je ekvivalentom vysokotatranskej série. V Tatrách však chýba cenoman, ale je zastúpený už v Inovci, ako to vidno z výskumov M. Mahela (1950).

Bolo by potrebné overiť si, či sférosideritové slieňe albu a cenomanské orlovské vrstvy spolu so staršími súvrstviami manínskej série netvorí prípadne vyššiu tektonickú jednotku nasunutú na vlastné bradlové pásmo a či zpod manínskej jednotky v takomto poňatí nevynárajú sa jurské a kriedové súvrstvia pieninskej série v širšom zmysle. Vek tohto nasunutia a prvého zvrásnenia manínskej série by bol podobne ako aj vo vysokotatranskej sérii strednokriedový, alebo dokonca vrchnokriedový.

Geologicko-stratigrafické laboratórium
Poľskej akadémie vied, Kraków (Poľsko)

Recenzoval D. Andrusov

Z poľštiny preložil J. Zelman

⁴ Je veľmi pravdepodobné, že tehlovočervené slieňe typu „púchovských“, opísaných A. Matějkom a B. Leškom (1953) z oblasti bradlového pásma medzi Hanušovcami a riekou Laborcom počítané týmito autormi ku kriedovému obalu, patria ku globotrunkánovým slieňom jednej zo štyroch novovydelených jednotiek bradlového pásma. V podobných slieňoch označených tiež ako „púchovské“ v bradlovom pásme vých. Slovenska, V. Kantorová (1953) zistila horizont s *Rotalipora apenninica* (Renz) známy už dávnejšie z bradlového pásma Poľska.

- Andrusov 1927: Předběžná zpráva o geologických výzkumech ve vnitřním pásmu bradlovém na Slovensku (1925—1926). *Compte rendu préliminaire sur les recherches géologiques exécutées dans la zone des Klippes internes de la Slovaquie* (1925—1926). *Věstník Státního geol. ústavu ČSR*, r. III, Praha. — 1929: Příspěvky ke geologii severozápadních Karpat IV. Útesové pásmo v Pěninách. *Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Quest. IV. Les Klippes Piénines*. *Věstník Státního geol. ústavu ČSR*, r. V, č. 6, Praha. — 1931: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. I. Úvod, č. II. Stratigrafie trias a lias. *Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. I. Partie: Introduction, II. Partie: Stratigraphie, Trias et lias*. *Rozpr. Státního geol. ústavu ČSR*, VI, Praha. — 1934: O tektonickém postavení Haligoveckého útesu v Pěninách. *Sur l'appartenance tectonique de la klippe de Haligovce dans les Piénines*. *Věstník Státního ústavu geologického ČSR*, r. X, Praha. — 1936: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. III. Tektonika. *Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. III. Pt.: Tectonique*. *Rozpr. Státního ústavu geologie ČSR*, IX, Praha. — 1945: Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v západních Karpatech. Č. IV a V. Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. *Práce Štát. geol. ústavu ČSR* 13, Bratislava. — 1953: *Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes occidentales*. *Geol. práce SAV*, 34, Bratislava. — Birkenmayer K. 1952: W sprawie morskiego miocenu na Podhalu. *La question du miocène marin de Podhale (Carpathes Centrales)*. *Rozn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, vol. XXI, Kraków. — 1953: Tektonika pienińskiego pasa skałkowego. *Region. Geol. Polski*, t. I, Karpaty, z. 2 Tektonika. *Pol. Tow. Geol.*, Kraków. — 1953/b: Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen — belt series in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci. Cl. III*, vol. I, No. 6, Varsovie. *Peredvaritelnyj peresmotr stratigrafii klippenskogo pojasa v Pieninach (Centralnye Karpaty)*. *Bull. Pol. Akad. Nauk*, otd. III, t. I, No. 6, Varšava. — 1954: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w pienińskim pasie skałkowym w latach 1950—1951. *Geological reserchcs in the Pieniny Klippen-belt (Central Carpathians)*. *Inst. Geol. Biul.* No. 86, Warszawa. — 1956/a: Badania geologiczne andezytów okolic Szczawnicy. *Przegl. Geol.* z. 2, Warszawa. — 1956/b: Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. *Wydawn. Geol.*, Warszawa (w druku). — 1956/c: Zabytki przyrody nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. Cz. I.: odcinek przełomowy doliny Dunajca między Zamkiem Czorsztynem a Zamkiem Niedzica. *Roczn. Ochrony Przyrody*, vol. 24, Kraków (w druku), i J. Znosko 1955: Przyczynek do stratigrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. *Contribution to the stratigraphy of the Dogger and Malm in the Pieniny Klippen-belt (Central Carpathians)*. *Roczn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pologne)*, vol. XXIII, Kraków. — Horwitz L. 1937: Fauna i wiek warstw posidonioowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. A. Część ogólna, B. część szczegółowa. *La faune et l'age des couches à Posidonomyes (Zone Pénine des Klippes, Karpates Polonaises)*. A. Partie générale, B. partie détaillée. *Spraw. Państw. Inst. Geol. (Bull. Inst. Geol. Pologne)* vol. VIII/4 et IX/1, Warszawa. — 1938: *Studia nad stratygrafią osłony Skałek Pienińskich*. Cz. I. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniw. *Études stratigraphiques sur la couverture des Klippes Piénines (Karpates Polonaises)*. I-ère partie. *Aperçu sur la subdivision de la couverture des Klippes*. *Spraw. Państw. Inst. Geol. (Bull. Inst. Geol. Pologne)* vol. IX/2, Warszawa. i St. Doktorowicz Hrebicki 1932: O węglu w Szczawnicy i okolicach. *Sur la houille à Szczawnica et aux environs*. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. (Inst. Geol. Pol.)* No. 33, Warszawa. i F. R a b o w s k i 1929: Przewodnik do wycieczki Pol. Tow. Geol. w Pieniny 18—21. 5. 1929. *Excursion dans les Piénines de la Société géol. de Pologne*, 18—21. 5. 1929. *Guide.* *Roczn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. géol. Pologne)*, vol. VI, Kraków. — I l a v s k ý J. 1955: Výskyty manganovej rudy v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. *Vor-kommen von Manganerze in der Klippenzone bei Šarišské Jastrabie*. *Geol. Sbor. SAV*, r. VI, 1—2,

Bratislava. — Kantorová V. 1953: O dvojakom veku púchovských slieňov. Über das zweierlei Alter der „Puchower Mergel“. Geol. Sbor. SAV, r. IV, 1—2, Bratislava. — Książkiewicz M. 1950: O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich. On the age of variegated marls in the Flysch of the Western Carpathians. Pol. Tow. Geol. Rocznik (Ann. Soc. géol. Pologne), vol. XIX/2, Kraków. — Maheľ M. 1950: Obalová séria Inovce. La couverture sédimentaire du Massif de l'Inovec. Geol. Sbor. SAV, r. I/1, Bratislava. — 1955: Úvahy o prikrývovej stavbe centrálnych západných Karpát. Erwangungen über den Deckenbau der Westkarpaten. Geol. Práce. Zprávy 3, SAV, Bratislava. — Matějka A., Andrusov D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie et les régions avoisinantes. Knih. Stát. geol. úst. ČSR, 13 a Praha. — Leško B. 1953: Flyš a vnitřní pásmo bradlové na východním Slovensku mezi Hanušovci a Humenným. Der Flysch und die innere Klippenzone in der Ostslowakei zwischen Hanušovce und Humenné. Geol. Sborn. SAV, r. IV/1—2, Bratislava. — Passendorfer E. 1951: Kreda Tatr. Region. Geol. Polski, t. I. Karpaty z. 1. Stratygrafia, Pol. Tow. Geolog., Kraków. — Sokołowski S. 1954: Kilka spostrzeżeń z geologii pieniniego pasa skalowego. Quelques nouvelles observations sur la géologie de la zone Klippes Piénines. Inst. Geol. Biul. No 86, Warszawa. — Uhlig V. 1890: Ergebnisse geologischer Aufnahmen in der Westgalizischen Karpathen II. Th. Der pieninische Klippenzug Jb. geol. R = A., Bd 40/3—4, Wien. 1907: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzber. Akad. Wiss. Wien, Bd. CXVI, Wien.

КРИШТОФ БИРКЕНМАЙЕР

НОВЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПИЕНИНСКОЙ КЛИППОВОЙ ЗОНЫ В ПОЛЬШЕ

Произведенные мной за последнее время исследования в клипповой зоне Пиенин и составление новой геологической карты этой области в масштабе 1:10.000., сопровождавшееся шурфованием, позволили мне установить в Пиенинах новую стратиграфию клипповых серий и их чехла. Хотя при своих изысканиях я во многом опирался на более старые работы Л. Горвица и Д. Андрусова, мои заключения относительно строения клипповой зоны Пиенин, а следовательно и всей зоны клипп Западных Карпат, значительно отличаются от тех, которые делали упомянутые авторы.

Я установил, что в Пиенинах можно различить четыре основных серии клипп, которые я называю чорштынской, нездишкой, Браниска и пиенинской. В противоположность тому, что предполагали до сих пор, я констатировал, что во всех этих сериях представлены слои юры, нижнего мела, альба, сеномана и, повидимому, турона. Стратиграфические разрезы каждой из этих фаций даны на приложенной стратиграфической таблице. Интересно отметить значительное развитие флишевой фации нижнего доггера в некоторых сериях и наличие неокома в чорштынской серии — до сих пор это не было известно. Удалось установить, что во всех сериях существует не только постепенный переход от юры к неокому, — что принималось и в более ранних работах для многих серий клипповой зоны, — но и постепенный переход между неокомом, альбом, сеноманом и туроном. Эти наблюдения приводят к заключению, что в сериях клипп, которые еще прежде назывались „пиенидами“, процессы складкообразования не могли происходить между неокомом и альбом, как это предполагал Д. Андрусов, а имели место только после сеномана или даже после турона, т. е., что здесь проявилась субгерцинская фаза. В Пиенинах, также как и во всей клипповой зоне, в то время образовались покровы, которые были трансгрессивно перекрыты сеномом. Интересно отметить, что сеноман и, вероятно, турон всегда и во всех сериях представлены глоботрункановой фацией,

очень отличающейся от фации, известной в клипповой зоне Поважья. Не только фация, но и мощность отложений альба-турона различна: в пниидных сериях она сравнительно небольшая, в сериях нормального чехла — гораздо более значительная.

*Геолого-стратиграфическая лаборатория,
Польской Академии Наук,
Краков (Польша)*

Перевод со словацкого В. Андрусовой

(Таблица на стр. 94—95.)

KRISTOF BIRKENMAJER

NEUE FORSCHUNGEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER PIENINISCHEN KLIPPENZONE IN POLEN

In letzter Zeit betrieb ich in der Klippenzone in den Pieninen geologische Forschungen und nahm daselbst eine geologische Karte im Masstabe 1 : 10.000 auf. Diese Kartenaufnahme war mit Schurfarbeiten verbunden. Auf Grund dieser Forschungen konnte ich eine neue Stratigraphie der Klippenzone und der Klippenhülle aufstellen, obwohl ich in mancher Hinsicht auf die Arbeiten älterer Autoren (besonders L. Horwitz und D. Andrusov) aufbaute. Abweichend sind meine Ansichten über den Bau der Klippenzone in den Pieninen und somit auch der ganzen Klippenzone der Westkarpathen. Ich stellte fest, daß sich in den Westkarpathen 4 Grundserien der Klippen unterscheiden lassen. Ich bezeichne sie folgendermassen: Czorsztynská-Serie, Niedzická-Serie, Serie des Gebirges Branisko und Pieninská-Serie. Zum Unterschied von den bisherigen Ansichten stellte ich fest, daß diese Serien aus Schichten des Jura, der Unterkreide, des Albiens, Cenomans und wahrscheinlich auch des Turons bestehen. Die stratigraphischen Serien der einzelnen Ausbildungen sind in der beigeschlossenen stratigraphischen Tabelle übersichtlich dargestellt. Es ist interessant, daß es mir gegen die bisherigen Voraussetzungen gelang, bedeutende Erweiterungen in allen Serien der Flyschausbildung des unteren Doggers und auch das Vorkommen von Neokom in der Czorsztynská-Serie festzustellen. Ferner beobachtete ich einen allmählichen Übergang nicht nur zwischen Jura und Neokom, wie schon in den älteren Arbeiten für viele Serien der Klippenzone angeführt wurde, sondern auch zwischen Albien, Cenoman und Turon. Aus diesen Forschungen geht hervor, daß sich die Auffaltung in den Klippenzonen, welche schon seit längerer Zeit als „Pieniden“ bezeichnet wurden, keineswegs, wie auch D. Andrusov zuläßt, zwischen Neokom und Albien abgespielt haben konnte, sondern nach dem Cenoman und eventuell auch nach dem Turon, d. h. während der subhercynischen Faltungsphase. Zu dieser Zeit wurden in den Pieninen, sowohl wie auch in der übrigen Klippenzone, Decken aufgeschoben, auf welche transgressiv Senon abgelagert wurde. Interessant ist die in allen Serien systematisch auftretende Globotruncanenabildung des Cenomans und vielleicht auch des Turons. Diese Ausbildung unterscheidet sich bedeutend von derjenigen, welche früher aus der Klippenzone im Waagtale bekannt war. Der Unterschied besteht nicht nur in der faziellen Ausbildung, sondern auch in der Mächtigkeit der Schichtenfolge Albien—Turon, welche in den pieninischen Serien verhältnismäßig sehr klein, in der Serie der normalen Klippenhülle jedoch viel größer ist.

*Geologisch-stratigraphisches Laboratorium
der Polnischen Akademie der Wissenschaften,
Kraków, Polen*

Übersetzt von V. Dlábačová

		Pieninische Serie 520—570 m		Branisko-Serie 643 m
Turon		„Mittelkreide“-Flysch 100 m		„Mittelkreide“-Flysch 70 m
Cenoman		Globotruncanenmergel 40 m		Globotruncanenmergel 40 m
Albien		sideritische Mergel 25 m		
Aptien		schichten 20 m		Globigerinen-Radiolarien- schichten 15 m
Barrémien		Hornsteinkalk 100—150 m		Hornsteinkalk 80 m
Halérivien				
Valangien				
Bériasien				
Tithon				Hornsteinführender Cal- pionellenkalk 35 m
Kimméridgien		Hornsteinführender Unter- calpionellenkalk 5 m		Knollen- oder Pseudokno- lenkalk 4 m
Lusitanien		grüne Radiolarite 40 m		rote Radiolarite 5 m
Oxfordien				grüne Radiolarite 15 m
Kalovien		„Mangan“-Radiolarite 20 m		„Mangan“-Radiolarite 10 m
Betonien				
Bajocien		Oberposidonienschichten .. 50 m (und grüner Krinoidenkalk)		Oberposidonienschichten .. 50 m
Aalenien	oberes mittleres			sphärosideritische Schiefer.. 4 m
	unteres	Posidonienschichten 100 m		Posidonienschichten 100 m
				„Oberflysch“-Schichten 5 m Flysch-Aalenien 200 m „Unterflysch“-Schichten .. 10 m
Toarcien		?		
Domérian		Amalteenführender Flecken- kalk ? m		?
Pliensbach				? Fleckenkalk mit U. jame- soni und D. Davoci ? m
— Lotaringien				
Trias				

Niedzicka-Serie 185—200 m	Czorsztynska-Serie 340—390 m
„Mittelkreide“-Flysch 70 m Globotruncanenmergel 40 m	„Mittelkreide“-Flysch 100 m Globotruncanenmergel 40 m
Globigerinen-Radiolarienschichten 40 m	Globigerinen-Radiolarienschichten b. ohne Hornsteine 5 m
Hornstein- oder Pseudohornstein- kalk 2—3 m	a. mit Hornsteinen 12 m Globigerinenschichten 2—5 m
Calpiollenkalk 2—3 m	Crinoidenkalk Tithon-Bérias 16 m (oder Globochaetenkalk)
oberer Knollenkalk mit Calpionel- len 8 oder 2 m	Brachiopoden- u. detritischer Kalk 6 m (oder Rogoznicer Lumachellen) 6 m Calpionellenkalk 10 m Knollenkalk mit Calpionellen 2 m
oberer Knollenkalk mit Calpionel- len 5 m	Knollenkalk ohne Calpionellen = czorsztynner Kalk 10—15 m
oberer Knollenkalk ohne Calpionel- len 2 m	
obere rote Radiolarite 4 m	
grüne Radiolarite 4 m	
untere rote Radiolarite 1 m	
unterer Knollenkalk 5—7 m	roter Crinoidenkalk 10 m
roter Crinoidenkalk 2—5 m weißer oder grauer Crinoidenkalk 3—5 m	weißer Crinoidenkalk 100—150 m
sphärosideritische Schiefer 5 m	sphärosideritische (Murchisonia-) Schiefer 10 m Opalinenmergel 10 m
Opalinenmergel 10 m	Flysch-Aalenien 0,5 m
Flysch-Aalenien 20—30 m	

	Пиенинская серия . . . 520—570 м	Серия Браниска 643 м
турон сеноман	„среднемеловой“ флиш . . . 100 м глоботрункановые мергели . . . 40 м	„среднемеловой“ флиш . . . 70 м глоботрункановые мергели . . . 40 м
альб апт	сидеритовые мергели 25 м слон с глобигеринами и радиоляриями 20 м	слон с глобигеринами и радиоляриями 15 м
баррем	известняк с кремнями (силексами) 100—150 м	известняк с кремнями (силексами) 80 м
готерив		
валанжин		
берриас	известняк с кремнями и кальпионеллами 20 м	известняк с кремнями и кальпионеллами 35 м
титон		
киммеридж	известняк с кремнями, под- стилающий слой с каль- пионеллами 5 м	конкреционный или псевдо- конкреционный известняк . . . 4 м
лузитан*	зеленые радиоляриты 40 м „марганцевые“ радио- ляриты 20 м слон, лежащие над посидо- нневыми (в том числе и серый криноидный из- вестняк 50 м	красные радиоляриты 5 м
оксфорд		зеленые радиоляриты 15 м
келловей		„марганцевые“ радио- ляриты 10 м
бат		слон, лежащие над посидо- нневыми 50 м
байос		
аален	верхний	сланцы со сферосидери- тами 4 м
	средний	посидонневые слон 100 м
	нижний	
		„надфлишевые“ слон 5 м флишевый аален 200 м „подфлишевые“ слон 10 м
тоар	?	?
домер	пятнистый известняк с Amaltheus ? м	
плинсбах	?	? пятнистый известняк с V. jamesoni и D. davoei ? м
-лотаринг триас —		?

* Горизонт с *P. transversalium* и *P. bimammatum*.

Недзickaя серия	185—200 м	Чорштынская серия	340—390 м
„среднемеловой“ флиш	70 м	„среднемеловой“ флиш	100 м
глоботрункановые мергели . .	40 м	глоботрункановые мергели . .	40 м
слои с глобигеринами и радиоляриями	10 м	слои с глобигеринами и радиоляриями b) без кремней (силексов)	5 м
известняк с кремнями или псевдокремнями	2—3 м	a) с кремнями (силексами)	12 м
кальционелловый известняк	2—3 м	глобигериновые слои	2—5 м
верхний конкреционный известняк с кальционеллами	8 или 2 м	криноидный известняк титона-берриаса (или глобохетовый известняк)	16 м
верхний конкреционный известняк без кальционелл . .	5 м	брахиоподовый и детритовый известняк (или рогожницкий ракушечник) . .	6 м
верхние красные радиоляриты	4 м	кальционелловый известняк .	10 м
зеленые радиоляриты	4 м	конкреционный известняк с кальционеллами	2 м
нижние красные радиоляриты	1 м	конкреционный известняк без кальционелл = чорштынский известняк	10—15 м
нижний конкреционный известняк	5—7 м	красный криноидный известняк	10 м
красный криноидный известняк	2—5 м	белый криноидный известняк	100—150 м
белый или серый криноидный известняк	3—5 м	сланцы со сферосидеритами (мурчизониевые) с Harpoceras (Ludwigia) murchisonae	10 м
сланцы со сферосидеритами	5 м	мергели с Harpoceras (Leioceras) opalinum	10 м
мергели с Harpoceras (Leioceras) opalinum	10 м	? аален флишевый	0.5 м
флишевый аален	20—30 м		