

STRATIGRAFIA A PALEONTOLÓGIA

MILAN MIŠÍK, RUDOLF KÚŠIK, KAROL BORZA*

HORNINY SO SILIKÁTOVÝMI OOLITMI
V RÉTE A SPODNOM LIASE
BELANSKÝCH TATIER A MASÍVU ŠIROKEJ

(Obr. 1 v texte, tab. I–IV, ruské a nemecké resumé)

Pri štúdiu sedimentárnych hornín východnej časti Vysokých Tatier zvýšenú pozornosť sme venovali horninám rétu a spodného liasu, patriacim spodnému sub-tatranskému príkrovu. Z litologického hľadiska najzaujímavejším bolo zistenie prítomnosti hornín so silikátovými oolitmi z tejto oblasti dosiaľ neznámymi, ktoré sme sa rozhodli podrobnejšie spracovať; výsledky podávame na tomto mieste.

I. PROFIL POD ŽDIARSKOU VIDLOU (BELANSKÉ TATRY)

Súvrstvie rétu na južnej strane Belanských Tatier predstavuje stály, ale tektonicky veľmi porušený horizont. Je normálne uložený nad keuprom, zastúpený tmavými vápencami, bridlicami, pieskovecami a lumachelovými vápencami s brachiopódovou a lamelibranchiátovou faunou. Z brachiopódov sa vyskytuje *Terebratula gregaria* S u e s s, *Rynchonella cornigera* var. *carpathica* Z u g m., ďalej bol zistený *Megalodon* sp. Uvedené súvrstvie je prvým horizontom križňanského príkrovu, ktorý obsahuje v hojnej miere skameneliny. V réte prevláda typický karpatský vývin, čo je zdôraznené výskytom litodendronových vápencov s *Thecosmilia clathrata* E m m.

Na južnom svahu Ždiarskej Vidly v žľabe nad červenými ílovitými bridlicami keupra vystupuje súvrstvie rétu. V spodnej časti súvrstvia vidieť striedanie tmavých ílovitých bridlíc s lumachelovými vápencami. Stredná časť súvrstvia je charakterizovaná piesčito-ílovitými bridlicami, pieskovecami a jemnozrnnými zlepen-

* Dr. M. Mišík, Katedra geológie a paleontológie PF UK, Bratislava, Gottwaldovo nám. 2. Prom. geol. R. Kúšik a prom. geol. K. Borza, Geologické laboratórium SAV, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41.

cami. Vo vrchnej časti profilu opäť vystupujú tmavé ílovité bridlice striedajúce sa s tenkými lavicami hrdzavo vetrajúcich pieskovcov a lumachelových vápencov. V uvedenej vrchnej polohe lumachelových vápencov sa vyskytuje tenká asi 20 cm mocná vrstva oolitických vápencov s hematitovými a chamozitovými oolitmi, ktorej charakteristiku tu podávame. Poloha oolitických vápencov sa nevyznačuje zvlášť výrazne. Možno ju pozorovať v dĺžke asi 50 m, takže netvorí stály horizont.

Pomer zastúpenia tmavošedých piesčitých vápencov a lumachelových vápencov k bridliciam a k pieskovcom je 2,3 : 4 : 1.

Uvedené súvrstvie rétu v nadloží pozvoľna prechádza do hetanžu, ktorý je zastúpený prevažne šedými slienitými bridlicami s ojedinelými tenkými polohami lumachelových a krinoidových vápencov. Vo vrchnej časti súvrstvia vystupuje poloha čiernych ílovitých bridlíc, nad ktorými sa nachádza poloha tmavých slienitých vápencov sideritizovaných, slabo piesčitých s čiernymi lesklými ílitovými oolitmi (1810 m n. m.). Navetrálé časti vápenca majú červenohnedú patinu. Nad uvedenou polohou vápencov vystupujú opäť slienité bridlice, ktoré postupne prechádzajú do silne piesčitých vápencov až pieskovcov s vápnitým tmelom sinemuru, ktoré nakoniec prechádzajú do svetlosivých až bielych masívnych kremencov.

Pomer slienitých bridlíc k ílovitým bridliciam a k vápencom lumachelovým, piesčitým a oolitickým je 20 : 1 : 1,6.

A. Sideritizované vápence s ílitovými oolitmi v spodnom liase Belanských Tatier

V spodnoliassovom súvrství (hetanž) na južnom svahu Ždiarskej Vidly vo výške 1810 m n. m. zistili sme zrudnenú lavicu čierneho vápenca s nápadnou červenohnedou patinou. Ide o čierne slienité sideritizované vápence so slabou jemne piesčitou prímесou s čiernymi lesklými ílitovými oolitmi, s akcesorickým pyritom a fosfátom. Lavica má hrúbku 1,15 m a dá sa sledovať na dĺžku 50 m; ďalej je po oboch stranách prikrytá sutinou a zrejme vyznieva, pretože v profile vedenom susednými ryhami sa už nevyskytuje.

O priestorovom rozložení a mocnostiach podáva predstavu litologický profil (obr. 1).

Tmavé slienité vápence značne sideritizované so slabou jemne piesčitou prímесou, s čiernymi lesklými ílitovými oolitmi.

1. Organické zvyšky

Nehojné echinodermové články (tiež kolumnálie krinoidov a bilaterálne súmerné články z kalicha; v niektorých prípadoch je v ich póroch vylúčený svetlohnedý izotropný minerál, azda fosfát). Niekoľko ostrakódov (nezriedka aj obe lastúrky pospolu), úlomky tenkolastúrovitých lamelibranchiát,

ojedinele malé gastropódy. Tieto 3 druhy organizmov bývajú v niektorých výbrusoch zatláčané epigenetickým pyritom. Ojedinele sa nájdú zle zachované foraminifery (nodozáriového a amodiskoidného typu). Ojedinele, ale pravidelne sú prítomné ostne ježoviek. Iba v časti výbrusov pristupujú ešte kalcifikované ihlice húb a ojedinele kalcifikované rádiolárie. V jednom prípade sa zistili riasy zo skupiny girvanel (ide teda o tretí výskyt girvanel zo spodného liasu Karpát — A. Schaleková 1959). Organické zvyšky sú obvykle fosilizované svetlým, zrnitým kalcitom.

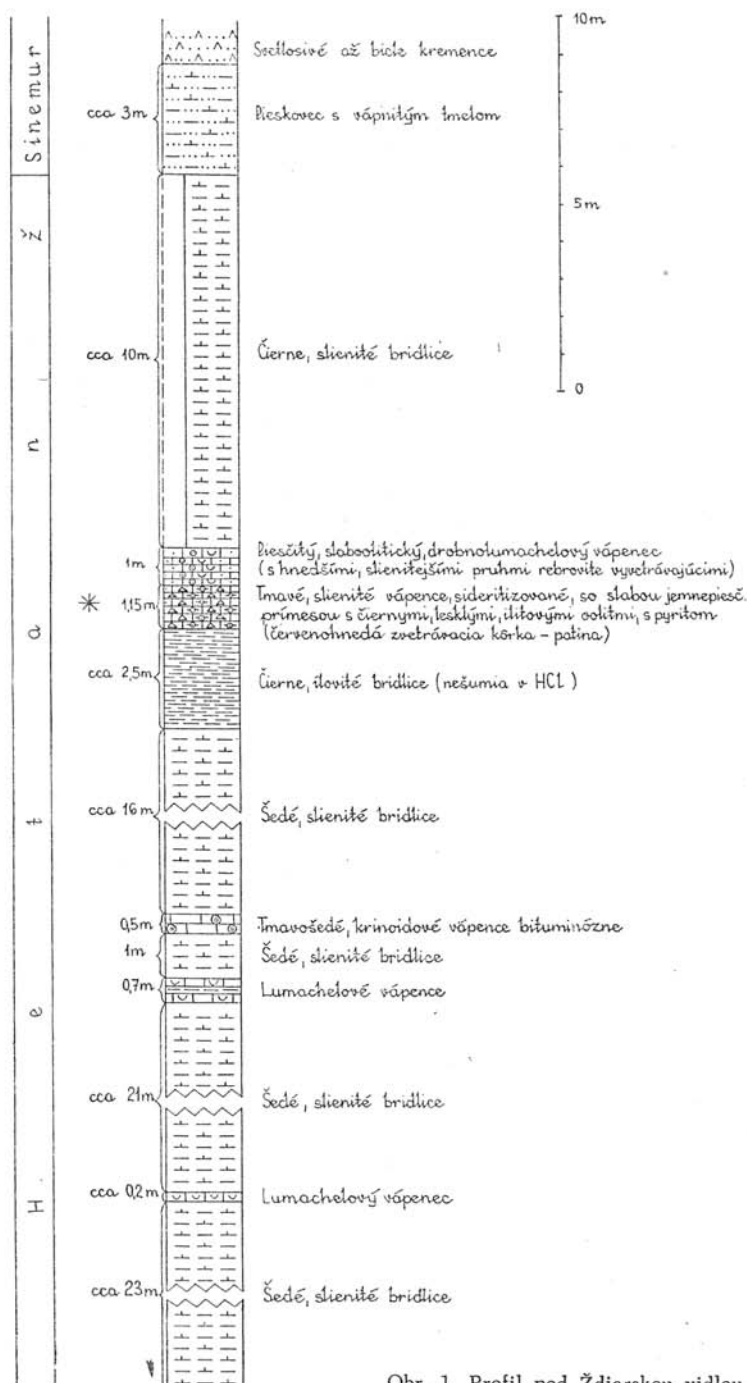
2. Minerálne zložky syngedimentárne a epigenetické

a) Iilitové oolity (názov ilit sa tu používa ako skupinové označenie). Makroskopicky sú čierne, lesklé, tlakom sploštené. V hornine sú roztrúsené nepravidelne; hojnejšie iba v niektorých lamínach. V prechádzajúcom svetle majú hnedú farbu. Počet kortikálnych vrstvičiek je veľký, sú zvýraznené kolísaním intenzity hnedého sfarbenia (vnútornejšie bývajú obvykle svetlejšie) a jemným čiernym pigmentom, pravdepodobne pyritovým. Obvykle nemávajú zreteľné jadro (jadrom býva vtedy hnedá, izotropná, silnejšie pigmentovaná hmota), alebo je prítomné jadro v podobe úlomku echinodermového článku, alebo väčšieho kalcitového zrna. Klastický kremeň v jadrách nebýva. Priemerná veľkosť oolitov je 0,6 mm, pri silne pretiahnutých presahuje aj 1 mm. Prakticky sú všetky oolity deformované. Najčastejšie sú „delfínovité“ deformácie (tab. I, obr. 1; G. Berg 1944, obr. 51; so stenčenými, často naspäť zahnutými koncami, roztláčené oolity, tab. III, obr. 1; G. Berg 1944, obr. 52), zriedkavo „kostovité“ tvary (tab. I, obr. 2; G. Berg 1944, obr. 50). Niekedy sú oolity vytiahnuté do tenkých šupín s takmer úplnou stratou koncentrickej stavby (tab. II, obr. 1). Stenčené konce susedných oolitov sa niekedy spájajú, vytvárajúc „stekajúce sa oolity“ („oolithes confluentes“; A. Carozzi 1953, obr. 15).

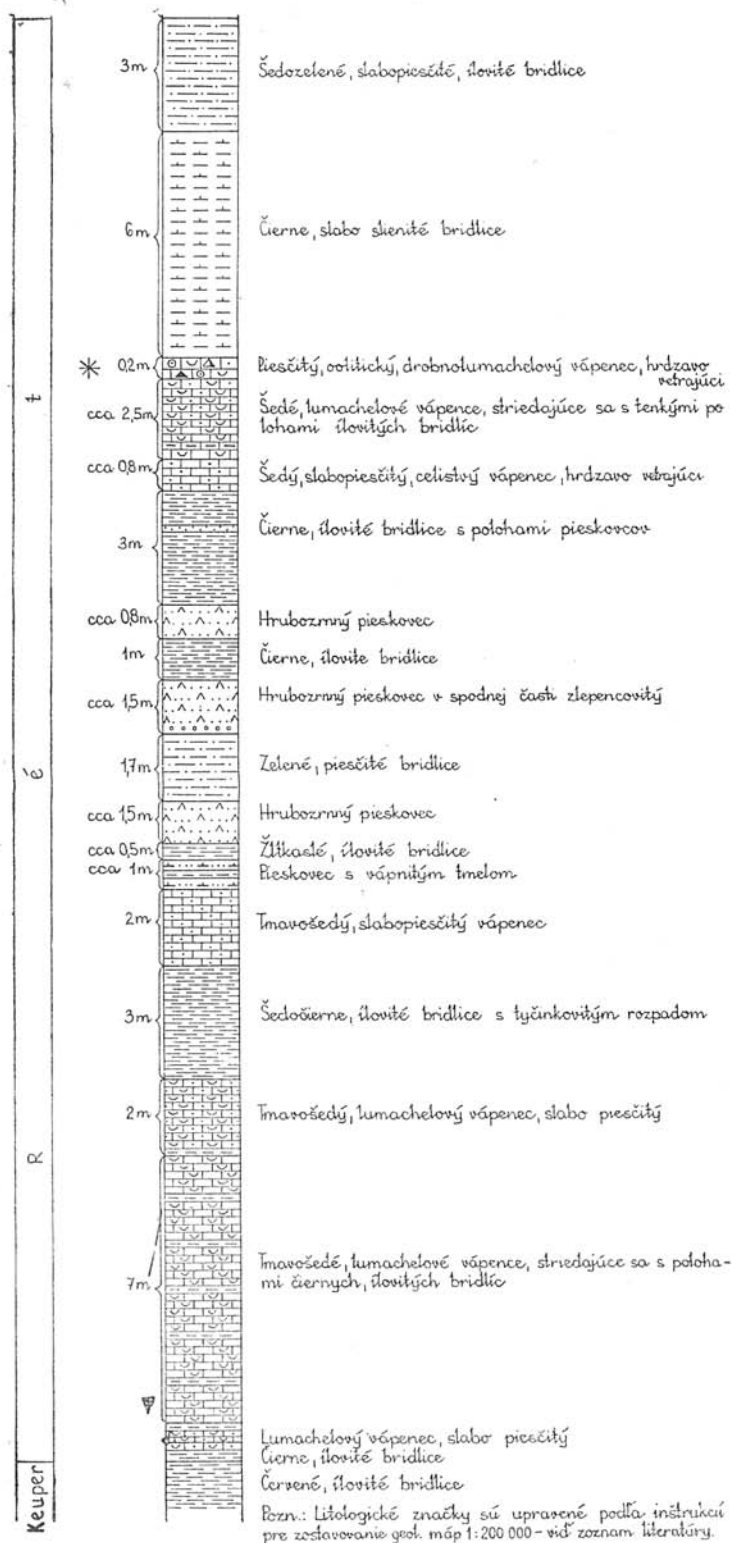
V polarizovanom svetle vykazujú kortikálne vrstvičky oolitov čierny kríž, často značne deformovaný. Dvojlom lupienkového agregátu je porovnateľný s dvojlomom ílovitých slúd (žltá až svetloružová prvého radu). Ak uvažujeme o radiálnej orientácii, ráz dĺžky je negatívny. Len v jednej vzorke sú oolity izotropné, zatláčané zvnútra nepravidelnými zrnkami hnedo pigmentovaného kalcitu, niekedy po jednotlivých kortikálnych vrstvičkách; v spomenutých prípadoch bolo jadrom vždy kalcitové zrno. Uvedené zatláčanie je zreteľné len v polarizovanom svetle. Ani pri týchto zriedkavých prípadoch nejde o zatláčanie sideritom — iilitové oolity spodného liasu Belanských Tatier nevznikli deferifikáciou leptochloritov, ako sa to predpokladá pre iilitové oolity barrandienských rúd (J. Vtělenský 1959).

Pri vypreparovaní oolitov sa zistilo, že sa nerozpúšťajú v koncentrovanej HCl ani v koncentrovanej HNO₃ (pozorované po 2 hodinách). Tým sa vyvrátilo podozrenie, že by mohlo ísť o fosfátové oolity. Stredný i. l. zisťovaný v imerziách

Profil súvrstiev rétu a hčanžu pod Ždiarskou vidlou
(Polohy so silikátovými oolitmi sú označené hviezdíčkou)



Obr. 1. Profil pod Ždiarskou vidlou.



i. l. — $1,595 \pm 0,003$ vylučuje príslušnosť k chamozitu — turingitu a potvrdzuje predpoklad o ilitickej povahe. Aj röntgenogram zhotovený z vyseparovaných oolitov to potvrdzuje. Pre rtg identifikáciu sa oolity skoncentrovali rozpúšťaním v konc. HCl a elektromagneticky separovali. Koncentrát z kortikálnych vrstiev oolitov v podobe čiernych šupiniek sa pod binokulárnou lupou dočistil a po rozotrení nalepil na sklené vlákno. Zhotovili sa 2 snímky z rôznych vzoriek, jedna pri Fe antikatóde, druhá pri Co antikatóde. Pri snímkaní s Fe antikatódou sa použil Mn filter. Pracovalo sa pri napätí 24 kV a intenzite 20 mA. Expozičná doba 8 hod. Použila sa valcová komôrka o priemere 64 mm s clonou 1 mm. Rtg údaje tmavých liasových oolitov sú na tab. 1.

Tabuľka 1

Fe antikatóda, Mn filter, expozícia 8 hod.			Co antikatóda, Fe filter, expozícia 10 hod.		
d_m	I_m	poznámky	d_m	I_m	poznámky
9,96	4		9,99	5	
4,86	1		4,81	1	
4,48	4		4,40	7	
4,26	3	?			
3,44	1		3,47	1	
3,287	8		3,280	6	
2,693	1				
2,548	7		2,549	8	
2,401	2	dif.	2,393	2	dif.
2,219	1	dif.	2,232	1	
2,104	2		2,106	1	
1,980	2		1,975	2	
1,884	1		1,885	1	
1,808	3		1,808	1	
1,696	3		1,694	1	
1,662	3		1,661	1	dif.
1,626	3				
1,570	3				
1,496	6		1,495	5	
1,443	1				
1,372	4				
1,333	1				
1,291	3	dif.	1,290	3	
1,244	2		1,243	1	
1,224	1				
1,195	3		1,197	1	
1,177	3				

x — línie, ktoré sa neprejavili na snímke, ? — neistá príslušnosť línie, dif. — difúzna línia.

Pri snímkaní s Co antikatódou a Fe filtrom sa pracovalo pri napätí 29 kV a intenzite 18 mA, taktiež s komôrkou $D = 64$ mm, clona 1 mm.

Z röntgenografických údajov možno usudzovať, že ide o minerál zo skupiny dioktaedrického ilitu bohatšieho na železo.

Sekundárny svetlý kalcit tvorí v niekoľkých prípadoch obruby okolo oolitov. Niekedy ich zreteľne „doplňuje“ na pôvodný tvar, aký mali pred dehydratáciou. Tento jav vysvetľuje G. B e r g (1944, obr. 38, 48, 49) scvrkávaním sa oolitov počas dehydratácie už v stvrdnutom sedimente. Podľa neho vzniká na hornej strane oolitu dutinka (v priereze srpkovitého tvaru), vyplnená neskôr sekundárnym kalcitom. Bol by teda tento jav dobrým kritériom pre rozlišovanie normálne uložených a prevrátených sérií. Zdá sa však, že sekundárny kalcit kryštalizuje zo všetkých strán odlúpnutého scvrkávajúceho sa oolitu, „dvíha ho“, pričom váha oolitu nehrá podstatnú úlohu. Pasívne zaplňovanie priestoru býva však takmer vždy kombinované s čiastočným zatláčaním oolitu svetlým sekundárnym kalcitom od vonkajšieho obvodu (tab. I, obr. 2). Zatláčanie ide niekedy tak ďaleko, že oolit sa mení v zhľuk väčších svetlých kalcitových zŕn a zvyšky ilitového oolitu tvoria iba lemy medzi nimi (tab. II, obr. 2).

Deformácie oolitov sú asi zo značnej miery synsedimentárne (pri značne plastických silikátových oolitoch je to veľmi bežný jav). Keďže pruh rétu a spodného liasu je v Belanských Tatrách často tektonicky silne redukovaný, je takmer isté, že na deformáciách sa podieľali aj vrchnokriedové dynamické účinky. Keďže oolity boli čo do plasticity veľmi odchylné od kalcitu, uplatňovali sa ako diferenciálne klzné ílové plôšky. Treba však poznamenať, že kalcitové oolity (zo susedných hornín) nevykazujú nijaké tlakové deformácie.

Ílové minerály tvoria tiež prímes v partiách jemnejšej zrnitej základnej hmoty; sú dobre viditeľné po rozpustení karbonátov na odkrytom výbruse; v polarizovanom svetle tvoria vláknité sietivo. Stredný i. l. agregátov tejto ílovej prímеси i. l. = $1,567 \pm 0,003$, je teda podstatne nižšie než i. l. oolitov.

b) K a l c i t. Možno rozlišovať viacero generácií. Najstarší kalcit tvorí schránky organizmov a ich úlomkov. V prípade hustejšieho nakopenia schránok vznikol medzi nimi kalcitový tmel (mladší kalcit). Najmladší kalcit sa nachádza v epigenetickej výplni pukliniek.

c) S i d e r i t. Bližšie o jeho povahe je spomenuté v stati o chemických analýzach. Celkový obsah dosahuje až 30 %. Obsahuje izomorfnú prímes $MgCO_3$ (sideroplezit). V koncentrovanej HCl sa rozpúšťa rýchlo, v zriedenej HCl 1 : 4 sa rozpustil rozpráškovaný v priebehu 2 dní úplne. Tvorí drobné zrnká vyššie lomného karbonátu s tendenciou k idiomorfnému obmedzeniu, často hnedej farby. Sú obklopené ílovou základnou hmotou. Sústreďuje sa v nepravidelných drobných šošovkách a zhľukoch. Je zrejme epigenetický, pretože jeho zhľuky vnikajú do väčších kalcitových jedincov tmelu; koroduje schránky organizmov, ale nezatláča ich úplne; výnimočne zatláča od okrajov aj ilitové oolity. Makroskopicky sa dajú sledovať jeho vtrúseniny aj v epigenetických kalcitových žilkách. Index lomu zisťovaný v prášku v metylénjodide ($N_D > 1,73$) svedčí tiež na siderit (nanajvýš ešte na železom bohatý ankerit, čo však podľa chemických analýz neprichádza do úvahy). Pre rtg rozbor sa vzorka rozpúšťala v značne zriedenej HCl a elektromagneticky sa separo-

vala. Röntgenografická snímka sa zhotovila s použitím Fe antikatódy a Mn filtra pri napätí 24 kV, intenzite 20 mA a expozičnej dobe 5 hod. Krátka expozičná doba v pomere k množstvu preparátu zapríčinila chýbanie línií veľmi slabých intenzít. Ako vyplýva z tabuliek, karbonát je štrukturálne veľmi blízky, až zhodný so sideritom, ktorého rtg údaje sú prevzaté z XRDC (1944, II-1769) — Michejev 1957 (tab. 2).

Tabuľka 2

Fe karbonát		Siderit — FeCO ₃ XRDC (1944)			Poznámky
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Δd	
3,57	6	3,58	6	0,01	
2,797	10	2,785	10	0,012	
		2,556	1		x
2,331	5	2,340	5	0,009	
2,127	6	2,127	6	—	
1,955	5	1,959	6	0,004	
1,787	2	1,791	5	0,004	
1,710	8	1,728	8	0,018	
		1,524	2		x
1,502	3	1,502	6	—	
1,424	2	1,422	5	0,002	
1,397	1	1,392	4	0,005	
		1,377	2		x
		1,370	2		x
1,354	4	1,351	6	0,003	
1,292	2	1,278	4	0,014	
		1,255	2		x
1,234	1	1,223	4	0,011	
1,204	2	1,195	5	0,009	
		1,170	2		x
		1,140	1		x
1,130	1	1,121	4	0,009	
		1,112	1		x
1,092	1	1,083	4	0,009	
1,083	3	1,078	6	0,005	
1,071	1	1,063	5	0,008	
		1,030	1		x
		1,004	2		x
0,984	4	0,979	5	0,005	

d) F o s f á t. Svetlohnedý izotropný minerál, vylúčený v póroch krinoidových článkov (i. l. $< \omega$ kalcitu a $> \varepsilon$ kalcitu); v zriedkavých prípadoch tvorí tmeliacu hmotu v určitej časti výbrusu (obvykle v sideritických partiách). Mikrochemická reakcia na P s HNO₃ a molybdénanom amónnym bola pri takejto vypeparovanej časti výbrusu kladná. Zreteľnú žltú zrazeninu dávajú kvapkové skúšky na makrovzorkách. Obsahy P₂O₅ boli vo dvoch vzorkách približne 1 %, čo odpovedá asi 2,5 % fosfátu. Odlišovanie fosfátu od hnedých koloidno-disperzných ílových minerálov je tu dosť obťažné; jeho postavenie v sukcesii je neisté.

e) **Pyrit.** Množstvo pyritu v jednotlivých výbrusoch značne kolíše. Čierny syngenetický pigment oolitov je pravdepodobne pyritový. Nepravidelné väčšie zrná epigenetického pyritu zatláčajú vo väčšine vzoriek kalcitové schránky lamelibranchiát a gastropódov, ojedinele vyplňa pyrit kompletnú schránku ostrakóda. V niektorých prípadoch sa pyritové zrnká zlievajú do väčších škvŕn. Pyrit zatláča aj siderit, je jednou z najmladších zložiek.

f) **Chlorit.** Ojedinele sa zistili nepravidelné miazdry epigenetického svetlozeleného chloritu, sprevádzajúce obvykle kalcit najmladšej generácie na puklinách.

g) **Hydrogoethit.** Na zvetranej ploche nadobúda hornina žltohnedú patinu dosahujúcu mocnosť niekoľko cm. Farba zvetraninovej kôry nie je jednotná, mení sa však iba v rámci rôznych odtienkov farby hnedej s prechodmi k červenej a žltej. Obsahuje veľmi nízke percento karbonátu (slabo šumí s 5 % HCl). Hlavnou zložkou je hydrogoethit, ktorý sa identifikoval röntgenometricky (tab. 3).

Tabuľka 3

Hydrátovaný Fe oxyd, (Fe antikatóda, Mn filter)		Hydrogoethit $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Michejev 310			Poznámky
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Δd	
4,830	2	(4,613)	2	0,217	?
4,140	10	4,178	10	0,038	
3,330	5	3,385	3	0,053	
		(2,975)	1		
2,677	4	2,690	8	0,013	
2,563	2	2,580	3	0,017	x
2,432	9	2,450	10	0,018	
2,243	3	3,253	4	0,010	
2,168	3	2,189	6	0,021	
2,040	1	2,020	1	0,020	
1,853	1	1,923	1	0,070	x
		(1,895)	1		
1,801	2	1,832	2	0,031	
1,717	7	1,719	8	0,002	
		1,692	2		
		1,659	1		x
1,592	1	1,603	2	0,011	
1,557	5	1,564	6	0,007	
1,533	4	1,510	4	0,023	
1,450	3	1,454	4	0,004	
1,418	1	1,423	2	0,005	
1,360	1	1,395	2	0,035	x
		1,362	1		
1,316	2	1,319	2	0,003	
1,288	1	1,292	1	0,004	
		1,266	1		
1,244	1	1,246	1	0,002	

Preparát bol exponovaný 4 hod. pri napätí 24 kV a intenzite 20 mA.

Hydrogoethit tvorí prevažne kryštáliky submikroskopickej veľkosti, v dosť hojnej

miere však možno pozorovať aj nepravidelné zhľuky stĺpčekovitých kryštálikov. Zaujímavá je prítomnosť malých konkrécií hydrogoethitu ($< 0,8$ mm), ktorých jadro je tvorené žltohnedou hmotou hydrogoethitu, bez pozorovateľnej orientácie, kým obal je tvorený lúčovite usporiadanými stĺpčekovitými kryštálikmi. V dôsledku prítomnosti kryštálikov väčších rozmerov ako submikroskopických nadobúda tento obal červenohnedú farbu. Po rozdrvení kryštálikov na jemný prášok sa získa hmota úplne podobná tej, ktorá je v jadre konkrécií.

3. Terigénne zložky (klastická prímes)

Klastická prímes je dosť hojná. Jemne piesčitý až aleuritický kremeň (priemerná veľkosť 0,1 mm, maximálne 0,2 mm); zrná angulárneho tvaru. Zriedkavo prístupuje muskovit, ojedinele zrno zirkónu. Sem patrí asi aj menšia časť ílovej prímesi.

a) Pravdepodobná sukcesia minerálov je na tab. 4.

Tabuľka 4

Terigénne	Syngenetické + rane diagenetické	Epigenetické
Kremeň Muskovit Zirkón (časť ílovej prímesi?)	Kalcit schránok Ilitové oolity (Pyritový ? pigment oolitov) (Pelitomorfny siderit?) (Časť fosfátu?)	Rekryštaliz. kalcit. tmelu Rekryštaliz. siderit Fosfát Pyrit Kalcit pukliniek Chlorit (zriedkavo siderit pukliniek)

b) Planimetrický rozbor je na tab. 5. Planimetrované z výbrusu integračným stolkom zn. „Leitz“.

c) Chemické rozborý a prepočet na minerály. Na tab. 6 sú chemické analýzy sideritizovaných vápencov pod Ždiarskou Vidlou.

d) Prepočty chemickej analýzy vzorky N. Obsah fosfátu,

pokiaľ uvažujeme o jeho zložení zhruba zhodnom s apatitom, bude sa pri obsahu P_2O_5 0,99 % rovnáť 2,43 %.

(Z obsahu CaO — 20,69 % treba odpočítať 1,32 % blokovaných vo fosfáte.) CaO v karbonátoch je 19,37 %.

Obsah pyritu podľa zisteného množstva S 0,40 % je 0,75 %.

Treba odpočítať z celkového obsahu FeO — 18,90 % podiel FeO blokovaný v pyrite 0,80 %. FeO karbonátov je 18,10 %.

V planimetrickej analýze sa pyrit odhadoval značne vyššie, pretože pigmentové zhluky spôsobujú ťažkosti pri hodnotení.

Tabuľka 5

Kalcit schránok	9,3 %
Základná a medzerová hmota: kalcit s jemne rozptýlenými ílovitými minerálmi a koloidným fosfátom	45,0 %
Siderit	27,8 %
Klastický kremeň	7,3 %
Ilitové oolity	6,6 %
Pyrit	4,0 %
Dĺžka línie	166,52 mm

Tabuľka 6

Vzorka	N	M	2	4684	4691	A
SiO_2	17,46	16,15	16,61	14,96	16,68	1,14
TiO_2	—	—	0,26	0,44	0,45	
P_2O_5	0,99	0,88	0,55	0,38	0,59	
Al_2O_3	0,22	7,52	4,21	5,96	5,51	
Fe_2O_3			17,72	3,97	5,76	17,01
FeO	18,90	18,10		15,90	18,98	0,08
MnO	0,13	0,14	0,82	0,08	0,08	
MgO	3,43	3,13	3,17	2,56	2,01	
CaO	20,69	23,41	26,20	24,47	16,16	
K_2O	1,00	0,82	0,86	0,66	1,14	
Na_2O	0,50	0,40	1,21	0,68	0,44	
CO_2	26,91	28,24				
S	0,40	0,39				
Strata žiňaním			28,21			
H_2O do 110°	0,55	0,33	(0,23)			
Spolu	99,29	99,51	99,62			

Analýzy urobili: vzorky N a M inž. K. Vnuková 1960; vzorka A inž. K. Vnuková 1958, vzorka 2 inž. A. Pospíšil 1958; vzorky 4684 a 4691 Chemické laboratórium Geologického prieskumu Spiš. Nová Ves.

Karbo n á t y. Obsah sideritu z FeO 18,10 % (po odpočítaní) bude rovný 29,15 %.

Obsah MgCO_3 z MgO — 3,54 % je 7,45 %.

MgCO_3 je podľa všetkého izomorfne zastúpený v siderite (presnejšie ide teda o sideroplezit, pomer $\text{FeCO}_3 : \text{MgCO}_3$ je takmer 80 : 20). Keby sme totiž chceli prepočítať na ankeritovú molekulu, množstvo CO_2 zistené analýzou by nám nielen nevystačovalo, ale by vôbec nezostalo na sám kalcit, ktorého je vo vzorke okolo 30 %. Množstvo sideritu uspokojivo súhlasí s planimetrickou analýzou, hoci sa robila z nefarbeného výbrusu. Obsah kalcitu z množstva CaO 19,37 % (po odčítaní fosfátu) je 34,59 %. Pri rátaní obsahu kalcitu z množstva CO_2 , ktoré nám ostane po odpočítaní CO_2 blokovaného v siderite — 11,05 % a MgCO_3 — 3,90 %, teda $26,91 - 14,91 = 11,96$ %, rovnal by sa obsah kalcitu iba 27,12 %. Treba počítat s tým, že časť FeO je viazaná v koloidných hydrátoch a časť MgO v ilite, takže skutočný podiel CO_2 pripadajúci na kalcit bude o niečo väčší a pravdepodobný obsah bude nad 30 %.

Obsah ilitu vypočítaný za použitia priemerného obsahu K_2O v ilitoch 5,48 % (priemer z 11 analýz ilitových minerálov z Grima 1953) bude z obsahu 1,00 % K_2O vo vzorke rovný 18,35 %. (Pretože prakticky nie sú prítomné živce, môžeme všetok zistený K_2O priradiť k ílovým minerálom.)

Ak by sme chceli rátať ilit z množstva Al_2O_3 (priemerná hodnota odvodená ako vyššie je 21,35 %), vyšiel by nám neobvykle vysoký podiel ilitu — 39,1 %, pričom by sa nám javil deficit v SiO_2 , i keby sme celé jeho množstvo považovali za viazané na alumosilikáty. Avšak podiel SiO_2 asi 8 % je bezpečne prítomný ako voľný kremeň (planimetrický rozbor).

Ak by sme brali na prepočet ilit z maximálnou hodnotou Al_2O_3 — 32,45 % z Južného Wallesu (obsah SiO_2 je pri ňom 47,55 %), dostali by sme podiel ilitu 25,7 % (na voľný kremeň by ostalo 5,26 %). Avšak množstvo nerozpustného zvyšku 19,3 % nám ukazuje, že takáto úvaha nie je možná. Podiel Al_2O_3 viazaného na prítomný ilit (vyrátaný z K_2O) mal by byť okolo 4 % (maximálne 6 %). Keďže analýza udáva 8,22 %, ide buď o chybu, alebo sú prítomné koloidy Al .

Z obsahu SiO_2 po odpočítaní predpokladaného množstva viazaného na 18,35 % ilitu (t. j. 17,46 — 8,92 %) dostávame množstvo voľného kremeňa 8,54 %, čo je v dobrom súhlase s planimetrickým rozborom.

Po úvahe možno so značným stupňom spoľahlivosti odhadnúť zastúpenie minerálov podľa chemickej analýzy takto:

siderit (sideroplezit)		33—36 %,
kalcit		30—34 %,
ilit		15—18 %,
kremeň		6— 8 %,

fosfát	2,5 %.
pyrit	1,0 %.
voľné koloidné hydráty Ti, Al, Fe	?

e) Rekonštrukcia sedimentačného prostredia. Ide o mor-ské prostredie, fáciu plytšieho neritika, asi chránenú zátoku. Prostredie nebolo totiž vystavené prudšiemu účinku vln alebo prúdov (zložky nie sú vytriedené podľa veľkosti, chýbajú kalcitové oolity, ktoré sú hojné v nadložnej lavici, časté sú schránky ostrakódov s oboma lastúrkami pospolu). Asociácia organických zvyškov poukazuje na normálnu salinitu vody (echinoďermy, foraminifery), i keď boli tieto zvyšky zrejme prenesené na menšiu vzdialenosť. To tiež ukazuje, že v blízkom okolí museli byť priaznivé podmienky pre život benthických organiz-mov (dostatočne oxydované prostredie), hoci tu na mieste ukladania panovali pri dne redukčné podmienky (vznik ilitových oolitov s pyritovým pigmentom, bituminózna prímes), zvýraznené najmä pri pochovaní sedimentu. Ilitové oolity nevznikali spôsobom charakteristickým pre kalcitové oolity, netvorili sa v stave vznášania. Rovnako i pre leptochloritové oolity sa tento spôsob vzniku obvykle vylučuje s poukazom na to, že v podmienkach príboja, vznášania, musela by byť voda dokonale oxydovaná, čo je v protiklade s redukčným prostredím vyžado-vaným pre vznik leptochloritových oolitov. Ilitové oolity zo študovaných hornín totiž nikdy nenarastajú na klastické kremenné zrná, ktoré sú tu početné, ale iba na kalcitové zrná (najmä krinoidové články), pričom väčšina z nich má koloidné izotropné jadro. Tento jav pri vzniku v stave vznášania by nebol pochopiteľný. Soly Al, Si, Fe sústreďovali sa pri dne a z chemických (fyzikálnochemických) dôvodov koagulovali okolo úlomkov kalcitových, a nie okolo kremenných. Pri-rastenie vrstvičiek sa dialo azda kotúľaním pri dne, pretože pre narastanie, resp. dorastanie v sedimente sme nenašli dôkazy. Značná jemne piesčitá prímes (kremeň, muskovit, zirkón) ukazuje na prínos terigénneho materiálu zo vzdialenejšieho vy-noreného územia zloženého z kryštalinika, resp. z bazálnych triasových kremencov.

B. Vápenec s chamozitovými oolitmi v réte

1. Šedé piesčité oolitické lumachelové vápence

Z organických zvyškov pod mikroskopom vidno prierezy schránok lamelibranchiát a brachiopódov, ktoré prevládajú nad ostatnými zložkami. Typická štruktúra brachiopódových schránok je zriedkavo zachovaná. Väčšinou sú prekryštalizované. Na okrajoch sú úlomky granulované a zatláčané hematitom. V niektorých prípadoch vidieť šikmo prebiehajúce kalcitové vlákna a ojedinele sa vyskytujú i kanáliky. U lamelibranchiát sa vyskytuje prizmatická stavba schránok. V niektorých prípadoch pozorovať priečne prierezy prizmami.

Prizmy sú viacmenej geometricky pravidelné päťuholníkové alebo šesťuholníkové kryštáliky kalcitu (tab. IV, obr. 3). Z ostatných zvyškov vidieť echinodermové články, ktorých časť býva zmenená v zdvojitý monokryštály kalcitu. Bežne však majú zachované zvyšky sieťovitej štruktúry, sú však fosilizované hematitom, príp. chamozitom. Ojedinele sa vyskytujú prierezy gastropódov fosilizovaných hematitom, príp. chamozitom. Podobne sa vyskytujú i ostne ježoviek. V jednom prípade sa zistil úlomok koralov.

V úlomkoch lamelibranchiát, brachiopódov i druhých organizmov sa vyskytujú tmavé nitkové kanáliky prenikajúce dovnútra. Tieto kanáliky sú vyplnené tmavou hmotou — hematitom. Sú rôzneho tvaru, a to priame, ohnuté, prípadne sa vetvia. Sú rôznej veľkosti a priemeru. Tieto úkazy spôsobuje činnosť vŕtavých rias — pravdepodobne siných (tab. IV, obr. 1).

V ojedinelých prípadoch sú úlomky schránok tvorené svetlohnedým, príp. hneďým izotropným minerálom — pravdepodobne fosfátovým, v ktorom sa tiež vyskytujú jemné kanáliky, svedčiace o činnosti rias (tab. IV, obr. 2).

Základná hmota oolitických vápencov je jemnozrnná. Celkove možno rozlíšiť 3 druhy oolitov: a) kalcitové, b) hematitové, c) goethit-chamozitové, prípadne chamozitové.

a) Kalcitové oolity sú najrozličnejších tvarov a veľkosti. Majú tvar sférický, príp. sú pretiahnuté v jednom smere — záleží od zárodkového centra. Bežne majú koncentrickú a radiálne lúčovitú stavbu. V strede oolitov sa najbežnejšie vyskytujú organické zvyšky, klastický kremeň, menej zrná kalcitu. Veľkosť oolitov sa pohybuje od 0,4 až 0,7 mm.

b) Hematitové oolity sú tmavohnedej až čiernej farby, v dopadajúcom svetle sú hrdzavohnedé. Zriedkavo pri nich pozorovať koncentrickú stavbu. Prevažne sú oválneho tvaru, menej guľaté. Veľkosť oolitov sa pohybuje okolo 0,3–0,5 mm ($a : b = 2,5 : 1,0$). Jadro hematitového oolitu tvoria organické zvyšky (krinoidové články, foraminifery), kremeň, ojedinele zrná kalcitu. Bežne sa však vyskytujú oolity bez zreteľného jadra. V ojedinelom prípade pozorovať deformáciu oolitu v dôsledku tlaku, príp. narušenie posledného obalu (tab. III, obr. 3).

Pre zhotovenie rtg snímky sa rozpúšťal vápenec v 5 % HCl. Nerozpustný zvyšok obsahoval popri veľkom množstve klastického kremeňa aj červenohnedý oxid Fe^{III} , prítomný najmä v podobe jemného prášku, no niekedy aj ako úlomky oolitov. Tieto boli ďalej vyseparované. Že ide o bezvodý oxid Fe^{III} — hematit, potvrdzujú rtg údaje v tab. 7.

Röntgenografická snímka, ako aj ostatné v tomto článku, bola zhotovená na prístroji Mikrometra-Chirana, vo valcovej komôrke s $D = 64$ mm, clona 1 mm. Práškový preparát sa nalepil na sklené vlákno. Ostatné rtg údaje: Fe antikatóda, Mn filter, napätie 24 kV, intenzita 20 mA, expozícia 3 hod.

c) Goethit-chamozitové, resp. chamozitové oolity. Tieto

Tabuľka 7

Fe ₂ O ₃ — Žd. Vidla		Hematit — Michejev — 243			Poznámky
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Ad	
4,07	1	(4,04)	2	0,03	SiO ₂ ? x x
3,63	5	3,68	4	0,05	
3,28	4	(2,98)	3		
		(2,76)	2		
2,666	10	2,696	10	0,03	
2,496	10	2,518	10	0,022	
		(2,432)	2		x
2,196	5	2,199	6	0,003	
		(2,021)	2		x
		(1,860)	2		x
1,832	7	(1,834)	10	0,002	
1,683	9	1,688	10	0,005	
1,592	2	1,633	3	0,041	?
1,548	2	1,595	5	0,047	?
1,482	8	1,483	9	0,001	
1,450	8	1,448	9	0,002	
		1,344	2		x
1,306	4	1,307	5	0,001	
1,258	3	1,257	3	0,001	
		1,223	1		x
		1,211	1		x
1,187	2	1,187	2	—	
1,159	3	1,160	2	0,001	
1,138	4	1,137	4	0,001	
1,099	5	1,101	6	0,002	
1,053	7	1,053	4	—	
1,036	1	1,030	—	0,006	
0,986	—	0,987	—	0,001	

sa vyskytujú pomerne zriedkavo; ojedinele vidieť u nich jadro. Bežne pozorovať striedanie chamozitových a goethitových vrstvičiek. V niektorých prípadoch sa vyskytujú chamozitové oolity, ktoré sú zatláčané hematitom (hematit v nich vytvára nepravidelné zhľuky), príp. možno pozorovať korodovanie chamozitových oolitov kalcitom. Ojedinele chamozit obaľuje úlomky jemnozrnného kalcitu, pričom bola posledná vrstva chamozitu korodovaná. Chamozit je svetlozelenej farby, zriedkavo s nádychom do modra. Pri skrížených nikoloch dáva anomálne interferenčné farby. Je zreteľne pleochroický $N\alpha$ — svetlozelený, $N\gamma$ — tmavozelený (tab. III, obr. 2). Chloritický minerál, ktorý sa vyskytuje predovšetkým v oolitoch, možno pozorovať aj v základnej hmote. Pre zhotovenie röntgenogramu sa vzorka po rozdrvení rozpustila v 5 % kyseline octovej (CH₃COOH). Po vyseparovaní chloritov bolo možné v stereoskopickom mikroskope pozorovať, že obsahujú veľmi malé percento rozptýlených jemných zrníček s farbou hnedých odtieňov, patriacich goethitu. Jeho prítomnosť sa prejavila aj na röntgenografickej snímke prítomnosťou línie $d = 4,18$ kX, ktorá je pre goethit najcharakteristickejšia. Röntgeno-

grafická snímka, ktorej vyhodnotenie je podané v tab. 8, sa zhotovila za obdobných pracovných podmienok ako predchádzajúca, iba doba expozície bola 8 hodín. Ostatné dáta sú ako pri tab. 7.

Tabuľka 8.

Chamozit		Chamozit $\text{Fe}_7\text{Al}_2[\text{OH}]_8[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$			Poznámky
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Δd	
6,96	10	6,93	10	0,03	4,18—10; goethit
4,60	4	4,63	7	0,03	
4,18	1				
3,48	9	3,50	9	0,02	3,3—10; SiO_2 1
3,295	3				
		2,779	3		x
2,661	5	2,689	1	0,028	
2,491	7	2,507	7	0,016	
		2,330	1		
2,123	2	2,134	3	0,011	
1,756	2	1,767	2	0,011	
1,551	8	1,556	5	0,005	
1,510	5	1,524	2	0,014	
1,477	1	1,473	1	0,004	
1,445	1	1,425	1	0,020	

x — línia odpovedá (Brindley 1951) asi sideritu.

Okrem uvedených zložiek sa v základnej synsedimentárnej kalcitovej hmote ešte vyskytuje:

- d) epigenetický kalcit (výplň pukliniek),
- e) hematit (spolu s kalcitom vo výplni pukliniek),
- f) pyrit (epigenetický — zatláča schránky lamelibranchiát).

Terigénne komponenty (klastická prímes). Najhojnejšiou terigénnou komponentou je kremeň. Jeho množstvo v jednotlivých výbrusoch kolíše. Veľkosť jednotlivých zŕn sa pohybuje od 0,1—1 mm. Najbežnejšie sú zrná veľkosti 0,5 mm. Prevažná časť zŕn je prestúpená nepravidelnými puklinami, po ktorých prebieha korózia kremeňa kalcitom. Okrem toho značná časť kremeňa undulózne zháša, príp. je kataklastická. Kremeň býva korodovaný aj hematitom. V zrnách kremeňa sa vyskytuje turmalín, zirkón, apatit, rutil a chlorit. Opracovanosť zŕn je pomerne malá. Lepšie opracované sa javia zrná väčších priemerov. Okrem kremeňa sa vyskytujú dobre opracované úlomky jemnozrnného kremitého pieskovca s hematitovým tmelom o priemere 0,7 mm, úlomky jemnozrnného kalcitu bežne korodované hematitom a úlomky kalového vápenca s aleuritickou prímesou kremeňa. Ojedinele sa vyskytuje zirkón.

Pravdepodobná sukcesia minerálov je na tab. 9.

Tabuľka 9

Terigénne	Syngenetické + rane diagene- tické	Epigenetické
Kremeň Úlomky pieskovca Úlomky jemnozrnného vápenca Úlomky kalového vápenca Zirkón	Kalcit schránok Kalcitové oolity Hematitové oolity Chamozitové oolity Rekryštalizácia kalcit. tmelu Pyrit	Kalcit puklín Hematit puklín

Chemická analýza uvedeného vápenca (analyzoval A. Pospíšil 1958):
 SiO_2 8,54 %, TiO_2 0,07 %, MnO 0,55 %, P_2O_5 0,27 %, Fe_2O_3 5,14 %, Al_2O_3 0,2 %, CaO 44,32 %, MgO 1,15 %, K_2O 0,2 %, Na_2O 0,99 %, $-\text{H}_2\text{O}$ (str. ž.) 38,43 %, $+\text{H}_2\text{O}$ 0,31 %, spolu 100,17 %.

II. OBLASŤ ČERVENEJ SKALY (MASÍV ŠIROKEJ)

Podobne ako na južnej strane Belanských Tatier vyskytuje sa aj južne od Červenej skaly šošovka rétu, ktorý je charakterizovaný ílovitými bridlicami, tmavými vápencami, lumachelovými vápencami a pieskovecami. Vo vrchnej časti šošovky pozorovať vrstvu oolitických vápencov mocnú ca 50 cm, sledovateľnú na krátku vzdialenosť — 15 m.

A. Vápenec s chamozitovými oolitmi

Tmavošedý oolitický vápenec je hrdzavo vetrajúci. Základná hmota je jemnozrnná.

Organické zvyšky sú zastúpené hojne. Najbežnejšie sú články krinoidov, menej úlomky lamelibranchiát a brachiopódov. Vyskytujú sa aj ostne ježoviek a ojedinele gastropódy a koraly. Krinoidové články sú prevažne fosilizované hematitom, menej chamozitom. Majú väčšinou zachovanú sieťovitú štruktúru. Pri schránkach lamelibranchiát bežne pozorovať prizmatickú stavbu, u brachiopódov jemne vláknitú, v ojedinelých prí-

padoch sa vyskytujú spolu dve vrstvy, prizmatická a vláknitá. Časť schránok je však rekryštalizovaná. Na ostňoch ježoviek pozorovať tak priečne, ako aj pozdĺžne prierezy a sú vždy tiež fosilizované hematitom. Gastropódy majú komôrky vyplnené hematitom. Medzi úlomkami schránok pozorovať úlomky tvorené svetlohnedým izotropným minerálom, pravdepodobne fosfátovým.

Úlomky schránok, podobne ako pri predošlom výskyte, sú navrtané riasami.

Oolity sú rôzneho tvaru; prevažne sú oválne, menej sférické. Celkove možno rozoznať tieto druhy oolitov: čiste kalcitové, kalcitové zatláčané hematitom, goethit-chamozitové, príp. chamozitové. Čiste kalcitové oolity sú pomerne zriedkavé. Majú jasnú radiálne lúčovitú a koncentrickú stavbu. V strede oolitov nachádzame organické zvyšky, kremeň, prípadne zrná kalcitu. Veľmi hojné sú oolity kalcitové, zatláčané goethitom. V tomto prípade je stavba oolitov menej jasná. Goethit často zatláča organické zvyšky, ktoré nadobúdajú formy oolitov. Čiste hematitové oolity sa nevyskytujú.

V zriedkavých prípadoch sa vyskytujú goethit-chamozitové oolity. Jadro oolitov býva tvorené hematitom alebo jemnozrnným kalcitom, ďalej organickými zvyškami. Chamozitové oolity bývajú čiastočne deformované. Oolity bývajú často korodované, a to goethitom a kalcitom. V niektorých prípadoch je korózia dosť značná. V jednom prípade pozorovať na chamozitovom oolite, že kalcit, ktorý korodoval oolit, narastá kolmo na oolit a zachováva pôvodnú formu oolitu. Chamozit podobne ako goethit zatláča kalcitové oolity.

Množstvo oolitov je veľké a bežne sa dotýkajú. Ich priemerná veľkosť sa pohybuje okolo 0,6 mm.

Osobitnú pozornosť si zasluhuje goethit, ktorý je zvlášť agresívny. Nevyskytuje sa vo forme oolitov, ale zatláča oolity kalcitové, organické zvyšky, príp. vytvára nepravidelné šmuhy alebo je jemne premiešaný so základnou hmotou.

Pre zhotovenie rtg snímky sa vzorka po rozdrvení rozpúšťala v 5 % HCl. Nerozpuštný zvyšok obsahoval z minerálov s obsahom železa hematit, prítomný v nepatrnej miere v podobe malých mištičiek — pozostatkov kortikálnych vrstvičiek oolitov. Vo väčšej miere bol zastúpený hydrogoethit bez pozorovateľnej orientovanej stavby v stereoskopickom mikroskope. Podľa všetkého je prítomný predo všetkým v základnej hmote. Vo vyseparovanom hydrogoethite bolo možné pozorovať jemné šupinky chloritu, ktorý sa prejavil na snímke prvou líniou veľmi slabej intenzity. Podobne ako pri predchádzajúcich rtg snímkach sa aj tu intenzita línií odhadovala vizuálne. Röntgenografické dáta goethitu a hydrogoethitu sú zásadne zhodné. Rtg snímka sa zhotovila za tých istých pracovných podmienok ako snímky predchádzajúce. Expozícia 4 hod. (tab. 10).

Z tej istej vzorky sa vyseparovali aj chlority na identifikáciu, a to chlorit modrozelenej farby, tvoriaci obaly oolitov. Na snímke sa objavila jedna línia hodnoty $d = 3,276 \text{ kX}$, odpovedajúca asi kremeňu, ktorý býva obyčajne v jadrách oolitov. Snímka sa exponovala 5 hod. (tab. 11).

Tabuľka 10

Hydrogoethit		Hydrogoethit $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ Michejev — 310			Poznámky	
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Δd		
6,86	1				6,93—10; chamozit x	
4,93	2	4,98 (4,613)	1 2	0,05		
4,153	10	4,178	10	0,025		
3,319	5	3,385	3	0,065		
2,982	1	(2,975)	1	0,007		
2,677	7	2,690	8	0,013		
2,569	3	2,580	3	0,011		
2,437	10	2,450	10	0,013		
2,246	4	2,253	4	0,007		
2,171	4	2,189	6	0,018		
2,003	1	2,020	1	0,017		
1,908	2	1,923 (1,895)	1 1	0,015		
1,796	3	1,832	2	0,036		
1,717	6	1,719	8	0,002		
1,680	2	1,692	2	0,012		
1,647	1	1,659	1	0,012	dvojitá línia	
1,592	2	1,603	2	0,011		
1,554	5	1,564	6	0,010		
1,504	4	1,510	4	0,006		
1,445	3	1,454	4	0,009		
1,418	2	1,423	2	0,005		
1,390	1	1,395	2	0,005		
1,368	1	1,362	1			
1,356	1					
1,314	4	1,319	2	0,005		
1,288	2	1,292	1	0,004		

Tabuľka 11

Chamozit		Chamozit $\text{Fe}_4\text{Al}_2[\text{OH}]_8[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$			Poznámky
d_m	I_m	d_{tab}	I_{tab}	Δd	
6,98	10	6,93	10	0,05	SiO ₂ ?
4,61	5	4,63	7	0,02	
3,52	10	3,50	9	0,02	
3,276	3				x
2,779	1	2,779	3	—	
2,640	2	2,689	1	0,049	
2,487	9	2,507	7	0,020	
		2,330	1		
2,116	4	2,134	3	0,018	
1,757	4	1,767	2	0,010	
1,549	8	1,556	5	0,007	
1,515	5	1,524	2	0,009	
1,468	3	1,473	1	0,005	
1,416	2	1,425	1	0,009	

Klastickú prímes, ktorej je menej než pri predchádzajúcom výskyte, tvorí kremeň, ktorého zrnká dosahujú veľkosť až 1,5 mm. Je menej postihnutý tlakom — menej rozpukaný. Vyskytujú sa aj úlomky pieskovca, dosahujúce ojedinele veľkosť 2,5 mm, tvorené kremeňom; tmel železito-vápnitý. Okrem toho sa vyskytujú úlomky kalového vápenca s aleuritickým kremeňom. Klastická prímes sa pohybuje okolo 1—2 %.

Z epigenetických minerálov sa veľmi hojne vyskytuje pyrit vo forme jemných nepravidelných zŕn, ktorý jednak zatláča schránky lamelibranchiát a brachiopódov, jednak sa nepravidelne roztrúsený hojne vyskytuje v základnej hmote. Ďalej je to autigénny kremeň, ktorý tvorí idiomorfne kryštáliky. Obsahuje uzatvorený kalcit. Priemerná veľkosť kryštálikov je 0,05 mm. Vyskytuje sa pravdepodobne aj fosfátový minerál svetlohnedej farby, izotropný, ktorý zatláča osteň ježovky. Ďalej sem treba počítať druhotné žilky kalcitu, pri ktorých možno rozlíšiť dve štádiá, a to staršie, ktoré sa vyskytuje zriedkavo, a mladšie, ktoré je dosť hojné. Staršie štádium je tvorené pelitomorfným až kalovým vápencom, mladšie jemnozrnným kalcitom.*

Pravdepodobná sukcesia minerálov je na tab. 12.

Tabuľka 12

Terigénne	Syngenetické + rane diagenetické	Epigenetické
Kremeň Úlomok pieskovca Úlomok kalového vápenca	Kalcitové schránky Kalcitové oolity Chamozitové oolity Metasomatóza goethitom Rekryštalizácia kalcit. tmelu	Fosfátový minerál Kalcit puklín — 1 Pyrit Kremeň Kalcit puklín — 2

Pri porovnávaní oboch súvrství rétu možno konštatovať tieto odlišnosti:

a) V profile čiastkového príkrovu Bujačieho sa vyskytuje menej piesčitých polôh. Podobné pomery sa odrážajú i v polohách oolitických vápencov. Na južnej

* Oolitické rudy z rétu križňanskej série opísal už jeden z nás (Kúšik 1957) zo Záp. Tatier, kde majú približne to isté mineralogické zloženie.

strane Ždiar. Vidly majú oolitické vápence zvýšené množstvo klastického kremeňa, dosahujúceho miestami až 15 %. Kremenné zrná sú často popukané. Na druhej strane pri vápencoch z Červenej skaly pozorovať nepatrnú prímes klastického kremeňa, 1–2 %. Zrná sú menej popukané.

b) Pri horninách zo Ždiar. Vidly pozorovať pomerne málo pyritu. Na druhom výskyte je obsah pyritu značne vyšší.

c) Pri horninách zo Ždiar. Vidly sú oolity do značnej miery tvorené aj hematitom. Menej hematitu sa vyskytuje v základnej hmote; pri druhom výskyte je hematit v nepatrnom množstve, ale vyskytuje sa viac goethitu, ktorý vytvára rôzne šmuhy, prípadne je jemne rozptýlený v základnej hmote.

1. Rekonštrukcia sedimentačného prostredia hornín rétu s chamozitovými oolitmi

Na základe podrobného štúdia je jasné, že ide o morské sedimenty. Podľa Goetela (1916) je vývin rétu v Karpatoch plytkomorský i hlbší, čo poukazuje na čiastočnú osciláciu morského dna na počiatku mohutnej jursko-kriedovej transgresie. Mobilita dna sedimentačnej panvy odrazila sa v rytmickej sedimentácii, čo vidieť na zmene litologicko-petrografického charakteru sedimentov.

Oolity sa tvorili vo veľmi nestabilnom prostredí, kde dochádzalo k vírivému pohybu zrníčok kremeňa, organických zvyškov, prípadne úlomkov vápencov, ktoré sa stali jadrami oolitov. Na jadrá potom postupne narastali obaly, a to ako kalcitové, tak i hematitové. Po sedimentácii oolitov sa všetok hematit neskoncentroval vo forme oolitov, ale dochádza k metasomatóze vápenca hematitom v oolitoch, úlomkoch organických zvyškov, prípadne klastického vápenca. Uvedený jav sa viac prejavil pri druhom výskyte. Zriedkavé chamozitové obaly na oolitoch dorastali pravdepodobne až po ich klesnutí v čiastočne redukčnom prostredí. Zdroj Fe treba hľadať v kôre zvetrávania, a to predovšetkým pri vyvrelých horninách. Pri zvetrávaní materských hornín mohlo byť železo transportované vo forme bikarbonátov alebo koloidálnych roztokov pod ochranou humusových látok, ktoré sa pôsobením morskej vody obyčajne vyzrážajú v príbrežných oblastiach. Takéto podmienky sa vytvárali v príbrežných častiach morí. Pohyb vody je vyjadrený veľkosťou oolitov.

Klastický materiál (kremeň, vápenec, pieskovec, zirkón) ukazuje na prínos terigénnej zložky zo vzdialenejšieho vynoreného územia, zloženého z kryštalinika, bazálnych triasových pieskovcov a triasových vápencov.

Treba však poznamenať, že prínos terigénneho materiálu v oblasti sedimentácie dielového príkrovu Havrana bol oveľa intenzívnejší, more vetranejšie než v oblasti sedimentácie rétu dielového príkrovu Bujačieho, kde bolo more pomerne málo vetrané (redukčné prostredie, na čo poukazuje hojný výskyt pyritu). Pravdepodobne išlo o chránenú zátoku.

V liase Belanských Tatier zistili sme sideritizované vápence s ilitovými oolitmi primárneho pôvodu. Hospodársky neprichádza tento výskyt Fe žrudnenia do úvahy pre malý rozsah. Obsah FeO nepresahuje 20 %. Okrem toho sme zistili v réte pod Ždiar. Vidlou a pri Červenej skale prítomnosť oolitických vápencov s chamozitovými a hematitovými oolitmi. I tu ide o mineralogické výskyty, ktoré sú však z hľadiska paleogeografie rétu závažné, a preto sme tu podali ich podrobný rozbor.

Dakujeme J. Krempaskému, kand. tech. vied, a I. Červeňovi z Katedry fyziky SVŠT za umožnenie zhotovenia rtg snímok a za cenné rady pri snímkaní.

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

- Berg G., 1944: Vergleichende Petrographie oolitischer Eisenerze. Archiv für Lagerstättenforschung 76, Berlin. — Brindley G. W., 1951: X-Ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. London. Ruský preklad — Carozzi A., 1953: Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne. — Goetel W., 1916: Zur Liasstratigraphie und Lösung der Chocsdolomitfrage in der Tatra. Bull. Ac. Sc. Cracovie, sér. A, Kraków. — Grim R. E., 1953: Clay mineralogy. New York. — Instrukcija po sostavleniju i podgotovke k izdaniyu geologičeskich kart poleznich iskopajemych maštaba 1:200 000. Warszawa. — Kúšik R., 1957: K otázke zloženia a pôvodu železitých oolitických rúd Oravic. Geol. sborník VIII, 2, Bratislava. — Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva. — Schaleková A., 1959: Girvanely triasu a jury Západných Tatier, Juhošľovenského krasu a Veľkej Fatry. Geol. sborník X, 1, Bratislava. — Tolkačev S. S., 1955: Tablicy mežploskostnych rasstojanij. Izd. Leningr. univ. — Vtělenskij J., 1959: Mineralogie oolitických železných rud některých ložisek Barrandienu. Geotechnica 26, Praha. — Zalmanzon E. S., Strachov N. M., 1957: Zadači chimičeskogo izučeniya osadočnych porod i principy ich racionalnogo analiza. V sborníku Metody izučeniya osadočnych porod II, Moskva.

Recenzoval J. Kantor

МИЛАН МИШИК, РУДОЛЬФ КУШИК, КАРОЛ БОРЗА*

ПОРОДЫ С СИЛИКАТНЫМИ ООЛИТАМИ В РЭТЕ
И НИЖНЕМ ЛЕЙАСЕ БЕЛАНСКИХ ТАТР И МАССИВА ШИРОКА

(Рис. 1 в тексте, табл. I—IV)

В предлагаемой статье дается подробное описание пород рэты с шамозитовыми оолитами и пород нижнего лейаса с илитовыми оолитами, которые были обнаружены авторами в Беланских Татрах и массиве Широка (Центральные Западные Карпаты).

* Д-р М. Мишик, Кафедра геологии и палеонтологии Университета им. Коменского, Bratislava, площ. Готвальда 2.

Диплом. геолог Р. Кушик и диплом. геолог К. Борза, Геологическая лаборатория Словацкой академии наук, Bratislava, ул. Обранцов мьеру 41.

На южном склоне горы Ждиарска Видла (покров второго порядка Гавран) в слоях геттанжского возраста, представленных черными мергелистыми сланцами и, в подчиненном количестве, песчанисто-оолитовыми и мелкоракушечными известняками (см. литологический разрез, составленный согласно „Инструкции по составлению и подготовке к изданию геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:200 000, Варшава 1958), выступают слои темных мергелистых, сильно сидеритизованных известняков с незначительной тонкопесчанистой примесью, с блестящими черными оолитами, сложенными иллитом. Они прослеживаются на протяжении 50 м по простиранию, а затем выклиниваются.

1. Органические остатки: членики иглокожих (главным образом криноидей), остракоды, обломки тонкостенных раковин пелеципод, мелкие гастроподы (нередко замещенные эпигенетическим пиритом), единичные фораминиферы, иглы морских ежей, кальцифицированные радиолярии и гирванеллы.

2. Минеральные компоненты сингенетические и эпигенетические: иллитовые оолиты (термин оолит употреблен для обозначения тельца концентрического строения, а не породы; термин иллит — для обозначения всей группы слюдopodobных глинистых минералов, а не отдельного глинистого минерала).

Макроскопически эти оолиты представляют собой блестящие черные образования, сплюснутые под действием давления. В породе они распределены неравномерно, в значительном количестве наблюдаются лишь в некоторых слоях. В проходящем свете имеют коричневую окраску. Число концентрически-скорлуповатых слоев очень велико; их хорошо видно благодаря изменению интенсивности коричневой окраски (внутренние обычно бывают более светлые) и черному пигменту, по всей вероятности пиритовому. Ядро их выражено по большей части недостаточно отчетливо (в таких случаях это изотропная, более сильно пигментированная масса коричневого цвета) или же в центре находится обломок иглокожего, иногда крупное зерно кальцита. Обломочный кварц в ядре не наблюдался. Средняя величина оолитов 0,6 мм, наиболее вытянутые достигают 1 мм длины. В общем все оолиты деформированы. Чаще всего встречаются „дельфиновидные“ деформации (таблица I, рис. 2; Г. Берг 1944, рис. 51) с утонченными, нередко загнутыми назад концами, сдавленные оолиты (табл. III, рис. 1; Г. Берг 1944, рис. 52); изредка можно обнаружить „костевидные“ формы (табл. I, фиг. 2; Г. Берг 1944, рис. 50). Иногда оолиты вытянуты в тонкие чешуи и почти утрачивают концентрическое строение (табл. II, рис. 1). Утонченные концы соседних оолитов иногда соединяются, образуя „сливающиеся оолиты“ („oolithes confluentes“, А. Кароцци 1953, рис. 15).

При скрещенных николях концентрически-скорлуповатые слои оолитов дают черный крест, часто значительно деформированный. Двупреломление чешуйчатого агрегата примерно то же, что двупреломление слюдopodobных глинистых минералов (цвет желтый до светлос-розового первого порядка). По отношению к радиальной ориентировке удлинение (знак главной зоны) отрицательное. В одном единственном образце обнаружены изотропные оолиты; начиная с центра их замещают — иногда по концентрически-скорлуповатым слоям — неправильные зернышки кальцита с коричневым пигментом. В таких оолитах в центре всегда бывает зерно кальцита. Замещение различимо лишь при скрещенных николях. Такие случаи вообще редки, и замещающим минералом никогда не является сидерит — нижнелейасовые иллитовые оолиты Беланских Татр не представляют собой продукт „деферрификации“ лептохлоритов, как это предполагается для иллитовых оолитов руд Баррандиена (Й. Втеленский 1959).

Извлеченные из породы оолиты не растворяются ни в концентрированной HCl, ни

в концентрированной HNO_3 (наблюдение производилось 2 часа спустя после воздействия кислотой). Это опровергло предположение, что оолиты могут быть фосфатными. По величине среднего показателя преломления, установленной в жидкостях с показателями преломления $= 1,595 \pm 0,003$, можно заключить, что мы имеем дело не с шамозитом-тюрингитом, а скорее всего с минералом характера иллита, что подтверждают и рентгенограммы. Для определения рентгенографическим методом оолиты были извлечены посредством растворения окружающей массы в концентрированной HCl и электромагнитной сепарации. Концентрат из черных чешуек скорлуповатых слоев оолитов был окончательно очищен под бинокулярной лупой, растерт и наклеплен на стеклянное волокно. Изготавливалось по 2 снимка каждого образца — один с Fe-, другой с Co-антикатадами. При изготовлении снимков с Fe-антикатодом употреблялся Mn-фильтр, работа производилась при напряжении 24 кВ и силе тока 20 мА. Время экспозиции 8 часов. Употреблялась цилиндрическая камера диаметром в 64 мм с диафрагмой в 1 мм. Рентгенографические данные (табл. 1 в тексте) позволяют заключить, что это минерал из группы богатого железом диоктаэдрического иллита.

Светлый кальцит вторичного происхождения образует каймы вокруг оолитов. Случается, что он „дополняет“ оолиты до формы, которую они имели первоначально до дегидратации. Г. Берг (1944, рис. 38, 48, 49) объясняет это явление сокращением оолитов в процессе дегидратации в уже затвердевших отложениях. Он предполагает, что на верхней стороне оолита образуется пустота, имеющая в разрезе серповидную форму, которая позднее заполняется вторичным кальцитом. Это явление могло бы служить верным критерием, чтобы отличать нормально залегающие толщи от опрокинутых. По-видимому, однако, вторичный кальцит кристаллизует вокруг всего съежившегося оолита, „поднимает“ его, причем вес оолита существенной роли не играет. Простое заполнение пустого пространства обычно сопровождается частичным, начинающимся с внешнего края замещением оолита светлым вторичным кальцитом (табл. I, рис. 2). Замещение бывает иногда настолько продвинутым, что оолит превращается в скопление довольно крупных зерен светлого кальцита, вокруг которых реликты иллитового оолита образуют оторочки (табл. II, рис. 2).

Деформации оолитов возникли, вероятно, по большей части в процессе седиментогенеза (что при значительной пластичности силикатных оолитов не является редкостью). Так как в Беланских Татрах полоса рэта и нижнего лейаса сильно вытянута тектонически, можно с большой долей вероятности предположить, что верхнемеловые движения не остались без влияния на деформацию оолитов. По своей пластичности иллитовые оолиты сильно отличаются от кальцита, вследствие чего на них возникали небольшие дифференциальные плоскости скольжения. Следует все же отметить, что кальцитовые оолиты из залегающих поблизости пород не являют признаков деформации, вызванной давлением.

Глинистые минералы представлены также в виде примеси в тонкозернистой основной массе породы; их хорошо видно, если растворить карбонаты на открытом шлифе. При скрепленных николях выглядят как сплетение волокон. Средний показатель преломления скоплений этой глинистой примеси $= 1,567 \pm 0,003$, т. е. значительно меньше показателя преломления оолитов.

Что касается других минералов, то интересно отметить наличие тонкозернистого сидерита (рентгеновский анализ, табл. 2 в тексте) эпигенетического происхождения. Сидеритизация происходила за счет Fe, заключенного в осадке; гидротермальный метасоматоз безусловно исключен.

Наблюдается несколько генераций кальцита, изотропный фосфат (наличие его доказано микрохимически) и пирит. Были сделаны единичные находки хлорита в эпигенетических жилках кальцита; гидрогетит присутствует в значительном количестве в коре выветривания (см. данные рентгенографического исследования табл. 3 в тексте).

3. Терригенные компоненты (обломочная примесь): тонкозернистые и алевритистые частицы кварца, часть глинистой примеси, единичные зерна мусковита и циркона.

Вероятная последовательность образования минералов представлена на табл. 4 словацкого текста. Планиметрический анализ приведен на табл. 5, химический на табл. 6; пересчет данных анализов дает довольно точную картину количественного минерального состава.

При перечислении химических анализов прежде всего по P_2O_5 определялось содержание фосфата, а по S — содержание пирита. Остаток FeO, который получался после вычета Fe, входящего в состав пирита, пересчитывался на сидерит. Затем высчитывалось содержание $MgCO_3$. Содержание CO_2 показывает, что $MgCO_3$ не может фигурировать в виде примеси в анкерите, а является отчасти изоморфно связанным в сидерите (сидероплезит). Остаток CO_2 входит в состав кальцита. Высчитанное таким образом содержание кальцита несколько ниже того, которое получается, если исходить из количества CaO (известная часть Ca, Mg, Fe входит в состав глинистых минералов). Содержание иллита было вычислено по количеству K_2O (полевые шпаты отсутствуют) и сопоставлено с содержанием Al_2O_3 . Вычет дал количество свободного SiO_2 (обломочный кварц). Результат находится в довольно хорошем соответствии с данными планиметрического анализа.

1. Восстановление среды осадкообразования

Отложение происходило в море в неглубокой неритовой зоне, по всей вероятности в защищенном заливе. Ни сильного волнобития, ни морских течений не было — обломки не отсортированы, кальцитовые оолиты, которых много в вышележащих слоях, здесь отсутствуют, у раковин остракод обе створки часто находятся вместе. Состав перенесенных на незначительное расстояние органических остатков (иглокожие, фораминиферы) позволяет сделать вывод, что соленость воды была нормальная. Их присутствие указывает также на то, что поблизости должны были существовать условия благоприятные для жизни бентонных организмов (т. е. что среда была в достаточной мере окислительной), хотя прямо на месте, где отлагались оолиты, около дна, среда была восстановительной (возникновение иллитовых оолитов с пиритовым пигментом, битуминозная примесь); характер обстановки особенно ясно проявился при захоронении осадка. Способ образования иллитовых оолитов отличался от того, который характерен для кальцитовых — наивание оболочек не происходило в состоянии взмучивания. Обычно считается, что лептохлоритовые оолиты также не могут возникать этим путем, т. е. в условиях прибоя, взмучивания, когда вода является окислительной средой — они могут образовываться лишь в восстановительной среде. В изученных породах никогда не наблюдалось, чтобы иллитовые оолиты обрастали обломочные зерна кварца, которых здесь много; они навиваются только на кальцитовые зерна (преимущественно членики криноидей), причем в большинстве случаев их ядро бывает коллоидным, изотропным. Если бы при своем образовании они взмучивались, это явление трудно было бы объяснить. Золи Al, Si, Fe у дна водоема по химическим (физико-химическим) закономерностям коагулировали не вокруг зерен кварца, а вокруг зерен кальцита. Никаких указаний на то, как навивались тонкие концентрические слои оолитов, найти в осадке не удалось; остается предположить, что это происходило в результате катания зерен по дну водоема. Наличие значительного количества тонкопесчанистой примеси (кварц, мускоцит, циркон) свидетельствует о том, что обломочный материал приносился издалека, с участков суши, сложенных кристаллическими породами и триасовыми базальными кварцитами.

Б. Известняк с шамозитовыми оолитами в рэте массива Ждиарска Видла

Обнажается в нижней части того же разреза, что и описанный выше известняк с иллито-выми оолитами (рис. 1, слои с шамозитовыми оолитами отмечены звездочкой). Рэт представлен здесь главным образом черными сланцами, отчасти песчанистыми ракушечниками и песчаниками.

Особый интерес представляют серые оолитовые ракушечники.

Органические остатки: обломки пелеципод и брахиопод (иногда пронизанные каналь-цами, проточенными, по всей вероятности, сверлящими водорослями, табл. IV, рис. 2), реже членики иглокожих (часто замещенные гематитом и шамозитом), единичные гастроподы, иглы морских ежей. Встречен один обломок коралла.

Имеется три вида оолитов: а) кальцитовые, б) гематитовые, в) гетит-шамозитовые, иногда шамозитовые.

а) Кальцитовые оолиты бывают различной формы и размера: сферические, иногда вытянутые в одном направлении — это зависит от зачаточного центра. Строение обычно концентрическое и радиально-лучистое. В центре оолитов чаще всего бывают органические остатки, обломочный кварц, реже зерна кальцита. Размеры оолитов колеблются от 0,4 до 0,7 мм.

б) Гематитовые оолиты бывают темно-коричневые до черных, в отраженном свете ржаво-коричневые. Концентрическое строение наблюдается редко. Форма по большей части оваль-ная, менее часто сферическая. Размеры колеблются от 0,3 до 0,5 мм ($a:b = 2,5:1$). В цен-тре гематитовых оолитов бывают органические остатки (членики криноидей, форамини-феры), кварц, в единичных случаях наблюдались зерна кальцита. Часто встречаются оолиты без видимого ядра. В весьма редких случаях оолиты бывают деформированы давлением или последний концентрический слой их оболочки бывает нарушен (табл. III, рис. 3).

Результаты рентгенографических исследований извлеченного из пород гематита приве-дены на табл. 7 в тексте.

в) Гетит-шамозитовые и шамозитовые оолиты встречаются сравнительно редко; ядро у них наблюдается в единичных случаях. Обычно видно чередование тонких шамозитовых и гетитовых слоев. Иногда шамозитовые оолиты замещены гематитом (образующим непра-вильные скопления) или же корродированы кальцитом. В единичных случаях можно было видеть, что шамозит обволакивает обломки тонкозернистого кальцита; последняя оболочка шамозита в таких случаях бывает корродирована. Цвет шамозита светло-зеленый, изредка с синеватым оттенком. При скрещенных николях дает аномальные интерференционные цвета. Плеохроизм хорошо выражен: $N\alpha$ — светло-зеленое, $N\gamma$ — темно-зеленое (табл. III, рис. 2).

Как показывают результаты рентгенографического исследования, хлоритовый минерал, извлеченный из оолитов и из основной массы породы, является шамозитом (табл. 8).

Из эпигенетических минералов следует еще упомянуть пирит.

Терригенные компоненты (обломочная примесь) представлены слабо окатанными зер-нами кварца (среднезернистая фракция, до 1 мм) с включениями циркона, апатита, тур-малина, рутила и хлорита, обломками песчаника (до 0,7 мм) и известняка пелитоморфной

Вероятная последовательность образования минералов и химические анализы приведены в табл. 9.

В. Известняк с шамозитовыми оолитами в рэте горы Червена Скала

Гора Червена Скала относится к массиву Широка, который представляет собой покров второго порядка Буячий. Известняк оолитовый, темно-серого цвета.

Органические остатки: членики криноидей (отчасти замещенные гематитом и шамозитом), обломки пелеципод и брахиопод, реже иглы морских ежей, гастроподы и кораллы.

Оолиты бывают различной формы, чаще всего овальные, реже сферические. Различаются следующие виды оолитов: чисто кальцитовые, кальцитовые, замещенные гетитом, гетит-шамозитовые, иногда шамозитовые. Чисто кальцитовые оолиты встречаются сравнительно редко. Имеют ясно выраженное радиально-лучистое и концентрическое строение. В центре их бывают органические остатки, кварц или же зерна кальцита. Очень часто наблюдаются оолиты, в которых кальцит замещен гетитом, и структура менее ясная. Гетит нередко замещает органические остатки, которые приобретают форму оолитов. Чисто гематитовые оолиты никогда не встречаются.

Изредка попадают гетит-шамозитовые оолиты; в их центре бывает гематит, тонкозернистый кальцит или же органические остатки. Встречаются шамозитовые оолиты частично деформированные. Нередко видны оолиты, корродированные (иногда в очень значительной степени) гетитом и кальцитом. В одном случае можно было различить, что кальцит нарастал перпендикулярно к шамозитовому оолиту, который он корродировал, сохраняя его первоначальную форму. Так же как гетит, шамозит замещает кальцитовые оолиты.

Количество оолитов очень велико. Отдельные оолиты обычно соприкасаются. Размер их в среднем около 0,6 мм.

Большой интерес представляет гетит, который является особенно „агрессивным“. Сам по себе он оолитов не образует, но замещает кальцитовые оолиты, органические остатки, иногда представлен в виде неправильных скоплений или бывает примешан в виде мельчайших частиц к основной массе.

Гидрогетит и шамозит были отделены электромагнитным путем из фракций нерастворимых остатков (результаты рентгенометрического изучения см. табл. 10, 11).

Эпигенетические минералы представлены пиритом (которого значительно больше, чем на предыдущем местонахождении), фосфатом и аутигенным идиоморфным кварцем. Схема вероятной последовательности образования минералов дана на табл. 12.

1. Восстановление среды, в которой отлагались породы рэты с шамозитовыми оолитами

Произведенные исследования показывают, что породы являются морскими осадками, отлагавшимися в обстановке частых колебаний дна при начинающейся трансгрессии моря. Оолиты образовывались в зоне прибоя; зерна кварца, обломки криноидей и другие частицы, которые вследствие движения воды находились в постоянном круговороте, стали ядрами оолитов. На ядра постепенно навивались оболочки, причем места, где образовывались кальцитовые оболочки, были расположены поблизости тех, в которых возникали гематитовые. После отложения оолитов на дне водоема происходило метасоматическое замещение кальцита, органических остатков и других частиц гематитом. Шамозитовые оболочки, которые образуют внешние слои кальцитовых оолитов, навивались, по-видимому, когда оолиты находились уже на дне водоема в отчасти восстановительной среде. Однако вполне точно установить это на основании изученного материала не удалось.

Источником, поставляющим железо, была, по всей вероятности, кора выветривания расположенной поблизости суши, которая — как показывает обломочный материал — была сложена кристаллическими породами, нижнетриасовыми кварцитами и среднетриасовыми известняками.

Табл. I

Рис. 1. „Дельфиновидная“ деформация иллитовых оолитов нижнего лейаса Беланских Татр. Ждиарска Видла. $\times 55$. Фото М а с т и г у б ы. — Рис. 2. Деформированный иллитовый оолит („костевидная“ форма), частично дополненный вторичным кальцитом до первоначальных очертаний. Из того же местонахождения, что на рис. 1. $\times 135$. Фото О с в а л ь д а.

Табл. II

Рис. 1. Иллитовые оолиты, вытянутые вследствие деформации в тонкие чешуи. Белые зерна — обломочный тонкозернистый кварц. В левом верхнем углу виден тонкозернистый сидерит. Нижний лейас Беланских Татр. Ждиарска Видла. $\times 40$. — Рис. 2. Замещение иллитовых оолитов вторичным кальцитом. Из того же местонахождения, что на рис. 1. $\times 43$. Фото М а с т и г у б ы.

Табл. III

Рис. 1. Сплюснутый, деформированный в процессе седиментогенеза иллитовый оолит. Нижний лейас Беланских Татр. Ждиарска Видла. $\times 50$. — Рис. 2. Шамозитовый оолит с хорошо выраженным плеохроизмом. Рэт Беланских Татр. Ждиарска Видла. $\times 79$. Николи Х. — Рис. 3. Гематитовый оолит с отслаивающимися последними оболочками. Песчанистый оолитовый известняк рэта Беланских Татр. Ждиарска Видла. $\times 48$. Фото М а с т и г у б ы.

Табл. IV

Рис. 1. Просверленный (водорослями?) перекристаллизованный обломок раковины. Рэт, Ждиарска Видла. $\times 59$. — Рис. 2. Просверленный водорослями фосфатизированный органический остаток. Рэт, Ждиарска Видла. $\times 122$. — Рис. 3. Поперечное сечение призматическим слоем обломка раковины пелециподы. Песчанистый ракушечник с оолитами. Из того же местонахождения, что на рис. 2. $\times 17$. Фото М а с т и г у б ы.

Перевод со словацкого В. С. Андрусовой

MILAN MIŠIK, RUDOLF KÚŠIK, KAROL BORZA*

GESTEINE MIT SILIKAT-OOIDEN IM RÄT UND UNTEREN LIAS DES GEBIRGES BELANSKÉ TATRY UND DES ŠIROKÁ- MASSIVS

(Abb. 1 im Text, Taf. I—IV)

In den Belanské Tatry und der Široká (Zentralzone der Westkarpaten) stellten die Verfasser im Rät die Anwesenheit von Gesteinen mit Chamosit-Ooiden, im unteren Lias mit Illit-Ooiden fest. Vorliegende Arbeit bringt eine ausführliche Analyse dieser Gesteine.

* Dr. M. Mišik, Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie der Komenský-Universität zu Bratislava, Gottwaldovo nám. 2. Prom. Geol. R. Kúšik, prom. Geol. K. Borza, Geologisches Laboratorium der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41.

Dieses Gestein tritt am Südhang des Berges Ždiarska Vidla (Teildecke des Havran) im Hettangien auf, wo schwarze Mergelschiefer, untergeordnet sandige Oolithkalke und kleine Lammachellenkalke (siehe lithologisches Profil, Erläuterungen nach „Die Instruktion über die Zusammenstellung und Drucklegung geologischer Karten und Lagerstättenkarten im Maßstab 1:200 000, Warszawa 1958) vorkommen.

Das angeführte Gestein bildet eine Bank von 1,15 m Mächtigkeit, die sich in eine Entfernung von 50 m verfolgen läßt und lateral ausklingt.

Es handelt sich um dunkle, beträchtlich sideritisierte Mergelkalke mit einer spärlichen, feinsandigen Beimengung, mit schwarzen, glänzenden Illit-Ooiden.

1. Organogene Reste. Echinodermenglieder (hauptsächlich Crinoidenglieder), Ostracoden, Bruchstücke dünnchaliger Lamellibranchiaten, kleine Gastropoden (oft werden sie durch epigenetischen Pyrit verdrängt), vereinzelt Foraminiferen, Echinoideenstacheln, kalzifizierte Radiolarien und Girvanellen.

2. Syngenetische und epigenetische Mineralkomponenten: Die Illit-Ooide (der Ausdruck Illit bedeutet hier keine Mineralart, sondern die betreffende Tonmineralgruppe). Makroskopisch sind sie schwarz, glänzend durch den Druck abgeflacht. Wir finden sie unregelmäßig im Gestein verstreut; häufiger treten sie nur in einigen Lamina auf. Im durchgehenden Licht haben sie braune Farbe. Die Zahl der Kortikularschichtchen ist groß und diese treten infolge Intensitätsschwankungen der braunen Färbung (die inneren Schichtchen pflegen gewöhnlich lichter zu sein) mit einem feinen, schwarzem, wahrscheinlich aus Pyrit bestehendem Pigment, deutlicher hervor. Zumeist haben die Ooide keinen deutlichen Kern (er wird durch eine braune, isotrope, stärker pigmentierte Masse repräsentiert), oder wird der Kern durch ein Bruchstück eines Echinodermengliedes, oder durch ein größeres Kalzitkorn gebildet. Klastischen Quarz finden wir in den Kernen nicht. Die Durchschnittsgröße der Ooide ist 0,6 mm, bei Längsdehnung erreicht sie 1 mm. Praktisch sind alle Ooide deformiert. Am häufigsten sind „delphinartige Deformationen“ (Taf. I, Abb. 1; G. Berg, 1944, Abb. 51; mit sich verschmälernden, oft zurückgebogenen Enden, zerquetschte Ooide, Taf. III, Abb. 1; G. Berg, 1944, Abb. 52), selten treten „knochenartige“ Formen auf (Taf. I, Abb. 2; G. Berg, 1944, Abb. 50). Manchmal sind die Ooide zu dünnen Schuppen ausgezogen, wobei sie fast vollkommen ihren konzentrischen Bau verlieren (Taf. II, Abb. 1). Manchmal verbinden sich benachbarte Ooide durch ihr sich verschmälerndes Ende und bilden dann „verfließende Ooide“ („oolithes confluentes“, A. Carozzi 1953, Abb. 15).

Im polarisierten Licht weisen die Kortikalschichtchen der Ooide ein beträchtlich deformiertes, schwarzes Kreuz auf. Die Doppelbrechung des blättrigen Aggregates läßt sich mit derjenigen der Tonglimmer (gelb bis hellrosenrot erster Ordnung) vergleichen. Zieht man die radiale Orientierung in Betracht, dann ist der Charakter der Zone negativ. Nur in einer einzigen Probe sind die Ooide isotrop, wobei sie von innen durch unregelmäßige Körnchen eines braunpigmentierten Kalzits verdrängt werden, was manchmal nach den einzelnen Kortikalschichtchen geschieht; in den erwähnten Fällen diente stets ein Kalzitkorn als Kern. Die eben beschriebene Verdrängung ist bloß im polarisierten Licht deutlich sichtbar. Auch bei diesen seltenen Fällen handelt es sich nicht um Verdrängung durch Siderit — die Illit-Ooide des unteren Lias der Belanské Tatry entstanden keineswegs durch Deferrifikation der Leptochlorite, wie man es für die Illit-Ooide der Erze des Barrandiens (J. Vtělenský 1959) voraussetzt.

Beim Herauspräparieren der Ooide wurde festgestellt, daß sie weder in konzentrierter HCl, noch in konzentrierter HNO₃ (nach 2 Stunden beobachtet) löslich sind. Dadurch wurde der Verdacht ausgeschlossen, daß es sich um Phosphat-Ooide handeln könnte. Der mittlere Brechungsindex in Immersion festgestellt, $n = 1,595 \pm 0,003$, schließt die Zugehörigkeit zum Chamosit-Thuringit

aus und bestätigt die Voraussetzung ihres illitischen Charakters. Auch das aus den ausseparierten Ooiden verfertigte Röntgenogramm bekräftigt diese Voraussetzung. Zur röntgenographischen Identifikation wurden die Ooide durch Lösung in konzentrierter HCl konzentriert und elektromagnetisch separiert. Das Konzentrat aus den Kortikalschichtchen der Ooide in Form schwarzer Schüppchen wurde unter der Binokularlupe noch zusätzlich gereinigt und nach Verstreichung an einen Glasfaden geklebt. Es wurden je 2 Aufnahmen aus verschiedenen Proben gemacht, eine bei der Fe, die andere bei der Ca Antikathode. Bei den Aufnahmen mit der Fe Antikathode wurde ein Mn Filter verwendet, es wurde bei einer Spannung von 24 kW und bei der Intensität von 20 mA gearbeitet. Die Expositionszeit war 8 Stunden. Man benützte eine Zylinderskammer von 64 mm Durchmesser mit einer 1 mm Blende. Aus den röntgenographischen Angaben (Taf. 1 im Text) läßt sich schließen, daß es sich um ein Mineral aus der Gruppe des Dioktaeder-Illites, unter geringer Eisenanreicherung, handelt.

Sekundärer, lichter Kalzit bildet in einigen Fällen Säume um die Ooide. Manchmal „ergänzt“ er deutlich die ursprüngliche Form, welche die Ooide vor der Dehydratation hatte. Diese Erscheinung erklärt G. Berg (1944, Abb. 38, 48, 49) durch Einschrumpfung der Ooide während der Dehydratation, bereits im erhärteten Sediment. An der oberen Seite des Ooides entsteht dann ein kleiner Hohlraum (mit sichelförmigem Querschnitt), der später von sekundärem Kalzit ausgefüllt wird. Diese Erscheinung wäre also ein gutes Kriterium zur Unterscheidung der normal gelagerten, von den überkippten Serien. Es scheint jedoch, daß der sekundäre Kalzit an allen Seiten des abgelösten, einschrumpfenden Ooides kristallisiert, „es hebt“, wobei das Gewicht des Ooides keine wesentliche Rolle spielt. Die passive Raumauffüllung pflegt jedoch fast immer mit einer teilweisen Verdrängung des Ooides durch den lichten, sekundären Kalkspat vom äußeren Rande her (Taf. I, Abb. 2) kombiniert zu sein. Die Verdrängung geht manchmal so weit, daß sich das Ooid in ein Aggregat größerer, lichter Kalzitkörner verwandelt, wobei die Reste des Illit-Ooides nur Lamina zwischen diesen Körnern bilden (Taf. II, Abb. 2).

Die Deformationen der Ooide sind wahrscheinlich ziemlich syngedimentär (bei den ziemlich plastischen Silikat-Ooiden ist dies eine recht allgemeine Erscheinung). Da der aus Rät und unterem Lias bestehende Streifen in den Belanské Tatry oft stark tektonisch reduziert ist, scheint es fast sicher, daß an den Deformationen auch oberkretazische dynamische Wirkungen Anteil nahmen. Da die Plastizität der Illit-Ooide von derjenigen des Kalzits sehr verschieden war, machten sich diese Wirkungen als differenziale, tonige Rutschflächen geltend. Es sei jedoch bemerkt, daß die Kalzit-Ooide (aus den benachbarten Gesteinen) gar keine Druckdeformationen aufweisen.

Die Tonmineralien bilden ebenfalls eine Beimengung in den Partien der feiner körnigen Grundmasse; man kann sie nach Auflösung der Karbonate auf unbedecktem Dünnschliff gut sehen, in polarisiertem Licht bilden sie ein faseriges Netzwerk. Der mittlere Brechungsindex der Aggregate dieser tonigen Beimengung, $n = 1,567 \pm 0,003$, ist also wesentlich niedriger, als der Brechungsindex der Ooide.

Von den übrigen Mineralien verdient der feinkörnige Siderit unsere Aufmerksamkeit (rtg. Analyse, Taf. 2 im Text); er ist deutlich epigenetisch. Die Sideritisierung geschah jedoch auf Kosten des im Sediment enthaltenen Fe und keineswegs durch hydrothermale Metasomatose.

Ferner sind hier mehrere Kalzitgenerationen, ein isotropes Phosphat (mikrochemisch bewiesen) und Pyrit anwesend. Ganz vereinzelt wurde in den epigenetischen Kalzitadern Chlorit vorgefunden; der Hydrogoethit ist in der Verwitterungsrinde häufig (Rtg. Taf. 3 im Text).

3. Terrigene Komponenten (klastische Beimengung): Feinsandige, bis aleuritische Quarzkörner, ein Teil der tonigen Beimengung. Vereinzelt Muskowit und Zirkon.

Die wahrscheinliche Sukzession der Mineralien ist in der Taf. 4. des slowakischen Textes angeführt. Die planimetrische Analyse siehe Taf. 5, die chemischen Analysen Taf. 6; durch Umrechnung gewinnt man ein verhältnismäßig genaues Bild vom quantitativen Mineralbestand.

Bei den Umrechnungen aus den chemischen Analysen wurde zuerst der Phosphatanteil aus P_2O_5 und der Pyritanteil aus S berechnet. Nach Abrechnung des an Pyrit gebundenen Fe wurde der Rest des FeO auf Siderit umgerechnet. Ferner wurde der $MgCO_3$ -Gehalt ausgerechnet. Der Gehalt an CO_2 zeigt, daß sich das $MgCO_3$ nicht auf Ankerit zurückführen läßt, da es teilweise im Siderit isomorph gebunden ist (Sideroplesit). Der Rest an CO_2 gibt den Kalzitgehalt an, der auch so noch etwas niedriger war, als der aus der CaO Vertretung (ein geringer Teil Ca, Mg, Fe ist an die Tonminerale gebunden) schätzungsweise erhaltene Kalzitgehalt. Der Anteil an Illit wurde aus der Vertretung des K_2O (Feldspäte sind nicht anwesend) abgeschätzt und mit der Al_2O_3 -Vertretung konfrontiert. Durch Subtraktion wurde der Gehalt an freiem SiO_2 (klastischer Quarz) erhalten, der mit der planimetrischen Analyse in gutem Einklang steht.

1. Rekonstruktion des Sedimentationsmilieus

Es handelt sich um ein marines Milieu, eine Fazies des seichteren Neritikums, wahrscheinlich eine geschützte Bucht. Dieser Teil des Meeres war nämlich keinem größerem Ansturm der Wellen, oder des Meeres ausgesetzt (die Komponenten sind nicht nach der Größe geordnet, es fehlen die Kalzit-Ooide, welche in der hangenden Bank häufig sind, oft kommen Ostracoden mit beisammengebliebenen Hälften vor). Die Vergesellschaftung der organischen Reste weist auf eine normale Salinität des Wassers hin (Echinodermen, Foraminiferen), wenn auch diese Reste offensichtlich auf größere Entfernung verfrachtet wurden. Dies läßt vermuten, daß in der nahen Umgebung günstige Lebensbedingungen für benthonische Organismen (genügend oxydiertes Milieu) herrschten, obwohl hier am Ablagerungsort, nahe des Meeresgrundes, Reduktionsbedingungen (Entstehung der Illit-Ooide mit Pyritpigment, bituminöse Beimengung) waren, die hauptsächlich bei der Überdeckung des Sedimentes zum Ausdruck kamen. Die Illit-Ooide entstanden nicht auf die für die Kalzit-Ooide charakteristische Weise, sie bildeten sich nicht im Schwebzustand. Ebenso wird diese Entstehungsweise gewöhnlich auch für die Leptochlorite für ausgeschlossen betrachtet, mit dem Hinweis darauf, daß das Wasser bei den Brandungsbedingungen, in der Schwebelage, vollkommen oxydiert sein müßte, was zu dem für die Entstehung der Leptochlorit-Ooide erforderlichen Reduktionsmilieu im Widerspruch steht. Die Illit-Ooide aus den untersuchten Gesteinen wachsen nämlich niemals an die klastischen Quarzkörner an, die hier zahlreich sind, sondern bloß an die Kalzitkörner (hauptsächlich Crinoidenglieder), wobei die Mehrzahl von ihnen einen kolloiden, isotropen Kern besitzt. Diese Erscheinung wäre bei einer Entstehung im Schwebzustand nicht verständlich. Die Al, Si, Fe-Sole konzentrierten sich am Meeresgrunde und koagulierte aus chemischen (physikalisch-chemischen) Gründen rund um die Kalzitbruchstücke, keineswegs aber um die Quarzbruchstücke. Die Schichtchen dürften beim Rollen am Grunde entstanden sein, da man keine Beweise für ein Anwachsen, bzw. Nachwachsen inmitten des Sedimentes gefunden hat. Die ziemlich feine, sandige Beimengung (Quarz, Muskowit, Zirkon), weist auf die Zufuhr terrigener Materialien aus einem entfernteren, aufgetauchten Gebiete hin, das aus Kristallin, bzw. aus den basalen Triasquarziten, aufgebaut war.

B. Der Chamosit-Oolithkalk im Rät der Ždiarska Vidla

Dieser Oolithkalk tritt im unteren Teil des selben Profils (Abb. 1 im Texte, die durch ein Sternchen gekennzeichnete Lage) auf. Das Rät wird hier vorwiegend durch schwarze Schiefer gebildet, in geringerem Maße durch Lumachellenkalke, sandige Kalke und Sandsteine. Es handelt sich um graue, sandige oolithische Lumachellenkalke. Organische Reste: Bruchstücke von Lamellibranchiaten und Brachiopoden (manchmal mit Kanälchen, wahrscheinlich den Bohralgen angehörend, Taf. IV, Abb. 1), weniger häufig Echinodermenglieder (oft durch Haematit und Chamosit verdrängt), vereinzelt Gastropoden, Echinodermenstacheln und ein Korallenbruchstück.

Im allgemeinen kann man drei Arten der Ooide unterscheiden: a) Kalzit-Ooide, b) Haematit-Ooide, c) Goethit-Chamosit-, bzw. Chamosit-Ooide.

a) Die Kalzit-Ooide haben sehr verschiedene Form und Größe. Es kann eine sphärische Form sein, die eventuell in einer Richtung gedehnt ist — was vom Keimzentrum abhängt. Gewöhnlich haben sie einen konzentrischen und radial strahligen Bau. In der Mitte der Ooide befinden sich zumeist organische Reste, klastischer Quarz, weniger Kalzitkörner. Die Größe der Ooide schwankt zwischen 0,4—0,7 mm.

b) Die Haematit-Ooide haben dunkelbraune, bis schwarze Farbe, im auffallenden Licht sind sie rostbraun. Bei diesen läßt sich selten ein konzentrischer Bau beobachten. Vorwiegend haben sie eine ovale Form, weniger häufig sind sie rund. Die Größe der Ooide schwankt um 0,3—0,5 mm ($a : b = 2,5 : 1$). Den Kern des Haematit-Ooides bilden gewöhnlich organische Reste (Crinoidenglieder, Foraminiferen), dann Quarz und vereinzelt Kalzitkörner. In der Regel treten jedoch Ooide ohne deutlichen Kern auf. In einem Einzelfalle ist die Deformation eines Ooides durch Druck, eventuell eine Beschädigung der letzten Hülle (Taf. III, Abb. 3) sichtbar.

Die röntgenographischen Angaben über den separierten Haematit siehe in der Taf. 7.

c) Die Goethit-Chamosit-, resp. Chamosit-Ooide treten verhältnismäßig selten auf. Nur vereinzelt zeigt sich bei ihnen ein Kern. Gewöhnlich wechseln die Chamositschichtchen mit den Goethitschichtchen ab. In einigen Fällen wurden Chamosit-Ooide beobachtet, die durch Haematit verdrängt werden (der Haematit bildet in ihnen unregelmäßige Aggregate), eventuell kann eine Korrosion der Chamosit-Ooide durch Kalzit vorkommen. In vereinzelt Fällen umhüllt der Chamosit Bruchstücke eines feinkörnigen Kalzits, wobei die letzte Chamositschicht korrodiert wurde. Der Chamosit hat lichtgrüne Farbe, selten mit einem Stich ins Blaue. Bei gekreuzten Nikols gibt er anomale Interferenzfarben. Er ist deutlich pleochroisch, N_α — lichtgrün, N_γ — dunkelgrün (Taf. III, Abb. 2).

Das aus den Ooiden und hauptsächlich aus der Grundmasse heraus-separierte chloritische Mineral zeigt bei der rgt Untersuchung, daß es sich um Chamosit (Taf. 8) handelt.

Von den epigenetischen Mineralien ist noch der Schwefelkies anzuführen.

Die terrigenen Komponenten (klastische Beimengung) werden durch wenig abgeschliffene Quarzkörner der mittleren Sandkategorie (bis zu 1 mm) gebildet und haben Einschlüsse von Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil und Chlorit; mit Bruchstücken von Sandstein (bis 0,7 mm) und Kalkstein mit Schlammstruktur.

Die wahrscheinliche Sukzession der Mineralien, sowohl wie auch die chemische Analyse, ist in der Taf. 9 angeführt.

C. Der Kalkstein mit Chamosit-Ooiden im Rät der Červená Skala

Dieser Kalk gehört dem Široká-Massiv an, der Teildecke des Bujačie. Es handelt sich um einen dunkelgrauen Oolithkalk.

Organische Reste: Crinoidenglieder (teilweise durch Haematit und Chamosit in Verdrängung begriffen), Bruchstücke von Lamellibrachiaten und Brachiopoden, seltener Echinoiden-Stacheln, Gastropoden und Korallen.

Die Ooide haben verschiedene Form: Vorwiegend sind sie oval, weniger sphärisch. Im allgemeinen lassen sich unter ihnen folgende Arten unterscheiden: aus reinem Kalzit bestehend, solche, bei denen der Kalzit durch Goethit verdrängt wird, Goethit-Chamosit-, bzw. Chamosit-Ooide. Die reinen Kalzit-Ooide kommen verhältnismäßig selten vor. Sie haben einen deutlich radial strahligen und konzentrischen Bau. In der Mitte der Ooide finden wir organische Reste, Quarz, eventuell Kalzitkörner. Sehr häufig sind die durch Goethit verdrängten Kalzit-Ooide. In solchem Falle tritt der Bau der Ooide weniger klar hervor. Der Goethit verdrängt oft organische Reste, welche die Formen der Ooide annehmen. Reine Haematit-Ooide kommen nicht vor.

In seltenen Fällen treten Goethit-Chamosit-Ooide auf. Den Kern solcher Ooide pflegt Haematit oder feinkörniger Kalzit zu bilden, er kann aber auch aus organischen Resten bestehen. Die Chamosit-Ooide sind gewöhnlich teilweise deformiert. Oft sind die Ooide korrodiert und zwar durch Goethit und Kalzit. In einigen Fällen ist die Korrosion ziemlich groß. In einem Falle wurde an einem Chamosit-Ooide beobachtet, wie der Kalzit, nachdem er das Ooid korrodiert hatte, senkrecht zu diesem anwächst und dessen ursprüngliche Form beibehält. Der Chamosit verdrängt, ähnlich wie der Goethit, die Kalzit-Ooide.

Die Menge der Ooide ist groß und gewöhnlich berühren sie einander. Ihre Durchschnittsgröße schwankt um 0,6 mm.

Besondere Aufmerksamkeit verdient der Goethit, welcher besonders aggressiv ist. Selbst tritt er nicht in Ooid-Form auf, sondern verdrängt die Ooide aus Kalzit und organischen Resten, eventuell bildet er unregelmäßige Schlieren und kann auch mit der Grundmasse fein vermischt sein.

Aus den elektromagnetisch separierten Fraktionen der unlöslichen Rückstände wurden Hydrogoethit und Chamosit (Rtg. siehe Taf. 10, 11) durch Konzentration erhalten.

Was die epigenetischen Mineralien betrifft ist noch die Anwesenheit des Pyrits zu nennen, der hier viel häufiger auftritt, als an der vorhergehenden Lokalität. Ferner kommt ein Phosphat und autigener, idiomorpher Quarz vor. Das wahrscheinliche Schema der Sukzession der Mineralien ist in der Taf. 12 angeführt.

1. Rekonstruktion des Sedimentationsmilieus der rätischen Gesteine mit Chamosit-Ooiden

Aus den Analysen geht hervor, daß es sich um marine Sedimente handelt, die bei der häufigen Oszillation des Meeresgrundes am Anfang einer mächtigen Transgression abgelagert wurden. Die Ooide bildeten sich in der Brandungszone, wo es zu kreisenden Bewegungen der Quarzkörner, Organismenbruchstücke u. ähnl. kam, die so zu Kernen der Ooide wurden. Die Kerne wurden an den nahe zueinander gelegenen Stellen allmählich sowohl von Kalzit-, als auch von Haematit-Schichtchen umwachsen. Nach der Sedimentation der Ooide am Meeresgrunde verdrängte der Haematit metasomatisch den Kalzit, Bruchstücke organischer Reste u. a. Die Chamosit-Hüllen, die gewöhnlich an der Peripherie der Kalzitoberfläche auftreten, bildeten sich wahrscheinlich bereits am Meeresgrunde in einem Milieu, das teilweise Reduktionscharakter trug, was freilich aus dem untersuchten Material nicht mit Sicherheit bewiesen werden konnte.

Der Ursprung des Eisens ist in der Verwitterungsrinde des angrenzenden Festlandes zu suchen, welches nach den terrigenen Komponenten zu schließen aus Kristallin, untertriadischen Quarziten und mitteltriadischen Kalken aufgebaut war.

Erläuterung zu den Tafeln I—IV

Taf. I

Abb. 1. „Delphinartige“ Deformationen an den Illit-Ooide aus dem unteren Lias des Gebirges Belanské Tatry; Ždiarska Vidla. Vergr. 55X. Photo Mastihuba. — Abb. 2: Deformiertes Illit-Ooid („knochenartige“ Form), teilweise durch sekundären Kalzit zum ursprünglichen Umriß ergänzt. Lokalität wie im Vorhergehenden. Vergr. 135X. Photo Oswald.

Taf. II

Abb. 1. Illit-Ooide durch Deformation zu dünnen Schuppen ausgezogen. Die weißen Körnchen gehören einem klastischen, feinsandigen Quarz an. In der linken oberen Ecke feinkörniger Siderit. Unterer Lias der Belanské Tatry; Ždiarska Vidla. Vergr. 40X. — Abb. 2. Verdrängung der Illit-Ooide durch sekundären Kalzit. Lokalität wie im Vorhergehenden. Vergr. 43X.

Photo Mastihuba.

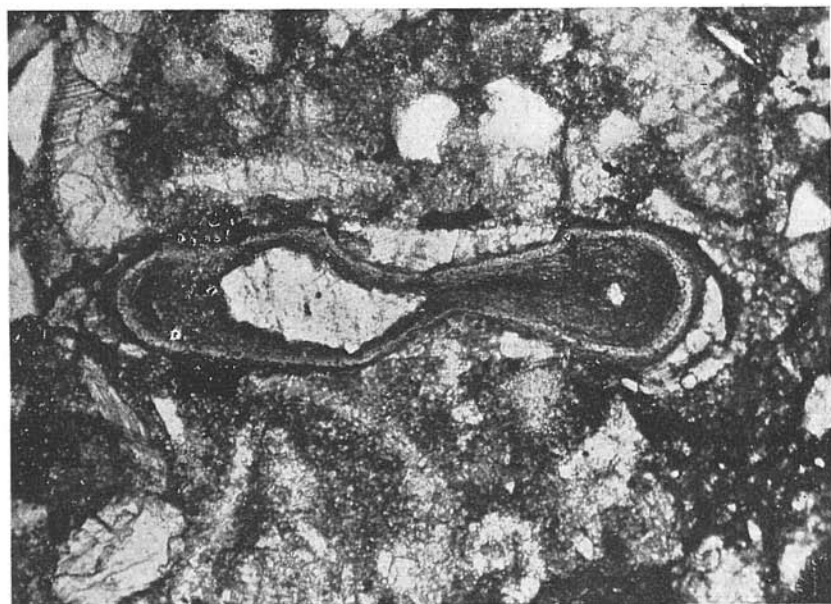
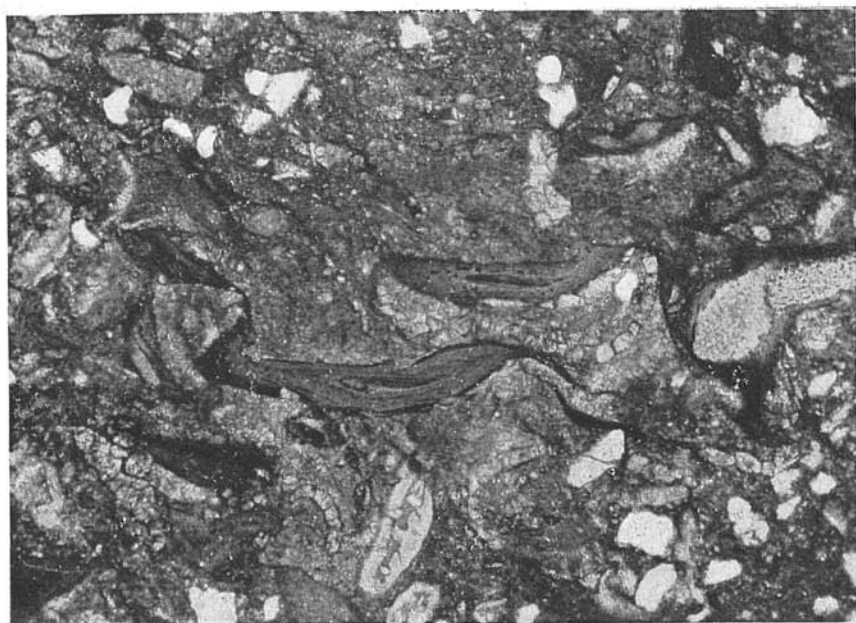
Taf. III

Abb. 1. Zerquetschtes, synsedimentär deformiertes Illit-Ooid. Unterer Lias der Belanské Tatry; Ždiarska Vidla. Vergr. 50×. Photo Mastihuba. — Abb. 2. Chamosit-Ooide mit deutlichem Pleochroismus. Rät der Belanské Tatry; Ždiarska Vidla. Vergr. 79×. Nik. // . — Abb. 3. Abspringen der letzten Hüllen der Haematit-Ooide. Sandiger Oolithkalk aus dem Rät der Belanské Tatry; Ždiarska Vidla. Vergr. 48×. Photo Mastihuba.

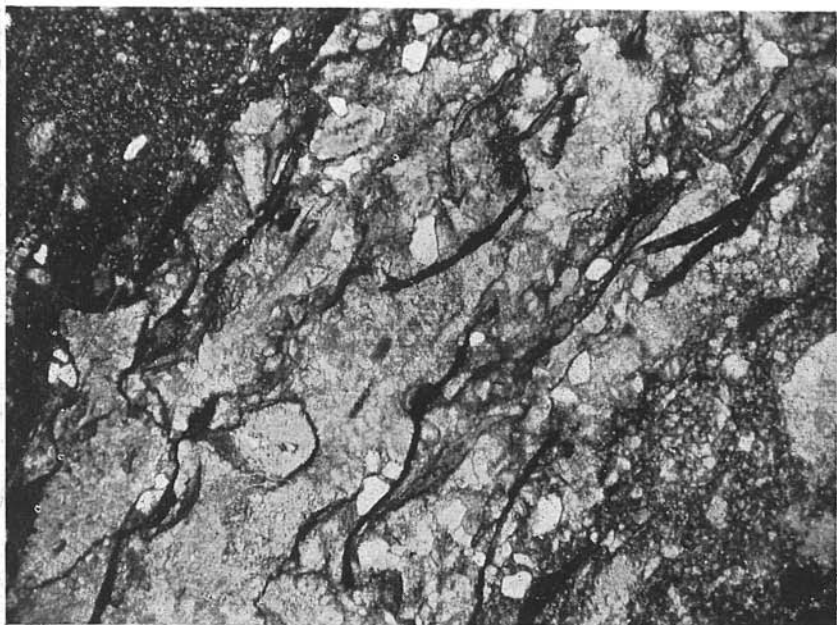
Taf. IV

Abb. 1. Anbohrung eines rekristallisierten Schalenbruchstückes (durch Algen?). Rät, Ždiarska Vidla. Vergr. 59×. Photo Mastihuba. — Abb. 2. Anbohrung eines phosphatisierten organischen Bruchstückes durch Algen. Rät, Ždiarska Vidla. Vergr. 122×. — Abb. 3. Querschnitt durch eine prismatische Schichte eines Lamellibranchiatenschalenbruchstückes. Sandiger Luma-chellenkalk mit Ooiden. Lokalität wie im Vorhergehenden. Vergr. 17×. Photo Mastihuba.

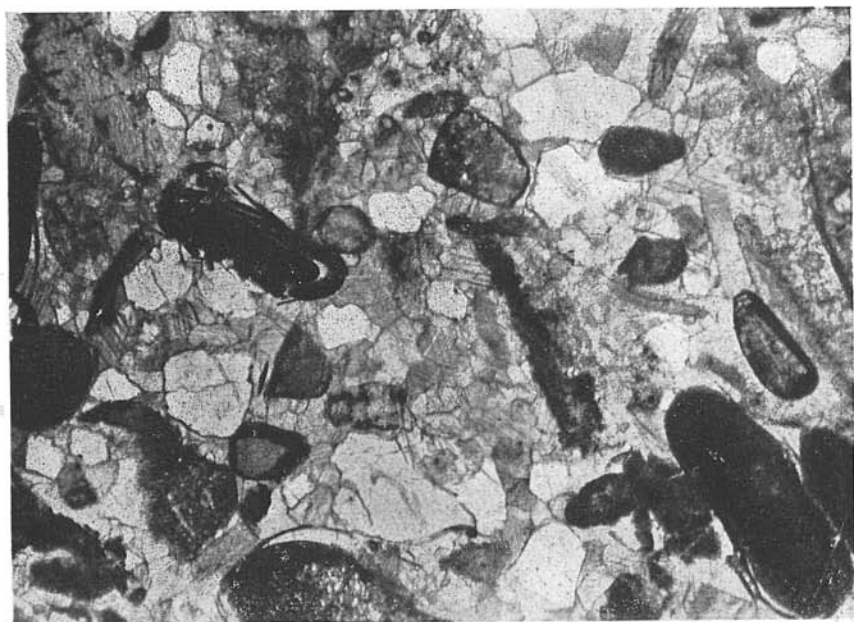
Übersetzt von V. Dlabačová



Obr. 1. „Delfinovitá“ deformácie na ilitových oolitoch zo spodného liasu Belanských Tatier; Ždiarska Vidla. Zv. 55X. Foto M a s t i h u b a. — Obr. 2. Deformovaný ilitový oolit („kosťovitý“ tvar), čiastočne doplnený sekundárnym kalcitom na pôvodný obrys. Lokalita ako v predošlom. Zv. 135X. Foto O s v a l d.

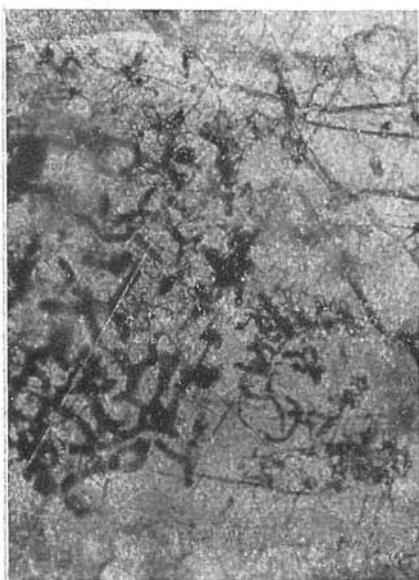


Obr. 1. Ilitové oolity, deformáciou vytiahnuté do tenkých šupín. Biele zrnká patria klastickému jemne piesčitému kremeňu. V ľavom hornom rohu jemnozrnný siderit. Spodný lias Belanských Tatier; Ždiarska Vidla. Zv. 40X. — Obr. 2. Zatláčanie ilitových oolitov sekundárnym kalcitom. Lokalita ako v predošlom. Zv. 43X. Foto Mastihuba.



Obr. 1. Rozmliáždený, synsedimentárne deformovaný ilitový oolit. Spodný lias Belanských Tatier; Ždiarska Vidla. Zv. 50 X. — Obr. 2. Chamozitový oolit so zreteľným pleochroizmom. Rét Belanských Tatier; Ždiarska Vidla. Zv. 79 X. Nik. =. — Obr. 3. Odpraskávanie posledných obalov hematitového oolitu. Piesčitý oolitický vápenec z rétu Belanských Tatier; Ždiarska Vidla. Zv. 48 X.
Foto Mastihuba.

Tab. IV



- Obr. 1. Navrtanie rekrystalizovaného úlomku schránky (riasami?). Rét, Ždiarska Vidla. Zv. 59 X.
 Obr. 2. Navrtávanie fosfatizovaného organického úlomku riasami. Rét, Ždiarska Vidla. Zv. 12.
 Obr. 3. Príčný rez prizmatickou vrstvou úlomku melibranchiátovej schránky. Piesčitý luma-
 chelový vápenec s oolitmi. Lokalita ako v predešlom. Zv. 17 X. Foto M a s t i h u b a.