

K. BORZA, E. MARTÍNY*

VÝSKUM GLAUKONITOVÉHO VÁPENCA ALBU
JAVOROVEJ DOLINY V TATRÁCHИССЛЕДОВАНИЕ ГЛАУКОНИТОВОГО ИЗВЕСТНЯКА АЛЬБА
ЯВОРОВОЙ ДОЛИНЫ В ТАТРАХ

(Nemecké resumé)

Autori v predloženej práci podávajú petrograficko-mineralogickú štúdiu glaukonitového vápenca. I. časť spracoval K. Borza, II. časť E. Martíny. Autori si považujú za milú povinnosť poďakovať sa inž. B. Čičelovi z GÜDŠ za cenné pripomienky.

Časť I

Glaukonitový vápenec leží na svetlosivých vápencoch vysokotatranskej série, v ktorej doteraz nebolo možné oddeliť časť patriacu k jure od časti, ktorá patrí spodnej kriede. Je však niekoľko dôkazov, že vo východných Tatrách tieto vápence zastupujú i najvyššie polohy spodnej kriedy, t. j. patria urgónu. Vyznačujú sa nedostatkom vrstevnatosti. V Javorovej doline pri Javorinskej poľane nad vyvierackou v úzkej súteske sú vyvinuté svetlé vápence malm-urgonské, nad ktorými leží normálne alb. Pri styku s albom je obnažený povrch najvyššej vrstvy vápencov, na ktorej sú vyvetrané početné skameneliny viditeľné v prierezoch. Mnohé z nich majú výzor rudistov a je isté, že ide o organogénny urgónsky vývin, pretože som v nich zistil prierezy orbitolín (Borza, 1959).

V mikroskope vidieť, že urgónsky vápenec má štruktúru gravelovú. Skladá sa z úlomkov pelitomorfných, jemnozrnných, organogénnych vápencov a úlomkov organických zvyškov. Medzi gravelmi sa vyskytujú úlomky vápenca s *Calpionella alpina* a *Globochaete alpina*. Úlomky tvoria 50–60 %. Veľkosť gravelov sa pohybuje od 0,15–0,8 mm. Najčastejšie sú však gravely veľkosti 0,3 mm.

* Prom. geol. K. Borza, inž. E. Martíny, Geologické laboratórium SAV, ul. Obrancov mieru 41, Bratislava.

Ich tvar je rôzny, prevahu majú oválne tvary, často neopracované. Úlomky jemnozrnného vápenca sú na okrajoch granulované. Organické zvyšky sú väčšinou rekryštalizované. Vyskytujú sa články *echinodermov*, prierezy schránok *lamelibranchiát*, *miliolidy*, *Orbitolina* sp. a *machovky*. V hornine sa ojedinele pozorovali zrníčka klastického kremeňa, muskovit a chlorit. Uvedený vápenec je značne podobný muránskeму vápencu Belanských Tatier.

Sedimentácia urgónskych vápencov mala za následok splytenie sedimentačného prostredia, čoho dôkazom sú gravely a organogénne úlomky.

Doterajšie poznatky poukazujú na existenciu hiátov v nadloží urgónskych vápencov.

Po sedimentácii vápencov urgónu Tatier (barem—spodný apt) nastalo prerušenie sedimentácie počas vrchného aptu a spodného albu (P a s s e n d o r f e r, 1930). Nová transgresia nastupuje v strednom albe (horizont s *Hoplites dentatus*). Spodné vrstvy albu sú najčastejšie glaukonitové vápence s rôznou faunou a fosforitovými konkréciami (P a s s e n d o r f e r, 1930, 1952). Sú to sedimenty plytkého mora. V prehľbujúcom sa mori sedimentovali pelagické šedé až šedočierne sliene vrchného albu s *Mortoniceras inflatum* a *Stoliczkaia dispar*.

Podľa P a s s e n d o r f e r a na vynorenie urgónu poukazujú zachované stopy červenej substancie typu „terra rossy“ na vápencoch urgónu v doline Wielka Rowień a krasové stopy v doline Spiš-Michalovej. Predalbské skrasovatenie urgónskych vápencov v masíve Širokej opísal aj Z. K o t a ň s k i (1959).

Veľmi charakteristickou črtou transgresie albu je skutočnosť, že nikde na báze nepozorovať zlepenice alebo brekcie zložené z urgónskych vápencov. Uvedený jav svedčí o rýchlej trasgresii mora.

Sedimentácia albu sa začína glaukonitovým vápencom, v ktorom P a s s e n d o r f e r našiel dobre opracované valúny sericiticko-kremitých bridlíc a kremitého dioritu.

G l a u k o n i t o v ý vápenec v Javorovej doline tvorí ca 40 cm hrubú polohu. Je šedohnedej až šedozelenej farby, v spodnej časti polohy má tmavozelený glaukonit, vo vrchnej časti svetlozelený. Zvetraný je hrdzavožltý až červenastý. Miestami v ňom pozorovať červenohnedé flaky poukazujúce na koncentráciu fosfátového minerálu.

Pri mikroskopickom štúdiu vidíme, že vápenec je rekryštalizovaný, štruktúra nerovnomerne zrnitá — granoblastická.

O r g a n i c k é z y š e k y. Nehojné *echinodermové články*. V niektorých prípadoch je v ich póroch vylúčený svetlohnedý izotropný minerál fosfátový a taktiež glaukonit. Ojedinele sa vyskytujú koralý fosilizované fosfátovým minerálom.

G l a u k o n i t je tmavozelenej a svetlozelenej farby, ojedinele žltohnedý. Vy-

skytuje sa vo veľmi rozmanitých zrnách podľa morfológického vzhľadu a taktiež druhu vrastov vzniknutých syngeneticky alebo v rôznych fázach diagenetických premien. Ide prevažne o zrná oválne, resp. nepravidelné. Štruktúra je mikroagregátna. Priemerná veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,15–0,8 mm. Najhojnejšie sú však zrná okolo 0,3 mm.

Čisté zrná glaukonitu sú však veľmi zriedkavé. Prevažne sú korodované kalcitom, resp. dolomitom alebo sideritom. Zriedkavo pozorovať úplné zatlačenie glaukonitu kalcitom a kontúry po glaukonite sú naznačené fosfátovým minerálom a železitým pigmentom. Na zrnách glaukonitu zriedkavo pozorujeme jemné obruby fosfátové a železité, prípadne pyrit, ktorý sa vyskytuje bežne v zrnách glaukonitu. U niektorých zŕn pozorovať praskliny vzniknuté dehydratáciou. Sú vyplnené kalcitom alebo pyritom.

Z uhličitanov má prevahu kalcit, u ktorého pozorujeme dve generácie, a to staršiu — prvotne sedimentovanú — je rekryštalizovaný. Veľkosť zŕn sa pohybuje od 0,1–0,8 mm. Najbežnejšie zrná sú 0,3 mm. Mladší kalcit sa nachádza v epigenetickej výplni pukliniek. Ďalej sú prítomné dolomit a siderit. Siderit tvorí drobné zrnká vyššie lomného karbonátu s tendenciou k idiomorfnému obmedzeniu, často hnedej farby s nejasnou zonárnou stavbou. Sústreďuje sa v nepravidelných drobných šošovkách a zhlukoch. Je zrejme epigenetický, pretože jeho zhluky vnikajú do väčších kalcitových jedincov.

Dolomit je vyvinutý v podobe klencových kryštálikov zatláčajúcich glaukonit.

Fosfát — svetlohnedý izotropný minerál, vylúčený v póroch krinoidových článkov, fosilizujúci septá koralov. Tiež tvorí menšie, zriedkavo väčšie šmuhy. Má uzatvorené zrná glaukonitu, kalcit a ojedinele pyrit. Má epigenetický charakter. Mikrochemická reakcia na P s HNO_3 a molybdenanom amónnym bola na výbruse kladná. Pri kvapkových skúškach na makrovzorke vznikla žltá zrazenina.

Pyrit. Množstvo pyritu v jednotlivých výbrusoch kolíše. Dobré sa študuje v nerozpustnom zvyšku, kde tvorí pekné kryštáliky i rôzne zrasty. Vyskytuje sa však i vo forme nepravidelných zŕn. Často je viazaný na zrná glaukonitu, kde tvorí jadro, prípadne vyplňa jemné puklinky. Je výrazne epigenetický.

Klastickú prímies tvorí kremeň, ktorý sa vyskytuje v drobných zrnách o priemernej veľkosti 0,1 mm. Je ostrohranný, prípadne korodovaný kalcitom. V nerozpustnom zvyšku okrem kremeňa sa zistil ešte biotit a muskovit vo forme jemných lupienkov, zrná rutilu a turmalínu vo forme nepravidelných zŕn.

Pravdepodobná sukcesia minerálov

terigénne	syngenetické a rane diagenetické	epigenetické
kremeň		
biotit		
turmalín		
rutil	kalcit glaukonit (časť fosfátu — fosilizujúci?)	rekryštalizácia kalcitu siderit dolomit pyrit fosfát kalcit pukliniek

Planimetrická analýza

	1	2	3
Uhličitany	81,9 %	79,2 %	73,0 %
Glaukonit	15,6 %	15,2 %	4,1 %
Pyrit	1,5 %	2,9 %	1,3 %
Fosfát	1,0 %	2,7 %	21,6 %
Dĺžka línie	208 mm	210,15 mm	215,35 mm

Z planimetrickej analýzy vzoriek vidno, že jednotlivé zložky sú nepravidelne rozmiestené.

Podmienky sedimentačného prostredia glaukonitového vápenca

Ide o morské prostredie, fáciu plytšieho neritika. Prostredie nebolo vystavené prudšiemu účinku vln alebo prúdov, o čom svedčí charakter sedimentu. Organické zvyšky (*echinodermy* a *koralý*) poukazujú na normálnu salinitu vody a na priaznivé podmienky pre život organizmov. Pri dne panovali redukčné podmienky (pyritový pigment) zvýraznené najmä pri pochovaní sedimentu.

Nedávnymi výskumami sa zistili značná premenlivosť fyzikálnych a chemických vlastností glaukonitu v závislosti od facií v podmienkach, v ktorých sa tvoril. Na základe toho sa považuje glaukonit za zvláštny indikátor faciálnych podmienok sedimentačného prostredia. V súvislosti s tým sa venuje osobitná pozornosť výskumu tých častí súčasných bazénov, v ktorých prebieha tvorba glaukonitu s detailným štúdiom všetkých jeho vlastností. Len takýmto spôsobom možno zistiť jasnú predstavu o pôvode tohto zaujímavého minerálu i v morských sedimentoch dávnych geologických období.

Za týmto účelom študoval glaukonit z ochotského mora V. P. Petelin (1954), ktorý zdroj materiálu pre vznik glaukonitu vidí v produktoch vetrania prinesených z pevniny a v harmiolýze hornín a vulkanického skla, možno i organických komponentov. Predpokladá, že glaukonit vznikol v sedimente v procese diagenézy.

Bližšie názormi o vzniku glaukonitu sa zaoberá M. Turnau-Morawská (1960), ktorá študovala glaukonitový vápenec z Wielkiej Równi. Na základe chemických a petrografických analýz tvrdí, že podmienkou pre tvorbu glaukonitu je medziiným prínos produktov vetrania z pevniny i roztokov bohatých na draslík, ak sedimenty bazénu nedosahovali veľa draselných minerálov. Tento názor môžeme aplikovať i na glaukonit z Javorovej doliny.

Fosfátový minerál tvoril sa v období diagenézy sedimentu. Ťažko však stanoviť, či prítomnosť fosfátov v hornine je spojená s účinkom biochemickým, alebo s podmienkami fyzikálno-chemickými, pretože pôvodná štruktúra horniny je zotretá a prevažná časť organických zvyškov rekryštalizáciou úplne zanikla.

Ak porovnávame glaukonitový vápenec Wielkiej Równi opísaný M. Turnau-Morawskou (1960) a vápenec v Javorovej doline, pozorujeme, že štruktúra vápenca z Wielkiej Równi je kalovo-organogénna, z organických zvyškov pozorovať hojne *Globigerina cretacea*, *Rotalipora roberti*, *Stomiosphaera sphaerica* (Borza, 1961). Naproti tomu glaukonitový vápenec z Javorovej doliny je rekryštalizovaný, strednozrnný a nepozorovať uňho stopy po drobných foraminiféroch.

Tmavošedý slieň. V nadloží glaukonitového vápenca je súvrstvie tmavošedých slieňitých bridlíc až tmavošedých slieňov. V spodnej časti majú tmavošedé slieňe mikrostatickú základnú hmotu s obsahom jemne rozptýleného ilitu. Z organizmov sa vyskytujú *globigeríny* a *rádiolárie*. Klastickú prímes tvoria úlomky kremeňa (15–20 % o priemere 0,05–1 mm), muskovit (1–2 %), chlorit, ojedinelé plagioklasy, zirkón a turmalín. Z epigenetických minerálov sa vyskytuje pyrit.

Vyššie tmavošedé slieňe (vz. 3) nadobúdajú štruktúru organogénno kalovú. Veľmi hojne pozorovať pozdĺžne a priečne prierezy *Nannoconus* sp., bežne sa vyskytuje *Globochaete alpina*, zriedkavo *rádiolárie*, ojedinele *Stomiosphaera* sp., *Pithonella ovalis* (dĺžka 56 μ , šírka 32 μ), rekryštalizované články *echinodermov*, *foraminifery textuláriového typu* a *Globigerina* sp. Klastická prímes ubúda – kremeň (1 %, priemerná veľkosť zŕn 0,01 mm), zriedkavý je rutil, zirkón a leukoxén. Z autigénnych minerálov sa vyskytuje svetlozelený chlorit a hnedastý fosfát, tvoriaci nepravidelné mázdry. Z epigenetických minerálov sa nachádza hojne pyrit vo forme globúl, prípadne nepravidelných zhlukov, ktorý bežne pyritizuje organické zvyšky.

Ako už z opisu vyplýva, po sedimentácii glaukonitového vápenca došlo k prehĺbeniu sedimentačného prostredia, o čom svedčí charakter horniny i fauna.

Uvedená fácia má veľké rozšírenie v centrálnych Karpatoch a ukazuje na značné prehĺbenie mora.

Časť II

Röntgenová analýza

Röntgenovou analýzou sa študovali dve vzorky glaukonitového vápenca a jedna vzorka z nadložia týchto vápencov — slienitá bridlica. Vo vrstve glaukonitového vápenca možno pozorovať v spodnej časti tmavozelený glaukonit (vzorka 1) a vo vrchnej časti polohy svetlozelený glaukonit (vzorka 2). Slienitá bridlica je označená ako vzorka 3.

Vzorky sa na rtg analýzu pripravovali:

1. rozpúšťaním v 5 % HCl za studena (pri vz. 1, 2, 3 sa rozpúšťali vzorky, ktorých zrnitosť bola $\leq 0,06$ mm, a pri vz. 1 a 2 navyše zrná $\leq 2,5$ mm). Nerozpustné zvyšky: vz. 1 — 13,55 %, vz. 2 — 7,96 %, vz. 3 — 69,09 %;

2. sedimentovaním nerozpustných zvyškov v Andreasenovom sedimentačnom valci. Takto sa získala frakcia $< 1 \mu$ vz. 1, 2 a 3;

3. nerozpustný zvyšok vz. 1 a 2 sa separoval v bromoforme a ľahký podiel elektromagnetickou separáciou. Z magnetického podielu sa zrná glaukonitu vybrali pod binokulárnou lupou. Tu sa ukázalo, že zatiaľ čo glaukonit zo vz. 2 je čistý — svetlozelený, glaukonit zo vz. 1 je tmavozelený a popraskaný pyritom a jednotlivé zrná sú značne navetrané (limonitizovaný povrch).

Z tohto dôvodu sa študoval iba glaukonit vyseparovaný zo vz. 2, v ďalšom označovaný 2g.

Mineralogické zloženie nerozpustných zvyškov frakcie $< 1 \mu$ a vyseparovaného glaukonitu sa stanovilo metódou Debye-Scherrerovou (priemer komôrky 64 mm, clonka 0,5 mm, Fe — filter, expozičná doba 30—35 hod.) a metódou na priechod: 1. vzoriek s prirodzenou vlhkosťou, 2. vzoriek nasiaknutých glycerínom, 3. vzoriek vyžíhaných na 600 °C. (Vzdialenosť vzorky od filmu 90 mm, clonka 0,5 mm, expozičná doba 80—90 hod.). Pri oboch metódach sa použilo žiarenie Co K $_{\alpha}$ (23 kV a 32 mA).

Röntgenovou analýzou vzoriek s prirodzenou vlhkosťou metódou na priechod sa zistili 10 kX reflexy pri všetkých vzorkách, 14 kX a 7 kX reflexy pri vzorkách 1 a 3.

Pri vzorkách napojených glycerínom (vz. 1 a 3) 14 kX čiary sa posunuli k 17,7 kX, z čoho sa dalo usudzovať jednak na prítomnosť montmorilonitu alebo napučievajúceho chloritu. 7 kX čiara, charakteristická pre chlority a kaolinit pri vz. 3, mala nezmenenú intenzitu, pri vz. 1 zoslabla. 10 kX čiary charakteristické pre sludy ostali bez zmeny (čiastočne difúzne okraje).

Po vyžíhaní vzoriek na 600 °C 10 kX čiary a 14 kX čiary ostali bez zmeny (vz. 1 a 3), kým 7 kX čiary podstatne zoslabli (oproti vzorkám s prirodzenou

vlhkosťou). Prítomnosť 14 kX čiar teda svedčí, že montmorilonit v dokázateľných množstvách nie je prítomný, ale že ide o niektorý minerál zo skupiny chloritov. Toto potvrdila aj prítomnosť 7 kX čiar, ktoré by sa v prípade dokázateľného množstva kaolinitu neobjavili, pretože kaolinit vyžíhaný pri 600 °C stráca kryštalickú štruktúru.

Metódou na priechod a Debye-Scherrerovou metódou sa teda dokázali zo spomínaných možností chlorit a ilit, zatiaľ čo montmorilonit a kaolinit sa v dokázateľných množstvách nezistili.

Difrakčné údaje (tab. 1) d sú v kX, intenzity sa porovnávali vizuálne. Pre chlorit sa použili skupinové kritériá (pretože nie je prítomný čistý minerál) podľa G. W. Brindleya a D. M. Mac Ewana, ilit sa porovnal s hodnotami d podľa R. E. Grima, muskovit podľa G. Nagelschmidta, kremeň podľa I. D. Sedleckého (G. W. Brindley: X-Ray identification and crystal structure of clay minerals. Ruský preklad, Moskva 1955). Hodnoty d pre glaukonit sa porovnali s hodnotami podľa I. V. Johanssona a V. I. Michejeva (V. I. Michejev: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Moskva 1957). Hodnoty d pre 1 M muskovit podľa H. S. Yodera a H. P. Eugstera (Synthetic and Natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. acta 8, 1955) a F. Nováka, J. Vtělenského, F. Kupku (Dva výskyty jílových slídnatých nerostů v Čechách. Rozpravy ČSAV, seš. 8, 1960).

Podľa vyhodnotenia tab. 1 môžeme jednoznačne stanoviť v jednotlivých vzor-
kách tieto minerály (ako hlavné):

- vz. 1 — chlorit, ilit, glaukonit,
- vz. 2 — glaukonit, ilit,
- vz. 2g — glaukonit, ilit,
- vz. 3 — ilit, chlorit, kremeň, muskovit.

Minerály, ktoré tvoria prímes, možno pre veľkú príbuznosť (čo je charakteristické pre sludy) stanoviť iba na základe zvýšenia intenzít hodnôt d hlavných minerálov, príp. iba niekoľkými hodnotami d , v ktorých hlavné minerály reflexy nemajú, alebo koincenciou čiar, ktorá je však pri hlavných mineráloch značná.

Z uvedeného vidíme, že glaukonit (vz. 2g) nie je čistý v mineralogickom zmysle slova, lebo obsahuje ilit, čo potvrdzuje tiež štúdium výbrusov, kde niektoré glaukonitové zrná sú poprerastané ilitom. Vz. 2 okrem glaukonitu a ilitu obsahuje ešte prímes muskovitu, čo sa prejavilo pri niektorých hodnotách d zvýšením intenzity (4,99 kX, 3,27 kX), koincenciou (10,04 kX, 3,61 kX) a čiarou 2,135 kX charakteristickou pre muskovit. Čiara 1,813 kX poukazuje na prímes kremeňa. Na prímes biotitu možno usudzovať z čiar (10,04 kX, 4,34 kX, 1,36 kX). Vz. 1 okrem hlavných minerálov obsahuje prímes kremeňa (1,82 kX) a muskovitu (2,13 kX). Biotit v tejto vzorke sa nedá jednoznačne stanoviť (10,18 kX). Vz. 3 ako prímesové minerály obsahuje muskovit, ktorý sa tu nachádza vo väčšom

Tabuľka 1

Vzorka 2g				Vzorka 2				Vzorka 1					Vzorka 3					
d	I	glaukonit	ilit	d	I	glaukonit	ilit	d	I	chlorit	ilit	glaukonit	d	I	chlorit	ilit	kremeň	muskovit
9,94	v. s.	+	+	10,04	s.	+	+	13,83	sl.	+	—	—	13,98	sl.	+	—	—	—
								10,18	s.	—	+	+	9,85	str.	—	+	—	—
								7,07	str.	+	—	—	7,07	str.	+	—	—	—
4,95	s.	+	+	4,99	s.	+	+	4,83	v. sl.	+	+	—	4,92	str.	+	+	—	—
4,49	v. s.	+	+	4,46	v. s.	+	+	4,49	v. s.	—	+	+	4,47	v. s.	—	+	—	+
4,32	str.	+	—	4,34	str.	+	—											
													4,24	s.	—	—	+	—
4,01	sl.	—	+	4,16	v. sl.	+	+											
													3,69	v. sl.	—	+	—	—
													3,67	v. sl.	—	—	—	1M
3,64	s.	+	—	3,61	s.	+	—	3,66	str.	—	—	+						
								3,54	str.	+	—	—						
													3,45	str.	—	+	—	+
3,29	s.	+	+	3,27	v. s.	+	+	3,30	s.	—	+	+	3,32	v. s.	—	+	—	+
													3,17	str.	—	+	—	+
3,04	s.	+	+	3,05	s.	+	+	3,06	sl.	—	+	+						
													2,95	str.	—	+	—	+
2,86	sl.	—	+	2,86	v. sl.	—	+						2,82	sl.	+	+	—	—
2,658	sl.	+	—	2,650	v. sl.	+	—	2,67	sl.	—	—	+						
2,563	v. s.	+	+	2,563	v. s.	+	+	2,574	v. s.	+	+	+	2,55	v. s.	+	+	—	—
				2,444	v. sl.	—	+						2,44	str.	+	+	+	—
2,377	s.	+	+	2,377	str.	+	+	2,381	str.	—	+	+	2,368	s.	—	+	—	+
								2,247	sl.	—	+	—						
2,235	sl.	+	+	2,235	sl.	+	+						2,23	sl.	—	+	—	—
2,188	v. sl.	+	+	2,183	v. sl.	+	+	2,191	v. sl.	—	+	+	2,183	v. sl.	—	+	—	—
				2,135	sl.	—	—	2,13	sl.	—	—	—						
													2,117	str.	—	+	+	—
2,109	sl.	+	+															
								1,986	str.	+	+	—	2,041	v. sl.	+	—	—	—
1,974	str.	+	—	1,974	str.	+	—						1,98	s.	+	+	+	—
				1,813	v. sl.	—	—	1,82	v. sl.	—	—	—	1,878	v. sl.	—	—	—	1M
1,703	v. sl.	+	—	1,696	sl.	+	—	1,69	v. sl.	—	—	+	1,81	str.	—	—	+	—
1,644	str.	+	+	1,648	str.	+	+	1,65	sl.	—	+	+	1,675	str.	—	+	+	—
				1,628	str.	—	+						1,638	sl.	—	+	—	—
1,58	v. sl.	+	—	1,592	sl.	+	—						1,596	v. sl.	+	—	—	—
								1,535	sl.	+	—	—	1,532	sl.	+	—	+	—
1,503	s.	+	+	1,501	v. s.	+	+	1,504	str.	—	+	+	1,498	v. s.	—	+	—	+

Vzorka 2g				Vzorka 2				Vzorka 1					Vzorka 3					
<i>d</i>	<i>I</i>	glaukonit	ilit	<i>d</i>	<i>I</i>	glaukonit	ilit	<i>d</i>	<i>I</i>	chlorit	ilit	glaukonit	<i>d</i>	<i>I</i>	chlorit	ilit	křemen	muskovit
1,362	v. sl.	—	—	1,361	v. sl.	—	—	1,393	v. sl.	+	—	—	1,446	v. sl.	—	—	+	—
1,336	v. sl.	+	+	1,33	v. sl.	+	+						1,412	v. sl.	+	—	+	—
1,300	str.	+	+	1,297	s.	+	+	1,298	sl.	—	+	+	1,37	sl.	—	—	+	—
													1,341	sl.	—	+	—	—
													1,297	s.	—	+	—	+
													1,274	v. sl.	—	—	+	—
													1,247	str.	—	+	—	+

množstve ako pri predchádzajúcich vzorkách (tab. 1). Hodnoty $d = 3,67 \text{ kX}$ a $1,878 \text{ kX}$ poukazujú na prípadnú prímies 1 M muskovitu, ktorý opisujú H. S. Yoder a H. P. Eugster (1955) a F. Novák, J. Vtělenský a F. Kupka (1960).

Na základe veľkého množstva rozborov vyseparovaných „glaukonitov“ J. F. Burst (1958) zistil, že treba robiť rozdiel medzi minerálom glaukonitom a jeho petrografickým synonymom. Zistil, že ani veľkosť, ani farba, ani tvar nemôžu slúžiť ako diagnostické kritérium pre minerál glaukonit. Na základe röntgenovej analýzy rozdelil „glaukonity“ vyseparované podľa morfológických hľadísk do štyroch veľkých skupín. Do prvej skupiny zaradil vzorky, ktoré dávali typický difrakčný obraz sludových minerálov, predovšetkým ostré a symetrické bazálne reflexy 001, 002 a 003. Tieto vzorky považuje za mineralogicky čisté glaukonity. V druhej skupine sú tiež slude podobné minerály, avšak spomínané reflexy sú menej ostré, nesymetrické a široké. Do tretej skupiny zaradil „glaukonity“, ktoré obsahovali zmiešané štruktúry. Do štvrtej skupiny zaradil zmesi minerálov, z ktorých najčastejšie sa vyskytovali montmorilonit a ilit a ilit s chloritom.

Záverom našej práce možno povedať, že materiál vyseparovaný z glaukonitového vápenca je zmesou ilitu a minerálu, ktorý možno priradiť k prvej alebo druhej skupine vzoriek študovaných J. F. Burstom (1958). I. Valetton (1958) opisuje podobnú asociáciu minerálov ako ilit-glaukonitovú.

Borza K., 1959: Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. Geol. zborník SAV X, 1, Bratislava. — Borza K., 1961: Výskyt rodu *Stomiosphera* Wanner, *Cadosina* Wanner a *Pithonella* Lorenz v Západných Karpatoch. Geol. zborník SAV XII, 1, Bratislava. — Brindley G. W., 1951: X-Ray identification Crystal structure of clay Minerals. Ruský preklad, Moskva 1955. — Burst J. F., 1958: Mineral heterogeneity in „glauconite“ pellets. Am. Miner. 43, 481–497. — Gorbunova L. I., 1950: Glaukonity jurských i nižnemielových otloženij centraľnoľ časti ruskoľ platformy. Tr. inst. geol. nauk. 114, 40, 65–103, Moskva. — Hower J., 1961: Some factors concerning the nature and origin of glauconite. Am. Miner. 46, 313–334. — Kotański Z., 1959: Z zagadnień transgresji albu wierzchnio w Tatrach. Przeg. geol. 8, Warszawa. — Michejev V. I., 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov, Moskva. — Novák F. — Vtělenský J. — Kupka F., 1960: Dva výskyty jílových slídnatých nerostů v Čechách. Rozpravy ČSAV 8, 70, Praha. — Passendorfer E., 1951: Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierzchowej w Tatrach P. I. G. Práce II, 4, Warszawa. — Passendorfer E., 1952: Jak powstały Tatry. P. Z. W. S. Warszawa. — Petelin V. P., 1954: O nachoždennii autigennoľ glaukonita v sovremennych morskich osadkach. Tr. inst. okeanol. VIII, 220–228, Moskva. — Smulikowski K., 1954: The problem of Glauconite. Arch. min. PAN XVIII, 1, 21–119, Warszawa. — Turnau-Morawska M., 1960: Wapień glaukonitowy z albu Wielkiej Równi w Tatrach. Acta geol. Pol. X, 3, 265–279, Warszawa. — Valetton I., 1958: Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär. Eclogae geol. Helv. 51, 3, 803–814, Bern. — Yoder H. S. — Eugster H. P., 1955: Synthetic and natural muscovites. Geochim. et Cosmochim. Acta 8, 225–280.

Recenzoval B. Čičel.

K. BORZA, E. MARTINY*

DER GLAUKONIT-KALK DES ALB VOM TALE JAVOROVÁ DOLINA IN DER TATRA

(Einige Forschungsergebnisse)

Die Verfasser geben in dieser Arbeit die mineralogisch-petrographischen Untersuchungsergebnisse des Glaukonit-Kalkes.

In der Javorová dolina erscheinen hellgraue Kalke der hochtatratischen Serie, deren höchste Lagen dem Urgon angehören. Nach dem Absatz der Kalke des Urgon (Barrême — unt. Apt) kam es zu einer Unterbrechung der Sedimentation. Die neue Transgression entfällt ins mittlere Alb (Horizont mit *Hoplites dentatus*). Die unteren Schichten des Alb sind zumeist Glaukonit-Kalke mit verschiedener Fauna und Phosphat-Konkretionen (Passendorfer, 1930, 1952). Es handelt sich um Sedimente des seichten Meeres.

Der Glaukonit-Kalk der Javorová dolina bildet eine etwa 40 cm mächtige Lage. Er ist von graubrauner, bis graugrüner Farbe, der untere Teil der Lage enthält dunkelgrünen, der obere hellgrünen Glaukonit. Verwitterter Glaukonit-Kalk ist rostig-gelb bis rötlich, stellenweise beobach-

* Prom. Geol. K. Borza, Ing. E. Martiny, Geologisches Laboratorium der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, ul. Obrancov mieru 41, Bratislava.

tet man in ihm rotbraune Flecken, die auf die Konzentration eines Phosphat-Minerals hinweisen.

Organische Reste. Nicht häufig treten Echinodermenglieder auf. In ihren Poren wurde in einigen Fällen ein ausgeschiedenes hellbraunes, isotropes Phosphat-Mineral, und auch Glaukonit gefunden. Vereinzelt kommen auch Korallen vor, die durch das erwähnte Phosphat-Mineral fossilisiert sind.

Der Glaukonit hat dunkel- bis hellgrüne, vereinzelt gelbgrüne Farbe. Er tritt in mannigfaltigen Körnern auf. Er hat Mikroaggregatstruktur. Die Korngröße schwankt zwischen 0,15 und 0,8 mm. Reine Glaukonitkörner sind selten. Vorwiegend sind dieselben durch Kalzit, Dolomit, Siderit korrodiert. Oft verbindet sich Glaukonit mit Pyrit. Bei einigen Körnern beobachten wir durch Dehydratation entstandene Schrumpfungsrisse.

Von den Karbonaten ist Kalzit vorherrschend und wir können ihn in zwei Generationen beobachten: der ältere, primär abgesetzte Kalzit ist rekristallisiert, der jüngere bildet eine epigenetische Ausfüllung der Spältchen. Ferner ist Siderit anwesend. Er bildet kleine Körnchen eines höher brechenden Karbonats mit der Tendenz zu idiomorpher Begrenzung. Dolomit kommt in Gestalt kleiner Rhomboeder-Kriställchen vor, die den Glaukonit verdrängen.

Das Phosphat — ein hellbraunes, isotropes Mineral-fossilisiert die Krinoidenglieder und Korallensepten und bildet eventuell unregelmäßige Flecken und Schlieren. Die mikrochemische Reaktion für P und HNO_3 mit Ammoniummolybdenat war am Dünnschliff positiv.

Pyrit ist unregelmäßig verteilt. Er wurde im unlöslichen Rest untersucht. Er bildet schöne Kriställchen und verschiedene Verwachsungen.

Die klastische Beimengung besteht aus einer unbedeutenden Menge Quarz, vereinzelter Muskovit- und Biotit-Blättchen und Körnern von Rutil und Turmalin.

Der Glaukonit-Kalk ist ein Sediment des seichteren Neritikum. Das Milieu war keiner stärkeren Einwirkung der Wellen oder Ströme ausgesetzt, wovon der Charakter des Sediments zeugt. Die organischen Reste (Korallen und Echinodermen) weisen auf eine normale Salinität des Meerwassers und auf günstige Lebensbedingungen der Organismen hin. Am Meeresgrund herrschten Reduktionsbedingungen (Pyritpigment), die besonders bei der Überdeckung des Sediments hervortreten.

Im Hangenden der Glaukonitkalke befinden sich dunkelgraue Mergel und Mergelschiefer, die im unteren Teil eine klastische Beimengung von Quarz (15–20 % mit 0,05 bis 0,1 mm Dm der Körner), dessen Menge gegen das Hangende zu bis auf 1 % herabsinkt, enthalten. Die Mergel haben ein organogenes Faulschlammgefüge. Sie enthalten zahlreiche Querschnitte von *Nannoconus* sp., allgemein *Globochaete alpina*, *Radiolarien*, selten *Stomiosphaera* sp., *Pithonella ovalis* und *Globigerina* sp.

Von den autigenen Mineralen tritt hellgrüner Chlorit und ein bräunliches Phosphat auf.

Nach dem Absatz des Glaukonit-Kalkes kam es zu einer Vertiefung des Sedimentationsmilieu, wovon der Charakter des Gesteins, sowohl wie auch die Fauna zeugt. Die angeführte Fazies hat in den Zentralkarpaten große Verbreitung und weist auf eine bedeutende Vertiefung des Meeres hin.

Durch röntgenographische Analyse wurden zwei Proben von Glaukonit-Kalk und eine Probe aus dessen Hangendem — ein Mergelschiefer — untersucht. In der Glaukonit-Kalkschicht kann man im unteren Teil dunkelgrünen Glaukonit (Probe 1) und im oberen Teil hellgrünen Glaukonit (Probe 2) beobachten. Der Mergelschiefer wurde als Probe 3 bezeichnet. Es wurden die unlöslichen Reste analysiert und zwar die Fraktionen $< 1 \mu$ (Probe 1, 2, 3) und der aus der Probe 2 ausgeseparierte und mit 2 g bezeichnete Glaukonit.

Gemäß der Bewertung in Tabelle 1 lassen sich in den untersuchten Proben folgende Minerale eindeutig (als Hauptminerale) bestimmen: Probe 1 — Chlorit, Illit, Glaukonit; Probe 2 —

Glaukonit, Illit; Probe 2g — Glaukonit, Illit; Probe 3 — Illit, Chlorit, Quarz, Muskovit. Außer diesen Hauptmineralen enthalten die Proben noch Beimengungsminerale, und zwar Probe 1 eine Beimengung von Quarz und Muskovit; Probe 2 eine Beimengung von Muskovit. Bei der Probe 3 wurde außer einer größeren Menge Muskovit auch eine Beimengung von 1M Muskovit festgestellt, auf dessen Anwesenheit die Werte $d = 3,67 \text{ kX}$ und $1,878 \text{ kX}$ [H. S. Yoder, H. P. Eugster (1955), F. Novák, J. Vtělenský, F. Kupka (1960)] hinweisen. Die röntgenographische Analyse zeigte auch, daß der ausseparierte Glaukonit (Probe 2g) im mineralogischen Sinne des Wortes nicht rein ist, da er Illit enthält.

Abschließend kann gesagt werden, daß das aus dem Glaukonit-Kalk ausseparierte Material ein Gemisch von Illit und des Minerals-Glaukonit ist. Letzterer kann zur ersten oder zweiten Probengruppe gerechnet werden, die von J. F. Burst (1958) untersucht wurden. I. Valetton (1958) beschreibt eine ähnliche Mineralvergesellschaftung als Illit-Glaukonit-Assoziation.

Übersetzt von V. Dlabačová.