

RUDOLF KÚŠIK

K OTÁZKE ZLOŽENIA A PÔVODU
ŽELEZITÝCH OOLITICKÝCH RÚD ORAVÍC

(Tab. XVIII—XX, nemecké resumé)

Petrografické zloženie

Hneď na prvý pohľad môžeme pri mikroskopickom štúdiu konštatovať, že hornina je tvorená troma elementami:

1. oolitmi,
2. organickými zvyškami,
3. tmelom.

1. Oolity sú formy prevažne elipsoidálnej, niekedy dosť sploštenej. Vyskytujú sa i oolity guľaté, takéto sú najmä oolity vápencové. Veľkosť oolitov kolíše v rozmedzí 0,16—0,80 mm. Skladajú sa z dvoch častí: z jadra a jemne vrstevnatých obalov. Štruktúra týchto obalov je zväčša koncentrická, veľmi zriedkavo je pozorovateľná štruktúra radiálne lúčovitá. V prípade silnej hematizácie bývajú koncentrické vrstvy porušené a jadro je obalované kompaktnou nepriehľadnou masou hematitu. I samo jadro ovulitu je niekedy nahradené hematitom, takže v takom prípade ooid je v predchádzajúcom svetle tmavý, bez jadra a koncentrických vrstvičiek. Jadro je zväčša tvorené kalcitom (často organogénneho pôvodu), menej kremeňom. Nie veľmi časté, ale tým zaujímavejšie sú prípady, keď je jadro tvorené ovulitom. Možno konštatovať, že v takomto prípade sú vonkajšie vrstvičky tvoriace obal oolitu v jadre prikladané nepravidelne v pomere k vrstvičkám oolitu jadra. Len z tohto faktu sa dá usudzovať, že vnútorný oolit vznikol skôr, než došlo k vytváraniu oolitu vonkajšieho.

Veľmi časté sú prípady, že jadro je tvorené organickými zvyškami a okolo fosílií narastal vrstevný obal. Fosílie tvoriace jadro sú obyčajne postihnuté metasomatózou, sú však i výnimky.

Možno pozorovať i také prípady, že dva oolity vedľa seba sú zrastené. Inokedy sú zas spájané hematitovým tmelom.

2. Z organických zvyškov sú najviac zastúpené krinoidy, ježovky a gastropódy. Ich jemná stavba je do detailov zachovaná, vďaka tomu, že sú fosilizované hematitom a chloritom. Ako som už spomenul, sú veľmi časté prípady, že tieto orga-

nické zvyšky tvoria jadro oolitu. Keďže vo väčšine prípadov dosahujú väčšie rozmery ako klastické jadro oolitov, obaly okolo fosílií sú obyčajne bez vrstevnatosti, takže ide o pseudoolity. Organické zvyšky, ktoré sa vyskytujú samostatne a nie v jadre oolitu, sú konzervované rudnou zložkou rôznym spôsobom. Rudný komponent zatláča vápenec aj v kostre organizmu a vtedy je ostatná časť (bunková) tvorená vápencom. Inokedy možno vidieť (napr. na prierezoch krinoidových článkov), že kostra je tvorená vápencom a bunky, ako i stred článku, sú vyplnené chloritom. V každom prípade sa rudná zložka pričínala o veľmi dokonalé zachovanie organických zvyškov a veľmi krásne zvýrazňuje ich stavbu.

Prítomnosť týchto organických zvyškov je jedným z ukazovateľov faktu, že rudy vznikali v mori.

3. Tmel je tvorený vápencom, ktorý je najčastejšie strednokryštalický až jemnokryštalický. Z charakteru tohto vápencového tmelu možno usudzovať, že vznikol až po vytvorení oolitov a jeho kryštalizácia bola pomerne pomalá. Tmel obyčajne prevláda nad oolitmi, iba v najbohatších partiách, kde sú oolity výnimočne zhlučované, majú prevahu nad tmelom.

Minerálna asociácia

Už som uviedol, že hlavnú rudnú masu tvorí hematit. Je to buď hematit hnedej farby, vytvárajúci koncentrické vrstvičky, a vtedy je v mikroskope priesvitný. V inom prípade sú ooidy tvorené hematitom čiernej farby, ktorý je nepriesvitný. Hodno pritom spomenúť, že L. Cayeux (1924) považuje hnedý hematit za najcharakteristickejší element mezozoických rúd. V staropaleozoických oolitických rudách západnej Francie je zas veľmi výrazne zastúpený červený hematit. Uvádza niekoľko prípadov spoločnej asociácie týchto dvoch druhov hematitu, kde hnedý hematit je zatláčaný červeným. Z toho by vyplývalo, že výsledkom premien, prebiehajúcich v hnedom hematite, bol by červený hematit. V našom prípade výskyt červeného hematitu je veľkou raritou a je obmedzený na okrajové partie ooidov, tvorených čiernym hematitom. Z celej minerálnej asociácie je hematit najagresívnejší, lebo najviac impregnuje organické zvyšky vyskytujúce sa nielen v jadre oolitov, ale i tie, ktoré vystupujú samostatne. Prítom je zaujímavé, že pri zatláčaní vápenca sa špecializuje na kosť organizmu, kým bunkové priestory sú vyplňované iným materiálom.

Ďalším rudným minerálom zúčastňujúcim sa tvorby oolitických rúd je silikát železa zo skupiny leptochloritov. V mikroskope je farby bledozelenej aj svetlozelenej, niekedy s nádychom do modra, čo súvisí s obsahom železa. Ide zrejme o prítomnosť niekoľkých foriem, patriacich k vývojovému radu skupiny leptochloritov. Najviac je zastúpený silikát svetlozelenej farby so slabým pleochroizmom, odpovedajúci optickými vlastnosťami šamozitu. Pri skrížených nikoloch dostáva anomálne interferenčné farby. Index lomu je 1,64 (stanovené imerznou

metódou) a má veľmi nízky dvojlom. Je tvorený veľmi jemnými šupinkami, ktorých koncentrická štruktúra nie je veľmi výrazná pri rovnobežných nikoloch, avšak pri skrížených nikoloch sa zvýrazní. Možno konštatovať, že šamozit sa temer nikdy nevyskytuje v jadre oolitu a zriedka vo vnútorných obaloch jadra. Jeho najčastejšie vystupovanie je obmedzené na vonkajšie obaly ovulitov. Podobne ako hematit, aj šamozit v niektorých prípadoch zatláča karbonátové jadro. Šamozitové oolity sa javia menej odolné oproti tlakom, čo sa prejavuje ich čiastočnou deformáciou a odštiepením jednotlivých vonkajších vrstvičiek. Šamozit sa skoro nevyskytuje v tmele, iba v oolitoch. Pritom možno pozorovať, že šamozitové oolity sa zhľukujú oddelene od ovulitov a ooidov tvorených čiernym opakným hematitom. Preto je sledovanie vzájomných vzťahov týchto dvoch minerálov obťažné.

Z nerudných minerálov je ďaleko prevládajúcim kalcit, ktorý vytvára tmel a okrem toho sa vyskytuje aj v oolitoch. Niekedy tvorí ich jadro, inokedy sú ním vytvorené celé oolity. Vápencové ovulity sa vyznačujú tým, že sú pomerne málo deformované, zväčša guľaté. Už spomínané oolity s radiálne lúčovitou stavbou sú skoro výlučne vápnité. Výskyt vápencových oolitov je viazaný najviac na prechodné partie, kde prechádza oolitická ruda do normálneho kryštalického vápenca. Obyčajne je tu spoločenstvo šamozitových a vápencových oolitov. Okrem tohto kryštalického vápenca, tvoriaceho tmel, vyskytuje sa i vápenec organogénneho pôvodu. V oboch prípadoch ide o primárny minerál. Sekundárny kalcit je viazaný na puklinky, ktorých vznik súvisel s diagenetickými pochodmi v hornine. Tento je obyčajne stredno až hrubokryštalický.

Kremeň nachádzajúci sa v oolitoch je dvojakého pôvodu. Kremeň klastický (alogénny) sa vyskytuje v jadre oolitov a kremeň autigénny v tmele. O alogénnom kremeň nemožno tvrdiť, že by bol veľmi opracovaný. Jadrá oolitov tvorené kremeňom sú obyčajne dosť nepravidelne obmedzené, obyčajne sú ostrohranné a laločnaté. Autigénny kremeň tvorí obyčajne malé zrníčka s nepravidelným obmedzením. Najviac sa vyskytuje v partiách bohatých na šamozitové oolity, sprevádzaný ťlovitou substanciou.

Z ostatných minerálov sa sporadicky vyskytuje pyrit. Z mikroskopického štúdia vyplýva, že ide o minerál vzniknutý počas diagenetických pochodov. Vyskytuje sa jednak v tmele, kde tvorí obyčajne malé zhľuky, niekedy však zatláča aj hmotu oolitov, najmä ich obaly.

Produktom hypergénnych procesov v hornine je limonit, ktorý sa vyskytuje na puklinách vzniknutých vplyvom atmosferických činiteľov.

V z á j o m n é v z ť a h y m i n e r á l o v

Hoci ruda nie je nijako extrémne komplikovaného mineralogického zloženia, predsa z mnohých faktov možno usudzovať na zložitú históriu vývoja oolitických

rúd. Na poradie vzniku minerálov možno usudzovať z rôznych prejavov vzájomného zatlačovania minerálov, či už ide o zatlačanie starších minerálov mladšími, alebo v prípade súčasnej kryštalizácie zatlačanie minerálov slabšej kryštalizačnej schopnosti minerálmi so silnejšou kryštalizáciou. Najmarkantnejšie sú tieto metasomatické pochody pozorovateľné pri organických zvyškoch a oolitoch. Mnohé zvyšky organismov nie sú postihnuté metasomatickými pochodmi, avšak väčšina z tých, ktoré sa nachádzajú uprostred železitých oolitov, sú zatláčané. Pôvodne vápnité fosílie sú impregnované buď chloritom, alebo hematitom.

Svedkom najrozsiahlejších premien sú oolity s ich jadrami. V prvom rade si treba všimnúť premien v jadre. To, čo sa musí pripustiť vopred ako samozrejmé, je, že jadro vzniklo skôr ako obaľujúce vrstvičky. Keďže vo veľkej väčšine bolo jadro tvorené vápencom, sú premeny v jadre ľahko pochopiteľné. Štádium najsilnejšej premeny predstavujú jadrá úplne nahradené rudným komponentom. Ide zväčša o nahradzovanie hematitom. Prechodné štádium predstavujú jadrá, do ktorých vniká hematit vo forme jemných vláskov na styku kryštalických zrníček kalcitu. Ich zhľukovaním vznikajú chumáče, ktoré niekedy tvoria celé jadro. Často sú pozorovateľné prípady, že obaly oolitu tvorí chlorit a jadro je zatlačované hematitom. Svedčí to o tom, že k prínosu oxydu železa a jeho kryštalizácii došlo skôr ako k vznikaní šamozitu. O neskoršom vznikaní šamozitu svedčia aj prípady, keď vnútorné obaly oolitu sú tvorené hematitom a vonkajšie šamozitom, ktorý vniká nepravidelnými formami do vnútorných hematitových obalov. I úplné zatlačenie hematitu, resp. kalcitu šamozitom v jadre možno pozorovať. O oneskorenom vývoji tmelu oproti vývoju oolitov svedčí i tá okolnosť, že šamozitové oolity sú niekedy dosť neúplné, zatláčané vápencovým tmelom. Z ďalších premien treba uviesť vznik pyritu počas rannej diagenézy pred spevnením horniny. Pyrit zatláča vápenec v tmele, kde tvorí drobné zhľuky alebo drobné zrníčka. V oolitoch môže niekedy zatlačiť hematitové alebo chloritové obaly. Tieto posledné premeny sú však veľmi zriedkavé.

Chemické zloženie

Vzorky na uvedené chemické analýzy som vybral z partii tvorených hematitovými oolitmi. Týka sa to analýzy č. 2—4. Chemický rozbor vzorky č. 2—4 urobil M a r t í n y, zatiaľ čo analýzu č. 1 mi dal k dispozícii K a n t o r. Obidvom vyslovujem pri tejto príležitosti vďaka za ich láskavosť.

Pri porovnaní chemického zloženia oravickej oolitickej rudy s rudami podobného charakteru zo známych svetových lokalít (Barrandien, Švajčiarska Jura, Lotrinsko, oolitické rudy západnej Francie atď.) pozorovať veľký rozdiel v množstve SiO_2 v pomere k CaO . Pri väčšine oolitických rúd uvedených ložísk má SiO_2 prevahu nad CaO . V našom prípade vidíme pravý opak. Veľmi nízke percento

SiO₂ v oravickej rude svedčí o skoro čistej karbonátovej sedimentácii. Do tohto sedimentačného priestoru bola len vo veľmi malej miere prinášaná kyselina kremičitá morskými prúdmi a tak vznik leptochloritov bol veľmi obmedzený.

Tabuľka chemických analýz

Čís. vzorky	1	2	3	4
SiO ₂	3,41	2,92	3,72	3,28
Al ₂ O ₃	0,25	0,92	0,91	0,97
CaO	40,80	41,80	42,38	42,20
MgO	0,72	1,16	1,44	1,37
P ₂ O ₅	0,84	0,19	0,18	0,29
Fe ₂ O ₃	18,28	17,22	15,27	15,70
FeO	1,78	skúšky sa neurobili		
R ₂ O ₃		19,02	17,02	17,64
MnO	1,10	0,65	0,62	0,63
Na ₂ O	0,46	skúšky sa neurobili		
K ₂ O	0,16	skúšky sa neurobili		
TiO ₂	stopy	stopy	stopy	stopy
Strata žih.	33,55	34,79	35,30	34,61
	100,56	99,65	99,82	99,05

Celkové zastúpenia vápenca v oolitickej hornine presahuje 70 %. Pritom oxydy železa, ako vyplýva z analýzy č. 1, sú zastúpené 20 %. Je teda odôvodnené nazývať túto oolitickú horninu rudou. Súhlasí to i s návrhom Caro z žih o (1953), ktorý považuje za potrebné rozlišovať oolitické rudy s obsahom oxydov železa nad 10 % a v prípade zastúpenia oxydov železa pod 10 % používa názov oolitická hornina. Podľa mineralogického zloženia oolitických rúd rozdeľuje tieto na 4 skupiny:

1. rudy karbonátové (sideritové),
2. silikáty železa,
3. oxydy a hydroxydy železa,
4. sulfidy železa.

Väčšina ložísk oolitických rúd však nemôže byť bezvýhradne zaradená k niektorej z uvedených skupín. Kombináciou jednotlivých skupín nadobúda ložisko ráz miešaného typu. Takéto ložiská sú najčastejšie. V našom prípade možno ložisko zaradiť do skupiny oxydov a hydroxydov železa, lebo zastúpenie chloritov je v pomere k oxydom železa nepatrné.

Keď chceme odpovedať na otázku, ako vznikli naše oolitické rudy, musíme si najskôr vysvetliť, odkiaľ sa vzalo železo, ktoré dalo vznik týmto rudám. Je známe, že morská voda obsahuje len veľmi malé percento železa (2 mg/m^3 , z čoho na pobrežné oblasti pripadá 2 % Fe_2O_3 a na hlbšie zóny 4 % Fe_2O_3). Možnosť vzniku ložísk železných rúd usadzovaním železa obsiahnutého v morskej vode teda odpadá. Podobne malý vplyv pri vytváraní týchto ložísk má železo meteorické, kozmického pôvodu. Rozhodne väčší význam treba pripísať prínosu železa vznikajúceho ako produkt podmorského vetrania hornín (halmyrólzy). Vznik niektorých ložísk železných rúd bol podmienený podmorskými erupciami a termálnymi prameňmi. Zdá sa však, že ani jedna z týchto možností sa nedá aplikovať na vysvetlenie pôvodu železa na predmetnom ložisku. Z uvedených štyroch možností prvé tri majú všeobecne malý význam a ani štvrtá možnosť neprichádza do úvahy, lebo vo vrchnom triase, ktorému stratigraficky zrudnenie zodpovedá, nenachádzame ani v oblasti sedimentačného priestoru subatranských príkrovov ani vo vysokotatranskej oblasti nijaké prejavy podmorského vulkanizmu.

Je teda jasné, že prínos železa musel prísť z pevniny, odkiaľ sa toto splavovalo riekami a potomorskými prúdmi sa dostávalo i do vzdialenejších oblastí od brehu. Vetrание hornín na vynorených častiach muselo byť veľmi intenzívne. Podľa Schneiderhöhnna (in Polaňski 1955) boli takéto oblasti pokryté močiarimi a na ich dne rozkladom rastlín vznikali humusové kyseliny a kyselina uhličitá. Tieto spôsobovali vylúhovanie značného množstva železa z podloží hornín. Tečúcimi vodami sa potom dvojmocné železo pod ochranou humusových látok dostávalo do mora.

Zrekonštruujeme si povedané na sedimentácii rétu, v ktorom sa ložisko nachodí. Je známe, že k sedimentácii rétu v koreňovej zóne spodného subatranského príkrovu, ktorá mala sedimentačný priestor v Ľubietovskom pásme, došlo po kontinentálnej epoche keupra. Ide tu teda o mohutnú transgresiu. Súčasne s transgresiou v intrageosynklinálnych oblastiach, ku ktorým patril i sedimentačný priestor Ľubietovského pásma, dochádza vo vrchnom triase v oblastiach intra-geantiklinálnych k regresii mora. To dáva predstavu o vynorení značne rozsiahlych území, kde dochádzalo k vetraniu a odnosu materiálu. Akého druhu toto vetrание bolo, sme už povedali.

Železo sa môže v počiatočných fázach transportovať aj disociované, kde dvoj-
mocné železo sa prenáša ako dvojmocný hydroxid železa $\text{Fe}(\text{OH})_2$, prípadne $(\text{FeHCO}_3)_2$ a v roztoku sa nachádza vo forme jednoduchých i zložených iónov. V neskoršom období sa stáva železo za prítomnosti dostatočného množstva kyslíka troj-
mocným, to už nemôže byť v roztoku, ale vytvára koloidy. Je to prípad kondenzačného vzniku koloidov. Koloidy bývajú transportované pod ochranou humusových látok. V prípade, že týchto niet, rýchlo koagulujú. Ak sa dostáva

železo v dvojmočnej forme do mora po zlikvidovaní ochranných látok na miestach s turbiditnými prúdmi, je prevzdušňované, pričom vznikajú železité soli, ktoré majú tendenciu hydrolyzovať sa a dávajú ako produkt hydrát železitý. Voľná kyselina znižuje pH prostredia, podnecuje priebeh procesov a necháva v roztoku značné množstvo železa. Súčasne za prítomnosti vápenca je voľná kyselina neutralizovaná karbonátom Ca, čím dochádza k úplnému vyzrážaniu hydrátu železitého. Súčasne sa môže prejavovať činnosť baktérií, najmä rias, a ich oxidačný účinok podmieňuje zrážanie hematitu. Tu sa vlastne prejavuje veľký význam vápencovej sedimentácie pri vznikaní železitých oolitických rúd. V prípade, ak je železo transportované vo forme koloidov chránených humusovými látkami, je proces ich vyzrážania veľmi jednoduchý. Niektoré baktérie absorbujú organické látky chrániace železo pred vyzrážaním a tým urýchlia koaguláciu koloidov.

Ako vyplýva z mikroskopického pozorovania, tvorili sa oolity vo veľmi nestabilnom prostredí, kde dochádzalo k vírivému pohybu zrníček kremeňa, vápenca alebo organických zvyškov, ktoré sa stali neskôr jadrami oolitov. Na tieto zrníčka narastali koncentrické vápnité obaly. Po ich usadení došlo k metasomatóze vápenca v oolitoch hematitom, ktorý niekedy stmeluje i niekoľko oolitov navzájom. Krátko po usadení oolitov a ich metasomatóze sa prejavila nestálosť režimu tým, že nespevnená oolitická hornina bola znovu rozrušená a oolity boli prenášané morskými prúdmi do iného prostredia. O ich prenose po vytvorení svedčí opracovanosť a obrúsenosť vonkajších obalov. Oolity boli prenesené do nového prostredia s odlišnými fyzikálno-chemickými podmienkami, kde boli tmelené vápencovým tmelom. V posledných štádiách ich usadzovania sa začína prejavovať zvýšený prínos kyseliny kremičitej a ílovitých látok, ktoré sú v tmele zjavné. Kyselina kremičitá a ílovité látky boli agresívne na existujúce oolity a vytvoril sa šamozit vo vonkajších obaloch, a to ich kombináciou so železom.

*Géologické laboratórium SAV,
Bratislava*

LITERATÚRA — SCHRIFTTUM

Andrusov D., 1930: Příspěvek k poznání tektoniky a paleogeografie severozápadních Karpat. Sborník SGÚ, Praha. — Bystrický, Fusán, Kantor, 1952: Poznámky k výskytu sedimentárných železných rúd vo werfene Spišsko-gemerského rudohoria. GS III, Bratislava. — Carozzi A., 1953: Pétrographie des roches sédimentaires. Lausanne, Suisse. — Cayeux L., 1924: Les minerais de fer oolithique secondaires de France. Extrait du Bulletin de la Société géologique de France, Paris. — 1911: Les minerais de fer oolithique primaires de France. Ext. de la Revue de Métallurgie, Paris. — 1913: Sur la genèse des minerais de fer sédimentaires. Librairie des Comptes rendus des séances de l'Académie des sciences, Paris. — 1911: Comparaison entre les minerais de fer oolithique de France. Ibid. — 1931: Origine secondaire de la structure radiée des oolithes marines anciennes. Ibid. — 1914: Existence de nombreuses traces d'Algues

perforantes dans les minerais de fer oolithique de France. Ibid. — 1921: Notion d'un métamorphisme général sous-marin, déduite du remaniement des minerais de fer oolithique jurassiques, contemporain de leur dépôt. Ibid. — 1913: Signification des galets de minerais, inclus dans les minerais de fer hétérogènes de Bourgogne. Ibid. — 1931: Les minerais de fer de l'Ouest de la France. Constitution, Mode de formation, Origine du fer. Extrait de la Revue Universelle des Mines, Liège. — 1919: Le minerai de fer de Lorraine. Imprimerie nationale, Paris. — Čuchrov F. V., 1955: Kolloidy v zemnoj kore. Izdat. Akad. nauk SSSR, Moskva. — Déverin L., 1945: Étude pétrographique des Minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. Imprimerie Baud, Lausanne. — Krotov B. P., 1955: K voprosu o zakonomernostjach razmeščeniya morskich i ozernych mestoroždenij železnych rud i boksitov po osnovnym strukturnym edinicam zemnoj kory. Izvestija AN SSSR, Moskva. — Kuźniar Cz., 1928: Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. Sprawozdania polskiego Institutu Geologicznego, Warszawa. — Levainville M. J., 1931: Les minerais de fer de l'Ouest de la France. Extrait de la Revue Universelle des Mines, Liège. — Matějka, Andrusov, 1930: Kritická poznámka o subatranských příkrovecích ve Vysokých Tatrách. Věstník SGÚ, Praha. — Polański A., 1955: Żelazo na ziemi i we wszechświecie. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa. — Preobrażenskij, Sarkisjan, 1954: Minerály osadočných porod. Gostoptechizdat, Moskva. — Slavíková, Slavík, 1917—1918: Studie o železných rudách českého spodního siluru, I, II, III, Rozpravy České akademie, Praha. — Slavík F., 1922: O pisolithických rudách železných s příměsí bauxitovou v české křídě. Rozpravy ČSAV, Praha. — Svoboda, Prantl, 1955: Sedimentární železné rudy Barrandienu. I. rudní revír Zdice. Geotechnika 19, Praha. — Tröger W. E., 1952: Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Vysvetlivky k tabuľkám XVIII—XX

Tab. XVIII

Obr. 1. Hematitové oolity s koncentricko-vrstevnatými obalmi. Jadro, oolitov ako i tmel tvorí vápenec. V ľavom hornom rohu sú oolity úplne zatlačené čiernym opakným hematitom. Výbrus, nikoly rovnobežné. Zväčš. 40×. Foto Kantor. — Obr. 2. Oolity, ktorých jadro je tvorené organickými zvyškami, zatláčanými hematitom, a obaly sú tvorené šamozitom. Základná hmota je vápenec. Výbrus, nikoly rovnobežné. Zväčš. 43,5×.

Foto Mastihuba

Tab. XIX

Obr. 1. Oolity tvorené pyritom. Pyrit tvorí zhľuky aj v základnej vápenecovej hmote. Nábrus. Zväčš. 140×. Foto Kantor. — Obr. 2. Prierez ostňom ježovky, konzervovanej hematitom. Biely minerál je kalcit. Výbrus, nikoly rovnobežné. Zväčš. 69×.

Foto Mastihuba

Tab. XX

Obr. 1. Prierez gastropóda, fosilizovaného hematitom. Okolo neho sú oolity, tvorené čiernym opakným hematitom. Výbrus, nikoly rovnobežné. Zväčš. 125×. — Obr. 2. Priechy rez ostňom krínoida. Kostra je tvorená vápencom mierne zatlačovaným hematitom. Bunkové dutiny sú vyplnené šamozitom. Výbrus, nikoly rovnobežné. Zväčš. 69×.

Foto Mastihuba

ZUR FRAGE DES URSPRUNGS UND DER ZUSAMMENSETZUNG
DER OOLITHISCHEN EISENERZE VON ORAVICE

(Taf. XVIII—XX)

Die Erze bestehen aus drei Grundelementen:

1. Oolithen,
2. organischen Resten,
3. Bindemittel.

1. Die Oolithe haben verschiedene Form, zumeist sind sie ellipsoidal. Ihre Größe schwankt zwischen 0,16—0,80 mm. Sie bestehen aus einem Kern und konzentrisch geschichteten Hüllen. In manchen Fällen ist diese Schichtung nicht vorhanden und dann nennt man das ellipsoidale Körnchen Ooid, resp. Pseudoolith. An der Zusammensetzung der Oolithe beteiligt sich größtenteils Hämatit und Chamosit, eventuell Kalzit und Quarz. Klastischer Quarz kommt im Kern der Oolithe vor. In anderen Fällen besteht der Kern aus Kalk, an welchem sich die Wirkung bedeutender metasomatischer Einflüsse bemerkbar macht, manchmal wurde sogar der ganze Kern durch die Erzkomponente verdrängt. An dem Quarz kann man diese Verdrängung gewöhnlich nicht beobachten. Außerdem kann der Kern auch noch aus organischen Resten bestehen, an welchen sich ebenfalls die Wirkungen der Metasomatose bemerkbar machen.

Die Kernhüllen pflegen konzentrisch geschichteten Bau zu haben, welcher bei Hämatit ausdrücklicher entwickelt ist, als bei Chamosit. Der ältere Hämatit wird durch Chamosit metasomatisch verdrängt.

2. Von den organischen Resten findet man schön erhaltene Echinoiden, Crinoiden und Gastropoden. Sie sind gewöhnlich durch die Erzkomponente konserviert, welche ihren inneren Bau hervortreten läßt und zwar so, daß ein Mineral das Skelett des Lebewesens bildet, ein anderes die Zellräume ausfüllt. Im allgemeinen wurde festgestellt, daß die organischen Reste eine ähnliche mineralogische Entwicklung durchmachten, wie die Eisenoolithe.

3. Das Bindemittel besteht fast ausschließlich aus mittel- bis feinkristallinischem Kalk. Eine eigene Lage bildet ein Gestein, wo im Bindemittel eine größere Menge authigenen Quarzes vorkommt, welcher gewöhnlich kleine, unregelmäßig begrenzte, scharfkantige Körnchen bildet. Während dieser Quarz im Bindemittel vorkommt, erscheint gleichzeitig Chamosit in den Oolithen. Außer den angeführten Mineralen kommt sporadisch Pyrit vor. Er bildet gewöhnlich kleine Aggregate im Bindemittel und manchmal verdrängt er sogar die Hüllen der Oolithe. Offensichtlich gehört er unter die zuletzt entstandenen Minerale.

Die chemische Zusammensetzung des Erzes weist bis 20 % Eisenoxyde und über 70 % Kalk auf. SiO_2 ist gewöhnlich mit rund 3 % vertreten.

Die Entstehung dieser Erze ist nur so zu erklären, daß das Eisen, welches — sei es in dissoziierter oder in kolloidaler Form — vom Festlande herabgeschwemmt wurde, durch die Meeresströmungen auch an vom Ufer weiter entfernte Stellen verschleppt wurde. Im ersten Medium, wo die Kalkoolithe entstanden, kam es durch Einwirkung der turbulenten Strömungen, welche eine kreisende Bewegung des Körnchens hervorriefen, zur allmählichen Verdrängung des Hämatits. Die Oolithe wurden nach ihrer Entstehung wieder in ein anderes Medium gebracht, wo eine größere Zufuhr von Kieselsäure und tonigen Stoffen war. Durch die Kombination dieser letzteren mit Eisen entstand Chamosit, durch welchen einige Hüllen der Oolithe, manchmal auch der Kern verdrängt wird.

*Geologisches Laboratorium
der Slowakischen Akademie der Wissenschaften,
Bratislava*

Übersetzt von V. D l a b a č o v á.

Taf. XVIII

Abb. 1. Hämatit-Oolithe mit konzentrisch geschichteten Hüllen. Der Kern der Oolithe, sowohl wie auch das Bindemittel besteht aus Kalk. In der linken oberen Ecke sind die Oolithe vollständig durch schwarzen, opaken Hämatit verdrängt. Dünnschliff, Nikols parallel. Vergr. 40×. Photo Kantor. — Abb. 2. Oolithe, deren Kern aus organischen Resten besteht, welche durch Hämatit verdrängt werden. Die Hüllen bestehen aus Chamosit. Die Grundmasse besteht aus Kalk. Dünnschliff, Nikols parallel. Vergr. 43,5×.

Photo T. Mastihuba

Taf. XIX

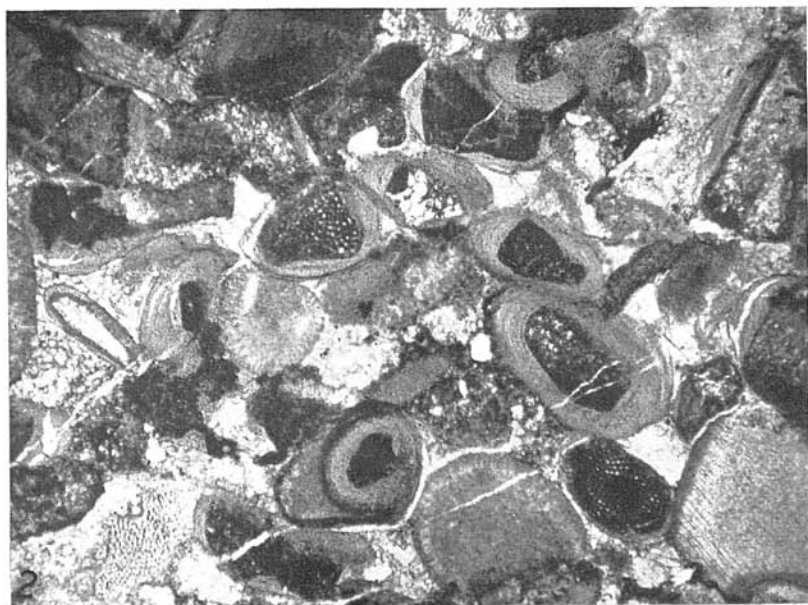
Abb. 1. Oolithe, aus Pyrit bestehend. Pyrit bildet Aggregate auch in der kalkigen Grundmasse. Anschliff. Vergr. 140×. Photo Kantor. — Abb. 2. Schnitt durch den Stachel einer durch Hämatit konservierten Echinoidee. Das weiße Mineral ist Kalzit. Dünnschliff, Nikols parallel. Vergr. 69×.

Photo T. Mastihuba

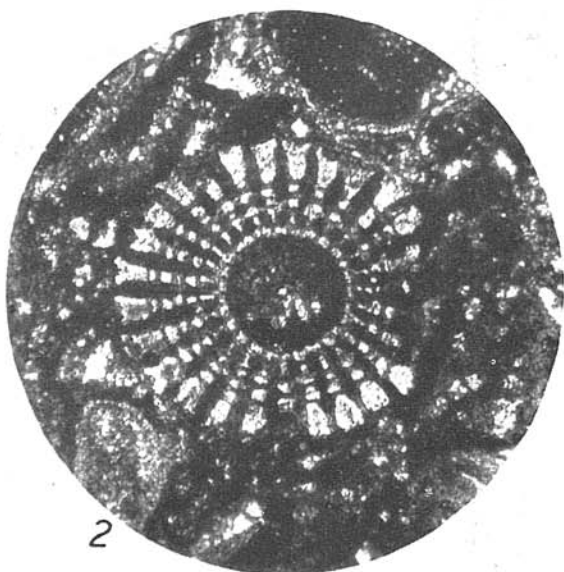
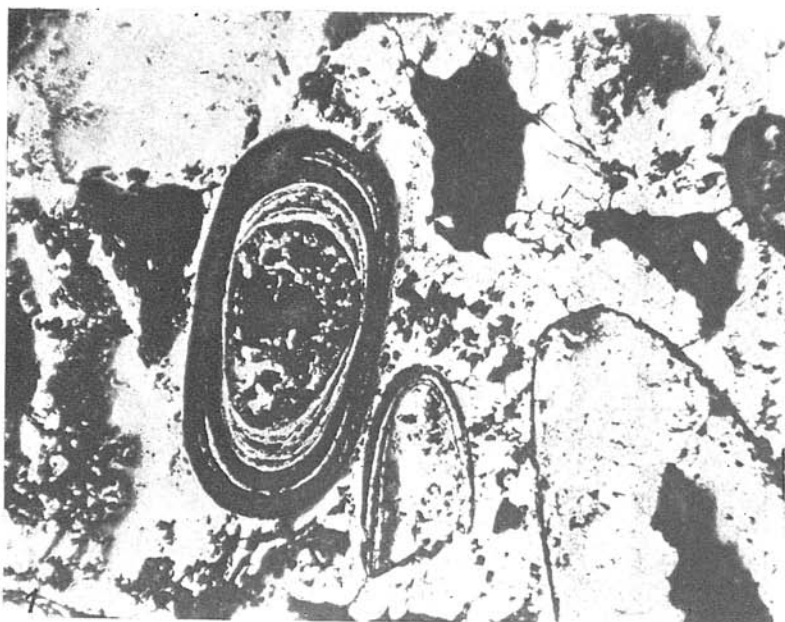
Taf. XX

Abb. 1. Schnitt durch einen Gastropoden, welcher durch Hämatit fossilisiert wurde. Rundherum Oolithe, welche aus schwarzem, opaken Hämatit gebildet sind. Dünnschliff, Nikols parallel. Vergr. 125×. Photo Mastihuba. — Abb. 2. Querschnitt durch einen Krinoidenstachel. Das Skelett besteht aus Kalk, welcher schwach durch Hämatit verdrängt wird. Die Zellräume sind durch Chamosit ausgefüllt. Dünnschliff, Nikols parallel. Vergr. 69×.

Photo T. Mastihuba



Vysvetlivky na str. 342.



Vysvetlivky na str. 342.

