

JÁN BYSTRICKÝ—OTO FUSÁN—JÁN KANTOR

POZNÁMKY K VÝSKYTOM SEDIMENTÁRNYCH ŽELEZNÝCH RÚD VO VERFÉNE SPIŠSKO-GEMERSKÉHO RUDOHORIA

(Tab. XX—XXV, ruské a nemecké resumé)

V poslednom čase prichádza u nás vždy viac a viac do popredia výskum železných rúd ako jedna zo základných podmienok, rozhodujúcich o možnostiach priemyselného rozvoja krajiny. Oblasti so starou tradíciou železrudného baníctva sa stávajú znovu predmetom detailných geologických i geologicko-montanistických štúdií. Aplikácia moderných výskumných metód prináša výsledky, prehľbujúce značne naše znalosti o metalogenéze Slovenska. Tieto zčasti potvrdzujú uzávery starších autorov, zčasti ich korigujú, alebo sa dospieva k celkom novým názorom.

Prácami všetkých doterajších geologov a ložiskárov boli v Spišsko-gemerskom rudohorí konštatované vcelku 3 typy ložísk železných rúd, a to: ložiská žilné, metasomatické a kontaktné.

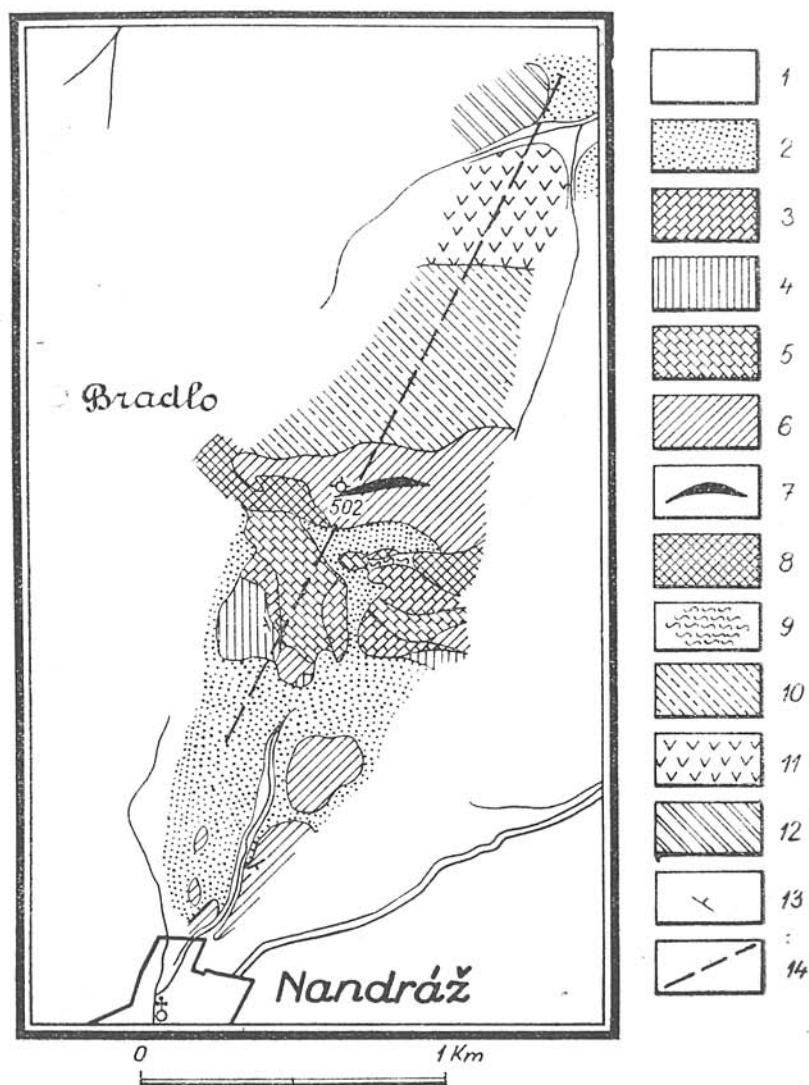
Pri detailných geologických výskumoch ako aj pri orientačných pochôdzkach v Spišsko-gemerskom rudohorí a v príslušných oblastiach zistili sme prítomnosť novej, doteraz neznámej rudnej formácie — sedimentárnych ložísk Fe-rúd. Ak celkom odhliadneme od možnosti ich praktického využitia, zasluhujú si záujem i s teoretickej stránky, nakoľko sú geneticky viazané na verfénske súvrstvie, kým ložiská sedimentárnych Fe-rúd sú podľa nám prístupnej svetovej literatúry známe iba z prekambria, silúru, devónu, rétu, jury, kriedy, paleogénu a neogénu.

Niektoré hematitové ložiská Álp z Val Ferrera (Wilhelm, 1922) sa zdajú obdobou istého typu našich triasových ložísk, bývajú však počítané k ložiskám epigenetickým. Jedine Niggli naznačil možnosť, že ide o pôvodné sedimentárne ložiská, ktorých sedimentárny ráz bol však čiastočne sotretý za alpského orogénu.

Verfénske sedimentárne rudy vystupujú vo dvoch faciálne odchylných vývochoch:

a) Plytkejšiu faciú predstavujú psamitické horniny s prevažne hematitickým tmelom.

b) V hlbšej facií dochádzalo k sedimentácii jemného pelitického materiálu, ku ktorému sa okrem rúd druží najmä kysličník kremičitý a silikáty.



Geologická mapa Bradla na sev. od Nandráža. 1 — alúvium, 2 — hlina, sutina, 3 — svetlosivý vápenec, 4 — dolomit, 5 — tmavý vápenec — anis, 6 — verfenské bridlice, 7 — sedimentárne rudy vo verféne, 8 — biele kryštallické vápence, 9 — tmavé bridlice, 10 — bridlice, droby, fylity, 11 — slepence, brekie (8—11 — karbón), 12 — drnavská seria — staršie paleozoikum, 13 — smer a úklon vrstiev, 14 — profil.

Prvý vývoj prevláda, kým druhý sme zistili iba západne a juhozápadne od Jelšavy, kde najmä ložisko na Bradle (k. 502) bolo banskými prácami natoľko rozfárané, že poskytlo dostatok materiálu k detailnému terénnemu i laboratórnemu výskumu.

V rámci popisu verfénkových sedimentárnych rúd najprv stručne načrtáme geologické a ložiskové pomery na Bradle. O ďalších lokalitách prehovoríme detailne na inom mieste súčasne s genetickými i geochemickými uzávermi pre oba typy sedimentárnych ložísk.

GEOLOGICKÉ POMERY OKOLIA BRADLA

Na geologickej stavbe okolia Bradla sa zúčastňujú útvary staršieho paleozoika, karbónu a mezozoika.

Staršie paleozoikum je zastúpené drnavskou seriou, skladajúcou sa v tomto území z fylitov, v ktorých sa vyskytujú miestami vložky kremencov a pieskovcov. Drnavská seria sa tiahne v pruhu severne od Bradla (k. 569) medzi Mačkovou dolinou a údolím rieky Muráň. Na hrebeni medzi k. 569 a k. 596 vystupujú v drnavskej serii kremité porfyry.

Karbón je vyvinutý v rozličnom faciálnom vývoji. Na jeho báze vystupujú hrubozrnné slepence brekciovitého charakteru s polohami hrubozrnných kremencov. Spomenuté slepence sa skladajú prevažne z málo ováľaných valúnov žilného kremeňa. Okrem toho sa v nich vyskytujú valúny kremencov a kremitých fylitov drnavskej serie a ojedinele valúny kremitých porfyrov uhornanskej serie.

O stratigrafickom začlenení týchto slepencov, ktoré sa tiahnu od Drnavy až po Železník, sú rozličné názory. Ahlbürg (1912) ich považuje za predkarbónske, Böckh (1905) a Šuf (1935) za permské. Najnovšie Mahel' (1951) ich kladie na bázu drnavskej serie, ktorú priraduje k spodnému karbónu.

Vzhľadom na to, že v celom pruhu spočívajú buď na drnavskej, buď na uhornanskej serii a valúny hornín týchto serií sa v nich už vyskytujú, ako aj pre ich úzky vzťah k slepencom stredného karbónu na niektorých výskytoch, kladieme ich do stredného karbónu.

V nadloží týchto slepencov v okolí Bradla leží komplex, skladajúci sa z drobov, fylitov, ílovitokremitých bridlic s vložkami pieskovcov a z tmavých bridlic s polohami tenkobridličnatých vápencov. Lokálne vystupujú v tmavých bridliciach polohy bielych kryštálických vápencov.

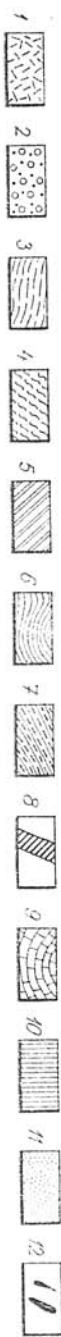
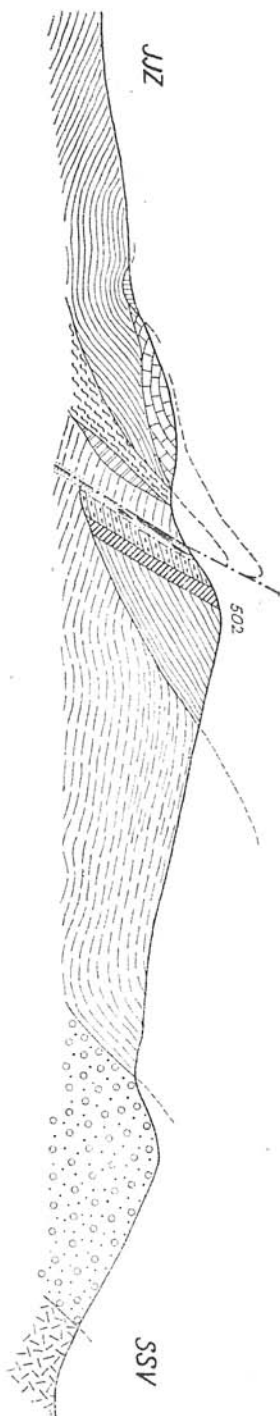
Spomenuté vývoje karbónu tiahnu sa v pruhu smeru SV—JZ, pričom slepence tvoria hlavný hrebeň Bradla medzi Mačkovou dolinou a Teplou vodou. Hranica medzi drnavskou seriou a karbónom je výrazná, nakoľko karbón v tomto úseku začína slepencami.

Diskordantne na karbóne spočívamezozoikum gemeríd, ktoré zaberá celú oblasť južne od Bradla. Začína spodným triasom

(verfénom), vyvinutým v najspodnejšej časti pestrými bridlicami s polohami kremencov (zeiss), vo vyššej časti šedivými slienitými bridlicami s polohami sivomodrých vápencov, vetrajúcich do hnedá (kampil). Spodná časť verfénu vystupuje najmä na hrebeni východne od Bradla (k. 569), kým vrchná časť verfénu buduje takmer celé územie okolia Nandraža.

Nad verfénom spočíva stredný trias, tvorený tmavými vápenkami anisu, nad ktorým vystupujú šedivé dolomity ladinu. Najvyššiu časť stredného triasu tvoria svetlé vápence wettersteinského typu. Styk mezozoika s karbónom je tektonického charakteru. Komplex mezozoika bol za hlavného alpského vrásnenia mierne nasunutý na karbón. Neskoršie tektonické pochody prejavujú sa vo forme zlomov prešmykového charakteru. Ich celkový smer je JV—SZ. Jedna takáto mohutná porucha bola zistená kutacími prácami na Bradle (kde jasne vidieť jej prešmykový ráz), podľa ktorej sa karbón nasunul na verfén od juhu (pozri profil). Táto porucha sa prejavuje vo forme širokého rozdrveného pásma, tvoreného tektonickou brekeiou, v ktorej sa nachádzajú útržky karbónskych drôb, kryštalicích vápencov, verfenských bridlic, rudy a väčšie kryhy dolomitické brekie, vzniknutej zo strednotriasového dolomitu. Pukliny dolomitické brekie sú vyplnené miestami žilkami kalcitu a ankeritu.

Ť R u d n é l o ž i s k á v okolí Bradla sú dvojakého typu: Jedným z nich sú ložiská hydrotermálneho pôvodu. Ich žilnou výplňou je najmä siderit, kremeň, pyrit, chalkopyrit a pod. a sú v najbližšom okolí Bradla viazané na karbón, najmä na



Schematický profil Bradlom. 1 — dnavská seria — staršie paleozoikum, 2 — slepence, 3 — bridlice, droby, fylity, 4 — tmavé bridlice, 5 — biele kryštalicé vápence (?—5 — karbón), 6 — verfenské bridlice, 7 — zrudnené verfenské bridlice, 8 — ložisko, 9 — tmavý vápenc — anis, 10 — dolomit — ladin, 11 — tektonická brekeia, 12 — dolomitická brekeia.

slepence (Nandraž—Mačkova dolina). Slabé, prakticky bezvýznamné sideritické žily prerážajú na niekoľkých miestach južne od Jelšavy aj súvrstvie verfénskych bridlíc. Iné žily majú ako výplň najmä kremeň so spekularitom a nachádzajú sa v karbone (vrch Šebková), ale najmä vo verféne.

Druhým typom sú ložiská sedimentárneho pôvodu, viazané výlučne na bridlice verfénu. Takýmto typom je ložisko na Bradle. Je tvorené súvrstvom tenkolavicovitých bridlíc verfénu, bohatých na obsah železa, od ktorého majú charakteristickú tmavofialovú farbu. Striedajú sa s polohami červených kremitých bridlíc a kremencov, ktorých obsah železa je nižší. Miestami medzi zrudnenými bridlicami vidno polohy (1 až 5 cm) bielych ílovitých bridlíc, takže ruda dostáva páskovaný charakter. Ložisko je prestúpené sústavou drobných žiliek kremeňa so spekularitom. Hranica ložiska oproti nadložiu je málo výrazná, keďže ložisko smerom do nadložia pozvoľna prechádza do verfénskych, menej zrudnených bridlíc. Oproti podložiu je hranica výraznejšia. (Porov. aj graf). Menej zrudnené pásma má tu hrúbku 1—2 m a pod ním prichádzajú svetlé verfénske bridlice s polohami kremencov.

MIKROSKOPICKÁ CHARAKTERISTIKA

Mikroskopický rozbor ložiskovej výplne nám odhaľuje jednak zjavy typické pre normálne klastické sedimenty, jednak výsledky chemickej sedimentácie. Nechýbajú ani zachované zvyšky po biogénnej činnosti. O zjavoch sekundárnych, súvisiacich s rekryštalizáciou, diagenetickými, hydrotermálnymi a oxydačnými pochodmi, zmienime sa neskôr.

Klastické minerály sú zastúpené najmä kremeňom v podobe drobných zrn a nepravidielných úlomkov, chovajúcich často početné inklúzie, ďalej muskovitom, sericitom, chloritom, turmalínom, apatitom a leukoxénom. Vzácné boli pozorované aj sericitizované živce a zirkón. Aj ílovitá prímes je miestami dôležitou komponentou sedimentu.

Uprostred ložiskovej výplne sa klastické složky lokálne nahromadia do takej miery, že v určitých polohách sú takmer jedinými komponentami sedimentu, kým inde sa k nim družia vo väčšej alebo menšej miere novotvorené minerály v sedimentačnom priestore. I halmyrogénne minerály môžu vytvárať v sedimente samostatné polohy.

Sedimentačné podmienky sa miestami často náhle a v krátkych časových intervaloch menily, takže tu dochádzalo k vytváraniu tenkých, vzájomne sa striedajúcich polôh, často veľmi odchylných sedimentov. Vznikly tým typické pruhované sedimenty alebo rudy. Porovnaj aj tab. XX, obr. 1, kde sú biele pruhy vytvárané na vzhľad ílovitou na ohmat masťou hmotou, ktorej röntgenografický rozbor ukázal, že ide o neobyčajne jemné šupinky sericitu s podradným kremeňom. Sivé pruhy sú tvorené jemne pelitickým klastickým materiálom, ku ktorému sa druží disperzný

hematit. Hlavnými komponentami čiernych pruhov sú disperzný hematit a kremeň ako složky halmyrogénne. Iný vývoj pruhovaných rúd je zachytený na tab. XX, obr. 2 a na mikrofotografii tab. XXI, obr. 1.

Halmyrogénne komponenty sú na ložisku Bradlo s praktického hľadiska najdôležitejšie, nakoľko k nim patrí okrem iných i hematit.

Hematit vystupuje v troch vývochoch:

a) Disperzný hematit je najobvyklejším typom. Vytvára celkom nepravidelné alebo viacmenej elipsoidné útvary, bez pozorovateľného kryštalografického obmedzenia, ktorých veľkosť sa pohybuje od submikroskopických rozmerov až do asi 0,003 mm. Totožnosť hematitu v takýchto neobyčajne jemných, takmer submikroskopických disperziách bola preukázaná röntgenograficky. Disperzný hematit vytvára nepravidelné alebo šošovkovité shluky, robiace pri malých zväčšeniach dojem súvislých kompaktných polôh (tab. XXI, obr. 1). Disperzie bývajú najčastejšie sdružené s kyslíčnikom kremičitým, a to buď vo forme kremeňa, buď vzácné i chalcedónu. Uvedené minerály vystupujú i ako výplň nepravidelných priestorov, vzniklých pri sedimentácii uprostred nahromadenín disperzného hematitu. Inokedy disperzný hematit tvorí tmel detritickým komponentám.

b) Kryštalický hematit vystupuje v podobe drobných šesťuholníkových kryštálikov, dosahujúcich zpravidla veľkosť niekoľko tisícín milimetra. Býva vcelku vzácný.

c) Šupinkovitý hematit (spekularit) vznikol lokálne v malých množstvách v primárnej rude rekryštalizáciou zo shlukov disperzného hematitu. Značné rozšírenie však dosahuje ako produkt látkovej migrácie v ložisku samotnom (výplň vrstevných škár a drobných trhliniek) a pri mladších hydrotermálnych pochodoch.

Ooidy sú ďalšou zaujímavou halmyrogénnou komponentou sedimentárnych rúd na Bradle. Nebývajú stálou složkou rúd, vystupujú len ojedi-nele v slabučkých polohách, kde však môžu kvantitatívne prevládať nad ostatnými minerálmi. Sú to prevažne guľovité, menej často elipsoidné útvary kolísavej veľkosti. Priemerná veľkosť drobných ooidov sa pohybuje medzi 0,001–0,04 mm. V študovaných výbrusoch najčastejšie prevládaly ooidy 0,010–0,015 mm veľké, kým priemer najväčších dosahoval až 0,04 mm. Nechýbajú však ani mikroooidy blízke submikroskopickým veľkostiam.

Ooidy bývajú v sedimente obvykle roztriedené podľa veľkosti, takže v určitej sedimentárnej polohe prevládajú ooidy takmer rovnakého priemeru, kým menšie alebo väčšie ooidy sa k nim družia len v podradnom množstve. Je tu teda zrejmá akumulácia ooidov podľa mechanických síl, ovládajúcich sedimentáciu.

Hmota ooidov je v prechádzajúcom svetle žltozelenkastá, žltohnedá až hnedá. Niektoré drobné ooidy sú pravdepodobne pre nepatrné rozmery takmer čire.

Dvojlom ooidov je nízky, často sa blíži takmer nule. Pleochroizmus je slabý v zelenkastých odtieňoch, index lomu vysoký.

Hmotou ooidov je železitý silikát zo skupiny chloritov, ktorý sa svojimi vlastnosťami azda najviac blíži turingitu.

Ak máme na zreteli vnútornú stavbu ooidov, môžeme ich podľa nej zdeliť do troch skupín;

a) Silikátové homogénne ooidy sú bez akýchkoľvek inklúzií a prímiesí. Tento typ prevláda najmä pri ooidoch malých rozmerov a je podradne zastúpený medzi ooidmi stredných veľkostí.

b) Silikátové ooidy s limonitickým nukleom bývajú zvlášť časté pri ooidoch stredných a väčších rozmerov. Jadro môže byť sotva zistiteľné i pri najsilnejších zväčšeniach, môže však zaujímať i väčšiu časť ooidu. Hranica medzi limonitickým nukleom a silikátovým obalom nebýva zpravidla ostrá a sférická, ale často nukleus vysielá radiálne lúčovité výbežky do okolitej silikátovej hmoty (tab. XXI, obr. 2, tab. XXII, obr. 1). Zdá sa, že v niektorých ooidoch je nukleus tvorený i shlukmi drobných mikrolitov nie limonitických, ktoré však nemožno pre nepatrné rozmery identifikovať.

c) Limonitické ooidy sú ďalším typom nájdeným v ložiskovej výplni. Bývajú menej časté ako predošlé typy (tab. XXII, obr. 2).

Všetky uvedené druhy ooidov vystupujú často spolu. V mnohých limoniticko-silikátových ooidoch robí limonit dojem sekundárnej sploďiny vzniklej rozkladom silikátu Fe. Avšak pri takomto pojatí je ťažko vysvetliť, prečo limonit vystupuje zpravidla práve uprostred ooidov a len výnimočne zasahuje ich okrajové partie, hoci by sa dal očakávať pravý opak toho. Jedným z vysvetlení by azda mohlo byť, že pôvodné cudzorodé jadro ooidu sa pri zmenených fyzikálno-chemických podmienkach stalo centrom, z ktorého vyšiel impulz k premene silikátu na limonit.

Avšak limonit môže predstavovať i primárne jadro pôvodného ooidu, zatlačované od periférie silikátom, vytvoreným reakciou medzi striedajúcimi sa vrstvičkami gelovitej kyseliny kremičitej a koloidálneho hydroxydu železitého. Je tiež možné, že silikátové ooidy sa dostaly do oxydačného prostredia, boli tu zmenené na limonit a neskôr v pôvodnom prostredí dorastali silikátom na terajšiu veľkosť.

Každé z týchto vysvetlení naráža na určité ťažkosti a dosiaľ preštudovaný materiál nedovoľuje jednoznačné riešenie tejto otázky.

Všetky uvedené druhy ooidov bývajú najčastejšie inkludované kremeňom (tab. XXI, obr. 2, tab. XXII, obr. 2). Inokedy vystupujú uprostred polôh hematitu (tab. XXII, obr. 1). Vždy však je pozorovateľná určitá tendencia ooidov vytvárať samostatné polohy bez značných prímiesí iných minerálov, najmä hematitu. Polohy zvlášť bohaté na ooidy sa potom striedajú s polohami tvorenými takmer výlučne hematitom (tab. XXIII, obr. 1).

Vzájomný pomer hematitu k ooidom si zasluhuje pozornosť i s inej stránky: ooidy nechovajú v sebe inkludovaný hematit. Zo všetkého uvedeného vyplýva, že pre vznik oboch minerálov musíme predpokladať nielen odchylné genetické podmienky, ale i určité priestorové oddelenie

od seba za vznikania, t. j. rôzne „milieu générateur“ v smysle C a y e u x o v o m (C a y e u x, 1931). Terajšie spoluvystupovanie ooidov s hematitom nám predstavuje iba tzv. „centre d'accumulation“.

V doteraz preštudovaných výbrusoch boli ooidy nájdené najmä tam, kde boli halmyrogénne komponenty (SiO_2 a Fe_2O_3) takmer jedinými složkami sedimentu a terigénny materiál bol zastúpený len celkom výnimočne drobnými šupinkami muskovitu, prípadne úlomkami kremeňa.

Kremeň je okrem hematitu najdôležitejšou minerálnou komponentou. Vedľa už spomenutého klastického kremeňa vystupuje i vo forme primárnej, vzniklej rekryštalizáciou gélov. Má dlaždicovitú štruktúru alebo jednotlivé zrná do seba zubovito zapadajú. Býva preplnený drobnými inklúziami a s hematitom vytvára už spomenuté disperzie.

Chalcedón vystupuje obdobne ako kremeň, avšak vcelku vzácne. Medzi skríženými nikolmi prejavuje typické „enroulements hélicoïdaux“. Naznačuje prechod z amorfného stavu k obyčajnému kremeňu.

Pyrit nebýva makroskopicky viditeľný. Jeho idiomorfne vyvinuté kryštálky mikroskopických rozmerov vystupujú v ložiskovej výplni sporadicky v malých kvantách (tab. XXIII, obr. 2).

Apatit vytvára drobné nepravidelne roztrúsené zrná alebo malé shluky (tab. XXIV, obr. 1). Vznikol rekryštalizáciou kolofánu.

Ke pigenetickým minerálnym komponentám patrí kremeň, hematit a vzácny pyrit. Z nich kremeň, vystupujúci v podobe veľmi jemných žilôčok, predstavuje výplň trhlín, vzniknutých pri diagenetických a tektonických pochodoch. Hydrotermálneho pôvodu sú kremenné žilky so šupinkovitým hematitom, dosahujúce zpravidla mocnosť niekoľkých centimetrov (tab. XXIV, obr. 2). Pritom obsah Fe bol buď hydrotermálnymi roztokmi prinesený z hĺbky, alebo často aj vyluhovaný z vlastnej primárnej ložiskovej výplne a vysrážaný v ložisku samotnom po prípade jeho najbližšom okolí. Takejto lokálnej migrácii Fe odpovedá častá výplň vrstevných škár v ložisku hniezdami šupinkovitého hematitu. Pri ďalších terénnych výskumoch ako aj pri postupujúcich kutacích prácach bude dôležité zistiť, do akej miery pochádza Fe hematitových žíl, prerážajúcich verfén, zo sedimentárnych ložísk železných rúd. Riešenie tejto otázky môže v kladnom prípade značne prispieť k usmerňovaniu kutacích prác na tieto ložiská v miestach, kde ony nevychádzajú na povrch, avšak sú preťaté hematitovo-kremitými žilami.

V oxydáčnom pásme dochádza k separácii Fe od Mn z primárnej rudy a vzniká jednak obvyklý limonit, jednak v malej miere oxydy mangánu v podobe tzv. „wadu“, obsahujúceho malé, spektrálne zistiteľné stopy Ni. Wad vytvára shluky a povlaky s obličkovitým povrchom.

Limonit ostáva obvykle v samotnej ložiskovej výplni; inokedy migroval do najbližšieho okolia ložiska a tak ho môže stretnúť i ako tmel už prv spomenutej tektonickej brekcie (tab. XXV, obr. 1).

Okrem spomenutých minerálnych komponent našli sme v ložiskovej výplni i stopy po organickej činnosti. Sú to najmä pomerne hojné, kre-

meňom vyplnené radiolárie (tab. XXV, obr. 2). Ich výskyt je tu celkom prirodzený, keďže morská voda bola za sedimentácie ložiska v určitých obdobiach bohatá na kyselinu kremičitú, takže tu radiolárie našly priaznivé životné podmienky.

Celkom ojedinele boli pozorované i hnedé, silne pretiahnuté útvary. patriace azda riasam.

CHEMIZMUS

S chemickej stránky patrí ruda na Bradle ku kyslým rudám a pomer $\text{Fe} : \text{SiO}_2$ sa v priemere málo odchyľuje od 1 : 2. Mn sa pohybuje najčastejšie medzi 0,3—2,0%, s prevládajúcimi obsahmi okolo 2%. V oxydačnom pásme môže však dôjsť i k značnejšiemu obohateniu mangánom.

Celkové chemické složenie viac i menej zrudnenej polohy vyplýva z uvedených analýz, urobených s. B o u b e r l o v o u z Ústredného ústavu geologického v Prahe.

	1	2
SiO_2	39,06 %	70,64 %
TiO_2	0,45	0,25
Al_2O_3	8,51	3,04
FeO	0,31	st.
Fe_2O_3	42,76	20,34
MnO	0,46	1,92
P_2O_5	0,41	0,08
CaO	1,31	0,68
MgO	2,03	0,62
CO_2	0,39	0,36
S	0,70	0,56
voda do 110° C	0,67	0,08
voda nad 110° C	3,01	1,57

Vzájomný pomer $\text{SiO}_2 : \text{Fe} : \text{Mn}$ je znázornený na pripojenom grafe, kde SiO_2 a Fe sú nanesené podľa percenta obsahu a Mn v desaťnásobnom prevýšení. Z grafu je zrejma zákonitosť medzi obsahom SiO_2 a Fe, a to tak, že zvýšeným obsahom SiO_2 odpovedá pokles Fe a naopak. Je to chemické vyjadrenie toho, čo už sme predtým naznačili, že totiž v mikroskopických i makroskopických dimenziách býva pravidlom vzájomné striedanie silnejšie zrudnených polôh s polohami málo zrudnenými.

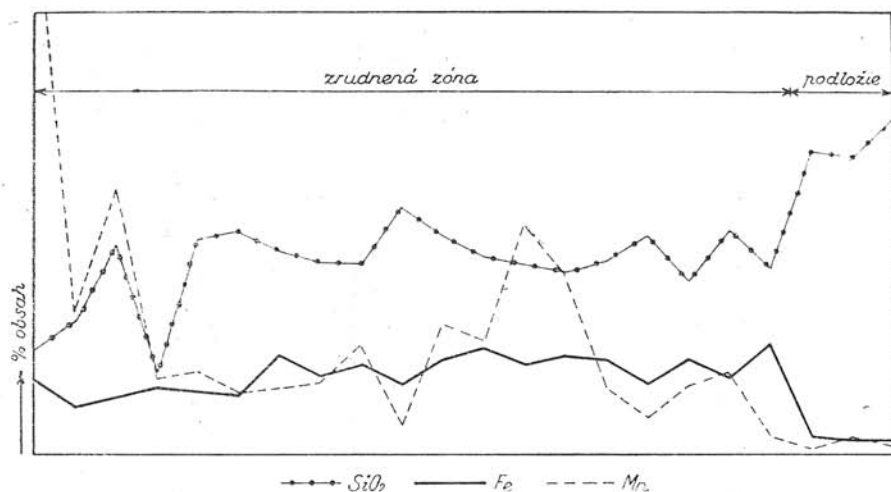
Obdobný vzťah platí i pre pomer $\text{Fe} : \text{Mn}$. Pomerné zvýšenie mangánu pozorujeme zpravidla tam, kde nastal v ložiskovej výplni určitý pokles v percentnom zastúpení Fe a naopak. Toto pribúdanie mangánu na úkor železa je zvlášť zrejme pri nadloží ložiska (ľavý okraj grafu). V oxydačnej zóne môže však byť sekundárnym zjavom, podmieneným rozdielnou mi-gračnou schopnosťou oboch, ako sme to už naznačili.

Spektrálnou analýzou zistil K u p ě o v rude prítomnosť týchto prvkov: Si, Al, V, Cr, Ti, Li, Mg, Ni, Sn, Fe, Co, Na, Cu, Mn, Ca, Sr, K, Pb, Ba.

Z nich stálymi zástupcami sú: Fe, Mn, Si, Al, Ca, Mg, Ti, V. Pomerne časté bývajú: Na, K, Sr, Ba, Cr, Ni, Cu. Vzácné boli nájdené: Li, Co, Pb, Sn.

Genetické podmienky, a to najmä spôsob vylučovania Fe nám najlepšie osvetľujú hlavné syngenetické komponenty ložiskovej výplne, a to ako silikátové a limonitové ooidy, tak i disperzný hematit.

Dnes sa všeobecne ooidy ako aj vôbec guľovité útvary amorfných alebo jemne kryštalických agregátov rôznych slúčenín považujú za výsledok typických koloidálnych pochodov. O spôsobe vzniku týchto koloidálnych útvarov sa však názory jednotlivých bádateľov rôznia. Biogénny vznik im pripisoval najmä G a u b (1910) a B r o w n (1914). Výlučne



Prehľad chemizmu (SiO_2 , Fe, Mn) ložiska na Bradle (Mn prevýšené $10\times$).

anorganický pôvod ooidov a podobných útvarov zastávala väčšina autorov a v mnohých prípadoch bol i experimentálne dokázaný. Porovnaj napr. L i n k (1903), B u c h e r (1918) atď.

Oolitické útvary môžu však vznikáť i spolupôsobením biogénnych procesov s pochodmi čisto anorganickými, a to najmä tak, že činnosťou organizmov dochádza k srážaniu jemných koloidálnych častíc, prípadne gélovitých precipitátov. Ich tvar je však len výsledkom anorganických síl (G i l l, 1927; G r u n e r, 1922).

Väčšina autorov sa domnieva, že viacmenej guľovitý tvar oolitov a podobných útvarov vznikol shlukovaním sa pôvodne koloidálnych častíc pri ich vznášaní sa v morskej vode. V novej dobe C o r r e n s (1942) vysvetľuje vznik silikátov s dvojnásobným Fe v redukčnom prostredí uprostred sedimentov. Silikáty môžu vznikať buďto vzájomnou reakciou pravých roztokov železa a kyseliny kremičitej v sedimente, alebo slúčením koloidálneho hydroxydu Fe a gélu kyseliny kremičitej pri diagenetických pochodoch, nakoľko táto reakcia vyžaduje vyššie teploty. Ooidy z Fe-silikátov sú teda podľa C o r r e n s a najmä produktami diagenézy

a vznikly z primárných ooidov s koncentricky sa sriedajúcimi vrstvičkami gélovitého SiO_2 a koloidálneho hydroxydu Fe.

Z uvedeného vyplýva, že hoci podmienky genézy silikátových ooidov nie sú ešte zďaleka detailne známe a panuje mnoho často protichodných názorov, predsa sú všetci zajedno v tom, že v nich treba vidieť produkt koloidálnych pochodov. Látky prešli neskôr rekryštalizáciou zo stavu amorfného do kryštalického.

Výskyt silikátových alebo limonitických ooidov v niektorých častiach ložiska sedimentárnych Fe-rúd na Bradle jasne svedčí o sedimentácii Fe v koloidálnom stave, nech už je názor na vznik vlastného silikátu hocaký.

Ak si ďalej všimneme hematit, a to na ložisku jeho prevládajúcej formy — disperzného hematitu, dôjdeme k obdobnému záveru o vylučovaní Fe. Neobyčajne jemný hematit, bez vlastného kryštalografického obmedzenia, dispergovaný často uprostred kremeňa vzniklého rekryštalizáciou z gélov, musíme bezpochyby považovať taktiež za pôvodne koloidálny produkt.

Pôvod samotného Fe musíme hľadať jednak v podmorskom výľavnom vulkanizme báziických eruptív, jednak na prilahlej pevnine. V prvom prípade, zaiste veľmi významnom, hraly dôležitú úlohu exhalácie FeCl_3 a SiCl_4 , ktorých reakciou s morskou vodou vznikaly príslušné koloidné disperzie a tieto potom sedimentovaly obdobným spôsobom ako koloidy prinášané z pevniny.

Koloidy hraly iste hlavnú úlohu i pri samotnom transporte železa a SiO_2 do sedimentačnej paňvy, pričom ionárne roztoky (najmä kyslý uhličitán Fe) mali nepatrný podiel. O hydrosoloch Fe_2O_3 a SiO_2 je však dokázané, že pri vzájomnom styku dochádza k ich vysrážaniu, a to odstránením peptitizačných činiteľov vzájomnou chemickou reakciou (Thomas a Johnson v Moore and Maynard, 1929), alebo podľa inej teórie neutralizáciou elektrických nábojov. K spoločnému transportu oboch hydrosolov v prírode môže dôjsť, iba ak sa nejakým činiteľom zabráni koagulácii. Najobvyklejším takýmto stabilizátorom sú slúčeniny vytvárajúce sa v prírode pri rozklade organických látok.

Musíme teda v prípade Bradla predpokladať transport koloidálnych roztokov štabilizovaných organickými látkami. Ku koagulácii dochádzalo jednak vplyvom elektrolytov obsiahnutých v morskej vode, jednak rozrušením ochranných koloidov. Železo sa srážalo v podobe hydroxydu železitého alebo azda i hydrohematitu a v dôsledku dehydratačného účinku morskej vody, ako i pochodmi diagenetickými prešlo do svojej terajšej podoby — hematitu. Hydrosol SiO_2 dlhšie odolával koagulačným účinkom elektrolytov a tak mohlo dôjsť k určitému priestorovému oddeľeniu SiO_2 od Fe_2O_3 , ako to miestami pozorujeme v ložiskovej výplni. Obohatenie morskej vody kyselinou kremičitou podporovalo rozvoj rádioláriei. Vynára sa preto zaujímavá otázka, ktorá by sa mala pri ďalších výskumoch riešiť, a to osvetlenie zákonitostí jestvujúcich medzi rozšírením rádioláriei vo veľké a ich vzťahov k ložiskám sedimentárnych rúd.

Ku vzniku silikátových ooidov došlo miestami v redukčnom prostredí, pravdepodobne niektorým zo spôsobov nadhodených Corrensom. Ojedinelé výskyty pyritu sú taktiež geneticky viazané na redukčné prostredie. Jeho vznik si musíme vysvetliť tak, že hydroxyd železitý sa dostal do redukčného prostredia, v ktorom vznikala H_2S . Konečnou splodinou ich vzájomnej reakcie bol potom pyrit.

1. XII. 1951.

*Slovenský ústredný ústav geologický
v Bratislave.*

LITERATÚRA — ЛІТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Ahlburg J., 1912—1913: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des Oberungarischen Erzgebirges. Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ungar. Geol. Anst. Bd. XX, Hft. 7. Budapest.
- Beck H., 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy, des Hradek und der Umgebung dieser (Comitat Gömör). Mitt. a. d. k. ungar. Geol. Anst. Bd. XIV, Hft. 3. Budapest.
- Brown T. C., 1914: Origin of Oölites and the Oölitic Texture in Rocks. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 25. New-York.
- Bucher W. H., 1918: On Oölites and Spherulites. Jour. Geol., vol. 26. Chicago.
- Cayeux L., 1922: Etudes des gîtes minéraux de la France. Les minerais de fer oolithique de France. Paris.
- Correns C. W.: Der Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. Arch. f. Lagerstättenf. Hft. 75. Berlin.
- Gaub F., 1910: Die Jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Geol. u. Paleont. Abh., N. F., IX, Hft. 1. Jena.
- Gill J. E., 1927: Origin of the Gunflint Iron-bearing Formation. Econ. Geol., vol. 22, No. 7. Lancaster.
- Gruner J. W., 1922: The Origin of Sedimentary Iron-Formations. The Biwabik Formation of the Mesabi Range. Econ. Geol., vol. 17, No. 6. Lancaster.
- Illés V., 1907: Adatok a Gömörmegyében a Kis Sajópatak és Balogpatak Között fekvő terület geológiájához. Földt. intézet évi jelentése 1906 — 61. Budapest.
- Link G., 1903: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. N. Jahrb. Beil. Bd. 16. Stuttgart.
- Moore E. S.—Maynard J. E., 1929: Solution, Transportation and precipitation of Iron and Silica. Econ. Geol., vol. 24, No. 3, 4, 5. Lancaster.
- Niggli E., 1946: Magnetische, Mezzungen, an der Mangan-Eisenerzlagerstätte Fianell. (Val Ferrera.) Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. XXVI.
- Papp K., 1919: Die Eisenerz und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. Budapest.
- Sedleckij I. D., 1945: Kolloidno-disperznaja mineralogija. Moskva—Leninograd.
- Schade H., 1909: Zur Entstehung der Harnsteine und ähnlicher konzentrisch geschichteter Steine organischen und anorganischen Ursprungs. Zeitschr. Chem. u. Ind. d. Kolloide, vol. 4.

Strachov N. M., 1948: Razpredelenije železa v osadkach ozernych i morskych vodojomov i faktory jeho kontrolirujuščije, Izvest. Akad. nauk SSSR, ser. geol., No. 4.

Šuf J., 1935: Poznámky o geologii rudní oblasti Železnické na Slovensku, Báňský svět. Praha.

Я. БЫСТРИЦКИЙ, О. ФУСАН, Я. КАНТОР

О МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ В ВЕРФЕНЕ СПИШСКО-ГЕМЕРСКИХ РУДНЫХ ГОР

(Таб. XX—XXV)

В Спишко-Гемерских Рудных горах до настоящего времени различали три типа месторождений железных руд, а именно: жильные, метасоматические и контактовые. При геологических исследованиях, произведенных недавно в этой области и в соседних областях, нам удалось установить наличие новой рудной формации — залежей железных руд осадочного происхождения, залегающих согласно в верфенских слоях. Имеется две различных фации:

1. Более мелководная фация представлена псаммитовыми породами с цементом главным образом гематитовым.

2. Осадки более глубоководной фации образованы тонкопелитовым материалом, к которому, кроме руд, примешано SiO_2 и силикаты Fe.

Эта последняя фация, менее распространенная, представлена месторождением горы Брадло (Bradlo). В геологическом строении местности участвуют:

а) Нижний палеозой — филлиты с прослоями песчаников и кварцитов (Дрнавская серия), местами кварцевые порфиры.

б) Карбон — внизу базальные конгломераты, имеющие характер брекчий (мы относим их к среднему карбону), выше граувакки, филлиты, глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и темных сланцев, с пластами тонкослоистых известняков. Среди темных сланцев местами наблюдаются белые кристаллические известняки.

в) Мезозой гемерид, налегающий с угловым несогласием на карбон. Отложения начинаются верфеном, представленным в нижней части пестрыми сланцами с пластами кварцитов (сейские слои), в верхней — серыми мергелистыми сланцами с пластами серо-синих известняков (кампильские слои). Средний триас состоит из темных известняков (анизийский ярус), над которыми лежат серые доломиты (ладинский ярус). Верх среднего триаса образован светлыми известняками веттерштейнского типа.

Во время главного альпийского складкообразования мезозой был слегка надвинут на карбон. При последующих тектонических движениях возникли дислокации, имеющие характер взбросов. Одна из них, очень крупная, находится у южного края месторождения горы Брадло; ее заполняет тектоническая брекчия, состоящая из обломков карбоновых граувакк, кристаллических известняков, верфенских сланцев, руды и среднетриасового доломита. Вдоль этой дислокации карбон был надвинут с юга на верфенскую свиту.

Само месторождение представлено свитой тонкослоистых сланцев верфена (сейские слои) богатых гематитом. Более оруденелые полосы перемежаются с менее оруденелыми, что видно и простым глазом и под микроскопом. Граница между месторождением и подстилающими верфенскими сланцами острая; по направ-

влению к кровле содержание железа уменьшается постепенно. Наряду с обычными кластическими минералами, в залежи наблюдаются и компоненты, являющиеся продуктом гальмиролиза, а именно: гематит, силикатовые и лимонитовые ооиды, кварц, халцедон, пирит и апатит.

Гематит обычно присутствует в рассеянном состоянии; частицы его бывают размером от субмикроскопических до 0,003 мм, кристаллических контуров не имеют. Спекуларит возникает как благодаря миграции вещества в самой залежи (заполнение щелей между слоями и мелких трещинок), так и гидротермальным путем.

Изредка встречаются ооиды, достигающие 0,015 мм в поперечнике. Они состоят либо из силиката железа группы хлоритов похожего по своим свойствам на турингит, либо из лимонита. У силикатовых ооидов часто наблюдается лимонитовое ядро. Кварца довольно много; халцедон, пирит и апатит содержится в очень незначительном количестве. Руды кислые; отношение $Fe : SiO_2$ обычно приближается к 1 : 2. Осадкообразование было часто ритмическим, в результате чего возникли типичные полосчатые руды. В зону, где образовывался осадок, железо поступало вместе с кремнекислотой, при чем оба компонента находились в коллоидальной форме, которую они и сохранили после отложения. В выделении кремнекислоты играли роль и радиолярии, которые нередко встречаются на месторождении.

Насколько мы могли установить по литературе, которая находилась в нашем распоряжении, подобное оруденение не было отмечено ни в карпатской, ни в альпийской системах. Возможно, однако, что некоторые месторождения, которые до сих пор считались гидротермальными, в частности некоторые месторождения гематита в Альпах, соответствуют описанному типу руд осадочного происхождения.

Перевела В. Андрусова.

Центральный словацкий геологический институт, Братислава.

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ XX—XXV

Таб. XX. Фиг. 1. Полосчатая порода. „Глинистая” масса, в состав которой входят: мельчайшие чешуйки серицита, в меньшем количестве кварц (белый), тонкий пелитовый материал с гематитом (серый), рассеянный гематит с кварцем (черный). $\times 6$. Фото Кантора.

Фиг. 2. Полосчатая руда. Ритмическое отложение полос с большим и меньшим содержанием железа. Маленькие жилки вторичного кварца. $\frac{2}{3}$ нат. вел. Фото Кантора.

Таб. XXI. Фиг. 1. Кремнистая руда. Полоски кварца (светлый) перемежаются с дисперсным гематитом (черный). В обыкновенном свете. $\times 23$. Фото Кантора.

Фиг. 2. Силикатовые ооиды с лимонитовым ядром. В обыкновенном свете. $\times 780$. Фото Кантора.

Таб. XXII. Фиг. 1. Силикатовые ооиды с лимонитовым ядром, заключенные в гематите (черный). Влево внизу чешуйка мусковита. В обыкновенном свете. $\times 300$. Фото Кантора.

Фиг. 2. Лимонитовые ооиды (совершенно черные) и различное развитие лимонитово-силикатовых ооидов. Основная масса — кварц. В обыкновенном свете. $\times 500$. Фото Кантора.

Таб. XXIII. Фиг. 1. Полоски дисперсного гематита (черный) перемежаются с полосками, состоящими из ооидов (серые, рельефные) в кварце (белый). В обыкновенном свете. $\times 300$. Фото Кантора.

Фиг. 2. Идиоморфные кристаллики пирита (черный) среди тонкопелитового осадка. В обыкновенном свете. $\times 110$. Фото Кантора.

Таб. XXIV. Фиг. 1. Скопление апатита (рельефный) в дисперсной гематитово-кварцевой массе (серая до черной). В обыкновенном свете. $\times 110$. Фото Кантора.

Фиг. 2. Гематитовая жилка с кварцем, рассекающая осадок с дисперсным гематитом. В обыкновенном свете. Увеличено. Фото Кантора.

Таб. XXV. Фиг. 1. Тектоническая брекчия, сцементированная лимонитом. Нат. вел. Фото Кантора.

Ф и г. 2. Разрез радиоларии, заполненной кварцем, в тонкопелитовом осадке с гематитом (черный). В левой нижней половине жильный кварц. Николи наполовину скрещены. $\times 110$. Фото Кантора.

Геологическая карта горы „Брадло“, расположенной к северу от сел. Нандраж (Nandraž).

1. Аллювий. 2. Суглинок, осыпи. 3. Светлосерый известняк. 4. Доломит. 5. Темный известняк — анизийские слои. 6. Верфенские сланцы. 7. Осадочные руды в верфене. 8. Белые кристаллические известняки, 9. темные сланцы, 10. сланцы, граувакки, филлиты, 11. конгломераты, брекчии; 8—11. карбон. 12. Дрнавская серия — нижний палеозой. 13. Падение и простираание слоев. 14. Разрез.

Схематический разрез горой „Брадло“. 1. Дрнавская серия — нижний палеозой. 2. Конгломераты, 3. сланцы, граувакки, филлиты, 4. темные сланцы, 5. белые кристаллические известняки; 2—5. карбон. 6. Верфенские сланцы. 7. Оруденные верфенские сланцы. 8. Месторождение. 9. Темный известняк — анизийские слои. 10. Доломит — ладин. 11. Тектоническая брекчия. 12. Доломитовая брекчия.

JÁN BYSTRICKÝ—OTO FUSÁN—JÁN KANTOR

BEMERKUNGEN ÜBER SEDIMENTÄRE EISENERZVORKOMMEN IN DEN WERFENER SCHICHTEN DES ZIPS—GÖMÖRER ERZGEBIRGES.

(Tab. XX—XXV)

Bisher wurden 3 Typen von Eisenerzlagerstätten aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge beschrieben, und zwar Gänge, metasomatische und Kontakte Lagerstätten. Außer diesen entdeckten wir eine neue Erzformation-sedimentäre Eisenerzlagerstätten, welche konkordant in den Werfener Schichten auftreten. Sie sind hauptsächlich südlich von Jelšava verbreitet, doch wurden sie auch an anderen Orten des Zips-Gömörer Erzgebirges aufgefunden. Sie treten in zwei faziell abweichenden Entwicklungen auf:

1. Eine seichtere Fazies stellen psammitische Gesteine mit überwiegend hämatitischen Zement dar.

2. In der tieferen Fazies sedimentierte feinpelitisches Material, zu welchem sich außer Erz auch SiO_2 und Fe-Silikate gesellen.

Ein Repräsentant der tieferen, wenig verbreiteten Entwicklung ist das Lager „Bradlo“ bei Jelšava. Da diese Lagerstätte heutzutage am besten aufgeschlossen ist, lieferte sie genug Material zur eingehenden Untersuchung.

Am geologischen Aufbau der Umgebung von Bradlo beteiligen sich:

a) Das ältere Paläozoikum, vertreten durch Phyllite mit Sandstein- und Quarziteinlagerungen (Drnavaer Serie), stellenweise auch Quarzporphyre.

b) Das Karbon beginnt mit basalen brecciösen Konglomeraten, die wir zum mittleren Karbon zählen. In deren Hangendem liegt ein Komplex aus Wacke, Phylliten, quarzigen Tonschiefern mit Sandsteineinlagerungen und aus dunklen Schiefern mit Einlagerungen feinschieferiger Kalksteine. In den dunklen Schiefern treten stellenweise weiße kristalline Kalke auf.

c) Das Gerneriden-Mesozoikum liegt diskordant am Karbon. Es beginnt mit den Werfener Schichten, die im untersten Teil durch bunte Schiefer und Quarzite (Zeiss,) weiter oben durch graue Mergelschiefer mit Einlagerungen grau-blauer Kalksteine

vertreten sind (Campil). In der mittleren Trias sind dunkle Kalksteine (Anis) entwickelt, über denen graue ladinische Dolomite liegen. Den höchsten Teil der mittleren Trias bilden helle Kalksteine vom Typus „Wetterstein“.

Der mesozoische Schichtenkomplex wurde während des Alpen Orogens auf das Karbon überschoben. Spätere tektonische Vorgänge äußerten sich hauptsächlich in Brüchen mit Überschiebungscharakter aus. Ein solcher Bruch verläuft längs der südlichen Grenze des Lagers „Bradlo“. Er ist mit tektonischer Breccie erfüllt, die aus kantigen Bruchstücken karbonischer Wacke, krystalliner Kalksteine, Werfener Schiefer, Eisenerzstücken und dolomitischer Breccie aus mitteltriadischen Dolomiten besteht. Durch diese Störung wurde das Karbon von Süden auf die Werfener Schichten überschoben.

Die Lagerstätte bilden dünnbänkelige Werfener Schiefer (Zeiss) mit bedeutenderen Gehalt an Hämatit. Dabei kann man oft sowohl makro- wie auch mikroskopisch einen Wechsel von mehr und minder vererzten Lagen beobachten. Der Gehalt an Fe ist gegen die liegenden Werfener Schichten scharf abgegrenzt, während er gegen das Hangende allmählich abnimmt. Neben den gewöhnlichen klastischen Mineralien treten in der Lagerstätte auch halmyrogene Komponenten auf. Es sind hauptsächlich: Hämatit, silikatische und limonitische Ooide, Quarz, Chalzedon, Pyrit u. lokal auch Apatit.

Die gewöhnlichste Form von Hämatit sind Dispersionen, in denen Hämatit ohne kristallographischer Begrenzung in Körnern von submikroskopischer Größe bis 0,003 mm im Durchmesser auftritt. Specularit ist einerseits durch stoffliche Migration im Lager selbst (als Ausfüllung von kleinen Rissen und Schichtfugen), andererseits auch durch hydrothermale Vorgänge entstanden.

Sporadisch auftretende Ooide erreichen einen Durchmesser von 0,015 mm. Sie sind entweder aus Eisensilikaten der Chloritgruppe, welche sich in ihren Eigenschaften den Thuringit nähern, oder aus Limonit gebildet. Oft enthalten Silikat-oide einen limonitischen Kern. Quarz ist in der Lagerstätte reich vertreten. Chalzedon, Pyrit und rekristallisierter Colophan(?) erscheinen nur ganz untergeordnet. Die Erze sind sauer mit einem Verhältniss $\text{Fe} : \text{SiO}_2$ gewöhnlich von 1 : 2.

Die Sedimentation war oft rhythmisch und führte auch zu typischen gebänderten Erzen. Die Eisenminerale (disperser Hämatit und Ooide) sowie auch SiO_2 sedimentierten in koloidaler Form, wie dies ihr Auftreten beweist. Das Eisen und die Kieselsäure entstammen zum gewissen Maße dem Festlande; doch brachte sie hauptsächlich der Vulkanismus basischer Magmen in den Sedimentationsraum. Am Ausfällen der Kieselsäure hatten auch Radiolarien, die in der Lagerstätte nicht selten sind, einen Anteil. Radiolarite sind überhaupt in den Werfener Schiefer häufiger als man nach älterer Literatur annehmen könnte. So zum Beispiel muß man auch einige der früheren „Jurassischen Radiolarite u. Jaspise“ (Andrusov, Šuf) hierher einreihen.

Aus der zugänglichen Literatur ist uns eine analoge Vererzung weder im Karpathen-, noch im Alpensystem bekannt. Es scheint aber, daß einige Hämatitlager der Alpen, die bisher als hydrothermal angesprochen wurden, der beschriebenen Art sedimentärer Eisenerze entsprechen könnten.

1. XII. 1951.

*Slowakische geologische Zentralanstalt,
Bratislava.*

Tafel XX.

Fig. 1. Gebändertes Sediment. „Tonstoffe“ gebildet aus außerordentlich feinen Serizitschüppchen mit wenig Quarz (weiß); feinpelitisches Material mit Hämatit (grau); hämatitische Dispersion mit Quarz (schwarz). Vergr. 6×. Photo Kantor.

Fig. II. Gebändertes „Erz“. Rhythmische Sedimentation von Lagen mit größeren und kleineren Gehalt an Fe_2O_3 . Sekundärer Quarz in feinen Äderchen. $\frac{2}{3}$ der nat. Größe. Photo Kantor.

Tafel XXI.

Fig. 1. Kieseliges Erz. Wechsel von Quarzlagen (hell) mit dispersem Hämatit (schwarz). Vergr. 23×. Photo Kantor.

Fig. 2. Silikat Ooide mit limonitischem Kern in Quarz. Vergr. 780×. Photo Kantor.

Tafel XXII.

Fig. 1. Silikat Ooide mit limonitischem Nukleus von Hämatit umschlossen (schwarz). Links unten eine Muskovitschuppe. Vergr. 300×. Photo Kantor.

Fig. 2. Limonitische Ooide (rein schwarz) und verschiedene Entwicklungen von limonitisch-silikatischen Ooiden. Die Basis ist Quarz. Vergr. 500×. Photo Kantor.

Tafel XXIII.

Fig. 1. Wechsel von Lagen hämatitischer Dispersionen (schwarz) mit Lagen von Ooiden (grau, Relief) in Quarz (weiß). Vergr. 300×. Photo Kantor.

Fig. 2. Idiomorphe Pyritkristalle (schwarz) in feinpelitischem Sediment. Vergr. 110×. Photo Kantor.

Tafel XXIV.

Fig. 1. Anhäufung von Apatit (Relief) inmitten einer Quarz-Hämatitischer Dispersion. Vergr. 110×. Photo Kantor.

Fig. 2. Hämatitische Ader mit Quarz im Sediment mit dispersem Hämatit. Vergr. 23×. Photo Kantor.

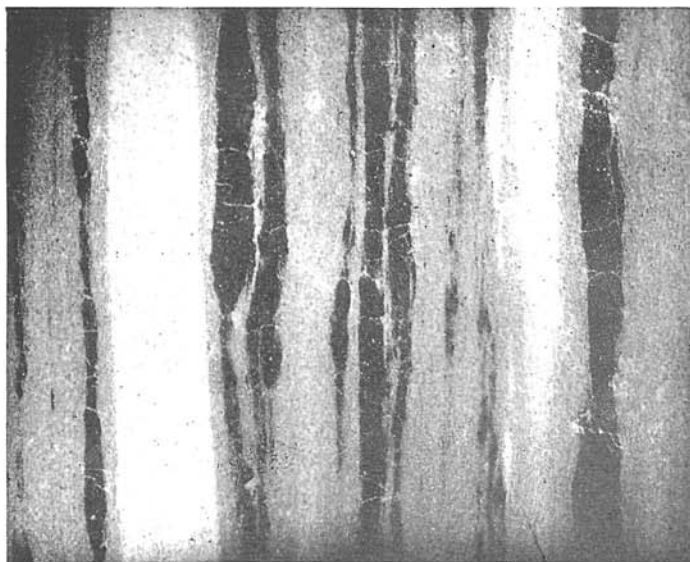
Tafel XXV.

Fig. 1. Tektonische Breccie mit limonitischem Zement. Nat. Gr. Photo Kantor.

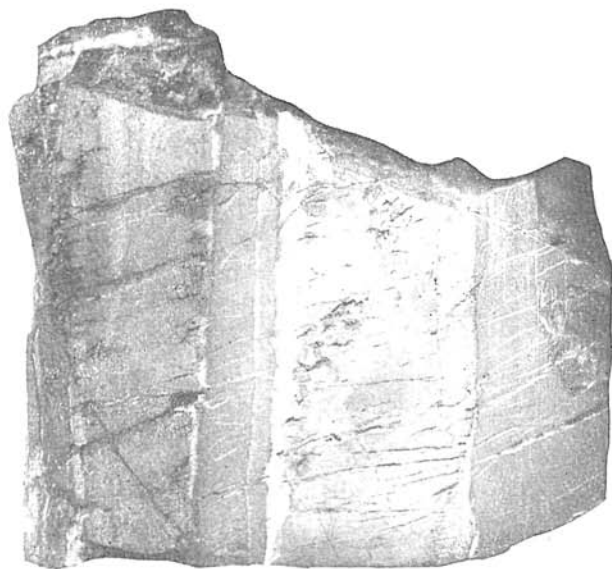
Fig. 2. Mit Quarz ausgefüllter Querschnitt einer Radiolarie in feinpelitischem Hämatitsediment. Rechts hydrothermaler Quarz. Gekr. Nic., vergr. 110×. Photo Kantor.

Geologische Karte von Bradlo nördlich von Nandráž. 1. Alluvium, 2. Lehm, 3. Lichtgrauer Kalkstein, 4. Dolomit, 5. Dunkler Kalkstein — Anis. 6. Werfener Schiefer. 7. Werfener sedimentäre Eisenerze. 8. Weiße kristallisierte Kalksteine. 9. Dunkler Schiefer. 10. Schiefer, Wacken, Phyllite. 11. Konglomerate, Breccien; 8—11 Karbon. 12. Drnavaer Serie — älteres Paläozoikum. 13. Streichen und Fallen der Schichten. 14. Profil.

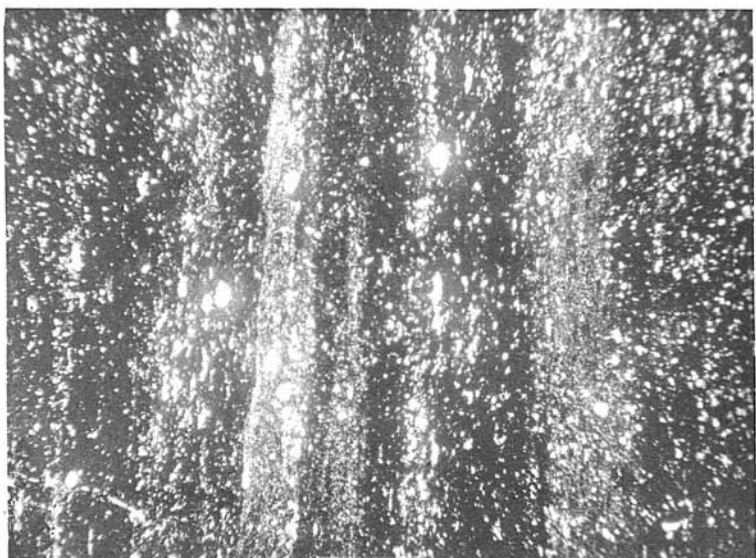
Schematisches Profil von Bradlo. 1. Drnavaer Serie — älteres Paläozoikum. 2. Konglomerate. 3. Schiefer, Wacken und Phyllite. 4. Dunkle Schiefer. Weiße kristalline Kalksteine; 2—5 Karbon. 6. Werfener Schiefer. 7. Vererzter Werfener Schiefer. 8. Erzlager. 9. Dunkler Kalkstein (Anis). 10. Dolomit — Ladin. 11. Tektonische Breccie. 12. Dolomitische Breccie.



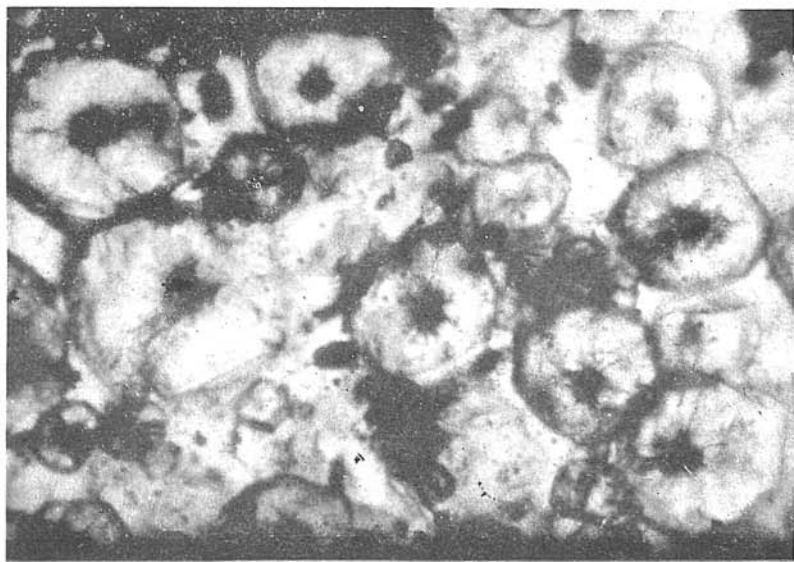
Obr. 1. Pruho vaný sediment. „šlovitá“ hmota tvorená neobyčajne jemnými šupinkami sericitu s podradným kremeňom (b.ela), jemne pelitický materiál s hematitom (sivý), hematitové disperzie s kremeňom (čierne). Zv. 6×. Foto Kantor.



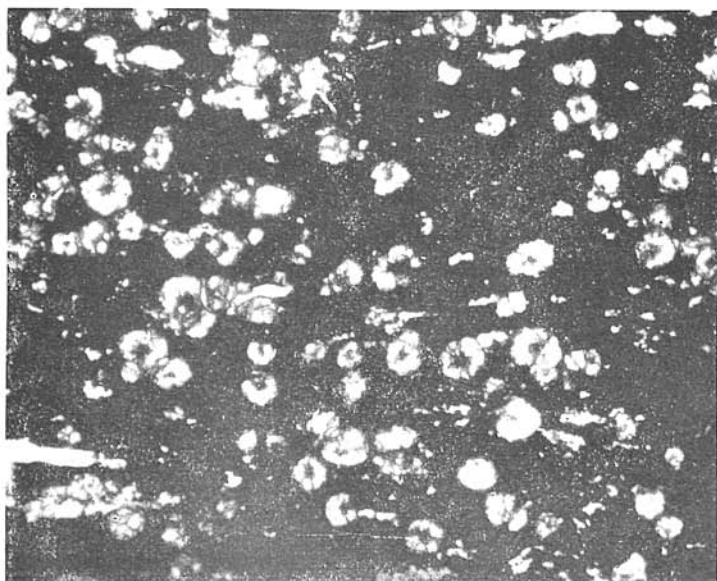
Obr. 2. Pruho vaná „ruda“. Rytmiická sedimentácia polôh bohatších i chudobnejších na Fe. Drobné žľôčky sekundárneho kremeňa. $\frac{2}{3}$ skut. veľkosti. Foto Kantor.



Obr. 1. Kremitá ruda. Striedanie polôh kremeňa (svetlý) s disperzným hematitom (čierny). Obyč. svetlo, zv. 23 $\times$. Foto Kantor.

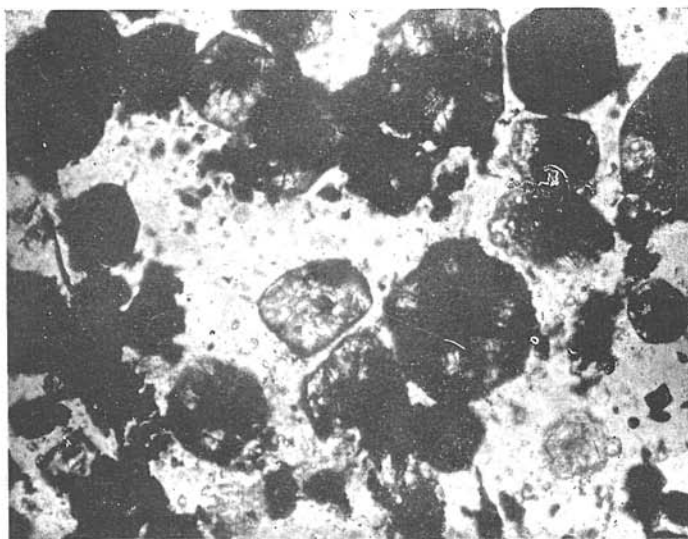


Obr. 2. Silikátové ooidy s limonitickým nukleom v kremeni. Obyč. svetlo, zv. 780 $\times$. Foto Kantor.



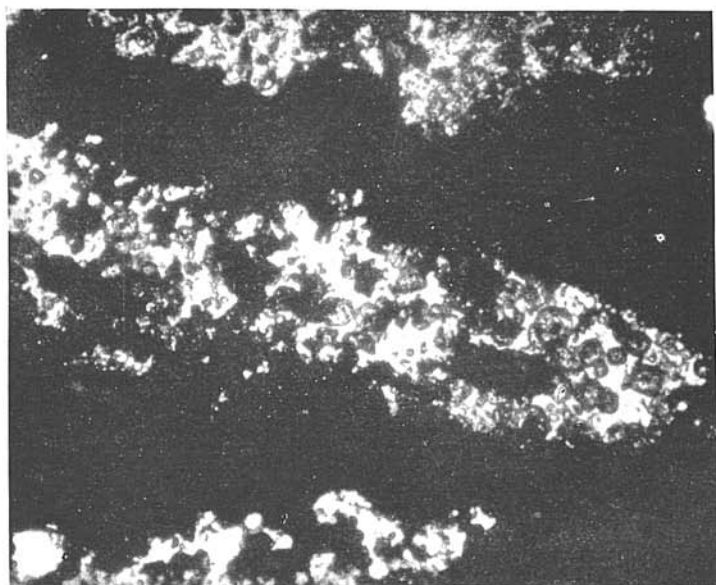
Obr. 1. Silikátové ooidy s limonitickým nukleom uzatvárané hematitom (čierny).
Vľavo dole šupinka muskovitu. Obyč. svetlo, zv. 300 $\times$.

Foto Kantor.



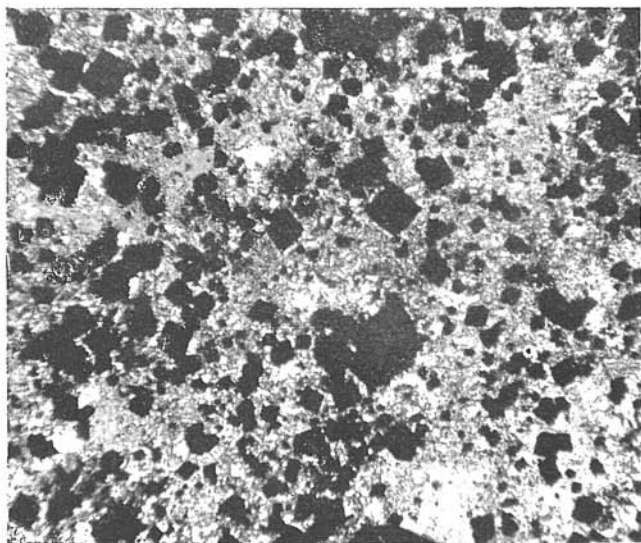
Obr. 2. Limonitické ooidy (čisto čierne) a rôzne vývoje limoniticko-silikátových ooidov. Základná hmota je kremeň. Obyč. svetlo, zv. 500 $\times$.

Foto Kantor.



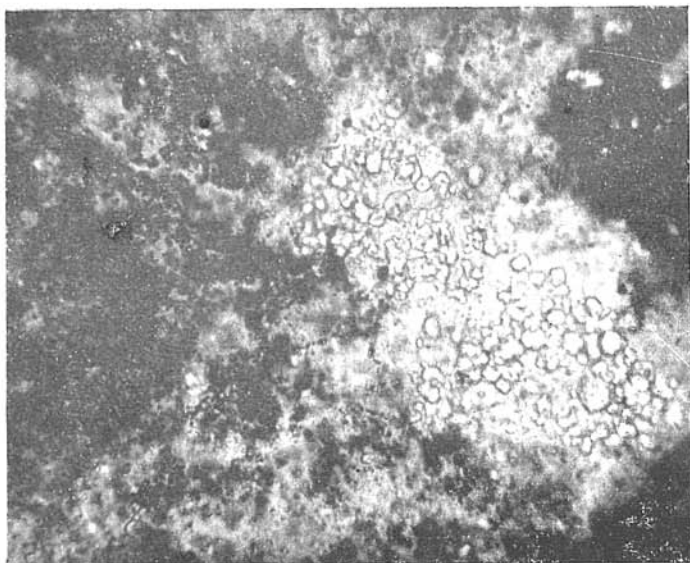
Obr. 1. Striedanie polôh disperzného hematitu (čierny) s polohami tvorenými ooidmi (sivé, reléf) v kremeni (biely). Obyč. svetlo, zv. 300 $\times$.

Foto Kantor.

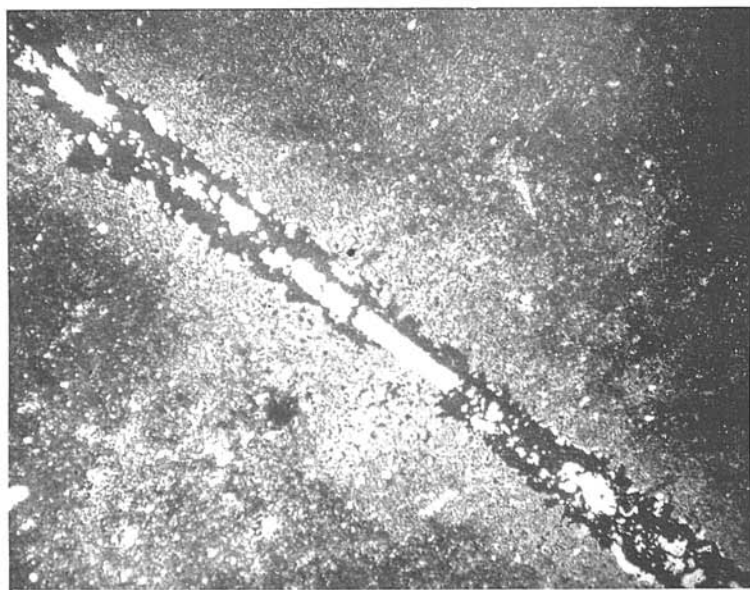


Obr. 2. Idiomorfne kryštálky pyritu (čierny) v strede jemne pelitického sedimentu. Obyč. svetlo, zv. 110 $\times$.

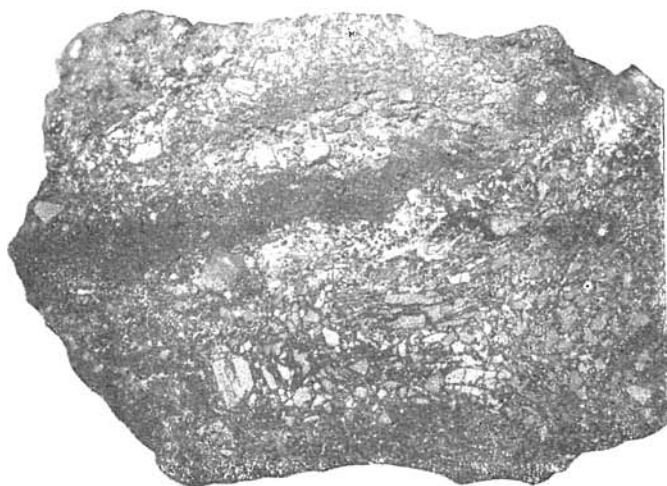
Foto Kantor.



Obr. 1. Shluk apatitu (reliéf) v strede hematiticko-kremennej disperzie (sivá až čierna). Obyč. svetlo, zv. 110 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 2. Hematitická žila s kremeňom prerážajúca sediment s disperzným hematitom. Obyč. svetlo, zv. 42 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Tektonická brekcia stmelená limonitom. Skut. veľkosť.

Foto Kantor.



Obr. 2. Kremeňom vyplnený prierez radiolá. ie v jemnepelitickom sedimente s hematitom (čierny). V pravej dolnej polovici žilný kremeň. Nikoly poloskrižené. Zv. 110×

Foto Kantor.