

JOZEF KOVÁČIK

REZIDUÁLNE ŽELEZNÉ RUDY Z PLEŠIVECKEJ PLANINY

(Obr. 5 v texte, tab. VII—VIII, ruské a anglické resumé)

O b s a h: Na Plešiveckej planine boli nájsené v pokryvných útvaroch terra rossy a recentných hlin železné rudy. Ide väčšinou o železité konkrécie a kôry, ktorých úlomky sú atmosferickou vodou vyplavované z hlin a nachádzajú sa často voľne na povrchu. Vznikli reziduálnou koncentráciou z materiálu pokryvných útvarov, majú značne vysoký obsah Fe, mineralogicky sú zložené prevažne z hydroxydov a oxydov Fe, Al-hydroxydov a z koloidálneho SiO_2 . Pri koloidálnych procesoch vzniknuté hydroxydy Fe boli v ďalšom priebehu vetrania podrobené silnejšej alebo slabšej dehydratácii, takže veľmi často došlo k ich preškrýštalovaniu v hydrohematit, hematit a v niektorých prípadoch vznikol za priaznivých podmienok aj magnetit. Tieto posledné minerály vystupujú roztrúsené vo forme drobných kryštálikov v okolitej bezštruktúrnej hmote. Rudy vznikli v nahromadených terra rossách a niektoré z nich vznikajú aj recentne v hlinitých pokryvoch.

Ú v o d

Pri geologických výskumných prácach, ktoré konal v lete r. 1952 kolektív asistentov VŠB v Košiciach na Plešiveckej planine, boli nájsené úlomky železných rúd, u nás doteraz neznámeho typu. Pátranie po ložisku týchto rúd zostalo bezvýsledné. Keďže niektoré z týchto úlomkov obsahovali väčšie množstvo klastického kremeňa, bola vyslovená domnienka, že ide o sedimentárne rudy, s najväčšou pravdepodobnosťou verfénske, z čoho bol súčasne vyvodený predpoklad, že na Plešiveckej planine vystupuje verfénske súvrstvie. V r. 1953 zúčastnil som sa základného geologického výskumu Plešiveckej planiny v geologickom kolektíve FGGV, pričom som podrobne preskúmal výskytu spomínaných železných rúd.

Prehľad geologických pomerov

Plešivecká planina patrí k územiu Juhoslovenského krasu a je vlastne jeho najsevernejším výbežkom. Nájdeme tu dobre vyvinutý krasový fenomén v podobe množstva závrto, polje, škrapových polí s rozsiahlymi podzemnými priestormi a dvoma známymi priepasťami Csöngö a Macska Lyuk.

Povrch planiny leží vysoko nad úrovňou dnešných riek, priemerne 300—500 m, mierne sa skláňajúc od severu k juhu. Je suchý, bez prirodzenej

vodnej nádrže, kras v podzemí je väčšinou mŕtvy a v jeho priestoroch sa hromadia reziduálne hliny preplavované cez dná závrtoch do podzemia. Morfológicky je výraznejšia severná časť planiny, kde je terén pahorkatý a odlesnený, kým južná časť je morfológicky jednotvárna, kras je pokrytý silnejšou vrstvou humusu a je zalesnený.

Územie Plešiveckej planiny budujú len karbonatické horniny stredného a čiastočne vrchného triasu, kým verfénske súvrstvie sa zúčastňuje na stavbe severovýchodných, severných a čiastočne severozápadných svahov a keďže upadá k juhu, vystupuje najvyššie na severnom okraji planiny. Stredný trias zastupujú dolomity a vápence v rôznom vývine.

Bezprostredne nad verfenským súvrstvom leží pruh tmavých vápencov gutenšteinského typu. Vápence sú miestami lavicovité, miestami masívne, tmavošedej až čiernej farby. Šedé dolomity, ktoré vystupujú v ich nadloží, sú tenkolavicovité s ostrohranným rozpadom a dostali názov „kockový dolomit“ (Homola, 1951).

Nad šedými dolomitmi nasleduje komplex vápencov, ktoré patria stratigraficky strednému a vrchnému triasu s rôznym faciálnym vývinom. Prevažne ide o svetlé vápence biele a šedé. Miestami vyskytujú sa v nich šošovky bielych kryštalických dolomitov, „cukrový dolomit“ (Homola, 1951), ktorých presná stratigrafická pozícia nebola zatiaľ stanovená.

Z hľadiska štúdia genézy predmetných železných rúd je pozoruhodný zvláštny vývin na severnej časti planiny v okolí kóty Bérc. Tu na bielych vápencoch stredného anisu leží súvrstvie červených hľuznatých vápencov, ktorých vek bol paleontologicky preukázaný ako vrchný anis. (Andrusov—Kováčik, 1955) Poloha je priemerne 3—5 m hrubá. Červené hľuznaté vápence prechádzajú v červené rohovcové vápence, nad ktorými ležia šedé vápence so šedými a zelenými rohovcami. Pri vetraní týchto vápencov hromadí sa na úpätí kóty Bérc veľké množstvo sutiny tvorenej rohovcovým materiálom v podobe krehkého štrku a piesku.

V súvislosti s petrografickým opisom vyskytujúcich sa hornín pre úplnosť uvádzam tabuľku chemických analýz opísaných typov karbonatických hornín Juhoslovenského krasu, ktorú uverejnil Homola (1951).

Na skrasovateli povrchu leží vrstva reziduálnych hĺn, ktorých rozloženie je vcelku nepravidelné. Možno však konštatovať, že pokrývka na zalesnenej južnej časti planiny je mocnejšia ako na odkrytých škrapových poliach a polje severnej časti, pretože vegetácia chráni rezíduá pred intenzívnejším odnosom. Pomery v zalesnenej časti neboli podrobnejšie skúmané. Vo voľnom teréne vidíme, že rezíduá sa zhromažďujú nepravidelne a tvrdenie, že kolektormi reziduálnych hĺn sú závrty, nie je správne. Väčšina závrtoch je prázdna, rezíduá splavované do nich vnikajú otvorom v dne do

	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂	Ner. zvyšok
Gutenšteinský vápenec	2,53	0,56	53,98	0,36	0,08	2,45
Svetlý vápenec	0,91	0,73	53,45	1,92	0,03	0,88
Šedý vápenec	0,39	0,36	36,35	0,75	0,0	0,39
Červený hľuznatý vápenec	1,14	1,03	52,99	0,65	0,0	1,14
Rohovcový vápenec	8,21	0,86	51,01	0,68	0,34	7,87
Kockový dolomit	1,82	0,64	39,83	12,91	0,15	1,67
Cukrový dolomit	0,71	0,37	34,59	11,12	0,10	0,61

podzemia. Zato sa tu vyskytuje rad lokalít, kde rezíduá sú nazhromaždené v značnejšom množstve. Sú to väčšinou rozsiahlejšie, mierne depresie, ktoré majú charakter uzavretých údolí.

Čo sa týka samotných reziduálnych hĺn, tieto sú tvorené sčasti fosílnou terra rossou a sčasti recentnými hlinami. Keďže však premiestňovanie oboch týchto druhov reziduálnych hĺn sa deje bez ohľadu na ich genetickú príslušnosť, nájdeme tieto miestami zmiešané, inde zase pozorujeme, že bezprostredne na vápencovom podklade leží terra rossa. Recentné hliny sú bledožltej farby a miestami obsahujú značné množstvo klastického kremeňa, ktorý pochádza z rohovcových vápencov. Chemizmus reziduálnych hĺn ukazuje, že terra rossy, ako aj recentné hliny, majú značný obsah železa. Pre porovnanie uvádzam analýzy terra rossy podľa F o x a (1932) z rôznych európskych lokalít.

Podľa Kispaticá (F o x 1932) terra rossa predstavuje nerozpustný zvyšok, ktorý sa hromadí pri vetraní vápencových más. Tento nerozpustný zvyšok je tvorený jemno rozptýlenými hydroxydmi Al, Fe a kyselinou kremičitou, ktoré sú v koloidnom stave. Avšak pri porovnávaní obsahov hlavných zložiek vo vápencoch a dolomitoch Plešiveckej planiny s obsahom

Analýzy terra rossy podľa F o x a (1932)

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	57,26	54,12	41,98	47,78	44,70	53,73	35,21
Al ₂ O ₃	15,05	15,55	26,82	3,15	26,72	21,02	30,26
Fe ₂ O ₃	11,60	14,50	10,95	32,24	11,56	8,26	13,20
MnO	—	—	—	1,35	—	st.	st.
MgO	3,08	3,43	1,11	1,37	st.	1,62	1,50
CaO	2,50	1,80	1,57	0,68	st.	0,96	0,72
K ₂ O	1,92	3,40	0,92	1,15	—	st.	st.
Na ₂ O	0,93	1,09	0,26	1,56	—	st.	st.
H ₂ O	19,29	10,12	17,92	11,77	13,84	14,02	19,15
komb.							

	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
SiO ₂	59,99	48,73	60,44	26,20	35,42	43,61	47,89
Al ₂ O ₃	18,20	25,17	20,46	39,14	32,89	27,80	24,38
Fe ₂ O ₃	10,37	8,97	6,41	14,03	15,03	11,75	12,63
MnO				1,45	0,93	st.	1,18
MgO	2,12	0,58			st.	st.	st.
CaO	1,75	0,22	0,69	st.	0,43	1,64	0,68
K ₂ O	1,73	st.	2,01	st.	st.	st.	st.
Na ₂ O	1,53	st.	2,01	st.	st.	st.	st.
H ₂ O	6,89	16,29	7,38	18,14	15,23	15,43	11,86
komb.							

- | | | |
|-----------------------|--------------------------|----------------------------|
| 1. Nizza (Franc.) | 6. Abbazia (Istria) | 11. Zlobin (Juhosl.) |
| 2. Cannes (Franc.) | 7. Mednea (Istria) | 12. Plare (Dalm.) |
| 3. Javornik (Juhosl.) | 8. Planina (Dalm.) | 12. Grobnickopolje (Dalm.) |
| 4. Cigale (Istria) | 9. Flussbet Poik (Dalm.) | 14. Jelenje (Dalm.) |
| 5. Volosca (Istria) | 10. Kras (Dalm.) | |

Analýzy terra rossy z Plešiveckej planiny

	I.	II.
SiO ₂	32,99	30,35
Fe ₂ O ₃	27,06	27,14
Al ₂ O ₃	26,65	23,33
CaO	0,56	4,90
MgO	0,28	0,55
MnO	0,80	0,39

I. Vzorka z lokality Gömöri rét.

II. Vzorka z lokality Gömöri rét z hlbšej zóny.

týchto zložiek v terra rosse vidíme, že kým vo vápencových a dolomitických horninách hlavnou zložkou sú CaCO₃ a MgCO₃, v terra rossách je to SiO₂, ktorá v pôvodných horninách sotva tvorila 2 %, výjmcu rohovecové vápence s obsahom až 8 % SiO₂. Zatiaľ terra rossy obsahujú v priemere nad 50 % SiO₂. Súčasne v zložke R₂O₃ mení sa pomer v prospech Fe₂O₃, takže Al₂O₃ : Fe₂O₃ dosahuje pomer 2 : 1, zriedkavejšie 1 : 1. Rozdiely medzi pomermi hlavných mineralogických zložiek sú patrné z tejto tabuľky:

	Vápence	Terra rossa
SiO ₂ : (Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	3 : 1	7 : 5
Al ₂ O ₃ : Fe ₂ O ₃	4 : 1	2 : 1
SiO ₂ : Al ₂ O ₃	4 : 1	2 : 1
SiO ₂ : Fe ₂ O ₃	10 : 1	4 : 1

Zmena pomeru jednotlivých zložiek môže byť zapríčinená čiastočne ich nerovnakou rozpustnosťou. Najviac rozpustný je hydroxyd Fe, tento však tiež vodu ľahko stráca a koaguluje rýchlejšie ako sóly kyseliny kremičitej a hydroxydu Al. Čo sa týka obsahu samotného železa vo vápencoch a dolomitoch, je všeobecne úplne nepatrný, v priemere dosahuje sotva 0,15 %. Najväčší obsah Fe_2O_3 majú červené hľuznaté vápence, a to asi 0,21 %. V pomere k obsahu vo vápencoch koncentrácia železa v terra rossách vzrastá na 60- až 100-násobok.

Keď uvažíme, že celkový obsah SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , ktoré sú hlavnými zložkami terra rossy, vo vápencoch a dolomitoch je nepatrný, koncentrácia miestami značného množstva terra rossy je pozoruhodná. Bolo by však nesprávne, obsahy jednotlivých komponentov prepočítavať čisto mechanicky a z nich usudzovať na hrúbku zvetraných vápencov. Túto skutočnosť konštatuje už V a d á s z (1952). Musíme vziať do úvahy možnosti sekundárneho premiestňovania a koncentrácie terra rossy v oblastiach k tomuto účelu priaznivých. Zaujímavým objavom bolo zistenie značného množstva akcesorických minerálov rutilu, apatitu a zirkónu v reziduálnych koncentráciách. Keďže ich veľkosť nepresahuje 0,02 mm, možno sa domnievať, že tvoria ako veľmi odolné minerály pri rozpúšťaní vápencov a dolomitov podstatnú prímies zvyškových kalov. F o x (1932) súčasne upozorňuje na to, že značnú úlohu pri koncentrácii reziduálnych hĺn môže mať transport materiálu činnosťou vetra. Z uvedených dôvodov možno sa domnievať, že terra rossy predstavujú reziduálne hliny vzniknuté lateritickým vetraním vápencov za priaznivých klimatických podmienok v minulosti. Neskôr mohli byť čiastočne pretransportované a koncentrovali sa na priaznivých miestach krašového terénu. Že terra rossy sú produktom fosílnym, dokazuje profil uvedený na str. 238. Tu na vápencovom podklade leží asi 30 cm silná vrstva terra rossy. Z vrchu ju kryje 10—15 cm silná vrstva humusu a hliny, ktorá predstavuje degenerovanú časť terra rossy. Smerom k vápencovému podkladu v terra rosse sa začínajú objavovať sprvu škvrny žltej hliny, potom nasleduje vrstva, kde terra rossa je zmiešaná so vznikajúcou hlinou. Priamo na vápencovom podklade sa vytvára vrstva reziduálnej hliny žltej farby, v ktorej sú miestami úlomky rozpúšťajúcich sa vápencov.

Charakter rudných výskytov

Rudné výskyty na Plešiveckej planine nie sú zriedkavé a možno povedať, že železné rudy nájdeme takmer vždy tam, kde sú vyvinuté reziduálne hliny. Tieto výskyty nie sú teda viazané na určité stratigrafické horizonty, nachádzajú sa proste na povrchu. Železné rudy najčastejšie nachádzame v podobe úlomkov železitých kôr „cuiresse de fer“ (Lacroix, 1928) alebo

v podobe hľuznatých a hroznovitých konkrécií roztrúsených v reziduálnych hlinách. Niekde sa tieto úlomky alebo konkrécie nachádzajú v súvislých vrstvách nehlboko pod povrchom, väčšinou 20—25 cm. Železité kôry bývajú spravidla 5—10 cm hrubé a je badateľná ich úzka závislosť od charakteru okolitého materiálu. Ak reziduálne hliny obsahujú väčšie množstvo piesku, železité kôry majú charakter piesčité — podobajú sa železitým pieskovcom alebo podzolovým ortsteinom. Rudy majú väčšinou hnedú farbu, ak sú v recentných hlinách, v terra rossách majú červenú farbu. Celkový vzhľad je zemitý. Nájdú sa však tiež konkrécie, ktoré majú vyslovene kovový charakter a bývajú vyplavené zo škrapových polí. V miestach, kde pokryvy reziduálnych hĺn sú mocné, rudné úlomky zostávajú obyčajne ukryté pozorovaniu, napr. v depresiách, ktoré nemajú odtok vody a odnos nie je umožnený otvormi v závrtoch. Tam, kde je terén sklonený, škrapové polia nebývajú zanesené príliš mocnou vrstvou reziduálnych hĺn a po silnejších dažďoch často nachádzame na úpätiach svahov úlomky, častejšie však ľadvinovité konkrécie železných rúd. Na niektorých miestach železité kôry sú hlbšie pod dnešným povrchom, ruda tvorí súvislejšie vrstvy a má značne kovový charakter. Býva tu vyvinutých niekoľko polôh, priemerne 5—10 cm mocných. Tento typ ložísk bol v minulosti dobývaný a na planine sú v ňom založené dve staré kutacie práce.

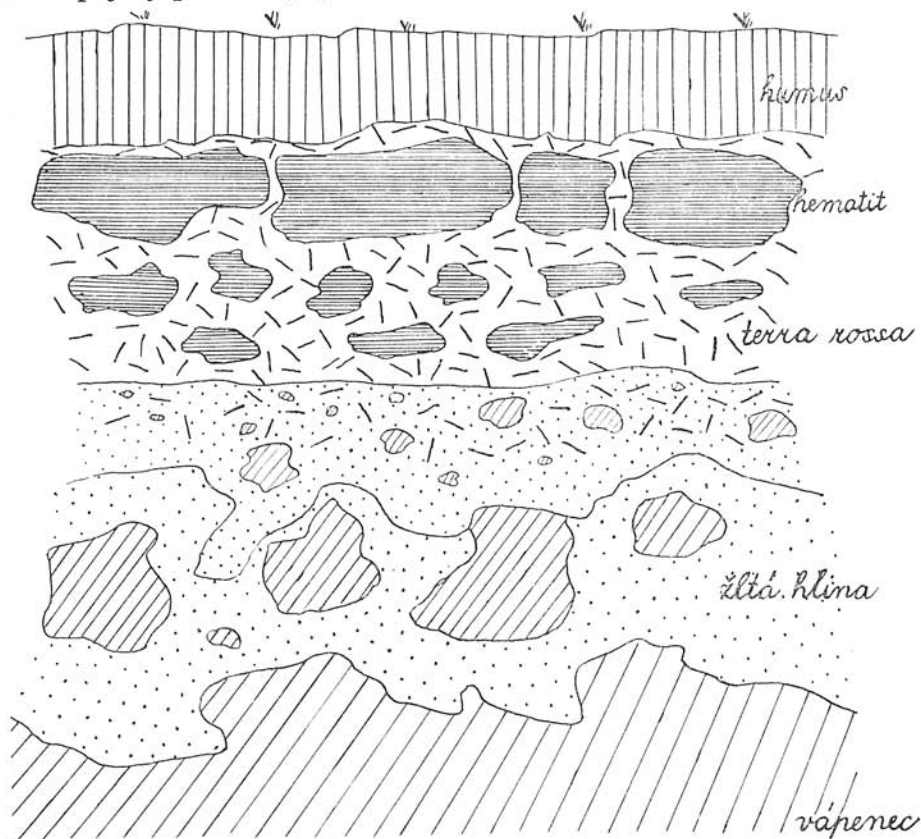
Opísaný charakter rudných výskytov na Plešiveckej planine má typické znaky reziduálnych koncentrácií, rudy sa vyskytujú ako rozptýlené úlomky a konkrécie, alebo súvislé železité kôry v povrchovej zóne reziduálnych hĺn. Niekedy sa sekundárne koncentrujú na úpätiach svahov v dutinách škrapových polí, kam sú splavované atmosferickou vodou. Rudy sú rozmanité genetickými typmi a vytvárajú veľmi charakteristické štruktúry a textúry.

1. Piesčité rudy.

Tvorí takmer výlučne železité kôry, ktoré sú rôzne hrubé, obyčajne 2—5 cm. Ich plocha obrátená k povrchu býva hladká, kým na spodnej časti majú sklon vytvárať hroznovité útvary s koncentrickou štruktúrou. Charakter materiálu v jednej kôrovej vrstve je dosť rovnomerný. Úlomky železitých kôr sa vyskytujú vo veľkom množstve priamo na povrchu alebo nehlboko pod povrchom reziduálnych hĺn, sú hnedej farby a na prvý pohľad pripomínajú úlomky pieskovcov. Makroskopicky možno v nich tiež pozorovať zrnká kremeňa, ktoré sú spojené medzi sebou železitým tmelom. Obsah kremeňa prevyšuje v nich 35 objemových %, pri väčšine tvorí okolo 40 objemových % materiálu. Geneticky patria k recentne vznikajúcim rudám, vznikajú na recentných hlinách v oblastiach výskytu rohovcových vápencov.

2. Recentné hematity.

Vyskytujú sa výlučne v terra rossách, a to tam, kde sklonený terén nedovoľuje väčšie nahromadenie recentných reziduálnych hlien. Povrch terra rossy je vystavený pôsobeniu slnečného žiarenia a atmosferickej vody. Sú sýtočervenej farby, tvoria kôru bezprostredne pod tenkou vrstvou humusu, ktorá tu má mocnosť priemerne 10—15 cm. Vznikajú recentne zo zvyškov terra rossy, zachovanej v nerovnostiach škrapových polí. Sú mäkké, hlinitého vzhľadu, na lome zreteľne vidieť drobné kryštáliky hematitu. Pripojený profil najlepšie charakterizuje ich výskyt. (obr. 5).



Obr. 5. Prierez vrchnej zóny reziduálnych hlien so železnými rudami. 1. humus, 2. hematitová kôra, 3. terra rossa, 4. žltá recentná hlina, 5. vápenec.

3. Limonitické konkrécie.

Nemajú kôrový charakter a zaujímajú len horizont v recentných reziduálnych hlinách, sú tvorené typickými konkréciovitými útvarmi. Veľkosť týchto útvarov obyčajne nepresahuje veľkosť mužskej päste a tiež útvary

takejto veľkosti sú dosť vzácne, väčšina konkrécií má 3—4 cm v priemere. Ide tu o typické koloidálne agregáty ľadvinovitého alebo hroznovitého tvaru, temnohnedej farby, zemitého vzhľadu. Geneticky sú viazané na recentné reziduálne hliny a vyskytujú sa v najvrchnejšej zóne tesne pod povrchom. Možno povedať, že sa netvoria tam, kde v reziduálnych hlinách je väčšie množstvo klastického kremeňa (tab. VIII, obr. 3).

4. Konkrécie s hematitom a magnetitom.

Ich výskyt je pomerne zriedkavý, majú podobu hroznovitých útvarov, vo vnútri však nebadať koncentrickú štruktúru. Na lome pozorujeme rovnomerne zrnitú štruktúru, lesklé kryštály hematitu a magnetitu s pomerne malým množstvom rozptýleného hlinitého limonitu žltej farby. Na rozdiel od hematitických rúd dávajú hnedý vryp a sú veľmi silne magnetické. Ojedinele sa vyskytujú v terra rossách.

5. Hematitové kôry.

Sú ďalším typom železitých koncentrácií, ktoré sa na planine vyskytujú v terra rossách. Predstavujú hlbší železitý horizont ako ojedinele sa vyskytujúce konkrécie. Na výskytoch tohto typu železných rúd boli na planine založené aj staré kutacie práce. Na haldách nájdeme veľké kusy rudy vo váhe aj viac ako 20 kg, železité kôry majú hrúbku 5—10 cm, sú tmavočervenej farby, na lome možno pozorovať množstvo šedých kryštálikov hematitu. Vrchná časť kôry býva mierne zvlnená, kým na spodnej strane sa vytvárajú zložité hroznovité agregáty. Železité kôry majú značnú tvrdosť a veľkú špecifickú váhu, postrádajú úplne hlinitý charakter. V niektorých prípadoch obsahujú hojnosť drobných dutiniek vyplnených bielym práškovitým minerálom, ktorý bol röntgenograficky zistený ako halozit.

Okrem týchto, možno povedať štruktúrne jednoduchých, železitých kôr, vyskytujú sa s nimi ešte zvlášť kôry hematitu, ktoré majú zaujímavú pruhovanú textúru. Tu v základnom pórovitom hlinitom materiáli hematit tvorí pruhy alebo akési polohy, zložené takmer výlučne z jemnokryštalického hematitu. Pruhy hematitu bývajú hrubé maximálne 1 cm a striedajú sa v pomerne pravidelných vzdialenostiach s pruhmi hlinitého pórovitého materiálu, v ktorom sú však ojedinele roztrúsené kryštáliky hematitu. Pravidelnosť týchto vrstvičiek bola snáď príčinou toho, že boli mýlne považované za útvar sedimentárny. Pri podrobnejšej prehliadke bolo zistené, že pruhy nemajú charakter sedimentárnych vrstvičiek, miestami sa totiž spájajú v silnejšie pruhy a neskôr boli nájsené aj kusy, kde hematitové pruhy vytvárajú štruktúru podobnú drevitej štruktúre. Betehtin ich nazýva „burundučnaja ruda“. V americkej literatúre tento zjav je opisovaný ako „diffusion banding“ alebo

„rhythmic banding“ (Bastin, 1950), čo v uvedenej súvislosti znamená difúzne alebo rytmické pruhovanie. Bastin (1950) uvádza, že difúzne pruhovanie sa najčastejšie vyskytuje v oxydačnej zóne a opisuje niekoľko prípadov z rôznych ložísk (tab. VIII, obr. 1, 2).

6. Tmel vápencových brekcií.

Na niektorých miestach sa v škrapách nachádzajú brekcie zložené z ostrohranných úlomkov vápenca stmelených železitým tmelom. Tmel tvorí kryštalický, sekundárny kalcit, hydroxydy Fe, v menšej miere kryštalický hematit. Na úlomkoch vápenca možno pozorovať, že tmel je značne korozívny. Farba tmelu je žltohnedá až červená.

Chalkografický opis predmetných rúd

Piesčité rudy boli pozorované v prechádzajúcom svetle, a preto osobitná zmienka bude o nich na začiatku. Všetky ostatné typy boli študované v odrazenom svetle.

1. Piesčité rudy.

Vznikli stmelením zrn klastického kremeňa železitým tmelom. Kremenné zrnká sú subangulárne až angulárne, čo potvrdzuje, že nejde o piesok, ktorý prekonal dlhší transport vodou alebo vzduchom.

Zrná majú rôznu veľkosť, ktorá sa pohybuje v medziach 0,04—0,03 mm a sú tvorené pomerne jednotným materiálom. Na okrajoch bývajú často korodované tmelom, ktorý ich obklopuje. Okrem zrní kremeňa vyskytujú sa miestami úlomky turmalínu a biotitu o veľkosti priemerne 0,2 mm. Výskyt týchto minerálov je v uvedenej súvislosti veľmi zaujímavý. Kremenné zrnká zhášajú rovnomerne, undulózne zhášanie nebaďať, čo svedčí o tom, že pochádzajú z materiálu, ktorý nebol postihnutý tlakovými deformáciami. Tmel má jednotný charakter. Je bezštruktúrny, hnedožltej farby a obaľuje úplne v ňom uzavreté zrnká. Planimetrická analýza dala tieto výsledky:

	1.		2.
SiO ₂	42,71 %	SiO ₂	40,25 %
Fe(OH) ₃	56,20 %	Fe(OH) ₃	59,40 %

2. Rudy kovového charakteru.

Pri podrobnom štúdiu pod mikroskopom sa ukázalo, že makroskopicky značne odlišné typy rúd medzi sebou úzko súvisia, a že sú len jednotlivými štádiami toho istého genetického procesu, pričom značné odchýlky pri konečnej forme produktu sú zapríčinené jednak charakterom rezídua, v ktorom sa vytvárajú, jednak rôznymi podmienkami vzniku. Preto aj mikroskopický opis sa opiera o toto prirodzené rozdelenie. Súčasne treba konšta-

tovať, že minerál a samotná štruktúra rudy sú vo veľmi úzkom vzájomnom vzťahu, a to v tom zmysle, že určité štruktúry sú charakteristické len pre určité minerály alebo pre určité štádiá ich vývoja.

Základným typom štruktúry je koloidálna koncentrická štruktúra. Je pozorovateľná najmä pri hroznovitých agregátoch limonitických konkrécií a je príznačná pre najmladšie štádium ich vzniku. V nábruse pozorujeme, že koncentrické útvary sa skladajú z vrstvičiek hydroxydov Fe, usporiadaných koncentricky okolo stredu útvaru. Bez analyzátora hydroxydy Fe v odrazenom polarizovanom svetle majú mierne modrastú farbu, pri skrížení nikolov farba je hnedá, až červená. Už v prvých fázach vzniku nastáva rozpad koncentrických vrstvičiek hydroxydov Fe v radiálne vláknité agregáty (tab. VII, obr. 1). Niektoré z týchto vlákien majú o poznanie svetlejšiu farbu ako modrastý limonit a pri skrížení nikolov zostávajú opakné. Tieto vlákna predstavujú už hematit, ktorý vznikol z limonitu dehydratáciou. Lúčovité agregáty stávajú sa značne pórovitými v dôsledku straty vody pri rozpade koloidálnych štruktúr (tab. VII, obr. 1). Je zaujímavé, že v centre pizolitov býva obyčajne zrnko cudzieho minerálu, najčastejšie zrnko kremeňa. Hroznovitá konkrécia je tvorená agregátom pizolitov, ktorých veľkosť sa pohybuje v medziach 2—12 mm v priemere.

3. Rudy s kryštalickým hematitom.

Sú vývojove staršie a vyskytujú sa jednak ako železité kôry, jednak ako konkrécie. Boli nájdené len v terra rossách, čo svedčí o tom, že v recentných hlinách nie sú podmienky pre ich vznik priaznivé. Materiál je mineralogicky značne diferencovaný, pod mikroskopom možno v spoločenstve minerálov identifikovať dobre vyvinuté kryštály jednotlivých minerálov. Dehydratačný proces a prekryštalovanie gélov postúpilo v nich už tak ďaleko, že veľká časť zložiek sa vyskytuje už v kryštalickej forme, hydroxydy Fe ustupujú hematitu a v niektorých prípadoch dochádza aj k tvorbe magnetitu.

Základná hmota je zložená z hydroxydov Fe v podobe vláknitých agregátov typických koloidálnych štruktúr. Radiálne koncentrické štruktúry už nepozorovať, zato hydroxydy Fe vytvárajú rozmanité riasnaté nepravidelné útvary, ktoré sú veľmi pórovité (tab. VII, obr. 5).

Kryštalizácia hematitu prebieha veľmi pozvoľna, možno pozorovať, ako sa najprv radiálne koncentrické vlákenká vzniknutého hematitu začínajú organizovať v hlavných smeroch kryštálovej mriežky hematitu, a to tak, že vznikajúce vlákenká vytvárajú lamelky, ktoré sa stavajú k sebe pod uhlom 60° . Takýmto spôsobom vznikajú kostrovité kryštály hematitu (tab. VII, obr. 3). Ďalší proces vývoja prebieha tak, že lamelky postupne „rastú“ do

šírky a do dĺžky, pričom sa súčasne vytvárajú nové lamelky na rôznych miestach kostry, vytvárajúc husté sietivo. Plocha kostrovitého kryštálu sa postupne vyplňa, čím vzniká na prvý pohľad homogénny hematitový kryštál. Pri skrížení nikolov však možno pozorovať zreteľnú lamelárnosť kryštálov, pretože niektoré lamely sa tvorili v pootočenej polohe. Pri silnej anizotropii hematitu vynikajú tieto zrasty podobne, ako je to pri albite striedavým zhášaním. Veľkosť hematitových kryštálov sa pohybuje priemerne v medziach 0,09—0,18 mm, nájdu sa však aj jedinci o veľkosti 0,5 mm. Pre pozorovanie kryštálového habitu hematitu boli odseparované z rozdrvených vzoriek kryštáliky hematitu, ktoré po prevarení v horúcej HCl bolo možné s úspechom pozorovať pod binokulárnou lupou. Najčastejšie vytvárajú nízke komolé bipiramídy ditrigonálne alebo trigonálne v podobe plochých doštičiek. Vyskytujú sa však aj iné tvary. Kryštáliky majú hladký, lesklý povrch čiernej farby, často bývajú korodované obklopujúcim ich SiO_2 . Kryštálický hematit vzdoruje leptaniu v kyselinách. Štruktúrne lepty bolo možné získať len pôsobením HF za pomerne dlhú dobu, a to tiež len veľmi nepatrne. Zaujímavým zjavom je výskyt pomerne značného množstva cudzích teliesok bežných akcesorických minerálov v hematitových kryštáloch. Ich prítomnosť dokazuje, že hematitové kryštály sa tvorili primárne v terra rossách, a že teda nie sú len prímiesou terra rossy z rozvetraných hornín. Na nabrúsených plochách kryštálov možno vo veľkom množstve pozorovať zrnká kremeňa, pretiahnuté kryštáliky apatitu, kolienkovité zrasty rutilov a zirkóny pestrých, interferenčných farieb. Veľkosť týchto akcesórií nepresahuje spravidla 0,01 mm. Obsah kryštálického hematitu v rudách je rôzny. V pokročilejšom štádiu dehydratácie obsahujú železité kôry a hematitové konkrécie priemerne 25—28 % kryštálického hematitu (planimetrická analýza).

Niektoré z konkrécií prejavujú veľmi silné vlastnosti magnetické, úmerné dokonca rovnako veľkým kusom čistého magnetitu. Bolo zrejmé, že hematit nemôže vytvoriť také silné magnetické pole. Na nábrusoch bol v týchto konkréciách identifikovaný magnetit v podobe zaoblených, pórovitých zŕn roztrúsených medzi kryštálmi hematitu (tab. VII, obr. 5). Pri pozorovaní bez analyzátoru magnetitové zrná majú o poznanie tmavšiu farbu ako ružovobiely hematit a pri skrížení nikolov sú izotropné. Okrem zŕn čistého magnetitu možno aj v niektorých hematitových kryštáloch pozorovať izotropné partie, ktoré zrejme patria magnetitu (tab. VII, obr. 4). Aby bolo možné lepšie pozorovať jednotlivé minerály, hematit spolu s magnetitom bol odseparovaný gravitačne z rozdrvenej vzorky. Z tohto materiálu v elektromagnetickom poli zostal magnetit, ktorý tvoril asi 20—25 % z celkového počtu zŕn. Pritom ešte značné množstvo magneticky aktívnych zŕn tvoril hematit s menším množstvom primiešaného magnetitu. Magnetitové zrná

dávajú po rozdrvení hnedý prášok. Všetky uvedené skutočnosti sú dôkazom toho, že dehydratácia železných rúd na Plešiveckej planine dosiahla značne vysoký stupeň, čo sa prejavilo vznikom magnetitu, ktorý je v tejto súvislosti doteraz známy ako konečný produkt dehydratácie a prekryštalovania koloidálnych hydroxydov Fe v reziduálnych koncentráciách tropických krajín. Výskyt magnetitu na ložiskách reziduálnej koncentrácie je známy z viacerých svetových ložísk, ako Filipíny, Japonsko, Thai, Surinam, Franc. Guayana a iné.

Z ostatných minerálov zasluhuje pozornosť výskyt kyseliny kremičitej, ktorá je zastúpená v dvoch formách. Medzi separovanými kryštálmi hematitu možno nájsť tiež kryštáliky SiO_2 v podobe pretiahnutých prízem s pyramidálnym ukončením, zo sklovito čistého SiO_2 . Vo vnútri obsahujú, podobne ako hematit, množstvo uzavretých akcesorických minerálov rutilu, zirkónu a apatitu, čo potvrdzuje, že vznikli v tom istom prostredí ako hematit. Dĺžka pretiahnutých kryštálikov býva 0,3—0,4 mm. Druhou formou výskytu je mliečnobiela SiO_2 , ktorá tvorí koloidálne pórovité útvary spolu s hydroxydmi Fe a Al.

V niektorých železitých kôrach sa vyskytuje ílovitý minerál halozit, ktorý v nich vyplňa množstvo drobných dutiniek. Tvorí agregáty veľmi jemných, ihličkovitých kryštálikov, alebo je takmer kryptokryštalický. Halozit bol identifikovaný röntgenom. Zaujímavá je prítomnosť až 1 % chrómu v halozite, kým nikel a vanád, ktoré sa v ňom niekedy hromadia (Lapparent, 1930), neboli zistené ani spektrálne.

Genéza rudných výskytov

V kapitole o reziduálnych hlinách bolo konštatované, že terra rossa vzniká pri lateritickom vetraní vápencov, koncentráciou nerozpustného zvyšku, ktorý tvoria v podstate tri komponenty, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 . Pritom v procese vetrania, ktorý v terra rossách ďalej prebieha, nastávajú určité zmeny v jej zložení v rozličných zónach. V povrchovej zóne sa hromadí najmä Fe_2O_3 , kým Al_2O_3 zaujíma vždy nižší horizont a kyselina kremičitá má snahu koncentrovať sa čo najhlbšie. Takéto rozmiestenie jednotlivých zložiek v určitých zónach je dobre viditeľné pri recentných lateritoch (Fox, 1932). V tropických krajinách hrúbka železitých kôr dosahuje miestami aj 6 m (Santos, 1952).

Reziduálne koncentrácie železa sú predmetom intenzívnej exploatácie v niektorých tropických krajinách, ako napr. Japonsko, Filipíny, Thai, Puerto Rico, Eritrea, Surinam a i. Väčšina ložísk sa však vyskytuje v lateritoch, ktoré vznikli vetraním rôznych báziických hornín, najmä peridotitov, serpentinitov a bazaltov. Na vápencoch sú známe ložiská reziduálnej koncentrácie železa len z Japonska. Ide o kvalitné rudy s obsahom priemerne

45 % Fe (Mitsuchi, 1952). Reziduá bázických hornín obsahujú často značné množstvo niklu a chrómu, ktoré sa koncentrujú v železitých konkréciách (Santos, 1952). Je zaujímavé, že chróm sa vyskytuje aj v železných rudách na Plešiveckej planine, kde tvorí prímes haloyzitu. Jeho celkový obsah v rude je celkom nepatrný. V Európe železné rudy na ložiská reziduálnej koncentrácie sa dobývajú vo Švajčiarsku. Rudy majú dobrú kvalitu, tvoria železité konkrécie a kôry v terra rossách, ktoré vznikli vetraním jurských vápencov (Baumberger, 1923). Aby bolo možné porovnať niektoré typy železných rúd reziduálnej koncentrácie, uvádzam analýzy z rôznych svetových lokalít spolu s analýzami železných rúd z Plešiveckej planiny.

Chemické analýzy rúd

A. Rudy v lateritoch vzniknutých vetraním bázických hornín

	1.	2.	3.	4.	5.
SiO ₂	2,44	2,50	1,33	16,90	19,41
Al ₂ O ₃	20,21	9,80	17,93	10,17	15,73
Fe ₂ O ₃	57,69	73,50	—	65,13	56,98
Fe	—	51,50	47,76	45,55	39,85
MgO	0,61	0,30	—	—	—
CaO	st.	0,05	—	0,25	0,28
Cr ₂ O ₃	1,57	1,25	4,19	st.	st.
Ni	0,80	0,02	0,78	—	—
H ₂ O komb.	16,06	12,10	40,38	6,10	6,38

B. Rudy v terra rossách

	6.	7.	8.	9.	10.
SiO ₂	11,40	11,00	11,50	12,06	43,95
Al ₂ O ₃	12,60	7,90	11,00	13,95	31,95
Fe	43,00	48,21	44,05	41,86	8,34
Mn	0,34	—	0,30	0,31	0,09
MgO	0,10	0,06	0,10	0,09	0,12
CaO	0,10	0,09	0,13	0,13	0,09
H ₂ O komb.	12,80	11,00	13,50	13,43	11,90

1. Mayaguez Mesa, Puerto Rico (Killeen, 1952).
2. Conakry, Franc. záp. Afrika (Blondell, 1952).
3. Surigao, Filipíny (Santos, 1952) priemer z 2000 analýz.
4. Sambel, Eritrea (Usoni, 1952).
5. Sambel, Eritrea (Usoni, 1952).
6. Schaffhausen, Švajčiarsko (Baumberger, 1923).
7. Dünner, Moutier, Švajčiarsko (Baumberger, 1923).
8. Dellémont, Švajčiarsko (Baumberger, 1923).
9. Dellémont, Švajčiarsko (Fehlmann, 1952).
10. Dellémont, Švajčiarsko (Fehlmann, 1952).

Analýzy rúd z Plešiveckej planiny

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
SiO ₂	15,90	14,02	13,88	7,24	6,68	6,27
Fe	29,39	44,50	42,03	38,46	32,97	50,82
Mn	0,07	0,20	0,13	1,71	0,25	—

1. Difúzne pruhovaný hematit z lok. Szalanka.
2. Červený kôrovitý hematit z lok. Szalanka.
3. Červený kôrovitý hematit z lok. Szalanka.
4. Červený kôrovitý hematit s halozitom z lok. Szalanka.
5. Limonitická kôrová ruda z lok. Szalanka.
6. Limonitická konkrécia z lok. Gömöri rét.
7. Hematitové jadro aragonitového sférolitu z lok. Gömöri rét.



Spektrálne analýzy rúd z Plešiveckej planiny

Č. vz.	Nad 1 %	1 %—0,01 %	Pod 0,01 %	Negatívne
1	Fe	Al Ca Mg Si Mn	Ag? As Na Ni Zn Cu V Pb	Au Ba Be Bi Co Cd Cr Ge Hg Ir Li Mo Os Pd Pt Re Y Yb Rh Sc Sm Sn Sr Ta Te Th Tl W Sb
2	Fe Al	Ca Mg Si Mn	As Cr Cu Ni Pb V Zn	Ag Au Ba Be Bi Co Cd Ge Hg Ir Li Mo Na Os Pd Pt Re Y Yb Rh Sc Sn Sm Sr Ta Te Th Tl W Sb
3	Fe Al	Ca Mg Si Mn	As Cr Cu Ni Pb Zn	Ag Au Ba Be Bi Co Cd Ge Hg Ir Li Mo Na Os Pd Pt Re Y Yb Rh Sc Sm Sn Sr Ta Te Th Tl V W Sb
4	Ca Fe Mg	Si	Al Mn Pb? Zn	Ag Au As Ba Be Bi Co Cd Cr Cu Ge Hg Ir Li Mo Na Ni Os Pd Re Y Yb Rh Sb Sc Sm Sn Sr Ta Te Th Tl V W

1. Separovaný kryštalický hematit z aragonitového sférolitu.
2. Separovaný kryštalický hematit z kôrovej rudy.
3. Limonitická konkrécia.
4. Aragonitový sférolit.

V kapitole o terra rosse bolo konštatované, že koncentrácia zložky Fe₂O₃ oproti vápencov je 60- až 100-násobná. Pomer SiO₂ a Fe₂O₃ sa značne mení v prospech Fe₂O₃. Podobne je to aj v pomere medzi Al₂O₃ a Fe₂O₃, kde druhá zložka nadobúda prevahu. V zložení železitých konkrécií v pomere k terra rossám je patrný predovšetkým veľký pokles obsahu kyseliny kre-

mičitej v pomere k železu, a to približne o $\frac{2}{3}$. Súčasne klesá aj obsah Al_2O_3 priemerne na polovicu. Relatívne obohatenie železom jeho koncentráciou je teda značné.

$\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ a čiastočne aj SiO_2 sa vyskytujú v terra rosse vo forme koloidálnej. Vznikajúce hydrosóly Al_2O_3 a Fe_2O_3 majú pozitívny elektrický náboj, a preto je medzi nimi tendencia sa oddeliť. Táto separátne koncentrácia železa je podmienená ešte tým, že sól Fe_2O_3 ľahšie stráca vodu a pri prenikaní roztokov do hĺbky koaguluje blízko povrchu. Pri prechode koloidov cez pórovité látky nastáva koagulácia sólov s kladným nábojom, kým záporne nabité sóly, ako sól SiO_2 , pod vplyvom tejto príčiny nekoagulujú. Týmto spôsobom možno osvetliť príčiny separátnej koncentrácie železa blízko povrchu. Aké sú však podmienky tejto koncentrácie? Okrem otázky chemizmu pôvodného materiálu, v ktorom koncentrácia železa prebieha, majú na vznik reziduálnych železných rúd rozhodný vplyv najmä množstvo a spôsob cirkulácie vody v reziduálnych hlinách a intenzita slnečného žiarenia. Po tejto stránke najpriaznivejšie pomery pre vznik reziduálnych železných rúd panujú v rovníkových oblastiach trópov, kde je veľké množstvo zrážok, striedajúcich sa periodicky s intenzívnym slnečným žiarením. Dostatok vody je priaznivý pre vznik koloidálnych roztokov, veľké teploty zase spôsobujú rýchlu koaguláciu sólov a súčasne priaznivo pôsobia pri ich ďalšej dehydratácii. Pomery na Plešiveckej planine v recente nie sú priaznivé pre vznik železitých koncentrácií, ktoré zostávajú väčšinou v stave hydroxydov a k dehydratácii vo vyššie kyslíčníky dochádza len nepatrne, kým v minulosti za priaznivých klimatických podmienok tvoril sa v rudách hematit a magnetit. V podstate sa tu vyskytujú dva typy textúr, a to kôrovitá a konkréciová textúra. V reziduálnych hlinách konkrécie tvoria horizont bezprostredne pod povrchom, hlbšie dochádza väčšinou k vzniku železitých kôr. Pizolitické konkrécie vznikajú spravidla v značne prevetranom, pórovitom materiáli vo vrstve, ktorá intenzívne vysychá. Len občas prenikajúce koloidálne roztoky koagulujú okolo pieskových zrníek a dávajú vznik množstvu konkrécií. Hlbšie je vlhkosť oniečo stálejšia, vysychanie menšie a tieto okolnosti napomáhajú vzniku súvislej železitej kôry. Difúzne pruhované rudy (burundučnaja ruda) vznikajú rytmickým zrážaním hydroxydov Fe, prenikajúcich v podobe koloidálnych roztokov cez pórovitú hlinu, pričom značnú úlohu hrá periodický pohyb vody v povrchovej zóne reziduálnej hliny.

Genetické závery

Železné rudy na Plešiveckej planine sa vyskytujú na ložiskách reziduálnej koncentrácie. Vznikajú zrážaním koloidálnych roztokov hydroxydov Fe v podobe pizolitických konkrécií a železitých kôr. Takto utvorené hydro-

xydy Fe podliehajú ďalej dehydratácii, pod vplyvom ktorej sa z nich vytvárajú rudy kyslíčnikového charakteru s hematitom a magnetitom. Kryštalizácia magnetitu a hematitu prebieha pozvoľna rozpadom koloidálnych štruktúr, pričom konečným produktom je pórovitá ruda, zložená z hydroxydov Fe, kryštalického hematitu a magnetitu.

*Geologické laboratórium
Slovenskej akadémie vied,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHY

- Balogh K., 1948: Beiträge zur Geologie des Gömör Tornaer Karstes. Relat. An. Inst. Geol. Publ. Hung., Disput. X. Budapest. Balogh K. a Pantó G., 1952: Mesozoikum severného Maďarska a prílehlých častí Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XX, odd. geol. Praha. Bartkó L., 1953: A pelsőci Nagyhegy (Plešivecká planina) földtani viszonyai. Mag. Áll. Földt. Int. Évi Jelent., az 1941—1942 évről. Budapest. Bastin E., 1950: Interpretation of Ore Textures. Geol. Soc. of America, Mem. 45. New York. Baumberger E., 1923: Böhnerz, Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geot. Serie, XIII, 1. Blondel F., 1952: Les gisements de fer de l'Afrique occidentale Française. Symp. sur les gisements de fer du monde, I, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger. Epprecht W., 1946: Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geot. Serie. XXIV. Fehlmann H. etc., 1952: Les gisements de fer de la Suisse. Symp. sur les gisements de fer du monde, II, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger. Fox C., 1932: Bauxite and Aluminous Laterite, London. Homola V., 1951: Stratigrafie a paleogeografie Jihoslovenského krasu. Sbor. ÚÚG, XVIII. Praha. Killeen P. L. etc., 1952: Iron Deposits in the Territories and Overseas Possesions of the USA and on Certain Islands Under Its Jurisdiction. Symp. sur les gisements de fer du monde, I, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger. Lapparent J., 1930: Les Bauxites de la France méridionale. Mem. pour serv. à l'expl. de la cart. géol. dét. de la France. Paris. Mitsuchi T., 1952: Iron Ore Deposits in Japan Symp. sur les gisements de fer du monde, I, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger. Papp K., 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches, I. Teil; Die Eisenerze. Budapest. Santos-Ynigo L., 1952: The Geology of Iron Ore Deposits of the Phillipines. Symp. sur les gisements de fer du monde, I, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger. Searle A. B., 1920: Third Report on Colloid Chemistry Clays and Clay Products. Rep. Brit. Ass. pp 113—153. London. Taylor W., 1915: The Chemistry of Colloids. New York. Usoni L., 1952: Giacimenti feriferi del l'Eritrea. Symp. sur les gisements de fer du monde, I, XIX^e Congr. Geol. Int. Alger.

НОСИФ КОВАЧИК

ОСТАТОЧНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ С ПЛЕШИВЕЦКОГО ПЛАТО

(Рис. 5 в тексте, табл. VII—VIII)

В остаточных глинах типа терра росса Плешивецкого плато в южной Словакии были найдены железные руды, которые образуют конкреции и коры. Их обломки вымываются дождевой водой и накаплиются на поверхности земли. Руды обра-

зовались в результате концентрации железа, которое содержат красные глины. Они состоят гл. об. из гидроокислов и окислов железа, алюминия, и кремнекислоты. Гидроокислы железа образовались при коллоидальных процессах и подверглись потом более или менее сильной дегидратации так, что позднее из них возник гидрогематит, гематит, а в некоторых случаях даже магнетит. Последние минералы образуют кристаллы разбросанные в бесструктурной массе коллоидального происхождения. Руды возникли в terra rossa уже в Плиоцене, но на некоторых местах при благоприятных условиях они образуются и сейчас.

*Геологическая лаборатория Словацкой академии наук
Братислава*

Объяснения рис. 5 в тексте и табл. VII—VIII

Рис. 5. Профиль верхней зоны остаточных глин с железными рудами. 1 — почва, 2 — гематитовая кора, 3 — terra rossa, 4 — жёлтая современная глина, 5 — известняк.

Табл. VII Текстуры остаточных концентраций железа.

Рис. 1—2. Текстура бурундучной руды.

Рис. 3. Конкреция возникшая скоплением пизолитов гидроокисей железа.

Табл. VIII Структуры остаточных железных руд.

Рис. 1. Начальная стадия развития лимонитового пизолита.

Рис. 2. Начало правильного размещения гидроокисей железа.

Рис. 3. Скелет кристалла гематита.

Рис. 4. Гематит (белый) замещает лимонит (темный).

Рис. 5. Типичная структура железной коры.

Рис. 6. Структура зрелой железной коры.

JOZEF KOVÁČIK

THE RESIDUAL IRON ORE DEPOSITS OF THE PLEŠIVECKÁ PLATEAU

(With fig. 5 in texte and plates VII—VIII)

During the 1953 geological field works, unusual iron ore occurrences have been found on Plešivecká Plateau. The ore occurrences here are scattered over the Karst region of the plateau and have not been studied as yet.

As for the geology of this region it may be pointed out at the beginning, that high plateau is built entirely of calcareous and dolomitic rocks of the Middle and Upper Triassic.

Detrital strata of the Lower Triassic do not appear to the top level of the plateau, they are taking part in building the northeastern northern and northwestern slopes of the plateau. The Triassic strata are dipping southward as a whole and due to this the northern region of the plateau has a much more interesting geological composition, than the region on the south.

Immediately above the Scythian shales and marls a thick layer of dark Guttenstein limestone of Lower Anissian is developed. Gray dolomites, which follow above the dark limestones are thin-bedded and characterized by sharp, angular disintegration. The higher horizons of Anissian are built of a huge mass of light, white, gray and pink limestones of different facial development. The calcareous sedimentation continued up till the Upper Triassic with a few exceptions of thin, dark shales interbeddings. Scattered in this calcareous complex are lenticular bodies of white crystalline dolomites of unknown origin. In the northern region at Bérc Hill the Upper Anissian has the Hallstadt development in the form of red, nodular, ammonitiferous limestone, which became the basis for the stratigraphic sequence of Middle and Upper Triassic of the plateau, yielding valuable ammonite specimens. The Ladinian stage is formed of red and gray limestones with red, gray and green chert nodules. Weathering of these limestones produces large amounts of siliceous talus, spread at the foot of Bérc Hill.

The cover of residual material is composed of two chief constituents. It is the fossil terra rossa and recent residual clays. On many places these two materials are mixed intimately together, but the fossil origin of terra rossa is everywhere clearly evident. According to Kispatic terra rossa is an insoluble product of weathering limestones, consisting of finely dispersed hydroxides of iron, aluminium and silicon in the form of colloids. It is interesting to compare the ratios of SiO_2 and Fe_2O_3 in limestones and dolomites with those of terra rossa. Chemical composition of limestones and dolomites shows an average of at least 2 % SiO_2 and 0,15—0,21 % Fe_2O_3 , while terra rossa contains generally 25—45 % SiO_2 and 10—30 % Fe_2O_3 . This indicates however, that Fe_2O_3 concentration reaches an average 60—100 times greater than is the original ratio of Fe_2O_3 in parent rocks. Considering the very small ratio of insoluble constituents in calcareous rocks the concentration of larger deposits of terra rossa at some places becomes an interesting matter.

The ore occurrences in the plateau region do not appear rare. Mostly they are exposed to the day as fragments of surficial iron-bearing crusts or small concretionary, grape-like bodies and pellets. These iron ore fragments are usually of brown colour, when formed in recent residual clays. In terra rossa they appear dark-red in colour. The appearance is earthy in most cases, but some of the concretionary pellets and also crustal fragments possess an entirely metallic appearance. The ore occurrences of Plešivecká Plateau have thus all the typical features of residual concentrations, they appear in the form of scattered fragments and concretions, or surficial crusts in the upper zone of residual clays. Ores form many varieties belonging to different genetic types of different structure and texture.

During the microscopic examinations it became evident that all the ore varieties are in a close connection and that they are only stadial degrees of the same genetic processes. The considerable differences among them, depend not only upon the character of the parent residuum, but also upon the conditions during the formation and the degree of dehydration. Composing minerals and the texture of the ore are in a very close relation, so, that certain textures are characteristic only for certain minerals.

The basic ore texture is the colloidal concentric texture. Concentration of iron hydroxides is proceeding by forming a pisolite aggregate. In the center of every pisolite is usually a small fragment or grain of SiO_2 , around which layer after layer the iron hydroxides concentrate from colloidal solutions. Already in the first stages of this process the disintegration of concentric layers is taking part, the iron hydroxides are beginning to arrange into radially concentrated fibre-like aggregates within a single

pisolite. This decay of the concentric layers happens due to the dehydration processes, which are already in progress. The further development of the texture brings to an irregularity the radial fibre aggregates previously formed, now changing to form an irregular network of iron hydroxides. During this process also the beginning of haematite crystallization takes place. The first iron oxide lamellae originating due to the intensive dehydration are arranging themselves in the crystal space lattice of haematite, thus forming original skeleton crystals. The lamellae in the skeleton are growing slowly in width and length, filling the interior space of the skeleton. On the polished specimens also magnetite crystals in the form of rounded, porous grains, scattered among the crystals of haematite were determined. This indicates however, that the dehydration of residual iron ores of Plešivecká Plateau reached a considerably high degree.

As for the structural types of the discussed residual ores it may be pointed out, that they are closely related to the petrographic character of the parent material, i. e. residual clays in which they are developed.

Limonitic-arenaceous ores form iron crusts of different thickness of mostly 2—5 cm. They occur in great abundance as crustal fragments on the surface, or very near to it. Ore fragments are brown in colour and resemble sandstones in appearance. Megascopically sand grains may be observed cemented together with limonite. The amount of silica is always higher than 35 %, in most cases it does about 40 % of the ore material. They are originating recently in the residual clays, where huge masses of cherty limestones pass their decay, yielding amounts of siliceous talus, concentrating in the residual clays in the form of sand.

Recent haematites originate only in terra rossa cover at such places, where no thicker layer of degenerated terra rossa at the surface is concentrated (usually because of the washing-down action of water at the slopes), it means, that the surface of terra rossa is well exposed to the action of sun and atmospheric water. Recent haematite ores are red in colour and are forming crusts, just immediately under a very thin layer of soil. The appearance is soft and earthy, after breaking the crust, little crystals of black haematite may be readily visible. Scattered within an earthy red matrix.

Limonitic pellets form a horizon of small concretionary bodies near the surface of recent residual clays. The size of these bodies reaches usually 3—4 cm in diameter.

Magnetite pellets possess a grape-like form, but without internal concentric texture. After breaking the pellet we may observe a granular texture, with crystals of haematite and magnetite with a small amount of yellow earthy matrix of limonitic character.

Haematite crusts form a deeper iron-bearing horizon, they are 5—10 cm thick of dark — red colour, with a metallic appearance. After breaking the crust, large amount of symmetrically scattered haematite crystals is evident. Some of the haematite crusts have an unusual diffusion or rhythmic banding structure. Such crusts are consisting of diffusion layers of haematite, alternating within a porous earthy matrix material of yellow colour.

Another appearance of iron-bearing material are recent limestone breccias, cemented with limonitic material. These breccias may be found in limestone cavities under the cover of residual clays.

The silica is present in the form of prismatic crystals of vitreous, colourless appearance. The second form of silica is that of the colloidal porous matter of milk-white colour.

Very interesting has been the discovery of ordinary accessory minerals in large amounts within haematite and silica crystals. Their presentation is an improvement of the primary origin of haematite and silica crystals from the solutions circulating through the residual clays. On the surface of polished sections prismoidal crystals of apatite, rutile and zircon crystals are observable. The size of accessories is usually less than 0,05 mm.

Beside the affect of the chemical composition of the original material, another substantial influence upon the formation of residual iron ores has the action of insolation and water circulation. Most accessible conditions for the formation of residual iron ores possess the countries with tropical climate, where heavy rainfalls alternate with intensive insolation. Sufficiency of water affects favourably the formation of colloidal solutions, while the insolation agent helps to coagulate the colloidal iron hydroxide and later acts as dehydrative agent by the transformation of coagulated hydroxides into higher oxides of iron.

The iron ores of Plešivecká Plateau occur at the deposits of residual concentration. They originate through the coagulation from colloidal solutions of iron hydroxides in the form of either pisolitic concretionary bodies or surficial crusts. These iron hydroxides are subjected to further dehydration processes and thus form ores of metallic appearance consisting of haematite and magnetite crystals, or earthy limonite ores. Crystallization of haematite and magnetite proceeds gradually through the disintegration of colloidal textures, forming the final product — porous iron ore consisting of iron hydroxides, haematite and magnetite in crystalline form.

*Geological Laboratories of the Slovak Academy of Sciences,
Bratislava*

Explanations of fig. 5 in text and the pl. VII—VIII

Fig. 5. Section through the upper zone of the residual clay with iron ores: 1. Humus. 2. Haematite crust. 3. Terra rossa. 4. Yellow recent clay. 5. Weathering limestone.

Pl. VII.

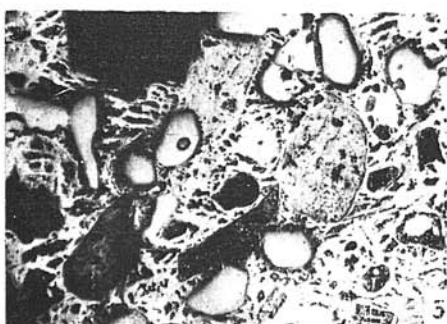
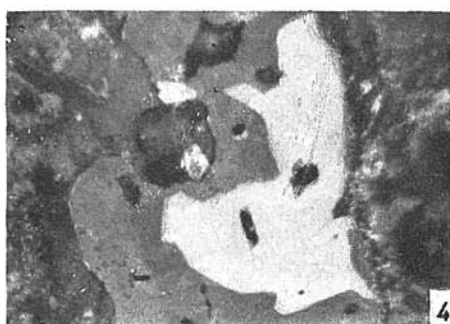
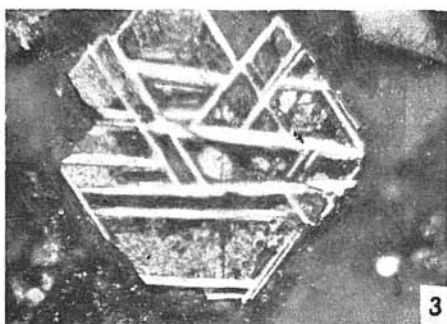
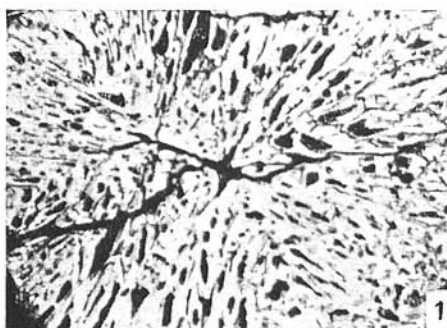
Textures of the residual iron ores.

- Fig. 1. Limonitic pisolite in a youth stage, characterized by a structure of radially concentric fibre aggregates.
- Fig. 2. The beginning of the iron hydroxides organization into symmetrical forms. Haematite (light fibres) originates along the fissures.
- Fig. 3. Skeleton crystal of haematite. Lamellae originate irregularly, filling the space of a regular crystal.
- Fig. 4. Haematite (white) developing from limonite (dark.). N×.
- Fig. 5. Texture of the crustal iron ore. Part of the matter consists of haematite (white crystals), while limonite forms a porous matrix.
- Fig. 6. Texture of the iron ore crust in a senile stage. Crystalline haematite is in predominance, it may be observed, that large amount of apatite, zircon and rutile crystals are enclosed in haematite crystals.

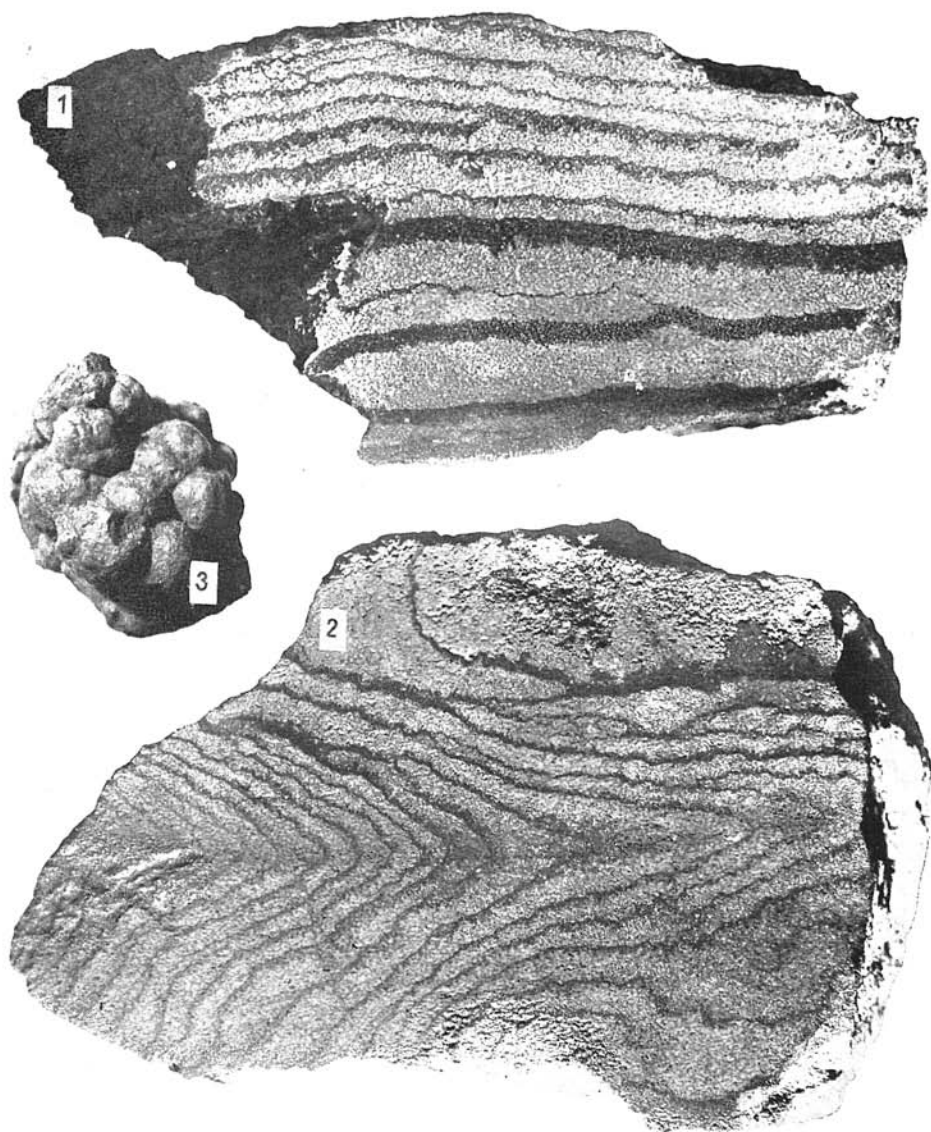
Pl. VIII.

Structural features of the residual iron concentrations.

- Fig. 1 and 2. Diffusion banding in an iron ore crust.
- Fig. 3. Aggregate of iron hydroxide pisolites.



Obr. 1. Mladé štádium vývoja limonitového pizolitu, charakterizované utvorením radiálno-koncentrického vlákňitého agregátu. Obr. 2. Začiatok organizácie hydroxydov Fe v pravidelné útvary. Po trhlinách vzniká hematit (svetlé pruhy). $N\times$. Obr. 3. Kostrovitý kryštál hematitu. Lamelky narastajú nepravidelne, na vonkajšom okraji vytvárajú obmedzenie v podobe ditrigonálnej bipiramídy. $N\times$. Obr. 4. Hematit (biely) zatlačuje limonit (tmavý). $N\times$. Obr. 5. Typická štruktúra železitej kôry. Časť materiálu tvorí hematit (biele kryštáliky), limonit tvorí riasnaté útvary v základnej hmote. Obr. 6. Štruktúra senilnej železitej kôry. Kryštalovaný hematit je v prevahe, možno pozorovať, že obsahuje množstvo drobných kryštálikov apatitu, zirkónu a rutilu.



Obr. 1 a 2. Difúzne pruhované hematitové kôry. Obr. 3. Konkrécie tvorené zhlukom pizolitov hydroxydov Fe.