

## LE CONCENTRAZIONI RESIDUALI POST-ERCINICHE DI Fe DELL'OGLIASTRA (SARDEGNA ORIENTALE): CONTESTO GEOLOGICO E DATI MINERALOGICI

CARLO MARINI

Istituto di Giacimenti Minerari, Facoltà di Ingegneria Università, piazza d'Armi, 09100 Cagliari

**RIASSUNTO.** — Le concentrazioni residuali di Fe, note in letteratura come « Ferro dei tacchi », rappresentano il risultato di una lunga evoluzione pedogenetica durante la fase di emersione e di continentalità del cratone ercinico sardo. L'orizzonte ferrifero, contenuto in metarenarie e argilloscisti quarzoso-sericitici paleozoici e preservato dalla erosione dalla copertura calcareo-dolomitica mesozoica, mostra una discreta continuità laterale con potenza media sui 5-7 m.

Le indagini, mineralogica per via diffrattometrica e minerografica, mettono in luce una paragenesi abbastanza uniforme costituita da una fase prevalentemente limonitica (con una totale predominanza della goethite; dubbia la presenza della lepidocrocite) e una fase non idrata (rappresentata da ematite e subordinata maghemite), molto rara la magnetite e la chamosite.

I minerali di ganga sono rappresentati prevalentemente dal quarzo e dalla mica sericite.

**ABSTRACT.** — The Post-hercynian residual iron concentrations of Ogliastra (East Sardinia), the so-called « Ferro dei Tacchi », are the product of long pedogenetic evolution developed during the uplifting of the Sardinian craton. The ferriferous level shows a continuity (5-7 m thickness-media). It is contained in Paleozoic metasandstones and quartz-sericite shales and was protected of the erosion agents by the carbonatic Mesozoic beds.

Two types of analyses have been carried out: diffractometric and minerographic analyses. They allow the following conclusions:

- there are not important paragenetic variations;
- there is a principal limonitic phase (goethite is prominent, while lepidocrocite was not surely determined);
- there is a minor anhydrous phase, mostly hematite and minor maghemite; magnetite are rare, and chamosite is very unusual;
- the main gangue minerals are quartz and sericite.

### Premessa

È ormai da tempo accertato (COCOZZA et alii, 1974) che la Sardegna consolidata e stabilizzata dall'intrusione « granitica ercinica », si è trovata durante il Permico e il Triassico in condizioni di terra emersa.

In questo lungo periodo geologico (circa 90 milioni di anni) di « geogratismo », la maggior parte dell'isola ha subito un'intensa e generale peneplanazione.

Durante questo dominio continentale, col concorso dei fattori climatici, si sono create le condizioni favorevoli alla formazione di « trappole metallogeniche » (nel senso di ZUFFARDI, 1981): i bacini lacustri antracitiferi (Seui, Seulo e Perdasdefogu) e le concentrazioni residuali di Fe dell'Ogliastra (Ferro dei Tacchi). Si è di fronte a due adunamenti accomunati dalle stesse condizioni climatiche (clima caldo-umido, tropicale e sub-tropicale) ma in condizioni paleogeografiche diverse: zone di basso morfologico con bacini lacustri, regime idrico tranquillo e lentissima subsidenza per il carbone; zone di alto, con intensa alterazione atmosferica e connessi processi pedogenetici per il ferro.

Conosciuto fin dal lontano 1616, il cosiddetto « ferro dei Tacchi » costituisce un orizzonte lentiforme, ematitico-limonitico (tab. 1), situato alla base delle grandi placche calcareo-dolomitiche giuresi, nella parte superficiale della formazione scistoso-cristallina paleozoica, subito sotto il conglomerato quar-

zoso di trasgressione del Dogger, in Ogliastro, Barbagia e regioni limitrofe.

Le principali miniere erano: M.te Lumburu (Ierzu), Taccu (Ierzu-Tertenia), Tisiddu (Ulassai) e Erbauli (Ierzu). La genesi di questi giacimenti è stata argomento di discussione per svariati anni.

Tra i primi ad occuparsene è stato il CORTESE (1911), il quale descrive la mineralizzazione come una serie di lenti di limonite (ematite bruna) di 1-12 metri di spessore con un tenore del 52 % in Fe, originate da una deposizione del minerale in ambiente ricco di acque calde e col concorso di microorganismi. L. TESTA (1921) propone una genesi « per descensum » ad opera di acque acidule superficiali che avrebbero mandato in dissoluzione il Fe originariamente disperso nei calcari dolomitici giuresi soprastanti.

A. STELLA (1921) interpreta la formazione ferrifera come un sedimento limnico fosforoso ricco in ferro, di età permo-triassica, depositosi sulla superficie già spianata degli scisti filladici silurici e/o carboniferi. Tale deposito, emerso in seguito per un lungo periodo continentale avrebbe subito una profonda alterazione ossidante quasi generale con concentrazioni più ricche in ferro. L'arricchimento in lenti e noduli sarebbe dovuto infine a processi di laterizzazione durante il Trias.

Il VARDABASSO (1940-1952) propone il seguente profilo di dettaglio rilevato nei pressi di Tacco di Escalaplano, dall'alto verso il basso:

- 1) scisto scolorato più o meno argillificato o caolinizzato (circa 1 m);
- 2) scisto bruno impregnato di limonite che costituisce anche lenti di alcuni metri;
- 3) scisti filladici grigio-verdi inalterati.

L'autore mette in relazione questa serie con le condizioni climatiche, molto variabili durante la fase continentale precedente alla trasgressione medio-giurese, che hanno determinato il recupero e la concentrazione del Fe dei giacimenti del basamento paleozoico, attraverso processi pedogenetici di laterizzazione prima e di podzolizzazione poi.

## Contesto geologico

L'area indagata costituisce la cornice dei « tacchi » che si estendono tra gli abitati di Ulassai, Ierzu e Tertenia. In particolare, nel versante occidentale del tacco di M. Arbu (fig. 1 A) vi è la massima concentrazione di miniere abbandonate. Infatti lungo la carreggiabile che, partendo dalla S.S. Ierzu-Perdasdefogu, segue queste vecchie coltiva-

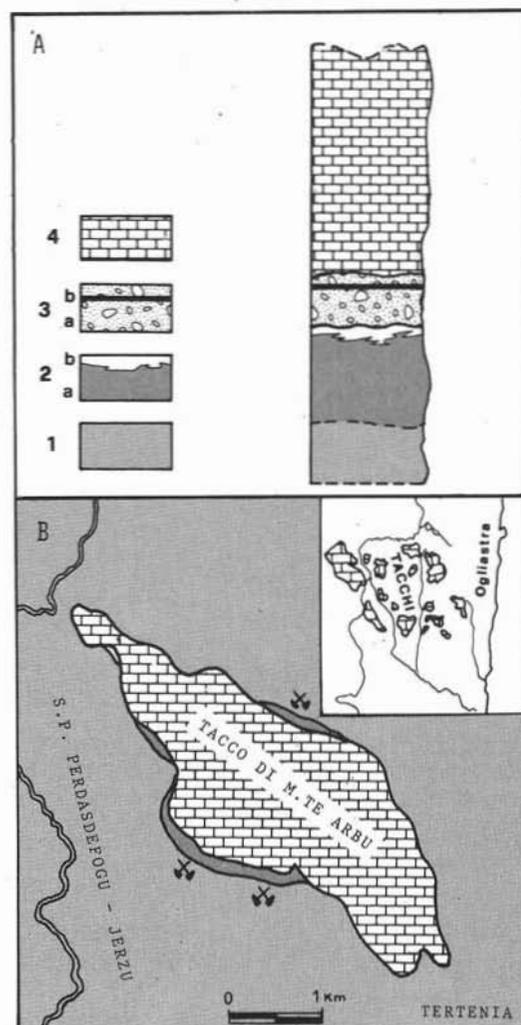


Fig. 1. — A) Sezione geologica tipo: 1) basamento paleozoico; 2) orizzonte mineralizzato (a), con al tetto la fascia di dilavamento del Fe (b); 3) serie clastica trasgressiva del Dogger: a) arenarie e conglomerati, b) livello carbonioso; 4) complesso carbonatico giurese. B) Schema geologico: stessa legenda di A).

zioni, sono osservabili 5 imbocchi di gallerie (in gran parte franati) e alcuni scavi a cielo aperto di discrete dimensioni. A questo proposito, secondo la Relazione del Servizio Minerario (in PENTA, 1952) furono scavati, alla fine degli anni trenta, per ricerche e coltivazioni, oltre 1400 metri di gallerie. In prossimità di queste coltivazioni, appunto, è possibile reperire buone esposizioni della formazione ferrifera, del suo incassamento e della sua copertura (fig. 1 B).

L'orizzonte ferrifero, alla scala dell'affioramento, è costituito da argiloscisti ferruginosi, contenenti noduli e lenti sparpagliate di minerale di Fe massivo. Questi noduli e lenti ferrifere presentano un guscio esterno, composto da sfoglie sempre meno ferrifere. La roccia incassante, intensamente fratturata e piegata, è costituita da argiloscisti filladici grigi, cerulei e verdastri e, sporadicamente da venette ghiandolari di quarzo. Tale formazione si può riferire in gran parte (per la sola analogia litologica) alla formazione del « Postgotlandiano » della Sardegna. Non entrando nel merito di queste determinazioni, alquanto incerte, e che, tra l'altro, interessano marginalmente la ricerca in argomento, va precisato che si tratta di formazioni argiloscistose e metarenacee di sicura età pre-ercinica.

La fascia mineralizzata presenta una discreta continuità laterale, ma spessori variabili, con valori medi intorno ai 6 metri (fig. 2 A). Nelle linee generali l'orizzonte ferrifero ha l'aspetto di una impregnazione secondaria delle rocce incassanti in quanto la massa ferrosa oblitera quasi sempre le strutture sedimentarie e/o tettoniche di detto incassamento.

Il passaggio tra il corpo mineralizzato e la roccia incassante è sempre sfumato verso il basso: i tenori in Fe diminuiscono e la colorazione rosso-brunicia, tipica dei minerali



A)



B)



C)

Fig. 2. — A) L'orizzonte mineralizzato in corrispondenza di una coltivazione a cielo aperto, con potenza superiore ai 6 m. Loc. strada carregg. ad ovest del Tacco di M.te Arbu (Tertenia). B) Fascia superiore di dilavamento del ferro: evidenti le sfrangiature al passaggio con la mineralizzazione. Loc. prossima a 2 A. C) Profilo geologico tipo, dal basso verso l'alto: l'orizzonte mineralizzato, la fascia di lisciviazione, il contatto erosivo e la serie mesozoica di copertura. Loc. prossima alle precedenti.

di ferro, lascia il posto gradatamente a colori vinati prima fino a colori verdolini e grigi degli argilloscisti. Questo passaggio è accompagnato da una variazione di compattezza e di struttura: più compatto e di struttura « cipollare » nella massa mineralizzata, meno compatto e con evidenti piani di discontinuità (scistosità e/o sedimentazione) nella roccia incassante.

A tetto della mineralizzazione è sempre presente una fascia sbiancata di circa 50-70 cm a bassissimo tenore di Fe, con sfrangiatura, nella parte bassa, all'interno dell'orizzonte ferrifero (fig. 2 B). Per questi caratteri è possibile interpretare questa fascia come una zona superficiale in cui il Fe è stato dilavato e rideposto in profondità. Le cause di questa lisciviazione possono essere molteplici: podzolizzazione posteriore alla laterizzazione in epoca Permo-Triassica; solubilizzazione del mare giurese (VARDABASSO, op. cit.); solubilizzazione e ricircolazione in ambiente freatico.

Questa fascia di dilavamento è troncata, nella parte alta, da una superficie d'erosione (paleorilievo continentale) fossilizzata dai sovrastanti conglomerati e arenarie mesozoiche dell'estesa ingressione marina del Dogger. Seguono poi in continuità le assise carbonatiche mesozoiche (doloareniti, dolomie e calcari dolomitici) con potenze variabili (fig. 2C).

Nell'area la copertura carbonatica presenta spessori variabili da un massimo di 200 metri ad un minimo di 50 cm, in funzione dell'erosione subaerea durante tutto il Terziario e il Quaternario.

In corrispondenza delle zone di ridotto spessore di questa copertura, è stata effettuata la coltivazione a cielo aperto, come prima detto, previa asportazione degli esigui banchi carbonatici.

### Caratteri chimico-mineralogici

Per una migliore conoscenza della costituzione chimico-mineralogica sono state effettuate analisi diffrattometriche per definire l'associazione paragenetica della mineralizzazione e analisi chimiche per via spettrofotometrica in assorbimento atomico per determinare i tenori in Fe.

Sono state effettuate 6 campionature dell'orizzonte ferrifero dal tetto al letto. La

campionatura ha interessato 31 campioni con intervallo di 1 metro, suddivisi, in funzione della variazione di potenza dell'orizzonte.

Nella fig. 3 sono raffigurati alcuni diffrattogrammi, più rappresentativi fra i 31 effettuati; comunque la descrizione che segue si riferisce a tutte le analisi diffrattometriche eseguite.

I diffrattogrammi di tutte le serie campionate, in base ai confronti con le schede A.S.T.M., mettono in evidenza la seguente associazione mineralogica: goetite, ematite, quarzo; subordinate la maghemite e la sericite; rarissime e quantitativamente ben poco rappresentate la chamosite e la magnetite. Più nel dettaglio i minerali della limonite sono rappresentati dalla goetite, quasi ubiquitaria, distinguibile per i suoi picchi 4,18, 2,69, 2,45, 4,98, 2,49 e 2,19.

La fase anidra è rappresentata prevalentemente dall'ematite, anch'essa abbastanza frequente, che presenta i suoi picchi caratteristici: 2,69, 2,51, 1,69, 1,83, 3,66 e 2,20. Molto subordinata e persino dubbia è la maghemite che presenta i seguenti picchi: 2,51, 3,19, 2,70, mentre quello di 3,72 ( $I/I_0$  60) e 2,94 ( $I/I_0$  90) sono mal individuabili. La chamosite presenta i seguenti picchi: 7,16, 3,56, 2,68 e 2,52. Il quarzo costituisce il minerale di ganga fondamentale con i suoi picchi caratteristici tutti ben individuabili. Sono presenti anche minerali micacei rappresentati prevalentemente dalla sericite (9,91, 4,47, 3,89, 3,74, 3,49, 3,20, 2,98, 2,79) e subordinatamente dalla biotite.

È tuttavia da tener conto, come s'è già detto, che una qualche incertezza permane in qualche attribuzione (maghemite) per il fatto che i picchi risultano mal delineati ovvero interferiscono con i picchi di altri minerali. Lo stesso discorso potrebbe ripetersi per la magnetite sempre pochissimo rappresentata.

In molti diffrattogrammi si notano gobature e piccole bande verosimilmente dovute a ossidi e idrati di Fe con basso grado di cristallinità (limonite l.s.).

Sugli stessi campioni è stata eseguita l'analisi spettrofotometrica (1) sul Fe totale

(1) Le analisi sono state effettuate tramite spettrofotometro ad assorbimento atomico Perkin Elmer Mod. 430. Si ringrazia il Sig. RIVOLDINI per dette analisi.

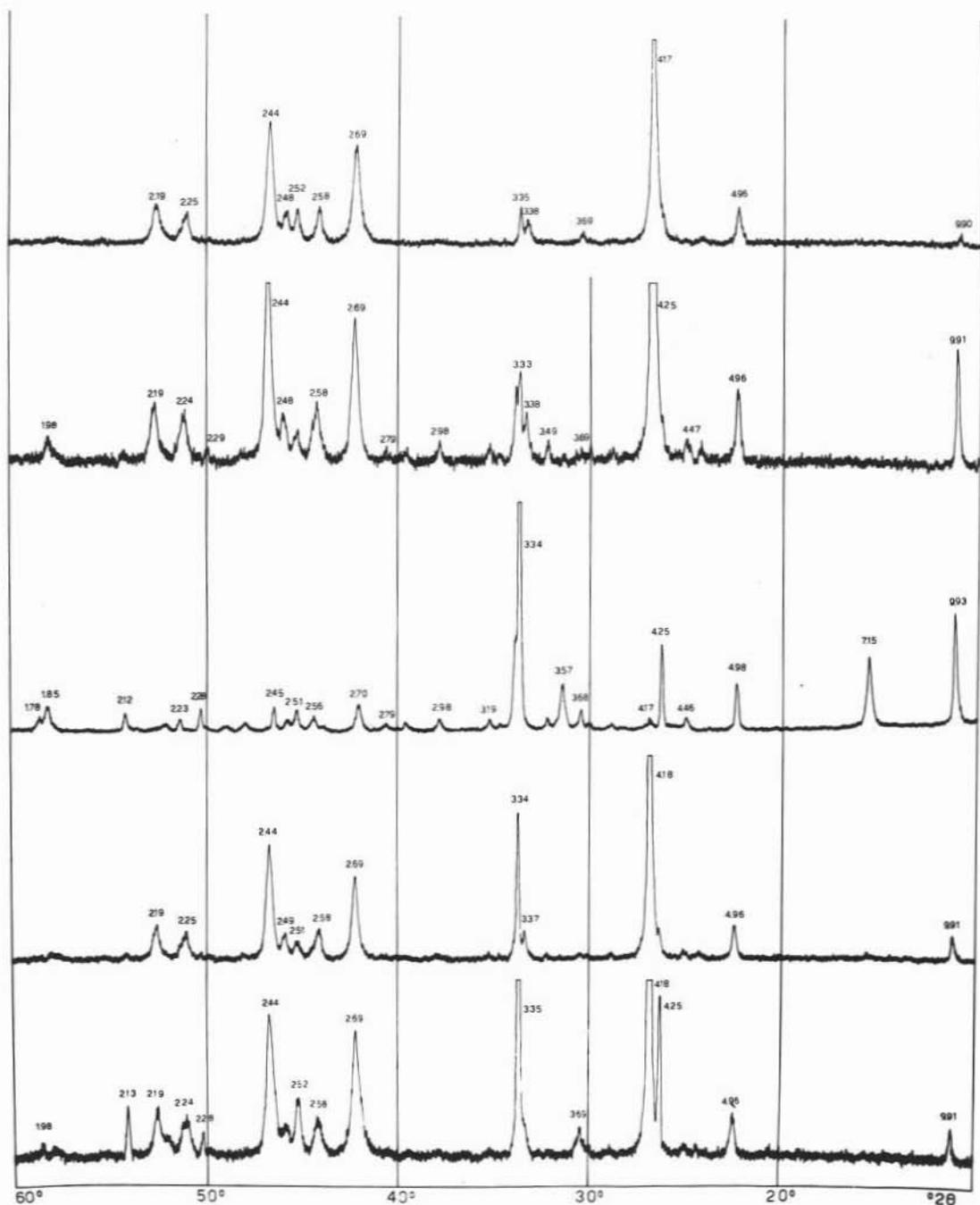


Fig. 3. — Diffratogrammi relativi alle serie campionate.

espresso in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Nella tab. 2 sono raffigurati i tenori in Fe calcolati, con le medie per ogni serie.

Si precisa che sono stati prelevati Kg 3

per campione, su cui sono state eseguite apposite macinazioni, quartature e finalizzazione, in modo da avere valori più attendibili ed omogenei.

TABELLA 1.  
*Composizione chimica media  
delle mineralizzazioni dell'Ogliastra*

Fe	44 - 58 %	CaO	0,5 - 1,1 %
Mn	0,05 - 0,2 %	MgO	0,3 - 0,5 %
SiO <sub>2</sub>	1,3 - 8,2 %	S	0,2 - 0,4 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4 - 6 %	P	0,04 - 0,06 %

(da LEVERA, 1938, leggermente modificata).

Come si evince dalla tabella 2, le medie dei tenori in Fe delle varie serie variano da un minimo di 31,28 % ad un massimo di 45,07 %. La media complessiva è di 39,50 % con una deviazione standard di 5,15. Trattasi di tenori leggermente più bassi di quelli di Levera (tab. 1).

TABELLA 2  
*Contenuti in ferro delle serie campionate*

Camp.	Fe	Camp.	Fe	Camp.	Fe	Camp.	Fe	Camp.	Fe	Camp.	Fe
24	40.16	28	39.60	33	37.20	37	49.20	42	40.70	50	39.90
23	44.38	27	34.50	32	35.60	36	28.60	41	43.80	49	37.90
22	54.22	26	37.90	31	33.40	35	49.40	40	20.80	48	37.90
21	44.80	25	38.50	30	40.50	34	40.30	39	21.80	47	45.20
20	41.20			29	39.10			38	29.30	46	43.80
										45	51.70
										44	51.70
										43	43.20
$\bar{x}$	= 45.07		37.62		37.10		41.87		31.28		43.91
s	= 5.80		2.19		2.71		9.80		10.59		5.50
			$\bar{X}$	= 39.50			S	= 5.15			

$\bar{x}$  = media della serie;  $s$  = deviazione standard;  $X$  = media generale;  $S$  = deviazione standard.

È chiaro che, dato il tipo di campionatura, i dati più sopra riferiti danno indicazioni di larga massima, perfettibili con una campionatura più fitta o fatta con metodiche diverse.

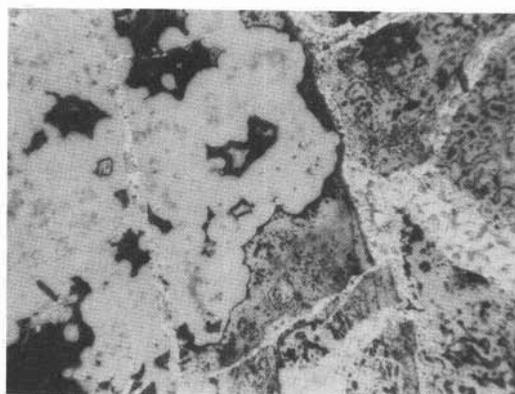
### Caratteri minerografici

Per una maggior conoscenza della paragenesi e delle strutture della mineralizzazione, e per un interessante confronto con i dati delle analisi diffrattometriche, è stato eseguito uno studio minerografico sugli stessi campioni. Detto studio minerografico ha confermato in gran parte la paragenesi riscontrata per via diffrattometrica e cioè: ematite, maghemite, goetite, lapidocrocite, magnetite.

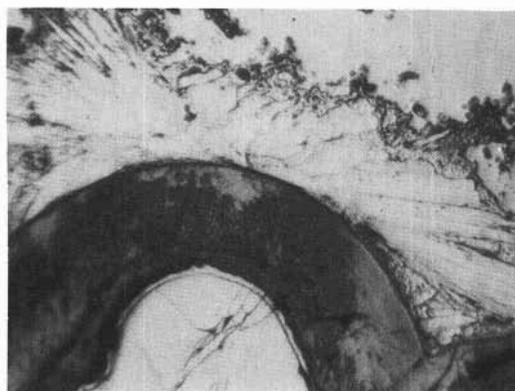
La maghemite, di color grigio tendente al blu chiaro e con bassa anisotropia, si presenta in strutture colloformi, implicata in aggregazioni microgranulari (con contorni alquanto irregolari) (fig. 4 A) con l'ematite, e in strutture zonate (fig. 4 D) con bande alternate alla stessa ematite e ai minerali del gruppo della limonite (sia a normale che a bassa cristallinità). Essa è presente anche come chiaro prodotto di sostituzione della magnetite (vedasi fig. 4 C).

L'ematite, di color grigio leggermente più chiaro della maghemite, si riconosce da que-

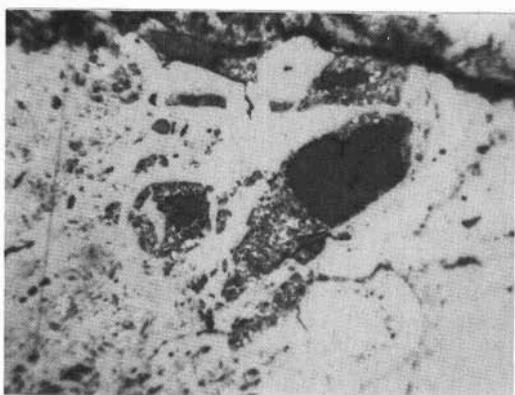
st'ultima per la netta anisotropia, con tinte brunastre, e i frequenti riflessi interni rossicci. Anch'essa, come il suo polimorfo, si presenta in struttura sia colloforme sia zonata. È stata rinvenuta, in una sola sezione



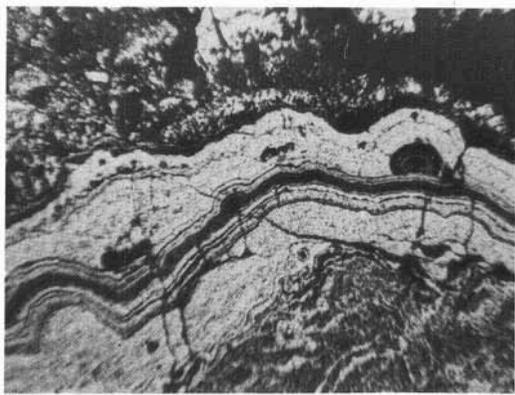
A)



B)



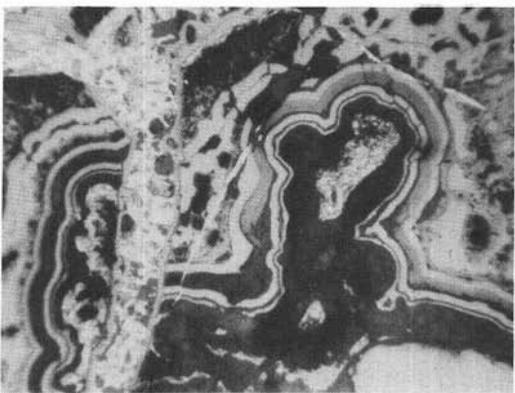
C)



D)



E)



F)

Fig. 4. — A) Aggregazioni microgranulari di ematite-maghemite in struttura colloforme sulla parte sinistra della figura, eguale struttura di lepidocrocite-goetite sulla destra, fratture tardodiagenetiche riempite da lepidocrocite in prevalenza. Luce riflessa, solo polarizzatore, 16 x. B) Ematite (bianco sporco), ben cristallizzata, in struttura fibroso-raggiata. Luce riflessa, solo pol., 40 x. C) Individui idiomorfi di magnetite (bruno), con golfi di assorbimento, in via di maghemitizzazione (come 4 A). D) Struttura zonata colloforme, di veli sovrapposti di ematite, maghemite, goetite, lepidocrocite e limonite a bassa cristallinità (come 4 A). E) Struttura a pianta di fortezza, stessa paragenesi di 4 D (come 4 A). F) Struttura colloforme con piccoli disturbi riempiti da lepidocrocite e goetite (come 4 A).

(fig. 4 B) anche l'ematite ben cristallizzata in struttura fibroso-raggiata.

La lepidocrocite si presenta, sempre concresciuta o più frequentemente in bande alternate con la goetite, con il suo tipico color bianco-grigio, con pleocroismo intenso e bassa anisotropia.

Questi due idrossidi appaiono depositati in due momenti ben distinti. I minerali più antichi mostrano i « veli incrostanti » della struttura zonata colloforme, quelli tardivi sono rappresentati dalle numerose venette che riempiono le fratture tardodiagenetiche (fig. 4 A e 4 F).

La goetite, dal colore chiaro tendente al bluastro e con anisotropia netta con toni bluastri, si presenta, come detto, concresciuta con la lepidocrocite nelle due giaciture.

La magnetite, rara, si rinviene, con colore grigio scuro tendente al bruno per confronto con gli altri minerali, in individui idiomorfi in via di alterazione in maghemite con i caratteristici « golfi di erosione » e in « resti » più intensamente alterati (fig. 4 C).

Concludendo, le strutture osservate sono quelle classiche di ambiente supergenico (RAMDOHR, 1980; CRAIG e VAUGHAN, 1981), di ossidazione e dissoluzione, corrispondente a quella che gli Autori definiscono zona di aerazione.

## Conclusioni

Il rilevamento geominerario di dettaglio delle mineralizzazioni di Fe dell'Ogliastra ha permesso di verificare che l'orizzonte ferroso presenta una costante continuità laterale anche se con frequenti variazioni di potenza: da un minimo di 2 metri a un massimo di 8. Prendendo in considerazioni uno spessore medio prudenziale di 3 metri e l'area ricoperta dai soli tacchi orientali si ottiene un cubaggio geologico di circa 150.000.000 m<sup>3</sup>; questo, nell'ipotesi tutta da dimostrare, che l'orizzonte conservi una continuità al di sotto dei tacchi stessi. I tenori in Fe e dell'orizzonte sono mal definibili, in quanto al suo interno sono riconoscibili corpi lenticolari di sole ematite e limonite, immersi in larghe fasce di impregnazione a tenori più bassi e variabili. Il LEVERA (1938) ha accertato co-

munque una cubatura di 50.000 tonnellate di minerale.

Naturalmente, per caratteristiche giaciture (scappellamento della copertura carbonatica e disseminazioni su vasta estensione di terreno) e per il basso valore di mercato del metallo, l'interesse economico è estremamente ridotto.

La mineralizzazione corrisponde ad un orizzonte di impregnazione entro gli « scisti » paleozoici. La struttura morfologica generale, prevalentemente lentiforme, mostra un andamento diverso del letto e del tetto. Il primo è sfumato con variazioni graduali del contenuto in Fe. Il secondo, attraverso una persistente fascia argillificata di color biancastro, corrispondente ad una zona di dilavamento del ferro, è più netto tramite un contatto di tipo erosivo, con l'appoggio della serie clastica basale di trasgressione seguita in continuità dalla potente formazione carbonatica del Giura.

Le indagini, mineralogiche per via diffrattometrica e minerografica, mettono in luce una paragenesi abbastanza uniforme costituita da una fase prevalentemente limonitica (con una netta predominanza per la goetite rispetto alla lepidocrocite) e una fase non idrata, con ematite prevalente su maghemite; sempre presente il quarzo, subordinati la sericite, la magnetite e la chamosite. La genesi più probabile è quella proposta da VARDABASSO (op. cit.) e da ZUFFARDI (1982). Durante il Permo-Trias il penepiano è andato soggetto a processi di tipo lateritico con formazione di croste limonitiche superficiali, poi (Giurese inferiore) sono subentrati fenomeni di solubilizzazione a livello di interfaccia deposizionale dei minerali di Fe che, in condizioni favorevoli del rilievo, sono penetrati nel sottostante « scisto » impregnandolo.

L'origine del Fe, concentratosi nelle croste lateritiche originarie, va ricercata principalmente nelle numerose manifestazioni a solfuri di Fe sparse entro il complesso scistoso paleozoico e secondariamente nel Fe contenuto in questi stessi sedimenti.

Pur essendo scarsamente attendibile un confronto tra gli attuali processi pedogenetici e i « resti » di un accumulo di impregnazione quale quello studiato, si può sinte-

ticamente ricondurre la formazione di questo adunamento ad un processo pedogenetico di laterizzazione (ferrisols) seguito da una dissoluzione di tipo podzolica.

*Ringraziamenti.* — L'autore ringrazia i Proff. I. URAS e R. VALERA per la lettura critica del testo e per i numerosi consigli. Lavoro realizzato con il contributo ministeriale (60 %) intestato allo scrivente.

## BIBLIOGRAFIA

- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R., SALVADORI I. (1973) - *Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 85-186.
- CAVINATO A. (1950) - *Aspetti del problema siderurgico italiano*. L'Industria Mineraria, 1.
- CORTESE E. (1911) - *Giacimenti feriferi e carboniferi nella Ogliastra (Sardegna)*. Rass. Min., 35.
- CRAIG J.R., VARGHAN D.J. (1981) - *Ore microscopy and ore petrography*. Wiley e Sons, New York.
- JAMES H.L. (1954) - *Sedimentary facies of iron formation*. Econ. Geol., 49, 253-291.
- LEONE M. (1981) - *Associazioni mineralogiche ed ambienti deposizionali delle formazioni ricche in ferro*. S.I.M.P., 37 (1), 45-54.
- LEVERA C. (1938) - *Sardegna mineraria. III - Le miniere di ferro*. Ind. Min. It. e Oltremare, 12.
- PENTA F. (1952) - *Memoria del Ferro in Italia*. XIX Congr. Int. Alger, 247-347.
- RAMDHOR (1980) - *The ore minerals and their intergrowths*. 2nd Ed., Pergamon Press, New York - Frankfurt.
- SALVADORI I., URAS I., ZUFFARDI P. (1982) - *I giacimenti minerari del Paleozoico sardo*. In: Guida alla Geologia del Paleozoico sardo, Soc. Geol. It., 55-65.
- STELLA A. (1921) - *Le miniere di ferro dell'Italia*. Ed. Lattes.
- TESTA L. (1921) - *I giacimenti di ematite bruna dell'Ogliastra*. In: STELLA A. - *Le miniere di ferro dell'Italia*.
- VARDABASSO S. (1940) - *Pedogenesi mesozoica e giacimenti limonitici nella Sardegna orientale*. Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari, X.
- VARDABASSO S. (1952) - *Sull'origine paleoclimatica dei giacimenti di ferro dell'Ogliastra (Sardegna Orientale)*. Congr. Geol. Inter., Section X, fasc. X, 146-151.
- VENERANDI I. (1965) - *Nuove osservazioni sul giacimento ferifero della Nurra*. Rend. S.I.M.P., XXI, 317-333.
- ZUFFARDI P. (1982) - *Ambienti minerogenici e trappole metallogeniche dei domini sedimentari*. Mem. Soc. Geol. It., 22, 23-33 (7 ff., 3 tabb.).