

ROBERTO COMPAGNONI *, GIULIO ELTER **, LAURA FIORA *,
PIETRO NATALE ***, STEFANO ZUCCHETTI ****

NUOVE OSSERVAZIONI
SUL GIACIMENTO DI MAGNETITE DI COGNE
IN VALLE D'AOSTA ****

RIASSUNTO. — Alla luce di nuovi dati di osservazione, geologici, petrografici, chimici e minerografici, viene riesaminato il quadro giacimentologico della concentrazione di magnetite di Cogne (Valle d'Aosta), legata a serpentiniti antigoritiche della Zona Piemontese.

L'interpretazione tradizionale del giacimento come prodotto di segregazione magmatica da un magma ultrabasico è da escludersi. Appare più fondata la possibilità che la genesi della magnetite sia legata ad antichi processi di serpentinizzazione di età prealpina, verificatisi nell'ambito della crosta oceanica.

ABSTRACT. — New geological, petrographic (thin and polished sections) and chemical data indicate that the Cogne magnetite ore bodies enclosed within strongly serpentinized lherzolites are not magmatic segregations.

It is suggested that magnetite formed and concentrated during ocean-floor metamorphism (serpentinization) of the host lherzolites.

Premessa

Il giacimento di magnetite di Cogne, uno dei pochi giacimenti di ferro italiani rimasti in attività in questi ultimi anni ⁽¹⁾, è ben noto, in particolare tra i cultori di scienze della Terra, anche per il fatto che viene tradizionalmente considerato come un esempio tipico di giacimento di segregazione magmatica (STELLA, 1916, 1921; HUTTENLOCHER, 1934; AMSTUTZ, 1962; DI COLBERTALDO et al., 1967; DAL PIAZ, 1969).

Oggi, nel quadro delle conoscenze generali sulla metallogenesi delle ofioliti, in particolare di quelle alpine, e alla luce di varie nuove osservazioni geologiche, petrografiche, chimiche e minerografiche, riguardanti il giacimento ed altre consimili mineralizzazioni della Valle d'Aosta, la suddetta interpretazione appare assai

* Istituto di Petrografia dell'Università di Torino. ** Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali, C.N.R., Torino. *** Istituto di Giacimenti Minerari e Geologia Applicata del Politecnico di Torino. **** Lavoro eseguito col contributo finanziario del C.N.R. (Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali; P. F. Geodinamica, U. O. n. 4.1.1, pubbl. n. 274).

(1) La miniera di Cogne è stata chiusa nel febbraio 1979.

meno scontata che in passato, in quanto mal si accorda con numerosi dati di fatto.

I risultati salienti di tali osservazioni vengono esposti preliminarmente in questa nota, che ha altresì lo scopo di riesaminare per sommi capi il problema metallogenico sollevato dal giacimento e di proporre una diversa interpretazione.

Nella nota si illustrano essenzialmente taluni aspetti in precedenza non noti o sottovalutati del giacimento, rinviando per una più ampia descrizione dello stesso alla precedente letteratura che in buona parte è riportata in calce al lavoro.

Nè si esporranno in questa sede i risultati delle ricerche sulle altre analoghe mineralizzazioni della Valle di Cogne (eccezion fatta per quella di Plan François) e di altre località valdostane (M. Avic, Chatillon, ecc.). Dette ricerche, che mirano ad un aggiornamento delle conoscenze riguardanti l'intero gruppo metallogenico, sono attualmente in corso e di esse verrà data notizia in un successivo più ampio lavoro.

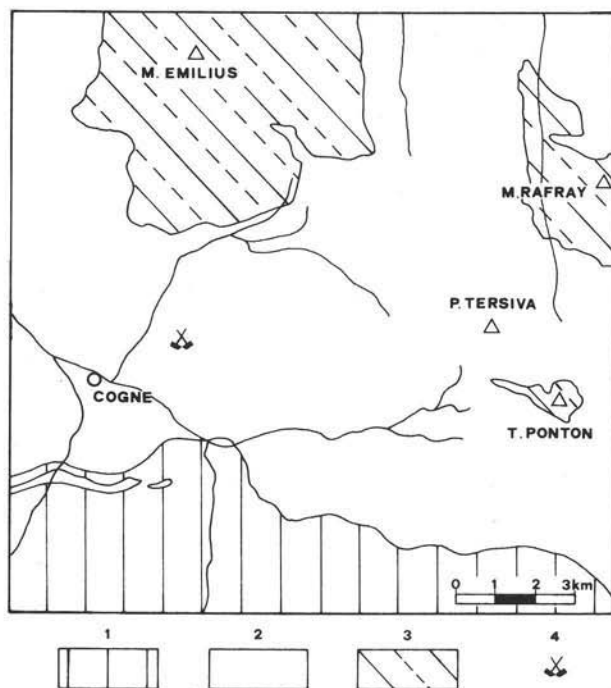


Fig. 1. — Schema strutturale semplificato dell'area di Cogne. - 1: Massiccio cristallino del Gran Paradiso; 2: Zona Piemontese (Trias + Calcescisti + Ofioliti); 3: Lembi di ricoprimento della Falda Dent Blanche: M. Emilius, Glacier-Rafray e T. Ponton; 4: Miniera di Cogne.

Inquadramento geologico

Il giacimento è strettamente associato ad una massa lenticolare di serpentinite, situata in piena Zona Piemontese, tra il lembo di ricoprimento del M. Emilius a Nord ed il Massiccio cristallino del Gran Paradiso a Sud (fig. 1).

La lente serpentinitica affiora sul versante destro della Valle di Cogne, tra il Torrente Grauson ed il Vallone di Liconi, con uno sviluppo di circa 2,5 km ed una potenza massima di 150 m.

Essa è compresa tra una potente bancata di dolomie e calcari triassici a letto ⁽²⁾ ed i calcescisti a tetto. I rapporti con il Trias sono chiaramente tettonici, come dimostra l'intensa laminazione della roccia in prossimità del contatto e soprattutto la presenza di scaglie di gneiss albitici pretriassici (ELTER, 1971), inserite localmente tra serpentinite e marmi.

Superiormente la lente serpentinitica viene a contatto con la serie dei calcescisti, la cui base è caratterizzata da facies ricche in quarzo, rappresentate ora da quarziti nere grafitiche, ora da quarziti chiare micacee sfumanti in quarzomicascisti, ora da quarziti policrome listate a minerali di manganese. Localmente livelli lenticolari di rocce carbonatiche a silicati di calcio si interpongono tra serpentinite e quarziti.

Le rocce incassanti la serpentinite sono interessate, per uno spessore variabile da pochi centimetri a qualche metro, da un processo di tipo rodingitico.

Descriveremo ora separatamente la petrografia della serpentinite e delle rocce ad essa associate.

Petrografia

La serpentinite

La serpentinite, a tessitura massiccia o poco foliata, è essenzialmente costituita da antigorite e subordinata magnetite in finissimi granuli, oltrechè da minuti aghetti di diopside e da lamelle più o meno corrose di clorite. Localmente si può sviluppare anche una vistosa blastesi (fino a centimetrica) di olivina e titanclinohumite. La serpentinite è inoltre attraversata da diverse generazioni di vene metamorfiche ad olivina, clinohumite, titanclinohumite e diopside o, più comunemente, a crisotilo e brucite.

Relitti della peridotite da cui la serpentinite è derivata sono localmente riconoscibili verso il contatto superiore della lente. I relitti meglio conservati di questa roccia si trovano però tra i blocchi della grande frana postglaciale che affiora tra Mont Roz e l'Éclouseur.

Si tratta di una lherzolite metamorfica con fenoclasti di dimensioni fino ad alcuni centimetri di lunghezza, immersi in una matrice foliata a grana fine. Tra i fenoclasti è conservato solo il clinopirosseno; l'ortopirosseno è sostituito da un finissimo aggregato di diopside \pm antigorite; l'olivina da aggregati feltriformi di antigorite, magnetite ed olivina neoblastica; lo spinello da plaghe cloritiche, includenti relitti con aspetto corrosivo di probabile magnetite ⁽³⁾.

(2) In realtà si tratta di rocce metamorfiche, cioè di marmi (vedi oltre); tuttavia per il loro aspetto ancora tipicamente « sedimentario », preferiamo mantenere la nomenclatura tradizionalmente usata nella letteratura geologica alpina.

(3) In lherzolititi relitte, raccolte nella scaglia serpentinitica di Plan François, sono conservati, al nucleo di probabile magnetite, relitti di uno spinello rosso bruno.

La matrice foliata è costituita da un fine aggregato neoblastico di diopside, olivina, magnetite ed antigorite, oltre a quantità subordinate di clorite, titanclinohumite e tremolite.

Un esame accurato dei rapporti tra i minerali indica una complessa evoluzione metamorfica posteriore all'evento responsabile dell'assetto foliato. Infatti i minerali neoblastici sovente si sviluppano anche trasversali alla foliazione o crescono in sottili vene che la tagliano.

In particolare, la caratteristica struttura reticolata ad olivina neoblastica e magnetite, presente negli aggregati antigoritici sviluppatasi dalla retrocessione della originaria olivina, può essere spiegata solo ammettendo la seguente successione di eventi metamorfici:

- 1) un primo evento di serpentinizzazione inizia la trasformazione dell'originaria olivina in serpentino + magnetite, procedendo lungo un reticolato di fratture, che disegnano la tipica struttura a maglie;
- 2) un secondo evento metamorfico di più alto grado produce una nuova olivina che si forma a spese del serpentino lungo il reticolato della struttura a maglie, crescendo in minuti granuli epitattici sulla vecchia olivina;
- 3) un nuovo episodio di serpentinizzazione trasforma completamente la vecchia olivina, risparmiando le catenine di olivina neoblastica, la cui composizione è ancora compatibile con le nuove condizioni metamorfiche;
- 4) un ulteriore evento metamorfico (o forse il perdurare di quello precedente) serpentinizza estesamente la lherzolite, trasformandola in una serpentinite ad antigorite e magnetite;
- 5) l'evoluzione metamorfica si conclude con lo sviluppo di una serie di venette millimetriche a crisotilo \pm brucite.

Testimonianze di questi eventi metamorfici sono riconoscibili anche nelle serpentiniti prive di relitti. Infatti nelle serpentiniti antigoritiche compaiono spesso blasti tondeggianti fino a centimetrici di olivina, che contengono tracce di una preesistente foliazione sottolineata da allineamenti di granuletti di magnetite. L'olivina metamorfica, spesso intimamente associata alla titanclinohumite, che si sviluppa di preferenza al suo nucleo, è a sua volta attraversata da fratture ad antigorite.

Le rocce associate

Le *rocce triassiche* del letto sono costituite, oltre che dai carbonati (dolomite \pm calcite), anche da rari silicati, tra cui prevalgono la tremolite e la Mg-clorite. In prossimità del contatto con la serpentinite si osserva, talora, anche abbondante serpentino oltre ai silicati di calcio sviluppatasi per il processo metasomatico di tipo rodingitico (vedi oltre).

Gli *gneiss* delle scaglie tettoniche allineate lungo il contatto sono costituiti da albite, clorite, mica bianca e clinozoisite, con titanite, rutilo, opachi ed apatite accessori, ai quali si aggiungono rari granuli di un epidoto radioattivo e quarzo. Talora gli ocelli di albite presentano un sottile orlo di oligoclasio.

Tra le facies ricche di quarzo ricordiamo le *quarziti policrome listate* per la

caratteristica mineralogia che le distingue: oltre al quarzo, esse contengono abbondantissimi minuti idioblasti di granato (un termine manganesifero con tenore in molecola spessartinica assai variabile), mica bianca ed un opaco di manganese, verosimilmente braunite. Nei livelli di colore rosso più scuro compare anche la piemontite, insieme con una mica chiara debolmente pleocroica nel rosa (alurgite probabilmente), i cui aggregati appaiono pseudomorfici su un originario anfibolo; titanite ed albite (che si sviluppa sovente a spese della mica chiara) sono gli accessori più comuni.

Oltre a queste litologie, come già detto, esistono, in corrispondenza ai contatti superiore ed inferiore della serpentinite, delle rocce caratterizzate da un forte arricchimento in silicati di calcio di tipo rodingitico: il loro sviluppo è particolarmente vistoso lungo il contatto superiore. Queste rocce, già descritte in dettaglio da G. V. DAL PIAZ (1967, 1969), che ne illustrò i caratteri di bordi di reazione a bassa temperatura, saranno da noi globalmente indicate con il nome di « *metasomatiti* ».

Si tratta di rocce con tessitura massiccia, più raramente foliata, spesso a bande, costituite da diopside, tremolite, granato (ricco di molecola grossularica), epidoti (zoisite e/o clinozoisite-epidoto), Mg-clorite, carbonati e titanite accessoria.

La varietà di struttura e di colore di queste rocce dipende dalla percentuale relativa dei diversi costituenti, ognuno dei quali può divenire significativamente prevalente.

Tra queste rocce sono da annoverare dei *marmi bianchi, grigi o neri, a granato* idioblastico centimetrico (una grossularia con circa 10 % di andradite), che affiorano in una bancata potente alcuni metri al contatto superiore della serpentinite, sopra la miniera di Colonna.

Ricordiamo infine le cosiddette « *quarziti grafite* », riconoscibili lungo tutto il contatto superiore della serpentinite, per il colore nero e per l'abbondanza di piccole sacche e vene di quarzo. Si tratta di rocce costituite, in prevalenza, oltre che dal quarzo (sempre presente, ma in quantità estremamente variabile da luogo a luogo) e dalla grafite, anche da granato, clinopirosseno, epidoti (zoisite e/o clinozoisite) \pm carbonati. Il pirosseno può essere, a seconda dei luoghi, un diopside od una onfacite; il granato è in genere caratterizzato da stupende strutture eliciche disegnate dalla grafite, che sottolineano una finissima foliazione più volte ripiegata.

Le « *quarziti grafite* » sono spesso attraversate da sottili vene monomineraliche a quarzo o epidoto, ripiegate isoclinalmente.

In conclusione, lo studio petrografico di tutti i litotipi incassanti la lente serpentinitica ha evidenziato, in analogia a quanto osservato nelle ultramafiti, un complesso quadro metamorfico e strutturale, nel quale sono riconoscibili paragenesi sicuramente attribuibili sia all'evento coalpino di alta pressione, sia a quello lepontino.

Il momento dello sviluppo dei minerali rodingitici è più difficile da precisare; tuttavia, almeno per quanto riguarda le metasomatiti di tetto, è possibile che si tratti di un processo già iniziato in tempi precoci nel quadro dell'evoluzione metamorfico-strutturale della regione.

Il giacimento

Il giacimento è ubicato sul versante meridionale del M. Creya, circa 2,5 km ad ENE dell'abitato di Cogne, e si sviluppa fra le quote 2.550 (affioramento di Liconi) e 2.100 m s.l.m..

Il corpo minerario è interamente racchiuso nella massa serpentinitica, in prossimità del contatto inferiore di questa con le dolomie triassiche, e si configura come una grossa lente a tendenza colonnare, concordante con l'andamento generale della scistosità, che si sviluppa prevalentemente nel senso dell'immersione, con una pendenza media intorno a 40°. In profondità esso si smembra in due masse principali, accompagnate da alcune lenti minori, che tornano quindi a riunirsi in un corpo unico di dimensioni via via decrescenti verso il basso. Il suo sviluppo è di circa 600 m secondo l'immersione, mentre raggiunge un massimo di circa 250 m in direzione, in corrispondenza delle sue parti superiori. Lo spessore, piuttosto variabile da punto a punto, raggiunge i 60-70 m nelle parti alte, riducendosi a pochi metri in profondità.

Tale morfologia, che è stata dettagliatamente descritta in precedenti lavori (si vedano in particolare STELLA, 1916 e 1921 e DI COLBERTALDO et al., 1967), mostra nel suo insieme che il giacimento ha condiviso con la roccia incassante l'evoluzione tettonica alpina. Ciò è peraltro ben confermato dal generale stato di ricristallizzazione metamorfica che il giacimento denuncia a livello microstrutturale (vedi oltre).

Sia nel giacimento principale che nella vicina mineralizzazione di Larcinaz, il minerale è costituito essenzialmente da magnetite e silicati metamorfici, soprattutto antigorite, diopside, clorite, con netta prevalenza ora dell'antigorite ora del diopside.

L'antigorite vi forma aggregati feltriformi che sembrano derivare almeno in parte dalla trasformazione di una preesistente clorite magnesiaca.

Il diopside, i cui caratteri ottici sono identici a quelli del pirosseno che costituisce la massa di fondo foliata delle lherzoliti relitte, è presente ora in finissimi individui prismatici (inferiori a $5 \times 25 \mu\text{m}$), ora in grossi blasti tabulari o lamellari (lunghi fino a 10-15 cm), che paiono derivare dalla ricristallizzazione della varietà minuta. Localmente questa varietà grossolana dà luogo a masse monomineraliche di notevoli dimensioni, con vistose tessiture colonnari o raggriate, alcune delle quali sono state incontrate in pieno corpo mineralizzato.

Nell'aggregato metallifero figurano sporadicamente anche altri minerali, in particolare crisotilo, brucite, pirite.

Di solito esso ha una struttura granulare fine ed omogenea, di aspetto «massiccio», con implicazione microscopica dei costituenti, ma può anche mostrare strutture più grossolane, con cristalli di magnetite di diversi millimetri, immersi in una matrice silicatica fine e caratterizzati a volte da tracce di idiomorfismo ottaedrico. Tali strutture, che in qualche caso sembrano addirittura granoclassate, ricordano in modo straordinario le strutture cumulitiche, così frequenti e tipiche in

molti giacimenti di cromite, e l'analogia, unitamente alle analogie di ambiente litologico, può suggerire l'esistenza di affinità genetiche fra i due tipi di minerale (G. V. DAL PIAZ, in GRUPPO OFIOLITI, 1977, pag. 255).

Al microscopio, l'aggregato metallifero «massiccio» è caratterizzato da una schietta struttura cristalloblastica, che diventa particolarmente chiara anche nella magnetite dopo attacco di struttura con HCl conc. Questo minerale si presenta in granuli allotriomorfi, del diametro di qualche decina di μm (fino ad un massimo di 300-400 μm), internamente omogenei, formanti tipici aggregati granoblastici pavimentosi. Esso subisce nettamente l'idiomorfismo dei silicati, in particolare delle lamelle antigoritiche, ed appare in complesso in equilibrio paragenetico con la matrice silicatica.

In quasi tutti i campioni esaminati, raccolti in diversi punti del giacimento, oltre che nelle discariche di Liconi, i blasti di magnetite contengono sporadiche minutissime inclusioni di solfuri, soprattutto di pirite, pirrotina e calcopirite (4).

L'attacco di struttura evidenzia nel minerale un altro interessante aspetto microstrutturale, che ne rivela in modo chiarissimo il carattere poligenetico. In buona parte dei campioni risultano infatti ben conservati all'interno dei blasti i relitti strutturali di una magnetite antica, caratterizzata, a differenza della magnetite cristalloblastica, da spiccato idiomorfismo e marcata zonatura di crescita (5). È lecito presumere che questa antica generazione del minerale, già segnalata in precedenza da DI COLBERTALDO et al. (1967), ne rappresenti la struttura premetamorfica originaria.

Per quanto riguarda gli aggregati a struttura grossolana e di aspetto «cumulitico», lo studio minerografico rivela che i grossi granuli di magnetite sono di regola monocristallini, comunemente fratturati, infiltrati e corrosi dai silicati metamorfici. Dopo attacco di struttura essi presentano rare tracce di un'originaria zonatura di crescita, idiomorfa e congruente con gli accenni di idiomorfismo esterno eventualmente presenti.

Riteniamo molto probabile che questi grandi cristalli, sicuramente più antichi della blastesi antigoritica, siano riferibili anch'essi alla primitiva generazione della magnetite.

Il chimismo principale del minerale di Cogne, riassunto in Tab. 1 sulla base delle numerose analisi riportate da STELLA (1921), è caratterizzato da un tenore medio in Fe_3O_4 oscillante nei grezzi fra il 60 ed il 70 %, un contenuto relativamente alto di SiO_2 e di MgO e contenuti più bassi di CaO ed Al_2O_3 .

Tra i costituenti minori fa spicco il Mn, il cui tenore nel minerale ricco raggiunge qualche unità ‰, mentre assai bassi sono, nello stesso minerale, sia il S che il P, con tenori di 0,02 ‰ e 0,066 ‰ rispettivamente.

(4) Nella mineralizzazione di Plan François i solfuri risultano nettamente più abbondanti e localmente addirittura predominanti.

(5) Analoghi relitti strutturali sono comuni anche nella magnetite di Plan François, ove, grazie probabilmente ad una ristrutturazione metamorfica meno intensa, essi risultano ancora più chiari ed abbondanti.

Per quanto riguarda gli elementi in traccia, i dati disponibili sono sfortunatamente molto pochi. Comunque, sulla base dell'unica analisi effettuata, su nostra richiesta, da S. T. NEIL e C. HEROPOULOS mediante assorbimento atomico su di un concentrato di magnetite « cumulitica », sembra delinearsi un quadro geochimico molto interessante e forse insospettato (Tab. 1).

TABELLA 1
Composizione del minerale grezzo e della magnetite di Cogne

MINERALE GREZZO (Stella, 1921)			MINERALE RICCO (analisi diverse in Stella, 1921)			MAGNETITE "CUMULITICA" (analisi S.T. Neil e C. Heropoulos, U.S.G.S. Menlo Park, California)			
tenori %			tenori %			elementi principali %		elementi minori e in tracce (ppm)	
t.medio	t.estremi		t.medio	t.estremi					
Fe ₃ O ₄	62-70	30-94	Fe	63	58-68	Fe	69,18	Si	2200
Fe	45-50	22-68	Mn	0,24	tr-0,43	Fe ₂ O ₃	69,89	Al	670
			S	0,02	tr-0,056	FeO	26,11	Mn	3400
			P	0,066	tr-0,02	SiO ₂	0,47	Ti	140
			SiO ₂	3,95	1,09-8,90	MgO	2,48	Ni	160
			Al ₂ O ₃	0,93	tr-2,00	MnO	0,44	Co	570
			CaO	1,22	tr-3,90	Tot.	99,39	Cr	7
			MgO	3,99	0,55-8,20			Zn	780
								V	<3

Particolarmente significativi ci sembrano i bassissimi tenori del Ti (140 ppm), del Cr (7 ppm) e del V (<3 ppm), nonché i tenori relativamente elevati del Co (570 ppm) e dello Zn (780 ppm).

In base alle nostre osservazioni minerografiche riteniamo peraltro che anche il Cu, non determinato nell'analisi, dovrebbe essere presente in questa magnetite in quantità sensibili.

Sulle possibili implicazioni di tale quadro geochimico si ritornerà nella discussione.

Discussione e conclusioni

Le osservazioni di campagna indicano che la serpentinite ha rapporti stratigrafici con le sovrastanti quarziti, talora mangesifere, che costituiscono la base della serie dei calcescisti ofiolitiferi (ELTER, 1971).

Tale situazione non risulta anomala o singolare, poichè contatti stratigrafici tra ultramafiti ofiolitiche e relativa copertura sedimentaria (radiolariti spesso mangesifere) sono ben noti nell'ambiente ofiolitico non metamorfico dell'Appennino settentrionale (vedi ad es. DECANDIA ed ELTER, 1972).

È quindi indubbio che queste ultramafiti sono venute a trovarsi sul fondo

oceanico prima della sedimentazione della serie dei calcescisti. La loro natura lherzolitica ci dice però che esse si sono formate in ambiente profondo e che pertanto la loro messa in posto sul fondo oceanico è dovuta ad eventi tettonici.

Non è certo possibile precisare se e fino a che punto l'originaria lherzolite avesse subito fenomeni di serpentinizzazione nella sua storia precedente alla sedimentazione della copertura. Sappiamo invece che essa ha successivamente subito, nell'ambito del ciclo alpino, una complessa storia metamorfico-strutturale. In particolare, di chiara natura tettonica (ELTER, 1971) è, come già detto, il contatto inferiore della serpentinite.

Quanto al giacimento di magnetite, sulla base dei dati di osservazione esposti in precedenza, si possono fare le seguenti considerazioni:

- 1) il giacimento ha sicuramente condiviso con la roccia incassante gli intensi fenomeni di deformazione e di ricristallizzazione avvenuti in età alpina; la magnetite mostra, in particolare, di essere ricristallizzata insieme con la blastesi dell'antigorite;
- 2) l'associazione magnetite-serpentinite è sicuramente più antica del contatto tettonico inferiore e quindi molto probabilmente anche anteriore alla messa in posto delle falde. La magnetite, infatti, è racchiusa esclusivamente entro la massa serpentinitica e non interessa nè il contatto, nè le rocce di letto;
- 3) è inoltre da ritenere che la magnetite sia più antica anche rispetto alla sedimentazione della serie di tetto, che non presenta mai alcuna traccia di mineralizzazione;
- 4) si delinea pertanto uno strettissimo legame spaziale, e probabilmente anche genetico, tra magnetite e serpentinite, legame che trova riscontro in tutte le altre consimili mineralizzazioni della Val d'Aosta (STELLA, 1921).

Per quanto riguarda l'origine della magnetite, sono state finora avanzate le seguenti ipotesi:

- 1) *segregazione magmatica* (STELLA, 1921; HUTTENLOCHER, 1934; AMSTUTZ A., 1962; DI COLBERTALDO et al., 1967; DAL PIAZ, 1969);
- 2) *pirometasomatismo* (STELLA, 1921; HUTTENLOCHER, 1934; DI COLBERTALDO et al., 1967);
- 3) *serpentinizzazione*:
 - a) *per autoidratazione* (STELLA, 1921; CAVINATO, 1964; DI COLBERTALDO et al., 1967);
 - b) *secondaria* (STELLA, 1921; CAVINATO, 1964; DAL PIAZ G. V., 1971).

Alcuni di questi Autori hanno postulato un'origine complessa, comprendente uno o più dei citati meccanismi di formazione.

Passiamo quindi in rassegna singolarmente le suddette ipotesi, alla luce delle attuali conoscenze riguardanti la petrologia delle ofioliti e la situazione geologica locale.

1 - Segregazione magmatica

L'ipotesi secondo la quale la magnetite si sarebbe formata per segregazione dal magma ultrabasico non può essere accettata per i seguenti motivi:

- lo spinello presente nelle ultramafiti ha di regola una composizione riferibile a termini picotite-cromite, cioè è sempre caratterizzato da elevati tenori in cromo e/o alluminio e magnesio (COLEMAN, 1977, p. 29); considerando poi, in particolare, le concentrazioni cumulitiche nelle rocce ultramafiche, si constata che si tratta in ogni caso di spinelli il cui contenuto in Cr_2O_3 non scende mai sotto il 20 % (SCHNEIDERHÖHN, 1958, p. 61). Come risulta anche dall'analisi riportata in tabella, il contenuto in cromo della magnetite in studio (7 ppm) è di gran lunga inferiore ed assolutamente non confrontabile con questi valori ed è addirittura più basso di due ordini di grandezza rispetto al tenore medio delle peridotiti ofiolitiche (COLEMAN, 1977, p. 32). Si potrebbe anche pensare che l'attuale magnetite derivi da un'originaria cromite cumulitica, attraverso un processo di ricristallizzazione metamorfica, con mobilitazione del cromo; ma una siffatta possibilità riteniamo debba essere esclusa, in considerazione sia del troppo esiguo contenuto in cromo riscontrato nella magnetite stessa, sia della totale assenza nell'intorno del giacimento di minerali che attestino una così massiccia migrazione di questo elemento;
- sono d'altra parte ben noti giacimenti di magnetite di segregazione magmatica, i quali sono in genere associati a rocce basiche ed eccezionalmente anche a rocce ultramafiche; queste magnetiti sono caratterizzate da altissimi contenuti in titanio, raramente inferiori al 12-14 % (SCHNEIDERHÖHN, 1958, p. 238). Per la magnetite di Cogne i dati disponibili indicano che il tenore in titanio è invece di 140 ppm. Da tutto ciò risulta che, sotto il profilo geochimico, questo giacimento non ha alcun riscontro nell'ambito dei giacimenti di segregazione magmatica;
- infine, se la magnetite fosse di origine liquido-magmatica, avrebbe condiviso con la lherzolite la stessa evoluzione tettonico-metamorfica di alto grado, subendo una ricristallizzazione che ne avrebbe completamente obliterato le originarie strutture di crescita. Ma, come si è detto, queste ultime sono invece ben conservate in buona parte dei campioni da noi studiati.

2 - Pirometasomatismo

L'ipotesi di una genesi pirometasomatica della magnetite (anche soltanto di una parte di essa) dev'essere esclusa per i seguenti motivi:

- il riconoscimento della natura dei due contatti della serpentinite mineralizzata (tettonico a letto e stratigrafico a tetto) consente di stabilire che la serpentinite od il suo protolite non possono essersi intrusi nella loro attuale posizione strutturale;
- inoltre i fels a silicati di calcio disseminati lungo i contatti della serpentinite con le rocce incassanti — un tempo considerati come cornubianiti, cioè come prova della natura intrusiva dell'ultramafite — sono invece prodotti del meta-

morfismo regionale alpino. Si tratta infatti di bordi di reazione di tipo rodingitico, analoghi a quelli osservati dovunque lungo i contatti delle peridotiti serpentinite.

3 - Serpentinizzazione

È noto che la magnetite è un normale prodotto dei processi di serpentinizzazione e che varie sono le condizioni ambientali ed i meccanismi che possono determinare processi di questo tipo.

L'ipotesi di una genesi della magnetite in seguito ad un processo di *serpentinizzazione per autoidratazione*, cioè per un processo da tardo a post-magmatico, dev'essere esclusa per evidenze di natura petrografica.

Infatti l'osservazione microscopica dei relitti lherzolitici sfuggiti alla serpentinizzazione indica che questo processo è avvenuto a spese di una roccia peridotitica che già possedeva una tessitura metamorfica foliata: cioè il processo di serpentinizzazione è separato dalla cristallizzazione magmatica dell'originaria ultramafite da un complesso evento tettonico-metamorfico di alto grado, così come ammesso in generale per le lherzoliti tettonitiche.

L'ipotesi di una genesi della magnetite in seguito a *serpentinizzazione in loco* legata al metamorfismo alpino è da escludere per le seguenti ragioni:

- questa ipotesi presuppone una massiccia mobilitazione all'interno della serpentinite, che inevitabilmente avrebbe interessato anche le rocce adiacenti;
- si constata invece che anche in seno alla serpentinite i fenomeni di mobilitazione alpina della magnetite sono scarsissimi ed insignificanti e che nelle rocce adiacenti non c'è traccia di concentrazione di magnetite;
- d'altra parte lo studio macroscopico e microscopico della magnetite, in particolare di quella « cumulitica », indica che il metamorfismo alpino ha certamente indotto una ricristallizzazione del minerale, senza tuttavia determinarne alcuna mobilitazione.

Allo stato attuale delle conoscenze, è comunque possibile collegare la minero-genesi della magnetite ad un processo di *serpentinizzazione*. Si tratterebbe però di un processo di tipo *precoce*, avvenuto prima della tettonica alpina, prima cioè che la scaglia di ultramafite si separasse dal substrato originario. Tale ipotesi è in accordo con la ricostruzione paleogeografica, che vedrebbe le lherzoliti tettonitiche affiorare sul fondo del bacino oceanico nel quale si depositava la serie dei calcescisti. È infatti possibile che nell'ambito della crosta oceanica e cioè in un ambiente virtualmente caratterizzato da un alto flusso di calore ed un'alta disponibilità di acqua, le lherzoliti siano state interessate da fenomeni di serpentinizzazione anche intensi.

La formazione del giacimento potrebbe quindi conseguire da processi di mobilitazione e concentrazione del ferro, legati a tale serpentinizzazione e controllati dal gradiente termico ambientale.

In questa ipotesi, essendo il substrato oceanico costituito da ultramafiti, non ci sarebbe alcuna difficoltà a giustificare la notevole quantità di magnetite venutasi a concentrare nel giacimento.

Sarebbero d'altra parte compatibili con questa interpretazione anche le caratteristiche microstrutturali originarie della magnetite, che possono essere riferite a processi di deposizione del tipo di quelli ipotizzati.

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour une Carte Géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste*. Arch. Sci., Pér. Soc. Phys. Nat., Genève, f. 1.
- CAVINATO A. (1964) - *Giacimenti minerari*. UTET, Torino, pp. 687.
- COLBERTALDO (DI) D., FURIA (DI) E., ROSSI F. (1967) - *Il giacimento a magnetite di Cogne in Val d'Aosta*. Rend. Acc. Sci. Lett., Ist. Lomb., 101, 361-394.
- COLEMAN R. G. (1977) - *Ophiolites*. Springer, Berlin, pp. 229.
- DAL PIAZ G. V. (1967) - *Le « granatiti » (rodingiti l.s.) nelle serpentiniti delle Alpi occidentali italiane*. Mem. Soc. Geol. It., 6, 267-313.
- DAL PIAZ G. V. (1969) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentinite e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 25, 263-315.
- DAL PIAZ G. V. (1971) - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati*. Boll. Ass. Min. Subalp., 8, 365-388.
- DECANDIA F. A., ELTER P. (1972) - *La « zona » ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 503-530.
- ELTER G. (1971) - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)*. Hypothèse sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, 47, 147-169.
- GRUPPO OFIOLITI (1977) - *Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della Falda Piemontese, Alpi Occidentali: 10-13 ottobre 1977*. Ofioliti, 2 (2/3), 241-263.
- HUTTENLOCHER H. F. (1934) - *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schw. Min. Petr. Mitt., 14, 21-149.
- SCHNEIDERHÖHN H. (1958) - *Die Erzlagerstätten der Erde*. Fischer, Stuttgart, v. 1, pp. 315.
- STELLA A. (1916) - *Le miniere di Cogne (Val d'Aosta)*. S.A.I.G. A. Barabino, Genova, pp. 21.
- STELLA A. (1921) - *Le miniere di ferro d'Italia*. Lattes, Torino, pp. 426.