

LE MINERALIZZAZIONI A MOLIBDENO ASSOCIATE AL MAGMATISMO INTRUSIVO ERCINICO DELLA SARDEGNA

I rapporti con le plutoniti ed i fenomeni di alterazione-mineralizzazione

C. GHEZZO, G. GUASPARRI, F. RICCOBONO, G. SABATINI
Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Siena

S. PRETTI, I. URAS
Istituto di Giacimenti Minerari, Università di Cagliari

RIASSUNTO. — Le indagini di campagna hanno consentito di rilevare che le mineralizzazioni a Mo della Sardegna sono strettamente associate a microleucograniti e/o porfidi leucogranitici appartenenti all'ultima fase del magmatismo intrusivo ercinico.

Molibdenite e pirite rappresentano i minerali metallici più diffusi in queste manifestazioni e sono accompagnate da variabili, di norma subordinate, quantità di wolframite, calcopirite, galena e blenda.

La molibdenite si rinviene sia come punteggiature in vene di quarzo, disposte in stockworks e fasci subparalleli, o come spalmature lungo *dry fractures*, sia in lamelle disseminate nella roccia profondamente e pervasivamente alterata.

Ai due diversi tipi di giacitura corrispondono sia diversità nel quadro alterativo delle rocce ospiti sia diversità nelle paragenesi metalliche; tuttavia, l'esistenza di passaggi graduali tra le due tipologie indica un processo genetico unitario per queste mineralizzazioni.

Vengono comparativamente discussi i caratteri dell'alterazione idrotermale associata alle mineralizzazioni a molibdeno della Sardegna e quelli della alterazione idrotermale associata alle rocce granitoidi mineralizzate di altre aree.

Sulla base delle caratteristiche di alterazione-mineralizzazione e della stretta associazione con rocce intrusive microgranulari e/o porfiriche le mineralizzazioni a molibdeno del batolite sardo sono riconosciute come manifestazioni del tipo *porphyry*.

ABSTRACT. — Field work gone through molybdenum mineralizations of Sardinia has demonstrated their close association to fine-grained leucogranites and/or leucogranitic porphyries belonging to the last phase of Hercynian intrusive magmatism.

Molybdenite and pyrite represent the most widespread ore minerals in the showings. They are accompanied by varying, usually minor, amounts

of wolframite, chalcopirite, galena and sphalerite.

Molybdenite occurs either as speks along quartzveins, arranged in stockworks and subparallel sheafs, and as paints along dry fractures or as disseminated flakes in heavily and pervasively altered host-rock.

Molybdenum mineralizations could be divided in two distinct groups according to MoS₂ occurrence, ore parageneses and host rock alteration assemblages; however gradational relationships between the two end members existing in some occurrences point to an unitary genetic process.

Hydrothermal alteration characters associated with molybdenum mineralizations of Sardinia and with other mineralized granitoids are comparatively discussed.

On the basis of their alteration-mineralization features and their close association with porphyries and fine-grained intrusives, molybdenum mineralizations of Sardinian batholith are recognized as « porphyry-type » ores.

Introduzione

Il patrimonio di conoscenze geologico-petrografiche fin qui accumulato sul cristallino della Sardegna, e particolarmente i risultati cui hanno condotto gli studi petrologici sulle plutoniti erciniche sviluppati negli ultimi tre lustri (GHEZZO et al., 1972; DI SIMPLICIO et al., 1974; BRALIA et al., 1981), costituiscono l'indispensabile background di esperienze che può oggi mettere in grado di affrontare nei suoi vari aspetti il problema genetico delle mineralizzazioni associate

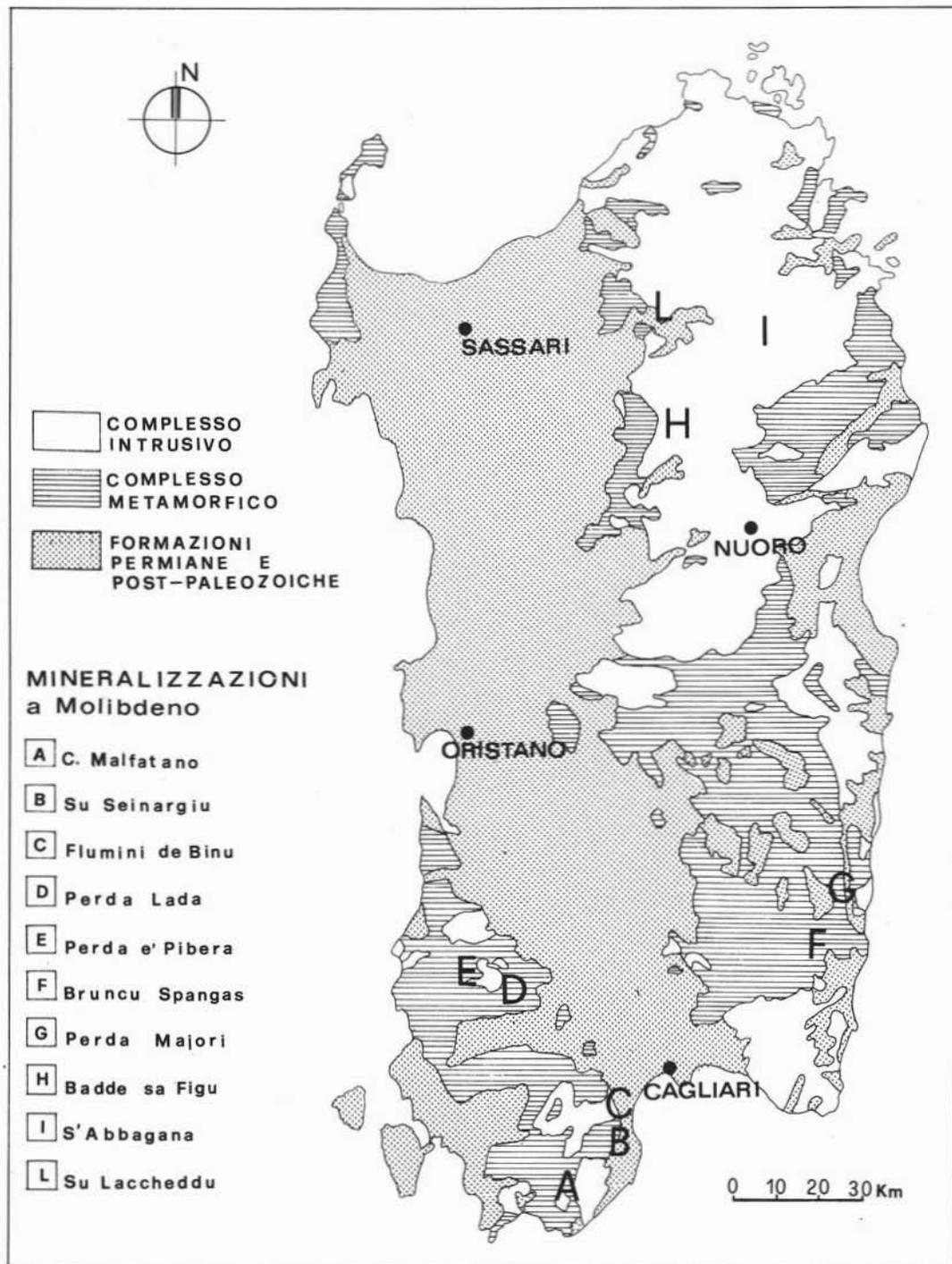


Fig. 1. — Ubicazione delle principali mineralizzazioni a molibdeno.

al magmatismo intrusivo ercinico.

In questo lavoro sono riportate le risultanze di una prima fase delle ricerche nel corso della quale è stata rivolta particolare attenzione alle mineralizzazioni a molibdeno, che in Sardegna sono le più diffuse tra le manifestazioni metallifere strettamente associate alle rocce granitiche.

La presenza di minerali di molibdeno in Sardegna è nota almeno dalla seconda metà del secolo scorso (JERVIS, 1873; LOVISATO, 1886; TRAVERSO, 1898) e di pari passo col progredire dell'esplorazione mineraria e degli studi geologici dell'isola nuove segnalazioni (SOTGIU, 1921; MARTELLI, 1922; SALVADORI, 1959 e bibliografia) sono andate via via registrandosi talchè oggi le manifestazioni a molibdeno note rappresentano una popolazione abbastanza numerosa. Solo in epoca relativamente recente però ad alcune di queste manifestazioni sono stati dedicati specifici lavori (DESSAU, 1956; SALVADORI, 1959; DERIU e ZERBI, 1965; BACCOS, 1968; VENERANDI, 1968; CABOI et al., 1970, 1978).

Nel corso degli ultimi due anni, con l'intento di acquisire una visione quanto più possibile ampia della casistica esistente a scala regionale, ed in particolare per accertare la natura dei tipi intrusivi associati, è stata effettuata una serie di campagne di rilevamento e campionatura su numerose mineralizzazioni a molibdeno (comprendendo tra queste tutte le più note) in modo tale che le indagini risultassero, per quanto possibile, estese ai diversi settori dell'isola. Durante una di queste campagne è stata, tra l'altro, individuata una manifestazione a molibdeno sul versante meridionale di M. Unne (in località Badde sa Figu), nelle adiacenze di Pattada, che prima d'ora non era mai stata segnalata. L'ubicazione di tale manifestazione è riportata in fig. 1 assieme a quella di altre mineralizzazioni a molibdeno cui è stata rivolta particolare attenzione nello studio.

Evidenze di campagna

Come accennato in precedenza il primo obiettivo del lavoro di campagna è stato quello di verificare l'eventuale esistenza di un'associazione particolare tra mineralizzazioni e tipi di rocce intrusive.

Le osservazioni condotte hanno permesso di stabilire che le mineralizzazioni a molibdeno non sono casualmente distribuite attraverso l'ampio spettro delle litofacies esistenti all'interno del complesso intrusivo (DI SIMPLICIO et al., 1974), ma sono al contrario sistematicamente associate a intrusioni leucogranitiche, e cioè a quei prodotti magmatici che relazioni di campagna ed età radiometrica (DEL MORO et al., 1975) indicano appartenere all'ultimo episodio intrusivo del batolite.

L'« associazione leucogranitica » (GUASPARRI et al., 1981, 1982 a) è costituita da corpi intrusivi spiccatamente acidi e caratterizzati da una sostanziale uniformità composizionale. Le litofacies più diffuse sono equigranulari a grana media o grossa; sono tuttavia frequenti anche tipi microgranulari e/o porfirici che formano talora ammassi di notevole estensione.

Nella compagine mineralogica di queste rocce il quarzo è sempre il minerale più abbondante e il rapporto K-feldspato/plagioclasio (An_{2-19}) è maggiore di uno. Il feldspato potassico, spesso fortemente peritico, mostra una certa prevalenza della fase ortoclasio sulla fase microclino. Unico femico presente è la biotite che insieme agli accessori, allanite, zircone, apatite, monazite e fluorite rappresenta una aliquota della roccia sempre inferiore al 5%.

Nelle aree di insistenza delle mineralizzazioni le facies microgranulari e/o porfiriche sono invariabilmente dominanti e in generale queste stesse facies rappresentano le rocce incassanti principali o esclusive delle mineralizzazioni.

Talora una mineralizzazione può venire ad interessare marginalmente le rocce della copertura metamorfica, le litofacies a grana media o grossa della stessa « associazione leucogranitica » od anche, sia pure molto raramente, altri tipi di rocce intrusive. In questi ultimi due casi, tuttavia, le evidenze di campagna indicano costantemente per le facies microgranulari e porfiriche una posteriorità di messa in posto relativamente a tutti gli altri tipi intrusivi, che quindi, come nel caso delle rocce della copertura metamorfica, sembrano aver svolto unicamente un ruolo di *cold host*.



Fig. 2. — Molibdenite in vene di quarzo (Capo Malfatano).

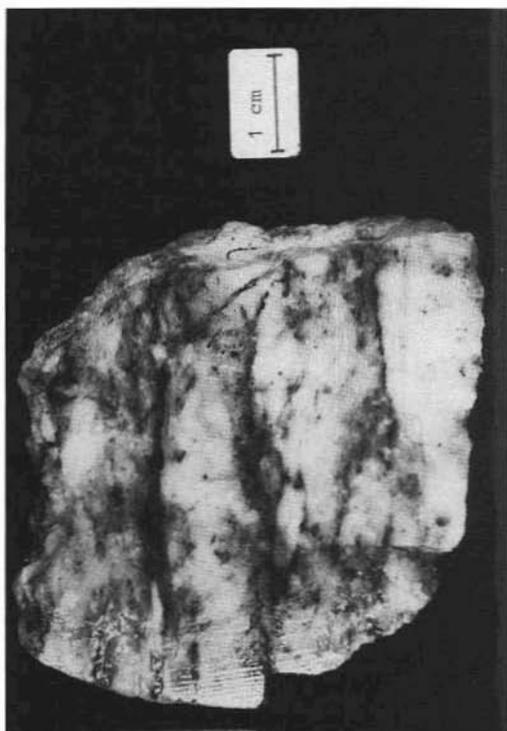


Fig. 3. — Vena di quarzo con molibdenite a struttura « ribbon-like » (Flumini de Binu).

Caratteristiche delle mineralizzazioni

In ciò che segue verranno illustrati i caratteri salienti delle fenomenologie che accomunano tutte le manifestazioni prese in esame, trascurando di sviluppare in questa sede il dettaglio descrittivo delle singole situazioni; a queste verrà fatto riferimento solo e in quanto esempi di particolare significato. Gli aspetti geochimici del problema sono trattati in GHEZZO et al., 1982.

In tutte le mineralizzazioni a molibdeno della Sardegna (con l'eccezione di quella di Perda Majori) la molibdenite è il solo minerale primario di molibdeno e di gran lunga quello più abbondante tra i minerali metaliferi utili. A questa sono talora associate piccole quantità di wolframite, blenda, galena e calcopirite. L'unico solfuro metallico costantemente presente e localmente abbondante è la pirite.

Se si fa riferimento al tipo di giacitura del minerale, in accordo con quanto già osservato da SALVADORI (1959), le mineralizzazioni a molibdeno della Sardegna possono

suddividersi in due gruppi nettamente distinti.

In un primo gruppo (p.e. Capo Malfatano, Flumini de Binu, Su Seinargiu, Perda e' Pibera, Bruncu is Pangas) la molibdenite si trova pressochè esclusivamente contenuta in vene di quarzo oppure in spalmature lungo *dry fractures*. Le vene di quarzo, che hanno una potenza variabilissima, da millimetrica fino a superare il decimetro, intersecano la roccia incassante formando stockworks o fasci subparalleli.

Lungo le vene di quarzo la molibdenite si trova in lamelle variamente disseminate, o in sottili *ribbons* generalmente addensati alle salbande (fig. 2) e talora più volte ripetuti lungo la sezione di una stessa vena cui conferiscono un caratteristico aspetto listato (fig. 3).

La pirite è sempre presente, anche se in quantità molto variabili, e si trova in punteggiature sia entro le vene di quarzo, sia nella roccia incassante.

Altri minerali metaliferi che possono trovarsi associati alla molibdenite in questo tipo

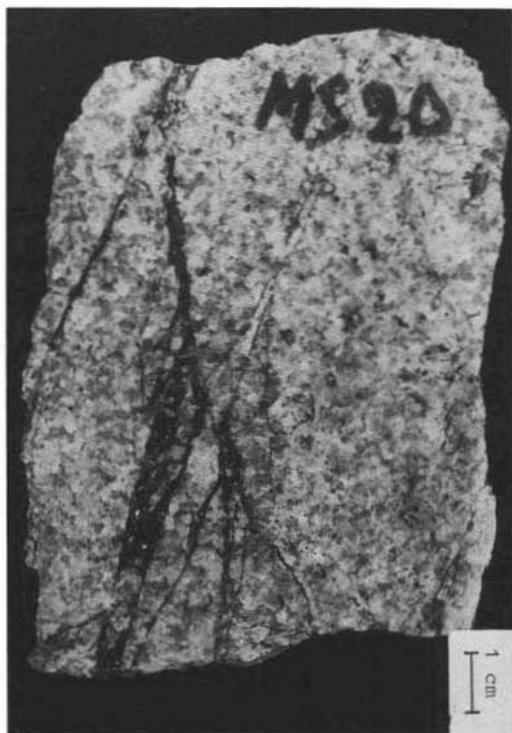


Fig. 4. — Stockwork a prevalente galena (Capo Malfatano).

di giacitura, sono la blenda e la galena, in quantitativi usualmente modesti ma che localmente danno luogo a concentrazioni in stockworks, dove questi solfuri possono rappresentare la componente principale (fig. 4-5).

Abbastanza rara è in questo gruppo di mineralizzazioni la wolframite salvo il caso della grossa vena di Perda Majori dove questo minerale prevale quantitativamente sulla molibdenite (VENERANDI, 1968; BACCOS, 1968; DESSAU, 1956).

Nel secondo gruppo di mineralizzazioni (p.e. Perda Lada e Su Laccheddu) la molibdenite si trova in lamelle isolate, in piccole plaghe o in rosette disseminate nella roccia incassante. Tra i minerali metalliferi che l'accompagnano si trovano pirite, calcopirite e wolframite anch'essi in giacitura disseminata. La calcopirite è in qualche caso presente in discrete concentrazioni (Perda Lada) e segue alla pirite e alla molibdenite in ordine di abbondanza. La wolframite è spesso presente ma con una distribuzione piuttosto erratica. Sono assenti, contrariamente a quanto



Fig. 5. — Stockwork a prevalente blenda (Capo Malfatano).

visto per il primo gruppo di mineralizzazioni, la blenda e la galena.

Esistono quindi tra i due gruppi di mineralizzazioni sostanziali diversità sia per quanto riguarda la giacitura del minerale sia nel tipo di paragenesi metallifera espressa.

I due gruppi di mineralizzazioni si differenziano marcatamente anche per quanto riguarda il tipo di alterazione che interessa le rocce incassanti.

Nelle aree mineralizzate in cui la molibdenite è prevalentemente contenuta in vene di quarzo o in spalmature lungo fratture, la paragenesi primaria della roccia granitica incassante mostra di essere stata interessata da fenomeni di alterazione il cui motivo dominante è dato da una pronunciata instabilità di biotite e plagioclasio. All'osservazione microscopica la biotite è sempre fortemente alterata, in qualche caso è trasformata in aggregati pseudomorfi sericitico-cloritici, ma per lo più risulta completamente distrutta e l'originaria presenza di lamine biotitiche può essere rivelata da punteggiature di os-

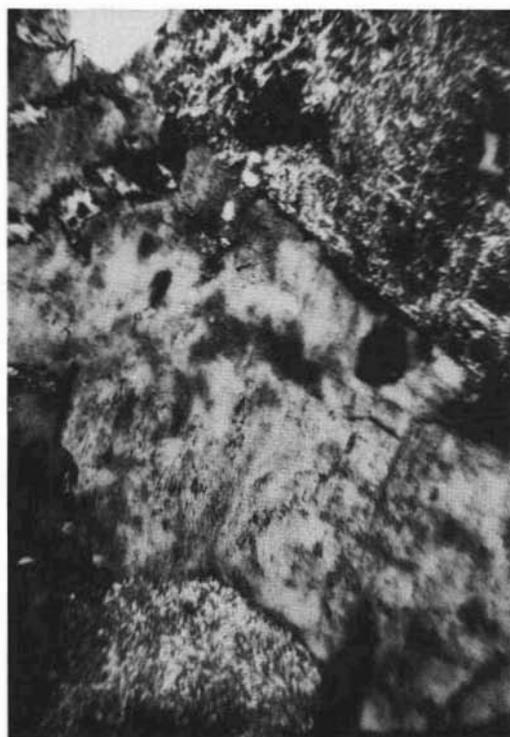


Fig. 6. — Al centro cristallo di K-feldspato, relativamente fresco, compreso tra cristalli di plagioclasio completamente alterati in sericite e minerali argillosi (Capo Malfatano), Nicols incrociati, ingr. lineari 90.

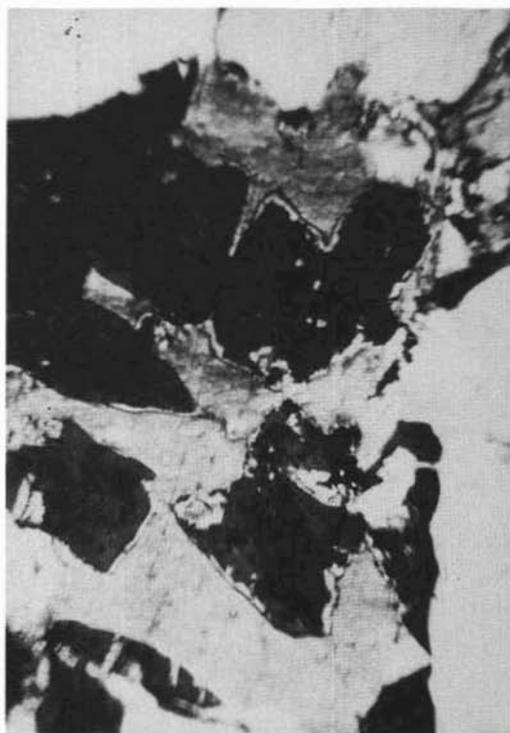


Fig. 7. — K-feldspato corrosivo e sostituito da muscovite (Perda Lada), Nicols incrociati, ingr. lineari 180.

sidi di ferro e leucoxeno. Il plagioclasio è invariabilmente intorbidato da prodotti criptocristallini di alterazione che determinano di frequente la quasi totale oblitterazione delle tracce di geminazione. Nelle zone di più intensa alterazione il plagioclasio, pur conservando i contorni originari, è interamente trasformato in un aggregato di sericite e minerali argillosi. Feldspato potassico e quarzo mostrano di norma di non essere stati coinvolti da apprezzabili processi alterativi (fig. 6). Solo là dove i fenomeni di alterazione hanno avuto particolare intensità si possono talora osservare plaghette di sericite molto minute crescere sul K-feldspato.

Le rocce incassanti le mineralizzazioni di tipo disseminato hanno invece subito processi di alterazione molto più spinti rispetto al caso precedente, talchè esse risultano radicalmente trasformate dal punto di vista mineralogico e chimico: tutti i costituenti l'originaria compagine mineralogica, con la sola esclusione del quarzo, sono stati total-

mente trasformati in muscovite. Anche gli originari motivi strutturali e tessiturali della roccia risultano completamente cancellati.

Il contenuto di quarzo appare consistentemente superiore rispetto a quello presente nella roccia originaria. La muscovite in piccole plaghe è di solito omogeneamente dispersa nell'abbondante matrice quarzosa ma può localmente dar luogo a caratteristiche concentrazioni a rosetta. Alcune plaghe di muscovite includono piccoli cristalli di zircone circondati da pallidi aloni pleocroici. Questi zirconi sono stati presumibilmente ereditati da originari cristalli di biotite avendo resistito ai processi di alterazione. Tra i minerali non metalliferi presenti nella paragenesi di alterazione, sono da ricordare fluorite, siderite e calcite.

Esiste quindi, anche per quanto riguarda il tipo di alterazione che ha interessato le rocce incassanti, una bipartizione abbastanza netta delle mineralizzazioni a molibdeno considerate.



Fig. 8. — Alla salbanda di una vena di quarzo, fascia ad intensa alterazione quarzo-muscovitica passante, verso il basso, ad un'alterazione di tipo « argillico » della roccia ospitante (Perda e' Pibera).



Fig. 9. — Stesso motivo della figura precedente (M. Unne).

È tuttavia da sottolineare che, ferma restando tale bipartizione fenomenologica, l'esame di dettaglio delle mineralizzazioni ha permesso in alcuni casi di rilevare l'esistenza di relazioni spaziali, anche complesse, tra le due tipologie di alterazione-giacitura.

Particolarmente significative al riguardo sono le situazioni esistenti a Perda Lada, Perda e' Pibera e M. Unne.

A Perda Lada, in uno stock di porfido granitico che ha intruso una massa di leucograniti a grana media, è presente in affioramento una zona dove la roccia intensamente alterata è trasformata in un aggregato quarzo-muscovitico con pirite, molibdenite e calcopirite disseminate che SALVADORI (1959) interpreta come greisen.

La zona mineralizzata, così come si presenta su una parete subverticale, è delimitata verso l'alto da una superficie convessa sottolineata da uno *sheet* pegmatitico a quarzo e feldspato potassico.

Verso il basso l'alterazione quarzo-musco-

vitica va gradualmente diminuendo in intensità. Nelle adiacenze della zona mineralizzata la biotite è totalmente sostituita da muscovite, il feldspato potassico è in parte corroso e anch'esso sostituito da mica bianca (fig. 7), il plagioclasio si dimostra relativamente stabile presentando rare lamelle sericitiche di preferenza orientate secondo i piani di geminazione (010).

Allontanandosi ancora dalla zona mineralizzata i caratteri dell'alterazione divengono simili a quelli illustrati per le rocce associate alle mineralizzazioni con giacitura in vene di quarzo, con biotite e plagioclasio in avanzato stato di alterazione e feldspato potassico sostanzialmente inalterato.

Sembrerebbe quindi di poter riconoscere a Perda Lada uno *zoning* dell'alterazione centrato su un nucleo, apparentemente cupoliforme, ad intensa alterazione quarzo-muscovitica con totale distruzione di biotite e feldspati e cancellazione dell'originaria tessitura della roccia, facente passaggio, attra-



Fig. 10. — Biotite aciculare di neoformazione lungo una frattura (M. Unne), Nicols incrociati, ingr. lineari 90.



Fig. 11. — Nido di biotite di neoformazione a struttura raggiata (M. Unne), Nicols paralleli, ingr. lineari 180.

verso una fascia di transizione in cui il plagioclasio appare stabile rispetto al feldspato potassico, ad una zona più esterna in cui il K-feldspato è stabile e i minerali maggiormente alterati sono plagioclasio e biotite.

La mineralizzazione di Perda e' Pibera, che si trova circa 2 km a NW rispetto a quella ora illustrata, è costituita da uno stockwork di vene di quarzo mineralizzate a molibdenite e pirite. Le rocce incassanti, costituite da facies leucogranitiche a grana variabile da medio-grossa a fine con struttura talora porfirica (tralasciando la parte della mineralizzazione che ha interessato la copertura metamorfica), sono alterate secondo lo schema tipico, più volte ricordato, associato a questo tipo di giacitura: completa distruzione della biotite, plagioclasio alterato a sericite e minerali argillosi, feldspato potassico e quarzo stabili. In questo caso però ai bordi delle vene di quarzo, e per spessori che possono superare di alcune volte la potenza delle vene stesse, si notano frequentemente delle fasce simmetriche, molto nette, di colore

grigiastro (fig. 8) dove l'alterazione ha caratteristiche identiche a quelle illustrate per la zona quarzo-muscovitica di Perda Lada.

Sul versante meridionale di M. Unne, in località Badde sa Figu, uno stock di microleucogranito è attraversato da vene di quarzo con molibdenite.

All'esame microscopico la roccia incassante, anche quando di aspetto relativamente fresco, risulta essere attraversata da un reticolo di sottilissime fratture riempite da quarzo e sericite. La biotite è in avanzata fase di alterazione muscovitico-cloritica, mentre la roccia mostra di avere subito una silicizzazione diffusa. Si nota infatti abbondante quarzo di neoformazione che aggredisce e corrode un po' tutti i componenti la compagine mineralogica.

Le vene di quarzo mostrano ai bordi fasce simmetriche a intensa alterazione quarzo-muscovitica, analoga a quella descritta per Perda e' Pibera (fig. 9), con la variante che in questo caso si associano a quarzo e muscovite, come minerali di neoformazione, biotite

ed apatite; fluorite è talora presente lungo fratture.

La biotite, sempre molto fresca, compare sia come riempimento di sottili fratture (fig. 10), sia in piccoli nidi, spesso a struttura raggiata (fig. 11), entro le fasce di intensa alterazione che bordano le vene. Questo tipo di biotite appare chiaramente aggredire e sostituire la muscovite.

L'apatite, talora in cristalli di notevoli dimensioni, presenta una distribuzione che sembra accompagnare quella della biotite di neoformazione.

Discussione e considerazioni conclusive

In tutto ciò che precede si è cercato di tracciare un quadro, pur schematico, dei lineamenti che per diffusione e ripetitività appaiono caratterizzare, a scala regionale, le manifestazioni a molibdeno e ciò con particolare riferimento alle fenomenologie di alterazione associate che, come verrà discusso in seguito, rivestono una fondamentale importanza sul piano dell'interpretazione genetica.

I fenomeni di alterazione idrotermale in aree mineralizzate hanno da sempre richiamato l'attenzione dei giacimentologi per la duplice ragione che lo studio dei cambiamenti chimici e mineralogici intervenuti nelle paragenesi primarie delle rocce ospitanti, se possono da un lato contribuire a comprendere l'ambiente deposizionale dei minerali metalliferi, sono suscettibili dall'altro di essere impiegati come guida alla prospezione.

Come è noto gli studi di dettaglio condotti su rocce interessate da processi di alterazione idrotermale hanno mostrato che alcuni minerali, o meglio, alcune loro associazioni sono ricorrenti e tipiche all'interno degli areali di alterazione. Questo concetto ha portato alla definizione di facies di alterazione e ad un inquadramento sistematico delle paragenesi di alterazione idrotermale (BONORINO, 1959; CREASEY, 1959; BURNHAM, 1962; HEMLEY e JONES, 1964; MEYER e HEMLEY, 1967).

In sintesi sono stati distinti quattro principali tipi di facies di alterazione: propilitica, argillica, fillica e potassica. Benchè i termini corrispondenti non siano stati adoperati nel medesimo senso da tutti gli Autori e non

risultino quindi definiti con sufficiente chiarezza, essi sono ormai di uso comune. In ciò che segue noi faremo riferimento ai termini suddetti nello stesso senso loro attribuito da LOWELL e GUILBERT (1970).

Le varie facies di alterazione sono interpretate da HEMLEY e JONES (1964) in termini di variabile e progressivo « metasomatismo di idrogeno ». Gli Autori individuano cioè nel rapporto cationi/ioni idrogeno esistente nelle soluzioni idrotermali circolanti uno dei parametri fondamentali che, insieme alla temperatura e pressione, controlla i limiti di stabilità dei feldspati e di molti altri silicati, influenzando quindi in modo determinante l'andamento dei processi di alterazione.

Come è noto un modello delle relazioni geometriche esistenti tra le varie zone di alterazione è stato proposto, per i giacimenti *porphyry-type*, da LOWELL e GUILBERT (1970) in un articolo incentrato sul giacimento di San Manuel-Kalamazoo. Questi Autori, sulla base delle osservazioni che hanno potuto condurre in condizioni di esposizione estremamente favorevoli e forse irripetibili, riconoscono a San Manuel-Kalamazoo una disposizione delle zone di alterazione secondo uno schema coassialmente simmetrico in cui si passa da un nucleo ad alterazione « potassica », attraverso una zona « fillica », ad una zona « argillica » e infine ad una « propilitica », procedendo dal centro alla periferia del giacimento.

Gli stessi Autori pervengono alla conclusione, attraverso una comparazione con le situazioni esistenti in numerosi altri giacimenti di questo tipo, che « ... several aspects of San Manuel-Kalamazoo geology suggest that it is exemplary of the porphyry copper deposit group ».

Un aspetto molto importante del lavoro di Lowell e Guilbert è senz'altro rappresentato dall'aver analizzato e inquadrato le relazioni intercorrenti tra le caratteristiche giaciture e paragenetiche delle mineralizzazioni del tipo *porphyry* e le varie facies di alterazione, delineando una sequenza in cui emerge chiaramente una marcata tendenza alla predominanza del minerale in giacitura disseminata nelle zone più interne, fillica e potassica, entro le quali è localizzata la *ore shell*, e, di contro, una predominanza della

giacitura in vene nelle zone più esterne « argillica e propilitica » dove si registra una progressiva e sempre più pronunciata influenza di un controllo strutturale sulla deposizione del minerale.

Va sottolineato tuttavia che in moltissimi *porphyry deposits*, come è noto e sotto certi aspetti ovvio, non è possibile osservare l'intera successione della zonalità e ciò sia per effetto di fattori che ne limitano lo sviluppo o le possibilità di osservazione (LOWELL e GUILBERT, *op. cit.*, pag. 404), come ad esempio avviene ad Ajo, Bisbee, Castle Dome, Cananea, Copper City, Ithaca Peak, ecc., sia per l'effettiva mancanza di un'evidente zonalità concentrica come ad esempio avviene (NIELSEN, 1976, pag. 489) per i cosiddetti *plutonic porphyry deposits* (vedasi Butte).

Ciò premesso e tenuto conto altresì che in alcuni casi sembrerebbero esistere situazioni più complesse di quanto si prevede nel modello di Lowell e Guilbert, soprattutto per quanto riguarda le relazioni geometriche tra le *alteration shells* (v. ad esempio GUSTAFSON e HUNT, 1975, per la situazione di El Salvador), il modello stesso ha in generale il conforto di molti riscontri oggettivi.

Se si sposta l'attenzione ai *Mo-porphyry deposits* (SOUTHERLAND BROWN, 1969) le complicazioni divengono però di maggiore entità e il solo punto di relativa debolezza del citato lavoro di Lowell e Guilbert, del resto avvertito dagli stessi Autori quando affermano: « ... Although typical porphyry copper deposits differ from typical molybdenum deposits in some respects... », consiste forse proprio nell'estensione « tout court » ai *Mo-porphyry deposits* dei canoni dell'alterazione ritenuti validi per i *Cu-porphyry deposits*, punto questo su cui avremo modo di ritornare più avanti.

Riprendendo ora in esame quanto in precedenza illustrato sulle caratteristiche delle mineralizzazioni a molibdeno della Sardegna, non si può non notare come la suddivisione in due classi distinte di tali mineralizzazioni, operata come si ricorderà su basi giacitureali e confortata da nette diversità inerenti sia il tipo di alterazione a queste associate, sia le paragenesi metalliche espresse, presenti stringenti analogie con segmenti diversi della

sequenza prospettata da LOWELL e GUILBERT per i giacimenti *porphyry-type*. In altre parole le mineralizzazioni del primo gruppo precedentemente descritte presentano, sia per giacitura, sia per paragenesi metallica espressa, sia per il tipo di alterazione delle *host rocks*, una piena corrispondenza con le caratteristiche che Lowell e Guilbert attribuiscono alla *argillic zone* di un *porphyry deposit*; le mineralizzazioni del secondo gruppo mostrano invece per gli stessi lineamenti caratteri analoghi alla *phyllitic zone* del modello degli stessi Autori. Se a ciò si aggiunge che almeno nel caso di Perda Lada è stato possibile accertare una transizione tra i due tipi di alterazione (fillica e argillica) e che, come detto in precedenza, tutte le manifestazioni esaminate sono strettamente associate a facies microgranulari e/o porfiriche, appare fondato interpretare le fenomenologie legate alle mineralizzazioni a molibdeno della Sardegna come espressione di processi minerogenetici di tipo *porphyry*. Tale interpretazione è del resto in linea con quanto deducibile dallo studio delle variazioni geochimiche al variare del tipo e dell'intensità dell'alterazione (GHEZZO et al., 1982).

Come in precedenza accennato, la zona di intensa alterazione quarzo-muscovitica con mineralizzazione disseminata di Perda Lada è stata interpretata come greisen (SALVADORI, 1959); ciò merita un chiarimento circa il significato che deve essere attribuito a questa particolare facies di alterazione, tenuto conto sia del significato, anche genetico, che tale termine ha specialmente nella letteratura europea, sia del fatto che il modello di alterazione cui abbiamo fatto riferimento non contempla il *greisen type*; d'altra parte la zona quarzo-muscovitica in questione presenta, come detto, caratteristiche del tutto simili alla *phyllitic zone* di Lowell e Guilbert (1970).

Questo problema, come del resto altri che affioreranno nella discussione che segue, viene specificamente trattato in altro lavoro (GUASPARRI et al., 1982 b). Riportiamo tuttavia qui di seguito alcune considerazioni di necessaria integrazione alle argomentazioni che ci hanno condotto all'interpretazione genetica sopra riferita.

Col termine greisen, vecchia espressione gergale dei minatori sassoni, si indica co-

me è noto, una roccia granitica alterata essenzialmente costituita da quarzo, mica (molto spesso un termine litifero) e variabili quantità di topazio, tormalina e fluorite (HEMLEY e MEYER, 1967; ROSE e BURT, 1979). Le indagini chimiche e diffrattometriche condotte sulla mica di Perda Lada hanno dimostrato trattarsi di muscovite 2M, e nello studio di numerose sezioni sottili della roccia in questione non sono mai stati osservati nè topazio nè tormalina; è da segnalare soltanto la presenza di una piccola quantità di fluorite in minuti cristalli dispersi nell'ambito della roccia mineralizzata.

L'interrogativo « *phyllic zone o greisen?* » potrebbe quindi dirsi risolto nel nostro caso a favore della prima interpretazione e con questo potrebbe ritenersi chiarita la questione. Tuttavia il problema che abbiamo ora sollevato non è semplicemente semantico ma è direttamente riconducibile alle perplessità in precedenza manifestate sull'opportunità di una estensione *sic et simpliciter* degli identici canoni del modello di LOWELL e GUILBERT ai *porphyry* (o *stockworks*, CLARK, 1972) *molybdenum deposits*, ed è soprattutto legato al fatto che il tipo di alterazione presente nelle rocce granitiche mineralizzate ha finito per costituire, in Europa, un criterio classificativo con implicazioni genetiche (v. ad esempio SHCHERBA, 1970) introducendo motivi di ambiguità del tipo di quella che stiamo ora cercando di dirimere.

In generale i caratteri dell'alterazione idrotermale associata ai *Mo-porphyry deposits* mostrano spesso alcune significative peculiarità quando confrontati con quelli relativi ai *Cu-porphyry deposits* e ai *Cu-Mo-porphyry deposits*, peculiarità concernenti, come viene di seguito esemplificato, una maggiore variabilità delle paragenesi di alterazione e delle loro successioni.

La situazione esistente nei *Mo-porphyry deposits* del continente nordamericano, da cui proviene la quasi totalità della produzione di molibdeno del mondo occidentale, rivela come i fenomeni di greisenizzazione, silicizzazione e sviluppo di facies pegmatitiche (« pegmatizzazione » di HOLLISTER et al., 1974) siano elementi di grande rilievo nello schema di alterazione di questi giacimenti. La successione delle zone di alterazione del giacimento di Henderson secondo le descri-

zioni di MCKENZIE (1970) e WHITE e MCKENZIE (1973) è, dall'alto verso il basso, la seguente: *a*) zona argillica, *b*) zona a sericite-quarzo-pirite, *c*) zona a quarzo-topazio, *d*) zona di intensa silicizzazione, *e*) zona a K-feldspato e biotite, *f*) greisen.

Secondo MCKENZIE (1970) il giacimento di Urad presenta una notevole irregolarità nella distribuzione dei fenomeni di alterazione; per lo stesso Autore se ne possono tuttavia distinguere quattro tipi: *a*) a K-feldspato, *b*) ad intensa silicizzazione, *c*) a quarzo-topazio, *d*) a sericite-quarzo-pirite.

Intensa silicizzazione (« *high silica zone* »), sviluppo diffuso di *pegmatitic pods*, abbondante formazione di K-feldspato secondario, zone a quarzo-sericite-pirite ± topazio e fluorite, sono i caratteri principali dell'alterazione a Climax (WALLACE et al., 1968).

HOLLISTER et al. (1974), descrivendo i *Mo-porphyry deposits* degli Appalachi riferiscono che « ... greisenization of the host rocks is the common type of alteration accompanying metals in the porphyry-molybdenum deposits... » e ancora: « ... the greisen may occur in the same relative position to the argillic and potassic zone that the phyllic zone occupies in porphyry copper deposits ».

I fatti sopra illustrati ci sembra chiariscano già sufficientemente come alcuni importanti caratteri dell'alterazione nei *Mo-porphyry deposits* porterebbero a giustificare una distinzione all'interno dei *porphyry type deposits*. D'altra parte l'esistenza di caratteristiche gradazionali anche nei giacimenti del tipo *Mo-porphyry* suggerisce (come affermano LOWELL e GUILBERT con i quali totalmente concordiamo) un'origine legata a meccanismi genetici comuni per l'intera classe dei *porphyry type deposits*.

Siamo dell'opinione (GUASPARRI et al., 1982 b; GUASPARRI et al., 1981, questo volume) che le differenze sopra discusse possono semplicemente trovare spiegazione nelle diverse situazioni petrologiche e geotutturali in cui identici meccanismi minerogenetici si esplicano.

Una differenza sostanziale tra i due poli dei *porphyry type deposits* esiste per esempio per quanto concerne il tipo di roccia intrusiva cui sono rispettivamente associati. Nei giacimenti del tipo *Cu-porphyry* i chi-

mismi in gioco coprono l'arco che va da composizioni dioritiche a composizioni quarzo-monzonitiche. La grande maggioranza dei *Mo-porphry deposits* è invece associata a rocce ipersiliciche e in particolare a rocce di composizione prossima ai *minimum melts* secondo la definizione di WHITE e CHAPPEL (1977). Questo fatto ha necessariamente conseguenze di rilievo se si pensa (HEMLEY e JONES, 1964) che uno dei parametri significativi nel controllo dell'evoluzione dei processi di alterazione idrotermale è rappresentato dalla composizione chimico-mineralogica della roccia interessata; ciò non può non incidere sulla composizione dei fluidi circolanti influenzando quindi gli equilibri.

In conclusione siamo dell'opinione che le fenomenologie legate all'evoluzione di un *porphyry system* possono tra loro mostrare differenze, anche marcate, nello schema di alterazione-mineralizzazione soprattutto in funzione del contesto magmatologico in cui esso si manifesta, ferma restando però l'unitarietà di fondo del processo genetico. Pertanto, più in generale, non ci appaiono giustificate (GUASPARRI et al., 1981-1982 b) distinzioni classificative all'interno delle mi-

neralizzazioni legate alle rocce granitoidi, distinzioni che, pur basate su criteri descrittivi oggettivi, sottintendono di fatto processi genetici diversi, come chiaramente emerge, ad esempio, da una lettura comparata dei lavori di SHCHERBA (1970) e LOWELL e GUILBERT (1970).

Resta infine da sottolineare che quanto emerso da questo studio ha immediati riflessi sui criteri da adottare per la prospezione e per la stima della economicità di coltivazione delle mineralizzazioni a molibdeno in Sardegna. Ci riferiamo in particolare alla stretta associazione tra mineralizzazioni e intrusioni leucogranitiche e all'interpretazione genetica prospettata.

Mentre il primo fatto porta a circoscrivere la ricerca alle aree di affioramento dei suddetti litotipi granitici, l'interpretazione genetica suggerisce l'adozione di adeguati criteri di prospezione all'interno di tali aree, nonché un'ottica di valutazione dell'economicità di coltivazione che tenga ben presente che si tratta di mineralizzazioni a basso tenore.

Lavoro eseguito con i contributi C.N.R., contratti n. 8001003-8101919.

BIBLIOGRAFIA

- BACCOS F. (1968) - Osservazioni geologico-minerarie sul giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori (Sardegna Sud Orientale). Res. Ass. Min. Sarda, v. 72 (VI), pp. 5-66.
- BONORINO F.G. (1959) - Hydrothermal alteration in the Front Range mineral belt. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, pp. 53-90.
- BRALIA A., GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1981) - Alcuni aspetti genetici del batolite sardo-corso. Questo volume.
- BURNHAM C.W. (1962) - Facies and types of hydrothermal alteration. Econ. Geol., v. 57, pp. 768-784.
- CABOI R., CONDRÒ A., MASSOLI-NOVELLI R. (1970) - La mineralizzazione a molibdenite di Monte S'Abbagana. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari, v. 40 (III-IV), pp. 171-424.
- CABOI R., MASSOLI-NOVELLI R., SANNA G. (1978) - La mineralizzazione a molibdenite di P.ta Su Seinnargiu. Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 34 (I), pp. 167-186.
- CLARK K.F. (1972) - Stockwork Molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America. Econ. Geol., v. 67, pp. 731-758.
- CREASEY S.C. (1959) - Some phase relations in hydrothermally altered rock at porphyry copper deposits. Econ. Geol., v. 54, pp. 354-373.
- DEL MORO A., DI SIMPLICIO P., GHEZZO C., GUASPARRI G., RITA F., SABATINI G. (1975) - Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith. N. Jb. Miner. Abh., v. 126, pp. 28-44.
- DERIU M., ZERBI M. (1965) - Notizie preliminari sul rilevamento geopetrografico e sulle ambientazioni petrogenetiche relative al giacimento di Molibdenite di M.te Mannu (Oschiri). Symp. Probl. Geomin. Sardegna, Cagliari, pp. 381-393.
- DESSAU G. (1956) - Cenni sul giacimento di tungsteno e molibdeno di Perda Majori. Boll. Soc. Geol. It., v. 75, pp. 239-250.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RIGGI C.A., RITA F., SABATINI G. (1974) - Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna. Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 30 (II), pp. 979-1068.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1972) - Lineamenti geopetrologici del cristallino sardo. Le

- plutoniti e la loro successione negli eventi intrusivi. *Miner. Petr. Acta*, v. 18, pp. 205-234.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G. (1982) - *Recognition of Hercynian porphyry-type molybdenum deposits in Sardinian batholith*. In stampa.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G. (1981) - *Considerazioni sul magmatismo intrusivo ercinico e le connesse mineralizzazioni in Sardegna*. Questo volume.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G. (1982 a) - *Leucogranites of Sardinian batholith: petrologic aspects relevant to metallogenesis*. In stampa.
- GUASPARRI G., RICCOBONO F., SABATINI G. (1982 b) - *Some thoughts on « younger granites » and associated ore deposits*. In preparazione.
- GUSTAFSON L.B., HUNT J.P. (1975) - *The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile*. *Econ. Geol.*, v. 70, pp. 857-912.
- HEMLEY J.J., JONES W.R. (1964) - *Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism*. *Econ. Geol.*, v. 59, pp. 538-569.
- HOLLISTER V.F., POTTER R.R., BARKER A.L. (1974) - *Porphyry-Type Deposits of the Appalachian Orogen*. *Econ. Geol.*, v. 69, pp. 618-630.
- JERVIS G. (1873) - *I tesori sotterranei dell'Italia*. Vol. 2.
- LOVISATO D. (1886) - *Contributo alla mineralogia sarda*. *Rend. Acc. Lincei*, v. 2 (I), pp. 254-259.
- LOWELL J.D., GUILBERT J.M. (1970) - *Lateral and Vertical Alteration-Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits*. *Econ. Geol.*, v. 65, pp. 373-408.
- MAC KENZIE W.B. (1970) - *Hydrothermal alteration associated with the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek County, Colorado*. Tesi di dottorato non pubblicata. Università del Michigan, pp. 208.
- MARTELLI A. (1922) - *Ricerche di minerali di molibdeno e tungsteno in Sardegna*. *Rend. Lav. Uff. Inv. Scop.*, I, Roma.
- MEYER C., HEMLEY J. (1967) - *Wall rock alteration, in Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Barnes, H.L. (Ed.), New York, Holt, Rinehart and Winston, Inc., pp. 166-235.
- NIELSEN R.L. (1976) - *Recent developments in the study of porphyry copper geology - A Review*. In: *Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera*, Sutherland Brown A. (Ed.), CIM Special Volume n. 15, pp. 487-500.
- ROSE A.W., BURT D.M. (1979) - *Hydrothermal alteration*. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., Barnes H.L. (Ed.), New York, Wiley Interscience, pp. 173-235.
- SALVADORI I. (1959) - *Segnalazione di una manifestazione a molibdenite nella zona di Villacidro*. *Res. Ass. Min. Sarda*, v. 63 (V-VI), pp. 5-27.
- SHCHERBA G.N. (1970) - *Greisens*. *Intern. Geology Rev.*, v. 12, pp. 114-150 e 239-259.
- SOTGIU T. (1921) - *Alcune osservazioni sui minerali di molibdeno della Sardegna*. *Rass. Min. Met. Chim.*, v. 55 (II).
- SUTHERLAND BROWN A. (1969) - *Mineralization in British Columbia and the copper and molybdenum deposits*. *Canadian Mining Metall. Bull.*, v. 62, pp. 26-40.
- TRAVERSO G.B. (1898) - *Sarrabus e i suoi minerali*. Alba.
- VENERANDI I. (1968) - *Il giacimento a molibdenite e wolframite di Perda Majori*. *Ist. Lombardo (Rend. Sc.)*, A102, pp. 678-716.
- WALLACE S.R., MUNCASTER N.K., JONSON D.C., MAC KENZIE W.B., BOOKSTROM A.A., SURFACE V.E. (1968) - *Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado*. In: *Ore Deposits in the United States 1933-1967* (Graton-Sales Vol.), Ridge J.D. (Ed.), New York, Am. Inst. Mining Metall. Petroleum Engineers, pp. 605-640.
- WHITE A.J.R., CHAPPEL B.W. (1977) - *Ultramorphism and granitoid genesis*. In: *Experimental Petrology Related to Extreme Metamorphism*, Green D.H. (Ed.), Tectonophysics, v. 43, pp. 7-22.
- WHITE W.H., MAC KENZIE W.B. (1973) - *Hydrothermal alteration associated with the Henderson molybdenite deposit*. *Econ. Geol.*, v. 68, p. 142.