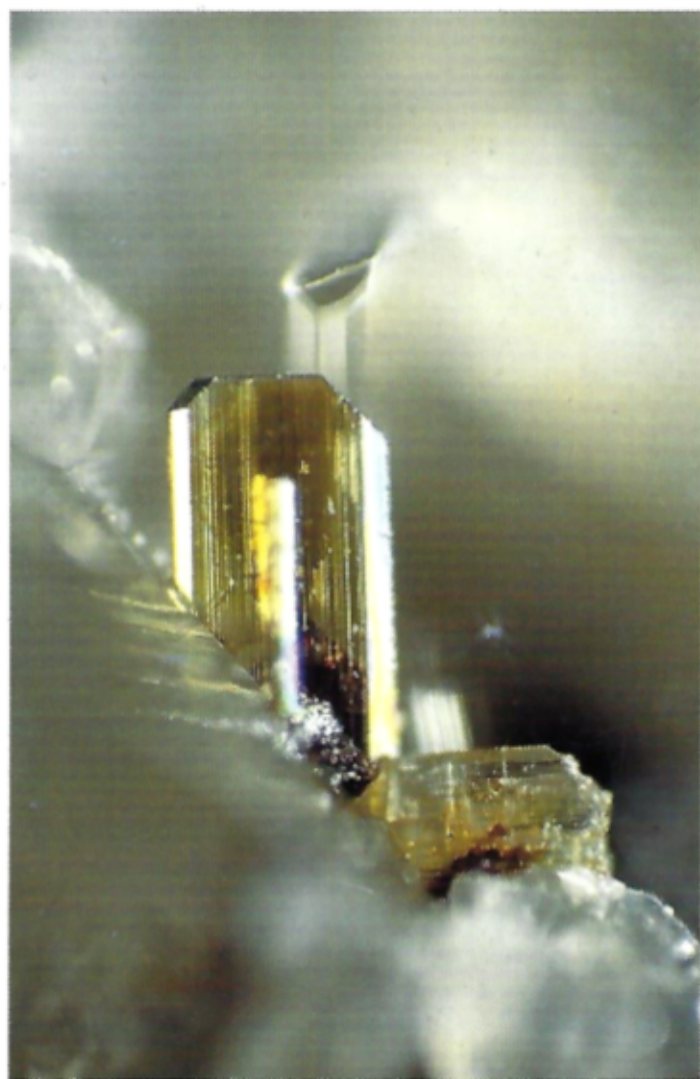




IL CERCAPIETRE

NOTIZIARIO DEL

GRUPPO MINERALOGICO ROMANO



IL CERCAPIETRE

NOTIZIARIO DEL

GRUPPO MINERALOGICO ROMANO



N. 23 GENNAIO - DICEMBRE 1997

IL CERCAPIETRE

Notiziario del G.M.R.

N° 23

Edizione fuori commercio

SOMMARIO

Ci ha lasciato un amico (G.M.R.)	Pag. 3
Considerazioni sulla Monticellite dei Colli Albani (di P. M. Ruali)	» 5
La Scheelite nel complesso Vicano (di L. Carloni, S. Fiori, R. Pucci)	» 10
Minerali in vetrina: Glauconite (di P. M. Ruali)	» 13
Quanti «per»? (di R. Pucci)	» 17
Nuovi ritrovamenti nel complesso vulcanico dei Colli Albani	
Vicanite; spinello nobile (di S. Fiori, R. Pucci)	» 21
Il Raibliano alpino (di P. M. Ruali)	» 25
I giacimenti della Cordigliera Centrale Andina (di P. M. Ruali)	» 30

Comitato di Redazione

G. CASTAGNETTA - P. M. RUALI - N. BENVEGNÙ - V. NASTI

Stampa da:

Tipografia della Pace - Via degli Acquasparta, 25 - 00186 Roma

Foto di Copertina

Baddeleyite. M.te Cavalluccio, Campagnano X=1 mm.

Coll. e foto R. Pucci.

CI HA LASCIATO UN AMICO

È con grandissimo dolore che comunichiamo ai nostri amici e lettori la prematura scomparsa di PAOLO MARIA RUALI (1934-1997). L'occasione ci consente, nel motivare questo grande dolore, di sottolineare con grande ammirazione e rispetto il contributo che l'amico Paolo ha fornito nell'ambito del Gruppo Mineralogico Romano e della Federazione Europea di Mineralogia e di Paleontologia.

La pluriennale attività svolta nel settore della ricerca, della didattica e della pubblicistica divulgativa mineralogica è stata sempre oggetto di apprezzamento da parte di esponenti del mondo accademico e di tutti i Soci ed amici del G.M.R.

Dotato di innata modestia e semplicità, non ha mai fatto pesare il suo ampio patrimonio scientifico-culturale ma, al contrario, si è sempre distinto per la sua squisita disponibilità e cortesia.

A riconoscimento delle sue benemerite nel campo della mineralogia, ha rivestito via via svariate cariche, fra le quali; Presidente Onorario per l'Italia della Federazione Europea dei Gruppi Mineralogici e Paleontologici, Socio Onorario del Gruppo Modenese di Scienze Naturali, Presidente Vitalizio della Gea Roma Associazione Naturalistica Mineralogica Romana.

Nell'ambito specifico del Gruppo Mineralogico Romano è stato, nella quasi trentennale attività, Socio Fondatore, Socio Sostenitore, Responsabile della Didattica, Segretario, Tesoriere, Presi-

dente ed, infine, eletto all'unanimità, in virtù delle sue benemerite, Presidente Onorario.

È con commozione che ricordiamo i numerosi momenti della vita di Paolo ai quali siamo stati testimoni: la sua cortese e generosa ospitalità dimostrata nelle riunioni del Consiglio Direttivo del G.M.R. svoltesi nella sua abitazione nei primi anni di attività del G.M.R., la sua matura e riflessiva collaborazione durante le mostre annuali, la sua fattiva e determinante opera di classificazione e di riordino della collezione mineralogica e petrografica del Museo del Collegio Nazareno.

Ma ci piace anche ricordare Paolo come l'allegro, sia pure misurato, compagno di tante gite, riunioni, discussioni, nobilitate dalla sua presenza delicata e cortese, mai saccente o arrogante.

La sua ultima fatica, pur già provato dalla malattia, lo ha visto come brillante



Paolo Ruali (destra), premia un espositore durante una mostra del G.M.R.

relatore della conferenza sulla collezione di marmi antichi del Museo del Collegio Nazareno svolta in occasione della Settimana della cultura scientifica e tecnologica di marzo scorso, dove la sua appassionata dedizione al Gruppo e la sua forza di volontà hanno potuto consentirgli di svolgere tale impegnativa incombenza, riuscendo, come del resto in ogni altra simile occasione, a riscuotere il vivo interesse dei presenti.

Per ricordare l'amico Paolo il Consiglio Direttivo del G.M.R. ha deciso di istituire il Premio Paolo M. Ruali, che

sarà assegnato ad un espositore della Mostra annuale che si sarà distinto per la rarità e l'importanza dei campioni esposti.

Un amico ci ha lasciato, ma lui ha lasciato a noi tutti un patrimonio culturale che consentirà al Gruppo Mineralogico Romano di continuare a svolgere l'attività di divulgazione mineralogica con particolare attenzione ai giovani, così come nelle intenzioni e nel lavoro di Paolo Ruali, e in conformità allo spirito dei principi sui quali si fonda il Gruppo.

Il Gruppo Mineralogico Romano



CONSIDERAZIONI SULLA MONTICELLITE DEI COLLI ALBANI

di Paolo Maria Ruali

I vulcanologi moderni concordano nel ritenere che dopo il 1630 le effusioni laviche del Complesso vulcanico Somma-Vesuvio si modificarono chimicamente in leucititi trachitiche con paste quindi ancor acide, ma certamente più fluide.

L'eruzione del 1631 segna dunque per questo Complesso una tappa di nuova e continua evoluzione dei magmi, tale che — se non si può accogliere la tesi del Rittmann e del Daly riguardo l'assimilazione di rocce carbonatiche, con formazione di leucite e di un pirosseno calcico a spese della molecola ortosica — rimane ancora uno dei tanti problemi irrisolti della Geologia italiana.

Fatto si è che il magma, indubbiamente anatectico sin dal 79 d.C. (eruzione pliniana) almeno fino al 1630, si è sistematicamente sinterizzato e desilicizzato.

Una delle effusioni importanti per l'argomento in oggetto, è quella del 1822, studiata dall'Abate Teodoro Monticelli.

Eruzione parossistica terminale, con lanci di scorie e di brandelli di lava, infine — sembra — con una effusione moderatamente e progressivamente colata verso Ottajano (Ottaviano).

Purtroppo la sua descrizione è tanto terminologicamente lontana e diversa da quella degli Autori successivi e le rocce, per di più, di cui parla il Monticelli interamente sepolte dalle effusioni successive, che in seguito non si è riusciti a

stabilire a pieno ed in concreto una giusta sequenza dei fenomeni.

Non è stato, così, possibile dare risalto a questa eruzione la quale, tuttavia, benché rimasta sempre poco conosciuta, concluse un ulteriore ciclo modificativo delle rocce ignee.

Nella Sua descrizione, l'Autore pose peraltro maggiore impegno nella descrizione dei minerali rinvenuti nei prodotti vulcanici, utilizzando il metodo, in uso al suo tempo, delle analisi per reazione agli acidi e per confronto.

Merita, nonostante ciò, l'aver posto l'accento, per primo, sul rapporto che sussiste, nelle rocce — almeno vesuviane — tra l'ossido di magnesio ed i minerali olivinici. Meglio esaminando i quali e sempre per confronto si rese certo di avere scoperto un minerale nuovo, cui diede il nome di MONTICELLITE.

Per quanto riguarda i termini estremi della serie della Olivina, cioè *Forsterite* ($Mg_2 SiO_4$) e *Fayalite* ($Fe_2 SiO_4$) C.L. GARAVELLI (1982, *Op. cit.*) rileva essere frequenti, in natura, minerali la cui composizione varia con continuità tra le due formule citate, nel senso che il rapporto in atomi Mg:Fe può risultare espresso da un numero razionale qualsiasi.

Se, in luogo degli atomi metallici, separatamente presi, si considera la loro somma, i rapporti atomici tornano ad essere espressi da numeri interi: $(Mg+Fe): Si = 2$; $O: (Mg+Fe) = 2$.

Concludeva osservando che la situazione è quella di una disposizione strutturale di atomi in cui le posizioni riservate a quelli metallici (Mg ed Fe) possono indifferentemente venire occupate, o da uno solo di essi, o da una loro miscela, in qualsiasi proporzione. Si tratta

in tali casi di un sistema omogeneo di soluzioni solide, frequentissime nel mondo mineralogico.

Queste soluzioni sottostanno, neppure molto di rado, a fenomeni di vicarianza in quanto, a volte, la miscibilità tra ioni è parziale, mentre più o meno, minute quantità di altri elementi a raggio atomico simile possono sostituire parte dell'uno o dell'altro insieme di atomi metallici.

Il Calcio infatti può essere presente sia in minima che in sovrabbondante quantità. Ne son prova diopsidi, hedenbergiti, etc.

La Monticellite, riconosciuta essere un nesosilicato doppio di Calcio e Magnesio (CaMgSiO_4), può tendere verso termini fayalitici, quando parte del magnesio può essere sostituita dal ferro, oppure tendere verso termini rodonitici, quando una rilevante quantità di magnesio è sostituita dal manganese.

Nello studio chimico-petrografico, mineralogico e stratigrafico dei prodotti delle varie eruzioni vesuviane, P. DI GIROLAMO (1963, *Op. cit.*) riaffronta la modesta osservazione del Monticelli anche sulla base di studi di E. NARICI (1932, *Op. cit.*) affermando che principalmente nei prodotti più antichi, il minerale femico caratteristico del Somma-Vesuvio è un pirosseno augitico nel quale il rapporto ponderale $\text{MgO}:\text{CaO}$ è di 1:2.

Allorquando la roccia contiene un valore di MgO maggiore di quello del rapporto 1:2, significa che accanto al pirosseno è presente anche tutta la gamma di miscibilità dei prodotti olivinici.

Minerali, questi ultimi, presenti anche quando il rapporto degli ossidi ($\text{MgO}:\text{CaO}$) è di poco inferiore a 0,5 purché

l'allumina (Al_2O_3) della roccia sia in eccesso su quella teorica.

Tutte le Ottavianiti e gran parte delle similari ignee successive, contengono prodotti olivinici ed olivina, spesso con Calcio evidente, in quantità davvero rilevante, per cui è dimostrata senza ombra di dubbio la interconnessione: in numerose di esse, ben la metà del magnesio presente è legata ai minerali olivinici.

Queste rocce sono citate dal Di Girolamo per l'alto tenore di SiO_2 benché siano molto più basiche di quelle antiche; esse sono poi più ricche di MgO e più povere di allumina ed alcali totali.

Nel 1832 si individuò Monticellite nei calcari metamorfosati per contatto, in Val di Fassa, nel gruppo dei Monzoni e in tempi più recenti a Magnet Cove, nell'Arkansas, nelle rocce di disgregazione da basalti legati ai noti giacimenti titaniferi pegmatitico-pneumatolitici a rutilo, anatasio e brookite. Poi, a Crestmore in California, in rocce analizzate da R.S. MOEHLMAN e da F.A. GONYER (1934).

Prima della sua riscoperta nel Lazio, se ne trovò infine in località Nijniaia Tunguska ed a Severnyi, nella penisola russa di Kola, ove si riscontrò in rocce eruttive filoniano-lamprofiriche piuttosto antiche, forse ipoabissali (1957).

Di abito per lo più isodiametrico, di colore assente o bianco, fino — nei termini più freschi — a grigio, giallo e verdolino, questo minerale ricorre anche in skarn e marmi generatisi per metasomatismo siliceo e per termometamorfismo di rocce carbonatiche e specialmente dolomitiche, con impurezza di silice.

Potrebbe essere molto probabile, anche da quanto già accennato una sua ge-

$n_z =$ da 1,652 a 1,674	— estinzione retta
$n_y =$ » 1,646 » 1,664	— birifrangenza media
$n_x =$ » 1,641 » 1,654	— segno ottico negativo
	— sfaldatura imperfetta

Tabella 1

nesi come prodotto di trasformazione della olivina.

L'analisi al microscopio dei campioni provenienti dalle citate località, rivela individui per lo più granulari, incolori al solo polarizzatore, con o senza tracce di irregolare sfaldatura su (010), rilievo medio o anche accentuato e relativi indici di rifrazione superiori a quelli del balsamo o della collolite (Tab. 1) (U. ZEZZA, 1976, *Op. cit.*):

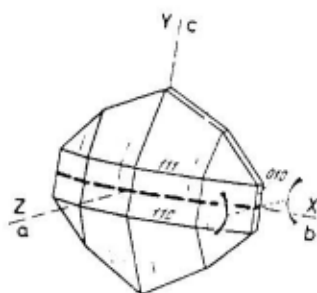


Fig. 1 - Abito cristallino del M. Somma.

Per quanto riguarda la Monticellite vesuviana, il minerale trovavasi in paragenesi con mica, augite, vesuvianite, cuspidina e forsterite. Ne è stata ritrovata intorno al 1980 dal Gruppo Campano, nelle geodine dei blocchi calcarei metamorfosati, in piccoli cristalli (massimo 3 centimetri) con faccettine poco splendenti. L'analisi ufficiale di questo minerale è quella di BROOKE ed è del 1831.

È stata registrata tra le specie mineralogiche solo nel 1936.

I vulcani laziali sono famosi forse quanto il monte Somma-Vesuvio per la varietà di prodotti vulcanici e la rarità dei minerali che vi si possono rinvenire.

In seguito allo svilupparsi delle ricerche sul terreno, soprattutto da parte di collezionisti di minerali e di rocce, nel 1975 si rinvenne nel peperino affiorante sulla Via Appia, ad un chilometro appena dall'abitato di Albano, un proietto che presentava, in una piccola geode, distinti cristalli trasparenti, incolori ed a lucentezza vitrea, un poco allungati secondo l'asse (001) ed appiattiti sulle facce del pinacoide (010), di dimensioni non superiori ai quattro millimetri nella direzione di allungamento. (Vedi fig. 2).

La paragenesi del minerale, nel medesimo proietto, raccolto dall'allora Socio del Gruppo Mineralogico Romano signor LUCIANO LIOTTI e donato, per l'analisi, al Prof. P. ORLANDI dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pisa, era costituita da melilite, biotite, calcite e venule e patine di thaumasite.

Con il metodo della doppia variazione, gli indici di rifrazione della Monticellite di Albano sono risultati i seguenti:

$$n_z = 1,641$$

$$n_y = 1,646$$

$$n_x = 1,652$$

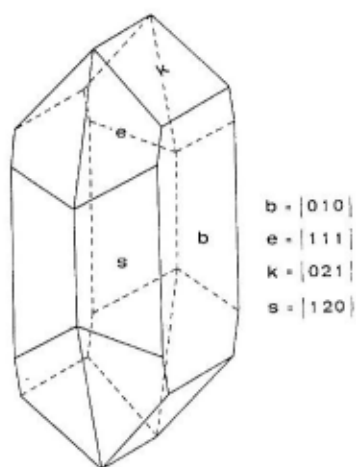


Fig. 2 - Abito cristallino dei Colli Albani.

Su circa 200 mg di minerale assolutamente privo di impurezze, è stata eseguita un'analisi chimica quantitativa. Gli elementi trovati e dosati sono stati Ca, Mg, Na, Fe ed Si.

I primi tre furono determinati mediante spettrometria di assorbimento atomico, portando in soluzione il minerale polverizzato, con attacco cloridrico; il Ferro ed il Silicio sono stati determinati in fluorescenza X, con il metodo proposto da L. LEONI e M. SAIITA (1974).

L'analisi riportata nella tabella 2, mo-

stra che il minerale è molto simile al termine estremo CaMgSiO_4 (benché con presenza di Sodio), analogamente alla Monticellite di Crestmore e di Maget Cove.

Riguardo alla presenza in traccia del Sodio (Na) nel campione di Albano, meno evidente negli altri campioni di provenienza citata, si deve rilevare che i prodotti vulcanici della provincia comagmatica romana (secondo la classificazione di Washington) pur essendo relativi ad una delle aree più caratteristiche del vulcanismo potassico, presentano un chimismo sodico rilevante, confermato, se non altro, dalla paragenesi stessa con Melilite, per il proietto in esame. Elementi che, nella formula chimica mostrano quella interdipendenza con il magnesio, rilevata dal Garavelli per il chimismo generale del Complesso Tuscolano-Artemisio.

Qualcuno a questo punto potrà dire che si ripetono sempre le medesime notizie: faccio rispettosamente osservare che, a quanto mi risulta, nei testi mineralogici afferenti la Nostra Regione, questa specie è stata ingiustamente dimenticata.

È pertanto indispensabile che il Collezionista ricercatore, ora finalmente

SiO ₂	37,58 %	Rapp.	At.co	Si	1,00
FeO	4,95 %	»	»	Fe	0,11
MgO	22,51 %	»	»	Mg	0,89
CaO	35,00 %	»	»	Ca	1,00
Na ₂ O	0,11 %	»	»	O	4,00

Tabella 2

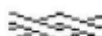
edotto, registri nell'elenco dei Minerali del Lazio anche la specie omessa che deve, invece, avervi il suo giusto posto; ciò anche perché, spesso calcando i vari luoghi di ricerca e di ameno svago mineralogico, possa trovare anch'Egli bellissimi campioni di Monticellite.

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- BULLARD F.M., *I vulcani della Terra*, Ed. Newton Compton, Roma 1978.
- CARATI M., *Guida alla Mineralogia Vesuviana*, Guide Calderini, Bologna 1982.
- DI GIROLAMO P., *Le serie piroclastiche delle eruzioni vesuviane*, in «Annali dell'Osservatorio Vesuviano», VI^a serie, Vol. V^o, Napoli 1963.
- RITTMANN A., *I vulcani e la loro attività*, Ed. Cappelli, Rocca San Casciano 1967.
- NARICI E., *Contributo alla petrografia chimica della provincia magmatica della Campania e del*

Monte Vulture, in «Zeits f. - Vulk.», XIV, Berlino 1932.

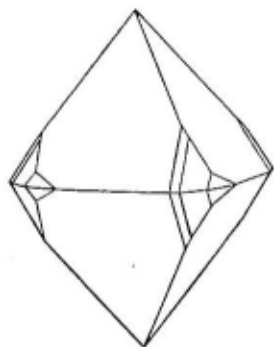
- D'AMICO et alii, *Magmatismo e Metamorfismo*, Ed. UTET, Torino 1987.
- GARAVELLI C.L., *Concetti generali relativi alla genesi dei minerali laziali*, in: *I minerali del Lazio* di F.S. STOPPANI ed E. CURTI, Ed.le Olimpia, Firenze 1982. (Non vi è alcun accenno alla Monticellite del Lazio).
- GRILL E., *Minerali Industriali e minerali delle Rocce*, Ed. Hoepli, Roma-Milano 1960.
- ZEZZA U., *Petrografia Mineralogica*, Ed. La Goliardica Pavese, Università di Pavia, 1976.
- RIGAULT G., *Introduzione alla Cristallografia*, Libr. Ed.ce Univ. Levrotto & Bella, Torino 1973.
- GOTTARDI G., *I Minerali*, Ed. Boringhieri, Torino 1972.
- ORLANDI P., *La Monticellite di Albano*, in «Periodico di Mineralogia», Anno 44^o, 1975, Fasc. 1, pp. 145-149.
- MOEHLMAN R.S. e GONYER F.A., *Monticellite from Crestmore, California*, in «Am. Min.», 19, pp. 474-476.



LA SCHEELITE NEL COMPLESSO VICANO

di Livio Carloni, Salvatore Fiori,
Roberto Pucci

La Scheelite (CaWO_4 ; Wolframato di Calcio) è un minerale che si presenta in cristalli bipiramidali tetragonali, a volte con una combinazione abbastanza ricca di facce, ma anche tabulari o in piccoli raggruppamenti. Il suo colore varia dal giallo più o meno carico al verdastro o grigio rossastro, di aspetto traslucido o trasparente con lucentezza vitrea passante ad adamantina. Risulta decisamente fluorescente ai raggi ultravioletti di lunghezza d'onda corta con emissione di luce azzurro chiaro.



Cristallo tipico di Scheelite.

Il minerale trova il suo ambiente di formazione nei filoni pegmatitici e idrotermali di alta temperatura; in fessure alpine e in rocce metamorfiche di medio grado.

I migliori campioni da collezione di questo minerale provengono da diverse parti del mondo (Giappone, Birmania,

Bolivia, USA e Austria) con cristalli di dimensioni anche superiori ai quindici centimetri. In Italia sono famosi i cristalli che provengono da Traversella, dalla Val di Fiemme, dalla Valsugana ed in Sardegna da varie località del Sarraus e del Gerrei.

La Scheelite viene estratta industrialmente come importante minerale del Tungsteno.

Dopo aver parlato di campioni con cristalli da misurare con il righello torniamo al nostro piccolo, anzi, piccolissimo, cioè come al solito alle dimensioni cui ormai ci ha abituati la mineralogia laziale. La Scheelite è stata ritrovata in un proietto sanidinitico nei pressi di Capranica (nel complesso vulcanico vicano) verso la fine del mese di febbraio del '97).

Il proietto, di dimensioni notevoli (circa 60x40x40 cm) era costituito dal solito ammasso di cristalli di K-feldspato di dimensioni macroscopiche con struttura di tipo «pegmatitico». L'intreccio dei cristalli lasciava diversi vuoti apprezzabili ad occhio nudo; la colorazione generale si presentava grigiastra per la presenza di minerali femici; piuttosto modesta e limitata ad alcune zone la caratteristica presenza di patine bruno rossastre spesso presenti nei proietti sanidinitici rinvenibili nell'area vicana.

Già ad occhio nudo o con una lente da pochi ingrandimenti il proietto si preannunciava abbastanza ricco di specie minerali; l'esame microscopico confermava la prima impressione.

I minerali presenti negli intestizi tra i cristalli di Sanidino erano:

— Magnetite in bei cristalli singoli o geminati particolarmente lucenti;

- Pirosseno augitico;
- Mica biotite spesso ricoperta da una patina verdastra;
- Titanite quasi mai cristallizzata perfettamente;
- Danburite che, nei caratteristici aggregati a covone, talvolta riempiva completamente gli interstizi tra i cristalli di Sanidino, con il risultato che difficilmente se ne potevano trarre buoni campioni;

- Vonsenite;
- Quarzo che talvolta inglobava cristalli di Vonsenite;

Si rinvenivano con frequenza minore:

- Th-Hellandite sempre in aggregati a ventaglio o sub-paralleli, spesso con tracce di alterazione;

- Zircone sempre ialino;

- Apatite ialina, spesso con il prisma adagiato sui cristalli di Sanidino, quasi sempre malformata;

- Thorite in cristalli freschi, talvolta di eccezionale trasparenza e di dimensioni (relativamente) ragguardevoli;

- Stillwellite che non citiamo per ultima perché più rara, ma per darle, nella descrizione uno spazio maggiore. La Stillwellite si presentava infatti non solo con una frequenza mai riscontrata prima in altri proietti (in una sola cavità di circa tre millimetri si contavano sette cristallini più o meno ben formati) ma soprattutto con cristalli di dimensioni fino a 1,2 mm, con forme più varie, da tozze a prismatiche fino quasi ad aciculari; talvolta cristalli sottili erano impiantati su cristalli più tozzi della stessa specie, in belle associazioni con Apatite, Zircone, Thorite e Magnetite. In taluni cristalli la trasparenza era perfetta.

Proprio nella ricerca di cristalli di



Scheelite. Capranica, X = 0,35 mm.
Coll. e foto S. Fiori.

Stillwellite che con la Thorite sembrava essere la specie di maggior interesse, ci si imbatteva in rarissimi piccolissimi cristalli di colore giallo mielato chiaro, piuttosto lucenti, di aspetto vitreo, bipyramidali, apparentemente tetragonali. L'incertezza consigliava il ricorso ad analisi.

L'analisi dello spettro ai raggi X effettuato tramite camera Gandolfi identificava il minerale come Scheelite.

Questo risultato conferma la presenza della Scheelite nel Lazio, infatti ci risulta¹ che tale minerale era già stato identificato in granuli informi, ritrovati da F.S. Stoppani ed analizzati qualitativamente al S.E.M. da F. Bellatreccia.

Di seguito riportiamo i parametri di cella della Scheelite rinvenuta a Capranica e quelli riportati, per la stessa specie, sulla scheda standard A.S.T.M.

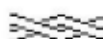
¹ Comunicazione personale di F. Bellatreccia.

Scheelite di Capranica	Scheelite A.S.T.M.
$a = b = 5,244 \text{ \AA}$	$a = b = 5,242 \text{ \AA}$
$c = 11,352 \text{ \AA}$	$c = 11,372 \text{ \AA}$

Le analisi alla camera Gandolfi sono state effettuate presso il Dipartimento di Scienze della Terra della Università degli Studi di Roma La Sapienza che si ringrazia per la collaborazione.

BIBLIOGRAFIA:

- ARTINI E., *I Minerali*, Hoepli.
- MOTTANA A., CRESPI R., LIBORIO G., *Minerali e Rocce*, Mondadori.
- GRAMACCIOLI C.M., *Minerali Alpini e Prealpini*, Atlas.
- DELLA VENTURA G., MARAS A., PARODI G.C., *Hellandite nel Lazio*, Rendiconti Simp, 1986, p. 141.



MINERALI IN VETRINA: GLAUCONITE

di Paolo Maria Ruali

È consuetudine del nostro Sodalizio illustrare, ogni tanto, dalle pagine di questa rivista, qualche minerale poco conosciuto e a volte dimenticato dai Collezionisti non-sistematici, con lo scopo di richiamare l'attenzione dei Soci sulle loro scoperte, genesi, utilizzazioni.

È la volta della Glauconite la cui denominazione deriva dal caratteristico colore verde-azzurro chiaro, per lo più opaco.

Si tratta di un fillosilicato complesso di Ferro, Sodio, Potassio, Magnesio ed Alluminio, della Serie della Muscovite.

La sua formula $(K, Na)(Fe^{3+}, Al, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10} \cdot (OH)_2$ indica che questa specie appartiene al gruppo delle Miche.

Cristallizza nel sistema monoclinico e trovasi di solito in granuli minuti e tondeggianti che, in massa, si risolvono in aggregati compatti di sferule e laminette appiattite.

La sua genesi deriva soprattutto dalla decomposizione della mica Biotite per lungo contatto con l'acqua di mare. Ciò spiega la sua presenza nelle rocce sedimentarie chimico-organogene di derivazione da antichissimi fondali pelagici e la sua frammistione con conchiglie fossili.

Diversi strati di sabbie, in vari punti delle spiagge attuali del Mar Baltico, sono quasi completamente verdi bluastre, tanta è la quantità di detriti granulari di questo minerale portati a riva dalle mareggiate insieme a blocchi di ambra di qualche chilogrammo.

Blaue Erde o Grün'Erde (Terra blu o Terra verde) sono dette, analogamente, le ricementazioni glauconitiche con ambra della penisola Samland a settentrione di Königsberg, nella antica Prussia orientale, formazioni attribuite all'Oligocene inferiore o all'Eocene superiore, ma derivanti da precedenti depositi marini terziari concretizzati appena sotto il livello marino.

Con noduli d'ambra di minori dimensioni, se ne trova pure in relativa quantità presso calcari di scogliera del Cretacico dell'Ucraina, anche qui con tanatocenosi di conchiglie marine fossilizzate. Un bel tono di verde ha quella di Anrochte in Westfalia.

In questi luoghi, come è noto, sin dai tempi preistorici, si raccoglieva l'ambra, scavandola insieme alla glauconite e dimenticando questa in cumuli che, ulteriormente appilatisi nei secoli e millenni, si ristrutturarono.

Uno studio di questo minerale, nei luoghi descritti, si deve a JULIUS WALTHER di Jena, che nel 1870-71 ne ipotizzò la probabile genesi e ne constatò in vari punti di litorale la presenza come riempimento di conchiglie di foraminiferi.

In base a tale studio, il micropaleontologo felsineo CARLO FORNASINI ed il suo amico medico ANTONIO BERTI veneziano, nel 1873, cercando fossili di foraminiferi, scoprirono un deposito di terre verdi nelle vicinanze di Bologna.

In particolare, presso il Torrente Savena, a San Ruffillo, giusto a valle del ponte di Croara, eccioè quasi al bordo della zona più ricca di fenomeni carsici del bolognese, in frazione (La) Ponticella (Comune di S. Lazzaro), i due cercatori individuarono una lente di glauconite.

te, con conchiglie fossili, affiorante tra depositi argillosi e argilloso-marnosi del Pliocene inferiore, in concordanza stratigrafica sulla formazione gessoso solfifera del Messiniano, solo in parte ricoperta da molasse e sabbie dell'Astiano e del Calabriano.

Tale lente di glauconite, in relazione alla quale e tutto attorno, una volta effettuati gli adeguati sondaggi, se ne rinvennero altre, fa parte di un insieme relativamente vasto della potenza di circa tre metri, inclinato verso la pianura e disposto pressoché perpendicolare al corso del Savena.

Tale scoperta, nell'ambito della Geologia italiana, che sempre ci è cara, merita qui la giusta menzione, pur essendo relativa ad un quadro tipicamente regionale.

Sotto il profilo paleontologico, tale zona si rivelò particolarmente ricca di reperti, taluni perfettamente conservati.

Alle varie pubblicazioni del FORNASINI sui foraminiferi per lo più caratteristici (*Globorotalia aemiliana* Sartori, *Globorotalia crassafirmis* Gall. e Wissl., *Globorotalia bononiensis* Dondi, del Pliocene medio e *Globorotalia inflata* d'Orb., del superiore, oltre a una nuova specie «*Valvulineria bradyana*» da Egli stesso individuata nelle forme bentoniche), seguì l'opera di LODOVICO FORESTI, assistente di Paleontologia all'Università di Bologna, il quale dedicò a questa area molti studi sui Cefalopodi e sui Lamellibranchi (1894).

In una dettagliatissima monografia, pubblicata a cura di Paleografia Italiana, VITTORIO SIMONELLI si occupò della descrizione degli Antozoi (1895).

La prima pubblicazione italiana sul

minerale che ingloba i fossili, si deve al Prof. GIOVANNI CAPELLINI di La Spezia, insigne cattedratico bolognese, cofondatore della Società Geologica Italiana, il quale partecipò a più escursioni alla Ponticella, tentando anche una analisi chimica delle marne glauconifere (pubblicata dalla Accademia delle Scienze di Bologna) e riproponendo un elenco dei fossili qui rinvenuti. In una delle sue escursioni, tra le colline di Croara rinvenne anche due molari di *Elephas Antiquus* (Falc. e Cautl.) del Pleistocene medio-superiore.

Riguardo ai fossili, DOMENICO SANGIORGI, nel 1926, descrisse bene molte specie di gasteropodi e due anni più tardi determinò le forme dei gruppi meno rappresentati (echinodermi, pteropodi, pesci, etc.) giungendo alla classificazione delle oltre 545 specie paleontologiche rinvenute alla Ponticella.

Nel 1932 EUGENIO FIORE sunteggiò gli studi relativi alle condizioni batimetriche di quel mare in cui si sarebbero formate le rocce con glauconite e ne confermò la genesi da alterazione della Biotite in combinazione con i depositi evaporitici marini.

Nel 1940 RAIMONDO SELLI, l'illustre discepolo di MICHELE GORTANI, pubblicò uno studio sui foraminiferi della zona e dal 1943 al 1945 in vari saggi, sul «Giornale di Geologia» discusse l'analisi chimica della Glauconite eseguita dal Dr. MASSIMO GRASSI della «Bonavia e Negri» effettuata su materiale estratto con trivellazione ed accuratamente lavato e separato magneticamente.

Egli rileva che al microscopio il materiale risulta costituito da granuletti subsferici di colore verde oliva intenso;

inoltre, dalle 124 analisi granulometriche effettuate, riscontra che la percentuale di Glauconite è, nelle citate lenti, pari, in alcuni punti dell'insieme, all'ottanta per cento, mentre in altri rasenta appena il ventuno per cento, calcolandone quindi una media pari al 43,40% e stabilendo infine in 100.000 metri cubi la quantità di minerale utile estraibile dalla roccia argillosa.

Si deve pure al SELLI, oltre alla scoperta, ad est di Croara di selci abbeviliane ascrivibili al Pleistocene medio, il progetto di utilizzazione di questa Glauconite come materiale naturale «a scambio di base».

Come è noto, infatti, la durezza di alcune acque sorgive è data dal suo contenuto eccessivo di «basi» ovvero di cationi alcalini terrosi (carbonati, solfati, cloruri, nitruri di Calcio e di Magnesio).

Già più di 200 mg. di Calcio per litro, ad esempio, rendono «dura» l'acqua sorgiva, tanto, cioè, indigeribile, quanto inidonea alla cottura dei cibi, specialmente vegetali, poiché ne indurisce la cellulosa.

Dai suoi esperimenti, il SELLI dimostrò che il minerale, opportunamente separato dalla ganga, lavato e previamente trattato con soluzione di cloruro di sodio, consentiva lo scambio delle basi al solo contatto, rendendo dolci le acque dure fatte scorrere traverso i granuli.

In seguito, dopo l'ultimo conflitto mondiale, per tale edulcorazione, si adoperarono sostanze chimiche più efficienti, come la nota «Efedrite» della SLOI, oppure certe moderne resine sintetiche che — tuttavia — si basano su analogo procedimento.

La Glauconite italiana, per tali sue

proprietà, fu meglio utilizzata in campo alimentare per la raffinazione dello zucchero di barbabietola e per la fermentazione dell'orzo nella produzione della birra.

Per il suo colore fermo e vivace, che scurisce solo nei punti ossidati, in un brunaceo, per il passaggio del ferro da ferroso a ferrico, nonché per la sua vagliata resistenza agli agenti atmosferici, fu adoperata per la preparazione di pigmenti coloranti atossici tanto nell'industria tessile che in quella delle vernici per esterni.

Successivamente, per la sua quantità di Potassio, usata — in precipuo — nel Nord europeo, come fertilizzante.

EMANUELE GRILL (1960) ritenne la «Celadonite» (o Seladonite) rinvenuta nelle geodi amigdaloidi del Brentonico di Monte Baldo, nel Veronese, altro non essere che Glauconite, forse basandosi su una breve nota di quel MARIO ANELLI parmense (1948) profondo conoscitore della Geologia dell'Appennino, anziché sui rilievi effettuati da ETTORE ARTINI (1919).

Questi, tuttavia, incerto sulla genesi di questi due minerali, ne tenne separati e distinti i due termini, trovando nella Glauconite italiana un po' meno Alluminio e un poco più di Potassio rispetto alla Celadonite; rilevando inoltre una differenza di costituzione ed appartenenza.

La Glauconite, rinvenendosi nelle rocce sedimentarie, sia come residuo di un deposito chimico-organogeno, sia come riempimento (a conferma degli studi del WALTHER) di conchigliuzze di foraminiferi.

La Celadonite, invece, essendo tipica

di alterazioni delle rocce eruttive basiche è probabilmente originata dal deterioramento della Augite; almeno (come Egli ipotizzò) quella delle cavità amigdaloidi di Monte Baldo.

Per questi motivi ritenne che le regioni ottimali alla formazione della Glauconite o di analoghe melme e sabbie «verdi» dovessero essere quelle vicine ad antichissime coste pelagiche di granito o di gneiss, più o meno oggetto d'orogenesi successiva e, in ogni caso, lontane dalle foci di grandi fiumi che con il loro impetuoso corso ne avrebbero impedito la deposizione.

Il processo chimico di formazione della Glauconite, scrisse l'Artini, «non è chiaro» salvo nel fatto che «deriva da un processo minerogeno per stadi successivi» ed «esige un ambiente ossidante e la presenza di rilevanti quantità di potassa».

UGO ZEZZA (1976) ci informa che la Glauconite al microscopio si presenta più spesso in individui lamellari, per lo più interessati da marcate tracce di sfal-

datura (001) e manifestano un rilievo medio e pleocroismo secondo lo schema:

$$n_z = 1.1614 - 1.644$$

$$n_y = 1.613 - 1.643$$

$$n_x = 1.592 - 1.612$$

Z = verde oliva, verde azzurro

Y = verde oliva

X = giallo verdognolo

«Gli individui che corrispondono a sezioni della zona dell'asse c hanno allungamento positivo ed estinzione subparallela ($\alpha^{\wedge} Z = 3^{\circ}$). La birifrangenza è moderata ($n_z - n_x = 0.022 - 0.032$) con massimi colori di interferenza del 2° ordine; pertanto gli individui glauconitici possono distinguersi dalle cloriti, caratterizzate da più bassa rifrangenza».

Per quanto riguarda la Celadonite Egli ritiene che questo minerale, spesso pseudomorfo di cristalli olivinici e pirossenici di rocce basaltiche e diabasiche, debba ritenersi senz'altro una varietà di Glauconite.



BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- ACCORDI B., *Storia della Geologia*, Ed. Zanichelli, Bologna 1984.
- ARTINI E., *Le rocce*, Ed. Ulrico Hoepli, Milano 1919.
- BOEGEL H., *I Minerali*, Ed. Mediterranee, Roma 1954.
- CAPELLINI G., *Sulle marne glauconifere dei dintorni di Bologna*, da «Rendic. Acc. Scienze di Bologna» 1877, in *Bollettino del R. Com. Geol.*, pp. 398-496.
- DESIO A., *Geologia dell'Italia*, Ed. UTET, Torino 1973.
- GRILL E., *Minerali industriali e minerali delle Rocce*, Ed. Ulrico Hoepli, Milano 1960.

- MESSINI M. e DI LOLLO G.-C., *Le acque minerali del Mondo*, Ed. UNIVERSO, Roma 1957.
- SCICLI A., *L'attività estrattiva e le Risorse della Regione Emilia Romagna*, Ed. stampata a cura Federcasse e URCC della Emilia Romagna, per i tipi della Poligrafica Artioli, Modena 1972.
- SELLI R., *Il primo giacimento di Glauconite utilizzabile come materiale naturale a scambio di base*, in «Giornale di Geologia», Serie 2ª, Vol. XVII, Bologna 1945-46.
- SIMONELLI V., *Gli Antozoi pliocenici della Ponticella*, in «Paleontografia Italica», Vol. Iº, pp. 149-168, Pisa 1895.
- ZEZZA U., *Petrografia microscopica*, Ed. La Goliardica Pavese, Pavia 1976.

QUANTI «per»?

di Roberto Pucci

L'oggetto di questo articolo non è strettamente mineralogico e potrebbe sembrare, a prima vista, fuori luogo su una rivista specializzata come questa. Considerata però l'importanza che l'immagine riveste nelle documentazioni mineralogiche e il fatto che un numero sempre maggiore di collezionisti si avvicina alla fotografia (micro e macro) per fissare le immagini dei propri campioni, è sembrato utile proporre alla redazione de «Il Cercapietre» questo testo il cui intento è fare un po' di chiarezza su un problema non fondamentale, ma comunque di un certo peso nell'ambito della correttezza della comunicazione.

Scorrendo testi e riviste di Mineralogia (ma anche di molte altre materie) capita sovente di leggere, nelle didascalie delle fotografie riproducenti cristalli di minerali, il fattore di ingrandimento espresso da un numero seguito da un «per» (ad es. 10x). La reazione immediata è quella di considerare l'immagine, che vediamo stampata, tante volte più grande dell'originale quanto è indicato dal fattore di ingrandimento.¹ Ma siamo proprio sicuri di interpretare nel modo corretto quella indicazione?

Il dubbio assale soprattutto quando ci si trova di fronte a fotografie scattate al microscopio; gli ingrandimenti indicati,

«nx» (10x; 20x; ecc.), fanno immediatamente correre il pensiero agli ingrandimenti del microscopio usato per fare la fotografia; ma allora quel numero che cosa ci dice? Che la stampa riproduce un'immagine «n» volte più grande dell'originale? Oppure che la fotografia è stata eseguita sul microscopio che tra obiettivo ed oculare forniva «n» ingrandimenti? Ed in quest'ultimo caso questi ingrandimenti sono relativi realmente all'immagine formata sulla pellicola rispetto all'oggetto? E la tipografia, nella riproduzione, ha modificato le dimensioni di quest'ultima immagine?

Come si vede le cose non sono affatto chiare e ciò deriva soprattutto dal fatto che troppo spesso si fa confusione tra ingrandimenti di un sistema ottico a visione diretta (come il microscopio) e ingrandimenti di un sistema ottico per proiezione (come la macchina fotografica o il proiettore per diapositive).

Per chiarirci un po' le idee iniziamo ad analizzare quest'ultimo sistema.

In un sistema ottico per proiezione il rapporto di ingrandimento è il rapporto esistente tra le dimensioni dell'oggetto reale e le dimensioni della sua proiezione. Per fare un esempio concreto, consideriamo un apparecchio fotografico. L'obiettivo di una macchina fotografica proietta sulla pellicola una immagine che è in rapporto dimensionale ben definito con la scena reale. Chiunque abbia un minimo di esperienza di macrofotografia sa che per poter fotografare cose molto piccole dovrà avvicinarsi con la fotocamera all'oggetto e contemporaneamente allontanare (con eliocidi, tubi o soffiotti) l'obiettivo dal piano pellicola; il rapporto di ingrandimento è

¹ Gli ingrandimenti vengono normalmente riferiti alle dimensioni lineari delle immagini e non alle loro superfici.

quindi legato al rapporto esistente tra la distanza dell'oggetto da fotografare dall'obiettivo e la distanza di quest'ultimo dal piano pellicola. Il calcolo matematico del rapporto di ingrandimento presuppone la conoscenza di parametri (punti nodali e distanze ultranodali) che nei moderni sistemi ottici, composti da molte lenti, non sono facilmente deducibili per cui vediamo come poterne fare una valutazione approssimativa, ma con modesto margine d'errore.

Poniamoci nelle stesse condizioni in cui si farà la fotografia; inquadrano un righello od un foglio di carta millimetrata sostituendoli all'oggetto da fotografare. In tale situazione leggiamo nel mirino della macchina fotografica (ovviamente parliamo di una reflex) il numero di millimetri inquadrati ad esempio sull'asse orizzontale. Ricordando che la dimensione orizzontale del fotogramma è di 36 mm è facile dedurre che il rapporto di ingrandimento sarà $R = 36/L$ dove L è il numero di millimetri letto nel mirino.

Tale sistema da una misura approssimata del rapporto di ingrandimento perché in realtà la maggior parte delle reflex ci mostra nel mirino solo una percentuale, anche se superiore al 90% del campo effettivamente inquadrato (tale percentuale dovrebbe essere indicata nel libretto di istruzioni), ma l'errore che ne risulta (circa il 10%) è pienamente accettabile.

Quando la fotografia sarà stampata sulla carta, o la diapositiva sarà proiettata su di uno schermo, l'immagine subirà un ulteriore ingrandimento per cui non servirà più proporre all'osservatore il rapporto di ingrandimento con il qua-

le l'oggetto è stato fotografato, ma quest'ultimo dovrà essere corretto tenendo conto dell'ingrandimento nella stampa o nella proiezione.

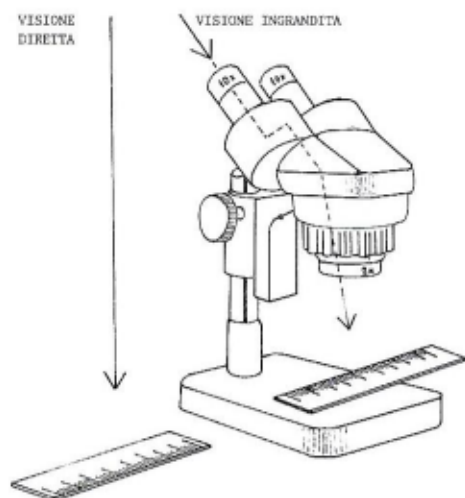
Per ovviare a questi calcoli macchinosi, alcuni usano porre accanto o sotto l'oggetto da fotografare un piccolo regolo millimetrato, che, essendo riprodotto anch'esso nella fotografia, consente a chi guarda una valutazione immediata delle dimensioni dell'oggetto, rapportando la sua immagine a quella del regolo millimetrato. Tale sistema può essere usato soltanto nella macrofotografia e si presenta talvolta di dubbio valore estetico.

Discorso completamente diverso si ha per gli strumenti a visione diretta (telescopio o microscopio). Gli ingrandimenti indicati in questi strumenti sono dati dal rapporto esistente tra le dimensioni della proiezione sulla retina, dell'oggetto visto ad occhio nudo e quelle della stessa proiezione dell'oggetto visto attraverso lo strumento; o, che è la stessa cosa, dal rapporto tra gli angoli sotto i quali vediamo l'oggetto ad occhio nudo e attraverso lo strumento. In quanto detto le dimensioni reali dell'oggetto non vengono menzionate ed una verifica sperimentale di tale rapporto appare molto difficile in quanto non ci è consentito effettuare una misura dell'immagine che si forma nell'occhio.

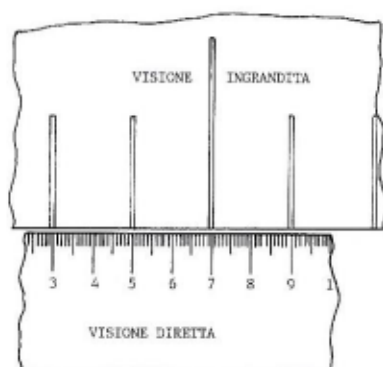
Per risolvere tale problema si può ricorrere ad un espediente abbastanza semplice. Invece di misurare le due grandezze, cosa che abbiamo detto non praticabile, possiamo provare a confrontarle tra di loro; vediamo come.

Procuriamoci due righelli millimetrati, poniamone uno sotto il microscopio (ovviamente consideriamo un microscopio

per mineralogia, a bassi ingrandimenti) e focalizziamo la parte millimetrata; nel microscopio osserveremo un certo numero di tacche corrispondenti ai millimetri inquadrati; poniamoci ora con l'occhio sinistro al microscopio e con il destro (rimasto aperto) osserviamo il secondo righello ponendolo alla minima distanza alla quale ci appaia perfettamente a fuoco (circa 30 cm se non abbiamo problemi di vista) e parallelo a quello posto sotto il microscopio.



In queste condizioni nei nostri due occhi si formano due immagini diverse, una relativa al righello ingrandito dal microscopio, l'altra relativa alla visione diretta dell'altro righello. Con un po' di pazienza, spostando il secondo righello e «giocando a fare gli strabici» dovremmo riuscire a vedere le due immagini sovrapposte o quasi, per cui possiamo contare quanti millimetri derivanti dalla visione diretta entrano in un millimetro ingrandito dal microscopio.



Se il nostro microscopio non «bara» dovremo avere un riscontro del numero degli ingrandimenti indicati — ad esempio se vedremo che in un millimetro ingrandito «entrano» 20 millimetri osservati direttamente, il nostro microscopio avrà 20 ingrandimenti, cioè 20x.

Sempre giocando a fare gli strabici, in linea di massima, con questo sistema si potrebbe fare una valutazione abbastanza approssimata delle dimensioni di ciò che stiamo osservando al microscopio. Immaginiamo di avere impostato 10 ingrandimenti sul nostro strumento e, magari, di averli verificati con il sistema prima descritto; in tali condizioni noi sappiamo che ad ogni millimetro osservato attraverso il microscopio corrispondono 10 millimetri osservati direttamente sul righello e quindi ad ogni millimetro di righello corrisponde 1/10 di millimetro osservato attraverso il microscopio. Osservando un oggetto di cui ignoriamo le dimensioni, basterà sovrapporre l'immagine di quest'ultimo con quella del solito righello esterno; il numero dei millimetri letti sul righello esterno ci darà la misura in decimi di millimetro dell'oggetto posto sotto il microscopio.

Ovviamente va ricordato che esistono in commercio, per gli strumenti migliori, dei vetrini che inseriti nell'oculare del microscopio ci consentono la visione di una scala che sovrapposta all'immagine dell'oggetto ci dà direttamente la sua misura.

Che cosa succede se a questo punto poniamo una macchina fotografica sul nostro microscopio? Ci rendiamo subito conto (ricordando che le dimensioni del fotogramma sono 24x36 mm) che l'immagine che osserviamo non riproduce l'oggetto ingrandito 20 volte; se saremo fortunati (dipendendo dalla macchina e dalle dimensioni del suo attacco al microscopio) gli ingrandimenti saranno 5 o 6. Per fare una buona valutazione di questi possiamo usare il sistema già descritto per la macrofotografia, solo che stavolta la misura del campo inquadrato dovrà essere molto più accurata, avendo

più peso le frazioni di millimetro. Essendo le condizioni nelle quali fotografiamo sempre le stesse — ovviamente a parità di ingrandimenti — vale la pena di perdere un po' di tempo una volta per tutte; ad esempio segnando su di un foglio di carta il campo inquadrato dal microscopio e visibile nel mirino della macchina fotografica e misurandolo poi con un calibro ventesimale.

Tutti i discorsi fatti finora tendevano solo a dimostrare quanto dica poco quel «nx» posto spesso sotto le fotografie; e allora? Ed allora il sistema più semplice e che consente a chi guarda una immediata lettura ed una corretta valutazione è quello di mettere la misura dei cristalli, magari preceduta da un bel «circa» che pur non definendola perfettamente, ne garantisce l'ordine di grandezza e non lascia l'osservatore nel dubbio.



NUOVI RITROVAMENTI NEL COMPLESSO VULCANICO DEI COLLI ALBANI VICANITE; SPINELLO NOBILE

di Salvatore Fiori, Roberto Pucci

Il piccolo livello a proietti, che affiora nella parete interna della caldera del Lago di Albano, continua a dare, pur con estrema avarizia di prodotti utili, delle sorprese.

Ancora una volta si tratta di proietti sanidinitici, che pur così diversi — almeno nell'aspetto esteriore — da quelli di altre località laziali, in particolare vicane, si avvicinano a questi per le paragenesi.

Il minerale che è stato ritrovato e di cui ci sembra utile farne la segnalazione è la Vicanite, finora rinvenuta soltanto nell'area vicana.

La località di ritrovamento è quella ormai nota a tutti i collezionisti laziali, cioè quel livelletto che affiora all'interno della conca di Albano di cui già parlammo nel n° 22 del Cercapietre del 1995 [1].

Da allora la morfologia della zona è leggermente cambiata per piccole frane che hanno interessato la parete, ma non molto è cambiato per la quantità di materiali utili rinvenibili.

Il proietto, nel quale è stato fatto il ritrovamento, si presenta con una struttura saccaroide, molto friabile, di dimensioni molto modeste, intorno ai 6-7 cm, con cristalli di K-feldspato talvolta quasi ialini.

La Vicanite, pur nel suo classico colore verde oliva chiaro, si presenta raramente ben cristallizzata, mostrando solo talvolta qualche faccia ben definita; le dimensioni dei cristalli sono sempre molto modeste e non superano qualche decimo di millimetro.

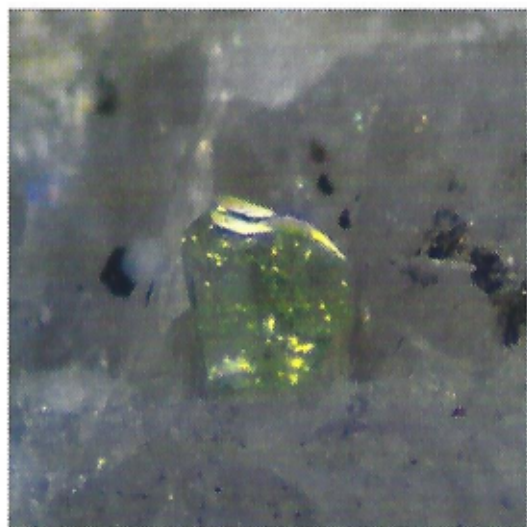
Gli altri minerali presenti nello stesso proietto sono, in ordine di frequenza: Sodalite, Pirosseno, Mica, Magnetite.

La Vicanite fu trovata per la prima volta da F.S. Stoppani nel giugno del 1985 [2-3] in un proietto sanidinitico in località Tre Croci (Vetralla - VT) nel Complesso Vulcanico Vicano da cui trae il nome.

Il proietto aveva l'aspetto caratteristico per quella zona: piuttosto scuro, con zone nelle quali i cristalli di K-feldspato assumevano dimensioni maggiori, creando un intreccio con interstizi di dimensioni macroscopiche. Le altre specie presenti erano: Titanite, Pirosseno, Mica, Anfibolo, Danburite, Thorite, Asbecasite antimonifera (primo ritrovamento per il Lazio), Apatite, Afghanite, Betafite. Come al solito i minerali si trovavano nelle cavità formatesi nell'intreccio dei cristalli di Sanidino.

La nuova specie, un borosilicato di Ca, Th e REE, approvata come tale dall'IMA nel 1991 si presentava in piccoli cristalli spesso geminati di colore verde-giallo.

Successivamente la Vicanite è stata trovata in altre località, ma sempre nel complesso Vulcanico Vicano e segnalata anche sul Cercapietre del 1991 [4] perché rinvenuta nell'ormai famoso «proietto Curti» (gigantesco proietto sanidinitico trovato all'altezza del km 70,5 della via Cassia da E. Curti). In quell'occasione



Vicinite. Albano, X = 0,35 mm.
Coll. e foto S. Fiori.

ne, con il consenso di chi si stava occupando dello studio della nuova specie furono fornite le caratteristiche cristallografiche e chimiche del minerale denominandolo convenzionalmente come specie «A».

Finalmente soltanto oggi si può dire che la Vicinite è presente anche in proietti provenienti da un'area diversa da quella Vicana.

Le analisi diffrattometriche, effettuate con camera Gandolfi presso il Dipartimento di Scienze della Terra della Università degli Studi di Roma - La Sapienza, che si ringrazia per la collaborazione, mostrano una sostanziale similitudine con quelle dell'olotipo proveniente dall'area Vicana.

I parametri di cella calcolati per la Vicinite di Albano risultano essere lievemente maggiori rispetto a quelli dell'olotipo:

Vicinite di Albano	Vicinite vicana
$a = 10,838 \text{ \AA}$	$a = 10,795 \text{ \AA}$
$c = 27,470 \text{ \AA}$	$c = 27,336 \text{ \AA}$

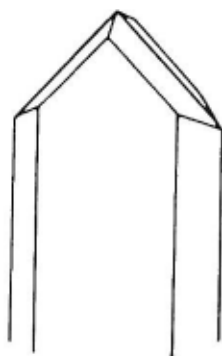
Ulteriori approfondimenti in merito sono in corso e daranno luogo ad una specifica pubblicazione scientifica.

Vogliamo parlare ora di un altro ritrovamento, effettuato sempre nella conca di Albano, accolto con la soddisfazione di chi «si è tolto un dente».

Nell'ambito della ricerca mineralogica nel Lazio ci si è spesso imbattuti in inclusi di calcari metamorfici microcristallini in tutto simili a quelli rinvenibili nell'area vesuviana, ma assolutamente privi di mineralizzazioni di qualche interesse,



Globuli di Idromagnesite, Albano;
dimensioni del maggiore 1.2 mm.
Coll. e foto R. Pucci.



Cristallo di Idromagnesite.

almeno per la nostra esperienza; faceva eccezione qualche incrostazione di Idromagnesite ed un incluso, trovato diversi anni fa in uno sbancamento lungo la via Cassia all'altezza del bivio per Cesano, che conteneva nella massa piccoli ma perfetti cristalli di Vesuviana e di Pirosseno verde chiaro. Ogni volta che si rac-



Spinello nobile, Albano; spigolo dell'ottaedro 0,2 mm. Coll. e foto R. Pucci.



Cristalli di Idromagnesite, Albano; larghezza del cristallo maggiore 0,3 mm. Coll. e foto R. Pucci.

coglieva uno di questi proietti si dava una martellata ormai quasi certi della delusione.

Sempre nelle pareti interne della caldera di Albano capita spesso di vedere questi frammenti di calcari magnesiaci inclusi nella massa del tufo; due di questi sono stati raccolti e, come al solito, portati a casa per una osservazione più attenta.

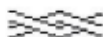
Uno era costituito per la maggior parte da ammassi globulari di Idromagnesite, e fin qui nulla di strano; tale minerale era già stato segnalato più volte [6-7]. Di inconsueto il nostro proietto aveva dei vuoti all'interno della sua massa dove i cristalli di Idromagnesite avevano avuto la possibilità di svilupparsi liberamente, per cui oltre ai soliti ammassi globulari, peraltro molto freschi, si po-

tevano osservare perfetti cristallini tabulari che, emergendo dalla massa, avevano un indubbio valore estetico. La sorpresa maggiore veniva dall'altro proietto che si presentava con numerose fessure ad andamento quasi parallelo in tutto simili ad alcune scorie laviche. All'interno di alcune di queste fessure venivano notati dei piccolissimi cristallini ottaedrici, spesso malformati, quasi sempre geminati di colore rosa-arancio chiaro. Finalmente lo Spinello nobile era uscito fuori.

Il minerale, in cristalli delle dimensioni medie di 0,2-0,3 millimetri, si nota

con difficoltà, un po' per le dimensioni estremamente ridotte, un po' per la trasparenza dei cristalli e per il loro colore tenue; per gli stessi motivi siamo costretti a proporre una fotografia, non eccezionale, di uno dei cristalli più «fotogenici» ritrovati.

Al momento non sono state effettuate analisi, ma le caratteristiche cristallografiche e giaciture, che coincidono perfettamente con quelle dei ritrovamenti effettuati al M.te Somma, ci consentono con una certa tranquillità di parlare di Spinello nobile.



BIBLIOGRAFIA:

- [1] FIORI S., PUCCI R., *La Geikielite nel complesso vulcanico dei Colli Albani*, «Il Cercapietre», n. 22, 1995, pp. 9-13.
- [2] STOPPANI F.S., *Vicanite-(Ce), nuova specie del Lazio*, R.M.I. 3/1994, pp. 207-211.
- [3] MARAS A., PARODI G.C., DELLA VENTURA G., OHNSTETTER D., *Vicanite-(Ce): a new Ca-Th-REE borosilicate from the Vico volcanic district (Latium, Italy)*, Eur. J. Mineral, 1995 7, 439-446.
- [4] DELLA VENTURA G., MARAS A., MOTTANA A., PARODI G.C., SACERDOTI M., STOPPANI F.S., *Antimonian Asbestos in a sienitic ejectum within the Vico pyroclastic rocks (Roman potassic province)*, Rend. Fis. Acc. Lincei - s.9, v.2 371-378 (1991).
- [5] LINI M., MUSSINO A., PUCCI R., *Minerali del Lazio poco conosciuti (parte terza)*, «Il Cercapietre», n. 18, 1991.
- [6] STOPPANI F.S., CURTI E., *I minerali del Lazio*, Olimpia, 1982.
- [7] LIOTTI L., *I minerali del complesso vulcanico dei Colli Albani*, 1ª parte, R.M.I. 1/1994, pp. 9-31.

IL RAIBLIANO ALPINO

di Paolo Maria Ruali

Il Triassico, primo periodo dell'Era Mesozoica, fu così denominato su base litostratigrafica di suoli germanici le cui facies continentali (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper) se pure in linee e misure distinte tra loro, resero però difficili le correlazioni con le facies di altri Paesi europei.

Una più accurata suddivisione fu pertanto elaborata sulla base della successione triassica della regione alpina, in tre sottoperiodi e sei piani, in cui cioè al Trias Superiore si assegnarono i piani Carnico, Norico, Retico; al Trias Medio, si assegnarono i piani Anisinico e Ladinico; al Trias Inferiore il solo piano Scitico (o Werfeniano).

Purtuttavia anche questa suddivisione non fu esente da difetti, nelle correlazioni biostratigrafiche specialmente italiane a livelli interregionali ed in particolare nei piani Ladinico-Carnico e Carnico-Norico.

Esempio classico è dato dal «Gruppo di Raibl» (poche case e pochi impianti locali considerati assieme ai complessi dintorni triassici) che, pur conservando caratteri e paleotestimonianze carniche, è costituito da zolle formatesi alla fine dell'Anisinico e per quasi tutto il Ladinico, mentre, territorialmente si distendono nelle Alpi Giulie.

Il Triassico italico fu un periodo di intensa attività magmatica che si sviluppò essenzialmente dalla fine dell'Anisinico, nel Ladinico, fino nel Carnico inferiore.

Vi si possono distinguere due fasi principali: la prima, che si sviluppò nell'Anisinico (Fase montenegrina); la seconda, detta Fase labinica e che secondo vari Autori comprende la fine del Ladinico Inferiore, il Medio e forse parte del Superiore, con tracce di Carnico. A questa ultima sono da riferirsi il distretto minerario di Gorno e le faglie sindepensionali di Raibl.

Nelle Alpi Giulie (Gruppo di Raibl) l'attività vulcanica fu di tipo esplosivo e diede luogo a potenti accumuli di tufi, tuffiti, e breccie vulcaniche a chimismo da riolitico a quarzo-latitico con ampie deposizioni di ignimbriti cui fecero seguito fessurazioni e fagliazioni con risalite idrotermali metallizzanti.

Solo marginalmente e con una potenza di un centinaio di metri, si instaurò il complesso intrusivo di Rio Freddo i cui porfidi si trovano per lo più al contatto tra i tufi ed i calcari metalliferi.

Raibl si trova a circa 8 chilometri a sud di Tarvisio (UD) e con il suo circostante è sede di un antico ed importante giacimento italico (benché sotto il dominio austriaco fino al 1923).

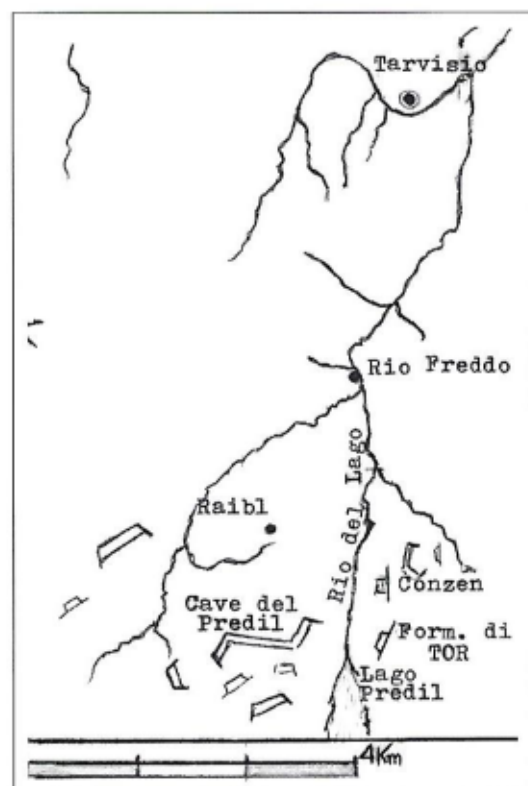
Questa area è costituita da una notevole varietà di facies e con tale frequenza di reperti fossili che sin dalla fine del secolo scorso la si è voluta assumere come sezione-tipo del piano Carnico (non del tutto dimenticando il Ladinico) con così peculiari caratteristiche da costituire uno specifico piano perciò detto «Raibliano».

Ad esso appartengono quindi, oltre a Raibl, i paleosuoli formati nel Triassico Medio (Dolomia dello Schlern, Formazione di Buchenstein, Vulcaniti di Rio Freddo) e quelli formati nel Triassico

Superiore Carnico (Calcare del Predil, Formazione di Rio del Lago, Calcare di Rio Conzen, Formazione di Tor).

Dal punto di vista delle loro unità litostратigrafiche, queste formazioni meritano un pur modesto cenno distintivo.

La Dolomia dello Schlern è costituita in prevalenza da dolomie bianche di spessori perfino superiori a 1000 metri ed imponente stratificazione, riferibili al Ladinico medio-superiore ed al Carnico e poggia sulle Vulcaniti di Rio Freddo (o, dove esse mancano, sulla formazione di Buchenstein) e risulta assai scarna di fossili distinguibili.



Le Vulcaniti di Rio Freddo sono costituite da un orizzonte inferiore in alternanza di tufi cineritici verdi e tufi epiclastici classati, non troppo grossolani ma bene stratificati; da un orizzonte medio di tufi grossolani e caotici a stratificazione per lo più in banchi; infine da un orizzonte superiore di ignimbriti rosastre e con tessiture a fiamme.

Del chimismo abbiamo già detto (da riolitico a riodacitico).

La Formazione di Buchenstein si suole suddividere ancora secondo l'appartenenza alle Alpi Carniche o alle Giulie.

Difatti nelle Carniche (orientali) l'unità è costituita da calcari marnosi, neri, nodulari, per lo più selciosi.

Nelle Giulie, invece, con unità più ravvicinate al Ladinico Inferiore, questa formazione è costituita da un letto di arenarie e di siltiti tufacee grigioverdastre alternate ad argilliti scure ed a brandelli di rocce vulcanoclastiche, con un tetto di calcari marnosi neri, nei quali si sono individuati *Aplococeras avisianus* (Mojs.), «*Balatonites*» *carinthiacus* (Mojs.), *Posidonomia Wengensis* (Wiss.).

Il Gruppo di Raibl è stato suddiviso nelle seguenti formazioni a spessori variabili.

Calcare del Predil (diverse Cave), oggetto di studi classici e noto anche come complesso degli «strati ittiolitici di Raibl», a motivo del fatto che Raibl è l'antico nome di Predil. È costituito innanzitutto da dolomie marnose, talora bituminose, con *Trachyceras Aon* (Münst.), e *Trachyceras basileus* (Münst.); pesci genere *Lepidotus* (sp.) e *Pholidophorus*

(sp.) per lo più attinotterigi del gruppo degli Holostei, peraltro mal conservati; crostacei (Cicripedia?) e vegetali indistinti, superiormente coperti da micriti calcareo-magnesiache e dolomitiche nerastre, alternate a modesti banchi di biomicriti e intramicrocruditi a coralli, echinidi e gasteropodi, tutti molto alterati ed ancora oggetto di studi. Lo spessore di questo calcare è di circa 200 metri.

Formazione di Rio del Lago caratterizzata da una sequenza dal basso, di marne, marne argillose scure, per lo più scagliose e del tutto prive di fossili (Taubeschiefer degli austriaci), cui seguono calcari marnosi e marne nodulari con *Myophoria Kefersteini* (Münst.), *Solenomorpha gladius* (Hauer), *Trigonodus problematicus* (Klip.) e *Septihoernesia* (sp.) coperti da alternanze di calcari chiari, talora selciosi, a Megalodonti, con marne nodulari e argillose brune, fissili.

Questa formazione, incisa dall'omonimo torrente, ha uno spessore massimo di 450 metri.

Calcare di Rio Conzen costituito nella parte inferiore da calcari e calcari dolomitici chiari, stratificati in banchi, con residui algali e frammenti fossili indistinti, cui si sovrappongono calcari marrone chiaro alternati a calcari conciliari con *Neomegalodon carinthus* (Hauer). Ad oriente di Raibl, tale formazione di non ampio spessore costituisce una unità litostratigrafica che fa graduale transizione a dolomie del tipo di quelle dello Schlern.

Formazione di TOR (comprendente gli strati della Porrella), è costituita da quattro orizzonti di modesto spessore: nel primo, marne e argilliti rossicce e verdastre; nel secondo, calcari micritici nodulari ricchi di lamellibranchi, tra cui *Myophorios rosthorni* (Bone), *Bakevelia bonei* (Hauer), *Amussium filsum* (Hauer) e con foraminiferi ed ostracodi indistinti; il terzo è composto da dolomie mesocristalline brune sormontate da micriti nere; il quarto da dolomie giallastre alternate a marne brune.

Il giacimento di Raibl si innesta dunque anche al di sotto delle Dolomie del Ladinico superiore e del Carnico delle Alpi Orientali, con corpi metalliferi in forma filoniana e colonnare situatisi in faglie di lunghezza talora superiore a due chilometri.

Esso è il più grande giacimento plumbozincifero della intera Catena Alpina con uno sviluppo di gallerie percorribili superiore a centocinquanta chilometri e può considerarsi uno dei principali di Europa, almeno tra quelli appartenenti al gruppo di «sostituzione».

N.P. YERMAKOV rileva (1965) che gli elementi Piombo (Pb) e Zinco (Zn) con riferimento alle eruzioni, sono assenti nel campo liquido-magmatico ed in quello pegmatitico-pneumatolitico, perché in queste condizioni non si raggiungono le loro temperature di deposizione.

Secondo H. SCHNEIDERHÖHN (1913) del resto, oltre i tre quarti dei giacimenti plumbozinciferi del mondo è di tipo idrotermale.

Il vicino porfido di Predazzo e quelli

ancor più immediati dell'area di Rio Freddo, secondo D. DI COLBERTALDO (1960) non possono essere stati sufficienti ad innestare le vulcaniti, le quali derivarono dunque da un residuo bacino magmatico di media profondità la cui spremitura beneficiò, di volta in volta, delle faglie prodotte da fasi tettoniche legate ai locali assestamenti orogenetici alpini.

A ciascuna fase tettonica corrispose una ben definita fase metallizzante.

La prima fase tettonica portò alla formazione delle faglie quasi parallele (e parallele alla valle di Rio del Lago) Aloisi, Struggl, Abendblatt, Morgenblatt e Rinnengraben, solo trasversalmente incise dalla faglia Abendschlag; faglie da cui emersero blenda nera e rossa e grigia accompagnate da galena e pirite.

Tale fase metallizzante è interpretabile come estrusivo sinsedimentaria, ovvero dovuta a soluzioni idrotermali di origine vulcanica che in toto escirono, non già a giorno, ma sul fondo del mare, come del resto è documentato dalla notevole quantità di fossili marini ora rinvenibili nell'area ad ovest della Valle di Rio del Lago.

La seconda fase tettonica portò alla formazione delle faglie di Fallbach, Conzen, Linea delle Cinque Punte, dalle quali — dopo una prima risalita di blenda gialla con abbondante galena e poca pirite e barite — fuoriuscì una blenda rossa molto germanifera e cadmifera (si calcolarono 1100 gr. di Ge e 170 gr. di Cd per tonnellata di greggio). Vi seguì galena mista a Jordanite e geocronite accompa-

gnate ed in parte frammentate da dolomite bianca e seguite da nuova blenda rossa, colloidale, con abbondante pirite.

Tali mineralizzazioni spinsero gli strati ittiolitici (parte delle Cave del Predil) a contatto con i Calcari a Megalodus (parte delle Vulcaniti di Rio Freddo).

La terza fase tettonica mutò completamente direzione e dal Ladinico Superiore e Carnico che avevano in parte ricoperto il Raibliano, si dislocò in direzione NE-SW, secondo le faglie Rinnengraben, Bärenklamm e Muda.

Galena, pirite e blenda furono parzialmente sostituite dalla dolomite, ridisciolte persino e ridepositate nelle fratture del Bärenklamm, in un bordo che, tuttavia, molti Autori ritengono marginale al Raibliano.

Dal punto di vista minerario e genetico, il giacimento di Raibl può essere suddiviso in due parti.

Il giacimento primario a solfuri (Blenda, Galena, Pirite e rarissima Shadlunite) conseguente a soluzioni idrotermali di bassa temperatura.

Il giacimento secondario, costituito da una zona di ossidazione superiore, con Barite, Dolomite, Calcite, Limonite, Lepidocrocite, Goethite, Criptomelano, Marcasite, Anglesite, Cerussite, Wulfenite, ormai in gran parte escavata, ed una zona di arricchimento inferiore a Smithsonite, Idrozincite e granuli di Calamina, derivata dalla lisciviazione del giacimento primario per trasporto e rideposizione delle parti solubili ad opera degli agenti atmosferici e delle acque percolanti per «descensum».

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

ALLASINAZ A., *La fauna a Lamellibranchi dello Julico*, «Riv. It. Paleont. Strat.», Vol. 72, pp. 609-720, Milano 1966.

ARTHABER G., *Die Alpine Trias des Mediterran-Gebietes*, Lethaea Geogn., Teil II Das Mesozoicum Bd. 1, pp. 223-472, Stoccarda 1906.

ASSERETO R. et Alii, *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia*, Foglio 14/a Tarvisio, pp. 70, S.G.I., Roma 1968.

DESIO A., *Geologia dell'Italia*, pp. 255 e segg., Ed. UTET, Torino 1968.

DI COLBERTALDO D., *Giacimenti Minerari*, Vol. I°, Ed. CEDAM, Padova 1967.

MOJSISOVICS E., *Die cephalopoden der Mediterranean Triasprovinz*, in Abn. K.K. Geol. Reichsanst, Bd 10, 322 pp., Vienna 1882.

STUR D., *Beiträge zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse von Raibl und Kaltwasser*, in Jb. geol. Reichsanst, Bd 18, pp. 71-138, Vienna 1868.

SUESS E., «*Raibl*», in Suess & Mojsisovics studien über die Gliederung der Trias und Jurabildungen in den nord-östlicher Alpen, Jb. Geol. Reichsanst, Bd 17, pp. 554-582, Vienna 1897.



I GIACIMENTI DELLA CORDIGLIERA CENTRALE ANDINA

di Paolo Maria Ruali

Le Ande peruviane rappresentano il margine tormentato della piattaforma continentale sudamericana. Dal punto di vista strutturale possono configurarsi oggi come tipici esempi di regioni di ripiegamento orogenico in cui la flessione degli strati si accompagnò ad importanti fenomeni di taglio e di scorrimento i quali, per vasti tratti divennero predominanti.

L'intero bordo andino risente della grandiosità dei fenomeni medesimi di tettonica ed orogenesi, conservando una condizione di instabilità i cui sintomi ancor oggi sono individuabili nell'intensa sismicità e confermati dalla persistenza di numerosi apparati vulcanici, taluni persino attivi fino in tempi recenti, nonché dalle profonde tracce lasciate dalla glaciazione quaternaria.

Fra le rocce più antiche delle Ande Centrali furono, in questi ultimi venticinque anni di studi e ricerche, riconosciute certe rocce sedimentarie, alternanze di strati sabbioso-argillosi con deboli calcari metamorfosati, ascrivibili al Siluriano ed appilatisi monotonamente fino al Permiano (circa dai 450 ai 250 milioni di anni fa) paleosuoli che costituirono certamente il margine continentale planarmente degradante verso il Pacifico.

Nel Permiano e nel Triassico, tra circa 250 e 200 milioni di anni fa, quasi in risposta al Corrugamento Alpino insor-

to, quei tranquilli sedimenti e quelle piane rocce stratificate, furono dislocate ed accartocciate.

Tale sconvolgimento fu dovuto alle prime fasi della fratturazione del supercontinente di Pangea con l'instaurarsi di un ciclo tettonico che è ancora in atto. I primi depositi originari vennero deformati e sollevati.

Nell'accumulo sedimentario «geosinclinatico» si intrusero magmi in gran parte derivati dalla fusione parziale dei depositi medesimi di maggiore profondità, formando imponenti corpi plutonici interni e vulcani in superficie.

Di queste rocce magmatiche rimangono solo modestissime tracce in forma di batoliti che, caoticamente mescolati ed interclusi in rocce sedimentarie molto alterate, testimoniano le massicce radici di quelle eruzioni.

Agli inizi del Giurassico (circa 190 milioni di anni fa) l'asse primario dell'attività tettonica si modificò di alcune centinaia di chilometri, in direzione dell'Oceano.

La litosfera si spezzò lungo il margine che separava il continente sudamericano dal bacino del Pacifico e la Zolla oceanica di Nazca derivata dalla dorsale pacifica orientale incominciò la sua subduzione nel mantello al di sotto del margine occidentale del Sudamerica.

Questa subduzione nel suo evolversi provocò lentamente, in superficie la risalita di magmi andesitici, caratteristici, rocce effusive, soprattutto laviche, a struttura porfirica, con fenocristalli generalmente di plagioclasti e pirosseni, in una pasta di fondo microcristallina, assai poco vetrosa, più ricca in silice e quindi

meno densa dei basalti della crosta oceanica dalla quale derivarono.

Molte di queste andesiti presentano i segni e le alterazioni, indubbiamente specifiche, delle lave fluite in ambiente subacqueo, cioè a contatto lunghissimo con l'acqua salata.

Ciò può indurre a ritenere che lungo la costa si siano formate delle isole vulcaniche, in sorta di arcipelago compreso tra la fossa oceanica e la costa; oppure che, per una qualche, ormai non più dimostrabile, trasgressione si siano formati bacini salmastri intermedi tra i nuovi vulcani e le orientali elevazioni.

Elevazioni (forse a conferma dei vasti bacini salmastri interclusi tra i rilievi) che presentano ancora visibili tracce di sedimenti marini.

La subduzione è tuttora in atto e la zolla oceanica si insinua sotto il margine occidentale del Sudamerica con la velocità media di sei centimetri l'anno.

Fra i 100 milioni di anni ed i 60 milioni di anni, ancora nel Cretacico, quasi parallelo all'arco giurassico, cominciò a formarsi un secondo arco vulcanico costiero, al di sopra del mare, mentre tra le due catene, cretacea e giurassica, sono stati costipati i suoli intermedi, fino a formare un altopiano rinforzato da un enorme prisma di detriti sedimentari erosi e scivolati dalle catene adiacenti.

Il rigonfiamento nella crosta, provocato dall'ascesa dei magmi cretacei spinte di lato, nel Cenozoico, le rocce più antiche accavallandole, fino a formare la catena a pieghe della Cordigliera orientale.

Anche questo vulcanesimo cretacico con i suoi grandiosi apparati fu lenta-

mente ed inesorabilmente distrutto dall'erosione, qua e là scoprendo le radici dell'arco vulcanico, che appaiono in forma di batoliti.

Il vulcanesimo naturalmente, non ha avuto dappertutto momenti di stasi e di ripresa, come si potrebbe immaginare da una così schematica cronologia geologica. I fenomeni vulcanici, le colate, gli spostamenti tettonici, la formazione delle catene e dei nuovi sedimenti, in effetti, si sono, più volte alternate ed hanno interagito continuamente e costantemente su tutto l'arco andino centrale.

Dalle analisi delle rocce si può oggi verificare che negli ultimi duecento milioni di anni, il vulcanesimo non si è mai interrotto e che alla demolizione di vari edifici-strato seguirono costantemente nuovi apparati.

Gli edifici vulcanici attuali principiarono a formarsi circa 15 milioni di anni fa, nel medio Miocene.

Profonde fessure aperte su tutto l'arco costiero determinarono nuovi centri eruttivi che con attività spesso parossistica ed esplosiva eiettarono imponenti masse di ceneri vulcaniche, siliciche, coprendo i suoli per centinaia di migliaia di chilometri quadrati.

Appena quattro milioni di anni fa, nel Pliocene, tali emissioni si ridussero sensibilmente, sostituite o avvicinate da lave andesitiche che andarono a costituire i grandi vulcani a strato, alcuni dei quali, ancora attivi, dominano la Cordigliera e superano, nelle Ande, i 6000 metri d'altezza.

Le andesiti paleovulcaniche si interpretarono recentemente come Porfiriti monzonitiche ad alto tenore quarzifero,

cioè rocce vulcaniche e sub-vulcaniche di composizione corrispondente alle monzoniti, con una struttura olocristallina caratterizzata da grosse plaghe di feldspato potassico inglobanti i plagioclasti.

La particolarità di queste vulcaniti e la risalita pressoché ininterrotta dei magmi, nelle varie fasi evolutive dei sistemi montuosi, hanno determinato, specialmente nella Cordigliera di Huayhuash, una multiformità di mineralizzazioni e silicizzazioni tale che i due dipartimenti minerari di Junin e di Lima, che vi appartengono, si possono considerare sedi di giacimenti molto complessi.

I principali giacimenti si trovano a Cerro de Pasco, poco a nord del Lago Junin, a Morococha e Casapalca ubicate nei pressi delle sorgenti del Fiume Rimac, a Carahuaca e in centri minori (Santander, Chilate, Traviesco, Volcan) e a sud, a S. Cristobal de La Oroya. Sono tutti raggiungibili da Lima, per ferrovia.

Le rocce incassanti delle mineralizzazioni vanno dalle filliti e quarziti siluriche ai calcari mesozoici ed a quelli cretaci, con addensamenti in filoni ed in lenti di corpi paleoeffusi.

L'aggressione dei filoni e di corpi vulcanici da parte delle opere di sfruttamento minerario, mette in risalto una notevole multiformità di formazioni ed in linea di massima anche una variazione progressiva continua delle condizioni di deposizione, da quelle pneumatolitiche di contatto a quelle idrotermali, a quelle epitermali.

I giacimenti si possono raggruppare in tre categorie:

— Concentrazione di Rame in ammassi di Pirite;

— Filoni e vene trasversali con minerali di Rame e Argento;

— Mantos nei calcari, con minerali di Rame, Piombo, Zinco ed Argento.

Il termine «mantos» è qui stato importato dal Messico e deriva dall'antico vocabolo iberico «manta» che vuol dire «strato».

In tal senso, un «manto» sarebbe un corpo minerario insinuatosi tra giunti diastemici di stratificazione di rocce sedimentarie, oppure impostatosi ad occludere, con varie cristallizzazioni faglie risalenti o altre forme di fratture, in tal caso, però, quasi sempre, con una inclinazione non superiore a trentacinque gradi.

Il 95% dei «mantos», nel mondo, si trova nei calcari ed è originato da soluzioni idrotermali guidate verso l'alto da strati suborizzontali; i mantos (semplici, composti o complessi) possono in genere intersecarsi con «pipes», forme di similari mantos a morfologia irregolare, per lo più nell'aspetto propriamente di pipe e che non seguirono cioè fedelmente l'andamento degli strati sedimentari.

I «mantos» di sostituzione nei calcari, sono per la maggiore parte ossidati e portano principalmente minerali di Piombo, di Zinco, di Argento e subordinatamente di Rame.

L'Argento rimane nella zona di ossidazione che si presenta come una spessa coltre di terra silicica argentifera, chiamata «pacos».

Il vocabolo «pacos» proviene dall'antico idioma quecua e vuole dire «rossastro». Da questo stesso deriva il nome dell'Alpaca peruviana, varietà di Lama (Lama glama pacos) il cui vello, da ros-

sastro a scuro, viene qui lavorato per fare tappeti, pellicce e cappelli.

In verità l'Argento assai ossidato e mediamente intriso nella silice sub-trasparente, assume allo sguardo il medesimo colore.

Le soluzioni idrotermali ebbero origine dall'attività ignea terziaria che dette luogo alle vulcaniti anzidette ed interessarono le maggiori fratture dalle quali procedettero per sostituire le rocce incassanti.

Le soluzioni idrotermali tengono disciolti cloruri, fluoruri, silicati alcalini, solfati, bicarbonati, solfuri alcalini, solfuri alcalino-terrosi e solfuri di metalli pesanti, come anche componenti gassosi quali CO_2 , H_2S , SO_2 . Le soluzioni possono essere fortemente diluite, ma localmente essere anche fortemente concentrate. Vi appartiene il maggior numero di filoni mineralizzati ad Oro, Argento, Piombo, Zinco, Cobalto, Nichel, Antimonio, Mercurio, Arsenico e Ferro. Il Ferro è più diffuso come solfuro, marginalmente come ossido. Le ganghe caratteristiche sono Ankerite, Rodocrosite, Fluorite, Barite, Siderite e Quarzo per lo più di seconda generazione (cristalli lattiginosi) e di terza generazione (limpidi cristalli talora slanciati in paragenesi con Pirite, Fluorite, Barite).

La separazione dei minerali avvenne qui soprattutto per le improvvise modificazioni del rapporto temperatura-pressione, oltretutto per complesse cause chimiche legate alla sostituzione nei calcari e agli incroci di più filoni.

Questi calcari, sono attraversati dalle porfiriti monzonitiche e le mineralizzazioni metalliche sono distribuite a zone attorno alle vulcaniti, con minerali di

Rame, Argento ed Oro al centro, di Argento e Piombo ai lati, di Piombo e Zinco nelle parti meno adiacenti.

I corpi minerali che, come s'è accennato hanno forma prevalente di filoni, mantos, pipes e ammassi di contatto costituiscono un sistema di fitte intersezioni.

Le disposizioni zonali, in tutte le miniere, indicano chiaramente la dipendenza delle soluzioni metallizzanti dalle antiche porfiriti monzonitiche silicizzate.

Tuttavia alcune mineralizzazioni (specialmente con riferimento al manto «Ombla» a Morococha) derivano da magmi subvulcanici e presentano paragenesi con progressive variazioni di deposizione, dal basso verso l'alto, in senso cioè verticale che ricorda il fenomeno cosiddetto di «telescoping».

I calcari del Terziario, alcuni di grande potenza, manifestarono a tetto un vulcanismo caratteristico. Questo paleovulcanismo le cui masse consolidano per lo più in vicinanza della superficie, crea giacimenti sub-vulcanici.

I magmi subvulcanici sono infatti soggetti a variazioni di temperatura e pressione molto rapide che influiscono sulle deposizioni delle serie paragenetiche dei minerali.

Quando l'abbassamento della pressione e della temperatura, nel fluido magmatico subvulcanico non è molto rapido, epperò più rapido comunque rispetto al vulcanico vero e proprio, i minerali di bassa temperatura seguono quelli di alta, a distanza sufficientemente ravvicinata a che ciascuna zona tipica includa una parte della successiva, per lo più in «piani» verticalizzati. Processo che gli Autori americani definirono telescoping.

In queste zone sub-vulcaniche si distinsero propriamente i tipi di deposizione da quelli pneumatolitici di contatto a quelli epitermali. Intendendo per questi ultimi le soluzioni a medio-alta temperatura che penetrano in una roccia solubile e la arricchiscono per metasomatosi di minerali metallici come quelle analoghe a più alta temperatura.

Si considerano in genere le temperature di 800°-600° alle quali si generano gli ossidi e quelle dai 600° alle quali si generano i solfuri.

Il Giacimento di Morococha fu coltivato sin da epoca pre-spagnola per l'Argento. Estrazione che si protrasse per tutto il periodo coloniale. La coltivazione del Rame iniziò nel 1905.

Nei succitati giacimenti sono stati segnalati i seguenti minerali: a *Cerro de Pasco*, Enargite, Tennantite, Pascoite, Pirite, Marcasite, Calcopirite, Blenda, Galena, Quarzo, Argentite, Dickite, Epidoto, Sericite, Calcite, Alunite, Ematite, Bismutinite, Arsenopirite, Argento ed Oro nativi, oltre ad una calcite cerosa, giallastro-bruna per eccesso di Ferro e Manganese.

A *Casapalca*, Quarzo, Pirite, Blenda, Galena, Tetraedrite, Calcite e Dolomite, Rodocrosite, Cinabro, Argentite, Argento.

A *Morococha*, Pirite, Calcopirite, Enargite, Magnetite, Tennantite, Blenda, Galena, Bornite, Quarzo, Calcite, Ankerite, Rodocrosite, Siderite, Fluorite e Clorite.

A *Carahuacra*, Galena, Blenda, Pirite, Tetraedrite, Tennantite e vari minerali dell'Argento, Siderite e Quarzo.

A *Chilete* specialmente minerali dell'antimonio e del bismuto, associati con Argento, Argentite, Quarzo, Galena e Blenda.

Certamente il più importante tra tutti i giacimenti è quello di *Cerro de Pasco* (Colle del Passo) ultimo tratto di una montagna alta 4859 metri e dominante un passaggio tra i monti vulcanici meno elevati. Il più importante per la notevole quantità di minerali e per avere dato campioni estetici a collezionisti di tutto il mondo; soprattutto però per la notevolissima produzione di Rame, oggi in esaurimento e dell'argento, del quale metallo il Perù è ancora il quarto produttore mondiale.

Nuovi settori di sfruttamento sono determinati dai minerali di Antimonio, Arsenico, Bismuto, Molibdeno, Tungsteno e Vanadio. Per lungo tempo fu monopolio peruviano il Vanadio di Minasragras giusto presso Cerro de Pasco.

A fianco della vecchia miniera di Chilete è di recente sorta una raffineria per la produzione di rame elettrolitico. Casapalca, oltretutto per i minerali citati, dà una notevole produzione di Piombo, in quanto la galena è di qualità ed abbondante; di questa zona è poi la maggiore produttrice di argento (circa 16 onces di metallo purificato).

In linea generale dunque queste miniere non distanti dalla Capitale peruviana, sono ancora attive o in via di modificazione industriale, puntando sull'Oro di Morococha, il ferro di ICA, le miniere di carbone di Goyllarisquiza, queste ultime a NW di Cerro.

BIBLIOGRAFIA ESSENZIALE

- ISACKS B., *Seismology and the Newglobal Tectonics*, in «J.G.R.», New York 1970.
- JAMES D.E., *Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes*, «Geol. Society of Am. Bulletin», 82/90, New York 1971.
- MCLAUGHLIN D.H., *Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera-Departments of Junin and Lima*, «Bull. Geol. Soc. American», Vol. 35, p. 591, New York 1924.
- WALKER R.T., *The origin and nature of the Ore Deposits*, The Walker R.T. & W.J. Association, Colorado Springs 1956.
- FLEISCHER M., *Glossary of mineral species*, Tucson 1995.
- DIETZ R.S., *Continental and Ocean Basin Evolution*, in «Nature», SSF 190/4779, Miami 1961.
- WILSON J.T., *La mobilità della crosta terrestre*, in «Scienza & Tecnica», Ed. Mondadori, Milano 1970.
- DAL PIAZ G., *Corso di Geologia*, Ed. CEDAM, Padova 1967.
- MANZONI M., *Dizionario di Geologia*, Ed. Zanichelli, Bologna 1971.
- DI COLBERTALDO D., *Giacimenti Minerari*, Vol. I°, pp. 307 e segg., Ed. CEDAM, Padova 1967.

