

G. LIBORIO (*) - A. MOTTANA (*) - G. PASQUARÈ (**) - P. M. ROSSI (***)

PARAGONITE COME COMPONENTE ESSENZIALE DEI CALCESCISTI NEL GRUPPO DI VOLTRI

ABSTRACT. -- *Paragonite as an essential mineral of the calcschists in the Voltri Group.*

During a stratigraphic research on the calcschists of the Voltri Group (geographically belonging to the Northern Apennines, geologically a portion of the Piemontese Zone of the Western Alps) white micas have been investigated by x-ray in order to distinguish variations in the metamorphic facies of the rocks by means of the variations of the composition of the white micas they contain. A portion of this mica has been discovered to be paragonite, previously reported only once (CHATTERJEE, 1962) in calcite-bearing rocks.

The paragonite occurs everywhere in the calcschists of Voltri, irrespectively of their geological settings and calcite contents (fig. 1). Its x-ray properties are quite constant (d_{002} 9.615 Å, b_0 8.890 Å; table 1, fig. 2 a, b), while the coexisting muscovites l.s. show wild variations in their x-ray properties indicating compositions ranging from phengite to muscovite s.s. (fig. 2 c, d; table 2). Up to three muscovites with different basal spacings coexist with only one paragonite in the same sample (fig. 3). The paragonite basal spacings are unusually low, when plotted against those of the coexisting muscovites according to ZEN and ALBEE's (1964) method (fig. 4). It appears therefore that paragonites in calcschists contain fairly large amounts of margarite molecule in solid solution.

Introduzione.

Questo lavoro è il primo di una serie di ricerche geologico-petrografiche sul Gruppo di Voltri, condotte negli Istituti di Geologia e di Mineralogia dell'Università di Milano e basate sui rilevamenti di dettaglio eseguiti dall'Istituto di Geologia sotto la direzione del Prof. B. Martinis coadiuvato da G. Pasquarè, per i fogli « Genova » e « Ceva » p.p. della Carta Geologica d'Italia.

(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano.

(**) Istituto di Geologia dell'Università di Milano, Sezione di Bergamo.

(***) Istituto di Geologia dell'Università di Milano.

Lavoro eseguito col contributo del C.N.R.

Nell'ambito di questo lavoro uno dei principali obiettivi affrontati è stato la ricostruzione stratigrafica e zoneografica della formazione dei calcescisti affioranti nel Gruppo stesso. E' infatti noto che, anche in altre zone delle Alpi, i calcescisti presentano grossi problemi dal punto di vista stratigrafico e zoneografico a causa della loro omogeneità litologica e del loro comportamento tettonico spiccatamente incompetente. Nelle loro successioni apparentemente continue ed a giacitura isoclinale si nascondono elisioni e raddoppiamenti la cui esatta valutazione sfugge ai normali metodi di indagine stratigrafica. D'altra parte, nel Gruppo di Voltri, vi sono indizi precisi di un influsso delle deformazioni tettoniche sull'instaurarsi e lo svilupparsi del metamorfismo, per cui una eventuale ricostruzione delle facies metamorfiche potrebbe fornire un valido appoggio alla comprensione della successione degli eventi tettonici e metamorfici e della distribuzione spaziale delle masse. Si è quindi tentato l'utilizzazione della mica chiara, minerale ubiquitario nella serie, quale indice del variare del grado metamorfico secondo il procedimento messo a punto ed applicato con successo, in altra regione, da due di noi (LIBORIO e MOTTANA, 1970).

Nel corso dell'analisi roentgenografica è venuta sorprendentemente alla luce una quasi costante ed abbondante presenza di paragonite nelle rocce calcescistose del Gruppo di Voltri. Questo minerale, generalmente indicato come raro, non era mai stato riconosciuto nel Gruppo ed inoltre la sua presenza in rocce a calcite era stata segnalata unicamente da CHATTERJEE (1962) in alcune località non ben precisate delle Alpi Occidentali.

Scopo del presente lavoro è quindi quello di mettere in luce la distribuzione della paragonite nelle rocce calcescistose del Gruppo di Voltri e di suggerirne una prima interpretazione petrológica.

Inquadramento geologico.

Il Gruppo di Voltri rappresenta l'estremità sud-orientale della Zona Piemontese delle Alpi Occidentali. Esso si trova a contatto direttamente con le masse appenniniche della Liguria orientale tramite la zona a scaglie di Sestri-Voltaggio; verso ovest il suo limite è determinato da una profonda penetrazione a sud della trasgressione oligocenica propria del bacino terziario piemontese. Tale fatto è da mettere in relazione soprattutto con i lineamenti litologici del sub-

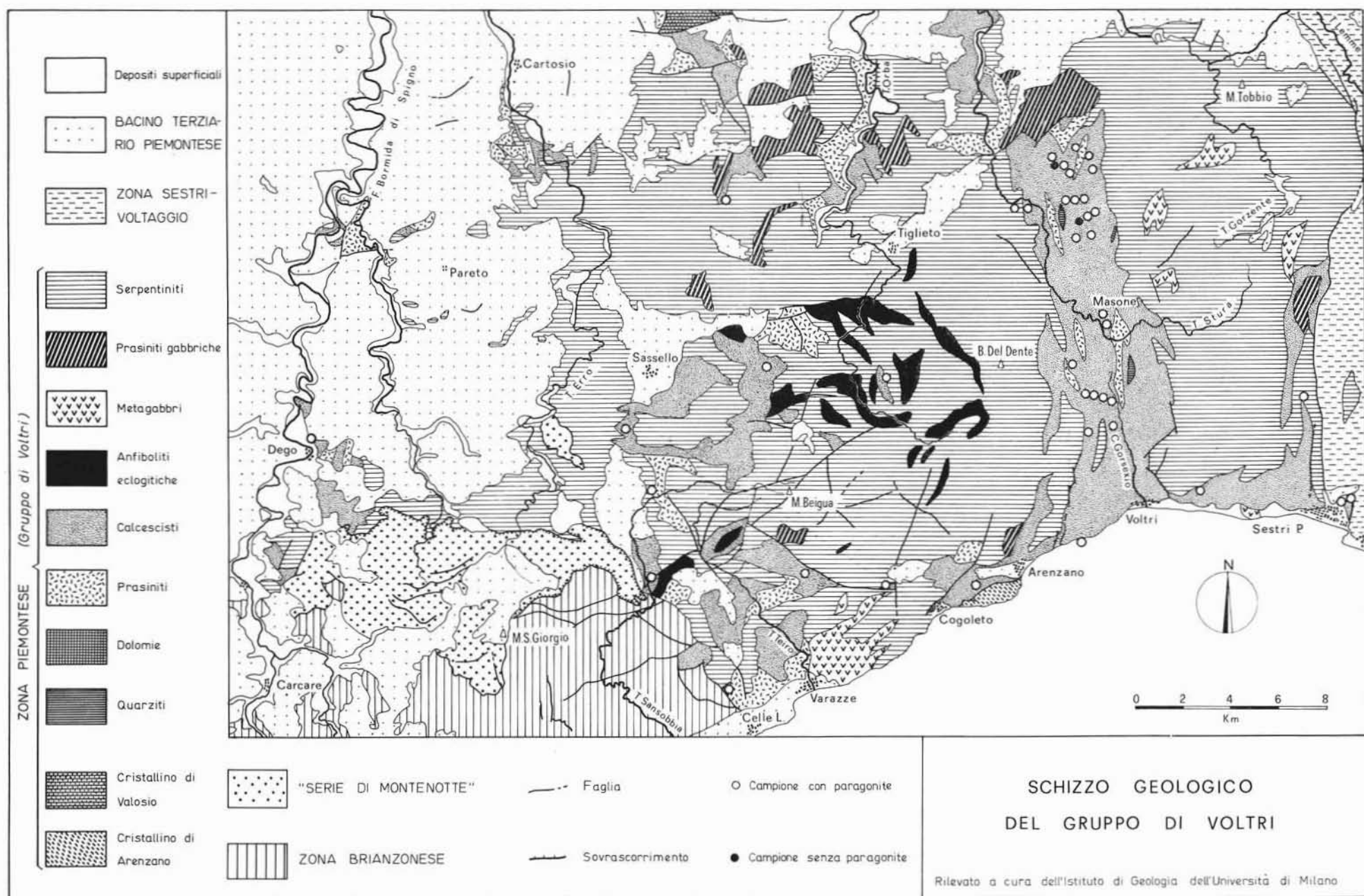


Fig. 1. — Schizzo geologico del Gruppo di Voltri.

strato preoligocenico ed in particolare con la grande abbondanza di rigidi ammassi serpentinosi nello stesso Gruppo di Voltri, non riscontrabili più ad ovest. La successione stratigrafica comprende: un basamento gneissico (Valosio, Arenzano), una limitata serie quarzitea e calcareo-dolomitica triassica, un complesso calcescistoso ofiolitifero di grande potenza. In quest'ultimo complesso i calcescisti l.s. possono essere distinti come unità formazionale dalle ofioliti a giacitura massiccia. Tale separazione appare valida per i caratteri genetici primari ed è stata grosso modo rispettata dalle successive deformazioni tettoniche.

I calcescisti l.s. sono costituiti in predominanza da scisti più o meno calcariferi, talora fortemente alterati, passanti da un lato a mica-scisti, dall'altro a cipollini; essi contengono inoltre abbondanti intercalazioni di prasiniti, serpentinoscisti, cloritoscisti e scisti attinolitici, metagabbri, ecc.

La giacitura dei calcescisti può essere sintetizzata come segue: essi formano due lunghi e potenti affioramenti allineati rispettivamente nelle zone tra Voltri e Rossiglione e tra Cogoleto e Sestri Ponente; e lembi lacerati e sottili scaglie tettoniche entro i grandi ammassi ofiolitici del settore centrale ed occidentale del Gruppo di Voltri.

La zona più favorevole allo studio stratigrafico dei calcescisti è la zona di Voltri-Rossiglione in cui essi affiorano in una fascia pressochè continua e ben esposta per una larghezza di circa 5 km. In seno a questa zona possono essere utilizzati, come orizzonti di riferimento per delimitare inferiormente la formazione dei calcescisti, i livelli quarzitici e calcareo-dolomitici triassici. Questi sono per altro molto discontinui e limitati, per cui risultano limitate anche le possibilità di reperire sezioni stratigrafiche presumibilmente continue entro ai calcescisti. In esse, poi, il limite superiore è ovunque di carattere tettonico, dato cioè dal contatto tra la serie calcescistosa e gli ammassi ofiolitici che la delimitano.

Metodologia.

a) *Campionatura.*

Gran parte della campionatura è stata eseguita nel corso di un'indagine stratigrafica tradizionale nella fascia di calcescisti tra Rossiglione e Voltri dove la giacitura presentava le condizioni migliori per un'indagine di questo tipo

(ROSSI P. M., in preparazione) (1). Alla campionatura stratigrafica si adattava perfettamente l'indagine zoneografica con le miche chiare lungo probabili direttrici metamorfiche già collaudata con successo nelle Alpi Orobie (LIBORIO e MOTTANA, 1970). La scoperta della paragonite ci ha indotto a far precedere al programma originale uno studio sulla distribuzione di questo minerale nell'intero Gruppo di Voltri. Sono stati raccolti quindi campioni in tutta l'area così da coprire in modo più possibile statistico gli affioramenti di calcescisti. Una particolare cura è stata rivolta alla campionatura dei lembi e delle scaglie calcescistose isolate nelle masse serpentinitiche a causa del loro particolare significato petrologico e correlativo.

Per ogni località è stato raccolto un quantitativo di materiale proporzionale all'abbondanza di mica nella roccia, con un minimo di 0,5 kg per gli seisti ed un massimo di 2 kg per i cipollini.

b) *Misure sperimentali.*

Per la concentrazione della frazione micacea della roccia sono state fondamentalmente seguite le operazioni già descritte in LIBORIO e MOTTANA (1970). Essendosi osservato, durante la separazione magnetica (2), che esistevano massimi di attrazione a diversi amperaggi, si è standardizzato il procedimento raccogliendo le seguenti frazioni: 0,80 —1,00 Amp; +1,00 —1,30 Amp; +1,30 —1,50 Amp; residuo a —1,50 Amp.

La frazione —1,50 Amp è risultata essere costituita in prevalenza da un minerale micaceo con periodo basale intorno a 9,62 Å, riferibile a paragonite (3) (cfr. LADURON e MARTIN, 1969, pp. 161-162).

Il controllo ai RX ci ha imposto di prendere in esame tutte le frazioni magnetiche poichè la muscovite presentava più fasi distinguibili e concentrabili in modo differenziale per la loro suscettività. Le operazioni di concentrazione, separazione e le successive misure ai RX sono state effettuate solo su campioni trattati a secco. Nelle fasi preliminari avevamo purificato i campioni eliminando completamente la calcite con HCl al 5% e le patine di bitume con

(1) La campionatura è stata effettuata in parte in collaborazione col Dott. E. Valentino.

(2) La separazione è stata effettuata sia col separatore Frantz Isodinamic con inclinazione in avanti 25°, pendenza laterale 15° sia col separatore magnetico Cook, rispettivamente con 25° e 10°. Nel lavoro di separazione siamo stati validamente coadiuvati dal Dott. S. Chiesa della Sezione di Bergamo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Milano.

(3) Un periodo basale prossimo è quello della margarite (d_{002} 9,580 ricalcolato dai dati di cella di TEKEUCHI e SADANAGA, 1959, p. 945), che però si differenzia nell'intensità dei riflessi e nell'indice di rifrazione che è notevolmente più elevato di quello del nostro minerale (1,63 contro 1,60-1,61).

H₂O₂ a 15 volumi; successivamente però abbiamo trascurato questo accorgimento non essendo state osservate variazioni tra campioni trattati e non trattati.

Per le frazioni muscovitiche è stato seguito il procedimento di CIPRIANI e coll. (1968, pp. 158-159) modificato da LIBORIO e MOTTANA (1970, pp. 187-189). Esso è stato usato anche per la misura del riflesso 060 della paragonite, con oscillazione tra 59°50 e 63°50 2 θ CuK α . Per la determinazione del periodo basale della paragonite (d_{002}) si è preferito misurare in oscillazione la distanza tra i picchi α_1 dei riflessi 2021 del quarzo (45°795) e 00.10 della mica (47°20-47°25).

La determinazione del politipo delle muscoviti è basata sul confronto con le tavole di YODER e EUGSTER (1955). Esse sono state controllate ricalcolandone i riflessi col programma di EVANS et al. (1963) e basandosi sulle dimensioni e sulle simmetrie reticolari date dai due AA. Per la paragonite esistono in letteratura dati eccellenti sul politipo 2M₁ (ZEN et al., 1964, pp. 188-189), mentre dati sui politipi meno diffusi non sono soddisfacenti (DIETRICH, 1956, p. 941). Non è ancora stata descritta nessuna paragonite 1M, mentre è noto che la brammallite (illite sodica) possiede questa simmetria. Di conseguenza sono stati ricalcolati, sempre col programma di EVANS et al. (1963), i riflessi caratteristici di una paragonite 3T basati su di una cella teorica $a_0 = 5,130$ e $c_0 = 28,980$ Å dedotta dai valori della cella di ZEN et al. (1964). Due soli picchi sono risultati diagnostici per questo politipo: rispettivamente 113 a 36°23 2 θ CuK α e 119 a 45°19 2 θ CuK α . Essi non sono mai stati riscontrati nel nostro materiale che quindi è, con ogni probabilità, solo 2M.

c) Controllo degli errori.

Il controllo degli errori strumentali del procedimento adottato è concordante con quello effettuato da LIBORIO e MOTTANA (1970, pp. 201-202). Quindi i parametri reticolari delle nostre muscoviti sono approssimati a $\pm 0,002$ Å. Il metodo adottato per la paragonite, oltre al controllo dell'accuratezza che ci ha quasi confermato quanto sopra ($\pm 0,003$ Å), ha subito anche un controllo indiretto per la precisione. E' stato infatti esaminato un campione di paragonite del Pizzo Forno che ha fornito un parametro basale di 9,649 Å in pieno accordo col valore di 9,647 ottenuto da ROSENFELD et al. (1958, p. 1637) su un campione della stessa località, valore accettato anche da ZEN e ALBEE (1962, p. 906).

Discussione dei risultati sperimentali.

I risultati delle determinazioni roentgenografiche sulla paragonite dei calcescisti del Gruppo di Voltri sono riportati in tab. 1 e rappresentati graficamente negli istogrammi di fig. 2 a, b. Le proprietà della paragonite sono estremamente uniformi: d_{002} varia da un minimo

TABELLA 1.

Posizione geografica e proprietà roentgenografiche delle paragoniti del Gruppo di Voltri.

Campione	Coordinate U.T.M. (1)	$d_{000}(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$
GVRV 25	7798.2605	9.613	8.891
GVRV 39	7814.2385	9.616	8.890
GVRV 40	7815.2384	9.612	8.893
GVRV 46	7854.2366	9.613	8.893
GVRV 57	7924.2296	9.615	8.891
GVRV 58	7923.2300	9.612	8.891
GVRV 79	7740.3422	9.616	8.890
GVRV 87	7766.3414	9.614	8.894
GVRV 88	7771.3413	9.614	8.895
GVRV 105	7836.3412	9.616	8.891
GVRV 114	7789.2284	9.611	8.891
GVRV 124	7695.3192	9.615	8.893
GVRV 134	7713.3186	9.615	8.892
GVRV 144	7725.3190	9.617	8.893
GVRV 153	7741.3207	9.615	8.893
GVRV 157	7745.3208	9.616	8.893
GVRV 304	7473.3232	9.614	8.893
GVRV 307/2	7551.3251	9.615	8.891
GVRV 324	7812.2744	9.615	8.893
GVRV 326	7819.2740	9.614	8.894
GVRV 401	6269.3290	9.614	8.890
GVRV 417	6272.1200	9.613	8.892
GVRV 420	8728.2000	9.613*	8.890
GVRV 421	8728.2000	9.607*	8.890
GVRV 423	7803.1834	9.610	8.890
GVRV 426	6934.1618	9.610	8.891
GVRV 427	6629.1638	9.615	8.890
GVRV 432	5919.2024	9.618	8.892
GVRV 433	6432.2545	9.618	8.893
GVRV 434	7060.2433	9.614	8.891
GVRV x21	7832.3135	9.612	8.891
GVRV x35	7734.3063	9.615	8.892

(*) Valori poco attendibili per la scarsità di paragonite.

(1) Tutti i campioni appartengono alla zona 32 T quadrante MQ.

(segue tab. 1)

La paragonite è inoltre presente, ma in quantità tali da non consentire una misura delle sue proprietà, nei seguenti campioni

GVRV 66	7684.3451	GVRV 409	4540.2241
GVRV 91	7781.3413	GVRV 415	5924.1660
GVRV 131	7706.3186	GVRV 418	8685.2470
GVRV 402	5871.2284	GVRV 422	8239.2012

La paragonite non è presente nei seguenti campioni

GVRV 67	7692.3448	GVRV 138	7715.3188
---------	-----------	----------	-----------

di 9,610 Å ad un massimo di 9,619 Å con una distribuzione praticamente gaussiana dei valori intermedi e con una mediana a 9,615 Å. Anche b_0 ha una variazione molto limitata, ma con distribuzione meno rigorosamente simmetrica. Benchè l'intervallo di variazione tanto di d_{002} quanto di b_0 sia appena tre o quattro volte l'errore stimato, la distribuzione dei valori sembra indicare che effettivamente la paragonite varia in composizione, pur mantenendosi entro limiti molto ristretti. Ricalcolandone la composizione in base alla formula di ZEN e ALBEE (1964, p. 915) la paragonite in esame avrebbe mediamente una composizione $Pg_{99} Ms_1$ cioè si tratterebbe di un termine sodico quasi puro. Non esistono invece, attualmente, dati sul variare di b_0 col contenuto dello strato ottaedrico nelle paragoniti; tuttavia il valore mediano da noi ottenuto (8,891 Å) è straordinariamente vicino a quello osservato nella paragonite teorica alluminifera da RADOSLOVICH (1962, p. 626).

Per la maggior parte dei campioni sono state determinate anche le proprietà roentgenografiche delle muscoviti l.s. coesistenti (tab. 2). Esse mostrano un intervallo di variazione enormemente più esteso di quello della paragonite, sia quanto a periodo basale, sia quanto a b_0 . I valori estremi sono, rispettivamente, 9,912 e 9,986 Å per il primo, 9,005 e 9,046 Å per il secondo. Gli istogrammi della fig. 2 c, d mettono in evidenza che il grande intervallo di variazione è connesso con l'esistenza di più massimi, cioè con la presenza in queste rocce di più miche muscovitiche (fig. 3). I massimi di frequenza corrispondono, per d_{002} , ai valori 9,935, 9,955 e 9,975 Å che, ricalcolati con la formula

TABELLA 2.

Posizione geografica e proprietà roentgenografiche delle muscoviti s.l. del Gruppo di Voltri.

Campioni	Coordinate U.T.M. (1)	$d_{002}(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$
GVRV 25	7798.2605	9.982	9.018
		9.963	9.009
GVRV 40	7815.2384	9.966	9.036
		9.973	
GVRV 46	7854.2366	9.984	9.040
		9.958	9.018
		9.940	
GVRV 57	7924.2296	9.975	9.040
		9.950	9.025
		9.920	
GVRV 58	7923.2300	9.953	9.037
		9.936	
GVRV 79	7740.3422	9.948	9.035
GVRV 87	7766.3414	9.979	9.024
		9.965	
GVRV 88	7771.3413	9.986	9.014
		9.978	
		9.967	
GVRV 91	7781.3413	9.957	9.034
		9.948	
GVRV 105	7836.3412	9.954	9.030
GVRV 124	7695.3192	9.977	9.034
		9.957	
		9.934	
GVRV 134	7713.3186	9.977	9.030
		9.940	
GVRV 138	7715.3188	9.936	9.037
		9.912	
GVRV 144	7725.3190	9.952	9.028
GVRV 153	7741.3207	9.955	9.038
		9.931	
GVRV 157	7745.3208	9.956	9.046
		9.933	9.021
GVRV 304	7473.3232	9.972	9.031
		9.959	9.022

(1) Tutti i campioni appartengono alla zona 32 T quadrante MQ.

(segue tab. 2)

Campioni	Coordinate U.T.M. (1)	$d_{002}(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$
GVRV 425	7300.1594	9.955	9.030
		9.948	9.024
GVRV 433	6432.2545	9.969	9.041
		9.953	9.031
GVRV 434	7060.2433	9.967	9.043
		9.955	9.022
		9.931	
Campioni in cui è stata esaminata una sola frazione			
GVRV 67	7692.3448	9.955	9.033
GVRV 307/2	7551.3251	9.978	9.007
GVRV 324	7812.2744	9.980	9.020
GVRV 326	7819.2740	9.983	9.010
GVRV 401	6269.3290	9.982	9.014
GVRV 417	6272.1200	9.978	9.005
GVRV 420	8728.2000	9.956	9.028
GVRV 421	8728.2000	9.963	9.028
GVRV 423	7803.1834	9.976	9.015
GVRV 426	6934.1618	9.976	9.012

data da GUIDOTTI e CRAWFORD (1967, p. 86), indicano composizioni rispettivamente $Ms_{74}Pg_{26}$, $Ms_{79}Pg_{21}$ e $Ms_{88}Pg_{12}$. Nell'istogramma di b_0 si osservano solo due massimi ai valori 9,020 e 9,030 Å, probabilmente in conseguenza della minore sensibilità del metodo di misura. Dalla forma dell'istogramma appare chiaro che le muscoviti l.s. dei calcescisti sono per lo più fengiti che, ricalcolate con la formula proposta da CIPRIANI e coll. (1968, p. 166) hanno un contenuto femico dello strato ottaedrico pari a 0,09 e 0,14 rispettivamente.

Proiettando il parametro basale della paragonite in funzione di quelli delle muscoviti l.s. ad essa associate (ZEN e ALBEE, 1964, p. 909) si osserva (fig. 4) che i valori da noi ottenuti giacciono ben al di sotto della retta tracciata dagli autori ed anche del suo limite di confidenza. Discrepanze dalla retta erano già state osservate da ZEN e ALBEE

(p. 909) allorchè avevano proiettato valori ricavati dalla letteratura, tanto che essi non avevano ritenuto opportuno utilizzare i valori di CHATTERJEE (1962 pag. 591) per il calcolo della loro retta di regressione. In effetti questi, accurati alla seconda cifra decimale, sono notevolmente dispersi anche rispetto ai nostri dati (Fig. 4). I nostri

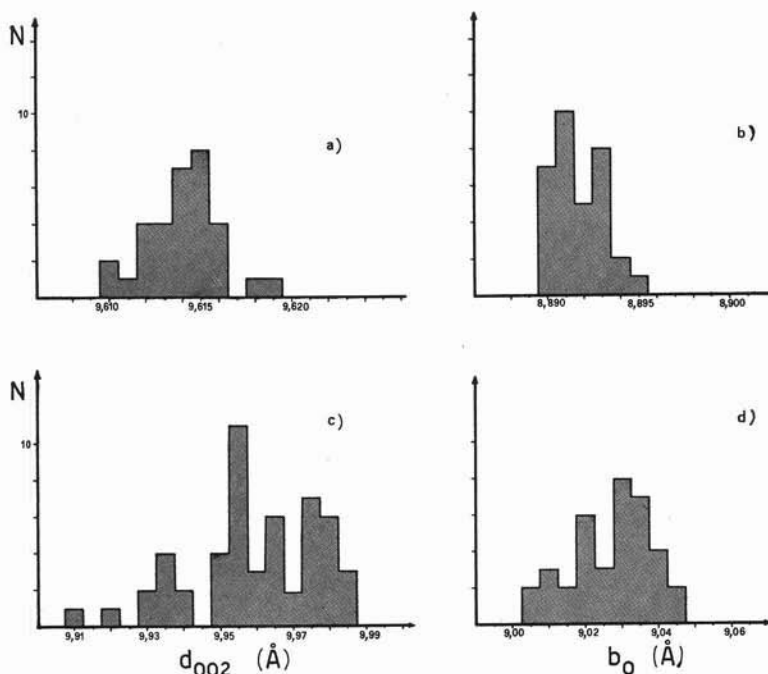


Fig. 2. — Distribuzione dei valori misurati nelle paragoniti (a, b) e nelle muscoviti l.s. con esse coesistenti (c, d).

valori sono concentrati e regolarmente distribuiti parallelamente alla retta: lo spostamento rispetto ad essa è dovuto, essenzialmente, ai valori estremamente bassi del d_{002} della paragonite. Poichè questi sono sicuramente attendibili (v. pag. 673) solo ragioni chimico-fisiche ne possono essere la causa. Questa risiede, a nostro avviso, non tanto nel fatto che i campioni di ZEN e ALBEE siano di una diversa serie di facies, quanto nella probabile presenza di molecola margaritica in soluzione solida nella nostra paragonite. E' noto infatti che la margarite

ha un periodo basale minore della paragonite e che il Ca è accettato dalla paragonite in quantità molto maggiore (fino a 20 volte di più) che dalla muscovite (BELKOVSKY, 1969, p. 352; KARAMATA et al., 1970, p. 10). Di conseguenza, come già accennato in via presuntiva da ZEN e ALBEE (1964, p. 913), la presenza di Ca nel sistema ha molto mag-

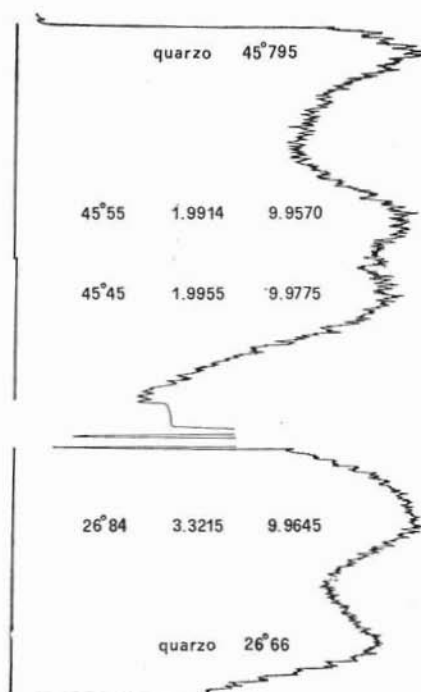


Fig. 3. — Esempio di diffrattogrammi ottenuti scandendo di centesimo in centesimo di grado gli intervalli $26^{\circ}50-27^{\circ}00$ e $45^{\circ}30-46^{\circ}00$ circa della frazione $-1,00 \pm 1,30$ Amp di un campione contenente più miche muscovitiche coesistenti. Il riflesso 006 (basso) mostra una lieve asimmetria, ma non è sdoppiato; il riflesso 00.10 (alto) è chiaramente sdoppiato, ma con valori e con intensità che escludono possa trattarsi di un doppietto $\alpha_1 - \alpha_2$. Il valore di d_{002} calcolato in base a 006 è in effetti quasi la media dei due calcolati in base a 00.10.

gior influenza sulle proprietà roentgenografiche della paragonite di quanto non ne abbia su quelle della muscovite e non fa sorpresa che paragoniti ricristallizzate in ambiente fortemente calcico abbiano periodo basale inconsueto.

Cenni di interpretazione petrologica.

La paragonite, come specie mineralogica, è stata istituita ancora ai primordi della ricerca mineralogica (SCHAFHÄUTL, 1843: in STRUNZ, 1966, p. 383), ma solo in tempi relativamente recenti ne è stata confermata definitivamente la validità (SCHALLER e STEVENS, 1941). Ancor più recentemente si è osservato che essa è un minerale relativa-

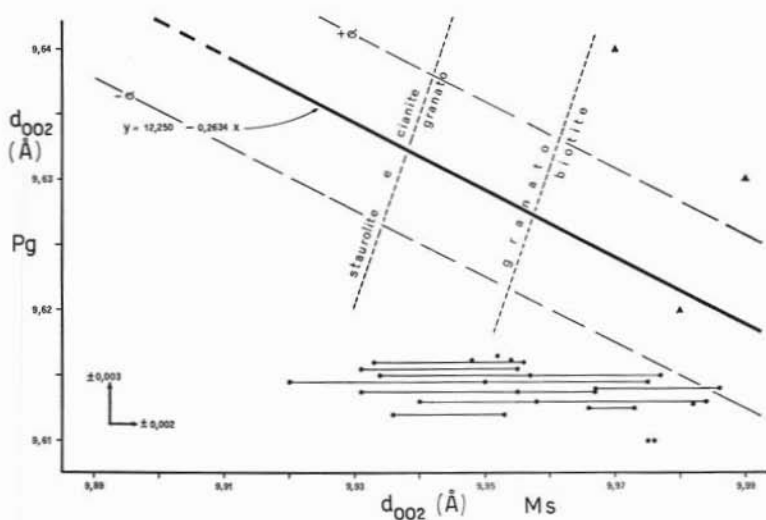


Fig. 4. — Proiezione del periodo basale della paragonite in funzione dei periodi basali delle muscoviti l.s. coesistenti. Le muscoviti presenti in uno stesso campione sono unite da un tratto. La retta riportata è quella calcolata da ZEN e ALBEE (1964) per le loro coppie muscovite-paragonite. I triangoli sono i dati sulle coppie paragonite-muscovite nei calcescisti determinati da CHATTERJEE (1962).

N.B. - Solo alcuni valori indicativi tra quelli misurati (tabb. 1, 2) sono riportati in questa figura.

mente comune in certe rocce scistoso-cristalline (HARDER, 1956; ROSENFELD et al., 1958; ZEN e ALBEE, 1964; ecc.). Essa è citata ben di rado in letteratura solo perchè non è possibile distinguerla per via ottica dalla muscovite.

La sua relativa scarsità però non è unicamente dovuta a difficoltà di riconoscimento, ma sembra avere anche ragioni chimiche e pe-

trologiche: esse risiederebbero soprattutto nel fatto che il contenuto relativo di Al_2O_3 negli scisti è di solito troppo basso per produrla in preferenza dell'albite (GUIDOTTI, 1968, p. 968).

Per le nostre rocce già la presenza del cloritoide testimonia che il loro contenuto di Al_2O_3 è decisamente alto. Il cloritoide ha inoltre la

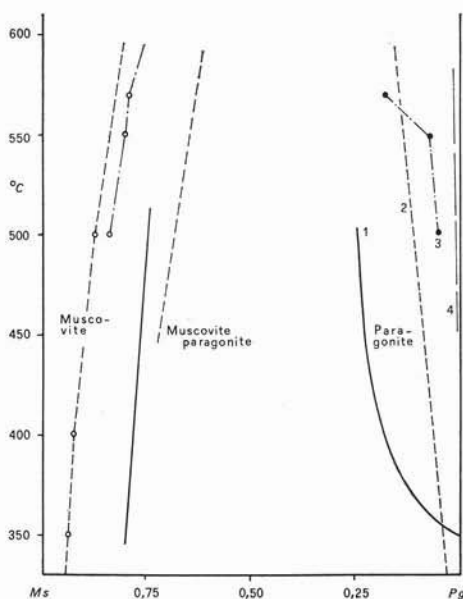


Fig. 5. — Sinossi delle determinazioni sperimentali sul sistema muscovite-paragonite (ridisegnata da POPOV, 1968). Le determinazioni dei limiti di miscibilità sono dovute a POPOV (1968) (1), EUGSTER e YODER (1955) (2), IYAMA (1964) (3) e NICOL e ROY (1965) (4).

funzione di assorbente del ferro a preferenza della biotite, molto rara nei calcescisti del Gruppo di Voltri e con caratteri di riassorbimento.

La piccola quantità di albite presente talora nei calcescisti potrebbe spengersi con ragioni di chimismo globale, per esempio con una composizione chimica del residuo silicatico dei calcescisti al limite tra i campi X_2 e X_3 delimitati da THOMPSON (in GUIDOTTI, 1968, p. 965).

Le reazioni descritte in letteratura e qui accennate appaiono indipendenti dal fatto che le rocce in esame contengano calcite in abbondanza. Ciò conferma che nelle condizioni di metamorfismo della facies

degli scisti verdi la calcite è un minerale inerte e non prende parte alle reazioni. Una certa influenza petrologica, però, non le può essere negata, probabilmente nel senso che la elevata P_{CO_2} ambientale può aver favorito reazioni che normalmente prendono avvio o si svolgono a temperature più elevate; in particolare, la presenza nelle nostre rocce di muscoviti a parametro basale tipico di facies di alto grado (circa 9,90 Å) potrebbe essere spiegata in base alle considerazioni termodinamiche postulate da DOBRETsov (1966, fig. 1 b, p. 156) secondo il quale il campo di stabilità della muscovite risulta notevolmente abbassato da elevate condizioni P_{CO_2} .

Come è noto, in letteratura solo CHATTERJEE (1962) cita la presenza di paragonite nei calcescisti delle Alpi Occidentali e inoltre, a nostra conoscenza, la paragonite non è mai stata citata altrove in paragenesi con calcite (⁴).

Questo è senz'altro un fatto casuale poichè ricerche preliminari da noi effettuate su varie rocce scistoso-cristalline contenenti calcite delle Alpi hanno mostrato che la paragonite è sovente presente, talora in notevoli quantità.

In conclusione, nei calcescisti del Gruppo di Voltri la paragonite può essere considerata un minerale essenziale. Esso coesiste in associazione stabile con la calcite, il cloritoide ed una delle muscoviti l.s. che caratterizzano l'evoluzione polifasica del metamorfismo di queste rocce. L'impossibilità, sia di riconoscere otticamente la muscovite dalla paragonite, sia di stabilire ai RX la muscovite a cui la paragonite è associata stabilmente, non permette attualmente di utilizzare i diagrammi termometrici basati sul sistema Ms-Pg. Tuttavia i caratteri della paragonite a sè stante sono molto costanti e tipici di una composizione $NaAl_2[(OH)_2AlSi_3O_{10}]$ quasi pura quale nei sistemi sperimentali descritti da EUGSTER e YODER (1955) e POPOV (1968) appare dover cristallizzare ad una temperatura dell'ordine di 350° (fig. 5).

Riepilogo e considerazioni conclusive.

Nel Gruppo di Voltri esiste una netta contrapposizione spaziale tra ofioliti a giacitura massiccia e rocce calcescistose con intercalazioni di pietre verdi. I calcescisti affiorano in due fasce maggiori, dotate di

(⁴) HARDER (1956, p. 248) cita un unico caso di paragonite e calcite coesistenti, ma la calcite è solo un minerale accessorio (3% in volume).

una certa continuità stratigrafica, nonchè in numerosi lembi sparsi in mezzo alle grandi masse ofiolitiche o incuneati in esse a forma di scaglie. La posizione stratigrafica di questi ultimi risulta per ora indecifrabile, benchè litologicamente essi si avvicinano molto alle rocce in serie pressocchè normale.

Malgrado queste differenze di giacitura e di rapporti tettonici con le masse ofiolitiche, tutti i calcescisti finora esaminati sono caratterizzati dalla presenza di paragonite accanto ad uno o più termini muscovitici l.s. La paragonite appare ben cristallizzata e con caratteristiche roentgenografiche molto costanti e tipiche di una composizione $\text{NaAl}_2[(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ pressocchè pura. Le muscoviti invece variano da termini fengitici fino a muscoviti p.d. e mostrano inoltre un ampio campo di miscibilità allo stato solido con la molecola paragonitica. Più muscoviti possono coesistere tra loro e con la paragonite in uno stesso campione.

Queste niche sono presenti in rocce i cui componenti essenziali sono, oltre alle niche stesse ed alla calcite: clorite, quarzo, biotite in genere cloritizzata, cloritoide e talora granato ed albite. Questi minerali non costituiscono probabilmente una paragenesi, bensì sono il prodotto di accumulo di più fasi di cristallizzazione. La paragonite è ritenuta essere cristallizzata in paragenesi con calcite, clorite, una delle muscoviti e cloritoide nella facies metamorfica degli scisti verdi, sub-facies a clorite. La fase metamorfica caratterizzata da tale facies dovrebbe aver avuto una diffusione molto omogenea in tutta l'area del Gruppo di Voltri interessando rocce di posizione tanto stratigrafica quanto strutturale del tutto disparata.

Il residuo silicatico dei calcescisti ha probabilmente una composizione chimica fortemente alluminifera, condizione necessaria per la formazione tanto del cloritoide quanto della paragonite. Per la formazione di quest'ultima, e soprattutto sotto il profilo dell'origine del sodio in essa contenuto, il problema si estende ad altri più vasti aspetti petrologici in seno al Gruppo di Voltri (condizioni primarie nella serie sedimentaria dei calcescisti, relazioni col processo di serpentinizzazione delle ofioliti, ecc.) per cui ogni considerazione dettagliata avrebbe carattere prematuro.

BIBLIOGRAFIA

- BELKOVSKY A. I. (1969) - *Calcium bearing paragonite from the metamorphic complex of Ufaley* (in russo). *Zapisky vses. Miner. obsc.*, 98, 350-352.
- CHATTERJEE N. D. (1962) - *Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. II. Petrographische Auswertung des Probenmaterials*. *N. Jb. f. Geol. u. Palaont. Mh.*, 1962, 587-605.
- CIPRIANI C., SASSI F. P., VITERBO BASSANI C. (1968) - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 24, 153-187.
- DIETRICH R. V. (1956) - *Trigonal paragonite from Campbell and Franklin Counties, Virginia*. *Am. Miner.*, 41, 940-942.
- DOBRETSOV N. L. (1966) - *Significance of the partial pressure of H₂O and CO₂ in metamorphic systems*. *Doklady Akad. Nauk SSSR.*, 166, 154-157 (trad. inglese).
- EUGSTER H. P., YODER H. S. jr. (1954) - *Stability and occurrence of paragonite*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 1248-1249.
- EUGSTER H. P., YODER H. S. jr. (1955) - *The join muscovite-paragonite*. *Carnegie Inst. Washington Yearbook*, 54, 124-126.
- EVANS H. T., APPELMAN D. E., HANDWERKER D. S. (1963) - *The least-square refinement of crystal unit cell with powder diffraction data by an automatic computer indexing method (abs. E-10)*. *Progr. Abstr. Am. Cryst. Ass. Meet. Cambridge, Mass.* 42 pp.
- GUIDOTTI C. V., CRAWFORD K. E. (1967) - *Determination of Na/Na+K in muscovite by x-ray diffraction and its use in the study of pelitic schists in North-west Maine*. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.*, 115, 86.
- GUIDOTTI C. V. (1968) - *On the relative scarcity of paragonite*. *Am. Miner.*, 53, 963-974.
- HARDER H. (1956) - *Untersuchungen an Paragoniten und an natrium-haltigen Muskowiten*. *Heidelberg. Beitr. Miner. Petr.*, 5, 227-271.
- KARAMATA S., KEESMANN I., OKRUSCH M. (1970) - *Ein Paragonit-führender Granatquarzit im Raum Brezovica, Sudserbien*. *N. Jb. Miner. Mh.*, H. 1, 1-19.
- IYAMA I. T. (1964) - *Etude des réactions d'échange d'ions Na—K dans la série muscovite-paragonite*. *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.*, 87, 532-541.
- LADURON D., MARTIN H. (1969) - *Coexistence de paragonite, muscovite et phengite dans un micasciste à grenat de la zone du Mont-Rose*. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 92, 159-172.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1970) - *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. II. Variazione delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli Scisti di Edolo lungo direttrici metamorfiche*. *Rend. Soc. It. Min. Petrol.*, 26, 179-204.
- LOCHER T. (1957) - *Zur Geologie der Gruppe von Voltri (Ligurien - Italien)*. *Inaug. Diss. Un. Zurich*, 71, 1-91.

- NICOL A. W., ROY R. (1965) - *Some observations on the system muscovite-paragonite*. *Canad. J. Earth Sc.*, 2, 401-405.
- PASQUARÉ G. (1958) - *Contributo allo studio geologico del settore centro-settentrionale del « Gruppo di Voltri »*. *Boll. Serv. Geol. d'It.* 80, 125-202.
- POPOV A. A. (1968) - *Composition of muscovites and paragonites synthesised at temperatures 350-500°* (in russo). *Geokhimiya*, 2, 131-144.
- RADOSLOVICH E. W. (1962) - *The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. II. Regression relations*. *Am. Miner.*, 47, 617-636.
- RADOSLOVICH E. W., NORRISH K. (1962) - *The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates. I. Some structural considerations*. *Am. Miner.*, 47, 599-616.
- ROSENFELD J. L. (1956) - *Paragonite in the schist of Glebe Mountain, southern Vermont*. *Am. Miner.*, 41, 144-147.
- ROSENFELD J. L., THOMPSON J. B., ZEN E.-A. (1958) - *Data on coexistent muscovite and paragonite*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69, 1637.
- SCHALLER W. I., STEVENS R. E. (1941) - *The validity of paragonite as a mineral species*. *Am. Miner.*, 26, 541-545.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - Foglio geologico 81 « CEVA ».
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - Foglio geologico 82 « GENOVA ».
- STRUNZ H. (1966) - *Mineralogische Tabellen*. Akad. Verlagsgesell., Geest e Portig K.-G., Leipzig.
- TAKEUCHI Y., SADANAGA R. (1959) - *The crystal structure of xantophyllite*. *Acta Cryst.*, 12, 945-946.
- YODER H. S. jr., EUGSTER H. P. (1955) - *Synthetic and natural muscovites*. *Geoc. Cosm. Acta*, 8, 225-280.
- ZEN E.-A., ALBEE L. (1964) - *Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists*. *Am. Miner.*, 49, 904-925.
- ZEN E.-A., ROSS M., BEARTH P. (1964) - *Paragonite from Täsch Valley near Zermatt, Switzerland*. *Am. Miner.*, 49, 183-190.