

GIUSEPPE GIUSEPPETTI

## ROCCE E MINERALI DELLA FORMAZIONE OFIOLITICA DI VOLPEDO (Oltrepò pavese)

Le presenti ricerche costituiscono un ulteriore contributo allo studio delle rocce della formazione ofiolitica appenninica e, in particolare, si riferiscono ad un piccolo ma interessante affioramento che si trova a quota 411 ad Est del torrente Curone in località denominata "Cava di Volpedo", nell'Appennino Pavese e ad altri ancora più piccoli che si trovano nelle immediate vicinanze di questo.

Esse si inquadrano in una serie di studi già da tempo iniziati in questo Istituto ed in precedenza nell'Istituto di Mineralogia di Firenze ed in parte già pubblicati (19) e sono state eseguite con lo scopo di porre a confronto le caratteristiche di questo affioramento con quelle degli altri già studiati, per potere avere ulteriori dati che possano portare maggiormente luce sulla genesi e la natura ancora così troppo poco conosciuta di tale formazione ofiolitica.

Detta formazione serpentinoso, come al solito, si trova compresa entro una massa di argilloscisti.

Nella zona della formazione ofiolitica esiste una cava abbandonata essendosi, in tempi passati, tentata l'utilizzazione della serpentina e con i lavori di estrazione è stata prodotta una sezione particolarmente interessante per l'esame della massa serpentinoso stessa. Si tratta infatti di una parete alta una ventina di metri e costituita da serpentina compatta e scura ove è possibile osservare la massa meno alterata di detta roccia.

Al contatto con la roccia ofiolitica inglobante, la serpentina si mostra invece in una massa granulata e sabbiosa, di colore verde chiaro, che include grossi noduli compatti di materiale scuro, di aspetto steatitoso e tutta solcata da piccole vene di una sostanza bianca, bene cristallizzata, che è risultata essere calcite. Questa massa disfatta pare essere un passaggio intermedio al tipo di profonda alterazione descritta dal Minguzzi (19) per l'Impruneta.

Nella parte superiore della massa serpentinoso, ad Ovest della cava, in un affossamento prodotto da erosione, appare, messo alla luce dall'erosione stessa, un piccolo dosso di conglomerato granitico delle dimensioni di 15x2 m (misurato alla base) e di forma piramidale con andamento Est-Ovest, quasi perpendicolare alla sezione della cava.

Questo piccolo blocco granitico è di particolare interesse poichè contrariamente a quanto si verifica in rocce di questa giacitura, qui i frammenti che lo costituiscono, fortemente cementati fra di loro, si presentano molto più freschi di quanto non avvenga altrove ed hanno un tipico e vario aspetto.

Si trovano inclusi infatti grossi frammenti che giungono a 40-50 cm di diametro talvolta spigolosi e talvolta rotondeggianti, di un granito a grana grossissima di aspetto tendente al pegmatitico, con predominanti grossi individui di un feldispato rosa associato ad individui pure di notevoli dimensioni di quarzo, feldispato chiaro, che vedremo essere plagioclasio di tipo albitico, e numerose laminette di biotite.

Impastati nella massa appaiono poi altri blocchi di un granito a grana media di colore più chiaro del precedente e blocchi di una roccia a grana minutissima, che si è constatato essere un microgranito.

Si notano pure facies intermedie fra quelle a grana grossa e quelle a grana minutissima tali da poter fare pensare ad un passaggio graduale dall'una all'altra.

Si osservano anche blocchi a struttura porfiroide, con pasta di fondo microcristallina grigia, costituita dai soliti elementi del granito, in cui sono immersi cristalli già abbastanza grossi e grossissimi, fino a raggiungere le dimensioni di 4x5 cm, di feldispato rosa.

Grossissimi cristalli di questo stesso feldispato di aspetto pegmatitico, che possono raggiungere le dimensioni di 10-15 cm secondo l'allungamento, si trovano anche inclusi isolatamente nella massa del conglomerato. Accanto a questi materiali acidi, così vari di struttura, appaiono di quando in quando elementi serpentinosi di colore molto chiaro.

Questi diversi tipi di granito trovati e per di più riuniti in un unico blocco cementato hanno un particolare significato, poichè in ricerche precedenti eseguite dal Bonatti (2) risultava che i graniti di questa zona dell'Appennino Pavese erano certamente co-

stituiti da elementi a grana minuta e grana grossa, ma mentre dal su ldetto Autore erano stati riscontrati in loco e studiati dei micrograniti, non era stato a lui possibile trovare traccia di quelli a grana grossa.

Detti graniti a grana grossa erano stati descritti dalla Brusoni (5), però anche di essi non si sapeva l'esatta provenienza poichè i campioni studiati erano stati forniti all'Autrice dal Prof. Taramelli e non era stato possibile risalire al loro posto d'origine.

Viene quindi così confermata, con l'attuale ritrovamento, la presenza di questa variazione di facies del granito anche nell'Appennino Pavese.

Oltre a detto affioramento principale, sono stati esaminati i piccoli affioramenti a serpentina che si trovano sparsi all'intorno di questo. Non si è creduto però opportuno eseguire studi su questi vari tipi di serpentina poichè presentavano tutti lo stesso aspetto di quelli trovati alla cava. In questi sono stati trovati però alcuni minerali di formazione secondaria dei quali sono state osservate le condizioni di giacitura e sui quali si è creduto opportuno eseguire ricerche particolari.

E' stato eseguito un accurato esame chimico petrografico delle varie parti del conglomerato granitico e della roccia serpentinoso, sia nelle sue parti più fresche che in quelle più o meno alterate. Inoltre sono stati studiati isolatamente anche alcuni dei minerali più tipici provenienti dalla trasformazione della serpentina e presenti come minerali di vena.

## LE ROCCE

### Graniti

Sono stati presi in esame cinque campioni di granito dei quali uno a grana grossissima, tre a grana media, uno a grana minutissima.

#### *Granito a grana grossa (Camp. 1)*

All'esame macroscopico mostra struttura granitica a elementi piuttosto grossi con accenno a struttura porfiroide per la presenza di cristalli di maggiori dimensioni di feldispato rosa. Si distinguono molto bene ad occhio nudo il quarzo, il feldispato potassico e la mica nera che punteggia abbondantemente tutta la massa.

In sezione sottile la roccia mostra, se si fa astrazione dai maggiori cristalli di feldispato, struttura granulare, ipidiomorfa, con una lieve tendenza all'autoalotriomorfia. In generale essa si presenta abbastanza fresca. I costituenti principali e maggiormente rappresentati sono quelli tipici di rocce granitiche: quarzo, feldispato potassico, plagioclasio, biotite.

Il quarzo si presenta in vaste plaghe, non mostra estinzioni ondulate e neppure fratture. I singoli individui misurano in media  $2.6 \times 1.7$  mm.

Il feldispato potassico si presenta in grandi cristalli ( $5 \times 3$  mm) parzialmente sericitizzato. In taluni di essi, particolarmente freschi, può stabilirsi che trattasi di microclino poichè si notano le caratteristiche estinzioni a graticcio. Ciò risulta anche dalla bassa rifrazione, dal segno ottico negativo e dalle tracce di sfaldatura  $\{001\}$  e  $\{010\}$  facenti fra loro angoli di  $+99^\circ$ . Per quanto sui cristalli più grossi sericitizzati sia più difficile mettere in evidenza la geminazione ad albite-periclino, è da ritenersi che il feldispato potassico sia tutto microclino e manchi l'ortose poichè in tutti i casi, ove la sericitizzazione non è ancora profondamente progredita, è sempre possibile distinguere tracce di geminazione multipla che mettono in evidenza trattarsi di microclino. Oltre ai geminati albite-periclino si notano grossi cristalli geminati Carlsbad-albite-periclino.

I plagioclasii, in quantità inferiore al microclino, sono i più alterati e presentano anch'essi un'alterazione sericitica che lascia però ancora vedere le tracce di geminazione albite e albite-Carlsbad e raramente periclino. E' possibile, ad ogni modo, fare la determinazione di angoli di estinzione simmetrica in zona normale a  $(010)$  su parecchi cristalli geminati albite, non completamente alterati. Si misurano angoli di circa  $10^\circ$ . Da ciò, tenuto conto anche che il plagioclasio presenta indici di rifrazione minori della cololite  $n_\alpha < n_\gamma \leq n_c$ , si può stabilire che esso contiene il 10-11 % di anortite. Si tratta quindi di termini albitico-oligoclasici.

La biotite si presenta nelle solite laminette sfrangiate con forte pleocroismo:

$\alpha$  = giallo

$\beta = \gamma$  = bruno scuro, quasi nero

Netta la sfaldatura  $(010)$  sulle sezioni fortemente pleocroiche. Non si nota la presenza di muscovite; assai scarsa è la trasformazione in clorite.

Fra gli accessori si notano cristalli di apatite molto frequenti, e relativamente grandi (0.04 x 0.02 mm) sparsi un po' entro tutti i minerali sopracitati. Si osservano anche scarse granulazioni di ossidi di ferro.

Fra i secondari, oltre a poca clorite proveniente dalla trasformazione della biotite, si nota qualche cristallo di epidoto clinozoisitico.

All'analisi chimica la roccia ha dato i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	67.93 %
TiO <sub>2</sub>	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23
FeO	2.40
MnO	0.03
MgO	0.57
CaO	2.12
K <sub>2</sub> O	4.03
Na <sub>2</sub> O	4.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.64
H <sub>2</sub> O —	0.20
H <sub>2</sub> O +	0.84
Somma	100.22

Secondo la classificazione del Niggli (21) la roccia corrisponde quindi ai magmi della serie alcali-calcica e più esattamente a quello di tipo adamellitico.

Nella seguente tabella i coefficienti magmatici della roccia vengono messi a confronto con quelli del tipo magmatico sopra citato di Niggli.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>c/fm</i>	<i>qz</i>
Granito a grana grossa (Volpedo)	305	36.3	23.6	10.4	29.7	0.39	0.16	1.3	1.2	0.43	+86.2
Tipo adamellitico di Niggli	300	37.5	22.5	13.5	26.5	0.45	0.3				

Il nostro campione, rispetto al suddetto tipo del Niggli, presenta valori un po' più elevati per l'*alc* e più bassi per il *c*; presenta quindi caratteri leggermente più alcalini.

Fra i graniti della formazione ofiolitica esso può inquadrarsi tra quelli classificati dal Bonatti (2) a sola mica nera con microclino.

Tale Autore pensa che il granito a grana grossa dell'Appennino Pavese da lui non riscontrato, ma descritto dalla Brusoni (5), sia da considerarsi simile a quello di Pietra di Corvo (2), il quale però è a ortoclasio. Secondo le attuali ricerche il granito in esame può essere posto tra questo e quelli di Pregola (2) che sono a microclino, però a grana minuta.

Ciò può vedersi dal confronto dei coefficienti magmatici riportati nella seguente tabella.

*Coefficienti magmatici secondo Niggli*

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Granito a grana grossa (Volpedo)	305	36.3	23.6	10.4	29.7	0.39	0.16	0.43
Granito Pietra di Corvo (roccia n. 5)	337	37	21	3.6	38	0.44	0.86	0.17
Granito di Pregola (roccia n. 10)	344	34.5	28.6	6.3	30.5	0.42	0.28	0.22

La Brusoni non ha eseguita l'analisi chimica dei frammenti erratici di granito da lei descritti; le ricerche microscopiche da lei riportate sono però in accordo con le nostre. Nel caso suo sembra, ad ogni modo, si tratti di graniti a struttura porfiroide sul tipo di campioni che saranno descritti in seguito.

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i seguenti valori:

« Base »			« Norma »	
Q	49.2	Q = 49.2	Q	23.2
Kp	14.6	} L = 41.6	Or	20.4
Ne	23.2		Ab	38.6
Cal	3.8		An	4.25
Cs	0.2	} M = 7.6	Bi	7.0
Fs	3.4		Zo	2.2
Fo	1.2		Fe-Serp	1.35
Fa	2.8		Hem	1.7
Ru	0.3		Cp	1.3
Cp	1.3			<hr/>
	<hr/>			100.00
	100.0			
	$\pi = 0.09$		$\alpha = +7.0$	
	$\gamma = 0.03$		$k' = 0.39$	
	$\mu = 0.16$		$mg' = 0.16$	

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato i risultati seguenti:

$$\begin{array}{l} \text{qz} = 49.19 \qquad \qquad \text{F} = 36.80 \qquad \qquad \text{fm} = 14.01 \\ \qquad \qquad \qquad \qquad \text{F} - \text{fm} = 22.79 \end{array}$$

Il granito esaminato quindi per la sua particolare composizione e struttura può essere definito come una granitite.

### *Graniti a grana media*

#### *Campione 2*

Si presenta di colore grigio rosato. Macroscopicamente mostra struttura olocristallina ipidiomorfa, con una certa tendenza all'autoalotriomorfia.

Sono presenti in prevalenza elementi chiari (quarzo, feldispati) e in quantità subordinata elementi femici (biotite, e muscovite prevalente).

Al microscopio viene confermata la struttura ipidiomorfa con tendenza all'autoalotriomorfia.

Fra gli elementi essenziali sono presenti il quarzo, l'ortoclasio e il plagioclasio, una discreta quantità di muscovite e in quantità minore la biotite, spesso in stato di più o meno avanzata cloritizzazione. Fra gli accessori, minuti cristalli di apatite, fra i secondari, epidoto clinozoisitico.

Il quarzo è in quantità rilevante ed in plaghe, sempre nettamente allotriomorfo rispetto agli altri minerali, in individui di diversa grandezza, in media  $1.4 \times 0.9$  mm. Non si rilevano tracce di cataclasi: non presenta infatti alcuna estinzione ondulata nè fratture. Inclusi si notano piccoli cristalli di plagioclasio, microclino, epidoto, apatite e muscovite.

Il feldispato potassico è composto essenzialmente da microclino ben visibile e riconoscibile per le caratteristiche geminazioni a grata e da ortoclasio in minore quantità. Il microclino è fresco, sono visibili le tracce di sfaldatura  $\{001\}$  e  $\{010\}$  che fanno fra loro angoli di  $+99^\circ$ , l'ortoclasio invece è leggermente sericitizzato e raramente geminato Carlsbad.

La distinzione fra microclino ed ortoclasio è facile perchè il primo, oltre alle caratteristiche geminazioni, è sempre molto fresco mentre il secondo presenta leggeri processi di sericitizzazione. Il microclino, che non presenta una evidente struttura a grata, è ri-

conoscibile dall'ortoclasio eseguendo le misure dell'angolo di estinzione su lamine di sfaldatura {001} o {010}. Per il microclino, infatti, su lamine {001} si misurano angoli di estinzione che vanno da un minimo di 14° ad un massimo di 19° dalla sfaldatura {010}, nell'ortoclasio l'angolo invece è pressochè nullo. Il microclino mostra inoltre inclusi cristalli arrotondati di quarzo.

Il plagioclasio si presenta in cristalli a contorno idiomorfo, allungati e geminati secondo le leggi dell'albite e albite-Carlsbad. Nei geminati in zona simmetrica normale a (010) essi mostrano estinzione massima intorno a 12°-13°. Tenendo conto di ciò e degli indici di rifrazione rispetto alla collolite  $n_x < n_y \leq n_z$  si deduce che il plagioclasio deve contenere 8-9 % di anortite. Si tratta quindi di termini albitici. Il segno ottico è positivo. Il plagioclasio è subordinato al quarzo e al feldispato.

La biotite è presente in piccola quantità, a contorni frastagliati e spesso cloritizzata con pleocroismo:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{giallo verde chiaro} \\ \beta = \gamma &= \text{verde cupo} \end{aligned}$$

La muscovite, facilmente visibile per i suoi vivaci colori d'interferenza, è presente in quantità nettamente superiore alla biotite. Presentando essa sempre aspetto cribroso e mostrando caratteri di allotriomorfia, potrebbe forse anche essere di origine secondaria.

Fra gli accessori è scarsa l'apatite che si presenta in aghi allungati e sottili, inclusa per lo più nel quarzo.

Fra i secondari sono presenti notevoli quantità di epidoto clinzoisitico che si riscontra incluso soprattutto nei cristalli di notevoli dimensioni di plagioclasio.

Si riscontrano anche rare granulazioni riferibili a ossidi di ferro, inclusi per la maggior parte nel microclino o disposti lungo i contatti fra i cristalli di quarzo, feldispato e plagioclasio.

All'analisi chimica la roccia ha dato i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	73.06 %	CaO	1.80
TiO <sub>2</sub>	0.07	K <sub>2</sub> O	3.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95	Na <sub>2</sub> O	3.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.30
FeO	0.53	H <sub>2</sub> O—	0.32
MnO	0.02	H <sub>2</sub> O+	0.48
MgO	0.78	Somma	100.14



Secondo la classificazione del Niggli (21) anche questa roccia va riferita a magmi della serie alcali-calcica a carattere più acido rispetto alla precedente e precisamente corrisponde al magma granitico-yosemitico.

Nella seguente tabella vengono posti a confronto i coefficienti magmatici del nostro campione con quello suddetto di Niggli.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>c/fm</i>	<i>qz</i>
Granito a grana media (Volpedo)	394	47.6	10.6	10.3	31.4	0.43	0.57	0.29	0.64	0.97	+168.4
Tipo granitico-yosemitico di Niggli	350	43	14	13	30	0.45	0.3				

Nella nostra roccia si nota un leggero eccesso di *al* ed una quantità di poco inferiore di *c* e di *fm*.

Per le caratteristiche riscontrate e per i dati sopra riportati la roccia in esame può essere classificata come un granito a due miche.

Fra i tipi studiati della formazione ofiolitica può essere paragonata a quelli descritti dal Ferrari (12) (13) di Groppo Vescovo e Groppo Maggio nell' Appennino Parmense e dal Bonatti (2) per quelli di Tresana.

In particolare, fra questi che sono tutti a due miche, sia dal punto di vista della composizione mineralogica che della composizione chimica, una maggiore simiglianza si ha con i tipi I-II-III (Rocce n. 19-20-21) dei graniti descritti dal Ferrari (12) e riportati dal Bonatti (2), come può constatarsi dal confronto dei coefficienti magmatici riportati nella seguente tabella, calcolati dal Bonatti su analisi del Ferrari. Tali tipi sono infatti anche essi a ortoclasio e microlino.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Granito a grana media (Volpedo)	394	47.6	10.6	10.3	31.4	0.43	0.57	0.97
Gr. Groppo del Vescovo (roccia n. 12)	497	43.5	8	7.5	41	0.43	—	0.92
Gr. Groppo del Vescovo (roccia n. 13)	522	49.5	6.5	1.5	42	0.36	0.16	0.23
Gr. Groppo del Vescovo (roccia n. 14)	456	46.5	11.5	2	40	0.33	0.38	0.16
Gr. di Tresana (roccia n. 15)	457	42	16	3	39	0.50	0.37	0.18
Gr. Groppo Maggio I (roccia n. 19)	426	35	13	10	41	0.45	0.55	0.77

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Gr. Groppo Maggio II (roccia n. 20)	383	42	11.5	6	40.5	0.44	0.42	0.53
Gr. Groppo Maggio III (roccia n. 21)	338	41	12.5	7	39.5	0.38	0.55	0.55
Gr. Groppo Maggio V (roccia n. 23)	405	45	6.5	4	44.5	0.42	0.41	0.63
Gr. Groppo Maggio (roccia n. 24)	405	41.5	14	7	43	0.46	0.56	0.48

La presenza di ortoclasio e microclino nella roccia esaminata potrebbe dare una risposta all'incertezza del Bonatti (2) circa la possibile presenza contemporanea dei due minerali in graniti delle formazioni ofolitiche, che egli non aveva potuto riscontrare nei campioni da lui esaminati.

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i seguenti risultati:

« Base »		« Norma »		
Q	56.7	Q = 56.7	Q	33.1
Kp	14.0	} L = 37.3	Or	13.5
Ne	18.8		Ab	31.4
Cal	4.5		An	2.0
C	2.6	} M = 5.4	Ms	10.8
Fs	0.5		Bi	3.2
Fo	1.6		(*) Zo	4.4
Fa	0.7		Fe-Serp	1.0
Cp	0.6		Cp	0.6
<hr/>				<hr/>
100.0				100.0

$$\pi = 0.12$$

$$\gamma = -$$

$$\mu = 0.57$$

$$\alpha = +16.0$$

$$k' = 0.43$$

$$mg' = 0.57$$

Il calcolo per i valori diagrammatici eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato:

$$qz = 67.49$$

$$F = 25.46$$

$$fm = 7.05$$

$$F - fm = 18.41$$

---


$$(*) 32 Zo = 18 Cal + 3 Cs + 11 Q = 24 Cal + 12 Q - 4 C$$

Non essendovi del Cs disponibile si è dovuto ritrasformare un pò di Cal in Cs secondo l'equazione:  $3 Cs = 6 Cal + Q - 4 C$ , che sostituita nella formula della zoisite dà:  $8 Zo = 6 Cal + 3 Q - C$ .

### Campione 3

Anche questo campione macroscopicamente si presenta come il precedente, soltanto il colore tende più al rosa per la presenza di un maggiore quantitativo di feldispato potassico. I costituenti sono i soliti del granito, con prevalenza di elementi chiari (quarzo, feldispati) e subordinati elementi femici (biotite e più abbondante muscovite). Al microscopio si osserva una struttura nettamente autoalotriomorfa.

Il quarzo è in quantità predominante, in cristalli di varia grandezza, in media  $1 \times 0.9$  mm, e talvolta sotto forma di piccoli cristalli rotondeggianti inclusi nel microclino. Non presenta alcuna azione di cataclasi. Inclusi si notano frammenti di muscovite, biotite e apatite.

Il feldispato potassico è costituito essenzialmente da ortoclasio in grossi cristalli allungati, che misurano in media  $1.7 \times 0.6$  mm, in parte sericitizzati e per lo più geminati Carlsbad. È presente, ad ogni modo, e in genere molto fresco, anche il microclino con le caratteristiche estinzioni a grata. Le tracce di sfaldatura  $\{001\}$  e  $\{010\}$  di quest'ultimo fanno fra loro angoli di  $+99^\circ$ .

Il plagioclasio si presenta con un certo grado di sericitizzazione, in cristalli allungati e geminati secondo le leggi dell'albite e albite-Carlsbad. Geminati in zona simmetrica normale a  $(010)$  mostrano estinzione massima di  $14^\circ-15^\circ$ . Tenuto conto di ciò e che gli indici di rifrazione rispetto al quarzo sono:  $\omega_q > \gamma'$ , si deduce che il plagioclasio contiene circa il 7-8% di anortite; si tratta quindi di termini albitici.

La biotite è presente in piccola quantità e quasi completamente cloritizzata, con pleocroismo:

$$\begin{aligned} \alpha &= \text{giallo verde chiaro} \\ \beta = \gamma &= \text{verde, verde scuro} \end{aligned}$$

La muscovite, caratterizzata dai vivaci colori d'interferenza, è molto più abbondante della biotite, e non presenta struttura cribrosa a differenza di quella riscontrata nel Camp. 2.

Tra gli accessori, l'apatite in aghi sottili ed allungati, incolori, con lucentezza vitrea, inclusa un pò in tutti i cristalli ma soprattutto nel quarzo.

Gli ossidi di ferro, fra i secondari, sono disposti in minutissimi cristallini soprattutto a contorno dei cristalli di quarzo e di

feldispato potassico o addirittura solcano, disposti a catena, i cristalli di quarzo.

L'epidoto, del tipo clinozoisitico, in granuli anche grandi (0.5 x 0.2 mm) si trova incluso in discreta quantità un po' dappertutto.

Anche questa roccia, per la presenza sia di ortoclasio che di microclino, sebbene quest'ultimo in minore quantità del primo, per il carattere albitico dei plagioclasii e per la presenza sia di biotite che di muscovite, si può ritenere dello stesso tipo di quelle di Gruppo Maggio.

#### *Campione 4*

Questo campione macroscopicamente si presenta di un colore grigio chiaro a grana media tendente piuttosto alla minuta. Si possono osservare con una lente il quarzo, il feldispato potassico, la biotite e la muscovite.

All'esame microscopico si nota che la struttura è autoalotriomorfa.

Il quarzo in grandi plaghe, in media di 2 x 1.7 mm, è in quantità superiore agli altri componenti. Piccoli cristalli rotondeggianti si trovano inclusi soprattutto nel feldispato potassico. Non presenta alcuna estinzione ondulata. Si notano inclusi soprattutto cristalli di epidoto a rifrazione molto forte e sottili cristallini allungati di apatite.

Il feldispato potassico è costituito essenzialmente da microclino molto fresco in cristalli che misurano in media 1.6 x 1.3 mm e da ortoclasio, di cui una parte in via di sericitizzazione, raramente geminato Carlsbad. Le tracce di sfaldatura {001} e {010} del microclino fanno fra loro angoli di +99°.

Il plagioclasio è in grandi cristalli (1.5 x 1.2 mm) allungati, a contorno irregolare; che sono sempre quasi completamente sericitizzati con accenno ad alterazione caolinica. Nei meno alterati sono ancora visibili le geminazioni albite e raramente albite-Carlsbad. Le determinazioni a causa della spinta alterazione sono alquanto difficili. Ad ogni modo, su alcuni cristalli, meno sericitizzati, in zona simmetrica normale a (010) si sono misurati angoli di estinzione massima di 11°-12°.

Riguardo agli indici di rifrazione è possibile determinare  $\omega_q > \gamma'$  da cui si può dedurre che il plagioclasio contiene circa il 10 % di anortite. Si tratta quindi di un termine al limite fra albite e oligoclasio.

La biotite è presente in notevole quantità, fresca e non cloritizzata. Le lamine si presentano in genere allungate con pleocroismo:

$\alpha$  = verde chiaro

$\beta = \gamma$  = bruno scuro

La muscovite è in quantità molto minore, in lamine a contorno frastagliato e con aspetto cribroso.

Tra gli accessori trovasi apatite non molto abbondante, sempre in aghi allungati e sottili, inclusa per lo più nel quarzo ed anche cristalli di epidoto clinzoisitico secondario delle dimensioni di 0.2 x 0.15 mm che presentano indici di rifrazione più elevati di quelli dell'ortoclasio e birifrangenza quasi nulla. Gli ossidi di ferro in minuti cristalli sono disposti a catena lungo i contatti fra cristallo e cristallo.

Le caratteristiche riscontrate anche in questa roccia possono farla ritenere dello stesso tipo di quelle di Groppo Maggio.

#### *Granito a grana minutissima (Camp. 5)*

E' stato infine esaminato un campione granitico di colore rosa che presenta un particolare interesse poichè si differenzia dagli altri in quanto macroscopicamente mostra una grana minutissima. All'osservazione microscopica la roccia presenta una struttura nettamente autoalotriomorfa a grana minutissima; vi si notano frequenti associazioni di tipo micropegmatitico di quarzo e ortose alle volte in vaste plaghe rotondeggianti e raggiate. Si ha cioè l'impressione che si tratti di un prodotto di solidificazione assai vicino ad un eutettico. A forte ingrandimento si osserva quarzo preponderante, delle dimensioni medie di 0.1 x 0.07 mm, ad estinzione ondulata, associato ad un feldispato potassico fortemente sericitizzato e caolinizzato. Questo, da quanto può ancora osservarsi, è da ritenere originariamente ortose, riconoscibile per i geminati Carlsbad e per gli indici di rifrazione più bassi degli altri minerali che lo circondano. Dato il forte stato di alterazione non è più possibile distinguere il plagioclasio dall'ortoclasio, sembra però che il primo sia stato presente in quantità molto scarse: sono infatti ancora appena visibili rarissimi geminati albite, Carlsbad e albite-Carlsbad sui quali con difficoltà è stato possibile determinare, a causa anche delle piccole dimensioni dei cristalli, in zona

simmetrica normale a (010) angoli di estinzione massima di 15°. L'indice di rifrazione ha dato un valore  $\omega_q > \gamma'$  da cui si può ritenere che contengano all'incirca il 7% di anortite: si tratterebbe quindi di termini nettamente albitici.

In piccola quantità si nota muscovite. La clorite è invece in quantità abbastanza elevata, ed è da ritenere essersi formata da biotite della quale non si trova più traccia. Il suo pleocroismo è alquanto netto:

$\alpha$  = verde chiaro, giallo verde  
 $\beta = \gamma$  = verde scuro intenso

Alla clorite è anche associato un minerale opaco in aggregati caratteristici ramificati da riferirsi a ossidi di ferro. È presente anche qualche granulo di epidoto e di apatite. All'analisi chimica la roccia ha dato i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	67.92 %
TiO <sub>2</sub>	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.46
FeO	0.65
MnO	0.02
MgO	2.16
CaO	0.60
K <sub>2</sub> O	5.30
Na <sub>2</sub> O	4.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.19
H <sub>2</sub> O—	0.18
H <sub>2</sub> O+	0.26
Somma	100.32

Secondo la classificazione del Niggli (21) il tipo magmatico che le si accosta maggiormente è quello rapakiwiticò, rispetto al quale si nota soprattutto una quantità minore di c.

Nella seguente tabella sono riportati e messi a confronto i valori di entrambi:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	ti	p	c/fm	qz
Gr. a grana minutissima (Volpedo)	293	44.3	21	2.8	31.8	0.46	0.67	0.02	0.3	0.13	+65.8
Tipo rapakiwiticò di Niggli	350	41	18	9	32	0.45	0.3				

Raffrontando la roccia esaminata con i graniti studiati dal Ferrari e dal Bonatti si può parlare di similitudine con il tipo IV (roccia n. 22) di Groppo Maggio, essa pure di tipo micropegmatitico, per quanto i valori di *al* e di *c* siano un po' discosti come si può vedere nella tabella qui riportata:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>c/fm</i>	<i>qz</i>
Gr. a grana minutissima (Volpedo)	293	44.3	21	2.8	31.8	0.46	0.67	0.02	0.3	0.13	+65.8
Gr. Groppo Maggio IV (roccia n. 22)	274	38	19	9.5	33.5	0.38	0.53			0.50	

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i seguenti risultati:

« Base »			« Norma »		
Q	46.5	Q = 46.5	Q	17.8	
Kp	18.7	} L = 42.0	Or	20.1	
Ne	22.1		Ab	36.9	
Cal	1.2		An	2.0	
C	4.4	} M = 11.1	(*)Ms	15.4	
Fs	1.5		Fe-Serp	7.4	
Fo	4.5		Cp	0.4	
Fa	0.7				
Cp	0.4				
	<u>100.0</u>			<u>100.0</u>	

$$\pi = 0.03$$

$$\gamma' = -$$

$$\mu = 0.67$$

$$\alpha = + 4.83$$

$$k' = 0.46$$

$$mg' = 0.67$$

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato:

$$qz = 41.23$$

$$F = 32.71$$

$$fm = 26.06$$

$$F - fm = 6.65$$

(\*) La forte percentuale di muscovite è dovuta probabilmente alla trasformazione caolinica e sericitica del plagioclasio e in parte del feldispato potassico.

## Serpentine

### *Serpentina compacta* (Camp. 1)

Questo primo campione, raccolto sul lato Nord della cava, rappresenta il tipo di serpentina più fresca e più compatta che si trova nell'affioramento studiato. La roccia macroscopicamente si presenta intensamente colorata in verde scuro; quasi nero, in alcuni punti macchiettata di un colore bluastrò. Nella massa scura sono presenti anche cristalli di aspetto fibro-lamellare, di grandezza variabile, con lucentezza sub-metallica, facilmente sfaldabili.

Al microscopio si osserva la struttura caratteristica della roccia serpentinoso. Si notano infatti lamelle, disposte anche in pacchetti di 2 x 4 mm, riunite secondo nastri, a volte della lunghezza di 8 mm, che s'infiltrano, serpeggiando, in tutta la massa della roccia. La disposizione delle lamelle è a volte parallela, a volte normale all'allungamento del nastro stesso. Questi aggregati lamellari, che occupano vaste superfici e sono largamente predominanti, sono da ritenersi di antigorite. Il loro colore varia infatti da un verde pallido ad un giallo-verde, non hanno pleocroismo e presentano colori di polarizzazione molto bassi: sul grigio o bianco grigio. Il loro indice di rifrazione è superiore a quello della collolite. La loro estinzione è positiva secondo la direzione dell'allungamento e in luce convergente, su lamelle non sovrapposte, il segno ottico è risultato negativo.

Si notano poi ben conservati, resti di olivina ancora inalterata che si presenta in grandi cristalli incolori inclusi fra le maglie che costituiscono i nastri antigoritici. Con il solo polarizzatore questi cristalli mostrano un forte potere rifrangente ed a nicol incrociati danno colori di polarizzazione molto elevati che vanno, per uno stesso cristallo, dal giallo, al rosso, al violetto, all'azzurro. Il loro segno ottico è positivo. Si osservano dei contorni che potrebbero rivelare la presenza di ex-cristalli di pirosseno. Compaiono granulazioni di colore nero da riferirsi a magnetite, disposte ai bordi delle lamine e dei nastri antigoritici. Vi sono inoltre cristalli di colore rosso bruno intenso ed a volte grandi masse allungate a contorni frastagliati, semitrasparenti, di colore giallo bruno, senza pleocroismo, a rifrazione elevata e senza birifrangenza, a volte circondati da magnetite, da ritenersi picotite. Non è da escludersi anche la presenza di cromite, difficil-



mente distinguibile all'osservazione microscopica, dalla picotite. Sembra presente in piccolissima quantità anche ilmenite.

All'analisi chimica la roccia ha dato i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	38.15 %	CaO	0.56
TiO <sub>2</sub>	0.22	KO	tracce
Al O <sub>3</sub>	3.96	Na <sub>2</sub> O	0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.66	H <sub>2</sub> O—	2.05
FeO	3.34	H <sub>2</sub> O+	13.21
MnO	0.08		
MgO	3.65	Somma	100.07

I coefficienti magmatici ricavati dai dati analitici vengono posti a confronto con quelli dati dal Niggli (21) e dal Burri-Niggli (6), per il magma peridotitico:

Serpentina compatta (Volpedo)		Magma peridotitico di Niggli
<i>si</i>	63.8	60
<i>al</i>	3.9	5
<i>fm</i>	94.49	90
<i>c</i>	1	4
<i>alc</i>	0.6	1
<i>mg</i>	0.89	per lo più alto

Fra essi si può vedere una buona corrispondenza per quanto il valore di *c* sia nel nostro caso più basso.

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i seguenti valori:

« Base »		« Norma »		
Q	10.3	Q = 10.3	Serp	60.0
Ne	1.1	} L = 2.9	En	19.2
Cal	1.8		Fo	6.0
Sp	4.7	} M = 86.7	Ma	4.9
Fs	5.2		Ilm	0.3
Fo	72.5		Sp	4.7
Fa	4.3		Ab	1.9
Ru	0.1		An	3.0
	<hr/>			<hr/>
	100.0			100.0
	$\pi = 0.62$		$\alpha = +0.29$	
	$\gamma = -$		$k = -$	
	$\mu = 0.88$		$mg = 0.89$	

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato i seguenti valori:

$$\begin{aligned} qz &= - 27.2 & F &= - 0.08 & fm &= 72.6 \\ F - fm &= - 72.7 \end{aligned}$$

### *Serpentine non compatte*

Come già accennato all'inizio del lavoro, oltre al tipo di serpentina compatta di cui si è sopra parlato, s'incontrano delle varietà apparentemente diverse, sia per l'evidente alterazione subita, sia per il colore: infatti sono facilmente fratturabili e fratturate fino ad essere ridotte a rocce sciolte di aspetto sabbioso, e passano via via ad un verde pallido quasi grigio chiaro. Si sono analizzate alcune di queste serpentine per via chimica, per via termodifferenziale e per via ottica, constatando che, pur passando da serpentine compatte e scure a tipi più chiari e friabili, che lasciano supporre una certa rielaborazione della massa, non vi sono mutamenti sostanziali nella composizione chimica e mineralogica.

### *Serpentina sfatta (Camp. 2)*

Questo campione è stato raccolto sul lato Sud della cava al contatto con la massa ofiolitifera incassante. Il suo aspetto macroscopico è sabbioso, il colore è verde chiaro. Tutta la massa è intersecata da vene di un materiale bianco, ben cristallizzato, che è risultato essere calcite, ed inoltre vi si trovano inclusi dei noccioli di materiale nero o verde scuro compatto apparentemente inalterato.

Data l'incoerenza della roccia, non è stato possibile eseguire alcuna osservazione in sezione sottile. Si è potuto però, immergendo la massa polverizzata in un liquido a indice di rifrazione noto,  $n = 1.564$ , osservare che i piccoli frammenti sono colorati in verde pallido o grigio chiaro, hanno una bassa birifrangenza ed hanno un indice di rifrazione vicino a quello del liquido usato. Si tratta quindi di antigorite e ciò è stato confermato anche dall'analisi termica differenziale. Si notano poi granulazioni di magnetite e di un altro minerale di colore rosso-bruno che si può ritenere picotite o cromite.

All'analisi chimica si sono avuti i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	38.58 %
TiO <sub>2</sub>	0.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.74
FeO	3.04
MnO	0.04
MgO	31.97
CaO	0.92
K <sub>2</sub> O	tracce
Na <sub>2</sub> O	"
H <sub>2</sub> O—	4.50
H <sub>2</sub> O+	11.22
Somma	<hr/> 99.90

I coefficienti magmatici ricavati dai dati dell'analisi, anche per questa roccia, si avvicinano a quelli del magma peridotitico del Niggli sopra riportato :

<i>si</i>	67.06
<i>al</i>	5.73
<i>fm</i>	92.6
<i>c</i>	1.67
<i>alc</i>	—
<i>mg</i>	0.90

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), fatto in analogia con quello della serpentina compatta, ha dato i seguenti valori :

« Base »		« Norma »		
Q	13.3	Q = 13.3	Serp	51.8
Cal	3.0	L = 3.0	En	32.0
Sp	7.0	} M = 83.5	Sp	7.0
Fs	4.2		Ma	3.6
Fo	68.4		Ilm	0.6
Fa	3.9		An	5.0
Ru	0.2		<hr/> 100.0	
	<hr/> 100.0			

$$\pi = 1.0$$

$$\gamma = -$$

$$\mu = 0.89$$

$$\alpha = +0.40$$

$$k = -$$

$$mg = 0.90$$

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato i seguenti valori:

$$\begin{aligned} qz &= - 22.5 & F &= - 0.97 & fm &= 76.5 \\ F - fm &= - 77.5 \end{aligned}$$

*Serpentina semi-compatta (Camp. 3)*

Questo campione è stato raccolto lungo la strada che sale, da quella che conduce a Zebedassi, alla cava. Nello scasso eseguito per l'apertura di detta strada, subito sotto una leggera coltre di terreno agrario, appare, messo a nudo con molta evidenza, uno strato di serpentina poco compatta, di colore grigio-verde, che va sfumando verso la base del taglio fino ad arrivare, dopo una ventina di centimetri, ad una massa bianca polverulenta che imballa dei noccioli, molto più grandi di un pugno, di materiale bianco compatto di aspetto magnesitico, che all'analisi chimica ha dimostrato essere costituita prevalentemente da calcite.

*Analisi chimica materiale bianco*

SiO <sub>2</sub>	2.60 %
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.77
FeO	0.16
MnO	tracce
MgO	1.78
CaO	51.84
H <sub>2</sub> O ±	1.21
CO <sub>2</sub>	40.43
Somma	<hr/> 99.98

L'analisi termica differenziale, come si può notare in fig. 1 - (8), ha confermato quanto trovato per via analitica: si osserva infatti la curva caratteristica del carbonato di calcio.

L'analisi chimica della serpentina, che da un esame al microscopio ha mostrato avere la stessa composizione mineralogica di quelle già descritte, ha dati i seguenti risultati:

SiO <sub>2</sub>	41.22 %
TiO <sub>2</sub>	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.25
FeO	2.20
MnO	0.04
MgO	30.67
CaO	1.88
K <sub>2</sub> O	tracce
Na <sub>2</sub> O	"
H <sub>2</sub> O—	4.48
H <sub>2</sub> O +	10.00
Somma	<u>100.16</u>

I coefficienti magmatici calcolati con i dati analitici possono riferirsi anche in questo caso a quelli del magma di tipo peridotitico del Niggli, infatti:

<i>si</i>	73.8
<i>al</i>	4.3
<i>fm</i>	92
<i>c</i>	3.6
<i>alc</i>	—
<i>mg</i>	0.88

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i seguenti valori:

« Base »		« Norma »		
Q	15.7	Q = 15.7	Serp	45.4
Cal	6.0	L = 6.0	En	38.4
Sp	1.2	} M = 78.2	Sp	1.2
Fs	6.0		Ma	2.7
Fo	68.2		Ilm	0.3
Fa	2.8		Hem	2.0
Ru	0.1		An	10.0
	<u>100.0</u>			<u>100.0</u>
	$\pi = 1.0$		$\alpha = +0.45$	
	$\gamma = -$		$k = -$	
	$\mu = 0.88$		$mg = 0.88$	

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dati i seguenti valori:

$$\begin{aligned} qz &= - 21.6 & F &= 2.51 & fm &= 75.9 \\ F - fm &= - 73.39 \end{aligned}$$

*Brecciola serpentinoso (Camp. 4)*

Il campione è stato anch'esso raccolto nella cava sulla parete Nord. Si presenta come formato da un conglomerato di elementi angolosi delle dimensioni medie di 1 x 0.5 cm e di colore diverso: da un verde scuro quasi nero (per la serpentina compatta) si passa ad un verde chiaro per elementi di aspetto marnoso.

L'esame microscopico fa rilevare una massa di fondo formata essenzialmente da antigorite. Sono rare le grosse lamine, più comuni le lamelle di piccole dimensioni riunite in nastri. Non mancano, sebbene siano molto piccoli, cristalli di olivina con rilievo marcato e colori d'interferenza elevati. Si notano inoltre grandi plaghe di forma allungata a struttura vacuolosa, a volte disposte in vene, di aggregati di talco con caratteristici vivaci colori d'interferenza che vanno dal giallo all'azzurro. Hanno bassa rifrazione, presentano estinzione contemporanea. Si riscontrano, da ultimo, cristalli di magnetite in forma di bacchette disposte in modo disordinato e in aggregati che ricoprono vaste zone, cristalli rarissimi di ilmenite e più abbondanti di picotite o cromite di colore giallo bruno.

All'analisi chimica la roccia ha dato i valori seguenti:

SiO <sub>2</sub>	40.58 %
TiO <sub>2</sub>	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.89
FeO	2.24
MnO	0.04
MgO	35.73
CaO	0.54
K <sub>2</sub> O	tracce
Na <sub>2</sub> O	"
H <sub>2</sub> O—	1.28
H <sub>2</sub> O+	12.02
Somma	100.23

I coefficienti magmatici calcolati si avvicinano a quelli del magma peridotitico del Niggli (21), infatti si ha:

<i>si</i>	66.5
<i>al</i>	2.7
<i>fm</i>	96.32
<i>c</i>	0.98
<i>alc</i>	—
<i>mg</i>	0.90

Il fatto che la roccia in esame si scosti dal tipo magmatico di Niggli, maggiormente delle precedenti, va attribuito al maggior grado di alterazione che essa ha subito.

Il calcolo della base e della norma molecolare secondo Niggli (22) e Burri-Niggli (6), ha dato i risultati seguenti:

« Base »			« Norma »	
Q	11.2	Q = 11.2	Serp	60.6
Cal	1.8	L = 1.8	En	16.0
Sp	3.0	} M = 86.9	Sp	3.0
Fs	5.3		Fo	4.1
Fo	75.8		Tc	7.0
Fa	2.8		Ma	5.0
Ru	0.1		Ilm	0.3
	<hr/>		An	4.0
	100.0			<hr/>
				100.0

$\pi = 1.0$	$\alpha = +0.34$
$\gamma = -$	$k = -$
$\mu = 0.90$	$mg = 0.90$

Il calcolo per i valori diagrammatici, eseguito secondo il metodo di Köhler e Raaz (16), ha dato i valori seguenti:

$qz = -24.4$	$F = -0.12$	$fm = 75.46$
	$F - fm = -75.58$	

*Serpentina di aspetto steatitoso (Camp. 5)*

Questa roccia è stata raccolta sul lato Sud della cava. Caratteristiche macroscopiche di questo campione sono la sua lucentezza madreperlacea, il colore verde chiaro e la sua tendenza alla scistosità.

In sezione sottile si possono osservare, oltre alle minute lamelle di antigorite, grandi lamine di aspetto fibroso disposte a volte secondo lunghi nastri con fibre normali all'allungamento di questi. Mostrano una tessitura leggermente ondulata e presentano estinzione retta. La loro birifrangenza è leggermente più elevata di quella dell'antigorite ed anche la loro rifrazione. Con il solo polarizzatore hanno un colore verde-bruno ed a nicol incrociati il colore di polarizzazione è giallo o giallo-bruno. Il segno dell'allungamento è positivo. Non hanno pleocroismo. Il segno ottico è positivo. Si tratta certamente di un minerale di trasformazione poichè spesso si trova come prodotto di riempimento di vena. Le sue caratteristiche però non sono tali da poter esattamente diagnosticare di quale minerale secondario si tratti, è da ritenersi però con molta probabilità crisotile.

Sono presenti anche magnetite, disposta disordinatamente in masserelle rotondegianti, cromite, in piccoli cristalli isolati di colore intenso rosso bruno ad elevata rifrazione senza pleocroismo e senza birifrangenza e forse picotite.

#### *Serpentina grigio-rossa (Camp. 6)*

Anche questo campione è stato raccolto nella cava. All'osservazione macroscopica esso si presenta semi-compatto, composto da un materiale grigio disposto in vene solcate a loro volta da altre piccole vene di un materiale bianco ben cristallizzato che già ad occhio nudo può constatarsi essere calcite; inoltre esso è uniformemente macchiettato in rosso presumibilmente da ossidi di ferro. In sezione sottile viene confermata l'osservazione macroscopica: infatti l'antigorite si presenta in lamelle isorientate riunite in nastri sottili molto allungati. I cristalli di calcite di varia grandezza seguono l'andamento delle lamelle antigoritiche e presentano le caratteristiche tracce di sfaldatura romboedrica. La magnetite è disposta in massima parte lateralmente alle vene antigoritiche e a volte inclusa in grandi plaghe nella calcite. La quantità di ossidi di ferro è rilevante e si possono notare con essi piccoli cristalli di cromite o picotite.

#### *Campione 7*

Infine è stato esaminato un campione di colore rosso, di aspetto terroso, che rappresenta uno dei termini di più avanzato



disfacimento delle serpentine. In sezione sottile infatti si può notare una quantità limitata di elementi antigoritici accanto a rilevanti quantità di calcite e di ossidi di ferro che impregnano tutta la massa. La calcite è presente in grandi cristalli disposti disordinatamente e con le caratteristiche tracce di sfaldatura romboedrica e in altri di grandezza più piccola che circoscrivono i maggiori. La quantità di magnetite è rilevante, essa è disposta a contorno dei cristalli di calcite ed un pò diffusa in tutta la massa.

I dati dell'analisi chimica sono i seguenti:

SiO <sub>2</sub>	12.24 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.83
FeO	0.33
MgO	2.32
CaO	43.24
H <sub>2</sub> O ±	4.23
CO <sub>2</sub>	33.70
Somma	99.93

#### *Analisi termica differenziale*

Siccome dalle ricerche sia chimiche che petrografiche non è possibile distinguere nettamente le serpentine compatte dalle alterate, in quanto sia all'analisi chimica che al microscopio non si notano sostanziali differenze, e siccome macroscopicamente esse mostrano aspetti completamente differenti, dato che con i mezzi d'indagine suddetta non è possibile fare distinzione fra minerali diversi che si siano prodotti nell'alterazione, si pensò di vedere se era possibile una differenziazione mediante l'analisi termica differenziale.

A tale scopo, facendo uso di un apparecchio della Casa Leeds e Northrup Tipo G, si sono fatte le analisi termiche differenziali, con tempi di avanzamento di 10° C al minuto, di tutti i campioni già descritti e di altri che presentavano particolari caratteristiche macroscopiche.

Le curve ottenute per i campioni già descritti sono riportate in fig. 1 ove è possibile notare che quelli di serpentina più compatta mostrano i flessi caratteristici dell'antigorite α, con un massimo endotermico intorno a 710° C ed uno esotermico intorno a 810° C (Caillère (7)).

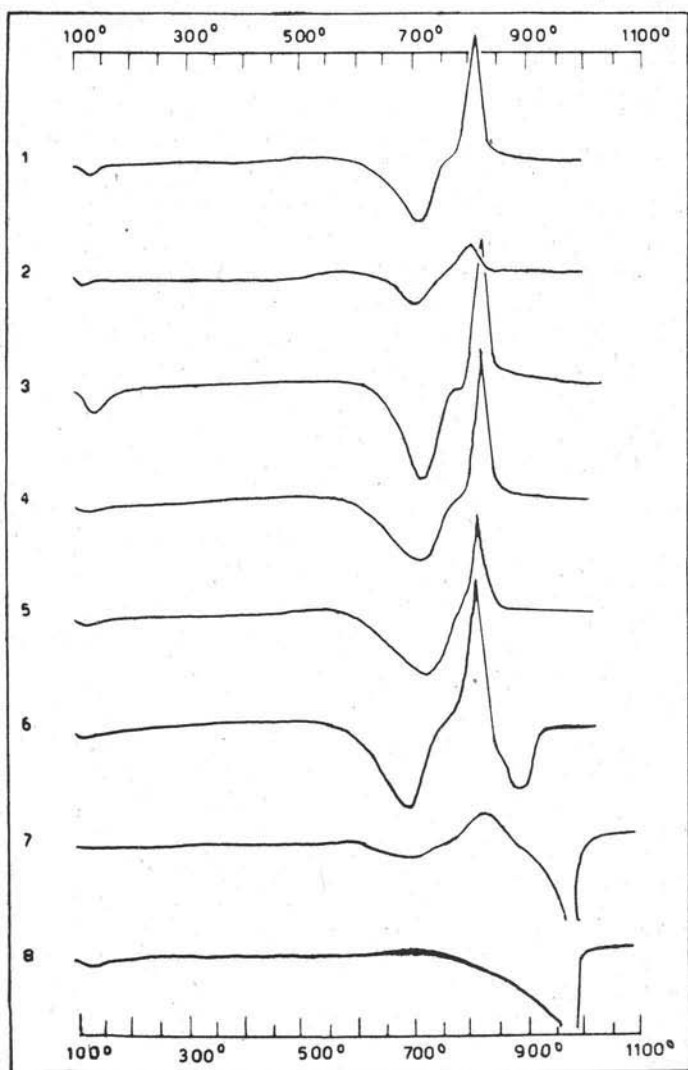


Fig. 1 — Curve di analisi termica differenziale della: serpentina compatta (1); serpentina sfatta (2); serpentina semi-compatta (3); brecciola serpentinoso (4); serpentina di aspetto steatitico (5); serpentina grigiorosa (6); campione 7 (7); materiale bianco (8).

Per i campioni più sfatti ed alterati dove è diminuita la parte antigoritica, come già visto al microscopio, si notano i flessi caratteristici dell'antigorite  $\alpha$ , ma molto più attenuati, e quelli della

calcite (Camp. 2-6-7). Quindi anche l'analisi termica differenziale viene a confermare, come visto per l'Impruneta (19), che, per quanto l'aspetto esteriore sia diverso, la composizione mineralogica, a prescindere dalla presenza di calcite, rimane la medesima.

## I MINERALI

Fra i minerali sono stati presi in esame una clorite ed una sepiolite che, tipici per l'affioramento studiato, poterono essere isolati a uno stato di purezza tale da permettere uno studio accurato.

### *La Clorite*

Sugli scoscendimenti della strada, di recente aperta, che sale a sinistra di quella che conduce a Zebedassi e che taglia un piccolo affioramento disposto immediatamente a Sud di quello principale, sul quale sono stati raccolti i campioni precedentemente descritti, si nota, oltre ad una massa grigia argillosa, certamente prodotto di alterazione di serpentina, anche del materiale serpentinoso in parte sfatto ed in parte meno alterato ma completamente fratturato. A riempimento delle fratture si sono trovate lamine di un minerale molto tenero, flessibile, di colore grigio-argenteo ed altre di colore verdastro. Queste lamine, sia grigie che verdi, non si trovano soltanto come prodotto di riempimento delle fratture, ma anche disseminate all'interno dei singoli blocchetti. È stato possibile isolare una certa quantità di queste lamine ed eseguire su esse ricerche microscopiche, chimiche, roentgenografiche e termodifferenziali. Dette ricerche hanno condotto a stabilire che in ogni caso trattasi di clorite. Il materiale è stato scelto accuratamente con il microscopio binoculare e si è potuto constatare che quando le lamine verdi sono molto sottili assumono il colore grigio-argenteo. Si è giunti così ad ottenere un campione omogeneo, privo di impurezze e tale da poter condurre le ricerche su menzionate.

L'esame microscopico ha portato a stabilire quanto segue: si tratta di lamelle che presentano una facile sfaldatura basale, hanno un leggero colore verdognolo e birifrangenza bassissima. In luce convergente si nota l'emergenza della bisettrice acuta positiva di un piccolo angolo degli assi ottici. Per la forte sfumatura che presentano le isogire risulta difficile fare una rigorosa determina-



E' stata eseguita inoltre, sul campione raccolto, l'analisi termica differenziale che ha rivelato due effetti endotermici con massimi a 110° C e a 710° C ed uno, poco caratterizzato, a 810° C, seguiti da un effetto esotermico con massimo a 835° C. La curva ottenuta è stata posta a confronto con quelle riportate per le cloriti dall'Orcel (23). Fra queste essa si accosta maggiormente alla pennina di Zermatt, come può vedersi nella fig. 2 ove la curva di tale clorite viene posta a confronto con quella del campione in esame. Si nota rispetto alla pennina di Zermatt un leggero spostamento del massimo endotermico verso le temperature più alte.

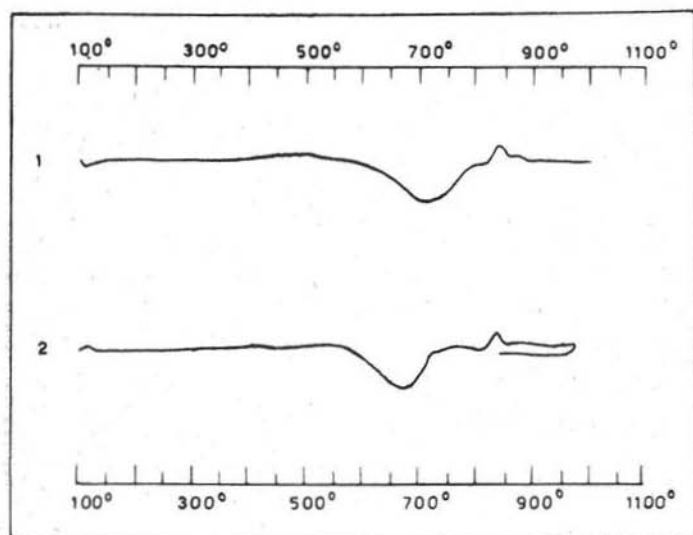


Fig. 2 — Curve di analisi termica differenziale della clorite di Volpedo (1) e della pennina di Zermatt (2).

Presumibilmente, ciò è dovuto alla minore quantità di Fe<sup>++</sup> presente nel nostro campione, poichè, come ha fatto notare anche l'Orcel (24), aumenti anche di piccole quantità di tale ione nel minerale possono abbassare notevolmente il punto di massimo.

L'analisi chimica ha dato i seguenti risultati:

Si <sub>2</sub> O	35.60 %	MgO	29.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.74	CaO	0.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	H <sub>2</sub> O —	0.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.94	H <sub>2</sub> O +	12.14
FeO	0.53	Somma	100.15

Da tali dati si può eseguire il calcolo, riportato nella tabella sottostante, tenendo presente la formula generale delle cloriti  $(OH)_s Y_6 z_4 O_{10}$  proposta da Hödl (14)

		Rapp.ti At.ci x 1000	
SiO <sub>2</sub>	35.60 %	593	$z_4 = Si + Al = 688$
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.74	309	593 + 95
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.83	11	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.94	62	$Y_6 = Al + Fe^{\cdot\cdot} + Fe^{\cdot\cdot} + Mg + Cr +$
FeO	0.53	7	214 + 62 + 7 + 735 + 11
MgO	29.64	735	+ Ca = 1032
CaO	0.20	3	3
H <sub>2</sub> O —	0.53		
H <sub>2</sub> O +	12.14	1358	$(OH)_{7.9} = 1358$
	<u>100.15</u>		

La formula che si ricava è quindi :



La composizione, calcolata in base ai componenti antigorite, amesite, ferroantigorite, dafnite, secondo il metodo proposto da Winchell (28) (29) ed in seguito modificato da Hödl, è la seguente :

$(Ant + Feant) = 72.4$	$(Ant + At) = 91.4$
$(At + Dt) = 27.6$	$(Feant + Dt) = 8.6$
<u>100.0</u>	<u>100.0</u>

Questi valori riportati nel diagramma del Winchell (30) definiscono la clorite in esame come una pennina positiva, il che conferma i risultati ottenuti con le ricerche precedenti.

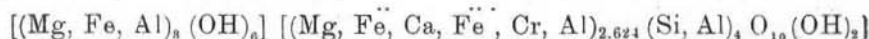
Si è voluto inoltre calcolare la formula cristallografica secondo le recenti proposte di Orcel, Caillère ed Hénin (25). Il calcolo secondo questi Autori, eseguito tenendo presente la distribuzione degli elementi negli strati tetraedrici tipo mica ed ottaedrici tipo mica e tipo brucite è il seguente :

Elementi	%	Rapp. At. cl	Rapp. At. a 14 Ossigeni	Distribuzioni degli atomi tra gli strati	
Si	16.65	0.5934	3.319	Si 3.319	} strato tetraedrico tipo mica
Al	8.33	0.3088	1.727	Al 0.681	
Cr	0.56	0.0109	0.061	Al 0.681	} strato ottaedrico tipo brucite
Fe <sup>...</sup>	3.45	0.0618	0.346	Fe, Mg 2.32	
Fe <sup>..</sup>	0.41	0.0073	0.041	Al 0.367	} 0.774
Ca	0.14	0.0034	0.019	Cr 0.061	
Mg	17.88	0.7351	4.110	Fe <sup>...</sup> 0.346	
O	40.06	2.5037	14.000	Mg	} 2.624
	87.48	4.2244	23.623	Fe <sup>..</sup>	
H	1.41	1.3988	7.821	Ca	} 1.850
O	11.26	0.7038	3.935		
	100.15				tipo mica

ove, dopo calcolati i valori dei rapporti atomici, si rapportano questi a 14 atomi di ossigeno ed i dati ottenuti si distribuiscono, secondo la formula generale proposta  $Mg_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$  per il pacchetto tipo mica e  $(Mg, Al)_3(OH)_6$  per il pacchetto tipo brucite, in modo tale da saturare gli strati tetraedrici tipo mica e quelli ottaedrici tipo brucite che costituiscono l'impalcatura delle cloriti. I suddetti Autori ammettono che nello strato ottaedrico tipo mica possa esservi Mg, o Al indifferentemente. La presenza di solo Mg porta ad un valore di 3 Mg, e di solo Al, a 2 Al.

Nel caso di sostituzione parziale del magnesio da parte dell'alluminio comparirà naturalmente un numero di ioni compreso tra due e tre, come si verifica nel nostro caso (2.624). La contemporanea presenza di Mg e di Al non viene da detti Autori cristallochimicamente spiegata. Potrebbe trattarsi di sostituzione parziale di magnesio e di alluminio con posizioni ottaedriche vacanti, o forse meglio, potrebbe spiegarsi con la presenza di strati ottaedrici contenenti Al ed altri contenenti Mg.

La formula chimica che ne risulta è:



Nella recente classificazione proposta da Orcel, Caillère, Hénin (25) la clorite ora esaminata va a porsi fra i tipi del IV gruppo, avendo un numero di ioni Si > 3.05 e di ioni Fe compreso fra 0 e 1. Appartiene infatti a questo gruppo anche la pennina di Zermatt.

Tutte le determinazioni eseguite permettono pertanto di definire la clorite studiata come una pennina.

### *La Sepiolite*

Nella stessa località dove è stata raccolta la clorite, e più precisamente subito prima del bivio con la strada di Zebedassi, trovansi una massa di serpentina di apparente aspetto scistoso, facilmente riducibile in scaglie. I piani di pseudo-scistosità sono ricoperti da patine dello spessore di 4-5 mm, in superficie sub-lucide, e di colore grigio chiaro. Queste spalmature, sia che si trovino sulla superficie messa a nudo, sia che riempiano a volte anche grandi fratture della serpentina alterata, dimostrano di essere materiale secondario di riempimento di vena. Ne è stato raccolto un abbondante campione sul quale sono state fatte le ricerche.

Per la purificazione, le croste che costituiscono detto materiale sono state immerse in acqua distillata e dopo alcuni giorni sono state raschiate per allontanare le parti terrose e le sostanze estranee ad esse aderenti. Fu così possibile ottenere un prodotto che, osservato al microscopio, mostrò essere costituito da una massa omogenea priva di impurezze, e di aspetto fibroso-lamellare. Si tratta infatti di aggregati di minutissime fibre appiattite a colori vivaci di polarizzazione cromatica che presentano estinzione parallela, con allungamento positivo, ed un lieve pleocroismo che va dal verde-giallo chiaro secondo l'allungamento, al verde pallido normalmente alle fibre. È possibile ottenere fibre isolate sulle quali determinare, per mezzo del metodo dell'immersione, i due indici corrispondenti alle direzioni di vibrazione parallela e normale all'allungamento delle fibre stesse. Tali indici, facendo uso di miscugli di essenza di lavanda ed essenza di cannella, sono risultati, in luce gialla ( $\lambda = 589 \mu\mu$ ) i seguenti:

$$N_g = 1.530$$

$$N_p = 1.518$$

Trattandosi di fibre molto esili non è possibile eseguire alcuna osservazione in luce convergente.

Già dai caratteri ottici riportati può intuirsi che trattasi di sepiolite. Come è noto, però, la sola indagine ottica in tal caso non può condurre ad un rigoroso riconoscimento del minerale. Poichè, data la sua natura, migliori osservazioni non possono essere fatte per questa via, sono state eseguite, anche in questo caso, ricerche chimiche, roentgenografiche e termodifferenziali.



L'analisi roentgenografica, eseguita con il metodo delle polveri, in una camera di raggio 57.3 mm, con la radiazione  $K\alpha$  del rame, su di un campione seccato all'aria per lungo tempo, ha permesso di calcolare i valori delle distanze interplanari e di valutarne le intensità che sono riportate in colonna 1 della tabella II. Questi valori sono in ottimo accordo con quelli trovati da Longchambon ((17) p. 237) per la sepiolite naturale di Ampandandrava che vengono riportati anch'essi, per il confronto, nella stessa tabella.

TABELLA II

Sepiolite di Volpedo		Sepiolite naturale di Ampandandrava (Longchambon 1937)	
d	I	d (kX)	I
12.19	10	12.15 ± 0.15	10
7.62	2	7.6 ± 0.1	3
5.09	2	5.05 ± 0.05	2
4.57	10	4.5 ± 0.1	10
(*) 4.22	10	—	—
3.83	4	3.82 ± 0.02	5
3.70	1	3.60	1
3.42	2	3.40	2
3.22	4	3.22 } ± 0.02	5
2.62	7	2.61	8
2.46	6	2.45	7
2.28	6	2.28	6
2.09	4	2.09	5
—	—	1.97	1
1.90	2	1.88	2
—	—	1.71	2
1.60	4	1.60	4
1.57	4	1.56	4
1.53	2	1.52	2
1.39	1	1.38	2
1.36	1	1.36	2
1.31	2	1.31	3

Intensità delle righe: 10 = fortissima    4 = media    2 = debole  
 6-7 = forte    1 = debolissima

(\*) Il valore 4.22 trovato per la nostra sepiolite, e non riportato dalla Cail-  
 lère (9), figura con la stessa intensità nel lavoro sulle sepioliti di Kauffmann (15)  
 che riporta i valori calcolati su uno dei campioni di sepiolite naturale di  
 Ampandandrava studiati da Longchambon e per il quale suddetto Autore aveva  
 riportati soltanto i valori di  $\theta$ .

Le intensità sono state riportate secondo i valori dell'Autore citato.

L'analisi termica differenziale, eseguita nelle stesse condizioni di quelle dei campioni precedenti, ha dato una curva che rispecchia e conferma quanto il Longchambon ((17) p. 253) dice a proposito dello studio sulla disidratazione in funzione della temperatura, ed il suo andamento è molto simile a quello ottenuto dalla Caillère (10) per la sepiolite di Ampandandrava ritenuta una delle più pure. Le due curve sono riportate nella fig. 3. In quella riguardante il nostro minerale si possono notare tre effetti endotermici con mas-

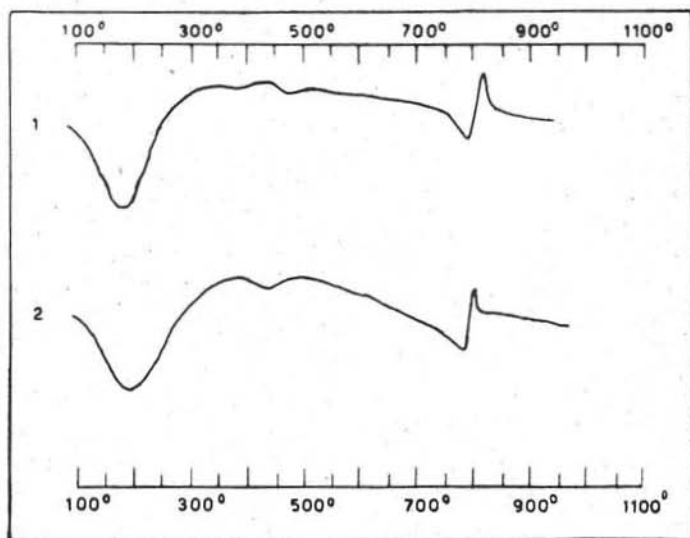


Fig. 3 — Curve di analisi termica differenziale della sepiolite di Volpedo (1) e della sepiolite di Ampandandrava (Madagascar) (2).

simi a 170° C, a 480° C e 770° C ed uno esotermico con massimo a circa 820° C. I massimi endotermici rappresenterebbero, secondo il Longchambon ((17) p. 253) rispettivamente la perdita di acqua "a carattere zeolitico", da 20° C a 320° C, dell' "acqua di cristallizzazione", da 320° C a 700° C, e dell'acqua presente nel reticolo sotto forma di H, o, OH, intorno a 770° C. Per l'acqua zeolitica ciò era stato in precedenza già constatato anche dal Bonatti (3).

Sulle croste in esame è stata eseguita, previo essiccamento all'aria, anche l'analisi chimica, i cui risultati vengono posti a con-

fronto nella tabella seguente con quelli ottenuti dalla Caillère (11) per la sepiolite di Ampandrandrava e sempre della stessa Autrice (8) per una sepiolite del Marocco.

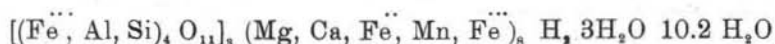
Sepiolite di Volpedo		Sepiolite Ampandrandrava Callière (1933)	Sepiol. Bau-Azzer (Marocco) Caillère (1952)
SiO <sub>2</sub>	51.44 %	52.50	50.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.64	0.60	2.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.68	2.99	} 5.00
FeO	1.14	0.70	
MnO	0.02	—	—
MgO	22.26	21.31	20.00
CaO	0.64	0.47	1.70
H <sub>2</sub> O —	9.00	} 21.27	} 19.80
H <sub>2</sub> O +	10.00		
	<u>99.82</u>	<u>99.84</u>	<u>99.70</u>

Il rapporto molecolare  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{MgO}} = 1.58$  presenta un buon accordo con quanto trovato da diversi autori per vari tipi di sepiolite e riportato da Migeon (18).

Dai dati dell'analisi è stata calcolata la formula sulla base di 20 atomi esclusa l'acqua, ottenendo:

Elementi	%	Rapp. At. cl	Rapp. At. cl a base 20 atomi	Rip. ne Al-Fe	Ragg. Isom.	N° At.
Si	24.03	0.8564	11.420	11.420	} 12.00	12.0
Al	0.86	0.0319	0.425	0.580		
Fe <sup>+++</sup>	2.57	0.0460	0.613	} 0.155 } 0.458	} 7.997	8.0
Fe <sup>++</sup>	0.89	0.0016	0.021			
Mn	0.01	0.0002	0.002	0.003		
Ca	0.46	0.0115	0.153	0.153		
Mg	13.43	0.5522	7.363	7.363		
		1.4998	19.997			
H	2.13	2.1131	28.17	} 26.17 } 2.00	} 13.2H <sub>2</sub> O } 2 H	
O	55.44	3.4650	46.21			13.21
	<u>99.82</u>	<u>7.0779</u>		<u>33.00</u>	<u>33 O</u>	

Da questi calcoli si ricava la seguente formula cristallografica :



che corrisponde, avvalorandola, alla seconda formula proposta per questo minerale da Longchambon ((17) p. 264):  $(\text{Si}_4\text{O}_{11})_3\text{Mg}_8\text{H}_2 3\text{H}_2\text{O} (\text{H}_2\text{O})^z$ , formula che rispetto a quella bruta in ossidi (Caillère 1936 (9)) ha il vantaggio sia di fare risaltare la struttura fibrosa, sia i tre tipi di acqua che sono stati messi in evidenza mediante l'analisi termica differenziale.

### Conclusioni

I risultati ottenuti in base a quanto si è visto possono così riassumersi.

Per i graniti è importante sottolineare come per la prima volta in un unico conglomerato fortemente compatto è stato possibile trovare riunite le facies più svariate che erano state osservate, finora più o meno isolate, negli affioramenti della formazione ofiolitica appenninica. La facies dei frammenti cementati presenti nel dosso granitico studiato è molto variabile. Si passa da tipi nettamente intrusivi a struttura ipidiomorfa o al massimo con leggera tendenza all'autoalotriomorfia, a tipi tendenti ai pegmatitici che si presentano sia con struttura micropegmatitica sia a struttura pegmatitica talora tendente alla porfiroide. Il granito a grana grossa è una granitite a solo microclino, mentre i graniti a grana media presentano oltre al microclino e alla biotite anche ortoclasio e muscovite; nel granito a grana minutissima è presente invece solo ortoclasio accanto a pochissima muscovite ed a biotite che è stata completamente cloritizzata. Potrebbe pensarsi che la varietà di composizione mineralogica potesse essere dovuta ad una azione più o meno energetica di metamorfismo subita dalle rocce componenti il conglomerato. Infatti le differenze di tale composizione sono dovute alla presenza di microclino che si mostra quasi sempre molto fresco e inglobante piccoli cristalli rotondeggianti di quarzo, e di muscovite che assume frequentemente aspetto cribroso per inclusioni di quarzo. Tuttavia le rocce studiate non presentano nè un forte grado di alterazione superficiale nè mostrano di aver subito fenomeni di cataclasi. Neppure il quarzo presenta in genere estinzione ondulata nè fratturazione. Data la compattezza del blocco conglomeratico

studiato, la mancanza di cataclasi, la perfetta cementazione degli elementi che lo costituiscono, che si presentano a contorni sempre ben netti, e la scarsa quantità di materiale proveniente dalle rocce verdi inglobanti, si ha l'impressione che la formazione del conglomerato non sia avvenuta durante il trasporto entro le masse ofiolitifere, ma che esso fosse preesistente al processo di strappamento e di trasporto ad opera delle masse ofiolitifere stesse.

A questo punto è parso interessante dare una rappresentazione diagrammatica dei risultati analitici relativi al numero, ormai rilevante, di graniti collegati alle formazioni ofiolitiche dell'Appennino settentrionale per completare anche quanto a questo proposito era già stato riferito a suo tempo dal Bonatti.

I dati analitici sono riportati nella tabella IV, mentre si sono raccolte nella tabella III le indicazioni relative alle località ed alle facies petrografiche delle singole rocce descritte o analizzate. Nella terza colonna di detta tabella si sono riportati anche i tipi magmatici di Niggli che sono stati determinati, nel caso in cui non fossero già stati dati dalla bibliografia. Nella tabella V sono riportati, dai lavori originali, i coefficienti magmatici di Niggli, mentre i relativi coefficienti normativi Q-L-M, secondo Niggli, sono stati calcolati e riportati in tabella VI. Sono poi stati calcolati, per tutte le analisi disponibili, i valori diagrammatici  $qz$ , F,  $fm$ , secondo Köhler e Raaz (tabella VII). Dei coefficienti normativi di Niggli e dei valori diagrammatici di Köhler e Raaz si sono poi date le rappresentazioni diagrammatiche, dove i singoli campioni sono contraddistinti con segni caratteristici a seconda della località di provenienza (figure 4 e 5). Dai dati secondo Köhler e Raaz si è inoltre ricavato il diagramma di differenziazione  $qz$ , F,  $fm$ , (fig. 6).

Dall'osservazione dei tipi magmatici della tabella III si può constatare che i nostri graniti e quelli studiati dai vari Autori appartengono in gran parte ai magmi della serie alcali-calcica (n. : 1-2-6-7-8-11-12-14-[15]-16-[20-21-22]-26-27-29), mentre un numero inferiore si sposta leggermente verso la serie alcalina (n. : 5-9-[15]-17-[20-21-22]-23-24-25-30). (I numeri in parentesi quadra si riferiscono ai campioni che si trovano al limite tra la serie alcali-calcica e quella alcalina).

Passando all'osservazione della rappresentazione diagrammatica Q-L-M (fig. 4), si può constatare che la distribuzione delle rocce rispecchia alquanto esattamente quanto sopra scritto. Questa di-

stinzione fra i due gruppi alcali-calcico ed alcalino si può riconoscere con evidenza ancora maggiore nella rappresentazione diagrammatica secondo Köhler e Raaz. In questa è anche distintamente riconoscibile il carattere alluminifero di alcune rocce (n.: 8-11-27-28) che era già visibile anche nel diagramma Q-L-M di Niggli. Fra le rocce qui studiate il campione n. 5 (granito a grana minu-

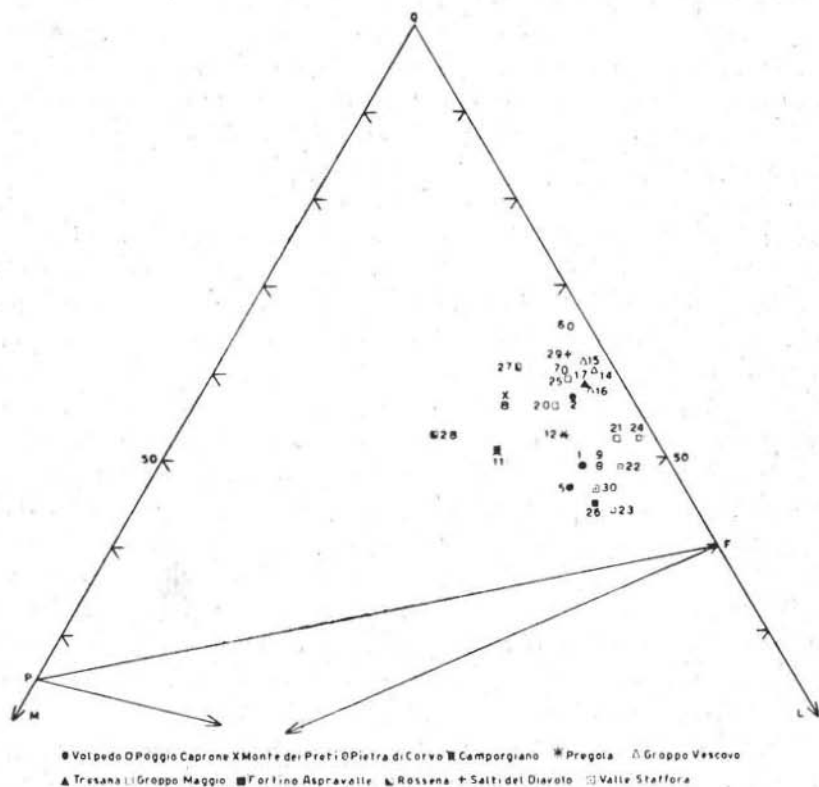


Fig. 4 — Diagramma Q - L - M.

tissima) sembra avere un carattere alquanto alluminifero in relazione ai più evidenti segni di alterazione da esso mostrati, carattere comune questo anche agli altri graniti alluminiferi.

Una distinzione geografico-petrografica tra le singole facies non sembra possibile per la maggior parte delle formazioni granitiche appenniniche. Le rappresentazioni diagrammatiche paiono indicare una eccezione solo per le formazioni di Gruppo Maggio, il

cui carattere nettamente più alcalino, già rilevabile nel diagramma di Osann riportato dal Bonatti (2), è confermato dalle rappresentazioni diagrammatiche Q-L-M, di Niggli e  $qz, F-fm$ , di Köhler e Raaz. Le rocce di Rossena studiate dal Bertolani mostrano invece un carattere più alluminifero, ed i graniti di Camporgiano e di Monte dei Preti nel diagramma di Niggli, Köhler e Raaz, assumono una posizione intermedia fra queste ultime.

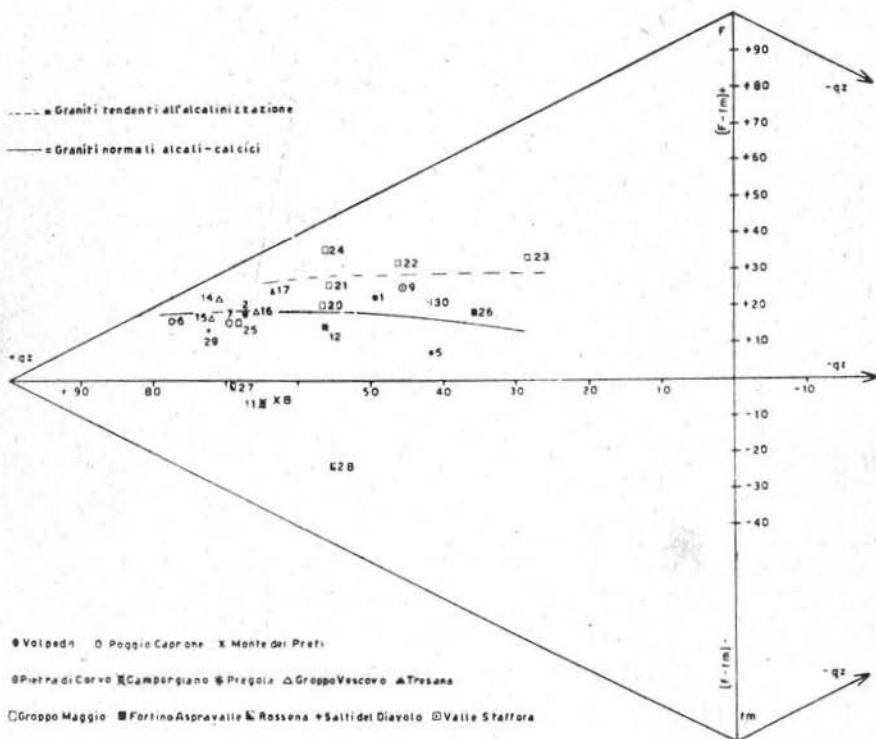


Fig. 5 — Diagramma  $qz, F, fm$ , secondo Köhler e Raaz.

Si è visto come i graniti della formazione ofolitica appenninica presentino facies grossolanamente pegmatitiche, facies a grana normale e facies minute, spesso a natura micropegmatitica. Dai diagrammi di Köhler e Raaz sembrerebbe risultare una concentrazione di queste facies rispettivamente in corrispondenza a valori  $qz$  caratteristici e costanti con differenziazione in senso verticale, cioè comune variazione dei rapporti fra componenti feldispatici e

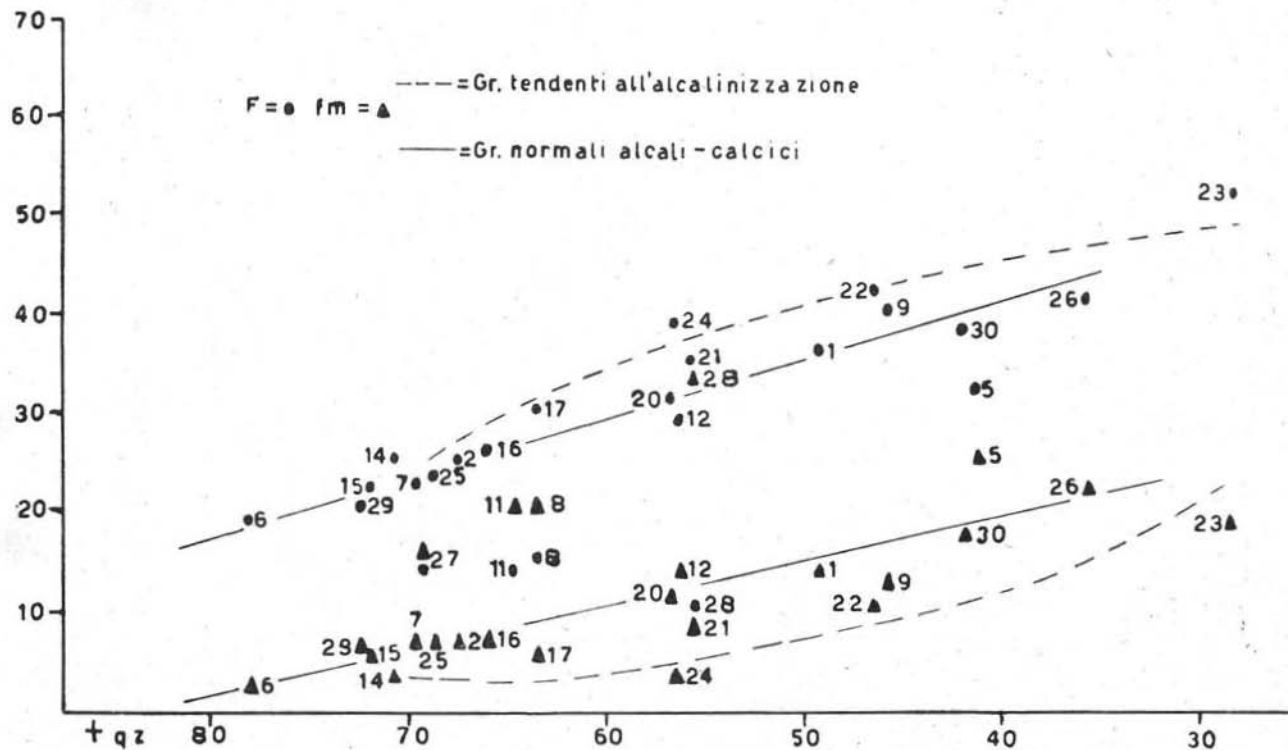


Fig. 6 — Diagramma di differenziazione  $qz$ ,  $F$ ,  $fm$ , secondo Köhler e Raaz.



ferro-magnesiaci. Per esempio fra i graniti a grana grossa questo si riconosce per i campioni n.: 14-15-29; per quelli a grana minuta per i campioni n.: 12-20-21-24. Il diverso tenore di silice totale in queste rocce che presentano una simile quantità di  $\text{SiO}_2$  libera è dovuta ad un aumento della silice combinata in relazione con il crescere del carattere feldispatico delle rocce stesse. Quelli a grana media, n.: 2-16-17, a loro volta sembrano raggrupparsi in una zona intermedia fra i graniti a grana grossa a carattere più acido e quelli a grana minuta a carattere leggermente più basico. Da osservare che i graniti a grana grossa, n.: 1-9-30, pure riuniti in una zona ben delimitata del diagramma, (con differenziazione in questo caso di tipo orizzontale), hanno carattere più basico dei micrograniti n.: 12-20-21-24.

Un confronto dettagliato tra le varie formazioni studiate, sino allora, è stato fatto dal Bonatti (2) e non sembra che le rocce esaminate successivamente escano nel complesso dal quadro da lui delineato, per cui appare che le sue conclusioni mantengano anche oggi la loro validità anche se il carattere alcalino dei graniti della formazione ofiolitica appenninica da lui affermato non sembra avere avuto conferma dagli studi posteriori per cui le rocce alcali-caliche appaiono quantitativamente prevalere, con l'unica eccezione locale, già ricordata, delle rocce della zona di Groppo Maggìo.

Per le serpentine, come si è visto, risulta che, siano esse compatte o abbiano subito processi di alterazione da parte degli agenti atmosferici, la loro composizione chimica e mineralogica rimane la medesima e che i diversi aspetti che esse presentano sono da riferirsi a processi di dissoluzione e ricristallizzazione dell'antigorite. Ciò è messo in evidenza dai riempimenti di antigorite secondaria che si notano sotto forma di vene sulle sezioni sottili di dette rocce, e dalla formazione di strati più o meno superficiali di antigorite purissima, compatta, verde. Questi fenomeni infatti si osservano non solo negli affioramenti qui studiati, ma anche in tutti gli altri, come, ad esempio, all'Impruneta.

Si può notare che, a differenza degli altri affioramenti ofiolitici, nella zona studiata non si riscontra la presenza né di gabbri, né di diabasi, né di diaspri, rocce queste che come è noto si trovano quasi sempre associate nelle formazioni serpentinosi (1).

(1) In un lavoro della Brusoni « *Sopra due interclusi nel serpentino del M. Prinzerolo (Appennino Parmense)* » « Rendiconti R. Acc. Nazionale dei

Per i minerali si può dire che la presenza di pennina nelle formazioni serpentinosi appenniniche era già stata messa in evidenza dal Minguzzi all'Impruneta (19). Purtuttavia, per quanto i dati analitici siano abbastanza concordanti, le due pennine presentano caratteri ottici molto diversi. Per quella dell'Impruneta, infatti, il segno ottico è risultato negativo, gli indici di rifrazione più bassi:  $\beta = 1.558$ ;  $\gamma = 1.562$ , e l'angolo degli assi ottici  $2V\alpha = 70^\circ$ , anomalia quest'ultima giustificata dall'Autore. Per la composizione calcolata in base ai componenti antigorite, amesite, ferroantigorite e dafnite, si può osservare che nelle due pennine si ha parità di composizione in (Ant. + At.) e (Feant. + Dt.), mentre sono invece diversi i valori relativi a (Ant. + Feant.) e (At + Dt).

Per la sepiolite è da mettere in evidenza il fatto che, per quanto il suo ritrovamento nelle formazioni serpentinosi non sia cosa eccezionale (Caillère (8)), purtuttavia meritano di essere messi in rilievo i risultati ottenuti i quali mostrano come detto minerale, che generalmente si presenta sempre impuro, nella formazione ofiolitica di Volpedo invece non presenti traccia di inclusioni estranee, cosa ciò molto rara. Una buona conferma di ciò viene data dalla formula cristallografica ottenuta dai dati analitici, dall'analisi termica differenziale e dal fotogramma delle polveri, ove si può notare una ottima concordanza con la sepiolite di Ampandandrava ritenuta una tra le più pure. Per quanto riguarda la sua genesi, come ammette la Caillère (8), si può ritenere che essa sia dovuta a fenomeni d'alterazione secondaria dell'angorite, essendo, a questo proposito, stata trovata come riempimento di vena in serpentina ricca di tale minerale.

Si stanno, ad ogni modo, studiando nel nostro Istituto le ancora poco conosciute condizioni di genesi ed i rapporti paragenetici di detto minerale con altri delle stesse formazioni.

---

Lincei» vol. XXXI serie 5, 2<sup>o</sup> sem. fasc. 5-6 (1922), l'Autrice afferma di avere trovato nel giacimento serpentinoso di Zebedassi e precisamente nella valletta della Serena, rocce gabbriiche a grana fina; e così pure la Romanini nel suo lavoro « *Su di un gabbro amfibolico incluso nella formazione argillosa dei dintorni di Zebedassi* » « Atti della Soc. It. di Scienze Naturali » vol. LXXXVI (1947), descrive il ritrovamento di un ciottolo scuro, compatto, che all'analisi sia chimica che microscopica è risultato trattarsi di un gabbro.

Si tratta però sempre, in tali casi, di ciottoli o di blocchi di piccole dimensioni trovati racchiusi nella roccia ofiolitifera e non mai di ammassi di notevoli dimensioni.

TABELLA III. — Quadro riassuntivo dei graniti della formazione ofiolitica appenninica.

N.	Località	Facies petrografica	Classificazione secondo i tipi magmatici NIGGLI	Autore	Bibl.
1	Volpedo	Gr. grana grossa con microclino e mica nera, a struttura ipidiomorfa tendente all'autoalotriomorfa	Adamellitico	Giuseppetti	—
2	»	Gr. grana media con microclino e ortoclasio, mica bianca e nera a struttura ipidiomorfa tendente all'autoalotriomorfa	Granitico yosemitico	»	—
3	»	Gr. grana media con microclino e ortoclasio, mica bianca e nera a struttura autoalotriomorfa	non analizzato	»	—
4	»	Gr. grana media con microclino e ortoclasio, mica bianca e nera a struttura autoalotriomorfa	» »	»	—
5	»	Gr. grana minutissima con ortoclasio, mica bianca e clorite a struttura autoalotriomorfa con associazioni di tipo micropegmatitico	Rapakiwitico	»	—
6	Poggio Caprone (roccia n. 1)	Gr. grana fine, pochissimo ortoclasio e mica nera, struttura ipidiomorfa	Sodico granitico aplitico	Bonatti	(2)
7	Poggio Caprone (roccia n. 2)	Gr. grana fine, scarso ortoclasio, mica nera, struttura ipidiomorfa	Sodico granitico aplitico	»	»
8	Monte dei Preti (roccia n. 4)	Gr. grana media, pochissimo ortoclasio, mica nera, struttura ipidiomorfa	Farsunditico	»	»
9	Pietra di Corvo (roccia n. 5)	Gr. grana grossa, con ortoclasio, e poca mica nera	Alcali granitico normale	»	»
10	San Donnino (roccia n. 6)	Gr. grana variabile con ortoclasio e mica nera	non analizzato	»	»
11	Camporgiano (roccia n. 7)	Gr. grana grossa con ortoclasio e clorite	Quarzo dioritico normale	»	»
12	Pregola (roccia n. 10)	Gr. microcristallino con microclino, mica nera a struttura ipidiomorfa	Tasnagranitico	»	»
13	Pregola (roccia n. 11)	Gr. grana grossa con microclino e mica nera	non analizzato	»	»
14	Gropo Vescovo (roccia n. 12)	Gr. con ortoclasio, mica bianca e nera a struttura pegmatitica	Granitico aplitico	Ferrari-Bonatti	»
15	Gropo Vescovo (roccia n. 13)	Gr. con ortoclasio, mica bianca e nera a struttura nettamente porfirica	Tra sodico granitico aplitico e alcali granitico aplitico.	» »	»

(Segue tabella III)

N.	Località	Facies petrografica	Classificazione secondo i tipi magmatici NIGGLI	Autore	Bibl.
16	Groppo Vescovo (roccia n. 14)	Gr. grana media con ortoclasio, mica nera e bianca, struttura idiomorfa con concrescimenti pegmatitici e micropertitici	Granitico aplitico	Bonatti	(2)
17	Tresana (roccia n. 15)	Gr. grana media con ortoclasio, mica bianca e nera, struttura ipidiomorfa con associazioni micropegmatitiche	Alcali granitico normale	»	»
18	Cavecchio (roccia n. 16)	Gr. con mica bianca e nera con concrescimenti micropegmatici	non analizzato	»	»
19	Castello Tresana (roccia n. 17)	Gr. con microclino, mica bianca e nera, struttura pegmatitica	»	»	»
20	Groppo Maggio (roccia n. 19)	Gr. con microclino, mica bianca e nera, carattere micropegmatitico	Tra granitico aplitico, alcali granitico aplitico e alcali granitico normale	Ferrari-Bonatti	»
21	Groppo Maggio (roccia n. 20)	Gr. con microclino e ortoclasio, mica nera e bianca, carattere micropegmatitico	idem	»	»
22	Groppo Maggio (roccia n. 21)	Gr. con microclino e ortoclasio, mica nera e bianca, carattere micropegmatitico	idem	»	»
23	Groppo Maggio (roccia n. 22)	Gr. con poco microclino e ortoclasio, mica nera e bianca, struttura micropegmatitica	Grano-sienitico	»	»
24	Groppo Maggio (roccia n. 23)	Gr. con microclino e ortoclasio, mica nera e bianca, struttura micropegmatitica	Alcali granitico aplitico	»	»
25	Groppo Maggio (roccia n. 24)	Gr. con microclino, mica bianca e nera con struttura tendente alla pegmatitica	Alcali granitico normale	Bonatti	»
26	Fortino Aspravallo	Gr. a grana media con microclino, mica bianca e nera a struttura ipidiomorfa	Leucoquarzodioritico	Minguzzi	(20)
27	Rossena	Gr. cataclastico rosa a grana media, con ortoclasio mica bianca e clorite	Tra aplitico granitico e engadinitico	Bertolani	(1)
28	Rossena	Gr. cataclastico verde, grana media	non classificato	»	»
29	Salti del Diavolo (Val Baganza)	Gr. grana grossa con ortoclasio, mica bianca e nera a struttura ipidiomorfa	Tra granitico aplitico ed engadinitico	Rodolico	(27)
30	Valle Staffora	Gr. grana grossa, con ortoclasio e microclino, mica bianca e nera, struttura ipidiomorfa	Grano-sienitico	Peretti	(26)

TABELLA IV. — Quadro delle Analisi Chimiche.

N.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O—	H <sub>2</sub> O+	Somma
1	67.93	0.38	13.63	3.23	2.40	0.03	0.57	2.12	4.03	4.22	0.64	0.20	0.84	100.22
2	73.06	0.07	14.95	0.45	0.53	0.02	0.78	1.80	3.93	3.45	0.30	0.32	0.48	100.14
5	67.92	0.01	17.43	1.46	0.65	0.02	2.16	0.60	5.30	4.14	0.19	0.18	0.26	100.32
6	80.60	0.15	10.52	0.42	0.42	0.01	0.25	0.47	0.90	5.10	—	0.26	0.36	99.46
7	77.85	0.13	10.18	1.62	0.50	0.02	0.60	0.86	0.94	5.89	—	0.31	1.85	100.75
8	71.80	0.03	15.59	0.93	1.66	0.01	1.66	1.27	1.61	3.83	0.03	0.59	1.40	100.41
9	70.21	0.21	13.09	0.94	0.46	0.03	2.24	0.71	5.46	4.64	0.04	0.58	1.42	100.03
11	68.50	0.09	15.45	3.93	0.89	—	2.96	1.36	2.12	3.86	0.02	0.23	0.51	99.92
12	70.40	0.29	11.98	0.89	4.21	0.05	1.12	1.20	4.12	3.72	0.07	0.51	1.05	99.61
14	77.26	tr.e	11.52	—	1.47	tr.e	tr.e	1.06	4.35	3.69	tr.e	—	0.46	99.81
15	77.61	tr.e	12.47	—	0.97	tr.e	0.11	0.22	3.58	4.10	tr.e	—	0.72	99.78
16	75.73	tr.e	13.08	1.30	0.27	0.03	0.51	0.30	3.44	4.58	tr.e	0.14	0.77	100.15
17	75.51	0.01	11.78	1.12	1.02	0.01	0.67	0.44	5.03	3.31	tr.e	0.14	0.54	99.58
20	76.55	0.06	10.69	—	0.73	—	1.18	1.71	5.34	4.20	0.12	—	0.46	101.04
21	73.40	0.05	13.70	—	1.53	—	0.62	1.10	5.34	4.48	0.25	—	0.60	101.07
22	71.94	0.14	14.73	—	1.43	—	1.01	1.39	4.68	5.38	0.10	—	0.79	101.59
23	66.75	0.48	15.73	—	2.58	tr.e	1.67	2.15	4.90	5.22	0.07	—	1.70	101.25
24	74.18	0.12	13.91	—	0.83	—	0.33	0.70	5.40	4.91	0.19	—	0.60	101.17
25	76.70	0.05	10.45	0.97	0.61	0.01	1.09	0.95	4.46	3.53	tr.e	0.25	1.10	100.17
26	65.14	0.59	17.73	1.47	1.43	0.03	1.82	2.32	3.39	5.04	0.18	0.60	0.44	100.18
27	75.32	0.54	13.63	0.74	1.11	0.02	1.34	0.82	1.71	3.82	—	0.25	0.97	100.27
28	68.56	0.39	14.41	1.95	3.21	0.06	4.11	0.62	2.23	2.62	—	0.14	2.44	100.74
29	77.20	0.22	10.96	2.58	1.08	tr.e	0.04	0.58	3.65	3.20	tr.e	0.16	0.96	100.63
30	66.31	—	15.18	2.41	2.59	0.06	1.34	2.22	4.81	3.85	0.46	0.47	1.44	100.20

I campioni sono elencati nella presente tabella e nelle successive con lo stesso numero d'ordine di quelli riportati nella tabella III.

TABELLA V. — *Coefficienti magmatici secondo Niggli.*

N.	si	al	fm	c	alc	k	mg	tl	p	c/fm
1	305	36.3	23.6	10.4	29.7	0.39	0.16	1.3	1.2	0.43
2	394	47.6	10.6	10.3	31.4	0.43	0.57	0.29	0.64	0.97
5	293	44.3	21	2.8	31.8	0.46	0.67	0.02	0.3	0.13
6	609	47.5	7.5	3.5	41.5	0.10	0.35	0.86	—	0.48
7	495	38	16	6	40	0.09	0.35	0.61	—	0.35
8	362	37	23	7	23.5	0.21	0.54	0.12	—	0.30
9	337	46.5	21	3.6	38	0.44	0.86	0.75	—	0.17
11	288	38	34	6	21.5	0.27	0.54	0.27	—	0.18
12	344	34.5	28.6	6.3	30.5	0.42	0.28	1.05	0.14	0.22
14	497	43.5	8	7.5	41	0.43	—	—	—	0.92
15	522	49.5	6.5	1.5	42	0.36	0.16	—	—	0.23
16	456	46.5	11.5	2	40	0.33	0.38	—	—	0.16
17	457	42	16	3	39	0.50	0.37	0.03	—	0.18
20	426	35	13	10	41	0.45	0.55	—	—	0.77
21	383	42	11.5	6	40.5	0.44	0.42	—	—	0.53
22	338	41	12.5	7	39.5	0.38	0.55	—	—	0.55
23	274	38	19	9.5	33.5	0.38	0.53	—	—	0.50
24	405	45	6.5	4	44.5	0.42	0.41	—	—	0.63
25	405	41.5	14	7	43	0.46	0.56	—	—	0.48
26	267	43	18	10	29	0.31	0.61	1.8	0.3	0.56
27	448	47.5	19	5	28.5	0.22	0.62	2.1	—	0.26
28	305	37.6	42	2.9	17.6	0.34	0.64	1.3	—	0.07
29	502	42	19	4	35	0.43	0.02	—	—	0.22
30	277	37	17	9.7	28	0.45	0.33	—	0.7	0.58

TABELLA VI. — *Coefficienti normativi.*

N.	Q	L	M	Ru	Cp
1	49.2	41.6	7.6	0.3	1.3
2	56.7	37.3	5.4	—	0.6
5	46.5	42	11.1	—	0.4
6	65.5	32.6	1.9	—	—
7	60.2	33.9	5.9	—	—
8	57.1	30.5	12.4	—	—
9	49	43.4	7.6	—	—
11	51	32.6	16.4	—	—
12	52.8	38.2	9	—	—
14	60.2	37.2	2.6	—	—
15	61	36	3	—	—
16	57.8	37.9	4.3	—	—
17	58.5	37.6	3.9	—	—
20	56.1	35	8.8	—	0.1
21	52.3	43.6	3.7	—	0.4
22	49	45.9	5	—	0.1
23	43.6	48.1	8	0.3	—
24	52.3	45.1	2.2	—	0.4
25	59.5	35	5.5	—	—
26	45	45	9.2	0.4	0.4
27	60.8	29.4	9.5	0.3	—
28	53.2	24.5	22	0.3	—
29	62.2	32.8	4.9	0.1	—
30	46.8	43.4	9	—	0.8

TABELLA VII. — Valori diagrammatici secondo Köhler e Raaz.

N.	qz	F	fm	F . fm
1	49.2	36.8	14	22.8
2	67.5	25.5	7	18.5
5	41.2	32.7	26.1	6.6
6	78	19.4	2.6	16.8
7	69.5	23.2	7.3	15.9
8	63.4	15.2	21.4	— 6.2
9	45.8	40.5	13.7	26.8
11	64.9	14.3	20.8	— 6.5
12	56.1	29.6	14.3	15.3
14	70.9	25.4	3.7	21.7
15	71.8	22.6	5.6	17
16	66	26.6	7.4	19.2
17	63.5	30.3	6.2	24.1
20	56.7	31.8	11.5	20.3
21	55.8	35.6	8.6	27
22	46.6	42.8	10.6	32.2
23	28.4	52.8	18.8	34
24	56.5	39.6	3.9	35.7
25	68.7	24	7.3	16.7
26	35.7	41.8	22.5	19.3
27	69.2	14.7	16.1	— 1.4
28	55.4	10.2	34.4	— 24.2
29	72.4	21	6.6	14.4
30	42.3	39.7	18	21.7



### Riassunto

È stato studiato un piccolo ammasso risultante dalla cementazione di predominanti rocce granitiche che si trova in località "La Cava", presso Volpedo nell'Appennino Pavese e che fa parte di un piccolo affioramento ofiolitico. All'esame chimico-microscopico è stato riscontrato che trattasi di un granito a grana grossa, passante talvolta a struttura porfiroide, a sola biotite e con microclino; di graniti chiari a grana media, a due miche, e di un granito a grana minutissima. Si sono inoltre riuniti i dati analitici dei vari graniti della formazione ofiolitica appenninica settentrionale studiati dai vari Autori, calcolandone i rispettivi coefficienti normativi Q-L-M, di Niggli ed i valori diagrammatici *qz*, *F*, *fm* di Köhler e Raaz. Sono stati esaminati dal punto di vista chimico, ottico e con l'analisi termica differenziale campioni di serpentina compatta ed alterata costituenti l'affioramento, rivolgendo uno studio particolare ad alcuni tra i minerali di formazione secondaria provenienti dalla trasformazione della serpentina stessa. Tra questi merita un particolare interesse il ritrovamento e lo studio di una sepiolite che possiamo ritenere senz'altro tra le più pure fino ad ora note.

*Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Pavia, Marzo 1953.*

### BIBLIOGRAFIA

- (1) BERTOLANI M. - *Contributo alla conoscenza della formazione ofiolitica appenninica. Il granito di Rossena (Reggio Emilia)*, «Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena» vol. XXIX, 1948.
- (2) BONATTI S. - *Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica*. «Boll. R. Uff. Geol. d'Italia» 58, (1933).
- (3) BONATTI S. - *Sopra un minerale di Serrazzano (Pisa) (Parasepiolite?)*. «Atti Soc. Toscana Sc. Nat.» 42, 98 (1932).
- (4) BRINDLEY-ALI - *X ray identification and structures of Clay minerals. The Chlorite Minerals*: W. Brindley-K. Robinson pag. 137 «G. W. Brindley» London 1951.
- (5) BRUSONI A. - *Osservazioni petrografiche sopra i graniti dell'Appennino Pavese*. «R. Ist. Lombardo di Sci. e Lett.» Rend. vol. LVI, fasc. VI-XI, Milano 1923.
- (6) BURRI C.-NIGGLI P. - *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. Erster Hauptteil e Zweiter Hauptteil* Zürich 1945, 1949.
- (7) CAILLÈRE S. - *Contribution à l'étude des Minéraux des Serpentes*. «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 59, 211 (1936).
- (8) CAILLÈRE S. - *Sur la présence de la Sépiolite a Bou-Azzer (Maroc)*. «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 75, 304 (1952).

- (9) CAILLÈRE S. - *X ray identification and Crystal structure of Clay minerals. Sepiolite.* «G. W. Brindley» pag. 224 London 1951.
- (10) CAILLÈRE S. - *Etude de quelques silicates magnésiens a facies asbestiforme ou papyracé n'appartenant pas au groupe de l'antigorite.* «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 59, 353 (1936).
- (11) CAILLÈRE S. - «C. R. Accad. Sc.» 1933 t. 196 - p. 416.
- (12) FERRARI M. - *Studio chimico e microscopico delle rocce granito-pegmatitiche dei Giacimenti di Groppo Maggio nell'Appennino Parmense.* «Memorie della R. Acc. dei Lincei», serie V, vol. VIII, fasc. IV, cl. sc. fis. e mat. Roma 1910.
- (13) FERRARI M. - *Le rocce eruttive raccolte nel supposto giacimento granitico di Groppo del Vescovo.* «Memorie della R. Acc. dei Lincei» serie V, vol. VIII, fasc. XXI, Roma 1911.
- (14) HÖDL A. - *Über Chlorite der Ostalpen. Ein Beitrag zur Systematik der Chlorite.* «N. Jahrb.» B. B. 77, I, (1941).
- (15) KAUFFMANN A. J. JR. - *Fibrous Sepiolite from Yavapai Country-Arizona.* «The Am. Min.» 28, 512 (1948).
- (16) KÖHLER A.-RAAZ F. *Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen.* «N. Jahrb. für. Min.» Monatshefte 247 (1951).
- (17) LONGCHAMBON H. - *Sur certaines caractéristiques de la sépiolite d'Ampan-dandrava. Discussion sur la formule des Sépiolites.* «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 60, (1937).
- (18) MIGEON M. G. - *Contribution à l'étude de la définition des Sépiolites.* «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 59, 6, (1936).
- (19) MINGUZZI C. - *Ricerche sulla formazione opolitica dell' Impruneta (Firenze). Le rocce e i minerali.* Nota I «Atti Soc. Tosc. di Scienze Naturali» Memorie (A) LV, (1948).
- (20) MINGUZZI C. - *Studio petrografico del granito di Fortino d'Aspravalle (Cervarezza) Reggio Emilia.* «Atti Soc. Tosc. di Scienze Naturali» vol. 4, N° 3, (1941).
- (21) NIGGLI P. - *Die Magmentypen.* «Schweizerische Mineral. u. Petrog. Mitteilungen» Bd. XVI 335 (1936).
- (22) NIGGLI P. - *Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung.* «Schweizerische Mineral. u. Petrog. Mitteilungen» Bd. XVI 296 (1936).
- (23) ORCEL J. - *Recherches sur la composition chimique des chlorites.* «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 50, 287 (1927).
- (24) ORCEL J. - *Complément à l'analyse thermique des chlorites.* «Bull. de la Soc. Française de Mineralogie» 52, 194 (1929).
- (25) ORCEL J., CAILLÈRE S., HÉNIN S. - *Nouvel essai de classification des chlorites* «The Min. Mag.» vol. XXIX, N° 211, 329 (1950).
- (26) PERETTI L. - *Il granito dall'alta Valle Staffora (Appennino Pavese).* «Atti della R. Acc. delle Scienze di Torino» vol. 68, (1932-33).
- (27) RODOLICO F. - *Sopra un granito racchiuso nel conglomerato dei «Salti del Diavolo» in Val Bagana (Appennino Settentrionale).* «Atti Soc. Tosc. di Scienze Naturali» Processi verbali vol. XLVIII, N° 4 Pisa (1939).
- (28) WINCHELL A. N. - *Chlorite as a polycomponent system.* «Am. Jour. of Sc.» 11, 284 (1926).
- (29) WINCHELL A. N. - *A third study of Chlorite.* «The Am. Miner.» 21, 642, (1936).
- (30) WINCHELL A. N. - *Elements of optical Mineralogy.* New-York (1951).