

## GEOTERMOMETRIA ISOTOPICA DEI PROCESSI ANATETTICI ERCINICI DEL MASSICCIO DELL'ARGENTERA (ALPI MARITTIME)

MARIO FORNASERI, MARIA PREITE MARTINEZ, BRUNO TURI

Istituto di Geochimica dell'Università degli Studi di Roma e Centro di Studio per la Geocronologia e la Geochimica delle Formazioni Recenti del CNR, Città Universitaria, Piazza Aldo Moro, 00185 Roma

ROBERTO MALARODA

Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica dell'Università degli Studi di Torino e Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali del CNR, via Accademia delle Scienze 10, 10123 Torino

**RIASSUNTO.** — Sono stati misurati i rapporti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  del quarzo, del feldspato alcalino e, per due campioni, anche della biotite, presenti in nove tipiche rocce anatettiche (embrechiti, anateksiti, perlgneiss, graniti e litotipi intermedi) appartenenti a diversi complessi petrografici ed ambiti geografici del Massiccio della Argentera, nelle Alpi Marittime. La maggior parte delle rocce esaminate, tuttavia, proviene dal settore meridionale, caratterizzato da facies di anatessi incipienti.

Per sei campioni sono state stimate temperature di ultimo equilibrio comprese tra circa 450° e 500° C. Degno di nota è il fatto che in questo intervallo termico rientrano sia i graniti del nucleo centrale, la cui messa in posto è stata, almeno parzialmente, di tipo intrusivo, che i graniti di anatessi in situ, le embrechiti, i perlgneiss e le anateksiti, anche se appartenenti ad unità diverse e verosimilmente a fasi anatettiche differenti.

In due altri campioni, un perlgneiss ed un granito-perlgneiss, entrambi appartenenti all'area di anatessi più recente del « granito di Valmasque », si riscontrano condizioni di disequilibrio isotopico, particolarmente evidenti nel granito-perlgneiss, nel quale il quarzo ed il feldspato presentano valori di  $\delta^{18}\text{O}$  praticamente identici e notevolmente più alti rispetto alle altre rocce esaminate. È assai verosimile che il quadro isotopico offerto da quest'ultima roccia sia dovuto almeno in parte a fenomeni di alterazione deuterica.

L'ultima roccia analizzata nella presente indagine, una embrechite biotitica metaconglomeratica, è singolarmente povera in  $^{18}\text{O}$ . Questa circostanza può essere attribuita o ad una derivazione della roccia da un materiale di partenza a rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  relativamente basso, o ad interazioni con fluidi idrotermali isotopicamente « leggeri ».

In generale, i valori geotermometrici ottenuti sono in buon accordo da un lato con gli elevati gradienti geotermici dei processi metamorfici ed anatettici ercinici, dall'altro con i caratteri di ambiente molto superficiale in cui, in base a conside-

razioni geologiche, si sarebbero verificati i processi anatettici nel Massiccio dell'Argentera.

**ABSTRACT.** — Oxygen isotope ratios were measured on coexisting minerals from nine typical rocks (embrechites, anateksites, perlgneiss, granites and intermediate types) from various zones of the Argentera Massif, Maritime Alps.

In six samples, the isotopic temperatures calculated from the  $^{18}\text{O}$  fractionations between quartz and alkali feldspar range from about 450° to 500° C. This is a consequence of the narrow range of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exhibited by both quartz ( $\delta^{18}\text{O} = 10.92$  to 11.72) and feldspar ( $\delta^{18}\text{O} = 9.02$  to 10.00). Quartz from all of these rocks is isotopically very similar to that from a Permian sandstone cropping out around the massif ( $\delta^{18}\text{O} = 11.44$ ). Biotite from one sample of this group, a granite from the core zone of the massif, was also analyzed. The excellent concordance between the quartz-feldspar and quartz-biotite temperatures suggests that isotopic equilibrium was approached in the assemblage.

The other three rocks studied (a granite-perlgneiss, a perlgneiss and a biotite conglomeratic embrechite) are isotopically different from one to another, as well as from those of the group discussed above. Isotopic disequilibrium conceivably due to deuteric alteration is evident in the granite-perlgneiss, in which quartz and feldspar have  $\delta^{18}\text{O}$  values essentially identical (12.86 and 12.75 respectively); these values are the highest recorded in the present study. Isotopic disequilibrium between quartz and feldspar might also explain the low temperature calculated from this mineral pair for the perlgneiss (356° C). Quartz, feldspar and biotite from the biotite conglomeratic embrechite are all low in  $\delta^{18}\text{O}$  with respect to the other rocks considered in this study. This could suggest either an origin from a different protolith or interaction with isotopically light hydrothermal fluids.

The obtained temperatures fit well with the geological setting, i.e. the well known high geo-

thermal gradient of the Hercynian events and also the very surficial environment of the younger anatexis of the Argentera Massif.

## Introduzione

Il Massiccio Cristallino dell'Argentera, nelle Alpi Marittime, è costituito in prevalenza da migmatiti. Al suo nucleo affiora un ammasso composito, di natura granitica eterogenea, mentre masse minori di graniti microgranulari di anatessi sono relativamente abbondanti e diffuse un po' ovunque. Obiettivo fondamentale del presente lavoro è di investigare sui processi di « granitizzazione » i.s. che hanno portato alla formazione dei vari litotipi presenti nel massiccio (embrechiti, anatessiti, graniti, ecc.) impiegando come « traccianti » il rapporto  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , dimostratosi molto utile in indagini di questo tipo.

Lo studio del frazionamento isotopico dell'ossigeno fra minerali coesistenti, inoltre, consente di evidenziare situazioni di equilibrio o disequilibrio nella paragenesi e di tentare una valutazione delle temperature di equilibrio mediante i criteri della geotermometria isotopica.

## Inquadramento geologico-petrografico

Il Massiccio dell'Argentera occupa longitudinalmente quasi l'intera estensione delle Alpi Marittime, dal Colle della Maddalena al Colle di Tenda. Di questa parte della catena rappresenta l'ossatura, con una forma approssimativamente lenticolare ad asse maggiore diretto NW-SE e diametri  $70 \times 30$  km.

Una imponente dislocazione longitudinale, la Linea Ferriere-Mollières, lo divide in due parti, il Complesso della Tinée a SW e il Complesso del Malinvern-Argentera a NE (fig. 1). Entrambi i complessi, e specialmente il secondo, sono costituiti in netta prevalenza da migmatiti, o graniti di anatessi, e solo subordinatamente da metamorfiti preanattetiche. Nonostante la loro diversità, si può ragionevolmente supporre che i due complessi derivino da una serie stratigrafica relativamente omogenea, prevalentemente costituita da rocce sedimentarie. L'omogeneizzazione anatettica ha comportato una metasomatosi sodica, che è rimasta prevalente nel Complesso della Tinée, seguita da una metasomatosi potassica, di cui si scorgono invece prevalenti tracce nel Complesso del Malinvern-

Argentera.

La Geologia del massiccio si completa con un nucleo granitico, composto da tre facies diverse, che ha in parte carattere intrusivo (MALARODA & SCHIAVINATO, 1957; MALARODA et al., 1970). Tutta la parte meridionale dell'Argentera ha, inoltre, un carattere particolare per l'abbondanza di resisteri preanattettici, la notevole varietà dei litotipi migmatitici, la prevalenza in essi di perlgneiss e graniti-perlgneiss (vedi pag. 1221), nonché per la frequenza di cordierite. In parte questi materiali sono stati distinti in passato come un secondo nucleo granitico che la FAURE-MURET (1955) ha indicato come « granito di Valmasque ». In questa stessa zona si è potuto recentemente dimostrare (MALARODA, 1979, 1980, 1981) che l'anatessi è continuata anche dopo il Permiano medio e che, allora e precedentemente, ha con ogni probabilità dato origine a duomi con copertura di vetri « dacitici », affioranti alla superficie.

Nel Complesso della Tinée FAURE-MURET (1955) ha distinto tre serie (di Varélios-Fougieret, di Anelle-Valabres-Iglière e di Rabuons). Solo la prima sembra non aver subito effetti anatettici. Tutte comprendono, come intercalazioni subordinate, rocce anfiboliche e marmi. La più caratteristica è la Serie di Rabuons, in prevalenza costituita da embrechiti occhiadine o amigdalari con occhi formati da solo microclino o da un'associazione di plagioclasio e microclino.

Nel Complesso del Malinvern-Argentera prevalgono le anatessiti biotitiche, seguite dalle embrechiti biotitiche e dai graniti di anatessi; vi compaiono però anche abbondanti rocce preanattetiche (fra cui anfiboliti, leptiniti e marmi), sia in estesi affioramenti, sia costituenti resister di ogni dimensione dispersi entro alle anatessiti biotitiche ed ai graniti di anatessi.

## Materiali esaminati

Come risulta dallo schema della fig. 1, i materiali presi in esame nel presente studio provengono:

- 1) dal Complesso della Tinée:  
8710 - embrechite-anatessite di Iglière;
- 2) dal Complesso del Malinvern-Argentera:  
8708 - anatessite biotitico-muscovitica a tendenza occhiadina;

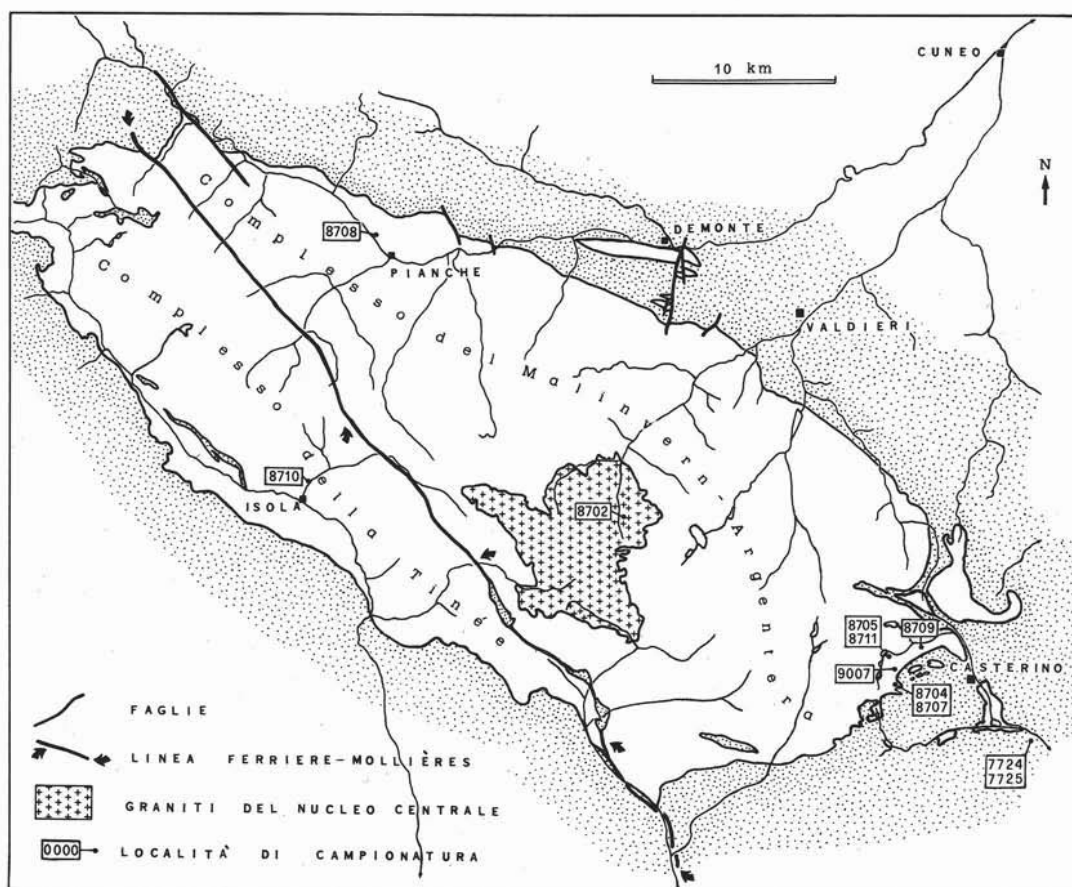


Fig. 1. — Schizzo geologico del Massiccio Cristallino dell'Argentera e ubicazione dei campioni.

3) dall'area sud-orientale, mal delimitabile, del medesimo complesso, che si può indicare come area del « granito di Valmasque »:

8711 - perlgneiss con rari fenoblasti di K-feldspato;

8705 - perlgneiss a tendenza porfirica;

8707 - perlgneiss embrechitico;

8704 - granito-perlgneiss;

8709 - granito microgranulare di anatesi;

9007 - embrechite biotitica metaconglomeratica;

4) dal nucleo granitico al centro del massiccio:

8702 - granito fondamentale con vistosi fenoblasti feldspatici.

Risulta evidente che la campionatura è stata infittita nella regione in cui sono più chiari i fenomeni di anatesi con transizione

diretta da rocce sedimentarie a migmatiti e in cui è stato dimostrato recentemente (MALARODA, 1979, 1980, 1981) che le migmatiti derivano da peliti, areniti e conglomerati del Permiano medio. In questa regione, inoltre, si ricava sul terreno l'impressione che l'anatesi vi sia stata, in molti punti, bloccata nel suo stato incipiente.

Alcune delle rocce più caratteristiche, fra quelle esaminate, sono state indicate con i nomi di *perlgneiss* (fig. 2) e *granito-perlgneiss* (figg. 3 e 4). Sono delle rocce migmatiche, a tessitura rispettivamente orientata e non orientata, che hanno come caratteristica la presenza di quarzo e feldspati ad abito rotondeggiante o, se idiomorfi, subsodiametrico. Entrambi questi litotipi possono presentare anche fenoblasti di K-feldspato idiomorfi, sono spesso ricchi di resisters, e fanno graduale passaggio ai litotipi normali delle anatesiti biotitiche e dei graniti microgranulari.



Fig. 2. — Perlgneiss con resister metapelitico ripiegato. Réfuge de Valmasque.



Fig. 4. — Granito-perlgneiss a fenoblasti di K-feldspato, contenente, in alto a sinistra, un resister di metarenite bianca. Réfuge de Valmasque.



Fig. 3. — Granito-perlgneiss con grosso resister di metapelite verdognola ripiegata (Pietra della Roia?) Valmasque; tra il Lac Noir e il Lac du Basto.

Per questo motivo risulta impossibile una distinzione cartografica anche se si può affermare che essi sono essenzialmente compresi nelle aree che ROCCATI (1925) aveva cartografato come « zona granitica di Entraque-Tenda » e FAURE-MURET (1955) come « granite de Valmasque ». Si tratta verosimilmente di blastiti corrispondenti agli stadi iniziali del fenomeno anatettico.

In tutte le migmatiti, nei graniti microgranulari di anatessi, e in parte anche nei graniti del nucleo centrale, si osservano, all'analisi microscopica, sistematici rapporti di sostituzione o rigenerazione fra i vari componenti <sup>(1)</sup>. Più precisamente, per quel che riguarda i feldspati, K-feldspato, pertiti, anti-pertiti e albite a scacchiera appaiono sempre fra gli ultimi cristallizzati. Comune è l'esistenza di più generazioni di plagioclasio (almeno due), con composizione leggermente diversa (anche se, salvo rarissime eccezioni,

<sup>(1)</sup> In parte, esclusi K-feldspati, pertiti e anti-pertiti, questi fenomeni si osservano anche nelle rocce sedimentarie permiane al contatto con il Cristallino (vedi per es. fig. 7).

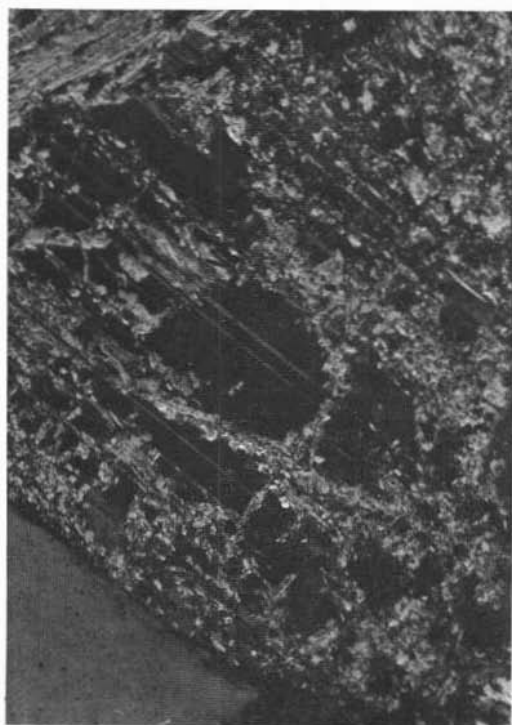


Fig. 5. — Fenomeni di rigenerazione nei plagioclasti. Perlgneiss embrechtico, Val de Fontanalba. Camp. 8707 (vedi pag. 1230). Plagioclasio rigenerato a chiazze ( $pl_{1\text{ rig.}}$ ) su plagioclasio della prima generazione sericitizzato ( $pl_1$ ). Sezione sottile, nicol incrociati, x 100.

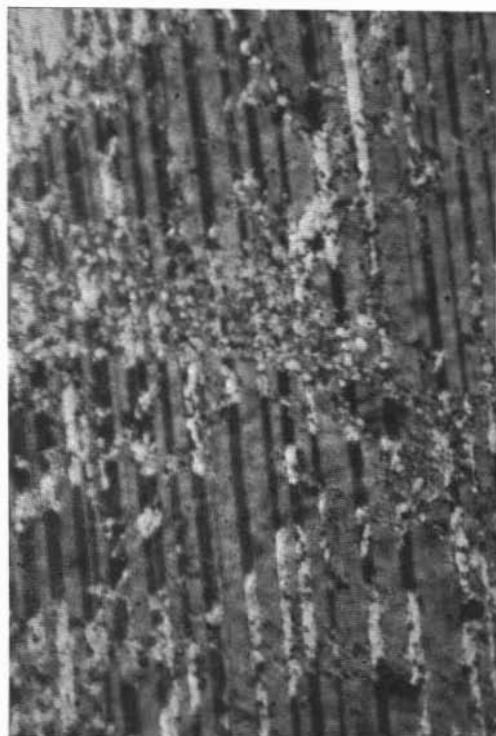


Fig. 6. — Fenomeni di rigenerazione nei plagioclasti. Embrechite biotitica metaconglomeratica, media Valmasque. Camp. 9007 (vedi pag. 1231). Come in fig. 3. Sezione sottile, nicol incrociati, x 100.

compresa tra l'albite e l'oligoclasio).

Una prima generazione di plagioclasio ( $pl_1$ ) appare sempre, e talora profondamente, sericitizzata (o in parte sericitizzata in parte saussuritizzata a seconda della composizione) ed è su questa che operano i più vistosi fenomeni di rigenerazione (figg. 5-8). Questi consistono:

- in un caratteristico risanamento a chiazze ( $pl_{1\text{ rig.}}$ ), che investe irregolarmente, anche al nucleo, i cristalli di  $pl_1$  facendone scomparire l'alterazione e portando gradualmente, se il processo arriva a compimento, alla totale scomparsa dell'alterazione (figg. 5 e 6);
- nella formazione di tipici orli di risanamento (orli di  $pl_2$  su  $pl_1$ ) in genere leggermente più sodici, là ove  $pl_1$  viene a contatto con K-feldspato, pertite, antipertite o albite a scacchiera (figg. 8 e 9).

A parte l'albite a scacchiera (fig. 9), possono esservi, specialmente allo stato microgranulare, blastesi tardive di plagioclasio che danno luogo ad individui totalmente indipendenti da  $pl_1$  e dai suoi orli di reazione  $pl_2$  (fig. 7), blastesi che però non è facile separare cronologicamente da quella che dà origine a  $pl_{1\text{ rig.}}$  e a  $pl_2$  degli orli di reazione.

Altri fenomeni di rimobilizzazione riguardano il quarzo, la biotite, spesso soggetta a parziali o anche totali demolizioni, cloritizzazioni o muscovitizzazioni (biotite scheletrici, muscovite su biotite, clorite su biotite); questi fenomeni possono anche ripetersi, o può addirittura verificarsi neogenerazione di cristalli indipendenti (in genere microlamelle di muscovite, biotite, clorobiotite o clorite ( $mu_2$ ,  $bi_2$ ,  $chl_2$ ) con particolarità locali che esulano però dai fenomeni più comuni.

Quantitativamente i rapporti tra i minerali delle diverse generazioni possono essere molto variabili come illustra, a titolo di esempio, la tab. 1. Delle rocce esaminate

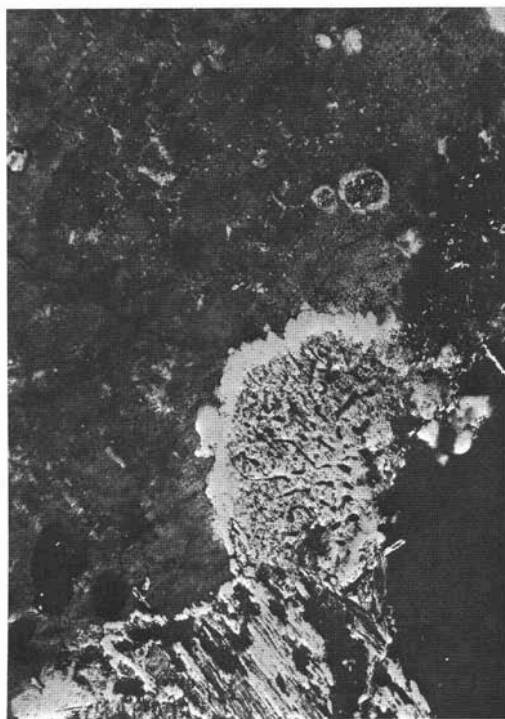
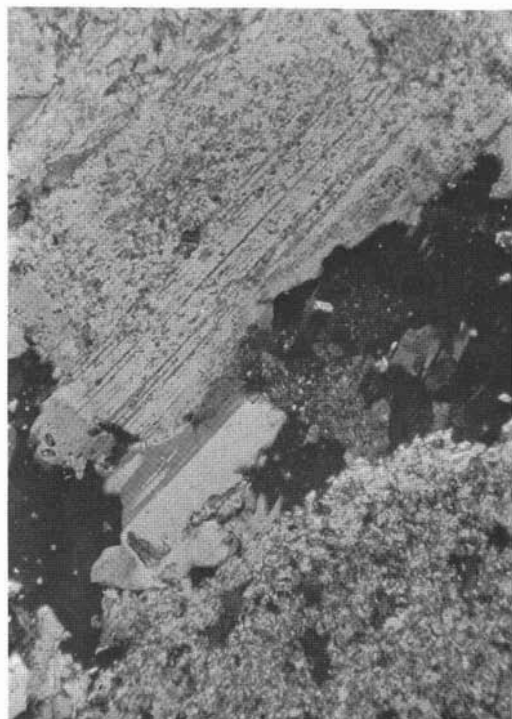


Fig. 7. — *Fenomeni di neogenerazione nei plagioclasti. Metarenite permiana, Val de la Bieugne. Camp. 7724-7725, sez. 7724 (vedi pag. 1231). Plagioclasio di neogenerazione ( $pl_2$ ) a grana piccola e media fra individui a grana media e grossa di prima generazione ( $pl_1$ ) sericitizzati. Sezione sottile, nicol incrociati, x 100.*

Fig. 8. — *Fenomeni di neogenerazione nei plagioclasti. Perlgneiss embrechitico, Val de Fontanalba. Camp. 8707 (vedi pag. 1230). Orletti di plagioclasio di neogenerazione ( $pl_2$ ) intorno a plagioclasio sericitizzato ( $pl_1$ ) e micropegmatizzazione del medesimo al contatto con una plaga allotriomorfa di perthite. Sezione sottile, nicol incrociati, x 100.*

TABELLA 1  
*Analisi modale di quattro campioni di migmatiti della Valmasque*

	qz	$pl_1$	$pl_1$ rig + $pl_2$	pert	antipert	alb a scaoch	bi + mu su bi chl su bi	$mi_2$ + chl <sub>2</sub>	apatite	calcite	epidoto	altri
8705 perlgneiss	30,60	17,60	15,30	15,25	-	-	20,10	0,50	0,35	-	-	0,30
8711 perlgneiss	28,80	30,85	7,00	17,80	-	-	12,90	1,20	0,40	0,85	-	0,20
8704 granito-perlgneiss	26,40	42,25	3,85	-	4,40	2,15	17,40	1,25	0,65	0,50	1,00	0,15
9007 embrechite metaconglomeratica	14,50	41,75	16,45	1,65	-	-	22,80	-	2,00	0,60	-	0,25

vien data, in appendice, una sommaria descrizione.

### Parte sperimentale

Da tutti i campioni sono stati separati, per sottoporli a misura del rapporto  $^{18}O/^{16}O$ , i

due principali costituenti mineralogici, quarzo e feldspati alcalini (K-feldspato, plagioclasio sodico, pertiti ed antipertiti). Dai campioni 8702 e 9007 è stata separata anche la biotite. A scopo di confronto è stato inoltre analizzato il quarzo di una metarenite per-

miana (campione 7724-7725).

Le analisi isotopiche sono state eseguite sull'anidride carbonica ottenuta dall'ossigeno estratto dai minerali secondo il procedimento di TAYLOR & EPSTEIN (1962), utilizzando l'apparecchiatura descritta da TURI et al. (1976).

I dati analitici sono espressi in unità  $\delta$ , in parti per mille, relative allo standard SMOW (CRAIG, 1961). Ogni campione è stato analizzato almeno in doppio con una precisione analitica, espressa come deviazione massima del valore medio, generalmente non superiore a  $\pm 0,1\%$ . Nel corso della discussione faremo frequente ricorso alla grandezza  $10^3 \ln \alpha_{[A-B]}$ , correntemente indicata come « frazionamento per mille »; in essa  $\alpha_{[A-B]}$  rappresenta il fattore di frazionamento isotopico dell'ossigeno fra le due fasi A e B ed è legato al  $\delta^{18}\text{O}$  di queste dalla relazione:

$$\alpha_{[A-B]} = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}_{[A]}}{1000 + \delta^{18}\text{O}_{[B]}} \quad (1)$$

$10^3 \ln \alpha_{[A-B]}$  è funzione dell'inverso della temperatura di equilibrio fra A e B.

TABELLA 2

Valori di  $\delta^{18}\text{O}$  e delle temperature calcolate in base al frazionamento  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fra coppie di minerali coesistenti (quarzo/alcalifeldspato oppure quarzo/biotite)



Fig. 9. — Fenomeni di neogenerazione nei plagioclasti. Granito-perlgneiss, Val de Fontanalba. Camp. 8704 (vedi pag. 1231). Plaghe allotriomorfe di albite a scacchiera di genesi tardiva e, al contatto, neogenerazione di plagioclasio fresco ( $pl_2$ ) su plagioclasio sericitizzato ( $pl_1$ ). Sezione sottile, nicol incrociati, x 125.

c a m p i o n e	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW ‰			t °C	
	qz	$\frac{K}{Na}$ feld	bi	(qz- $\frac{K}{Na}$ feld)	(qz-bi)
8702 - granito fondamentale con vistosi fenoblasti di k-feldspato. Nucleo Centrale. Valle della Valletta.	10,92	9,02	4,58	467 $\pm$ 34	459 $\pm$ 11
8709 - granito microgranulare di anatessi. Valmasque.	11,37	9,55	---	481 $\pm$ 36	---
8710 - embrechite-anatessite di Iglière. Complesso della Tinée. Vallon de Chastillon.	11,46	9,64	---	481 $\pm$ 36	---
8708 - anatessite biotitico-muscovitica a tendenza occhiadina. Complesso del Malinvern-Argentera. Valle Stura di Demonte.	11,29	9,47	---	481 $\pm$ 36	---
8707 - perlgneiss embrechitico. Complesso del Malinvern-Argentera. Val de Fontanalba.	11,72	10,00	---	500 $\pm$ 39	---
8711 - perlgneiss a fenoblasti di k-feldspato. Valmasque.	11,13	9,11	---	448 $\pm$ 31	---
8705 - perlgneiss a tendenza porfirica. Valmasque.	10,60	7,85	---	356 $\pm$ 21	---
8704 - granito-perlgneiss. Complesso del Malinvern-Argentera. Val de Fontanalba.	12,86	12,75	---	---	---
9007 - anatessite biotitica metaconglomeratica. Complesso del Malinvern-Argentera. Valmasque.	9,72	8,18	3,86	536 $\pm$ 44	485 $\pm$ 12
7724-7725 - Metareniti permiane. Val de la Bieugne.	11,44	---	---	---	---

Se  $\delta^{18}\text{O}_{[A]} - \delta^{18}\text{O}_{[B]} \leq \approx 10\text{‰}$ , il frazionamento per mille può essere misurato, in prima approssimazione, dalla differenza di composizione isotopica fra *A* e *B*, cioè:

$$10^3 \ln \alpha_{[A-B]} \cong \delta^{18}\text{O}_{[A]} - \delta^{18}\text{O}_{[B]} = \Delta_{[A-B]}$$

Per comodità di scrittura, nel seguito, esprimeremo il frazionamento per mille come  $\Delta_{[A-B]}$ , pur avendo usato per il calcolo la (1).

## Discussione

Nella tab. 2 sono elencati i valori di  $\delta^{18}\text{O}$  dei minerali considerati, e le temperature calcolate mediante i geotermometri basati sul frazionamento  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fra quarzo e feldspati alcalini e fra quarzo e biotite.

Il primo è stato ottenuto combinando le equazioni termometriche relative ai sistemi quarzo-acqua di BOTTINGA & JAVOY (1973) e feldspato alcalino-acqua di O'NEIL & TAYLOR (1967); per il geotermometro quarzo-biotite si è adottata l'equazione proposta da JAVOY (1977). L'incertezza sulle temperature « isotopiche » riflette quella sul  $\Delta$  della

coppia di minerali considerata, assunta pari a  $\pm 0,2\text{‰}$ . È necessario precisare, a questo riguardo, che le equazioni sopracitate non sono le uniche esistenti in letteratura per i sistemi quarzo-acqua e feldspato-acqua; esse sono però le più largamente impiegate ed hanno in generale consentito di calcolare temperature geologicamente ragionevoli.

Per comodità del lettore è stato inoltre preparato il grafico di fig. 10, il quale permette di valutare immediatamente i frazionamenti  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  fra minerali coesistenti e la variabilità di composizione isotopica dei singoli minerali.

Una prima importante indicazione che emerge dai dati sperimentali è che l'ordine di arricchimento relativo in  $^{18}\text{O}$  fra minerali coesistenti riscontrato nelle rocce in esame (quarzo > feldspato > biotite) è quello che normalmente si osserva in rocce ignee e metamorfiche tendenti ad una condizione di equilibrio isotopico. L'unica eccezione è costituita dal campione 8704, nel quale il quarzo e il feldspato hanno valori di  $\delta^{18}\text{O}$  praticamente coincidenti entro i limiti dell'errore sperimentale.

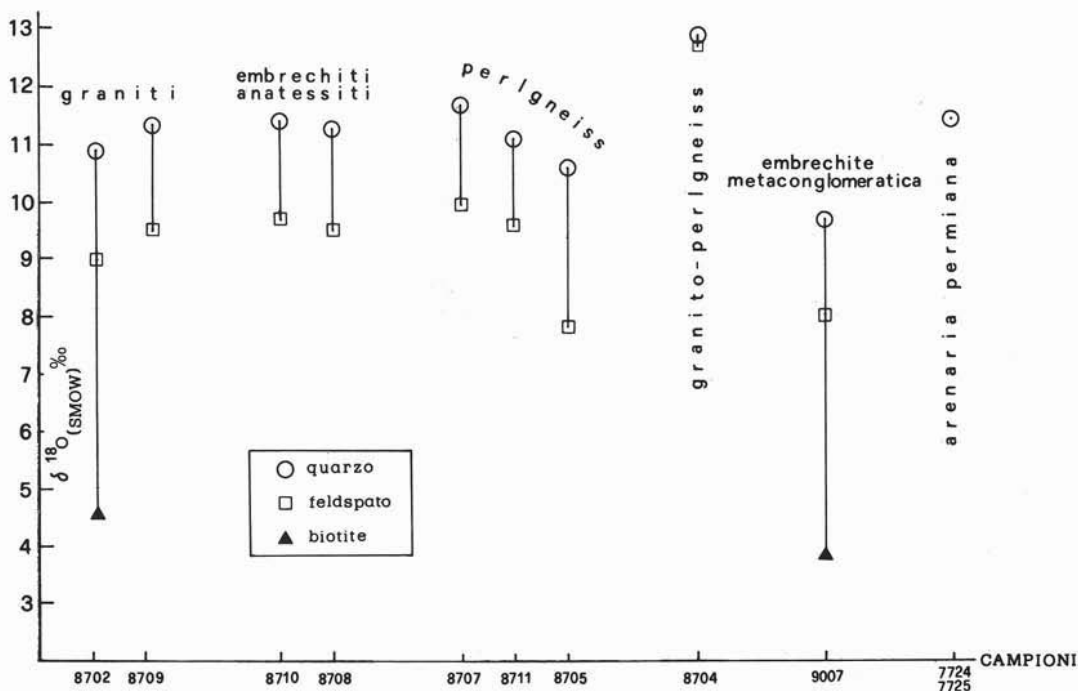


Fig. 10. — Grafico della composizione isotopica  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  dei minerali coesistenti nei campioni analizzati del Cristallino e del quarzo di una metarenite permiana.



Un altro elemento di interesse è rappresentato dalla notevole uniformità dei valori di  $\Delta$  misurati per la coppia quarzo-feldspato nella maggior parte dei campioni. Nei due graniti, sia quello fondamentale con vistosi fenoblasti feldspatici del nucleo centrale (8702) che quello microgranulare di anatessi del settore meridionale (8709) e nei due campioni, entrambi provenienti dal settore centrale, ma da complessi tettonico-petrografici diversi, di embrechite-anatessite di Iglère (8710) e di anatessite (8708),  $\Delta_{[qz-feld]}$  è infatti compreso fra 1,7 e 2,0‰. Nello stesso gruppo rientrano anche due perlgneiss (8707 e 8711) del settore meridionale. Ciò suggerisce che in tutte queste rocce l'ultimo equilibrio isotopico fra i minerali sia stato raggiunto a temperature molto prossime tra loro e comprese fra circa 450° e 500° C (tab. 2).

Cadono al di fuori del suddetto intervallo le temperature ricavate da tre rocce del settore meridionale: un perlgneiss (8705), un granito microgranulare-perlgneiss (8704) e l'embrechite metaconglomeratica (9007). Il campione 8705 presenta il valore di  $\Delta_{[qz-feld]}$  significativamente più alto rilevato nel presente lavoro (2,72‰), cui corrisponde una temperatura di soli 356° C. Fra le possibili spiegazioni di questo fatto, quella più immediata si basa su uno scambio isotopico durante il raffreddamento con fluidi acquosi « leggeri ». Si noti come, per l'appunto, il feldspato di questa roccia presenti il valore di  $\delta^{18}O$  nettamente più basso fra quelli da noi misurati per questo minerale, ed anche il quarzo sia relativamente « leggero ». Questi caratteri, tuttavia, non si riscontrano nel perlgneiss 8711, prelevato a poche centinaia di metri dal precedente; di conseguenza, il fenomeno proposto dovrebbe rappresentare un evento estremamente localizzato, verificatosi su scala assai ridotta.

Più verosimile è che il fenomeno sia legato al particolare ambiente genetico che ha visto nascere le due rocce blastiche che sono i perlgneiss 8705 e 8711. Benchè esse presentino, più o meno, le stesse caratteristiche strutturali (grana leggermente più piccola ma con K-feldspato fenoblastico leggermente più grande in 8705) e solo deboli differenze composizionali (il rapporto  $qz/feld/bi + chl$  è:

nella roccia 8711: 29/56/14;  
 nella roccia 8705: 31/48/21),

una sensibile differenza quantitativa si riscontra nei rapporti percentuali tra feldspati della prima e della seconda generazione, come risulta dal seguente calcolo effettuato sulla base delle analisi modali riportate nella tabella 1:

roccia	$pl_1/pl_{1\text{ rig.}} + pl_2$	$pl_1/pl_{1\text{ rig.}} + pl_2 + pert$
8711	31/7 = $\approx 4,4$	31/25 = $\approx 1,2$
8705	18/15 = $\approx 1,2$	18/31 = $\approx 0,6$

Si può perciò pensare che la diversità di  $\Delta_{[qz-feld]}$  (e quindi di temperatura isotopica) riscontrata nei due campioni in esame rifletta principalmente una differenza nei rapporti percentuali tra i feldspati delle varie generazioni nelle due rocce, più che una differenza reale nella temperatura di cristallizzazione.

Un commento a parte merita l'embrechite biotitica metaconglomeratica 9007. Questa roccia presenta un marcato impoverimento di  $\delta^{18}O$  nei suoi costituenti mineralogici, relativamente agli altri campioni analizzati in questo lavoro. Valori  $\delta^{18}O$  analoghi si riscontrano in granitoidi derivanti dalla fusione parziale di materiali ignei (O'NEIL & CHAPPELL, 1977; O'NEIL et al., 1977). Il valore di  $\Delta_{[qz-feld]}$  misurato, 1,53‰, si avvicina a quelli propri di associazioni equilibrate a temperature magmatiche (1,0-1,5‰; TAYLOR & TURI, 1976; TAYLOR, 1978). Il regime termico corrispondente al frazionamento isotopico fra questi due minerali è maggiore di quello ricavabile dalla coppia quarzo/biotite; se però si tiene conto delle incertezze analitiche, le indicazioni fornite dai due geotermometri risultano compatibili fra loro (tab. 2). Pertanto i tre minerali si possono considerare, almeno in prima approssimazione, in equilibrio isotopico.

L'analisi microscopica, oltre che l'aspetto macroscopico, fanno d'altra parte di questa roccia un materiale molto particolare. Come facies, benchè si avvicini ai tipici perlgneiss della Valmasque, ha grana più eterogenea, più netta scistosità, e ricorda piuttosto l'aspetto di uno gneiss metaconglomeratico. Come composizione e struttura, è una blastite plagioclasica in cui il valore di  $qz$  è particolarmente basso e quello dei feldspati particolarmente alto ( $qz/feld/bi + chl = 14/60/23$ ). Ma è nei rapporti quantitativi e nelle strutture dei plagioclasti che si riscon-

trano peculiarità singolari. Molto limitati sono infatti, in questa roccia, i feldspati di origine tardiva ( $pl_2$  e  $pert$ ), che normalmente danno (assieme all'antipertite e all'albite a scacchiera, ma questo solo limitatamente al settore meridionale) l'ultima e definitiva impronta anatettica a tutte le migmatiti dell'Argentera. Questa roccia ricorda invece piuttosto le migmatiti plagioclastiche, da attribuirsi ad una fase iniziale del processo migmatitico (MALARODA et al., 1970, p. 569, f. 2). Nella nostra roccia, al posto di nuovi feldspati c'è solo una parziale rigenerazione (per il 35 % circa in volume) del  $pl_1$  (<sup>2</sup>). I caratteri petrografici ora illustrati permettono di ipotizzare che i valori di  $\delta^{18}O$  dei tre minerali analizzati rispecchino abbastanza da vicino la composizione isotopica dell'ossigeno delle rocce al tempo della prima anatessi, quella plagioclastica. Se tale ipotesi è fondata, la temperatura relativamente elevata fornita dal geotermometro quarzo-feldspato potrebbe essere indicativa delle condizioni termiche dominanti durante questo stadio del processo anatettico. La presenza di una componente vulcanica nel precursore di questa roccia ne spiegherebbe bene i rapporti  $^{18}O/^{16}O$  relativamente bassi. Osserviamo, a questo proposito, che clasti di composizione riolitica, andesitica e soprattutto dacitica sono assai comuni nei sedimenti permiani (MALARODA, 1981). Alternativamente, i dati analitici ottenuti possono essere giustificati da interazioni con fluidi acquosi particolarmente poveri in  $^{18}O$ . In questo caso, le modeste discrepanze fra le temperature isotopiche ricavate da  $\Delta_{[qz-feld]}$  e  $\Delta_{[qz-bi]}$  sarebbero attribuibili alla differente velocità di scambio isotopico dei tre minerali in ambiente idrotermale (v. ad es. O'NEIL et al., 1977).

Resta infine da giustificare il comportamento eccezionale del campione 8704, corrispondente ad un granito-perlgneiss del settore meridionale, prelevato in un punto particolarmente ricco di resisters di peliti verdi permiane (Pietra della Roia). In questa roccia si osservano solo minimi fenomeni di rigenerazione feldspatica ( $pl_1/pl_2 = 42/4$ ;  $pl_1/pl_2 + antipert + alb scacch = 42/10$ , spesso essen-

zialmente dovuti a feldspati sodici anziché potassici). Quello che più la caratterizza è però la grande diffusione dei fenomeni deuteric (sericitizzazione di  $pl_1$ , totale cloritizzazione o muscovitizzazione della biotite); ora, questi fenomeni rappresentano una fase della storia petrogenetica delle rocce della Valmasque, fase che è posteriore alla migmatizzazione a  $pl_1$  ed anteriore alla feldspatizzazione a  $pl_2 + pert + alb scacch + antipert$ , da cui la nostra roccia sembra colpita solo in maniera trascurabile. Il disequilibrio isotopico fra il quarzo ed il feldspato presentato dal campione 8704 potrebbe essere quindi proprio la conseguenza di un aumento del rapporto  $^{18}O/^{16}O$  del feldspato rispetto al quarzo, dovuto a fenomeni di alterazione deuteric.

Da ultimo, si può ancora rilevare la similitudine di composizione isotopica fra il quarzo dell'arenaria permiana metamorfica e quella della maggior parte delle altre rocce studiate, il che fa pensare alla possibilità di una relazione genetica tra le arenarie ed almeno alcune delle rocce migmatite o tra il metamorfismo di esse e l'anatessi.

### Conclusioni

Come risulta dalle descrizioni dei loro caratteri composizionali e strutturali, le diverse rocce migmatite esaminate hanno subito ripetuti fenomeni di rimobilizzazioni sostitutive, in particolare proprio nel quarzo e nei feldspati. Si poteva ritenere che questa complessità di sostituzioni avesse creato condizioni di disequilibrio isotopico tali da rendere inutile e impossibile ogni tentativo di analisi del fenomeno.

Si sono ottenuti invece risultati in maggior parte concordanti ed i valori anomali, e gli squilibri isotopici riscontrati, risultano tutti spiegabili in base ai caratteri particolari, eccezionali, delle rocce in cui si verificano.

I dati ricavati, benchè da considerarsi preliminari, forniscono quindi ottimi spunti per ricerche future più approfondite e consentono già fin d'ora di asserire che, in rocce diverse del Massiccio dell'Argentera, le ultime e più generali fasi del processo anatettico hanno determinato un riequilibrio isotopico a temperature non troppo elevate.

Esaminando le caratteristiche, sia delle anatessiti biotitiche del M. Pélagio (Val du

(<sup>2</sup>) Adottando questa proporzione, del 35 %, che non può essere che valutata a vista, il rapporto quantitativo  $pl_1/pl_2 + pert + alb scacch$  diverrebbe 41/16/2.

Borèon, alla testata della Val Vésubie) sia del granito del nucleo centrale, sulla base del rapporto ordine/disordine dei K-feldspati triclinali e di altre considerazioni mineralogiche, BLASI & DE POL BLASI (1980) trovano che, per entrambe queste rocce, si ottengono temperature di cristallizzazione relativamente basse (inferiori a 660° C) sotto un regime di  $P_{H_2O}$  superiore a 3,5 kbar che « assicurava una presenza di fluidi acquosi sotto pressione abbondante e universalmente distribuita ».

Considerazioni geologiche e petrografiche varie fanno ritenere che le rocce dell'Argentera abbiano avuto una complessa storia polimetamorfica e polimigmatica. In particolare risulta poi, se si considerano insieme le loro età determinate con metodo radiometrico (FERRARA & MALARODA, 1969) e quanto si deduce da osservazioni stratigrafiche (MALARODA, 1979, 1980, 1981) che l'anatessi, almeno nelle sue fasi più recenti, carbonifere e permiane, non può che essersi svolta in ambiente molto superficiale, sotto una copertura poco potente di sedimenti probabilmente non ancora diagenizzati o addirittura raggiungendo la superficie topografica. È quasi sorprendente che, in tali condizioni, migmatiti e graniti di diversa collocazione geografica e strutturale presentino, a parte alcune eccezioni peraltro pienamente giustificabili, rapporti  $^{18}O/^{16}O$  tanto vicini. Ciò vale, in particolare, per i primi sei campioni riportati nella tab. 2, i quali si possono considerare rappresentativi dei principali litotipi esistenti nel massiccio: in essi, il quarzo ed il feldspato mostrano deviazioni massime del valor medio molto piccole e praticamente identiche ( $\pm 0,4$  e  $\pm 0,5\%$  circa rispettivamente). Tale uniformità di composizione isotopica, resa ancor più singolare dalla travagliata storia geologica dei due minerali (del feldspato, ad esempio, sono in genere presenti diverse varietà e generazioni) e dal fatto che le rocce in questione corrispondono a stadi differenti del processo di « granitizzazione », può avere, fondamentalmente, due spiegazioni: *a*) i fenomeni anatettici si sono svolti, in tutto il massiccio, nelle stesse condizioni chimico-fisiche a partire da materiali analoghi; *b*) un'equilibratura su larga scala di tutti i litotipi con un imponente reservoir di ossigeno a composizione isotopica costante

a 450°-500° C circa.

La prima spiegazione proposta, difficilmente sostenibile dal punto di vista geologico, mal si accorda con la forte variabilità dei rapporti  $^{87}Sr/^{86}Sr$  rilevata nelle rocce dell'Argentera, anche nell'ambito di una stessa unità litologica (FERRARA & MALARODA, 1969). Più verosimile è il processo *b*), che fra l'altro trova riscontro nell'elevata disponibilità di fluidi acquosi ipotizzata da BLASI & DE POL BLASI (1980); è fuor di dubbio, infatti, che l'acqua possa favorire l'interscambio degli isotopi dell'ossigeno fra i minerali coesistenti in una roccia o fra le rocce di un determinato complesso.

È poco probabile che il processo proposto sia ricollegabile ai deboli eventi metamorfici alpini (peraltro non congruamente documentati) che potrebbero aver agito nell'Argentera; è infatti da tener presente che anche nel cuore delle strutture penniniche le rocce pre-mesozoiche sembrano conservare il rapporto  $^{18}O/^{16}O$  pre-alpino (FREY et al., 1976; HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1980). Più verosimilmente, l'evento omogeneizzante in questione può essere messo in relazione o alle ultime fasi (permiane) dei fenomeni migmatitici o, in via subordinata, all'evento termico triassico (206 m.a.)<sup>(3)</sup> postulato da FERRARA & MALARODA (1969).

Nel complesso, benchè rimangano aperti numerosi problemi, i risultati dimostrano che l'anatessi è un processo di rapida omogeneizzazione e che le fasi finali di esso, nell'Argentera, si sono svolte a temperature relativamente non elevate, prossime, o di poco inferiori ai 500°. Ciò conferma, anche per l'Argentera, l'enunciato di MARMO (1967, p. 17): « *In general migmatites and other granitization phenomena occur in areas of regional metamorphism, in which only rarely are there indications of temperature above 500° C.* ».

*Ringraziamenti.* — Gli Autori desiderano ringraziare il sig. E. DI BIASIO per l'assistenza prestata nell'esecuzione delle analisi isotopiche ed i sigg. C. TRUDU, S. COLASANTI, M. DANTE ed A. MOSCA per l'assistenza tecnica alla strumentazione.

<sup>(3)</sup> Quindi non permiano, come a suo tempo erroneamente pubblicato.

## APPENDICE

Descrizione sommaria delle rocce esaminate (<sup>4</sup>)

## GRANITI

8702 *Granito fondamentale con vistosi fenoblasti feldspatici*. Nucleo centrale del massiccio.

Località: Valle della Valletta, lungo la strada tra Gias delle Mosche e Gias della Casa. Massi di frana provenienti dalla parte bassa dei fianchi della Cima della Gran Madre di Dio, sul fianco destro della valle.

Illustrazioni: vedi MALARODA & SCHIAVINATO, 1957, p. 9, tab. 1; MALARODA et al., 1970, p. 576, tab. 9, f. 18, carta geol.

*Grana*: da media a grossa.

*Componenti: essenziali*: quarzo - pertite - plagioclasio - biotite; *accessori*: muscovite - clorobiotite - clorite - zircono - saussurite - epidoto - titanite.

*Fenomeni*: debole zonatura dei plagioclasti (*anomis*); alterazione dei plagioclasti (con saussurite o sericite, in dipendenza della zonatura); cloritizzazione della biotite; parziale muscovitizzazione della biotite; rigenerazione dei plagioclasti alterati lungo l'orlo di contatto con la pertite; neogenerazione di clorobiotite e muscovite.

8709 *Granito microgranulare di anatessi*; sacche entro le anatessiti biotitiche.

Località: Valmasque. Dosso montonato a WSW della Vacherie Valmasque.

Illustrazione: vedi MALARODA, 1968, t. 20, ff. 1 e 2.

*Grana*: piccola.

*Componenti: essenziali*: pertite - plagioclasio - quarzo - biotite; *accessori*: muscovite - clorite - apatite - zircono - ematite - sericite - titanite.

*Fenomeni*: sericitizzazione, di intensità media, di  $pl_1$ ; trasformazione, di intensità media, della biotite in clorite + titanite + muscovite;  $pl_1$  r. s., a chiazze, su  $pl_1$ ;  $pl_2$  al bordo di contatto tra  $pl_1$  e pertite; blastesi finale, microgranulare, a  $qz + pl_2 + pert$ .

## MIGMATITI

## EMBRECHITI E ANATESSITI

8710 *Embrechite-anatessite di Iglère*. Complesso della Tinée.

Località: Valle della Tinée. Lungo la strada di fondovalle del Vallon de Chastillon, tra Isola e Isola 2000, poco a monte di Isola, a metà dell'affioramento della formazione.

Illustrazioni: questa tipicissima roccia della parte esterna del massiccio cristallino (Formation d'Anelle di FAURE-MURET) è una migmatite di aspetto nettamente gneissico, per la decisa isoorientazione dell'abbondante biotite ed ha talora un plagioclasio

oligoclasio-andesinico ed un chimismo per cui è stata definita come « diorite-migmatite » (FAURE-MURET, 1955, p. 61).

*Grana*: piccola.

*Componenti: essenziali*: quarzo - plagioclasio - K-feldspato e pertite-biotite; *accessori*: apatite - zircono - rutilo - saussurite.

*Fenomeni*: saussuritizzazione e sericitizzazione di  $pl_1$ ; molto limitate cloritizzazioni della biotite;  $pl_1$  r. s. (10-15% an), a chiazze, su  $pl_1$ ; K-feldspato a chiazze su  $pl_1$  r. s.; formazione di orli di microperlite al contatto tra  $pl_1$  e pertite.

8708 *Anatessite biotitico-muscovitica a tendenza occhiadina*. Complesso del Malinvern-Argentera.

Località: tagli artificiali in roccia presso i paravalanghe lungo la statale del Colle della Maddalena, tra Pianche e Sambuco, nel tratto più a monte. Valle della Stura di Demonte.

Illustrazione: diversa dalle anatessiti biotitiche più comuni per la frequenza della muscovite e la tendenza occhiadina, corrisponde tuttavia abbastanza bene alle facies illustrate in MALARODA & SCHIAVINATO (1958) e in MALARODA (1968, tt. 19-23).

*Grana*: minuta, media nei fenoblasti di pertite.

*Componenti: essenziali*: quarzo - plagioclasio - pertite - sericite - muscovite - biotite (clorite); *accessori*: rutilo - apatite - zircono - ematite - magnetite - clorobiotite.

*Fenomeni*: sericitizzazione di  $pl_1$ ; quasi totale cloritizzazione e muscovitizzazione di  $bi_1$ ; rigenerazione a chiazze di  $pl_1$ ; limitata genesi di  $pl_2$  su  $pl_1$ , o micropegmatizzazione sia di  $pl_1$  che di  $pl_2$ ; rigenerazione di  $pl_1$  lungo l'orlo di contatto con la pertite; struttura talora pecilítica della pertite; diffusa blastesi di quarzo e feldspati.

PERLGNEISS (vedi pag. 1221)

8707 *Perlgneiss embrechitico* tra anatessiti biotitiche. Complesso del Malinvern-Argentera, area del « granito di Valmasque ».

Località: Val de Fontanalba (confluente destra della Val de Casterine). Dosso immediatamente ad Est dell'emissario del Lac de Ste. Marie.

*Grana*: medio-piccola.

*Componenti: essenziali*: plagioclasio - quarzo - pertite - biotite (clorite); *accessori*: muscovite - sericite - apatite - epidoto - rutilo - zircono - ematite.

*Fenomeni*: forte sericitizzazione di  $pl_1$ ; biotite, in genere scheletrica, riassorbita, cloritizzata, ma anche in associazione primaria parallela con clorite;  $pl_1$  r. s., a chiazze, su  $pl_1$  (fig. 5); bordo di  $pl_2$  al contatto tra  $pl_1$  e pertite (fig. 8); micropegmatizzazione di  $pl_1$  lungo i contatti con la pertite (fig. 8); accrescimenti di  $bi_2$  e  $chl_2$  microlamellari su  $bi_1$  e  $chl_1$ ; struttura talora pecilítica della pertite.

(<sup>4</sup>) I numeri sono quelli delle sezioni sottili dell'archivio dell'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica dell'Università di Torino.

8711 *Perlgneiss con rari fenoblasti di K-feldspato*. Complesso del Malinvern-Argentiera, area del «granito di Valmasque».

Località: Valmasque. Piccolo sbancamento di rocce montonate subito sopra la spalla sinistra della diga di sinistra del Lac Vert, subito a N del Réfuge de Valmasque.

Grana: media, grossa nei fenoblasti.

Componenti: essenziali: quarzo - plagioclasio - pertite - biotite - clorite; accessori: albite a scacchiera - calcite - apatite - zircono - ematite - epidoto - sillimanite.

Fenomeni: sericitizzazione e saussuritizzazione di  $pl_1$ ; cloritizzazione della biotite mediamente avanzata;  $pl_1$  rig., a chiazze, su  $pl_1$ ; blastesi sintettoniche microgranulari, tardive, di quarzo,  $pl_2$ , calcite, ematite.

8705 *Perlgneiss a tendenza porfirica*. Complesso del Malinvern-Argentiera, area del «granito di Valmasque».

Località: Valmasque. Piccola cava sulla soglia montonata tra le due dighe del Lac Vert, subito a Sud del Réfuge de Valmasque.

Grana: piccola, media nei fenoblasti.

Componenti: essenziali: quarzo - plagioclasio - biotite - pertite; accessori: apatite - zircono - muscovite - ematite - clorite - sillimanite.

Fenomeni: sericitizzazione di  $pl_1$ ; abbondante  $pl_1$  rig. su  $pl_1$ ; orli di  $pl_2$  e micropegmatizzazione in corrispondenza al contatto tra  $pl_1$  e pertite.

8704 *Granito-perlgneiss* contenente abbondanti resister di «Pietra della Roia».

Località: Val de Fontanalba (confluente destra della Val de Casterine). A SE della parte occidentale del Lac de Ste. Marie, 50 m più in alto dello specchio del lago.

Grana: medio-piccola.

Componenti: essenziali: quarzo - plagioclasio - muscovite - clorite; accessori: antipertite - albite a scacchiera - apatite - calcite - epidoto - zircono - ematite.

Fenomeni: fortissima sericitizzazione di  $pl_1$  e solo minime rigenerazioni successive; totale trasformazione della biotite in clorite e muscovite; corrosione di  $pl_1$  da parte di  $qz_2$ ; blastesi finale limitata e rappresentata solo come antipertite e albite a scacchiera intergranulari (fig. 9); orli di  $pl_2$ , o micropegmatizzazioni, al contatto tra  $pl_1$  e antipertite, o tra  $pl_1$  e albite a scacchiera (fig. 9).

#### MIGMATITE METACONGLOMERATICA

9007 *Embretite biotitica metaconglomeratica*. Complesso del Malinvern-Argentiera; area del «granito di Valmasque».

Località: Valmasque. Ubac de Valmasque; detrito alla base delle pareti Nord del M. Ste. Marie; il campione proviene, quasi certamente, dalla parte più alta delle pareti, ove è localizzato il contatto tra Cristallino e Permiano.

Illustrazione: vedi MALARODA (1979, t. 2).

Grana: da media a grossa.

Componenti: essenziali: plagioclasio - biotite (clorite) - quarzo; accessori: sericite - apatite - pertite - calcite - titanite - epidoto - sillimanite.

Fenomeni: diffusa cataclasi; estesa sericitizzazione di  $pl_1$  (talora, sericite + calcite + zoisite); alterazioni della biotite trascurabili;  $pl_1$  rigenerato, su  $pl_1$ , molto comune (fig. 6);  $pl_2$  e pertite scarsi; totale rigenerazione del quarzo.

#### SEDIMENTARIO

7724-7725 *Metarenite permiana*.

Località: Val de la Bieugne. Strada da St. Dalmas de Tende al Lac de Mesches, 50 m a monte di Convent.

Di questa roccia sono state esaminate due sezioni sottili, ricavate dal medesimo campione. Si tratta di un'arenaria rossa fortemente ricristallizzata (fig. 7), in evidente continuità di affioramento con altre arenarie e peliti rosse meno metamorfiche.

Contiene, oltre al quarzo, biotite, sempre scheletrica, plagioclasio sericitizzato rigenerato per almeno il 20%, pertite, calcite, microclino, albite a scacchiera e muscovite di neogenerazione. Sono presenti anche apatite, tormalina e zircono.

#### BIBLIOGRAFIA

- BLASI A. & DE POL BLASI C. (1980) - *Highly ordered triclinic K-feldspars from Mt. Pélago anatexites (Argentiera Massif, Maritime Alps)*. Bull. Minéral., 103, 209-216, 5 ff., 3 tabb.
- CRAIG H. (1961) - *Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters*. Science, 133, 1833-1834.
- BOTTINGA Y. & JAVOY M. (1973) - *Comments on oxygen isotope geothermometry*. Earth Planet. Sc. Lett., 20, 250-265.
- FAURE-MURET A. (1955) - *Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentiera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Mém. Carte Géol. Dét. France, 336 pp., 19 tt., 60 ff., tabb., 1 carta geol. 1: 100.000.
- FERRARA G. & MALARODA R. (1969) - *Radiometric*

- age of granitic rocks from the Argentera Massif (Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It.*, 88, 311-320.
- FORNI L. & MALARODA R. (1978) - A plume-induced geothermic cycle and its gravimetric and isostatic effects; a mathematical model. *Boll. Soc. Geol. It.*, 97, 739-748, 8 ff.
- FREY M., HUNZIKER J.C., O'NEIL J.R. & SCHWANDER H.W. (1976) - Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps; petrological, Rb-Sr and stable isotope data. *Contr. Min. Petr.*, 55, 147-179.
- HOERNES S. & FRIEDRICHSEN H. (1980) - Geodynamic interpretation of stable isotope data of the Swiss Central Alps. *Ecl. Geol. Helv.*, 73, 547-549.
- JAVOY M. (1977) - Stable isotopes and geothermometry. *Journ. Geol. Soc. Lond.*, 133, 609-637.
- MALARODA R. (1968) - Atlante delle facies petrografiche del Massiccio Cristallino dell'Argentera. *Mem. Soc. Geol. It.*, 7, 29-36, 32 tt.
- MALARODA R. (1979) - The Crystalline-Permian contact in the upper Roja Valley (southern Argentera) is an anatexis front. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, ser. 8, 66, 549-557, 2 ff., 2 tt.
- MALARODA R. (1980) - Permian anatexis of surface conditions in the Argentera Massif. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, ser. 8, 69, 241-247, 3 ff., 6 tt.
- MALARODA R. (1981) - Permian granitization in the Roja basin (southern Argentera, Maritime Alps). *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 255-269, 17 ff.
- MALARODA R. & SCHIAVINATO G. (1957) - Osservazioni preliminari sui fenomeni di anatessi nel settore italiano del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime). *Boll. Soc. Geol. It.*, 76, 21 pp., 7 tt., 1 f., 3 tabb.
- MALARODA R. & SCHIAVINATO G. (1958) - Le anatessi dell'Argentera. *Rend. Soc. Min. It.*, 14, 249-274, 8 ff., 2 tt.
- MALARODA R. et al. (1970) - Carta Geologica del Massiccio dell'Argentera alla scala 1:50.000 e Note illustrative. *Mem. Soc. Geol. It.*, 9, 557-663, 69 ff.
- MARMO V. (1967) - On the granite problem. *Earth Science Rev.*, 3, 7-29.
- O'NEIL J.R. & CHAPPELL B.W. (1977) - Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berridale batholith. *Journ. Geol. Soc.*, 133, 559-571.
- O'NEIL J.R., SHAW S.E. & FLOOD R.H. (1977) - Oxygen and hydrogen isotope compositions as indicators of granite genesis in the New England Batholith, Australia. *Contr. Min. Petr.*, 62, 313-328.
- O'NEIL J.R. & TAYLOR H.P. jr. (1967) - The oxygen isotope and cation exchange Chemistry of feldspars. *Am. Min.*, 52, 1414-1437.
- ROCCATI A. (1925) - Il massiccio cristallino delle Alpi Marittime. *Boll. CAI*, 42, 189-241.
- TAYLOR H.P. jr. (1978) - Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 38, 177-210.
- TAYLOR H.P. jr. & EPSTEIN S. (1962) - Relationship between  $O^{18}/O^{16}$  ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. Part I: Principles and experimental results. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 73, 461-480.
- TAYLOR H.P. jr. & TURI B. (1976) - High- $^{18}O$  igneous rocks from the Tuscan Magmatic Province, Italy. *Contr. Min. Petr.*, 55, 33-54.
- TURI B., MANFRA L. & FRUSCALZO A. (1976) - Note sulla determinazione della composizione isotopica dell'ossigeno nei silicati e negli ossidi. *Per. Min.*, 45, 33-50.