

MARIA DE FINO e SILVIO MENCHETTI (\*)

## LAUMONTITE DI MARCIANA (ISOLA D'ELBA)

**Riassunto.** — Per la prima volta è stata rinvenuta nell'Isola d'Elba la laumontite. Essa si trova, frammista a poca calcite microcristallina, come incrostazione superficiale entro diaclasi, nell'eurite di Marciana (zona di Monte Capanne).

Il minerale è birifrangente biassico con angolo di estinzione  $c/\gamma = 10^\circ$  e angolo degli assi ottivi  $2V_\alpha = 38^\circ$ .

La formula cristallografica risulta:



$n$  è uguale a 15,08 per il campione naturale, mentre assume i valori di 13,29 e 15,99 rispettivamente, per il minerale disidratato e a piena idratazione.

Le dimensioni della cella elementare sono:

$$a_0 = 14,774 \pm 0,005 \text{ \AA}$$

$$b_0 = 13,120 \pm 0,003 \text{ \AA}$$

$$c_0 = 7,527 \pm 0,003 \text{ \AA}$$

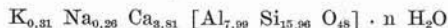
$$\beta = 111^\circ 22' \pm 3'$$

La genesi di questo minerale appare verosimilmente legata ad una fase dell'autometamorfismo dei porfidi elbani caratterizzata da una intensa circolazione di ioni  $Ca^{++}$ .

**Summary.** — Laumontite has been found for the first time in the Island of Elba. It can be found mixed with little microcrystalline calcite, as a superficial incrustation within diaclasses, in the «eurite» of Marciana (Monte Capanne area).

The mineral is biaxial positive with an extinction angle  $c/\gamma = 10^\circ$  and an optic axial angle  $2V_\alpha = 38^\circ$ .

The crystal-chemical formula is:



$n$  is equal to 15,08 for the natural sample while it takes the values of 13,29 and 15,99 respectively for the dehydrated and fully hydrated mineral.

---

(\*) La dott. M. de Fino ha curato particolarmente le ricerche ottiche e chimiche e il dott. S. Menchetti quelle roentgenografiche.

Gli AA. ringraziano vivamente il prof. G. Carobbi per aver permesso di usare le apparecchiature diffrattometriche dell'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Firenze.

Cell constants are:

$$a_0 = 14,774 \pm 0,005 \text{ \AA}$$

$$b_0 = 13,120 \pm 0,003 \text{ \AA}$$

$$c_0 = 7,527 \pm 0,003 \text{ \AA}$$

$$\beta = 111^{\circ}22' \pm 3'$$

The genesis of this mineral is probably connected to a stage of the auto-metamorphism of the porphyry of Elba Island characterized by an intensive circulation of ions  $\text{Ca}^{++}$ .

Il minerale descritto nel presente studio venne raccolto nell'ottobre 1964, durante un'escursione effettuata in occasione del XXI Congresso della Società Mineralogica Italiana alle grandi cave di apfite porfirica situate al Crino di Serra, presso Marciana, nella zona nord-occidentale dell'Isola d'Elba.

Detta apfite porfirica, da gran tempo nota nella letteratura geologico-petrografica elbana con il nome di «eurite», presenta un chimismo apfite-granitico [7] [8], ed è a grana molto fine con piccoli e rari fenocristalli di quarzo e feldspato. La roccia è stata intensamente interessata da fenomeni di autometamorfismo, che hanno condotto alla formazione di tormalina ed alla parziale sericitizzazione e caolinizzazione dell'ortose e del plagioclasio.

Di regola l'eurite si mostra negli affioramenti alquanto alterata ed ha colore giallastro. Solo nella grande cava, ove viene estratta per impieghi ceramici, essa si trova in condizioni di relativa freschezza e presenta allora un colore bianco candido, appena punteggiato di scuro dalla tormalina e dai suoi prodotti di alterazione. Detta cava è ubicata presso la strada da Marciana-Castello a Sant'Andrea, nel più meridionale e più elevato sul livello del mare degli ammassi costituenti l'affioramento del Crino di Serra; tale affioramento, segnalato come unico nella carta geologica del Lotti, è in realtà costituito da più lembi distinti ed allineati con direzione NE-SO.

Come può osservarsi nella cava stessa, l'eurite si presenta intensamente fratturata in grande, talora con formazione di grandi pilastri che ricordano un po' quelli ben noti per certe rocce basaltiche. Sulle superfici di frattura si rinvencono spesso splendide dendriti di ossidi manganesiferi, più frequenti e belle però nella zona di Portoferraio che non nel Marcianese. Assai più rare sono masserelle di calcite spa-

tica e minuti cristallini di pirite (fino a pochi mm.), quasi sempre ad habitus cubico e con spigoli leggermente arrotondati: questi sono gli unici minerali « cristallizzati » che, fino ad ora ci risultano noti per le apliti porfiriche elbane.

Il minerale oggetto dello studio presente costituisce delle esili spalmature entro i piani di fessurazione. Ha colore bianco tendente lievemente all'azzurrognolo, è facilmente sfaldabile con lucentezza madreperlacea sui piani di sfaldatura. Per quanto predominino individui senza contorni ben definiti, spesso i cristalli hanno habitus allungato e costituiscono aggregati fibroraggiati, disposti parallelamente alla superficie della diaclase.

Quasi sempre detto minerale è frammisto a calcite, talora spatina, ma più spesso microcristallina e quasi pulverulenta. In due campioni esso era accompagnato pure da piccolissimi cubetti di pirite parzialmente interclusi, ed apparentemente concresciuto con essi.

Già l'esecuzione di spettri di polvere preliminari ha mostrato trattarsi di laumontite. Tale risultato è stato poi confermato dalle ulteriori ricerche, a carattere ottico, chimico e roentgenografico, che saranno adesso esposte.

Ritorniamo poi brevemente, in sede di conclusione, sul probabile significato minerogenetico di questa zeolite, finora non segnalata fra i minerali delle druse associate alle rocce eruttive acide elbane.

#### **Ricerche chimiche.**

Su di un piccolo quantitativo di sostanza è stata eseguita una analisi chimica completa, impiegando i metodi convenzionali opportunamente adattati per lavorare in scala semi-micro. Particolare cura è stata posta nella determinazione (per fotometria di fiamma) dei metalli alcalini: per tale operazione, come pure per la preparazione della scala di taratura, è stata impiegata acqua resa esente da alcali mediante ripetute distillazioni in un recipiente interamente costruito in acciaio inossidabile.

Nonostante le cure poste nella purificazione manuale del campione, esso è risultato tuttavia inquinato da piccole quantità di calcite, rivelabile al diffrattometro tramite la comparsa dell'effetto (104). Abbiamo perciò dosato la  $CO_2$  su di un campione a parte, mediante

determinazione del volume di gas svolto per attacco con  $\text{H}_2\text{SO}_4$  diluito. Il percento così ottenuto per la  $\text{CO}_2$  (2,45%) è stato ricalcolato come  $\text{CaCO}_3$ , sottraendo la corrispondente proporzione di  $\text{CaO}$ . Si hanno così i seguenti risultati:

$\text{SiO}_2$	. . . . .	49,48
$\text{Al}_2\text{O}_3$	. . . . .	21,01
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	. . . . .	ass.
$\text{CaO}$	. . . . .	11,02
$\text{MgO}$	. . . . .	ass.
$\text{Na}_2\text{O}$	. . . . .	0,43
$\text{K}_2\text{O}$	. . . . .	0,76
$\text{H}_2\text{O}$	. . . . .	12,36
$\text{CaCO}_3$	. . . . .	5,57
		100,63

La formula cristallografica del minerale, calcolata sulla base di 48 ossigeni ( $\text{H}_2\text{O}$  esclusa) nella cella, risulta pertanto:



Per il calcolo delle molecole  $\text{H}_2\text{O}$  effettivamente presenti nel minerale naturale, tenendo cioè conto che la polvere di laumontite tende a disidratarsi in equilibrio con l'atmosfera, abbiamo eseguito alcune esperienze di disidratazione spontanea e successiva reidratazione del minerale. Data la reversibilità dei fenomeni di idratazione e disidratazione, lo stesso materiale è stato sottoposto a trattamenti ripetuti, conservandolo entro un pesafiltri aperto e lasciato in presenza di aria libera oppure sotto campana di vetro accanto ad un altro recipiente contenente acqua.

Partendo da gr. 0,3000 di materiale (corrispondente a gr. 0,2833 di zeolite pura) pesato immediatamente dopo la macinazione, si ottengono i seguenti risultati:

*Laumontite disidratata* (in equilibrio con aria secca):

gr.  $0,2784 \pm 0,0006$ .

*Laumontite reidratata* (in equilibrio con atmosfera pressochè saturata di umidità):

gr.  $0,2858 \pm 0,0004$ .

La disidratazione del campione naturale comporta perciò una perdita di  $H_2O$  pari ad 1,73% in peso, mentre la sua reidratazione provoca un aumento dello 0,88%.

Il campione sottoposto all'analisi chimica era stato conservato all'aria per un lungo periodo e va quindi considerato come materiale disidratato. Poichè il valore di  $n$  (numero di molecole  $H_2O$  per cella elementare) calcolabile dai dati analitici risulta 13,29, tenendo conto dei risultati ora riferiti, si ottiene:

*Laumontite a piena idratazione:*  $n = 15,99$

*Laumontite naturale:*  $n = 15,08$

Facciamo notare che il valore trovato per la laumontite elbana pienamente idratata corrisponde strettamente al contenuto « teorico » di questo minerale ( $n = 16$ ). E' probabile tuttavia che il valore di  $n = 13,29$ , corrispondente al materiale parzialmente disidratato sottoposto all'analisi chimica, sia ancora superiore al contenuto minimo di  $H_2O$  compatibile con un reticolo tipo laumontite. Esistono infatti analisi di questo minerale [5] indicanti un tenore di  $H_2O$  pari ad 11,45%, corrispondente ad 11,71 molecole  $H_2O$  per cella elementare. Riteniamo d'altro canto che il valore calcolato per il minerale appena macinato corrisponda abbastanza strettamente a quello dei cristalli naturali, per cui la formula cristallografica completa della laumontite elbana viene ad essere:



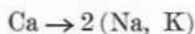
Considerando la formula cristallografica generale di questa zeolite:



si vede che, nel nostro caso, è:

$$\begin{aligned} x &= 3,81 & x + y &= 4,38 \\ y &= 0,57 & x + \frac{y}{2} &= 4,09 \end{aligned}$$

Ciò indica che le sostituzioni isomorfe debbono, in prevalenza, essere del tipo « zeolitico »:



anzichè del tipo « plagioclasico »:



Non ci sembra che esistano indizi sufficienti per pensare ad eventuali lacune reticolari nelle posizioni a coordinazione tetraedrica. Il lieve scarto tra la somma  $Si + Al = 23,95$  ed il valore teorico 24 può benissimo imputarsi alle inevitabili piccole imprecisioni analitiche. Lo stesso errore analitico che potrebbe spiegare il lieve difetto di cationi tetraedrici, giustifica ovviamente anche il lieve eccesso rispetto a 4 del valore  $x + y/2$  trovato sperimentalmente.

Per quanto concerne il contenuto di  $H_2O$ , il valore di 15,08 molecole/cella appare intermedio fra quello della laumontite a piena idratazione, e quello comunemente assegnato alla leonhardite, varietà disidratata con circa 14  $H_2O$  per cella elementare.

#### Caratteristiche ottiche.

La laumontite di Marciana si presenta al microscopio come un insieme di elementi prismatici, ad estinzione per lo più inclinata. Ha rifrazione non molto elevata; anche la birifrangenza è bassa e porta al massimo ad un colore bianco-giallo di primo ordine.

La determinazione degli indici di rifrazione è stata eseguita con il metodo dell'immersione, in luce monocromatica (filtro rosso di 550  $m\mu$ ).

$$\alpha = 1,510; \quad \beta = 1,520; \quad \gamma = 1,522.$$

Il minerale è pertanto biassico negativo, con angolo degli assi ottici, determinato al tavolino universale,

$$2V\alpha = 38^\circ.$$

La dispersione è sensibile con  $r < v$ .

Il piano degli assi ottici si identifica con (010), che è piano di facile sfaldatura. L'allungamento degli individui coincide con  $c$  cristallografico; l'angolo di estinzione  $Z \wedge c$ , misurato sulle lamine (010) risulta esattamente di  $10^\circ$ .

Secondo il Coombs [1] la laumontite propriamente detta e la sua varietà disidratata, la leonhardite, presentano piccole ma sensibili diversità ottiche. La disidratazione è infatti accompagnata da una diminuzione degli indici di rifrazione, da un aumento dell'angolo degli assi ottici e da una netta differenza nei valori dell'angolo di estinzione

$Z \wedge c$  che, sul piano (010) è di circa  $10^\circ$  per la laumontite e di circa  $33^\circ$  per la leonhardite.

Ancor più interessante il fatto che, secondo il Coombs, la trasformazione laumontite  $\rightleftharpoons$  leonhardite, per quanto reversibile, sarebbe caratterizzata da una variazione discontinua delle caratteristiche ottiche, anzichè da passaggi del tutto graduali.

Il confronto fra i dati ottici ottenuti per il nostro minerale e quelli noti dalla letteratura per laumontite e leonhardite è contenuto nel prospetto seguente. Esso indica che il minerale elbano va considerato una laumontite propriamente detta piuttosto che una leonhardite.

	Minerale elbano	Laumontite	Leonhardite
$\alpha$	1,510	1,509 - 1,514	1,502 - 1,507
$\beta$	1,520	1,518 - 1,522	1,512 - 1,516
$\gamma$	1,522	1,521 - 1,525	1,514 - 1,518
$2V\alpha$	$38^\circ$	$33^\circ - 47^\circ$	$26^\circ - 44^\circ$
$Z \wedge c$	$10^\circ$	$8^\circ - 11^\circ$	$32^\circ - 35^\circ$

Una osservazione curiosa che possiamo fare nei confronti delle caratteristiche ottiche della laumontite e della leonhardite è che, in ogni esempio riportato in letteratura, si ha sempre un valore di  $2V\alpha$  calcolato dalle birifrangenze principali assai più elevato di quello determinato sperimentalmente (di circa  $20^\circ$  in media, con scarti massimo e minimo di  $31^\circ$  e di  $8^\circ$  rispettivamente). E' notevole la persistenza di questo disaccordo fra i valori previsti e quelli sperimentali per  $2V\alpha$ ; disaccordo che si ha pure nei valori da noi determinati per il minerale elbano. Pensiamo che esso derivi essenzialmente da imprecisioni relative alla determinazione sperimentale di  $\beta$ : mentre infatti  $\alpha$  e  $\gamma$  sono determinabili sulle superfici di sfaldatura (010), è piuttosto aleatorio ottenere sezioni esattamente normali ad una bisettrice. Cercando, ad esempio, una sezione normale ad  $\alpha$  (come risulta vantaggioso per osservare la figura di interferenza), è facile, dato l'allungamento positivo delle lamine, una rotazione di queste ultime che porti a determinare un indice compreso fra  $\beta$  ed  $\alpha$ , i cui valori corrispondono, per di più, ad una birifrangenza relativamente elevata.

Riteniamo perciò che di regola i valori riportati per l'indice  $\beta$  di questo minerale siano in effetti leggermente sottostimati.

**Esame diffrattometrico.**

L'esame diffrattometrico, oltre a fornire una prima identificazione orientativa del minerale, ha permesso di calcolare le costanti reticolari sia del materiale naturale, sia dei campioni con circa 16 e 13,3 molecole  $H_2O$  nella cella.

Il calcolo è stato condotto, previa indicizzazione dei diffrattogrammi, su 19 riflessi di sicura attribuzione, applicando il metodo dei minimi quadrati.

I valori così ottenuti, che riteniamo di precisione maggiore che non quelli derivati da misure su fotogrammi a cristallo singolo (come dimostra l'ottimo accordo fra valori calcolati ed osservati per i  $d_{hkl}$ ), sono i seguenti:

	~ 16 $H_2O$	~ 15,1 $H_2O$	~ 13,3 $H_2O$
$a_0$	14,803	14,774	14,709
$b_0$	13,175	13,120	13,069
$c_0$	7,536	7,527	7,523
$\beta$	111° 15'	111° 22'	111° 30'

Dai dati relativi al campione naturale si calcola un volume della cella di  $1358,7 \text{ \AA}^3$ , e quindi (in base al peso della cella di  $3136,64 \cdot 10^{-24}$  gr. indicato dalla formula cristallografica) una densità roentgenografica:

$$D_x = 2,308 \text{ gr. cm.}^{-3}$$

in buon accordo con il valore sperimentale:

$$D = 2,297 \pm 0,008 \text{ gr. cm.}^{-3}$$

determinato a  $20^\circ\text{C}$  per immersione in miscela di bromoformio più toluolo.

Per l'esame diffrattometrico sono state adottate le seguenti condizioni di lavoro (apparecchiatura *General Electric XRD - 5*):

Radiazione:  $\text{Cu K}\alpha/\text{Ni}$ ;

Alimentazione al tubo: 38 KV, 19 mA;

Fenditure:  $1^\circ \text{MR} - \text{MR} - 0,05^\circ$ ;

Velocità del goniometro:  $0,2^\circ$  al minuto;

Standard interno: NaF (aggiunto) e  $\text{CaCO}_3$  (contenuto nel campione).



TABELLA 1

hkl	$d_{oss.}$	I/I <sub>o</sub>	$d_{calc.}$
110	9,51	100	9,495
200	6,88	25	6,896
$\bar{2}01$	6,16	3	6,159
111	5,06	6	5,064
220	4,755	15	4,748
$\bar{2}21$	4,492	9	4,490
130	4,173	50	4,168
$\bar{1}31$	3,777	1	3,772
$\bar{4}01$	3,660	20	3,661
002	3,510	30	3,507
400	} 3,428	4	} 3,440
131			
$\bar{3}12$	3,342	12	3,344
040	3,278	20	3,280
$\bar{3}31$	3,204	18	3,203
330	3,160	7	3,165
420	} 3,048	35	} 3,046
112			
041	2,969	3	2,971
240	2,959	1	2,960
$\bar{5}11$	2,882	12	2,882
$\bar{4}22$	2,788	7	2,788
241	2,588	15	2,586

Nella Tab. 1 sono riportati (limitatamente al solo materiale naturale) i valori dei  $d_{hkl}$  calcolati ed osservati, con le intensità relative. Sono stati inoltre osservati numerosi altri riflessi con  $d < 2,588$ , tutti di debole intensità e non indicizzabili con certezza. Dal calcolo delle costanti reticolari sono stati esclusi i due riflessi con  $d = 3,428$  e  $d = 3,048$ , cui corrispondono due differenti terne di indici ciascuno.

Sono stati calcolati pure gli errori (deviazioni standard) sulle costanti reticolari, i quali risultano:

$$\Delta_{(a_0)} = \pm 0,005 \text{ \AA}$$

$$\Delta_{(b_0)} = \pm 0,003 \text{ \AA}$$

$$\Delta_{(c_0)} = \pm 0,003 \text{ \AA}$$

$$\Delta_{(\beta)} = \pm 3'$$

Le variazioni da noi riscontrate per le costanti reticolari, in funzione dello stato di idratazione, possono confrontarsi con i corrispondenti valori determinati da altri Autori:

	1	2	3	4	5	6	7
$a_0$	14,67	14,75	14,754	14,75	14,775	14,90	14,845
$b_0$	13,12	13,083	13,083	13,10	13,109	13,17	13,149
$c_0$	7,52	7,57	7,578	7,55	7,575	7,55	7,554
$\beta$	111° 36'	112° ~	112° 7'	112°	111° 14'	111° 30'	110° 38'

- 1 - Da H. Heritsch (1956) [4]. Dati relativi ad una leonhardite (angolo  $Z \wedge c = 35^\circ-40^\circ$ ) con «qualcosa di più» di 12 H<sub>2</sub>O per cella elementare. Misure da fotogrammi di cristallo rotante e Weissenberg.
- 2 - Da D. M. Lapham (1963) [6]. Dati relativi ad una leonhardite (angolo  $Z \wedge c$  variabile fra 35° e 45°). Metodo sperimentale non precisato; composizione non precisabile in base ai dati pubblicati.
- 3 - Stessa leonhardite precedente. Valori da noi ricalcolati col metodo dei minimi quadrati applicato ai dati diffrattometrici pubblicati da Lapham. E' stata apportata qualche correzione all'indicizzazione originaria.
- 4 - Da D. S. Coombs (1952) [1]. Dati relativi ad una leonhardite (angolo  $Z \wedge c = 32^\circ$ ) con 14,23 molecole H<sub>2</sub>O per cella elementare. Misure da fotogrammi Weissenberg.
- 5 - Stessa leonhardite precedente. Valori da noi ricalcolati col metodo dei minimi quadrati da uno spettro di polvere (camera Debye Ø 19 cm) pubblicato da Coombs.
- 6 - Da D. S. Coombs (1952) [1]. Dati relativi ad una laumontite (angolo  $Z \wedge c = 8^\circ$ ) «conservata in tubo chiuso con acqua». Misure da fotogrammi Weissenberg.
- 7 - Stessa laumontite precedente. Valori da noi ricalcolati col metodo dei minimi quadrati da uno spettro di polvere (camera Debye Ø 19 cm) pubblicato da Coombs.

I risultati surriferiti confermano in linea generale le misure da noi ottenute per i differenti stati di idratazione della laumontite elbana. Si può infatti osservare che:

- 1 - Le costanti  $a_0$  e  $b_0$  decrescono al diminuire del grado di idratazione, per quanto la variazione sia piuttosto piccola (di poco inferiore all'1%).
- 2 -  $c_0$  resta invece praticamente invariato, o varia di pochissimo (ordine dello 0,1 ÷ 0,2%).
- 3 - L'angolo  $\beta$  aumenta con la disidratazione, sia pure di pochissimo (ordine dello 0,2%).

Queste variazioni assai limitate nel complesso erano appunto da attendersi per un minerale di tipo zeolitico, in cui cioè l'acqua è contenuta entro canalicoli attraversanti il reticolo anzichè in posizioni interstrato, come ad esempio nelle sialliti o nelle « miche di uranio ».

Nei confronti di eventuali differenze strutturali fra laumontite e leonhardite, è ovvio che ogni decisione in merito richiede una valutazione accurata delle intensità dei riflessi piuttosto che della loro posizione angolare.

Dai dati sopra esposti risulterebbe comunque che entro l'intervallo fra 16 e 15,1 molecole  $H_2O$  per cella si hanno variazioni delle costanti relativamente maggiori che non fra 15,1 e 11,3 molecole  $H_2O$  per cella. Tuttavia le caratteristiche ottiche indicano che il minerale con 15,1 molecole  $H_2O$  è ancora da ritenersi una laumontite anzichè una leonhardite nel senso proposto da Coombs [1].

### Considerazioni minerogenetiche.

Allo scopo di svolgere qualche considerazione circa la genesi di questo minerale, possiamo prendere in considerazione il diagramma triangolare  $(Ca, Na_2) O - 2SiO_2 - 2H_2O$ . In tale diagramma Coombs e collab. [2] distinguono tre campi di formazione per le zeoliti:

- a) Campo delle fasi favorite da una supersaturazione in silice;
- b) Campo delle fasi che possono trovarsi comunemente in paragenesi con silice libera (quarzo, calcedonio, opale);
- c) Campo delle fasi favorite da ambienti di formazione poveri di silice.

Il complesso delle zeoliti tipiche delle « druse » connesse alla granodiorite elbana cade nel campo *b*, con l'eccezione della mordenite che appartiene invece al campo *a*. La laumontite si trova invece al limite fra il campo *b* ed il campo *c*, ed in effetti la sua composizione si differenzia da quella delle altre tipiche zeoliti elbane — fatta eccezione per la cabasite (rinvenuta nei filoni di S. Iario in Campo, ma per la quale mancano tuttavia sicuri riferimenti analitici) — per un rapporto Al/Si notevolmente più elevato.

Altre differenze fra la composizione chimica della laumontite e quella delle altre zeoliti elbane riguardano il contenuto in Ca ed il rapporto K/Na, sensibilmente più elevati nella prima.

Tali differenze di composizione riflettono certamente il diverso chimismo relativo all'ambiente di formazione. Poichè tuttavia le rocce aplitiche elbane non appaiono particolarmente ricche in Ca (neanche nelle facies periferiche a diretto contatto con rocce calcaree), appare logico riferire la formazione di questo minerale ad un qualche fenomeno capace di aver prodotto una intensa mobilitazione di ioni  $Ca^{++}$ .

Un'accurata ricostruzione dei vari fenomeni di autometamorfismo delle rocce porfiriche elbane è stata data da Marinelli [7], il quale ha potuto distinguere sei successive fasi di trasformazione, che vanno dalla fase pneumatolitica con apporto di gas fluo-borici alla alterazione superficiale finale.

Ci sembra che la formazione della laumontite possa localizzarsi fra la terza e la quarta fase di autometamorfismo distinte dal Marinelli. Nella terza fase con la sericitizzazione dei plagioclasti avviene una intensa mobilitazione del calcio sotto forma di bicarbonato, mentre nella quarta fase le soluzioni, in precedenza neutre o debolmente acide, ritornano ad un pH abbastanza elevato a causa della caolinizzazione dei feldspati, e si ha quindi una precipitazione del  $CaCO_3$  ed un fessaggio del ferro sotto forma di pirite.

La paragenesi osservata per la laumontite di Marciana si inquadra abbastanza bene in un simile ambiente di deposizione.

Niente può dirsi invece con sicurezza circa la temperatura di formazione. E' noto infatti che la laumontite è una delle poche zeoliti che non è stato possibile sintetizzare in laboratorio sotto definite condizioni chimico-fisiche. Coombs e collab. [2] danno tuttavia, in base ad osservazioni e misure sul terreno, una temperatura di formazione di circa 200°C. per la laumontite di Wairakei.

E' d'altronde noto che a temperature poco elevate si forma piuttosto la cabasite, avente la stessa composizione chimica della laumontite salvo un maggior contenuto di  $H_2O$ : ad esempio è stata osservata la formazione di cabasite da acque termali con temperatura di  $70^\circ C$  [3].

Anche una temperatura di formazione dell'ordine di grandezza ora citato ci sembra in buon accordo con l'ipotesi genetica adesso prospettata.

Ringraziamo sentitamente il Prof. Carlo Garavelli, Direttore dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari, per gli utili consigli e le interessanti discussioni.

#### BIBLIOGRAFIA

- [1] COOMBS D. S., 1952 - *Study of laumontite and leonhardite*. Am. Min., vol. 37.
- [2] COOMBS D. S., ELLIS A. D., FYFE W. S. and TAYLOR A. M., 1959 - *The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses*. Geoch. et Cosmochim. Acta, vol. 17.
- [3] DAUBRÉE A., 1879 - *Études synthétiques de géologie expérimentale*. Citato da Deer, Howie, Zussman in *Rock Forming Minerals*, vol. 4, pag. 400.
- [4] HERITSCH H., 1956 - *Die Röntgenkristallographie von Laumontit von Stainz (Steiermark)*. Min. Petr. Mitt. (Tschermak), vol. 5.
- [5] KRATOCHVÍL F., 1941 - *Laumontit z Markovic*. Rozpravy České Akad., vol. 51, n. 2 - (M. A. 10, 35).
- [6] LAPHAM D. M., 1963 - *Leonhardite and laumontite in diabase from Dillsburg, Pennsylvania*. Am. Min., vol. 48.
- [7] MARINELLI G., 1954 - *I fenomeni di autometamorfismo nelle rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Rend. Soc. Min. Italiana, anno X.
- [8] MARINELLI G., 1955 - *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, vol. LXII.