ATTI

DELLA

SOCIETÀ TOSCANA

DI

SCIENZE NATURALI

RESIDENTE IN PISA

MEMORIE - SERIE A VOL. LXXXII - ANNO 1975

INDICE

Ficcarelli G., Torre D Differenze craniometriche nelle linci attuali .	Pag.	1
GIANNELLI L., SALVATORINI G I foraminiferi planctonici dei sedimenti		
terziari dell'arcipelago maltese. II. Biostratigrafia di: « Blue Clay »,		
« Greensand » e « Upper Coralline Limestone »	»	20
CERRINA FERONI A., PATACCA E Considerazioni preliminari sulla paleo-		
geografia del dominio toscano interno tra il Trias superiore ed il		
Miocene medio	»	43
Ruggieri G Il problema dei microfossili inseriti in una microfauna in		
seguito a trasporto	»	55
RAGGI G Le frane del territorio di Roccastrada	»	62
SOLDATINI G. F., WAGGAN M. R Indagini sull'assorbimento del rame nel		
terreno agrario	»	83
MENESINI E Considerazioni su Schizaster parkinsoni (Defrance) del		
Miocene dell'arcipelago maltese	»	94
Mencacci P., Zecchini M La buca di Castelvenere (Gallicano, Lucca)	»	117
CORADOSSI N., CAMPAGNI F La distribuzione del boro in alcune rocce di		
tipo basaltico	»	144
Pasini M Stadi giovanili di Ostreidae probabilmente riferibili ad Ostrea		
(Ostrea) Lamellosa Brocchi 1814	»	170
LEONI L., TROYSI M Ricerche sulla microdurezza dei silicati. II -Le		
tormaline	»	177
LEONI L., PETRACCO C Le torbide del fiume Arno alla stazione idrografica		
di S. Giovanni alla Vena	»	185
CRISCI G. M., LEONI L., SBRANA A La formazione dei marmi delle Alpi		
Apuane (Toscana). Studio petrografico, mineralogico e chimico	»	199
Geniola A., Mallegni F Il calvario neolitico di Lanciano (Chieti): note		
paletnologiche e studio antropologico	»	237
Elenco dei Soci per l'anno 1975	»	255

N. CORADOSSI, F. CAMPAGNI

LA DISTRIBUZIONE DEL BORO IN ALCUNE ROCCE DI TIPO BASALTICO(*)

Riassunto — E' stato determinato mediante spettrografia di emissione ottica il contenuto di boro di alcune rocce basaltiche dell'Afar Settentrionale (Etiopia), dell'Etna (Sicilia orientale), del Mid Atlantic Ridge.

Le lave dell'Afar Settentrionale hanno tenori compresi fra 2,9 e 23 ppm B (tenore medio 7,7 ppm B); pochi campioni presentano valori compresi nell'intervallo di 12-23 ppm B.

Le lave dell'Etna hanno tenori compresi fra 4,6 e 37 ppm B (tenore medio 13 ppm B); si osservano due massimi di frequenza corrispondenti alle lave delle eruzioni «antiche» e quelle del 1971. I tenori medi di ciascun gruppo sono 19,7 e 5,7 ppm B, rispettivamente.

I basalti oceanici hanno un tenore medio di 6,7 ppm B; da tale stima sono esclusi due campioni alterati con 44 e 54 ppm B. Vengono indicate e discusse le cause di arricchimento di boro.

Abstract — The boron content of some basaltic rocks from Northern Afar (Ethiopia), Etna (Eastern Sicily) and from the Mid Atlantic Ridge was determined by optical emission spectrography.

Northern Afar lavas exhibit contents of boron between 2,9 and 23 ppm B (mean 7,7 ppm B); a few samples fall in the range 12-23 ppm B.

Boron concentrations in Etna lavas range from 4,6 to 37 ppm B (mean 13 ppm B); two frequency maxima corresponding to lavas of «old» eruptions and to the 1971 eruption can be observed. The mean B contents are 19,7 and 5,7 ppm B respectively.

Oceanic basalts have an average content of 6,7 ppm B; two samples with 44 and 54 ppm B were neglected because altered.

The reason for boron enrichement are pointed out and discussed.

^(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Firenze. Contratto C.N.R. 73.01157.05.

INTRODUZIONE

Le informazioni disponibili nella letteratura circa i tenori di boro nelle rocce di tipo basaltico sono piuttosto scarse.

In linea generale questi dati si trovano in ricerche di carattere sistematico condotte con lo scopo di fornire un quadro d'insieme, il più completo possibile, del comportamento geochimico del boro.

Valgono ad esempio i classici lavori di Goldschmidt et Al. [1932]; di Harder [1959]; nonchè quello assai più recente di Anastasenko [1973].

Uno studio più completo ed approfondito della distribuzione del boro nelle rocce basaltiche appare oggi interessante perché le grandi linee del comportamento geochimico del boro nella crosta terrestre sono molto nette e la conoscenza della distribuzione del boro nei basalti può essere molto significativa.

Componente «volatile» dei magmi, nelle fasi finali della cristallizzazione magmatica il boro tende ad arricchirsi nelle fasi fluide residue. Nei fusi silicati magmatici non entra nei prodotti delle prime fasi di cristallizzazione, forse a causa del piccolo raggio ionico (0,23 A), e della conseguente attitudine a formare complessi.

L'insieme dei fattori sopra ricordati concorre a favorire la migrazione finale del boro nell'idrosfera: lo troviamo infatti arricchito nell'acqua marina (0,015% B_2 O_3). La maggior parte del boro si trova tuttavia nei sedimenti che, a loro volta, devono averlo «catturato» dall'acqua marina.

Il tenore di boro presente attualmente negli Oceani rappresenta il valore di equilibrio di concentrazione fra il boro pervenuto all'idrosfera e quello rimosso con i sedimenti.

Durante i processi diagenetici e metamorfici, la quasi totalità del boro presente inizialmente nel sedimento, viene mobilizzata di nuovo e «abbandona» il sedimento stesso sia ricristallizzando sotto forma di tormalina neogenica sia migrando selettivamente, in senso retrogrado, nelle acque sotterranee e di nuovo nel mare.

In accordo a quanto detto sopra il contenuto di boro nelle rocce ignee, sia intrusive che effusive, è perciò relativamente basso.

Limitandoci a considerare le rocce basaltiche, Goldschmidt et Al. [1932] trovano 1,5 ppm circa nei basalti da loro esaminati; Harder [1959] indica tenori compresi fra 2,2 e 6,5 ppm B in basalti provenienti da località differenti; Anastasenko [1973] riporta tenori da

1 a 64 ppm B (tenore medio 19 ppm B) per trentaquattro campioni di rocce basaltiche della piattaforma siberiana.

Due ordini di fatti concorrono nel rendere interessante la distribuzione del boro nelle rocce di tipo basaltico: (1) la carenza di dati circa il loro tenore medio di boro; (2) l'opportunità di confrontare i tenori di boro trovati in basalti differenti fra loro per posizione geologica, genesi. evoluzione e quindi con caratteristiche chimico-petrografiche diverse.

In questa nota vengono presi in esame i risultati delle determinazioni di boro in 78 campioni di rocce effusive, costituite prevalentemente da basalti.

I campioni studiati provengono da zone diverse e sono numericamente così suddivisi: 39 dall'Afar Settentrionale (Etiopia); 27 dall'Etna (Sicilia Orientale); sono stati inoltre analizzati 12 campioni di basalto oceanico provenienti da carote sottomarine del «Middle Atlantic Ridge» (M.A.R.).

METODO DI DOSAGGIO

a) - Osservazioni generali

Nel presente lavoro è stato utilizzato il metodo elaborato dal SEWELL (1963) per il dosaggio del boro nelle rocce ignee.

Le caratteristiche salienti di questa procedura possono essere così riassunte: (1) ripresa in corrente continua su elettrodi di grafite in atmosfera di azoto; (2) uso dello stagno come standard interno di riferimento; (3) scelta dell'ossido di magnesio come tampone, aggiunto nel rapporto 1:1 nella polvere da analizzare; (4) durata della ripresa, 30 secondi.

Nell'esecuzione pratica degli spettrogrammi ci siamo discostati leggermente dalla procedura del Sewell quanto al flusso della corrente di azoto, ridotta da 20 a 5 l/m, e alla durata della ripresa spettrografica, ridotta a 25 secondi.

La riduzione della quantità di azoto è conseguente al sistema di adduzione del gas agli elettrodi. Nel nostro caso, come illustrato nella fig. 1, gli elettrodi si trovano internamente ad un cilindro di quarzo trasparente che raccoglie e convoglia l'azoto in una colonna limitata necessariamente dal suo volume. Ciò assicura un flusso regolare e una protezione più efficace rispetto al dispositivo adottato dal Sewell, nel quale il gas è spinto a pressione elevata sugli elettrodi, situati però al di fuori della camera di efflusso.

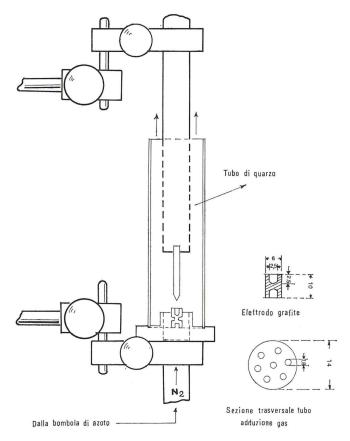


Fig. 1) - Disegno schematico del dispositivo per la ripresa in corrente di azoto.

b) - Miscele di confronto a titolo noto di boro

Le prove di controllo preliminari effettuate sui prodotti necessari per la preparazione della matrice per le miscele di confronto a titolo noto di boro, non avevano permesso di trovare un materiale esente o quasi da boro fra tutti quelli esaminati. Per questo motivo è stato deciso di utilizzare lo standard internazionale corrispondente al basalto BCR-1.

La letteratura (Flanagan [1973]) riporta per questo standard un tenore medio di 5 ppm B. Questo valore rappresenta soltanto «l'ordine di grandezza», in quanto le differenze troppo grandi fra i dati ottenuti con metodi diversi da vari analisti non hanno ancora permesso di dare un valore «raccomandato».

E' stato perciò necessario dosare il boro nello standard BCR-1. Ciò è stato fatto mediante il metodo delle aggiunte successive.

Il tenore medio di boro così ottenuto nel BCR-1 è di 3,2 ppm B; esso rappresenta la media aritmetica delle determinazioni replicate tre volte su ciascuna di otto lastre diverse e perciò di 24 determinazioni, di cui otto indipendenti fra loro. L'errore analitico espresso come «coefficente di variazione» è uguale al 14,6%, l'errore non sistematico sulla media è fra il 3 ed il 5%.

Sono stati quindi preparati i termini di confronto in modo da avere concentrazioni di boro che variano in ragione 0,5 del logaritmo (un fattore x 3,16), gocciolando su quantità pesate di standard BCR-1 soluzioni opportunamente diluite a partire da una soluzione «madre» contenente 1 mg/ml B₂O₃, preparata con borace (procedura seguita da PIERUCCINI [1943] per la determinazione del berillio).

Ciascuna miscela, come tutti i campioni in esame, sono stati mescolati nel rapporto 1:1 con ossido di magnesio contenente lo $0.1\%~SnO_2$.

c) - Esecuzione degli spettrogrammi e loro misura

La tab. 1 riporta le condizioni sperimentali seguite per la registrazione degli spettrogrammi del boro e dello stagno.

La misura delle trasparenze centrali delle righe è stata eseguita con il doppio proiettore di spettri della Optica di Milano.

Sono state misurate come riga di analisi la riga 2497,73 B e come riga di riferimento la riga 2495,72 Sn.

Le misure fotometriche delle miscele standard, riportate su carta logaritmica in corrispondenza delle rispettive concentrazioni, hanno permesso di tracciare per ogni lastra la retta di taratura. Su ciascuna curva di taratura sono stati poi interpretati i tenori di boro dei campioni ripresi sulla stessa lastra e così analizzati.

Tab. I - Condizioni sperimentali per il dosaggio spettrografico del boro.

	Spettrografo	Qu 24 Zeiss
	Lastre	Kodak No 1, 9x12 cm
	Sviluppo	D 19 (ricetta Kodak) a 18°C, con controllo visuale della fine dello sviluppo
	Arresto	in soluzione debolmente acetica
	Fissaggio	F 5 (ricetta Kodak)
	Illuminazione	immagine dell'arco collimata sulla lente frontale di 220 mm; ingrandimento x 1, mediante lente condensatrice in quarzo del \varnothing di 10 mm alla distanza di 140 mm; aperture della camera dello spettrografo 1:20 circa
	Fenditura	3 μ effettivi
	Generatore	ditta OPTICA - Milano
	Condizioni di eccitazione	tensione continua 220 V, corrente 12 A, innesco mediante scintilla ad alta frequenza
	Esposizione	$25^{\rm s}$ in corrente gasssoa di $\rm N_2$ con flusso di 5 l/min
	Elettrodo superiore	grafite «National» Special AGKSP, \varnothing 6 mm, con punta conica di 90° di angolo di apertura
	Elettrodo inferiore	grafite «National» Special AGKSP \varnothing esterno 6 mm, \varnothing interno 2,5 mm, profondità 2,5 mm, capacità: 20 mg circa
	Distanza fra gli elettrodi	3 mm
	Riga analitica	2497,73 B
	Riga standard interno	2495,72 Sn
_		

Gli esami qualitativi preliminari, eseguiti sulla quasi totalità dei campioni, avevano indicato tenori di boro di poco superiori a quello dello standard BCR-1, e ciò è stato poi confermato dai dati quantitativi, indicati nelle tabb. II, III, IV.

Tenori così bassi sono assai vicini al limite della rivelabilità del metodo qui adottato, che è di 1 ppm B, pertanto molti di essi cadono nel «piede» della curva di taratura, in corrispondenza del quale sono da aspettarsi errori analitici anche superiori al 50%.

Il calcolo dell'errore analitico complessivo dei dosaggi di boro, effettuato considerando tutti i campioni, ripetuti sempre almeno due volte sulla stessa lastra e su lastre diverse, è uguale al 21,8%.

I valori ottenuti sono riassunti nelle tabb. II, III. IV, in ciascuna delle quali, accanto ai valori medi di boro e al numero delle determinazioni per ogni campione, è riportato il tipo litologico e la località di prelevamento.

CAMPIONAMENTO

Come è stato detto in altra parte del lavoro, i campioni analizzati appartengono a rocce di tipo basaltico, raccolte in aree vulcaniche diverse per posizione geografica e quindi con diverse caratteristiche generali di chimismo e di evoluzione magmatica.

In prevalenza essi provengono da zone interessate da vulcanesimo di età molto recente ed attuale; solo pochi campioni sono rappresentativi di basalti «oceanici» in quanto provengono da carote sottomarine di crosta oceanica.

Afar Settentrionale. Il gruppo più numeroso, costituito da 39 campioni, fa parte dei campionamenti effettuati nel corso di due spedizioni dirette da G. MARINELLI e H. TAZIEFF nel periodo dic. 1967-febbr. 1968 e nov.-dic. 1968, nell'Afar settentrionale (Etiopia).

Durante queste missioni, le osservazioni dirette sul terreno sono state sempre accompagnate dal prelevamento sistematico di un numero elevato di campioni dei vari tipi di rocce vulcaniche presenti. L'insieme dei dati geologici, chimico-petrografici, geochimici, isotopici, ha permesso di ricostruire in modo abbastanza completo l'origine e l'evoluzione della Depressione Dancala.

Di questi risultati verrà dato quì solo un brevissimo cenno, mentre per maggiori dettagli si rimanda alle pubblicazioni relative, (Tazieff et Al. [1969]; Barberi et Al. [1970a]; Barberi et Al. [1970b]; Treuil et Al. [1971]; Barberi et Al. [1971]; Barberi et Al. [1972]; Tazieff et Al. [1972]).

L'area vulcanica dell'Erta 'Ale, situata nella Depressione Dancala o Afar Settentrionale, si estende fra la scarpata etiopica e le Alpi Dancale ed è interessata da un esteso vulcanesimo di età molto recente.

Le determinazioni di età effettuate da BARBERI et. Al. [1972], indicano che la maggior parte dei campioni esaminati ha età inferiore ad 1 milione di anni; solo un campione di basalto preso nell'horst di Alu ha 1,2 milioni di anni.

Le stesse datazioni indicano il Miocene inferiore come periodo

d'inizio dell'abbassamento della Dancalia. La Depressione è stata poi interessata in maniera continua dal Miocene fino all'epoca attuale da eventi vulcanici e di sedimentazione con facies evaporitiche, marine, lacustri e continentali. Le facies sedimentarie evaporitiche che occupano una buona parte della Depressione, fanno da substrato alle colate di lava dell'Erta 'Ale.

Queste sono costituite prevalentemente da basalti con carattere oceanico, differenziati da un magma subcrustale non contaminato da materiale della crosta continentale, e la cui componente normativa corrisponde a quella di tholeiti ad olivina.

Quando si consideri, però, la totalità delle unità vulcaniche si osserva un trend completo di differenziazione che va dai basalti picritici, basalti ad olivina, ferro-basalti e basalti andesitici, trachiti femiche, trachiti riolitiche fino alle rioliti peralcaline, (TAZIEFF et Al. [1969]).

Per riassumere si può dire che l'Afar Settentrionale rappresenta la porzione emersa della struttura tettonica che comprende il Mar Rosso e il Golfo di Aden. Le rocce situate sul rift mediano della Depressione sono sicuramente di natura subcrustale (basalti di tipo oceanico) e mostrano di non avere subito alcuna contaminazione da parte di materiale della crosta.

Le rocce delle unità situate verso i margini della Depressione sembrano invece aver subito una parziale contaminazione da parte di materiale sialico, (Barberi et Al. [1970]; Barberi et Al. [1971]).

Etna. Caratteristiche chimiche ed evolutive diverse caratterizzano le vulcaniti provenienti dall'Etna.

Sono stati analizzati 27 campioni di lava dei quali 15 fanno parte di eruzioni preistoriche e storiche, 12 appartengono all'eruzione del 1971.

In particolare i campioni di lave «antiche» provengono dal Museo di Vulcanologia di Catania, e non sono accompagnati dalla corrispondente analisi chimica; le lave del 1971 sono state prelevate da vari apparati vulcanici attivi, secondo un criterio cronologico, indicato nella tab. III.

Per la descrizione dettagliata dell'eruzione del 1971 e delle caratteristiche chimico-petrografiche di queste vulcaniti si rimanda al lavoro di RITTMANN et Al., [1971]).

L'Etna, il vulcano attivo più grande d'Europa, è di età molto recente; l'attività vulcanica preetnea inizia circa 300.000 anni fa con eruzioni sottomarine di lava basaltica, che si sovrappongono al-

le formazioni sedimentarie preesistenti: rocce di età Terziaria, parzialmente coperte dalle argille «azzurre» del Siciliano.

Le manifestazioni eruttive, succedutesi pressochè ininterrrottamente fino ad oggi, hanno realizzato la struttura e la morfologia attuale del M.te Etna, (RITTMANN [1973]).

L'inquadramento generale dell'area vulcanica, rispetto all'esteso vulcanesimo quaternario del Tirreno Meridionale, ricavato dalle ricerche più recenti, (Barberi et Al. [1973]; Barberi et Al. [1974]) può essere riassunto brevemente come segue.

L'insieme dell'attività vulcanica può essere distinto in due serie:

- a) una serie alcali-calcica consistente essenzialmente di termini andesitici, con diverso contenuto di potassio, per esempio, Isole Eolie;
- b) una serie a carattere alcali-basaltico: Etna, Ustica, Pantelleria, Linosa; prodotti recenti dei M.ti Iblei; Orosei (Costa Orientale della Sardegna).

La prima serie è del tutto identica a quella degli archi insulari pacifici ed è probabilmente connessa con una zona di subduzione.

La seconda serie è invece in relazione con il vulcanesimo legato alla tettonica distensiva. L'Etna infatti è situato in corrispondenza di una zona tensionale ed è costituito prevalentemente da vulcaniti basiche a tendenza alcalina.

Studi recenti dell'evoluzione delle lave etnee (SPADEA [1972]: CRISTOFOLINI [1973]; RITTMANN [1973]); indicano che la maggior parte di esse ha una composizione compresa fra le andesiti alcaline (hawaiiti) e le latitandesiti (mugeariti), mentre più rare sono le lave a composizione tholeitica ed alcali-basaltica. Queste ultime appartengono alle manifestazioni più antiche dell'attività vulcanica etnea ed indicano una loro diretta provenienza dal mantello superiore; tutte le altre lave sono da considerarsi termini differenziati di un magma basaltico primario.

Si tratta dunque di un vulcanesimo di tipo basaltico con risalita di magma attraverso fratture a carattere distensivo, (ROMANO [1970]).

Il chimismo medio delle lave etnee è pertanto di tipo transizionale fra basalti e hawaiiti, caratterizzato da un alto tenore di alcali, ed essenzialmente atlantico, fortemente accentuato in alcuni casi (tefriti e basalti nefelinici, (CARAPEZZA [1962]).

La composizione chimica delle lave etnee, considerata globalmente, si è spostata evolvendo verso termini più basici, come indicato da RITTMANN et Al. [1972], nello studio dettagliato dell'eruzione etnea del 1971. Si osserva cioè, una diversa evoluzione chimica del magma da un'eruzione ad un'altra ed in particolare l'attività vulcanica del 1971 presenta caratteri evolutivi diversi da quelli di eruzioni più antiche

La differenza di composizione chimica fra le lave emesse all'inizio e alla fine dell'eruzione, mentre la composizione delle lave intermedie rimaneva pressochè costante, sembra indicare un processo evolutivo piuttosto complesso.

Questo si sarebbe realizzato attraverso un duplice meccanismo di differenziazione pneumatolica e gravitativa, che avrebbe caratterizzato la fase eruttiva iniziale e quella finale, rispettivamente.

Basalti oceanici. E' stato esaminato anche un gruppo di 12 campioni di provenienza oceanica, raccolti durante una serie di dragaggi in corrispondenza delle zone di frattura Vema e Romanche, nella Catena Equatoriale dell'Oceano Atlantico, (M.A.R.).

Essi rappresentano solo una piccola parte del campionamento effettuato: i dragaggi, infatti, hanno permesso di raccogliere rocce di origine e composizione diversa; essenzialmente, associazioni peridotite-gabbro, anfibolite-basalto e rocce ultrabasiche, quest'ultime correlate geneticamente con le precedenti (Bonatti et Al. [1971]).

Tenendo presente la posizione relativa dei vari campioni studiati, i loro dati chimico-petrografici e quelli isotopici, Bonatti et Al. [1971] hanno proposto un modello qualitativo della crosta e del mantello superiore in questa zona dell'Atlantico Equatoriale.

Il magma basaltico sarebbe il materiale «nuovo», risalito dalle zone più profonde del mantello e distribuitosi sul materiale «più vecchio» costituito da rocce peridotitiche di tipo alpino, affioranti in modo irregolare lungo la frattura. Questo processo avrebbe portato all'associazione osservata, peridotite-gabbro-basalto.

Fra il magma basaltico profondo e la crosta peridotitica più superficiale si troverebbe lo strato «pirolitico» del mantello dal quale si sarebbero differenziati gabbri e basalti.

Una roccia di composizione molto vicina a quella delle piroliti teoriche è affiorante e costituisce gli scogli di St Peter-Paul, nel M.A.R.

DISCUSSIONE DEI RISULTATI

Afar Settentrionale. I tenori di boro trovati nei campioni provenienti dalla Catena dell'Erta' Ale sono indicati nella tab. II.

Si osserva una variazione della distribuzione del boro non solo fra le lave delle varie unità vulcaniche, ma anche entro le lave della stessa unità vulcanica.

Il tenore medio di boro, ottenuto considerando globalmente i 39 campioni analizzati, è di 8 ppm B circa; questo valore rappresenta il contributo della maggior parte dei campioni, il cui tenore risulta compreso fra 3,8 e 10 ppm B; solo pochi campioni hanno tenori di boro molto superiori alle 10 ppm.

Questa distribuzione è evidente anche nell'istogramma delle frequenze osservate, che mostra una asimmetria positiva, (fig. 2).

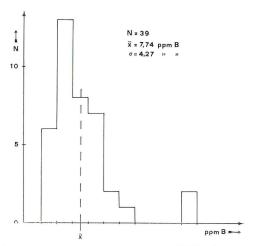


Fig. 2) - Distribuzione del boro nelle vulcaniti dell'Afar Settentrionale.

Accanto a tenori dell'ordine di 5 ppm B, compresi nella stima mondiale fornita dal TAYLOR [1964], si trovano tenori superiori a quello che ci si aspetterebbe per una roccia basaltica, non alterata.

Non abbiamo, tuttavia, criteri semplici e sicuri per stabilire quanto un campione di basalto possa considerarsi «normale», quanto al tenore di boro. Anzitutto, i dati sulle quantità relative di boro nelle rocce basaltiche non sono ancora abbastanza numerosi per poter definire con sicurezza il campo dei valori probabili. In se-

Tab. II - Contenuto di boro nelle vulcaniti dell'Afar Settentrionale (Etiopia)

Campione	Tipo di roccia	Località di prelevamento	ppm B	N. det.
451 G	basalto andesinico	Catena Centrale, Gada Ale	8,1	4
45 F	basalto afirico a	Catena Centrale, Gada Ale	9,8	4
45 1	andesina	Catena Centrale, Gada Ale	9,0	7
12 D	basalto picritico	Catena Centrale, NE di Alu	23,0	4
49 F	basalto afirico a andesina	Catena Centrale, Alu	6,1	4
43 G	basalto olivinico	Catena Centrale, Alu	4,9	4
19 D	basalto andesinico	Catena Centrale, Alu	5,0	4
155 D	basalto porfirico	Catena Centrale, Bôrale Ale	7,0	5
156 D	basalto porfirico	Catena Centrale, Bôrale Ale	22,0	2
34 CH	basalto	Catena Centrale, Bôrale Ale	8,2	2
63 G	basalto andesinico	Catena Centrale, Erta Ale	7,2	3
8 D	andesite basaltica	Catena Centrale, Erta Ale	6,9	4
64 G	basalto porfirico	Catena Centrale, Ale Bagu	14,2	4
50 CH	basalto picritico	Catena Centrale, fessura S	9,6	4
48 CH	basalto	Catena Centrale, fessura S	2,9	9
78 F	basalto	Catena Centrale, fessura S	3,9	4
110 2B	basalto subafirico	Catena Centrale, fessura S	10,0	7
65 G	basalto	Catena Centrale, fessura S	6,3	3
117 D	basalto subafirico	Catena Centrale, fessura E	8,9	4
113 G	basalto alcalino	Catena Centrale, Borawli	3,4	3
117 G	incluso gabbrico del 113 G	Catena Centrale, Borawli	5,4	3
119 G	basalto olivinico	Catena Centrale, Borawli	5,6	4
121 G	basalto olivinico	Catena Centrale, Borawli	4,9	4
114 F	basalto andesinico	Catena Centrale, Borawli	3,8	3
160 D	basalto andesinico	Catena Centrale, Borawli	4,9	3
126 C	basalto porfirico	Catena Centrale, Afdera	6,0	10
274 C	basalto fissurale	Catena Centrale, Afdera	8,4	4
200 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	7,5	4
196 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	6,9	3
38 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	6,4	3
36 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	6,5	4
49 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	9,6	2
185 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	9,5	4
77 F	ferro-basalto, lava sottomarina	Catena Centrale, Alayta	4,9	4
98 F	basalto, lava sotto- marina	Catena Centrale, Alayta	4,9	3
47 D	basalto	Catena Centrale, Alayta	4,0	2
170 D	basalto porfirico	Catena Centrale, P. Pruvost	4,2	2
35 G	basalto	Catena Centrale, P. Pruvost	9,5	4
399 C	basalto	Catena Centrale, Asa Ale	11,7	3
416 C	basalto	Catena Centrale, Didolli	9,7	5

condo luogo, i fatti realmente conosciuti sulla distribuzione del boro non bastano a determinare se un certo valore osservato sia normale o no, cioè se esso sia una ovvia conseguenza delle circostanze per quel certo campione o no.

Il tenore medio di 5 ppm B nei basalti, indicato dal TAYLOR [1964], tiene conto essenzialmente dei dati di HARDER [1959] e di SHI-MA [1963].

Esso rappresenta la media del tenore di boro di 11 campioni i quali mostrano tenori compresi fra 2,2 e 6,5 ppm B.

La stima di tenore rimane sostanzialmente la stessa se si aggiungono i tenori dei tre basalti con 5 ppm B ciascuno riportati da Goldschmidt et Al. [1932].

Un tenore medio di 19 ppm B è riportato da Anastasenko [1973] per un gruppo di 34 campioni di rocce basaltiche della piattaforma siberiana Nord Occidentale. Non sono indicati i singoli valori, ma solo i due tenori estremi: 1 e 64 ppm B rispettivamente. L'A. dice di aver trovato una distribuzione log-normale e precisa che i tenori più alti di boro sono stati trovati nei campioni raccolti vicino a zone di frattura idrotermalizzate; fra i minerali è presente anche la datolite.

Sarebbe importante conoscere la distribuzione dei singoli valori in relazione alla posizione dei campioni rispetto alle zone alterate dai fenomeni idrotermali. Ciò permetterebbe di stabilire il significato da attribuire ad un valore medio così elevato.

Ugualmente pochi sono i più recenti dati relativi ai basalti oceanici.

Melson et Al. [1968] trovano tenori di boro inferiori alle 10 ppm B in due campioni del M.A.R., non alterati; Aumento [1968] trova tenori compresi fra 0 e 13 ppm B in tredici campioni di basalto del M.A.R.; Aumento et Al. [1969] riportano 8,4 ppm B in un campione del M.A.R., costituito da materiale tufaceo con il 5,86% di acqua, mentre negli altri 11 campioni di basalto più o meno intensamente metamorfosati, il boro è assente; Thompson et Al. [1970]; Hart et Al. [1974] nel loro studio sui processi di alterazione dei basalti dei fondi oceanici, trovano 2,5 ppm B nella parte più interna, e quindi «fresca», dei basalti da loro esaminati; mentre le parti marginali e quindi «alterate» danno tenori compresi fra 6 e 40 ppm B, con un valore medio di 18,4 ppm B.

Basandoci sui dati finora disponibili per le rocce basaltiche, si può pertanto accettare il tenore medio di 5-6 ppm B e considerare «alti» i tenori superiori alle 10 ppm B.

Nel caso dell'Afar Settentrionale, l'85% circa dei campioni analizzati presenta tenori inferiori alla 10 ppm B. Quindi solo poche lave risulterebbero talmente arricchite in boro da essere eccezionali anche rispetto alle regole piuttosto vaghe desumibili dai dati esistenti finora.

E' da notare la distribuzione irregolare del boro nelle lave della stessa unità vulcanica. Essa è certamente indipendente dalle differenze di composizione chimica fra le lave. Ciò è anche chiaramente indicato nel diagramma di fig. 3 dove è riportata la variazione del tenore di boro in funzione dell'indice di solidificazione I.S. (MgO x $100/\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), per i campioni per i quali esisteva un'analisi completa.

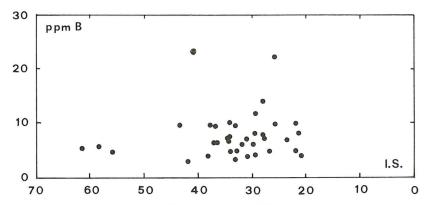


Fig. 3) - Variazione del tenore di boro con la differenziazione nelle vulcaniti dell'Afar Settentrionale.

Simili disomogeneità del tenore di boro nel magma originario sembrano improbabili, e perciò si dovrebbe pensare a processi di aggiunta successivi.

Questa spiegazione è indubbiamente la sola possibile per i campioni con tenori di boro superiori alle 10 ppm B, appartenenti tutti a vulcani della Catena Centrale (Gada' Ale, Alu, Borale 'Ale, Ale Bagu).

Ciascuno di essi è caratterizzato, come gli altri vulcani della Catena Centrale, da attività fumarolica più o meno intensa, (TAZIEFF et Al. [1969]).

^{*} Fe₂O₃ calcolato come FeO.

Questo arricchimento si sarebbe realizzato durante l'attività effusiva quando il magma ha attraversato la spessa coltre evaporitica, evidente nella parte centro-settentrionale della Depressione Dancala.

La distribuzione eterogenea del boro conferma, cioè, l'idea di una sorgente (di boro) esterna al magma; è plausibile pensare che questa sia anche la sorgente del boro «non fissato» nel magma ed emesso (forse direttamente) nelle fumarole con i gas che lo trasportano; è plausibile infine, che tale sorgente siano proprio le evaporiti.

Martini [1969] ha trovato tenori elevati di acido borico nei gas delle fumarole di alcune zone dell'Erta 'Ale (Alu, Dala Filla) attribuendolo alle evaporiti.

La facilità del boro a stabilire forti legami con l'ossigeno nei fusi silicati, suggerisce la possibilità del boro di rimanere «intrappolato» nel fuso vetroso magmatico quando si sciolgano in esso vapori contenenti acido borico, (EITEL [1965]).

Etna. Le lave dell'Etna mostrano tenori di boro diversi quando si considerano le colate «antiche» e quelle delle eruzioni dell'aprile giugno 1971. Esse hanno infatti, un contenuto medio di 19,7 ppm B e 5,7 ppm B, rispettivamente.

I dati relativi sono riportati nella tab. III, mentre l'andamento della distribuzione è messo in evidenza nell'istogramma della fig. 4.

Le lave del 1971 hanno tenori di boro compresi nell'intervallo dei valori indicati per le rocce basaltiche.

Le lave preistoriche e storiche presentano invece tenore più alti. Lo studio chimico delle lave antiche e recenti dell'Etna, (Sturiale, 1968) mette in evidenza tre trends di differenziazione possibili a partire da un magma primario olivinbasaltico, secondo lo schema seguente:

- (a) olivin-basalto → hawaiite → mugearite
- (b) olivin-basalto → tefrite fonolite nefelinica
- (c) olivin-basalto \rightarrow hawaiite \rightarrow latitandesite

Ciascuno dei tre tipi di roccia appare distribuito indipendentemente nel tempo e nello spazio, è perciò impossibile definire una sequenza evolutiva generale del magma etneo.

In nessun caso le lave etnee appaiono contaminate da materiale sialico.

Tab. III - Contenuto di boro nelle vulcaniti dell'Etna

N.	Campione	Località	ppm B	N. det.
5	lava preistorica-basalto a tendenza tholeiitica	Adrano, contr. Minà	37	2
6	lava dei « Larmisi »	Catania	12	3
7	lava preistorica	Catania, S. Chiara	29	3
10	lava preistorica	Bronte, M.te Barca	17	3
14	lava preistorica-basalto a tendenza tholeiitica	Biancavilla	20	3
4	lava 122 a.c andesite a oligoclasio	Catania	29	3
9	lava preistorica	Tartaraci	18	3
13	lava preistorica - andesite andesinica	Randazzo	8,4	3
15	lava 1381	Catania	17	3
1	lava 1669 - basalto andesinico	Catania, cava Faro	28	2
11	lava 1843	Bronte	21	3
2	lava 1886 - dolerite labradoritica	Nicolosi	16	3
8	lava 1910 - basalto andesinico	Casa Cantoniera	16	3
3	lava 1911 - basalto andesinico	Rovitello	9,1	2
12	lava 1950	Rinazzo	18	2
(A)	lava 1971 - tefrite fonolitica	P.no d. Lago, 6/IV	5,3	3
(B)	lava 1971 - tefrite fonolitica	Osservatorio, 9/IV	5,8	3
(C)	lava 1971 - tefrite fonolitica	Osservatorio, 10/IV	6,5	3
(D)	lava 1971 - tefrite fonolitica	Osservatorio, 11/IV	6,8	3
(E)	lava 1971 - tefrite fonolitica	Osservatorio, 17/IV	4,6	3
(F)	lava 1971 - tefrite fonolitica	Osservatorio, 28/IV	6,7	3
(G)	lava 1971 - tefrite fonolitica	App. orient., 5/V	9,2	3
(H)	lava 1971 - tefrite fonolitica	fratt. q. 1840, 12/V	5,5	3
(I)	lava 1971 - tefrite fonolitica	fratt. q. 1840, 26/V	5,0	3
(L)	lava 1971 - tefrite fonolitica	fratt. q. 1840, 3/VI	5,9	3
(M)	lava 1971 - mugearite	fratt. q. 1840 e q. 1800, 5/VI	5,4	3
(N)	lava 1971 - mugearite	fratt. q. 1800, 12/VI	6,8	3

Il predominio dell'uno o dell'altro tipo petrografico è legato alle modalità di differenziazione del magma durante il suo raffreddamento nella camera magmatica.

I casi (a) e (c) indicano processi di differenziazione gravitativa a valori diversi della $p_{\rm H2O}$. Un valore alto della $p_{\rm H2O}$ favorisce la formazione dell'orneblenda, la cui sottrazione dal fuso magmatico di composizione hawaiitica porta ad un fuso avente la composizione di una latitandesite.

Il caso (b) si realizza quando il processo di differenziazione gravitativa è accompagnato da trasporto gassoso con conseguente aumento di elementi pneumatofili (Na,Ti,Fe) nella parte superiore del magma.

Il processo di differenziazione gravitativo favorirà la formazione di un magma la cui composizione sarà compresa fra le hawaiiti chiare ricche di olivina e le tefriti fonolitiche; il processo di differenziazione pneumatolitica favorirà la formazione di lave scure aventi la composizione delle tefriti nefeliniche, (RITTMANN [1960, 1961]).

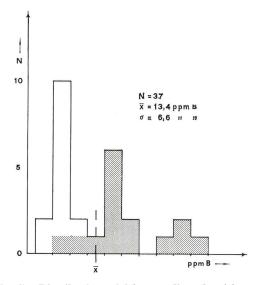


Fig. 4) - Distribuzione del boro nelle vulcaniti etnee.

Le lave studiate in questa nota appartengono ad apparati vulcanici diversi per posizione geografica e per età, hanno una composizione chimica talora diversa, appartengono cioè a sequenze di differenziazione diverse.

Nei casi in cui è possibile seguire l'evoluzione magmatica dallo studio chimico e petrografico dei prodotti emessi, si osservano esempi di differenziazione gravitativa (eruzione del 1669), oppure esempi di differenziazione pneumatolitica (eruzioni del 1910, 1928, 1950-51).

Lo studio chimico dei prodotti lavici emessi dall'inizio alla fine

dell'attività effusiva del 1971, ha messo in evidenza il passaggio da una tefrite fonolitica ad una mugearite; sequenza caratteristica dei processi di differenziazione gravitativa e pneumatolitica, (RITTMANN et Al. [1971]).

La distribuzione dei tenori di boro nelle lave preistoriche e storiche analizzate, appare dunque indipendente dal processo di differenziazione relativo.

E' allora difficilmente spiegabile su basi chimiche e mineralogiche la forte differenza fra i tenori di boro nelle due «famiglie» di campioni, mentre sono da considerare eventuali processi di contaminazione del magma da parte di prodotti ad alto conteuto di boro prima e/o durante la sua emissione.

Esistono varie possibili sorgenti di boro, per esempio la formazione delle argille azzurre del Siciliano, che costituiscono in prevalenza il basamento sedimentario dell'Etna, (Francaviglia [1959]; Ogniben [1966]).

Questa o altre formazioni sedimentarie marine affiorano tutto intorno al margine esterno dell'area vulcanica etnea come pure fra le colate laviche. I sedimenti inoltre, coperti da spessori modesti di materiale eruttivo, vengono talvolta messi in evidenza a seguito di lavori di scavo per pozzi e gallerie.

La quota di questi terreni oscilla dai 1.150 m di Maletto-Bronte alla quota inferiore al livello del mare presso Acicastello; l'altezza reale del cono etneo risulta pertanto di 2.000 m circa, (OGNIBEN [1966]).

Se osserviamo nella fig. 5 le zone di prelevamento delle lave «antiche» analizzate, si vede che la maggior parte di esse è situata ai bordi della zona vulcanica e vicino alle formazioni sedimentarie.

Le rocce argillose di origine marina hanno generalmente un tenore di boro molto superiore a quello delle rocce ignee, dell'ordine cioè di 100 ppm B (HARDER [1959]): tenori medi dell'ordine delle 1.000 ppm B furono trovati da PIERUCCINI [1952] in campioni appartenenti al miocene medio, al miocene superiore ed al pliocene, provenienti dai pozzi dei campi petroliferi di Podenzano e di S. Giorgio (Piacenza).

L'arricchimento del boro osservato nelle lave etnee può essere spiegato, in via del tutto ipotetica, come conseguente a processi che hanno determinato il suo allontanamento dalle rocce sedimentarie del substrato etneo.

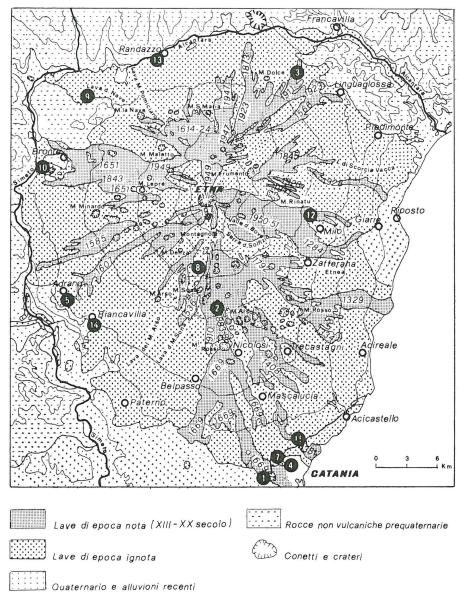


Fig. 5) - Colate laviche di varie epoche e localizzazione delle vulcaniti esaminate.

Come si è detto, questi processi possono essersi realizzati prima e/o durante le eruzioni laviche.

Gli studi sul meccanismo delle eruzioni etnee (RITTMANN [1960,

1963, 1965]; Carapezza [1962]), insieme alle osservazioni geofisiche, tenuto conto delle caratteristiche tettoniche dell'area etnea, permettono di ipotizzare un sistema di «blocchi» separati da fratture nella crosta, situato a profondità comprese fra 9 e 24 Km; attraverso tali fratture il magma giungerebbe alla superficie direttamente dal mantello, cioè da 32-36 Km di profondità.

Machado [1965] aveva osservato una zona di attenuazione delle onde sismiche a circa 5 Km di profondità, attenuazione attribuita alla presenza di magma lungo una frattura ENE.

Iмвò [1925] e RITTMANN [1963] avevano notato in alcune vecchie eruzioni un allineamento preferenziale dei crateri lungo questa direzione.

Lo studio delle lave etnee non ha mai rilevato assimilazione di sedimenti, nè la minore basicità di prodotti più antichi (RITTMANN et Al. [1971]) è stata posta in relazione con processi di questo tipo.

Non è però da escludere che una sosta molto lunga del magma in un bacino magmatico, situato nella crosta sedimentaria, possa provocare importanti mobilizzazioni di elementi volatili come il boro.

L'anomalia termica prodotta dal magma favorirà i processi convettivi e quindi la circolazione delle fasi fluide, acqua ad esempio, e di altri componenti volatili sciolti in essa.

Una parte del boro contenuto nel sedimento verrà mobilizzato ed allontanato da questo e, trasportato dalla fase fluida probabilmente come acido borico, prenderà parte ai complessi equilibri chimici delle fasi magmatiche presenti.

Questo potrebbe essere stato il meccanismo di arricchimento di boro nelle lave storiche e preistoriche studiate.

Resta poco chiaro però perchè le lave dell'eruzione del 1971 abbiano tenori di boro bassi, cioè normali per rocce di tipo basaltico.

Viene formulata pertanto una seconda ipotesi, ossia l'arricchimento di boro durante l'attività effusiva, realizzatosi quando la lava fusa veniva a trovarsi a diretto contatto con le argille del suolo.

Tale riscaldamento è sufficente ad estrarre la quantità di boro richiesta, che è di 10 ppm B circa.

Per questa quantità sono sufficienti una dozzina di centimetri di suolo argilloso con almeno 100 ppm B, nel caso di una colata avente un metro di spessore.

Ebbene, per riscaldare i primi 10 cm di suolo al di sopra di 100°C basta l'ordine di un giorno, e da un mese a qualche mese per l'ordine del metro di suolo.

Un fronte lavico di 100 m arriva a 10 Km in dieci giorni, una frazione resta a formare la base e i bordi, mentre la lava che forma effettivamente la parte terminale della colata avrà percorso i 10 Km in 2-3, massimo 5 giorni, ricevendo le esalazioni del suolo progressivamente riscaldato. Questa lava dovrebbe contenere più boro di tutte le altre parti della colata.

In realtà, questa è anche la parte più accessibile e riconoscibile di una vecchia colata.

Se si escludono le lave del 1950, del 1910 e del 1886, che si sono distribuite sopra una spessa coltre lavica di colate precedenti; la lava del 1843, che ha fluito essenzialmente sulla lava del 1832, (DI FRANCO [1930]) e solo la parte terminale poggia su terreni sedimentari del Miocene Superiore; ed infine la lava del 1911, distribuita anch'essa sia su colate precedenti che su sedimenti di età eocenica, tutte le altre lave preistoriche e storiche ad alto tenore di boro sono fluite su rocce sedimentarie di origine marina e possono essersi «arricchite» in boro.

Basalti oceanici. I tenori di boro nei basalti oceanici sono riportati nella Tab. IV.

Se si escludono i campioni 33N e 94E con 44 e ppm 54 ppm B rispettivamente, si ottiene un valore medio di 6,7 ppm B.

Questo valore è in accordo con i valori trovati in basalti sia freschi che metamorfosati del M.A.R., che sono sempre compresi nell'intervallo di 2-15 ppm B, (Melson et Al. [1968]; Aumento [1968]; Aumento et Al. [1969]; Thompson et Al. [1970]; Hart et Al. [1974].

L'alto contenuto di boro nei due campioni 33N e 94E è chiaramente riferibile alla loro profonda alterazione, indicata dalle analisi chimiche e dalle osservazioni microscopiche effettuate da F. Innocenti (comunicazione personale).

Quando, come in questo caso, il processo di alterazione si realizza in ambiente marino, le rocce costituenti il fondo oceanico possono arricchirsi di boro, (Thompson et Al. [1970]; Hart et Al. [1974]).

THOMPSON et Al. [1970], analizzando campioni di basalto oceanico freschi ed alterati, trovano tenori di boro crescenti a partire dalle zone più profonde, non alterate, verso le zone più periferiche interessate dai processi di alterazione più o meno intensa.

I tenori di boro di un campione, ad esempio, sono così distribuiti: 15 ppm B nella frazione fresca costituita dall'associazione mineralogica olivina-augite-plagioclasio; 26 ppm B nella frazione debol-

Campioni	Stazione di prelevamento	ppm B	N. det.
33 N (AT)	Frattura Romanche	44	4
55 (AT)	Zona di cresta - basalto afirico	6,1	4
52 B (AT)	Zona di cresta	6,0	4
50 B (AT)	Zona di rift: frattura Vema	5,4	4
54 (AT)	Frattura Vema	8,7	3
86 B (AT)	Frattura Vema: orlo N.	9,6	4
94 E (AT)	Frattura Vema	54	4
89 A (AT)	Frattura Vema	3,8	4
91 E (AT)	Frattura Vema: pillow zona assiale	12	4
88 (AT)	Frattura Vema: pillow zona assiale	3,9	4
56 (AT)	Zona di cresta: orlo di un pillow - basalto	6,9	4
92 C (AT)	porfirico a pasta di fondo molto fresca Frattura Vema: pillow zona assiale	4,8	4

Tab. IV - Contenuto di boro nei basalti "oceanici"

mente alterata, costituita da augite-plagioclasio; 70 ppm B nella frazione più esterna nella quale sono prevalenti plagioclasio e clorite.

Hart et Al. [1974] attribuiscono l'arricchimento di boro al processo di assorbimento del boro presente nell'acqua essenzialmente come ione $B(OH)^{-4}$ da parte dei minerali di tipo argilloso.

Questa ipotesi appare plausibile quando si tenga presente la ben nota tendenza del boro ad arricchirsi nei minerali argillosi.

Conclusioni

Sono state esaminate tre «popolazioni» di vulcaniti che per la loro composizione chimica generale e per i loro caratteri petrografici, possono essere considerate rocce basaltiche o loro differenziati.

Si tratta in ogni caso di campioni derivanti dalla fusione parziale del mantello superiore e pervenuti alla superficie avendo subito fenomeni di differenziazione complessi, come nell'Afar Settentrionale e all'Etna, oppure emessi direttamente sul fondo oceanico, come nei basalti del M.A.R.

I fatti salienti osservati nella distribuzione del boro nei campioni analizzati sono essenzialmente tre: (1) una distribuzione uniforme nelle lave etnee del 1971, benchè queste lave siano state emesse da apparati eruttivi diversi, e benchè la loro composizione chimica e petrografica dimostri una sensibile evoluzione durante il periodo eruttivo, (RITTMANN et Al. [1972]); (2) una buona corrispondenza fra il tenore medio di boro delle vulcaniti etnee dell'eruzione del 1971 e quello dei basalti di fondo oceanico non alterati (5,7 ppm B e 6,7 ppm B rispettivamente); (3) l'esistenza di campioni a tenore di boro elevato, 20-50 ppm B, in tutti e tre i gruppi di campioni studiati, che almeno in alcuni casi formano una ben distinta popolazione tale da indicare un processo di arricchimento sporadico, non legato all'evoluzione magmatica, probabilmente da una sorgente esterna.

I punti (1) e (2) indicano che quando non intervengono altri processi oltre l'evoluzione normale per sola differenziazione del magma basaltico originario, il tenore di boro è sempre molto basso ed abbastanza uniforme anche fra prodotti di origine lontana, d'accordo con la sostanziale uniformità dei «magmi basaltici».

Per quanto riguarda il punto (3) possono essere presi in considerazione due fattori di arricchimento: l'alterazione chimica delle lave, e la «contaminazione» del magma con materiali ricchi di boro.

L'alterazione può provocare un arricchimento di boro; poichè i minerali argillosi ed in genere i fillosilicati che si formano durante i processi di alterazione chimica possono assorbire quantità di boro superiori alle 100 ppm B, fino a 2.000 ppm ed oltre, come nella sericite e nella illite, (HARDER [1959]).

Questo può essere il processo che ha determinato l'alto contenuto di boro nei due basalti oceanici 33N e 94E.

Anche la mobilizzazione termica del boro da prodotti che ne contengono quantità relativamente alte, nel nostro caso le rocce sedimentarie evaporitiche (Afar Settentrionale) o le rocce argillose (Etna), può essere la causa dell'arricchimento di boro osservato.

Nel caso delle lave dell'Afar Settentrionale si può ipotizzare che l'acido borico liberato al contatto con le evaporiti durante l'attività magmatica, sia rimasto «intrappolato» nel fuso magmatico sciogliendosi nel vetro come B_2O_3 .

I processi che hanno determinato l'alto tenore di boro nelle lave etnee sono meno chiari.

In effetti, il basamento su cui si sono distribuite le effusioni laviche è costituito da rocce sedimentarie di origine marina, presumibilmente ricche di boro. L'arricchimento di boro nel magma può tuttavia essersi realizzato in momenti diversi dell'evoluzione magmatica.

I tenori dell'ordine di 20-30 ppm B osservati nelle lave che costituiscono la parte terminale delle colate, possono essere il risultato della dissoluzione nel vetro magmatico di molecole H₃BO₃, liberatesi durante il riscaldamento delle argille a contatto della lava fusa che vi fluiva sopra.

In questo caso, la variazione del tenore di boro sarebbe avvenuta durante lo stadio effusivo.

Ci sono tuttavia alcune lave, ad alto tenore di boro, che sono fluite su lave più antiche, e per le quali la causa dell'arricchimento deve essere stata diversa.

Bisogna cioè ipotizzare che queste contenessero gli alti tenori di boro osservati al momento della loro effusione.

In questo caso, l'arricchimento potrebbe essersi realizzato, per esempio, durante una sosta della lava nelle formazioni sedimentarie al momento della sua risalita nel condotto magmatico.

Il processo è del tutto plausibile e sarebbe dello stesso tipo di quello proposto per le lave dell'Afar Settentrionale. Resta poco chiaro però perchè le lave del 1971 abbiano tenori di boro di circa 6 ppm B, cioè dell'ordine di grandezza delle rocce basaltiche fresche, il che indicherebbe che queste lave, fra tante, non erano interessate da processi di «contaminazione».

Siccome neppure la differenziazione sembra essere un fattore determinante, le lave del 1971 e ad esempio, quelle del 1910 e del 1950, ad alto contenuto di boro, sono molto simili da questo punto di vista, RITTMANN et Al. [1972]), si è costretti a pensare ad una sorgente esterna per queste due lave. Non è impossibile che la storia della risalita sia diversa nei due casi, basti pensare alla ininterrotta e lunga attività che ha preceduto le effusioni del 1971.

BIBLIOGRAFIA

Anastasenko G. F. (1973): Boron distribution in the trap formation in the NW of the Siberian platform. *Geoch. Int.*, 10, 5, 1117-1124.

AUMENTO F. (1968): The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. II. Basalts from area Confederation Peak. *Canad J. Earth Sci.*, 5, 1.

AUMENTO F., LONCAREVIC B. D. (1969): The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. III. Bald Mountain. Canad. J. Earth Sci., 6, 11.

Barberi F., Varet J. (1970): The Erta 'Ale volcanic range (Danakil Depression, Northern Afar, Ethiopia). *Bull. Volc.*, XXXIV, **4**, 848-917.

BARBERI F., BORSI S., FERRARA G., MARINELLI G., VARET J. (1970): Relations between te-

- ctonics and magmatology in the northern Danakil Depression (Ethiopia). *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 267, 293-311.
- Barberi F., Bizouard H., Varet J. (1971): Nature of the clinopyroxene and iron enrichement in alkalic and transitional basaltic magmas. *Contr. Min. Petrol.*, **33**, 93-107).
- Barberi F., Borsi S., Ferrara G., Marinelli G., Santacroce R., Tazieff H., Varet J. (1972): Evolution of the Danakil Depression (Afar, Ethiopia) in light of radiometric age determinations. *J. Geol.*, **80**, 720-729.
- Barberi F. Gasparini P., Innocenti F., Villari L. (1973): Volcanism of the Southern Tyrrhenian Sea and its geodinamics implications. *J. Geophys. Res.* 78, 23, 5221-5232.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRARA G., KELLER J., VILLARI L. (1974): Evolution of eolian arc volcanism (Southern Tyrrenian Sea). *Earth Plan. Sci. Lett.*, 21, 269-276.
- Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. (1971): I. Ultramafic rocks. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 268, 385-402.
- CARAPEZZA M. (1962): Caratteri petrochimici e litologici delle lave dell'Etna. *Acta Geol. Alpina*, **8**, 181-248.
- Cristofolini R. (1972): Le lave a tendenza toleiitica dell'Etna. Period. Min., 41, 167-200.
- Cristofolini R. (1973): Recent trends in the study of Etna. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 274, 17-35.
- DI FRANCO S. (1930): Ricerche petrografiche sulle lave dell'Etna. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., Catania, 5, 17.
- DI FRANCO S. (1932): La lava del suolo di Catania a proposito della colata lavica della « salita Cappuccini ». Estratto da "Catania", Rivista del Comune.
- EITEL W. (1965): Silicate Science, II, Academic Press, N.Y., London.
- FISHER R. L. (1969): Lherzolite, anorthosite, gabbro, and basalt dredged from the Mid-Indian Ocean Ridge. *Science*, **166**, 1136-1141.
- FLANAGAN F. J. (1969): U.S. Geological Survey standards II. First compilation of data for the new U.S.G.S. rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 81-120.
- Flanagan F. J. (1973): 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1189-1200.
- Francaviglia A. (1959): L'imbasamento sedimentario dell'Etna ed il golfo preetneo. Boll. Serv. Geol. It., 81, (4-5), 593-684.
- GOLDSCHMIDT V. M., Peters Cl. (1932): Zur Geochemie des Bors, II. Nachr. Gesell Wiss., Göttingen, Math. Phys. Kl., 528-545.
- Harder H. (1959): Beitrag zur Geochemie des Bors, I: Bor in Mineralen und magmatischen Gesteinen. Nach. Gesell. Wiss. Göttingen, II. Math. Phys. Kl., 67-122.
- HARDER H. (1970): Boron content of sediments as tool in facies analysis. Sediment. Geol., 4, 153-175.
- HART S. R. (1970): Chemical exchange between sea water and deep-ocean basalts. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, **9**, 269.
- HART S. R., ERLANK A. J., KABLE E. J. D. (1974): Sea floor Basalt Alteration: some chemical and Sr isotopic effects. *Contr. Miner. Petrol.* 44, 219-230.

- IMBO' G. (1925): Sistemi eruttivi etnei. Boll. Volc., 1, 353.
- Lo Giudice A. (1973): Variazioni e discriminazioni petrochimiche entro e fra le lave dell'Etna. Min. et Petrogr. Acta, 19, 3-42.
- Machado F. (1965): The Messina earthquake of 1908 and magma chamber of Etna. Bull. Volc., 28, 375-380.
- MARTINI M. (1969): Studio di prodotti fumarolici di alcuni vulcani della Catena dell'Erta' Ale (Etiopia). Rend. Soc. It. Min. Petrol., 25, 3-16.
- Melson W. G., Thompson G., Van Andel Tj. H. (1968): Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N. latitude. *J. Geophys. Res.*, 73, 5925.
- Ogniben L. (1966): Lineamenti idrogeologici dell'Etna. Riv. Miner. Sic. 100-102 1-24.
- PIERUCCINI R. (1943): Determinazione spettrografica del berillio in alcune rocce sedimentarie dell'Appennino tosco-emiliano. Spectr. Acta, 2, 269-290.
- PIERUCCINI R. (1952): La diffusione del boro in alcune argille dei campi petroliferi di Podenzano e di S. Giorgio (Piacenza). Metodo di dosatura spettrografica e considerazioni geochimiche. *Period. Min.* 19, 209-235.
- RITTMANN A. (1960): Vulkane und ihre Tätigkeit. Ferdinand Enke, 336 pp. Stuttgart.
- RITTMANN A. (1963): Vulkanismus und Tektonik des Aetna. Geol Rund. B. 53, 788-800.
- RITTMANN A. (1965): Notizie sull'Etna. Suppl. al Nuovo Cimento, s. 1, 3, 1117-1123.
- RITTMANN A. (1973): Structure and evolution of Mount Etna. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., A, 274, 5-16.
- Romano R. (1970): Tectonic control on magmatic differentiation: an example. *Bull. Volc.* 34, 823-832.
- SEITZ M. G., HART S. R. (1973): Uranium and boron distributions in some oceanic ultramafic rocks. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **21**, 97-107.
- Sewell J. R. (1963): Si-0 band suppression in the spectrographic analysis of silicate rocks for boron. *Appl. Spectroscopy*, 17, 6, 167.
- Shima M. (1973): Geochemical study of boron isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 911-913.
- SPADEA P. (1972): Alcali basalti fra le lave antiche dell'Etna dell'area di Piedimonte etneo (Etna NE). Rend. Soc. It. Min. Petrol., 28, 1, 297-338.
- Taylor S. R. (1964): Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1273-1285.
- Tazieff H., Marinelli G., Barberi F., Varet J. (1969): Géologie dell'Afar Septentrional. Première expedition du C.N.R.S. France e du C.N.R. Italie (décembre 67 février 68). *Bull. Volc.*, 33, 4, 1039-1072.
- Tazieff H., Varet J., Barberi F., Giglia G. (1972): Tectonic signifiance of the Afar (or Danakil) Depression. *Nature*, **235**, 5334, 144-147.
- Thompson G., Melson W. G. (1970): Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implication for the boron cicle in the oceans. *Earth Plan*. Sci. lett. **8**, 61-65
- Treuil M., Varet J., Billhot M., Barberi F. (1971): Distribution of Nickel, Copper, and Zinc in the volcanic series of Erta' Ale, Ethiopia. Contr. Min. Petrol., 30, 84-94.
- (ms. pres. il 22 aprile 1975; ult. bozze il 19 novembre 1975)