

GIORGIO FERRARA *, PATRIZIA MACERA **

CONTENUTI DI U, Th E K NELLE ROCCE DELLA PROVINCIA MAGMATICA TOSCANA

PARTE SECONDA

RIASSUNTO. — Sono stati determinati col metodo della spettrometria γ i contenuti di U, Th e K nelle rocce magmatiche dell'Isola d'Elba (Toscana). Un'analisi dei risultati ottenuti confrontati con le misure fatte precedentemente su altri episodi magmatici toscani, sembra convalidare quanto già esposto nella Parte I del lavoro e cioè un'origine delle rocce suddette per fusione parziale frazionata di un materiale crustale omogeneo.

RÉSUMÉ. — Nous avons déterminé avec la spectrométrie γ les valeurs de l'uranium, du thorium et du potassium dans la série magmatique de l'île d'Elba (Toscane). Les résultats obtenus comparés avec ceux que nous avons trouvés précédemment dans d'autres manifestations magmatiques de Toscane, semblent confirmer les conclusions que nous avons tirées dans la première partie de cet article c'est à dire que la genèse des magmas acides de Toscane est due à la fusion partielle fractionnée d'un matériel crustal homogène.

ABSTRACT. — U, Th and K contents of several rock samples from the island of Elba have been determined by γ ray spectrometry. These results are discussed together with those previously obtained on other rocks from the tuscan magmatic province. An origin of these anatectic rocks by means of a process of non-equilibrium partial melting of a homogeneous source is inferred.

Introduzione

Sono state determinate, col metodo della spettrometria γ , già descritta nella Parte I, le concentrazioni di U, Th e K in una serie di campioni provenienti dall'isola d'Elba (Toscana). Una revisione completa di questi nuovi dati, insieme a quelli già ottenuti sulle rocce magmatiche toscane, misurati precedentemente, ci ha permesso di intraprendere una discussione più dettagliata dei problemi riguardanti la genesi delle rocce suddette.

Risultati e discussione

I valori di U, Th e K ed i rapporti Th/U e Th/K dei campioni magmatici elbani, sono riportati in Tab. 1. La grande variabilità dei contenuti di U nei

* Laboratorio di Geocronologia e Geochimica Isotopica del C.N.R. - Pisa.

** Istituto di Mineralogia dell'Università - Pisa.

campioni della granodiorite (da 6,2 a 26,5 ppm) si può spiegare con la presenza di più facies all'interno di questa formazione. Possiamo notare infatti che i campioni contenenti meno uranio sono stati prelevati o dalla facies di assimilazione o da quella ricca di inclusi, da facies cioè che essendo state sottoposte a fenomeni di termo-

TABELLA 1

Concentrazioni di U, Th e K nelle rocce magmatiche dell'isola d'Elba

Sigla	Tipo di roccia	Th (ppm)	U (ppm)	K%	Th/K.10 ⁴	Th/U
EU	Eurite	7,9	8,8	3,52	2,24	0,90
n° 2	Eurite	8,4	15,0	3,40	2,48	0,56
n° 20	Eurite	7,8	11,9	3,22	2,42	0,65
n° 31	Granodiorite	25,8	20,1	3,38	7,63	1,28
n° 38	Granodiorite	26,4	17,9	3,42	7,72	1,47
n° 1	Granodiorite	19,2	18,4	3,13	6,13	1,04
n° 7	Granodiorite	24,8	10,6	3,11	7,97	2,33
n° 8	Granodiorite	23,3	13,5	3,41	6,83	1,72
n° 12	Granodiorite	21,5	26,5	3,19	6,73	0,81
n° 13	Granodiorite	21,9	25,0	3,50	6,26	0,87
n° 15	Granodiorite	17,0	17,1	3,24	5,24	0,99
n° 16	Granodiorite	18,7	20,1	3,23	5,78	0,93
n° 17	Granodiorite	20,7	6,8	3,35	6,17	3,02
GEO	Granito orientale	21,7	10,5	3,26	6,66	2,07
En°10	Granito porfirico	24,7	9,3	3,27	7,55	2,66
n° 5bis	Granito porfirico	20,9	16,8	4,63	4,50	1,24
n° 10	Granito porfirico	24,8	6,6	3,17	7,82	3,76
n° 6	Porfido	23,8	6,4	3,07	7,75	3,72
n° 4	Porfido	29,0	14,7	3,48	8,34	1,97
n° 18	Porfido	22,4	19,1	3,50	6,38	1,16
n° 19	Porfido	16,9	15,1	3,43	4,93	1,12
n° 3	Filone di porfido	23,1	14,6	3,42	6,75	1,58
n° 10bis	Filone di porfido	21,6	15,0	2,75	7,84	1,43
n° 11	Filone di porfido	21,1	20,0	3,16	6,68	1,05
n° 14	Filone	20,0	35,3	3,08	6,49	0,56
n° 5	Filone aplitico	3,4	7,0	4,77	0,70	0,48
EN6	Palla nera netta	24,9	18,1	3,40	7,32	1,37
EN6 bis	Palla nera sfumata	25,9	17,3	3,55	7,29	1,49

Le misure riportate nella tabella sono in parte ricavate da Ferrara et al. (1975) e in parte da Valentinetti (1975).

metamorfismo possono aver subito perdite di uranio. Riteniamo pertanto che i valori più indicativi sulle concentrazioni di uranio nella granodiorite elbana siano quelli ottenuti per la granodiorite di facies normale che oscillano fra 17,9 e 26,5 ppm.

Se ai valori della Tab. 1 aggiungiamo i dati delle altre rocce magmatiche toscane, misurate precedentemente (FERRARA et al., 1975), possiamo notare che le variazioni del rapporto Th/U in funzione dei contenuti di U (Fig. 1) rivelano una

certa costanza nella distribuzione di U fra i diversi tipi litologici e variazioni piuttosto marcate dei contenuti di Th soprattutto fra gruppo occidentale e gruppo orientale. È interessante notare che i valori eccezionalmente alti dell'U rispetto alle medie calcolate da vari Autori (ROGERS and ADAMS, 1969) in rocce acide della crosta

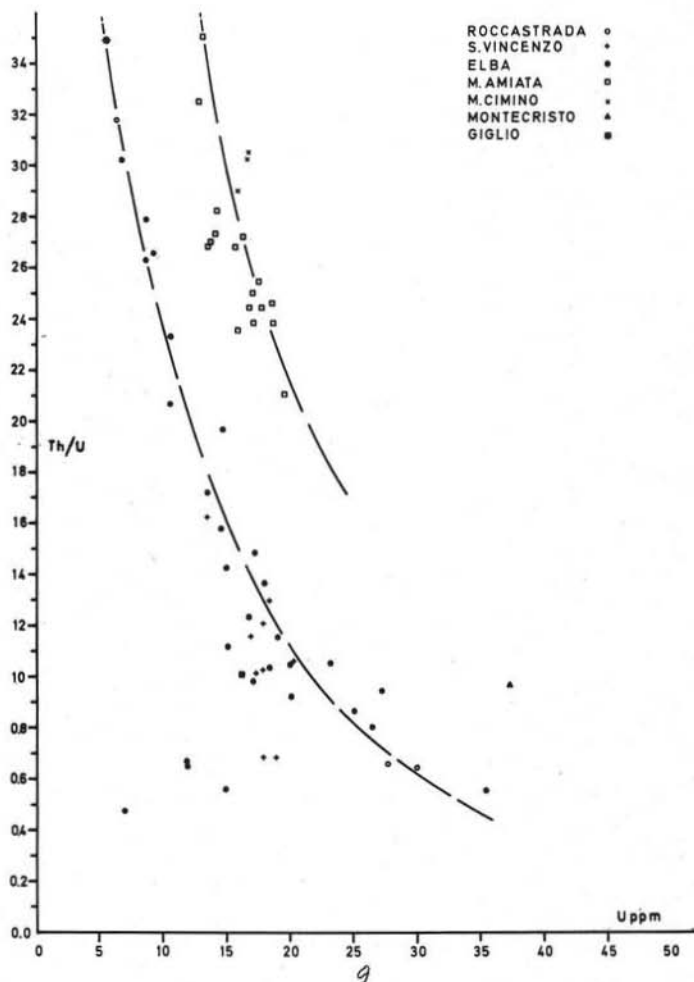


Fig. 1. — Concentrazioni di U in ppm contro i rapporti Th/U nelle rocce magmatiche toscane. Sulla curva n. 1 giacciono le vulcaniti e le plutoniti del gruppo occidentale, sulla curva n. 2 le vulcaniti del gruppo orientale.

superiore, sono anche nettamente più elevati dei contenuti di U determinati in vari tipi di gneiss (HEIER and ADAMS, 1965; LAMBERT and HEIER, 1968; ROGERS and ADAMS, 1969), mentre le concentrazioni di Th (almeno nel gruppo occidentale delle rocce toscane) sono risultate simili ai contenuti medi delle stesse rocce metamorfiche (15-25 ppm) e soltanto nelle vulcaniti del M. Amiata e M. Cimino si discostano

da tale media raggiungendo concentrazioni dell'ordine di 35-50 ppm. Il significato di queste differenze può essere attribuito ad un diverso ambiente di formazione di tali rocce. È stata infatti messa in evidenza da vari Autori (LAMBERT and HEIER, 1968; ADAMS and GASPARINI, 1970) la notevole mobilitazione dell'U rispetto al Th in ambiente ossidante, per il suo passaggio da ione tetravalente a ione esavalente, ed una forte mobilitazione del Th in ambiente saturo di vapor d'acqua (SMITHSON and HEIER, 1971; SMITHSON and DECKER, 1973; SCOTT et al., 1974).

Possiamo allora supporre che durante la formazione delle rocce magmatiche occidentali abbia prevalso un ambiente ossidante che ha determinato l'arricchimento anomalo in U, mentre le rocce del gruppo orientale si sarebbero formate in condizioni di PH_2O più elevate.

Un'analisi della distribuzione di Th e K nei campioni esaminati potrà comunque fornirci importanti informazioni sul modo in cui è avvenuta la fusione parziale.

Se immaginiamo infatti un modello teorico di fusione parziale frazionata, nel quale cioè il liquido che si forma viene continuamente sottratto dalla sorgente senza avere il tempo di rimettersi in equilibrio con essa, il comportamento di un elemento igromagmatofilo come il Th e di un elemento qualunque (non igromagmatofilo) come il K può essere descritto dall'equazione (TREUIL, 1973)

$$\frac{\text{Ch}^+}{\text{C}} = \frac{\text{C}^{\circ}\text{h}^+}{\text{C}^{\circ}} \cdot \frac{\text{D}}{\text{Dh}^+} \cdot (1 - f)^{\frac{1}{\text{Dh}^+} - \frac{1}{\text{D}}} \quad (1)$$

nella quale:

- Ch⁺ rappresenta la concentrazione dell'elemento igromagmatofilo nel liquido;
- C la concentrazione dell'elemento non igromagmatofilo nel liquido;
- C[°]h⁺ la concentrazione dell'elemento igromagmatofilo nella sorgente solida;
- C[°] la concentrazione dell'elemento non igromagmatofilo nella stessa;
- D l'indice di ripartizione solido/liquido dell'elemento qualunque;
- Dh⁺ l'indice di ripartizione solido/liquido dell'elemento igromagmatofilo;
- f il residuo solido dopo la fusione;
- (1-f) il grado di fusione parziale.

Abbiamo preso in considerazione l'equazione che descrive il comportamento di certi elementi durante la fusione frazionata, in quanto sia il comportamento degli elementi da noi analizzati, sia i valori della composizione isotopica dello Sr all'interno delle rocce magmatiche toscane (BARBERI et al., 1971) sembrano accordarsi con un tale processo di formazione.

La variabilità dei rapporti $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entro una provincia magmatica così ristretta come quella toscana, con valori eccezionalmente alti laddove si nota un impoverimento dei contenuti di Sr comune (DUPUY, 1970) può essere spiegata infatti o ammettendo un processo di fusione parziale non all'equilibrio o con l'eterogeneità della sorgente dalla quale hanno origine.

L'equazione (1) si può anche scrivere:

$$\frac{Ch^+}{C} = \frac{C^{\circ}h^+}{C^{\circ}} \cdot \frac{D}{Dh^+} (1 - f) \frac{1}{Dh^+} \quad (2)$$

dal momento che nel nostro caso

$$D = D_K > 1 \quad \text{e} \quad Dh^+ = D_{Th} \ll 1$$

Si osserva allora che

$$\frac{Ch^+}{C} \rightarrow 0 \quad \text{quando} \quad f \rightarrow 1$$

e

$$\frac{Ch^+}{C} \rightarrow \frac{C^{\circ}h^+}{C^{\circ}} \cdot \frac{D}{Dh^+} \quad \text{quando} \quad f \rightarrow 0$$

ovvero, per valori minimi di fusione parziale, il rapporto fra le concentrazioni di un elemento igromagmatofilo e un elemento qualunque si avvicina a zero; viceversa aumentando il grado di fusione lo stesso rapporto aumenta. Una rappresentazione grafica dell'andamento dell'equazione (2) diventa possibile quando si sostituisca il valore

$$\frac{C^{\circ}h^+}{C^{\circ}} \cdot \frac{D}{Dh^+} (1 - f) \frac{1}{Dh^+} \quad \text{con} \quad Ch^+$$

visto che la concentrazione di un elemento igromagmatofilo (con $Dh^+ \ll 1$) in un magma generatosi per fusione frazionata è dato dall'equazione:

$$Ch^+ = C^{\circ}h^+ \cdot \frac{1}{Dh^+} (1 - f) \frac{1}{Dh^+} \quad (3)$$

L'equazione (2) diventa pertanto:

$$\frac{Ch^+}{C} = \frac{D}{C^{\circ}} \cdot Ch^+ \quad (4)$$

che è l'equazione di una retta passante per l'origine, con pendenza costante finchè il coefficiente di ripartizione D rimane costante, finchè cioè non fonde una nuova fase.

Nel diagramma Th/K - Th (Fig. 2) si può osservare un allineamento dei punti rappresentativi le rocce vulcaniche del gruppo occidentale e quelle del gruppo orientale in 2 rette distinte passanti per l'origine (circa) e con pendenza diversa.

TABELLA 2
Concentrazioni in U (ppm) delle rocce, vetri e minerali*

Campione e provenienza	Roccia totale	Vetro	Biotite	K-feldspato	Plagioclasio	Clino-pirosseno	Orto-pirosseno	Olivina	Cordierite
Granodiorite M. Capanne	4,60		0,274	0,0659	0,0754				
Ignimbrite San Vincenzo	7,69	10,1	0,232	0,0650	0,0756				
Ignimbrite Roccastrada	8,22	12,2	0,277	0,0655	0,0787				0,0760
Ignimbrite M. Amiata	7,97	11,6	0,240	0,0590	0,0777				
Ignimbrite M. Cimino	8,01	10,6	0,225	0,0648	0,0741		0,0630		
Basalti alcalini campione 70	1,66	3,04				0,134		0,00817	
Basalti alcalini campione 73	1,50	2,72			0,0246	0,111		0,00661	

* Da DOSTAL e CAPEPDI (1975).

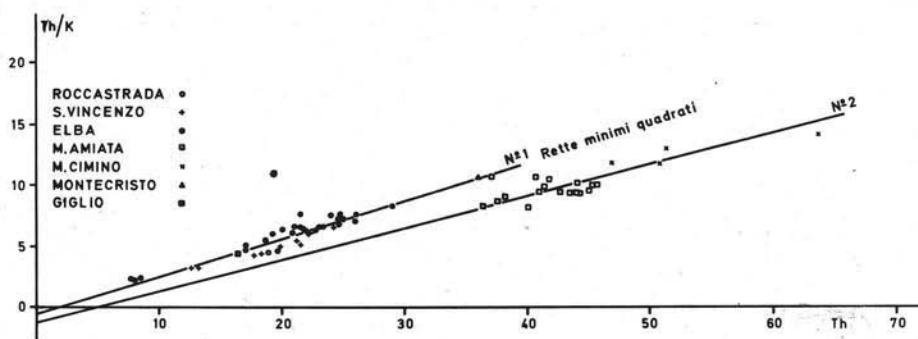


Fig. 2. — Concentrazioni di Th in ppm contro i rapporti $\text{Th}/\text{K} \times 10^{-4}$. Le vulcaniti del gruppo occidentale giacciono lungo la retta n. 1, ad una distanza minore dall'origine dalle vulcaniti del gruppo orientale, che si trovano sulla retta n. 2.

Riteniamo opportuno riportare in questo articolo i dati di DOSTAL e CAPEPDI (1975) misurati col metodo delle tracce di fissione, sui contenuti di U delle rocce toscane, pubblicati nel corso della stesura del presente lavoro. Senza voler criticare tale metodologia, vogliamo però ricordare che essa utilizza campioni di roccia piuttosto piccoli (in sezione sottile) che possono non essere rappresentativi dell'intero campione, mentre la spettrometria γ viene applicata su campioni di roccia di 500-600 gr. e pertanto dà risultati più indicativi. Inoltre i valori ottenuti dai due Autori (riportati nella Tab. 2) sono risultati inferiori anche ai valori riportati da ROGERS e ADAMS (1969) su vulcaniti e plutoniti acide.

Nella retta n. 1 giacciono le rocce del gruppo occidentale, caratterizzato da bassi contenuti di Th e K e da rapporti Th/K tendenti a zero, soprattutto le euriti elbane e le vulcaniti di Roccastrada e S. Vincenzo, che vengono in questo modo a rappresentare i prodotti del minimo grado di fusione parziale frazionata.

Nella retta n. 2, ad una certa distanza dall'origine, cominciano ad allinearsi i punti rappresentativi le vulcaniti del M. Amiata e M. Cimino, con concentrazioni più elevate di K, ma soprattutto di Th e conseguente aumento del rapporto Th/K. La posizione di queste rocce nel diagramma sembra indicare non solo un aumento del grado di fusione rispetto alle rocce disposte sulla retta 1, ma anche l'intervento di una nuova fase contenente K, responsabile della diminuzione della pendenza della retta 2. Possiamo allora accettare per le rocce magmatiche toscane una genesi per gradi diversi di fusione parziale non all'equilibrio, che ben si accorda al modello teorico proposto da TREUIL (1973).

APPENDICE

<u>Sigla</u>	<u>Tipo di roccia</u>	<u>Provenienza</u>
EU	Eurite	Portoferraio
N 2	Eurite	Grande cava di caolino di Marciana
N 20	Eurite	Cava abbandonata di Montebello
N 7	Granodiorite (facies di assimilazione)	Case Piacentini a nord dell'Aquila
N 8	Granodiorite " " "	Parte sud del ponte sull'Uviale dei Patresi
EN 10	Granito porfirico " "	500 m a nord di Colle d'Orano Patresi
N 10	Granito porfirico " "	
N 31	Granodiorite (facies normale)	200 m a nord di Pomonte
N 38	Granodiorite " "	Vallebuia (Seccheto)
N 12	Granodiorite " "	500 m a sud-est di Fetovaia
N 13	Granodiorite " "	Versante est della Cava di Cavoli - Fianco destro della Baia di Cavoli
N 15	Granodiorite (ricca di inclusi)	Cava Bontempelli
N 16	Granodiorite " "	Cava Pozzondoli, sopra S. Piero
N 17	Granodiorite " "	Cava Fosso Bovalico
N 1	Granodiorite " "	5 km da Marciana sulla strada costiera
N 5	Filone aplitico	A nord di Uomo Masso, 150 m prima del bivio per Maciarello
N 3	Filone di porfido a massa scura	Nell'Eurite di Marciana, 50 m prima della grande curva
N 10 bis	Filone di porfido a massa scura	500 m a nord di Colle d'Orano
N 11	Filone di porfido a massa chiara	Primo filone dopo Punta Nera
N 6	Porfido	Strada Marciana-Marina di Campo
N 4	Porfido	Marciana
N 18	Porfido	S. Martino; sulla strada militare che da Colle Reciso scende verso Marina di Campo
N 19	Porfido	Strada da Portoferraio ad Enfola-Fosso Acquaviva
EN 6	Palla nera netta	Case Piacentini a nord dell'Aquila
EN 6 bis	Palla nera sfumata	Case Piacentini a nord dell'Aquila

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS J.A.S., GASPARINI P. (1970) - *Gamma-ray spectrometry of rocks*. Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- BARBERI F., BORSI S., FERRARA G., INNOCENTI F., MARINELLI G., MAZZUOLI R. (1971) - *A magmatic Province of anatectic origin; the tuscan-latial province (Italy)*. XV Congresso U.G.G.I., Mosca, 1971.

- DOSTAL ., CAPEDE . (1975) - *Partition coefficients of uranium for some rock forming minerals*. Chem. Geol., 15, 285-294.
- DUPUY C. (1970) - *Contribution à l'étude du fractionnement des éléments en trace alcalins et alcalino terreux, au cours des processus magmatiques. Application aux roches volcaniques plio-quaternaire de Toscane*. Thèse Fac. Sci., Montpellier.
- FERRARA G., MACERA P., VALENTINETTI R. (1975) - *Contenuti di U e Th nelle rocce della provincia magmatica Toscana*. Rend. Soc. It. Min. e Petr., vol. XXXI.
- HEIER K. S., ADAMS J. A. S. (1965) - *Concentration of radioactive elements in deep crustal material*. Geoch. Cosm. Acta, 29, 53-61.
- LAMBERT I. B., HEIER K. S. (1968) - *Estimates of crustal abundances of Th, U and K*. Chem. Geol., 3, 233-238.
- O'NIONS R. K., PANKHURST R. J. (1971) - *Petrogenetic significance of Isotope and trace element variations in oceanic basalts*. Bull. Geol. Soc. Amer., 82, 493.
- ROGERS J. J. W., ADAMS J. A. S. (1969) - *Uranium*. In « Handbook of Geochemistry », Springer-Verlag, Berlin, II/3, sec. 92.
- SCOTT B., SMITHSON S. B., DECKER R. (1974) - *A continental crustal model and its geothermal implications*. Earth and Planet. Science Lett., 22, 215-225.
- SMITHSON S. B., DECKER R. B. (1973) - *K, U and Th distribution between dry and wet facies of a syenitic intrusion and the role of fluid content*. Earth and Planet. Sci. Lett., 19, 131-134.
- SMITHSON S. B., HEIER K. S. (1971) - *K, U and Th distribution between normal and charnockitic facies of a deep granitic intrusion*. Earth and Planet. Sci. Lett., 12, 325-326.
- TREUIL M. (1973) - *Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmes basaltiques: exemple de l'Afar*. Thèse, Univ. d'Orléans.
- VALENTINETTI R. (1975) - *La spettrometria γ per lo studio del Torio e dell'Uranio nelle rocce*. Tesi di Laurea, Pisa.