

FERRARA G.* , MACERA P.** , VALENTINETTI R.**

CONTENUTI DI U E Th NELLE ROCCE DELLA PROVINCIA MAGMATICA TOSCANA - PARTE I

RIASSUNTO. — Mediante spettrometria γ sono stati misurati i contenuti di U e di Th in più di 50 campioni di rocce della provincia magmatica toscana. Le variazioni di contenuto di questi due elementi (U, da 5 a 37; Th da 13 a 117 ppm), come quelle del valore del rapporto Th/U (da 0,6 a 3,6) vengono esaminate in relazione alla genesi delle rocce costituenti detta provincia magmatica.

SUMMARY. — More than 50 samples from the tuscan magmatic province have been measured for U and Th by γ ray spectrometry. The content of these two elements ranges, for U from 5 to 37 ppm and for Th from 13 to 117 ppm. The value of the Th/U ratio varies from 0,6 to 3,6.

Introduzione

Alla fine del Terziario e durante tutto il Quaternario si è sviluppato in Toscana un tipo di magmatismo acido che ha interessato in un primo momento le isole e la costa occidentale spostandosi nel tempo verso est.

Si tratta di fenomeni intrusivi, vulcanici e subvulcanici che hanno in comune, dal punto di vista chimico e petrografico, un plagioclasio ricco in anortite, un eccesso di allumina rispetto agli alcali ed un arricchimento in potassio verso i termini più basici.

Le manifestazioni intrusive (Elba, Giglio, Montecristo e Gavorrano) sono rappresentate da termini granodioritici nei quali i minerali più abbondanti sono i plagioclasti seguiti da quarzo e ortose e in quantità minore da biotite. Apatite, zircone, magnetite e titanite rappresentano gli accessori comuni (Marinelli G., 1959; Marinelli G., 1961; Cocco G., 1959; Mittempergher M., 1954).

Le vulcaniti, a parte qualche episodio isolato di lava basica (Radicofani e collata finale del M. Amiata), presentano una composizione acida che si sposta dal campo delle rioliti a quello delle quarzolatiti. Nelle rioliti di Roccastrada la successione dei minerali secondo l'ordine di abbondanza decrescente è data da: sanidino, quarzo, plagioclasio e cordierite; dei femici è presente solo la biotite (Mazzuoli R.

(*) CNR, Laboratorio per Ricerche Radiometriche applicate alla Geocronologia e alla Paleoeologia, Pisa.

(**) Università di Pisa, Istituto di Mineralogia, Pisa.

e Pratesi M., 1963; Mazzuoli R., 1967). Nelle quarzolititi di S. Vincenzo e del M. Amiata plagioclasio e sanidino sono i minerali più diffusi mentre il quarzo è appena rappresentato; abbondantemente diffusi sono i pirosseni, soprattutto quello rombico iperstenico, mentre la biotite è molto scarsa (Barberi et al., 1967 b). Gli accessori comuni al complesso delle vulcaniti sono apatite e zirconio.

Nonostante sia ormai universalmente accettata l'origine anatettica della provincia magmatica toscana proposta da G. Marinelli (1967) e successivamente da Barberi et al. (1967) e Dupuy e Allègre (1972), rimangono aperti alcuni problemi genetici relativi alla formazione di queste rocce che presentano caratteristiche chimico-petrografiche e di età così diverse.

In base a queste differenze Barberi et al. (1971) hanno proposto una suddivisione delle rocce magmatiche toscane in due gruppi principali, distinguibili soprattutto per l'età e la composizione isotopica iniziale dello stronzio, che varia all'interno di ogni gruppo aumentando verso i termini più acidi.

Un gruppo occidentale è rappresentato dai complessi delle isole Elba, Giglio, Montecristo e dalle vulcaniti di S. Vincenzo, con età compresa tra 7 e 5 m.a., un gruppo orientale rappresentato dalle vulcaniti di Roccastrada, M. Amiata e Radicofani con età compresa fra 3,5 e 0,4 m.a..

Gli stessi autori attribuiscono la causa delle differenze notate, alla zona di provenienza dei vari complessi all'interno della crosta continentale e propongono due modelli di formazione, consistenti l'uno in una fusione parziale del materiale crustale eterogeneo alla stessa profondità, l'altro nella fusione parziale di materiale a composizione omogenea ed a diversa profondità e quindi diverse condizioni di temperatura e pressione.

Per tentare una chiarificazione del problema si sono studiate le distribuzioni ed i contenuti dell'U e del Th in una cinquantina di campioni di varia provenienza. L'utilizzazione di questi due elementi è dovuta al fatto che uranio e torio tendono a concentrarsi in maniera diversa in rocce a diversa composizione rivelando concentrazioni più elevate nei tipi più acidi (Adams J.A.S. et al., 1950). È inoltre da rilevare, al di sopra del problema in esame, l'interesse che presentano questi due elementi in relazione al problema della generazione del calore terrestre. È infatti noto (Birch, 1954) come l'uranio e il torio contribuiscano alla produzione di calore generando, con l'emissione di particelle il 90 % del calore totale.

In genere il rapporto Th/U rimane abbastanza costante nella differenziazione magmatica, aggirandosi attorno a valori compresi fra 3,5 e 4 (Civetta L. e Gasparini P., 1969). Valori anomali di tale rapporto sono stati osservati in diversi tipi di rocce e si possono spiegare in vari modi (Tatsumoto M. et al., 1965; Somayajulu B.L.K. et al., 1966; Heier K.S. and Rogers J.J.W., 1963; Morgan J.W. and Lowering J.F., 1963; Wakita H. et al., 1967; Adams J.A.S., 1964).

1. Mobilitazione dell'uranio in ambiente ossidante (Lambert I.B. and Heier K.S., 1968; Adams J.A.S. and Gasparini P., 1970);
2. Mobilitazione differenziale dell'uranio e del torio in condizioni di forte pres-

sione d'acqua (Smithson and Heier, 1971; Smithson and Decker, 1973; Scott et al., 1974);

3. Concentrazione dell'uranio (come di altri elementi incompatibili) durante i processi di fusione parziale (Gast P.W., 1968).

Se consideriamo i due modelli genetici proposti per le rocce della provincia magmatica toscana possiamo supporre che la fusione più o meno parziale di materiale omogeneo possa fornire liquidi con contenuti di uranio più ricchi in caso di fusione parziale poco spinta (e quindi relativa concentrazione di torio nella fase solida a causa della sua presenza nei minerali refrattari). Fusioni sempre più spinte avranno l'effetto di mobilitare anche il torio formando liquidi con rapporto Th/U sempre più alto. Tutto questo può essere possibile nel caso che il liquido non abbia tempo sufficiente di equilibrarsi con il solido.

Metodi analitici

I tenori in uranio, torio e potassio dei diversi campioni di roccia sono stati determinati per spettrometria gamma. Si tratta, come noto, di un metodo quantitativo di analisi fondato sul rilevamento e misura della radiazione gamma emessa dagli atomi radioattivi contenuti nel campione (Siegbahn, 1966; Hurley P.M., 1956; Strominger D. et al., 1958; Crouthamel C.E., 1960).

La spettrometria gamma permette così, senza separazione chimica, di caratterizzare ciascun nuclide per mezzo di uno o più picchi fotoelettrici ripartiti nello spettro gamma ottenuto nel corso della misura. Valutando l'area di questi picchi si conosce il numero di fotoni gamma emessi durante la durata della misura del nuclide corrispondente e si determina così la quantità di questo isotopo esistente nel campione.

L'installazione di spettrometria gamma comprende:

a) cristallo scintillatore di NaI (Tl) da 127×127 mm, accoppiato ad un fotomoltiplicatore della Quartz e Silice con potere risolutivo sul picco di 662 keV del Cs 137 del 7,8 % e con rapporto picco/valle di 6,7 sul picco del Co 60;

b) schermo di piombo di 15 cm di spessore, rivestito internamente da due lamine da 1 mm di ferro e di rame per ridurre l'incidenza sul cristallo scintillatore delle radiazioni X di 72 keV del Pb e dei fotoni di backscattering diffusi di 180° dallo schermo;

c) analizzatore Laben a 400 canali con memoria a nucleo magnetico;

d) stampatrice Facit-Laben.

Nella Fig. 1 è riportato lo schema a blocchi del complesso adoperato. Questo complesso presenta il vantaggio di una buona efficienza, dovuta sia alle grandi dimensioni del cristallo scintillatore, sia al minimo tempo morto dell'analizzatore (dell'ordine dei μ sec.).

presenta la serie di decadimento dell'uranio con tutti i componenti che hanno ormai da tempo raggiunto l'equilibrio.

Le due soluzioni di torio ed uranio sono state mescolate ed omogeneizzate a quantità di roccia inerte dal punto di vista radioattivo; a questo scopo abbiamo scelto una roccia serpentinoso prelevata a Gabbro, Livorno.

TABELLA 2

Riproducibilità delle misure

STANDARD di U			STANDARD di Th		
	Picco di 1,76 MeV del ²²⁶ Ra (p/sec.)	Picco di 2,61 MeV del ²⁰⁸ Tl (p/sec.)		Picco di 1,76 MeV del ²²⁶ Ra (p/sec.)	Picco di 2,61 MeV del ²⁰⁸ Tl (p/sec.)
7/II	5,3277	0,2025	1/II	2,7453	7,0439
8/II	5,1221	0,2200	7/II	2,7137	7,0491
20/III	5,3579	0,1840	19/III	2,7532	7,0910
21/III	5,3579	0,1765	20/III	2,7224	7,0785
26/III	5,3305	0,1755	25/III	2,7605	7,0506
27/III	5,2761	0,1776	26/III	2,7658	7,0976
8/IV	5,3798	0,1897	10/IV	2,7766	7,0360
9/IV	5,2429	0,1831	11/IV	2,7798	7,0331
14/VI	5,2091	0,1777	13/VI	2,7213	7,0488
15/VI	5,2066	0,1811	14/VI	2,7496	7,0367
Media	5,2705	0,1867	Media	2,7488	7,0555

TABELLA 3

Riproducibilità delle misure

CAMPIONE ELBA STE 74 BIOTITE DEL N.º 38					
<i>Tb</i> (ppm)	<i>U</i> (ppm)	<i>K</i> ‰	<i>Tb/K</i> 10 ⁴	<i>Tb/U</i>	
34,9	18,7	7,12	4,90	1,86	
34,5	19,1	6,88	5,01	1,80	
34,6	18,9	6,94	4,98	1,83	
34,6	18,9	6,85	5,05	1,83	
34,4	19,0	6,94	4,95	1,81	
35,0	18,7	7,04	4,97	1,87	
Media	34,6	18,9	7,00	4,94	1,83

I dati sulla riproducibilità delle misure riportati nelle Tabelle 2 e 3, possono dare un'idea del valore dell'errore compiuto nel calcolo dei tenori di K, U e Th dei campioni.

Risultati e discussione

I risultati ottenuti sono riportati nella Tab. 4 e nelle Figg. 2, 3, 4. Innanzi tutto è da notare il valore generalmente elevato dei contenuti sia d'uranio che di

torio (si veda per confronto il valore dei campioni del granito di Cima d'Asta e dell'Adamello in Fig. 2).

Contenuti altrettanto elevati di uranio e di torio sono solo presenti nelle rocce della provincia potassica laziale (Vollmer R., 1974). Detti contenuti sono in media 3-4 volte più alti delle medie riportate in letteratura per la crosta continentale (Heier K.S. and Rogers J.J.W., 1963; Vinogradov A.P., 1962; Taylor S.R., 1964; Shaw D.M., 1968; Lambert I.B. and Heier K.S., 1968; Zartmann R.E. and Wasserburg G.J., 1969).

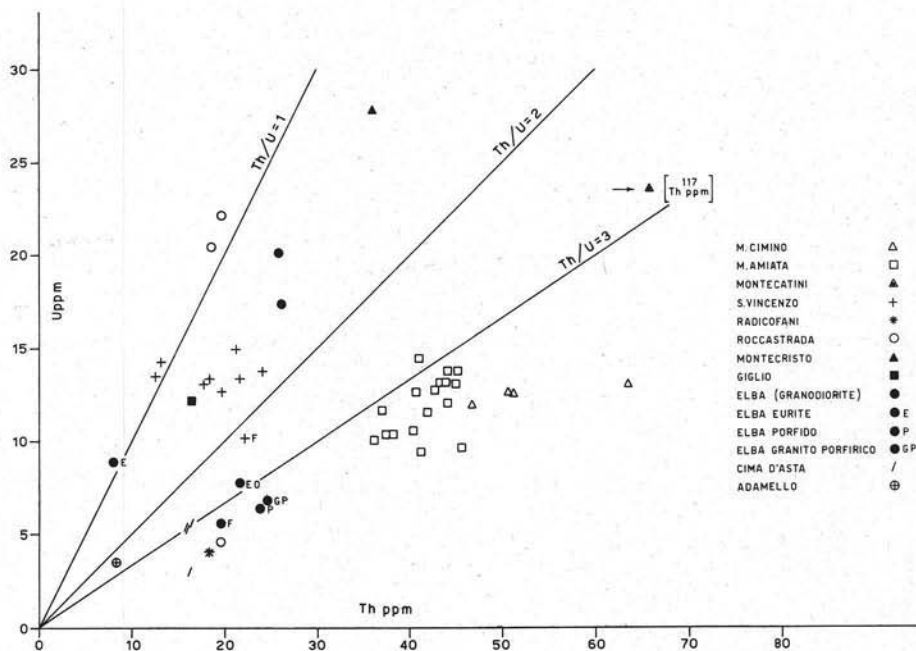


Fig. 2. — Diagramma U/Th relativo ai campioni delle rocce toscane; sono riportati per confronto alcuni dati ottenuti su rocce dei complessi intrusivi dell'Adamello e di Cima d'Asta.

La seconda e più importante osservazione riguarda i valori dei rapporti Th/U nelle varie rocce. Le isole (anche se scarsamente rappresentate come numero di campioni) e le vulcaniti di Roccastrada e S. Vincenzo hanno rapporti Th/U molto bassi (fra 0,88-1,74), nettamente distinti da quelli del M. Amiata e M. Cimino (fra 3,16-4,70), più vicini al valore medio « normale ».

Sembra quindi possibile poter distinguere con questo parametro due gruppi di rocce. Fanno eccezione alcuni campioni, per alcuni dei quali possono essere trovate soddisfacenti giustificazioni. I due campioni siglati con F che appaiono vistosamente fumarolizzati; i campioni di porfido e porfido granitico che rappresentano manifestazioni tardive di piccola entità.

Più difficile è l'interpretazione del campione dell'Elba Orientale (EO) con un contenuto di uranio decisamente più basso e conseguente rapporto Th/U più alto; e dell'unico campione di granito di Roccastrada la cui genesi non è stata ancora ben chiarita (Borsi S. et al., 1965) e per il quale non si hanno neppure dati relativi alla composizione isotopica dello stronzio. In questo caso si deve notare che il campione si presenta abbastanza fresco avendo subito solamente azioni dinamiche che non sembrano aver disturbato neppure i contenuti di ^{40}Ar radiogenico (Borsi S. et al., 1965).

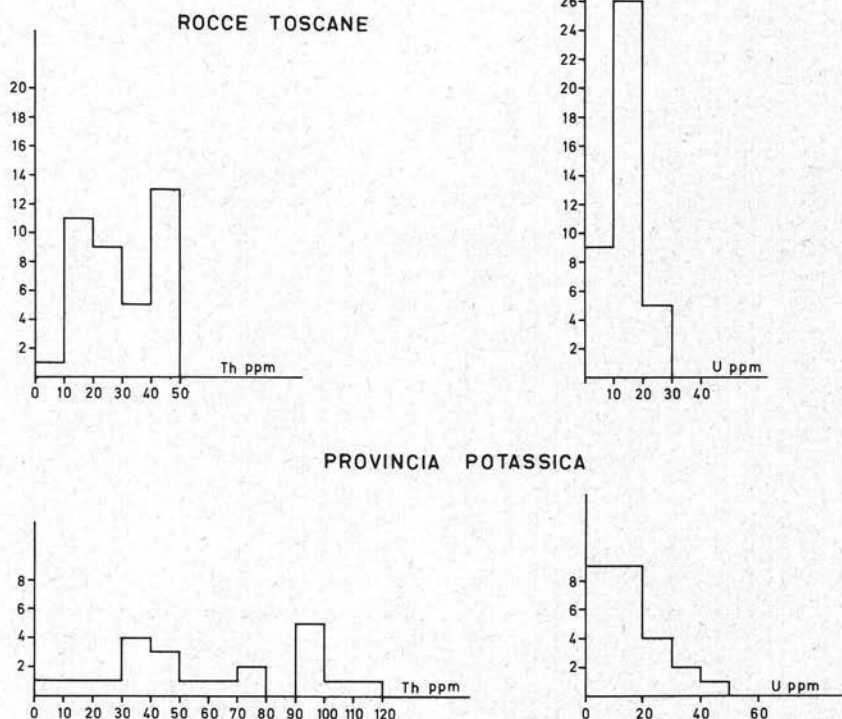


Fig. 3. — Istogrammi dei contenuti di U e Th nelle rocce toscane e in quelle della provincia potassica laziale.

Dai dati già pubblicati (Ferrara G., 1969) e da altri risultati di misure del Laboratorio per Ricerche Radiometriche del CNR di Pisa possiamo constatare come ai due gruppi di rocce così considerati corrispondano anche composizioni isotopiche dello stronzio diverse e cioè generalmente più alte per le rocce con rapporto Th/U basso e più basse per quelle con rapporto Th/U alto.

Questi due fatti sono perfettamente concordanti con un fenomeno di fusione parziale più o meno spinta, in quanto in caso di fusione di una piccola percentuale le fasi interessate sono quelle con più alto contenuto di stronzio radiogenico e quindi daranno un liquido a composizione isotopica più alta e come abbiamo visto prima

con una minore quantità di Th e quindi rapporto Th/U minore.

Questa conclusione è un acorordo con quanto constatato da Barberi F. et al. (1971) per quanto riguarda le correlazioni fra i due gruppi prima citati, gruppo occidentale e gruppo orientale.

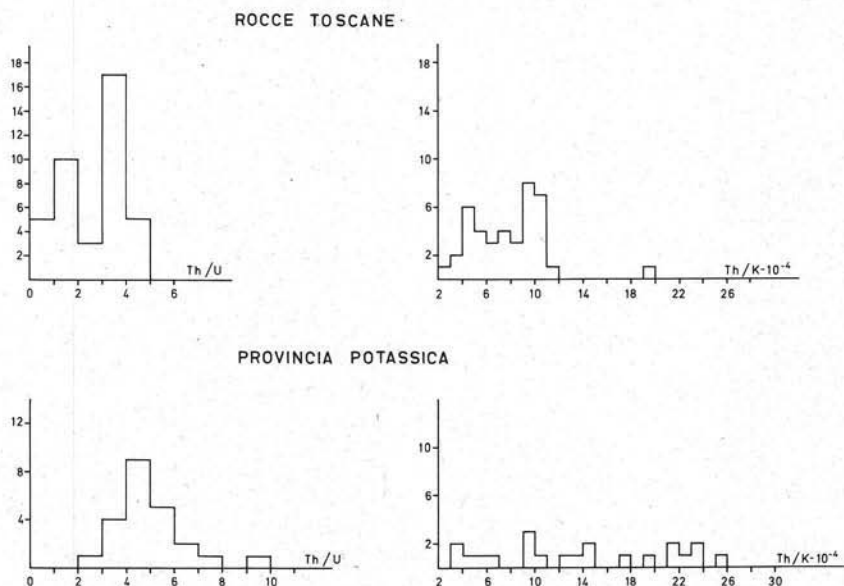


Fig. 4.

Infatti i termini più acidi di ciascun gruppo presentano rapporti Th/U più bassi. Il modello di fusione parziale sembra quindi essere convalidato da questi primi dati che malgrado la loro incompletezza (necessita una più ampia campionatura dell'Isola d'Elba) collimano con le ipotesi genetiche sinora proposte.

TABELLA 4

*Contenuti di Th, U, K e rapporti Th/K.10⁻⁴ e Th/U
relativi ai campioni esaminati*

campione	provenienza	tipo di roccia	Th (ppm)	U (ppm)	K%	Th/K.10 ⁴	Th/U
SV 1V	S. Vincenzo	Quarzolatite	13,2	14,3	3,87	3,41	0,92
SV 2V	S. Vincenzo	Quarzolatite	21,7	13,4	4,18	5,19	1,61
SV 3V	S. Vincenzo	Quarzolatite	18,4	13,4	4,12	4,46	1,37
SV 74/1	S. Vincenzo	Quarzolatite	21,3	15,0	3,81	5,59	1,42
SV 74/2	S. Vincenzo	Quarzolatite	24,1	13,8	3,57	6,75	1,74
SV 74/3	S. Vincenzo	Quarzolatite	12,6	13,5	3,63	3,47	0,93
SV 74/4	S. Vincenzo	Quarzolatite	22,3	10,2	3,71	6,01	2,18
SV 74/5	S. Vincenzo	Quarzolatite	17,8	13,1	3,90	4,56	1,35
SV 74/6	S. Vincenzo	Quarzolatite	19,7	12,7	3,83	5,14	1,55
MA 1V	M. Amiata	Quarzolatite A	45,0	13,1	4,67	9,63	3,43
MA 2V	M. Amiata	Quarzolatite	43,9	13,2	4,68	9,38	3,32
MA 4V	M. Amiata	Colata basica	40,4	10,6	4,91	8,22	3,81
MA 5V	M. Amiata	Quarzolatite A	45,2	13,8	4,52	10,00	3,27
MA 74/1	M. Amiata	Quarzolatite A	43,4	13,2	4,59	9,45	3,28
MA 74/3	M. Amiata	Quarzolatite B	41,2	9,5	4,13	9,97	4,33
MA 74/4	M. Amiata	Trachite	37,5	10,4	4,22	8,88	3,60
MA 74/5	M. Amiata	Quarzolatite	45,6	9,7	4,51	10,11	4,70
MA 74/6	M. Amiata	Quarzolatite	42,7	12,8	4,41	9,68	3,33
MA 74/7	M. Amiata	Quarzolatite	37,0	11,7	3,39	10,91	3,16
MA 74/8	M. Amiata	Quarzolatite B	44,1	12,1	4,31	10,23	3,64
MA 74/9	M. Amiata	Trachite	36,2	10,1	4,34	8,34	3,58
MA 74/10	M. Amiata	Trachite	38,2	10,4	4,08	9,36	3,67
MA 74/11	M. Amiata	Quarzolatite A	40,7	12,7	4,04	10,07	3,20
MA 74/12	M. Amiata	Quarzolatite A	41,0	14,5	4,32	9,49	2,82
MA 74/13	M. Amiata	Quarzolatite B	41,9	11,6	4,02	10,42	3,61
MA 74/14	M. Amiata	Quarzolatite A	44,1	13,8	4,69	9,40	3,19
N° 11	Montecristo	Granito	36,0	27,9	3,38	10,65	1,29
MS	Montecatini	Selagite	117,2	23,6	6,13	19,11	4,96
N° 7	Giglio	Granito	16,4	12,2	3,68	4,45	1,34
RC 1V	Radicofani	Latite olivinica	19,3	4,1	1,75	11,02	4,70
R 1V	Roccastrada	Riolite	18,6	20,5	4,03	4,61	0,90
R 3V	Roccastrada	Riolite	19,7	22,2	4,14	4,75	0,88
R 102	Roccastrada	Granito	19,6	4,6	4,37	4,48	4,26
EE	Elba	Eurite	8,0	8,9	3,60	2,22	0,89
N° 3	Elba	Granodiorite	19,6	5,6	3,35	5,85	3,50
N° 6	Elba	Porfido granitico	23,9	6,4	3,10	7,70	1,28
N° 10	Elba	Granito porfirico	24,7	6,8	3,22	7,67	3,63
N° 31	Elba	Granodiorite	25,9	20,2	3,36	7,70	1,28
N° 38	Elba	Granodiorite	25,2	17,4	3,48	7,24	1,44
GEO	Elba orientale	Granito	21,7	7,8	3,26	6,65	2,78
MCO 272	M. Cimino	Duomo di lava	46,8	12,0	3,92	11,93	3,90
MCO 418	M. Cimino	Lava viscosa	50,7	12,7	4,28	11,84	3,99
MCO 420	M. Cimino	Lava fluida	63,7	13,1	4,49	14,18	4,86
MCO 421	M. Cimino	Duomo di lava	51,3	12,6	3,93	13,05	4,07
CDA 17	Cima d'Asta	Granito	16,5	5,6	3,29	5,01	2,94
CDA 30	Cima d'Asta	Granito	16,0	5,3	3,09	5,17	3,01
CDA 30 b	Cima d'Asta	Granito	16,0	5,4	3,20	5,00	2,96
CDA 34	Cima d'Asta	Granito	16,2	3,0	2,89	5,60	5,40
GA	Adamello	Granodiorite	9,3	3,5	1,71	5,43	2,65

BIBLIOGRAFIA

- ADAMS J.A.S., *Nondestructive gamma-ray spectrometry of serpentinite cores from Mayaguez, Puerto Rico*, in «A Study of Serpentinite», NAS-NRC, Publ. n. 1188, 145-148, 1964.
- ADAMS J.A.S. and GASPARINI P., *Gamma-ray spectrometry of rocks*, Elsevier, Publ. Co. Amsterdam, 1970.
- ADAMS J.A.S., OSMOND J.K. and ROGERS J.J.W., *The geochemistry of uranium and thorium*, Phys. Chem. Earth, 3, 298, 1950.
- BAINBRIDGE K.T. and NIER A.O., *Relative Isotopic Abundances of Elements*, Prel. Rep. n. 9, Nucl. Sc. Set. Nat. Res. Council. U.S., Washington, 1950.
- BARBERI F. e INNOCENTI F., *Le rocce selagitiche di Orciatice e Montecatini in Val di Cecina*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, vol. LXXIV, 139-180, 1967.
- BARBERI F., INNOCENTI F. e MAZZUOLI R., *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica e magmatologica delle rocce intrusive, vulcaniche e filoniane del Campigliese (Toscana)*, Mem. Soc. Geol. Ital., Vol. VI, 643-681, 1967 b.
- BARBERI F., INNOCENTI F. e RICCI C.A., *Il magmatismo dell'Appennino centro-settentrionale (Toscana meridionale)*, Vol. XXVII, Rend. Soc. It. Min. e Petr., 1971.
- BIRCH F., *Heat from radioactivity*, Nuclear Geology, Wiley, New York, 148-174, 1954.
- BORSI S., FERRARA G. e MAZZUOLI R., *Studio petrografico e datazione con i metodi K/Ar e Rb/Sr di una roccia granitica presso Roccastrada (Grosseto)*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, Vol. LXXII, 1965.
- BORSI S., FERRARA G. e TONGIORGI E., *Determinazione con il metodo K/Ar delle età delle rocce magmatiche della Toscana*, Boll. Soc. Geol. It., 86, 403-410, 1967.
- CAHEN L., PASTEELS P., LEDENT D., BOURGUILLON R., VAN WAMBEKE L., EBERHARDT P., *Recherches sur l'âge absolu des mineralisations uranifères du Katanga et de Rhodesie du Nord*, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Annales, Serie in 8°, Sciences Geologiques, n. 41, 1961.
- CIVETTA L. e GASPARINI P., *Th ed U nella crosta e nel mantello superiore: loro significato per lo studio della genesi e contaminazione dei magmi*, XVIII Conv. Ass. Geofisica Italiana, Napoli, 1969.
- COCCO G., *Considerazioni geochimico-petrografiche sulla granodiorite dell'isola del Giglio (Arcipelago Toscano)*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, vol. LXVI, 274-330, 1959.
- CROUTHAMEL C.E., *Applied Gamma-Ray Spectrometry*, Pergamon Press., 1960.
- DUPUY C. et ALLÈGRE C., *Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvenation crustale*, Geoch. Cosm. Acta, Vol. 36, 437-458, 1972.
- EBERHARDT P. and FERRARA G., *Confirmation of the absolute age of the granodiorite outcrop in Elba Island with Potassium/Argon measurements*, Nature, Vol. 196, 665-666, 1962.
- FERRARA G., *Rapporti fra la composizione isotopica dello Sr e i fenomeni anatettici nelle rocce della provincia magmatica toscana*, Rend. Soc. It. Min. Petrol., 25, 165, 1969.
- GAST P.W., *Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types*, Geoch. Cosm. Acta, 32, 1057-1086, 1968.
- HEIER K.S. and ROGERS J.J.W., *Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and in two magnetic differentiation series*, Geoch. Cosmoch. Acta, 27, 137-154, 1963.
- HURLEY P.M., *Direct Radiometric Measurements by Gamma-Ray Scintillation Spectrometer (Part I and II)*, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 67, p. 395-412, 1956.
- INNOCENTI F., *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radicofoani*, Rend. Soc. It. Min. Petr., 1967.
- LAMBERT I.B. and HEIER K.S., *Estimates of crustal abundances of Thorium, Uranium and Potassium*, Chem. Geol., 3, 233-238, 1968.

- MARINELLI G., *Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, vol. LXVI, 50-253, 1959.
- MARINELLI G., *L'intrusione terziaria di Gavorrano*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. LXVIII, Serie A, 117-193, 1961.
- MARINELLI G., *Gen s des magmas du vulcanisme Plio-Quaternarie des Apennins*, Geol. Rdsch., 57, 127-141, 1967.
- MAZZUOLI R., *Le vulcaniti di Roccastrada (Grosseto)*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Serie A, vol. LXXIV, 1967.
- MAZZUOLI R. e PRATESI M., *Rilevamento e studio chimico petrografico delle rocce vulcaniche del M. Amiata*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., vol. LXX, Serie A, 356-426, 1963.
- MITTEMPERGHER M., *L'isola di Montecristo*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., vol. LXI, Serie A, 1954.
- MORGAN J.W. and LOWERING J.F., *The determination of uranium and thorium in rocks by neutron activation analysis*, Anal. Chem. Acta, 28, 405-417, 1963.
- SHAW D.M., *Radioactive elements in the Canadian Precambrian shield and the interior of the Earth*, in «Origin and distribution of the elements», Ed. L.H. Ahrens, Pergamon Press., 1968.
- SCOTT B., SMITHSON S.B., DECKER R., *A continental crustal model and its geothermal implications*, Earth and Planetary Science Letters, 22, 215-225, 1974.
- SIEGBAHN K., *Alfa, beta, gamma-ray spectroscopy*, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, 1966.
- SMITHSON S.B. and DECKER R.B., *K, U and Th distribution between dry and wat facies of a syenitic intrusion ad the role of fluid content*, Earth and Planet. Sci., lett. 19, 131-134, 1973.
- SMITHSON S.B. and HEIER K.S., *K, U and Th distribution between normal and charnockitic facies of a deep granitic intrusion*, Earth and Planet. Sci. Lett., 12, 325-326, 1971.
- SOMAYAJULU B.L.K., TATSUMOTO M., ROSHOLT J.N., KNIGHT R.J., *Disequilibrium of the ²³⁸U series in basalt*, Earth Planet. Sci. Letters, 1, 387-391, 1966.
- STROMINGER D., HOLLANDER J.M., SEABORG G.T., *Table of isotopes*, Rev. of Mod. Phys., vol. 30, n. 2, part. 2, p. 585-904, 1958.
- TATSUMOTO M., HEDGE C.E., ENGEL A.E.J., *Potassium, Rubidium, Strontium, Thorium, Uranium and the ratio of Strontium 87 to Strontium 86 in oceanic tholeiitic basalts*, Science, 150, 886-888, 1965.
- TAYLOR S.R., *Trace element abundances and the chondritic earth model*, Geoch. Cosmoch. Acta, 28, 1989-1998, 1964.
- VINOGRADOV A.P., *Average contents of the chemical elements in the principal types of igneous rocks of the Earth's crust*, Geochemistry, 641-664, 1962.
- VOLLMER R., *Sr and Pb isotope evidence bearing on the origin of the Potassic Volcanic Rocks from Italy*, 1974.
- WAKITA H., NAGASAWA H., UYEDA S., KUNO H., *Uranium, thorium and potassium contents of possible mantle materials*, Geoch. J., 1, 183-198, 1967.
- ZARTMANN R.E., WASSERBURG G.J., *The isotopic composition of uead in potassium feldspars from some 1,0 b.y. old North American igneous rockc*, Geoch. Cosmoch. Acta, 33, 901-942, 1969.