

LA GRANODIORITE DI CAPO CARBONARA (SARDEGNA - ITALIA) ETÀ K-Ar DI FASI MINERALI IN PARAGENESI

MASSIMO NICOLETTI

Centro Studi per la geocronologia e geochimica delle formazioni recenti del C.N.R.,
Istituto di Geochimica dell'Università degli Studi di Roma

LUIGI RODOLFO ARDANESE

Servizio Geologico d'Italia

SANTE COLASANTI

Istituto di Geochimica dell'Università di Roma

RIASSUNTO. — In questo lavoro è stata studiata dal punto di vista geocronologico K-Ar la « Granodiorite di Capo Carbonara » (Sardegna). Sono state determinate le età di tre fasi minerali: Bi., K.F., Qu. e della R.T. (= roccia in toto), che sono risultate estremamente simili e di conseguenza, come teoricamente previsto; anche le isocrone di « Harper » e degli « Isotopi » forniscono età pressochè uguali tra loro e a quelle dei minerali studiati.

Questo fatto, che accade assai raramente, ci conduce ad affermare che la granodiorite è ascrivibile al Permiano-Carbonifero e dopo la sua messa in posto non ha subito effetti rilevanti da successivi eventi termometamorfici.

ABSTRACT. — It has been investigated by K-Ar method « the Capo Carbonara granodiorite » (Sardegna). The ages of single mineral phases as Bi., K.F., Qu. and W.R. (= whole rock), are extremely similar, and, as theoretically expected, in this rare case, the « Harper » and « Isotope » isochrones lead to the same results.

From the experimental results it is possible to affirm that the granodiorite took place in the Permian-Carboniferous boundary and has not been perturbed from later metamorphic events.

Inquadramento geologico strutturale

La granodiorite di Capo Carbonara appartiene al complesso intrusivo del batolite sardo ed è localizzata nell'area meridionale del Foglio 235 III NW; essa è petrogeneticamente legata a tutto il Serrabus, il quale è costituito da un basamento pre-ercinico (COCOZZA T. et al., 1974) affiorante a Capo Ferrato costituito da un inviluppo di rocce

incassanti metamorfiche e sedimentarie e da plutoniti erciniche caratterizzate da orizzonti magmatici che vanno da tonaliti a leucograniti; su questi si addensano detriti post-paleozoici e depositi quaternari trasgressivi, sia marini: costituiti da conglomerati e sabbie a molluschi (pseudopanchina), sia continentali: costituiti da dune, di età pleistocenica e tirreniana (PALMIERI V., 1967).

Spesso, nelle plutoniti del Serrabus, distinte in varie facies (GHEZZO C. et al., 1972; DI SIMPLICIO P. et al., 1974), si incontrano degli inclusi malanocratici e nella parte meridionale sono segnalati piccoli affioramenti di xenoliti ipermelanici di masse basiche (CAVINATO A., 1935).

Le rocce intrusive di quest'area sono state anche interessate da un magmatismo secondario a giacitura filoniana con differenziazioni aplitiche lamprofiriche.

Dal punto di vista strutturale, Capo Carbonara appartiene a quella fase serrabese interessata da tettonica pre e post-ercinica ampiamente documentata da vari autori.

Le modificazioni tettoniche strutturali caratterizzate ed evidenziate in tutta la Sardegna, sono dovute: sia alla messa in posto del batolite, sia a quei fenomeni subsidenti legati all'apertura del Campidano, nonchè a fenomeni tensionali provocati dalla separazione da masse continentali (AUZENDE J.M.

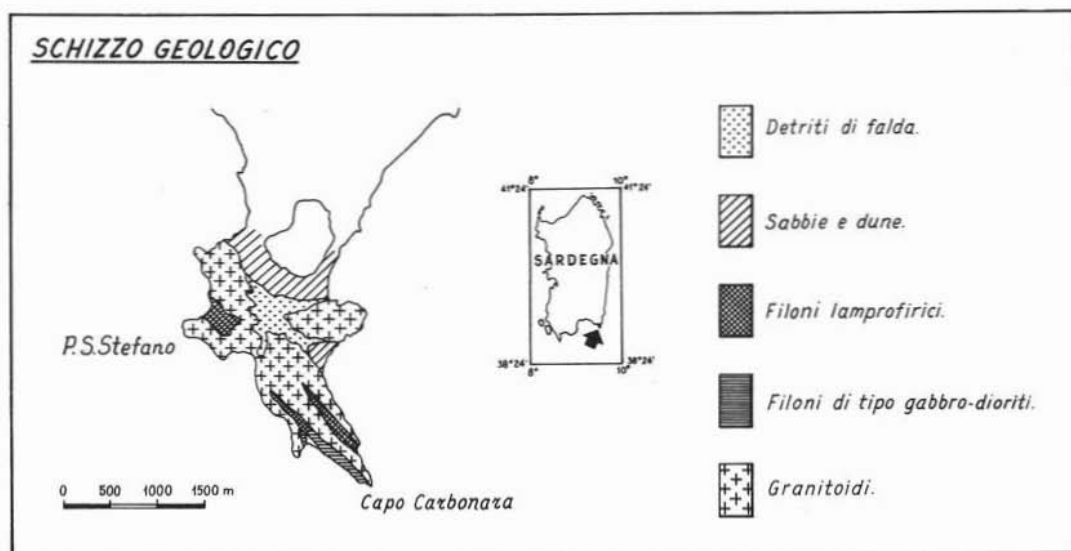


Fig. 1. — Schizzo geologico e localizzazione delle plutoniti nell'area di «Capo Carbonara».

et al., 1973) ed infine a quelli dovuti alla rotazione del sistema sardo-corso con lento inarcamento (ALVAREZ W., 1974). Le direttrici principali sono faglie N-S appenniniche ed antiappenniniche. In fig. 1 è riportato uno schizzo geologico della regione studiata.

Il presente lavoro si prefigge lo scopo di determinare l'età radiometrica della granodiorite di Capo Carbonara, di confrontare tra di loro i risultati che si ottengono con i metodi K-Ar e Rb-Sr, infine, di contribuire agli studi sul comportamento delle isocrone di «Harper» e degli «Isotopi» il cui significato geologico (NICOLETTI M. et al., 1978) non sempre è molto netto.

Caratteri petrografici e mineralogici della granodiorite

La roccia si presenta di colore grigiastro con chiazze scure e struttura equigranulare olocristallina; essa è costituita: dal 39 % in plagioclasti con miscele isomorfe variabili dal 23 al 33 % di An; la maggior parte sono zonati; dal 23 % di quarzo in grossi cristalli per lo più fratturati; dal 18 % in feldspato potassico quasi esclusivamente in cristalli di ortoclasio a volte geminato Carlsbad, scarsissimo è il microclino; dal 15 % in biotite che si presenta in lamine a contorni esago-

nali ed irregolari più o meno fresche, solo in rarissimi casi è alterata ai bordi in clorite; frequenti sono le inclusioni di zirconio, apatite e rutilo; dal 4 % in anfiboli, cristallizzati in due forme: orneblenda verde e glaucofane; dall'1 % in accessori: rutilo, zirconio, apatite, ilmenite e magnetite. Lo studio quantitativo del campione di roccia definita come «granodiorite», è stato effettuato in sezioni sottili mediante il metodo del conteggio automatico per punti (analisi modale), contando 3.000 punti su tre sezioni sottili, di cui due scoperte che sono servite per il conteggio dei K.F. e dei plagioclasti, questi ultimi, preventivamente colorati, adoperando le metodologie tecniche descritte in letteratura (BAILEY E.N. et al., 1960; LANZ R.V. et al., 1964), l'ultima di esse, coperta, è servita per il conteggio di tutti i minerali presenti nella roccia.

Metodologie sperimentali

Il campione di granodiorite, del peso di circa 25 kg., fresco e omogeneo è stato sottoposto ai soliti processi di frantumazione, setacciatura ed arricchimento mineralogico per mezzo di separatore magnetico, separatore elettrostatico, liquidi pesanti ed infine selezione manuale dei cristalli; sono state ottenute tre fasi minerali e la roccia in toto nella frazione 18-30 mesh: Bi., K.F., Qu.,

TABELLA 1
Risultati sperimentali K-Ar

MINERALE	$\frac{^{40}\text{Ar RAD. MOLI}}{\varepsilon}$	$^{40}\text{Ar RAB} \%$	$\% \text{ K}$	$\% \text{ Na}$	^{40}K	^{40}K	$t \pm \varepsilon$
	$\frac{^{40}\text{Ar RAD. OCSTP}}{\varepsilon}$				MOLI ^{36}Ar	MOLI ^{36}Ar	
BI	$4,073 \cdot 10^{-9}$	83,15	7,54	N.D.	1754	$1,2275 \cdot 10^6$	291 ± 7
K.F.	$5,862 \cdot 10^{-9}$	74,89	11,10	0,41	1177	$0,7421 \cdot 10^6$	284 ± 8
R.T.*	$2,356 \cdot 10^{-9}$	77,21	4,38	3,71	1297	$0,8430 \cdot 10^6$	287 ± 8
QU.	$5,981 \cdot 10^{-11}$	79,93	0,11	N.D.	1473	$0,9910 \cdot 10^6$	292 ± 8
N.D. : NON DETERMINABILE		M.A. : MILIONI D'ANNI					
"ISOCRONA DI HARPER"							
$(^{40}\text{Ar})_0 \text{ OCSTP}$	r	p					$t \pm \varepsilon$ (Isocrona)
$4,181 \cdot 10^{-7} \pm 5,03 \cdot 10^{-6}$	$0,9991$	1%					285 ± 11
$\text{Ar RAD. O.C.S.T.P.} = 1,187 \cdot 10^{-3} \cdot \% \text{ K} + 4,1809 \cdot 10^{-7}$							
"ISOCRONA DEGLI ISOTOPI"							
$(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}})_0 \text{ MOLI}$	r	p					$t \pm \varepsilon$ (Isocrona)
294 ± 2	$0,9999$	$0,1\%$					286 ± 5
$(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}})_0 \text{ MOLI} = 1,189 \cdot 10^{-3} (\frac{^{40}\text{K}}{^{36}\text{Ar}}) + 294$							

* I valori del % K e del % Na della R.T. si riferiscono ovviamente alla fase studiata che dopo le operazioni di frantumazione e setacciatura non è più la stessa della roccia originaria. ** N.D.: non determinabile. *** M.A.: milioni d'anni.

R.T.; su di esse si è proceduto ad analisi microscopiche per stabilire il loro grado di purezza; i tre minerali sono risultati puri per una percentuale sicuramente superiore al 95 %.

Le misure cronologiche sono state condotte secondo il metodo messo a punto da NICOLETTI M. et al. (1977) per mezzo dello spettrometro di massa MS 10 della A.E.I. per ^{40}Ar e dello spettrofotometro a fiamma a standard interno di Li 243 della I.E. per il K.

Nei calcoli sono state usate per le costanti di decadimento i seguenti valori:

$$\lambda \varepsilon : 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ \AA}^{-1}$$

$$\lambda \beta : 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ \AA}^{-1}$$

l'errore sull'età è stato calcolato secondo la formula Cox-Dalrymple (DALRYMPLE G.B. et al., 1969):

$$E = [(\sigma K)^2 + (\sigma X)^2 + (\sigma 40/38)^2 (1/r)^2 + (\sigma 36/38)^2 (1 - r/r^2)]^{1/2}$$

dove: σK = deviazione standard sulle misure di K; σX = deviazione standard sulle calibrazioni dello Spike; $\sigma 36/38$ = deviazione standard sul rapporto $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$; $\sigma 40/38$ = deviazione standard sul rapporto $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$; r = frazione di ^{40}Ar radiogenico.

Per l'interpretazione dei risultati ci si è serviti dei metodi delle isocrone di «Harper» e degli «Isotopi» secondo i criteri discussi da NICOLETTI M. et al. (1978) e da NICOLETTI M. et al. (1981).

Nel corso della sperimentazione sono state effettuate misure su standard internazionali sui quali sono stati ottenuti i seguenti valori:

Muscovite P 207	$80,5 \pm 1,5$ (81 ± 1) M.A.
Muscovite Berna 4 M	$18,3 \pm 0,6$ ($18,7 \pm 0,5$) M.A.
Biotite LP6	122 ± 4 (125 ± 2) M.A.
Fonolite MZ	$7,5 \pm 0,7$ ($7,4 \pm 0,2$) M.A.

Discussione e conclusioni

Dall'osservazione dei risultati sperimentali (tab. 1) emergono le seguenti considerazioni:

a) i valori delle età convenzionali per ciascuna fase minerale studiata per la R.T. sono molto simili tra di loro e affetti da un errore modesto: Bi. 291 ± 7 ; K.F. 284 ± 8 ; R.T. 287 ± 8 ; Qu. 292 ± 8 ;

b) i coefficienti di correlazione lineare delle isocrone sono particolarmente alti (0,9991, 0,9999);

c) le età che si ricavano dalle isocrone di « Harper » e da quella degli « Isotopi » sono quasi identiche tra loro e molto vicine a quelle ottenute sulle fasi minerali: 285 ± 11 ; 286 ± 5 .

NICOLETTI M. et al. (1978) hanno teoricamente previsto che nel caso ideale, dove tutte le fasi minerali studiate dalla stessa roccia hanno identica età, allora e allora soltanto le isocrone di « Harper » e degli « Isotopi » presentano le seguenti caratteristiche:

1) valori uguali delle età e uguali a quelli ottenuti sui minerali;

2) coefficienti di correlazione lineare unitari;

3) le intercette sulle ordinate assumono i valori: $(^{40}\text{Ar})_0 = 0$; $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 295,5$.

I nostri risultati presentano un quadro singolarmente infrequente che si avvicina a quello ideale (nella storia del laboratorio K-Ar di Roma, questa situazione, dopo lo studio di moltissimi complessi intrusivi, è la prima volta che si verifica!!!).

Le implicazioni geocronologiche che ne derivano sono importanti: i valori di $(^{40}\text{Ar})_0 = 4,181 \cdot 10^{-7}$ C.C.S.T.P. (estremamente piccolo e prossimo a 0) e di $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = 294$ conducono ad affermare che nella roccia non si sono verificati processi di occlusione o di diffusione frazionata di $^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$: la granodiorite, dopo la sua messa in posto non ha risentito in maniera apprezzabile di eventi termometamorfici successivi.

In via generale non è possibile escludere fenomeni di termometamorfismo profondo che in tempi relativamente brevi possa aver riaperto i sistemi cristallini già precedentemente formati e aver « riazzerato completamente gli orologi radiometrici », tuttavia, a

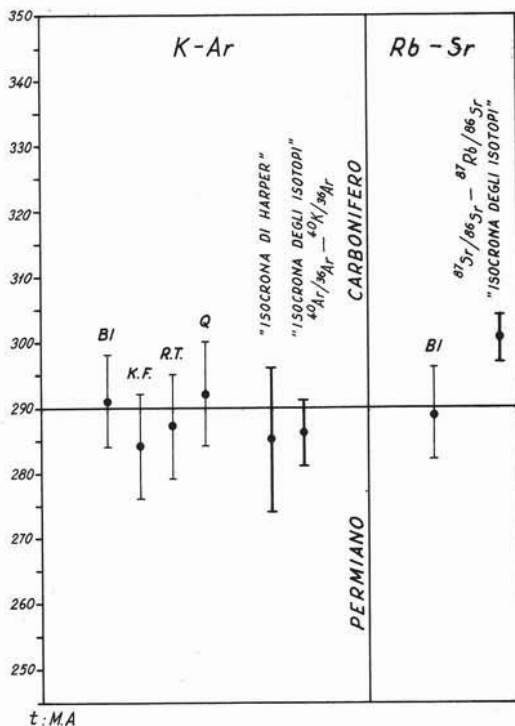


Fig. 2. — Schema riassuntivo dei risultati ottenuti con i metodi radiometrici convenzionali K-Ar/Rb-Sr e con i metodi delle isocrone.

prescindere dagli effetti geologici, da un punto di vista esclusivamente sperimentale, è assai improbabile che fenomeni del genere

TABELLA 2
Risultati sperimentali Rb-Sr

MINERALE	Sr p.p.m.	^{87}Sr RAD.	Rb p.p.m.	^{87}Rb	$\pm \Delta E$	M.A.
BIOTITE	6,20	0,6249	529	147,063	289 ± 7	
					$^{87}\text{Rb} = 7 \cdot 10^4$	

* L'età della biotite è calcolata per mezzo della formula: $t = 6,83 \cdot 10^{10} \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}$.

TABELLA 3
Età isocrona $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$

MINERALI	Sr p.p.m.	^{86}Sr	Rb p.p.m.	^{87}Rb	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_{\text{p.p.m.}}$	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})_{\text{Istr.}}$	$(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}})_{\text{M.S.}}$	$(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}})_{\text{M.S.}}$	$\pm \Delta E$	Isocrona	M.A.
ROCCIA TOTALE	320	31,55	92	21,58	—	0,7125	0,81			301 ± 3	
K-FELDSPATO	322	31,75	220	61,26	0,7089	0,7174	1,92				
PLAGIOCLASIO	356	35,21	10	0,73		0,7095	0,35				

In queste tabelle sono riportati i risultati sperimentali relativi alle età radiometriche ottenute con metodi Rb-Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Isocrona interna) sulla granodiorite di Capo Carbonara.

possano essere avvenuti senza manifestarsi a livello di $(^{40}\text{Ar})_0$ e $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$.

Pertanto è lecito pensare che la granodiorite di Capo Carbonara si sia originata in un tempo abbastanza ristretto, intorno a 280-290 M.A., al confine tra il Carbonifero e il Permiano, e sia rimasta, dal punto di vista del metodo K-Ar, sostanzialmente immune da successivi eventi geologici; a riprova di quanto affermato, il prof. BARBIERI M. (comunicazione personale) ha ottenuto sulla biotite di un altro campione della stessa roccia il valore di 289 ± 7 M.A. con il metodo Rb-Sr convenzionale e il valore di 301 ± 3 con l'isocrona interna $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ costruita su tre fasi minerali e sulla roccia in toto: K.F., Pl., R.T., Bi. (tab. 2 e tab. 3).

I suoi risultati sono dunque in ottimo accordo con i nostri.

In fig. 2 è riportato uno schema riassuntivo dei risultati noti e di quelli ottenuti.

La biotite, studiata in questa ricerca, per le sue caratteristiche mineralogiche e radiometriche (alti contenuti in $^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$, $\% ^{40}\text{Ar}_{\text{RAD}}$, $\% \text{K}$), per la sua appartenenza a una formazione di vaste dimensioni e omogenea composizione e di ben definita collocazione geocronologica, può essere considerata un minerale adatto a costruire uno standard di laboratorio; per questa ragione abbiamo proceduto a separarne una discreta quantità per nostro uso.

Ringraziamenti. — Gli Autori intendono ringraziare il prof. P. BROZZU per averci fornito il campione di granodiorite; il prof. M. BARBIERI per i valori Rb/Sr che ci ha comunicato e infine il maestro vetraio OSVALDO FOGÙ per l'opera da lui svolta nel laboratorio.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ W. (1974) - *Sardinia and Corsica: one microplate or two?* Rend. del Sem. della Fac. di Scienze dell'Università di Cagliari.
- AUZENDE J.M., BONNIN J. e OLIVET J.L. (1973) - *The origin of the western mediterranean basin.* J. Geol. Soc. London, 129, 607-620.
- BAILEY E.N. e STEVENS R.E. (1960) - *Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections.* Am. Mineralogist, 45, 1020-1026.
- BOCCHIO R., DE CAPITANI L., LIBORIO G., MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1981) - *K-Ar radiometric age determinations of the south alpine metamorphic complex, western orobich alps-Italy.* N. Jb. Miner. Mh., H. 7, 289-307.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R., SALVADORI I. (1974) - *Schema stratigrafico-strutturale del massiccio sardo-corso e minerogenesi della Sardegna.* S.G.I., 2, 1-85.
- CAVINATO A. (1935) - *Studi petrografici della Sardegna sud-orientale.* Soc. Cop. Topografica, XIII.
- DALRYMPLE G.B., LAMPHERE M.A. (1969) - *Potassium Argon dating.* W.H. Freeman and Company S. Francisco.
- DI SIMPLICIO P., FERRARA G., GHEZZO C., GUASPARRI G., PELLIZZER R., RICCI C., RITA F., SABATINI G. (1974) - *Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna.* Rend. Soc. Ital. Min. e Petrol., 30 (II), 939-1068.
- GHEZZO C., GUASPARRI G., SABATINI G. (1972) - *Lineamenti geo-petrologici del cristallino sardo.* Min. et Petr. Acta, XVII, 205-234.
- LANIZ R.V., STEVENS R.E. e NORMAN N.B. (1964) - *Staining of plagioclase and other minerals with F.D. and C. Red No. 2, U.S..* Geol. Surv., pp. 501 - B, B152 - B153.
- NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1977) - *Il metodo K-Ar: modifiche metodologiche al processo di estrazione dell'argon.* Rend. Soc. Ital. Min. e Petrol., 33, 45-48.
- NICOLETTI M., PETRUCCIANI C. (1978) - *Contributo all'analisi critica dei metodi « dell'isocrona » nella cronologia assoluta con il metodo K-Ar.* Rend. Soc. Ital. di Min. e Petrol., 34, 549-577.
- PALMIERI V. (1967) - *Nuovi lembi tirreniani lungo la costa di Capo Carbonara (Sardegna sud-orientale).* Rend. del Sem. della Fac. di Scienze dell'Università di Cagliari, XXXVII (4), 643-658.