

花岡岩の黒雲母のRb-Sr年令，粒径，と包有鉱物

柳， 哮
九州大学理学部

<https://doi.org/10.15017/4495883>

出版情報：九州大学理学部研究報告．地質学．13 (2)， pp.155-162， 1980-02-29．九州大学理学部
バージョン：
権利関係：

花崗岩の黒雲母の Rb-Sr 年令, 粒径, と包有鉱物

柳 喺

Rb-Sr ages, grain sizes, and mineral inclusions of biotite
in a granite

Takeru YANAGI

Abstract

Biotite crystals separated from a rock sample of the Haki granodiorite were split into eight classes of different grain size and then analyzed for major elements to see the relationship between the chemistry and the grain size. Rb and Sr contents, and Sr isotopic composition were also determined before and after the elimination of mineral inclusions to see their effect on Rb-Sr radiometric dating of biotite.

Biotite samples free from the mineral inclusions show, independently of their grain size, the same age of 95 ± 2 m. y. This age is younger by about 10 to 43 m. y. than those of biotite samples with the mineral inclusions. The relative amount to the present Rb^{87} of radiogenic $*Sr^{87}$ lost during a period of cooling after the solidification of the rock is constant and independent on grain sizes of biotite. This is due to the fact that the radiogenic $*Sr^{87}$ was trapped by the inclusions in biotite. The inclusions are apatite, chrolite, epidote and zircon. The proportion, K , of the radiogenic $*Sr^{87}$ captured by the inclusions to the whole radiogenic $*Sr^{87}$ generated during the cooling period is dependent on the grain size of biotite. This proportion increases with the increase of the grain size and is tentatively expressed to be $K = K_0 \{1 + 3.69 \exp(-6.94 \times 10^6 / t^3)\}$. The grain size dependent variation of K allows us to estimate the minimum cooling period during which the radiogenic $*Sr^{87}$ in biotite was subjected to diffusion. The minimum period is about 120 m. y., which corresponds to a time of 80 % of the whole rock age (156 m. y.).

はじめに

造岩鉱物の中で黒雲母は、多量のルビジウムを含み、高い Rb/Sr 比を持つため、Rb-Sr 法による年代測定によく利用される鉱物である。花崗岩など徐々に冷却したとみられている岩石の年代を測定した場合、Rb-Sr 黒雲母年令は Rb-Sr 全岩年令より若い (YANAGI, 1975; SHIBATA, *et al.*, 1978)。その一因は、冷却期間中に黒雲母が娘元素 $*Sr^{87}$ を拡散によって失うことにあるとみられている。黒雲母年令は、それを含む岩石が 200°C 前後に冷却した時から今日までに経過した時間を示すと解釈されてきた。 $*Sr^{87}$ の損失が拡散によるものであれば、その損失量は拡散速度、結晶の

粒径、 Rb^{87} の分布および時間に依存しよう。拡散速度は温度依存である (HART, 1974)。それは岩石の冷却にともなって減少し、その変化は冷却過程に依存する。一岩石試料の中の個々の黒雲母結晶は、固化後同一の冷却過程を経る。粒径の異なる黒雲母について年代を測定した場合、年代に差が認められれば、それは粒径の差や Rb 含有量の差に依存しているとみなしてよいであろう。

黒雲母結晶の粒径および Rb の濃度分布は、黒雲母の結晶過程に依存しよう。黒雲母の包有鉱物捕獲もまた結晶過程によるものであろう。包有鉱物の存在は、その中へ $*Sr^{87}$ が拡散する場合、 $*Sr^{87}$ の損失速度に影響を与え、無視できない。これらの理由から一岩石試料の黒雲母について、粒径による化学組成の変化・年令の変化および包有鉱物の年代測定へ与える効果を

検討した。

報告にあたり、永い間御指導・御鞭撻いただいた種子田定勝教授に感謝の意を表わしたい。主成分組成の分析は福岡大学理学部、石橋澄教授にお願いした。ここにお礼申し上げる。

試料および分析方法

試料を福岡県朝倉郡杷木町の北部に露出する杷木花崗閃緑岩から採取した (Fig. 1)。この花崗閃緑岩は南北約10 km, 東西最大幅 3.5 km の北へ尖った形で三郡変成岩に細長く調和的に貫入している。中粒・均質で片状構造を欠く。岩相変化は殆んどなく、岩体を切る脈岩も少ない。採取した試料は角閃石 (8%), 黒雲母 (12%), 微斜長石 (5%), 石英 (25%), 斜長石 (50%) から構成される。全岩年令は 156 m. y. (YANAGI, 1975) で、黒雲母年令は GNK1, 102 m. y.; GNK2, 108 m. y.; GNK4, 125 m. y.; GNK5, 120

m. y. (柳, 1971) である (Fig. 1)。試料 GNK3 は GNK2 の近くで採取した (Fig. 1)。

岩石試料約 700 g について、鉄鉢での破壊と12メッシュの、篩による篩分けとを交互に小刻に繰り返した。弱い衝撃で丁寧に破壊することと、破壊と篩分けを小刻に交互に繰り返すことによって、黒雲母結晶粒子の破損をできるだけさけた。鉄鉢での破壊に際し、黒雲母結晶の破損はまめがれ得ないが、しかしその破損はへき開に沿って起きた。へき開面で破損するため、へき開面を切る方向の破損は起きにくく、少ないとみられる。

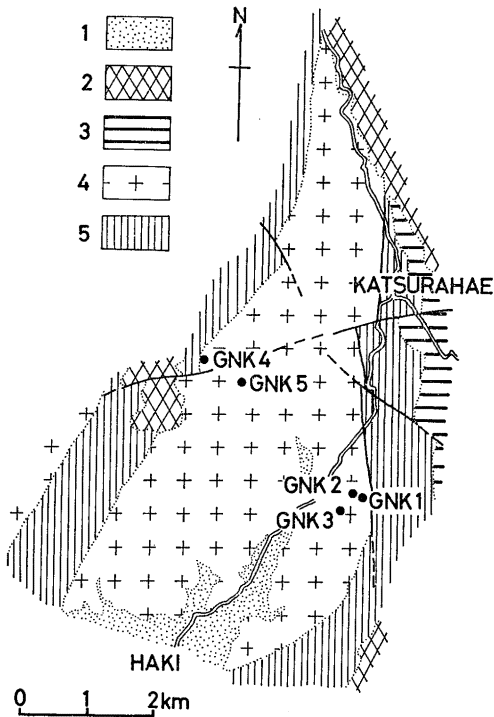
全試料が12メッシュの篩を通った後、それを更に16~250メッシュの8種の篩によって篩分けした。黒雲母の篩分けは、板状結晶の板面の大きさによってなされる。このためへき開面での破損は篩分けに殆んど影響しない。

篩分けした後、粗い組については手選によって黒雲

第 1 表 黒雲母の化学組成
Table 1. Chemical compositions of biotites

No.	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.83	34.70	33.67	33.42	33.19	33.24	33.72	33.47
TiO ₂	3.14	3.06	3.08	2.98	3.02	2.86	2.80	3.08
Al ₂ O ₃	15.42	15.74	15.21	15.66	15.70	16.42	15.63	14.28
Fe ₂ O ₃	1.85	2.05	3.01	2.47	2.32	1.42	1.34	1.67
FeO	23.92	23.93	23.42	23.99	24.13	24.38	24.53	25.37
MnO	0.54	0.54	0.53	0.54	0.54	0.54	0.54	0.55
MgO	8.51	8.49	8.10	8.25	8.56	8.31	8.50	8.33
CaO	0.02	0.05	0.33	0.44	0.18	0.67	0.21	0.85
Na ₂ O	0.17	0.18	0.18	0.17	0.13	0.14	0.26	0.28
K ₂ O	8.83	8.81	8.76	8.75	8.73	8.33	8.64	8.63
H ₂ O+	2.37	2.73	2.99	2.97	3.27	3.52	3.85	3.65
H ₂ O-	0.18	0.15	0.17	0.14	0.16	0.17	0.17	0.19
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.79	99.94	99.96	99.79	99.94	99.91	100.31	100.36
Numbers of ions on the basis of 22 (O)								
Si	5.376	5.334	5.273	5.221	5.194	5.199	5.283	5.279
Al	2.624	2.666	2.727	2.779	2.806	2.801	2.717	2.654
Al	0.181	0.186	0.080	0.104	0.090	0.225	0.169	
Ti	0.364	0.354	0.363	0.350	0.355	0.336	0.330	0.067
Fe ³⁺	0.215	0.237	0.355	0.290	0.273	0.167	0.158	0.298
Fe ²⁺	3.087	3.076	3.067	3.134	3.158	3.189	3.214	3.346
Mn	0.071	0.070	0.070	0.072	0.072	0.072	0.072	0.073
Mg	1.958	1.945	1.891	1.921	1.997	1.914	1.985	1.958
Ca	0.003	0.008	0.055	0.073	0.030	0.112	0.035	0.144
Na	0.051	0.054	0.055	0.051	0.039	0.042	0.079	0.086
K	1.738	1.727	1.750	1.744	1.743	1.661	1.727	1.736
OH	2.440	2.44	2.827	2.83	3.123	3.12	3.095	3.10
					3.413	3.41	3.672	3.41
							3.67	4.023
								4.02
								3.840
								3.84

Chemical analyses were made by K. ISHIBASHI



第 1 図 杷木花崗閃緑岩の地質図と試料採取位置 (GNK3)
 1: 沖積層, 2: 新第三紀火山岩類,
 3: 古第三紀層, 4: 杷木花崗閃緑岩,
 5: 三郡変成岩類

Fig. 1. Geological map of the Haki granodiorite with the sampling site (GNK3).
 1: Alluvium, 2: Neogene volcanics,
 3: Paleogene sedimentary formations, 4: Haki granodiorite,
 5: Sangun metamorphic rocks.

母を分離した。細粒の組については磁選によって分離し、それを水洗後第 1 分析試料とした (No. 3~No. 8)。粗い組 (No. 1~No. 2) の黒雲母の外壁には、手選後も石英・長石が付着している。このため手選後の黒雲母試料をメノー乳鉢で弱くたたき、それぞれの組の下限の篩で篩分けた。篩の下は捨てた。この作業によっても付着鉱物を完全に除去することはできなかった。このため更にメノー乳鉢ですり、磁選によって分離純粋化し、水洗後第 1 試料とした。

次に各組の第 1 試料について Rb, Sr, Sr^{87}/Sr^{86} 比を測定した。測定後包有鉱物を除くため、各々の組について試料をアルコールに浸しメノー乳鉢でする作業と、磁選で分離する作業とを交互に繰り返した。この両作業を磁選によって包有鉱物が分離されなくなるまで続けた。その後水洗し、第 2 試料とした。この間に分離された包有鉱物は燐灰石、緑泥石、緑レン石、ジルコンである。その中で燐灰石が最も多かった。第 2 試料について主成分組成の分析と、Rb, Sr, Sr^{87}/Sr^{86} 比の測定を行なった。

使用した Rb^{87} の壊変定数は $1.42 \times 10^{-11} y^{-1}$ (STEIGER and JAGER, 1978) である。 Sr^{87}/Sr^{86} 比は $Sr^{86}/Sr^{87} = 0.1194$ に規準化した値で示されている。GNK3 岩石試料の分析結果は YANAGI (1975) に示されている。

分析結果

分析結果は、粗粒の組から細粒の組に向かって 1~8 の番号を付して、Table 1, 2 に示されている。Table 1 には総陰イオン電荷 44 とした場合のイオン数も示した。

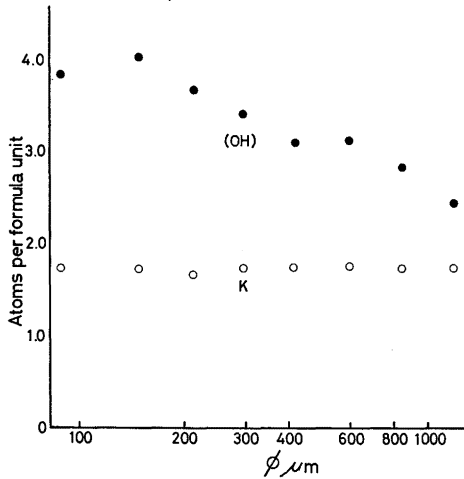
(OH) を除いて、第 2 試料の主成分組成には粒径による大きな変化を認めない。T. Fe/T. Fe+Mg の比は 0.628~0.644 ではば一定している。Si は、粗粒の組

第 2 表 黒雲母の分析結果

Table 2. Analytical data for biotite samples

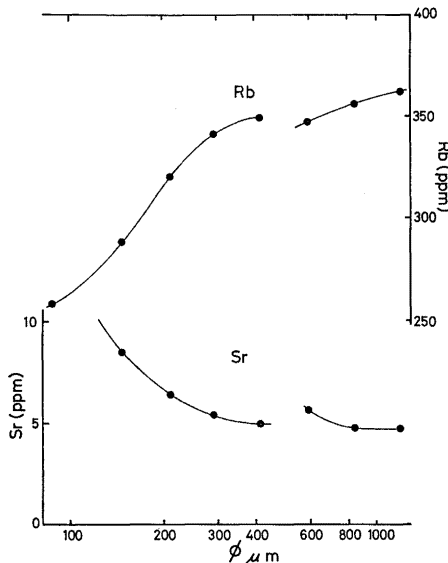
No.	Mesh	Mean μm	(I) Biotite with mineral inclusions					(II) Biotite free from mineral inclusions				
			Rb ppm	Sr ppm	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{87}/Sr^{86}	Age m. y.	Rb ppm	Sr ppm	Rb^{87}/Sr^{86}	Sr^{86}/Sr^{87}	Age m. y.
1	12-16	1188	353.9	7.40	141.5							
2	16-24	843	348.6	7.82	131.8							
3	24-32	596	333.8	8.25	120.4	0.9421	138	346.5	5.56	184.6	0.9565	95
4	32-42	418	289.5	12.45	68.10	0.8273	108	349.0	4.95	209.7	0.9943	97
5	42-60	296	320.8	11.65	80.69	0.8330	110	341.5	5.36	189.0	0.9611	95
6	60-80	214.0	305.4	10.51	85.26	0.8435	113	320.1	6.34	149.2	0.9190	100
7	80-115	148.7	284.8	14.77	56.31	0.7921	107	288.3	8.42	100.4	0.8439	96
8	115-250	88.8	257.3	20.71	36.15	0.7580	101	258.1				

No. 1 の 5.38 から細粒の組に向ってわずかに減少し, No. 5, 6 の 5.20 の極小値を経て No. 7 の 5.28 へ微増する. K は 1.74~1.73 で一定している (Fig. 2). (OH) は粗粒の組から細粒の組へ向って著しく増加し, No. 7 で 4.0 に達する変化を示す (Fig. 2). この (OH) の変化と Fe³⁺ の変化とは対応しない. (OH) の余席は他のイオン, 例えば F で占められているとみられる. Rb と Sr は (OH) と同様に大きく変化する. Rb は



第 2 図 黒雲母の (OH), K と黒雲母の粒径との関係

Fig. 2. Relationship of (OH) and K with the grain size of biotite



第 3 図 黒雲母の Rb, Sr と粒径との関係
Fig. 3. Relationship of Rb and Sr contents with the grain size of biotite

粒径の増大にともなって増加し, Sr は逆に減少する (Fig. 3). Rb の挙動は主成分たる K の挙動とやや異なる.

Rb, Sr, (OH) の粒径による変化は比較的単調ではあるが, No. 3 と No. 4 との間で不連続を示す (Fig. 3 では, Rb, Sr の変化傾向を明確に示すため分析点を実線で結んである). この不連続の位置と同じ位置で, Fe₂O₃/FeO 比は最大となる.

第 1, 第 2 試料それぞれについて, 黒雲母-母岩の組合せから求まる年令が Table 2 に示してある. 第 1 試料の No. 1 と 2 については, 分離操作中に包有鉱物が相当失われたとみられるため年令は示していない. 第 1 試料の No. 3~8 の年令は 101~138 m. y. であり, 年令は単純な粒径依存ではない. 第 2 試料の年令は, No. 1~No. 7 について 94~100 m. y. で, No. 6 の 100 m. y. の 1 例を除き他は 95 ± 2 m. y. である. 第 2 試料の年令は第 1 試料の年令より若い. 第 1 試料から包有鉱物を取り除いたのが第 2 試料である. 即ち包有鉱物の除去は黒雲母の年令を若くする. Fig. 4 に第 1 試料と第 2 試料の分析結果を図示した. No. 3 の黒雲母の分析点は, 包有鉱物の除去によって, ゆるやかな勾配で Rb⁸⁷/Sr⁸⁶, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 比の高い側へ移動する. No. 4~7 の黒雲母の分析点は第 1 試料から第 2 試料へ比較的急に, しかもお互に平行に Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ 比の高い側へ移動している. これらの第 1 試料と第 2 試料を結ぶ線 (黒雲母-黒雲母結線) の Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ = 0 における切片の Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 比は粒径の組によって異なり (Table 3), その値は全て母岩の値 (0.70751) より高い.

考 察

i) 包有鉱物の Sr 組成, Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ 比の推定

包有鉱物を鏡下で観察するとそれは燐灰石, 緑泥石, 緑レン石, シルコンで, その多くは燐灰石である. これらの包有鉱物には Rb は殆んど含まれない. よって第 1 試料から第 2 試料への Rb の増加は, 除去された包有鉱物の量を示している. いま黒雲母の質量を M_B, 除去された包有鉱物の質量を M_I, 第 1 試料に 1, 第 2 試料に 2 の添字を付して表わすと, それは次のように示される.

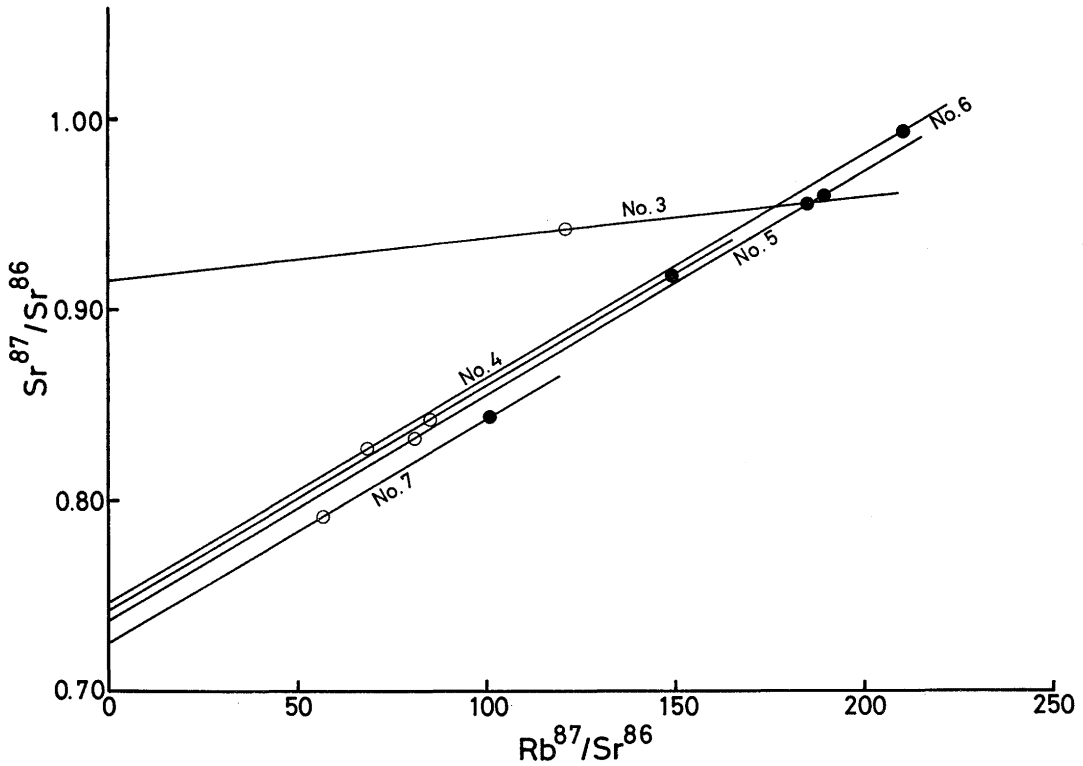
$$\frac{M_I}{M_B} = \frac{Rb_2}{Rb_1} - 1 \tag{1}$$

これから M_I/M_B が求まる. 包有鉱物の Sr 濃度を (Sr)_I で表わすと次の関係がある.

$$(Sr)_I = \left(1 + \frac{M_B}{M_I}\right) Sr_1 - \frac{M_B}{M_I} Sr_2 \tag{2}$$

これによって $(Sr)_I$ が算出される. Eq. (2) は Sr^{86} , Sr^{87} についても適用できる. このようにして求めた包有鉱物の組成が Table 3 に示してある. Table 3 の包有鉱物の Sr^{87}/Sr^{86} 比は黒雲母-黒雲母結線の切片の値 (Fig. 4) と同じである. Table 3 には黒雲母-母岩の組から求まる初生 Sr^{87}/Sr^{86} 比 0.70635 を用いて

求めた $*Sr^{87}$ の量も示してある (こうして求めた初生 Sr^{87}/Sr^{86} 比は, 厳密な意味では初生値ではないが, 母岩の年令が若いこと, 母岩の Rb^{87}/Sr^{86} 比が小さいことのため正確な値との差は小さいとみられ, 以下の議論に影響を与えない). 包有鉱物の $*Sr^{87}$ は No. 3 で黒雲母の 43 m. y. に, No. 4 では 28 m. y. に, No. 5 で



第 4 図 黒雲母の第 1 試料 (白丸), 第 2 試料 (黒丸) についての, アイソクロン図上での比較. 番号は粒径を示す.

Fig. 4. Comparison on the isochron diagram of Rb^{87}/Sr^{86} and Sr^{87}/Sr^{86} ratios of biotite samples with (open) and without (solid) mineral inclusions. The reference number shows the grain size

第 3 表 包有鉱物に関する資料

Table 3. Data for mineral inclusions

No.	M_b / M_l	$(Sr)_I$ ppm	$(Sr^{87} / Sr^{86})_I$	$*Sr^{87}$ μmol	Age m. y.	K_{t_0} y.
1	44.8	127.5				
2	49.1	160.0				
3	26.3	78.9	0.9152	0.01794	43	4.26×10^7
4	48.7	48.9	0.7470	0.00223	28	2.84×10^7
5	15.4	108.6	0.7376	0.00381	16	1.56×10^7
6	20.8	97.2	0.7428	0.00397	13	1.29×10^7
7	81.4	531	0.7260	0.0117	11	1.08×10^7

は 16 m. y. に, No. 6 では 13 m. y. に, No. 7 では 11 m. y. に相当する.

ii) ^{87}Sr 損失量と粒径

包有鉱物の除去による年令の若がえりは, 冷却期間中に黒雲母の ^{87}Sr 損失が起っていたことを示す. この期間の ^{87}Sr 損失量と黒雲母の粒径との関係を検討してみよう.

検討にあたって時間の起点を指定しなければならない. 黒雲母を含む岩石が未固結, 即ち一部に溶融部を持つような高温では, ^{87}Sr の拡散速度は Rb^{87} の壊変速度に比較してはるかに大きい ($>10^5$ 倍) (HART, 1964). このような高温では黒雲母に ^{87}Sr の蓄積は起こらず, 黒雲母にも包有鉱物にも変化は生じない. よって時間の起点を岩石の固結完了時とすることができる.

次に Rb^{87} と, 放射壊変に無縁の Sr (common Sr) の粒径による変化は, 充分とは言えないが, 測定結果に示した事実をもって結晶過程によるものとみなす. 固結後の Rb , com. Sr の移動は無視する.

今岩石固結時から時間を測り, 拡散が実質的に無視できるような値に達した時点をも t_D , 現在を t_P としよう. t_P の間に黒雲母の中に生じた ^{87}Sr を $T^{87}\text{Sr}$, t_D の間に失った ^{87}Sr を $L^{87}\text{Sr}$, 黒雲母に保存されている ^{87}Sr を $(\text{Sr}^{87})_B$ と表わすと次の関係がある.

$$T^{87}\text{Sr} = L^{87}\text{Sr} + (\text{Sr}^{87})_B \quad (3)$$

Eq. (3) の両辺を黒雲母の現在の Rb^{87} の量 $(\text{Rb}^{87})_B$ で割り, 更に両辺に 1 を加えると次式となる.

$$\left\{ 1 + \frac{T^{87}\text{Sr}}{(\text{Rb}^{87})_B} \right\} = \frac{L^{87}\text{Sr}}{(\text{Rb}^{87})_B} + \left\{ 1 + \frac{(\text{Sr}^{87})_B}{(\text{Rb}^{87})_B} \right\} \quad (4)$$

Eq. (4) は次のように改められる.

$$\frac{L^{87}\text{Sr}}{(\text{Rb}^{87})_B} = e^{\lambda t_P} - e^{\lambda t_D} \quad (5)$$

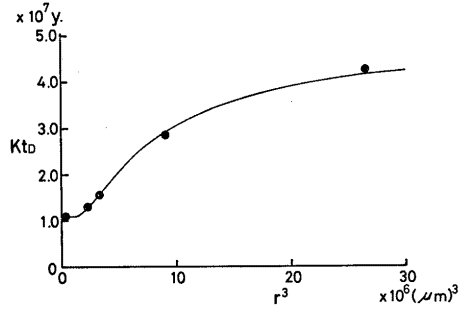
t_B は黒雲母-母岩の組合せから求まる年令である.

No. 6 の 100 m. y. を除き (包有鉱物の除去が不十分であったとみられる), t_B は 95 ± 2 m. y. (Table 2) である. 即ち t_B は粒径によらず一定である. t_P は全ての黒雲母について同一である. よって $L^{87}\text{Sr}/(\text{Rb}^{87})_B$ は粒径によらず一定である.

$$\frac{L^{87}\text{Sr}_i}{(\text{Rb}^{87})_{B_i}} = \text{constant} \quad (6)$$

i は i 番目の粒径の組を表わす.

^{87}Sr の損失は一次過程で取り扱える (SHEWMON, 1963; HART, 1964; DAMON, 1968). 損失速度係数を α で表わすと, Eq. (6) の $L^{87}\text{Sr}_i/(\text{Rb}^{87})_{B_i}$ は α_i



第 5 図 Kt_D の黒雲母粒径依存
Fig. 5. The grain size dependent variation of Kt_D

と t_D とで表わされる (付録 1). t_D は冷却過程に依存し, 黒雲母の粒径とは独立で, 全ての黒雲母について共通である. よって Eq. (6) は α 即ち損失速度係数が粒径に依存していないことを示し, 全ての粒径の組について等しい値を維持したことを示す. このことは包有鉱物の存在とかかわっているとみられる. 次にこの包有鉱物の ^{87}Sr 損失に果たす役割を考察する.

iii) 包有鉱物の ^{87}Sr 獲得率と黒雲母の粒径

質量 M_B の黒雲母の中に $t=0$ から $t=t_D$ までの間に生じる ^{87}Sr の総量 $T_D^{87}\text{Sr}$ は次式で表わされる.

$$T_D^{87}\text{Sr} = M_B (\text{Rb}^{87})_B \lambda t_D \quad (7)$$

$T_D^{87}\text{Sr}$ の一部 K 割が質量 M_I の包有鉱物に獲得されたとすると, 包有鉱物の ^{87}Sr の量は次式で表わされる.

$$(\text{Sr}^{87})_I = K \cdot \frac{M_B}{M_I} \cdot (\text{Rb}^{87})_B \lambda t_D \quad (8)$$

包有鉱物および黒雲母の中の com. Sr を考慮に入れ, 包有鉱物の Sr 同位体比 $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_I$ を表わすと次のようになる.

$$\left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}} \right)_I = \left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}} \right)_0 + K \cdot \frac{M_B}{M_I} \cdot \frac{(\text{Sr}^{86})_B}{(\text{Sr}^{86})_I} \cdot \frac{(\text{Rb}^{87})_B}{(\text{Sr}^{86})_B} \cdot \lambda t_D \quad (9)$$

$(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ は $t=0$ における初生比を表わし, $(\text{Sr}^{86})_B$, $(\text{Sr}^{86})_I$ はそれぞれ黒雲母, 包有鉱物の Sr^{86} を表わす. Eq. (9) は $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_I - (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0$ が

$\frac{M_B}{M_I} \cdot \frac{(\text{Sr}^{86})_B}{(\text{Sr}^{86})_I} \cdot \frac{(\text{Rb}^{87})_B}{(\text{Sr}^{86})_B}$ に比例することを示し, その

比例定数 $\tan \beta$ は $K \lambda t_D$ に相当する.

$$\tan \beta = K \lambda t_D \quad (10)$$

$\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{y}^{-1}$ を用いることによって, Eq. (10) から K_{tD} が求まる. 各粒径の組についての K_{tD} の値 K_{itD} が Table 3 に示してある. Table 3 から K_{tD} が粒径に依存していることがわかる. その様子を Fig. 5 に示してある. Fig. 5 の縦軸は K_{tD} を, 横軸は各組の粒径の平均半径の 3 乗 r^3 を示している. K_{tD} の半径 r に対する変化は, 半径が小さい程小さく, $r = 0$ に対する極限值 K_{0tD} が存在することを示唆している. 半径が小さくても包有鉱物があるかぎりその中へ $^*Sr^{87}$ は配分される. また Table 3 や Fig. 5 でみると, K_{tD} は半径 r の増加にともなって増加するが, K には後述するような上限があり, r がいかに大きくなってもその値を越えられない. このことを念頭におき K_{tD} と r の関係を式でもって与えると, K_{tD} は測定範囲内では $K_{tD} = K_{0tD} \{1 + a \exp(-b/r^3)\}$ の形でよく表わされる. 即ち

$$K_{tD} = 1.08 \times 10^7 + 3.98 \times 10^7 \exp\left(-\frac{6.94}{r^3} \times 10^6\right) \quad (11)$$

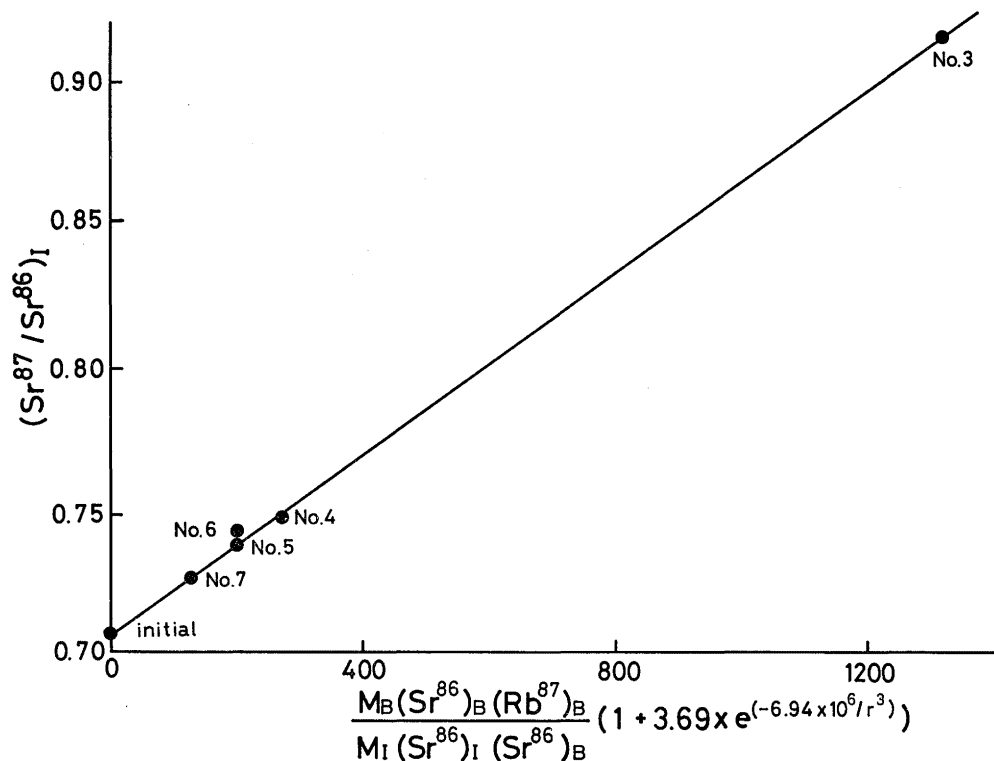
を得る. $K_{0tD} = 1.08 \times 10^7$ である. Eq. (11) は Fig. 5 に実線で示してある. Eq. (11) の両辺を $K_{0tD} = 1.08 \times 10^7$ で割り K について示すと次のようになる.

$$K = K_0 \left\{1 + 3.69 \exp\left(-\frac{6.94}{r^3} \times 10^6\right)\right\} \quad (12)$$

これによって先の結論即ち $L^*Sr^{87}/(Rb^{87})_B$ や α が粒径に依存しなく一定であることは次のように理解される. 粒径の増大による $^*Sr^{87}$ の, 結晶の外への損失量の減少は, 結晶の中の包有鉱物の $^*Sr^{87}$ 獲得率の増大によって補われている.

$$\frac{(^*Sr^{87})_I}{(Rb^{87})_B} = \frac{M_B}{M_I} \lambda_{tD} K_0 \left\{1 + 3.69 \exp\left(-\frac{6.94}{r^3} \times 10^6\right)\right\} \quad (13)$$

Eq. (12) を Eq. (9) に入れ次式を得る.



第 6 図 包有鉱物の Sr^{87}/Sr^{86} 比と, 粒径・質量比・com Sr 濃度比によって補正された黒雲母の Rb^{87}/Sr^{86} 比との関係. 直線の勾配は $K_0 \lambda_{tD}$ に相当する.

Fig. 6. Relation between the Sr^{87}/Sr^{86} ratio of the mineral inclusions and the Rb^{87}/Sr^{86} ratio of biotite corrected by the grain size of biotite, and the mass ratio and the common Sr concentration ratio of biotite to the inclusions.

$$\left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_I = \left(\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}}\right)_0 + \frac{M_B}{M_I} \cdot \frac{(\text{Sr}^{86})_B}{(\text{Sr}^{86})_I} \cdot \frac{(\text{Rb}^{87})_B}{(\text{Sr}^{86})_B} \lambda t_D K_0 \times \{1 + 3.69 \exp(-\frac{6.94}{r^3} \times 10^6)\} \quad (14)$$

これは包有鉱物の、または Fig. 4 の黒雲母—黒雲母結線の切片 $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比が、黒雲母と包有鉱物の質量比、黒雲母と包有鉱物の Sr^{86} 濃度比、黒雲母の $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ 比、拡散時間 t_D と黒雲母の粒径によって決まっていることを示す。 $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_I$ と、質量比 $\cdot \text{Sr}^{86}$ 濃度比 \cdot 黒雲母の粒径で補正された $(\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86})_B$ とは直線関係 (Fig. 6) で、その勾配は $K_0 \lambda t_D$ に相当する。今極限值 K_0 を知ることができれば、拡散時間 t_D を求めることができる。

iv) 拡散時間 t_D と極限獲得率 K_0 の推定

K_0 を調べるにあたって、 K の取り得る最大値を求めてみよう。 t_D の間の $^* \text{Sr}^{87}$ の拡散によって包有鉱物の Sr 同位体比 $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_I$ が到達し得る最高値 $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_I^{\text{max}}$ は、その時の黒雲母の $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_B$ に等しい。この状態に至る t_D の間に黒雲母が $^* \text{Sr}^{87}$ をその外側へ全く失わなかった場合、包有鉱物に配分される $^* \text{Sr}^{87}$ の配分割合は最大 (K^{max}) となる。

$$(^* \text{Sr}^{87})_I^{\text{max}} M_I + (^* \text{Sr}^{87})_I^{\text{max}} \cdot \frac{(\text{Sr}^{86})_B}{(\text{Sr}^{86})_I} \cdot M_B = T_D \cdot ^* \text{Sr}^{87} \quad (15)$$

$K^{\text{max}} = (^* \text{Sr}^{87})_I^{\text{max}} \cdot M_I / T_D \cdot ^* \text{Sr}^{87}$ であるから、Eq. (15) から次式を得る。

$$K^{\text{max}} = \frac{M_I (\text{Sr}^{86})_I}{M_I (\text{Sr}^{86})_I + M_B (\text{Sr}^{86})_B} \quad (16)$$

さて、No. 3 の黒雲母は、拡散期間 t_D の間に、その外側へ $^* \text{Sr}^{87}$ を全く失わなかったとは認められないから $K_0 < K^{\text{max}}$ である。Eq. (16) から $K_0^{\text{max}} = 0.348$ を得る。よって Eq. (12) から $K_0 < 0.091$ である。対する $t_D > 120 \text{ m. y.}$ である。

む す び

冷却過程の中で黒雲母が外に失った $^* \text{Sr}^{87}$ の Rb^{87} に対する相対量は黒雲母の粒径にかかわらず一定である。これは黒雲母の中に包有鉱物が存在するためである。粒径の増大による黒雲母結晶粒外への相対損失量の減少は、包有鉱物の $^* \text{Sr}^{87}$ 獲得率の増大によって補なわれている。獲得率は粒径に依存し、粒径の増加にともなって大きくなり、 $K = K_0 \{1 + 3.69 \exp(-6.94 \times 10^6 / r^3)\}$ で測定範囲内では近似できる。 t_D は 43 m. y. (包有鉱

物の中にある $^* \text{Sr}^{87}$ の量から、 $K = 1$ に相当) より短かいことはあり得ない。 t_D は 120 m. y. 以上の長期間に渡ると推定される。120 m. y. は Rb-Sr 全岩年令の約 80% の期間に相当する。

包有鉱物の Sr 同位体比は、包有鉱物の $^* \text{Sr}^{87}$ 獲得率 K を導入することによって、黒雲母の粒径との関係でとらえられるようになるが、 K はあくまで現象を記述する便宜的なものであり、 K の内容の解明が必要である。

引用文献

- DAMON, P. E. (1968): Potassium-argon dating of igneous and metamorphic rocks with applications to the Basin ranges of Arizona and Sonora, In: HAMILTON, E. I. and FARQUHAR, R. M. (eds), *Radiometric Dating for Geologist*, p. 1-72, Interscience, London.
- HART, S. R. (1964): The petrology and isotopic-mineral age relations of a contact zone in the Front range, Colorado, *Jour. Geol.*, 72, (5), 493-525.
- SHEWMON, P. G. (1963): *Diffusion in Solid*, p. 203, McGraw-Hill, New York.
- SHIBATA, K., MATSUMOTO, T., YANAGI, T. and HAMAMOTO, R. (1978): Isotopic ages and stratigraphic control of Mesozoic igneous rocks in Japan, In: G. V. COHEE, M. S. GLAESSNER, and H. D. HEDBERG, (eds.), *Contributions to the Geological Time Scale*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 143-164.
- STEIGER, R. H. and JAGER (1978): Convention on the use of decay constants in geochronology and Cosmochronology, In: G. V. COHEE, M. S. GLAESSNER and H. D. HEDBERG, (eds), *Contributions to the Geological Time Scale*, Amer. Assoc. Petrol. Geol., 67-72.
- 柳 哮 (1971): 福岡県杷木町地方に露出する花崗閃緑岩の Rb-Sr 年令, 九大理研報, 11, (1), 45-48.
- YANAGI, T. (1975): Rubidium-strontium model of formation of the continental crust and the granite at the island arc., *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], 22, (2), 37-98.

付 録 (1)

一次過程で近似した $^* \text{Sr}^{87}$ 損失量 損失速度係数 α を用いて $^* \text{Sr}^{87}$ の変化速度は次式で与えられる。

$$\frac{d^* \text{Sr}^{87}}{dt_D} = \lambda R b^{87} - \alpha ^* \text{Sr}^{87} \quad (\text{A-1})$$

(A-1) を解いて次式を得る。

$$^* \text{Sr}^{87} = R b^{87} \frac{\lambda}{\alpha - \lambda} (1 - e^{-(\lambda - \alpha)t}) \quad (\text{A-2})$$

t_D 時間中に生じる総 $^* \text{Sr}^{87}$, $T_D \cdot ^* \text{Sr}^{87}$ は $R b^{87} (e^{\lambda t_D} - 1)$ であるから、その間に失われた $^* \text{Sr}^{87}$ の量 $L \cdot ^* \text{Sr}^{87}$ は次式で与えられる。

$$\frac{L \cdot ^* \text{Sr}^{87}}{R b^{87}} = (e^{\lambda t} - 1) - \frac{\lambda}{\alpha - \lambda} (1 - e^{-(\lambda - \alpha)t}) \quad (\text{A-3})$$