

ストロンチウム同位体比からみた富士・箱根・伊豆地域火山岩類

倉 沢 一*

KURASAWA, Hajime (1984) Strontium isotopic consequence of the volcanic rocks from Fuji, Hakone and Izu areas. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 35(12), p. 637-659.

Abstract: Three petrographic provinces have been recognized in the Japanese islands; arranged parallel to the island arcs, from the ocean side to the continental side and/or to the back-arc side, low-alkali tholeiite, high-alkali tholeiite, and alkali basalt. The Fuji, Hakone and Izu volcanic areas have been divided petrographically into three zones which lie parallel to the Izu-Ogasawara arc.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios have been determined for 72 samples of Quaternary volcanic rocks, one submarine sample and 4 Neogene basement rocks from the southern part of the Izu Peninsula. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the volcanic rocks from these areas, lie in the range from 0.70315 to 0.70387. In these areas, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in several rocks from the same volcano agree with one another within 0.0001 and/or 0.0003, regardless of the difference of the rock-types, and across-arc $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio variation was found from the volcanic front (0.70387, Izu-Oshima) in the east to the back-arc side (0.70315, Minamisaki basanitoids). In each volcano, almost all of the magma is not subjected to assimilation with different $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios during crystal fractionation except the Komuro-yama lavas of the Higashi-Izu monogenetic volcanoes. The geochemical evidences and isotopic ratios indicate the characteristics of the rocks from most of the young island arcs.

As for the *in situ* differentiation of lava flows from Fuji and Hakone volcanoes, the chondrite-normalized REE pattern for the segregation veins in the lava flows and banded layers lies above and nearly parallel to that for host lavas. No distinct difference in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio for the segregation veins and banded layers as *in situ* differentiation, except a small difference of 0.00002 to 0.00004, is observed. Formation of the calc-alkali rocks by assimilation of basaltic magmas with crustal materials is not required by the isotopic evidence, but it may have been taken place to the extent that the contaminating radiogenic strontium in the crustal materials was diluted beyond detection by magmatic strontium.

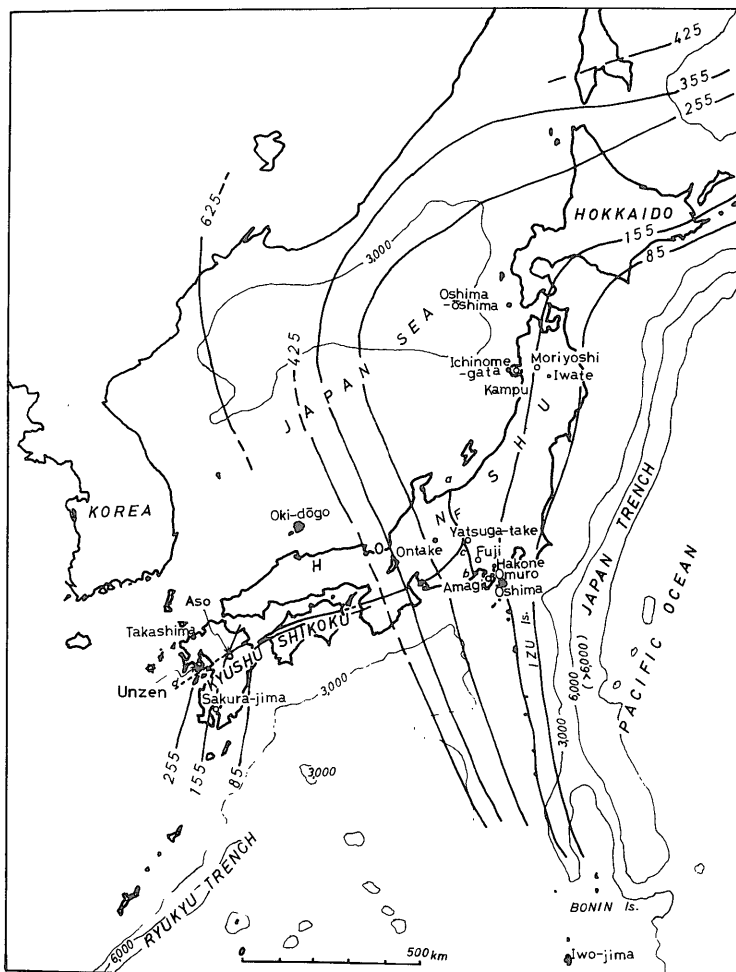
1. はじめに

日本列島弧の火山岩類の同位体地質学的手法による研究の一端として、ストロンチウム同位体比の測定を系統的に推進している。本報告では、富士・箱根・伊豆地域の、おもに第四紀火山岩類についてとりまとめた。本地域については、既に公表されたもの(倉沢, 1979)があるが、新しく導入された質量分析計によって、同一試料の再測定を行い、高い精度でえられたストロンチウム同位体比を用いて再検討し、また試料を追加、補足した。

同位体地質学的見地からは、日本列島弧のそれぞれの弧について特徴があり、さらに東日本と西日本とでは顕著な差が認められている。また、測定精度の著しい向上によって、島弧に沿った方向と横断する方向へのストロ

ンチウム同位体比の変化もとらえられるようになった。一方、火山ごとについても、マグマの生成から分化の過程(processes)での、いくつかの作用例えば、結晶分化作用とマグマ溜りでの wall rock との相互作用との複合過程なども検討されている。本報告は、これらの観点から、新たに測定しなおされた精度の高い測定値を用いて、改めてまとめなおしたものである。日本列島弧における同位体地質学的とりまとめは、あらためて報告する。測定試料の Oshima 6' の St. 7-D6 は海洋地質部湯浅真人技官から提供していただいた。また試料の一部(第1表, 59-76)の Ba については、茨城大学小沼直樹教授に測定していただいた。Appendix の主成分については技術部化学課の後藤隼次氏の協力をえた。なお、富士火山宝永噴出物については日本大学文理学部宮地直道氏のご指導をいただいた。記してここに感謝の意を表します。

* 九州出張所(地球化学グループにおける研究成果)



第1図 富士・箱根・伊豆地域火山の位置図

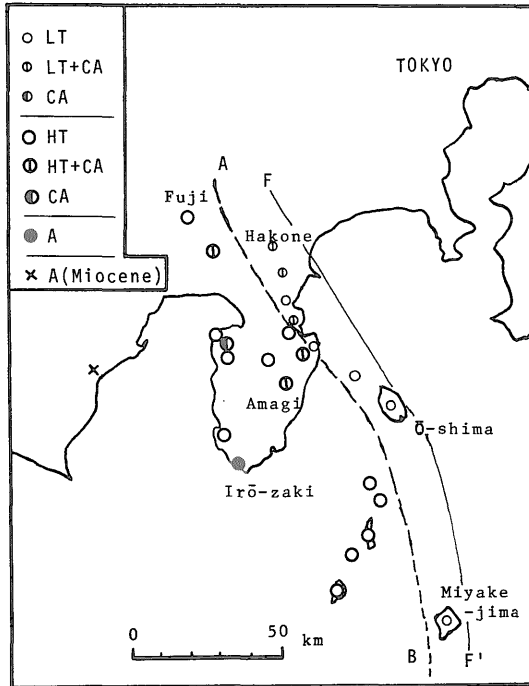
Fig. 1 Locality map showing the volcanoes described. Lines (85-625) indicate the contours representing the depth of intermediate and deep earthquakes. Lines a-b and c-d indicate the Itoigawa-Shizuoka fault and Median Tectonic Line, respectively.

2. 火山の分布と火山岩の性質

富士・箱根・伊豆地域には、火山フロントから西方へ、低アルカリソレイト系、高アルカリソレイト系(高アルミナ玄武岩系)が、一部にカルク・アルカリ岩系を伴って、広い成分範囲の火山岩類が配列している。低アルカリソレイト系列の北限は箱根火山である。日本列島における位置と本地域内の火山配列とを、それぞれ第1図と第2図に示す(倉沢・道野, 1976; 倉沢, 1979)火山帯の幅は約53 kmで、東北地方などの火山帯一般の ≥ 100 kmのおよそ半分である。これは南方延長の小笠原・マリアナ弧にもほぼあてはまる。

西伊豆半島地域の岩系の分布が、やや複雑であるが、太平洋プレートとフィリピン海プレートとの収斂として、あるいは接点としての効果があらわれていると考えられている。少なくとも、伊豆半島地域の地下深所では descending lithosphere の推定される underthrust-direction が急角度である。東北日本弧の地下深所への沈みこみと、伊豆・小笠原・マリアナ弧のそれぞれとのプレートの違いと食い違いによるマグマの生成の場とその条件の特性が、富士・箱根・伊豆地域の火山岩の諸性質の特徴となってあらわれていると考えることができる(倉沢・道野, 1976)。

東伊豆単成火山群では、おもに玄武岩質マグマの活動



第2図 富士・箱根・伊豆地域の岩系別の火山配列
Fig. 2 Distribution of Quaternary volcanoes in Fuji, Hakone and Izu areas, central Japan (KURASAWA and MICHINO, 1976).

LT: low-alkali tholeiite series
HT: high-alkali tholeiite series
A: alkali rock series
CA: calc-alkali rock series

Line A-B indicates the boundary line between the zone of LT and HT. Line F-F' indicates the volcanic front representing the outer limit for the distribution of Quaternary volcanoes.

で特徴づけられ、これにデイサイト熔岩円頂丘、流紋岩質熔岩と火山砕屑流が伴う bimodal マグマの活動からなる。分布域は、北方の巢雲山から南方の天城火山体南麓と、いわゆる大室山火山群とで東西約 20 km、南北約 30 km と広大である。

また、東伊豆単成火山群(荒牧・葉室, 1977)と伊豆大島との中間の海底の東部に、低アルカリソレイト系玄武岩質火山岩が分布する(湯浅・本座, 1976)。なお、伊豆半島最南端の石廊崎西方に、シリカに強不飽和な南崎ペイサニトイドが産出する。〔南崎を Nanzaki と呼ぶよりも Minamisaki とした方がよいらしい(小山・新妻, 1980)〕。その K-Ar 年代は 0.43 Ma となっている(KANEOKA *et al.*, 1982)。本地域の火山分布と、測定試料の採取地点をそれぞれ第3図と第4図とに示す。採取

地点の番号は、第1表の測定値の番号と対応する。

3. 火山岩のストロンチウム同位体比

3.1 測定法と測定試料

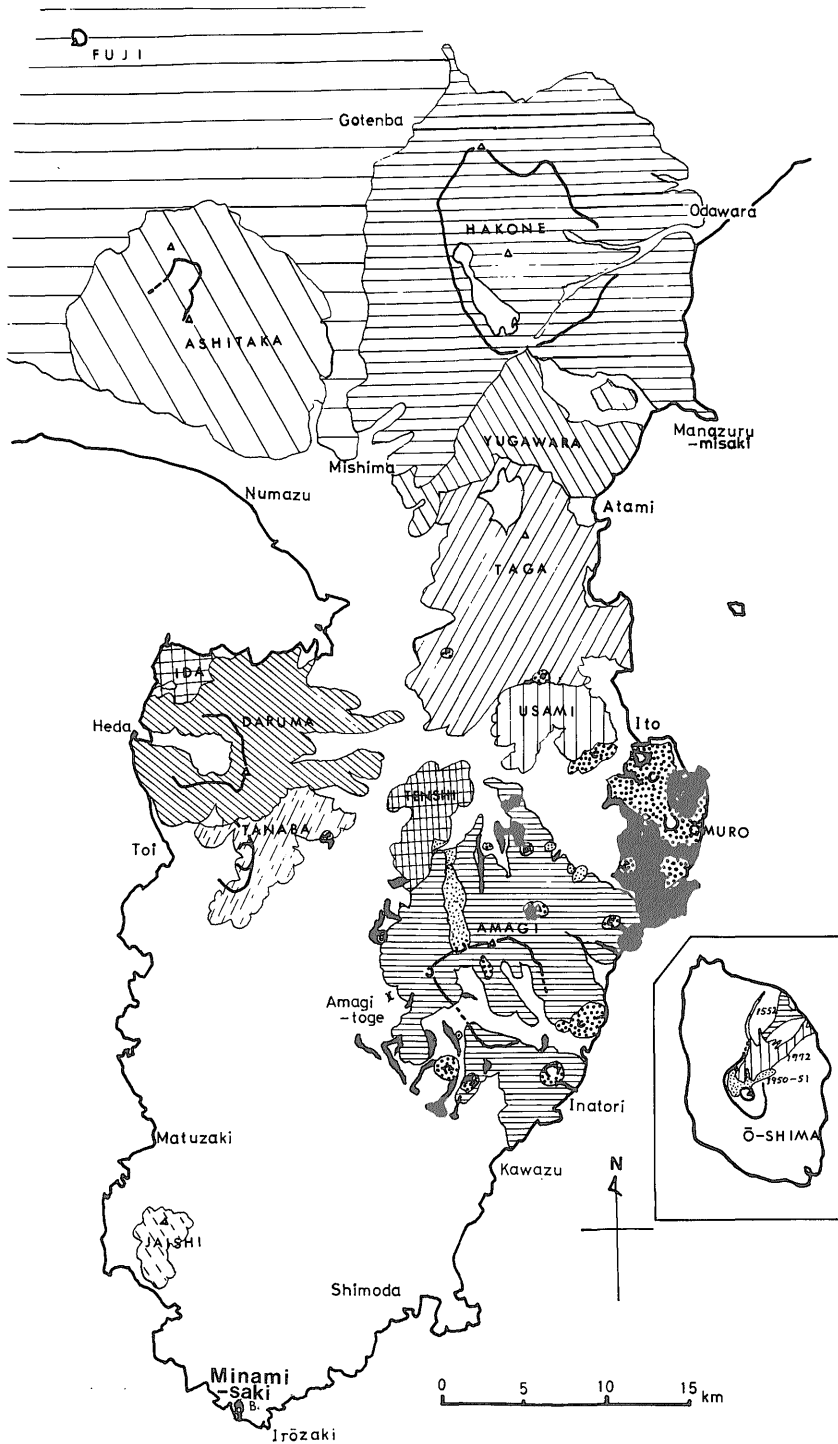
Rb および Sr の定量は同位体希釈法による。ただし、天城火山および天城火山地域玄武岩類については蛍光X線法によった。また、Kについては、主化学成分分析での原子吸光分析法による。Sr 同位体比の測定は、VG-Isomass 54E, ダブルコレクターのオンラインコンピューターコントロールによった。Ta-シングルフィラメントを使用した。測定値は全て $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ でノーマライズされている(第1表)。標準岩石試料及び標準試薬の測定値は第2表にまとめて示した。試料の実測値では、例えば第1表の No. 1 畑玄武岩では $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n = 0.703630 \pm 14 (\sigma_m)$ 、また第2表の JA-1 は同比 $0.703586 \pm 11 (\sigma_m)$ である。それぞれの表では小数点以下5桁で表現した。Eimer & Amend 及び NBS 987 standard SrCO_3 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、それぞれ 0.708054 ± 8 および $0.710278 \pm 9 (\sigma_m)$ をえている。

第1表の微量元素等の測定値は倉沢(1979)のものをほぼ再使用しているが、後述のようにいくつかについては試料を追加してある。Ba については、茨城大学の小沼直樹によって、Jarrell-Ash PLASMA ATOMCOMP model 975 を使用した値であって、倉沢(1979)の測定値を改訂した。なお、第1表の1-18(6'を除く)および21-29はTATSUMOTO and KNIGHT(1969)、30-58は倉沢(1959)ならびに59-75は倉沢・道野(1976)と同一試料により Sr 同位体比を再測定した。追加した試料は、大島については海底試料(6')、箱根火山は幕山(14)、富士火山については宝永(1707年)噴出物、また愛鷹山(21, 22)などである。それぞれの試料の採取地点は第4図に、第1表と対応させて示してある。東伊豆単成火山群の大室山火山群および天城火山地域玄武岩類を除いて、火山毎に噴出順序に従ってまとめてある。

3.2 富士・箱根・伊豆地域火山岩類の K·Rb·Sr

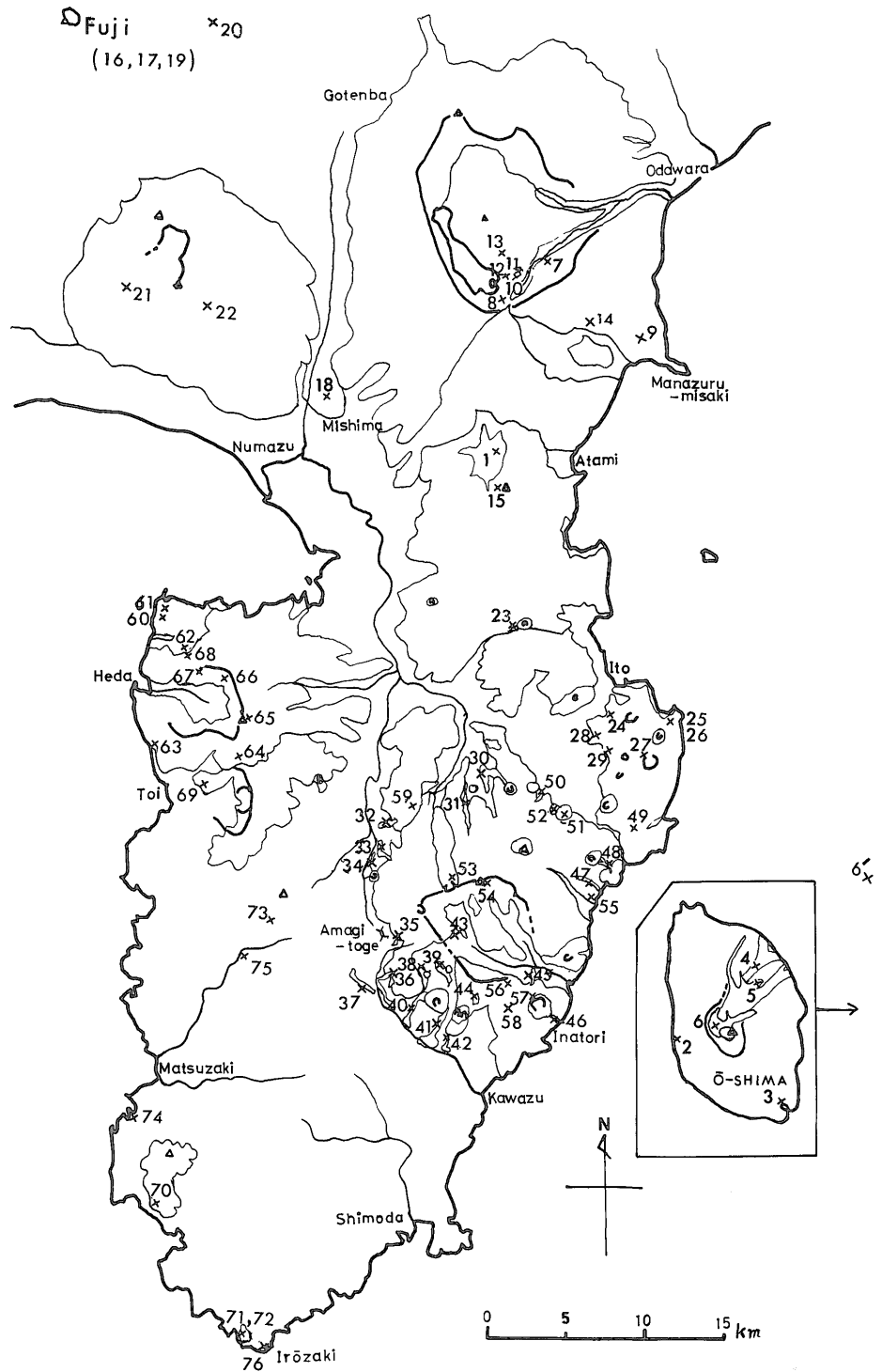
低アルカリソレイト系の火山岩の畑玄武岩(鮮新世)、伊豆大島および箱根火山の火山岩の Sr 量は、ほぼ 150-300 ppm の範囲内にある。その西側に分布する高アルカリソレイト(高アルミナ玄武岩)系は、一般に 300-500 ppm、さらに南崎ペイサニトイドでは 679 ppm の最高値となっている。

Rb は化学的に mobile であるという性質から、その変動量が多いこともあって、本地域の火山岩類では 0.7-58 ppm の広い成分範囲をもつ。低アルカリソレイト系の玄武岩質岩石では、1-5 ppm が一般的である。高ア



第 3 圖 火山位置圖

Fig. 3 Distribution of Quaternary volcanoes in Fuji, Hakone and Izu areas. The solid and coarse dots indicate the basaltic lava flows and scoriaceous cinder cones and ejecta. Fine dots indicates for the Higashi-Izu monogenetic volcanoes in the Amagi volcano area in the peninsula.



第4図 測定試料採取位置図

Fig. 4 Locations of the analyzed samples.

第1表 富士・箱根・伊豆地域火山岩類の分析測定

Table 1 Analyses of the volcanic rocks from Fuji, Hakone and Izu areas.

Sample		ppm			Ratio		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ , %	
		K	Rb	Sr	Rb/Sr	K/Rb				
1.	<i>Hata basalt Oshima</i>	Bao ¹⁾	1700	0.70	166	0.00422	2430	0.70363	38.5	48.16
2.	Nomashi	Bo	3500	4.2	165	0.0255	833	0.70384	23.9	52.73
3.	Habu	Boy	3900	5.4	218	0.0248	722	0.70362	22.5	52.06
4.	1552	By, o	3600	4.3	155	0.0277	837	0.70387	22.9	52.20
5.	1778	B	3500	4.7	155	0.0303	744	0.70383	22.3	52.40
6.	1951	By, a	3570	6.2	173	0.0358	576	0.70375	22.2	53.31
6'.	St.7 · D6	Bya, o	2740	—	—	—	—	0.70370	25.8	51.31
<i>Hakone</i>										
7.	OS-L	BAoy	3500	3.1	465	0.00670	1130	0.70343	26.9	52.84
8.	OS-U	Ayap	6200	8.6	278	0.0309	721	0.70352	23.9	57.22
9.	OS-U	Aay	6890	11.8	266	0.0444	584	0.70359	12.3	63.70
10.	YS-L	Dy, a	11500	17	135	0.126	676	0.70358	5.9	75.85
11.	YS-U	Aay	7600	10	255	0.0392	760	0.70363	10.3	67.37
12.	CC-F	Aay	4300	5.3	228	0.0232	810	0.70364	25.9	57.07
13.	CC-K	Aay	5200	5.8	309	0.0118	897	0.70345	32.6	57.32
14.	Makuyama band-A		6140	—	—	—	—	{0.70363 0.70364}	10.1	65.06
	-B		10200	—	—	—	—	{0.70362 0.70366}	1.7	74.28
15.	<i>Taga</i>	Boa	2800	3.1	172	0.0180	903	0.70365	34.4	50.71
<i>Fuji</i>										
16.	Saruhashi	Bo	7700	13	389	0.0334	592	0.70351	21.9	49.60
17.	Kenmarubi	Bo	6300	11	411	0.0268	573	0.70351	22.2	52.30
18.	Mishima									
	-a. Host lava	Bo	6000	13.5	410	0.0329	444	0.70357	26.5	49.11
	-b. Segr. vein		17300	45.7	338	0.135	379	0.70352	14.2	55.20
19.	Aokigahara									
	-a. 864 lava	Byao	6060	13	395	0.0326	466	0.70348	21.7	51.00
	-b. Segr. vein		11950	—	—	—	—	0.70352	14.2	52.90
20.	Hoei 1707									
	-a. Scoria		6310	—	—	—	—	0.70350	26.2	51.09
	-b. Pumice		23400	—	—	—	—	0.70352	11.2	68.25
<i>Ashitaka</i>										
21.	Otana-taki	Bao, y	4650	—	—	—	—	0.70340	23.4	52.05
22.	Numazu NW	A	8470	—	—	—	—	0.70337	12.6	62.08
<i>Higashi-Izu Monogenetic Volcano Group</i>										
23.	Sukumo-yama	Bo	3800	1.9	360	0.00528	2000	0.70337	39	48.10
<i>Omuro-yama Volcano Group</i>										
24.	Jyoboshi	Bo	2900	4.3	375	0.0115	647	0.70336	39	49.08
25.	Komuro-yama	Ao	6000	12	318	0.0377	500	0.70341	32	53.26
26.		Ao	8700	20	287	0.0697	435	0.70354	28	58.02
27.	Umenoki	Aya	3200	3.9	410	0.00951	821	0.70360	31	52.26
28.		ABoa	6200	6.6	456	0.0145	939	0.70333	28	53.13
29.	Omuro	Byo	5400	8.3	416	0.0200	627	0.70333	33	53.76

第1表 つづき

Sample		ppm			Ratio			$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ , %		
		K	Rb	Sr	Rb/Sr	K/Rb	Rb/Sr					
<i>Amagi Volcano Area</i>												
30.		Bo	4800	9.6	402	0.0239	500	—	37	49.53		
31.	Jizodo	Bo, q	4200	6.4	406	0.0158	656	0.70334	35	49.22		
32.		Boa	3400	5.2	435	0.0120	654	—	30	52.71		
33.	Yoichi	Bo	2200	2.2	423	0.0052	1000	0.70330	35	50.73		
34.		Bao	2700	3.7	409	0.00905	730	—	36	49.75		
35.		Bao	2900	3.2	339	0.00944	906	—	38	49.84		
36.		Bao	3100	2.6	380	0.00684	1190	—	34	49.21		
37.		Bao	2200	2.3	413	0.00557	957	—	32	49.53		
38.	Okuhara	Bao	3600	5.0	428	0.0117	720	0.70338	31	49.29		
39.		Bao	2200	2.2	367	0.00272	1000	—	34	49.39		
40.	Nashimoto	Bo	2700	4.3	371	0.0116	628	0.70323	35	49.82		
41.		Bo	3600	3.3	378	0.00873	1090	—	36	50.77		
42.	Ikadaba	Bao	2300	5.0	417	0.0120	460	0.70322	36	49.01		
43.		Boa	4100	3.5	411	0.00852	1170	—	31	51.29		
44.	Misuji	Bao, q	9000	12	440	0.0273	750	0.70336	32	55.27		
45.		Boa	4600	16	375	0.0427	288	—	31	52.34		
46.	Kurone	Bao, q	2100	5.0	400	0.0125	420	0.70328	36	50.12		
47.	Nakanomisaki	Byao	4700	9.8	367	0.0267	480	0.70358	27	55.56		
48.	Akazawa	Byao	3400	13	399	0.0326	262	0.70338	29	54.97		
49.	Omuro	Byo	5400	8.3	416	0.0200	627	0.70333	33	53.76		
50.	Rokuroba	Byao	6400	11	463	0.0238	463	0.70342	34	53.04		
51.	Yahazu E	Dhyoa	12700	22	302	0.0728	577	0.70348	22	58.94		
52.	Yahazu W	Dhyoa	16700	39	291	0.134	428	0.70346	18	66.22		
53.	Kawagodaira	Rhy	17600	51	236	0.216	345	0.70336	10	72.18		
<i>Amagi</i>												
54.	Manzaburo	Aya	14000	29	281	0.103	483	0.70341	22	60.33		
55.	Togasa	Aya	7800	26	336	0.0774	300	0.70350	26	59.17		
56.	Misuji	Ahya, q	9300	30	285	0.105	310	0.70344	21	59.90		
57.	Sengen	Aohya, q	10700	25	351	0.0712	428	0.70347	26	59.73		
58.	Omine	Ahya, q	12100	33	309	0.107	367	—	24	60.93		
Sample		ppm				Ratio			$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ , %	
		K	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Ba	Rb/Sr				
59.	<i>Tenshi</i>	BAay	4810	33	301	103	146	32.9	0.110	0.70355	23.9	53.01
<i>Ida</i>												
60.		BAoa	4320	31	467	137	139	13.5	0.0664	0.70339	28.0	52.23
61.		BAoa	4070	14	516	137	291	19.8	0.0271	0.70351	27.9	51.81
62.		BAa, o	3320	9	562	121	369	19.2	0.0160	0.70337	25.6	50.51
<i>Daruma</i>												
63.		Aay, o	7550	19	406	188	397	37.2	0.0468	0.70341	28.7	51.45
64.		Aya, o	7800	28	451	219	279	24.8	0.0621	0.70336	27.6	54.13
65.		Aya	6970	45	569	196	155	23.9	0.0791	0.70348	30.4	53.52

第1表つづき

Sample	ppm				Ratio			$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ , %	
	K	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Ba	Rb/Sr				
66.	Aya	7800	20	486	205	390	52.0	0.0412	0.70370	30.9	53.30
67.	Aya, o	6810	18	502	200	378	21.0	0.0359	0.70353	26.1	55.26
68.	BAyao	5810	12	481	147	484	18.2	0.0249	0.70338	26.0	51.65
69.	Tanaba Ay, o	3650	8	378	110	456	41.5	0.0212	0.70358	24.7	51.70
70.	Jaishi Minamisaki basanitoid	9380	22	285	180	426	15.5	0.0772	0.70336	26.0	54.49
71.	Boa	8150	—	—	—	—	—	—	—	45.5	43.80
72.	Boa Pliocene-Miocene Volcanics	8010	58	679	318	138	25.2	0.0854	0.70316*	46.9	43.03
73.	Nekko Aya	10460	34	310	156	308	30.4	0.110	0.70343	27.1	53.64
74.	Ishibe Aya	10130	42	322	177	241	28.7	0.130	0.70339	20.5	56.37
75.	Shirakawa A	4150	15	319	142	277	11.0	0.0470	—	21.1	53.86
76.	Irozaki Aay	9850	36	308	—	274	—	0.117	0.70340	—	—

* $\text{Sr}(87/86)_1 = 0.70315$
assuming age of 0.43 Ma (I. KANEOKA *et al.*, 1982)

1) Abbreviations

B, A, D: basalt, andesite, dacite.

BA, AB: basaltic andesite, andesitic basalt.

(e.g.; Aoayph, q: Quartz-bearing olivine-augite-hypersthene-pigeonite-hornblende andesite.)

SI: Solidification Index.

K: atomic absorption.

Rb and Sr: mass-spectrometric stable isotope dilution.

Ba: N. Onuma, analyst.

畑玄武岩:

- 静岡県田方郡函南町北東. 鮮新世畑玄武岩類上部.

大島火山:

- 東京都大島町野増竜ノ口. 4,000 YBP (先カルデラ).
- " 波浮港北側崖. (先カルデラ).
- " 大島公園南々西福重橋. 1552 熔岩.
- " 福重橋南々西 500 m, 1778 (安永) 熔岩.
- " 三原山北西. 1951 熔岩 (JB-2).
- 大島北西 11 km, 水深約 500 m (または 750 m), 北緯 34°50.3', 東経 139°16.8', GH742 · St. 7 · D6, (湯浅・本座, 1976).

箱根火山:

- 神奈川県足柄下郡箱根町畑宿南須雲川右岸. OS 最下部.
- " 箱根峠. OS 最上部.
- " 真鶴町北西方 1 km 採石場. 本小松石. OS 上部 (JA-1).
- " 箱根新道黒岩橋下. YS 最下部.
- " 黒岩橋下 500 m, YS 最上部.
- " 二子山南東麓. CC, 二子山熔岩.
- " 元箱根北. CC, 駒ヶ岳熔岩.
- " 湯河原町幕山南側崖. A (安山岩質バンド), B (流紋岩質バンド).

多賀火山:

- 静岡県田方郡函南町玄岳西側. 多賀火山上部.

富士火山:

- 山梨県大月市大月西桂川右岸. 猿橋熔岩.
- " 富士吉田市松山西. 剣丸尾熔岩.
- 静岡県三島市下土狩石切場跡. 三島熔岩.
a. (熔岩). b. (segregation vein)

19. 山梨県南都留郡鳴沢村字前丸尾(村役場西南西1 km). 青木ヶ原 864 熔岩.
a. (熔岩, JB-3) b. (segregation vein)
20. 静岡県御殿場市水土野北. 宝永 1707 噴出物.
a. (スコリア) b. (パミス, a の下位)

愛鷹山:

21. 静岡県沼津市沼津ゴルフ場北西.
22. " 富士市須津川右岸大棚の滝.

東伊豆単成火山群:

巢雲山:

23. 静岡県田方郡中伊豆町巢雲山北西麓.

大室山火山群地域:

24. 静岡県伊東市城星火口北西 1.5 km. 城星熔岩.
25. " 川奈西. 小室山熔岩.
26. " 小室山熔岩(25)の斜長石捕獲結晶に富む部分.
27. " 梅ノ木平火口壁北東部. 火山弾.
28. " 荻北西 1 km, 梅ノ木平熔岩.
29. " 荻南東 1 km, 大室山熔岩.

天城火山地域:

30. 静岡県田方郡中伊豆町菅引南川岸. (No. I, 第 4 表, 倉沢, 1959)
31. " 地藏堂南川岸. (No. II, 以下同上)
32. " 天城湯ヶ島町狩野長野. (No. III)
33. " 与市坂露頭上部 (No. IV)
34. " 浄蓮滝. (No. V)
35. " 賀茂郡河津町寒天沢. 天城峠(旧道)南 1 km, 火山弾(No. VI)
36. " 登尾山南西麓. (No. VII)
37. " 沼ノ川. (No. VIII)
38. " 奥原北 2 km. (No. IX)
39. " 鉢ノ山北 2 km. (No. X)
40. " 梨本北. (No. XI)
41. " 上佐ヶ野. (No. XII)
42. " 川津筏場山腹. (No. XIII)
43. " 賀茂郡東伊豆町三筋山北 3 km. (No. XIV)
44. " 河津町三筋山南 1.5 km. (No. XV)
45. " 東伊豆町白田北西 2.3 km 発電所前. (No. XVI)
46. " 稲取北東黒根岬. (No. XVII)
47. " 伊東市赤沢南西 500 m 中の岬 (No. XIX)
48. " 赤沢北 1 km. (No. XX)
49. " 八幡野北東 1 km. (No. XXI)
50. " 田方郡中伊豆町鹿路庭峠南西 700 m. (第 2 表, p. 296, 倉沢, 1968c)
51. " 伊東市矢筈山東円頂丘山頂. (No. XXVIII, 倉沢, 1959)
52. " 西円頂丘山頂. (No. XXIX)
53. " 田方郡中伊豆町カワゴ平. (No. XXXI)

天城火山:

54. 静岡県天城山万三郎岳山頂. (No. XXIII, 倉沢, 1959)
55. " 賀茂郡東伊豆町大川北東 800 m. (No. XXIV)
56. " 三筋山東側. (No. XXV)
57. " 浅間山山頂. (No. XXVI)
58. " 大峯山山頂. (No. XXVII)

天子火山:

59. 静岡県田方郡天城湯ヶ島町国土越. (No. 11, Table 1, p. 16-17, 倉沢・道野, 1976)

井田火山:

60. 静岡県田方郡修善寺町大瀬崎大瀬神社南 1.7 km. (No. 7, 以下省略)
61. " 大瀬神社南 1.65 km. (No. 8)
62. " 戸田村真城峠北西 1.25 km 岩脈. (No. 9)

達磨火山 :

- 63. 静岡県田方郡土肥町小土肥西北西 1 km. (No.1)
- 64. " 土肥峠北西 1.7 km 伽藍山 (No.2)
- 65. " 修善寺町達磨山山頂東側. (No.3)
- 66. " 戸田村戸田峠西北西 1 km. (No.4)
- 67. " 真城峠南東南 100 m. (No.5)
- 68. " 真城峠北西 900 m. (No.6)

棚場火山 :

- 69. 静岡県田方郡土肥町新田北西 1.5 km. (No.10)

蛇石火山 :

- 70. 静岡県賀茂郡南伊豆町伊浜南東 850 m. (No.12)

南崎ベイスanitoid :

- 71. 静岡県賀茂郡南伊豆町中木南々東 700 m. トンネル南側. (石廊崎北西 2 km) (No.13)
- 72. " 中木南々東 740 m. 71 の南 40 m. (同上) (No.14)

鮮新世—中新世火山岩類 :

- 73. 静岡県賀茂郡西伊豆町猫越峠南西 2 km. (No.15)
- 74. " 南伊豆町石部海岸. (No.16)
- 75. " 西伊豆町白川北 2 km. (No.17)
- 76. " 南伊豆町石廊崎.

第 2 表 地球化学的標準試料と標準試薬の測定値
Table 2 Analyses of the standard samples and reagents.

Standards	ppm				Ratio			$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ , %
	K	Rb	Sr	Ba	K/Rb	K/Ba	Rb/Sr			
JG-1	32800	181	184	462	181	71.0	0.984	0.71083	7.3	72.30
JB-1	11950	41.2	435	490	290	24.2	0.0947	0.70417	38.5	52.50
JB-2	3570	6.2	173	208	576	17.2	0.0358	0.70375	22.2	53.31
JB-3	6060	13	395	—	466	—	0.0326	0.70348	21.7	51.00
JA-1	6890	11.8	266	307	585	21.4	0.0444	0.70359	12.3	63.70
JR-1	36900	—	30	40	—	923	—	0.70426	—	75.41
JR-2	37200	—	—	—	—	—	—	0.70557	—	75.65
JGb-1	2160	—	—	—	—	—	—	0.70525	—	43.44
E & A SrCO ₃								0.708054±8*		
NBS 987 SrCO ₃								0.710278±9		

* (σ_m)

ルカリソレイト系の玄武岩質岩石の Rb は 5-10 ppm であるが、それらの分化物ではいちじるしく濃集する。*in situ* 分化物の例の一つである富士火山の三島熔岩の分化脈(segregation vein)では、13.5 ppm から45.7 ppmへ、およそ 3.4 倍の濃集となっている(第 1 表, No. 18 の a, b)。ただし、この富士火山の火山岩は鉄成分の強い濃集を特徴とした分化の中期に相当する。つまり、いわゆる結晶分化の尺度(SI)では 25-20 の性質をもっている。そのため、相対的に高い Rb 量(11-14 ppm)を示す。

また、K/Rb 比は低アルカリソレイト系で高い値となっている。畑玄武岩(2, 430)、箱根火山古期外輪山下部熔岩(1, 130)などがとくにいちじるしく高い。高アル

カリソレイト系の東伊豆単成火山群の巢雲山玄武岩についても、同比が 2,000 と高くなっている。富士火山帯北端の長野・新潟県境地域の火山岩にみられるような K/Rb 比が 300-450 であることに比べて(YANAGI and ISHIZAKA, 1978)、同比が高い傾向は伊豆・箱根地域の、とくに低アルカリソレイト系岩石の特徴である。一般に K/Rb 比は火山フロントから離れる方向へ低くなる対応性がある。

Sr 同位体比に関連する Rb と Sr との関係を見ると、前述のように Rb が化学的に mobile であることから、Sr の変化幅より Rb は相対的に大きく変動する。このパターンは Sr 量の系統的な増加としてとらえておくこ

とで、岩系の特性をあらわすことが可能である。第5図は世界各地の代表的なもの(大文字)を加えて、日本列島のもの(小文字)をまとめたものである(倉沢, 1975; 倉沢・藤巻, 1977ほか)。Sr量がOceanic ridge (100-200 ppm), インド・デカンのソレアイト(200 ppm 前後), 日本の低アルカリソレアイト(150-300 ppm), 高アルカリソレアイト(300-450 ppm), さらにアルカリ岩系(500-1,000 ppm)へと、Rb量とは独立に系統的に変化するパターンが認められる。

この第5図に本地域の火山岩類を加えると第6図となる。この図では第5図に点線で示した高アルミナ玄武岩(高アルカリソレアイト)の分布域は省略した。

低アルカリソレアイト系の伊豆・箱根地域の本源玄武岩マグマの組成の代表とされる畑玄武岩は、本地域では最もRbが少なく0.7 ppm, またK/Rb比は2,430と最高値を示す。これは第6図ではoceanic ridge basaltsの最もSr量の多い位置でRbに乏しい位置にプロットされる。一方、箱根火山岩類は単純ではない。すなわち、新期外輪山(YS)下部熔岩(第1表, No. 10)はRbに富むがSrに乏しい石英安山岩であり、古期外輪山(OS)最下部熔岩(No. 7)はRbに乏しいがSrに富む。ビジオン輝石質岩系に属する外輪山熔岩や紫蘇輝石質岩系に属する中央火口丘群熔岩は両者の中間にプロットされ、RbやSrの量からは両岩系を区別することはできない。

また、富士火山岩類は高アルカリソレアイト系(高アルミナ玄武岩系)のRbに富む位置にあり、前述のように、分化の進んでいることに対応している。この富士火山岩類の一つの三島熔岩とそのsegregation veinとの関係を第5図と第6図に矢印で示した。伊豆半島西側の井田火山および達磨火山岩類は、アルカリ岩系の南崎ペイサニトイドを除いて、本地域で最もSrに富む領域にプロットされる。なお、南崎ペイサニトイドはSrに富むアルカリ岩系の位置にある。

3.3 富士・箱根・伊豆火山岩類のストロンチウム同位体比

富士・箱根・伊豆大島および伊豆半島地域の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の頻度分布を、十和田、八ヶ岳および木曾御岳火山岩と共にまとめると第7図となる。高い精度の測定値の畑玄武岩をはじめ、本地域の火山岩類の同位体比は0.70315(南崎ペイサニトイド)–0.70384(伊豆大島)の極めてせまい範囲内にある。しかし、測定誤差の範囲をこえた有意の差がいくつか認められる。本地域の火山フロントに沿う火山のSr同位体比は、日本列島弧北部の北海道千島弧の知床いおう火山などと共に特徴的に低い。

次に富士・箱根・伊豆地域の火山ごとに検討したい。

測定結果を第8図にまとめた、またSr同位体比と SiO_2 , SIおよびRb/Sr比との関係を第9図と第10図および第11図にまとめた。これらには、いくつかの火山を参考に加えてある。第8図は、それぞれの火山の地理的位置とSr同位体比との関係をあらわす。同図の左半分は、火山の南北方向での位置と、第2図の火口フロントからの距離、約50 kmにわたる分布位置とから図示させてある。

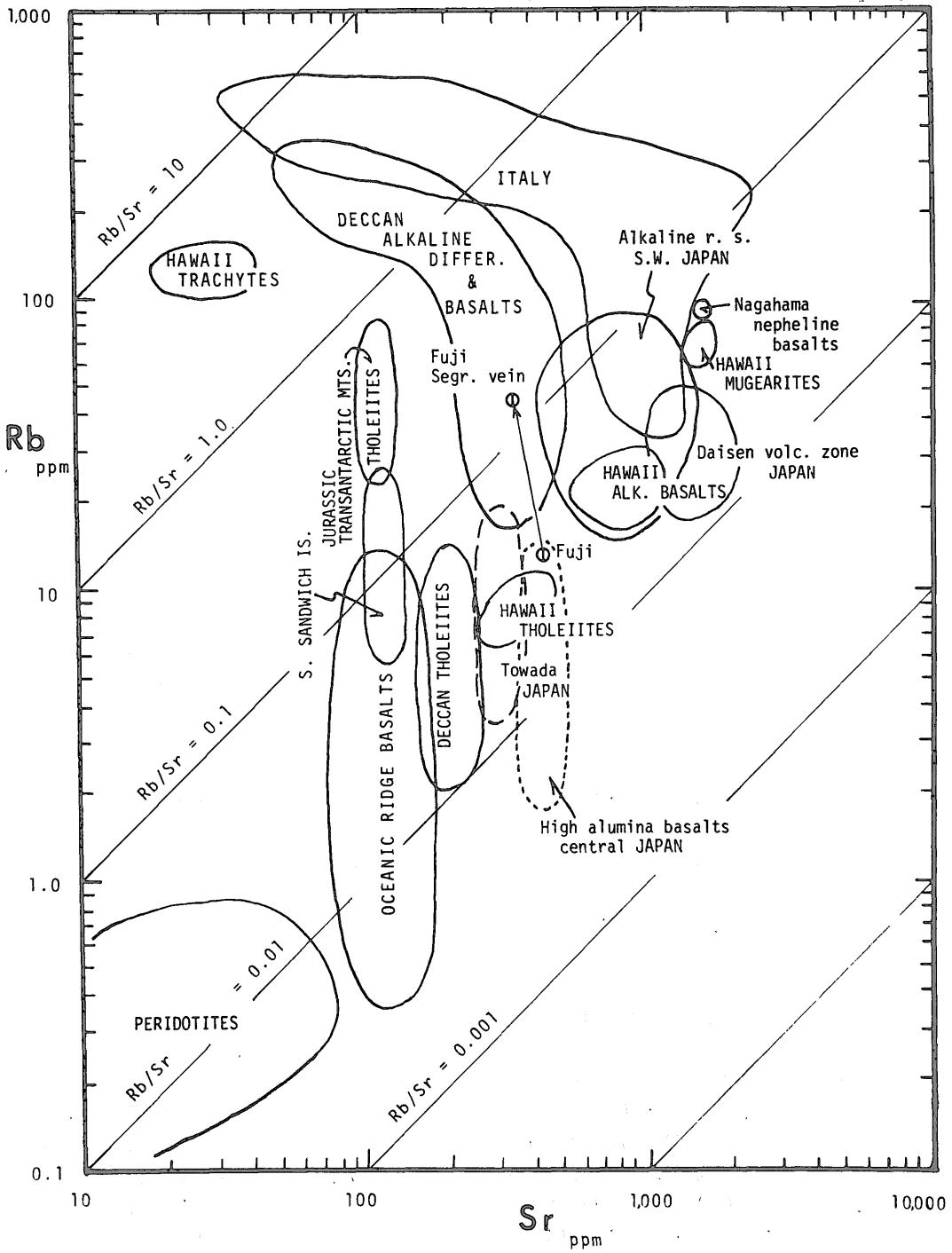
東伊豆単成火山群(Higashi-Izu monogen. volcanoes)は⊗で巢雲山から南西天城地域までを点線で結んだ。大島北西方の海底の玄武岩(第1表, 6', St. 7-D6)は図で示した。また、同図の右半分には $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を左に対応させてプロットした。火山ごとの水平方向の実線は測定値の幅である。右の部分の南北方向に火山を結んだ実線は、それぞれの火山のSr同位体比の最低値を結んだものである。岩石種をあらわす記号は図の右下にある。次に第8図の火山配列に従いがい、各火山ごとのSr同位体比の特徴について述べる。

富士火山は、大量の玄武岩質マグマの活動によって形成され、猿橋熔岩から宝永(1707)噴出物まで、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比0.70348–0.70357の非常に狭い範囲内にある。また、三島および青木ヶ原(864)熔岩とそのsegregation veinとの間に、測定誤差を僅かに越える0.00004–5の差がある。また、ほとんど同時に噴出した宝永噴出物のスコリアと軽石との間には、0.00002の、測定誤差程度の差がありそうである。これらのhostとvein、あるいは玄武岩質スコリアと分化物のデイサイト質軽石との関係からは、*in situ* マグマ分化では、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の挙動に、系統的な有意の差があるとはいきれない。つまり、Sr同位体の同位体分別があるかどうかは、まだ明言できない。富士火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の平均値は0.7035とすることができる。

次に、富士火山の南東に隣接する愛鷹山の火山岩の玄武岩質ならびに安山岩質岩石の同位体比は0.70337–40で、ほとんど変化がなく、富士火山岩より0.0001程度低いといえる。

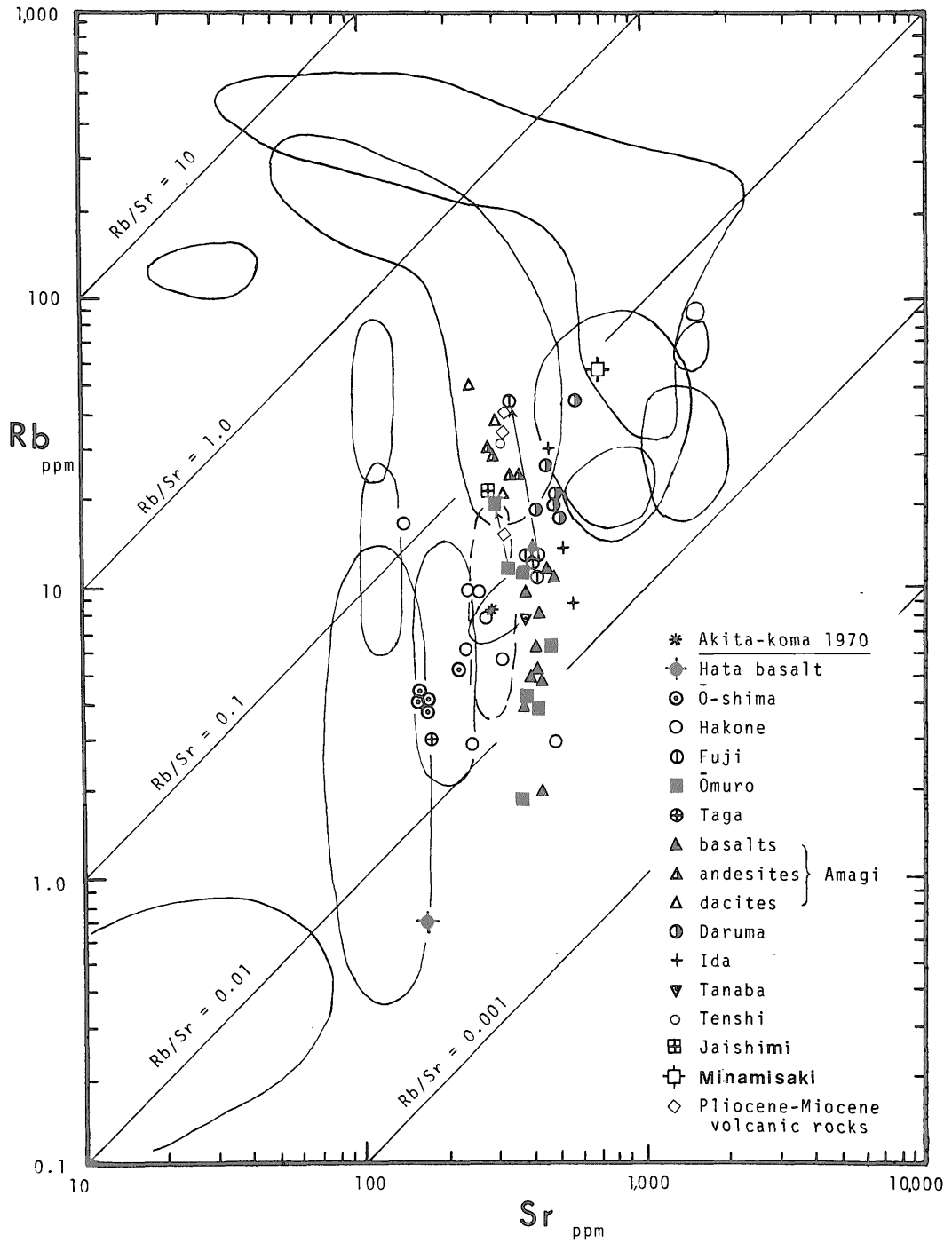
箱根火山岩のSr同位体比は、0.70343–0.70366であって、いくらか幅をもっている。中央火口丘の駒ヶ岳熔岩(CC-K)を除いて、火山活動の進行と共に、やや同位体比が高くなるようにみえる。幕山の縞状熔岩(band-A, -B)での差はほとんどなく、これと同火山の金時山旧火道を満した岩脈(P岩系)¹⁾と箱根火山の中央火口丘群とは、後カルデラ期のもとして極めてよく似た値を示してい

1) 東大・海洋研石井輝秋氏提供試料, 金時山南太郎沢, 岩脈, BAya, o, (TI 69110213=D₂). ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)=0.70362



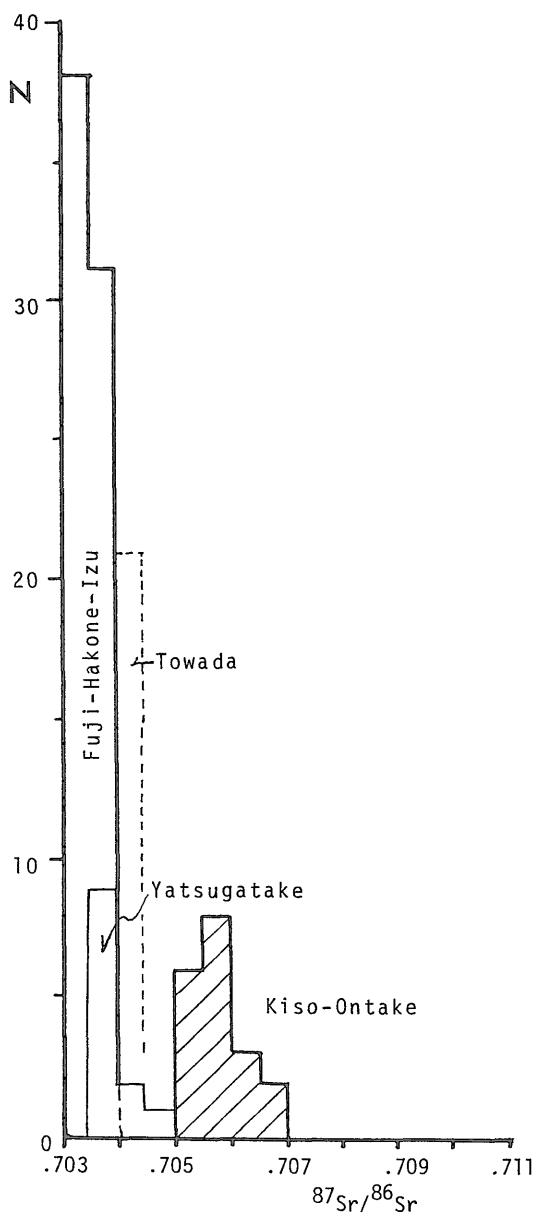
第5図 日本(小文字)および世界の代表的岩石系とのRb-Sr関係

Fig. 5 Log-log plot of Rb and Sr concentrations for the rocks from Japanese Island arcs compared with those of some of the rock provinces in the world (KURASAWA and FUJIMAKI, 1977).



第6図 富士・箱根・伊豆地域火山の Rb-Sr 関係

Fig. 6 Log-log plot of Rb and Sr concentrations for the rocks from Fuji, Hakone and Izu areas.



第7図 富士・箱根・伊豆地域ならびに関連火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の頻度分布

Fig. 7 Frequency distribution diagram of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the rocks from Fuji, Hakone and Izu areas, Yatsugatake, Towada and Kiso-Ontake volcanoes.

る。

本地域の本源マグマ組成の代表とされている畑玄武岩の同比0.70363は、上述の火山に対しては、箱根火山の活動初期の古期外輪山下部の玄武岩質岩よりも、後カル

デラ期のグループに近い値である。

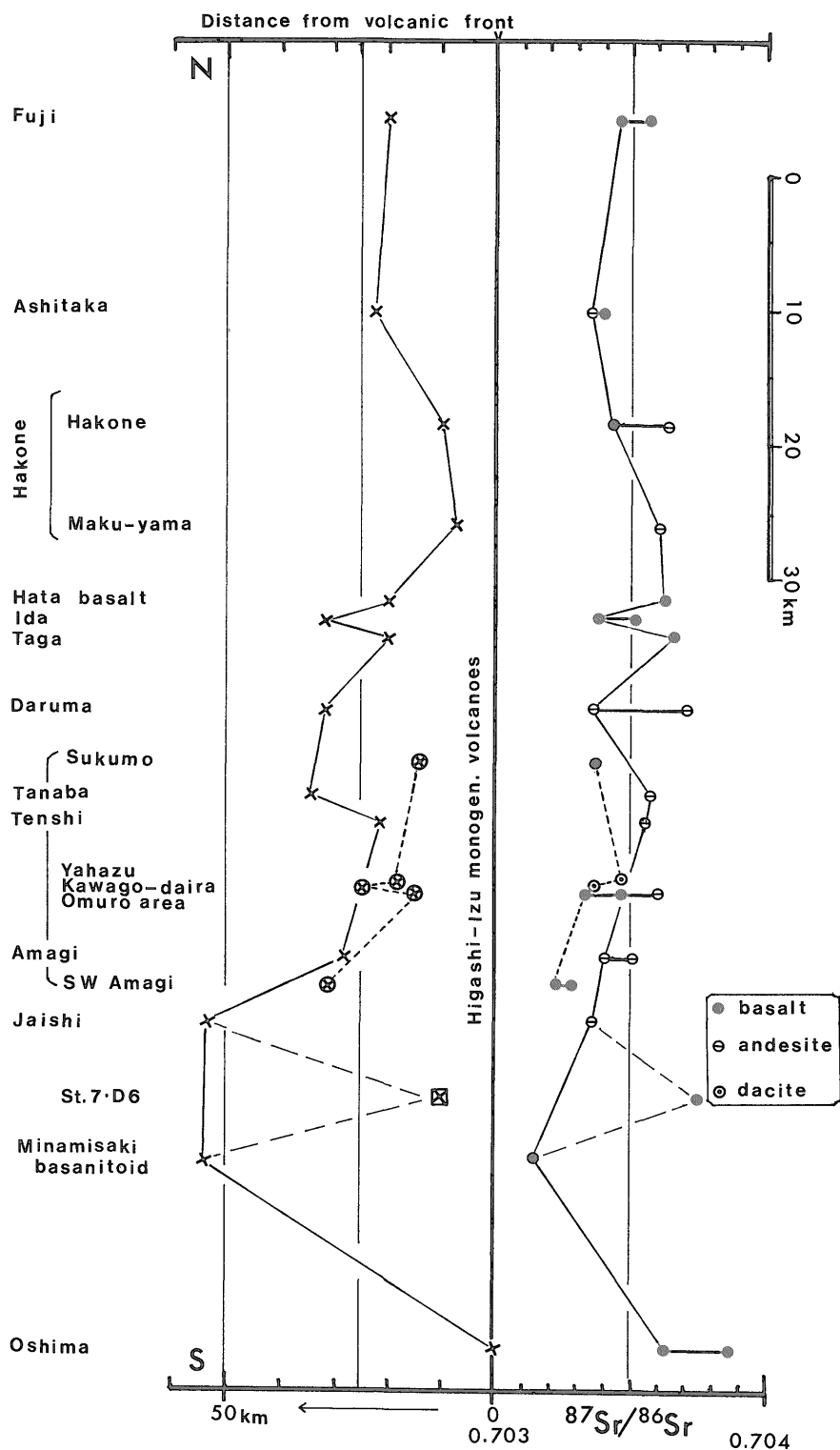
井田火山岩の同比は0.70337-51で、本地域内では比較的低い値のグループに入る。また、多賀火山の玄武岩の0.70365は、北方の上記の畑玄武岩や箱根火山岩に近似する高い値のグループに近い値である。

達磨火山岩では、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が0.70336-0.70370の比較的広い範囲をもつ。この中で、低い値は井田、愛鷹の火山岩に近い値であり、また、一つの火山としては最も変化の幅が大きい。結局、達磨火山岩では同比がおよそ0.7034を一般的な値であって、これに同比0.7035-37の高い値が伴なうという有意の差をもつ特徴を指摘することができる。棚場、天子の両火山は東西およそ13 km 離れているが、同比はほぼ同じ値である。

東伊豆単成火山群として、ひとつにまとめられているが、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比でみると、ひとつの火山群としてまとめるのは不都合である。この火山群を玄武岩質岩石に限定したとき、その地域性が認められる。つまり、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比で、①0.7032-33、②0.7033-34と③~0.7036(安山岩質)の3グループに分けることができる。第1表のNo. 23-50について、巢雲山、大室山火山群地域ならびに天城火山地域とに分けて示してある。①のグループに属するものは、天城火山地域の南部に分布する梨本、後場玄武岩類などである(第1表, No. 40, 42, etc.)。②のグループは一般的であって、①のグループを除いた巢雲山から天城火山地域の玄武岩類である。③のグループに属するものは大室山火山群地域の玄武岩類であり、より安山岩質になっている。

このグループには高い値をもつ小室山熔岩(No. 25)とその斜長石捕獲結晶に富む部分(26)および梅ノ木平火山弾(27)を含めたグループである。しかし、これらを除いたものは同比は0.7033-34であって、このことからグループ②の亜グループとしても支障はない。したがって、ここで分類したグループ②の範ちゅうに入れると、そのごく少量の活動であるグループ③を除いて、東伊豆単成火山群全体としての $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は0.7033-34の範囲にあるといえる。なお、大室山火山群に近い場所の、天城火山地域東部の中ノ岬熔岩(47)の0.70358は高い値である。

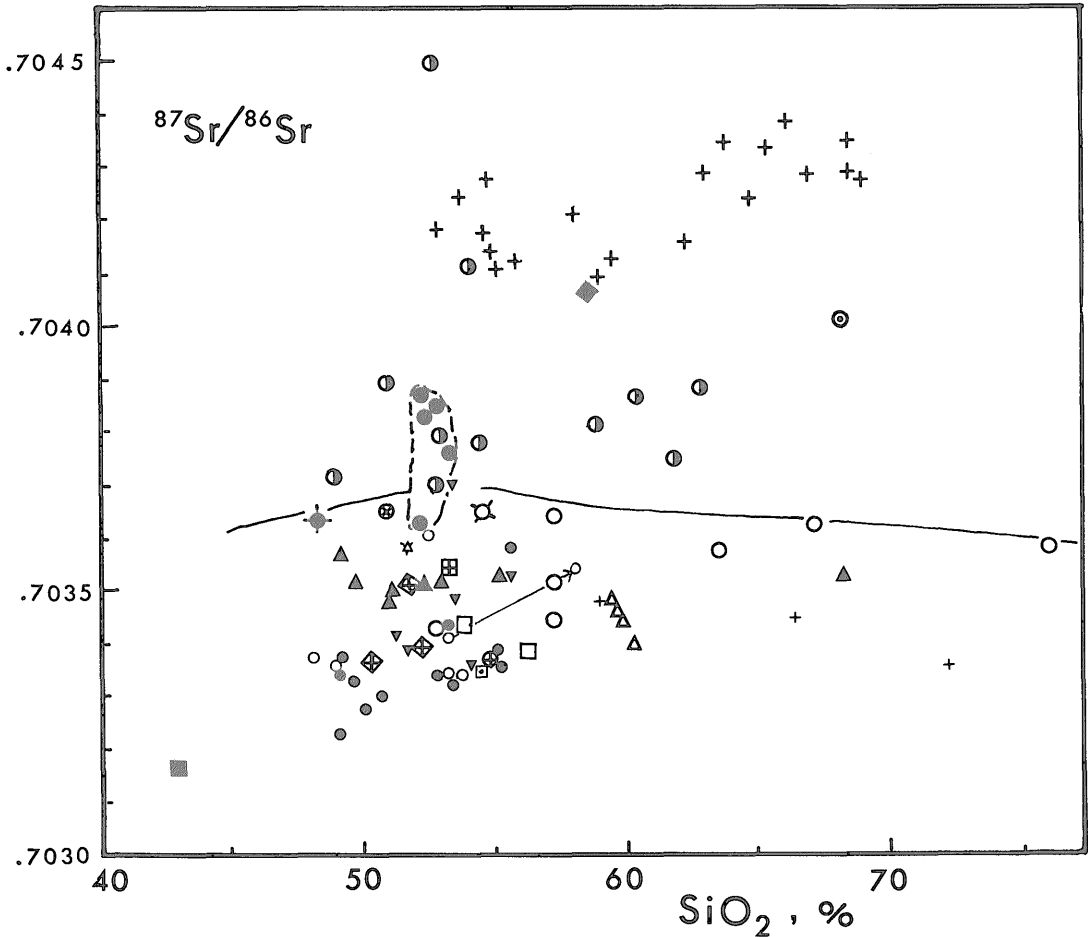
これらの同位体比の変化から、大室山火山群の小室山熔岩にみられるような、同位体比のごく僅かな高い値への変化は、マグマへの混成作用の効果をあらわしているとみてよい。これに対して、珪長質マグマの矢筈山デイサイトは、玄武岩質岩より、いくらか高い値であるが、カワゴ平流紋岩では、ほとんど差が認められない。つまり、これらの玄武岩質マグマと珪長質マグマとの間、bimodalとして、地殻物質との混成作用を示す証拠はな



第8図 富士・箱根・伊豆地域火山岩の火山フロントからの距離と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の関係

Fig. 8 Variation of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in along-arc and across-arc directions against the distance from the volcanic front in Fuji, Hakone and Izu areas. Dotted lines indicate Higashi-Izu monogenetic volcanoes (HIMV).

- | | | |
|-----------------------|-------------------------|--------------------|
| ◆ Hata Basalt | ▣ Tenshi | + Towada |
| ● Izu Oshima | ◇ Ida | ◆ Akita Komagatake |
| ○ Hakone | ⊕ Taga | ⊙ Usu 1977 |
| △ Fuji | ▽ Daruma | 1970 |
| ⊕ Ashitaka | ✱ Tanaba | |
| △ Amagi | □ Jaishi | |
| 「Higashi-Izu Monogen」 | ■ Minamisaki basanitoid | |
| ○ Sukumo and Omuro | □ Plio.-Mio. | |
| ● Amagi area | ⊙ Yatsugatake | |
| + Dacites | ⊗ Yaguradake(8.8 Ma) | |



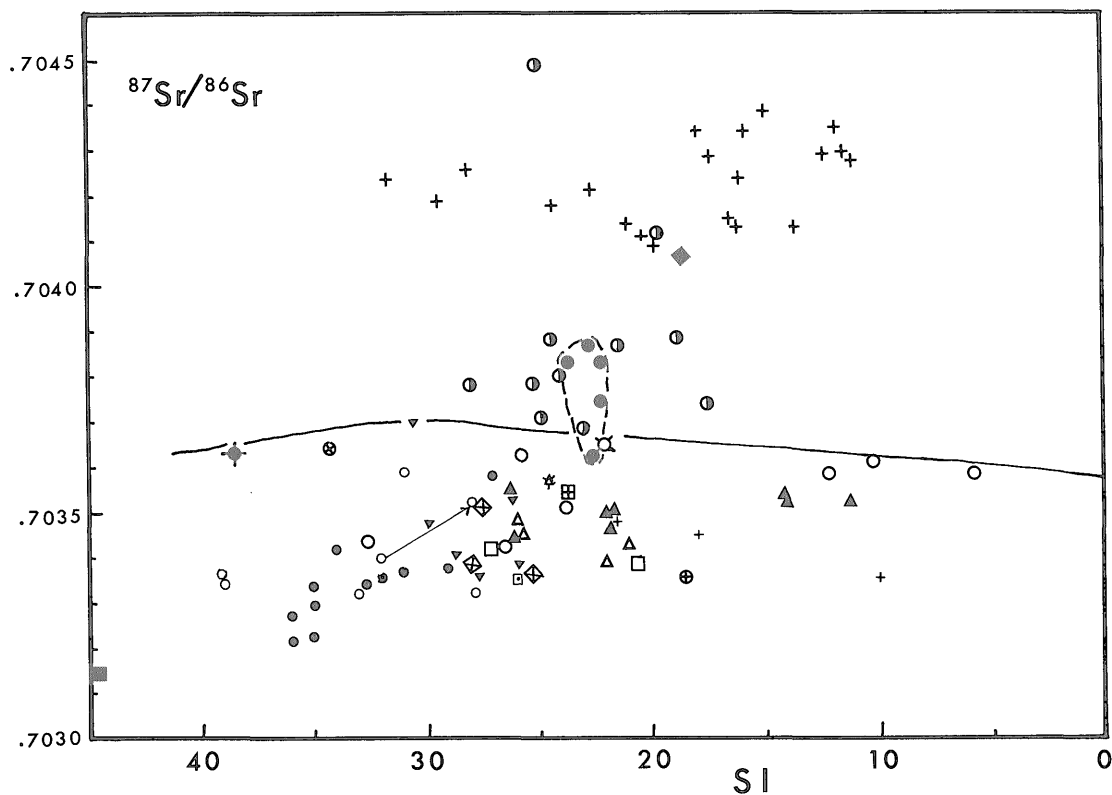
第9図 SiO_2 - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の関係

Fig. 9 Plots of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus weight-percent silica for the samples from Fuji, Hakone and Izu areas. A line indicates the upper limit of the Fuji, Hakone and Izu areas volcanics. An arrow line represents the assimilation process of the Komuro-yama lavas (25 and 26 in Table 1).

い(第8図)。また、東伊豆単成火山群の玄武岩質マグマの同位体比は、それぞれの地域グループの最低値からみた場合、北方から南方へ低く変化する傾向がうかがえる。これらのことからは本地域の玄武岩マグマの活動は、そ

の本源物質が共通のものであるか、あるいは共通のマグマ溜りがあるのか、未解決の問題である。

天城火山岩 そのもの、つまり 本体安山岩類の同位体比は 0.70341-0.70350 の範囲で、富士・箱根・伊豆地域では



第10図 SI (Solidification Index) と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比との関係

Fig. 10 Plots of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus solidification index (SI) for the samples. Symbols are the same as in Fig. 9.

中間的な値である。

蛇石火山岩の同位体比 0.70336 は、本地域で低い値のひとつである。

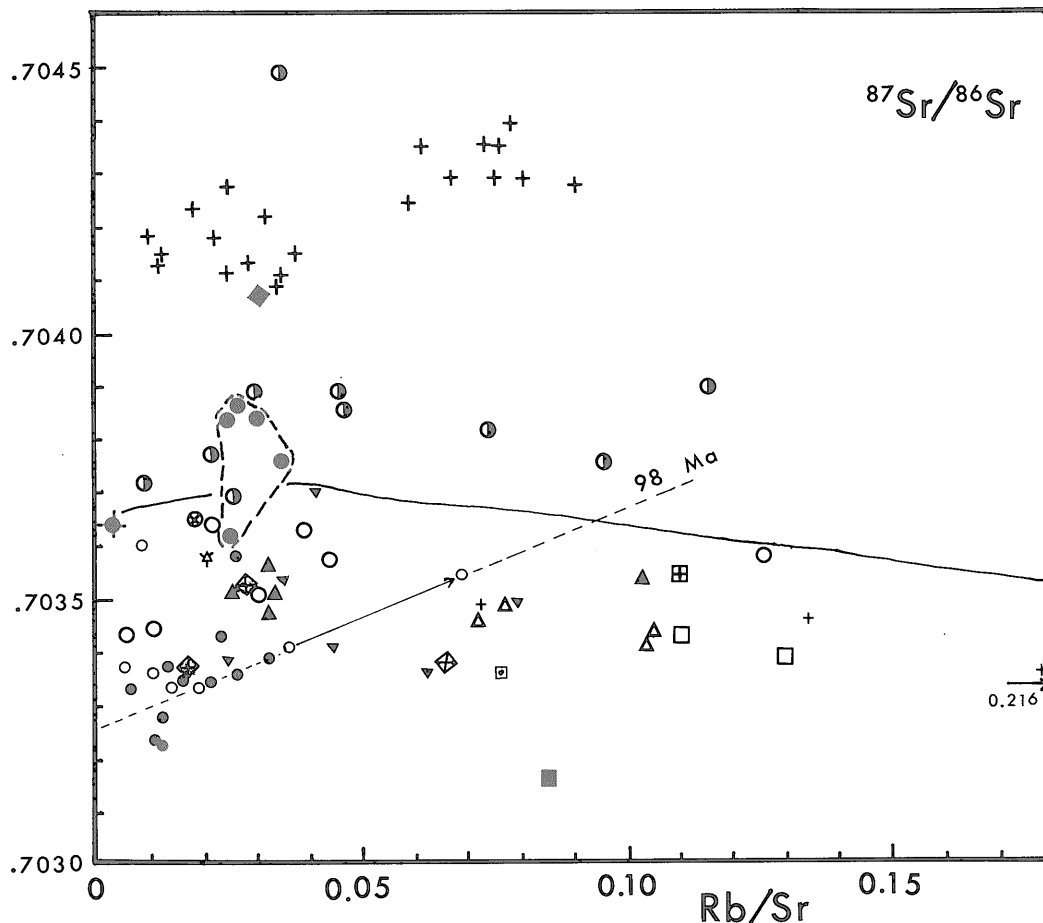
次に、伊豆半島最南端の南崎ペイサニトイドの ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i・初生値は 0.70315 であって、本地域はもちろん、北海道利尻島熔岩の一部と渡島大島の同比 0.703021-0.703133 (未発表) とともに日本列島弧で最も低い値のひとつである。

伊豆大島は火山フロントにあつて、玄武岩類は最も高い同位体比をもっている。同比 0.70362-0.70387 の低い方の値は、畑玄武岩あるいは箱根火山岩の最高値、多賀火山岩のそれに近い。なお、伊豆大島北西方の海底の玄武岩 St. 7-D6 (第 I 表, No. 6') の同位体比は、大島の玄武岩類に近い値である。第 8 図には省略したが、伊豆半島南部の鮮新世-中新世安山岩類の同比はおよそ 0.7034 で本地域第四紀火山岩類に近い値である。

4. 考 察

本地域の火山岩類の Sr 量の変化は、第 6 図のように、

低アルカリソレライト系から高アルカリソレライト系 (高アルミナ玄武岩系) を経てアルカリ岩系へと、順次高濃度を示している。すなわち、左寄りの海洋底 (海嶺) 玄武岩類あるいは南サンドウィッチ諸島 (GLEDHILL and BAKER, 1973) の低アルカリソレライトの範囲から右方まで、Rb の変動を伴う系統的なパターンを見せている。これらの独立的变化を示すパターンは、岩石系列とも一致する。このパターンは、日本列島弧にも認められ、島弧の traverse における alkalicity と相関関係にあり、日本海溝からの距離にも相関する (倉沢・藤巻, 1977; KURASAWA, 1978)。各岩系の玄武岩質マグマのこのような変化は、上記のマントルでのマグマの発生源物質と、その深さに対応していると考えられる。しかし、本地域の地下深所では、descending lithosphere の推定される under thrust-direction の角度に差があることも考えられる (倉沢・道野, 1976; 倉沢, 1979; Notsu, 1982) ので、この Rb-Sr のパターンをもたらず本源物質を決めることはむづかしい。Rb/Sr 比は 0.004-0.22 まで大きく変化する。その低い方の値は畑玄武岩、



第11図 Rb/Sr 比と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比との関係

Fig. 11 Plots of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios versus Rb/Sr ratios for the samples. Symbols are the same as in Fig. 9. A line 98 Ma represents the pseudoisochron for the assimilation process of Komuro-yama lavas.

巢雲山、天城火山地域の玄武岩および箱根火山古期外輪山最下部の玄武岩質岩石にみられる。また、その値の高いものは、箱根火山新期外輪山デイサイト、天城火山地域のデイサイト一流紋岩あるいは富士火山熔岩中の segregation vein にみられる。なお、達磨火山の一部と南崎ペイサニトイドは Rb/Sr 比が高いが、とくに後者は Sr に最も富み、西日本地域のアルカリ岩系玄武岩に対応する。

K/Rb については、前述のように、畑玄武岩、箱根火山古期外輪山下部熔岩などの低アルカリソレイト系岩石および巢雲山熔岩の高アルカリソレイト(高アルミナ玄武岩)に高い値(>1,000)がみられる。このような値は本地域の特徴である。

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$ 比は 0.70315-0.70387 の範囲内にあり、E & A standard の同比で補正した場合の南サンドウイ

ッチ諸島などの若い島弧、あるいは伊豆諸島(PUSHKER, 1968; NOTSU・ISSHIKI and HIRANO, 1983)とよく似ている。いくつかの日本列島弧の中でも、最も低い値を示している(第7図, 9-11図)。また、低アルカリソレイト系に関連するこれらの火山岩類の Sr 量についても、130-230 ppm の範囲内にあり、本地域のものとの類似性が認められる。したがって、本地域の火山フロントに沿う低アルカリソレイトとそれに関連するカルク・アルカリ岩系、つまり第2図の F-F' 線と A-B 線との分布帯の火山岩類は高い K/Rb 比(>1,000)、少ない Sr 量(130-230 ppm)、およびほぼ一定の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比(0.70315-0.70387)をもち、年令の若い島弧の属性をあらわしている。また、玄武岩質岩石に富むことも、この島弧の特徴の一つとしてつけ加えられよう。しかも、本地域でも、東北日本本州弧の北部などで認められた玄

武岩マグマの火山フロントから西方への traverse での $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化(HEDGE and KNIGHT, 1969; 倉沢, 1968b, 1969a, 1969b, 1970a, 1970b, 1972, 1973, 1974, 1975, 1976, 1978, 1979; KANEOKA *et al.*, 1978; 1981; NOTSU, 1982, 1983; NOTSU, ISSHIKI and HIRANO, 1983) が、高い精度の測定でえられた値から認められようである(後述)。つまり、高い精度の測定値からは、より明確にこの事象をとらえることが可能になった。

第9-11図の中央よりやや下位に引いた線により本地域の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比がこの線より低い位置に特徴づけられる。しかし、伊豆大島についてはこの線より突出した高い値をもつ。ちなみに、参考にプロットした八ヶ岳あるいは東北地方の十和田、秋田駒ヶ岳、さらに有珠(1977噴出物)などは明らかに伊豆・箱根地域のものより高い同位体比をもつ。なお、第11図の前述の大室山火山地域の小室山熔岩(第1表, No. 25, 26)の混成作用生成物熔岩を結んだ(矢印)の直線は pseudoisochron (BROOKS・JAMES and HART, 1976) 98 Ma を示す。混成作用では、しばしばこのような pseudoisochron が認められる。

本地域の火山岩類について、その地理的位置と $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比との関係を検討する目的の第8図からは、いくつかの関係が示されている。同図で、南北方向と東西方向(火山フロントからの距離)をそれぞれの尺度をつけてまとめてあるが、前者が誇張されている。最も顕著なことは、同図の左の部分の、火山フロントからの距離を、各火山と結んだ折れ線であらわされたパターンと、同図の右の部分の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比で結んだ折れ線(各火山の同位の最低値による)のパターンとがよく似ている。つまり、同図で、火山フロントに近い伊豆大島は同位が高く、最も遠い位置にある南崎ペイサニトイドでは最も低い値であり、そのほかの火山のものは、ほぼそれぞれに対応した位置をしめているようにみえる。また、伊豆大島、大室山火山地域、達磨火山、および箱根火山では、同位に幅が認められる。とくに大室山火山地域と達磨火山については、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比に幅がありマグマの混成作用の効果を認めることが必要であろう。この同位体比の測定誤差をこえる僅かな差については、マグマ溜りでの crystal fractionation と wall rock の assimilation との combined processes を想定することが可能である。なお、富士火山噴出物の宝永1707のスコリアと軽石との同位体比では有意の差が認められないことから、assimilation はないと考えられる。また同位が達磨火山の高い比から南崎ペイサニトイドまで一線に並び減少している。さらに、東伊豆単成火山群については、北端の巢雲山から南端の天城火山地域南西部へと同位が低くなる傾向を示している。

みかけ上、その延長は南崎ペイサニトイドへとつながる。箱根火山からこの南崎への同位の減少傾向もみられる。総括的には、火山フロントからの距離に対応して、同位が減少する傾向は明らかである。富士火山から愛鷹火山を経て箱根火山にかけても、同様な傾向が認められる。

本地域の火山帯の幅は、たとえば伊豆大島から南崎までの3つの岩系の traverse で、およそ53 km で、しかも低アルカリソレアイト系(F-F'線からA-B線まで)分布帯の幅は10-15 km にすぎない。これは東北日本あるいは一般的な島弧の ≥ 100 km の半分である(倉沢・道野, 1976)。ちなみに、達磨火山はおよそ32 km の位置にある。このように、火山の帯状分布の幅が極めて小さいことが伊豆半島地域の特徴であり、その延長の伊豆・小笠原・マリアナ弧にもあてはまる。少なくとも、本地域の地下深所では descending lithosphere の推定される underthrust-direction が急角度であり、東北日本弧の地下深所への沈み込みと、伊豆・小笠原・マリアナ弧のそれとの、プレートのちがいがいによるマグマ生成の場と条件の特性が、伊豆半島地域の火山岩の諸性質の特徴となっておりあられている。

一方、*in situ* マグマ分化における Sr 同位体比の同位体分別の有無を検討するために、本地域の天然の分化物について測定をこころみた。マグマ溜り上部において、Rb/Sr 比や $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が、時間とともに変化すること、すなわち長石類の晶出に関連して、時間とともに radiogenic Sr が少なくなるということが報告された(DICKINSON and GIBSON, 1972)こともあるが、その長石の由来などと、測定誤差から再検討されるべきである。本報告の高い精度の測定結果からは、*in situ* 分化物としての箱根火山幕山熔岩(第1表, No. 14 のA, B)あるいは富士火山溶岩(No. 18, 19)、さらに同宝永1707噴出物(No. 270)について、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比に関して一定の挙動を示すことはない。つまり、その host と vein あるいは苦鉄質マグマとその分化物と考えられる珪長質マグマとの間に0.00002-5程度の差が認められるが、分化物に高くなっているとは必ずしもいえない。三島熔岩を除いて、一般的に0.00002-0.00004程度、分化物において同位が高くなっていることを指摘することはできよう。これを Sr 同位体分別とすることには、まだ問題が残る、今後の精査が望まれる。

これらの分化物の分化作用において、REE からの検討からは、たとえば三島熔岩の場合、そのパターンは液体型、それも二次的液体型で、しかも Eu の濃度差がなく、地表の常圧下での分化を示す平行パターンが認めら

れている。その REE の concentration ratio は K や Rb と同様に、およそ 2.5 となっている (倉沢, 1975, 1978)。このような REE の濃度の平行変化のパターンは、日本列島各地の粗粒玄武岩岩床をはじめ、八丈島、有珠、阿蘇中央火口丘群、富士などの火山での、苦鉄質と珪長質の両岩石 (マグマ) 間にもみられ、常圧下あるいはそれに近い環境下での結晶分画作用による生成物であることを示唆する (FUJIMAKI and KURASAWA, 1980; 藤巻・倉沢, 1981)。したがって、東伊豆単成火山群の玄武岩質マグマと珪長質マグマ、あるいは富士火山宝永噴出物などにみられるような bimodal マグマでの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比にほとんど差があらわれていないことと関連して、本地域ではマグマの強い混成作用は認められないと考えられる。ただし、Sr 同位体比に関しては、本地域の地下深所の物質と玄武岩マグマとの間に、同比に有意の差がないことによるのかもしれない。その意味からは、それぞれの本源物質が独立したものである可能性もあることも否定できない。そのために、それぞれのマグマ系列は独立のマグマから形成されたものであり、たとえば、カルク・アルカリ岩系マグマの形成に、特に地殻物質との混成作用の必要性のないこともありうる。つまり、以上のことから、本地域の Sr 同位体比の変動は、極めて狭い幅におさまるために、大陸地域あるいは大陸周縁部のマグマの活動に比較して、強い混成作用の証拠をあらわすこともない、若い島弧の属性を示していることになる。

なお、日本列島の火山岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の総括を有用な参考図としてつけ加えておく (第12図)。

5. ま と め

富士・箱根・伊豆地域の火山帯は、一般の火山帯のおよそ半分以下 (53 km) の幅をもつ。火山フロントから西方に、低アルカリソレイト系、高アルカリソレイト系 (久野の高アルミナ玄武岩系, Kuno, 1960) およびアルカリ岩系の火山が、カルク・アルカリ岩系を伴って分布する。これらの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比などを検討し、日本列島弧での位置づけもこころみた。

1. マグマの alkalicity, 岩石系列ならびに Sr 量は相関する。
2. 本地域の火山岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、0.70315-0.70387の極めて狭い範囲内にある。
3. 箱根火山、達磨火山及び東伊豆単成火山群の大室山火山地域で、同比に測定誤差をこえ、有意の差をもつ変動 (幅) がある。その幅は小さいが、マグマ溜における crystal fractionation と wall rock との assimilation との combined processes を無視することはできない。

4. 富士火山から伊豆半島最南端の南崎ペイサニトイド、あるいは伊豆大島への南北方向と火山フロント (伊豆大島火山) からの距離とを組合せた火山配列と、それらの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比との間に同調パターンがみられる。

5. 同比が火山フロントに高く、最も西側に位置する南崎ペイサニトイドで最も低くなり、火山フロントからの距離と同比の減少との相関関係が認められる。

6. *in situ* マグマ分画での $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化は 0.00002-4 程度の差がありそうである。また、富士火山宝永噴出物のスコリアと軽石についての一つの噴火ユニットでの bimodal マグマでは、ほとんど差がみられない。

7. 本地域では、同位体的にマグマの混成作用を強くあらわすものはほとんど認められないが、マグマ溜りでのマグマと wall rock との間に同位体比に大きな差がないことに起因するのかもしれない。

8. 日本列島は、いわゆる糸魚川-静岡構造線を境にして、同位体地質学的にはっきり区分される。西日本は大陸周縁部あるいは大陸的な属性を反映している。

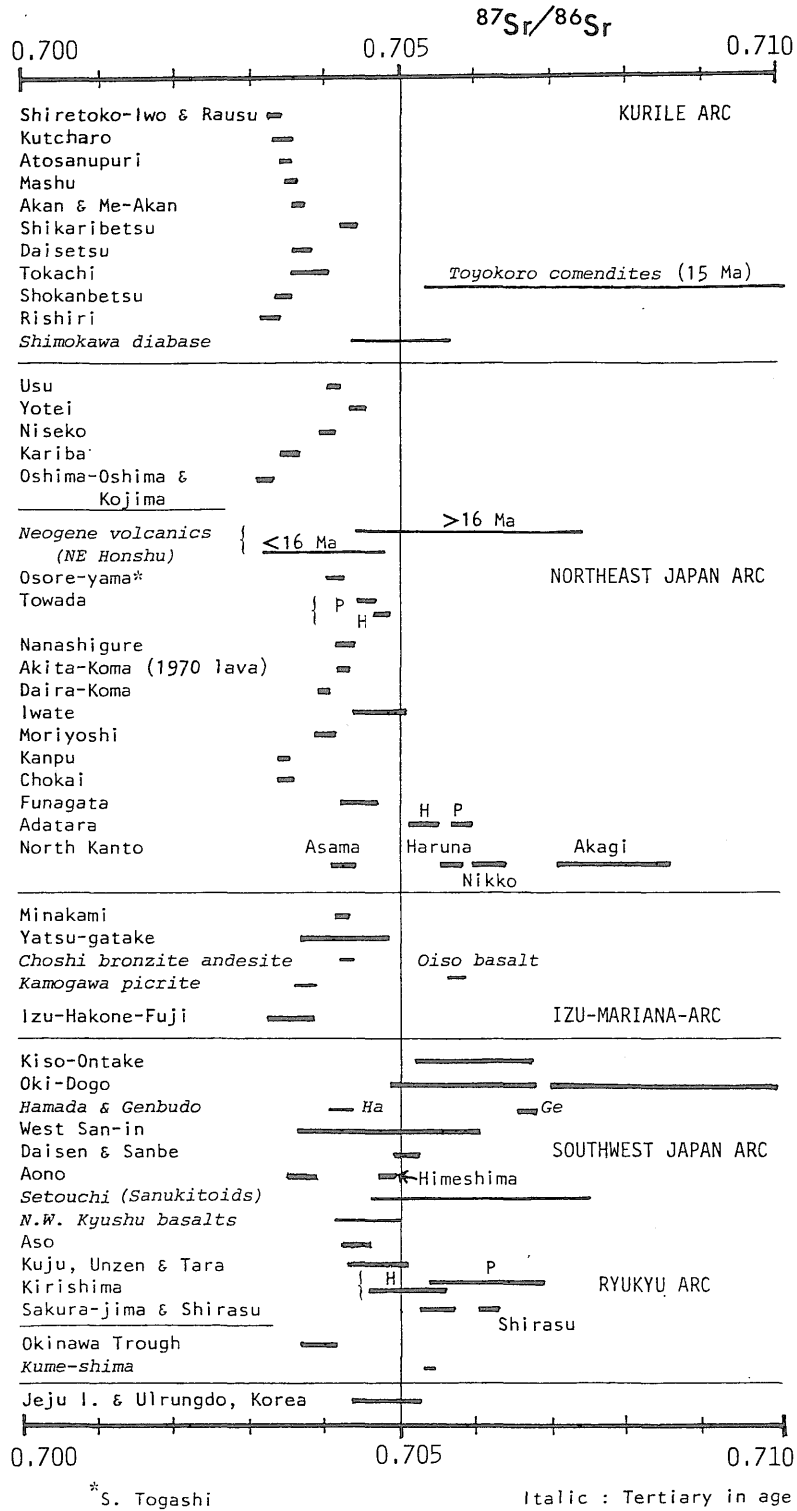
9. 本地域を含めた伊豆・小笠原・マリアナ弧は、北海道東部の千島弧の火山弧と共に、同位体地質学的に類似し、若い島弧である。

10. 一つの火山に複数の岩石系列 (マグマシリーズ) があるとき、それぞれが独立に形成された可能性がある。ストロンチウム同位体比はこの証明に極めて有効であるが、火山毎にそれぞれの特徴があり、しかも島弧系のちがいがあらわれていることがある。

11. このことから、火山毎の岩石学的ならびに化学的諸性質に密着したストロンチウム同位体比の特徴をとらえなければならない。同一試料によるほかの同位体との組合せによる multi-isotopes 研究は更に有効である。

文 献

- 荒牧重雄・葉室和親 (1977) 東伊豆単成火山群の地質。震研彙報, vol. 52, p. 235-278.
- BROOKS, C., JAMES, D. E. and HART, S. R. (1976) Ancient lithosphere: Its role in young continental volcanism. *Science*, no. 193, p. 1086-1094.
- DICKINSON, D. R. and GIBSON, I. L. (1972) Feldspar fractionation and anomalous $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in a suite of peralkaline silicic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 83, p. 231-240.
- FUJIMAKI, H. and KURASAWA, H. (1980) Lateral



第12図 日本の火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比

Fig. 12 Comparison of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the rocks from Japanese Island arcs. The italics represent Neogene-Tertiary volcanics. Symbols P and H represent the Pigeonitic rock serie (tholeiitic rock series) and hypersthenic rock series (calc-alkali rock series), respectively.

- variation of REE pattern of basaltic magma across the Japan arc. *Jour. Japan. Assoc. Miner. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 75, p. 313-322.
- 藤巻宏和・倉沢 一(1981) 火山岩岩石学における希土類元素. 地球, vol. 3, p. 175-180.
- GLEDHILL, A. and BAKER, P. E. (1973) Strontium isotope ratios in volcanic rocks from South Sandwich Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, p. 369-372.
- HEDGE, C. E. and KNIGHT, R. J. (1969) Lead and strontium isotopes in volcanic rocks from northern Honshu, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 3, p. 15-24.
- 小山真人・新妻信明(1980) 伊豆半島新生界地層名辞典. 静岡大地科研報, no. 5, p. 37-120.
- KANEOKA, I., ARAMAKI, S. and TONOUCHE, S. (1982) K-Ar ages of a basanitoid lava flow of Nanzaki volcano and underlying Miocene andesites from the Irözaki area, Izu Peninsula, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 88, p. 919-922.
- , MATSUDA, J., ZASHU, S., TAKAHASHI, E. and AOKI, K. (1978) Ar and Sr isotopes of mantle-derived rocks from the Japanese Islands. *Bull. Volcan.*, vol. 41, p. 424-433.
- KUNO, H. (1960) High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, vol. 1, p. 121-145.
- 倉沢 一(1959) 伊豆・天城火山群の岩石学および化学的性質. 地球科学, no. 44, p. 1-18.
- KURASAWA, H. (1968a) Isotopic composition of lead and concentrations of uranium, thorium and lead in volcanic rocks from Dogo of the Oki Islands, Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 2, p. 11-28.
- 倉沢 一(1968b) 日本の火山岩の Pb, Sr 同位体. *MAGMA*, no. 14, p. 2-6.
- (1968c) 玄武岩マグマの成因と高アルミナ玄武岩. 地球科学, vol. 22, p. 295-299.
- (1969a) 玄武岩の成因と Sr・Pb 同位体—火山岩類の成因を含めて—. 地質学論集, no. 5, p. 43-68.
- (1969b) 日本列島の火山岩にあらわれた Sr, Pb 同位体組成の特徴. 地球化学, vol. 3, p. 31-32.
- KURASAWA, H. (1970a) Strontium and lead isotopes of volcanic rocks in Japan. *Proceed. Intern. Conf. Mass Spectr.*, K. Ogata edit., p. 666-670.
- 倉沢 一(1970b) 同位体地質学. ラテイス社, 275 p.
- (1972) 伊豆半島の火山・火山岩. 伊豆半島, 星野・青木編, 東海大出版, p. 155-184.
- (1973) 同位体地球化学から日本列島にメス. 化学と工業, vol. 26, p. 95-96.
- (1974) 同位体地質学からみた日本列島弧. 地団研専報, vol. 18, p. 107-111.
- (1975) 火山岩の同位体地質学. 火山, vol. 20, 特別号, p. 307-317.
- (1976) 第四紀火山からみたフォッサ・マグナ. 海洋科学, vol. 8, p. 14-19.
- KURASAWA, H. (1978) Strontium isotopes and rare earth elements of the volcanic rocks from the Japanese island arcs. *US Geol. Surv. Open-File Rep.* 78-701, p. 235-237.
- 倉沢 一(1979) 富士・箱根・伊豆地域火山岩類のストロンチウム同位体組成. 火山, vol. 24, p. 135-152.
- ・藤巻宏和(1977) 日本の火山岩の REE と Sr 同位体. 火山, vol. 22, p. 249-255.
- ・道野 郁(1976) 伊豆半島西・南部地域火山岩類の岩石学および化学的性質. 火山, vol. 21, p. 11-29.
- NORSU, K. (1982) Strontium isotope composition in volcanic rocks from the northeast Japan arc. *Jour. Volcan. Geotherm. Res.*, vol. 18, p. 531-548.
- 野津憲治(1983) サブダクションゾーンの同位体比マッピング. 地球, vol. 5, p. 492-495.
- NOTSU, K., ISSHIKI, N. and HIRANO, M. (1983) Comprehensive strontium isotope study of Quaternary volcanic rocks from the Izu-Ogasawara arc. *Geochem. Jour.*, vol. 17, p. 289-302.
- TATSUMOTO, M. and KNIGHT, R. J. (1969) Isotopic composition of lead in volcanic rocks from central Honshu—with regard to basalt genesis. *Geochem. Jour.*, vol. 3, p. 53-86.
- YANAGI, T. and ISHIZAKA, K. (1978) Batch fractionation model for the evolution of volca-

nic rocks in a island arc: an example from
central Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40,
p. 252-262.

小海丘の玄武岩—GH 742·St. 7·D6—, 地
調月報, vol. 27, p. 721-730.

湯浅真人・本座栄一(1976) 伊豆半島—伊豆大島間,

(受付: 1984年5月7日; 受理: 1984年7月30日)

附 録

Appendix

第1表の岩石の化学組成 (新分析値)
Chemical compositions for some of the rocks in Table 1.

	Makuyama		Aokigahara		Ashitaka	
	14-A	14-B	19-a	19-b	21	22
SiO ₂	65.06	74.28	51.00	52.90	52.05	62.08
TiO ₂	0.81	0.40	1.41	2.69	0.98	0.64
Al ₂ O ₃	15.71	12.70	17.06	12.84	18.36	16.88
Fe ₂ O ₃	2.45	2.25	3.80	4.26	3.20	2.56
FeO	3.47	0.81	7.04	9.57	6.57	3.36
MnO	0.14	0.10	0.17	0.22	0.15	0.16
MgO	1.18	0.14	4.96	2.90	4.00	1.61
CaO	5.05	1.98	9.97	8.17	10.23	5.73
Na ₂ O	4.12	4.30	2.56	2.70	3.09	4.52
K ₂ O	0.74	1.23	0.73	1.44	0.56	1.02
P ₂ O ₅	0.18	0.07	0.28	0.53	0.23	0.32
H ₂ O+ } H ₂ O- }	0.83	1.67	0.36 0.22	0.68 0.27	0.33	0.18
Total	99.74	99.95	99.56	99.17	99.75	99.06
{ F	48.4	33.3	55.9	65.6	55.3	44.2
{ M	10.1	1.7	29.5	14.1	23.4	12.6
{ A	41.5	65.0	17.6	20.3	21.3	43.2

19-a, b: H. Kurasawa, analyst

14A, B and 21, 22: H. Goto, analyst