島根県隠岐、島後火山岩類のストロンチウム 同位体組成の時間的变化

Temporal variations of Sr isotopic compositions for the rocks from Dogo,
Oki islands, Shimane Prefecture

藤 巻 宏 和 (Hirokazu Fujimaki)*
徐 紅 (Hong Xu)*
青 木 謙 一 郎 (Ken-ichiro Aoki)*

Fifty-three volcanic rocks from Dogo island, Oki, Shimane Prefecture, southwestern Japan were analyzed for Sr isotopic compositions with two basement rocks. The rock samples consist of calc-alkali rock suite, Nagaoda shoshonite-banakite suite, Oki trachyte-rhyolite suite, Dogo mugearite suite, Hei trachyte and Tsuzurao rhyolite series, and Daimanjiyama, Ohmine, Kuroshima, Shiroshimazaki, Saigo, and Misaki alkali basalt groups in the order of probable eruption sequence. The volcanic rocks of calc-alkali suite and shoshonite-banakite suite were produced before Japan Sea opening (ca. 15 Ma), and both have $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios higher than 0.7068. Long after Japan Sea opening Oki trachyte-rhyolite suite was erupted (ca. 6.6 Ma); they have rather low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7066–0.7081). Mugearites followed and have similar Sr isotopic composition, whereas 4.6 Ma old Daimanjiyama basalts have clearly low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7050–0.7051). The rocks erupted 3–4 Ma seem to have the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: they are Ohmine, Kuroshima, Shiroshimazaki alkali basalt suites (0.7044–0.7048). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the Saigo basalts erupted 0.84 Ma are higher than those erupted 3–4 Ma. The latest volcanic products in Dogo island, Misaki basalt suite has even higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (0.7054–0.7057) than the Saigo basalt suite. Thus, temporal and systematic variation of Sr isotopic compositions of the volcanic rocks from Dogo can be recognized. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the rocks were once as high as 0.7066 or even higher than 0.708, but they started decreasing down to ca. 0.7044–0.7048 4–3 Ma ago. Since then the ratios rebounded to 0.7049–0.7055. The Hei trachyte and Tsuzurao rhyolite series are not included in this temporal and systematic change. The mantle diapir associated with Japan Sea spreading might have caused the decrease in the ratios, and either Pacific Ocean plate or Philippine Sea plate subduction may be responsible for this rebound.

I. はじめに

日本海は15 Ma頃から広がりはじめたとされており、その具体的な証拠が集められつつある（例えば、Otofuji *et al.*, 1985a; Otofuji *et al.*, 1985b; 兼岡・松田, 1989）。そのころ日本海一帯や、西南日本一帯でおこっていた火山活動は日本海の形成に直接関係がある可能性があり、火山噴出物は縁海の拡大に伴うものとして岩石学的にまた地球化学的に研究されている（例えば、倉沢・今田, 1986; Nohda and Wasserberg,

1986; Morris and Kagami, 1989; Fujibayashi *et al.*, 1989）。このように注目を集めているなかでも、島根県隠岐の島後では中新世から数十万年前まで断続的に火山岩が噴出していたものと考えられ（Uto, 1989）、日本海の拡大に伴って日本海周辺の地下深部でなにが起きていたかを推定するための最も基礎的なデータを提供してくれるものと期待される。島後に分布するアルカリ火山岩類は、Kurasawa (1968) により Pb の同位体組成をもちいた研究が最初に行われて以来、Kaneoka *et al.* (1978) や Kurasawa (1984), Kagami *et al.*

* 東北大学理学部岩石鉱物鉱床学教室
〒980 仙台市青葉区荒巻字青葉

(平成2年10月3日受付
平成2年10月12日受理)

(1986), 岩田ら(1988)によって Sr をはじめ同位体組成による研究が次々に行われてきた。その結果, 島後に分布するアルカリ玄武岩は東北日本よりやや高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっていることや, Sr 同位体組成からいくつかのグループに分けられること, また珪長質火山岩は非常に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっていることなど明らかになっている。しかし, 層序が混乱してグループ分けについての疑問が解決されず, またデータの数で充分ではないために隠岐島後火山岩類の Sr 同位体組成がどのように変化しているのかを明らかにするには至っていない。

本報告の著者の 1 人である Xu (1988) は Uchimizu (1966) の隠岐島後の地質図に従って試料を収集し, 島後火山岩類を EPMA や XRF で分析し, 多くの基礎的なデータを報告した。これにより Uchimizu (1966) が分類した岩石グループの岩石学的, 地球化学的キャラクターゼーションを行い, グループ分けの問題点を指摘した。そのうちの最大の問題点であるミュージアライトについては K-Ar 法により年代測定を行い, ミュジアライトの独立性を明らかにしている(藤巻ら, 1989)。これらの結果に従って Sr の同位体組成を分析し検討した結果, 一部の珪長質岩グループを除くと塩基性岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は時間と共に規則的に変化していることがわかったので報告する。またその原因について考

えた。

II. 試料および実験

試料はすべて Uchimizu (1966) に従って採取した。Xu (1988) によっておこなわれたキャラクターゼーションの結果からグループ分けをおこなった。また層序がはっきりしないものは藤巻ら(1989)の年代測定に従って上下関係を決めた。しかし, 珪長質岩の推定層序は Uchimizu (1966) にそのまま従った。藤巻ら(1989)に従うと(広義の)大峰玄武岩類(Uchimizu, 1966)は 4 以上のグループに分けられそうであるが, 本報告では年代が測定されておりかつ Sr の同位体組成が報告されている大満寺山玄武岩類(4.6 Ma), 黒島玄武岩類(3.5 Ma), 白島崎玄武岩類(Xu (1988) の Na 系列に相当する, Uto (1989) によると 2.8 Ma) の 3 グループを区別し, 他は一括して(狭義の)大峰玄武岩類とする。ミュージアライトはナトリウムに富む系列のものを除いて, (広義の)大峰玄武岩類に属するとされたものも, 西郷玄武岩類に属するとされたものも一括して島後ミュージアライト類とした(藤巻ら, 1989)。また島後ミュージアライト類は隠岐粗面岩一流紋岩グループより古く 5.4 Ma の年代を示しているもので, 両者を明瞭に区別した。Xu (1988) によって報告された長尾田シヨシナイトーパナカイト類は別に 1 グループを

表 1. 隠岐島後の火山岩類の層序の対比と年代

今回の提案	Uchimizu(1966)	年代
1. 岬玄武岩類	岬玄武岩類	0.55 Ma
2. 西郷玄武岩類	西郷玄武岩類	0.84 Ma
3. 白島崎玄武岩類		2.8 Ma
4. 黒島玄武岩類	(広義)	3.5 Ma
5. 大峰玄武岩類(狭義)	大峰玄武岩類	(4 Ma)
6. 大満寺山玄武岩類		4.6 Ma
7. 葛尾粗面岩-流紋岩類	葛尾粗面岩-石英流紋岩類	(5 Ma)
8. 平粗面岩類	平粗面岩類	(5 Ma)
9. 島後ミュージアライト類		5.4 Ma
10. 隠岐粗面岩-流紋岩類	隠岐粗面岩一流紋岩類	6.6 Ma
11. 長尾田シヨシナイト類		18.5 Ma
12. カルタアルカリ岩類	輝石安山岩類	(25 Ma)

年代は Hirooka and Kaneoka *et al.* (1978), 岩田ら (1988), Uto (1989), 藤巻ら (1989) による。年代値は報告されている年代の平均値である。ただし, フィッシュトラック法による年代と, 同一グループの他の年代と整合性のない年代は平均値の計算に使用していない。括弧内の数字は仮定した活動年代である。Uchimizu (1966) の層序はその後の年代測定に従って上下関係を変更してある。白島崎玄武岩類と黒島玄武岩類, 狭義の大峰玄武岩類, 大満寺山玄武岩類はすべて Uchimizu (1966) による大峰玄武岩類に含まれる。ここでは Uchimizu (1966) による大峰玄武岩類を広義の大峰玄武岩類とする。

設定した。表1に Uchimizu (1966) のグループ分けと、本報告でのグループ分けの対応を示した。絶対年代がわかっているものは、整合性のある結果についてその平均的な年代を示してあるが、隠岐粗面岩一流紋岩グループについて求められたフィッシュトラック年代は除外した。岩田ら (1988) の Rb-Sr 年代測定の結果 6.8 Ma とされた島後中南部、歌木地区のミュージアライトは Uto (1988) の年代測定では 5.46 Ma となり、藤巻ら (1989) の報告した他のミュージアライトの年代と一致する。隠岐粗面岩一流紋岩については 6.3 Ma 程度の年代が報告されていたが (Kaneoka, 1970; Kaneoka *et al.*, 1976), Uto (1989) によればおよそ 5.4 Ma 程度の年代を示すものもあるようである。今回は 5.4 Ma の年代は平均値の計算から除外した。

島後では最も古い火山岩であるカルクアルカリ岩 (Uchimizu, 1966) は初生の鉱物はあまり残っていない程度変質が進んでおり、全岩分析では灼熱減量が 3-4% にもなるが、比較のための分析を行った。できるだけ新鮮な試料を用意したが斑晶鉱物のおおくは緑泥石や方解石、または微細な粘土様の鉱物によって置き換えられている。しかし変質物の細脈などが顕微鏡的に認められないようなものを使用した。ショジョナイトーバナカイトは斑晶のかんらん石の大半が変質しているが、試料を選べば斜方輝石の多くは新鮮である。隠岐粗面岩一流紋岩グループや葛尾流紋岩グループの流紋岩のうちあるものは同じく変質が進んでいる。2-3 の変質した試料の分析も比較のため行ってみた。カルクアルカリ岩と、これらの流紋岩以外の試料は新鮮であり、Sr の同位体組成が大きく乱されているとは考えられない。

Sr の抽出はイオン交換樹脂を充填したテフロン製イオン交換コラムを用いて行った。使用した試料は 10-20 mg で、Sr 濃度の低いものは 500 ng の Sr が回収できる程度の量を使用した。溶離液は 1.8 N の塩酸で、分析は Finnigan-MAT 社の MAT261 を用いて行った。実験期間中の NBS987Sr 標準試薬の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の比は 0.71024-0.71026 で平均的な 2σ mean は 0.000006 であった。同一フィラメントによる繰り返し測定に限定すれば統計的な誤差は非常に小さい。分析した試料の 2σ mean もほとんど同じであるが、6 桁目の数字は再現できないので 6 桁目を四捨五入して全ての分析結果を示した。実験方法の詳細はコレクターの直線性とブランクテストの結果を含めて他の機会に報告する。Sr と Rb の濃度は蛍光エックス線分析装置を使い Fujimaki and Aoki (1987) に従ってとめた。

III. 結果と考察

求めた Sr 同位体組成と Sr と Rb の濃度をグループ毎に分けて岩石名とともに古い順に表 2, 3, 4 に示す。絶対年代が知られているグループはその年代を用いて初生値を計算した。絶対年代が知られていない狭義の大峰玄武岩類と平粗面岩類、葛尾粗面岩一流紋岩類のグループについては推定年代で初生値を計算した。

基盤の片麻岩や花崗岩質岩石の上に Uchimizu (1966) が第 1 期輝石安山岩、2 期輝石安山岩としたカルクアルカリ質の岩石群がある。これらのカルクアルカリ岩類は中新世の地層中に介在し、変質が進んでいる。そのため Rb/Sr 比は大きく変化してしまっている可能性があり、計算で得られた初生値が真の初生値であることを示すことはできないが、計算上 0.70966-0.71448 という高い比がえられる。漸新世後期の 25 Ma を仮定して計算したが、Rb は特に動きやすいと思われるので初生値を求める計算は意義があるかどうかはわからない。表 2 の下段に基盤岩である片麻岩質岩石の Rb, Sr 濃度と Sr 同位体組成も示してあるが、特に Sr 濃度については基盤の岩石はカルクアルカリ岩の $1/2-1/4$ である。そのため、Sr を基盤岩からカルクアルカリ岩に移動させて $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を大きく変えるのはそれほど簡単ではない。また表 2 で明らかなように、最も塩基性のカルクアルカリ岩の Sr 濃度が最も高く、分化物の Sr 濃度は徐々に減少する傾向が認められるなど、現在の島弧のカルクアルカリ岩に見られるのと同様の变化を示す。このことも、Sr 濃度が大きく変化してはいないという状況証拠であるかもしれない。このようにカルクアルカリ岩の Sr がほとんど入れ替わってしまっているとは断言できない。現在日本列島にみられる類似の岩石に比べて、分析したカルクアルカリ岩は非常に Rb に富んでおり、その $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比は非常に高い。変質のため Rb が増加しそのため $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が高くなった可能性も高いが、初めから高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っていた可能性も否定できない。筆者らは後者の可能性が大きいと考えている。倉沢 (1984) は重栖の南西の崖から採取したカルクアルカリ安山岩を分析し 0.70499 という、今回の結果と比べると非常に低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を報告しているが、今回実験に用いたカルクアルカリ安山岩質岩石とどのような関係にあるのか不明である。

カルクアルカリ岩類の上位には Xu (1988) による長尾田ショジョナイトーバナカイトグループがある。このグループは Uto (1989) によれば 18-19 Ma の絶対

表2. 長尾田ショジョナイトーパナカイト類とカルクアルカリ火山岩および基盤岩類のストロンチウムとルビジウム濃度及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比

岩石グループ	岩石名	Sr	Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	SiO_2
11	Hy brg Cpx Shoshonite	465	20	0.70688	0.70685	48.63
11	Ol brg Cpx Shoshonite	668	54	0.70813	0.70807	51.87
11	Cpx Shoshonite	632	51	0.70888	0.70882	51.92
11	Hy Cpx Shoshonite	548	23	0.70838	0.70834	52.54
11	Hy Cpx Shoshonite	560	40	0.70795	0.70790	53.53
11	Ol brg Cpx Banakite	423	124	0.70852	0.70793	57.36
11	Ol brg Banakite	444	86	0.70857	0.70842	59.94
11	Ol Cpx brg Banakite	442	104	0.70865	0.70845	63.44
12	(Ol Cpx) Basalt	796	34	0.70969	0.70966	47.47
12	(Cpx Hy) Basalt	729	28	0.71037	0.71032	52.14
12	(Cpx Hy) Andesite	275	73	0.71376	0.71344	54.59
12G	Hy Cpx Andesite	695	50	0.70501	0.70499	61
12	(Hy) Andesite	350	117	0.71489	0.71448	65.27
12	(Hy) Dacite	428	87	0.71359	0.71334	66.63
基盤	Gneiss	187	84	0.74307	—	65.16
基盤	Gneiss	242	140	0.75504	—	68.13

岩石グループの番号は表1でそれぞれの岩石群につけた番号、それに続くGは倉沢(1984)によるデータであることを示す。SrとRbの濃度はppm、 SiO_2 は重量パーセント、*の付いている $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は年代補正した初生値。Olはかんらん石、Cpxは単斜輝石、Hyは斜方輝石、brgはbearingを示す、括弧内に示した鉱物名は変質鉱物の仮像から初生の鉱物を推定したものである。報告されている同位体希釈法による濃度分析結果は、少ないものは有効数字2桁、多いものは3桁として示した。

年代を示しており、Otofuji *et al.* (1985a, b) や兼岡・松田 (1989) に従うと、日本海の拡大の直前である。このグループの岩石は、下位のカルクアルカリ岩よりもはるかに新鮮であり、両者の活動時期の実際の時間差は非常に大きいものとおもわれる。最も塩基性のショジョナイトの初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は0.70685で、分化した塩基性岩は0.70882という高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っている。Rb濃度は20-54 ppm程度であるが、Sr濃度は少し分化したショジョナイトで最大約670 ppmとなる。パナカイトも同じく0.70793-0.70845の高い初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っており、ショジョナイトと一連の岩石群を形成していると考えられる。パナカイトのRb濃度は86-124 ppmでショジョナイトより高いが、逆にSr濃度は420-440 ppmで低くなっている。両者のSr同位体組成の差異を考えないと、このようなSr濃度の変化はショジョナイトーパナカイトを一連のグループと見なすという考えと矛盾しない。ここで報告したような $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高いショジョナイトーパナカイト系列の岩石はほかにみあたらない (e.g., Gill, 1976; Gill and Whelan, 1989)。

ショジョナイトーパナカイトの活動以後また玄武岩

類の活動以前に噴出した粗面岩と流紋岩類の分析結果は表3に示した。Uchimizu (1966) によって大峰玄武岩類の下位にあるとされている葛尾粗面岩一流紋岩類と平粗面岩類の絶対年代はまだ測られていない。詳しい地質調査を行っていないので両者とも広義の大峰玄武岩類のうち最も古い大満寺山玄武岩類の下位、隠岐粗面岩一流紋岩グループと島後ミュージアライトの上位にあるものとする。新鮮な岩石試料について分析を行ったが、両岩石グループ共に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は、新しい玄武岩類や隠岐グループや島後ミュージアライト類よりも高い。平粗面岩と、葛尾粗面岩一流紋岩類の初生値の計算は大満寺山玄武岩類の4.6 Maと島後ミュージアライトの5.4 Maの間の5 Maを固結年代と仮定して行った。

隠岐粗面岩一流紋岩グループは長尾田ショジョナイトーパナカイトグループよりもやや低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っている。最も低い初生値は0.70663で、高いものは0.70812であった。流紋岩質岩石のなかには、長石斑晶が純粋な曹長石に変わってしまっていたり、Srの濃度が非常に低く蛍光エックス線分析では分析が困難なものもあった。表3に示した流紋岩のうち計算した初

表3. 平粗面岩類と葛尾粗面岩一流紋岩類, 島後ミュージアライト類, 隠岐粗面岩一流紋岩類のストロンチウムとルビジウム濃度および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比

岩石グループ	岩石名	Sr	Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	SiO_2
7	Hed Qz Trachyte	20	164	0.72142	0.71972	67.68
7	Arfv Qz Trachyte	5	141	0.71445	0.70876	65.93
7	Qz Rhyolite	14	193	0.73232	0.72954	72.68
8	Ol Hed Trachyte	4	132	0.71577	0.70844	66.11
8	Ol Hed Trachyte	5	132	0.71412	0.70879	65.33
8	Ol Hed Trachyte	3	112	0.71438	0.70719	64.42
8	Ol Hed Trachyte	4	127	0.71360	0.70723	68.92
8 G	Ol Hed Trachyte	9.6	148	0.71479	0.71019	60
8	Sanid Rhyolite**	2	143	0.72096	(0.70548)	70.41
8	Sanid Rhyolite	7	154	0.71305	0.70847	71.00
9	Ol Cpx brg Mugearite	647	65	0.70662	0.70660	51.56
9	Ol Cpx brg Mugearite	663	64	0.70675	0.70673	52.20
9	Ol Cpx brg Mugearite	663	66	0.70657	0.70654	54.00
9	Ol Cpx brg Mugearite	489	69	0.70747	0.70744	54.90
9	Ol Cpx brg Mugearite	814	59	0.70652	0.70651	54.12
9	Ol Cpx brg Mugearite	550	80	0.70722	0.70718	50.53
9 G	Cpx Mugearite	569	83	0.70725	0.70721	51
9 G	Mugearite	756	70	0.70673	0.70670	54
9 E	Mugearite	569	83	0.70721	0.70717	—
10	Hy Cpx Trachyte	291	130	0.70675	0.70663	64.17
10	Hy Cpx Trachyte	164	158	0.70712	0.70685	65.38
10 G	Hy Cpx Trachyte	114	172	0.70778	0.70738	67
10	Sanid Rhyolite	62	192	0.70800	0.70717	69.54
10	Sanid Rhyolite**	2	197	0.72626	(0.70077)	71.80
10	Sanid Rhyolite**	0.2	212	0.74021	(0.45187)	74.07
10	Sanid Rhyolite**	2	231	0.73214	(0.69521)	74.34
10 G	Sanid Rhyolite	3.7	208	0.72253	0.70812	72
10 G	Rhyolite	205	148	0.70725	0.70706	67
10 G	Rhyolite	5.2	181	0.71702	0.70793	—
10 E	Rhyolite	188	141	0.70736	0.70715	—
10 E	Rhyolite	4.2	197	0.72037	0.70733	—
10 E	Rhyolite	21	183	0.70970	0.70730	—
10 E	Rhyolite	10	200	0.71261	0.70707	—

岩石グループの番号は表1でそれぞれの岩石群につけた番号, それに続く G は倉沢(1984)によるデータ, E は岩田ら(1988)によるデータであることを示す. Sr と Rb の濃度は ppm, SiO_2 は重量パーセント. * の付いている $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は年代補正した初生値, Hed はヘデン輝石, Qz は石英, Arfv はソーダ角閃石, Ol はかんらん石, Sanid はサニディン, Cpx は単斜輝石, Hy は斜方輝石を示す. 岩石名の後の**と括弧に入っている初生値は, Sr が非常に少ない試料であるため蛍光エックス線の分析結果が悪く, その他のデータと整合的ではないと考えられるものを示している. 報告されている同位体希釈法による濃度分析結果は, 少ないものは有効数字2桁, 多いものは3桁として示した.

生値が括弧内にはいっているのはそのような試料で, 他と整合性のない初生値である. 新鮮な流紋岩も Sr 濃度は低く, このくらいの低 Sr 濃度になると, 蛍光

エックス線装置による分析結果は誤差が大きくなるので, 計算で求めた初生値は新鮮な流紋岩でも予想以上の誤差があると思われる. Uto (1989)によると隠岐ダ

ループの流紋岩の一つが 5.4 Ma の年代を示しているが、ここでは岩田ら (1988) に従って島後西北部重栖地域の隠岐粗面岩一流紋岩が 6.8 Ma という Rb-Sr のアイソクロンをつくるという結果と、Kaneoka (1970) が重栖地域の黒曜石からえた 6.3 Ma との平均から、隠岐グループの活動年代は 6.6 Ma 程度であると考え

る。これらの上位にくると考えられる島後ミュージアライトグループ (藤巻ら, 1989) は島内各所に点々と分布しており、Uchimizu (1966) によって大峰玄武岩類に属するものと西郷玄武岩類に属するものにわけられていた。しかし、ここでは岩石学的にも (Xu, 1989) 年代的にも (Uto, 1989; 藤巻ら, 1989) 独立した一連の

岩石群とみなす。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の最も高いものは、0.70744 で最も低いものは 0.70651 である。この Sr 同位体組成は 1 Ma ほど前に活動した隠岐粗面岩一流紋岩グループの組成とはほぼ同じとみなせる。島後ミュージアライトの K-Ar 年代は Uto (1988) と藤巻ら (1989) によって 3 ケ所の異なる試料について行われ、そのすべてがほぼ 5.4 Ma の一致した年代を示した。このことから筆者らは島後に分布するミュージアライト質岩石の活動時期は 5.4 Ma 頃の 1 回だけであると考えている。隠岐粗面岩一流紋岩類とは有意義な年代差があるので、Sr 同位体組成も多少異なっていると期待されるが、今回の実験では統計的にみても有意義とされるような差を検出することはできなかった。

表 4. 岬, 西郷, 白島崎, 黒島, 大峰, 大満寺山玄武岩類のストロンチウムとルビジウム濃度および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比

岩石グループ	岩石名	Sr	Rb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^*$	SiO_2
1	Ol Basalt	683	54	0.70546	0.70545	47.11
1	Ol Basalt	688	25	0.70540	0.70540	44.90
1	Ol Basalt	612	34	0.70551	0.70551	46.41
1 G	Ol Basalt	718	50	0.70541	0.70540	47
1 G	Ol Basalt	620	49	0.70564	0.70563	47
1 G	Ol Basalt	687	51	0.70576	0.70575	—
2	Ol Cpx Basalt	665	48	0.70490	0.70490	48.06
2	Ol Basalt	754	51	0.70493	0.70493	47.85
2 G	Ol Basalt	723	51	0.70497	0.70496	—
2	Ol Cpx Basalt	926	48	0.70490	0.70490	47.57
2	Ol Cpx Basalt	665	48	0.70490	0.70490	48.21
2	Ol Cpx Trachybasalt	1322	55	0.70512	0.70512	48.24
2 G	Cpx Ol Trachybasalt	444	28	0.70497	0.70496	48
3	Ol Cpx Basalt	995	18	0.70446	0.70445	45.58
3	Ol Basalt(x)	766	12	0.70484	0.70484	45.48
3	Kaer brg Ol Basalt (x)	896	22	0.70482	0.70482	46.90
4 T	Ol Basalt	—	—	0.7048	—	—
5	Ol Cpx Basalt	566	36	0.70459	0.70458	48.52
5	Ol Cpx Basalt	591	37	0.70463	0.70462	49.41
5	Ol Cpx Trachybasalt	548	37	0.70457	0.70458	49.82
5	Ol Cpx Basalt	604	37	0.70463	0.70462	48.76
6	Ol Cpx Basalt	483	34	0.70502	0.70501	47.24
6	Ol Cpx Basalt	591	40	0.70518	0.70517	47.47
6	Cpx Ol Basalt	446	28	0.70508	0.70507	47.07
6	Ol Cpx Trachybasalt	707	76	0.70503	0.70501	48.28

岩石グループの番号は表 1 でそれぞれの岩石群につけた番号。それに続く G は倉沢 (1984), T は Kaneoka *et al.* (1978) によるデータ。Sr と Rb の濃度は ppm, SiO_2 は重量パーセント。* の付いている $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は年代補正した初生値。Ol はかんらん石, Cpx は単斜輝石, Kaer はケルスート閃石, brg は bearing の略。岩石名の後の (x) は地殻由来の岩石破片が含まれている試料である。報告されている同位体希釈法による濃度分析結果は、少ないものは有効数字 2 桁、多いものは 3 桁として示した。

平粗面岩類は高い初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもち、0.70719–0.71019 である。葛尾粗面岩一流紋岩グループは平粗面岩類以上に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持ち、最も低い初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比でも 0.708 以上で高いものは 0.72954 である。平粗面岩類も葛尾粗面岩一流紋岩類も Sr に非常に乏しく、逆に Rb に富んでいるため固結したのち地質学的に短い時間でも Sr の同位体組成を大きく変化させている。両グループともに、現在値も初生値も変化が大きい、初生値の大きな変化は Sr の濃度分析の精度に問題がある可能性が大きい。他と整合性のない初生値は括弧にいられてある。平グループの粗面岩と流紋岩を用いて Rb–Sr のアイソクロンを描くと、3.6 Ma で誤差 0.72 Ma、初生値は 0.709 で誤差 0.001 という結果が出る。同位体希釈法で Rb と Sr の濃度分析を行えば年代を求められる可能性がないわけではない。

これらの上位にはアルカリ玄武岩類があり、それらの分析結果を表 4 に示す。Uchimizu (1966) による(広義の)大峰玄武岩類が最下部であるが、その後の研究によりここでは、白島崎玄武岩類 (2.8 Ma, Uto, 1989) と黒島玄武岩類 (3.5 Ma, Kaneoka *et al.*, 1978), (狭義の)大峰玄武岩類(絶対年代不明)、大満寺山玄武岩類 (4.6 Ma, 藤巻ら, 1989) の 4 グループに区分する。(狭義の)大峰玄武岩類は大満寺山または黒島玄武岩類のどちらかと同じであるという可能性もある。筆者らは黒島玄武岩類を分析していないので、黒島玄武岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体組成を Kaneoka *et al.* (1978) によって報告された 0.7048 で代表させる。狭義の大峰玄武岩類がどの位置にくるのか不明であるが、ここでは黒島玄武岩類の下位、大満寺玄武岩類の上位とし、その年代を 3.5 Ma と 4.6 Ma の間の 4 Ma と仮定する。

大満寺山玄武岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値は 0.70501–0.70517 程度で、島後ミュージアライトや平粗面岩類と比べると非常に低くなる。平粗面岩と葛尾粗面岩一流紋岩を除いて下位の岩石から $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は徐々に低くなってきていたが、大満寺山玄武岩類になると急激に低くなるようにも見える。この比は狭義の大峰玄武岩類や黒島玄武岩類、白島崎玄武岩類よりも高いが、岬玄武岩類よりも低い。測定した試料の同位体組成の変化は小さく、岬玄武岩類の変化幅以下である。

大満寺山玄武岩類の上位に狭義の大峰玄武岩類がある。分布は島後の北部大峰山を中心とした地域であると思われる。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比の変化幅は小さく 0.70458–0.70462 の間にはいる。このグループは、狭い範囲から収集した年代が測られていない玄武岩類をまとめたものであるが、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化幅が小さい

ことから、筆者らは全体で 1 グループをなしていると考えている。その上位にあると考えている黒島玄武岩は 0.7048 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっている (Kaneoka *et al.*, 1978)。

黒島玄武岩類の上位にある、Xu (1989) による Na 系列の白島崎玄武岩類が島後の北部に分布している。この玄武岩グループはマントルまたは地殻に由来する捕獲岩片を含んでいることが多い。分析値は 3 個しかないが 0.70446 と 0.70482, 0.70484 であり、後者の 2 つは捕獲岩片を含んでいる。今回の分析で得られた $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比のうち 0.70446 は最も低い数字であり、捕獲岩片を含まなければ白島崎玄武岩類の岩石はこのような低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっているものと考えられる。

白島崎玄武岩類の後約 2 Ma をへて、西郷玄武岩類が噴出した。西郷玄武岩類は Hirooka and Kawai (1967) による年代測定で 0.84 Ma とされたのでそれに従う。西郷町一帯から広く試料を収集したが、岩石の化学組成はよくにている。1 つの例外があるものの、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比はほとんどが 0.70490–0.70496 と非常に狭い範囲にはいつてしまい、大きな変化は見られない。西郷玄武岩類の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は白島崎玄武岩類や狭義の大峰玄武岩類よりも明瞭に高くなっている。

岬玄武岩類は島後の火山岩類のなかでは最上位に位置しており (0.55 Ma, Uto, 1989 による)、島後では最も新しい火山活動の産物である。分布地域は島後南部の岬町地域に限定されている。岩石は主化学組成からみても変化はあまりない。同様に Sr 同位体組成からみても変化に乏しい。今回得られた $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.70540–0.70551 であり、倉沢 (1984) による異なる質量分析計を用いて得られた結果を含めると最も高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.70575 である。0.70540–0.70575 という変化幅は直前の西郷玄武岩類の変化幅より大きく、分析装置固有のバイアスをはかるに越える大きさである。岬玄武岩は主化学組成的にも微量元素組成的にも比較的均質で変化に乏しいように見えるが、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化幅は非常に大きい。また直前に活動した西郷玄武岩類のグループ以上に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っている。

IV. Sr 同位体組成の時間変化

日本海の拡大を引き起こしたテクトニックな発達に伴って生じたマントルでの変化を、化学的に追いかけてみることはたいへん興味がある。東北日本では倉

沢・今田 (1986) や Nohda and Wasserberg (1986) が日本海の拡大に伴う Sr や Nd の同位体組成の変化を報告している。しかし、西南日本の日本海側では Morris and Kagami (1989) が多くの岩石についてのデータを報告しているが島根半島、松江、隠岐島前地域では Sr も Nd も規則的な同位体組成の変化を示していない。

通常の岩石化学組成を使う限りこの試みは簡単ではないが、Sr の同位体組成の変化だけならば追いかけることができる。地殻物質の混染さえ除外できれば、火山岩の Sr 同位体組成はそのままマントル (または地殻) の起源物質を代表すると考えて大きな問題はない。本報告では、Sr の濃度分析に問題があり他と整合性のないいくつかのデータを除き、その初生値は直接起源物質の Sr 同位体組成を代表していると考え。また地殻物質の混染を受けている白島崎玄武岩類の 2 つのデータのようなものもあるが、全体的変化に対する影響は小さいと思われる。

図 1 に隠岐島後の火山岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比と固結年代

との関係を示した。カルクアルカリ岩については、年代が不明であることや変質の問題が回避できないこと、倉沢 (1984) の報告したデータと全く不一致であることなど、問題があり厳密な議論はできない。図から明かなようにカルクアルカリ岩を除いても初期に活動したショショナイトーバナカイト系列の岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.70685 という例外的に低い比を含んでいるが、全体的には非常に高い。ショショナイトーバナカイトの活動の後、高安ら (1989) によると、島後は前期中新世末期 (16 Ma 頃) から後期中新世末期頃まで海面下であり火山活動は停止していたようである。この 10 Ma 以上の活動休止期間の後、陸化して再開された火山活動によって噴出した隠岐粗面岩一流紋岩質岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は全体的に低くなっている。この時期に絶対年代は測定されていない平粗面岩類と葛尾粗面岩一流紋岩類が噴出しており両者とも非常に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっている。他の岩石グループは若干の塩基性岩を伴うが、平粗面岩と葛尾粗面岩一流紋岩グループは塩基性岩がほとんど見つからない。筆

図 1. 縦軸は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生値、横軸は時間で、現在が 0 点。日本海が拡大したあと 8 Ma 以前は火山活動はなかったらしいので、8-18 Ma は省略し、またカルクアルカリ岩の活動時期は不明なので時間を記入しなかった。平粗面岩と葛尾流紋岩グループのデータの上に示した矢印はこれらのグループの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の最大値が図の外にあることを示している。

者らは両岩石グループは直接マントルに由来するのではなく、地殻物質に由来するか(Xu, 1988), マントルに由来するマグマが地殻物質によって混染され、元々の化学組成が大きく変わってしまっているものであると考えている。

隠岐グループの後、ほとんど同じ様な Sr 同位体組成をもつ島後ミュージアライトが活動した。その後 1 Ma 以下の短い時間間隙の後 0.705 程度というこれまでにない低い比を持つ大満寺山玄武岩類が噴出し、さらに徐々に低くなり続け 3.6 Ma の黒島玄武岩類や 2.8 Ma の白島崎玄武岩類で最も低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を示すようになる。しかしその後噴出した岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は高くなり始め、0.84 Ma の西郷玄武岩類は黒島玄武岩類や白島崎玄武岩類よりも明らかに高い比をもっている。最も新しい活動の産物である岬玄武岩類は更に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっている。

筆者らは葛尾粗面岩一流紋岩と平粗面岩のグループを除いて、これらの変化は直接マントル物質の Sr 同位体組成の変化によって引き起こされているものと考えている。また葛尾粗面岩一流紋岩と平粗面岩は直接マントルの Sr 同位体組成を代表していないと考えているので以下の議論からは除外する。

島後の火山岩の Sr 同位体組成の変化に対応するマントル内の Sr 同位体組成の変化は、次のようなシナリオになると想像される。

島後の下のマントルでは日本海の拡大が始まる直前(18-19 Ma)頃は大陸の一部であり、マントル物質は非常に高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっていたと考えられる。つまり、そのころの島後の下のマントルは Rb をはじめとする液相濃集元素に富み、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を充分高くするくらいの高い閉鎖系であった。日本海の拡大前には火山活動があったが、日本海が拡大を続けている間は活動は休止していたらと思われる。日本海の拡大と同時に島後の下のマントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は徐々に低下してゆき、火山活動が現在の島後の位置で再開された 6-7 Ma 頃にはマントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は 0.7065 程度まで低くなっていた。その後 5-4 Ma のあいだ頃、島後の下のマントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は更に急激に下がり続け、4-3 Ma 頃最も低い状態になる。1 Ma 以後になると、島後の下のマントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は逆に高くなり始める。現在では 0.705 程度の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比をもっていると考えられる。

以上のほかに、図 1 の時間軸を省略せずに全時間を考慮にいれ、また長尾田のショショナイトのうち一つが 0.7068 という他の試料と比べて低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を

もっていることを重要視すると、異なるシナリオが描かれる。つまり 5.4 Ma 前までは非常に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高いマグマを噴出し、5.4 Ma 以後 4.6 Ma までの非常に短い間に急に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の低いマグマが噴出するようになった、と考えることも可能である。この場合は、5.4 Ma 頃から 1 Ma 以内に島後の下にマントル物質の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が急激に変化するような事変が必要であり、その可能性も充分有り得る。

V. 同位体組成変化の原因

以上に見られたような島後の岩石の Sr の同位体組成に記録されている $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の段階的低下は、同一の起源物質がマグマを繰り返し絞り出すことによって達成されることはない。同一の起源物質を考えると、何回マグマを絞りだしても残されたマントルの起源物質の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が低くなる理由はないからである。島後の下のマントルが非常に不均質で、偶然にこの報告で述べたような $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の規則的変化が認められるような順序に溶融した、という可能性はここでは考慮しない。6-7 Ma から 3-4 Ma 頃迄 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が低くなることを説明するには島後の下の起源物質が入れ替わるか(部分溶融する深さが変わることもここを含む)、非常にデブリートしていて $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の低い物質が上昇してきて、元来からあった $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高いマントル物質と混合するか、のどちらかであろう。しかし、このとき噴出したのはアルカリ岩であるから、非常にデブリートした状態といってもソレライトの起源物質ほどにはデブリートしていたわけではない。また 1 Ma 以後のマントルの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を高くするためには逆に高い比をもつ物質を加えるか、起源物質が高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持つものに入れ替わるかしくはならない。しかし島後および西南日本の日本海側には日本海が拡大していたとき島弧-海溝系は存在しなかったし、この条件下では陸地とその下のマントルが一致して動いていたと考えるのが自然である。よってここではマントル物質が入れ替わったという可能性は考えない。

以上のような Sr 同位体組成の規則的変遷の理由について筆者らは以下のような可能性を考えている。島後の地下深部にはマグマを発生させる熱源があったとする。

日本海が拡大する以前は島後の下のマントルは大陸下のエンリッチしたマントル物質であり、高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持っていた。日本海が拡大するに従って、マントル深部からデブリートした組成をもつ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

比の低いマントル物質が上昇し、上部の比の高いマントル物質と不完全に混合した。島後の位置で火山活動が再開されたときは、元来から島後の地下にあったマントル物質のほうが融解しやすく、はじめ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が高いマグマが噴出した。その後、融解を繰り返して元来のエンリッチしたマントル物質が徐々に減少してゆき、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は少しずつ下がった。5 Ma 頃迄には $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の高いSrに富んでいた鉱物相が溶融し尽くしてしまい、このあと $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ はドラスティックに変化し、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比で0.707から0.705にまで下がり、3-4 Ma 頃最も比の低いマグマが噴出するようになった。1 Ma 以後は太平洋プレートまたはフィリピン海プレートの上の堆積物由来の高い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を持つ物質が添加されたため、噴出したマグマの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は上昇をはじめたという可能性が考えられる。

いずれの場合も、日本海形成以後ショショナイト系列からなぜアルカリ岩系列に変わったのかということや、5 Ma 前頃を境に珪長質岩の噴出がなくなったのはなぜかとか、白島崎玄武岩類だけがなぜNa系列のアルカリ岩なのかとか、ミュージアライトと他の岩石群とはどのような関係があるかなど、解決できない多くの問題はそのまま残っている。

また5.4 Ma-4.6 Maの間に島後の下のマントル物質の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が急変するような地学的な事変があったと考えれば、5.4-4.6 Maの急激な $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比の変化を説明できるが、都合のいい事変はまだ見つかっていない。

応力場については、日本海拡大直前と拡大中は伸長性であったろうしその後速やかに圧縮性に変ったであろうから、5 Ma 頃の急変の原因にはならない。18-19 Maの岩石は別にして、逆にもし応力場が5 Ma ころ局所的に圧縮性から伸張性に変化したとしたら急変の説明は不可能ではない。圧縮性の状態ではマグマは上昇が困難で、周囲の岩石と充分に反応してしまう可能性があり、逆に伸長性ではマグマはスムーズに上昇することができるので、周囲の岩石とは反応することが少ないと考えられる。5 Ma 以前の岩石の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比はマントル深部で発生した玄武岩マグマが島後の地殻物質と反応したから高い比をもち、それ以後は反応せずに上昇することができたので、マントルの起源物質に由来する低い比をもっているとするればよい。しかし、この考えと整合的な地質学的現象は認められていない。

謝 辞 通産省工業技術院地質調査所宇都浩三さんには、学位論文の貴重な年代のデータの引用を許可していただいた。本報告にはこれらの年代のデータは不可欠なものである。ここに記して感謝する。岡山大学地球内部センターの加々美寛雄さんはMAT261質量分析計のオペレーションについて、また工業技術院地質調査所田中剛さんと富樫茂子さんはフィラメントアセンブリの違いからくる操作感について、貴重な経験を教えていただいた。東北大学地質古生物学教室の大槻憲四郎さんと小笠原憲四郎さんからは重要なコメントをいただいた。本研究では文部省科学研究費補助金（一般（B）02453045 青木謙一郎、総研（A）01302019 青木謙一郎、一般（C）63540640 藤巻宏和）の一部を使用した。

引用文献

- Fujibayashi, N., Nagao, T., Kagami, H., Iwata, M. and Tazaki, K. (1988), Spatial variation in the Sr and Nd isotope compositions of Cenozoic alkali basalts from the Chugoku district, SW Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **84**, 429-443.
- Fujimaki, H. and Aoki, K. (1987), Determination of trace elements in rock samples by X-ray fluorescence. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **82**, 411-414.
- 藤巻宏和, 徐 紅, 青木謙一郎 (1989), 島根県隠岐、島後のミュージアライトのK-Ar年代. 岩鉱, **84**, 335-338.
- Gill, J. (1976), Composition and ages of Lau Basin and Ridge volcanic rocks: Implications for evolution of an inter-arc basin and remanent arc. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **87**, 1384-1395.
- Gill, J. and Whelan, P. (1989), Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *J. Geophys. Res.*, **94**, B, 4561-4578.
- Hirooka, K. and Kawai, N. (1967), Results of age determination of some late Cenozoic rocks in southwestern Japan. *Progress Rep., Paleogeophys. Res. Japan*, 69-73.
- 岩田昌寿, 加々美寛雄, 高橋栄一, 倉沢 一 (1988), 隠岐島後, 隠岐粗面岩・流紋岩類のRb-Sr全岩アイソクロン年代と成因. 火山, 第2集, **33**, 79-86.
- Kagami, H., Iwata, M. and Takahashi, E. (1986), Isotopic evidence for primitive mantle beneath the Sea of Japan, a young back arc basin. *Tech. Rep. Inst. Study Earth's Int., Okayama Univ., Ser. A*, **7**, 1-13.
- Kaneoka, I. (1970), K-Ar age determination of young volcanic rocks and the age of the ocean floor. Ph. D. Thesis, Univ. Tokyo, (MS) 195p.

- 兼岡一郎, 松田順一 (1989), 日本海からドレッジされた火山岩の年代と同位体組成について, 481p. 96 回日本地質学会講演会要旨集.
- Kaneoka, I., Takahashi, E. and Zashu, S. (1976), K-Ar ages of alkali basalts from the Oki-Dogo island. *J. Geol. Soc. Japan*, 83, 187-189.
- Kaneoka, I., Matsuda, J., Zashu, S., Takahashi, E. and Aoki, K. (1978), Ar and Sr isotopes of mantle-derived rocks from the Japanese islands. *Bull. Volcanol.*, 41, 424-433.
- Kurasawa, H. (1968), Isotopic composition of lead and concentration of uranium, thorium, and lead in volcanic rocks from Dogo of Oki islands, Japan. *Geochem. J.*, 2, 11-28.
- 倉沢 一 (1984), 隠岐島後火山岩類のストロンチウム同位体比. 岩鉱, 79, 484-497.
- 倉沢 一, 今田 正 (1986), 東北日本第三紀火山岩類のストロンチウム同位体比—日本海拡大との関連—. 岩鉱, 92, 205-217.
- Morris, P. A. and Kagami, H. (1989), Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Japan Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 335-346.
- Nohda, S. and Wasserberg, G.J. (1986), Trends of Sr and Nd isotopes through time near the Japan Sea in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 157-167.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985a), Paleomagnetic evidence for the Miocene counterclockwise rotation of Northeast Japan-rifting process of the Japan arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 265-277.
- Otofuji, Y., Hayashida, A. and Torii, M. (1985b), When was the Japan Sea opened?: paleomagnetic evidence from Southwest Japan. In *Formation of Active Ocean Margins* (Nasu, N. Ed.), pp. 551-566, Terra Scientific publ. Co., Tokyo.
- 高安克己, 下末 恵, 角館正勝, 山崎博史 (1989), 隠岐島後第三系の層序の再検討. 小林, 立石編, 古日本海, 日本海沿岸総合研究報告, 2, 73-77.
- Uchimizu, M. (1966), Geology and petrology of alkali rocks from Dogo, Oki islands. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Ser. 2*, 16, 85-159.
- Uto, K. (1989), Neogene volcanism of Southwest Japan: its time and space based on K-Ar dating. Ph.D. Thesis. Univ. Tokyo, (MS) 184p.
- Xu, H. (1988), Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki islands, Shimane Prefecture, southwestern Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3*, 17, 1-106.