

神津島流紋岩質単成火山群の ESR 年代

横山 正*・島田愛子**・梅村崇志***・豊田 新***

(2003年6月4日受付, 2003年11月10日受理)

ESR Ages of Rhyolitic Monogenetic Volcanoes in Kozushima, Japan

Tadashi YOKOYAMA*, Aiko SHIMADA**, Takashi UMEMURA*** and Shin TOYODA***

Kozushima is a volcanic island in the Pacific Ocean located about 170 km southwest of Tokyo. Kozushima is composed of at least 16 rhyolitic monogenetic volcanoes. It has been inferred that the eruption of rhyolites began at least several tens of thousands years ago and was repeated intermittently until 838 A.D. There are only a few eruptions whose ages were well determined, and the precise eruption history is still unsettled. The present study aims to cross check the ages determined by ESR method with those by other methods and to elucidate the overall eruption history of Kozushima. Samples from 17 rhyolitic lavas and one pyroclastic deposits (Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A: Cb-A) were collected and analyzed.

ESR signals of Al and Ti-Li centers were observed in quartz phenocrysts. The accumulated doses were obtained from the dose responses of these two signals, while natural dose rates were calculated from the uranium, thorium, and potassium concentrations with necessary corrections. ESR ages were obtained by dividing the accumulated doses by dose rates. Regarding Tenjyosan, Kobeyama, Ananoyama, and Hanatate volcanoes (previously reported ages are 838 A.D. to several tens of thousand of years), the determination of accumulated dose was unsuccessful because they are too young. ESR ages for the other volcanoes are as follows: 26 ± 1 ka (Al center) and 32 ± 3 ka (Ti-Li center) for Cb-A, 27 ± 3 ka and 24 ± 3 ka for Jyogoyama, 28 ± 4 ka and 26 ± 5 ka for Ohsawa, 23 ± 2 ka and 31 ± 3 ka for Takodoyama, 29 ± 1 ka and 30 ± 2 ka for Matsuyamahana, 35 ± 5 ka and 37 ± 2 ka for Membo, $23 + 4 / - 3$ ka and 29 ± 3 ka for Nachisan, 32 ± 1 ka and 48 ± 2 ka for 262 m yama, 46 ± 8 ka and $40 + 8 / - 6$ ka for Sawajiriwan (Nagahama), $54 + 9 / - 8$ ka and 48 ± 6 ka for Awanomikoto, $52 + 5 / - 4$ ka and 51 ± 4 ka for Nagumiwan (Nagahama), $40 + 4 / - 3$ ka and 69 ± 3 ka for Hashiruma, 46 ± 3 ka and 68 ± 5 ka for Sanukayama, and $64 + 5 / - 7$ ka and $65 + 9 / - 8$ ka for Kannon'ura.

Regarding Cb-A, the ESR age of Al center is fairly close to the previously reported ^{14}C ages (22–26 cal. ka). However, the discrepancy between Al center and Ti-Li center is present. Despite that the ESR ages for all lavas have at least $\pm 10\%$ errors, the ESR ages are in good agreement with stratigraphy. On the basis of the results of ESR dating and stratigraphy, the overall eruption history in Kozushima is proposed.

Key words: Kozushima, ESR dating, rhyolite

1. はじめに

伊豆諸島の神津島は、伊豆-マリアナ島弧北部の銭洲海嶺上に位置し、流紋岩質単成火山群からなる火山島である。神津島の地質については、津屋(1930)、谷口

(1977)、一色(1982)などが総合的な検討を行っている。

Fig. 1に、一色(1982)に基づいた地質図を示す。神津島において基盤岩と考えられる溶岩は、島の北部に露出する“氷長石化作用”を受けたデイサイト溶岩(返浜溶

* 〒113-0033 東京都文京区本郷 7-3-1
東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
Department of Earth and Planetary Science, the
University of Tokyo, Hongo, Tokyo 113-0033,
Japan.

** 〒630-8506 奈良県奈良市北魚屋西町
奈良女子大学大学院人間文化研究科国際社会文化
学専攻
Division of International Studies for History, Soci-

ology and Geography, Nara Women's University,
Kitauoya-nishimachi, Nara 630-8506, Japan.

*** 〒700-0005 岡山県岡山市理大町 1-1
岡山理科大学理学部応用物理学科
Department of Applied Physics, Okayama Universi-
ty of Science, 1-1 Ridai-cho, Okayama 700-0005,
Japan.

Corresponding author: Tadashi Yokoyama
e-mail: tadashi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

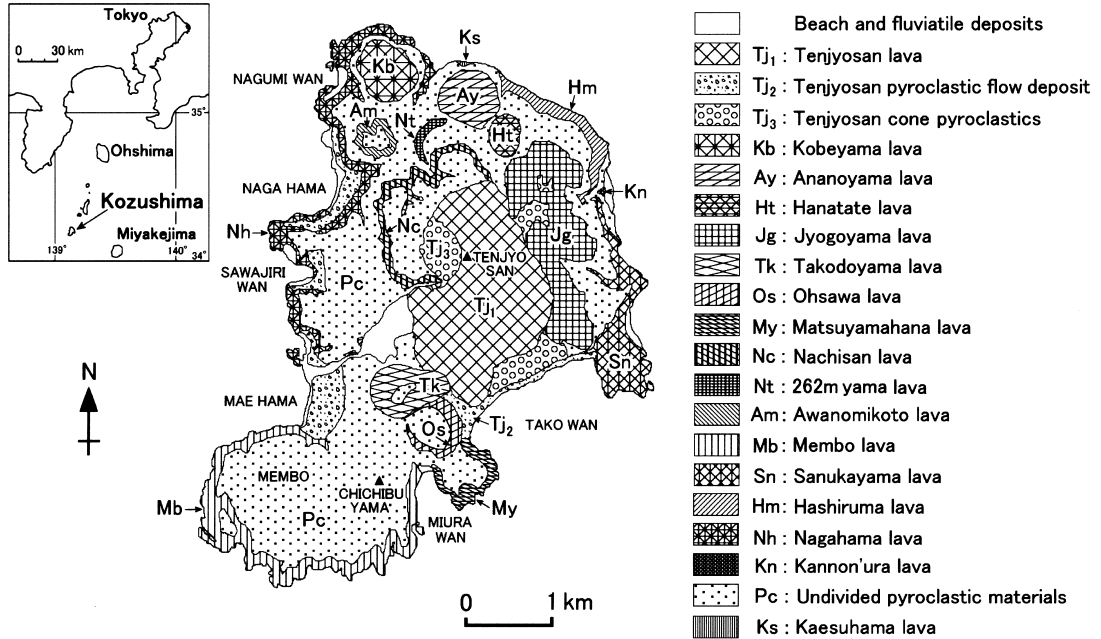


Fig. 1. Geological map of Kozushima after Isshiki (1982) (partly modified).

岩)である(谷口, 1977; 一色, 1982)。その後の流紋岩質単成火山の活動がいつ頃から始まったかははっきりしていないが、約10万~数万年前より現在までに、少なくとも16個の単成火山の活動が断続的に起こったと考えられている(一色, 1982)。これらの単成火山の活動は、火砕流・火砕サージの発生(火砕丘の形成)に引き続いて溶岩円頂丘(または厚い溶岩流)の形成という経過をたどったと考えられている(一色, 1982)。各火山の形成順序については、津屋(1930)、谷口(1977)、一色(1982)、菅(1998)などによりある程度の推定はなされているが、単成火山相互の生成の前後関係を地形から判断しにくいことや、それぞれの火山から放出された火砕物の識別が困難なことなどのため、正確な順序は分かっていない。一色(1982)の推定によれば、初期に活動したのは主に島の周辺部に露出する観音浦・砂糠山・走る間・長浜(沢尻湾、名組湾)・面房の各火山であり(括弧内は別名)、このうち観音浦は砂糠山や走る間より古い。続いて活動したのは北半部にある阿波命(221 m山)・262 m山・那智山の各火山であり、このうち262 m山は那智山より古い。次の活動は南半部に移り、松山鼻・大沢・高処山の溶岩が引き続いて噴出した。その後火山活動は再び北半部に移り、じょうご山(丈五郎山)・花立(雷山)・穴の山(アナギ山)・神戸山・天上山の順に単成火山が形成された。このうち、じょうご山がやや古く、花立・穴の山・神戸山はほぼ同時に噴出したと推定され

ている。

各火山の相対的な形成順序に対して、これまでに報告されている各火山の具体的な活動年代のまとめを Table 1 に示す。なお、吉田(1991)は、それまでに報告されていた年代を基に、“レス”の堆積厚さから推定した年代を加えて単成火山群の噴火史を発表しているが、どの火山の年代を独自に決定したのか明記されていないため、Table 1 には記載していない。神津島において基盤岩と考えられる返浜溶岩については、Kaneoka *et al.* (1970) によって0.28 MaのK-Ar年代が報告されている。しかし、この年代は氷長石化作用を受けた岩石を用いて求めた年代であり、実際の噴出年代はさらに古いと考えられている(Kaneoka *et al.*, 1970)。それ以降の火山活動のうち最もよく年代が分かっているのは、南部の面房台地に分布する秩父山火砕サージ堆積物-A(菅・他, 1992; 以下、秩父サージAと略記する)と神津島の中央部に位置する巨大な溶岩ドームを伴う天上山火山の活動年代である。菅・他(1992)によれば、秩父サージAは三浦湾を火口として噴出し、始良-Tn火山灰(AT火山灰)の上に重なって面房台地のほぼ全域を覆う(面房台地以外への島内への連続状態は不明)とされている。一色(1982)の地質図では、噴出源が天上山火山以外の火砕物は区別されておらず、Fig. 1におけるPcの一部が秩父サージAに相当する。秩父サージAについては、本層から採取された複数の炭化木片より¹⁴C年代(約19~22 ka)が得ら

Table 1. Previously reported ages for the volcanic activities in Kozushima.

	Age	Method	Reference
Tenjyosan lava	838 A.D.	Ancient document	Ohmori (1915)
" pyroclastic flow	1,260±80 y.B.P.	¹⁴ C	Isshiki <i>et al.</i> (1965)
" ash	1,950±110 y.B.P.	"	Yamasaki <i>et al.</i> (1968)
" pyroclastic flow	1,230±80 y.B.P.	"	Kobayashi <i>et al.</i> (1971)
" pyroclastic flow	1,560±120 y.B.P.	"	Isshiki (1982)
" pyroclastic flow	1,240±130~1,530±190 y.B.P.	"	Togashi (1984)
" lava	700~2,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Kobeyama lava	1,100~3,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Ananoyama lava	2,000~3,400 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Hanatate lava	2,000~3,400 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Chichibuyama pyroclastics ^a	17,000±3,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
"	19,140±220 y.B.P.	¹⁴ C	Isshiki (1989)
"	20,830+580, -540 y.B.P. ^b	"	Suga <i>et al.</i> (1992)
"	21,860+660, -610 y.B.P. ^b	"	"
Matsuyamahana lava	20,000±4,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
"	35,000~47,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Ohsawa lava	35,000~47,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Takodoyama lava	40,000±7,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
"	23,000~35,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Awanomikoto lava	35,000~47,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Membo lava	47,000~60,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Sawajiriwan lava ^c	34,000±7,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
"	47,000~60,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Sawajiriwan vent breccia	84,000±8,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
Sanukayama lava	70,000±5000 y.B.P.	Fission track	Kaneoka & Suzuki (1970)
"	<80,000 y.B.P.	K-Ar	"
"	51,000±4,000 y.B.P.	Fission track	Fukuoka & Iso (1980)
"	60,000~79,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Hashiruma lava	60,000~79,000 y.B.P.	Hydration layer	Taniguchi (1980)
Kaesuhama lava	0.28 Ma	K-Ar	Kaneoka <i>et al.</i> (1970)

" : Same as above

^a Equivalent to Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A in Suga *et al.* (1992)

^b Nippon Koei Co.Ltd. unpublished data

^c Equivalent to Nagahama lava in Isshiki (1982)

れている (一色, 1989; 菅・他, 1992)。この¹⁴C年代を暦年代に較正すると3~4千年古くなり (Kitagawa and van der Plicht, 1998), 約22~26 cal ka となる。天上山火山については、「続日本後紀」に噴火記録 (838 A.D.) が残っている (大森, 1915)。その他の噴出物の活動時期については、東部の海岸沿いに分布する砂糠山溶岩について Kaneoka and Suzuki (1970) が報告しているフィッション・トラック年代は、比較的信頼性が高いと思われる。しかし、それ以外では、谷口 (1980) の水和層年代は、花立溶岩より古い溶岩については水和層の厚さにかなりば

らつきが見られ、おおよその年代の推定である。また、福岡・磯 (1980) のフィッション・トラック年代は、自発核分裂飛跡の縮小などを考慮した補正を行っていない中間報告との記述がある。このように、神津島における個々の単成火山は、一部を除いて、その活動年代が正確に把握されるには至っておらず、火山活動史の解明は未だに不十分である。

ESR年代測定法は、試料に蓄積された自然放射線の量を測定し、それを年代に換算する方法である。Ikeya (1975) により鍾乳石の年代測定で実用化された後、サン

ゴ、貝化石、火成岩、堆積岩、断層破砕帯充填物などさまざまな対象に対して応用が試みられてきた。火山噴出物に関しては、Imai *et al.* (1985) によって最初にテフラの年代測定に適用され、その後、日本各地のテフラや溶岩 (Imai and Shimokawa, 1988; Shimokawa *et al.*, 1988)、パイアスカルデラ (アメリカ) 周辺の流紋岩 (Toyoda *et al.*, 1995)、ニュージーランドの火山角礫岩 (Buhay *et al.*, 1992) などについて測定が行われている。この手法は、一般的に数千年から 200 万年前までの年代測定に適用できるとされており、神津島における第四紀の火山活動の年代測定には適したものの一つである。

本研究では、神津島における火山活動史をより正確に把握することを目的として、石英を用いた ESR 年代測定を行った。なお、比較的良好に年代が分かっている秩父サージ A と砂糠山溶岩については、ESR 年代と他の年代とのクロスチェックも行った。

2. ESR 年代測定法の原理

石英が自然放射線を受けると、石英中で対になっている電子が電離し、一部が格子欠陥や不純物にとらえられて対電子が生成する。生成した対電子は、溶岩が高温の場合は短時間で消滅するが、室温付近では $10^6 \sim 10^7$ 年は準安定な状態として存在できる (豊田, 1998)。したがって、石英中の対電子の量は、溶岩冷却後、時間とともに増加する。試料が現在までに受けた自然放射線による総被曝線量 (D_E) に対して、1 年間に受ける自然放射線量 (年間線量率) を \dot{D} とすると、 \dot{D} が一定であれば年代値 (T) は単純に

$$T = D_E / \dot{D} \quad (1)$$

で求められる。一方、自然放射線の量に変化が生じる場合は、年間線量率を時間の関数 ($\dot{D}(t)$) として表し、

$$D_E = \int_0^T \dot{D}(t) dt \quad (2)$$

より年代値が求められる。

総被曝線量 (D_E) は、試料から抽出した石英に対して人為的に γ 線を照射して自然放射線による ESR 信号の生成をシミュレートし、その増大の曲線 (または直線) を信号強度が 0 の点まで外挿して求める (Fig. 2)。すなわち、石英を含んだ溶岩が噴出した時点では ESR 信号強度は 0 であるが、冷却後、自然放射線によってある生成効率で信号が増大し、現在の信号強度になっている。信号の生成効率 (Fig. 2 における直線の傾き) は溶岩毎に異なる可能性があるため、その生成効率を人為 γ 線照射によって求める。

年間線量率は、岩石中に含まれている放射性元素に起因する α , β , γ 線と宇宙線による。すなわち、

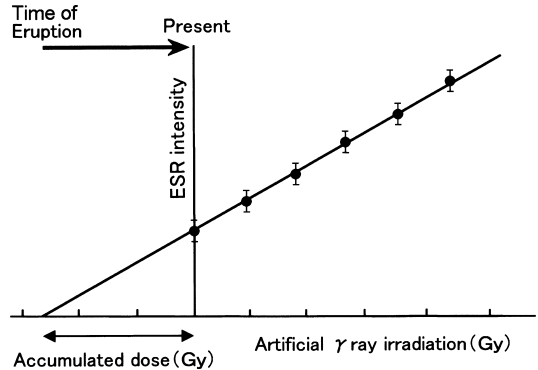


Fig. 2. Schematic diagram showing the method of determining accumulated dose.

$$\dot{D} = k\dot{D}_\alpha + \dot{D}_\beta + \dot{D}_\gamma + \dot{D}_{\text{cos}} \quad (3)$$

となる。ここで、 k は α 線による放射線損傷の生成効率である。年間線量率は、岩石中に含まれているウラン (U)、トリウム (Th)、カリウム (K) の含有量、水分量、石英の粒径などから、換算表 (例えば、Adamiec and Aitken, 1998) を用いて計算する方法と、岩石に線量計を一定時間埋め込んで線量を測定して年間の線量に換算する方法がある。

3. 試料

試料採取位置 (18 カ所) を Fig. 3 に示す。基本的には一色 (1982) の地質区分に従って試料を採取した。ただし、一色 (1982) の地質図 (Fig. 1) では、島の北部から西部にかけて主に海岸沿いに露出する溶岩は単一の長浜溶岩として描かれているが、谷口 (1977) の地質図では長浜以北の名組湾溶岩と以南の沢尻湾溶岩とに分けられている。本研究では、名組湾溶岩と沢尻湾溶岩のそれぞれに対応する地点で試料を採取した。また、秩父サージ A については、菅・他 (1992) の地質区分に従った。各々の地点において、石英抽出および放射性元素定量用の岩石 (秩父サージ A に関しては、未固結火砕物中の軽石: 粒径約 10 cm) を約 1 kg 以上採取した。また、水分量測定用の試料は、現地でビニール袋に密封して持ち帰った。

採取した岩石は、石基ガラスが大部分を占め、その中に斑晶として斜長石、石英、黒雲母、角閃石、磁鉄鉱などが含まれている。岩石から石英を抽出するために、岩石を粗く砕き、水洗、ふるいがけ、6N 塩酸で洗浄、乾燥、マグネティックセパレーターによる磁性鉱物の除去、SPT 重液 (ポリタングステン酸ナトリウム) による処理、20% フッ酸によるエッチングを行った。フッ酸による処理をするのは、石英粒の表面部分を溶解させることにより、外部からの α 線による放射線損傷を受けた部分

を取り除いて年間線量の計算を容易にするためである。抽出した石英の粒径は、面房溶岩を除いては全て 0.5~1 mm である。なお、重液処理の段階では斜長石と石英の

分離が不完全な場合があったが、斜長石は石英よりも速くフッ酸で溶解するため、フッ酸処理により斜長石の大部分は消失した。仮に斜長石が残っていたとしても、後述する ESR 測定には石英からの信号のみを用いるので、斜長石の混入は特に問題にならない。

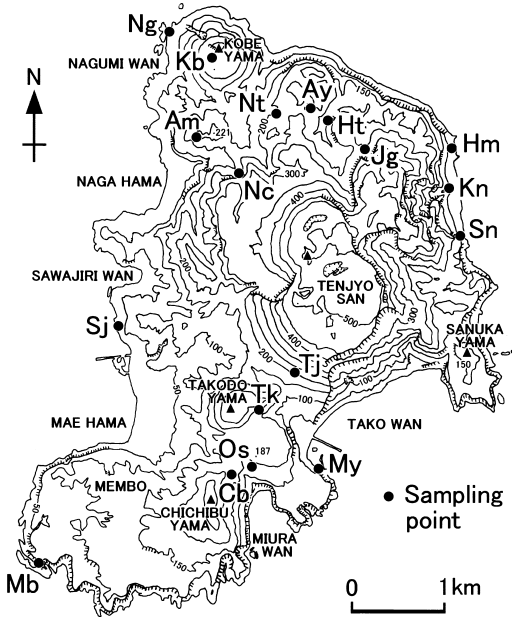


Fig. 3. Locations of samples for ESR dating. Tj: Tenjyosan lava, Kb: Kobeyama lava, Ay: Ananoyama lava, Ht: Hanatate lava, Jg: Jyogoyama lava, Cb: Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A, Tk: Takodoyama lava, Os: Ohsawa lava, My: Matsuyamahana lava, Mb: Membo lava, Nc: Nachisan lava, Am: Awanomikoto lava, Nt: 262 m yama lava, Ng: Nagumiwan lava, Sj: Sawajiriwan lava, Hm: Hashiruma lava, Sn: Sanukayama lava and Kn: Kannon'ura lava.

4. 総被曝線量の測定

各岩石から抽出した石英試料は、砕いて粒径を 100~200 μm に揃えた後、各々 80~100 mg ずつ 8~10 個に小分けし、照射をしない試料を除いて最大 730~900 Gy まで 7~9 段階の線量の人為 γ 線照射を行った。照射には日本原子力研究所高崎研究所の ⁶⁰Co 線源を用い、線量率は 2.8 C/kg h (石英に対する吸収線量率: 94.4 Gy/h) とした。

ESR 測定は、ESR 測定装置 PX-2300 および RE-1X (共に日本電子製) を用いて液体窒素温度 (77 K) で行った。マイクロ波出力は 5 mW、磁場変調幅は 0.1 mT とした。測定された ESR スペクトルの例を Fig. 4 に示す。Fig. 4 には、石英中のケイ素 (Si) にアルミニウム (Al) が置換したサイトにホール (正孔) がとらえられた Al 中心と、ケイ素 (Si) にチタン (Ti) が置換したサイトに電子がとらえられ、電荷の釣り合いのためにリチウムイオン (Li⁺) が格子間に存在する Ti-Li 中心の ESR 信号位置がいくつか示してある。年代測定にはこれら 2 種類の中心のどちらかを用いることができる。2 種類の中心について、それぞれ Fig. 4 に示された位置の信号強度を読みとった。

石英に対する人為 γ 線照射量を増大させると、ESR 信号強度は増大した。その増大の様子の例を Fig. 5 に示す。横軸は γ 線の照射線量を石英による吸収線量に換算してある。測定によって得られたデータ点に飽和曲線ま

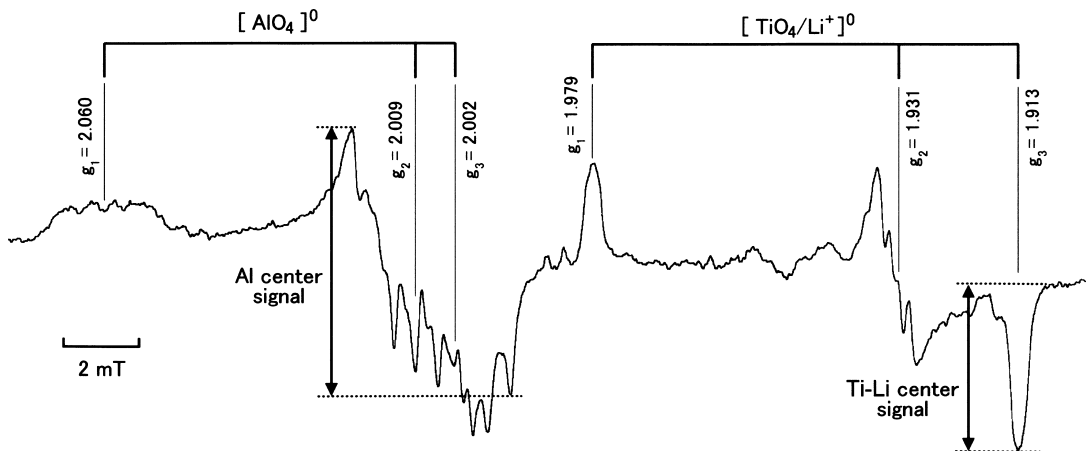


Fig. 4. ESR signals observed in quartz phenocrysts extracted from Ohsawa lava.

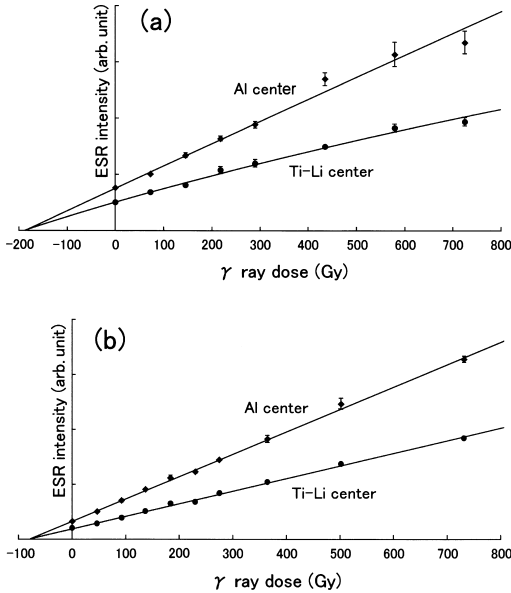


Fig. 5. Examples of the changes in ESR signal intensities with increasing the amount of artificial γ ray irradiation for Kannon'ura lava (a) and Matsuyamahana lava (b). The saturation curves (a) or straight lines (b) are obtained by least square fitting. Total accumulated doses (D_E) are obtained by extrapolating the curves or lines to horizontal axis.

たは直線を当てはめ、これを外挿して横軸を切る点における吸収線量が求められるべき総被曝線量である。基本的には飽和曲線を当てはめるが、直線近似の方がより適当と判断される場合には直線を当てはめる。

求められた総被曝線量を Table 2 にまとめた。飽和曲線または直線の回帰には東京大学情報基盤センターの最小二乗回帰計算プログラムパッケージ SALS (中川・小柳, 1982) を用いた。総被曝線量の誤差 (1σ) は、回帰計算によって得られたパラメータの誤差およびパラメータの誤差間の相関を考慮して算出されている。なお、水和法 (谷口, 1980) で活動年代が数千年前と推定されている 4 つの火山 (天上山, 神戸山, 穴の山, 花立) の試料については、年代が若すぎると未照射の石英において ESR 信号が検出されなかった。したがって、これらに関しては総被曝線量は示されていない。

5. 年間線量率の評価

石英には放射性元素はほとんど含まれていないため、石英中の不対電子は石英の外部からの自然放射線によって生成される。本研究では、岩石中に含まれている放射性元素の含有量、水分量、石英の粒径を元に、Adamiec and Aitken (1998) の換算表による計算、Aitken (1998) に基づいた水分量補正、Mejdahl (1979) に基づいた石英粒径補正を行って年間線量率を求めた。 ^{238}U , ^{232}Th , K_2O の含有量は、岩石の粉末 20 g を試料として、低バックグ

Table 2. Accumulated doses (D_E) obtained for Kozushima rhyolites.

Lithology*	Al center		Ti-Li center		
	Accumulated dose (Gy)	Curve fitting**	Accumulated dose (Gy)	Curve fitting**	
Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A	Bi	60 +3 -3	S	75 +7 -7	S
Jyogoyama lava	Bi	80 +10 -8	S	71 +9 -9	S
Ohsawa lava	Bi	74 +10 -9	S	68 +11 -12	S
Takodoyama lava	Bi	63 +6 -6	L	88 +9 -9	L
Matsuyamahana lava	Bi	81 +2 -2	L	84 +6 -5	L
Membo lava	Hy	64 +9 -9	L	68 +3 -3	S
Nachisan lava	Bi	67 +10 -9	S	85 +9 -8	S
262m yama lava	Hy	58 +2 -2	L	86 +3 -3	L
Sawajiriwan lava	Cum	112 +20 -19	L	96 +19 -15	S
Awanomikoto lava	Bi	139 +22 -20	L	124 +16 -15	L
Nagumiwan lava	Cum	133 +11 -11	L	129 +11 -10	L
Hashiruma lava	Hy	116 +10 -9	S	199 +4 -4	L
Sanukayama lava	Ap	123 +7 -7	L	181 +12 -11	L
Kannon'ura lava	Bi	187 +13 -20	S	191 +27 -22	S

* Bi: biotite rhyolite, Hy: hypersthene rhyolite, Cum: cummingtonite rhyolite, Ap: aphyric rhyolite

** S: Fitted to saturation curve, L: Fitted to straight line

Table 3. Concentrations of radioactive elements, grain sizes, water contents, and calculated natural dose rates (*D*).

	Concentrations			Grain size (mm)	Water (wt%)	Dose rates (mGy/y)			
	K ₂ O (wt%)	U (ppm)	Th (ppm)			β ray	γ ray	Cosmic	Total
Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A	3.00 ± 0.04	2.13 ± 0.03	4.83 ± 0.13	1-0.5	12.9	1.38	0.82	0.1	2.30 ± 0.06
Jyogoyama lava	3.42 ± 0.05	2.20 ± 0.14	4.56 ± 0.15	1-0.5	0.34	1.82	1.03	0.1	2.96 ± 0.10
Ohsawa lava	3.12 ± 0.05	2.09 ± 0.03	4.54 ± 0.26	1-0.5	5.30	1.57	0.91	0.1	2.58 ± 0.09
Takodoyama lava	3.19 ± 0.05	2.05 ± 0.05	4.72 ± 0.19	1-0.5	0.00	1.72	0.99	0.1	2.81 ± 0.09
Matsuyamahana lava	3.38 ± 0.05	2.13 ± 0.10	4.36 ± 0.30	1-0.5	2.57	1.75	0.99	0.1	2.83 ± 0.11
Membo lava	2.49 ± 0.04	1.64 ± 0.11	3.38 ± 0.21	2-1	0.15	0.98	0.76	0.1	1.84 ± 0.05
Nachisan lava	3.36 ± 0.05	2.25 ± 0.01	4.66 ± 0.18	1-0.5	0.67	1.79	1.03	0.1	2.92 ± 0.09
262m yama lava	2.09 ± 0.03	1.20 ± 0.10	2.63 ± 0.21	1-0.5	0.90	1.09	0.61	0.1	1.80 ± 0.05
Sawajiriwan lava	2.82 ± 0.04	1.78 ± 0.13	3.95 ± 0.26	1-0.5	1.98	1.47	0.84	0.1	2.42 ± 0.08
Awanomikoto lava	3.44 ± 0.05	2.20 ± 0.08	4.59 ± 0.21	1-0.5	12.2	1.57	0.90	0.1	2.57 ± 0.09
Nagumiwan lava	2.89 ± 0.04	1.92 ± 0.05	4.22 ± 0.10	1-0.5	0.30	1.55	0.89	0.1	2.54 ± 0.07
Hashiruma lava	3.44 ± 0.05	2.20 ± 0.07	4.86 ± 0.29	1-0.5	4.12	1.75	1.01	0.1	2.86 ± 0.11
Sanukayama lava	3.16 ± 0.05	1.98 ± 0.07	4.41 ± 0.32	1-0.5	2.69	1.63	0.94	0.1	2.67 ± 0.10
Kannon'ura lava	3.39 ± 0.05	2.17 ± 0.04	4.77 ± 0.10	1-0.5	0.75	1.80	1.03	0.1	2.93 ± 0.09

ラウンド純ゲルマニウム半導体検出器 (Canberra 製) で測定した。測定標準試料には、U と K₂O については試薬から調製した U=995 ppm, K₂O=0.333 wt% を含む試料を、Th については岩石標準試料 JG-1a (Th = 12.8 ppm) を用いた。水分量は、現地にて密封して持ち帰った試料の 110°C での乾燥減量により求めた。石英の粒径は、抽出した石英粒径の中間の値 (1~0.5 mm の場合は 0.75 mm) とした。年間線量率の計算においては、放射平衡を仮定し、年間の宇宙線量は 0.1 mGy/a とし、ラドン (Rn) の損失の程度は 50% とした。これらの結果は Table 3 にまとめた通りである。年間の宇宙線量は、岩石の密度や地表からの深さなどによって値が異なり、密度が 2 g/cm³ の場合、地表からの深さが 1, 5, 10 m では年間の宇宙線量はそれぞれ約 0.18, 0.1, 0.05 mGy/a になる (Aitken, 1998)。しかし、露頭において侵食の程度を推定して、試料の冷却時から現在までの平均の深さを見積もることは、現実には困難である。水分量についても同様に、必要とされる現在までの平均値を求めることが困難なため、ある特定期日の値を用いている。Rn 損失については、溶岩のような固結した試料ではほとんど損失がない可能性もある。これらの問題については、高島 (1995) で詳しく議論されている。極端な場合として、秩父サージ A について、仮に水分量が 0%, Rn 損失が 0% とした場合、年間線量率は Table 3 における値よりもそれぞれ約 17%, 7% 大きくなる。このように、年間線量率に誤差を生じさせる要因は複数存在するが、それらについて誤差を正確に求めて総合的な誤差を算出するのは困

難である。したがって、Table 3 における年間線量率の誤差には、半導体検出器による γ 線測定のカウント数の統計誤差のみが考慮されている。

6. 年代の算出および結果の検討

溶岩が噴出してから現在まで年間線量率が一定と考えられる場合は、式 (1) により総被曝線量を年間線量率で割れば年代値が得られる。溶岩の採取に当たってはなるべく未変質の部分を選ぶように努めたが、一部の溶岩 (特に阿波命溶岩) では風化による変質が見られた。神津島の流紋岩では、風化の進行に伴ってガラスの溶解や水和が起こり、カリウムなどが溶出することが知られている (一色, 1982; Yokoyama and Banfield, 2002)。このため、自然放射線量が時間変化することになり、正確な年代測定のためには、年間線量率を時間の関数として表して式 (2) を用いる必要がある。Yokoyama and Banfield (2002) では、阿波命溶岩に関して元素移動速度を見積もって式 (2) を用いると、式 (1) を用いた場合よりも ESR 年代値が約 10% 若くなる可能性があることを指摘している。しかし、阿波命溶岩以外では風化の影響はあまりないと考えられ、また全ての溶岩について年間線量率を時間の関数として正確に表すことは困難なため、本稿では年間線量率は一定として式 (1) のみを用いることにする。

Table 4 は、Table 2 に示した各試料の総被曝線量を Table 3 に示した年間線量率で割って得られた年代値をまとめたものである。年代値の誤差には、総被曝線量の

誤差および年間線量率の誤差が考慮されている。Al 中心と Ti-Li 中心は本来同じ年代を示すはずであり、大沢溶岩や名組湾溶岩などではよく一致した年代が得られているが、走る間溶岩や砂糠山溶岩などでは年代の食い違いが見られる。この原因の一つとして、Al 中心と Ti-Li 中心の熱安定性の違いが考えられる。例えば、走る間溶岩に関して、仮に Al 中心の熱安定性が低くて数万年と

いう時間でも ESR 信号が減衰する場合は、Al 中心の年代が本来の年代よりも多少若くなっていることになる。したがって、もし Ti-Li 中心の熱安定性が Al 中心よりも高いならば、Ti-Li 中心の方がより本来の年代に近い値を示すことになる。しかし、このような年代の食い違いの原因は熱安定性の違いだけではない可能性もあり、現段階ではその原因は特定できない。したがって、本来の年代値は、両者の年代の間にあると考えておくのが妥当であろう。

Table 4. The results of ESR dating.

	Age (ka)			
	Al center		Ti-Li center	
Chichibuyama pyroclastic surge deposit-A	26	+1 -1	32	+3 -3
Jyogoyama lava	27	+3 -3	24	+3 -3
Ohsawa lava	28	+4 -4	26	+5 -5
Takodoyama lava	23	+2 -2	31	+3 -3
Matsuyamahana lava	29	+1 -1	30	+2 -2
Membo lava	35	+5 -5	37	+2 -2
Nachisan lava	23	+4 -3	29	+3 -3
262m yama lava	32	+1 -1	48	+2 -2
Sawajiriwan lava	46	+8 -8	40	+8 -6
Awanomikoto lava	54	+9 -8	48	+6 -6
Nagumiwan lava	52	+5 -4	51	+4 -4
Hashiruma lava	40	+4 -3	69	+3 -3
Sanukayama lava	46	+3 -3	68	+5 -5
Kannon'ura lava	64	+5 -7	65	+9 -8

本研究で得られた ESR 年代のうち、特に秩父サージ A と砂糠山溶岩については、他の年代測定法による年代も比較的良好に分かっているため、ここでは両者の年代について比較検討する。まず、秩父サージ A に関して、一色 (1989) や菅・他 (1992) によって報告されている複数の ¹⁴C 年代を暦年代に較正すると、約 22~26 cal ka となる。秩父サージ A の ESR 年代は、Al 中心では 26±1 ka であり ¹⁴C 年代と一致しているといえる。しかし、Ti-Li 中心の ESR 年代は 32±3 ka であり、食い違いがある。次に、砂糠山溶岩に関しては、Ti-Li 中心の ESR 年代は 68±5 ka であり、Kaneoka and Suzuki (1970) で報告されているフィッシュン・トラック年代 (70±5 ka) とよく一致している。しかし、Al 中心の ESR 年代は 46±3 ka であり、大きな食い違いがある。このように、片方の中心は他の年代とよく一致するが片方は一致しないという問題があり、この原因の解明は今後の課題である。

名組湾溶岩と沢尻湾溶岩は、一色 (1982) の地質図では単一の長浜溶岩として描かれているが、この 2 つの溶

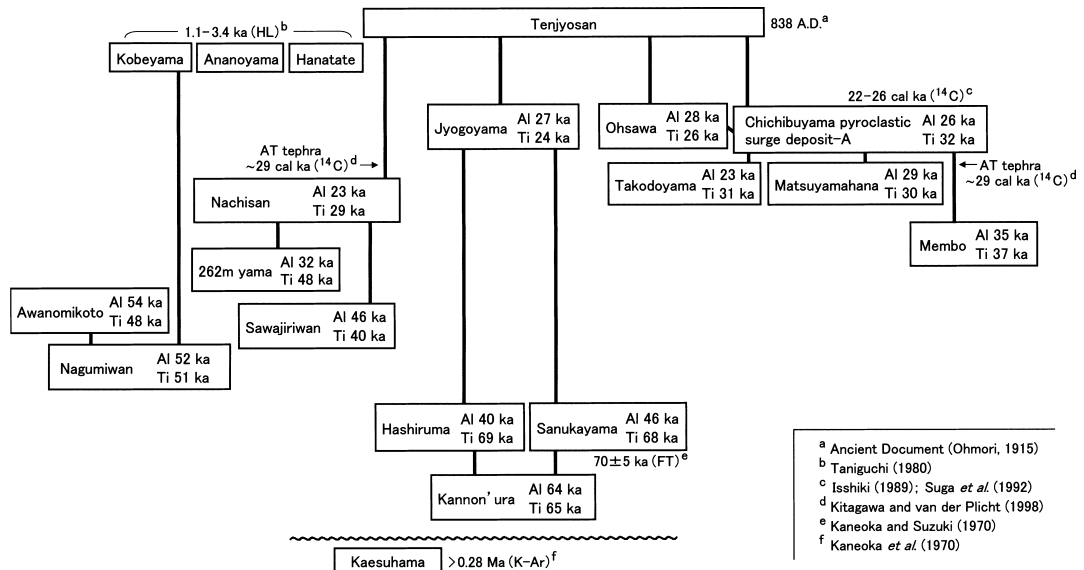


Fig. 6. Eruption history in Kozushima. Al and Ti represent the ESR ages of Al center and Ti-Li center, respectively (for errors, see Table 4). Thick solid lines indicate stratigraphic orders.

岩について得られた ESR 年代は、特に Ti-Li 中心でかなり異なっている。すなわち、ESR 年代測定結果は両者が単一の溶岩ではないことを強く示唆する。

各試料について得られた ESR 年代は、地質層序との整合性を検討する必要がある。Fig. 6 は地形や地質情報から推定される各火山活動の相対的な前後関係を基に、ESR 年代測定の結果を加えて作成した火山活動史である。層序については、一色 (1982) および菅 (1998) を参考にし、一部修正を加えた。Fig. 6 には、従来の報告により比較的年代がよく分かっている火山については、最も信頼性が高いと思われる年代を記入してある。面房溶岩の上部および那智山火山の火砕丘上部には、AT 火山灰が存在することが菅・他 (1992) により報告されている。面房溶岩の ESR 年代は、Al 中心、Ti-Li 中心ともに AT 火山灰の ^{14}C 年代 (約 29 cal ka; Kitagawa and van der Plicht, 1998) より古い。また、那智山溶岩の年代は、Al 中心の年代は AT 火山灰の年代より若い、Ti-Li 中心の年代は 29 ± 3 ka であり、AT 火山灰の ^{14}C 年代と矛盾しない。他の火山活動に関しても、各火山の活動年代を Al 中心と Ti-Li 中心の間の年代と考えると、ESR 年代と地質層序とはほとんど矛盾は見られない。

一色 (1982) は、島の南部にある 3 つの溶岩円頂丘 (松山鼻溶岩・大沢溶岩・高処山溶岩) について、岩質の類似性や地形的な関係から、比較的短期間に上記の順に形成されたと考えた。また、秩父サージ A はこれら 3 つの溶岩円頂丘の形成に先立って、三浦湾を火口として放出された火砕物である可能性も示唆している。これらの火山活動の順序を明らかにする上では、まず秩父サージ A と溶岩円頂丘との層序関係が基本である。筆者らの現地調査によると、松山鼻溶岩および高処山溶岩は少なくとも一部は秩父サージ A に覆われており、これらは秩父サージ A の噴出以前から存在していた可能性が高い。松山鼻溶岩の ESR 年代が秩父サージ A の ^{14}C 年代より古いことは、層序と調和的である。また、高処山溶岩についても、Ti-Li 中心の年代は秩父サージ A の ^{14}C 年代より古い。一方、大沢溶岩に関しては溶岩円頂丘の上に秩父サージ A は確認されなかった。このことと、大沢溶岩の ESR 年代が秩父サージ A の ^{14}C 年代ときわめて近いことを考慮すると、両者は一連の火山活動であり、三浦湾を火口とした秩父サージ A の発生に引き続いて大沢溶岩円頂丘が形成された可能性が考えられる。大沢溶岩円頂丘が三浦湾の伸びの方向に位置し、一方、松山鼻、大沢、高処山の配列方向が三浦湾の伸びの方向とは斜交している関係は、この考えと調和的であるといえる。

7. おわりに

現段階では ESR 年代の誤差は Al 中心もしくは Ti-Li 中心に限っても少なくとも $\pm 10\%$ 程度はあり、さらに Al 中心と Ti-Li 中心の年代の食い違いの問題もあるため、より高精度の年代を得るためにはさらなる研究が必要である。しかし、層序と ESR 年代測定結果とはほぼ調和的であり、両者を組み合わせて考えれば、神津島における火山活動史をかなり正確に把握できたと考えている。神津島には、本研究で年代測定対象とした秩父サージ A 以外にも多くの火砕物が分布する。このうち、神津島南部の火砕物に関しては、菅・他 (1992) によってかなり詳しく調べられている。しかし、中部から北部にかけて分布する火砕物に関しては、秩父山付近に分布する火砕物とは噴出源が異なると考えられる火砕物についても、層序を観察できる露頭が少ないことや、火砕物がどれもよく似ていて区別しにくいことなどのため、従来“秩父山火砕堆積物”として一括されていた (Fig. 1 における Pc)。これらについて ESR 年代測定を行ってそれらを区別し、得られた年代および地質情報を組み合わせれば、噴出源や噴出規模の推定および火砕物の侵食や再移動の評価などが可能であろう。これにより、火砕物の放出と溶岩の流出を含めた総合的な火山体の生成過程の議論への発展が期待される。

謝 辞

秋田大学の高島 勲教授、東北大学の谷口宏充教授からは、本稿を改善する上で大変貴重なコメントをいただき、また、伴 雅雄編集委員にも大変お世話になりました。以上の方々に深く感謝いたします。なお、本研究の一部には、「平成 13 年度深田研究助成金」を使用しました。

引用文献

- Adamiec, G. and Aitken, M. (1998) Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, **16**, 37-50.
- Aitken, M. J. (1998) An introduction to optical dating: The dating of quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford science publications, 267 p.
- Buhay, W. M., Clifford, P. M. and Schwarcz, H. P. (1992) ESR dating of the Rotoiti breccia in the Taupo volcanic zone, New Zealand. *Quatern. Sci. Rev.*, **11**, 267-271.
- 福岡 久・磯 望 (1980) 神津島産黒曜石のフィッシュン・トラック年代 (演旨). *火山*, **25**, 307-308.
- Ikeya, M. (1975) Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, **255**, 48-50.
- Imai, N. and Shimokawa, K. (1988) ESR dating of quaternary tephra from Mt. Osorezan using Al and Ti centers in quartz. *Quatern. Sci. Rev.*, **7**, 523-527.

- Imai, N., Shimokawa, K. and Hirota, M. (1985) ESR dating of volcanic ash. *Nature*, **314**, 81-83.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素 ^{14}C による年代測定. *地質ニュース*, **133**, 20-27.
- 一色直記 (1982) 神津島地域の地質. *地域地質研究報告* (5 万分の 1 図幅), 地質調査所, 75 p.
- 一色直記 (1989) 神津島で見られる秩父山火砕サージ堆積物の ^{14}C 年代とその意義 (演旨). *火山*, **34**, 324.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *J. Geol. Soc. Japan*, **76**, 309-313.
- Kaneoka, I., Isshiki, N. and Zashu, S. (1970) K-Ar ages of the Izu-Bonin Islands. *Geochem. J.*, **4**, 53-60.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998) A 40,000-year varve chronology from lake suigetsu, Japan: Extension of the ^{14}C calibration curve. *Radiocarbon*, **40**, 505-515.
- Kobayashi, H., Matsui, Y. and Suzuki, H. (1971) University of Tokyo radiocarbon measurements IV. *Radiocarbon*, **13**, 97-102.
- Mejdahl, V. (1979) Thermoluminescence dating: Beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry*, **21**, 61-72.
- 中川 徹・小柳義夫 (1982) 最小二乗法による実験データ解析—プログラム SALS, 東京大学出版会, 206 p.
- 大森房吉 (1915) 伊豆大島三原山噴火概報. *震予報*, **81**, 9-14.
- Shimokawa, K., Imai, N. and Moriyama, A. (1988) ESR dating of volcanic and baked rocks. *Quatern. Sci. Rev.*, **7**, 529-532.
- 菅香世子・小林勝己・印牧もとこ・宮原智哉・遠藤邦彦 (1992) 神津島南部の火砕堆積物. *火山*, **37**, 71-83.
- 菅香世子 (1998) 伊豆諸島の流紋岩火山の噴火史と噴火様式—神津島火山を例として—. 平成 10 年度地震研究集会報告書「富士・箱根および周辺火山における噴火長期予測のための研究集会」(代表者高橋正樹), 17-18.
- 高島 勲 (1995) 熱ルミネッセンス年代測定—特に石英による火山岩類の測定精度について—. *第四紀研究*, **34**, 209-220.
- 谷口宏充 (1977) 神津島の火山地質. *火山*, **22**, 133-147.
- 谷口宏充 (1980) 神津島流紋岩のガラス質石基に見られる水和層とその火山地質学的意義. *火山*, **25**, 217-229.
- 富樫茂子 (1984) 神津島天上山火山噴出物中の炭化木の ^{14}C 年代. *火山*, **29**, 277-283.
- Toyoda, S., Goff, F., Ikeda, S. and Ikeya, M. (1995) ESR dating of quartz phenocrysts in the El Cajete and Battleship Rock Members of Valles Rhyolite, Valles Caldera, New Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **67**, 29-40.
- 豊田 新 (1998) 石英中の常磁性格子欠陥の熱安定性の研究による ESR 年代測定の基礎の確立. *地球化学*, **32**, 127-137.
- 津屋弘達 (1930) 伊豆神津島火山島の地形と地質構造に就いて. *地理評*, **3**, 453-469.
- Yamasaki, F., Hamada, T. and Fujiyama, C. (1968) RIKEN natural radiocarbon measurements IV. *Radiocarbon*, **10**, 333-345.
- Yokoyama, T. and Banfield, J. F. (2002) Direct determinations of the rates of rhyolite dissolution and clay formation over 52,000 years and comparison with laboratory measurements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 2665-2681.
- 吉田 浩 (1991) 神津島単成火山群の噴火史 (演旨). *地球惑星科学連合学会*, 1991 年度春季大会予稿集, 28. (編集担当 伴 雅雄)