

地質学および古地磁気学的研究からみた
桜島火山・南岳の噴火史

Eruptive History of Minamidake of Sakurajima Volcano, Japan,
as Inferred from Geologic and Paleomagnetic Studies

2015 年 3 月

March, 2015

味喜 大介

Daisuke MIKI

要旨

本論文は、古地磁気学的手法によって推定した溶岩の年代と地質学的知見を基に桜島火山・南岳の噴火史をまとめたものである。

第1章は、桜島・南岳の研究史をまとめ、南岳の形成史を知る上での課題と本研究の意義を示した。

第2章は、南岳の個別の噴出物について既に得られている地質学的知見をまとめた。

第3章は、本研究で用いた古地磁気学的年代推定の方法を示した。ここでは、溶岩類の噴出年代を推定するために年代推定の適用範囲を過去約1万年間程度まで拡張する必要から、堆積物から得られた地磁気方位の永年変化や火山岩や考古遺物から得られた地磁気強度の永年変化を年代示準として導入し、また、年代を推定しようとする試料の古地磁気方位測定に加えて古地磁気強度測定も行うことで、複数の推定年代の選択肢がある場合の絞込みを図ることを示した。

第4章では、古地磁気学的年代推定の有用性について検討し、噴出時期が未知であった溶岩に適用した。噴出時期の明らかな溶岩の古地磁気方位・強度は地磁気永年変化から期待されるものと一致すること、これを年代推定に用いることが可能であることを示した。また、南岳で最も古い宮元溶岩の年代は4 ka頃と推定され、それを覆う観音崎溶岩の年代は3 ka頃または2 ka頃と推定された。

第5章では、南岳の南西斜面に露出する大平溶岩の古地磁気学的年代推定を行い、炭化木の ^{14}C 年代から推定されたものと一致するA. D. 9世紀後半からA. D. 11世紀前半の推定年代を得た。

第6章では、南岳の南斜面で掘削されたボーリング・コア試料の古地磁気測定から年代未詳であった有村溶岩の噴出時期を3 ka頃または2 ka頃と推定した。また、地表に露出する溶岩とボーリング・コア試料中の溶岩について、古地磁気測定と全岩化学組成分析をもとにこれらを対比できることを示し、さらに、地表には露出しない桜島火山の形成直後のものと考えられる噴出物や安永噴火の際に海域の地下に貫入した溶岩を見出した。

第7章では、これまでに得られた噴出物の古地磁気学的また地質学的知見をもとに、桜島・南岳の噴火史について考察し、桜島・南岳の火山体各部の形成時期、また、マグマ組成や噴火様式の変遷について論じた。ここでは、4.5–1.6 kaの古期南岳期においては、断続的に相次いだ南岳火口からの溶岩の流出によって3 ka頃または2 ka頃の数百年間のうちに円錐丘が急速に成長したと考えられること、また、天平宝字噴火以降の新期南岳期に入ってマグマ供給系が大きく変化し、山腹あるいは山麓の火口からのプリニー式噴火を伴う大規模な溶岩流出が約1300年の間に4回発生して山体の裾野を広げた他、南岳火口からの相対的に小規模な溶岩流出など噴火様式が多様になったこと、あるいは、プリニー式噴火を伴う大規模噴火でもその噴火の推移には共通点と共に相違点もあること、などを示した。

第8章は、前章までに得られた結論を総括した。

Summary

This thesis mainly comprises the eruptive history of Minamidake of Sakurajima volcano, based on the geology and paleomagnetically estimated ages of the volcanic products.

Chapter 1 presents a review of past research on Minamidake of Sakurajima, and describes the significance of this thesis.

Chapter 2 summarizes the geological settings of individual volcanic products of Minamidake.

Chapter 3 shows the method of paleomagnetic age estimation used in this study.

In Chapter 4, the technique of paleomagnetic age estimation is examined and applied to Minamidake lavas. It is indicated that the paleomagnetic directions and paleointensities obtained from historic lavas are concordant with those expected from known geomagnetic secular variation, and that the Kannonzaki and Miyamoto lavas paleomagnetically correspond to ca. 2 ka or 3 ka, and ca. 4 ka, respectively.

In Chapter 5, the Ohira lava, distributed around the southwestern slope of Minamidake is paleomagnetically estimated as ca. the 10th century.

Chapter 6 discusses the ages and correlations of lava samples obtained from drilled cores, mainly on the basis of paleomagnetism. It is shown that the age of the Arimura lava is estimated to be ca. 2 ka or 3 ka. It is also indicated that paleomagnetic correlations between samples from the surface and drilled cores, show good agreement with those from chemical features.

Chapter 7 discusses the eruptive history of Minamidake, based on the ages and geologic features of individual ejecta. The volcanic edifice of Minamidake grew considerably over several hundred years at ca. 3 ka or 2 ka by intermittent lava extrusions from the Minamidake crater. It is also suggested that, in the past 1,300 years, the eruptive style became more varied, and the magma supply system changed, compared with earlier eruptions. Recent Minamidake activity is characterized by large-scale eruptions with Plinian eruption and lava outflow at flank craters, although Vulcanian eruptions and lava outflows occurred at around the summit.

In Chapter 8, the results of this study are summarized.

目次

1. はじめに	1
2. 南岳の地質概略	3
2-1. 古期南岳の噴出物	4
2-2. 新期南岳の噴出物	6
3. 古地磁気学的年代推定法	9
4. 溶岩の古地磁気学的年代推定の試み	11
4-1. 試料	11
4-2. 古地磁気方位・強度測定	13
4-2-1. 測定方法	13
4-2-2. 古地磁気方位測定結果	14
4-2-3. 古地磁気強度測定結果	18
4-3. 古地磁気学的年代推定	22
4-3-1. 有史時代の溶岩の古地磁気学的年代推定	22
4-3-2. 観音崎溶岩および宮元溶岩の古地磁気学的年代推定	24
5. 大平溶岩の古地磁気学的年代推定	26
5-1. 試料	26
5-2. NRM の消磁特性と古地磁気方位	27
5-3. 古地磁気強度	30
5-4. 大平溶岩の古地磁気学的推定年代	32
6. ボーリング・コア試料の古地磁気	33
6-1. 古地磁気からみた有村溶岩の噴出時期	33
6-2. 古地磁気と全岩化学組成によるボーリング・コア中の溶岩の対比	40
7. 桜島・南岳の噴火史	48
7-1. 噴出物の全岩主要元素組成の時間変化	48
7-2. 古期南岳火山体の形成過程	52
7-3. 新期南岳の噴火史	53
8. まとめ	56
謝辞	56
引用文献	57

1. はじめに

桜島火山は、始良カルデラの南縁に誕生した後カルデラ火山であり、北岳とその南方に成長した南岳が重なりあう複合成層火山である。より若い南岳は、現在も噴火を続ける日本を代表する活火山であり、歴史時代にも4回の大噴火（天平宝字噴火、文明噴火、安永噴火、大正噴火）の発生とともに、溶岩を流出する噴火も複数回が知られている（小林・他，2013）。活動的な火山の過去の噴火史を編むことは、将来の活動予測を行う上で重要な知見を提供することでもあり、噴火災害の軽減という観点からも意義深い。

桜島全体の地質を最初にまとめた山口（1927, 1928, 1975）は、野外調査と噴出物の化学組成分析をもとに、南岳を中心に円錐丘をなす山体部には溶岩が卓越すること、またマグマのタイプとしては南岳溶岩第Ⅰ型（安山岩）とそれを覆う第Ⅱ型（デイサイト）に区分できることを示した。福山（1978）および福山・小野（1981）は、南岳溶岩第Ⅰ型のうち、下部に位置し海岸部に露出する溶岩流を宮元溶岩（M₁）と観音崎溶岩（M₂）、およびその上位を南岳溶岩と火山砕屑物（M₃）として3つに区分した。また、南岳南西斜面に分布する南岳溶岩第Ⅱ型をM₄溶岩、南岳東部の海岸付近に露出する時代未詳溶岩を長崎鼻溶岩（M₅）として記載した。小林（1982）は地質および古文書の記載から、鍋山および長崎鼻溶岩が天平宝字噴火（764年）で形成されたと推定した。小林（1986a, b）は17層の桜島起源の降下軽石層を識別しその分布を示したほか、南岳起源の厚い火山灰層を記載し、これが南岳の形成と密接に関連していることを議論した。降下軽石層の年代は軽石層直下の土壌の¹⁴C年代から概ね明らかになった（Okuno *et al.*, 1997, 1998）。また、小林・他（2009）は、福山（1978）および福山・小野（1981）のM₄溶岩に相当する大平溶岩の年代を、引ノ平南東の谷で見つかった基底部の炭化木片の¹⁴C年代から、A.D. 950年頃とした。

小林・他（2013）は火山地質図で地質の総括を行い、テフラ層序に基づいて桜島の火山活動を古い方から古期北岳、新期北岳、古期南岳、新期南岳の4つのステージに区分した。

このように、桜島・南岳の地質構造やテフラの噴出時期については概ね明らかになったものの、文明噴火以前の溶岩類の年代、特に先史時代の溶岩類の年代は不明であった。また、有史時代の噴出とされた長崎鼻溶岩や大平溶岩の年代も溶岩を直接の試料として決定されたものではない。南岳の噴火史を編む上で、南岳の円錐丘の大部分を占める溶岩の年代を知ることは重要である。

溶岩の場合、その自然残留磁化（natural remanent magnetization: NRM）は冷却時に獲得された熱残留磁化起源であり、地磁気永年変化が得られているような若い溶岩流について、古地磁気方位・強度と、地磁気永年変化との比較によってその噴出・冷却の年代を推定できる可能性がある。日本では、古窯跡などの考古遺跡の焼土遺構に

については、古地磁気方位測定による年代推定が実際に行われている（例えば広岡，1988）．また、キラウェア火山などでは古地磁気方位を用いた溶岩流の対比が試みられている（例えばHolocomb *et al.*, 1986）．

桜島の文明噴火以降の溶岩については、いくつかの古地磁気強度やNRMの方位が報告されている（Tanaka, 1980; Tsunakawa and Shaw, 1991; 上野・他, 1997など）．Tanaka（1980）は、これらの溶岩流から求めた古地磁気強度が、期待される値より約10%小さかった大正溶岩流を除いて、日本の他の地域で得られた地磁気強度の永年変化と概ね一致すると結論づけた．上野・他（1997）は、昭和・大正・安永の各溶岩流のNRM方位がHirooka（1971）による考古地磁気永年変化と調和的であり、文明溶岩流のそれは大きく異なっていることを示した．また、Okubo *et al.* (2009) は、桜島の溶岩類のNRM強度や初帯磁率から求めた見かけ磁化強度が、航空磁気測量から得られた磁気異常の分布と調和的であることを示した．

味喜（1999）は、上記の有史時代の溶岩を含めた桜島・南岳起源の溶岩から系統的な試料採取を行い、溶岩の古地磁気方位・強度と地磁気永年変化の比較による年代推定が可能であることを示し、南岳の円錐丘の下部を構成する2つの溶岩流についてそれらの噴出年代を求めた．また、味喜・他（2000, 2001, 2003a, b）は、火山観測井のボーリング・コア中の溶岩試料の古地磁気測定をもとに噴出物の年代推定や噴出物相互の対比を行った．さらに、味喜・他（2012）は、南岳南西斜面に分布する溶岩の古地磁気測定から、大平溶岩の年代を推定した．南岳起源の溶岩類の噴出年代が次第になっていく一方、宇都・他（2005）やTakahashi *et al.* (2013) は、噴出物の化学組成分析を行い、桜島のマグマ化学組成の時間変化を論じた．本稿では、こうして得られた噴出物の年代やその他の地質学的知見をもとに、桜島・南岳の噴火史について考察する．

2. 南岳の地質概略

桜島火山は、鹿児島湾北部に位置する始良カルデラの後カルデラ火山で、現在も南岳火口および昭和火口において爆発的噴火を繰り返すなど活発な噴火活動を示している。その火山体は、デイサイト質～安山岩質の溶岩および火砕物からなり、主に北岳およびその南方に成長した南岳の2つの成層火山体といくつかの側火山から構成されている。小林・他（2013）は、主にテフラ層序から桜島火山の活動ステージを古いほうから順に古期北岳、新期北岳、古期南岳および新期南岳に区分した（Table 2-1）。古期北岳の活動は始良カルデラの形成（約2.9 ka）直後から2.4 ka頃までで、地表ではテフラ以外の噴出物は確認できないが、古期北岳の活動時期に相当するK-Ar年代を示す試料がボーリング・コアから得られている。新期北岳の活動は、古期北岳の活動終了後休止期間を挟んで13ka頃に開始し、その噴出物は北岳成層火山を形成した。テフラ層の放射炭素年代の一部に層序との矛盾があり、新期北岳の活動終了時期は必ずしも明確ではないが、概ね5千年前頃と考えられる。

桜島・南岳は北岳の南側に成長した溶岩および火砕物からなる成層火山体で、標高約1000 mの南岳を中心とする円錐丘を有する。南岳火山起源の噴出物の分布をFig. 2-1に示す。本稿では溶岩類の名称を小林・他（2013）に従って表記し、以下に南岳起源の噴出物について概説する。

Stage	Tephra	Age
younger Minamidake	SZ-Ts (P1)	A.D. 1914
	SZ-An (P2)	A.D. 1779
	SZ-Bm (P3)	A. D. 1471 - 1476
	Sz-Nk	0.8 cal ka
	SZ-Tn (P4)	A. D. 764
older Minamidake	Sz-Mn	4.5 - 1.6 cal ka
younger Kitadake	SZ-P5	5.6 cal ka
	SZ-P6	3.8 cal ka
	SZ-Tk2 (P7)	5.0 cal ka
	SZ-P8	6.5 cal ka
	SZ-P9	7.5 cal ka
	SZ-P10	7.7 cal ka
	SZ-Sy (P11)	8.0 cal ka
	SZ-Ub (P12)	9.0 cal ka
	SZ-Tk3 (P13)	10.6 cal ka
	SZ-S (P14)	12.8 cal ka
(Aira cakdera)	A-Tkn	19.1 cal ka
older Kitadake	SZ-Tk4 (P15)	24 cal ka
	SZ-Tk5 (P16)	25 cal ka
	SZ-Tk6 (P17)	25 cal ka
(Aira cakdera)	A-Tn	29 cal ka

Table. 2-1 Tephra stratigraphy and eruptive stages of Sakurajima volcano (after Kobayashi *et al.*, 2013; Okuno, 2002; Kobayashi, 2010).

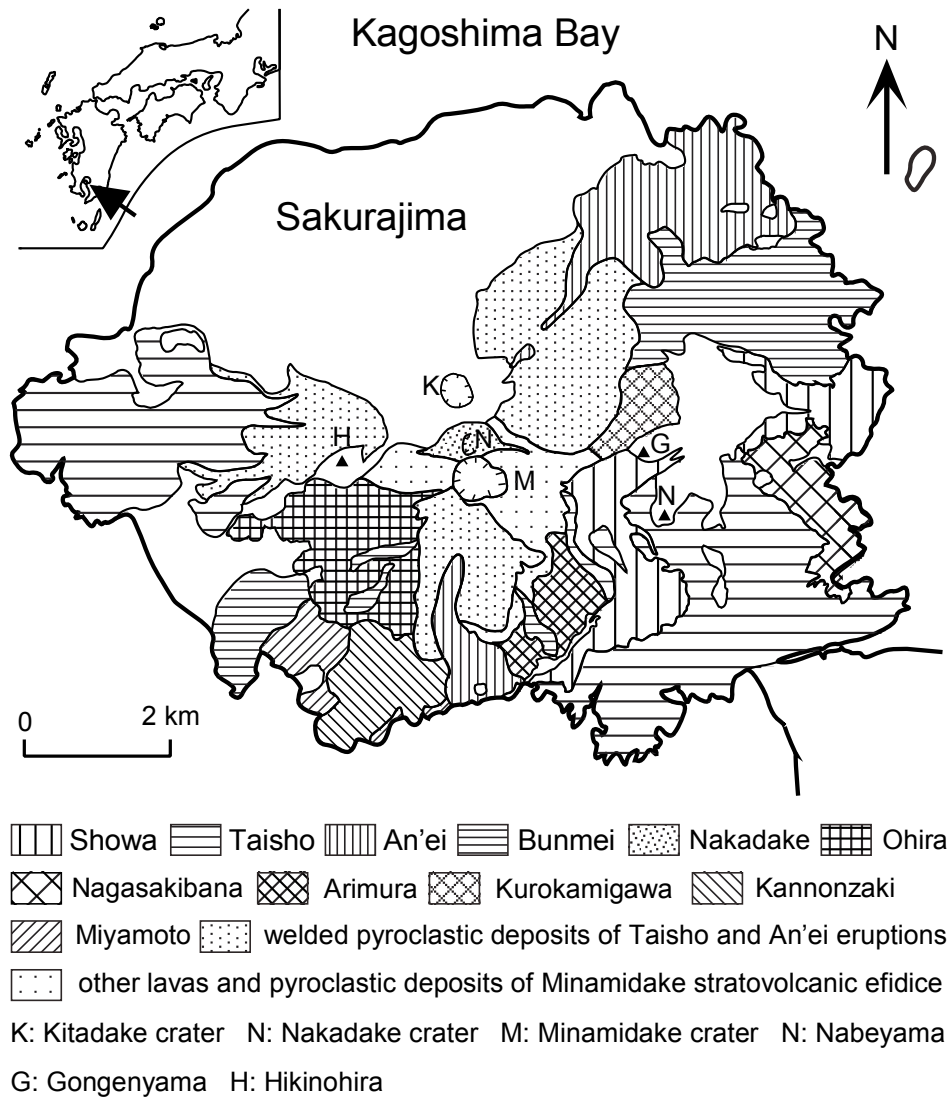


Fig. 2-1 Distribution of products of Minamidake volcano (hatched area, simplified from Kobayashi *et al.*, 2013).

2-1. 古期南岳の噴出物

古期南岳に属する溶岩は、下位から、宮元溶岩、観音崎溶岩、有村溶岩、および黒神川溶岩に区分されている。これらは南岳火口付近から流出したものと考えられ南岳を中心とする成層火山体の円錐丘の大部分を占める。また、いずれの溶岩も SiO_2 含量が 62 wt. % 前後を示し、山口 (1927, 1975) はその化学組成が一様であることから古期南岳期の溶岩を一括して南岳溶岩第 I 型として扱った。また、小林・他 (2013) の南岳主成層火山体の分布域の表層の高所には山口 (1927, 1975) が指摘したように新期南岳期の溶岩が分布している可能性があるが、南岳主成層火山体の大半は古期南岳期に噴出したと考えられている (小林・他, 2013)

宮元溶岩およびそれを覆う観音崎溶岩は、南岳で最も古く比較的規模の大きい溶

岩流で、福山（1978）および福山・小野（1981）によって南岳溶岩第I型から区分された．南岳の南斜面および東斜面に分布する溶岩類については、福山（1978）および福山・小野（1981）はこれらをM₃として一括したが、小林・他（2013）は地表での分布が連続しないことから南岳南斜面および東斜面に分布する溶岩をそれぞれ有村溶岩と黒神川溶岩として区分し、さらに宮元溶岩や観音崎溶岩および後述の大平溶岩を除く南岳の円錐丘を構成する溶岩および火砕物を南岳主成層火山体と呼んだ（Fig. 2-2）．これらの地質体は多数の比較的薄い溶岩流とそれに挟在する火砕物で構成されている．

宮元溶岩および観音崎溶岩は、その末端部が桜島南部の海岸付近にわずかに露出し、上流部は上位の噴出物に覆われて溶岩地形は不鮮明となる．観音崎溶岩は宮元溶岩を覆い、分布域の東部で有村溶岩に覆われる．有村溶岩と黒神川溶岩が地表に露出するのは概ね山腹斜面の標高200-300 mより低い場所であり、それより高所は後の噴出物に覆われてはいるが、標高500 m付近まで溶岩流地形の延長を追跡することができる．南岳主成層火山体の下部はこれらの溶岩に相当すると考えられる．有村溶岩の

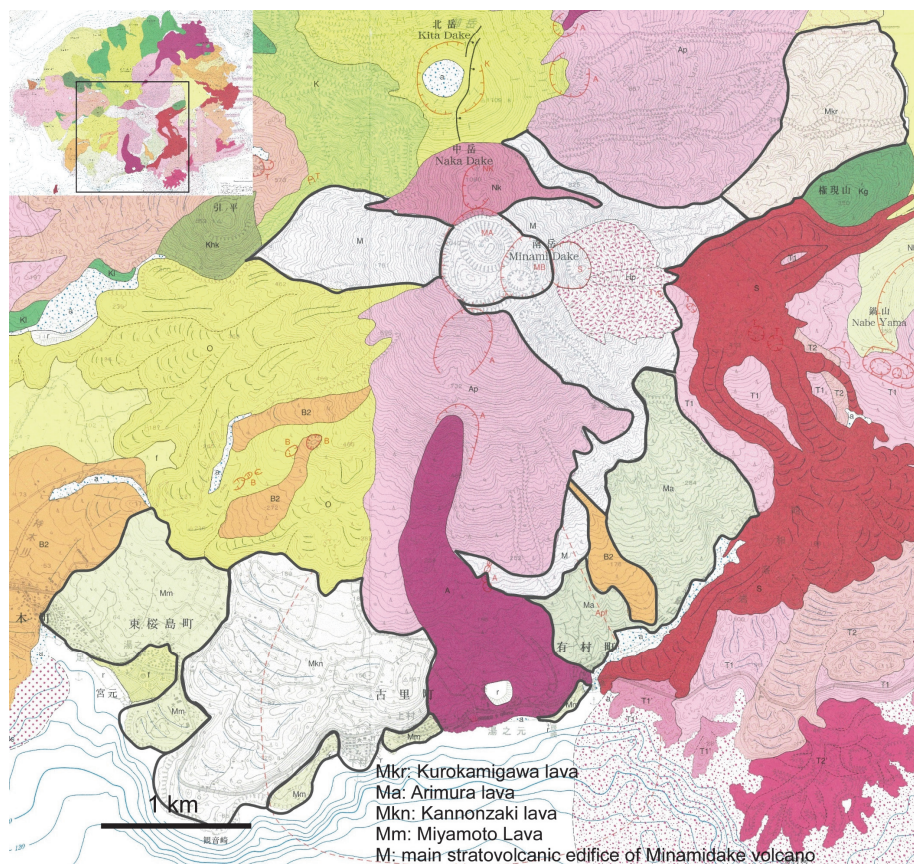


Fig. 2-2 Distribution of products of older Minamidake volcano (after Kobayashi *et al.*, 2013).

分布域では，京都大学古里観測井および国土交通省有村観測坑道においてボーリングが行われ，コア試料が得られている．

小林（1986a），小林・江崎（1997），奥野（2002），小林・溜池（2002）は南岳起源の厚い火山灰層（以下では便宜的に南岳火山砂と表記する）を記載し，南岳の形成と密接に関連していることを議論した．古期南岳の活動時期は，南岳火山砂に挟在する土壌の ^{14}C 年代から4.5-1.6 kaと考えられている．

2-2. 新期南岳の噴出物

新期南岳に属する溶岩はすべて歴史時代の噴出物であり，その多くは山腹あるいは山麓に開いた火口から流下し，山麓から海中に厚く分布する溶岩である．そのうち長崎鼻溶岩，文明溶岩，安永溶岩，大正溶岩は古期南岳期にはみられなかった多量の軽石の噴出を伴う（小林，1986bなど）．また，化学組成の特徴として，それ以前の噴出物に比べて TiO_2 や P_2O_5 に富むことや文明溶岩（1471年）以降 SiO_2 含量が単調に減少するなどが指摘されている（宇都・他，2005；Takahashi *et al.*, 2013；山口，1975など）．以下では新期南岳の溶岩類について下位から順に概説する．

長崎鼻溶岩は桜島東麓の鍋山付近から流出しその東側に分布し比較的平坦な表面

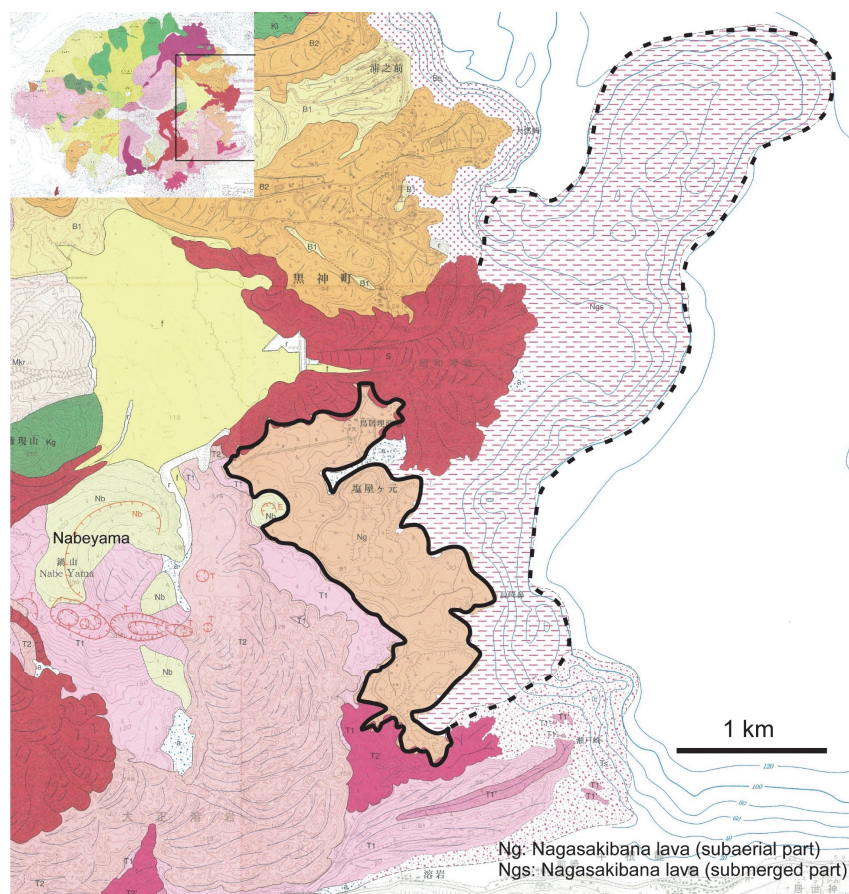


Fig. 2-3 Distribution of Nagasakibana lava (after Kobayashi *et al.*, 2013).

をもつ溶岩流である．この溶岩の噴出時期は地質や史料の解釈（小林，1982），テフラ直下の土壌の ^{14}C 年代（Okuno *et al.*, 1997, 1998）などからA.D. 764年と考えられている．この噴火は海岸付近で発生し，水蒸気マグマ噴火により鍋山が形成され，その前面から噴出した溶岩が東方の海域を埋めた（小林・溜池，2002）．この溶岩は地表では海岸までの低地にわずかに分布するだけであるが，京都大学防災研究所黒神観測井では約100 mの厚さがあり，陸上の分布域の東方の海域にはこの溶岩が海中に流入して形成された溶岩地形が認められ，周辺の海底との間に100 m程度の高低差がある（小林・他，2013，Fig. 2-3のNgs）．

Fig. 2-4に大平溶岩と中岳溶岩および火砕岩の分布を示す．大平溶岩は，福山（1978），福山・小野（1981）のM₄に相当する溶岩で，南岳山頂付近から流出し引ノ平の南側山麓から南岳の南西斜面にかけて分布しており，大平溶岩という名はKoto (1916, p. 43) が命名し，古文書の記述から1749年の噴火と推定されたが，山口（1927, 1975）は溶岩の岩石学的な特徴をもとに，文明溶岩（1471年）以前の噴出物と主張した．大平溶岩の表面には細長い多数のローブが認められ，分布域の南部で宮元溶岩および観音崎溶岩を覆っている．大平溶岩の年代は，引ノ平南東の谷で見つかった溶岩基底部の炭化木片の ^{14}C 年代から，A.D. 950年頃と考えられている（小林・他，2009）．溶岩のSiO₂含量は約64 wt. %であり，南岳溶岩第Ⅱ型の特徴を備えている．なお，山口（1927, 1975）は南岳溶岩第Ⅱ型が南岳南西斜面だけでなく，南岳の円錐丘の表層の高所に広く分布するとしている．

小林（2010）は，中岳を南岳の山頂北側に位置する比較的新しい側火山と判断し，中岳周辺の地形から火砕物だけでなく溶岩も流出したと考えた．また，その噴火年代を南岳起源の火山砂層上部の放射炭素年代（小林・江崎，1997のデータの暦年較正年



Fig. 2-4 Distribution of Ohira lava and Nakadake lava and pyroclastocs (after Kobayashi *et al.*, 2013).

代) からA.D. 1200年頃と推定した．山口 (1927, 1928) によると中岳の火砕物は化学組成の面からは南岳溶岩第II型と区別できない．

文明噴火以降の噴出物についての概略は小林・他 (2013) などにまとめられているのでここでは詳述しないが，文明，安永および大正の各噴火はいずれも桜島の北東－南西方向の両側に新たな火口が形成されプリニー式噴火による軽石の噴出に続いて大規模な溶岩流が海域を埋めた．また，後述するように安永噴火や大正噴火についてはその噴火過程の詳細が明らかになってきている (綿貫・他, 2003 ; 小林, 2009 ; 安井・他, 2007 ; Yasui *et al.*, 2013)．大正噴火の後も1939年に南岳の東斜面に現在の昭和火口が開き，1946年には溶岩 (昭和溶岩) を流出した．また1955年以降200年ごろにかけては南岳火口でのブルカノ式噴火が頻発し，さらに2006年には昭和火口が活動を再開し，現在も活発なブルカノ式噴火が発生している．

3. 古地磁気学的年代推定法

地磁気の方位・強度は永年変化と呼ばれる時間変化をしている。日本では、年代の明らかな考古遺物、堆積物または火山岩などの古地磁気測定から、過去1万数千年の地磁気方位・強度の永年変化のようすが比較的よくわかっている (Hirooka, 1971; Tanaka, 1982; Hyodo *et al.*, 1993など)。本稿でいう古地磁気学的年代推定は、既知の地磁気永年変化を年代示準として用い年代未知の試料の古地磁気測定結果と一致する年代を求める、というもので、相対年代決定法の一つである。既に述べたように、日本では、古窯跡などの考古遺跡の焼土遺構については、古地磁気方位測定による年代推定が実用に供されている。味喜 (1999) は、日本ではじめて溶岩の古地磁気学的年代推定を試みた。また、味喜・小林 (2014) は、考古遺構の年代推定と比較しながら溶岩の古地磁気学的年代推定の特徴を論じ、桜島やその他の南九州の火山の溶岩について行った古地磁気学的年代推定の例 (味喜・他, 2002, 2012など) を紹介した。本章から第5章では味喜 (1999) や味喜・他 (2012), および味喜・小林 (2014) で論じられた古地磁気学的年代推定の方法と桜島・南岳の溶岩に古地磁気学的年代推定を適用して得られた結果について述べる。

先に述べた考古遺構の年代推定では、Hirooka (1971)による過去2000年間の地磁気方位の永年変化が年代示準として用いられることが多い。しかし、本稿で年代推定の対象とするのは先史時代に噴出したと考えられる溶岩を含むので、年代示準として用いる地磁気永年変化は2000年より古い年代にも適用可能である必要がある。また、適用する年代の範囲を広げることで同じ地磁気方位を示す時期が複数存在する場合が増すので、複数の推定年代の選択肢を絞り込むための拘束条件が必要になる。そこで、地磁気強度の永年変化を方位と併せて年代推定に利用することとした。

年代示準とする地磁気永年変化 (以下では標準地磁気永年変化と呼ぶ) として、以下の資料を用いた。過去2000年間の地磁気方位の永年変化については、考古遺構・遺物の古地磁気方位と考古学的編年から求められた過去2000年間の地磁気方位の永年変化曲線 (Hirooka, 1971; 藤澤, 1996) を用いた。広岡 (私信) によると、Hirooka (1971) の15世紀前後の永年変化曲線は、考古地磁気データが極端に少なく、さらに後に考古学的編年が改定されたデータが含まれているため、他の時期に比べて不確かさが残っている。このため、この時期については瀬戸・美濃地域で得られた考古地磁気データをまとめた藤澤 (1996) を用いた。過去2000年以前の地磁気方位の永年変化については、湖成および浅海性堆積物のピストン・コア試料から得られた過去約12000年間の永年変化曲線 (Hyodo *et al.*, 1993のSVJ1) を用いた。これは、複数のコアの古地磁気方位測定結果を暦年校正された ^{14}C 年代や広域テフラの層準を基に複合して得られたものである。地磁気強度については、考古遺物や火山岩などNRMが熱残留磁化起源であると考えられる試料からThellier法 (Thellier and Thellier, 1959) によって求めら

れた過去約10000年間の古地磁気強度データ (Sakai and Hirooka, 1986; Tanaka, 1982, 1990; 広岡・酒井, 1991) のうち, 年代および古地磁気強度の誤差がいずれも20%以下のものを用いた.

上述の地磁気方位の永年変化は主に近畿地方とその隣接地域で得られた試料に基づくものである. また, 古地磁気強度データは主に近畿および関東・東海地方で採取された試料から得られたものである. これらを標準地磁気永年変化として用いるにあたっては, データが得られた地域相互の地理的な差を補正するために基準地を京都 (35.0°N , 135.9°E) においた. 地磁気強度については全てのデータを地心双極子磁場を仮定して基準地での値に換算した. この換算を行う前後の古地磁気強度の差は, 個々の試料採取地点と基準地との緯度差が小さいため, 最大2 μT 程度であった. なお, 古地磁気方位が得られていない古地磁気強度データについては双極子の極と地理極が一致しているものとして換算した. 一方, 地磁気方位の永年変化については試料採取地と基準地が近接しており, 特に緯度の差が小さいため, このような補正は行わなかった. 桜島の溶岩の古地磁気方位・古地磁気強度についても, 年代推定のために標準地磁気永年変化と比較する際には, 同様に桜島 (31.6°N , 130.6°E) から京都での値に換算した.

4. 溶岩の古地磁気学的年代推定の試み

本章では、前章で述べた古地磁気学的年代推定法を、桜島・南岳の溶岩に適用した結果について述べる。ここで対象とした溶岩は、1) 歴史記録から噴出の年代が明らかになっているもの、2) 溶岩を直接試料とした年代は得られていないが他の方法で噴出の年代が推定されていたもの、および3) 年代が不明であったものに分けられる。これらを用いて、1) の溶岩においては、溶岩試料からその冷却当時の地磁気の方位・強度を正しく再現できることを確認し、2)の溶岩の古地磁気方位・強度から得られた推定年代と他の方法で推定された年代の整合性を確かめた。その上で、3)の溶岩の古地磁気学的推定年代を求めた。

4-1. 試料

上述の1) として、昭和溶岩（A. D. 1946年）、大正溶岩（A. D. 1914-1915年）、安永溶岩（A. D. 1779-1782年）、および文明溶岩（A. D. 1471-1476年）から古地磁気測定用の定方位試料を採取した。また、2) として長崎鼻溶岩（A. D. 764年；小林1982）、3) として南岳起源の溶岩のうち最も古いと考えられる観音崎溶岩および宮元溶岩の古

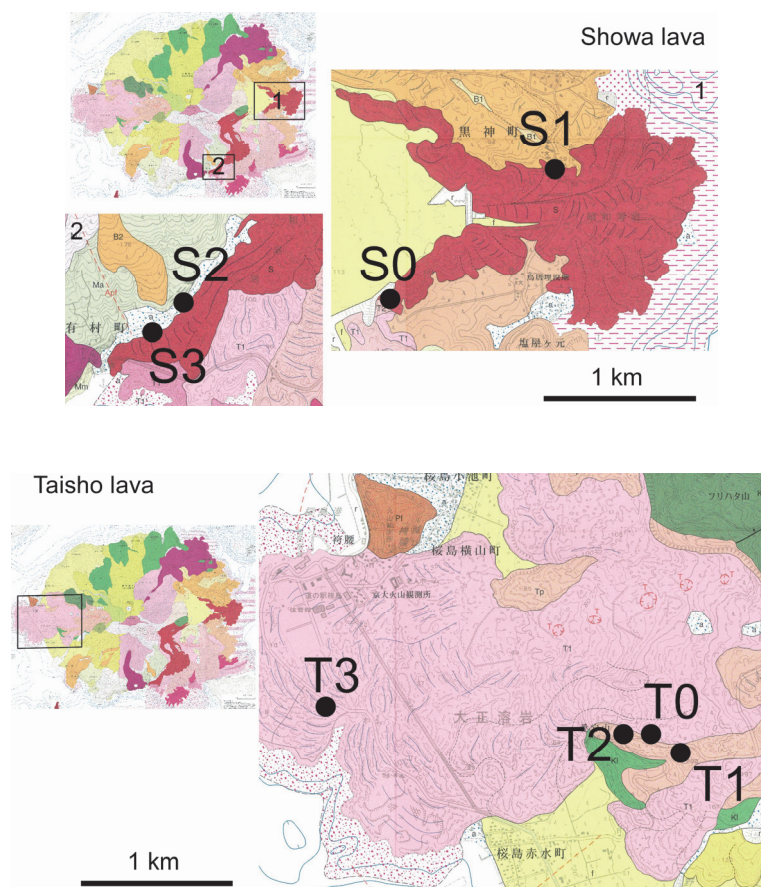


Fig. 4-1 Location of sampling sites, plotted on geological map (after Miki, 1999; Kobayashi *et al.*, 2013).

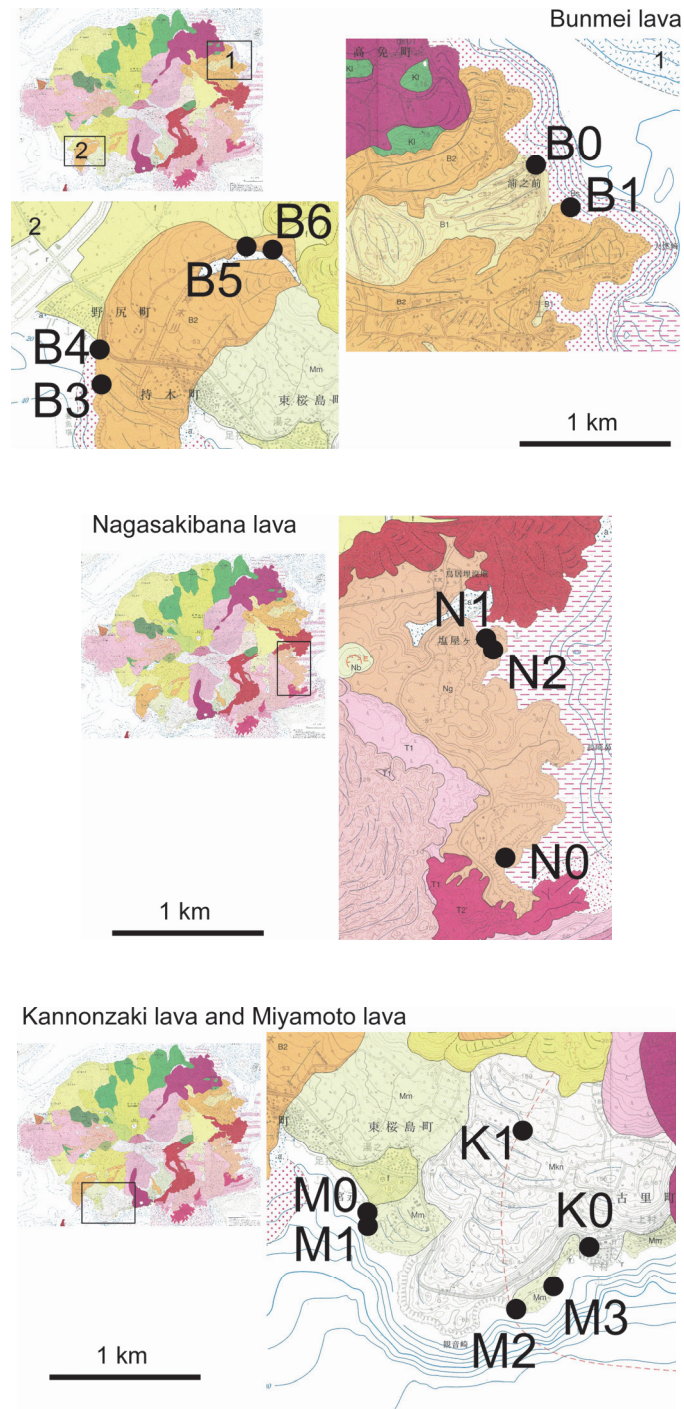


Fig. 4-1 (continued)

地磁気測定を行った。

古地磁気測定用の定方位試料を採取する場所の選定にあたっては、溶岩の分布状況や地形などを参考にして転動や雷撃を被っている可能性のある場所をなるべく避



Fig. 4-2 Instruments for sampling. Core sampler (left) and orientater (right).

けた．また，局所的に異常な磁化を示す地点の影響を検出するため，溶岩ごとに複数の異なる場所から試料採取した．安永溶岩および文明溶岩については桜島の南北に分かれて分布する溶岩の双方から試料を採取した．

合計29の試料採取地点の位置はFig. 4-1に示した．それぞれの試料採取地点においては，周囲3－20 mの露頭のなるべく広範囲から可能な限り塊状の溶岩を選び，独立に方位付けした複数の定方位試料を採取した．試料採取は，エンジンドリル（Fig. 4-2）またはハンドサンプリングによって行い，試料の方位付けには磁気コンパスを用いた．磁気コンパスの読みを補正するための試料採取時の地磁気偏角の値として，すべての試料採取地点で西偏5.8°を用いた．

4-2. 古地磁気方位・強度測定

4-2-1. 測定方法

古地磁気測定には，Schonstedt Instruments 製スピナー磁力計，夏原技研製交流消磁装置および熱消磁装置，Bartington Instruments 製帯磁率計を用いた．全ての測定・実験は残存直流磁場50 nT以下の磁気シールド室内で行っており，実験室内の磁場起源の粘性残留磁化などの二次的磁化による影響は極めて少ないと考えられる（味喜，1995）．試料の加熱は全て空気中で行った．試料加熱時の到達温度，古地磁気強度測定の際に試料に加える直流磁場，および交流消磁の最大磁場の再現性は，それぞれ，1℃以下，10 nT以下，1%以下である．古地磁気方位および強度測定の方法は以下のようである．

まず，採取した各試料から複数の直径約25 mm・高さ約22 mmの円柱形試料片を整形した．以下では，同じ試料から整形した試料片をシスター・サンプルと呼ぶ．

古地磁気方位測定においては，各試料から1個ずつのシスター・サンプルについて段階交流消磁実験および段階熱消磁実験を行った．段階消磁実験においては，交流消磁は最大消磁磁場120－220 mTまで12-22ステップ，熱消磁は最大消磁温度570 - 650℃まで10-28ステップの消磁を行った．NRMの段階消磁に対する挙動の特徴（以下では

消磁特性と呼ぶ)を確かめた後、各試料の消磁特性に応じて適切な消磁方法と消磁段階を選び、最小自乗近似によって特徴的磁化方向 (Kirshvink, 1980) を求めた。それを地点ごとに平均したものを地点平均磁化方向とし、さらに同じ溶岩から得られた地点の地点平均磁化方向を平均してその溶岩の古地磁気方位とした。その際、同じ溶岩のほかの地点と大きく異なる地点磁化方向を示した一部の地点は除外した。

古地磁気強度測定は、Coe (1967) の改良による Thellier 法 (Thellier and Thellier, 1959) を用いて行った。これは、NRMの熱消磁と既知の外部磁場の下での部分熱残留磁化 (partial thermoremanent magnetization: PTRM) の獲得を低温から高温へと段階的に繰り返し行うことによって、外部磁場強度と熱残留磁化強度の比例関係を実験的に求める方法である。NRMとPTRMの直線関係やPTRM獲得の再現性を確かめるPTRMチェックの評価などの測定データの選択や統計的処理の方法はCoe *et al.* (1978) に従った。また、実験室での加熱による試料の変質やNRMに含まれる二次的磁化の影響を避けるため、上述の手順に加えて以下のような方法をとった。

1) 加熱による試料の変質を監視するため、各加熱段階で残留磁化測定後に初期帯磁率の測定を行い、初期帯磁率の値が最初の加熱を行う前から5%以上変化した場合にはその加熱段階以降の温度区間のデータは採用しないこととした。また、古地磁気強度測定用試料の帯磁率測定を行う度に、加熱していない別のシスター・サンプルの帯磁率測定も行い、試料や帯磁率計に対する室温変化などの影響による誤差を補正した。補正量は最大で約4%であった。

2) シスター・サンプルの段階消磁実験の結果から、NRMに熱消磁で容易に分離できる低アンブロッキング温度の二次的磁化が含まれていると考えられる試料については、二次的磁化が消去されたと考えられる温度区間のデータのみを使用した。

3) シスター・サンプルの段階消磁実験の結果から、交流消磁では容易に除去できるが熱消磁では高温まで除去できない低保磁力の二次的磁化がNRMに含まれると考えられる試料については、各加熱段階でこの低保磁力の磁化成分を消去するのに十分な一定のレベルの交流消磁を行ってから残留磁化を測定した。

4-2-2. 古地磁気方位測定結果

段階消磁実験の結果、桜島の溶岩試料の消磁特性は、以下のa) - d)のいずれかのタイプに分類することができた。同じ地点で採取した試料の消磁特性は互いによく似ていた。各タイプの消磁特性を示す段階消磁実験結果の例をFig. 4-3に示した。

a) 段階交流消磁・段階熱消磁共に、NRMはその方向を変えず、直交ベクトル図上で直線的に減衰する (Fig. 4-3a)。このことは、NRMが交流消磁・熱消磁のいずれに対しても安定な単一の磁化成分から成っていることを示す。

b) NRMは、段階交流消磁・段階熱消磁共に初期のある消磁段階まではその方向を変えていくが、それ以降はa)と同様に方向を変えずに減衰する (Fig. 4-3b)。このこと

は、NRMが段階消磁の初期に消去される比較的不安定な磁化成分と、それ以上の消磁にも安定な磁化成分の2成分から成ることを示す。

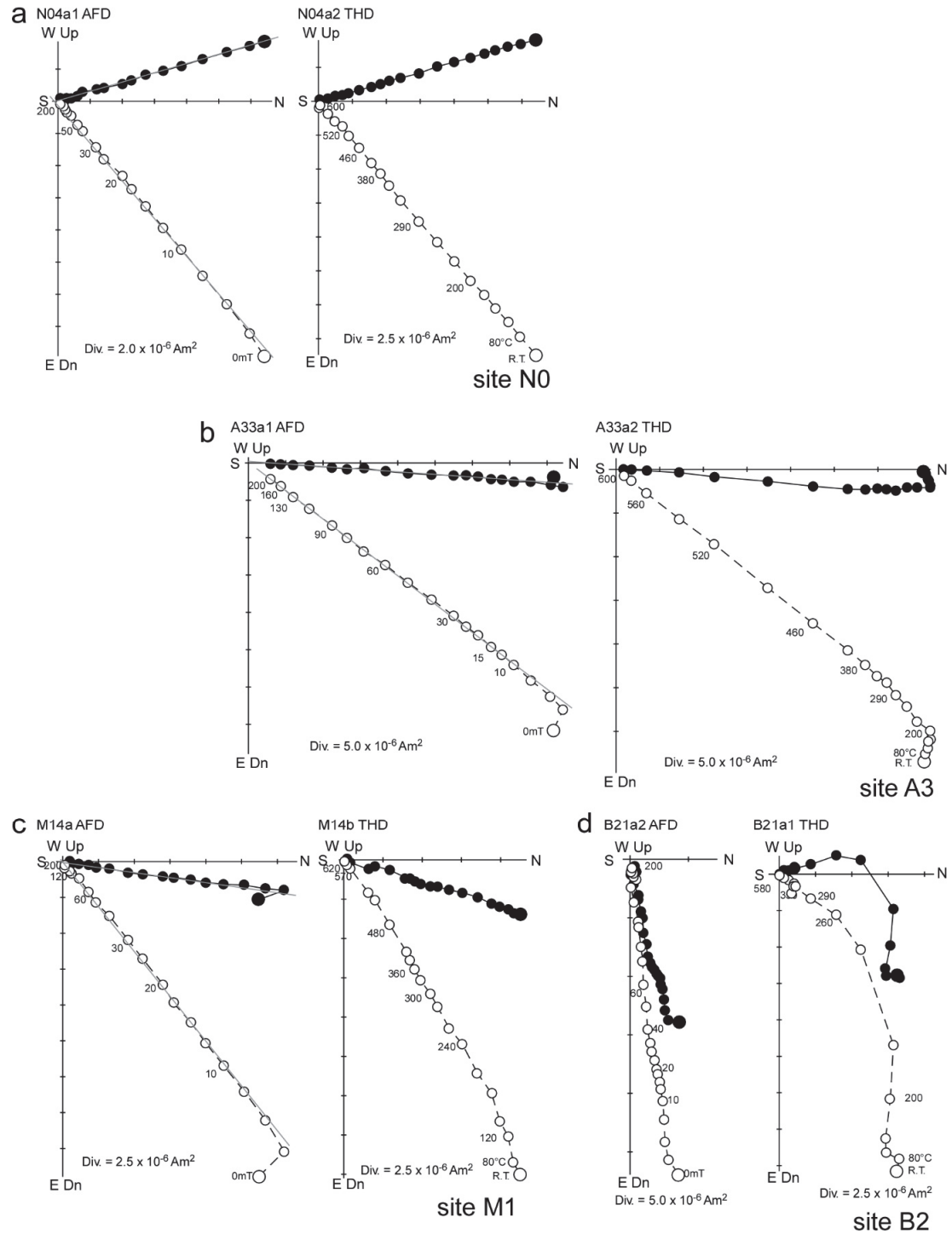


Fig. 4-3 Examples of progressive alternating field demagnetization (AFD) and thermal demagnetization (ThD) experiments shown in orthogonal vector diagrams (Zijderveld, 1967).

Closed and open circles are horizontal projection and north-south vertical projection, respectively. Characteristic NRM directions (gray line) are also shown.

c) NRMは、段階交流消磁に対してはb)と同様の挙動を示すが、段階熱消磁に対しては徐々に方向を変えながら減衰する (Fig. 4-3c). このことは、NRMが2つの磁化成分から成っているが、段階熱消磁では互いの消去される温度範囲が重なっているために、これら2つが効果的に分離できていないことを示す.

d) 段階交流消磁・段階熱消磁のいずれに対しても、NRMは直交ベクトル図上で複

Site	n	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	T
Showa lava (1946)						
S0	3	-7.6	41.6	5.3	550	b
S1	3	-4.6	44.6	3.5	1226	a
S2	4	-5.9	42.6	2.5	1397	a
S3	3	-9.5	41.9	1.7	4972	a
mean		-6.9	42.7	2.3	1545	
Taisho lava (1914)						
T0	2	-0.8	43.3	2.1	14218	b
T1	3	-7.7	40.6	0.7	29127	b
T2	3	-3.1	42.4	4.3	835	c
T3	4	-7.4	44.2	2.6	1230	b
mean		-4.8	42.7	3.3	773	
An'ei lava (1779)						
A0	(2	21.3	58.9	20.2	155) b
A1	4	-2.8	41.4	2.4	1522	a
A2	4	-0.5	44.9	4.2	480	a
A3	4	3.3	37.3	1.9	2257	b
A4	4	3.5	38.8	3.2	804	c
mean		1.0	40.7	4.6	400	
Bunmei lava (1471-1476)						
B0	(2	-74.6	3.6	90.3	10) b
B1	3	3.5	41.2	1.9	4219	a
B2	(-	-	-	-	-) d
B3	2	3.3	43.1	3.5	4961	a
B4	3	2.5	42.0	3.9	1006	b
B5	2	0.3	42.2	2.2	13066	b
B6	2	3.7	39.9	7.5	1119	b
mean		2.7	41.7	1.5	2594	
Nagasaki lava (764)						
N0	3	-15.7	47.5	4.7	677	a
N1	4	-12.8	49.0	2.9	996	a
N2	3	-16.3	48.1	2.4	2584	c
mean		-14.9	48.2	2.2	3106	
Kannonzaki lava						
K0	3	-2.7	45.5	2.0	3902	a
K1	4	-3.4	45.8	2.5	1347	a
mean		-3.0	45.7	1.3	39756	
Miyamoto lava						
M0	2	7.0	51.6	0.7	123362	b
M1	2	10.8	50.9	7.8	1033	c
M2	2	7.9	50.2	3.6	4943	c
M3	3	6.6	48.4	2.7	2072	b
mean		8.1	50.3	2.1	1959	

Table 4-1 NRM directions of lavas in Sakurajima volcano.

n, D, I, α_{95} and k are number of samples, site-mean declination and inclination, 95 % confidence angle and precision parameter (Fisher, 1953), respectively. T is type of demagnetization behavior; examples of each type are shown in Fig. 4-3. Data shown with parentheses are neglected at the calculation of mean directions of each lava flow.

雑な曲線を描いて減衰し、一定の方向を示す残留磁化成分が認められない (Fig. 4-3d). この消磁特性は地点B2のみで見られた。

上に示したように、a)–c)の消磁特性を示した地点の試料では、段階交流消磁によって安定なNRMを分離できることがわかったので、それぞれの試料について、段階交流消磁実験で得られたNRMの高保磁力成分から特徴的磁化方向を求めた。こうし

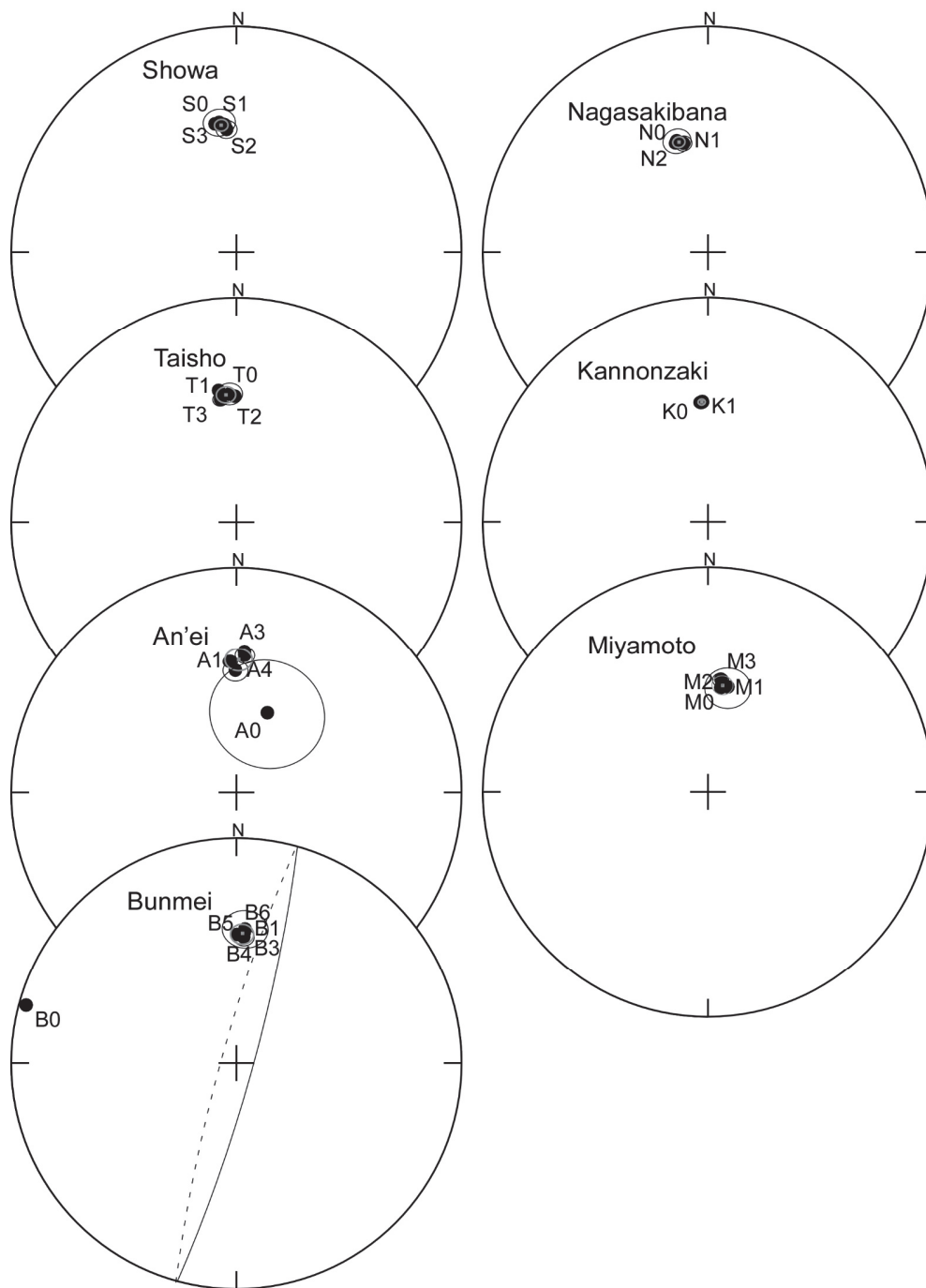


Fig. 4-4 Site mean characteristic NRM directions with 95% confidence angle, plotted on equal area projection (lower hemisphere).

て求めた各試料の特徴的磁化方向を地点ごとに平均したものをTable 4-1に示す。

ほとんどの地点で、個々の試料の特徴的磁化方向は、精密度係数 (k) が200以上と地点内で互いに極めてよい一致を示す。また、同じ溶岩流の異なる地点で得られた地点平均磁化方向は互いによく一致する。一方、A0およびB0の2地点では、地点平均磁化方向は同じ溶岩流の他の地点と 20° 以上異なり、地点内での特徴的磁化方向の集中度も他の地点に比べてよくない (Fig. 4-4)。これら2地点の平均磁化方向が同じ溶岩流の他の地点と大きく異なる理由は明らかではないが、これらは二次磁化あるいは転動の影響が深刻である可能性がある。そこで、上記の2地点を除いた各地点の平均磁化方向を溶岩毎に平均し、その溶岩の古地磁気方位とした。こうして求めた溶岩ごとの古地磁気方位もTable 4-1およびFig. 4-4に併せて示した。

4-2-3. 古地磁気強度測定結果

古地磁気強度測定は、前節で溶岩流の古地磁気方位を求めるのに用いた地点からそれぞれ1-3個、合計39個の試料について行った。

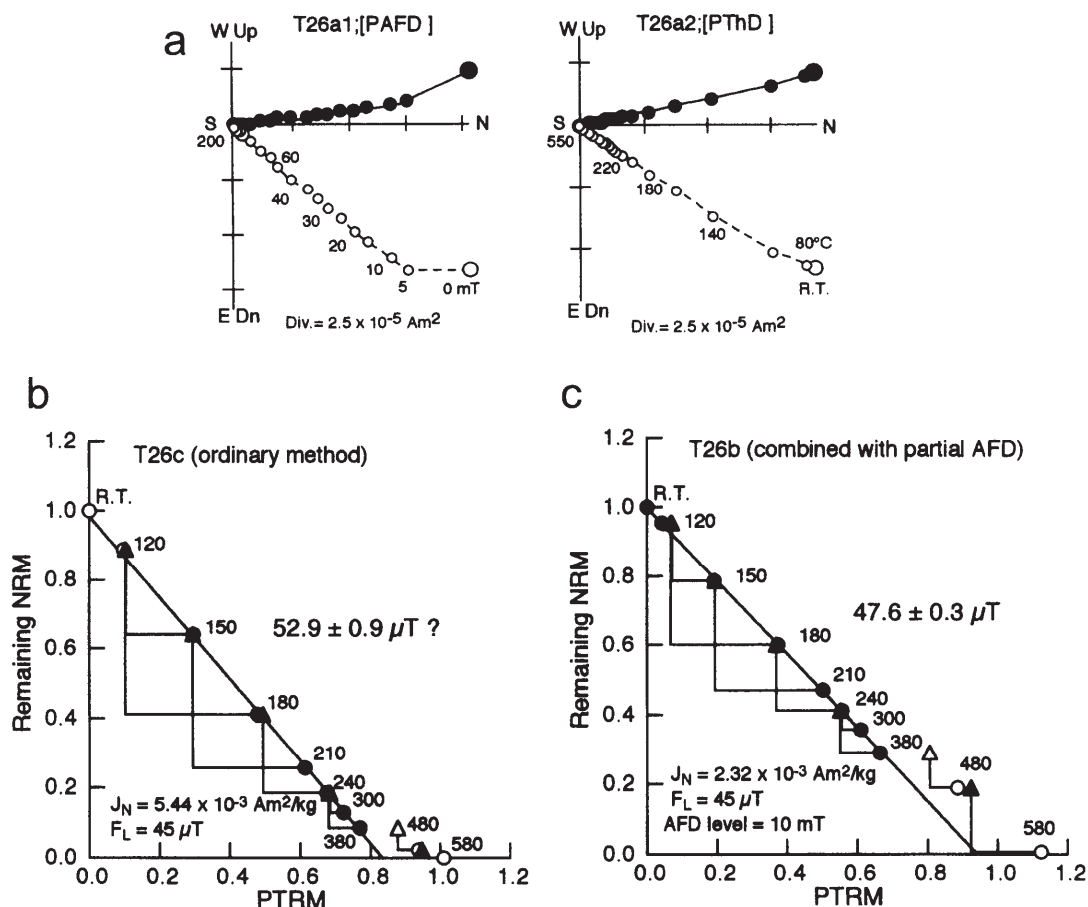


Fig. 4-5 A trial application of the ordinary Thellier's method and that combined with partial alternating field demagnetization. Symbols are used in the same manner as Figs. 4-3 and 4-6.

先述のc)の消磁特性を示す試料では、低保磁力の磁化成分は熱消磁で分離できないことから熱残留磁化起源とは考えにくく、また、NRMの主要成分を熱消磁のみによって抽出することができない。そこで、各加熱段階でこの低保磁力の磁化成分を消去するのに十分な一定のレベル（5-10 mT）の交流消磁を行ってから残留磁化を測定した。交流消磁のレベルは試料毎にシスター・サンプルの段階交流消磁実験の結果から決定した。

試みに、c)の消磁特性を示した地点T2の試料に対して、交流消磁を行わずにThellier法を適用した場合と、交流消磁を行った場合との比較をFig. 4-5に示した。交流消磁を併用したThellier法からは $47.6 \pm 0.3 \mu\text{T}$ の古地磁気強度が得られた。IGRF-11から期待される桜島周辺の1914年頃の地磁気強度は約 $45.7 \mu\text{T}$ であり、交流消磁を併用したThellier法で得られた古地磁気強度はこの値に近い。一方、交流消磁を行わない場合

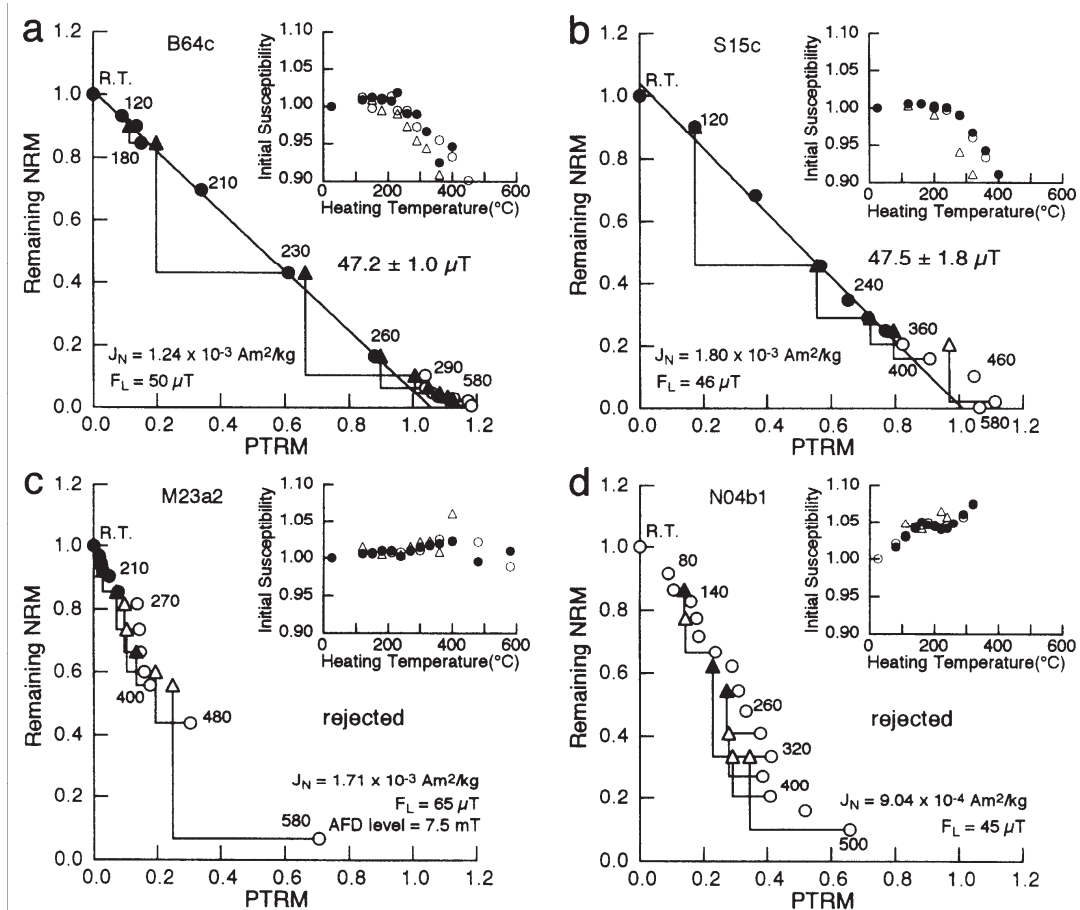


Fig. 4-6 Examples of paleointensity determination by using Thellier's method. In NRM-PTRM diagrams, symbols are adopted (closed circles) and neglected (open circles) data points, positive (closed triangles) and negative (open triangles) PTRM checks, respectively. Initial susceptibility measured at zero-field, in-field, and PTRM check steps are indicated by closed and open circles, and triangles, respectively. F_L : laboratory field, J_N : original (pre-demagnetized) NRM intensity. Partial alternating field demagnetization was applied at every heating steps, in cases of c and f.

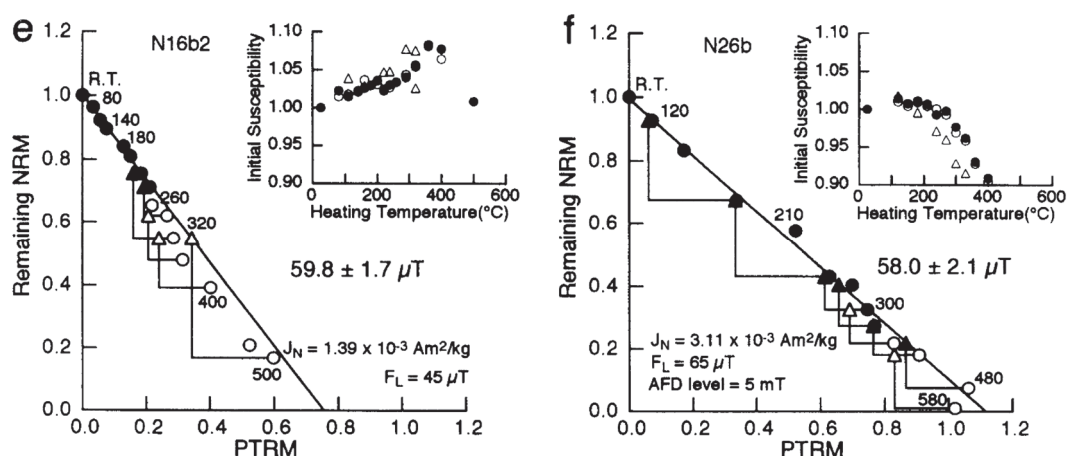


Fig. 4-6 (continued).

には、NRM - PTRMの直線性やPTRM獲得の再現性が認められるなど上述のデータ採用基準には合格するものの、交流消磁を行った場合に比べて古地磁気強度の値が約10%程度大きかった。

Fig.4-6に古地磁気強度測定の例を示す。図のaおよびbは古地磁気強度を求めることができた例である。初期帯磁率の変化が5%を超えない範囲で、全NRMの約40-90%の区間でNRM - PTRMの直線性とPTRM獲得の再現性が認められた。古地磁気強度測定

Site	T	n	range (°C)	L (mT)	f	g	q	F _L (μT)	F _E (μT)
Showa lava (1946)									
S0	b	4	160-280		0.34	0.66	10.9	46.0	50.5 ± 1.0
		4	160-280		0.39	0.66	5.6	46.0	49.9 ± 2.3
S1	a	4	RT-200		0.35	0.63	3.7	46.0	48.0 ± 2.9
		4	RT-200		0.47	0.47	13.4	46.0	48.1 ± 1.0
S2	a	8	180-360		0.36	0.84	20.1	45.0	(57.7 ± 0.9)
		5	120-280		0.12	0.74	1.0	46.0	(47.8 ± 4.0)
		6	120-320		0.10	0.79	1.4	46.0	(48.5 ± 2.6)
S3	a	7	RT-320		0.74	0.79	15.5	46.0	47.5 ± 1.8
weighted mean									48.4 ± 0.6
Taisho lava (1914)									
T0	b	14	80-380		0.84	0.83	33.7	40.0	45.3 ± 0.9
		8	120-260		0.32	0.76	8.8	40.0	40.5 ± 1.1
T2	c	8	RT-380	10	0.71	0.81	86.3	45.0	47.6 ± 0.3
T3	b	8	110-260		0.47	0.85	7.1	45.0	43.8 ± 2.5
weighted mean									47.2 ± 2.2

Table 4-2 Results of absolute paleointensity determination.

n and range are number and range of heating temperature (RT: room temperature) of accepted data points. f, g and q are NRM fraction, gap factor and quality index, respectively, defined by Coe *et al.* (1978); F_L and F_E are applied field strength during in-field steps and paleointensity value, respectively. For T, see the caption of Table 1. L is level of alternating field demagnetization, applied at each heating step. The weighting factor (q/F_E)² are used for the computing of mean paleointensities. Data shown with parentheses are excluded from the calculation of mean value.

Site	T	n	range (°C)	L (mT)	f	g	q	F _L (μT)	F _E (μT)
An'ei lava (1779)									
A1	a	-	-		-	-	-	45.0	-
A2	a	12	RT-320		0.77	0.90	38.7	45.0	45.2 ± 0.8
A3	b	13	80-400		0.44	0.89	14.5	45.0	49.1 ± 1.3
A4	c	12	80-360	5	0.75	0.84	43.7	45.0	52.2 ± 0.8
weighted mean									48.6 ± 2.0
Bunmei lava (1471-1476)									
B1	a	9	110-290		0.39	0.86	5.3	45.0	57.5 ± 3.7
B3	a	9	80-260		0.65	0.78	7.8	45.0	47.3 ± 3.1
B4	b	6	160-260		0.63	0.74	66.6	40.0	48.4 ± 0.3
B5	b	9	80-320		0.80	0.81	22.1	50.0	47.8 ± 1.4
B6	b	7	80-260		0.90	0.75	33.1	50.0	47.2 ± 1.0
weighted mean									48.1 ± 2.1
Nagasakibana lava									
N0	a	5	120-240		0.18	0.70	1.4	65.0	59.4 ± 5.5
		-	-		-	-	-	45.0	-
N1	a	8	RT-240		0.28	0.84	8.5	45.0	59.8 ± 1.7
		10	120-400		0.30	0.87	4.2	65.0	57.1 ± 3.6
N2	c	7	RT-180	5	0.39	0.66	3.7	50.0	55.9 ± 3.5
		9	RT-330	5	0.71	0.85	16.5	65.0	58.0 ± 2.1
weighted mean									58.2 ± 0.7
Kannonzaki lava									
K0	a	13	RT-320		0.17	0.91	2.5	40.0	61.8 ± 3.7
K1	a	11	RT-400		0.44	0.87	13.3	65.0	55.9 ± 1.6
		11	RT-400		0.55	0.89	20.8	50.0	59.3 ± 1.4
weighted mean									58.2 ± 1.8
Miyamoto lava									
M0	b	8	80-240		0.25	0.78	2.8	40.0	63.2 ± 4.4
M1	c	7	RT-270	7.5	0.43	0.81	3.6	65.0	65.4 ± 6.2
		5	150-260	5	0.30	0.73	3.2	50.0	69.8 ± 4.7
M2	c	6	RT-240	7.5	0.15	0.76	1.1	65.0	(121.7 ± 6.7)
		4	150-230	7.5	0.15	0.66	0.7	50.0	(95.2 ± 7.4)
		-	-	7.5	-	-	-	65.0	-
M3	b	9	80-330		0.13	0.86	1.0	65.0	(110.2 ± 7.4)
		6	180-320		0.16	0.79	2.0	50.0	73.5 ± 4.6
		9	80-330		0.32	0.86	4.0	65.0	66.8 ± 4.6
weighted mean									66.8 ± 1.8

Table 4-2 (continued).

を行った47個の試料のうち19個がこのような特徴を示した。

残りのうち11個の試料については、NRM - PTRM図上で直線性を示す温度区間が全NRMの15%以下とCoe *et al.* (1978) の基準を満たさず、古地磁気強度を求めることができなかった (Fig. 4-6のc, d)。なお、交流消磁を併用したThellier法によって求めた古地磁気強度は、通常の方法を用いて同じ溶岩流の他の試料から求めた古地磁気強度とよく一致した (Fig.4-6のe, f)。古地磁気強度測定結果はTable 4-2にまとめた。

得られた36個の古地磁気強度データのうち、昭和溶岩流の地点S2から求めたものは約58 μTと他の昭和溶岩流の試料 (47.5-50.5 μT) と大きく異なっている。その他の古地磁気強度の値はそれぞれの溶岩流ごとに平均値の約10%以内に収まる。そこで、異常な値を示した1個を除いた残りのデータから溶岩流毎の平均古地磁気強度を求めた。

これまでみてきたように、異なる試料採取地点から得られた古地磁気方位・強度測定結果は、概ね溶岩ごとによく一致する．このことから、これらは溶岩の噴出・冷却当時の地磁気方位および強度を正しく保存していると考えられる．しかし、一部の地点では、同じ溶岩流の他地点の試料に比べて極端に異なるNRMの方位や古地磁気強度を示した．これらの局所的な異常の原因は必ずしも明らかではないが、このような影響を検出または回避し、正しい古地磁気方位・強度を知るためには、複数の離れた地点で試料を採取し、測定結果の整合性を確かめることが重要である．

4-3. 古地磁気学的年代推定

本節では、桜島の溶岩から得た地磁気古地磁気方位・強度を再現でき、それを年代推定に利用できることを再確認したうえで、観音崎溶岩および宮元溶岩の噴出年代を推定することを試みた．前章で述べたように、古地磁気学的年代推定では、測定した古地磁気方位・強度を標準地磁気永年変化と比較して一致する年代を求める．標準値時期永年変化の基準値は京都としたので、桜島の溶岩の古地磁気方位・古地磁気強度についても、標準地磁気永年変化との比較のため、地心双極子磁場を仮定して桜島（31.6°N, 130.6°E）から京都（35.0°N, 135.9°E）での値に換算した．換算後の古地磁気方位および強度はTable 4-3に示した．

4-3-1. 有史時代の溶岩の古地磁気学的年代推定

有史時代に噴出したと考えられる、昭和、大正、安永、文明、および長崎鼻の各溶岩から求めた古地磁気方位・強度と過去2000年間の標準地磁気永年変化との比較をFig. 4-7に示す．

歴史記録から噴出時期の明らかな文明以降の溶岩の古地磁気方位と標準地磁気永年変化のずれは2°以内で両者はよく一致する．文明溶岩についてもHirooka (1971) の曲線とは一致しないものの藤澤 (1996) とは調和的である．古地磁気強度についてもSakai and Hirooka (1986) による永年変化と一致する．

lava	D (°)	I (°)	a 95 (°)	F (μT)	Paleomagnetic Age
Showa lava	-6.3	46.3	2.3	50.2 ± 0.6	
Taisho lava	-4.2	46.5	3.3	49.1 ± 2.3	
An'ei lava	1.9	45.3	4.6	50.9 ± 2.1	
Bunmei lava	3.6	46.3	1.5	50.4 ± 2.2	
Ohira lava	-12.5	47.9	2.9	50.8 ± 0.3	late 9 c – early 11c
Nagasakibana lava	-15.0	50.6	2.2	59.8 ± 0.7	late 8 c
Kannnonzaki lava	-2.6	49.5	1.3	60.7 ± 1.9	~ 2 ka or ~ 3ka
Miyamoto lava	8.5	54.5	2.1	70.3 ± 1.9	~ 4 ka

Table 4-3 Recalculated paleomagnetic directions and paleointensities, as the values in Kyoto area from Sakurajima, by assuming geocentric dipole field. Paleomagnetically estimated ages are also shown.

このように、桜島の溶岩から得られた古地磁気方位・強度が標準地磁気永年変化から期待される値とよく一致しているといえる。このことは溶岩のNRMが噴出・冷却当時の地磁気方位および強度を正しく保存しており、古地磁気方位・強度と地磁気永

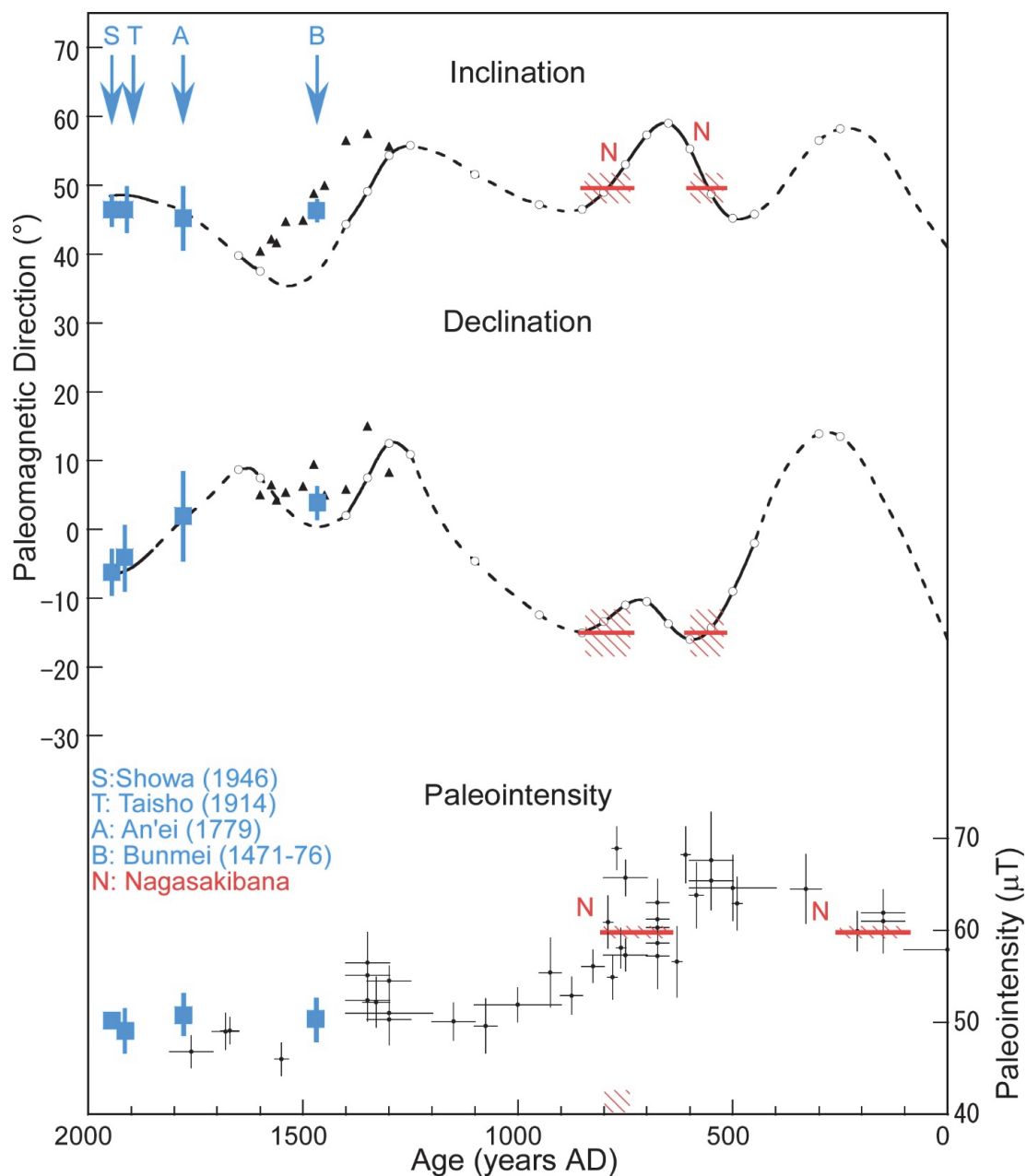


Fig. 4-7 Paleomagnetic results of historic lavas in Sakurajima, plotted on paleo-secular variation of geomagnetic field (PSV) in Southwest Japan.

Squares and bold lines show the data from lavas in Sakurajima. Curves and small triangles are directional archeomagnetic secular variation presented by Hirooka (1971) and Fujisawa (1996). The reference paleointensity data (after Sakai and Hirooka, 1986) are shown by small dots with error bars. PSV data are recalculated as the values in Kyoto area by assuming geocentric dipole field. Positive declination and inclination mean declining eastward and downward, respectively.

年変化との比較によって噴出年代の推定が可能であることを示す。

長崎鼻溶岩は、大きく西偏する古地磁気方位と、やや強い古地磁気強度（基準地において約60 μ T）で特徴づけられる。この溶岩流の古地磁気方位は、Fig. 4-7からわかるように、8世紀後半頃および6世紀頃に地磁気永年変化とよく一致する。それ以前の少なくとも1000年は地磁気偏角が全体に東偏の傾向を示す（Fig. 4-8）ので、過去2500年以内に噴出したとすれば、この溶岩流の噴出時期は上記2つに限られる。一方、古地磁気強度は7世紀後半から8世紀および2世紀から3世紀前半の古地磁気強度に対応する（Fig. 4-7）。

古地磁気方位・強度が共に標準地磁気永年変化とよく一致するのは8世紀後半のみであるので、長崎鼻溶岩は8世紀後半に噴出した可能性が高い。この古地磁気学的推定年代は、小林（1982）が地質学的証拠と史料の解釈から推定した噴出年代（A. D. 764年）と一致する。

このように古磁気学的推定年代が他の方法で得られた年代とよく一致することは、溶岩の古地磁気学的年代推定の有用性を示すものである。また、古地磁気強度を古地磁気方位に加えて用いることで、推定年代の選択肢を絞り込むことができ、古地磁気強度は古地磁気学的年代推定において強い拘束条件となる。

4-3-2. 観音崎溶岩および宮元溶岩の古地磁気学的年代推定

以下では、南岳の最初期の溶岩である宮元溶岩およびその直上にある観音崎溶岩について古地磁気年代推定を適用する。宮元溶岩や観音崎溶岩の噴出時期は、テフラ層の ^{14}C 年代から新期北岳の最後のテフラの年代が5.6 kaであることや南岳の活動開始時期が4.5 kaであること（小林・他；2013）を考えると、それよりも若いと考えられ、前章で示した標準値時期永年変化の範囲内である。Fig. 4-8に過去6000年間の標準地磁気永年変化と宮元溶岩および観音崎溶岩の古地磁気方位・強度の比較を示す。

宮元溶岩および観音崎溶岩の古地磁気測定結果は大きい古地磁気強度（基準地において約70および61 μ T）で特徴づけられる。特に宮元溶岩のような大きな地磁気強度は、1.4 ka頃および広岡・酒井（1991）が鋭いピークの存在を指摘した4 ka頃に認められる（Fig. 4-8）。そのうち、1.4 ka頃には標準地磁気永年変化において偏角が10°を超える西偏を示しているのに対し、宮元溶岩流の古地磁気偏角は東偏約8°で一致しない。一方、4 ka頃では偏角・伏角共に宮元溶岩流の古地磁気方位と一致する。結局、古地磁気方位と古地磁気強度が共に地磁気永年変化と一致するのは4 ka頃のみであり、したがって、宮元溶岩の噴出の年代は約4 kaと推定される。

観音崎溶岩から得られた古地磁気方位・強度は、1.8-2.2 kaおよび2.6-3.1 kaに、双方が標準地磁気永年変化と一致する。したがって観音崎溶岩の古地磁気学的推定年代は1.8-2.2 kaまたは2.6-3.1 kaということになる。しかし、観音崎溶岩の噴出の時期がこのいずれであるかは、古地磁気測定だけでは判断できない。

南岳の最初期の溶岩である宮元溶岩の4 ka頃という推定年代は、テフラから推定される4.5 ka 頃という南岳の活動開始時期と調和的である。その上位の観音崎溶岩の古地磁気学的推定年代は宮元溶岩との被覆関係とは矛盾しないが、古地磁気強度を古地磁気方位と共に用いてもなお単一の推定年代が得られず、より確からしい年代値を得るためには、さらに他の地質学的情報との比較検討が必要である。

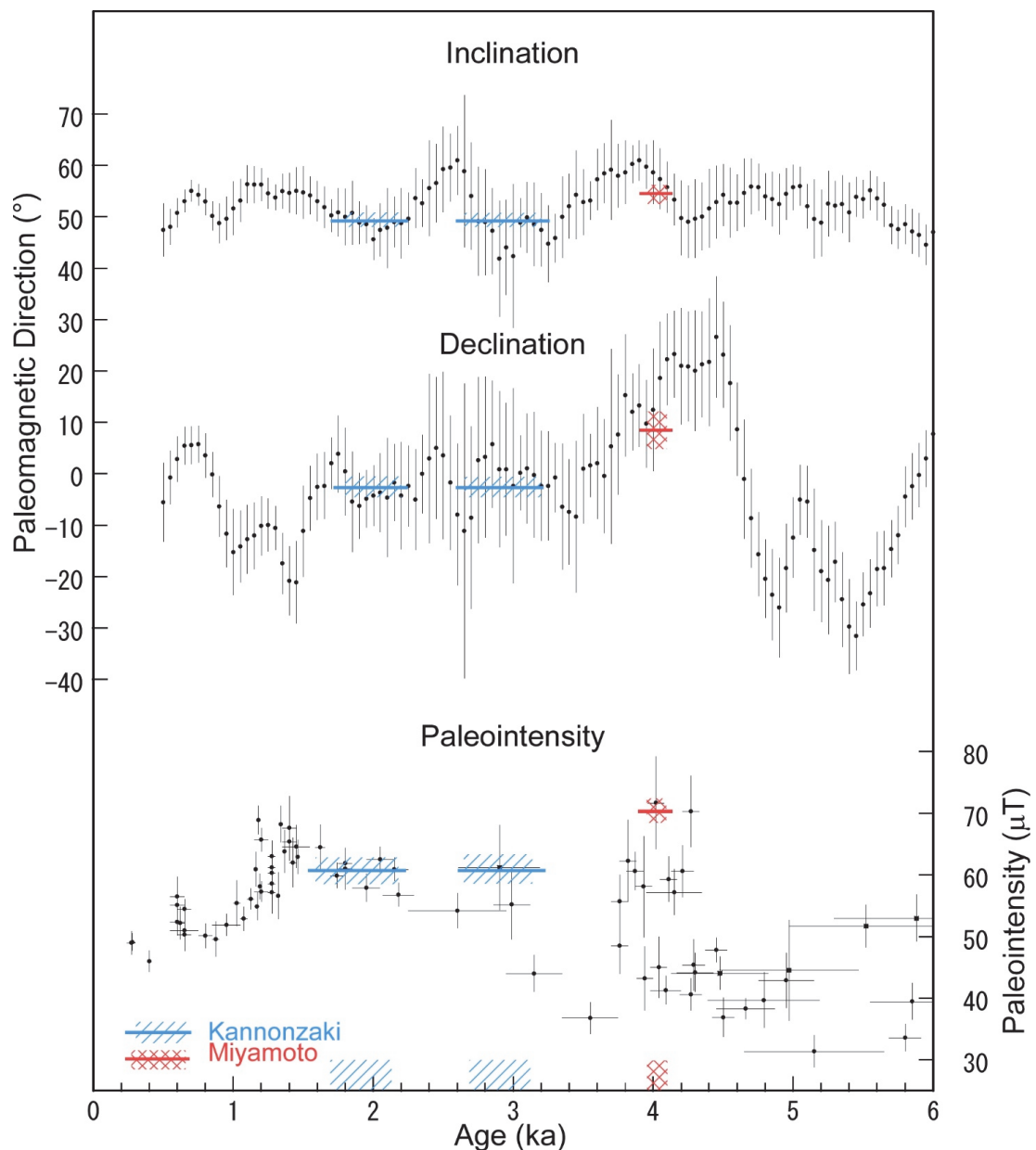


Fig. 4-8 Paleomagnetic results from the Kannonzaki and the Miyamoto lavas, plotted on paleo-secular variation of geomagnetic field in past 6000 years. Bold lines are data from the Kannonzaki lava and the Miyamoto lava. The reference paleo-secular variation (after Hyodo *et al.*, 1993; Sakai and Hirooka, 1986; Hirooka and Sakai, 1991; and Tanaka, 1982, 1990) are shown by small dots with error bars. All data are recalculated as the values in Kyoto area.

5. 大平溶岩の古地磁気学的年代推定

以下では、味喜・他（2012）が行った、南岳の南西斜面に分布する大平溶岩の古地磁気測定とその噴出年代の推定について述べる。

5-1. 試料

古地磁気測定を行ったのは、福山（1978）がM₄溶岩（小林・他，2013の大平溶岩に相当）として区分したものの一部で、桜島南西斜面の持木川河岸に分布する溶岩流である。試料採取地点は、Fig. 5-1のO0 - O4の5地点である。このうち、地点O0とO2は、持木川右岸に分布する同一のフローユニットに属し、地点O3はそれより下位、また地点O4はO3と同じかさらに下位のフローユニットに属する。地点O1の溶岩は、厚さ

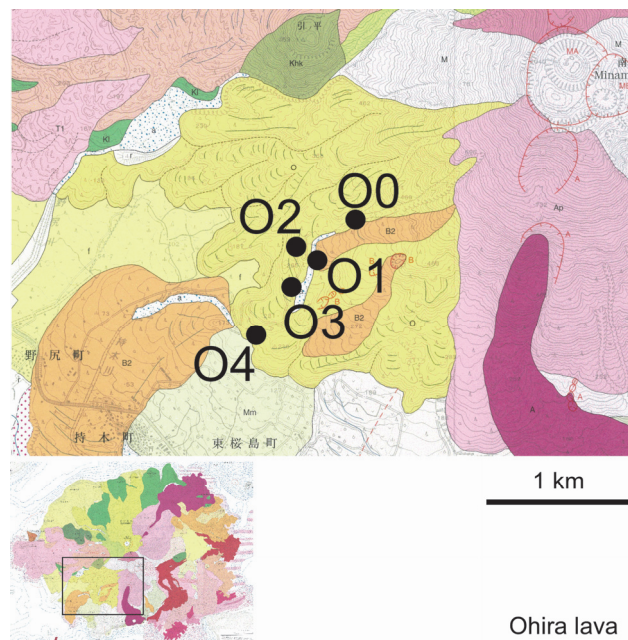


Fig. 5-1 Location of sampling sites of Ohira lava, plotted on geological map (after Miki *et al.*, 2012; Kobayashi *et al.*, 2013).



Fig. 5-2 Occurrence of sampled lava flow at site O1.

数mの溶岩流であり, 下位の地点O0のフローユニットとの間に土石流堆積物を挟んでいる (Fig. 5-2).

古地磁気測定用の定方位試料は, 各地点で1地点あたり5-11個をエンジンドリルによって採取した。試料の方位付けは磁気コンパスを用い, コンパスの読みを補正する試料採取時の地磁気偏角はすべての地点で西偏 5.8° とした。測定・実験の方法は前章で述べたものと同様である。

5-2. NRMの消磁特性と古地磁気方位

段階消磁実験の結果の例をFig. 13に示す。地点O1およびO2を除く地点では, 試料のNRMは交流消磁と熱消磁のいずれに対しても安定な4-2-2節のa)と同様の消磁特性を示した。地点O1では, 交流消磁と熱消磁のいずれもごく初期の消磁段階で消去される不安定な磁化成分が消去された後は方位を変えず, ほぼ単一の安定な磁化成分が認められる4-2-2節のb)と同様の消磁特性を示した。

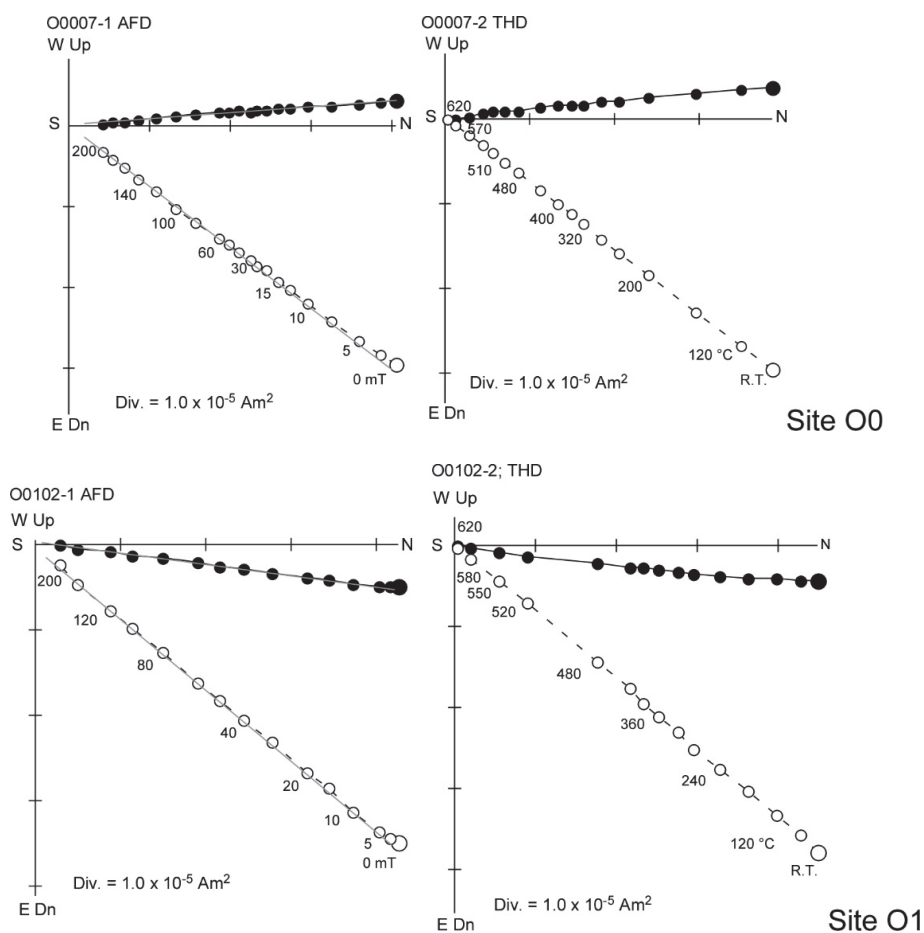


Fig. 5-3 Examples of progressive demagnetization experiments of samples from Sites O0 – O4. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

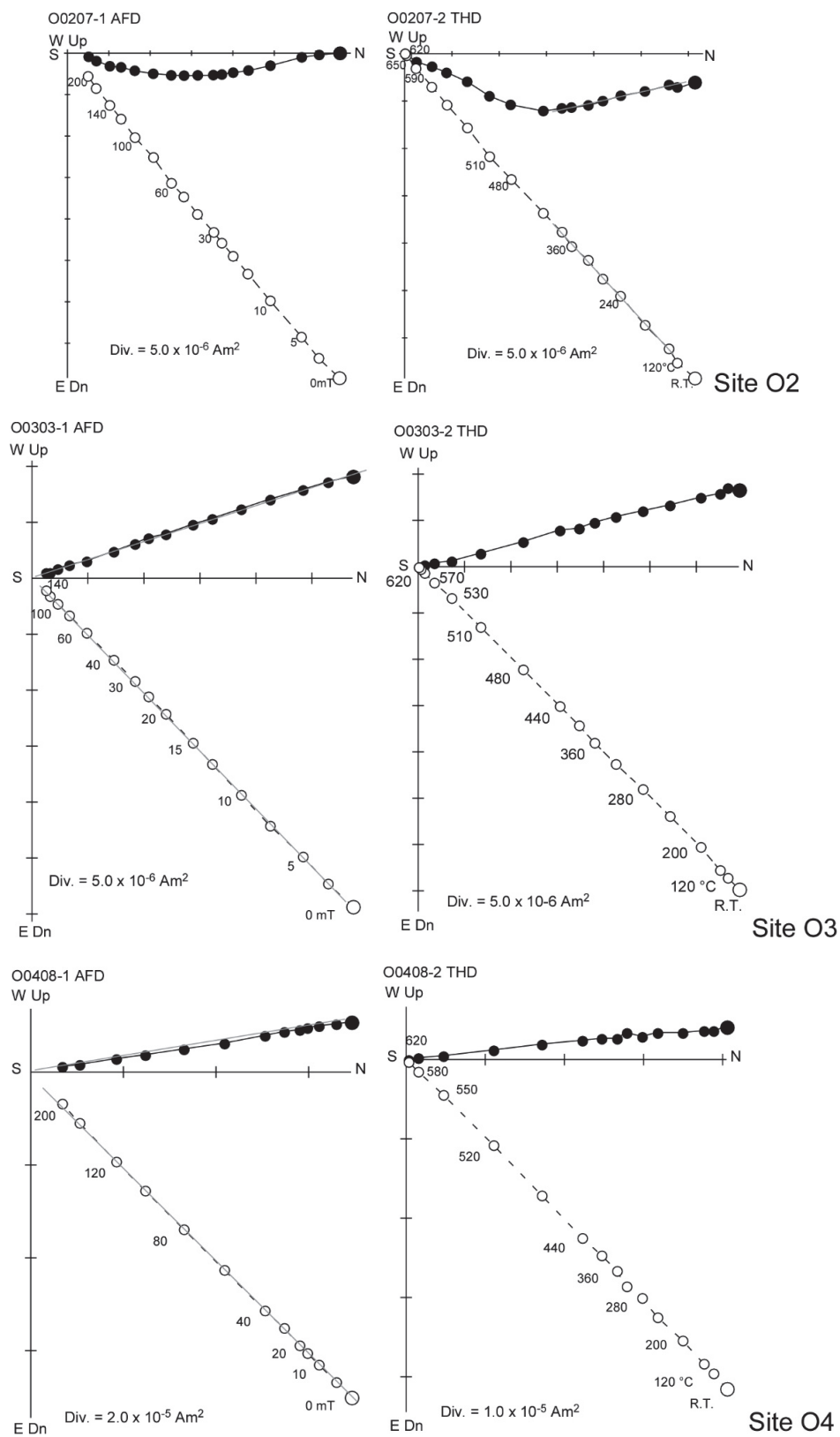


Fig. 5-3 (continued).

Site	n	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	T
Ohira lava (~950)						
O0	11	-11.3	43.0	3.1	217	a
O1	(6	5.1	39.4	2.1	1003)	b
O2	7	-13.4	44.4	2.4	626	e
O3	5	-15.1	44.8	2.7	817	a
O4	9	-10.9	48.0	2.0	694	a
mean		-12.7	45.1	2.9	1033	

Table 5-1 Site-mean characteristic NRM directions of the Ohira lava.
n, D, I, α_{95} , k: see caption of table 4-1. Site O1 is neglected for the calculation of mean direction.

他方、地点O2では、熱消磁によって複数の磁化成分が認められるが、交流消磁に対しては直交ベクトル図上で直線的に変化する部分が見られずそれらを十分分離できなかった (Table 5-1ではこのような特徴を消磁特性eとして示した)。また、熱消磁でみられた複数の磁化成分のうち、300 - 400 °C程度のアンブロッキング温度を示す低温側の磁化成分の方位が地点内で一致した。このことは、地点O2では、試料のNRMは熱残留磁化起源であるが、溶岩が定置した時の温度が300 °C程度であったことを示唆する。そこで、地点O2については段階熱消磁の低温側でみられる磁化成分、その他の地点では段階交流消磁に対して安定な磁化成分から特徴的磁化方向を求め、地点ごとに平均した。こうして得られた地点平均磁化方向をTable 5-1およびFig. 5-4に示す。いずれの地点も精密度係数が200以上とNRM方位の集中がよく、95%信頼角は2° - 3° である。地点O1を除く4地点から得られた平均NRM方位は、西偏約11° - 15° ,

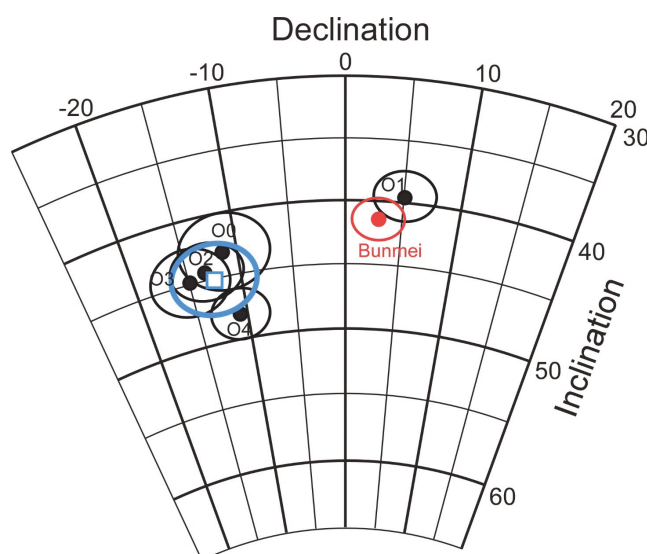


Fig. 5-4 Site mean characteristic NRM directions with 95% confidence angle, plotted on equal area projection (lower hemisphere).

伏角約43° - 48°で、互いに誤差の範囲で一致する．一方、地点O1の平均磁化方位は東偏約5°，伏角約40°であり、他の4地点とは大きく異なる．この地点の溶岩は後述するように古地磁気方位と主要元素組成が文明溶岩と一致することから文明溶岩である可能性が高い．そこで、地点O1を除く4地点から得られた地点平均磁化方向を平均した西偏12.7°，伏角45.1°，95%信頼角2.9°を大平溶岩の古地磁気方位とした（Fig. 5-4の□印）．

5-3. 古地磁気強度

Site	T	n	range (°C)	f	g	q	FL (μT)	FE (μT)
Ohira lava								
O1	a	-	-	-	-	-	50.0	-
		7	-	-	-	-	50.0	-
O2	b	6	RT-320	0.39	0.82	6.6	50.0	48.4 ± 2.3
		6	RT-280	0.37	0.77	5.1	50.0	49.9 ± 2.8
O3	d	7	200-440	0.46	0.82	16.6	50.0	50.2 ± 1.1
		5	200-360	0.40	0.73	31.9	50.0	49.3 ± 0.4
O4	c	6	160-360	0.30	0.79	9.4	50.0	48.3 ± 1.2
		7	120-360	0.45	0.82	14.9	50.0	48.4 ± 1.2
weighted mean								49.3 ± 0.3

Table 5-2 Results of paleointensity determination. Contents are shown in the same manner as Table 4-2.

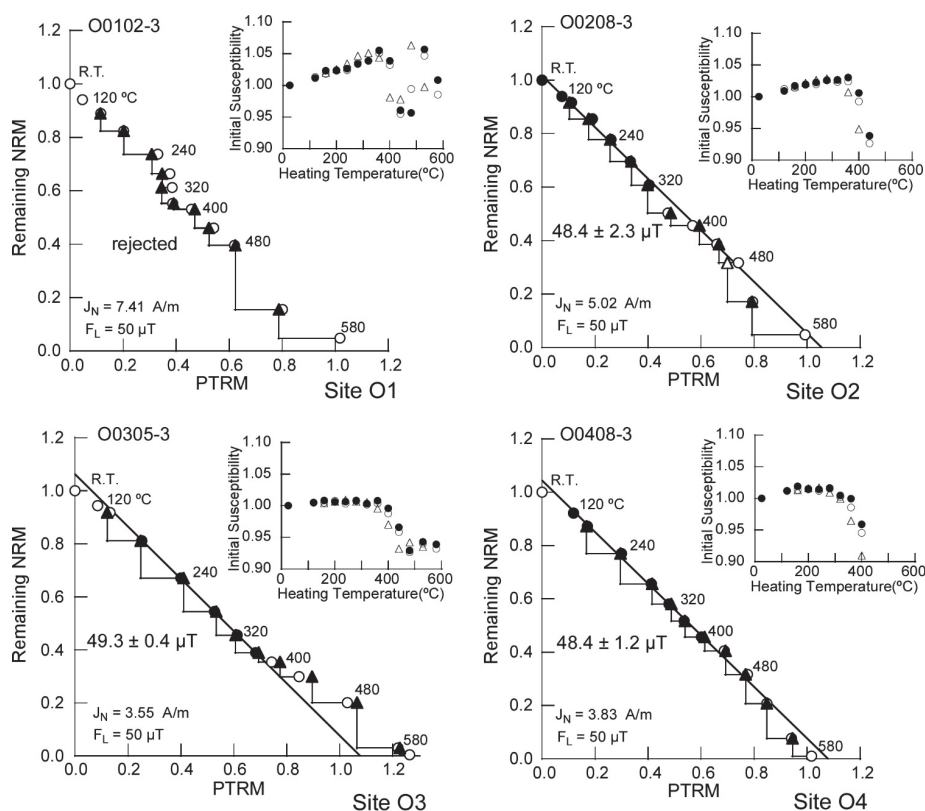


Fig. 5-5 Examples of paleointensity determination of Ohira lava. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-6.

古地磁気強度測定は、地点O0を除く4地点から各2個の試料について、前章と同様の方法で行った。段階熱消磁でNRMに複数の磁化成分が認められた地点O2については、低温側の磁化成分がアンブロッキングする300 °C前後以下の温度区間から古地磁気強度を求めた。

Table 5-2およびFig. 5-5に古地磁気強度測定結果を示す。地点O1の2試料は自然残留磁化と熱残留磁化の直線性がよくなかったため、古地磁気強度を求めることができなかった。その他の地点O2-O4の3地点6試料から得られた古地磁気強度は互いによく

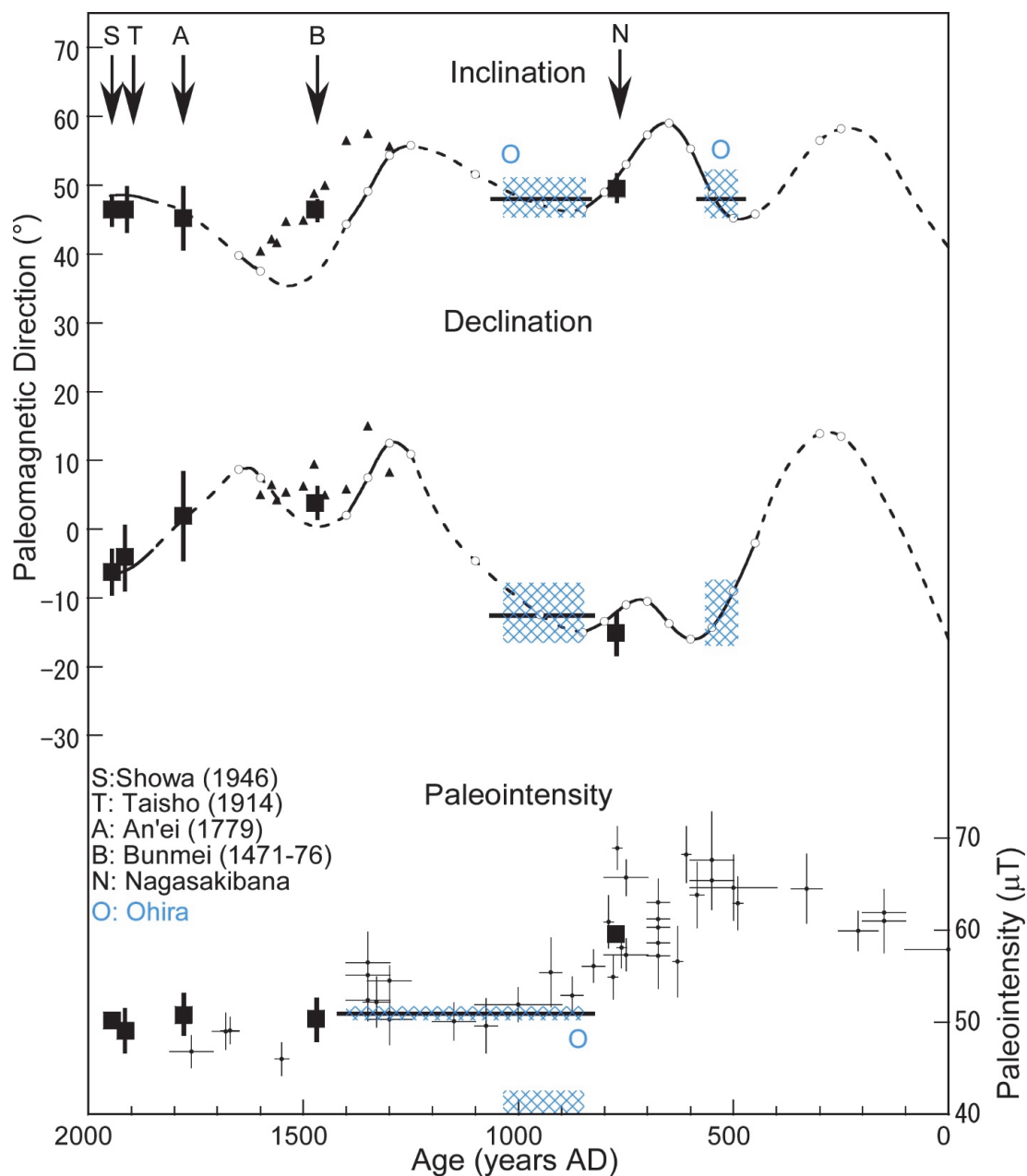


Fig 5-6 Paleomagnetic direction and paleointensity of the Ohira lava, plotted on paleo-secular variation of geomagnetic field in Southwest Japan. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-7.

一致し、これらを加重平均した $49.3 \pm 0.3 \mu\text{T}$ を大平溶岩の古地磁気強度とした。

5-4. 大平溶岩の古地磁気学的推定年代

前節までで求められた大平溶岩の古地磁気方位・強度と過去2000年間の標準地磁気永年変化の比較をFig. 5-6に示す。大平溶岩の古地磁気方位・強度を基準地での値に換算したものはTable 4-3に併せて示した。Fig. 5-6からわかるように、古地磁気方位だけをみれば9世紀後半から11世紀前半および6世紀に地磁気永年変化と一致するが、古地磁気強度も地磁気永年変化と一致するのは9世紀後半から11世紀前半のみでありそれ以前の標準永年変化（Fig. 4-8）にも古地磁気方位・強度が共に一致する時期は見られない。したがって、大平溶岩の古地磁気学的推定年代は9世紀後半から11世紀前半である。ちょうど地磁気の変化の速度が遅い時期にあたるため推定年代の幅は大きいですが、この古地磁気学的推定年代も小林・他（2009）が炭化木片の ^{14}C 年代から推定した年代や、大平溶岩の主要元素組成が有史時代の噴出物の特徴を備えている（宇都・他，2005）ことと調和的である。

6. ボーリング・コア試料の古地磁気

桜島ではいくつかの火山観測井が掘削され、その際に回収された掘削コアが保存されており、桜島火山の地下構造、発達史を知る上で貴重な岩石試料となっている。味喜・他（2000, 2003a, b）や宇都・他（1999, 2005）は、これらのボーリング・コア中の溶岩試料の古地磁気測定や化学組成分析などを行い、それをもとに年代推定や地表溶岩との対比などを行った。本章では、ボーリング・コア試料から主に古地磁気学的手法によって明らかになった桜島・南岳の噴火史に関する知見をまとめた。

ボーリング・コアの場合、掘削時にコアが回転するため古地磁気偏角についての情報は失われてしまう。しかし、これらの観測井は主に地震計を設置する目的で掘削されたものであるため、コアの伸長方向の鉛直からのずれは 1° 以内と小さく、古地磁気伏角を精度良く求めることが期待できる。そこで、観測井コアから採取した溶岩試料について、段階消磁実験に基づく古地磁気伏角測定を行い、さらに、段階消磁実験の結果を参考にして古地磁気強度が求められる可能性のある試料を選び、改良テリエ法（Thellier and Thellier, 1959; Coe, 1967; Coe et al., 1978）による古地磁気強度測定を行った。実験の手順は前章で述べたものと同様である。

6-1. 古地磁気からみた有村溶岩の噴出時期

南岳南斜面の有村溶岩の分布域では京都大学防災研究所古里観測井と国土交通省有村観測坑道においてボーリングが行われている。桜島南部の有村集落で掘削された古里観測井コア（掘進長約102 m）においては、深度9.2 m以深に溶岩が現われ、深度54.1 mから60.8 mには主に火山砕屑物から成る堆積層が存在し、その下は孔底まで溶岩である。全体としてコアの連続性や岩相変化に乏しいため、フローユニットの判別は困難であるが、少なくとも堆積層の上下の溶岩の間にはある程度の時間間隔があるものと考えられる。古里観測井の約1 km東方では、国土交通省大隅河川国道事務所が有村観測坑道の設置のため、掘進長約10 mから約105 mの4本の垂直ボーリング

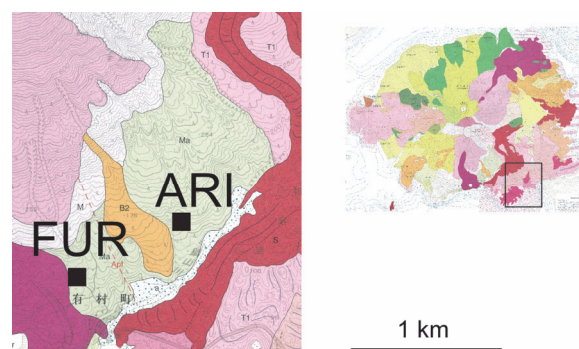


Fig. 6-1 Location of Furusato observation well (FUR) and MLIT Arimura observation tunnel (ARI), plotted on geological map (after Kobayashi *et al.*, 2013; Miki *et al.*, 2000, 2003b).

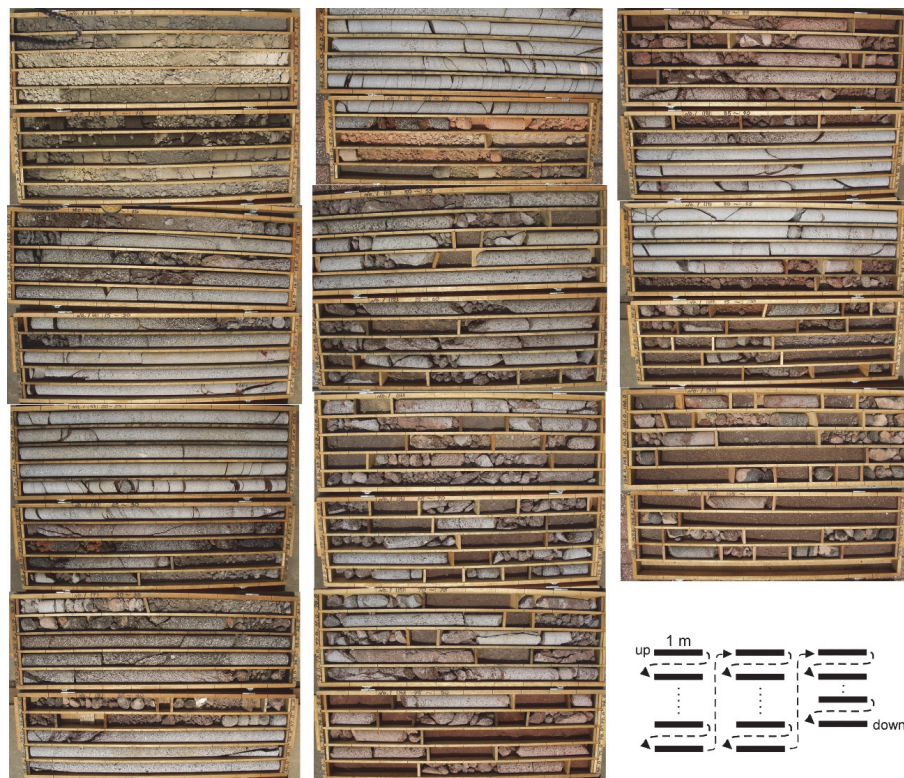


Fig. 6-2 Drilled cores of MLIT Arimura No. 1.

調査を行った．最も長い約105m の掘進長があるNo. 1コア（Fig. 6-2）では，深度約10 m以深から孔底近くまで少なくとも5枚のフローユニットから成る溶岩が現われる．また，何ヶ所かで火砕物が溶岩に挟在しており、50 m深付近のものはやや軽石質で火砕流堆積物と考えられる．これらのボーリング・コアの柱状図はFig.6-6に示した．

古里観測井コアからは13個の試料を採取し，それぞれの試料から複数の試料片を

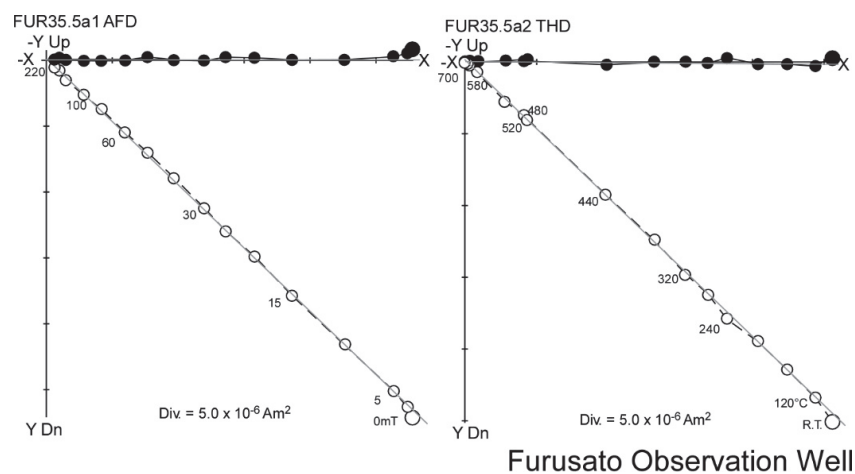


Fig. 6-3 An example of progressive demagnetization experiments of samples from the Fursato observation well. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

整形した．その際，同じ試料から整形した試料片の相対的な偏角がわかるように試料片に仮の方位付けを施した．それぞれの試料から整形した試料片のうち，2個を段階交流消磁，1個を段階熱消磁に供した．段階消磁実験の結果，ほとんどの試料からFig. 6-3に示したように，交流消磁と熱消磁の双方に対して安定なNRM方位を見出すことができたが，2試料のNRMは段階消磁に対して安定した方位を示さず，残りの11試料から特徴的磁化方向の伏角を求めた．これらは消磁方法によらず深度ごとにほぼ同じ値を示す．そのうち2試料は水平に近い異常な低伏角を示した．これら2試料と深度17 m以浅の3試料は，コアの回収率が特に低く1 m以下の長さのコアから採取したものであるため，転動等の影響を被っている可能性がある．

これらを除くと，堆積層の上，深度約54 m以浅では約 45° - 42° の古地磁気伏角を示し，最上部は乱れているものの，下部から上部に向かって古地磁気伏角が次第に浅くなる傾向が認められる．また，堆積層の下，深度約61 m以深では， 30° 前後の低伏角が得られた．古地磁気強度測定は6 試料について行い，深度25.2 mと35.5 mから，い

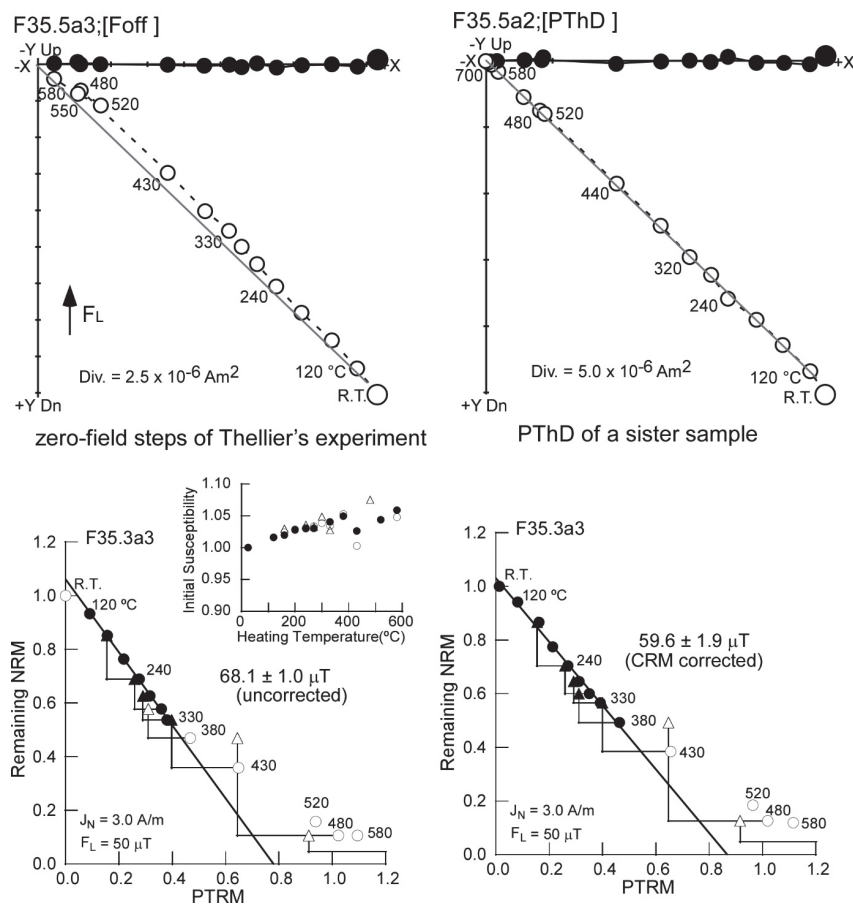


Fig. 6-4 An example of correction for CRM acquired by heating in laboratory field for Thellier's experiments.
Symbols are used in the same manner as Figs. 4-3 and 4-6.

Depth m	n	Range °C	f	g	q	F _L μT	F _E mT	note	
Furusato Observation well									
11.0	-	-	-	-	-	50.0	-	soft component	
25.2	5	110 - 230	0.44	0.75	12.6	50.0	58.6	± 1.5	
35.5	9	RT - 380	0.51	0.87	14.1	50.0	59.6	± 1.9	CRM corrected
67.0	(3	120 - 200	0.10	0.50	269.0	50.0	34.6	± 0.0) n < 4
91.0	(8	120 - 380	0.11	0.84	2.6	50.0	27.1	± 1.0) f < 0.15
97.9	-	-	-	-	-	50.0	-	no linear segment	

Table 6-1 Results of paleointensity determination. Contents are shown in the same manner as Table 4-2.

ずれも 59 μT 前後の古地磁気強度が得られた (Table 6-1). ただし, Fig. 6-4 に示した深度 35.5 m の試料では, 無磁場中加熱後の残留磁化の方位がシスター・サンプルの段階熱消磁実験から期待されるものより, 磁場中加熱の際に加えた磁場の方向にずれる傾向が認められた. これは, 磁場中加熱の際に化学残留磁化と考えられる磁化が獲得されたためと考えられる. そこで, ある磁場中加熱で獲得された化学残留磁化あるいは熱粘性残留磁化は直後 (次の温度ステップ) の無磁場中加熱では消去されない, と

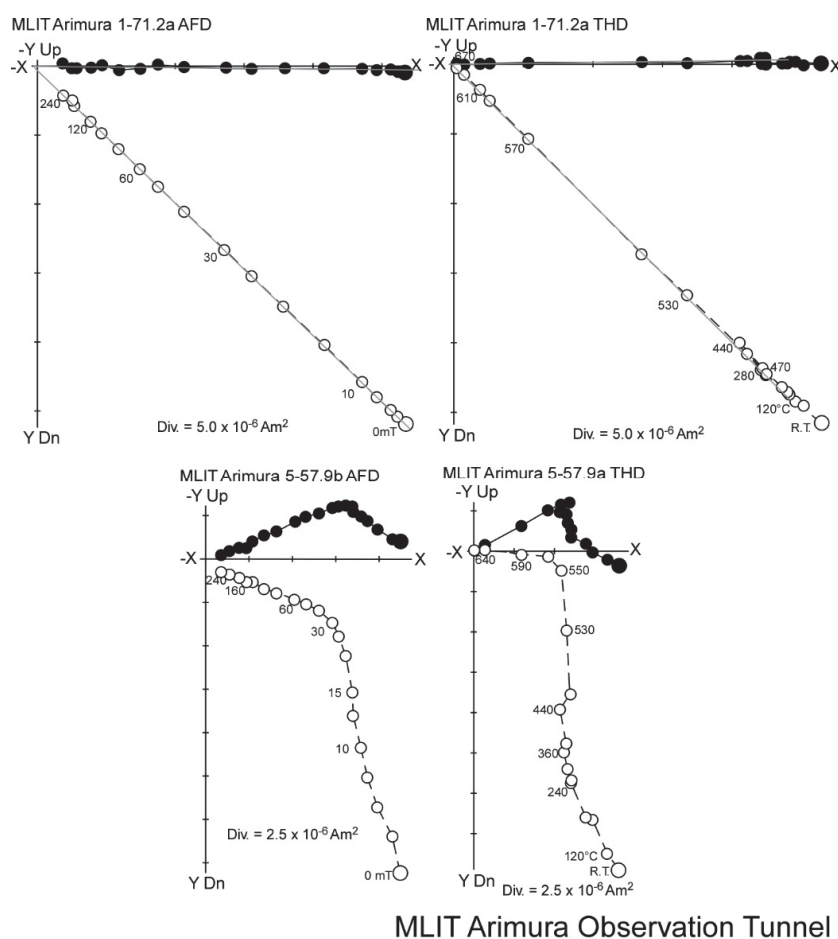


Fig. 6-5 Examples of progressive demagnetization experiments of samples from the MLIT Arimura observation tunnel. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

いう仮定を設けてこれを補正した．この補正を行って求めた古地磁気強度は，補正を行わない場合より1割程度小さく，通常の方法で深度25.2 mの試料から求めた古地磁気強度と一致している．

国土交通省有村観測坑道のボーリング・コアでは，掘進長が長い3本のコアから合計13個の試料を採取し，それぞれの試料から各1個の試料について段階交流消磁および段階熱消磁を行ったところ，11個の試料で古里観測井コアと同様に交流消磁と熱消磁の双方に対して安定なNRM方位が得られ伏角を求めることができたが（Fig. 6-5上段），2試料ではFig. 6-5下段の例のようにNRMは複数の磁化成分から成るが交流消磁と熱消磁のいずれによってもこれらを分離できなかった．なお，これらの試料について

Depth m	Method	Range mT / °C	D °	I °	Depth m	Method	Range mT / °C	D °	I °
Furusato Observation well					MLIT Arimura No. 1				
9.5	AFD	10 - 100	0.2	44.7	23.9	AFD	10 - 220	-2.6	42.5
	AFD	10 - 100	0.2	43.4		ThD	240 - 640	-1.9	42.7
	ThD	340 - 460	0.8	44.1	45.3	AFD	0 - 220	-3.1	43.5
11.0	AFD	40 - 220	0.9	29.4		ThD	200 - 640	-1.9	44.5
	AFD	40 - 220	-1.9	30.2	53.8	AFD	-	-	-
	ThD	280 - 680	19.5	32.1		ThD	-	-	-
15.0	AFD	60 - 220	0.1	3.0	71.2	AFD	5 - 240	0.5	43.9
	AFD	60 - 220	1.5	2.8		ThD	470 - 670	-0.8	44.7
	ThD	500 - 680	4.0	-0.2	91.1	AFD	25 - 160	3.4	43.9
17.0	AFD	15 - 100	-1.4	33.4		ThD	280 - 500	5.3	44.8
	AFD	20 - 100	-0.6	33.9	MLIT Arimura No. 2				
	ThD	240 - 660	1.5	34.5	23.7	AFD	10 - 160	1.3	40.4
25.2	AFD	7.5 - 220	-0.9	42.5		ThD	200 - 640	0.8	40.4
	AFD	10 - 220	-1.1	42.9	47.7	AFD	10 - 140	-1.2	42.4
	ThD	140 - 620	-0.3	42.0		ThD	200 - 640	-0.8	42.6
35.5	AFD	10 - 220	-0.1	43.8	52.4	AFD	5 - 240	0.3	41.8
	AFD	10 - 120	0.4	43.9		ThD	200 - 640	0.3	42.5
	ThD	120 - 700	0.4	43.9	MLIT Arimura No. 5				
45.4	AFD	5 - 220	-0.4	44.7	13.0	AFD	5 - 240	0.7	39.5
	AFD	20 - 100	-2.2	45.0		ThD	160 - 610	-1.0	39.3
	ThD	10 - 680	0.0	44.3	38.4	AFD	5 - 240	-1.9	44.5
63.5	AFD	-	-	-		ThD	200 - 640	-1.4	43.8
	ThD	-	-	-	49.1	AFD	25 - 120	-2.8	42.5
67.0	AFD	60 - 220	-0.7	29.3		ThD	240 - 610	-1.5	42.7
	AFD	40 - 160	-3.9	30.8	57.9	AFD	-	-	-
	ThD	500 - 650	-2.5	27.3		ThD	-	-	-
73.5	AFD	2.5 - 220	0.2	28.5	83.1	AFD	5 - 120	1.5	42.4
	AFD	10 - 220	-0.5	28.6		ThD	320 - 670	0.4	42.5
	ThD	100 - 680	0.7	28.4					
83.5	AFD	-	-	-					
	ThD	-	-	-					
91.0	AFD	2.5 - 220	-2.2	32.0					
	AFD	10 - 100	-0.3	34.4					
	ThD	100 - 680	-0.2	32.3					
97.9	AFD	30 - 220	-0.2	-8.2					
	AFD	30 - 220	-2.4	-11.2					
	ThD	400 - 620	-1.1	-4.5					

Table 6-2 Characteristic NRM directions of lava samples from drilled core.
D: declination (relative value at each depth), I: inclination.

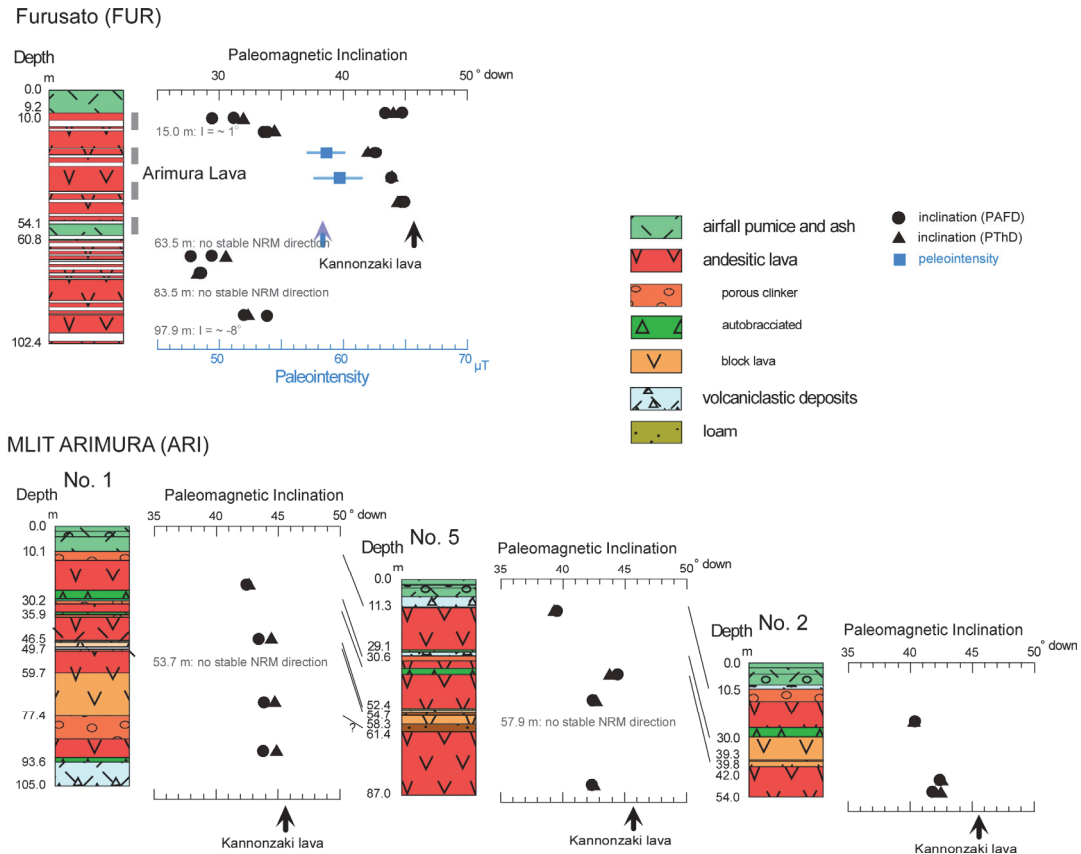


Fig. 6-6 Geological columns and paleomagnetic inclinations and paleointensities of borehole cores drilled at Furusato observation well and MLIT Arimura observation tunnel (after Miki *et al.*, 2000, 2003b).

ては古地磁気強度測定を行っていない。

古里観測井および国土交通省有村観測坑道のボーリング・コアの柱状図と古地磁気伏角をFig. 6-6に示す。国土交通省有村観測坑道の3本のボーリング・コアから得られた古地磁気伏角は、約 44° - 40° であり、下部から上部に向かって古地磁気伏角が次第に浅くなる傾向が認められる。このような古地磁気伏角の変化の特徴は古里観測井コアの約54 m以浅と同様である。一方、古里観測井コアの約61 m以深の溶岩からは、約 30° の低伏角が得られた。このような低伏角は過去約1万年間の地磁気永年変化には認められない。これらのことから、古里観測井コアの約54 m以浅および国土交通省有村観測坑道コアに現われる溶岩は有村溶岩であると考えて差し支えないが、古里観測井コアの深度約61 m以深に現われる溶岩はそれとは異なり、少なくとも1万年より前に噴出したものである可能性がある。このことは、この溶岩から 38 ± 18 kaのK-Ar年代が得られたこと（味喜・他, 2000）や古里観測井下部の溶岩の化学組成が上部とは系統的に異なること（味喜・他, 2003a）などからも支持される。

上記のように、ボーリング・コア試料から得られた有村溶岩の古地磁気伏角は約

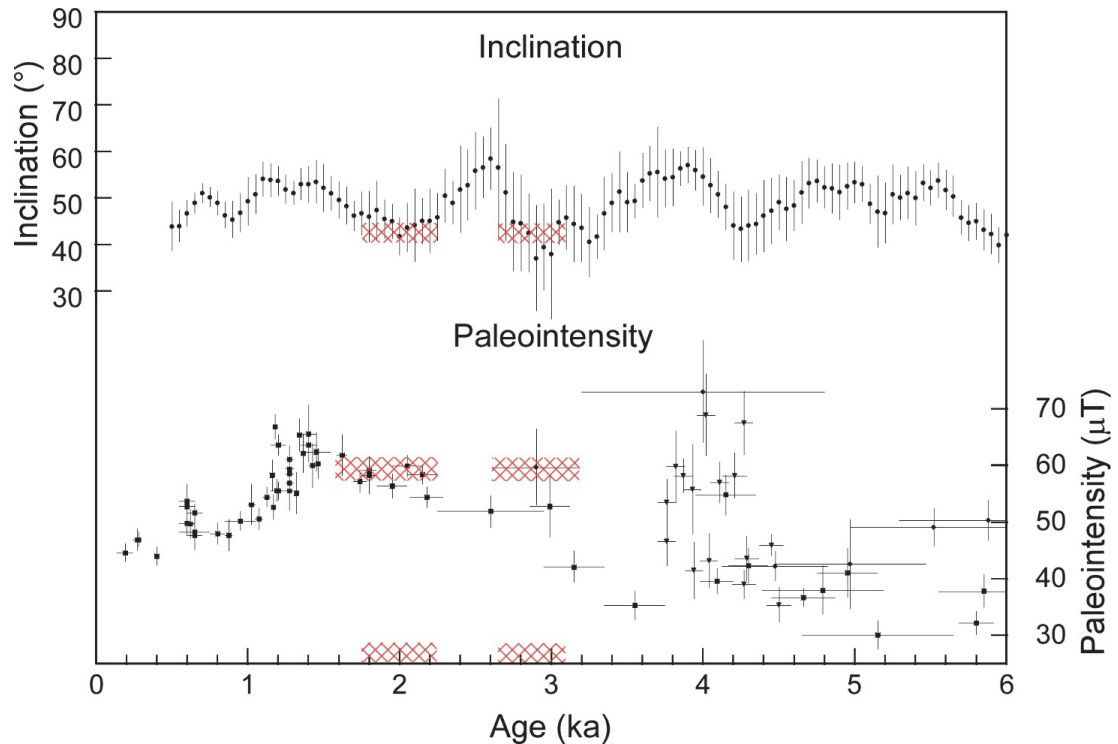


Fig. 6-7 Paleomagnetic inclination and paleointensity of the Arimura lava, obtained from bore-hole cores, plotted on paleo-secular variation of geomagnetic field. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-8. The reference paleo-secular variation data are recalculated as the values at Sakurajima area.

45°-40°, 古地磁気強度は約59 μT であった, これを前章と同様に標準地磁気永年変化と比較したものをFig. 6-7に示す. ただし, ボーリング・コア試料からは偏角の情報が得られず, 古地磁気方位・強度を基準地での値に換算できないため, Fig. 6-7では標準地磁気永年変化の伏角および強度のデータを桜島での値に換算して示してある. 有村溶岩の古地磁気伏角と古地磁気強度の双方が地磁気永年変化と一致するのは, 1.8-2.2 ka頃または2.6-3.1 ka頃であるので, 有村溶岩の噴出時期はこの頃であると推定できる.

有村溶岩は何枚もの薄い溶岩とそれに挟まれる火砕物が累重する地質体である. ボーリング・コア中の有村溶岩相当層において, 古地磁気伏角が下位から上位にかけて約45°から約40°まで漸移する傾向が認められた. 古地磁気伏角のこのような傾向は今回古地磁気測定を行った複数のコアに共通して認められることから, これが地磁気伏角の変化を反映したものである可能性が高い. 古地磁気伏角の変化は, 有村溶岩の多数のフローユニットが互いに大きな時間間隔を経ずに相次いで噴出し, それぞれのフローユニットの噴出時の地磁気伏角がNRMに記録されたことを示していると解釈できる. また, 地磁気伏角の永年変化 (Fig. 19) をみると, 2.6 ka頃から2.2 ka頃は地磁気伏角が深い傾向にあるが, ボーリング・コア試料にはこのような高伏角は認

められないことから、有村溶岩が上で推定した2つの時期にまたがって噴出したとは考え難い。有村溶岩の活動期間は、地磁気伏角が 5° 程度変化するのに要する時間と考えられる。地磁気方位の変化速度は最も速いときで100年間に 10° 程度であるが、有村溶岩の噴出時期と考えられる2 ka頃または3 ka頃には地磁気方位の変化の速度はそれほど速くないようにみえることから、正確な見積もりは困難ではあるが、有村溶岩の活動期間は数百年程度とみられる。つまり、有村溶岩を流出した噴火は、2 ka頃または3 ka頃の数百年の間に溶岩流出を断続的に何度も繰り返した活動であったと考えられる。

6-2. 古地磁気と全岩化学組成によるボーリング・コア中の溶岩の対比

京都大学防災研究所黒神観測井は南岳の東麓の長崎鼻溶岩の分布域に位置する。同観測井の位置をFig. 6-8に、ボーリング・コアの柱状図をFig. 6-10に示す。同観測井のコアでは、地表から深度4.9 mまでは降下軽石・火山灰で、その下には深度104.6 mまで溶岩が分布する。この溶岩はクリンカー部の存在や気泡の分布状況などの岩相変化から溶岩流と考えられ3層のフローユニットが認められる。フローユニット枚の溶岩流の間は一部コアが欠落しており、相互の間の時間関係は肉眼的観察からは不明である。溶岩の下は孔底まで未固結の火砕堆積物であり、240 m深までは全体に同質だがその下は最大数十cmの多様な火山岩塊や軽石を含む。

黒神観測井コアの溶岩から7個の試料を採取し、古地磁気伏角・古地磁気強度を測定した。測定の手順は前節と同様である。段階消磁実験は古里観測井と同様に各深度ごとに2個の試料片を段階交流消磁、1個の試料片を段階熱消磁に供した。消磁実験の結果をFig. 6-9に示す。

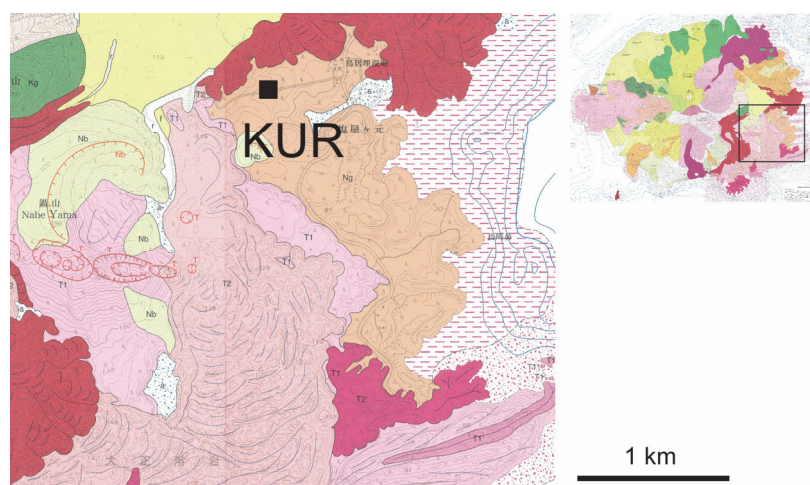


Fig. 6-8 Location of Kurikami observation well (KUR), plotted on geological map (after Kobayashi *et al.*, 2013; Uto *et al.*, 1999).

黒神観測井コアのすべての試料で、交流消磁と熱消磁のいずれによっても安定な NRM 方位を見出すことができた。求められた特徴的磁化方向は消磁方法が異なってもほぼ同じで、すべての試料が約 50° の古地磁気伏角を示した。古地磁気強度は7個中4個の試料から求められ、その内2個の試料では実験室での磁場中加熱の際に化学残留磁化あるいは熱粘性残留磁化と考えられる磁化の獲得が認められたため、前節と同様の補正を行った。得られた古地磁気強度は $58 \mu\text{T}$ 前後で互いに誤差の範囲で一致する。黒神観測井コアから得られた各試料片の特徴的磁化方向と古地磁気強度測定

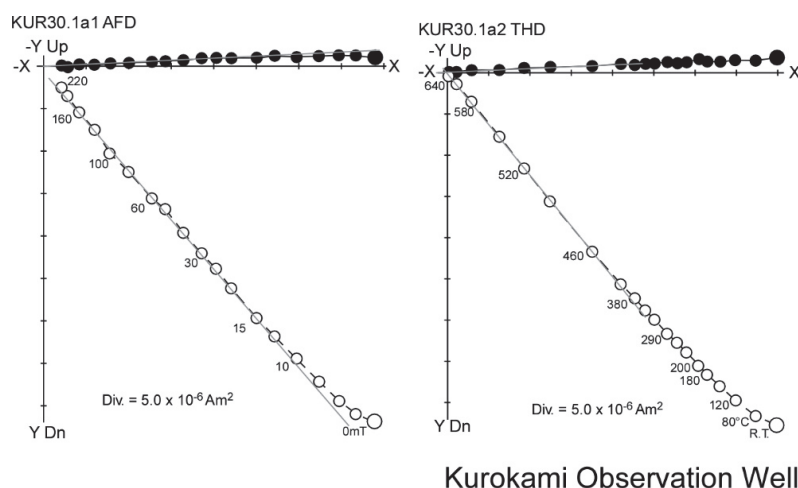


Fig. 6-9 Examples of progressive demagnetization experiments of samples from the Kurokami observation well. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

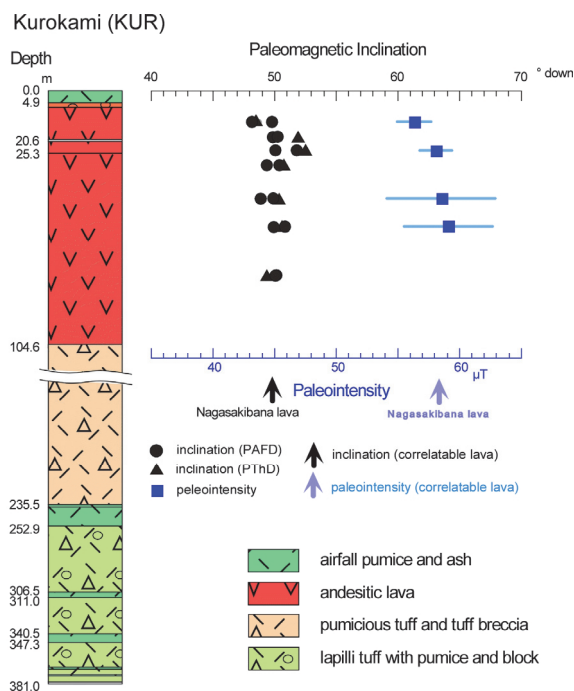


Fig. 6-10 Geological columns and paleomagnetic inclinations and paleointensities of borehole cores drilled at Kurokami observation wells (after Uto *et al.*, 1999).

Depth m	Method	Range mT / °C	D °	I °
Kurokami observation well				
12.8	AFD	120 - 220	0.5	49.8
	AFD	100 - 220	-0.1	48.1
	ThD	230 - 560	1.7	48.4
19.1	AFD	60 - 220	-1.0	50.3
	AFD	60 - 220	-2.2	49.9
	ThD	180 - 560	2.5	52.0
24.4	AFD	40 - 220	1.3	50.0
	AFD	40 - 130	-2.4	51.8
	ThD	150 - 560	5.4	52.5
30.1	AFD	15 - 220	-2.7	49.3
	AFD	20 - 220	-1.5	50.4
	ThD	420 - 610	-2.6	50.9
43.8	AFD	20 - 220	1.5	49.8
	AFD	20 - 220	7.9	48.7
	ThD	180 - 540	1.6	50.2
55.0	AFD	10 - 220	-1.2	50.8
	AFD	15 - 220	-0.5	49.7
	ThD	260 - 610	-1.5	50.5
75.2	AFD	25 - 220	-0.4	50.2
	AFD	40 - 220	-0.8	50.0
	ThD	290 - 610	-3.4	48.8

Table 6-3 Characteristic NRM directions of lava samples from drilled core.
D: declination (relative value at each depth), I: inclination.

Depth m	n	Range °C	f	g	q	F _L μT	F _E mT	note	
Kurokami observation well									
12.8	4	180-270	0.28	0.64	6.4	50.0	56.3	1.4	n < 4
19.1	(3	180-240	0.16	0.49	6.4	50.0	59.4	0.6	
24.4	5	180-300	0.39	0.71	10.4	50.0	58.1	1.3	
30.1	-	-	-	-	-	-	-	-	secondary component
43.8	5	180-300	0.24	0.74	2.0	50.0	58.5	4.4	CRM corrected
55.0	5	180-300	0.22	0.75	2.3	50.0	59.1	3.6	CRM corrected
75.2	-	-	-	-	-	-	-	-	no linear segment

Table 6-4 Results of paleointensity determination. Contents are shown in the same manner as Table 4-2.

結果はTable 6-3およびTable 6-4に示した。この古地磁気伏角および古地磁気強度は前章で示した長崎鼻溶岩とほぼ等しく、黒神観測井コアにみられる合計100 mほどの厚さをもつ3層の溶岩流はすべて長崎鼻溶岩であると考えられる。このことは地表に露出する長崎鼻溶岩とコア中の主要元素組成が一致することからも支持される（味喜・他，2003a）。なお、黒神観測井コア最下部、325.3 m深の安山岩質角礫からは 30 ± 5 kaのK-Ar年代が得られ（宇都・他，1999），前節で述べた古里観測井下部の溶岩のK-Ar年代と共に、桜島の地下に桜島火山の初期（古期北岳期）の噴出物が伏在していることを示唆する。

京都大学防災研究所白浜観測井は、桜島北部の安永溶岩の分布域に位置する（Fig. 6-11のSHR）。同観測井のボーリング・コアの柱状図をFig. 6-14に示す。コアの最上部

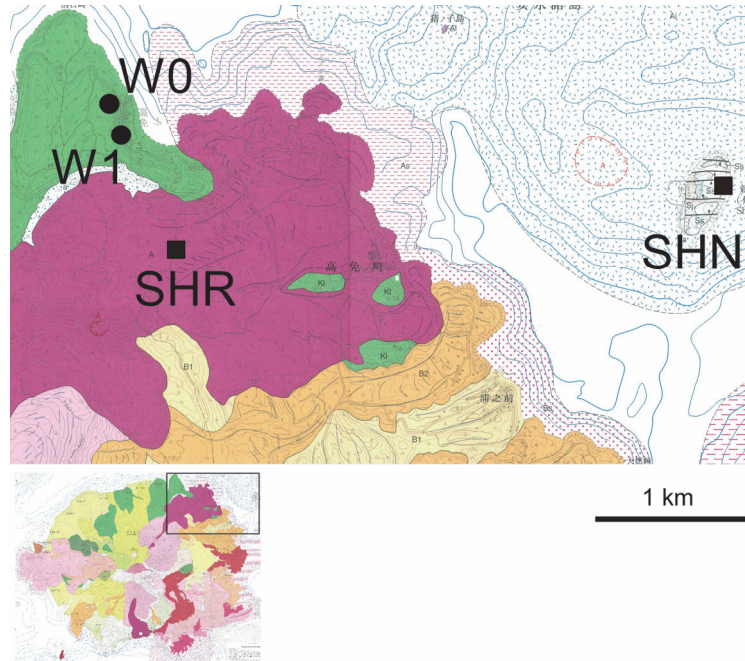


Fig. 6-11 Location of Shirahama observation well (SHR) and Shinjima observation well (SHN), plotted on geological map (after Kobayashi *et al.*, 2013; Uto *et al.*, 2000; Miki *et al.*, 2001, 2003a, b).

約2 mは火山灰層で、その下位には深度102 m付近から約7 mのコア未回収部をはさんで孔底まで溶岩が分布する．深度102 m以浅の溶岩は全体にガラス質で、岩相変化からみて3 - 4枚のフローユニットから成ると考えられる．109 m以深のコアは、赤褐色を呈するやや多孔質の溶岩で、小岩片状あるいは砂状の部分が多い．

白浜観測井コアから合計16個の古地磁気測定用試料を採取し、上述の古里観測井や黒神観測井と同様の手順で段階消磁実験を行った．また、深度102 m以浅の3個の試料について古地磁気強度測定を行ったが、実験室での加熱に伴う試料の変質や熱粘性磁化と考えられる二次磁化の影響が深刻で古地磁気強度を求めることはできなかった．段階消磁実験の結果、深度102 m以浅の溶岩からは交流消磁と熱消磁のいずれによっても安定なNRM方位を見出すことができた (Fig. 6-12の上段)．一方、深度109 m以深の溶岩では2個の試料で熱消磁によって複数の磁化成分が認められるが、交流消磁に対しては直交ベクトル図上で直線的に変化する部分が見られずそれらを十分分離できなかった (Fig. 6-12の下段)．また、深度119.5 mの試料ではいずれの消磁方法でも複数の磁化成分を分離できなかった．この試料以外の試料から得られたNRMの方位はTable 6-6に示した．

Fig. 6-14に白浜観測井コアの古地磁気伏角を示す．深度102 m以浅の古地磁気伏角はフローユニット下部に乱れがあるものの約40°付近に集中するのに対し、109m以深では59°前後を示す．安永溶岩の古地磁気伏角は前章で述べたように約41°で深度102

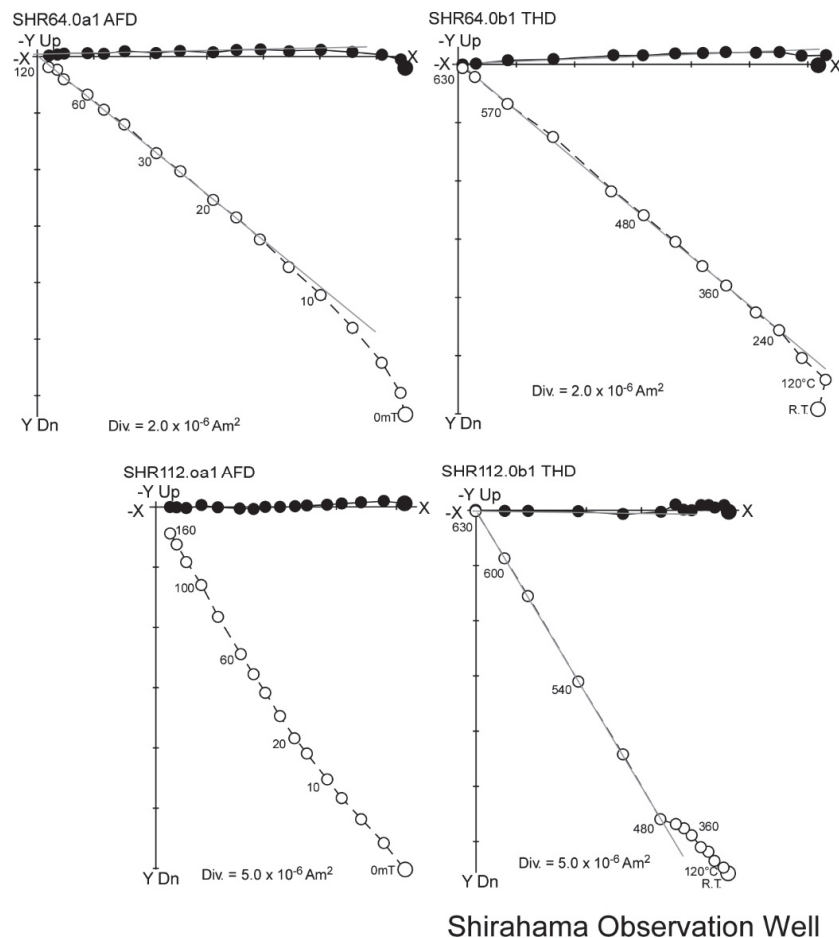


Fig. 6-12 Examples of progressive demagnetization experiments of samples from the Shirahama observation well. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

m以浅の古地磁気伏角とよく一致することから、白浜観測井の地下約100 mは安永溶岩であり、その下位に噴出時期の異なる溶岩が分布しているものと考えられる。白浜観測井の北方の海岸付近の地表に露出する溶岩から2地点 (Fig. 6-11のW0およびW1) で定方位試料を採取し、古地磁気方位測定を行ったところ、その平均伏角は約59°であった (Table 6-5)。この溶岩は、小林・他 (2013) が新期北岳溶岩流としたものの一部で福山 (1978) の割石崎溶岩に相当する。このことから、白浜観測井コアの深度109 m以深の溶岩は福山 (1978) の割石崎溶岩に対比することができた。全岩化学組

Site	n	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	k	Method
Wariishizaki lava						
W0	7	-11.3	57.3	2.0	2509	AFD
W1	5	-14.4	60.9	4.3	974	AFD
mean		-12.8	59.1	8.6	848	

Table 6-5 Site-mean characteristic NRM directions of the Wariishizaki lava. n, D, I, α_{95} , k: see caption of table 4-1.

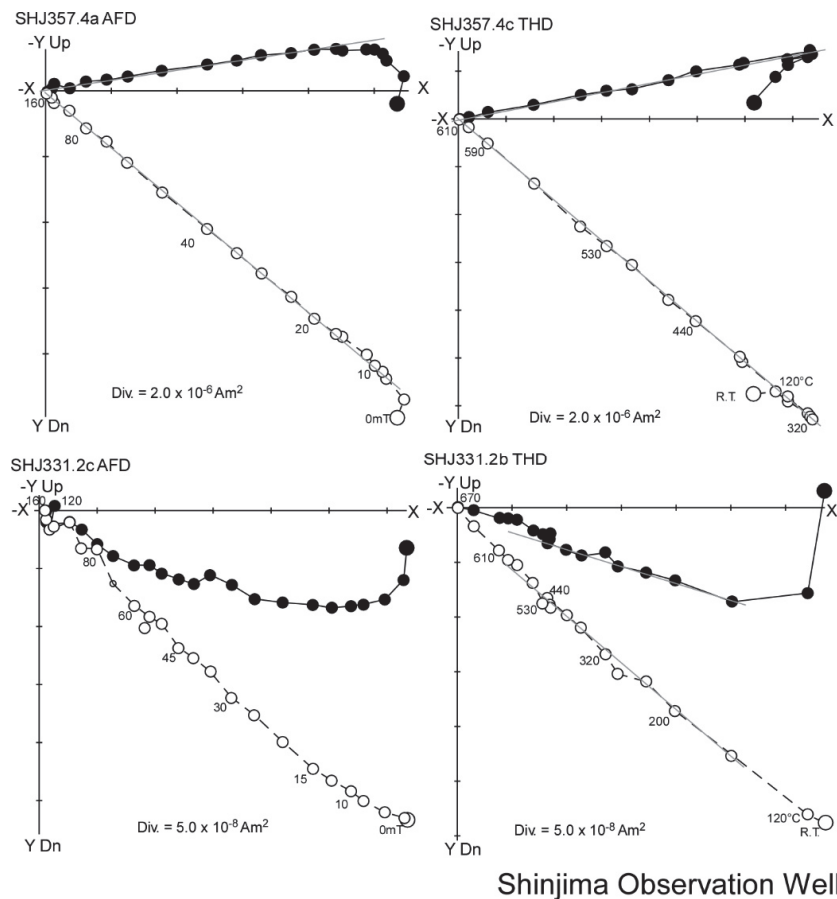


Fig. 6-13 Examples of progressive demagnetization experiments of samples from the Shinjima observation well. Symbols are used in the same manner as Fig. 4-3.

成分分析からは、深度102 m以浅で約65-67 wt.%, 109 m以深で約65 wt. %のSiO₂含量が得られるなど、古地磁気伏角から対比された地表の溶岩とよい一致を示す (Table 7-1)。

京都大学防災研究所新島観測井は、桜島北東海域の新島に位置する (Fig. 6-11のSHN)。新島は安永噴火の際に海底へのマグマの貫入によって出現した新しい島である (小林, 2009)。同観測井のボーリング・コアの柱状図をFig. 6-14に示す。新島観測井コアでは深度約4 mから深度約332 mまで軽石に富み石質の角礫を含む火砕物層であり、火砕物層の下は孔底まで溶岩が分布する。新島観測井コアの溶岩から8個と溶岩と火砕物層の接触部の約1 m上位の熱変質した火砕堆積物から1個の試料を採取し、段階消磁実験を行った。

段階消磁実験の結果、溶岩試料からは交流消磁と熱消磁のいずれによっても安定なNRM方位を得られた (Fig. 6-13の上段)。また、火砕堆積物は溶岩よりNRM強度が小さく、熱消磁で見られる複数の磁化成分が交流消磁では分離できない。古地磁気伏角を求めた。新島観測井ボーリング・コアの試料から得られたNRMの特徴的磁化方

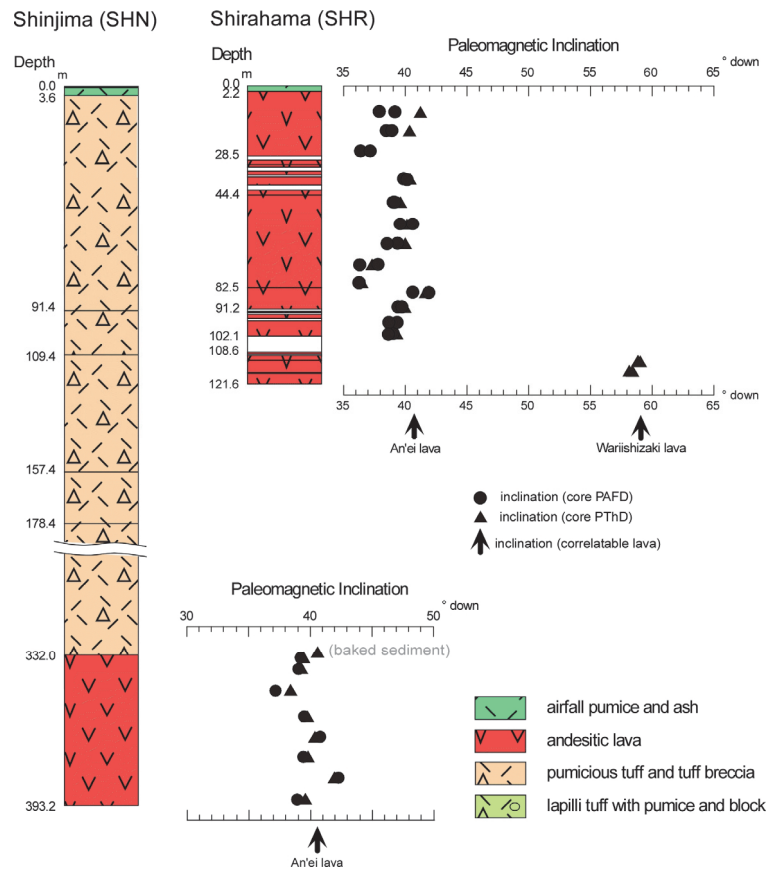


Fig. 6-14 Geological columns and paleomagnetic inclinations and paleointensities of borehole cores drilled at Shinjima and Shirahama observation wells (after Uto *et al.*, 2000, Miki *et al.*, 2001, 2003a, b).

向をTable 6-6に示した。

Fig. 6-14に同コアの柱状図と古地磁気伏角を示す。新島観測井の332 m以深の溶岩の古地磁気伏角は地表の安永溶岩とよく一致する。また、この溶岩と接する火砕物には熱変質が認められ、接触部の約1 m上位の火砕物ではNRMの約440 °C以下でアンブロッキングする成分は溶岩と一致する伏角を示す。また、新島観測井コアの347 m深の溶岩の主要元素組成は、地表に露出する安永溶岩に類似するが、ややSiO₂に乏しいなど、公表されている安永諸島溶岩の組成（荒牧・小林，1986）により近い。これらのことから、新島観測井最下部の溶岩は安永噴火の際に桜島北東の海底地下に貫入した溶岩であろう。

Depth m	Method	Range mT / °C	D °	I °	Depth m	Method	Range mT / °C	D °	I °
Shirahama observashin well					Shirahama observashin well (continued)				
10.2	AFD	7.5 - 220	2.0	39.1	101.0	AFD	10 - 120	-1.7	39.0
	AFD	7.5 - 240	0.4	37.8		AFD	10 - 140	-0.1	38.6
	ThD	300 - 630	0.7	41.2		ThD	240 - 570	1.2	39.2
17.5	AFD	15 - 140	2.1	38.4	112.0	AFD	-	-	-
	AFD	15 - 100	2.8	38.8		ThD	480 - 630	0.8	59.0
	ThD	120 - 630	1.4	40.3		ThD	480 - 630	1.2	59.2
26.3	AFD	20 - 140	-0.1	36.3	116.0	AFD	-	-	-
	AFD	15 - 60	-0.9	37.1		ThD	400 - 630	4.5	58.4
38.0	AFD	15 - 180	-6.4	39.8		ThD	400 - 610	0.6	58.2
	AFD	160 - 140	-7.5	40.0	119.5	AFD	-	-	-
	ThD	240 - 600	-5.6	40.3		ThD	-	-	-
47.2	AFD	15 - 180	1.3	38.9		ThD	-	-	-
	AFD	10 - 60	3.1	38.8	Shinjima observashin well				
	ThD	300 - 630	3.1	39.6	331.2	AFD	-	-	-
56.2	AFD	10 - 220	-1.4	40.4		ThD	160 - 440	17.2	39.1
	AFD	10 - 80	-1.4	39.6	333.5	AFD	10 - 160	0.9	39.3
64.0	AFD	15 - 120	-1.3	39.3		ThD	280 - 640	0.9	39.5
	AFD	20 - 100	-4.2	38.5	337.9	AFD	15 - 140	-5.0	39.2
	ThD	240 - 630	-2.3	39.9		ThD	320 - 610	-5.5	39.3
72.9	AFD	12.5 - 100	-2.9	37.8	346.8	AFD	10 - 100	8.7	37.2
	AFD	10 - 60	-7.0	36.3		ThD	320 - 640	9.7	38.4
	ThD	300 - 600	-5.2	37.3	357.4	AFD	20 - 160	-8.7	39.5
80.2	AFD	7.5 - 60	-1.2	36.3		ThD	320-640	-10.9	39.8
	AFD	10 - 60	0.3	36.3	365.5	AFD	10-240	9.3	39.5
	ThD	300 - 630	1.4	36.4		ThD	320-610	12.9	39.8
84.1	AFD	15 - 180	2.0	40.6	373.7	AFD	10-100	8.8	40.7
	AFD	10 - 140	-0.1	41.9		ThD	320-610	8.8	40.4
	ThD	400 - 600	-1.8	41.6	382.3	AFD	10-100	9.8	42.2
90.0	AFD	20 - 220	-0.3	39.4		ThD	320-610	10.8	41.9
	AFD	10 - 140	-0.5	39.7	391.0	AFD	7.5-100	-2.2	39.0
	ThD	300 - 630	2.1	39.9		ThD	320-610	-1.4	39.6
96.4	AFD	15 - 160	-0.7	39.2					
	AFD	30 - 140	0.0	38.7					
	ThD	300 - 570	0.8	38.8					

Table 6-6 Characteristic NRM directions of lava samples from drilled core.
D: declination (relative value at each depth), I: inclination.

7. 桜島・南岳の噴火史

7-1. 噴出物の全岩主要元素組成の時間変化

味喜・他（2003a）は、火山観測井のボーリング・コアや地表に露出する溶岩について古地磁気測定とともに蛍光X線法による全岩主要元素組成分析を行い、有史時代の溶岩やボーリング・コアから得られた桜島火山初期の噴出物と考えられる溶岩には、先史時代の南岳や北岳の噴出物と比べて P_2O_5 や TiO_2 に富む傾向があることを指摘した。さらに、宇都・他（2005）は、主要成分の分析値を追加し、桜島火山のマグマ組成の時間変化を論じた。Table 7-1に味喜・他（2003a, 2012）および宇都・他（2005）による全岩主要成分組成を示した。桜島火山のマグマ組成の時間変化をより明らかにするために、Table 7-1に示した分析値に高橋・他（2011）による分析値を加え、横

Sample ID	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Kurokami core										
-24.1m	62.90	0.80	16.60	5.92	0.13	2.14	5.90	3.58	1.86	0.17
-227.3m rubble	63.64	0.75	17.09	5.27	0.11	1.71	5.51	3.85	1.89	0.18
Furusato core										
-19.8m	62.22	0.74	16.83	6.10	0.14	2.46	6.12	3.45	1.81	0.15
-25.4m	62.50	0.76	16.75	6.06	0.14	2.37	5.94	3.45	1.87	0.14
-43.3m	62.55	0.72	17.03	5.88	0.13	2.19	6.04	3.52	1.79	0.14
-46.5m	62.53	0.74	16.88	5.95	0.14	2.30	6.02	3.46	1.83	0.15
-50.6m	62.84	0.74	16.80	5.83	0.15	2.21	5.93	3.51	1.86	0.15
-53.3m	62.84	0.73	16.88	5.84	0.15	2.18	5.93	3.46	1.84	0.15
-82.4m	63.93	0.82	16.72	5.62	0.15	1.54	5.34	3.86	1.84	0.19
-93.3m	64.16	0.82	16.49	5.68	0.15	1.57	5.32	3.77	1.86	0.20
-97.8m	64.00	0.80	16.49	5.71	0.14	1.56	5.42	3.83	1.85	0.20
MLIT Arimura core										
No.1 -23.9m	62.34	0.74	16.59	6.19	0.13	2.56	6.13	3.41	1.76	0.15
-44.8m	61.73	0.75	16.53	6.60	0.15	2.81	6.25	3.34	1.70	0.14
-53.9m	61.67	0.76	17.00	6.30	0.14	2.53	6.40	3.41	1.62	0.16
-60.9m	61.84	0.74	17.05	6.17	0.14	2.43	6.47	3.38	1.62	0.16
-71.1m	61.53	0.75	17.00	6.31	0.14	2.54	6.58	3.44	1.55	0.16
-91.0m	62.30	0.72	16.51	6.20	0.15	2.58	6.35	3.45	1.61	0.15
No.2 -23.8m	62.10	0.76	16.49	6.45	0.14	2.70	6.10	3.38	1.72	0.15
-47.9m	62.07	0.75	16.68	6.34	0.13	2.61	6.16	3.38	1.74	0.14
No.5 -24.9m	62.17	0.74	16.77	6.15	0.14	2.56	6.19	3.40	1.74	0.15
-48.0m	62.14	0.73	16.78	6.18	0.13	2.65	6.16	3.35	1.74	0.14
-37.0m	62.18	0.75	16.62	6.31	0.14	2.60	6.11	3.40	1.74	0.15
-57.8m	60.86	0.76	16.99	6.70	0.16	2.91	6.66	3.21	1.60	0.15
-83.0m	61.20	0.76	16.84	6.64	0.14	2.72	6.59	3.43	1.54	0.15
Shirahama core										
-10.4m	65.15	0.83	16.06	5.32	0.14	1.46	4.76	3.90	2.19	0.21
-17.6m	65.19	0.84	15.92	5.38	0.13	1.38	4.79	4.07	2.10	0.20
-42.9m	66.50	0.81	15.57	5.05	0.13	1.15	4.21	4.07	2.30	0.21
-46.1m	66.63	0.80	15.51	5.03	0.13	1.16	4.10	4.09	2.34	0.20
-79.9m	66.72	0.80	15.50	4.95	0.13	1.16	4.11	4.10	2.33	0.20
-88.7m	65.01	0.82	16.14	5.28	0.13	1.37	4.80	4.14	2.10	0.20
-100.9m	64.95	0.83	16.20	5.38	0.14	1.43	4.80	3.98	2.11	0.19
-112.6m	65.67	0.68	16.27	4.86	0.13	1.64	4.80	3.56	2.24	0.14
Shinjima core										
-346.9m	63.86	0.86	16.32	5.88	0.15	1.67	5.28	3.88	1.91	0.21

Table 7-1 Major element compositions (wt. %) of lavas, collected from bore-hole cores and ground surface in Sakurajima volcano (after Miki *et al.*, 2003a, 2012; Uto *et al.*, 2005).

Sample ID (depth)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Harutayama core										
-54.0m	67.46	0.62	16.13	3.98	0.11	1.18	4.21	3.83	2.34	0.15
-71.0m	67.39	0.62	16.03	4.04	0.12	1.21	4.21	3.88	2.34	0.15
-83.6m	67.03	0.64	16.04	4.23	0.12	1.27	4.37	3.81	2.35	0.14
-149.5m	67.31	0.63	16.02	4.09	0.12	1.22	4.20	3.94	2.33	0.16
-222.1m	67.60	0.61	15.94	4.01	0.11	1.15	4.14	3.91	2.37	0.15
-289.2m	67.36	0.62	16.03	4.07	0.11	1.16	4.22	3.89	2.37	0.14
-305.6m	67.29	0.62	16.26	4.01	0.10	1.13	4.20	3.87	2.37	0.14
An'ei lava										
KAG0105	65.04	0.83	16.00	5.37	0.14	1.43	4.84	4.05	2.11	0.21
KAG03103	65.53	0.82	15.51	5.53	0.13	1.55	4.61	4.03	2.09	0.20
Bunmei lava										
KAG03101	66.76	0.81	15.11	5.27	0.14	1.32	4.00	4.10	2.30	0.20
MIKI-O1*	67.38	0.77	15.06	4.84	0.13	1.17	3.96	4.16	2.34	0.19
Ohira lava										
KAG03109	64.52	0.80	16.33	5.45	0.12	1.58	5.12	3.88	2.02	0.20
KAG03110	64.56	0.81	16.10	5.59	0.13	1.60	5.09	3.90	2.03	0.20
MIKI-O0	64.71	0.77	16.33	5.31	0.13	1.41	5.20	3.92	2.02	0.20
MIKI-O2	64.75	0.77	16.27	5.25	0.13	1.46	5.18	3.95	2.04	0.20
MIKI-O3	64.73	0.77	16.25	5.30	0.13	1.45	5.21	3.94	2.03	0.20
MIKI-O4	64.73	0.78	16.21	5.33	0.13	1.48	5.15	3.94	2.03	0.20
Nagasakibana lava										
MIKI-NGB-N0	62.46	0.82	16.80	6.05	0.13	2.11	6.13	3.51	1.82	0.17
MIKI-NGB-N1	62.81	0.81	16.60	5.98	0.13	2.15	5.92	3.57	1.88	0.16
KOBA-NGB-1	62.36	0.82	16.72	6.14	0.13	2.25	6.04	3.54	1.82	0.18
KOBA-NGB-2	62.51	0.81	16.77	6.07	0.13	2.16	6.04	3.53	1.81	0.17
KOBA-NGB-3	62.63	0.81	16.74	5.97	0.13	2.13	6.06	3.54	1.82	0.17
Wariishizaki lava										
KAG0104A	64.85	0.70	16.59	5.09	0.13	1.74	5.03	3.59	2.13	0.14
Osakibana andesite										
KAG9803	64.43	0.76	15.74	5.85	0.12	1.92	5.41	3.90	1.71	0.16
Ryugamizu andesite										
KAG0101	64.37	0.73	16.38	5.67	0.11	2.28	4.73	3.41	2.17	0.13
KAG0102	64.29	0.70	16.10	5.54	0.11	2.29	5.13	3.55	2.14	0.13
KAG0103	63.86	0.70	16.42	5.61	0.11	2.40	5.26	3.45	2.06	0.13

Table 7-1 (continued).

軸に推定した噴火時期を入れて化学組成の変化を検討した。過去約9000年間の桜島の噴出物のSiO₂含量の時間変化をFig. 7-1に示す。

図では、古期南岳の溶岩類の年代は前章までに明らかになったものを用い、噴火時期が確定していない有村溶岩とその相当層（後述）、および観音崎溶岩はそれぞれ仮に2.9 ka、および3.1 kaとした。降下軽石層の年代はOkuno (2002) による¹⁴C年代に従って、P11を8.0 ka、P10を7.7 ka、P9を7.5 ka、およびP8を6.5 kaとした。¹⁴C年代と層序が矛盾するP5とP7については、P5および同時に噴出したと考えられる火砕流堆積物の年代を5.6 ka、P7を仮に6.0 kaとした。

また、新时期北岳溶岩流の年代は、前章で述べた割石崎溶岩の古地磁気方位が地磁気永年変化と一致する年代として、仮に7.5 kaとした。権現山やハルタ山など北岳山腹の溶岩の噴出時期は、小林・他 (2013) にしたがってP12降下軽石と同じ9.0 kaとした。

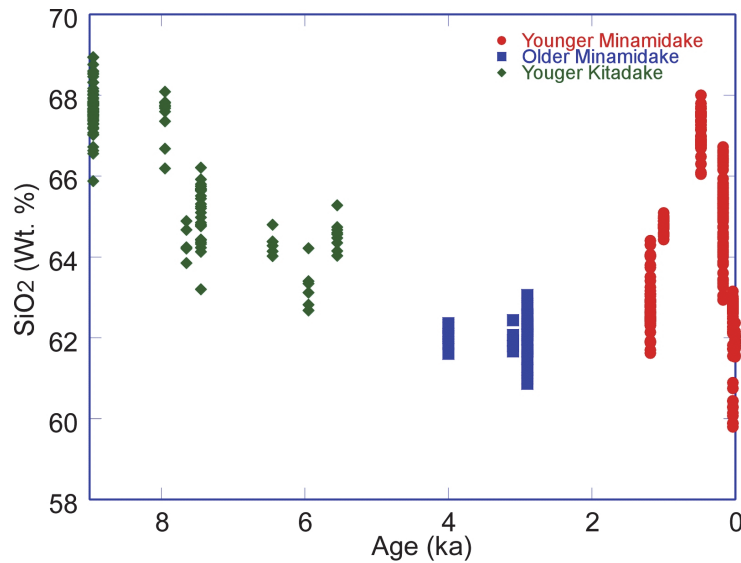


Fig. 7-1 Temporal variation of SiO₂ content in Sakurajima volcanic ejecta. Data from Miki *et al.*, 2003a, 2012; Uto *et al.*, 2005; and Takahashi *et al.*, 2011.

Fig. 7-1からは、新期北岳期から古期南岳期にかけて徐々に噴出物のSiO₂含量が減少し、より苦鉄質になる傾向があることがみてとれる。また、新期南岳期（有史時代）の噴出物の化学組成変化の特徴として、文明噴火以降時間とともにより苦鉄質になることは知られていたが、天平宝字噴火から文明噴火までは逆に時間とともにより珪長質になり、組成変化の速度も古期南岳期までより速くなったように見える。

Fig. 7-2にSiO₂に対する各主要元素の含量を示す。桜島の噴出物は、SiO₂含量がおおよそ59 - 69 wt. %の組成範囲を示す中性安山岩ないしデイサイトである。図からわかるように、噴火時期の違いで化学組成に有意な差が認められる。

まず、約13 ka以降に噴出した新期北岳期の噴出物および活動火口が北岳から南岳に移って以降約2 kaまで（古期南岳期）の噴出物は、SiO₂に対する他の主要元素組成が同一のトレンド上にある。それに対して南岳の有史時代（新期南岳期）の噴出物の主要元素組成は、それとは異なるトレンドを示す。新期南岳期の噴出物は、以前の古期南岳および新期北岳噴出物に対して、同じSiO₂含量で比較すると、系統的にTiO₂, FeO, Na₂O, P₂O₅に富み、逆にMgO, CaOに乏しい。例えば、この傾向が特に顕著なTiO₂でみると、有史時代の噴出物では、SiO₂含量の違いにかかわらず、TiO₂含量は約0.8 wt.%とほぼ一定の値をとるのに対し、先史時代の噴出物では、SiO₂含量の増加に伴いTiO₂含量が明瞭に減少する。このことから、有史時代に入って桜島のマグマ供給系が変化したことは明らかである。一方、30 ± 5 kaのK-Ar年代が得られた黒神観測井コア最下部の安山岩質角礫や38 ± 12 kaのK-Ar年代が得られた古里観測井下部のデイサイト質溶岩の化学組成は有史時代噴出物と同じ特徴を有している。このことは、桜島の

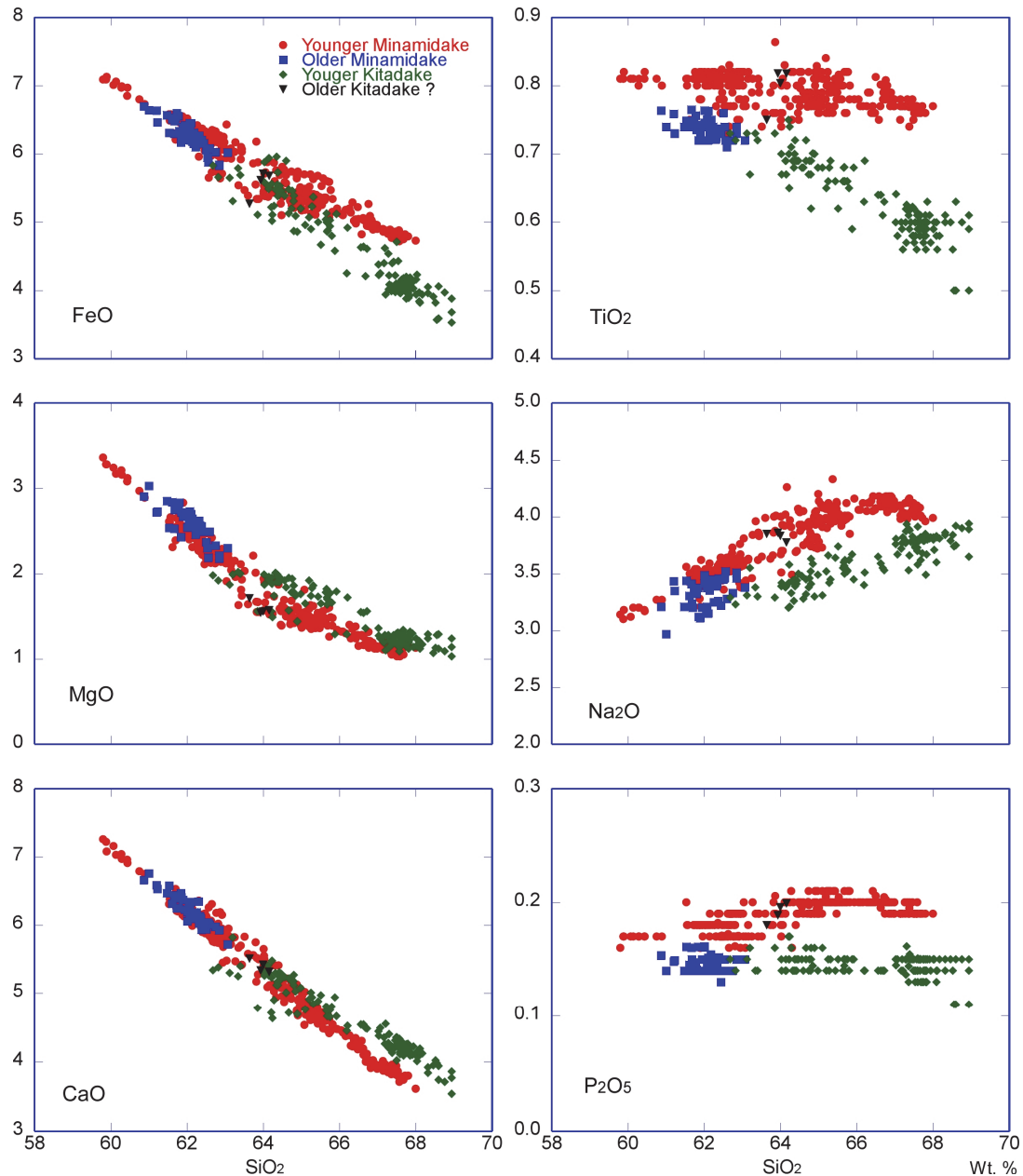


Fig. 7-2 Major element chemical variation in Sakurajima volcanic ejecta. Data from Miki *et al.*, 2003a, 2012; Uto *et al.*, 2005, and Takahashi *et al.*, 2011).

初期（おそらく古期北岳期）にも、現在と同じような化学的特徴を持ったマグマの活動による溶岩流出を伴う噴火があったことを示すと考えられる。

Takahashi *et al.*, (2013)は、これらの組成変化をさらに詳細に検討し、天平宝字噴火噴出物、大平溶岩と文明噴火噴出物および安永噴火噴出物のうち陸域の噴出物、および安永噴火時に海域地下に貫入した溶岩と大正噴火噴出物および昭和溶岩、の3者の組成変化トレンドがそれぞれ異なることからこれらが異なる珪長質端成分マグマに由来することを示し、新期南岳期においては珪長質端成分マグマ供給系の持続時間

はそれぞれ数百年程度の短いものであったと結論づけた。

7-2. 古期南岳火山体の形成過程

本節と次節では、桜島・南岳の噴火史について考察する。噴出物の年代や噴火様式の変遷をFig. 7-4にまとめた。

南岳火山の円錐丘は概ね古期南岳期の溶岩類、なかでも多数の比較的薄い溶岩流が累重した有村溶岩や黒神川溶岩などで占められている。小林・他(2013)では地表で直接連続性が確認できないことから有村溶岩と黒神川溶岩は区別されているが、福山(1978)や山口(1927, 1975)がこれらを同一視したように、岩相や産状あるいは化学組成では区別できない。また、小林・他(2013)が南岳主成層火山体とした(引ノ平に接する)南岳西側の斜面の基底付近には、有村溶岩と同時期と推定される溶岩地形が認められる。これまでみてきたように、有村溶岩は溶岩流出を何度も繰り返したのと考えられ、個々の溶岩流はそのときの低地に向かって流れることを考えると、南岳付近の高所から噴出した溶岩がすべて南方だけに流下して高さを増していったとは考え難い。南岳の北には古い北岳の山体があるので北方への流下は考慮する必要はないが、東方や西方へは有村溶岩の形成と同時期に溶岩が流下して南岳を中心とする円錐丘を次第に形成していったのと考えられる。黒神川溶岩や南岳西方に流下したと考えられる溶岩の年代は直接得られていないが、上の推論にしたがえば、その大半は有村溶岩とほぼ同時に形成されたと考えられる。前章で述べたように、有村溶岩の噴出は数百年程度の間に起きたと考えられ、南岳の円錐丘は数百年程度の短期間に急速に成長したと考えられる。

また、有村溶岩と観音崎溶岩の年代はともに約2または3 ka頃と推定された。これらが2 ka頃と3 ka頃にそれぞれ噴出したのか、あるいは、2 ka頃または3 ka頃のいずれかの時期に有村溶岩と観音崎溶岩の双方が噴出したのかを明確に示す証拠は得られていない。しかし、有村溶岩の下部の古地磁気伏角が観音崎溶岩とほぼ同じで、2 ka頃と3 ka頃の間のそれより深い伏角が見られないことを考えると、これらは2 ka頃または3 ka頃に相次いで噴出した可能性がある。

古期南岳の活動は、南岳火山砂の ^{14}C 年代から4.5 ka頃に始まったと考えられる。古期南岳の溶岩類は、宮元溶岩から推定された4 ka頃と、観音崎溶岩および有村溶岩の年代と考えられる3 ka頃および2 ka頃の2つあるいは3つの時期に噴出したらしい。南岳の円錐丘が形成される前に噴出した溶岩である宮元溶岩および観音崎溶岩は、北岳の南山腹に開いた火口から流出し、山腹斜面を流れ下って山麓で扇状地状の地形を形成したと考えられる。続いて有村溶岩とその相当層を構成する多数の溶岩流が現在の南岳の位置付近から数百年間のうちに断続的に流出し、円錐丘を形成した。したがって、古期南岳火山体は3 ka頃か遅くとも2 ka頃までにはほぼ現在のような形にまで成長したと考えられる。一方、桜島内で数mの厚さで堆積する南岳火山砂の存在

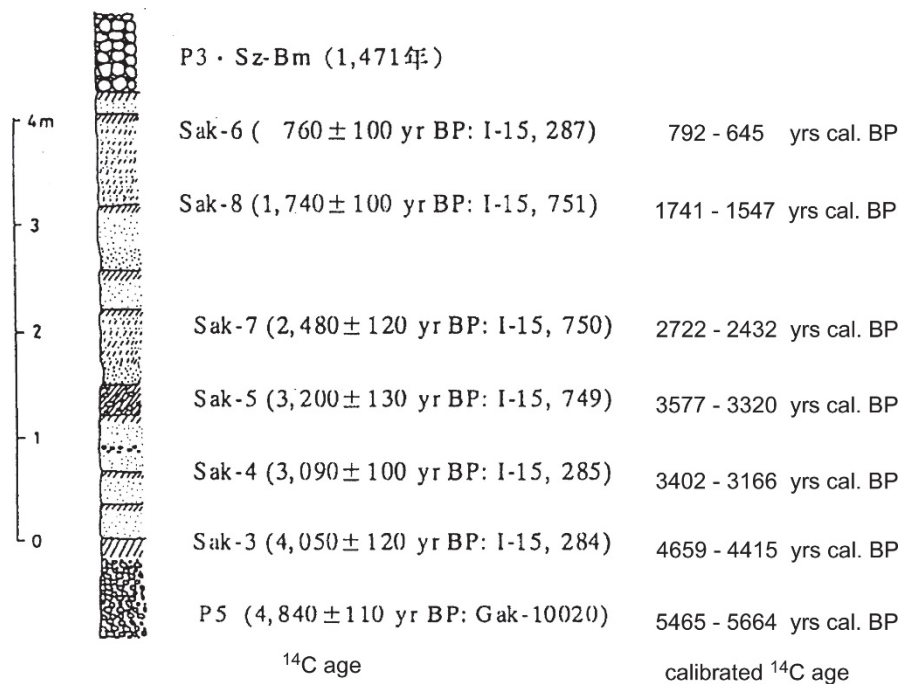


Fig. 7-3 Tephra section and ^{14}C ages of Minamidake volcanic sand.
Calib Rev 7.0.2 (© Stuiver and Reimer, 1986-2014; Stuiver and Reimer, 1993) was used for calibration of ^{14}C ages.

は、激しいブルカノ式噴火が発生していたことを示唆する。また、国土交通省有村観測坑道のボーリング・コアでは比較的薄い火砕流堆積物と考えられる火砕物層が見つかっていることから、小規模な軽石噴火も発生していたかもしれない。小林・江崎 (1999) が放射炭素年代を得た南岳火山砂の露頭では、3 ka前後の年代を示すSak-4, Sak-5およびSak-7の腐植土を挟む火山灰層が特に厚く (Fig. 7-3), ブルカノ式噴火はこの時期に特に活発だったことが推定され、その後1.6 ka頃まで断続的なブルカノ式噴火が継続したと考えられる。

7-3. 新期南岳の噴火史

A.D. 764年の天平宝字噴火に始まる新期南岳期は、南岳山頂火口を中心に円錐丘を成長させた古期南岳期の火山活動と比べると、山腹あるいは山麓から流出した大規模な溶岩流が山麓を広く埋めて火山体の裾野を広げるような活動が特徴である。特に天平宝字噴火、文明噴火 (A.D. 1471-1476), 安永噴火 (A.D. 1779-1782), および大正噴火 (A.D. 1914-1915) では古期南岳期には見られなかったプリニー式噴火による多量の軽石の放出を伴っている。

長崎鼻溶岩は、京都大学防災研究所黒神観測井において約100 mもの厚さがあり、小林・他 (2013) が示したように、その延長が海域に広い面積を占める。このことから、天平宝字噴火はこれまで考えられていたより0.3 km³ DREより噴火規模が大きい可能性がある。

文明噴火の詳細は必ずしも明らかになっていないが、味喜・他（2012）は、南岳南西斜面の持木川左岸（Fig. 5-1の地点O1）で採取した試料の古地磁気方位と主要元素組成が文明溶岩と一致することから、これが文明溶岩であることを指摘した。この地点で採取した溶岩は、層厚数mの薄い溶岩流で、地点O3やO4の溶岩が大平溶岩と考えられることから、桜島南西部の海岸付近に露出する文明溶岩の岩体と連続していないことは明らかであり、南岳南西斜面の火口周辺に分布する小規模な溶岩流であると考えられる。また、高橋・他（2011）も南岳南斜面で主要元素組成から文明溶岩と考えられる小規模な溶岩を見出した。文明噴火では、桜島の北東および南西の海岸付近を埋める比較的大規模な溶岩を流出したものとは異なる火口からごく小規模な溶岩を流出していたものと考えられる。

安井・他（2007）は、大正溶岩の個々の火口やフローユニットを識別し、フローユニット間の層序関係および個別の噴出物の組織や含まれる結晶の形状などをもとに、噴火の推移を詳細に示した。それによると、大正噴火の推移は次の3段階を経た。まず、南岳を挟む両山腹に割れ目状に火口列が生じ、プリニー式噴火が発生して火口周辺に多量の軽石を降らせ火砕丘を形成し、さらにその火砕丘が火砕成溶岩として流下した。その後、火山灰の放出を伴う断続的な溶岩流出が起こり、続いてより穏やか

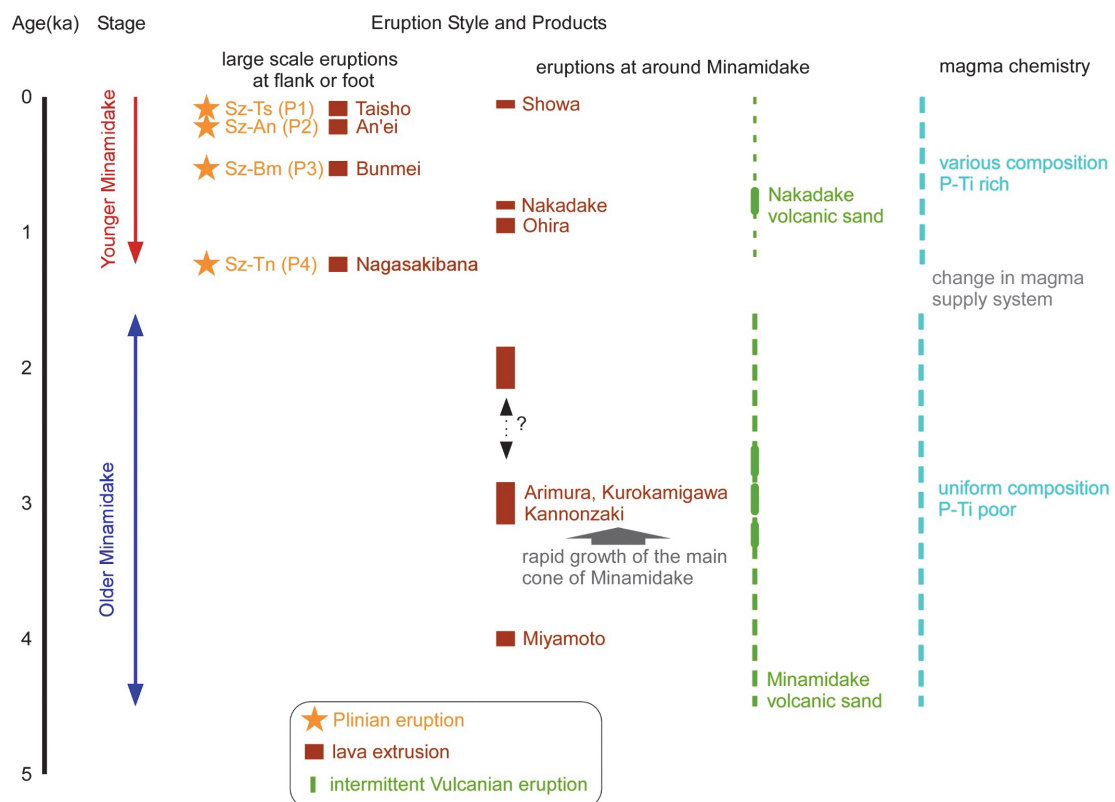


Fig. 25 Schematic diagram of eruptive history of Minamidake in Sakurajima.

な溶岩溢流に移行した。それぞれの段階の継続時間は30数時間、約2週間、最大20ヶ月程度と考えられる。

大正噴火の際にはいわゆる二次溶岩流が流出したことが知られている。綿貫・他（2003）は地形や大正噴火当時の写真記録の解析から大正溶岩のいわゆる二次溶岩流の詳細な分布と流出時期および体積を明らかにした。また、安井・他（2007）は、二次溶岩流とされているものの一部のユニットの体積が一旦定置した溶岩から全て供給されたとしては大きすぎることから、溶岩トンネルを通じて火口から直接マグマが供給されたと考えた。

Yasui *et al.*, (2013)は、安永噴火の噴出物について安井・他（2007）と同様の解析を行い、安永噴火においても、大正噴火の最初の2段階とほぼ同様の推移をたどったが、噴火の最終段階においては大正噴火が陸上での比較的静穏な溶岩の流出であったのに対し、安永噴火では桜島の北東海域での海底噴火に移行した点で異なることを示した。

このように、新期南岳期（有史時代）の噴火活動は、大局的には山腹あるいは山麓に新たに開いた火口からのプリニー式噴火を伴う大規模な溶岩流出が際立った特徴であるといえる。その一方で、大平溶岩は、南岳火口を中心とする扇形に広がる多数のローブを持ち、また、山口（1927, 1975）が指摘するようにこの溶岩が南岳南西斜面だけでなく南岳の円錐丘の表層の高所に広く分布しているとすると、その噴火は前節で述べた有村溶岩とその相当層のように山頂火口から比較的小規模な溶岩流を繰り返し流出したものであった可能性が高い。また、中岳の活動や1950年以降の南岳山頂火口の噴火活動のような激しいブルカノ式噴火、あるいは昭和溶岩のようなプリニー式噴火を伴わない比較的小規模な溶岩流出も起こっている。これらはすべて最近1300年間の地質学的にはきわめて短期間に発生しており、噴火様式の多様さも新期南岳期の特徴であるといえる。このことは、防災上の観点からは、将来起こりうる事象として多様な噴火様式を想定する必要性を示すものである。

8. まとめ

本研究では以下のようなことが明らかになった。

- 1) 溶岩の年代決定法として、古地磁気学的年代推定法は有用であり、可能な年代の選択肢を絞る手段として古地磁気強度を古地磁気方位と併せて用いることは有効であるが、それでも単一の推定年代が得られないこともある。
- 2) 間接的な証拠から有史時代の噴出と考えられていた桜島・南岳の2つの溶岩の古地磁気学的推定年代は、長崎鼻溶岩がA. D. 8世紀後半、大平溶岩がA. D. 9世紀後半から11世紀前半と求められ、他の証拠から推定されていた年代と合致する。
- 3) 噴出年代が知られていなかった桜島・古期南岳の溶岩に古地磁気学的年代推定を適用し、宮元溶岩から約4千年前、観音崎溶岩および有村溶岩からいずれも約2千年前または約3千年前、との推定年代を得た。
- 4) ボーリング・コアから得られた有村溶岩の伏角変化から、有村溶岩は数百年間のあいだに断続的な溶岩流出を繰り返して形成されたと考えられる。
- 5) 天平宝字噴火以降の噴出物の化学組成は、 TiO_2 や P_2O_5 に富むなどそれ以前とは明白に異なっており、マグマ供給系が大きく変化したことを示唆する。
- 6) 桜島・南岳の古期の活動は、溶岩流出による円錐丘の形成と激しいブルカノ式噴火で特徴付けられる。溶岩は、4 ka頃と、3 ka頃および2 ka頃の2つあるいは3つの時期に集中して噴出し、南岳の円錐丘は最後の数百年間に現在に近い形まで急速に成長したと考えられる。
- 7) 桜島・南岳の最近1300年間の活動は山腹あるいは山麓の火口からのプリニー式噴火を伴う大規模な溶岩流出が卓越しているといえるが、詳しく見ると大規模噴火の推移にも相違点があり、その他の多様な噴火が発生している。

謝 辞

本論文をとりまとめるにあたり、鹿児島大学大学院理工学研究科の小林哲夫教授には終始ご指導と激励をいただきました。また、同研究科の仲谷英夫教授と山本啓司准教授には貴重なご助言をいただきました。京都大学防災研究所附属火山活動研究センターの石原和弘名誉教授、井口正人教授をはじめスタッフ諸氏には、日頃から有益な議論をしていただき、試料採取や測定実験にもご協力いただきました。また、産業技術総合研究所の宇都浩三博士、日本大学の高橋正樹教授および安井真也准教授、福岡大学の奥野充教授、NPO法人桜島ミュージアムの福島大輔博士にも多くの示唆をいただきました。国土交通省大隅河川国道事務所にはボーリング・コアの調査にご協力いただきました。ここに記して深く感謝いたします。

引用文献

- 荒牧重雄・小林哲夫 (1986) 始良カルデラ・桜島火山の噴出物の全岩組成と安永噴火.
第5回桜島火山の集中総合観測, 京都大学防災研究所附属桜島火山観測所, 115-129.
- Coe, R. S. (1967) Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.*, **72**, 3247-3262.
- Coe, R. S., Grommé, S., and Mankinen, E. A. (1978) Geomagnetic paleointensities from radio-carbon dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3247-3262.
- Fisher, R. A. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London*, **217A**, 295-305.
- 藤澤良祐 (1996) 考古地磁気推定年代の検討—瀬戸・東濃（美濃）窯を中心に—. 月間地球, **18**, 339-343.
- 福山博之 (1978) 桜島火山の地質. 地質雑., **81**, 309-316.
- 福山博之・小野晃司 (1981) 桜島火山地質図 (2万5千分の1). 火山地質図1, 地質調査所.
- Hirooka, K. (1971) Archaeomagnetic study for the past 2000 years in southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyoto Univ., Ser Geol. Mineral.*, **38**, 167-207
- 広岡公夫 (1988) 古地磁気・考古地磁気編年による年代推定. 地質学論集, **29**, 305-318.
- 広岡公夫・酒井英男 (1991) 日本の考古地磁気永年変化とその地域差. 地球中心核, **1**, 175-180.
- Holcomb, R., Champion, D. E., and McWilliams, M. (1986) Dating recent Hawaiian lava flows using paleomagnetic secular variation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 829-839.
- Hyodo, M., Itota, C., and Yaskawa, K. (1993) Geomagnetic secular variation from magnetizations of wide-diameter cores of Holocene sediments in Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **45**, 669-696.
- Kirschvink, J. L. (1980) The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astro. Soc.*, **62**, 699-718.
- 小林哲夫 (1982) 桜島火山の地質：これまでの研究成果と今後の課題. 火山, **27**, 277-292.
- 小林哲夫 (1986a) 桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層. 鹿児島大学南科研資料センター報告特別号, **1**, 1-12.
- 小林哲夫 (1986b) 桜島火山の形成史と火砕流, 文部省科学研究費自然災害特別研究. 計画研究「火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流等）の特質と災害」報告書, 137-

163.

小林哲夫 (2009) 桜島火山, 安永噴火 (1779-1782 年) で生じた新島 (安永諸島) の成因. 火山, **54**, 1-13.

小林哲夫 (2010) 桜島火山・中岳の形成年代: 歴史時代の可能性. 日本火山学会講演予稿集 (2010 年度秋季大会), 33.

小林哲夫・江崎真美子 (1997) 桜島火山の噴火史. 月刊地球, **19**, 227-230.

小林哲夫・溜池俊彦 (2002) 桜島火山の噴火史と火山災害の歴史. 第四紀研究, **41**, 269-278.

小林哲夫・奥野 充・中村俊夫・福島大輔 (2009) 桜島・南岳で発見された歴史時代の溶岩流. 日本火山学会講演予稿集 (2009 年度秋季大会), 10.

小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) 桜島火山地質図 (第 2 版) (2 万 5 千分の 1). 火山地質図 1. (独) 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.

Koto, B. (1916) The great eruption of Sakura-jima in 1914. *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, **38**, Art 3, 1-237.

味喜大介 (1995) 磁気シールドルームによる低磁場環境下での岩石残留磁化測定システムについて. 京都大学防災研究所年報, **38B-1**, 183-193.

味喜大介 (1999) 古地磁気方位・強度測定による桜島の溶岩流の年代推定. 火山, **44**, 111-122.

味喜大介・小林哲夫 (2014) 古地磁気測定による溶岩の年代推定ー桜島および南九州の火山ー. 号外地球「総特集 第四紀研究における年代測定法の新展開: 最近 10 年間の進展 ー(Ⅲ) 相対年代と古環境の高精度復元, 月刊地球, 号外地球, **63**, 152-157.

味喜大介・宇都浩三・内海 茂・石原和弘 (2000) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定 (続報). 京大防災研年報, **43B-1**, 1-6.

味喜大介・宇都浩三・内海 茂・石原和弘 (2001) 桜島火山白浜観測井ボーリングコアの古地磁気. 日本火山学会講演予稿集 2001 年度秋季大会, 132.

味喜大介・井口正人・江頭 庸夫・Solhin, A. (2002) 口永良部島新岳溶岩流の古地磁気学的年代推定. 薩摩硫黄島火山・口永良部島火山の集中総合観測, 京都大学防災研究所, 159-168.

味喜大介・宇都浩三・周藤正史・石原和弘 (2003a) 古地磁気と全岩化学組成からみた桜島火山観測井ボーリングコア中の溶岩の対比. 京大防災研年報, **43B**, 835-840.

味喜大介・宇都浩三・周藤正史・酒谷幸彦・石原和弘 (2003b) 古地磁気と全岩化学組成からみた桜島火山観測井ボーリングコア中の溶岩の対比. 第 114 回地球電磁気・地球惑星圏学会講演会予稿集, D31-P016.

- 味喜大介・宇都浩三・Nguyen, H.・石原和弘 (2012) 古地磁気と全岩化学組成から見た桜島火山南岳南西斜面に分布する溶岩流の噴出年代. 京大防災研年報, **55B**, 177-181.
- Okubo, A., Kanda, W., Tanaka, Y., Ishihara, K., Miki, D., Utsugi, M., Takayama, T., and Fukushima, M. (2009) Apparent magnetization intensity map on Sakurajima volcano, Kyushu, Japan, inferred from low-altitude, high-density helicopter-borne aeromagnetic surveys. *Tectonophysics*, **478**, 34-42.
- 奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究. 第四紀研究, **41**, 225-236.
- Okuno, M., Nakamura, T., Moriwaki, T. and Kobayashi T. (1997) AMS radiocarbon dating of the Sakurajima tephra group, Southern Kyushu, Japan. *Nucl. Instr. and Meth. in Phys. Res.*, **B 123**, 470-474.
- Okuno, M., Nakamura, T., and Kobayashi, T. (1998) AMS ^{14}C dating of historic eruptions of the Kirishima, Sakurajima and Kaimondake volcanoes, southern Kyushu, Japan. *Radiocarbon*, **42**, 825-832.
- Sakai, H. and Hirooka, K. (1986) Archaeointensity determinations from western Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, 1323-1329.
- Stuiver, M. and Reimer, P. J. (1993) Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- 高橋正樹・大塚 匡・川俣博史・迫 寿・安井真也・金丸龍夫・大槻 明・島田 純・厚地貴文・梅澤孝典・白石哲朗・市来祐美・佐竹 紳・小林哲夫・石原和弘・味喜大介 (2011) 桜島火山および始良カルデラ噴出物の全岩化学組成－分析データ 583 個の総括－. 日大文理自然科学研究所紀要, **46**, 133-200.
- Takahashi, M., Otsuka, T., Sako H., Kawamata, H., Yasui, M., Kanamaru, T., Otsuki, M., Kobayashi, T., Ishihara, K. and Miki, D. (2013) Temporal variation for magmatic chemistry of the Sakurajima volcano and Aira caldera region, southern Kyushu, southwest Japan since 61 ka and its implications for the evolution of magma chamber system. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 19-42.
- Tanaka, H. (1980) Paleointensities of the geomagnetic field determined from recent four lava flows of Sakurajima Volcano, West Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **32**, 171-179.
- Tanaka, H. (1982) Geomagnetic paleointensities for the period 6,000 to 3,000 years B.P. determined from lavas and pyroclastic flows in Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, **34**, 601-617.
- Tanaka, H. (1990) Paleointensity high at 9000 years ago from volcanic rocks in Japan. *J. Geophys. Res.*, **95**, 17517-17531.

- Theillier, E. and Theillier, O. (1959) Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.*, **15**, 285-376.
- Tsunakawa, H. and Shaw, J. (1991) The Shaw method of palaeointensity determinations and its application to recent volcanic rocks. *Geophysical Journal International*, **118**, 781-787.
- 上野宏共・小林哲夫・村岡慶子 (1997) 桜島火山歴史溶岩による南九州の考古地磁気編年. 月刊地球, **19**, 223-226.
- 宇都浩三・味喜大介・内海 茂・石原和弘(1999) 桜島火山ボーリングコアの K-Ar 年代と古地磁気測定－火山活動史解明への複合的取り組み－. 京大防災研年報, **42B-1**, 27-34.
- 宇都浩三・味喜大介・Ngyen, H.・周藤正史・福島大輔・石原和弘(2005) 桜島火山マagma化学組成の時間変化. 京大防災研年報, **48B**, 341-347.
- 山口鎌次 (1927) 櫻島火山熔岩類の化学的研究. 地質雑, **34**, 1-28.
- 山口鎌次 (1928) 櫻島火山熔岩類の化学的研究 續篇 (二). 地質雑, **35**, 241-273.
- 山口鎌次 (1975) 桜島火山の研究. 日本地学教育学会, 128p.
- 安井真也・高橋正樹・石原和弘・味喜大介 (2007) 桜島火山大正噴火の噴火様式とその時間変化. 火山, **52**, 161－186.
- Yasui, M., Takahashi, M., Shimada, J., Miki, D., and Ishihara, K. (2013) Comparative Study of Proximal Eruptive Events in the Large-scale Eruptions of Sakurajima Volcano: An-ei Eruption vs. Taisho Eruption. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **58**, 59-76.
- 綿貫陽子・鎌田浩毅・味喜大介・石原和弘 (2003) 桜島火山大正噴火における二次溶岩流の分布と流出時期. 火山, **48**, 513－518.
- Zijderveld, J. D. A. (1967) A. C. demagnetization of rocks: Analysis of results. in *Method in Paleomagnetism* (Collinson, D. W. and Creer, K. M. eds.), 254-286, Elsevier, New York.