

# 口永良部島新岳の溶岩流の古地磁気学的年代推定

京都大学防災研究所 味喜 大 介・井 口 正 人

江 頭 庸 夫<sup>1</sup>

インドネシア火山調査所

Agus Solihin

## 1. はじめに

屋久島の西方に位置する口永良部島火山は、島の北西部を占める比較的古い火山体群と南東部を占める古岳および新岳など比較的新しい火山体群から成る複合火山体である。歴史時代においては、天保 18 年(1841 年)、明治 39~40 年(1906~1907 年)、昭和 6~9 年(1931~1934 年)などに口永良部島火山の噴火が記録されており<sup>1)</sup>、その後も昭和 20 年(1945 年)、昭和 41 年(1966 年)、昭和 55 年(1980 年)など噴火を繰り返している。これらの記録された噴火はいずれも新岳火口およびその周辺の側火口における爆発的噴火である。

口永良部島火山の表層地質はこれまで多くの著者により調べられて<sup>2) -5)</sup>いるが、同火山の詳細な噴火活動史は十分に明らかになっているとはいえ、特に、歴史記録のない噴火の年代はほとんどわかっていない。本稿では、地形などからみて最近噴出したと考えられる溶岩流の古地磁気測定を行い、得られた古地磁気方位および強度と既知の地磁気永年変化との比較による噴出年代の推定<sup>6)</sup>を試みたので報告する。

## 2. 試料

古地磁気測定の対象とした溶岩流は、現在活動的な新岳火口から西方に流出した 3 つのフローユニットからなる溶岩流(以下では便宜的に、上位から新岳上位溶岩流、新岳中位溶岩流、新岳下位溶岩流、および 3 枚を総称して新岳溶岩流と呼ぶ)と、新岳火口に次いで新しい古岳火口の南方山腹から流出した平床溶岩流である。これらはいずれも安山岩質溶岩で、ほとんど開析されていない非常に新鮮な地形を呈することから最近噴出したと考えられている<sup>4)</sup>が、噴出の年代および新岳溶岩流と平床溶岩流の上下関係は不明である。

---

<sup>1</sup> 現在、鹿児島大学理学部

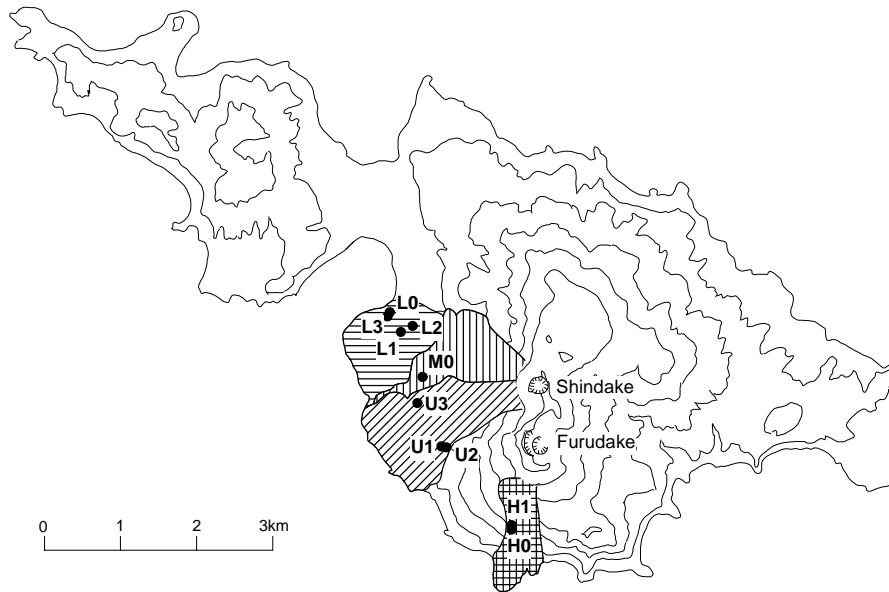


図 1. 古地磁気測定を行った溶岩流の分布(荒牧, 1969<sup>4)</sup>を簡略化)と試料採取地点

古地磁気測定用定方位試料は、新岳上位溶岩流から 3 地点、新岳中位溶岩流から 1 地点、新岳下位溶岩流から 4 地点、平床溶岩流から 2 地点の合計 10 地点で採取した。これらの溶岩流は、いずれもほとんど開析されておらず、また植生およびテフラ類に覆われているため、自然露頭に乏しく、試料採取を行った場所のほとんどは道路の切り割りなどの人工露頭である。図 1 にこれらの溶岩流の分布と試料採取地点の位置を示した。新岳上位溶岩流のうち 1 地点(地点 U0)と平床溶岩流の 2 地点(地点 H0, H1)は溶岩流が自然堤防をなしている部分である。試料はエンジンドリルで採取し、磁気コンパスを用いて方位付けを行った。全ての試料について、磁気コンパスの読みを補正するための現在の地磁気偏角として西偏  $5.2^\circ$  を用いた。

### 3. 古地磁気測定

古地磁気測定では、試料の自然残留磁化の安定性を調べるため、段階交流消磁および段階熱消磁実験を行い、安定な磁化が得られた地点について地点平均磁化方向を求めた。また、新岳溶岩流の安定な磁化が得られた地点については、改良テリ工法<sup>7) -8)</sup>による古地磁気強度測定を行った。これは、自然残留磁化の熱消磁実験と既知の磁場の下での熱残留磁化の獲得実験を低温から繰り返し行うことによって、外部磁場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。これらの測定・実験は残存磁場 50nT 以下の磁気シールド室<sup>9)</sup>内で行った。実験方法や使用設備は味喜(1999)<sup>6)</sup>とほぼ同じである。

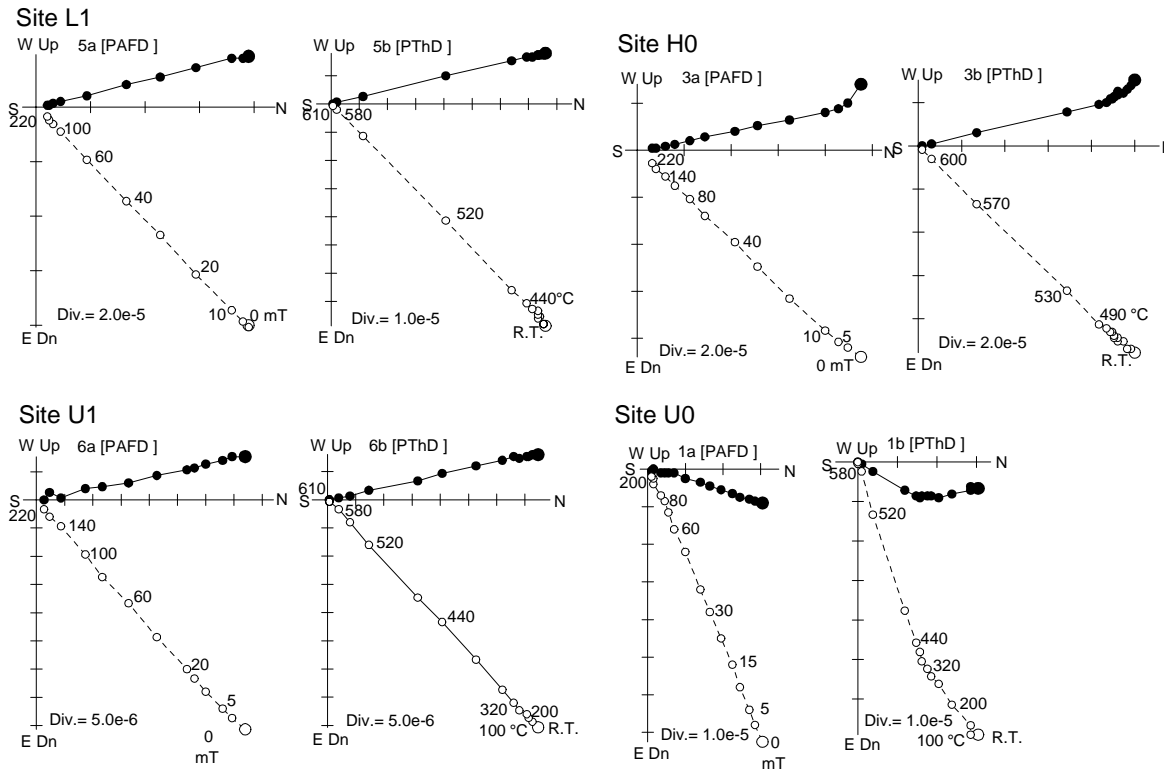


図 2. 段階消磁実験結果の例

自然残留磁化の段階消磁に対する挙動を直交ベクトル図<sup>10)</sup>に示した。と は、各消磁段階の磁化ベクトルのそれぞれ水平面と南北鉛直面への投影。左側が段階交流消磁、右側が段階熱消磁。

### 3.1. 段階消磁実験結果と新岳溶岩流の地点平均磁化方向

段階消磁実験は、各地点で交流消磁および熱消磁それぞれ 2～5 個の試料について行った。図 2 に段階消磁実験結果の例を示す。

後述の 2 地点を除くほとんどの地点の試料で、NRM は、直交ベクトル図上で直線的に原点に向かう単一の安定な残留磁化(図 2 の Site L1 および U1)か、あるいは、初期の消磁段階で不安定成分が消去された後、単一の安定な磁化(図 2 の Site H0)を示す。また、熱消磁と交流消磁で得られる安定成分の方向はよく一致している。一方、新岳上位溶岩流の地点 U0 および U2 では、NRM が段階交流消磁と段階熱消磁で挙動の異なる複数の磁化成分から成り(図 2 の Site U0)、また、最終的に直交ベクトル図上で原点に向かう磁化成分の方向は、消磁方法によって異なるだけでなく地点内で大きくばらつく。

このように、地点 U0 および U2 を除く 8 地点の試料からは安定な自然残留磁化を抽出できることがわかったので、それらについて段階交流消磁実験の結果から安定な磁化方向を最小二乗近似によって求め<sup>11)</sup>、地点ごとにその平均を求めた<sup>12)</sup>。図 3 および表 1 にこれらの地点平均磁化方向を示す。

図 3 をみると、新岳下位溶岩流の地点平均磁化方向はいずれも西偏 10°、伏角 47° 付近で互いの平均磁化方向をその 95%信頼円の中に含むほどよく集中している。このように、異なる場所

で得られた地点平均磁化方向がユニット内でよく一致していることから、これらは新岳下位溶岩流の噴出時の地磁気方位を正しく反映していると考えられる。

新岳上位溶岩流および新岳下位溶岩流については、上のようにユニット内での整合性を評

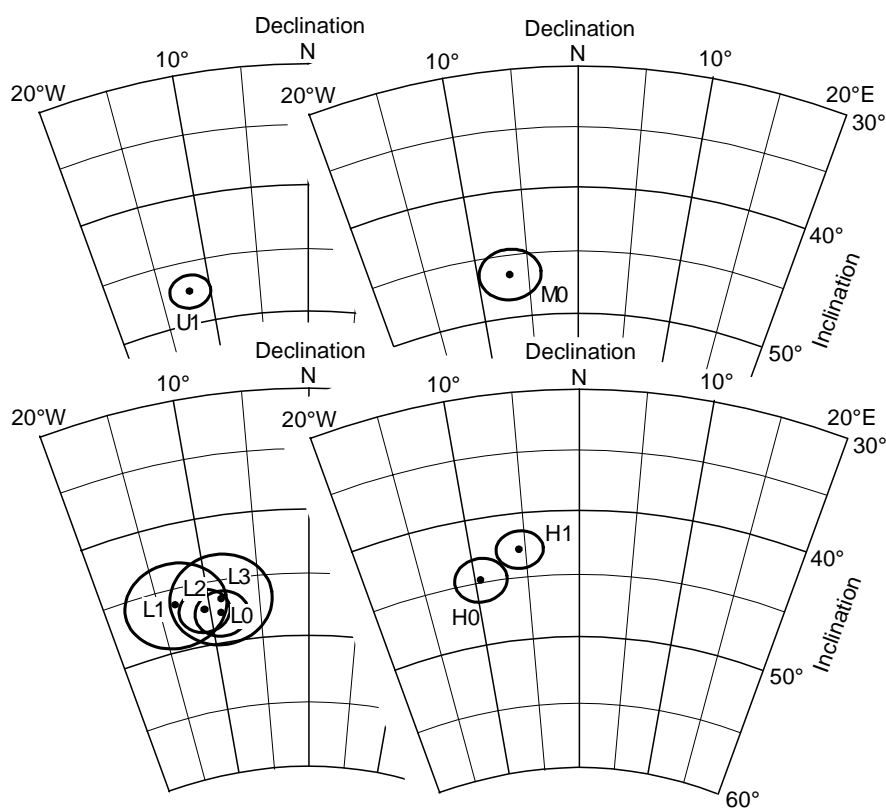


図3. 口永良部島の溶岩流の地点平均磁化方向(下半球等積投影, 楕円は95%信頼限界<sup>12)</sup>)

表1. 段階交流消磁結果から求めた口永良部島の溶岩流の地点平均磁化方向

Site ID	n	D °E	I °Down	$\alpha_{95}$ °	Dk °E	Ik °Down	note
Shindake lava							
upper	U0	-	-	-	-	-	unstable NRM
	U1	5	-11.8	47.2	1.4	-12.0	51.2
	U2	-	-	-	-	-	unstable NRM
middle	M0	5	-6.8	46.2	2.1	-6.7	50.8
lower							
	L0	5	-9.0	47.5	1.9	-9.1	51.7
	L1	4	-13.3	46.2	3.4	-13.4	50.1
	L2	5	-10.6	47.0	1.8	-10.7	51.1
	L3	3	-8.7	46.4	3.6	-8.7	50.8
	<b>Unit mean</b>	<b>4</b>	<b>-10.4</b>	<b>46.8</b>	<b>1.8</b>	<b>-10.5</b>	<b>51.0</b>
Hiratoko lava							
	H0	4	-9.6	44.5	1.8	-9.4	49.0
	H1	4	-5.6	42.5	1.6	-5.1	47.6
	<b>Unit mean</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>

D, I: site mean declination and inclination, n: number of samples,  $\alpha_{95}$ : 95% confidence angle<sup>12)</sup>, Dk, Ik: geographically corrected direction from Kuchinoerabujima (30.5° N, 130.2° E) to Kyoto (35.0° N, 135.8° E), by assuming geocentric dipole field.

価できないため断定はできないが、地点 U1 および M0 の試料の自然残留磁化はいずれも安定な単一成分であり、溶岩の冷却時に獲得された初生的磁化であると思われる。これら 2 地点の平均磁化方向は、偏角方向にややばらつきがあるものの、新岳下位溶岩流とほぼ一致する。

一方、平床溶岩流の 2 地点の平均磁化方向は互いの 95% 信頼円が重ならず、これらが一致しているとはいえない。今回の試料採取地点は溶岩流の自然堤防の部分であり、このような一致しない磁化方位は、磁化獲得後に局所的な傾動を被ったことによるのかもしれない。いずれにせよ、これらの磁化方位を同溶岩流噴出時の地磁気方位とみなすことは難しく、以下では平床溶岩については議論しない。

### 3.2. 古地磁気強度測定

古地磁気強度測定は、新岳溶岩流の安定な自然残留磁化が得られた 6 地点から各 1 個の試料について行った。試料中の磁性鉱物の実験室での加熱による変質を監視するため、古地磁気強度測定の各加熱段階で初帯磁率測定を併せて行った。表 2 に古地磁気強度測定結果を、

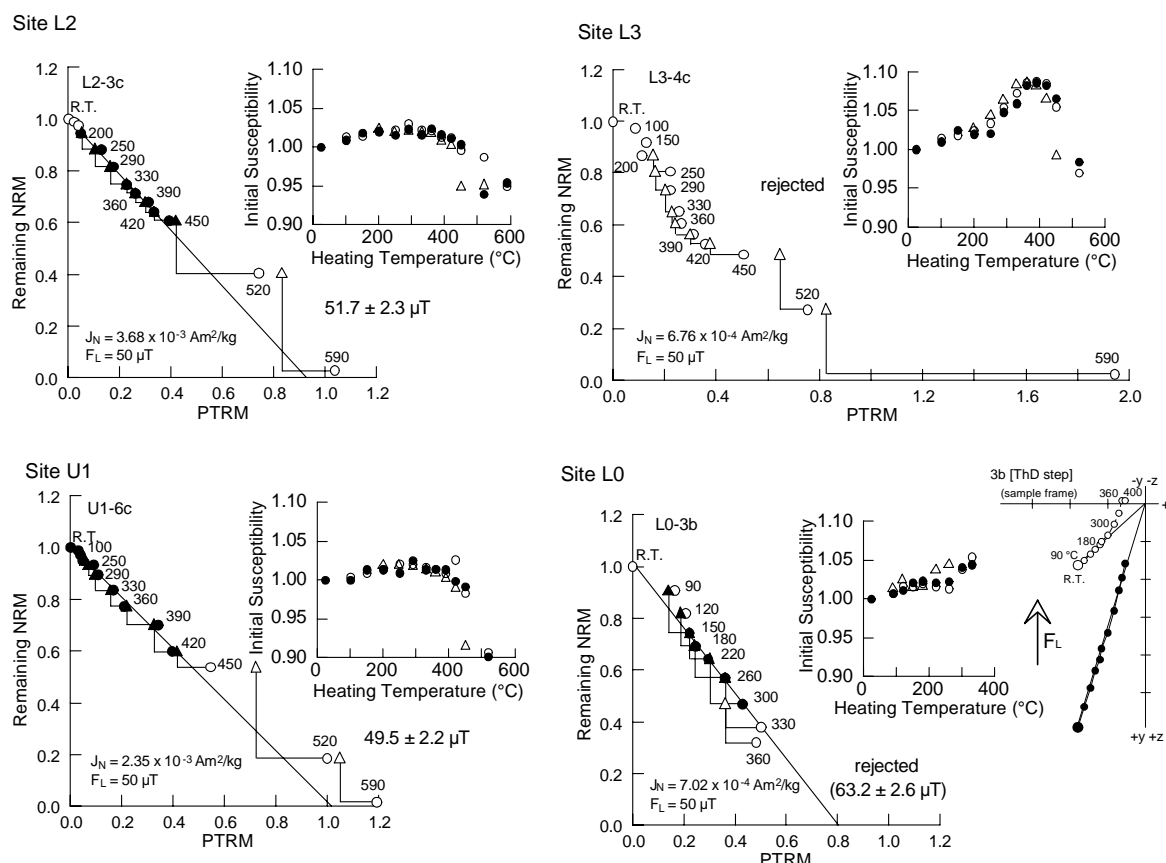


図 4. 古地磁気強度測定の例

左側の図は、同じ加熱温度における磁場中加熱で獲得された部分熱残留磁化 (PTRM) と無磁場中加熱後に残った自然残留磁化の関係。○ は各加熱段階のデータポイントで △ が直線近似を行ったデータ区間。△ は PTRM チェックで △ が合格。右側の図は初帯磁率の相対変化で、○ はそれぞれ、無磁場中加熱、磁場中加熱、PTRM チェック。地点 L0 の直交ベクトル図は無磁場中加熱後の磁化ベクトル (本文参照)。

表 2. 新岳溶岩流の古地磁気強度測定結果

Site	n	range (°C)	f	g	q	F <sub>L</sub> (μT)	F <sub>E</sub> (μT)	F <sub>K</sub> (μT)	note
Sindake lava flow									
U1	10	R.T. - 420	0.39	0.84	7.4	50.0	49.5 ± 2.2	51.8 ± 2.3	
M0	10	R.T. - 420	0.42	0.85	9.4	50.0	48.6 ± 1.9	51.2 ± 2.0	
L0	( 5	150-300	0.26	0.73	4.6	50.0	63.2 ± 2.6	-	) unexpected TVRM?
L1	( -	-	-	-	-	-	-	-	) no linear segment
L2	8	200 - 450	0.35	0.85	6.6	50.0	51.7 ± 2.3	54.2 ± 2.4	
L3	( -	-	-	-	-	-	-	-	) no linear segment
Weighted mean (n = 3)							49.6 ± 0.9	52.0 ± 1.0	

F<sub>E</sub>: paleointensity F<sub>K</sub>: geographically corrected paleointensity from Kuchinoerabujima (30.5° N, 130.2° E) to Kyoto (35.0° N, 135.8° E), by assuming geocentric dipole field. range, n, f, g and q: temperature range and number of data point used to paleointensity determination; NRM fraction, gap factor and quality index defined by Coe *et. al* (1978)<sup>13)</sup>, respectively. F<sub>L</sub>: field strength for PTRM acquisition in laboratory.

図 4 に NRM-PTRM 図の例を示す。

古地磁気強度測定を行った 6 試料のうち、地点 U1, M0 および L2 から得た 3 試料は、自然残留磁化と部分熱残留磁化の直線性や PTRM チェックの際の部分熱残留磁化獲得の再現性が良く、また、初帯磁率の顕著な変化も認められなかったため、これらの試料から古地磁気強度を求めることができた。残りのうち、地点 L1 および L3 の試料では、自然残留磁化と部分熱残留磁化との間に直線関係が見い出せず、また、約 300° C 以上の加熱段階で初帯磁率に 5% を超える変化が認められたため、古地磁気強度を求めることができなかった。また、地点 L0 の試料では、NRM-PTRM 図にみかけ上直線性がみられるが、無磁場中加熱後の磁化ベクトルが直交ベクトル図上で原点に向かわず、磁場中加熱時に加えた磁場の方向へずれることが認められた (図 4)。これは、熱残留磁化だけでなく熱粘性残留磁化あるいは化学残留磁化のような獲得機構の異なる磁化が磁場中加熱のあいだに付加されたことを示唆しており、この試料からも古地磁気強度を求めなかった。

結果的に、新岳溶岩流の 3 つのフローユニットからそれぞれ 1 つの古地磁気強度を得ることができた。これらは、約 49 ~ 52 μT の値を示し、互いに誤差の範囲で一致する。

#### 4. 新岳溶岩流の古地磁気学的年代推定

古地磁気学的年代推定は、測定した古地磁気方位および古地磁気強度を既知の地磁気永年変化と比較するもので、地磁気永年変化を示準とする一種の相対年代測定である。ここでは、比較の対象とする地磁気永年変化として、西南日本 (主に近畿地方) の考古遺構および遺物から得られた地磁気永年変化<sup>14) -16)</sup>を用いる。また、口永良部島と近畿地方との間には 5° 近い緯度差があり、この地理的位置の違いを補正するため、本研究で得られた古地磁気方位および古地磁気強度を、地心双極子磁場を仮定して、口永良部島 (30.5° N, 130.2° E) から京都 (35.0° N,

135.8° E)での値に変換した。桜島やその他の南九州の噴出時期のわかっている噴出物の古地磁気測定結果にこのような地理的補正を施したものと、近畿地方の地磁気永年変化から期待される値には、有意な差が認められないことが示されている<sup>6) 17)</sup>。

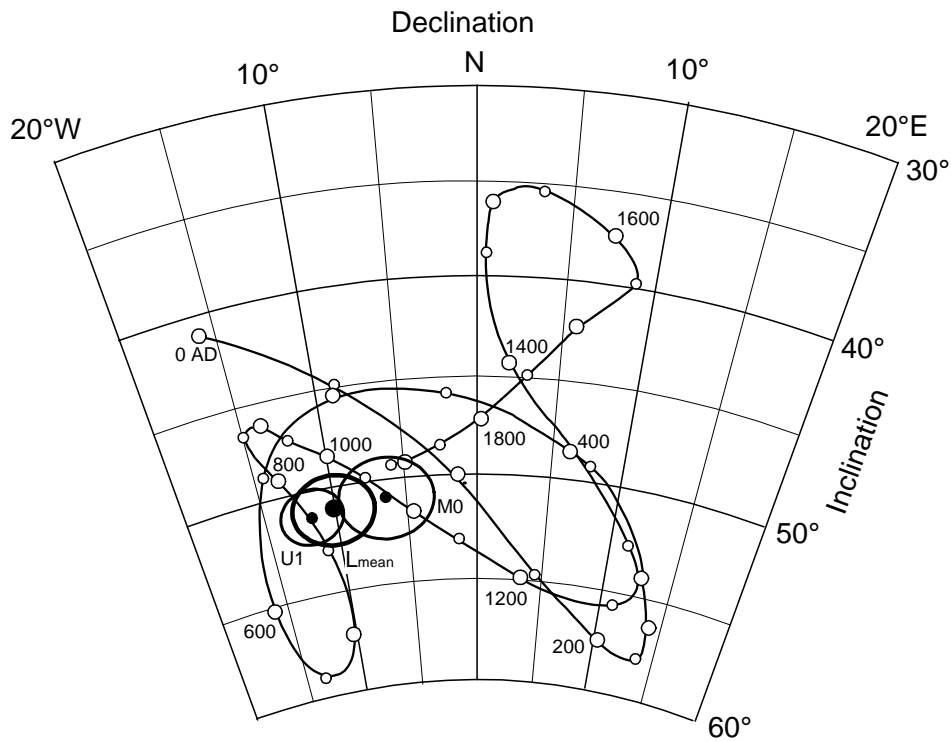


図 5. 地理的補正後の口永良部島新岳溶岩流の地点平均磁化方向と西南日本の過去 2000 年間の地磁気方位永年変化<sup>14) 15)</sup> (下半球等積投影, 楕円は 95%信頼限界<sup>12)</sup>)  
 $L_{mean}$ , M0, U1 はそれぞれ新岳下位溶岩流のユニット平均, 地点 M0, U1 の地点平均を示す

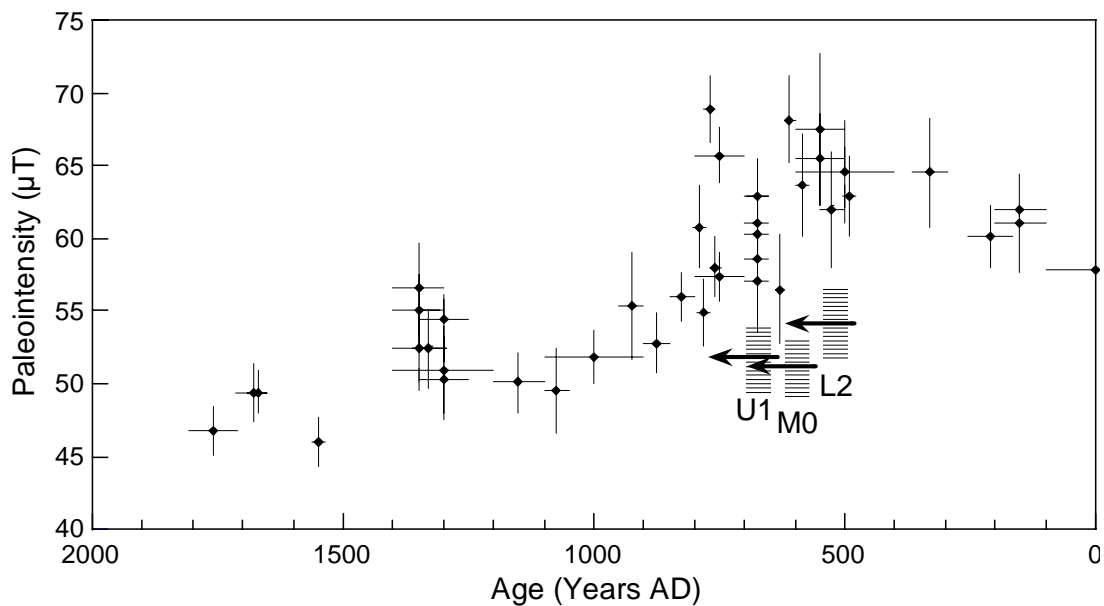


図 6. 地理的補正後の口永良部島新岳溶岩流の古地磁気強度と西南日本の過去 2000 年間の地磁気強度永年変化<sup>16)</sup>  
 L2, M0, U1 はそれぞれ地点 L2, M0, U1 から得られたデータ。

新岳下位溶岩流の地理的補正後の古地磁気方位は、8世紀後半の地磁気方位永年変化曲線をその95%信頼円の内に含み、その外で歴史記録の存在しない時代では、11世紀頃の値に最も近い(図5)。また、地点L2から得られた古地磁気強度は8~9世紀の地磁気強度の永年変化と一致し、誤差を考慮すれば11世紀と対比しても矛盾はない(図6)。また、図に示した以前についても、3ka頃までは古地磁気強度が55~60 $\mu$ T程度<sup>16)</sup>と新岳下位溶岩流より高い。以上のことから、新岳下位溶岩流の古地磁気方位および古地磁気強度は、8世紀後半または11世紀頃の地磁気永年変化に対比するのが妥当だと考えられる。

新岳上位溶岩流および新岳中位溶岩流のそれぞれ1地点から得られた地点平均磁化方向と古地磁気強度は、新岳下位溶岩流と有意な差を示さず、これらが噴出時の地磁気を正しく反映しているとする、その古地磁気学的推定年代は新岳下位溶岩流と同じく8世紀後半または11世紀頃ということになる。これら3枚の溶岩流の噴出が、ほぼ同時期かあるいは8世紀と11世紀に分かれて噴出したかは古地磁気学的には判断できず、依然不明であるが、少なくともこれらの間に200年以上の噴出時期の差を示唆する地質学的証拠は見つかっていない。

松元<sup>17)</sup>は、新岳溶岩流を一括してその噴出年代を11世紀としたが、これは今回得られた古地磁気学的推定年代と矛盾しない。一方、藤野・小林<sup>5)</sup>は、放射炭素年代が得られたテフラの被覆状況から新岳溶岩流の年代を500年前以降と考えたが、古地磁気学的にみて、地磁気方位が東偏する12世紀以降(図5)であったとは考え難い。

以上から、口永良部島新岳溶岩流の噴出時期は8世紀後半または11世紀頃と考えられる。

## 5. まとめ

これまで述べたように、口永良部島において新岳火口から流出した3枚の溶岩流と平床溶岩流の古地磁気測定を行った結果、以下のことが明らかになった。

- 1) 試料採取を行った10地点のうち、8地点から安定な自然残留磁化を見出すことができた。
- 2) 平床溶岩流の2地点から得られた地点平均磁化方向は互いに一致せず、噴出時の地磁気方位を表しているとは考えられない。一方、新岳下位溶岩の4地点では地点平均磁化方向は西偏約10°、伏角47°付近に集中し、これらは同溶岩噴出時の地磁気方位であると考えられる。また、新岳中位溶岩流および新岳下位溶岩流のそれぞれ1地点から、新岳下位溶岩流と誤差の範囲で一致する地点平均磁化方向が得られた。
- 3) 新岳溶岩流の3つのフローユニットからそれぞれ1つの古地磁気強度を得ることができた。これらは、約49~52 $\mu$ Tの値を示し、互いに誤差の範囲で一致する。
- 4) 新岳溶岩流から得られた古地磁気方位および古地磁気強度に地理的補正を施して、西南



日本の考古地磁気永年変化と比較した結果, 8世紀後半または11世紀頃という古地磁気学的推定年代が得られた。

## 謝 辞

本研究を進めるにあたり, 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教授やスタッフ諸氏との議論は有益でした。上屋久町役場には, 現地調査の際に官用車の使用等の便宜を図っていただきました。また, 南国砂利有限会社には, 敷地内での試料採取にご協力頂きました。記して深く感謝いたします。

## 参 考 文 献

- 1) 田中館秀三 (1938): 口之永良部島新岳噴火と火口の形態及び向江濱の山津浪, 火山, 第3巻, 339-354.
- 2) 松本唯一 (1934): 口永良部島の地質に就いて, 火山, 第2巻, 1-19.
- 3) 本間不二男 (1934): 口永良部島の地質に就いて, 火山, 第2巻, 20-39.
- 4) 荒牧重雄 (1969): 口永良部島地質調査報告, 火山 第2集, 第14巻, 127-132.
- 5) 藤野直樹・小林哲夫 (1993): 口永良部島火山の地質と最近の噴火活動, 地球惑星科学関連学会 1993年合同大会予稿集, 321.
- 6) 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, 第44巻, 111-122.
- 7) Thellier, E. and Thellier O. (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique, Ann. Géophys., 15, 285-376.
- 8) Coe, R. S. (1967): Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quarternary rocks, J. Geophys. Res., 72, 3247-3262.
- 9) 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.
- 10) Zijdeveld, J. D. A. (1967): A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results, in 'Method in Paleomagnetism (Collinson, D and K. M. Creer eds.)', Elsevier, New York, 254-286.
- 11) Kirschvink, J. L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data, Geophys. J. R. Astr. Soc., 62, 699-718.
- 12) Fisher, R. A. (1953): Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. London, 217A, 295-305.
- 13) 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

- 14) Hirooka, K. (1971): Archaeomagnetic study for the past 2000 years in southwest Japan, Mem. Fac. Sci. Kyoto. Univ., Ser. Geol. Mineral., 38, 167-207.
- 15) 広岡公夫 (1977): 考古地磁気および第四紀古地磁気研究の最近の動向, 第四紀研究, 15, 200-203.
- 16) Sakai, H. and Hirooka K. (1986): Archaeointensity determinations from western Japan, J. Geomag. Geoelectr., 38, 1323-1329.
- 17) 松元拓朗 (1998): 南九州火山噴出物の岩石磁気学的研究, 鹿児島大学大学院理学研究科修士論文.

(Received on January 15, 2002)