

石川県, 戸室火山溶岩ドームの岩石磁気と古地磁気

Rock magnetism and paleomagnetism of a lava dome of Tomuro Volcano, Ishikawa Prefecture, Japan

Abstract

星 博幸* 石渡 明**

Hiroyuki Hoshi and
Akira Ishiwatari***

2004年4月6日受付.

2004年7月13日受理.

* 愛知教育大学理科教講座地学領域

Department of Earth Sciences, Aichi University
of Education, Kariya, Aichi 448-8542, Japan

** 金沢大学理学部地球学科

Department of Earth Sciences, Faculty of Sci-
ence, Kanazawa University, Kanazawa, Ishikawa
920-1192, Japan

We have investigated rock magnetic properties and remanent magnetization directions of samples collected from a lava dome of Tomuro Volcano, an andesitic mid-Pleistocene volcano located on the Japan Sea side of central Honshu. Detailed thermal demagnetization experiments and rock magnetic investigations including analyses of isothermal remanent magnetization and anhysteretic remanent magnetization specify the mineralogy, concentration, and grain size of magnetic minerals in andesite samples. Magnetite and hematite are identified as magnetic carriers. However, each mineral concentration differs between bluish andesite (so-called Ao-Tomuroishi) and reddish one (Aka-Tomuroishi); the latter contains more hematite and less magnetite than the former. Magnetic granulometry shows that magnetite in reddish andesite is finer than that in bluish one. At the Mt. Tomuro andesite dome, bluish andesite constitutes the majority of the dome whereas reddish andesite occurs as highly oxidized parts at the dome surface. Based on these observations, we conclude that in reddish andesite, high-temperature oxidation of magnetite grains caused their partial change to hematite and, as a result, reduced their effective grain sizes. Inconsistent site-mean directions were determined at three sites, although they all have northerly directions of normal polarity. This inconsistency would be explained by assuming deformation of lava at the dome surface below blocking temperatures of magnetite and hematite.

Key words: lava dome, paleomagnetism, rock magnetism, Tomuro Volcano, Ishikawa Prefecture

はじめに

岩石磁気学及び古地磁気学の研究課題は多岐にわたるが、溶岩に含まれる磁性鉱物の磁氣的性質が岩体内部でどのような変化を示すか、また残留磁化方位が岩体内部でどのような方位分布を示すかといった問題も重要な検討テーマである。陸上の洪水玄武岩 (Audunsson et al., 1992; Audunsson and Levi, 1997) や海底玄武岩 (Delius et al., 2003) などにおいてこうした検討が試みられているが、溶岩ドームで検討された例はあまり知られていない。しかし溶岩ドームは溶岩の重要な定置形態の一つであり、溶岩ドームから採取された岩石試料の残留磁化を測定してテクトニクスや地質年代を議論する場合もある (Singer and Brown, 2002)。齋藤ほか (2000) や Saito et al. (2003) は火砕流堆積物の磁気測定を通じてその給源溶岩ドームの磁化過程や酸化現象について言及しているが、そうした議論を発展させる上でも溶岩ドーム自体の岩石磁気学的研究は欠かせない。このように、溶岩ドームにおいて岩石磁気と古地磁気の基礎的研究を行い溶岩ドームの磁氣的性質を理解することは重要である。

本研究で調査対象とした戸室火山は石川県金沢市の東部に

位置する第四紀火山である (Fig.1)。後述するように戸室火山は複数の安山岩ドームからなる。戸室火山では今井 (1959) の図幅調査以降いくつかの研究が行われ、火山岩の分布、産状、記載岩石学的性質、及び噴出年代がほぼ明らかにされている (清水ほか, 1988; 前田ほか, 2000; 石渡ほか, 2001; 酒寄ほか, 2004)。戸室火山からは岩石磁気及び古地磁気の研究報告はない。本論文では戸室山 (溶岩ドームの1つ) の試料について行った詳細な磁気測定の結果を報告し、岩石に含まれる磁性鉱物及び残留磁化方位について議論する。

戸室火山の地質の概要

戸室火山の安山岩質噴出物は戸室火山岩類 (今井, 1959; 前田ほか, 2000) または戸室火山噴出物 (今井, 1959) と呼ばれている。酒寄ほか (2004) によると、戸室火山岩類は戸室山、キゴ山、及びキゴ山山頂の北東約 1.5 km の田島城跡付近の山体を構成する溶岩ドーム (Fig.1.1), ドームから流れ下った溶岩、及びドームの山麓に分布する火砕物 (戸室山火砕堆積物: 前田ほか, 2000) からなる。本研究で調査対象とした戸室山は戸室山溶岩類 (酒寄ほか, 2004: Fig.1.1 の TML) に属する比高約 200 m の溶岩ドームである。戸室山

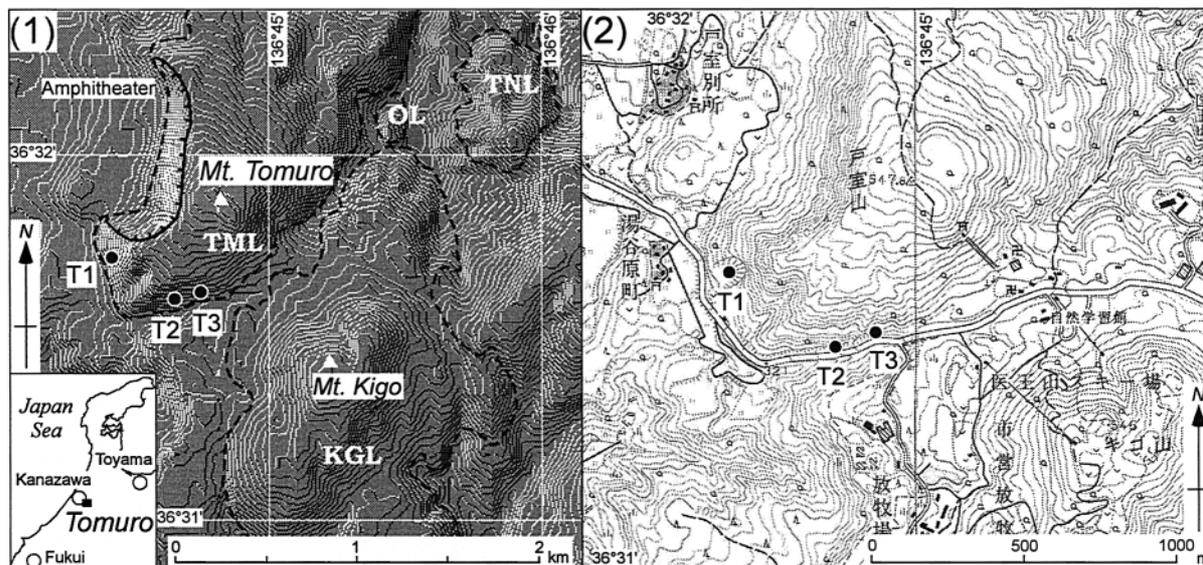


Fig.1. (1) Relief map of the Tomuro Volcano area showing locations of sampling sites (T1, T2, and T3). Contour interval is approximately 10 m. Lavas are delineated after Sakayori et al. (2004) (TML, Tomuroyama lava; KGL, Kigoyama lava; TNL, Tanoshimajyo-ato lava; OL, other lavas). The map is made with a three-dimensional landscape navigator software “Kashmir 3D ver. 7.73”. (2) Topographic map of the study area, based on 1:25,000 topographic maps “Fukumitsu” and “Kanazawa” by the Geographical Survey Institute of Japan.

の馬蹄形カルデラ (Fig.1.1 の amphitheater) の西側山麓に分布する戸室山火砕堆積物は岩屑なだれ堆積物を主体とする (守屋, 1992, p.123; 前田ほか, 2000; 石渡, 2001). 戸室火山岩類は更新統卯辰山層の碎屑岩類を不整合に覆う (今井, 1959; 前田ほか, 2000).

戸室火山岩類の安山岩には淡青灰色のものと赤味を帯びたものがあり, この地域ではそれぞれ青戸室石, 赤戸室石という名で呼ばれている. 戸室山では内部に青戸室石, 表層部に赤戸室石が分布する (Fig.1 の地点 T1 でよく観察できる). T1 で観察する限り両者は漸移的に移り変わり同一の溶岩に属する. 赤戸室石は高温の溶岩表面が大気と接触して高温酸化が進んだ部分と考えられる (石渡, 2001). 青戸室石と赤戸室石は戸室山火砕堆積物の岩片にも認められる. 記載岩石学的には両岩石とも斑状組織が明瞭な角閃石安山岩で, 多量の斜長石斑晶と少量の酸化角閃石, 石英, 紫蘇輝石, 黒雲母斑晶を普遍的に含み, 稀に普通輝石とかんらん石の斑晶も見られる (今井, 1959; 清水ほか, 1988; 酒寄ほか, 2004; 本研究). 赤戸室石で濃赤紫色を呈するものには, 有色鉱物と石基中に生成した 1 mm 程度かそれ以下の赤色鉄鉱物を肉眼で確認できる場合がある.

戸室火山の活動年代は K-Ar 年代 (清水ほか, 1988; 酒寄ほか, 2004) から中期更新世と判断される. 清水ほか (1988) は戸室山の採石場跡地 (Fig.1 の T1 と同地点) から 0.61 ± 0.04 Ma (赤戸室石), 0.62 ± 0.12 Ma (赤戸室石), 0.50 ± 0.04 Ma (青戸室石) の全岩 K-Ar 年代を報告した (誤差は 1σ). この結果から彼らは戸室山の形成を約 0.6 Ma ~ 0.5 Ma のある時期と考えた. また彼らはキゴ山溶岩ドームからも 0.48 ± 0.04 Ma (赤戸室石) と 0.43 ± 0.05 Ma (青戸室石) の全岩 K-Ar 年代を報告し, キゴ山溶岩ドームの形成を

0.5 Ma ~ 0.4 Ma 頃と推定した. ただし, 最近の酒寄ほか (2004) の K-Ar 年代測定によると, 戸室山からも 0.4 Ma 前後の年代が得られており, その東の田島城跡溶岩ドームも同様に 0.4 Ma 前後の年代を示している.

試料と方法

試料は戸室山の南西側山腹斜面の 3 地点から採取した (T1, T2, T3; Fig.1). これらの地点は溶岩ドーム特有の急傾斜の山体斜面に位置している. また金沢市俵町の戸室山火砕堆積物分布域には農道開削工事現場があり (2002 年現在), 岩屑なだれ堆積物中に青戸室石と赤戸室石の極めて新鮮な岩片が見られたため, そこからも岩石磁気実験のための試料をいくつか採取した. 採取にはエンジンドリルを使用し, 各地点から直径 25 mm のコアを複数採取した. コアの定方位付けには磁気コンパスを使用した. 実験室でコアを切断し, 高さ 22 mm の円筒状試料 (以下, 試料と略記) を切り出した. 以下に 3 地点の露頭状況を示す.

T1 本地点は採石場跡地であり, 露頭中心部の深く採掘した部分に青戸室石が, 周縁部に赤戸室石が露出する. 清水ほか (1988) が K-Ar 年代を報告した地点と同一である. 露頭全体に不規則な節理が発達する. 青戸室石から 8 本のコアを採取した.

T2 本地点は道路脇の小沢の沢床であり, 赤戸室石が露出する. 大小のブロックが密集した産状を示し, 溶岩の流動により溶岩表面が角礫化した部分と考えられる. ブロック間を埋める基質は基本的にブロックと同質の安山岩で, ブロックと強く癒着している. 全体的に風化が進行している. ブロックから 8 本のコアを採取した.

T3 本地点は道路の切り割りであり, 風化の進んだ赤戸室石

が露出する。塊状の溶岩であり、T2で見られたようなブロック化は確認できない。風化が比較的進んでいないと思われる核岩（コアストーン）から8本のコアを採取した。

試料が冷却固化時に獲得したであろう熱残留磁化（TRM）の方位を決定するために、すべての試料に段階交流消磁（PAFD: 最高 80 mT まで）または段階熱消磁（PThD: 空气中で最高 700 °C まで）を適用した。残留磁化の測定には Schonstedt SSM-2A スピナー磁力計を、PAFD には夏原技研 DEM-95C（コントローラ）と Schonstedt GSD-5（コイル）を組み合わせた装置を、PThD には Schonstedt TSD-1 熱消磁装置を使用した。段階消磁データを Zijderfeld 図（Zijderfeld, 1967）と等積投影図に示し、主成分解析（Kirschvink, 1980）により残留磁化成分の分離と方位決定を試みた。その際、最大角偏差（MAD）が 15° 未満の結果を採用した。平均方位の算出に伴う統計量（95% 信頼限界半径 α_{95} と集中度パラメータ k ）は Fisher (1953) の方法に従って求めた。

残留磁化を担う強磁性鉱物の種類や粒子サイズを推定するために、いくつかの岩石磁気実験を行った。初磁化率（初期

帯磁率）の測定には Bartington MS2 磁化率計を用いた（測定周波数 0.47 kHz）。非履歴性残留磁化（ARM）はピーク強度 100 mT の交流磁場と 0.1 mT の静磁場をかけて着磁した（着磁前に試料を 100 mT で交流消磁し、その残留磁化を補正したものを ARM とした）。等温残留磁化（IRM）の段階着磁は電磁石を用いて最大 1.6 T まで行い、IRM 保磁力成分解析（Kruiver et al., 2001）によりデータを処理した。

粉末 X 線回折分析は金沢大学理学部の理学電機製 RINT1200 を用いて行い、岩石粉末試料に CuK α 線を照射して $2\theta = 2 \sim 80^\circ$ の範囲で回折 X 線強度を測定した。

結 果

1. 段階消磁

いくつかの試料に対して予察的な消磁実験を行ったところ、青戸室石では PThD と PAFD の両方で残留磁化を十分に（Zijderfeld 図上でベクトル端点が原点と区別できなくなるまで）消磁することができ、赤戸室石では PThD が効果的な手法であり PAFD では十分消磁できない場合があることが判明した。従って、T1（青戸室石）では主に PAFD を、

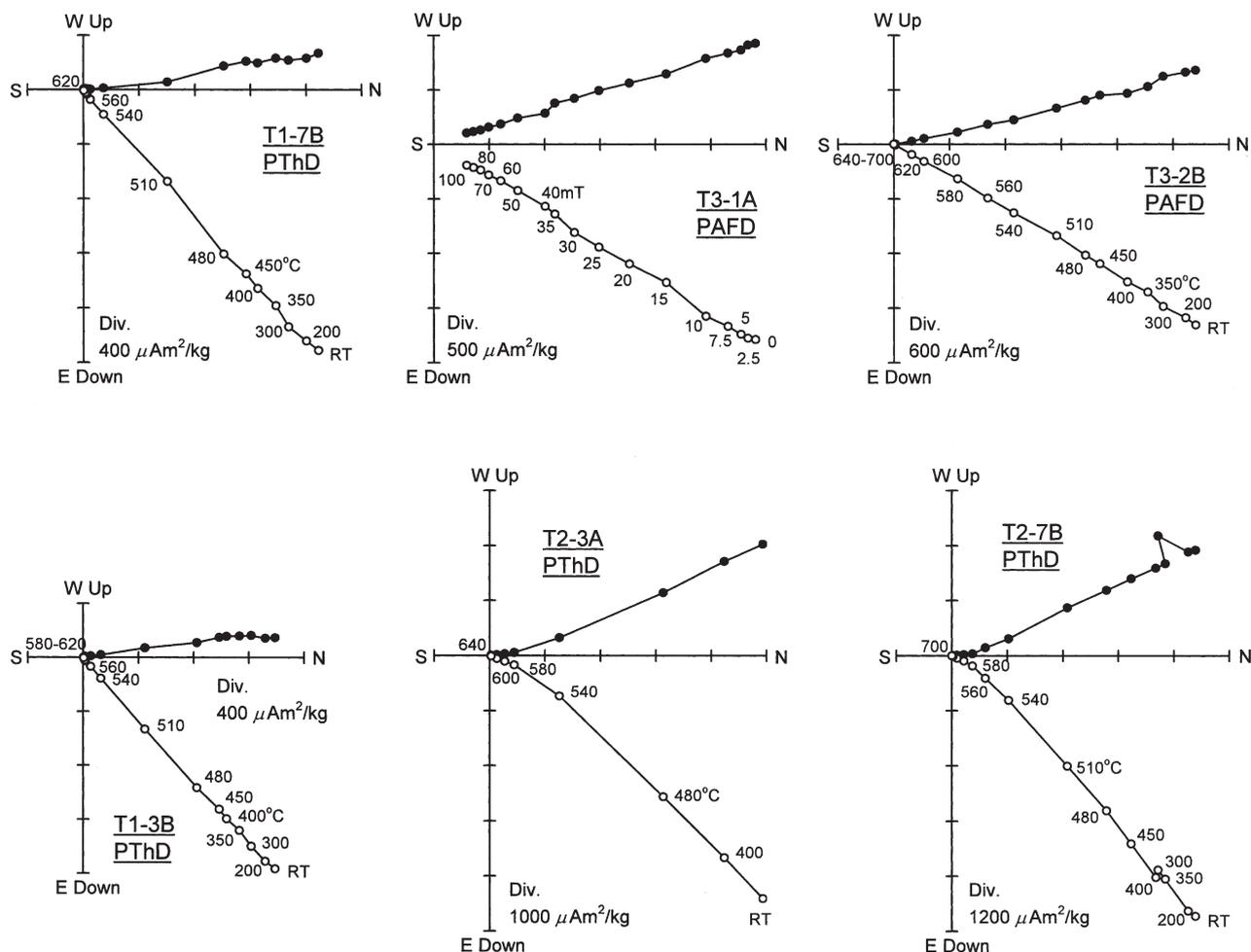


Fig.2. Zijderfeld diagrams showing representative stepwise demagnetization results. (Upper) Single-component magnetization. (Lower) Two-component magnetization. PAFD, progressive alternating field demagnetization; PThD, progressive thermal demagnetization. Solid (open) circles indicate vector endpoints projected onto the horizontal (north-south vertical) plane.

Table 1. Paleomagnetic data.

Site (Rock)	Sample	<i>J</i>	Component H				Component L			
			<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	MAD (°)	Range	<i>D</i> (°)	<i>I</i> (°)	MAD (°)	Range
T1 (Bluish andesite)	1A	3.35	343.2	42.1	0.9	30mT-ORG	352.1	46.0	1.0	5-30mT
	2A	2.18	346.7	47.2	1.4	30mT-ORG				
	3A	3.29	354.1	46.7	2.2	5mT-ORG				
	3B	2.10	351.8	48.7	0.6	400°C-ORG	2.3	47.4	2.8	RT-400°C
	4A	2.28	353.0	48.3	1.3	5mT-ORG				
	5A	1.93	350.5	48.4	1.1	5mT-ORG				
	6A	3.07	1.4	50.1	1.5	0mT-ORG				
	7A	2.94	353.6	48.3	2.7	7.5mT-ORG				
	7B	2.57	351.0	48.7	1.1	RT-ORG				
8A	2.23	0.6	50.5	1.4	5mT-ORG					
	Mean		352.4	48.0	$(\alpha_{95} = 2.6, N = 10)$		358.1	48.8	$(\alpha_{95} = 7.8, N = 3)$	
T2 (Reddish andesite)	1A	6.32	353.6	24.0	2.2	600°C-ORG	335.7	49.2	1.6	400-580°C
	2B	7.25	354.4	22.2	1.0	580°C-ORG	334.4	40.9	2.1	400-580°C
	3A	6.92	353.4	20.9	0.7	580°C-ORG	335.0	42.1	0.7	RT-540°C
	6A	8.11	355.5	23.5	0.5	600°C-ORG	334.5	47.8	0.7	400-580°C
	7B	8.07	354.7	24.0	0.5	600°C-ORG	333.3	45.7	4.1	RT-580°C
	8A	6.97	352.2	25.1	0.7	600°C-ORG	334.7	47.2	1.6	400-580°C
		Mean		354.0	23.3	$(\alpha_{95} = 1.5, N = 6)$		334.6	45.5	$(\alpha_{95} = 2.8, N = 6)$
T3 (Reddish andesite)	1A	3.54	342.4	31.1	1.2	RT-ORG	335.6	35.5	1.9	200-350°C
	1B	3.95	344.2	30.2	1.6	450°C-ORG				
	2A	5.07	345.6	29.3	1.3	5mT-ORG				
	2B	3.89	346.1	30.5	1.1	RT-ORG				
	3A	3.41	346.5	29.5	0.9	480°C-ORG				
	4A	4.11	343.0	28.7	0.9	100°C-ORG				
	5A	6.21	348.3	28.2	0.9	480°C-ORG				
	6A	6.68	345.8	32.7	0.9	480°C-ORG				
	7A	6.48	347.5	29.8	1.4	480°C-ORG				
8A	6.60	347.1	26.6	0.3	540°C-ORG					
	Mean		345.7	29.7	$(\alpha_{95} = 1.4, N = 10)$		335.6	35.5	$(N = 1)$	

Component H is high-temperature (high-T) or high-coercivity (high-C) component, and component L is low-T or low-C one. *J*, intensity of natural remanent magnetization in $10^{-3} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$; *D* and *I*, declination and inclination; MAD, maximum angular deviation (Kirschvink, 1980); Range, demagnetization range used to calculate direction by principal component analysis (ORG, origin of vector component diagram; RT, room temperature); α_{95} , radius of 95% confidence cone; *N*, number of samples.

T2 と T3 (赤戸室石) では主に PThD を適用した。

段階消磁により、すべての試料から単一または2つの残留磁化成分が分離された (Fig.2, Table 1)。Fig.2 において上段は単一成分が得られた例、下段は2つの成分が分離された例である。いずれの場合も消磁の進行に伴う残留磁化の変化は比較的単純である。単一の成分が決定された試料では、Zijderveld 図上で自然残留磁化 (NRM) の段階から原点に向かって直線的に減衰する様子が見られた (以下、H 成分と呼ぶ)。他方、2成分が見られた試料では (T2 の赤戸室石試料に多い)、多くの場合約 580 °C で低温の成分 (L 成分と呼ぶ) がアンブロックされ、より高い温度で高温の成分 (H 成分) が出現した。青戸室石の試料では 350 °C ~ 450 °C 付近 (PThD) または約 30 mT (PAFD) で L 成分が消去された。

青戸室石と赤戸室石では PThD の進行に伴う残留磁化強度の減衰の様子に違いが見られた。いくつかの代表的な熱消磁曲線を Fig.3 に示す。この図で縦軸は残留磁化強度の最大値 (J_{max} : ほとんどの場合は NRM 強度) に対する各消磁段階での強度 (*J*) の割合であり、対数スケールで示す。青戸室石では (Fig.3 の T1)、450 °C 付近から残留磁化の減衰が大きくなり、約 580 °C に最大アンブロッキング温度 (T_{ub}) が認

められた。この T_{ub} に達した時点で J/J_{max} は約 0.01 かそれ以下にまで減少したため、青戸室石の残留磁化は 580 °C 付近の T_{ub} をもつ磁性鉱物に支配的に担われている。他方、赤戸室石では (Fig.3 の T2 と T3)、450 °C 付近から減衰が大きくなったことは青戸室石の場合と同じだが、 T_{ub} が2つ以上見られたことが異なる。すなわち 580 ~ 600 °C 付近と約 680 °C に T_{ub} が確認され、T3 の試料ではそれらに加えて 650 °C 付近の T_{ub} も認められた。前述のように赤戸室石の多くの試料では L 成分と H 成分の2成分が分離されたが、580 ~ 600 °C 付近の T_{ub} が L 成分の完全消去温度にほぼ対応する。赤戸室石の残留磁化は、青戸室石と同じ T_{ub} を示す磁性鉱物と約 680 °C や約 650 °C といった高い T_{ub} をもつ磁性鉱物の少なくとも2種類が担っているようである。

2. 残留磁化方位

戸室山の3地点で決定された H 成分と L 成分の方位を Fig.4 の下半球等積投影図に示す (Fig.4 で黒色印は H 成分、灰色印は L 成分)。両成分とも正帯磁の方位をもつ。青戸室石の T1 では (Fig.4.1)、これら2成分の方位は地心双極子磁場で期待される方位 (x 印) とよく似ている。H 成分の地点平均方位は $D = 352.4^\circ, I = 48.0^\circ, \alpha_{95} = 2.6^\circ (N = 10)$, L

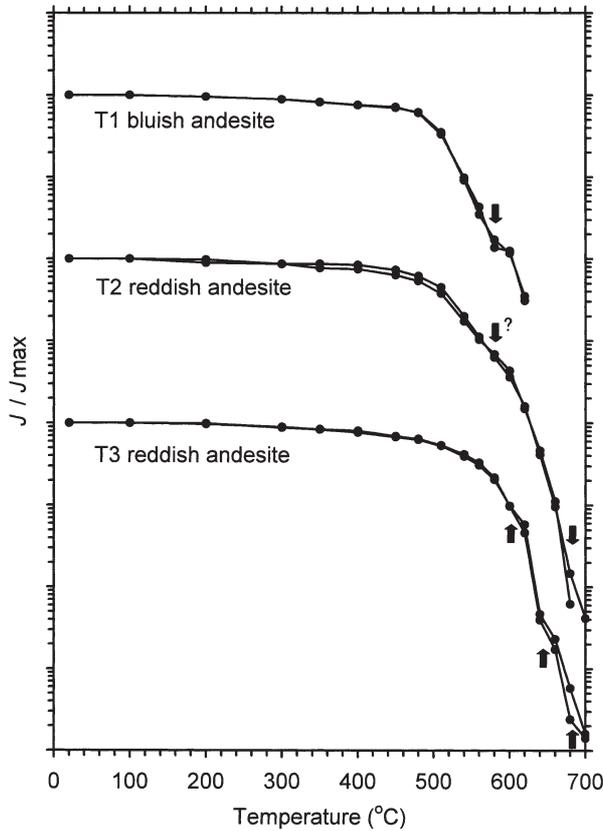


Fig.3. Representative thermal demagnetization curves. Arrows show approximate maximum unblocking temperatures.

成分のそれは $D = 358.1^\circ$, $I = 48.8^\circ$, $\alpha_{95} = 7.8^\circ$ ($N = 3$) であり (Table 1), 両者には信頼度 95% で差があるとは言えない (統計的な判定は McFadden and McElhinny, 1990 の方法による). それに対し, 赤戸室石の T2 と T3 では H 成分と L 成分の間に比較的大きな違いが見られた. T2 では (Fig.4.2), H 成分の平均方位 ($D = 354.0^\circ$, $I = 23.3^\circ$, $\alpha_{95} = 1.5^\circ$, $N = 6$) と L 成分の平均方位 ($D = 334.6^\circ$, $I = 45.5^\circ$, $\alpha_{95} = 2.8^\circ$, $N = 6$) は有意に異なっている. T3 では L 成分が 1 試料でしか決定できなかったため統計的な判定はできないが, その方位は H 成分のよく集中した方位集団 (平均 $D = 345.7^\circ$, $I = 29.7^\circ$, $\alpha_{95} = 1.4^\circ$, $N = 10$) と比べると異質なものに見える (Fig.4.3).

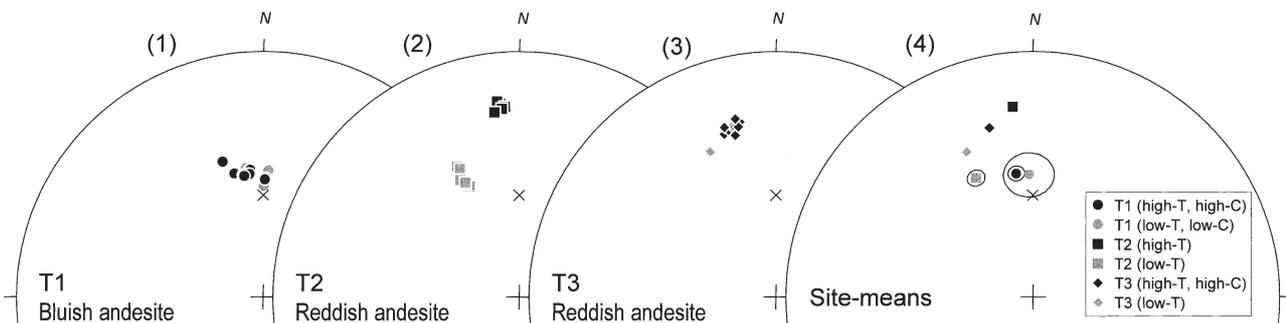


Fig.4. Lower-hemisphere equal-area projections showing (1-3) directions of magnetization components determined for individual samples collected at lava dome sites and (4) site-mean directions. The geocentric axial dipole field direction is shown by crosses. Ovals about mean directions indicate areas of 95% confidence with radius α_{95} .

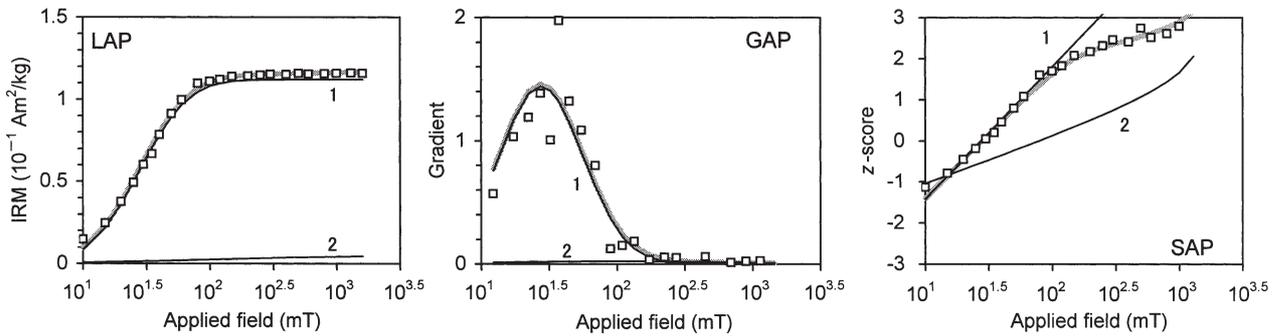
これら 2 地点で特筆すべき事実は, 両地点とも同じ溶岩ドームの表層部に位置しているにもかかわらず, H 成分, L 成分とも地点間で方位が一致しないことである (ただし L 成分は統計的な判定ができない). また, 両地点の H 成分と L 成分は T1 のそれぞれの方位とも異なっている.

3. 岩石磁気実験

IRM の段階着磁実験と保磁力成分解析の結果を Fig.5 と Table 2 に示す. Fig.5 で LAP (linear acquisition plot) は IRM の獲得曲線を, GAP (gradient of acquisition plot) は IRM 獲得曲線の微分を, SAP (standardized acquisition plot) は正規確率プロット (縦軸は標準偏差の倍数) をそれぞれ示す. 青戸室石と赤戸室石の各 1 試料について実験を行った. 両試料は 1.6 T でも飽和等温残留磁化 (SIRM) に達しなかった. これは特に赤戸室石の試料で明瞭である (Fig.5.2). 解析の結果, 2 つの試料から共通して比較的低い平均保磁力 ($H_{1/2}$) をもつ成分と高い $H_{1/2}$ の成分が分離された (前者を保磁力成分 1, 後者を保磁力成分 2 と呼ぶ). 2 試料とも保磁力成分 1 の $H_{1/2}$ は 30 mT 前後, 対数正規分布の標準偏差を表す dispersion parameter (DP) は 0.2 ~ 0.3 程度である. 保磁力成分 2 の $H_{1/2}$ は青戸室石の試料が約 100 mT, 赤戸室石の試料が約 500 mT であり, DP は 0.9 ~ 1.0 程度と大きい. 赤戸室石と青戸室石の間で見られた大きな違いは各保磁力成分のトータル SIRM に対する貢献度であり, 青戸室石では保磁力成分 1 の貢献度が 96% と圧倒的に大きく, 対照的に赤戸室石では保磁力成分 2 の貢献度 (58%) が保磁力成分 1 (42%) よりも大きい.

磁性鉱物の粒子サイズを推定するために, 本研究では T1, T2, T3 の試料について Banerjee plot (or King plot: Banerjee et al., 1981; King et al., 1982) を作成した. この方法は ARM に強い粒子サイズ依存性があることを利用するもので, 初磁化率と ARM の関係からマグネタイトの粒子サイズを推定する. Fig.6 の横軸は初磁化率 (χ), 縦軸は ARM 磁化率 (χ_{ARM} : 獲得された ARM を静磁場強度で割ったもの) である. 図中の破線は King et al. (1982) の phenomenological model で示された 0.1 μm , 0.2 μm , 1.0 μm のマグネタイトの分布ラインを示す. この測定結果から以下の 2 点を指摘することができる: 1) 青戸室石 (T1) と赤戸室石 (T2 と T3) を比較すると, 初磁化率は前者のほうが明らかに高いが χ_{ARM}

(1) Bluish andesite



(2) Reddish andesite

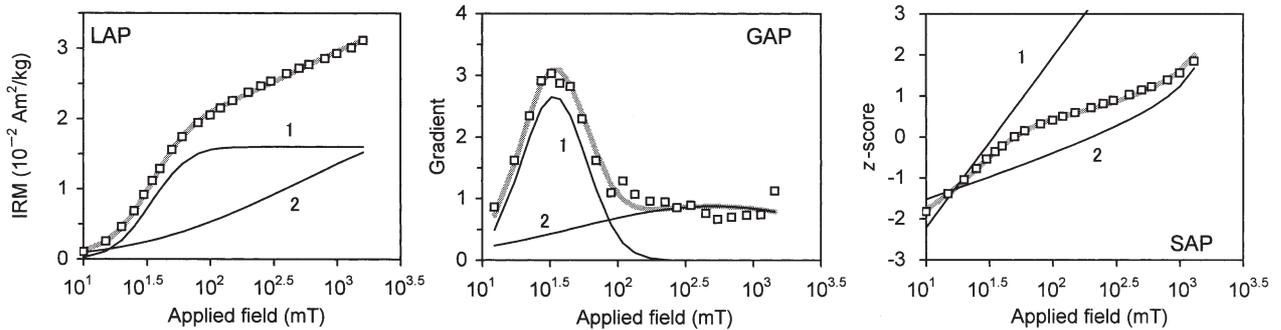


Fig.5. Results of IRM component analysis. LAP, linear acquisition plot; GAP, gradient of acquisition plot; SAP, standardized acquisition plot. Open squares, data points; thin solid lines with numbers, coercivity components; thick grayish line, sum of the individual components. Magnetic parameters are summarized in Table 2.

Table 2. Parameter values of IRM coercivity components.

Site	Comp.	SIRM (Am ² /kg)	Contr. (%)	log(<i>H</i> _{1/2})	<i>H</i> _{1/2} (mT)	DP
TWR1 [8]	1	1.12 × 10 ⁻¹	96	1.44	28	0.31
	2	5.00 × 10 ⁻³	4	2.00	100	0.91
TWR3 [7]	1	1.60 × 10 ⁻²	42	1.53	34	0.24
	2	2.20 × 10 ⁻²	58	2.70	501	1.00

SIRM, saturation isothermal remanent magnetization; Contr., contribution to total SIRM; *H*_{1/2}, mean coercive force (at which half of SIRM is reached); DP, dispersion parameter (one standard deviation of logarithmic distribution). Analysis was made with computer programs "IRM-CLG 1.0" (Kruiver et al., 2001) and "IRMUNMIX for Excel" (Heslop et al., 2002).

の分布幅にはほとんど差がない; 青戸室石のデータはマグネタイトの 1.0 μm ラインに沿って分布し, 赤戸室石のデータはより細粒の分布域 (0.2 μm ~ 0.1 μm ライン沿いかより細粒側) に落ちる.

4. 粉末 X 線回折

粉末 X 線回折分析の結果を Fig.7 に示す. 青戸室石と赤戸室石は共に 2θ = 22° 及び 28° 付近の斜長石のピークが顕著であり, これは両岩石が斜長石斑晶に富むことと調和する. 角閃石, 輝石, 黒雲母などのピークははっきり同定できない (斑晶量が少ないためであろう). 青戸室石と赤戸室石の粉末

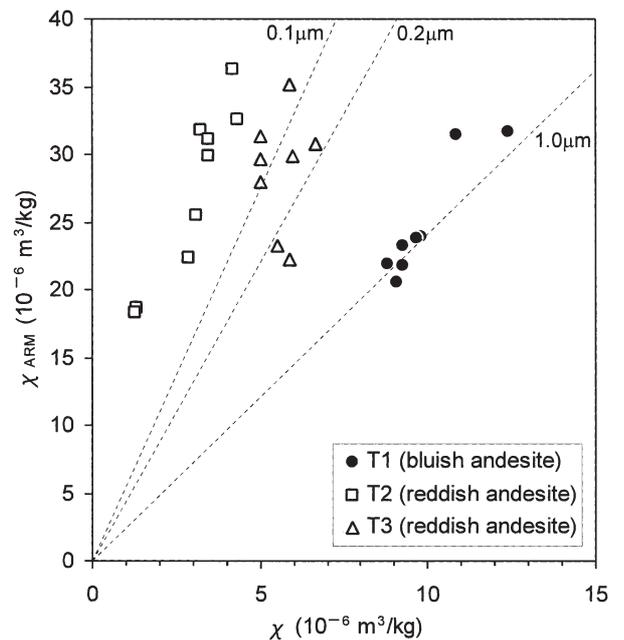


Fig.6. Banerjee plot (biplot of anhysteretic susceptibility χ_{ARM} and low-field susceptibility χ). Grain-size estimates indicated by broken lines (0.1 μm, 0.2 μm, 1.0 μm) follow King et al. (1982).

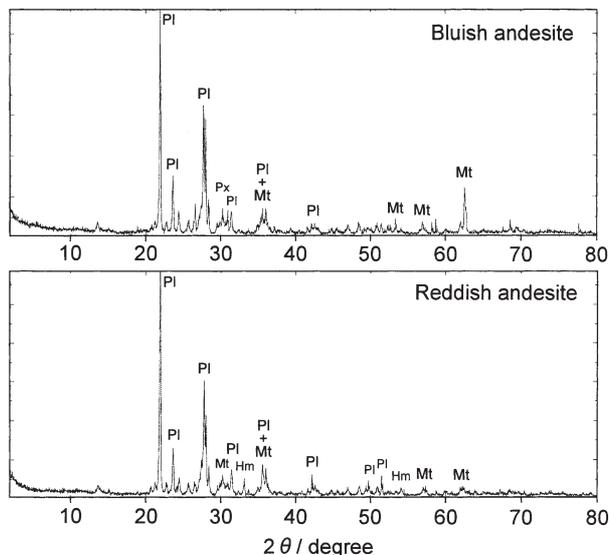


Fig.7. X-ray diffraction patterns of bluish andesite and reddish andesite samples. Hm, hematite; Mt, magnetite; Pl, plagioclase; Px, pyroxene.

X線パターンの大きな違いは、青戸室石が $2\theta = 63^\circ$ ($d = 0.148$ nm) や 57° ($d = 0.161$ nm) 付近のマグネタイトの顕著なピークを示すのに対し、赤戸室石はそれらのピークが小さいことである。そして赤戸室石は青戸室石にはない $2\theta = 33.3^\circ$ ($d = 0.269$ nm) の小さいがはっきりしたヘマタイトのピークを示す。角閃石のピークも $2\theta = 33^\circ$ 付近に出るが、どちらの岩石もほぼ同じ量の角閃石を含んでいるのに青戸室石にはこのピークがなく、赤戸室石には $2\theta = 54^\circ$ 付近のヘマタイトの別のピークも弱いがながら見られるため、これらはヘマタイトのピークであると判断される。

議 論

1. 青戸室石と赤戸室石の磁性鉱物

青戸室石と赤戸室石に含まれる磁性鉱物を粉末 X 線回折と磁気測定の結果から推定する。粉末 X 線回折分析から、青戸室石はマグネタイトを、赤戸室石はマグネタイトとヘマタイトの両方を含むことがわかる (Fig.7)。同じことは熱消磁曲線からも強く示唆される (Fig.3)。すなわち青戸室石はマグネタイトを示唆する $580 \sim 600^\circ\text{C}$ 付近の T_{ub} をもち、赤戸室石はその T_{ub} に加えてヘマタイトを示す約 680°C の T_{ub} も示した。また、T3の赤戸室石試料は約 650°C の T_{ub} も示したが (Fig.3)、これはTiを僅かに含むチタノヘマタイトであろう (以下、ヘマタイトに一括)。赤戸室石がヘマタイトを含むことは、岩石自体が赤味を帯びていること、及び赤戸室石が溶岩冷却時に最も酸化的な雰囲気である溶岩ドーム表層部に分布すること (前述) から容易に推測できる。さらに、保磁力成分解析結果は青戸室石にもヘマタイトが含まれることを示唆する (Fig.5, Table 2)。この解析で分離された保磁力成分1と2は $H_{1/2}$ と上述の議論からそれぞれマグネタイトとヘマタイトに違いないが、保磁力成分2は青戸室石に

も認められた。以上の議論から、青戸室石と赤戸室石は共にマグネタイトとヘマタイトを含むと結論される。

青戸室石と赤戸室石にはマグネタイトとヘマタイトが共通して含まれるが、残留磁化の担い手としてのそれらの貢献度は両岩石で異なる。青戸室石の場合、保磁力成分2のSIRM貢献度は4%と小さい (Table 2)。またPThDでは 600°C 付近で残留磁化強度がNRMの1%程度かそれ以下にまで減衰した (Figs. 2, 3)。こうした事実は、青戸室石の残留磁化の大部分はマグネタイトが担っており、ヘマタイトの貢献は極めて小さく実質上無視できることを示す。恐らくヘマタイトの含有量が後述の赤戸室石に比べて相当少ないのだろう。他方、赤戸室石では以下に述べるようにヘマタイトの貢献が無視できない。赤戸室石でも青戸室石の場合と同様、残留磁化の約90%かそれ以上が約 600°C の消磁で消失したため (Figs. 2, 3)、残留磁化の主要な担い手はマグネタイトと言える。しかし、赤戸室石はトータルSIRMの半分以上を保磁力成分2が担う (Table 2)。ヘマタイトの平均的なSIRMはマグネタイトのそれよりも1桁小さい (Peters and Dekkers, 2003)。そのため赤戸室石のヘマタイト含有量は相当多いと言えよう。また、赤戸室石のT2では多くの試料からH成分とL成分が分離され、それらの方位は互いに異なっていた (Table 1, Fig.4)。これらの試料ではH成分の担い手は明らかにヘマタイトである。したがって、赤戸室石では残留磁化の担い手としてヘマタイトを無視できない。

2. 高温酸化によるヘマタイトの生成とマグネタイト粒子サイズの変化

青戸室石と赤戸室石ではマグネタイトの粒子サイズが異なるようだ。Banerjee plotを用いた粒子サイズの検討結果は (Fig.6)、青戸室石より赤戸室石の方がマグネタイトの粒子サイズが小さいことを強く示唆する。この検討では初磁化率とARM磁化率に対するヘマタイトの効果を考慮していないが、ヘマタイトの一般的な初磁化率はマグネタイトのそれに比べて桁違いに小さく (Peters and Dekkers, 2003)、またヘマタイトはARMをあまり獲得しない (Maher and Thompson, 1999 ed., p.38)。そのため、粒子サイズの解釈に無視できない影響を与えるほどヘマタイトの効果が大きいとは考えにくい。

こうしたマグネタイトの粒子サイズの違いはヘマタイトの生成と密接に関係したものであると筆者らは推察する。マグネタイトの大部分が高温酸化によりヘマタイトに変化したことがマグネタイトの細粒化の原因であると仮定すれば、岩石の色の違いに対応したマグネタイト粒子サイズの違いを説明できる。こうしたプロセスが進行すれば当然マグネタイトの含有量も減少するはずである。赤戸室石 (T2とT3の試料)の初磁化率は青戸室石 (T1の試料) よりも小さかった (Fig.6)。また、赤戸室石の保磁力成分1のSIRMは青戸室石のその10%程である (Table 2)。SIRMは初磁化率と同様にその含有量を指標するパラメータである (例えば、Robinson, 1986)。これらの比較は赤戸室石のマグネタイト量が相対的にかなり少ないことを示し、筆者らの解釈が妥当であることを示唆する。

3. 残留磁化獲得後の溶岩の変形

3 地点で決定された残留磁化方位は H 成分, L 成分共に正帯磁で, 北よりの偏角と $20^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の伏角をもつ (Fig.4). K-Ar 年代 (清水ほか, 1988; 酒寄ほか, 2004) は戸室山が Brunhes Chron に形成されたことを示しており, 正帯磁という結果はそうした年代観と整合する。

青戸室石の T1 では, H 成分と L 成分の方位に差があるとは言えず (いずれもマグネタイトが主要な担い手), 両成分とも地心双極子磁場方位とよく似ていた。これは T1 の溶岩が TRM 獲得後に移動や回転をほとんど受けていないことを示唆する。

それに対し, 赤戸室石の T2 と T3 では各地点内で H 成分 (ヘマタイトが担い手) と L 成分 (主にマグネタイトが担い手) の方位が異なり, 地点間でも方位が異なっていた。さらにそれらの方位は T1 の方位や地心双極子磁場方位とも異なっていた。戸室山では溶岩噴出とそれに引き続く冷却にどの程度の期間を費やしたのかはわかっていない。しかし, この溶岩ドームは南北約 1.5 km, 東西約 1 km, 基盤からの高さは約 200 m と (石渡ほか, 2001; 酒寄ほか, 2004), 溶岩ドームとして特に大きいわけではない (久野, 1976)。この点を考慮すると, 溶岩が噴出時の温度からマグネタイトの T_c (580°C) まで冷却するのに地磁気方位が永年変化で 10° 以上も変化するほどの長い期間 (完新世の考古地磁気記録に基づく 100 年以上) を要したとは考えにくい。

T2 と T3 で見られた残留磁化方位の不一致の原因として, TRM 獲得後に戸室山の表面で溶岩の変形が起こった可能性が高いと筆者らは考える。マグネタイトが担う残留磁化成分が地点間で異なっていたことは, これらの地点が 580°C 以下に冷却した後に変形が起こったことを示唆する。両地点で H 成分の方位が異なることは, 高温酸化でヘマタイトが晶出して残留磁化を獲得した後に変形が進行していたことを示唆する。T2 と T3 付近における山腹斜面の傾斜は 30° 前後である。このような急傾斜部では, 噴火時や噴火終了直後に, 先に固結した溶岩外殻が重力下で不安定となり, より高温で塑性的であろう溶岩内部の上を動いたのかもしれない。またアア溶岩やブロック溶岩において古地磁気測定を通じて認められているように (James, 1966; Nishitani and Sasaki, 1988; Sakamoto, 1992), ドーム内部の溶岩流動に伴ってドーム外殻で移動・回転が起きたという可能性もある。このように, 戸室山では溶岩ドーム内部の溶岩は TRM 獲得後にほとんど動いておらず, 他方で表面の溶岩は TRM 獲得後に変形したらしいことが示唆されるが, こうした現象が溶岩ドームで普通に見られることなのかどうかを検討することが今後重要と考えられる。

結 論

本研究で筆者らは, 金沢市東方に分布する戸室火山岩類から試料を採取し, 岩石磁気及び古地磁気の研究を行った。主な結論を以下に列記する。

(1) 青戸室石 (溶岩ドーム内部の大部分) の残留磁化を担う主要な磁性鉱物はマグネタイトである。赤戸室石 (溶岩ド

ーム表層部) でも残留磁化の主なキャリアーはマグネタイトであるが, ヘマタイトも相当含まれ, それが担う残留磁化を無視できない。

(2) 青戸室石と赤戸室石ではマグネタイトの粒子サイズが異なる。後者がより細粒である。また両者ではマグネタイト含有量が異なり, 後者のほうが少ない。こうした違いはヘマタイトの形成に伴って生じたものである。赤戸室石では初生に含まれるマグネタイトの大部分が高温酸化によりヘマタイトに変化し, それによりマグネタイトの含有量と粒子サイズが減少した。

(3) 戸室山の 3 地点で正帯磁の残留磁化方位が決定されたが, それらは地点間で異なっていた。青戸室石の地点では H, L 両成分の方位はほぼ一致し, 地心双極子磁場方位ともよく似ていた。それに対し, 赤戸室石からなるドーム表層部の 2 地点では各地点内で H 成分と L 成分の方位が異なり, 地心双極子磁場方位とも大きく異なっていた。こうした結果から, 戸室山の表面では TRM 獲得後に溶岩の変形が起こった可能性が高い。

謝 辞

粉末 X 線回折分析では奥野正幸氏 (金沢大学) にお世話になった。中村宣仁氏 (愛知教育大学) には試料採取と磁気測定でご協力いただいた。田崎和江氏 (金沢大学) と故田崎耕市氏には俵町の露頭をご教示いただいた。酒寄淳史氏 (金沢大学) と塚脇真二氏 (金沢大学) には文献を送っていただき, 塚脇氏には戸室山火砕堆積物についてもご教示いただいた。田中秀文氏 (高知大学) と匿名査読者, 及び編集担当の伊藤康人氏 (大阪府立大学) から頂いたコメントにより, 本論は大きく改善された。以上の方々に深く感謝します。本研究には平成 13 年度中日新聞社東海学術奨励会研究助成金及び文科省科学研究費補助金 (14740291) の一部を使用した。

文 献

- Audunsson, H. and Levi, S., 1997, Geomagnetic fluctuations during a polarity transition. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 20259-20268.
- Audunsson, H., Levi, S. and Hodges, F., 1992, Magnetic property zonation in a thick lava flow. *Jour. Geophys. Res.*, **97**, 4349-4360.
- Banerjee, S. K., King, J. and Marvin, J., 1981, A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 333-336.
- Delius, H., Brewer, T. S. and Harvey, P. K., 2003, Evidence for textural and alteration changes in basaltic lava flows using variations in rock magnetic properties (ODP Leg 183). *Tectonophysics*, **371**, 111-140.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A*, **217**, 295-305.
- Heslop, D., Dekkers, M. J., Kruiver, P. P. and van Oorschot, I. H. M., 2002, Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. *Geophys. Jour. Int.*, **148**, 58-64.
- 今井 功, 1959, 5 万分の 1 地質図幅「金沢」及び同説明書。地質調査所, 27p.
- 石渡 明, 2001, 金沢周辺一火山と火山岩。北陸の自然をたずねて編集委員会編, 北陸の自然をたずねて, 築地書館, 東京, 92-97.
- 石渡 明・田崎和江・田崎耕一, 2001, 金沢市の戸室火山岩屑流堆積物の特徴とその中の木片の ^{14}C 年代。日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 140.
- James, D. E., 1966, Geology and rock magnetism of Cinder Cone lava

- flows, Lassen Volcanic National Park, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **77**, 303-312.
- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J. and Özdemir, Ö., 1982, A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 404-419.
- Kirschvink, J. L., 1980, The least squares lines and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **62**, 699-718.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J. and Heslop, D., 2001, Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **189**, 269-276.
- 久野 久, 1976, 火山及び火山岩 (第2版). 岩波, 東京, 283p.
- Maher, B. A. and Thompson, R., 1999 eds., *Quaternary climates, environments and magnetism*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 390p.
- McFadden, P. L. and McElhinny, M. W., 1990, Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. Jour. Int.*, **103**, 725-729.
- 前田崇志・富井康博・西山暢一・西下知彦・加藤道雄・塚脇真二, 2000, 石川県金沢市東部東原～蓮如地域の地質. 金沢大日本海域研究所報, no.31, 1-31.
- 守屋以智雄, 1992, 火山を読む. 岩波, 東京, 166p.
- Nishitani, T. and Sasaki, S., 1988, Measurements of remanent magnetization of Izu Oshima lava flow in 1986. *Rock Mag. Paleogeophys.*, **15**, 1-3.
- Peters, C. and Dekkers, M. J., 2003, Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. *Phys. Chem. Earth*, **28**, 659-667.
- Robinson, S. G., 1986, The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 22-47.
- Saito, T., Ishikawa, N. and Kamata, H., 2003, Identification of magnetic minerals carrying NRM in pyroclastic-flow deposits. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **126**, 127-142.
- 齋藤武士・鎌田浩毅・石川尚人, 2000, 由布-鶴見火山群の池代火砕流堆積物と池代北部火砕物の岩相と残留磁化. 火山, **45**, 217-224.
- Sakamoto, M., 1992, Lava block rotation around vertical axis inferred from remanence directions of Miocene Yoka Formation, Southwest Japan. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, **44**, 55-63.
- 酒寄淳史・中田朋子・奥村博之・林信太郎, 2004, 金沢市の戸室火山における溶岩の分布—田島城跡溶岩ドームの発見—. 金沢大日本海域研究所報, no.35., 117-124.
- 清水 智・山崎正男・板谷徹丸, 1988, 両白-飛騨地域に分布する鮮新-更新世火山岩の K-Ar 年代. 岡山理大蒜山研究所研報, no.14, 1-36.
- Singer, B. and Brown, L. L., 2002, The Santa Rosa Event: ⁴⁰Ar/³⁹Ar and paleomagnetic results from the Valles rhyolite near Jaramillo Creek, Jemez Mountains, New Mexico. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 51-64.
- Zijderveld, J. D. A., 1967, A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. In Collinson, D. W., Creer, K. M. and Runcorn, S. K., eds., *Methods in palaeomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254-286.

(要 旨)

星 博幸・石渡 明, 2004, 石川県, 戸室火山溶岩ドームの岩石磁気と古地磁気. 地質雑, **110**, 536-544. (Hoshi, H. and Ishiwatari, A., 2004, Rock magnetism and paleomagnetism of a lava dome of Tomuro Volcano, Ishikawa Prefecture, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*. **110**, 536-544.)

戸室火山の戸室山(安山岩の溶岩ドーム)で岩石磁気・古地磁気学的研究を行った。詳細な磁気測定により安山岩に含まれる磁性鉱物の種類, 量, 粒子サイズを推定した。マグネタイトとヘマタイトが残留磁化の担い手だが, 溶岩ドーム内部の大部分をなす淡青灰色の安山岩(青戸室石)とドーム表層部をなす赤味を帯びた安山岩(赤戸室石)の間で両鉱物の量とマグネタイトの粒子サイズが異なる。赤戸室石では高温酸化によりマグネタイトの大部分がヘマタイトに変化し, それがマグネタイト量の減少と細粒化, 及びヘマタイト量の増加をもたらした。戸室山では3地点で正帯磁の平均方位が決定されたが, それらは有意に異なっていた。溶岩ドームの表面では熱残留磁化の獲得後に溶岩の変形が起こった可能性が高い。