

原著論文

荒船地域に産する讃岐岩様無斑晶質安山岩の化学組成

佐藤興平¹・中野 俊²

¹気象庁気象大学校：〒277-0852 千葉県柏市旭町7-4-81

²産業技術総合研究所地質調査総合センター活断層・火山研究部門：〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7

要旨：荒船山周辺の山稜には、黒色の無斑晶質な外観から、瀬戸内地域の讃岐岩に対比された安山岩質溶岩が産する。今回詳しい産地が特定できた地点から試料を採取して主成分組成を測定し、周辺域の安山岩類について公表された分析データも合わせて、高マグネシア安山岩の産出で特徴づけられる瀬戸内地域の火山岩の化学組成と比較した。その結果、荒船地域の試料 (59.6wt.%SiO₂) で得られた低いMgO含有量 (2.45wt.%) と比較的高いFeO*/MgO比 (3.54) から (FeO* はFeOに換算した全Fe酸化物含有量)、この付近の無斑晶質安山岩は讃岐岩やサヌキトイドとは異質のものと判断される。

キーワード：荒船、無斑晶質安山岩、瀬戸内、讃岐岩、高マグネシア安山岩

Chemical composition of sanukite-like aphyric andesite in the Arafune area, central Japan

SATO Kohei¹ and NAKANO Shun²

¹Meteorological College, Japan Meteorological Agency: Asahi 7-4-81, Kashiwa, Chiba 277-0852, Japan

²Geological Survey of Japan, AIST: Higashi 1-1-1 Central 7, Tsukuba 305-8567, Japan

Abstract: Black-colored aphyric andesite occurs in ridges around the Mt. Arafune, which was correlated to sanukite in the Setouchi volcanic province characterized by the occurrences of high-Mg andesite. A representative sample from the same outcrop described before was analyzed for major element composition. This sample (59.6wt.%SiO₂) shows relatively low MgO content (2.45wt.%) and high FeO*/MgO ratio (3.54), indicating that the aphyric andesite in the Arafune area is dissimilar to sanukite and sanukitoid in the Setouchi area (FeO* is total Fe as FeO).

Key Words: Arafune, aphyric andesite, Setouchi, sanukite, high-Mg andesite

1. はじめに

群馬-長野県境に位置する荒船山周辺の山稜には、安山岩質の溶岩や火砕岩が分布する。これらは本宿層の西部を構成しており (地質調査所, 1969; 本宿団体研究グループ, 1970), 本宿カルデラの陥没構造の外側に堆積したものとみられ, K-Ar年代から主に鮮新世に形成されたと推定される (佐藤, 2004, 2005, 2007)。この火山岩層の一部には無斑晶質な黒色の溶岩が産し, その外観から瀬戸内地域の讃岐岩に対比され, 他の地形・地質情報も併せて, 荒船地域は瀬戸内区の東方延長部にあたると見なされたことがある (河内・河内, 1963a,b; 註1)。この見解は Sugimura and Ueda (1973, p.110) にも紹介されたが, その後長年にわたって検証されないままになっている。

巽・石坂 (1979) は, 銚子の古銅輝石安山岩が瀬戸内地域の高マグネシア安山岩と同じ中新世の K-Ar 年代

(ca.12Ma) を示したことから, 瀬戸内火山帯は銚子まで延びていると結論したが³, 河内・河内 (1963a, b) の指摘した荒船地域の讃岐岩様岩は時代が異なるとして瀬戸内火山帯からは除外した (註2)。一方, 実験岩石学的な研究を基に (Kushiro and Sato, 1978; Tatsumi, 1981), 瀬戸内地域の高マグネシア安山岩は水を含む上部マントル橄欖岩の部分溶融で発生した初生的なマグマであるとの成因説 (例えば, Sato, 1981, 1982; Tatsumi and Ishizaka, 1982) が提起されて関心を集め (例えば, 白木編, 1989; 佐藤, 1989), 1990年代半ばまでには瀬戸内地域だけでなく日本の各地から高マグネシア安山岩が発見され, その時代も古第三紀から鮮新世まで多岐にわたることが明らかとなってきた (図1)。しかし, 不思議なことに, 荒船地域の讃岐岩様岩が注目されることはなかった。そこで, 河内・河内 (1963a) が記載した中で詳しい場所が特定できる露頭に着目して試料を採取し, 主成分組成を測定して検証を試みた。その結

果、この露頭の無斑晶質安山岩は瀬戸内地域の讃岐岩とは異質な岩石であり、本宿層の既存の分析値も合わせ考えると、この地域に Mg に富む安山岩が産する可能性は極めて低いものと判断された。本稿ではこの検討結果を報告する。

2. 荒船地域の地質の概略

荒船山は関東山地北西縁の群馬—長野県境にあり、山頂の標高は 1422.5m に及ぶ。山体を構成する火山岩と類似の

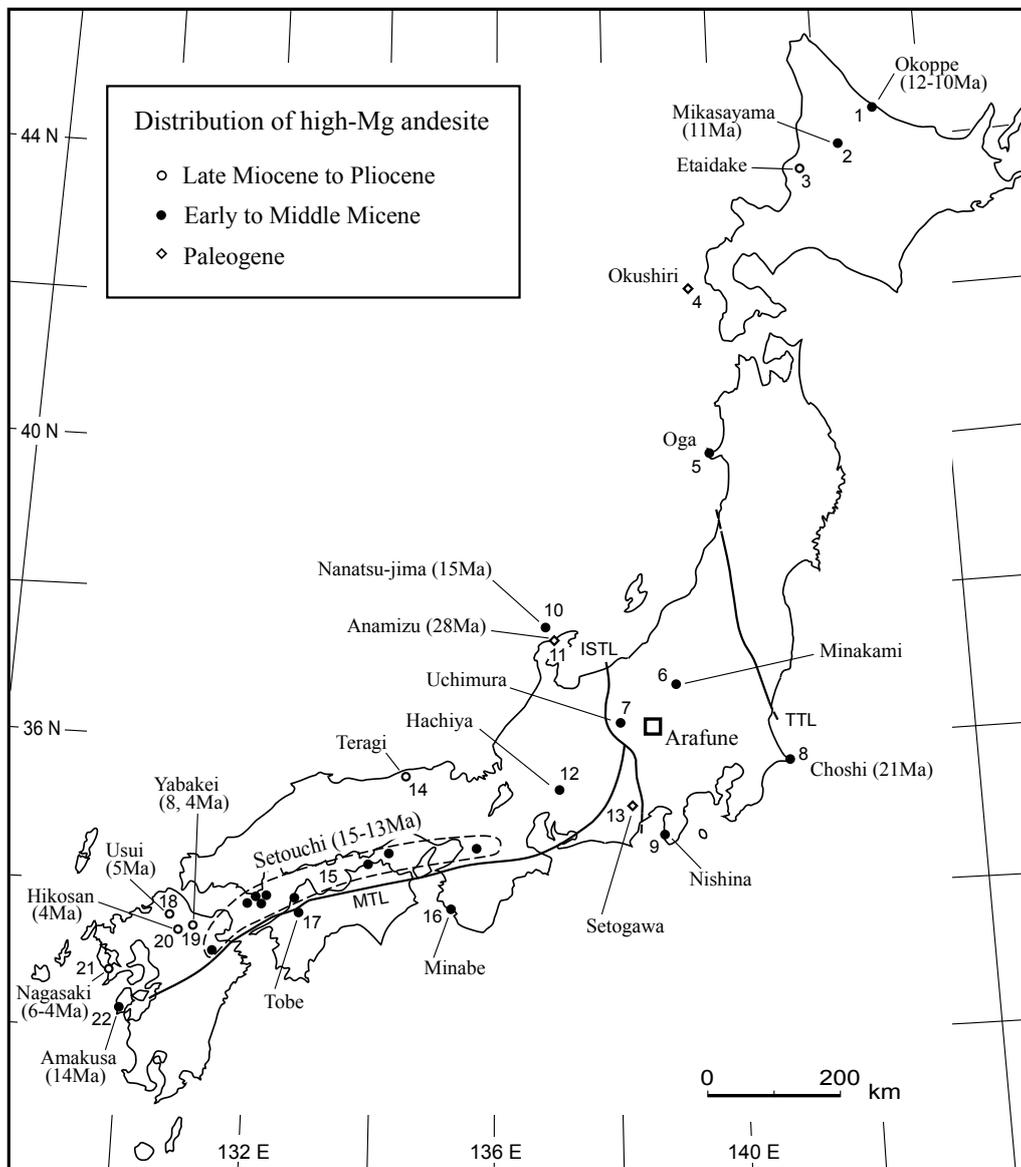


図 1. 日本の高 Mg 安山岩の産地と荒船地域。

産地の地名もしくは地層名を示し、() 内に公表されている K-Ar 年代を示す。出典は以下の通り。1: 北海道紋別郡奥部地域 (Ayabe et al., 2012), 2: 北海道和寒町三笠山 (Wada and Goto, 1993), 3: 恵岱嶽 (大場, 1971; Shiraki, 1981), 4: 奥尻島 (Okamura and Yashida, 1989), 5: 男鹿 (宮城, 1963; Shiraki, 1981), 6: 群馬県水上地域大倉層 (立石ほか, 1995), 7: 長野県内村累層 (三宅ほか, 1995), 8: 千葉県銚子 (Tatsumi and Ishizaka, 1982; 瀬野ほか, 1986), 9: 伊豆半島仁科層群 (高橋, 1989), 10: セツ島 (佐藤ほか, 1989), 11: 能登半島穴水累層 (上松ほか, 1995), 12: 岐阜県美濃加茂市蜂屋累層 (白木・野村, 1989), 13: 静岡県中部瀬戸川層群中の瀬戸川オフィオライト (大橋・白木, 1981), 14: 鳥取県東部照来層群 (古山, 1989), 15: 瀬戸内地域 (大阪周辺: Tatsumi et al., 2001; 香川県小豆島: Tatsumi and Ishizaka, 1982; Tatsumi et al., 2001, 香川県五色台: Sato, 1981, 1982; 山口県南東部: 白木・杉本, 1989; 白木・副島, 1989; 白木ほか, 1989; 愛媛県松山地域: 妹尾, 1981; 大分県大野: Shiraki et al., 1995; Tatsumi et al., 2003), 16: 和歌山県南部町埴田の岩脈 (三宅ほか, 1985), 17: 愛媛県砥部町万年変質安山岩体中の岩脈 (千葉ほか, 2006), 18: 福岡県嘉麻市碓井 (松本ほか, 1992), 19: 大分県中津市耶馬溪 (角縁ほか, 1995; Miyoshi et al., 2008), 20: 福岡県朝倉郡東峰村英彦山南西部 (角縁ほか, 1995; Miyoshi et al., 2008), 21: 長崎 (Miyoshi et al., 2008), 22: 熊本県天草下島亀浦の岩脈 (永尾ほか, 1992)。高マグネシア安山岩として記載されたわけではない文献については、分析値の FeO^*/MgO 比が 1.2 を下まわる安山岩が含まれる場合には暫定的にこの図に加えた。セツ島 (No.10) とその北方に位置する舩倉島の古銅輝石安山岩の分析値 (佐藤ほか, 1989, p.164) は FeO^*/MgO 比が変化に富むが、この比が 1.2 を下まわる 3 試料 (0.99-1.17) を含むセツ島はプロットし、舩倉島の 1 試料はこの比が高い (1.65) ので除外した。Shiraki (1981) が引用した恵岱嶽 (No.3) と男鹿 (No.5) の文献値にも FeO^*/MgO 比が 1.2 を下回る安山岩が含まれるのでこの図に加えた。図の範囲外にも琉球弧の久米島 (6Ma) や西表島 (13Ma, 新城ほか, 1991) および伊豆マリアナ弧の父島 (主に始新世, 海野・中野, 2007) にも高マグネシア安山岩が知られている。愛知県設楽地域の中新世火山岩類 (14-13Ma) には高マグネシア安山岩が知られていないので (杉原・藤巻, 2007), この図では瀬戸内火山帯に含めていない (破線で囲んだ範囲)。MTL: 中央構造線, TTL: 棚倉構造線, ISTL: 糸魚川—静岡構造線。関東地方の中央構造線の詳細は不明なので図示していない (佐藤ほか, 2015a 参照)。中生代と第四紀および時代不明な産地は除外した。

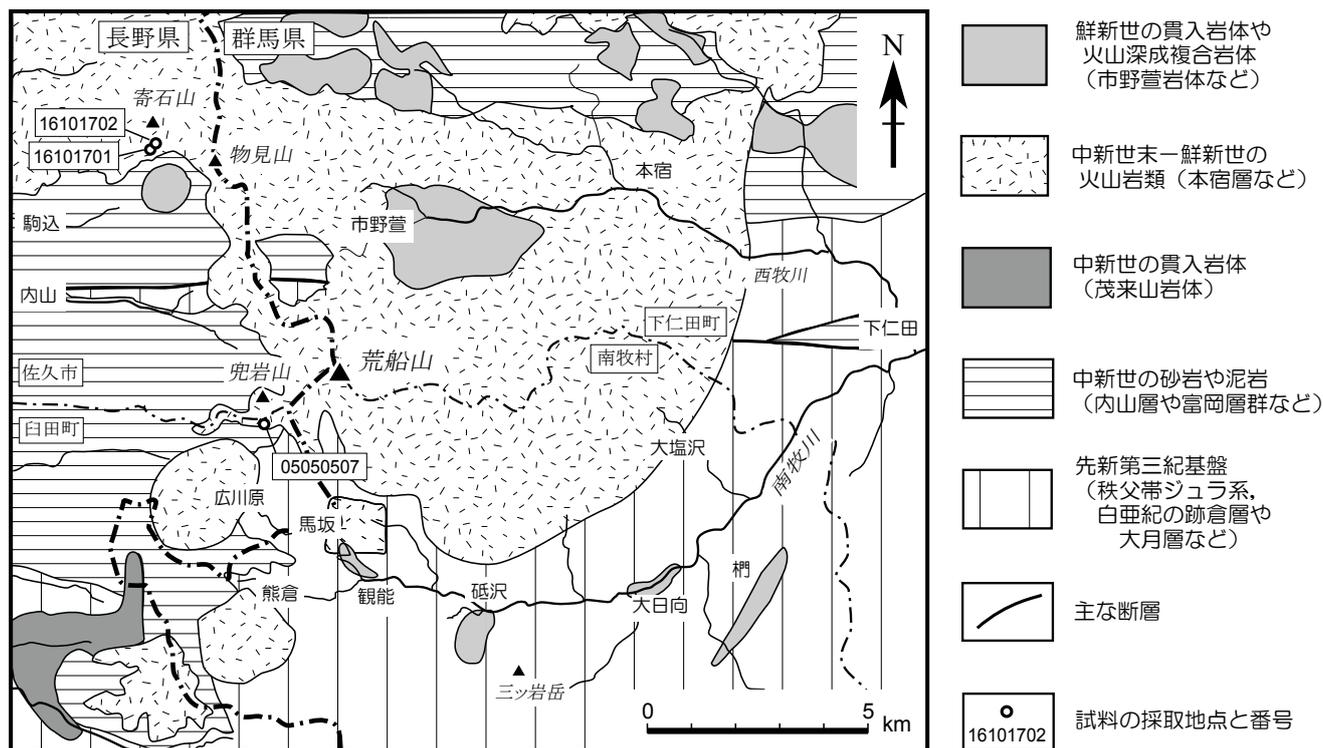


図 2. 荒船地域の地質概略。
佐藤 (2010) の図 1 を改編。表 1 の試料の採取地点を示す。

安山岩質火山岩類が付近の尾根など地形的高所に分布し、地形的低所には下位の中生界や中新統の地層が露出する (図 2)。両者の境界をなす不整合面は、標高 1000-1200m 付近にあって、全体として平坦な形状を示す。荒船山頂から西に延びる尾根に分布する安山岩質火山岩層は、兜岩山 (1368.4m) に因んで兜岩層と呼ばれ (註 3)、これに挟まれる湖成層の産状から兜岩層の水平的な構造が明瞭に観察される (地質調査所, 1969; 佐藤, 2007)。この湖成層とその上位の溶岩層は、荒船山を特徴づける台地状の地形と急崖の原因となっている。

荒船山北方の物見山や寄石山の周辺にも安山岩質火山岩類が分布し、標高 1100m 付近の不整合面の下位には前期-中期中新世の内山層や八重久保層が露出する (図 2)。この付近の本宿層には湖成層が知られていないが、兜岩層下部の火砕岩類に相当するものとされる (地質調査所, 1969)。

兜岩層の時代については、荒船溶岩について得られた 3.4Ma の K-Ar 年代と既存の年代資料から鮮新世であることがほぼ確定しているが (佐藤, 2007)、荒船山頂に産するデイサイトについて得られた 2.2Ma の K-Ar 年代は、この地域の火山活動が 2Ma 頃まで継続したことを示唆する (佐藤, 2005; 註 4)。本宿層の下限の年代は確定されていないが、信頼度の高い K-Ar 年代が 6-3Ma 頃であることを考慮すると、本宿層の主要部は後期中新世末から鮮新世

に形成されたとみておくのが妥当であろう (佐藤, 2002, 2004, 2005, 2007)。

3. 無斑晶質安山岩の試料と化学組成

3.1 讃岐岩様岩の産地と試料

荒船山西斜面から兜岩山周辺の詳しい調査を行った河内・河内 (1963a) によると、兜岩層下部の火山角礫岩中に厚さ 10m 未満の讃岐岩様の溶岩が挟まれるという。しかし、彼らが示した柱状図 (河内・河内, 1963a の図 2, 3) から詳しい産地を特定することは容易ではない。ところが、「これと同質の溶岩流は北方、寄石山の南、海拔 1,140m 地点にもやはり兜岩累層に伴って分布している」との記述も残されており (河内・河内, 1963a, p.6)、産出地点を容易に特定することができる (図 3)。物見山付近の牧場から駒込へと下っていく道路がこの地点を通っており (標高 1137m)、道路脇の露頭で無斑晶質な黒色の溶岩を観察することができた (註 5)。おそらく当時とは露頭状況が変わって、現在は井桁状のコンクリート擁壁に覆われているが、その隙間から新鮮な試料を採取することができた (No.16101702)。この地点の南約 100m (標高 1120m) の道路際にも小露頭が見られたが、こちらの岩質は上記とは異なり斑晶に富む暗灰色の溶岩であった (No.16101701)。この付近の不整合面は確認できなかったが、既存の地質図 (地

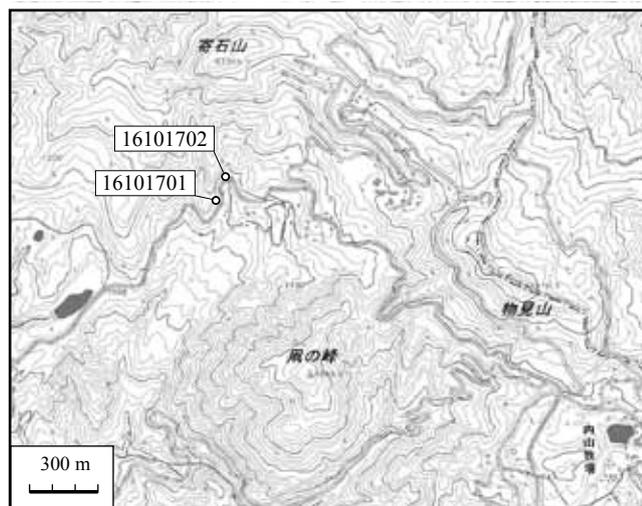


図 3. 分析試料の採取地点.

国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「御代田」と「信濃田口」を利用.

質調査所, 1969) を参照すると, 上記 2 試料は不整合面に近い火山岩層最下部付近に産するものとみられる.

鏡下の観察によると, 無斑晶質な黒色の溶岩 (No.16101702) は斑晶のごく少ない (<3%, 註 6) 複輝石安山岩である. 斑晶としては 0.5mm 以下の斜長石と単斜輝石および 0.1mm 以下の不透明鉱物が含まれ, 斜方輝石は微量である. 石基は微細粒鉱物を含んで透明感に乏しく, クロスニコル下では暗黒となりガラス質と推定された. 一方, 斑晶に富む

表 1. 荒船地域の無斑晶質安山岩とその関連岩の主成分組成.

Table 1. Major element composition of aphyric andesite and related rocks from the Arafune area in central Japan.

Sample No.	16101701	16101702	05050507
Rock	Two pyroxene andesite	Aphyric andesite	Two pyroxene andesite
SiO ₂	54.38	59.59	52.35
TiO ₂	1.31	1.17	0.88
Al ₂ O ₃	16.95	16.01	19.80
Fe ₂ O ₃ ¹⁾	11.37	9.64	9.59
MnO	0.18	0.17	0.16
MgO	3.96	2.45	3.23
CaO	8.34	6.51	10.40
Na ₂ O	2.47	2.95	2.45
K ₂ O	0.90	1.48	0.69
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.11
Ig. Loss	0.08	0.10	0.79 ²⁾
Total	100.12	100.26	100.45
FeO*/MgO ³⁾	2.58	3.54	2.67
K-Ar age	n.d.	n.d.	3.35±0.13Ma
Source	This study	This study	Sato (2007)

XRF analysis was done by S. Nakano at the Geological Survey of Japan for 16101701 and 16101702, and by B.W. Chappell at Macquarie University for 05050507.

1) Total Fe as Fe₂O₃

2) Sum of H₂O+ (0.51), H₂O- (0.22) and CO₂ (0.06)

3) Weight ratio of total Fe as FeO and MgO

(約 30%, 註 6) 暗灰色溶岩 (No.16101701) は複輝石安山岩で, 斑晶として 0.1-1.5mm 程度の斜長石・単斜輝石・斜方輝石および不透明鉱物が認められ, 石基は斑晶鉱物の微細結晶からなる. これらの試料に含まれる不透明鉱物は, 外形から主に磁鉄鉱と判断される. いずれの試料にも顕著な変質は認められなかったが, 試料 16101702 には微量の炭酸塩鉱物や粘土鉱物や沸石が見られた.

3.2 化学組成: 分析手法と分析結果

今回は瀬戸内地域の安山岩を特徴づける Mg に富む化学組成が認められるかどうかを検証することが目的なので, 主成分のみを分析した. 試料はまず鉄乳鉢で粗粉砕し, 更に石川式自動メノウ乳鉢で微粉砕して分析用の粉末を調製した. この粉末試料 0.5 グラムを四ホウ酸リチウムで 10 倍に希釈して, 東京科学製ビードサンプラー TK-4500 を用いてガラスビードを作成し, Panalytical 製 Axios Advanced (PW4400/40) 蛍光 X 線分析装置により主成分を定量した. 分析誤差は概ね 2% 以下と見積もられる.

分析結果を表 1 に示す. この表には, 年代を測定した荒船溶岩の分析結果も併記した. これは, 八木 (1931) が報告した荒船溶岩基底部の黒曜岩に相当する試料であるが, 実際にはガラス分の少ない玄武岩質安山岩で, 3.4Ma の K-Ar 年代が得られている (佐藤, 2007). この試料も含めて, 表に示した 3 試料とも MgO が 4wt.% 以下であり, FeO*/MgO 重量比も 2.6-3.5 という比較的高い値を示す (FeO* は Fe を 2 価として表した全 Fe 酸化物含有量). このように, 河内・河内 (1963a) が報告した讃岐岩様岩は, Mg に富む瀬戸内地域の安山岩とは異なることが判明した (註 7).

4. 考察

荒船地域で河内・河内 (1963a) が見出した無斑晶質安山岩は, 外観が讃岐岩に似るものの, 既述のように化学組成は Mg に富むわけではなく, FeO*/MgO 比も比較的高い値を示し, 瀬戸内地域の Mg に富む安山岩とは明瞭に異なる. 今回分析した荒船地域の無斑晶質安山岩は 1 試料だけであり, 斑晶鉱物は分析していないので, 確定的な結論は控えるべきかも知れないが, 年代だけでなく化学的な特徴においても荒船地域の火山岩類を瀬戸内地域の火山岩類に対比できる見込みはほとんど無くなったと思われる.

4.1 荒船地域の無斑晶質安山岩と本宿層の比較

上記の見通しを確認するために, 今回得られた分析値を本宿層の既存分析データと比較してみた. 図 4 のハーカー

図には表1のデータに加えて本宿団体研究グループ(1970)が公表した分析値もプロットした。本宿層の火山岩類の多くは変質しており、 H_2O 含有量 (H_2O+ と H_2O- の合計) が3%を超える例が多いので、分析結果は無水に換算してプロットしてある。表1の3試料は新鮮で含水量が少ないので、再計算してもデータ点の位置の変化はマークの大きさの範囲内に収まる。

図4に見られるように、表1の3試料と本宿層の間には、 FeO^* 含有量がいくぶんか違う以外に、顕著な違いは認められない。比較のため、図には瀬戸内地域の高マグネシア安山岩の組成範囲 (Tatsumi, 2006) も示した (破線の楕円)。今回検討した無斑晶質安山岩を含む本宿層と瀬戸内地域の高マグネシア安山岩との間には、 MgO 以外の酸化物の

含有量については顕著な差異は認めにくいですが、 MgO 含有量には際だった違いがある。表1の3試料を含む本宿層の MgO 含有量 (無水換算) に着目すると、 SiO_2 含有量の低下とともに MgO 含有量が急増する瀬戸内地域のような変化傾向 (図4左下の Goshikidai の直線) は認め難く、最大でも5.5%を超えないので、瀬戸内地域の高マグネシア安山岩に相当するような安山岩が荒船山周辺域で今後見出される可能性は低いと思われる。

考古学分野では、石材の素材として無斑晶質安山岩が注目され、産地と化学組成のデータが蓄積されつつある。荒船山周辺域で採取された3試料は、 SiO_2 が60 wt.% 前後で MgO は2-3 wt.% 程度であった (杉原・小林, 2006, p.59 図3-4)。これらの試料は河床礫であって詳しい給源は特定さ

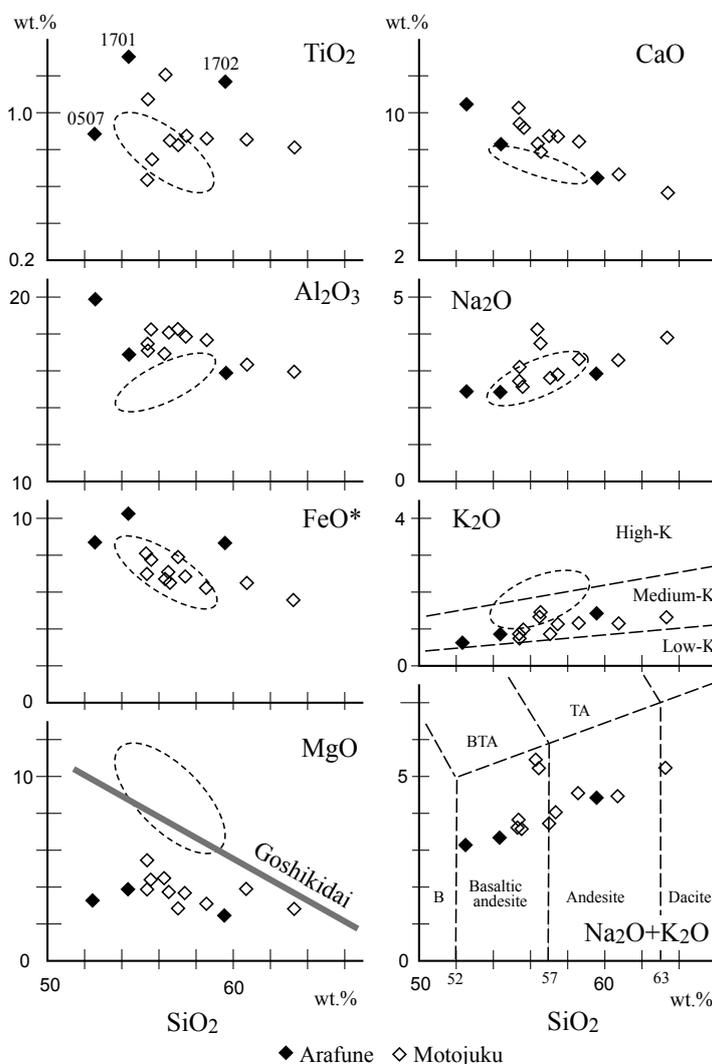


図4. 荒船地域の安山岩と本宿層の火山岩の主成分組成。

表1に示した荒船地域の3試料 (◆マーク) には試料番号の下4桁を付した。本宿層の火山岩類 (◇マーク) は本宿団体研究グループ (1970, p.36) による。いずれも分析結果から無水として再計算した含有量をプロット。表1の火山岩は新鮮で含水量が少ないため、再計算による個々の酸化物の含有量変化は図の記号のサイズを超えない。 $MgO-SiO_2$ 図の Goshikidai の直線は、瀬戸内地域の代表例である香川県五色台の火山岩類 (Sato, 1981) の平均的な変化傾向を示す。 K_2O-SiO_2 図に示した High-K・Medium-K・Low-K の区分と $Na_2O+K_2O-SiO_2$ 図に示した火山岩の区分は IUSG の推奨 (Le Maitre, 2002, p.35-37) による。岩石名の略号は、B: basalt; BTA: basaltic trachyandesite; TA: trachyandesite。楕円は瀬戸内火山帯の高 Mg 安山岩の組成範囲 (Tatsumi, 2006)。荒船一本宿地域の火山岩類と比べて、高 Mg 安山岩が著しく MgO に富むことが明瞭。

れていないが、ここで検討した試料 (16101702) と同様の分析結果は本研究の結論と調和的である。

4.2 高マグネシア安山岩の定義と荒船地域の無斑晶質安山岩

今回検討した荒船地域の無斑晶質安山岩は、MgO の含有量が瀬戸内地域の高マグネシア安山岩と比べて明瞭に低いので、高マグネシア安山岩の組成範囲を厳密に考えなくても済んだ。しかし、高マグネシア安山岩の定義は研究者によって異なり、組成範囲が厳密に規定されているわけではないので、分析結果によっては判定が問題になる場合もあるだろう (例えば、三宅ほか, 1995; 立石ほか, 1995)。最後にこの点を整理して、今回の検討結果を再評価しておきたい。

高マグネシア安山岩の定義として、巽 (1981) は「 FeO^*/MgO が 1 以下の安山岩」、Shiraki (1981) と白木 (1989) は「 SiO_2 53wt.% 以上で Manson (1967) による玄武岩の平均値である MgO 6.6wt.% 以上」、佐藤 (1981, 1989) は「 $MgO > 8wt. \%$ で $SiO_2 = 55-60wt. \%$ (場合によっては 53-60wt.%) の安山岩質岩石」としている。佐藤 (1989, p.4) は更に $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図で高マグネシア安山岩とカルクアルカリ安山岩の境界を提案している。これは第四紀成層火山のカルクアルカリ安山岩の組成分布限界として暫定的に引かれたもので、岩石学的に厳密な根拠があるわけではなかったが (佐藤博明, 2017 私信)、その後この境界線を高マグネシア安山岩の判定基準とする研究例も現れている (三宅ほか, 1995; 立石ほか, 1995)。

図 5 には FeO^*/MgO 比を横軸に、 SiO_2 含有量を縦軸にとって、先導的に詳しい研究が行われた瀬戸内地域の高マグネシア安山岩と近縁の安山岩の組成範囲を示した (Sato, 1981; Tatsumi and Ishizaka, 1982)。Sato (1981, Tab.2) のデータは香川県五色台の火山岩 70 試料を分析したもので、その中から安山岩組成 ($SiO_2 = 52-63wt. \%$) の 22 試料を選び出した (註 8)。Tatsumi and Ishizaka (1982, Tab.1) の 19 試料は主に香川県小豆島と大阪付近に産するもので (註 9)、 SiO_2 含有量は 52-59wt.% と安山岩の範囲にあり、 FeO^*/MgO 比は 1 以下で、彼らの定義を満たしている。これら合計 41 試料の分析データを MgO 含有量 (wt.%) により、便宜上 (1) $MgO > 8wt. \%$, (2) $8wt. \% > MgO > 6wt. \%$, (3) $MgO < 5wt. \%$ の 3 群に分けた (註 10)。Sato (1981) の 22 試料のうち、(1) 群に属する 3 試料は $MgO > 8wt. \%$ という佐藤 (1981, 1989) の定義を満たしているが、(2) 群に属する 5 試料はこの定義を満たしていないことになる。(3) 群の 14 試料は $MgO = 1.2-4.8wt. \%$ で、 SiO_2 含有量も 61-63% と (1) 群と (2) 群のものより高く、両成分とも佐藤 (1981, 1989) の定義からは外れた試料群である。Tatsumi and

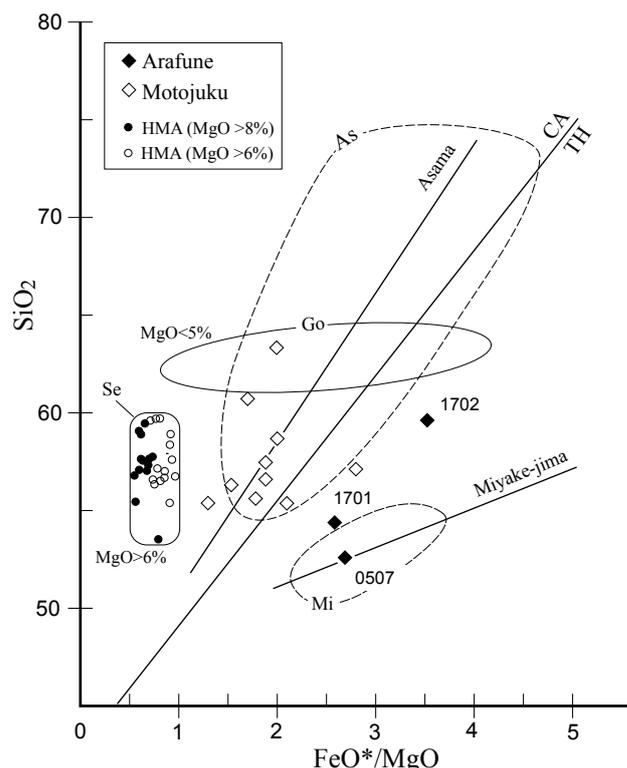


図 5. $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図上での荒船-本宿地域の火山岩と瀬戸内地域のサヌキトイドの比較。

横軸は全 Fe (FeO^*) と MgO の重量比、縦軸は SiO_2 wt.%. ソレアイト (TH) -カルクアルカリ (CA) 系列の区分は Miyashiro (1973, 1974) による。それぞれの系列の代表例である浅間山と三宅島の火山岩の分化傾向を示す直線に加え、その基になったデータの範囲を As および Mi の鎖線で示した。浅間火山 (As) については、Aramaki (1963, Tab.21) の 58 個の試料から、記載や分析精度が不十分として解析から除外された試料もしくは他の火山の試料を除く合計 50 個の分析値を採用し、 FeO^*/MgO 比が 7 を超える 2 個の珪長質岩 (約 72wt.% SiO_2) を除いてプロットした。三宅島については、一色 (1960, Tab.2) と Isshiki (1964, Tab.1) による 12 個の分析データをプロットした。サヌキトイドについては、瀬戸内地域の分析データ (Sato, 1981, Tab.2; Tatsumi and Ishizaka, 1982, Tab.1) から、安山岩に相当する SiO_2 (52-63wt.%) をもつ火山岩のデータをプロットした。これらは 2 群に分けられ、高 Mg 安山岩とされる $MgO > 6wt. \%$ の試料は、 FeO^*/MgO 比が 0.5-1.0 で SiO_2 が 53-60wt.% の狭い範囲に集中し (Se), その中でも SiO_2 含有量とは独立に MgO に富むほど (8-12wt.%) 低い FeO^*/MgO 比を示すことが注目される。五色台にはデイサイトや流紋岩も産し (63-74wt.% SiO_2)、それらの FeO^*/MgO 比は変化に富むが (Sato, 1981; 佐藤, 1989)、ここに示した $MgO < 5wt. \%$ の安山岩 14 個の FeO^*/MgO 比も 0.95-4.1 の広範囲にわたる (Go)。なお、この図のプロットでは分析結果から無水として再計算した含有量を用いたが、本宿層以外の火山岩は新鮮で含水量が少ないため、再計算による個々の酸化物の含有量変化は図の記号のサイズ程度にとどまる。表 1 に示した 3 試料のデータ点には試料番号の下 4 桁を付した。

Ishizaka (1982) のデータは (1) 群と (2) 群がほぼ半々で、(3) 群に属するものはなく、既述のように SiO_2 含有量は 50% 台に収まっている。以上のように選択して区分したデータにつき、(1) 群と (2) 群は個々のデータ点をプロットし、(3) 群はデータ範囲を示した (図 5)。

この結果を見ると、 $MgO > 6wt. \%$ の (1) 群と (2) 群の安山

岩が³, $FeO^*/MgO=0.5-1$ かつ $SiO_2=53-60\%$ の狭い範囲 (図の Se: 瀬戸内) に入るのに対して, $MgO<5wt.\%$ の(3)群の安山岩は FeO^*/MgO 比が広い範囲にばらつき ($0.95-4.12$) 最大 4 を超えることが注目される (図の Go). 図の Se の範囲では, MgO 含有量が多い(1)群 (黒丸) の方が(2)群 (白丸) に比べて FeO^*/MgO 比がいくぶん低くなる傾向が見てとれるが, (1)群と(2)群の間に際だった違いは見られない. 瀬戸内地域の高マグネシア安山岩の組成範囲としては, (1)群に(2)群も加えて, $FeO^*/MgO=0.5-1$, $SiO_2=52-60wt.\%$, $MgO>6wt.\%$ の範囲 (図の Se) を指定してもよさそうである. 白木 (1989) が彼の定義 ($SiO_2>53\%$, $MgO>6.6\%$) を満たす例として紹介した世界各地の高マグネシア安山岩類も大半がこの範囲に入る (註 11).

この $FeO^*/MgO-SiO_2$ 図は, Miyashiro (1973, 1974) がカルクアルカリ系列とソレライト系列の火山岩を区分するために用いた図としてよく知られている. 図 5 には Miyashiro (1974, Fig.1) を基に, カルクアルカリ・ソレライト両系列の境界線 (CA/TH) とともに, それぞれの系列の代表例として挙げられた浅間山と三宅島の火山岩の分化傾向も示した. 分化傾向を示すこれらの直線は, それぞれの火山について得られている分析値の平均的な組成を表したもので, 実際にはかなり大きな組成幅を示す (Aramaki, 1963; 一色, 1960; Isshiki, 1964). このことを強調するために, 図 5 には元のデータの範囲を破線で示した (As: 浅間山, Mi: 三宅島).

この図 5 で明らかなように, 高マグネシア安山岩 (Se) はカルクアルカリ系列の中の Mg に富む特殊な岩石群であるが, これと共存する SiO_2 の多い安山岩やデイサイトは FeO^*/MgO 比が大きくばらつき (佐藤, 1989 の Fig.1), ソレライト系列の領域にまで広がっていることが注目される. 本宿層の大半はカルクアルカリ系列の領域に落ちるが, 高マグネシア安山岩の領域 (Se) とは重複せず, 今回検討した荒船地域の無斑晶質安山岩 (黒の菱形の 1702) が高マグネシア安山岩からは遠く離れた領域に落ちることが改めて鮮明になった. 一方, 表 1 の 3 試料 (黒の菱形) を含む本宿層の 5 試料はソレライト系列の領域に落ちる. 特に表 1 の 3 試料は本宿層の中では比較的 FeO^*/MgO 比が高く, カルクアルカリ系列の代表例とされた浅間山の組成範囲からも外れていることに気付かされる. 本宿カルデラの陥没構造から溢れ出て堆積したとみられてきた兜岩層や寄石山付近の安山岩類は, 変質が一般的な本宿層の本体と同列に扱ってはいけなくとも知れない. ただ, 浅間火山 (As) の様に, 単一の火山でさえかなりの組成幅を持ちうることを考慮すると, 少数の分析データだけでその地域の火山岩

系列について議論するのは控えるべきであろう. この問題は詳細な野外調査に基づく試料の岩石学的な検討をふまえて解明すべき今後の課題のひとつと思われる.

5. あとがき

高マグネシア安山岩とされる火山岩は先カンブリア時代のものも含めて世界各地に産する (例えば, 白木, 1989). 日本の高 Mg 安山岩も時代は主に漸新世から鮮新世であるが (図 1), 伴う岩石が多様であり (例えば, Ayabe et al., 2012), 先導的な詳しい研究がなされた瀬戸内地域の形成モデル (例えば, Tatsumi, 2006) が全ての事例に当てはまるのかどうか関心がもたれる (註 12).

瀬戸内火山帯の範囲については, 大分県から愛知県の設楽地域までを含むとする見解があるが (例えば, Tatsumi, 2006), 瀬戸内地域と同時期に活動した設楽地域の火山岩類には高マグネシア安山岩など瀬戸内地域を特徴づける様な火山岩は見出されていないので (杉原・藤巻, 2002), 図 1 では東縁を大阪付近までとした. 中央構造線の西方延長部に近い天草下島にも, 瀬戸内火山帯と同時期 (ca.14Ma) の高マグネシア安山岩が産するという (永尾ほか, 1992). ほぼ同時期に形成された西南日本外帯の珪長質火成岩類は, 九州を越えて屋久島まで広がっている (例えば, 佐藤ほか, 1992). 瀬戸内火山帯の西端は図 1 のままでよいのだろうか. この問題は, そもそも「火山帯」はどのように定義すべきなのかという基本問題にも関係してこよう (註 2).

このテーマに初めて接した筆頭著者 (佐藤) としては, 各地の高マグネシア安山岩が地質体としては非常に小さく, 中には小さな岩脈に過ぎないという例もあるというのが驚きであった. 瀬戸内地域にしても, 現在残る火山岩類の総量は $50km^3$ に過ぎないという (Sato, 1982). この量は日本の一火山に過ぎない浅間山の噴出物の総量として見積もられた約 $55km^3$ (例えば, Aramaki et al., 1981) 程度でしかない. もちろん浸食で失われた量も多かったろうが, 西南日本外帯の珪長質火成岩類と比べても圧倒的に少ない (例えば, 佐藤ほか, 1992). これは何故だろうか. 同時期に形成され, 全体として平行配列する 2 つの火成活動帯を包括する成因モデルが求められよう.

また, 高マグネシア安山岩の形成時期についてみると, 第四紀を除き, 若い方から(1)鮮新世の 5Ma 前後, (2)中新世の 13-15Ma 頃と(3)20Ma 頃, そして(4)漸新世の 30Ma 前後と 4 つのステージがあったようにも見える (図 1). 図 1 には含まれていないが, 琉球列島の久米島の高マグネシア安山岩は(1)に, 西表島のそれは(2)に相当する(新

城ほか, 1991). これら(1)期と(2)期はそれぞれ筆頭著者の提起した本宿期と茂来山期に相当する(例えば, 佐藤・由井, 2008; 佐藤ほか, 2015b; 佐藤, 2014, 2016). これは偶然だろうか. 上に挙げたいくつかの課題の解決は容易ではないが, 今後の検討課題として興味深い.

<註>

註1) 本稿の「荒船地域」は, 荒船山北方の物見山周辺域も含む群馬-長野県境付近の山稜地帯を指し, 今回検討した試料の採取地点は荒船山頂の北西 6.8km に位置する(図 2). この地域は, 「妙義荒船佐久高原国定公園」に属し, 世界遺産の一部として登録(2014年)された「荒船風穴」は物見山の東方 2.7km の斜面にある(風穴は蚕種貯蔵所跡, 史跡指定は 2010 年). なお, 河内・河内(1963a, b)は, 北側の八風山周辺域も含めて「荒船山地区」としている.

註2) 銩子の古銅輝石安山岩については, 巽・石坂(1979)が 12Ma の年代を報告した試料に新たに採取した 1 試料を加えて K-Ar 年代の再測定が行われ, いずれも 21Ma の結果が得られたため, 銩子は瀬戸内火山帯から除外された(瀬野ほか, 1986). その後, Tatsumi et al. (2001) は瀬戸内火山帯の高マグネシア安山岩の K-Ar 年代を 13.2 ± 0.4 Ma としている. なお, 「瀬戸内火山帯」という用語は, 現存の「火山帯」ではないとして一度は廃棄された経緯があり, これに代わる用語として「瀬戸内火山岩石区」があるが(新版『地学事典』, p.691), 余り一般化していないようである. 用語の末尾を「帯」とするか「岩石区」とするかは別としても, 「5. あとがき」で触れたように, その範囲には検討の余地がある. 本稿では原著の表記にも配慮しつつ, 誤解のおそれがない場合には「瀬戸内地域」(図 1 の破線で囲った範囲)という表現も用いた.

註3) 兜岩層の定義は文献によって少しずつ異なる. 例えば, 八木(1931)と河内・河内(1963a, b)は, それぞれ, 湖成層とその下位の火砕岩層を合わせて「千曲層」と「兜岩累層」, 湖成層上位の溶岩層を「荒船溶岩」と「荒船山溶岩」としたが, 本宿団体研究グループ(1970)は不整合より上位の地層を一括して「兜岩層」としている. 本稿では本宿団体研究グループ(1970)の呼称を踏襲して湖成層を含む地層全体を「兜岩層」, 湖成層の上位に重なる溶岩層を「荒船溶岩」と呼ぶことにする(佐藤, 2007).

註4) 第四紀年代の改訂(2009年)により第四紀の下限が 1.81Ma から 2.59Ma へ変更されたことに伴い, 荒船地域の火山活動は第四紀まで続いたことになる.

註5) 試料を採取した 2 地点の標高は「地理院地図」(電子国土 Web) のサイトで露頭前の道路を計測.

註6) 試料の斑晶量(体積%)はカラーインデックス(田中・片田, 1966)から見積もった概数である. 詳しくはポイントカウンターなどを用いて鏡下で計測する必要がある.

註7) 讃岐岩(サヌカイト)は, 四国の讃岐地方に産する非顕晶質な「古銅輝石安山岩」に付けられた呼称であり, 全岩の SiO_2 含有量は 63-68wt.% であってデイサイトには区分されるが(註 8 と図 4 参照), 習慣上「安山岩」と呼ばれてきた(新版『地学事典』, p.493). Mg に富む斑晶鉱物が少量含まれるが, それらは共存するメルトとは平衡になっていなかったと考えられる(同上). また, サヌカイトと近縁な瀬戸内地域の安山岩や玄武岩はサヌキトイドと呼ばれ, MgO に富み (<8-11wt.%), MgO/FeO^* 比が高い(同上). これらの解説に基づくと, 今回検討した試料(16101702)は, 斑晶鉱物の分析はしていないが, 全岩分析の結果を見ると, サヌカイトより SiO_2 含有量が低く(59.6 wt.%), 高マグネシア安山岩より MgO に乏しいので(2.45%), サヌカイトにもサヌキトイドにも該当しないことになる.

註8) 安山岩の組成範囲(52-63wt.% SiO_2)は IUSG の推奨(Le Maitre, 2002, p.35-37)に基づく(図 4 参照).

註9) Tatsumi and Ishizaka (1982) の Table 1 には, 銩子の高マグネシア安山岩の 1 試料(CHO-4)も含まれるが, 当時彼らは銩子も瀬戸内火山帯に含めていたので(註 2 参照), 本稿の図 5 にもそのままプロットしてある. 本報告の論旨に影響はない.

註10) 五色台のデータ(Sato, 1981, Tab.2)には, MgO が 6 ~ 5wt.% の試料がない. この間隙(FeO^*/MgO 比で 0.9 に相当)は偶然と思われるが, 便宜上(2)群と(3)群の境界とした. Tatsumi and Ishizaka (1982, Tab.1) のデータも含む(2)群全体(0.71-0.96)と(3)群(0.95-4.12)の間に FeO^*/MgO 比の間隙があるわけではない(図 5).

註11) 白木(1989)は彼の定義($\text{SiO}_2 > 53\%$, $\text{MgO} > 6.6\%$)

を満たす例として世界各地の高マグネシア安山岩を3区分して紹介した。それぞれ19試料の組成範囲は(重量比と重量%), (1) 無人岩型: $FeO^*/MgO=0.48-1.15$; $SiO_2=52-60\%$; $MgO=6.8-19.6\%$, (2) 讃岐岩型: $FeO^*/MgO=0.54-1.2$; $SiO_2=52-60\%$; $MgO=6.7-13.3\%$, (3) その他(先カンブリア時代の高マグネシア安山岩など): $FeO^*/MgO=0.60-1.4$; $SiO_2=53-58\%$; $MgO=7.3-16.2\%$. (1)は古くから知られたパプアニューギニア Cape Vogelの21試料($FeO^*/MgO=0.39-0.78$, $SiO_2=55-60\%$, $MgO=12-25\%$)のひとつを含む(Jenner, 1981). (2)は瀬戸内地域の2試料(Tatsumi and Ishizaka, 1982)も含めて, 15試料の FeO^*/MgO 比が1.0を下まわる。紹介された例がいずれも $SiO_2 < 60wt. \%$ なのは佐藤(1981, 1989)の定義($53-60wt. \% SiO_2$)と調和的であるが, SiO_2 が $60wt. \%$ を超えるような高マグネシア安山岩は実在しないかどうか, この論文からは不明である。

註12) 高マグネシア安山岩の成因に関しては, マントル起源のマグマの上昇過程で地殻は関与せず, いわば閉鎖系を保ったまま地表にもたらされたという考え方が主流のようである(例えば, Tatsumi, 2006)。しかし, 瀬戸内地域の小豆島の火山岩類には, 未分化な高マグネシア安山岩にさえ基盤の後期白亜紀花崗岩類に由来するジルコンの捕獲結晶が普遍的に含まれるという(巽ほか, 2010)。小豆島のこの事例は, マントル起源のマグマが上昇過程で地殻物質を取り込んだ可能性を示唆する点で重要と思われる。

謝辞

この報告は元筑波大学地球科学系の小林洋二氏からの質問に端を発する。検証のきっかけを作ってくださった同氏と原稿の査読を通じて高マグネシア安山岩について数々ご教示くださった神戸大学名誉教授の佐藤博明氏に深謝します。なお, 偏光顕微鏡用の薄片は産総研地質試料調製グループに作成して頂きました。記してお礼申し上げます。

引用文献

- Aramaki, S. (1963): Geology of Asama volcano. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec.2*, **14**, 229-448.
- Aramaki, S., Shimozuru, D. and Ossaka, J. (1981): Asama Volcano, Field Excursion Guide to Fuji, Asama, Kusatsu-Shirane and Nantai Volcanoes, Symposium on Arc Volcanism, Tokyo and Hakone, Japan, Volcanological Society of Japan, 23-48.
- Ayabe, M., Takanashi, K., Shuto, K., Ishimoto, H. and Kawabata, H. (2012): Petrology and geochemistry of adakitic dacites and high-MgO andesites, and related calc-alkaline dacites from the Miocene Okoppe volcanic field, N Hokkaido, Japan. *Jour. Petrol.*, **53**, 547-588.
- 千葉悦子・榎原正幸・佐野 栄 (2006): 愛媛県砥部町の万年変質安山岩体に貫入する高マグネシア安山岩. 愛媛大学理学部紀要, **12**, 1-9.

- 地学団体研究会編 (1996): 新版地学事典, 平凡社, 1443pp.
- 地質調査所 (1969): 日本油田・ガス田図8「本宿」, 1:25,000, 地質調査所.
- 古山勝彦 (1989): 鳥取県東部, 鮮新世火山岩から高マグネシア安山岩の産出. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88年度文部省科学研究費補助金総合研究(A)「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 149-162.
- 一色直記 (1960): 5万分の1地質図幅「三宅島」説明書, 地質調査所, 85pp.
- Isshiki, N. (1964): Mode of eruption of Miyake-jima volcano in historic times. *Bull. Volcanol.*, **27**, 29-48.
- Jenner, G.A. (1981): Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea. *Chem. Geol.*, **33**, 307-332.
- 角縁 進・木戸道男・英彦山研グループ (1995): 九重-別府鮮新世沈降盆地の北西縁に分布する高マグネシア安山岩. 地質学論集, (44): 125-138.
- 河内晋平・河内洋佑 (1963a): 霧ヶ峰・荒船山地区における鮮新世火山活動 I-フォッサマグナ中央部における瀬戸内区への延長一. 地球科学, (64): 1-7.
- 河内晋平・河内洋佑 (1963b): 霧ヶ峰・荒船山地区における鮮新世火山活動 II-フォッサマグナ中央部における瀬戸内区への延長一. 地球科学, (65): 33-37.
- Kushiro, I. and Sato, H. (1978): Origin of some calc-alkalic andesites in the Japanese Islands. *Bull. Volcanol.*, **41**, 576-585.
- Le Maitre, R.W. ed. (2002): Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 236pp.
- Manson, V. (1967): Geochemistry of basaltic rocks: major elements. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A eds., Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, 1, Interscience, New York, 215-269.
- 松本徭夫・山縣茂樹・板谷徹丸 (1992): 北部九州および下関産玄武岩類のK-Ar年代と主化学成分. 松本徭夫教授記念論文集, 247-264.
- 宮城一男 (1963): 男鹿半島グリーンタフ層の層序と火成活動(その5). 地質雑, **69**, 51-66.
- 三宅康幸・石川尚人・石田志朗・鳥居雅之 (1985): 中新統・田辺層群に貫入した高マグネシウム安山岩岩脈の発見. 地質雑, **91**, 573-576.
- 三宅康幸・佐藤友紀・小坂共栄 (1995): 北部フォッサマグナ地域, 中新統・内村累層中の高マグネシウム安山岩について. 地質学論集, (44): 75-83.
- Miyashiro, A. (1973): The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 218-224.
- Miyashiro, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, **274**, 321-355.
- Miyoshi, M., Nasu, T., Tajima, T., Kido, M., Mori, Y., Hasenaka, T., Shibuya, H. and Nagao, K. (2008): K-Ar ages of high-magnesian andesite lavas from northern Kyushu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Sci.*, **103**, 183-191.
- 本宿団体研究グループ (1970): グリーンタフ変動の研究-本宿グリーンタフについての団体研究一. 地研専報, (15): 95pp.
- 永尾隆志・沢井長雄・板谷徹丸・角縁 進 (1992): 熊本県, 天草下島のソレアイト質玄武岩と高マグネシア安山岩のK-Ar年代と岩石学的特徴. 岩鉱, **87**, 283-290.
- 大場与志男 (1971): 北海道西部, 新第三紀玄武岩の研究 2. 恵徳嶽玄武岩類の岩石学. 岩鉱, **66**, 190-196.
- 大橋三三男・白木敬一 (1981): 瀬戸川オフィオライトの高マグネシア・高シリカ火山岩. 岩鉱, **76**, 69-79.
- Okamura, S. and Yoshida, T. (1989): High-magnesian, plagioclase phyric andesite from Okushiri Island, southwest Hokkaido. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-89年度文部省科学研究費補助金総合研究(A)「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 167-176.
- 佐藤博明(1981): 日本列島周辺の高マグネシア安山岩類. 月刊地球, **3**, 181-187.
- Sato, H. (1981): Bulk rock chemistry of the volcanic rocks of Goshikidai and adjacent areas: northeast Shikoku, Japan. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **27**, 51-72.
- Sato, H. (1982): Geology of Goshikidai and adjacent areas, northeast Shikoku, Japan: Field occurrence and petrography of sanukitoid and associated volcanic rocks. *Sci. Rep. Kanazawa Univ.*, **27**, 13-70.

- 佐藤博明 (1989) : 高マグネシア安山岩類の生成環境に関する研究. 昭和 63 年度科学研究費補助金一般 C 研究成果報告書, 99pp.
- 佐藤博明・山崎正男・紺野義夫・清水 智・板谷徹丸 (1989) : 石川県舩倉島およびヒツ島産古銅輝石安山岩. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 163-166.
- 佐藤興平 (2002) : 群馬県南牧村砥沢の金鉱山跡調査報告 (続) - 砥沢岩体の K-Ar 年代と南牧周辺地域の新生代火成活動史 - . 群馬県立自然史博物館研究報告, (6): 59-74.
- 佐藤興平 (2004) : 妙義 - 荒船 - 佐久地域の火山岩類の K-Ar 年代と火山フロントの後退. 群馬県立自然史博物館研究報告, (8): 109-118.
- 佐藤興平 (2005) : 荒船山の火山岩の K-Ar 年代と本宿カルデラの火山活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (9): 11-27.
- 佐藤興平 (2007) : 荒船溶岩の K-Ar 年代と兜岩動植物化石群の時代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (11): 53-61.
- 佐藤興平 (2010) : 関東山地北西縁部の余地地域に分布する熱水変質帯の形成時期. 群馬県立自然史博物館研究報告, (14): 77-85.
- 佐藤興平 (2014) : 丹沢山地の石割山トータル岩体の年代と南部フォッサマグナ - 関東山地の火成活動史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (18): 129-144.
- 佐藤興平 (2016) : 谷川岳花崗岩体の年代とフォッサマグナ地域における新第三紀の珪長質火成活動. 群馬県立自然史博物館研究報告, (20): 85-104.
- 佐藤興平・由井俊三 (2008) : 関東山地北西縁に産する八千穂岩脈群の K-Ar 年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, (12): 45-54.
- 佐藤興平・石原舜三・柴田 賢 (1992) : 日本花崗岩図, 日本地質アトラス (第 2 版), 地質調査所, 朝倉書店.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015a) : 関東山地北縁部の異地性岩塊や礫岩に含まれる珪長質火成岩類の年代: 跡倉ナツプ実像解明の歴史と今後の課題. 群馬県立自然史博物館研究報告, (19): 69-94.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂 (2015b) : 甲府盆地周辺の花崗岩体の年代と南部フォッサマグナ地域の構造発達史における意義. 群馬県立自然史博物館研究報告, (19): 95-109.
- 瀬野徹三・高橋正樹・巽 好幸・小林洋二・石坂恭一 (1986) : 銚子産古銅輝石安山岩の K-Ar 年代とその地質学的意義. 火山 (第 2 集), **31**, 122-123.
- 妹尾 護 (1981) : 松山道後の高マグネシア安山岩, 九大理研報 (地質), **14**, 13-19.
- 新城竜一・伴 雅雄・斎藤和男・加藤祐三 (1991) : 琉球弧に産する高 Mg 安山岩および尖閣諸島の火山岩の K-Ar 年代. 岩鉱, **86**, 323-328.
- Shiraki, K. (1981): Boninite and Sanukite. Recent Progress of Natural Sciences in Japan, *Science Council of Japan*, **6**, 84-88.
- 白木敬一編 (1989) : 日本の高マグネシア安山岩, 1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 222pp.
- 白木敬一 (1989) : 高マグネシア安山岩について. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 5-25.
- 白木敬一・野村隆光 (1989) : 岐阜県美濃加茂市下部中新統蜂屋層の高マグネシア安山岩. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 143-148.
- 白木敬一・副島浩一 (1989) : 山口県平郡島および室津半島の火山岩. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 91-105.
- 白木敬一・杉本 章 (1989) : 山口県八島・祝島の火山岩. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 75-89.
- 白木敬一・大田真一郎・熊本和子 (1989) : 山口県周防大島の高マグネシア安山岩. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 107-117.
- Shiraki, K., Yoshioka, K. and Matsumoto, Y. (1995): Magnesian andesites in the Oono volcanic rocks, central Kyushu: westward continuation of the Setouchi volcanic belt. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **101**, 387-392.
- 杉原重夫・小林三郎 (2006) : 文化財の自然科学的分析による分化圏の研究 - ガラス質安山岩産出地データベース -. 明治大学人文科学研究所紀要, 第 59 冊, 43-94.
- 杉原孝充・藤巻宏和 (2002) : 愛知県設楽地域に分布する瀬戸内火山岩類の K-Ar 年代. 岩石鉱物科学, **31**, 15-24.
- Sugimura, A. and Uyeda, S. (1973): Island Arcs Japan and its Environs, Developments in Geotectonics 3, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-London-New York, 247pp.
- 高橋正樹 (1989) : 伊豆半島前期中新世仁科層群中の高マグネシウム安山岩～玄武岩とアルカリに富む高マグネシウム安山岩類生成のテクトニクスについて. 「日本の高マグネシア安山岩」1986-88 年度文部省科学研究費補助金総合研究 (A) 「島弧における高マグネシア安山岩の地質学的岩石学的研究」研究成果報告書, 133-142.
- 田中憲一・片田正人 (1966) : カラーインデックス, 地調月報, **17**, 300.
- 立石雅昭・島津光夫・田中慎一郎 (1995) : 群馬県水上地域における新第三系基底の大倉高マグネシア安山岩 (予報). 地質学論集, (44): 85-92.
- 巽 好幸 (1981) : 高マグネシウム安山岩の成因. 月刊地球, **3**, 166-174.
- Tatsumi, Y. (1981): Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **54**, 357-365.
- Tatsumi, Y. (2006): High-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwestern Japan: Analogy to Archean magmatism and continental crust formation? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **34**, 467-499.
- 巽 好幸・石坂恭一 (1979) : 千葉県銚子産古銅輝石安山岩の K-Ar 年代. 地質雑, **85**, 583-585.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K. (1982): Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, 1. Petrographical and chemical characteristics. *Earth Planet. Sci., Lett.*, **60**, 293-304.
- Tatsumi, Y., Ishikawa, N., Anno, K., Ishizaka, K. and Itaya, T. (2001): Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt. *Geophys. Jour. Int.*, **144**, 625-631.
- Tatsumi, Y., Shukuno, H., Sato, K., Shimabata, T. and Yoshikawa, M. (2003): The petrology and geochemistry of high-magnesian andesites at the western tip of the Setouchi Volcanic Belt, SW Japan. *Jour. Petrol.*, **44**, 1561-1578.
- 巽 好幸・谷健一郎・佐藤佳子・壇原 徹・兵藤博信・川畑 博・羽生 毅・Dunkley, D.J. (2010) : マルチ年代測定による信頼性の高い火山活動年代の推定: 小豆島に分布する瀬戸内火山岩類への適用. 地質雑, **116**, 661-679.
- 上松昌勝・周藤賢治・加々美寛雄 (1995) : 能登半島北部漸新統穴水累層に産するソレイト質玄武岩, 高マグネシア安山岩, 古銅輝石安山岩およびアダカイト様安山岩の成因. 地質学論集, (44): 101-124.
- 海野 進・中野 俊 (2007) : 父島列島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査総合センター, 71pp.
- Wada, K. and Goto, Y. (1993): High-Mg andesite produced by mixing of primitive basalt and dacite magmas, from Mikasayama, northern Hokkaido, Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 157-161.
- 八木貞助 (1931) : 信濃荒船火山兜岩産の植物化石と其周辺地質との関係. 地学雑誌, **43**, 262-283.