

富士火山貞観噴火と青木ヶ原溶岩

高橋正樹*・松田文彦**・
安井真也*・千葉達朗***・宮地直道*

Geology of the Aokigahara Lava Flow Field in Fuji Volcano and its Implications in the Process of Jogan Eruption

Masaki TAKAHASHI*, Fumihiko MATSUDA**,
Maya YASUI*, Tatsuro CHIBA*** and Naomichi MIYAJI*

The Aokigahara lava flow erupted from **864 to 865 A.D.** (the Jogan Era in Heian Period), which is the largest lava flow of Younger Fuji volcano since **4.5 ka** with eruptive volume of about **1.4 km³**.

The Aokigahara lava flow consists of four lava flow groups: the Kudariyama, Ishizuka, Nagaoyama, and Koriana. The Kudariyama lava group erupted from a WNW-ESE trending fissure vent, which consists of small spatter cones. The Ishizuka lava group effused from a vent, which is now occupied by a welded pyroclastic cone. The Nagaoyama lava group erupted from a NW-SE trending fissure vent on which a cluster of pyroclastic cones was constructed. The Nagaoyama lava group comprises three sub-groups: I, II and III. The Koriana lava group consists of two sub-groups: I and II. The Koriana lava group I effused from NNW-SSE trending Tenjin Igadono pyroclastic cones, and II erupted from the NW-SE trending Koriana fissure vent. The total length of fissure vent of Aokigahara lava flow field is about **6 km**. The eruption began at the lowest altitude (Kudariyama fissure vent: **1,060 m**) and migrated upward to higher place (Koriana fissure vent: **1,480 m**).

The eruptive process and history of Aokigahara lava flow field is summarized as follows. (1) The Koriana lava group I, consisting of aa, erupted from the Tenjin Igadono pyroclastic cones during the time span from **838 to 864 A.D.** (2) The Kudariyama lava group, comprising aa and pahoehoe, effused from the Kudariyama fissure vent in **864 A.D.** and flowed into the lake Motosuko and western half of the lake Senoumi; they completely filled western half of the lake Senoumi, leaving it split to the lakes Shojiko and Saiko. (3) The Ishizuka lava group, which is mainly composed of pahoehoe, erupted from the Ishizuka pyroclastic cone and spread over the Kudariyama lava group; some of them flowed into the lake Saiko, the remaining eastern half of the lake Senoumi. (4) The Nagaoyama lava group I, consisting of aa and pahoehoe, effused from the Nagaoyama fissure vent, which flowed down northward and reached the lake Saiko. (5) The Nagaoyama lava group II, which is characterized by large scale rubbly aa flows, erupted from the Nagaoyama pyroclastic cones and flowed down northward to northwestward; some of them arrived at the lake Shojiko. (6) The Koriana lava group II, comprising pahoehoe, erupted from the Koriana fissure vent and covered the Koriana lava group I. (7) The Nagaoyama lava group III, consisting of pahoehoe, effused from the Nagaoyama pyroclastic cones and flowed down northwestward to eastward, which widely spread over the Nagaoyama lava group I and II.

The Aokigahara lava flow field consists of basalt with SiO₂ content of **51.03 to 51.47 wt. %** and FeO*/MgO ratio of **1.99 to 2.28** but those of Kudariyama and Ishizuka lava groups is higher in FeO*/MgO ratio and lower in SiO₂ content than those of Nagaoyama and Koriana lava groups. The whole rock chemical compositions of Kudariyama and Ishizuka lava groups are different from those of Nagaoyama and Koriana groups; compared with the latter, the former groups are slightly enriched in TiO₂, FeO*, MnO, MgO, K₂O, P₂O₅, Rb, Ba, Nb, Zr, Y, V, Cu, Zn and de-

* 〒156 8550 東京都世田谷区桜上水3 25 40
日本大学文理学部地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of Humanities
and Sciences, Nihon University, 3 25 40 Sakurajyosui, Se-
tagaya ku, Tokyo, 156 8550 Japan

** 〒156 8550 東京都世田谷区桜上水3 25 40
日本大学大学院総合基礎科学研究科

Graduate School of Integrated Sciences, Nihon Univer-
sity, 3 25 40 Sakurajyosui, Setagaya ku, Tokyo, 156 8550 Japan

*** 〒215 0004 神奈川県川崎市麻生区万福寺1 2 2
新百合21ビル
アジア航測株式会社総合研究所
Asia Air Survey Co., Ltd., 1 2 2 Manpukuji, Aso ku,
Kawasaki 215 0004 Japan

pleted in Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Sr , Ni and Cr . On the view point of magmatic chemistry, the magmatic plumbing system of Kudariyama and Ishizuka lava groups is distinct from that of Nagaoyama and Korianava lava groups, but both magmatic systems are derived from the same parental magma because incompatible element ratios of both lava groups are similar. In each magmatic system, earlier eruptive products show higher FeO^*/MgO ratio, indicating that more fractionated basaltic magma erupted earlier.

Key Words: Fuji Volcano, Aokigahara lava, basalt, lava, pahoehoe, aa, magmatic system

1. はじめに

新富士火山の噴火様式は、降下火砕物の噴出や火砕流の流下、溶岩流の流出などきわめて多様である。その中でも溶岩は、火山体の構成物として最も大きな部分を占めている。新富士火山のうち、最近 4500 年間で最大規模の噴火が 9 世紀中葉の平安時代に富士山の北西山麓で起きた貞観噴火であり、この時には約 1.4 km^3 (鈴木・他 2003 など) 以上にも及ぶ大量の玄武岩質溶岩が流出し、現在の広大な青木ヶ原溶岩原を形成した。ここでは、この青木ヶ原溶岩を噴出した貞観噴火についてこれまでに明らかにされてきたことを、我々のグループの研究成果を中心に紹介することにしたい。

2. これまでの研究

青木ヶ原溶岩に関する最初の包括的研究は津屋弘達によってなされた(津屋, 1938; 1971 など)。津屋は、平安時代の歴史書「日本三代実録」の古記録から、青木ヶ原溶岩が平安時代初期の貞観六年(西暦 864 年)に噴出したこと、実地調査によって、噴出源は山頂火口ではなく長尾山火砕丘およびその北側山腹であることなどを明らかにした。また、溶岩の一部は本栖湖方面に、大部分は北方に流下して、当時富士山北麓にあった大規模な堰止湖である「剱の海」に流入し、それを分断して現在の精進湖と西湖を形成したこと、さらに、長尾山から流出した青木ヶ原溶岩の 1 支流は西方に流下し、根原部落付近にまで到達したこと、などを示した。さらに津屋は、青木ヶ原溶岩は約 $3,000 \text{ ha}$ の山麓面を覆い、厚さは少なくとも 5 m 以上、精進湖や西湖に近い場所では 25 m 以上もあって、富士火山の一溶岩流としては最大規模のものであることを明らかにし、その体積は 0.15 km^3 を超えると推定した。また、青木ヶ原溶岩の流出に先立って、岩質のよく似た氷穴、白大竜王・氷池、天神山および伊賀殿山の各溶岩が、この順で噴出したものと考えた。

また、久野(1968)は、本栖湖畔の青木ヶ原溶岩が、水中に流入して形成された水底溶岩である可能性について議論している。

宮地(1988)はテフロクロロジーの手法を導入して富士火山の形成史を明らかにし、天神山火砕丘、伊賀殿山火砕丘、氷穴火口列、長尾山火砕丘が、この順で延暦～貞観年間(800～865 年)の比較的短期間に連続して形成されたと考えた。天神山火砕丘の北側からは天神山溶岩が、伊賀殿山火砕丘の北東部と北西部からは伊賀殿山溶岩が流出しており、天神山および伊賀殿山スコリア(天神・伊賀殿山スコリア)、天神山溶岩の一部は、伊賀殿山溶岩によ

て覆われるとした。さらに、天神・伊賀殿山スコリアの上位に、約 5 cm の土壌層を挟んで氷穴溶岩があり、これを直接覆って長尾山スコリアが載ることを明らかにした。

上杉(1997)は、天神山溶岩を覆ってスコリア層があり、風化帯を挟んでその上位に氷穴スコリア層、さらに氷穴溶岩が載ることを示した。また、氷穴溶岩の上位には、神津島天上山から 838 年に噴出したガラス質白色火山灰を含む粗粒スコリア層が堆積し、その上位には 4 枚の薄いスコリア層が載り、これらを青木ヶ原溶岩が覆うとした。

小山(1998b)は、天神山・伊賀殿山、長尾山周辺に分布する降下スコリア層として、宮地(1988)と同じく、天神・伊賀殿山スコリアと長尾山スコリアを認め、天神・伊賀殿山スコリアが天神山溶岩を、また長尾山スコリアが $1 \sim 2 \text{ cm}$ の土壌層を挟んで天神・伊賀殿山スコリアを覆うことを明らかにした。さらに長尾山スコリアは、直接的に氷穴溶岩を覆うことも示した。また、氷穴火口列はピットクレーターであるが、その延長上に長尾山火砕丘が位置することから、氷穴溶岩と青木ヶ原溶岩は一連の割れ目噴火で生じた貞観噴火の産物であると考えた。

鈴木・他(2004)は天神・伊賀殿山スコリアは厚さ約 2 cm の風化火山灰土を挟んで氷穴溶岩に覆われることを示し、また天神・伊賀殿山溶岩に覆われる天神・伊賀殿山スコリア最上部の炭化木片から $1,290 \pm 90 \text{ yB.P.}$ の ^{14}C 年代を報告している。これが事実ならば、天神・伊賀殿山スコリアの噴出年代はおおよそ 700 年とかなり古くなる。

これに対して、高田・他(2004)および小林・他(2004)は、天神・伊賀殿山スコリアの下位から 838 年の神津島天上山テフラを見出し、天神・伊賀殿山スコリアの噴出を 838 年から 864 年の間の出来事と考え、鈴木・他(2004)の示した炭素同位体年代に疑問を呈している。

小山(1998a)は、「日本三代実録」の古記録から、青木ヶ原溶岩の噴出年代の再検討を行い、以下のように噴火プロセスを推定した。青木ヶ原溶岩の噴火は、貞観六年(864 年)の 6 月中旬に富士山西麓で始まった。その後、2 ヶ月以上経過した段階で、溶岩流はすでに本栖湖と「剱の海」に流入しており、多くの民家はその下敷きとなっていた。また、同じ頃、別の溶岩流が河口湖方面にも流下しつつあった。この事実は、噴火開始後数ヶ月が溶岩噴出のクライマックスであり、その期間に現在の青木ヶ原溶岩を構成するほとんどの溶岩が流出したことを示している。一方、翌年の貞観七年(865 年)になっても噴火は継続されていたが、その規模は小さなものであり、貞観八年(866 年)の初め頃には、噴火活動は完全に終結していたものと思われる。

鈴木・他(2002)は、青木ヶ原溶岩を石塚、神座風穴、

長尾山、氷穴の4つのユニットに大別し、それらの給源火口として2列の雁行配列する噴火割れ目(石塚・神座風穴火口列および長尾山・氷穴火口列)を認めた。石塚火口は大室山火砕丘の西麓に、神座風穴火口は東麓に位置するものと推定された。また、溶岩の総噴出量を 0.8 km^3 と推定した。

青木ヶ原溶岩は「樹海」とよばれるように樹林に深く覆われており、航空写真で詳細に表面地形を明らかにすることは困難である。鈴木・他(2003)は、航空レーザ計測結果に基づいて「赤色化立体画像」を作成し、表面地形の検討を行った。航空レーザは樹林の間の隙間を通過することができるので、「樹海」であっても表面地形の計測が可能となる。それによれば、石塚火口の西北西延長上に割れ目火口と火砕丘が認められ、新たな火口の存在が明らかにされた。さらに、神座風穴火口と考えられた大室山火砕丘東麓には火口は認められず、代わりに長尾山火口から流入した溶岩によって形成された「溶岩湖」の存在が確認された。また、精進湖に到達した溶岩は、石塚火口からではなく、長尾山火口からもたらされたものであること、天神山・伊賀殿山溶岩の一部に氷穴火口列から流下したとみられる溶岩があること、などが示された。

荒井・他(2003)は「剗の海」に流入した青木ヶ原溶岩の実態を探るために、当時の「剗の海」の中央部と推定される鳴沢村と上九一色村境界に近い御殿庭付近で実施された掘削ボーリングのコアを検討し、この地点の青木ヶ原溶岩の層厚が約135mにも達することを明らかにした。このうち、地表から深さ約70mまでが陸上溶岩であり、それ以深の層厚約65mの部分が水底溶岩であった。この結果を加味して推定した青木ヶ原溶岩の噴出量は、約 1.4 km^3 (DRE)にも達するものとなった。

高橋・他(2003, 2004 ab)は、鈴木・他(2003)による青木ヶ原溶岩の赤色化立体画像を参考にしながら調査を行い、青木ヶ原溶岩は石塚火口および大室山西(下り山)火口と、長尾山火口および氷穴火口の2ヶ所の割れ目火口列から噴出したこと、噴出した溶岩は噴出順に大室山西(下り山)溶岩グループ、石塚溶岩グループ、長尾山溶岩グループに区分され、さらに長尾山溶岩グループに覆われる氷穴溶岩グループが認められることなどを明らかにした。また、表面形態から青木ヶ原溶岩をTypeA(パホイホイ型)、TypeB(アア型)、TypeC(中間型)、水底溶岩の4タイプに分類し、さらに各溶岩グループがTypeAが卓越するものとTypeBが卓越するものからなり、現在の地表面ではTypeA溶岩が卓越するものが優勢であることを示した。

さらに、高橋・他(2005 ab)は青木ヶ原溶岩の全域にわたる272個の多数の試料について全岩化学分析を行い、下り山および石塚溶岩グループが長尾山・氷穴溶岩グループに比べて SiO_2 量に乏しく、 FeO^*/MgO 比が高いことを明らかにした。また、前者は後者に比べて K_2O 、 TiO_2 などの液相濃集元素にやや富んでおり、 SiO_2 変化図上で異なる組成トレンドを示すことから、両者は異なるマグマ供給系を構成していることが明らかとなった。また、鳴沢村・

上九一色村境界の御殿庭付近で行われたボーリングコアの試料を分析した結果、深度25mまでが長尾山溶岩グループ、深度25~70mが石塚溶岩グループ、深度70m以深が下り山溶岩グループであり、「剗の海」を埋積した溶岩は下り山溶岩グループであることが判明した。

小幡・海野(1999)は、本栖湖畔にみられる久野によって水底溶岩とされたパホイホイ型溶岩を記載し、表面にパラゴナイトを見出すとともにそれらを3種のタイプに分類した。また、海野・小幡(2000)は本栖湖畔の水底パホイホイにみられる膨張構造について定量的な考察を加えた。

千葉・他(2004)は、上記の御殿庭付近で行われたボーリングコアを検討し、70m以深に出現する、枕状溶岩、ピロブレッチャー、ハイアロクラスタイトなどの水底溶岩の詳細な記載を行った。

高橋・他(1999)は、青木ヶ原溶岩の斑晶鉱物化学組成を検討し、斜長石斑晶に An_{65} 前後の An に乏しいものと、 An_{75} 前後の An に富むものがあり、またかんらん石斑晶にも、 Fo_{70} 前後の Mg に乏しいものと、 Fo_{80} 前後の Mg に富むものがあることを明らかにし、分化したマグマに未分化なマグマが混合して形成されたものであることを主張した。また、飯田・他(2004)は、長尾山火砕丘起源の玄武岩質スコリアに含まれる斑晶のガラス包有物の化学組成を測定し、かんらん石中のガラス包有物よりも斜長石や輝石中のガラス包有物の方がより FeO^*/MgO 比が高く K_2O に富んでおり分化した組成を示すことを明らかにした。このことから、長尾山火砕丘を形成したマグマは、斜長石と輝石を含むマグマにかんらん石を含むマグマが混合することによって形成されたと考えた。これに対して、佐藤・他(1999 b)は、斜長石の組成がマグマ中の H_2O 量に支配され、 H_2O 量が多ければ An に富む斜長石が、少なれば An に乏しい斜長石が生成されることから、 An に乏しい斜長石斑晶を有する脱ガス化し H_2O 量に乏しいマグマに、全岩化学組成は同一であるが H_2O 量が多く An に富む斜長石斑晶を有するマグマが混合することで、青木ヶ原溶岩が形成されたと考えた。

3. 青木ヶ原溶岩の表面形態

青木ヶ原溶岩は玄武岩から構成されている。玄武岩質溶岩の表面形態は、ハワイ火山やエトナ火山などでよく研究されている。ハワイ火山では、玄武岩質溶岩はパホイホイ(pahoehoe)溶岩、アア(aa)溶岩、そして中間型溶岩(transitional type)の3種類に大きく区分される(Macdonald, 1953など)。一方、エトナ火山では、アア溶岩はカリフラワー・アア(cauliflower aa)とラブリー・アア(rubblly aa)に大別される(Kilburn, 1993)。パホイホイ溶岩やアア溶岩は、ハワイ火山やエトナ火山のみならず、地球型惑星の玄武岩質溶岩では一般的な溶岩タイプとしてよく知られている。ここでは、まず、パホイホイ、アア、中間型の各溶岩タイプについてこれまでに明らかにされていることをまとめ、さらに富士火山青木ヶ原溶岩の表面形態について述べることにする。

3.1 パホイホイ溶岩

パホイホイは表面が平滑な溶岩であり、「縄状構造」(ropy structure) や、丸味を帯びた袋状あるいは舌状の構造(「トウ」(toe) あるいは「ローブ」(lobe))が特徴的である(図版1A)。パホイホイは、移動する粘性の低い高温溶岩の表面が冷却固化し、丸味を帯びた袋状あるいは舌状の薄い殻が形作られることによって形成される。パホイホイ溶岩は、「薄い殻を有するローブの一部が破れて内部から流出した高温溶岩が、表面から冷却・固化し、再び薄い殻を持つローブを形成する」という動きを繰り返すことによって前進する。縄状構造は、表面の薄い殻(クラスト; crust)が固化する際に、まだ塑性的な状態で水平応力が加わり、「しわ」がよることで形作られる(図版1B; 2A)。

1枚のローブの厚さは0.1~5m(平均で0.45m)程度である。パホイホイ溶岩では、こうしたローブが多数重なり合って「複合ローブ」(compound lobe)を構成する(図版1B)。複合ローブ全体の厚さは1~20m(平均で4.5m)程度である(Hon *et al.*, 1994)。

1枚のローブの断面をみると、表層には厚さ1cm程度のガラス質の急冷縁が発達し、その内側はよく発泡して40 vol. %以上の気泡(vesicle)を含んでいるが、気泡量は中心部に向かって増大する。このような気泡の発達したスポンジ状のパホイホイのことをspongy pahoehoe (S type pahoehoe)という(Wilmoth and Walker, 1993)。「S type パホイホイ」では、ローブの中心部が最もよく発泡している。これに対して気泡量の少ないパホイホイ溶岩も存在する。こうしたパホイホイ溶岩では、溶岩の下半部にパイプ状の直立した気泡(pipe vesicle)がみられることが多いので、pipe vesicle bearing pahoehoe (P type pahoehoe)とよばれる(Wilmoth and Walker, 1993)。「P type パホイホイ」ではローブの中心部は発泡が悪い。未固結溶岩が溶岩チューブ(lava tube)中を移動する間にガス成分が抜け出し、発泡の悪いP typeが形成されると考えられている。

P type パホイホイ溶岩では、気泡はしばしば集合・合体して、表層部のクラストの直下にレンズ状の「プリスター」(blister)を形成することが多い(図版5A)。プリスターはしばしば発達して、規模の大きなレンズ状の空洞となる。

厚いP type パホイホイの断面では、厚さの40~60%を上層クラスト(upper crust)が占めており、上層クラスト内には気泡が集まった複数の水平気泡層(horizontal vesicle zone)が発達する。上層クラストの下位には中心部(core)が存在する。中心部では気泡の発達は悪いが、局所的に気泡が濃集した垂直の「気泡シリンダー」(vesicle cylinder)や水平の「気泡シート」(vesicle sheet)などがみられる。最下部には気泡に富むガラス質の下部クラスト(lower crust)が存在する(Self *et al.*, 1998)。

溶岩には、比較的狭い回廊状の通路(チャンネル)を利用して川のように流下する「チャンネルフロー」(channel flow)と、洪水があふれるようにシート状に広くひろがる「シートフロー」(sheet flow)とがある。前者は傾斜が急

な場合、後者は傾斜がきわめて緩いか平坦な場合に形成されやすい。パホイホイ溶岩には両方のタイプがみられるが、傾斜が緩やかであるか、あるいは平坦な場所でシートフローを形成した場合には、「溶岩膨張」(lava inflation)が生じ、それにとまって様々な表面構造が形成される。

パホイホイ溶岩では、重なった多数のローブは合体融合して、複合ローブ全体がひとつの溶岩流のようになることが多い。複合ローブの周縁部は冷却固化するが内部は未固結であり、未固結部分は連結して「溶岩チューブ」(トンネル)(lava tube)を形成する(Hon *et al.*, 1994など)。こうした溶岩チューブを通して輸送される未固結溶岩が先端部の複合ローブに供給されると、複合ローブは内部から全体として膨れあがる。こうした現象が溶岩膨張(lava inflation)である(Hon *et al.*, 1994)。溶岩膨張には、シート状パホイホイ溶岩が平坦な表面をほぼ保ったまま膨張する場合と、ところどころで溶岩チューブが詰まって溶岩が溜まり、その結果局所的な膨張が生ずることで、溶岩表面に凹凸地形を有する「ハンモック状パホイホイ溶岩」(hummocky pahoehoe)(図版4A)が形成される場合とが認められる。溶岩膨張では2週間で4mほどの高さまで隆起したケースが報告されている(Hon *et al.*, 1994)。

一方、ハンモック状パホイホイ溶岩の表面には、固化した表層部分が局所的な溶岩膨張により突き上げられて割れ塚のようになった「テュムラス」(tumulus)(複数「テュムリ」(tumuli))(図版5C)や緩やかに盛り上がった「溶岩丘」(lava rise)、溶岩膨張した溶岩丘と溶岩丘の間に取り残された原地表面からなる「溶岩丘孔」(lava rise pit)などが形成される(Walker, 1991)。テュムラスには、テュムラスの延びの方向と平行あるいは放射状の「溶岩膨張割れ目」(lava inflation cleft)が発達する。テュムラスでは「溶岩絞り出し」(lava squeeze out)がしばしば起こり、気泡に乏しくガラス質の「緻密ガラス質パホイホイ」(dense glass pahoehoe)(Hon *et al.*, 1994)や「青色ガラス質パホイホイ」(blue glassy pahoehoe)(Self *et al.*, 1998)の流出がみられる。これらは鮫肌状パホイホイ(sharak skin pahoehoe)(Wentworth and Macdonald, 1953)ともよばれる。また、溶岩樹形(lava tree mold)は、溶岩膨張によって形成されたパホイホイ溶岩によくみられる。

シート状溶岩膨張が地形の平坦な場所で生ずるのに対して、ハンモック状パホイホイ溶岩は、やや傾斜が急であったり、もともとの地形が凹凸に富んでいたりで場所によって形成されやすい(Hon *et al.*, 1994)。また、溶岩の供給率が高い場合にはシート状溶岩膨張が、低い場合にはハンモック状溶岩膨張が生ずることが多い(Self *et al.*, 1998)。

テュムラスなどに発達する膨張割れ目の内壁には、急冷ガラス質の平滑な表面からなる部分と、気泡に富む棘状の表面からなる部分とが、交互に重なって縞状構造を成すものがしばしばみられる(図版6A)。このような縞状構造は、断続的な溶岩膨張の繰り返しによって形成されたもので、両者はペアを成しており、冷却固化した溶岩表面のクラストのうち、前者が温度700℃以下の低温(ガラス転移

点温度以下)で脆性破壊を行った弾性体的部分に、また後者が700~1,070 の、固化はしているが高温(ガラス転移点温度以上)で粘弾性体的挙動を行った部分にあたる(Hon *et al.*, 1994). こうしたペアは、一回の溶岩膨張により形成された割れ目に相当する。割れ目が後者の部分まで到達すると、ガラス転移点温度以上のガラス部が、圧力低下によって発泡するとともに、引き延ばされ棘状組織が形成されることになる。こうしたクラストの厚さは、冷却時間の関数として表現され、縞のトータルの厚さが溶岩膨張に要した総時間にほぼ相当すると考えられる。膨張割れ目の発達したローブあるいはテュムラスの体積がわかれば、それをこの時間で割った量が、そのローブあるいはテュムラスへの溶岩供給率ということになる(海野・小幡, 2000)。

溶岩チューブは、シートフロー溶岩ばかりでなく、チャンネルフローにおいても形成される。チャンネルフローの場合は、チャンネル中を流れる未固結溶岩がしばしば溢れ出すことで出来た「溶岩堤防」(levee)がアーチ状に内側へせり出し、やがてそれが固化したチャンネル溶岩の表面と連結して天井が形成され、溶岩チューブが完成する(Peterson and Swanson, 1974; Kilburn and Guest, 1993)。溶岩チューブの床部分では、高温の溶岩による侵食が生じ、溶岩チューブは下方に向かって拡大する。溶岩チューブの天井部には、しばしば陥没によって「スカイライト」(天窗)(sky light)が形作られる(図版9A)。溶岩チューブによるマグマ輸送は、マグマが冷却しにくいので、大量の溶岩を効率よく遠方まで運ぶことができる。

溶岩チューブの天井が破壊され2次的に溶岩が内部から流出した場合には、流出口の周囲に溶結したスパターからなる煙突状の「ホルニト」(hornito)が生ずる。さらに流出が大規模になると溶岩流となり、それが繰り返されると「根無し溶岩盾状地」(rootless lava shield)が形成される(Kauahikaua *et al.*, 2003)。溶岩チューブの表面には、「シャッターリング」(shatter ring)とよばれる、破壊された溶岩塊の縁からなる、直径数10mの円形ないしは楕円形の構造がみられることがある(Kauahikaua *et al.*, 2003)。シャッターリングは、その直下に存在する溶岩チューブと密接な成因的關係を持っているらしい。

パホイホイ溶岩の流動速度が速くなった(変形速度が大きくなった)場合には、平滑な表面をもつ表層部のクラストが壊され、破壊された「スラブ」=「板状岩塊」の集合体ようになる。これを「スラブ状パホイホイ」(slabby pahoehoe)とよぶ(図版10A)。さらに破壊が進み、小型岩片の集合体となったものは「ラブリー・パホイホイ」(rubbly pahoehoe)とよばれる(Keszthelyi *et al.*, 2001)。

3.2 アア溶岩

アア溶岩の表面はクリンカー状の岩塊の集合体となっている。アア溶岩とは、流動の結果生まれた差応力によって固化しつつある溶岩の表面が発泡しながら破碎され、それが内部の未固結溶岩によって再びもと通りに修復されることがなかったために、ガサガサした表面をもつ岩塊の集

体となったものである。アア溶岩には、ガサガサした表面をもつ岩塊の集合体があり、その上面と下面に発達する。アア溶岩のうち、小型のクリンカー状の岩塊が集合したものは「カリフラワー・アア」(cauliflower aa)とよばれる(図版9A)。一方、表面がやや丸味を帯びた大型の岩塊の集合体となっているものは「ラブリー・アア」(rubbly aa)とよばれる(Kilburn, 1990など)。エトナ火山では、噴出したパホイホイ溶岩がスラブ・パホイホイ溶岩となり、さらにカリフラワー・アアに変化したのち、最終的にはラブリー・アアとなっていく様子が観察されている。アア溶岩では、溶岩堤防や「溶岩末端崖」、「溶岩じわ」などの発達がみられることが多い。

3.3 中間型溶岩

典型的なパホイホイ溶岩とアア溶岩の中間的な表面形態を示すものに、中間型あるいは「遷移型パホイホイ」(transitional pahoehoe)、あるいは「遷移型アア」(transitional aa)がある。「遷移型パホイホイ」は、「ねり歯磨き状パホイホイ」(toothpaste pahoehoe)(Rowland and Walker, 1987)あるいは「ペースト状パホイホイ」(pasty pahoehoe)ともよばれる(図版10C)。これらは、冷却固化しつつある溶岩流の表面が、流動の結果生まれた差応力によって粘土(ねり歯磨き)を変形させるようにねじ曲げられても、破壊・分離して完全に独立した岩塊の集合体にまでは至らない状態となっているものをいう。ペースト状パホイホイは、その形態によって、「とげ状パホイホイ」(spiny pahoehoe)(Peterson and Tilling, 1980)、「フィラメント状パホイホイ」(filamented pahoehoe)あるいは「粗面パホイホイ」(rough pahoehoe)などともよばれる。

3.4 パホイホイ溶岩とアア溶岩の成因

パホイホイ溶岩とアア溶岩の本質的な違いは、冷却固化によって形成される溶岩表面のクラストが連続体として保たれるのか、発泡しながら破壊されてクリンカー状の岩塊の集合体となるのかという点にある。このことは、パホイホイ溶岩の表層部は連続体としてニュートン流体的挙動をとり、アア溶岩の表層部は非連続体として非ニュートン流体的挙動を行うことを意味する。

Peterson and Tilling (1980)やKilburn (1990)はアア溶岩が降伏強度を持つビンガム流体であると考え、粘性や変形速度の増大にともなって溶岩の性質がニュートン流体からビンガム流体に変化するとした。すなわち、粘性が同一の場合には、変形速度が大きくなるとパホイホイ溶岩はアア溶岩に変化し、また変形速度が同じ場合には、粘性が高くなるとアア溶岩に変化することを主張した。

実際、ハワイ島の火山では、パホイホイ溶岩からアア溶岩への変化は、マグマの噴出率が5~10 m³/sを越えて溶岩の変形速度が増大すると生じ(Rowland and Walker, 1990)、また石基の結晶度が7%程度ではパホイホイ溶岩であったものが、15%で中間型溶岩となり、そして45%を越えて粘性が増大するとアア溶岩へと変化するという(Cashman *et al.*, 1999)。さらに温度でいえば、変形(歪)速度0.4/s以上の場合には1,140 付近に両者の境界があ

り、温度が高ければパホイホイ溶岩、低ければアア溶岩となる。

一方、より低温(1,070~1,090)で斑晶に富む(50~60 vol.%)エトナ火山のハワイアイトでは、噴出率が $2 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{s}$ を越えるとパホイホイ溶岩がアア溶岩に変化する(Pinkerton and Sparks, 1976)。また、ハワイ・キラウエア火山のプウオーオー・クパイアナ八火口噴火では、斜面の傾斜が急になり変形速度が増大すると、パホイホイ溶岩がアア溶岩に変化し、逆に変形速度が減少すると、アア溶岩がパホイホイ溶岩に変化する事実が観察されている(Kauahikaua et al., 2003; Hon et al., 2003)。

一方、ペースト状パホイホイなどの中間型溶岩は、パホイホイ溶岩よりもやや粘性が高くアア溶岩とほぼ同程度の粘性をもつ溶岩が、アア溶岩よりも小さな変形速度で流動した場合に形成されると考えられている(Rowland and Walker, 1987)。

3.5 枕状溶岩とハイアロクラスタイト

パホイホイ溶岩が水中に流入するかあるいは水底で噴出した場合には、パホイホイ溶岩のトウあるいはローブに相当するものが、急冷して明瞭なガラス質の急冷縁をもつ枕状の形態を成す。こうした溶岩を「枕状溶岩」(pillow lava)とよぶ。枕状溶岩はしばしば水冷することで破砕され、枕状部の破片やガラス質の細かい破片の集合体から構成される、「枕状角礫岩」(pillow breccia)となる。また、アア溶岩に相当する溶岩が水中に流入するか水底に噴出すると、破砕されたガラス質の破片や角礫からなる「ハイアロクラスタイト」(hyaloclastite)が形成される。逆に、枕状溶岩や枕状角礫岩、あるいはハイアロクラスタイトが見出された場合には、その堆積物は水底溶岩であることがわかる。

3.6 青木ヶ原溶岩にみられる表面形態

青木ヶ原溶岩には、あらゆるタイプの玄武岩質溶岩の表面形態がみられる(高橋・他 2004 ab)。

パホイホイ型溶岩では、トウやローブ、縄状溶岩などが発達する(図版1C・D; 2B)。比較的噴出口に近い場所では、1枚のローブの厚さが数10 cm程度の、複数のローブからなる成層したS typeパホイホイも認められる(図版3B)。大規模なパホイホイ溶岩は、凹凸の激しい原地形を反映してハンモック状溶岩原を形成し、テュムラスが発達する(図版4C)。また、多くのパホイホイ溶岩はスラブ状パホイホイとなっており(図版10B)、一部にはラプリー状パホイホイがみられる。パホイホイ型溶岩では溶岩膨張が生じており、P typeパホイホイが形成されている(図版3C・D)。厚いものでは、複数の水平発泡帯を有する上部クラスト、気泡パイプの発達する中心部、発泡した下部クラストからなる、溶岩膨張の結果形成されたP typeパホイホイの典型的な断面も観察できる(図版7・8)。パホイホイ型溶岩では溶岩チューブの発達もよく、多数の溶岩洞穴がみられる。また、こうした溶岩チューブの表面には、地下の空洞の存在を反映して、「陥没口」(ピットクレター)や「天窓」が認められる(図版9B・C)。溶岩チューブを通して移動してきた溶岩が、途中で地表に噴出

することで小規模なホルニトや根無し溶岩楕状地も形成されている。さらには、パホイホイ溶岩の一部がアア溶岩に移行する場合もある。青木ヶ原溶岩のパホイホイは、ハワイでみられるような典型的なパホイホイほど表面が平滑ではなく、粗面パホイホイやペースト状パホイホイ、あるいはとげ状パホイホイ、フィラメント状パホイホイに近いものが多い。青木ヶ原溶岩にはパホイホイ型以外に、中間型の特徴を示す典型的なペースト状パホイホイも多くみられる(図版10D)。

アア型溶岩には、カリフラワー・アアとラプリー・アアの両方がみられる。アア型溶岩はチャンネルフローや大規模なローブを形成して流下するものがほとんどで、パホイホイ型のように単一の広い溶岩原を形作ることはない。アア型溶岩には、溶岩じわ、溶岩堤防、溶岩末端崖などが明瞭に発達するものが多い。アア型溶岩の流下単位の規模は様々であるが、最大のもは幅900 m、長さ1.5 km以上、末端崖の高さ25 mに達する。小型・中型のアア溶岩は大部分がカリフラワー・アアであり、断面では上下にクリンカーが発達する(図版11B)。大型のアア溶岩は溶岩じわの発達がよく、長径数10 cmの丸味を帯びた岩塊からなるラプリー・アア溶岩となっている(図版11C・D)。また、先端部に近い場所では、ラプリー・アアは、しばしば角張った多面体岩塊からなるブロック溶岩に移化する(図版12C・D)。また、大型のアア溶岩の先端部には、破壊された火砕丘の一部からなるラフト(raft)がみられることがある(図版12A・B)。アア型溶岩はしばしばパホイホイ型溶岩から移化する。

水底溶岩は本栖湖畔、精進湖畔など、青木ヶ原溶岩がかつての「剱の海」に流入した場所にみられる。ここでは枕状溶岩やハイアロクラスタイトは認められないが、水中で急冷を受けたパホイホイ溶岩が分布する(幡野・海野, 1999)。幡野・海野(1999)によれば、本栖湖畔の水中パホイホイはType I, Type II, Type IIIの3タイプに分類される。Type Iはテュムラス状の溶岩ローブからなり、Type IIはスラブ状パホイホイに、Type IIIはラプリー状パホイホイに相当する。Type Iには縞状構造がみられる(図版6B)。また、精進湖では水深の浅い場所に流入した高温溶岩が湖水と接し水蒸気爆発が生ずることで形成されたと思われる複数の爆裂火口が発達する。また、鳴沢村・上九一色村境界の御殿庭付近で実施されたボーリング掘削では、深度70 m以深に枕状角礫岩やハイアロクラスタイトが認められる(千葉・他 2004)。

青木ヶ原溶岩の地表部において、パホイホイ型溶岩、アア型溶岩、水底溶岩のそれぞれが卓越して分布する領域を図1に示す。

4. 青木ヶ原溶岩を構成する溶岩グループ

青木ヶ原溶岩は、噴出口の違いや全岩化学組成の特徴および相互の被覆関係などから、下り山、石塚、長尾山、氷穴(天神山・伊賀殿山)の4グループに大別される(図2)。最初に下り山溶岩グループ、次に石塚溶岩グループ、そし

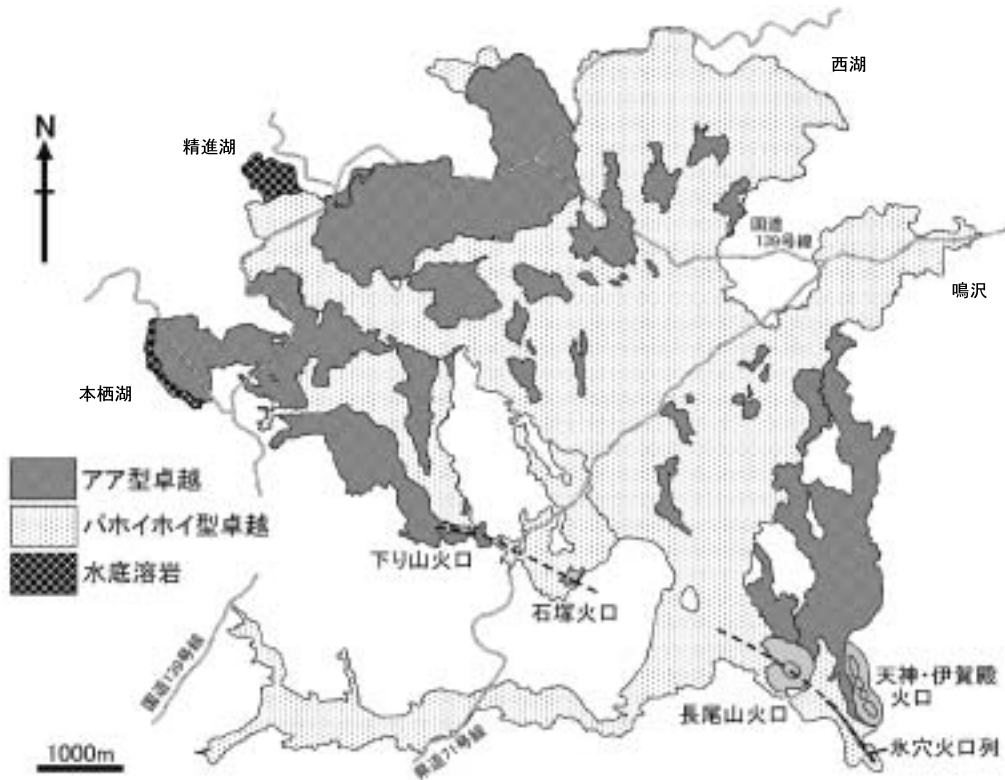


図1 青木ヶ原溶岩の地表部におけるパホイホイ型溶岩，アア型溶岩，水底溶岩のそれぞれが卓越する領域の分布。
 Fig. 1. Map showing the distribution of regions on the surface of the Aokigahara lava flow, where pahoehoe, aa and subaqueous lavas are predominant respectively.

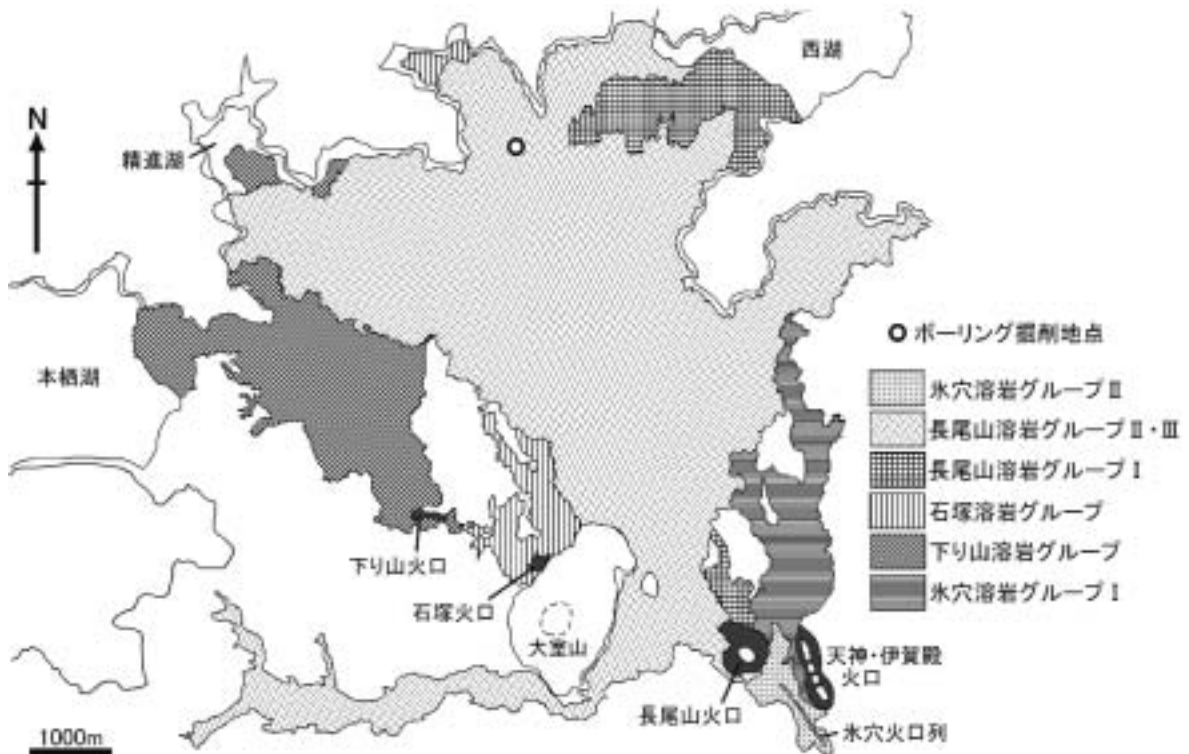


図2 青木ヶ原溶岩における各溶岩グループの分布。
 Fig. 2. Map showing the distribution of each lava group of the Aokigahara lava flow.

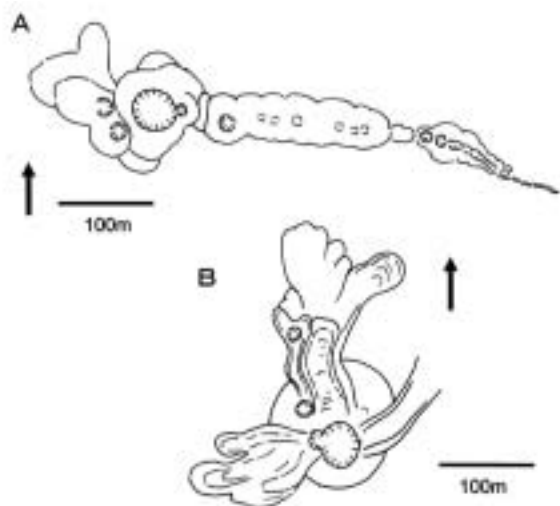


図3 下り山火口列におけるスパター丘の分布 (A) と石塚火口における溶結火砕丘の形態 (B)。

Fig. 3. Distribution of spatter cone at the vent of Kudariyama lava group (A) and the form of welded pyroclastic cone at the vent of Ishizuka lava group (B).

て最後に長尾山溶岩グループが噴出している。氷穴（天神山・伊賀殿山）溶岩グループのうち、氷穴溶岩グループⅠ（天神山・伊賀殿山溶岩）の噴出年代はやや早く、838年から864年の間の出来事である可能性が高い（高田・他、2004；小林・他、2004）。また、氷穴溶岩グループⅡは、長尾山スコリアに直接覆われるので、長尾山溶岩グループの活動とほぼ同時期のものと考えられる。以下に、各溶岩グループの特徴を示す。

4.1 下り山溶岩グループ

下り山溶岩グループは貞観六年（864年）噴火で最初に噴出した溶岩グループであり、噴出口は大室山西方約1.6 kmの標高1,060 m付近に位置する下り山割れ目火口列である。下り山火口列は東西600 mほどの割れ目火口列からなる（図3A）。火口列の位置には、現在はスパター丘が形成されている。このうち長径100 mの最大のスパター丘は火口列西端部に位置し、頂部には長径50 mほどの火口がみられる（図版13）。これらのスパター丘は末期に噴出した溶岩を覆っているので、一連の噴火活動の末期に形成されたものと考えられる。

最初に噴出した下り山溶岩グループは、本栖湖の一部および「割の海」に流入し、これらを埋め立てた。特に「割の海」の西半分は下り山溶岩グループによって完全に埋積されたことが、後述する御殿庭ボーリング掘削によって確かめられている。

下り山溶岩グループで最初に噴出した溶岩はパホイホイ型であった可能性が高い。これは、本栖湖や精進湖にみられる水中溶岩がパホイホイ型であること、また御殿庭ボーリング掘削により確認された「割の海」に流入した下り山溶岩の初期のものが枕状角礫岩であることなどから推定される。次に主としてアア型からなる溶岩が噴出した。これ

らの多くは小型～中型の溶岩ローブ（lava flow lobe）を形成している。本栖湖湖岸まで到達し三角州状に広がった溶岩ローブは、大部分がアア型からなるが、流れの中央部には部分的にスラブ状パホイホイが発達している。最後に主としてパホイホイ型からなる溶岩が流出した。下り山火口付近から流出したパホイホイ型溶岩には、大型の陥没口が北方に向かってほぼ列をなして点在しているが、これは地下に溶岩チューブからなるマグマ輸送システムが形成されていたことを示している。

4.2 石塚溶岩グループ

下り山溶岩グループの噴出に引き続いて、大室山西麓の標高1,180 m付近に位置する石塚火口から石塚溶岩グループが噴出した。石塚火口に位置する現在の石塚火砕丘は、長径140 mほどの溶結スパター丘であり、頂部には長径50 mの火口がみられる（図3B）。火口内壁には、1枚の冷却単位が層厚1～2 mほどの赤色酸化した強溶結～弱溶結の、成層したスパター層が発達する（図版14）。また火砕丘からは、複数枚の火砕成根無し溶岩（clastogenic rootless lava flow）が流出している。

石塚溶岩グループの大部分は、後から流出した長尾山溶岩グループによって覆われているため、詳細については不明である。石塚火口に近い地域以外で石塚溶岩グループがみられるのは、御殿庭北方付近と御殿庭（鳴沢）ボーリング掘削のコアである。御殿庭北方付近ではパホイホイ型溶岩、ボーリングコアでは陸上パホイホイ型およびアア型溶岩である。石塚溶岩グループは御殿庭ボーリング掘削地点付近では陸上溶岩であったが、おそらくはさらに東方にまで流下し「割の海」の東半分のかなりに部分を埋め立てたのではないかと推定される。

石塚火口に近い地域でもパホイホイ型が卓越しているが、富士風穴などの断面をみると、パホイホイ型溶岩の間にアア型溶岩が1枚挟まっているのが観察され、すべてがパホイホイ型であったわけではないことがわかる（図版12）。上述の富士風穴、本栖風穴などは、石塚溶岩グループのパホイホイに発達した溶岩洞穴である。最後に現在の石塚火砕丘の形成と少量のアア型溶岩の噴出があって、石塚溶岩グループの活動は終了した。

4.3 長尾山溶岩グループ

下り山溶岩グループおよび石塚溶岩グループの噴出後、標高1,300～1,350 m付近の現在の長尾山火砕丘付近から長尾山溶岩グループが噴出した。総延長約880 mあまりの長尾山火砕丘群は、北西～南東方向に配列した少なくとも4つ以上の火砕丘からなる（図4）。このうち最後に形成された火砕丘以外は破壊されており、その残骸がみられるにすぎない。最後に形成された最大規模の火砕丘が狭義の長尾山火砕丘であり、底面の長径が約640 m、山頂火口の長径が約260 mある。

長尾山溶岩グループはⅠ、Ⅱ、Ⅲの3つのサブグループからなる。最初に噴出したのは長尾山溶岩グループⅠであるが、現在では大部分が後から噴出した長尾山溶岩グループⅡ・Ⅲに覆われており、詳細は不明である。現在長尾山

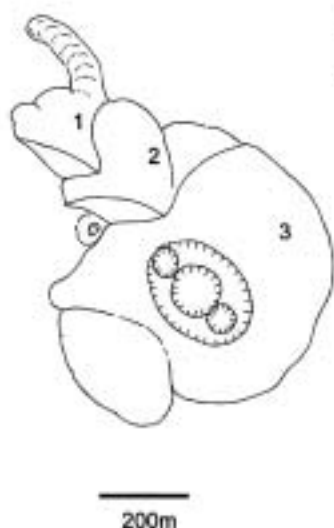


図4 長尾山火砕丘の形態. 数字は火砕丘の形成順序.
 Fig. 4. Form of the Nagayama pyroclastic cone. Numerals denote the order of construction of pyroclastic cone.

溶岩グループⅠがみられるのは長尾山付近と西湖周辺に限られている。長尾山周辺ではアア型溶岩であるが、西湖周辺ではパホイホイ型溶岩である。西湖蝙蝠穴溶岩洞穴は、このパホイホイ溶岩に形成されたものである。御殿庭ボーリング掘削のコアには、この長尾山溶岩グループⅠに相当するものは認められなかったので、長尾山溶岩グループⅠの分布はこの地点よりも東方に限られていることになる。長尾山溶岩グループⅠの一部は、石塚溶岩グループに引き続いて「剱の海」の東半分を埋積した可能性が高い。

次いで主としてアア型溶岩からなる長尾山溶岩グループⅡが噴出した。長尾山溶岩グループⅡのアア溶岩には大型の溶岩ローブを形成するものが多い。最大の溶岩ローブはすでに述べた北西の精進湖方面に流下したもので、溶岩じわ、溶岩堤防、溶岩末端崖の発達が良い。この溶岩ローブはラブリー・アア溶岩からなるが、末端部ではブロック溶岩に移化する部分があり、また火砕丘の一部がラフトとして含まれる。長尾山溶岩グループⅡには火砕丘ラフトが含まれているので、長尾山火砕丘の破壊はこの溶岩グループの噴出時に生じた可能性が高い。長尾山火砕丘群の最後に形成された最大規模の長尾山火砕丘も、この溶岩グループ噴出の最末期に形成されたものであろう。長尾山溶岩グループⅡの大部分は、後から流出した長尾山溶岩グループⅢによって覆われている。

最後にパホイホイ型溶岩からなる長尾山溶岩グループⅢが噴出した。長尾山溶岩グループⅢは長尾山溶岩グループⅠおよびⅡを覆い、西は精進湖から東は鳴沢道の駅付近まで広範囲にわたって拡がっており、全体として広大なハンモック状溶岩原を形作っている。また、大室山南東麓にいったん大規模な溶岩プールを作った後溢れ出し、その一部は西方の根原方面に溶岩流として流下している。長尾山溶岩グループⅢでも、北方に延びた複数の陥没口の配列がみられ、地下では溶岩チューブを利用した溶岩供給システム

が発達していたものと考えられる。神座風穴、大室洞穴、富岳風穴、鳴沢氷穴などは、この長尾山溶岩グループⅢに発達した溶岩洞穴である。長尾山溶岩グループⅢには、溶岩チューブシステムから漏れ出した溶岩が、数箇所では比較的規模の大きな根無し溶岩楕状地を形成するのがみられる。鳴沢ジラゴンノ付近では溶岩膨張の構造がよく発達し、厚さ数mにわたってその断面を観察できる(図版7・8)。この付近では溶岩膨張によって形成された溶岩樹形や溶岩丘孔もみられる。

4.4 氷穴溶岩グループ

氷穴溶岩グループは、長尾山火砕丘群の南東延長にあたる標高1,370~1,480m付近に位置する氷穴割れ目火口列付近から流出した溶岩である。氷穴割れ目火口列は、現在は北西-南東方向に配列した総延長約1kmの小型の陥没口(ピットクレーター)群からなるが、もともとは割れ目火口列であったと推定される。氷穴溶岩はアア型溶岩からなる氷穴溶岩グループⅠとパホイホイ型溶岩からなる氷穴溶岩グループⅡから構成される。後から噴出した氷穴溶岩グループⅡは氷穴割れ目火口列から流出したが、先に噴出した氷穴溶岩グループⅠは天神山・伊賀殿山火砕丘から流出した可能性が高い。

5. 岩石記載

青木ヶ原溶岩を構成する火山岩は斑晶量28~38vol.%の斑状玄武岩であり、斑晶は斜長石、少量のかんらん石、斜方輝石、単斜輝石からなる。斑晶量は各溶岩グループで大きな違いは認められない(図5)。斑晶のうち90%以上を斜長石が占める。斑晶斜長石および斑晶輝石の大きさは0.4~3.0mmであるが、斑晶かんらん石は0.2~0.4mmと小さい。また、斜長石と輝石および斜長石のみからなる斑れい岩質あるいは斜長岩質の集合斑晶が多く含まれる。斜長石斑晶には、清澄なものといふい状組織を有するものとの2タイプが認められる。こうした記載岩石学的特徴は各溶岩グループにほぼ共通している。

6. 全岩化学組成

図6・7に青木ヶ原溶岩の地表部分で採取された試料の全岩化学組成に関するSiO₂変化図およびFeO*/MgO変化図を示す。

SiO₂量およびFeO*/MgO比は、下り山溶岩グループが51.10~51.26wt.%および2.16~2.28、石塚溶岩グループが51.03~51.24wt.%および2.16~2.25、長尾山溶岩グループⅠが51.05~51.22wt.% 2.14~2.21、長尾山溶岩グループⅡ・Ⅲが51.21~51.46wt.%および1.99~2.17、氷穴溶岩グループⅠが51.10~51.22wt.%および2.18~2.28、氷穴溶岩グループⅡが51.25~51.47wt.%および2.08~2.15である。

氷穴溶岩グループⅠを除く長尾山・氷穴溶岩グループは、下り山・石塚溶岩グループよりもSiO₂に富み、低いFeO*/MgO比を有する。一方、氷穴溶岩グループⅠは、下り山・石塚溶岩グループと同様にSiO₂に乏しく、高い

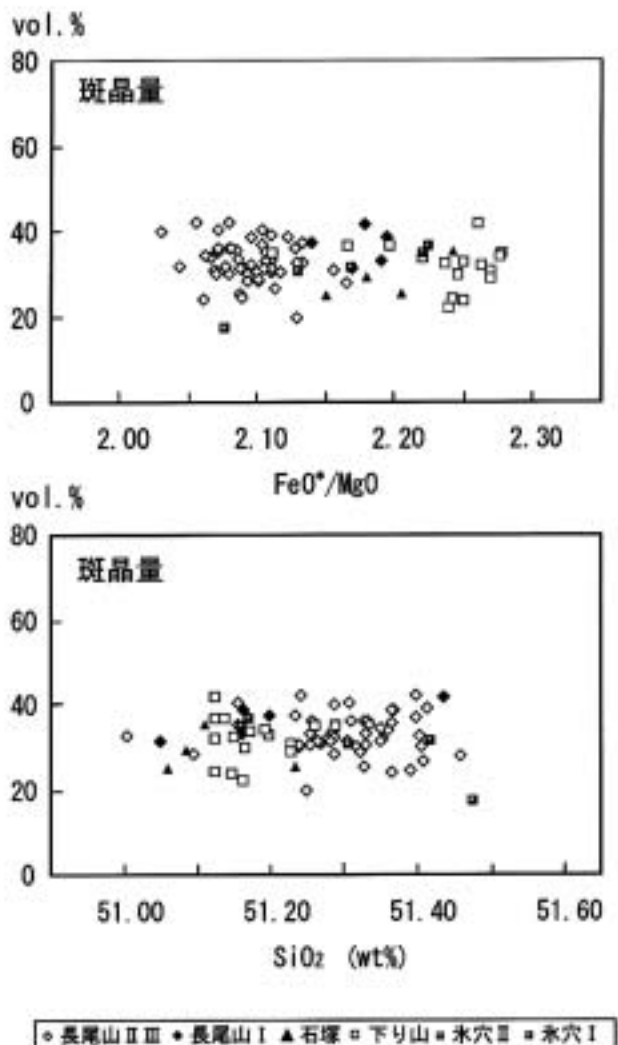


図5 青木ヶ原溶岩の斑晶量と全岩 FeO*/MgO 比および SiO₂ 量との関係。
Fig 5. Diagram showing the relationship among whole rock SiO₂ content, whole rock FeO*/MgO ratio, and phenocryst content of the Aokigahara lava flow.

FeO*/MgO 比を有する。また、長尾山溶岩グループ I は、長尾山溶岩グループ II および III に比べて、やや高い FeO*/MgO 比を示す。こうした各溶岩グループにおける FeO*/MgO 比の違いは、ヒストグラムにおいて明瞭に示される(図 12)。このように青木ヶ原溶岩を構成する各溶岩グループは、それぞれ固有の FeO*/MgO 比を有するので、各溶岩グループは FeO*/MgO 比によって識別することが可能である。

一方、SiO₂ 変化図および FeO*/MgO 変化図上では、下り山溶岩グループおよび石塚溶岩グループと、長尾山溶岩グループおよび氷穴溶岩グループは、それぞれ若干異なる組成トレンドを示す(図 6・7)。すなわち、SiO₂ 量変化図では、下り山・石塚溶岩グループは長尾山・氷穴溶岩グループよりもやや Al₂O₃・CaO, Na₂O に乏しく、TiO₂, FeO*, MnO, MgO, K₂O, P₂O₅ にやや富む。FeO*/MgO 比変化図においても、ほぼ同様の傾向がみられる。微量元素組成

でも、両者の間には微妙な差が認められ、下り山・石塚溶岩グループは長尾山・氷穴溶岩グループに比べて, Rb, Ba, Nb, Zr, Y, V, Cu, Zn にやや富み, Sr, Ni, Cr にやや乏しい(図 8)。

これに対し、Zr/Y, Rb/Y, Ba/Y, Ba/Zr, Rb/Zr, Rb/Ba などの液相濃集元素比においては、両者はほぼ同一である(図 9)。

SiO₂ 量および FeO*/MgO 比の空間分布をみると、各溶岩グループ毎の差異が明らかにみとれる(図 10・11)。

7. ボーリング掘削の結果

「剝の海」に流入した青木ヶ原溶岩の体積を正確に推定する目的で、当時の「剝の海」の中心部と考えられる鳴沢村、上九一色村境界付近の御殿庭でボーリング掘削が実施された(荒井・他 2003; 千葉・他 2004)。

その結果によれば、地表から 32.5 m までが上下のクリンカーが発達した陸上のアア型溶岩、69.0 m までが陸上のパホイホイ型溶岩、100 m 付近までがハイアロクラスタイトを主とする水底火山岩類(水底アア型)、115 m 付近までが枕状溶岩および枕状角礫岩を主とする水底火山岩(水底パホイホイ型)、125 m までが再びハイアロクラスタイトを主とする水中火山岩(水底アア型)、そして 135 m までが枕状溶岩および枕状角礫岩を主とする水底火山岩(水底パホイホイ型)であった。最下部には湖底堆積物である珪藻土が出現している。水底火山岩の厚さは 65 m ほどあり、これが青木ヶ原溶岩によって埋め立てられた当時の「剝の海」のボーリング掘削地点付近における水深であったと考えられる。

玄武岩質溶岩の表面形態でみると、まずパホイホイ型溶岩が「剝の海」に流入し、次にアア型、再びパホイホイ型、そして最後にアア型溶岩が流入し、「剝の海」は完全に埋積された。「剝の海」が完全に埋め立てられた後には、まずパホイホイ型の陸上溶岩が、次いでアア型の陸上溶岩が流下した。

一方、玄武岩の全岩化学組成からみると、地表から 25 m 付近までが FeO*/MgO 比が 2.15 以下の長尾山溶岩グループ、69.5 m までが 2.15~2.25 の石塚溶岩グループ、69.5 m 以深が 2.25 以上の下り山溶岩グループに属することがわかる(図 13)。

こうしたことから、この地点では以下のような出来事が生じたことが推定される。すなわち、まず下り山溶岩グループのパホイホイ型溶岩が「剝の海」に流入し、次にアア型が、再びパホイホイ型が、そして最後にアア型溶岩が流入して剝の海を完全に埋め立てた。下り山溶岩グループが剝の海を完全に埋積した後、今度は石塚溶岩グループの主としてパホイホイ型陸上溶岩が流下し、それがアア型溶岩に変化した後、今度は長尾山グループのアア型溶岩が流下して、下り山溶岩グループや石塚溶岩グループを覆った。

8. 議論

8.1 青木ヶ原溶岩および氷穴溶岩グループIの噴出時期

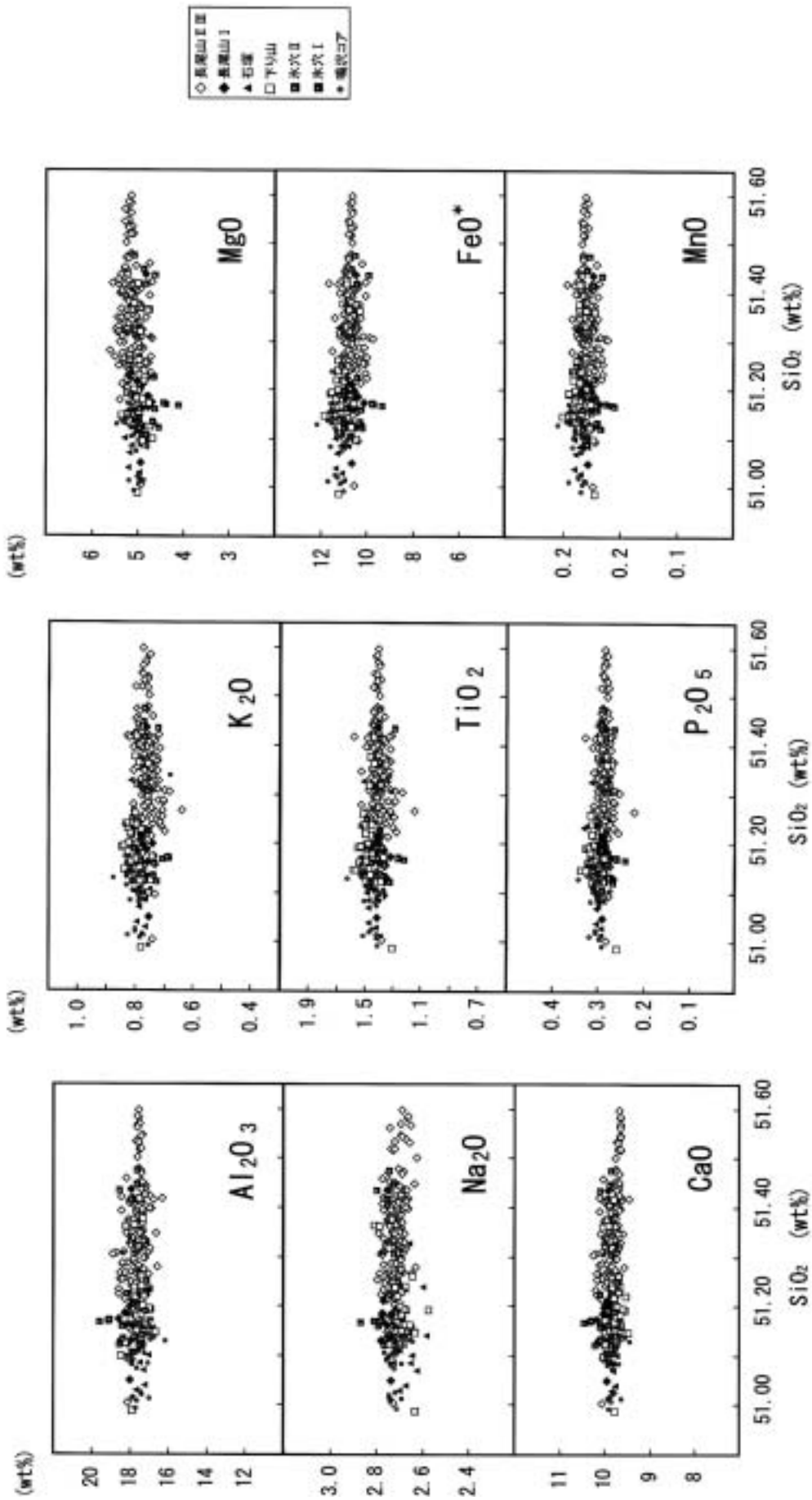


図6 青木ヶ原溶岩の全岩主化学組成の SiO_2 変化図。
 Fig 6. SiO_2 variation diagram for whole rock major element chemistry of the Aokigahara lava flow.

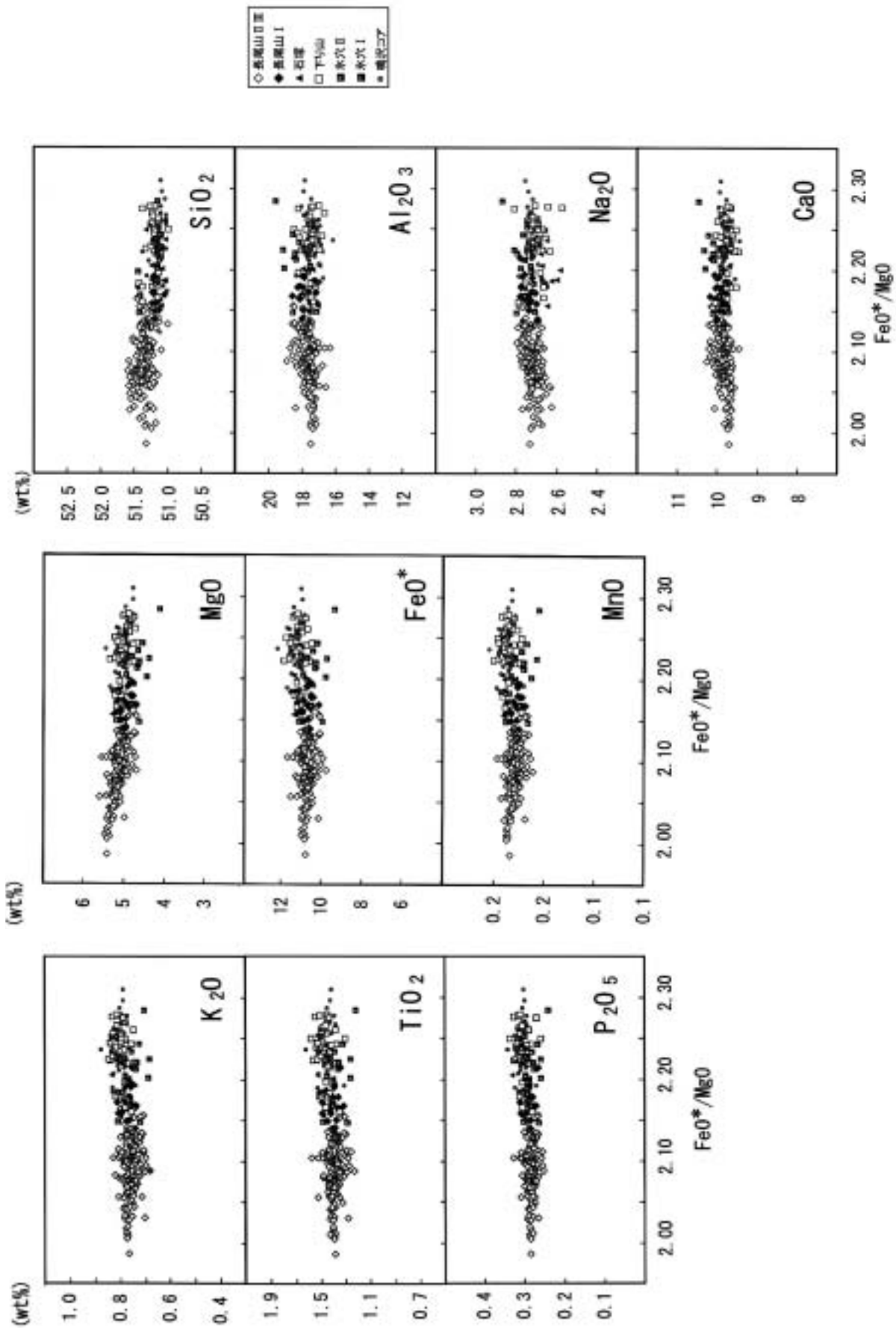


図7 青木ヶ原溶岩の全岩主化学組成の FeO^*/MgO 変化図。
 Fig. 7. FeO^*/MgO variation diagram for whole rock major element chemistry of the Aokigahara lava flow.

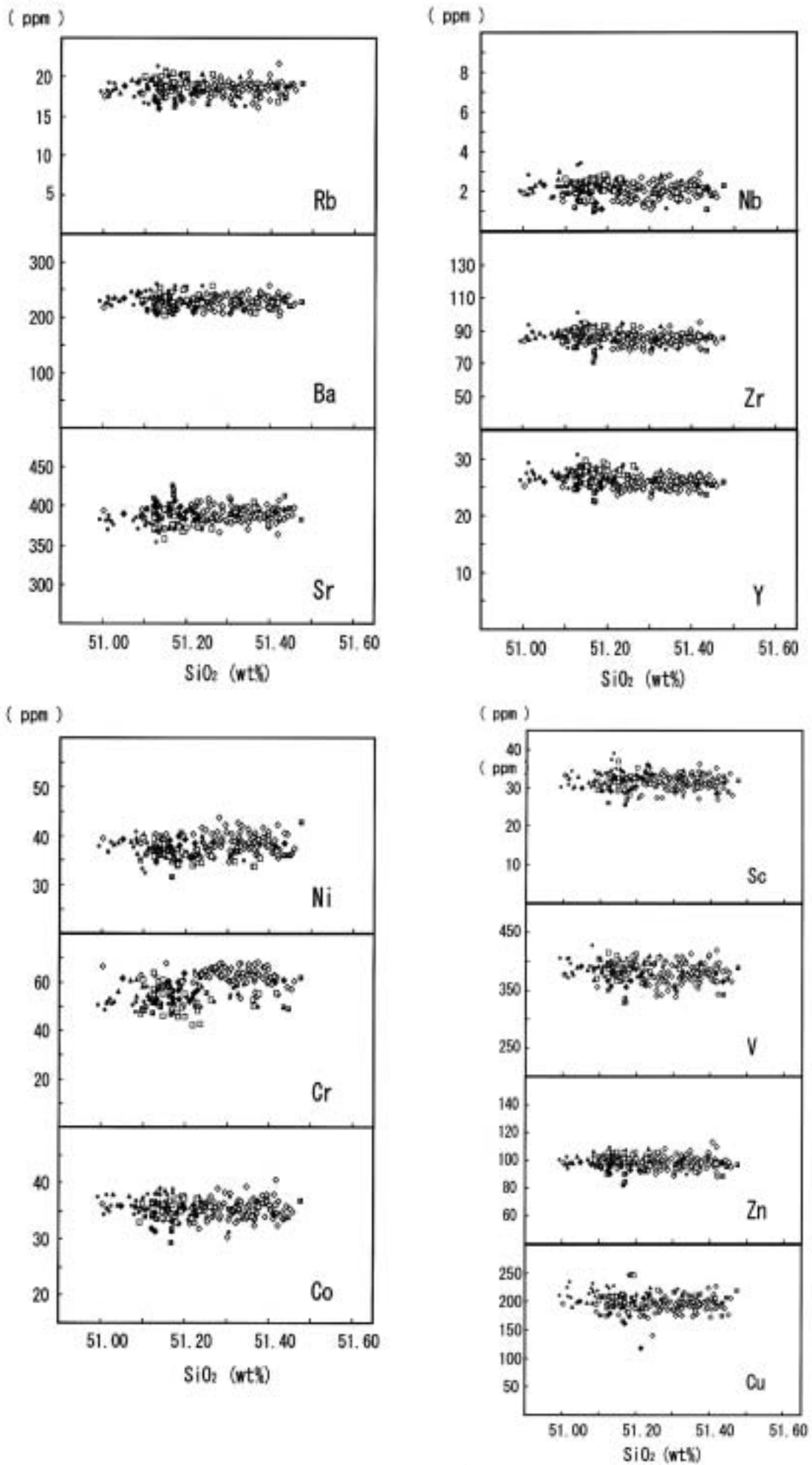


図8 青木ヶ原溶岩の全岩微量元素組成の SiO_2 変化図.
Fig. 8. SiO_2 variation diagram for whole rock trace element chemistry of the Aokigahara lava flow.

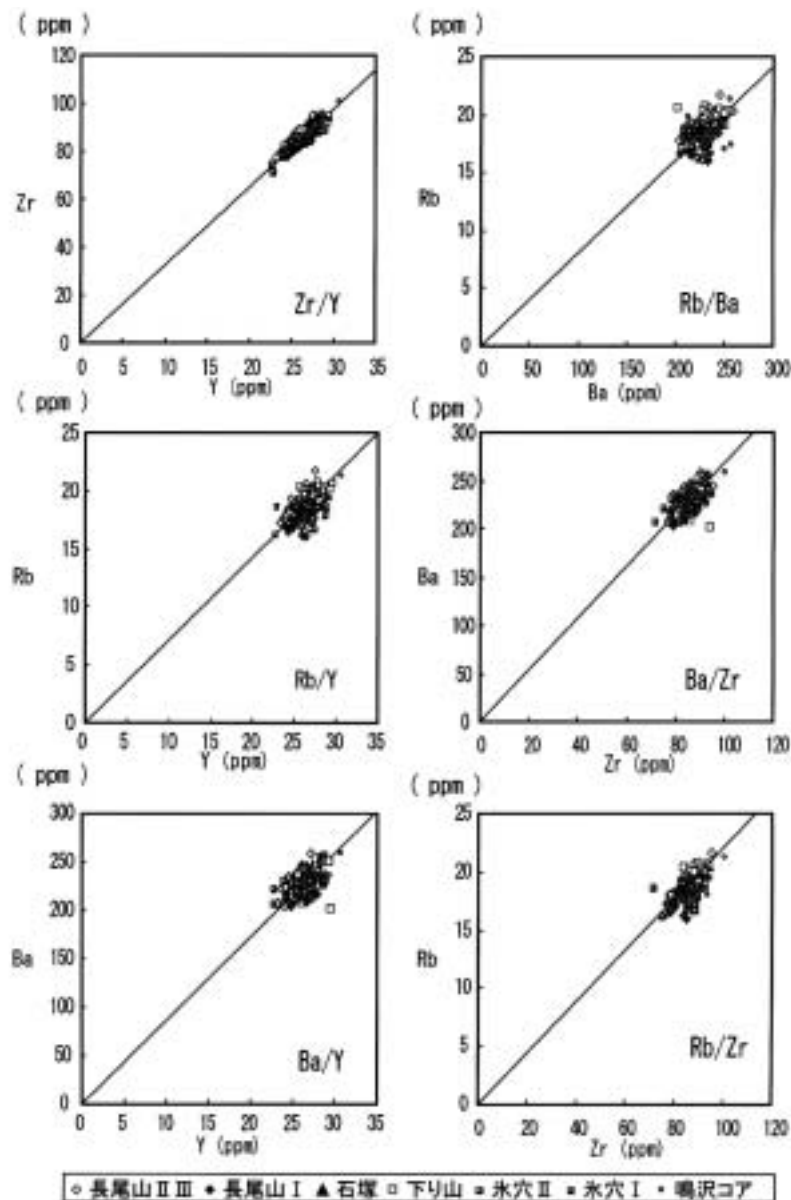


図9 青木ヶ原溶岩における全岩液相濃集元素組成比。
Fig. 9. Diagram showing whole rock incompatible element ratios of the Aokigahara lava flow.

青木ヶ原溶岩の噴出時期は、「日本三代実録」などの信頼のおける古記録から、平安時代初期の清和天皇の治世である貞観六～七年（864～865年）であると考えられている（津屋, 1971; 小山, 1998 a）。これに対して、全岩化学組成や記載岩石学的特徴の類似性から青木ヶ原溶岩のメンバーと考えられる氷穴溶岩グループ I（天神山・伊賀殿山溶岩）の噴出年代については、すでに述べたようにこれまで多くの議論がなされてきている。

津屋（1971 他）は青木ヶ原溶岩に先行して天神山・伊賀殿山溶岩が天神山・伊賀殿山火砕丘から噴出したと考えた。一方、宮地（1988）は、天神・伊賀殿山スコリア・天神山溶岩の噴出後伊賀殿山溶岩が流出し、その後天神・伊賀殿山スコリアの上位に薄い土壌層を形成する程度の時間

間隙があって氷穴溶岩の流出があり、最後にほとんど時間を置かず氷穴スコリアの噴出があったとしている。ただし、伊賀殿山溶岩と氷穴溶岩および氷穴スコリアの関係については言及していない。また、天神・伊賀殿山スコリア、天神山・伊賀殿山溶岩の噴出時期については、延暦～貞観年間（800～864年）と考えている。小山（1998 b）も宮地（1988）と同様に、天神山溶岩の流出後、天神・伊賀殿山スコリアの噴出があり、さらに薄い土壌で代表されるほどの時間間隙の後、氷穴スコリアが噴出したと考えた。一方、上杉（1997）は、天神山溶岩の流出後、天神・伊賀殿山スコリアの噴出があり、その後天神・伊賀殿山スコリアの上部に風化帯が形成される程度の時間間隙の後、氷穴溶岩が流出し、さらに氷穴スコリアの噴出があって、最後に青木ヶ原溶岩の流出があったと考えた。上杉（1997）は、氷穴溶岩の上位の氷穴スコリア層中に838年の噴火で神津島天上山からもたらされた白色火山灰が含まれるとした。鈴木・他（2004）は、氷穴溶岩および天神山・伊賀殿山溶岩に覆われる天神・伊賀殿山スコリアの最上部の炭化木片から $1,290 \pm 90$ yB.P. の ^{14}C 年代を報告し、その噴出年代を約700年ほどと160年余り古く見積もった。これに対して、高田・他（2005）および小林・他（2005）は、天神・伊賀殿山スコリアの下位から838年の神津島天井山テフラを見出し、天神・伊賀殿山スコリアの噴出年代を838年から864年の間と推定している。

以上のように氷穴溶岩グループの層序に関してはまだ共通の認識は確立されていないが、様々な見解を総合すると次のように考えられる。すなわち、氷穴溶岩グループ I はこれまでの天神山・伊賀殿山溶岩にほぼ相当し、その噴出は天神・伊賀殿山スコリアとほぼ同時期で、838年から864年の間であった。一方、氷穴溶岩グループ II の噴出は長尾山溶岩グループとほぼ同時期であり、氷穴溶岩グループ I の流出との間には若干の時間間隙が存在した。

8.2 溶岩流表面形態と噴出プロセス

パホイホイ溶岩になるかアア溶岩になるかは、(A) 溶岩の温度（石基の結晶度）、斑晶量および粘性などの物性の違い、(B) 溶岩の噴出率の違い（変形速度の違い）、(C) 流下する斜面の傾斜の違い（変形速度の違い）、などによって決定される。

ハワイ島火山の溶岩よりも低温（1,070～1,090℃）で斑晶に富む（50～60 vol.%）エトナ火山のハワイアイト溶岩では、より小さな変形速度（噴出率）でもパホイホイ溶岩からアア溶岩に変化してしまう。一方、石基輝石の組成から輝石温度計で推定された青木ヶ原溶岩の固化温度は

富士火山貞観噴火と青木ヶ原溶岩

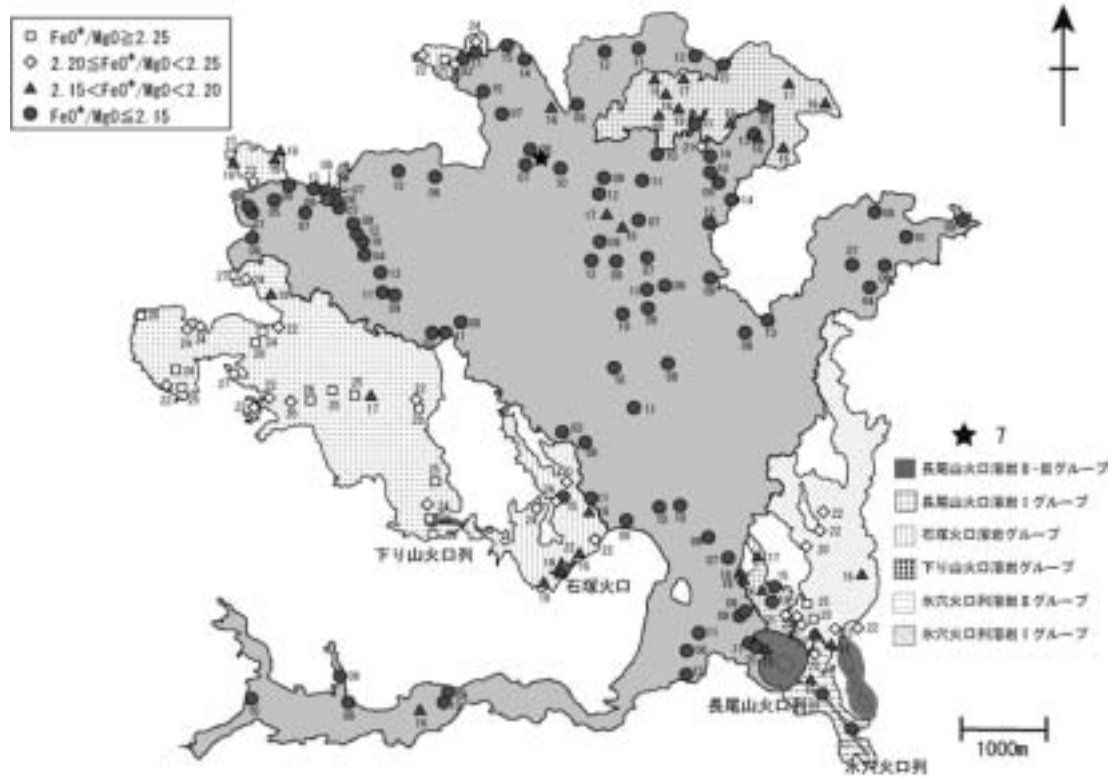


図 10 青木ヶ原溶岩における全岩 SiO₂ 量の空間分布 .
 Fig .10 . Map showing the spatial distribution for whole rock SiO₂ content of the Aokigahara lava flow .

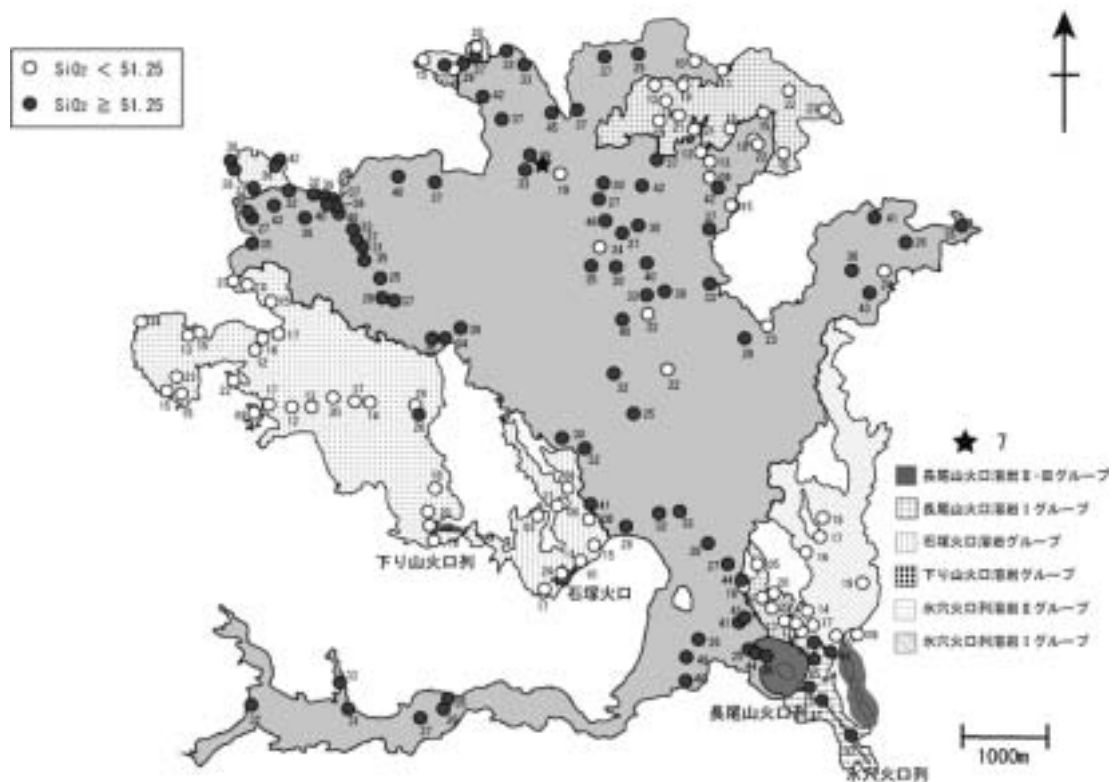


図 11 青木ヶ原溶岩における全岩 FeO^{*}/MgO 比の空間分布 .
 Fig .11 . Map showing the spatial distribution for whole rock FeO^{*}/MgO ratios of the Aokigahara lava flow .

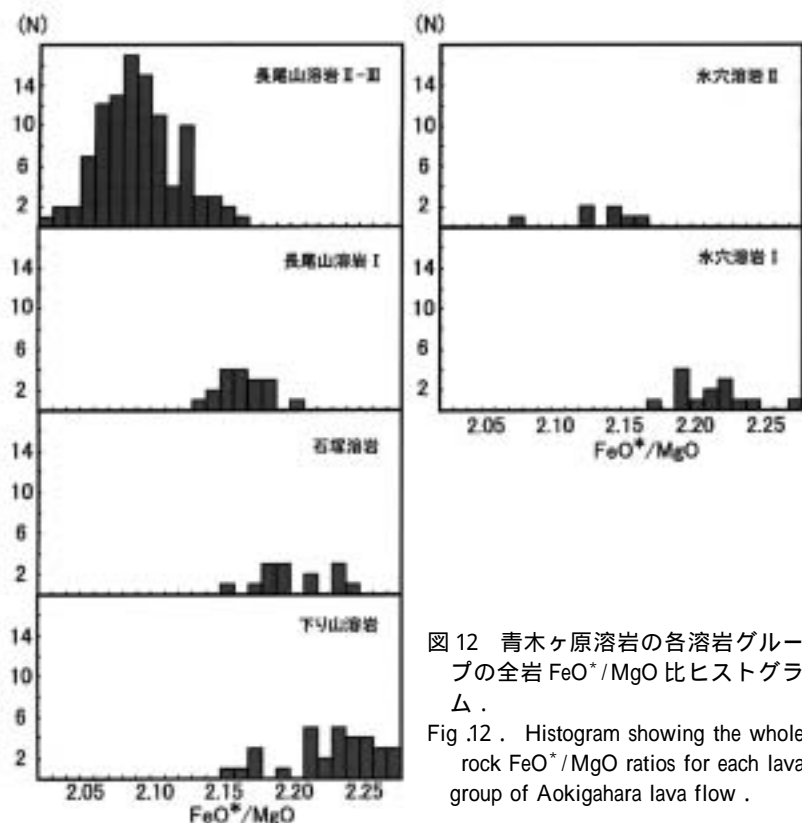


図 12 青木ヶ原溶岩の各溶岩グループの全岩 FeO*/MgO 比ヒストグラム。
 Fig.12. Histogram showing the whole rock FeO*/MgO ratios for each lava group of Aokigahara lava flow.

大きくなるとアア溶岩が生成される (Kauahikaua *et al.*, 2003 など)。

青木ヶ原溶岩の流下した斜面の傾斜は、噴出口近くでは 5~10 度とやや急傾斜であるが、大部分の場所では 2~4 度と小さく緩傾斜なので、斜面の傾斜は溶岩の表面形態にはほとんど影響を与えないものと考えられる。したがって、青木ヶ原溶岩における溶岩の表面形態を決定する最大の要因は、噴出率と subliquidus での冷却度であると結論づけられる。

青木ヶ原溶岩でパホイホイ型溶岩が流下途中にアア型溶岩へと変化する場合に、移動中に subliquidus での冷却度が大きくなり、石基の結晶度や粘性が増大したことがその原因であろう。一方、アア型溶岩がパホイホイ型溶岩に変化する場合、局所的な変形速度の低下が生じたためであると考えられる。これに対して、最初からアア型溶岩として噴出する場合には、溶岩の噴出率が大きかったことが考えられる。青木ヶ原溶岩の長尾山溶岩グループⅡにみられるような大規模なアア型溶岩は、噴出率が大きかったために生成された可能性が高い。ハワイ島火山では、パホイホイ溶岩が流出するのは噴出率が 5~10 m³/s

1,120~1,140 であり(佐藤・他,1999 ab), ハワイ島火山のソレイト溶岩とほぼ同程度に高温である。また、平均斑晶量は 32 vol.% でありハワイ島火山の玄武岩質溶岩よりも斑晶に富むが、一般には斑晶量は 50 vol% を超えないと溶岩の粘性やレオロジーに大きな影響は与えないとされる。溶岩の全岩化学組成は青木ヶ原溶岩の方が若干 SiO₂ に富むので、やや粘性が高いなど溶岩の粘性やレオロジーにその影響が少しはみられるかもしれないが、その差は小さく、ハワイ島火山の玄武岩質溶岩と青木ヶ原溶岩にはこうしたマグマの物性の面での違いはあまり存在しないとみてよいものと思われる。また、青木ヶ原溶岩のパホイホイ型溶岩とアア型溶岩は、全岩化学組成、斑晶量、鉱物化学組成などすべての面で差は認められないので、両者を形成したマグマの物性にも大きな違いがあったとは考えにくい。

もし、マグマの物性に大きな差異が認められないとすると、パホイホイ型になるかアア型になるかは、subliquidus における冷却度(石基の結晶度あるいは粘性)の違いか、あるいは変形速度の違い、すなわち、溶岩の流下する斜面の傾斜の違いか、溶岩の噴出率の違いにもつぱら原因することになる。

ハワイ島火山では傾斜 20 度あまりの急傾斜の崖があると、パホイホイ溶岩がアア溶岩に変化する。一方、傾斜 2 度以下の平坦地では、パホイホイ溶岩のシート流やシート状溶岩膨張などが発達する。また、2~6 度の緩傾斜地では、傾斜の効果はほとんど効かず、溶岩の表面形態はもっぱら噴出率と subliquidus での冷却度(石基の結晶度)に依存し、噴出率が大きいと subliquidus における冷却度が

以下の場合に限られる (Rawland and Walker,1990)。青木ヶ原溶岩の物性がハワイ島火山と大きく異ならないとすると、青木ヶ原溶岩でもパホイホイ溶岩が流出するのは 5~10 m³/s 以下の小さな噴出率の場合に限られることが考えられる。すなわち、青木ヶ原溶岩では、噴出時にパホイホイ型になるかアア型になるかは溶岩の噴出率の違いを反映している可能性が大きい。

ハワイ島キラウエア火山のプウオーオー・クパイアナハ火口からの玄武岩溶岩の流出は 1982 年に始まり 20 年以上経過した現在もなお継続しているが、その平均噴出率は約 5 m³/s である (Kauahikaua *et al.*, 2003)。プウオーオー・クパイアナハ火口からの噴火は、最初の 2 年半は激しい溶岩噴泉と火砕丘の形成、ならびにアア溶岩の流出を伴うものであったが、その後は主としてパホイホイ溶岩を静かに溢流させる穏やかなものに変化し、地下の溶岩チューブシステムを利用して、効率よく溶岩を遠方にまで輸送する活動を続けている。これに対して青木ヶ原溶岩は、噴出量を 1.4 km³ とし、古記録にあるように 864 年(貞観六年)6 月中頃から 866 年(貞観八年)1 月初め頃まで 19 ヶ月余り活動した(小山,1998)とすると、その平均噴出率は約 28 m³/s となる。これは、プウオーオー・クパイアナハ火口からの溶岩の平均噴出率の 5.6 倍である。

8.3 貞観噴火の推移および溶岩流の形成史

貞観噴火の推移および青木ヶ原溶岩の形成史は以下のようであったと考えられる(図 14)。

青木ヶ原溶岩の活動は、838 年から 864 年の間に生じた天神山・伊賀殿山火砕丘の形成と氷穴溶岩グループⅠの流

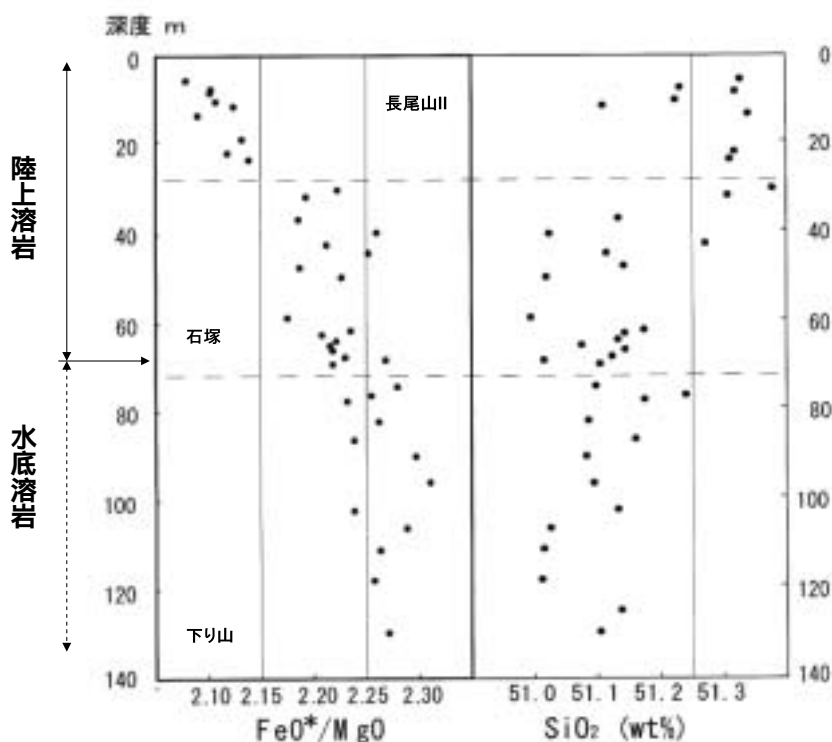


図 13 青木ヶ原溶岩ボーリング掘削コアにおける全岩 SiO₂ 量および FeO^{*}/MgO 比の深度変化。

Fig.13. Variation of the whole rock SiO₂ contents and FeO^{*}/MgO ratios along the depth for the core samples of drill whole at Gotenniwa in the Aokigahara lava flow.

出から始まる。氷穴溶岩グループ I はアア型溶岩からなるので、この噴火における溶岩噴出率は高かったものと推定される。

しばらくの休止期を置いて、864 年に大室山西方の最も高度の低い位置にあった下り山割れ目火口列から、下り山溶岩グループの噴出が始まった。貞観噴火は、この下り山火口列からの噴火で開始された。下り山火口列からは、最初にパホイホイ型溶岩が流出し、これは本栖湖および「剗の海」に流入して、水底パホイホイ型溶岩や水底枕状溶岩を形成した。パホイホイ型溶岩は、地下の溶岩チューブシステムを利用して遠方まで輸送された可能性が高い。次いで、溶岩の噴出率の増大とともに流出する溶岩はアア型溶岩を主体とするものに変化し、本栖湖方面に流下するとともに本体は北方に移動し、「剗の海」の西半分に入流してこれを埋め立てた。その後流出する溶岩は再びパホイホイ型に変化した。最後に火口列付近にスパター丘列が形成され、下り山溶岩グループの活動は終了した。

次いで、高度の高い山頂火口よりの大室山西麓の石塚火口付近に噴出口が移動し、パホイホイ型溶岩が噴出して北方へ流下し、下り山溶岩グループを覆った。これらのパホイホイ型溶岩の一部は「剗の海」の東半分に入流して、その一部を埋め立てた可能性が高い。このパホイホイ型溶岩も地下の溶岩チューブシステムを利用して遠方まで輸送さ

れたものと考えられる。やがて、噴出する溶岩には小規模なアア型のものが目立つようになり、最後に火口付近に溶結火砕丘を形成した。この溶結火砕丘からは小規模な火砕成根無し溶岩が流出している。

その後、噴火口はさらに高度の高い場所に移動し、大室山南東麓の長尾山火砕丘群付近から噴火が始まった。長尾山火口付近からは、最初にパホイホイ型溶岩が、次にアア型溶岩が流出した(長尾山溶岩グループ I)。パホイホイ型溶岩は北方の西湖方面に流下し、おそらく西湖を埋め立てた石塚溶岩グループを覆った。やがて噴火活動は激しさを増し、長尾山火口付近に複数の火砕丘が形成されるとともに、溶岩噴出率も増大して、大量のアア型溶岩が北方の西湖方面および北西の精進湖方面に流下した(長尾山溶岩グループ II)。精進湖方面に流下したアア溶岩は特に規模が大きかった。大量のアア型溶岩の流出に伴って火砕丘が破壊され、ラフトとなって溶岩とともに運ばれた。こうした一連の活動の最後に現在の長尾山火砕丘が形成された。

長尾山火砕丘の活動とほぼ同時に、南西側の氷穴火口列付近からパホイホイ型溶岩(氷穴溶岩グループ II)が流出し、氷穴溶岩グループ I を覆った。

一方、破壊された火砕丘の跡からは大量のパホイホイ型溶岩が流出し、長尾山火砕丘群と大室山火砕丘の間の凹地を埋めて大規模な「溶岩湖」を形成するとともに、そこから溢れ出して北方および西方に流下した(長尾山溶岩グループ III)。西方に流下したパホイホイ型を主とする溶岩流は、根場付近にまで到達している。北方に流下したシート状溶岩は大規模なハンモック状溶岩原を形成し、西方は精進湖付近、北方は西湖付近、北東方は鳴沢付近にまで到達した。鳴沢付近の平地へ流下した長尾山溶岩グループ III には溶岩膨張が卓越している。この長尾山溶岩グループ III の流出をもって、青木ヶ原溶岩の活動は終了した。長尾山溶岩グループの大規模なパホイホイ溶岩は、地下の溶岩チューブシステムを利用して輸送されたものと考えられる。

8.4 マグマ化学組成の時間変化とマグマ供給系

下り山・石塚両溶岩グループと長尾山・氷穴両溶岩グループでは組成変化図上で組成トレンドに若干の違いが認められる。このことは、両者を噴出したマグマ溜りが同一ではなく、それぞれが異なるマグマ供給システムを構成していたことを示している。

下り山・石塚溶岩グループを噴出した下り山・石塚火口列は、地下では西北西-西南西方向に 2 km 余り延びた岩脈(開口割れ目)からなり、長尾山・氷穴溶岩グループ(氷穴溶岩グループ I を除く)を噴出した長尾山・氷穴火口列

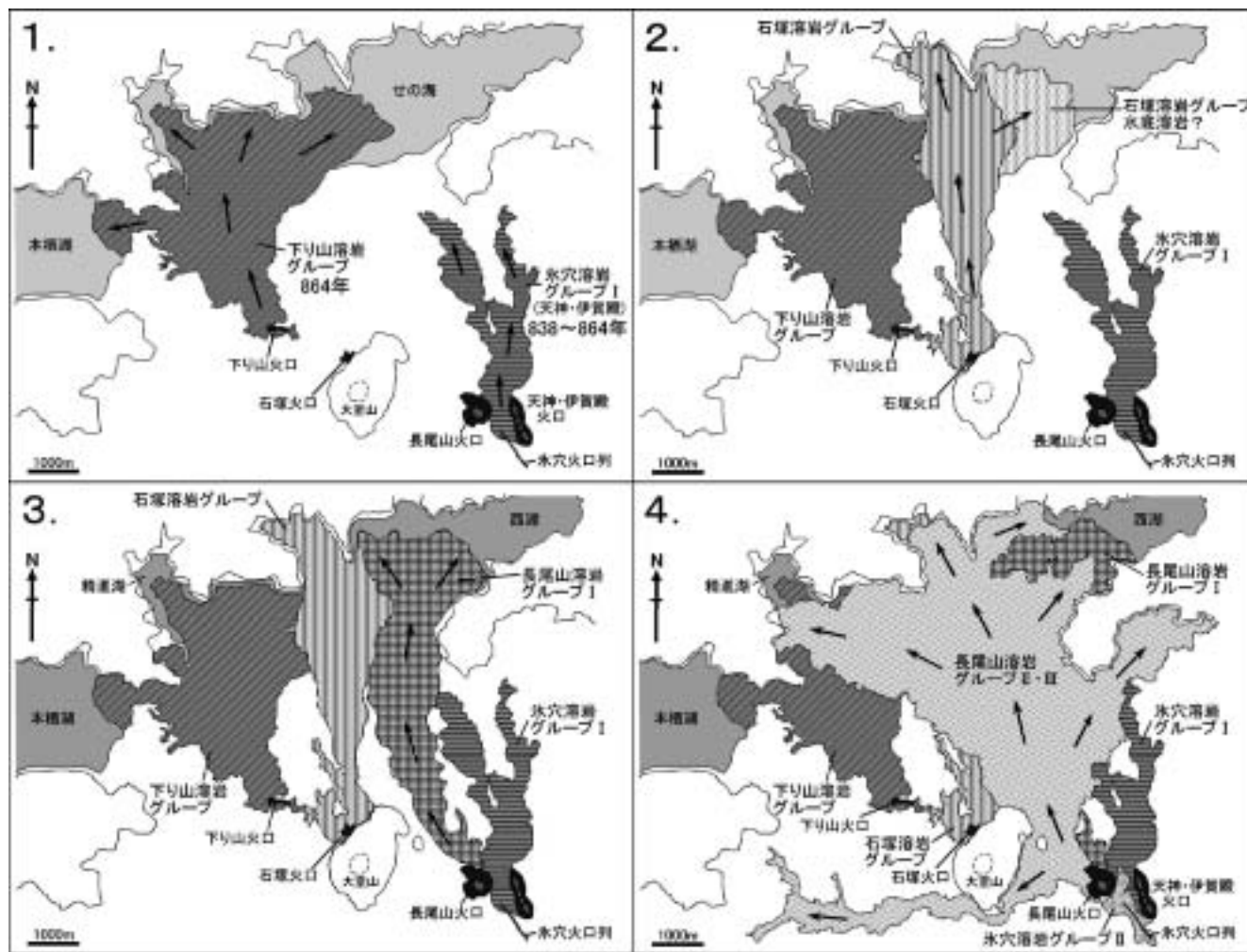


図 14 貞観噴火の推移および青木ヶ原溶岩の形成過程。

- 1 氷穴溶岩グループ I および下り山溶岩グループの噴出。
- 2 石塚溶岩グループの噴出。
- 3 長尾山溶岩グループ I の噴出。
- 4 長尾山溶岩グループ II・III および氷穴溶岩グループ II の噴出。

Fig. 14. Diagram showing the process of the Jogon eruption and the formation of Aokigahara lava flow.

- 1 Eruption of the Koriana lava group I and Kudariyama lava group.
- 2 Eruption of the Ishizuka lava group.
- 3 Eruption of the Nagaoyama lava group I.
- 4 Eruption of the Nagaoyama lava group II・III and Koriana lava group II.

は、地下では北西-南東方向に 2 km 余り延びた岩脈（開口割れ目）からなるものと推定される。一方、氷穴溶岩グループ I を噴出した可能性の高い天神山・伊賀殿山火砕丘は、北北西-南南東に 1 km 余り延びた火口列からなり、やはり地下では同方向に延びた岩脈（開口割れ目）からなるものと考えられる。これら 3 つの岩脈は、杉型雁行配列をした一連の開口割れ目系を形成しており、下り山・石塚火口列と長尾山・氷穴火口列および天神山・伊賀殿山火口列から噴出したマグマは、それぞれ独立した 2 つの異なる地下のマグマ溜りからこれらの開口割れ目系を通して供給されたものと考えられる。

また、864～866 年噴火では、噴火開口割れ目の地表への

到達は、下り山・石塚火口列のうちの最も標高が低く中心火道から離れた下り山火口列から始まり、次いで石塚火口、そして長尾山・氷穴火口列のうちの標高の低い長尾山火口列、そして最後に最も標高が高く中心火道に近い氷穴火口列で終わっている。

下り山・石塚マグマ供給系では、最初に FeO^*/MgO 比の高いより分化したマグマが噴出しており、これは長尾山・氷穴マグマ供給系でも同じである。長尾山火口列では、最初に噴出した長尾山溶岩グループ I の方が次に噴出した長尾山溶岩グループ II・III よりも FeO^*/MgO 比が高く、天神山・伊賀殿山火口列および氷穴火口列では、先に噴出した氷穴溶岩グループ I の方が氷穴溶岩グループ II よりも $FeO^*/$

MgO 比が高い。このことは、それぞれのマグマ供給系に対応したマグマ溜りの上部に、より分化した FeO^*/MgO 比の高い玄武岩マグマが存在していたことを示している。

9. まとめ

(1) 広義の青木ヶ原溶岩には 838 年（承和五年）から 864 年（貞観六年）の 26 年の間に噴出した可能性の高い氷穴溶岩グループ I（天神山・伊賀殿山溶岩）が含まれる。氷穴溶岩グループ I は、記載岩石学的性質や全岩化学組成の点で青木ヶ原溶岩と区別できない。狭義の青木ヶ原溶岩は 864~866 年（貞観六年~八年）に噴出した。

(2) 青木ヶ原溶岩は、噴出口の異なる 4 つの溶岩グループ、すなわち、下り山溶岩グループ、石塚溶岩グループ、長尾山溶岩グループ、氷穴溶岩グループからなる。下り山溶岩グループは、現在はスパター丘からなる下り山火口列から、また、石塚溶岩グループは溶結火砕丘からなる石塚火口から、長尾山溶岩グループは長尾山火砕丘を初めとする火砕丘群を構成している長尾山火口列から、氷穴溶岩グループは、天神山・伊賀殿山火砕丘からなる天神山・伊賀殿山火口列および氷穴火口列から、それぞれ噴出した。噴出は、氷穴溶岩グループ I、下り山溶岩グループ、石塚溶岩グループ、長尾山溶岩グループ I、長尾山溶岩グループ II、長尾山溶岩グループ III の順に行われた。氷穴溶岩グループ II の噴出時期は長尾山溶岩グループとほぼ同時期であった。

(3) 下り山溶岩グループは最初にパホイホイ型溶岩、次にアア型溶岩、最後に再びパホイホイ型溶岩が卓越する活動を行った。下り山溶岩グループは本栖湖に流入するとともに、「剱の海」の西半分流入しこれを埋め立てた。現在の精進湖はその名残である。石塚溶岩グループはパホイホイ型溶岩を主とする活動を行い、下り山溶岩を覆うとともに、おそらくは「剱の海」の東半分流入し、これを部分的に埋め立てた。現在の西湖はその埋め残り部分である。長尾山溶岩グループ I はアア型溶岩とパホイホイ型溶岩からなり、西湖付近で石塚溶岩グループを覆った。長尾山溶岩グループ II は規模の大きなアア型溶岩からなり、おそらくは噴出率が最も大きかったものと思われる。長尾山溶岩グループ II は長尾山溶岩グループ I を覆うとともに、その主流は精進湖方面に流下し、石塚溶岩グループと下り山溶岩グループを覆った。長尾山溶岩グループ III はパホイホイ型溶岩からなり、長尾山溶岩グループ I および II、氷穴溶岩グループ I を覆うとともに、西方の根原方面および北東の鳴沢方面にも流下した。氷穴溶岩グループ I はアア型溶岩からなり、氷穴溶岩グループ II はパホイホイ型溶岩からなる。パホイホイ型溶岩は溶岩チューブ・システムを利用して遠方にまで輸送され、様々な溶岩膨張構造や溶岩洞穴を形成した。

(4) 下り山溶岩グループおよび石塚溶岩グループは WNW-ESE 方向に延びた延長 2 km におよぶ開口割れ目（岩脈）から、長尾山溶岩グループおよび氷穴溶岩グループ II は NW-SE 方向に延びた延長 2 km におよぶ開口割れ目（岩脈）から、また氷穴溶岩グループ I は NNW-SSE 方向に延びた延長 1 km あまりの開口割れ目（岩脈）から、それ

ぞれ噴出した。これら 3 つの開口割れ目系は杉型雁行割れ目系を構成している。

(5) 864~866 年の噴火では、標高が最も低く中心火道から最も遠い下り山火口に最初に開口割れ目が到達し、石塚火口、長尾山火口列、氷穴火口列と、順次高度を増しながら、中心火道方面に開口割れ目の到達点は移動していった。

(6) 青木ヶ原溶岩の各溶岩グループは記載岩石学的には大きな違いは認められず、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、かんらん石の斑晶からなる斑晶量 28~38 vol% の斑状玄武岩からなる。また、斜長石あるいは斜長石と輝石からなる斜長岩質あるいははんれい岩質の集合斑晶を多く含む。

(7) 各溶岩グループの全岩 SiO_2 量および FeO^*/MgO 比は、下り山溶岩グループが 51.10~51.26 wt.% および 2.16~2.28、石塚溶岩グループが 51.03~51.24 wt.% および 2.16~2.25、長尾山溶岩グループ I が 51.05~51.22 wt.%、2.14~2.21、長尾山溶岩グループ II・III が 51.21~51.46 wt.% および 1.99~2.17、氷穴溶岩グループ I が 51.10~51.22 wt.% および 2.18~2.28、氷穴溶岩グループ II が 51.25~51.47 wt.% および 2.08~2.15 である。

氷穴溶岩グループ I を除く長尾山・氷穴溶岩グループは、下り山・石塚溶岩グループよりも SiO_2 に富み、低い FeO^*/MgO 比を有する。一方、氷穴溶岩グループ I は、下り山・石塚溶岩グループと同様に SiO_2 に乏しく、高い FeO^*/MgO 比を有する。また、長尾山溶岩グループ I は、長尾山溶岩グループ II および III に比べて、やや高い FeO^*/MgO 比を示す。

SiO_2 量変化図では、下り山・石塚溶岩グループは長尾山・氷穴溶岩グループよりも Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O にやや乏しく、 TiO_2 、 FeO^* 、 MnO 、 MgO 、 K_2O 、 P_2O_5 にやや富む。 FeO^*/MgO 比変化図においても、ほぼ同様の傾向がみられる。微量元素組成でも、両者の間には微妙な差が認められ、下り山・石塚溶岩グループは長尾山・氷穴溶岩グループに比べて、Rb、Ba、Nb、Zr、Y、V、Cu、Zn にやや富み、Sr、Ni、Cr にやや乏しい。こうした事実は、下り山・石塚溶岩グループと長尾山・氷穴溶岩グループが、互いに独立した異なるマグマ供給系を構成していたことを示す。

これに対して、Zr/Y、Rb/Y、Ba/Y、Ba/Zr、Rb/Zr、Rb/Ba などの液相濃集元素比は両者ともほぼ同じ値を示すので、両者の親マグマについては同一であったと考えられる。

謝辞

荒牧重雄山梨県環境科学研究所所長には本論文を公表する機会を与えていただくとともに、調査にあたり様々な御助言・御援助を賜った。また、日本大学文学部地球システム科学科学生（当時）藪中公裕、杉本直也、浜倉結花、大学院総合基礎科学研究科大学院生（当時）笠松 舞の諸君には調査等に協力していただいた。さらに、国土交通省富士砂防事務所からはボーリング掘削コアの提供を始め、様々な便宜を与えていただいた。以上の方々に感謝の意を表したい。



図版1 パホイホイ型溶岩のトウおよびローブ。A: ハワイ・キラウエア火山プウオーオー・クパイアナ八火口から噴出したパホイホイ溶岩にみられるトウ; B: ハワイ・キラウエア火山プウオーオー・クパイアナ八火口から噴出したパホイホイ溶岩にみられる薄いローブの重なり; C: 青木ヶ原溶岩にみられるパホイホイ型溶岩のトウ(長尾山溶岩グループI; 西湖付近); D: 青木ヶ原溶岩のパホイホイ型溶岩にみられる薄いローブの重なり(長尾山溶岩グループI; 西湖付近)。

Plate 1 Toe and lobe of pahoehoe lava . A: toe of pahoehoe lava effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano , Hawaii; B: a pile of thin lobes of pahoehoe lava effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano , Hawaii; C: toe of pahoehoe lava of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group I near the lake Saiko); D: a pile of thin lobes of pahoehoe lava in the Aokigahara lava flow (the Nagaoyamas lava group I near the lake Saiko).

図版2 パホイホイ型溶岩にみられる縄状溶岩。A: ハワイ・キラウエア火山プウオーオー・クパイアナ八火口から噴出したパホイホイ溶岩にみられる縄状溶岩; B: 青木ヶ原溶岩・パホイホイ型溶岩にみられる縄状溶岩(石塚溶岩グループ; 富士風穴付近)。

Plate 2 Ropy structure in pahoehoe lava . A: ropy pahoehoe lava effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano , Hawaii; B: ropy pahoehoe lava in the Aokigahara lava flow (the Ishizuka lava group near the Fujifuketsu).



図版3 S type パホイホイ溶岩と P type パホイホイ溶岩 . A : ハワイ・キラウエア火山にみられる成層した S type パホイホイ溶岩 ; B : 青木ヶ原溶岩にみられる成層した S type パホイホイ型溶岩 (下り山溶岩グループ ; 下り山火山口列付近) ; C : 溶岩膨張により形成された厚い P type パホイホイ型溶岩 (長尾山溶岩グループ I ; 西湖付近) ; D : 溶岩膨張により形成された厚い P type パホイホイ型溶岩 (長尾山溶岩グループ III ; 鳴沢ジラゴンノ付近) .

Plate 3 S type and P type pahoehoe lavas . A: a stratified S type pahoehoe lava of the Kilauea Volcano , Hawaii; B: a stratified S tipe pahoehoe lava of the Aokigahara lava flow(the Kudariyama lava group near its fissure vent) ; C: a thick P type pahoehoe formed by lava inflation (the Nagaoyama lava group I near Saiko) ; D: a thick P type pahoehoe formed by lava inflation (the Nagaoyama lava group III at Jiragonno in Narusawa) .

図版4 パホイホイ溶岩の溶岩膨張によって形成されたハンモック状溶岩原 . A : ハワイ・キラウエア火山プウオーオー・クパイアナ八火山口から噴出したパホイホイ溶岩にみられるハンモック状溶岩原 ; B : ハワイ・キラウエア火山のハンモック状溶岩原にみられるテュムラス ; C : 青木ヶ原溶岩のハンモック状溶岩原にみられるテュムラス (長尾山溶岩グループ III ; 鳴沢 富士ヶ嶺道路) .

Plate 4 Hammocky lava flow field formed by lava inflation of pahoehoe . A: hammocky lava flow field of pahoehoe effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano , Hawaii; B: tumulus in the hammocky lava flow field of Kilauea Volcano , Hawaii; C: tumulus in the hammocky lava flow field of Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group III along the Narusawa Fujigane road) .

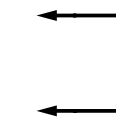


図版5 パホイホイ型溶岩にみられるプリスターとテュムラス。A：ハワイ・キラウエア火山のパホイホイ溶岩にみられるプリスター；B：青木ヶ原溶岩のパホイホイ型溶岩にみられるプリスター（長尾山溶岩グループⅠ；西湖付近）；C：ハワイ・キラウエア火山のパホイホイ溶岩にみられるテュムラス；D：青木ヶ原溶岩のパホイホイ型溶岩にみられるテュムラス（石塚溶岩グループ；大室山西麓）。

Plate 5 Blister and tumulus in pahoehoe lava . A: blister in pahoehoe lava of the Kilauea Volcano; B: blister in pahoehoe of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group I near Saiko) ; C: tumulus in pahoehoe of the Kilauea Volcano; D: tumulus in pahoehoe of the Aokigahara lava flow (the Ishizuka lava group at the western foot of Mt . Omuroyama).

図版6 テュムラスの溶岩膨張割れ目の断面にみられる縞状構造。A：ハワイ・キラウエア火山プウオーオー・クパイアナハ火口から噴出したパホイホイ溶岩にみられる縞状構造。急冷ガラス質の平滑な部分（黒色部）と気泡に富む棘状部からなる。後者は高温で長時間大気と接していたために赤色酸化している；B：本栖湖畔の下り山溶岩グループのパホイホイ溶岩にみられる縞状構造。

Plate 6 Banded structure on the section of fracture of tumulus formed by lava inflation . A: banded structure in pahoehoe lava effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano ,Hawaii ,which comprises the alternation of smooth band with chilled black glass and oxidized reddish spiny band with abundant babbles; B: banded structure in pahoehoe of the Kudariyama lava group at the shore of lake Motosu .

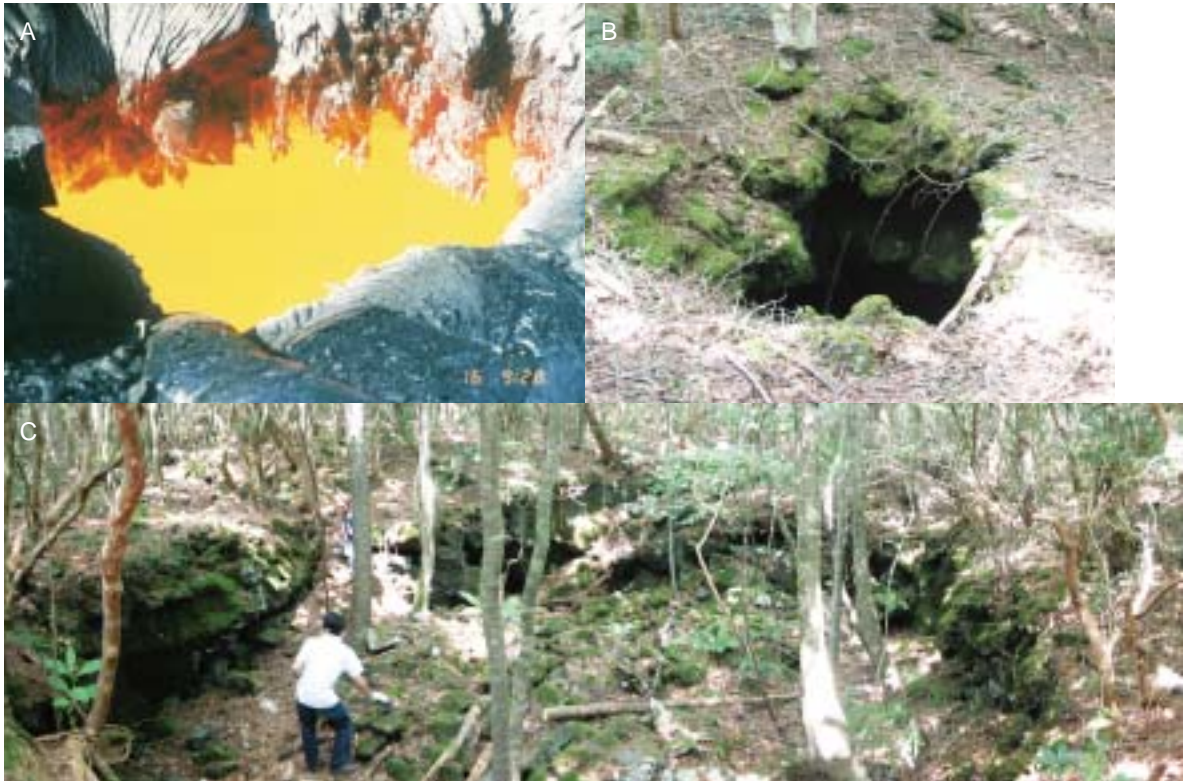


図版7 青木ヶ原溶岩にみられる溶岩膨張構造。A：溶岩膨張により作られたテュムラスの断面（長尾山溶岩グループⅢ；鳴沢道の駅付近）；B：チューブ状に発達した溶岩膨張構造（長尾山溶岩グループⅢ；鳴沢ジラゴンノ付近）。左端と右端に花びら（放射）状の溶岩膨張構造がみられる。溶岩は露頭断面に垂直な方向に移動した。

Plate 7 Lava inflation structure in the Aokigahra lava flow . A: section of tumulus formed by lava inflation (the Nagaoyama lava group III at the Narusawa Michinoeki); B: tube like inflated lava with a radial lava inflation structure (lava flowed normal to the section of the outcrop).

図版8 青木ヶ原溶岩にみられる溶岩膨張によって形成された P type 溶岩（図版7の露頭と同じ）。A：テュムラス状 P type 溶岩の断面（長尾山溶岩グループⅢ，鳴沢道の駅付近）。水平な気泡列（黒矢印）が2列発達した上部クラストとその下位の中心部がみられる；B：チューブ状溶岩膨張（長尾山溶岩グループⅢ；鳴沢ジラゴンノ付近）。花びら（放射）状の膨張構造が特徴的。

Plate 8 P type pahoehoe formed by lava inflation in the Aokigahara lava flow (the same outcrop as that in Plate 7 A and 7 B). A: section of tumulus of P type pahoehoe (arrows indicate horizontal raw of vesicles); B: radial inflated structure of P type pahoehoe , just like petals of flower .

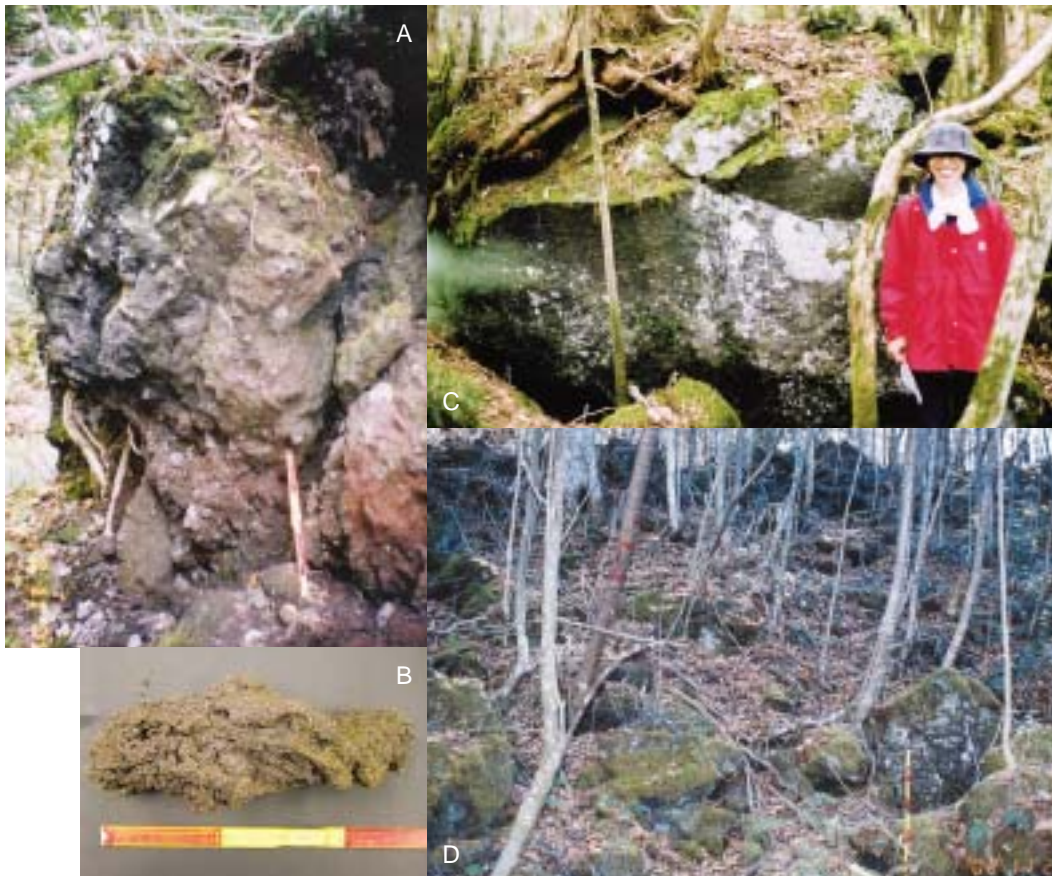
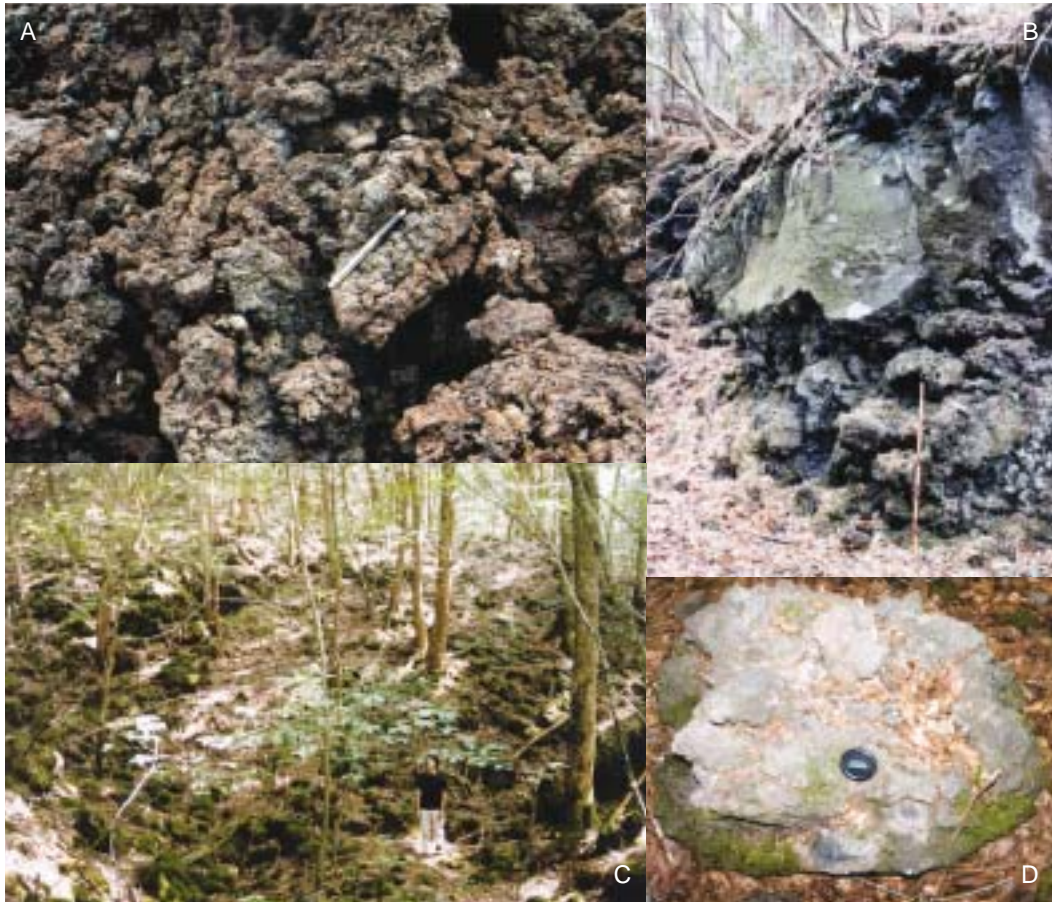


図版9 パホイホイ型溶岩にみられる天窗（スカイライト）と円形陥没口（ピットクレター）. A：ハワイ・キラウエア火山プーオー・クパイアナ火口から流出したパホイホイ溶岩の天窗．内部を灼熱した溶岩が流れている；B：青木ヶ原溶岩のパホイホイ型溶岩にみられる天窗（長尾山溶岩グループⅠ；西湖付近）；C：青木ヶ原溶岩パホイホイ型溶岩にみられる陥没口（長尾山溶岩グループⅢ；精進湖付近）.

Plate 9 Skylight and pit crater in pahoehoe lava . A: skylight in pahoehoe lava effused from the PuuOo Kupaianaha vent of Kilauea Volcano (incandescent lava flows in the lava tube); B: skylight in pahoehoe of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group I near the lake Saiko); C: pit crater in pahoehoe lava of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group III near the lake Shojiko).

図版10 スラブ状パホイホイ溶岩とペースト状パホイホイ溶岩 . A：ハワイ・キラウエア火山カポホ火口から流出したスラブ状パホイホイ溶岩；B：青木ヶ原溶岩にみられるスラブ状パホイホイ溶岩（長尾山溶岩グループⅢ；富岳風穴付近）；C：ハワイ・キラウエア火山カポホ火口から流出したペースト状パホイホイ溶岩；D：青木ヶ原溶岩にみられるペースト状パホイホイ（氷穴溶岩グループⅠ）.

Plate 10 Slabby and pasty pahoehoe . A: slabby pahoehoe erupted from the Kapoho vent of Kilauea Volcano , Hawaii; B: slabby pahoehoe of the Aokigahara lava flow (Nagaoyama lava group III near Fugakufuketsu) ; C: pasty pahoehoe erupted from the Kapoho vent of Kilauea Volcano , Hawaii; D: pasty pahoehoe of the Aokigahara lava flow (the Koriana lava group I).



図版 11 アア型溶岩 . A : ハワイ・キラウエア火山マウナウル火口から流出したカリフラワー・アア ; B : 青木ヶ原溶岩にみられるカリフラワー・アア溶岩の断面 (長尾山溶岩グループ I ; 長尾山付近); C : 青木ヶ原溶岩にみられる厚いラブリー・アア溶岩 (長尾山溶岩グループ II ; 精進湖付近); D : ラブリー・アア溶岩を構成する丸味を帯びた大型岩塊 (長径 50 cm) .

Plate 11 Aa lava . A: cauliflower aa erupted from the Mauna Ulu vent of Kilauea Volcano , Hawaii; B: section of cauliflower aa of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group I near the Mt . Nagaoyama); C: thick rubbly aa of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group II near the lake Shojiko); D: a large rounded block exceeding 50 cm in diameter , constructing rubbly aa .

図版 12 ラフトとブロック溶岩 . A : 青木ヶ原溶岩にみられる火砕丘のラフト (長尾山溶岩グループ II ; 精進湖付近); B : ラフトに含まれるリボン状火山弾 ; C : 青木ヶ原溶岩にみられるブロック状溶岩に含まれる大型の多面体岩塊 (長尾山溶岩グループ II ; 精進湖付近); D : 青木ヶ原溶岩にみられるブロック状溶岩 (長尾山溶岩グループ III ; 精進湖付近) .

Plate 12 Raft and block lava . A: a raft of the Aokigahara lava flow , consisting of a piece of pyroclastic cone (the Nagaoyama lava group II near the lake Shojiko); B: a ribbon like volcanic bomb included in the raft; C: a large polygonal block with smooth surface , comprising block lava of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group II near the lake Shojiko); D: block lava of the Aokigahara lava flow (the Nagaoyama lava group III near the lake Shojiko) .



図版 13 下り山火口列のスパター丘 . A : 下り山火口列を構成するスパター丘の分布 ; B : スパター丘の火口 ; C : 火口内にみられる大型スパター ; D : スパター丘を構成する小型スパター .

Plate 13 Spatter cone of the Kudariyama fissure vent . A: a sketch showing the distribution of spatter cone constructing the Kudariyama fissure vent; B: view of crater of spatter cone; C: a large aggregate of spatters in the crater wall; D: small spatters constructing spatter cones .

図版 14 石塚火砕丘の火口 . A : 石塚火砕丘の火口 ; B : 成層したアグルチネートからなる火口壁 ; C : 強溶結部と赤色酸化した弱溶結部の互層から構成される火口壁 .

Plate 14 Crater of the Ishizuka pyroclastic cone .A: view of the crater of Ishizuka pyroclastic cone; B: crater wall consisting of stratified agglutinate; C: crater wall comprising a alternation of densely welded massive part and weakly welded part with reddish oxidized pyroclastic rocks .



図版 15 富士風穴にみられる青木ヶ原溶岩・石塚溶岩グループの断面．下位からパホイホイ型，アア型，パホイホイ型の順に重なっている．

Plate 15 Section of lava of the Ishizuka lava group at the pit crater of Fujifuketsu .Pahoehoe ,aa ,and pahoehoe lavas pile in order upward from the bottom of pit crater .

引用文献

- 荒井健一・鈴木雄介・松田昌之・千葉達朗・二木重博・小山真人・宮地直道・吉本充宏・富田陽子・小泉市朗・中島幸信 (2003) 古代湖「せのうみ」ボーリング調査による富士火山貞観噴火の推移と噴出量の再検討 2003 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- Cashman, K. V., Thornber, C. and Kauahikaua, J. P. (1999) Cooling and crystallization of lava in open channels, and the transition of Pahoehoe lava to Aa. *Bull. Volcanol.*, 61, 306-323.
- 千葉達朗・浜倉結花・宮地直道・松田文彦・高橋正樹・安井真也 (2004) ボーリングコアによる古代湖「せのうみ」の埋積過程の検討. 日本火山学会 2004 年度秋季大会講演予稿集, p 115.
- Hon, K., Kauahikaua, J., Denlinger, R. and Mackay, K. (1994) Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: Observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 106, 351-370.
- Hon, K., Ganssecki, C. and Kauahikaua, J. (2003) The transition from 'a'a to pahoehoe crust on flows emplaced during the Pu'u'O'o Kupaianaha eruption, The Pu'u'O'o Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: The First 20 Years. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1676, 89-103.
- 飯田晃子・藤井敏嗣・安田 敦 (2004) 富士火山, 貞観噴火と宝永噴火 ガラス包有物からのアプローチ. 月刊地球号外, 48, 131-138.
- Kauahikaua, J., Sherrod, D. R., Cashman, K. V., Heliker, C., Hon, K., Mattox, T. N. and Johnson, J. A. (2003) Hawaiian lava flow dynamics during the Puu'O'o Kupaianaha eruption: a tale of two decades. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1676, 63-87.
- Keszthelyi, L., Thordarson, T. and Self, S. (2001) Rubbly pahoehoe: implications for flood basalt eruptions and their atmospheric effects. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 82, F1407.
- Kilburn, C. R. J. (1990) Surfaces of aa flow fields on Mount Etna, Sicily: morphology, rheology, crystallization and scaling phenomena. In: Fink J (ed) *Lava flows and domes*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp 263-280.
- Kilburn, C. R. J. and Guest, J. E. (1993) Aa lavas of Mount Etna, Sicily. In: Kilburn C. R. J., Giuseppe L. (eds) *Active lava flows: monitoring and modeling*. UCL Press, London, p 73-106.
- 小林 淳・高田 亮・鈴木雄介・中野 俊・石塚吉浩 (2005) 神津島天上山テフラの同定と富士火山起源噴出物との層位 2004 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- 小山真人 (1998 a) 歴史時代の富士火山史の再検討. 火山, 43, 323-347.
- 小山真人 (1998 b) 噴火堆積物と古記録からみた延暦十九~二十一年 (800~802) 富士山噴火 - 古代東海道は富士山の北麓を通過していたか? - . 火山, 43, 349-371.
- 久野 久 (1968) 水中自破砕溶岩. 火山, 13, 123-130.
- Macdonald, G. A. (1953) Pahoehoe, aa, and block lava. *Amer. J. Sci.*, 251, 169-191.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史. 地質雑, 94, 433-452.
- 小幡涼江・海野 進 (1999) 富士火山北西山麓本栖湖畔の 864 年青木ヶ原溶岩の形態について. 火山, 44, 201-216.
- Peterson, D. W. and Swanson, D. A. (1974) Observed formation of lava tubes during 1970-1971 at Kilauea volcano, Hawaii. *Studies in Speleology*, 2, 209-222.
- Peterson, D. W. and Tilling, R. J. (1980) Transition of basaltic lava from pahoehoe to aa, Kilauea Volcano, Hawaii: Field observations and key factors. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 7, 271-293.
- Pinkerton, H. and Sparks, R. S. J. (1976) The 1975 sub-terminal lavas, Mount Etna: a case history of the formation of a compound lava field. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 167-182.
- Rowland, S. K. and Walker, G. P. L. (1987) Toothpaste lava: Characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa. *Bull. Volcanol.*, 49, 631-641.
- Rowland, S. K. and Walker, G. P. L. (1990) Pahoehoe and aa in Hawaii; volumetric flow rate controls the lava structure. *Bull. Volcanol.*, 52, 615-628.
- 佐藤博明・原 郁男・小山美香 (1999 a) 富士火山 864 年/1707 年玄武岩質噴出物中の斜長石斑晶について. 東京大学地震研究所共同研究 (B) 1998 年度報告書, 135-147.
- 佐藤博明・原 郁男・小山美香 (1999 b) 富士火山 1707 年/864 年噴火のメカニズム - 実験岩石学的視点 -. 月刊地球, 21, 446-451.
- Self, S., Keszthelyi, L. and Thordarson, Th. (1998) The importance of pahoehoe. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 81-110.
- 鈴木雄介・千葉達朗・荒井健一・藤井紀綱・清宮大輔・小山真人・宮地直道・吉本充宏・富田陽子・小泉市朗・中島幸信 (2003) 航空レーザ計測結果にもとづく富士火山貞観噴火の溶岩流出過程 2003 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- 鈴木雄介・高田 亮・石塚吉浩・小山真人 (2004) トレンチ調査による新期富士火山北西山腹の噴火史. 月刊地球号外, 48, 118-123.
- 高田 亮・石塚吉浩・中野 俊・山元孝広・鈴木雄介・小林 淳 (2005) 富士火山西暦 800 - 1000 年頃に頻発した割れ目噴火群 - ¹⁴C 年代と神津島天上山テフラの層位から - 2004 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦 (1999) 歴史時代噴出物からみた新富士火山のマグマ供給システム. 月刊地球, 21, 458-467.
- 高橋正樹・松田文彦・笠松 舞・杉本直也・藪中公裕・安井真也・宮地直道・千葉達朗・小山真人・富田陽子 (2003) 富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩における表面形態と全岩化学組成の空間変化 2003 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井 匡・田中英正・西 直人・安井真也 (2003) 富士火山噴出物の全岩化学組成 - 分析データ 847 個の総括 -. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 38, 117-166.
- 高橋正樹・笠松 舞・松田文彦・杉本直也・藪中公裕・安井真也・宮地直道・千葉達朗 (2004 a) 富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の表面形態. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 39, 175-198.
- 高橋正樹・松田文彦・安井真也・宮地直道・千葉達朗 (2004 b) 富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の表面形態と噴出プロセス. 日本火山学会 2004 年度秋季大会講演要旨

- 高橋正樹・松田文彦・小見波正修・根本靖彦・安井真也・宮地直道・千葉達朗 (2005 a) 富士火山青木ヶ原玄武岩質溶岩の全岩化学組成 - 分析値 272 個の総括 - . 日本大学文理学部自然科学研究所紀要, 40, 73-99.
- 高橋正樹・松田文彦・安井真也・千葉達朗・宮地直道 (2005 b) 富士火山真観噴火の噴火プロセスとマグマ化学組成の時間変化 2005 年度地球惑星科学関連学会合同大会講演要旨
- 津屋弘達 (1938) 富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(Ⅲ), 青木ヶ原溶岩の分布と噴出中心. 地震研彙報, 16, 638-657.
- 津屋弘達 (1971) 富士山の地形・地質. 富士山 - 富士山総合学術調査報告書 富士急行, 1-127.
- 上杉 陽 (1997) 富士吉田市史・資料編第 1 巻「自然・考古」自然篇・第三章地史, 141-377.
- 海野 進・小幡涼江 (2000) 溶岩流の構造とダイナミクス - 溶岩供給率と形成時間 - . 月刊地球, 22, 552-557
- Walker, G. P. L. (1991) Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, "lava rises", "lava rise pits", and "lava inflation clefts" in Hawaii. *Bull. Volcanol.*, 53, 546-558.
- Wentworth, C. K. and Macdonald, G. A. (1953) Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. *US. Geol. Surv. Bull.*, 994, 98 p
- Wilmoth, R. A. and Walker, G. P. L. (1993) P type and S type pahoehoe: a study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 55, 129-142.