

ハワイ島キラウエア火山 Pu'u 'O'o-Kupaianaha 火口から
1990年にカイム湾に流下した溶岩流の形態と定置機構

野中美雪*・海野 進**・Jim KAUAHIKAUA***

(2004年3月23日受付, 2005年3月23日受理)

Morphometric Study of the Lava Entering the Sea: the 1990 Kaimu Bay Flow
from Pu'u 'O'o-Kupaianaha Vent, Kilauea Volcano, Hawaii

Miyuki NONAKA*, Susumu UMINO** and Jim KAUAHIKAUA***

The Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano has been active since 1983 and effused 2.3 km³ of lavas by September 2002. In 1990, lava flows fed by tubes from Kuapainaha vent covered Kalapana Village and entered Kaimu Bay. Kaimu Bay was covered with "main lobes" emplaced parallel to shoreline and "outflows" emplaced between the main lobes. The edges and surfaces of main lobes are often covered with thin pahoehoe lobes, and have clefts and pits on the surface formed by inflation of the lobes. Flow directions of main lobes indicated from buckled ropy wrinkles were parallel to shoreline, and new lobe branched from edge of older lobe also flowed along the older lobe. The lava lobes are holohyaline at their surface with sporadic varioles of clinopyroxene, and become intersertal at the interiors with increasing microcrystals of plagioclase and clinopyroxene. The solidification temperature of lava estimated from MgO content in the glass of the lobe surface is 1140 (±3) °C. On the other hand, the temperature of lava on Kupaianaha and Pu'u-O'o lava lake is 1154 (±3) °C, the difference is only 14°C when lava carried to Kaimu Bay over 20 km away from vent, hence tube system keep high adiabatic effect. At the last period of Kaimu bay flow, the temperature of lava is 20–24°C lower than the former period. This suggests that whole tube systems in Kaimu bay cooled by air, and molten lava stagnated in lava lobes at the last period. As examined daily outline of expanding flow lobes from observation data of lava flows from land and air by Hawaiian Volcano Observatory and morphometric survey of present lava lobe on Kaimu bay, a mean supply rate of lava flux to Kaimu Bay was 88,000 m³/day during 87 days from 6 August to 26 October. It is consistent with other data of Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption.

The emplacement and development process of lava lobes on Kaimu bay is inferred as following: When lava entered the sea, front part of lava was solidified by rapid cooling of water. Although following molten part avoided solidified front part, it also entered the sea and was solidified by rapid cooling of water. Lava lobe makes barrier to the sea and flow along shoreline. Soon, lava lobes stopped from gentle cooling by air and began inflation due to injection of molten lava. Clefts on "main lobes" resulted from inflation of lava and "outflows" from leakage of molten lava from clefts. When internal pressure rise due to injection of molten lava got over the tensile strength of crust, cracking and large drainage of molten lava occurred, new lobe formed and flew along older lobe. Finally, shallow zone of Kaimu bay was buried by many lava lobes parallel to shoreline.

Key words: Kilauea Volcano, Kaimu Bay, lava lobes, entering the sea, morphometry

* 〒422-8259 静岡市大谷 836
静岡大学理学部生物地球環境科学科
Department of Biology and Geosciences, Faculty of
Science, Shizuoka University, 836 Oya, Shizuoka 422-
8259, Japan.
現所属: 〒113-0032 東京都文京区弥生 1-1-1
東京大学地震研究所
Present address: Earthquake Research Institute, the
University of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo

113-0032, Japan.

** 〒422-8259 静岡市大谷 836
静岡大学理学部
Faculty of Science, Shizuoka University, 836 Oya,
Shizuoka 422-8259, Japan.

*** U.S. Geological Survey, Hawaiian Volcano Observa-
tory, Hawaii National Park, Hawaii 98683, U.S.A.

Corresponding author: Miyuki Nonaka
e-mail: nonaka-m@eri.u-tokyo.ac.jp

1. はじめに

1983年から続くハワイ島キラウエア火山の噴火では、溶岩チューブを通して溶岩が海に流下している。この様子はハワイ火山観測所及びハワイ大学研究グループにより継続的に観測され、詳細な観測記録が残されている (Heliker and Mattox, 2003 など)。

これまでに入水溶岩流の記載は多数存在するが (久野, 1968; 山岸, 1994 など)、実際に位置する様子が公表された例は非常に少ない。このうち最も詳細な記録は Moore *et al.* (1973) によるもので、1971年にキラウエア火山から噴出したマウナウル溶岩流が海に流下する様子を陸上及び水中から観察し、溶岩デルタがハイアロクラスタイトと溶岩ロープの互層からなることを示した。本論文の研究地域である Kalapana 地区は、1990年から1991年に溶岩が Kaimu 湾へ流下し湾全体を埋め立てており、入水溶岩流の形成過程を解明する上で重要な観察記録が残されている。

また、溶岩流の形態は、溶岩供給率、冷却率、地形傾斜などに規制されることがアナログ実験などによりよく知られている (Fink and Griffiths, 1992; Gregg and Fink, 1995 など) が、実際の入水溶岩流の形態の規制要因について考察された例がない。

そこで本論文では、1990年から1991年に Kalapana 地区から Kaimu 湾へ流下した溶岩の形態を記載し、入水時の観測データと現在の Kaimu 湾の地形測量結果に基づいて溶岩ロープの成長過程、面積拡大率及び供給率を推定し、入水溶岩流の形態の規制要因について議論する。

2. 地質概説

2-1 噴火史

2-1-1 キラウエア火山における噴火史

ハワイ島キラウエア火山の噴火は、1983年1月に活動を開始してから現在までに1~55のエピソードに分けられる (Heliker and Mattox, 2003 など)。1983年1月から1986年6月までの期間に該当するエピソード1~47では、キラウエア火山山頂カルデラの東20 km、東リフトゾーン上の Pu'u 'O'o 火口を活動中心とした継続時間の短い溶岩噴泉からの噴火と、到達距離の短いアア溶岩流の流下が繰り返り起こった (Ulrich *et al.*, 1987; Wolfe, 1988)。続くエピソード48では、噴火中心が Pu'u 'O'o 火口から約3 km 北東側の Kuapainaha 火口へ移動し、溶岩チューブを伴うパホイホイ溶岩を流出する連続的噴火に変化した (Mattox *et al.*, 1993)。1991年11月に開始したエピソード49以降は再び活動中心が Pu'u 'O'o 火口へ移動し (Kauahikaua *et al.*, 1996)、現在も溶岩を断続的に噴出し続けている。本論文で扱う Kalapana 地区 Kaimu 湾

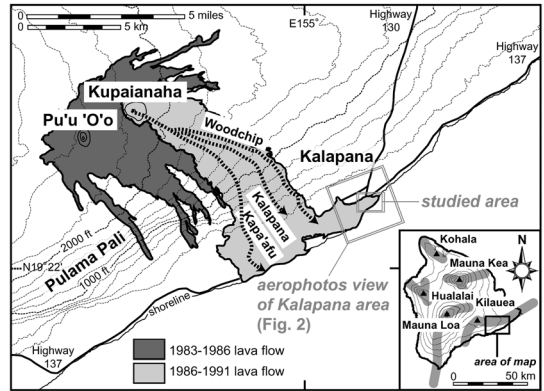


Fig. 1. Geologic map of Pu'u 'O'o-Kuapainaha flow field developed during a period from January 1983 to February 1992 (Mattox *et al.*, 1993). Large square shows the area of aerial photographs shown in Fig. 2 and small square shows the studied area.

への溶岩流の流下はエピソード48で起きた現象である。次節では、Kauahikaua *et al.* (1996) に基づき、エピソード48における噴火史について詳しく述べる。

2-1-2 エピソード48における噴火史

1986年7月、噴火中心が Pu'u 'O'o 火口から約3 km 北東側の Kuapainaha 火口へ移動した (Fig. 1)。噴火様式は断続的噴火から継続的噴火へ移行し、溶岩チューブを伴うパホイホイ溶岩が流下した。溶岩流は Pulama Pali を流下したところで地形勾配の変化によりシート状に流れを広げ、1986年11月までに海岸部に到達した後、北東へと進行方向を変え、数週間後に Kalapana 地区の北西部に位置する家屋を飲み込んだ。

その後3年間、溶岩は溶岩チューブ内を流下し、流域を次第に拡大した。1987年中ごろから1989年にかけて、Kupaianaha 火口から供給される溶岩の大部分が Kalapana 地区に集中するようになった。溶岩チューブの海への注ぎ口では水蒸気爆発による溶岩の破碎、急冷により形成した黒色ガラスが海岸を埋め立て、海岸線が前進した。1990年3月ごろから溶岩流は Kaimu 湾に向かい始めた。8月下旬には100軒余りの住宅などが厚さ15-25 m の溶岩に飲み込まれた。溶岩流は Kaimu 湾を埋め立てながら東に流下し、海岸線は1990年末までに元の海岸線より300 m 程沖に拡大した。1991年1月頃から Kuapainaha 火口からの溶岩供給が次第に減少し、同時に Pu'u 'O'o 火口溶岩湖頭位が上昇し始めた。1991年11月、Pu'u 'O'o と Kuapainaha 火口から同時に溶岩噴出が起こったが、Kuapainaha 火口からの溶岩供給は完全に停止した (Kauahikaua *et al.*, 1996)。

2-2 溶岩チューブシステム

2-2-1 キラウエア火山における溶岩チューブシステム形成史

キラウエア火山の噴火では、溶岩流が海岸平野に達すると、溶岩チューブが樹枝状に発達し、流域はシート状に拡大する。溶岩チューブシステムの形成過程は、先行研究 (Hon *et al.*, 1994; Kauahikaua *et al.*, 1998; Mattox *et al.*, 1993 など) により以下のように解釈されている。

傾斜がほとんどない海岸平野を流れるパホイホイ溶岩のフロントは冷却により表面クラストが厚化し、やがて前進が停止する。一方、溶岩ローブの内部には溶岩が供給され続けるとローブ内圧が上昇する。ローブ内圧が限界に達すると表面クラストが破壊して内部の溶融溶岩が漏出し、新たな溶岩ローブを形成する。この繰り返しによって連結したローブはやがて溶岩チューブを形成する。長期間 (数週間～数ヶ月) の活動になると差し渡し数百 m になる大きなローブが連結する。チューブへの溶岩供給が一時的に途絶えるとチューブは部分的に縮小ないし閉塞するため、溶岩供給が再開されると閉塞したチューブから溢流した溶岩が地表へ流れ出て溶岩ローブとなり、やがて新たなチューブを形成する。このようにしてチューブシステムは樹枝状に発達し、溶岩流は全体的にシート状に面的拡大する。次節では、Mattox *et al.* (1993) に基づき、エピソード 48 におけるチューブシステムの発達史について詳しく述べる。

2-2-2 エピソード 48 におけるチューブシステム発達史

Kuapainaha 火口からの溶岩噴出は 1998 年まではほぼ継続的であったが、1990 年に入ると数日の休止期を挟むようになった。休止期の間は溶岩チューブが空洞化し、地表の溶岩の前進が停滞した。休止期の後に溶岩チューブが途中で崩壊し新たな溶岩チューブが形成された。エピソード 48 では主に Kapa'afu チューブ、Kalapana チューブ、ウッドチップチューブの 3 つの溶岩チューブが形成された。1988 年 5 月から海岸平野に溶岩を供給していた Kapa'afu チューブは、1990 年 2 月に起きた休止期の後に火口から 2.4 km 下流で崩壊し、溶岩が地表面に流出した。溶岩流は Kapa'afu チューブの東縁に沿って流下し、新たな溶岩チューブ (Kalapana チューブ) を形成、Kalapana 地区の北西 2 km にまで到達した (Fig. 1)。その後 1990 年 5 月までに Kalapana チューブは数回休止し、その都度途中で崩壊し溶岩流を地表面に流下させた。

6 月中旬の休止期の後、Kalapana チューブが火口から 2 km 下流で崩壊し、新たな溶岩チューブ (ウッドチップチューブ) を形成した。溶岩供給は次第に Kalapana チューブからウッドチップ溶岩チューブに移行した。

ウッドチップチューブから地表面に供給された溶岩は東方向に拡大し、それまでに形成されていた溶岩流下流域の北縁を埋め立てながら前進、7 月 21 日に Kaimu 湾に到達した。さらに海岸平野に新しい溶岩チューブを形成し、短期間で Kalapana 地区に溶岩を供給する主要な溶岩チューブになった。8 月上旬に起きた 2 回の休止期の後、Kalapana チューブは完全に前進を停止した。一方ウッドチップチューブは一端空洞化したものの再び溶岩が流下した。

1990 年末、溶岩流出域西端に沿う新しい溶岩チューブが形成し、ウッドチップチューブへの溶岩供給は次第に滞っていった。1991 年 2 月までにウッドチップ溶岩チューブの活動は停止し、同時に Kalapana 地区への溶岩流入も終了した (Mattox *et al.*, 1993)。

3. Kaimu 湾溶岩ローブ

本章では、ハワイ火山観測所によって撮影された空中写真の解析及び同観測所により陸上及び空中から行われた噴火当時の Kalapana 地区 Kaimu 湾の観察記録から、溶岩流域の拡大する過程を考察した。次に、現地調査より明らかになった Kaimu 湾溶岩ローブの主要な産状を詳細に記載する。

3-1 Kaimu 湾溶岩流域の拡大

ハワイ火山観測所は、1990 年 2 月 Kalapana チューブが途中で崩壊し Kalapana 地区へ溶岩が流下を始めてから溶岩供給が終息する 1991 年 2 月まで、Kalapana 地区の陸上及び空中からの観察を行った。その期間中に撮影された 3 枚の Kaimu 湾の空中写真から、溶岩流域の拡大の様子を次のように解読した。1990 年 5 月 7 日には溶岩流は Kaimu 湾へ到達しておらず (Fig. 2a)、8 月 18 日には溶岩が湾の西側を覆っている (Fig. 2b)。12 月 7 日には湾全体を埋め立てた (Fig. 2c)。さらに、日毎に拡大する溶岩の輪郭の観察記録 (Fig. 3) から、溶岩流域の拡大の様子を更に詳細に解読した。溶岩は 8 月 1 日から Kaimu 湾に流入し始め、同年 10 月 26 日までに拡大が停止した。8 月 1 日に溶岩が湾の西側の海岸線に沿って流れ、15 日までに陸側及び海側に少しずつ輪郭を拡大させながら、40 m ほど入り江に沿って北北東に前進した。8 月 15 日から 9 月 25 日にかけては輪郭に変化はない。9 月 26 日に拡大が再開し、陸側に 100 m 弱拡大するとともに、わずか 1 日で湾に沿って北東に 450 m ほど前進した。9 月 26 日からは溶岩は少しずつ海側に拡大しながら湾に沿って前進し、Kaimu 湾を埋め立てた。10 月 17 日から 26 日にかけては輪郭の変化がなく、10 月 26 日に溶岩の拡大は完全に終息した。

3-2 溶岩ロープの産状

3-2-1 メインロープと漏出ロープ

Kaimu 湾を埋めた溶岩ロープは、膨張した溶岩ロープと、後から流出した膨張していない溶岩ロープからなる (Fig. 4a). 本論では、膨張した溶岩ロープをメインロー

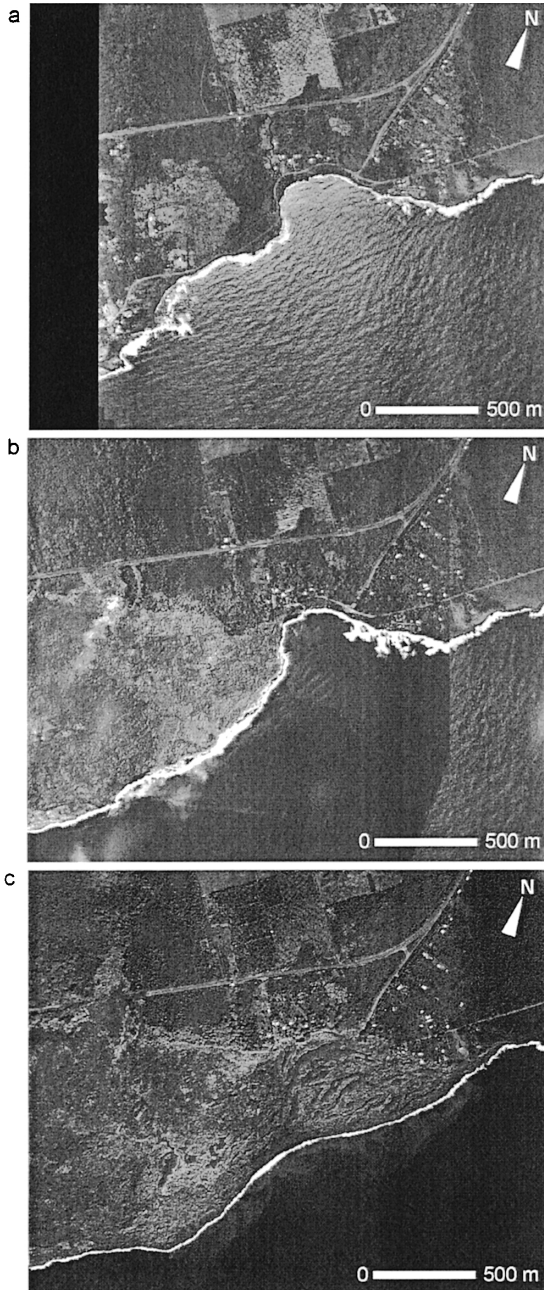


Fig. 2. Aerial photographs of Kalapana flow field taken by HVO, USGS on 7 May (a), 18 August (b) and 7 December (c), 1990.

プ、その間を埋める溶岩ロープを漏出ロープと定義する。最も大型のメインロープは全長 500 m、幅 100 m である。メインロープは周囲を取り囲む漏出ロープよりも数メートル隆起している。メインロープの表面は厚さ 1 m 以下の薄い漏出ロープによって覆われていることが多い。また、メインロープ上には、深さ 0.1~3 m の割れ目 (Fig. 4 b), 及び深さ 1~4 m の窪地が観察される (Figs. 4 c, d). そこで、露頭観察によって、メインロープの輪郭、割れ目と窪地の分布、表面の溶岩じわから示唆されるメインロープの流向を調査した (Fig. 5). 次に、溶岩の拡大記録と対比し、各メインロープの流下地域が拡大する様子を調べた (Fig. 6).

3-2-2 膨張割れ目 (lava-inflation cleft)

メインロープ上にはしばしば伸長方向に平行な割れ目が発達する (Figs. 4 b, 5). この割れ目は、溶岩ロープの側方への拡大が停止した後も内部への溶岩の供給が継続したためにロープが膨張し、表面クラストが引張応力によって引き裂かれた結果形成されるもので、膨張割れ目と呼ばれる (Walker, 1991).

膨張割れ目にはメインロープの中軸上に発達するものと、ロープの側縁付近に発達するものがある。中軸上に発達した膨張割れ目はほぼ垂直であるのに対し、ロープ側縁に発達した膨張割れ目は、ロープの中軸に向かって傾斜する傾向がある。膨張割れ目内面には亀裂開口時の引張応力に対する脆性-粘弾性クラストの応答の変化によって生じた縞模様 (crease structure: Anderson and Fink, 1992) を観察することが出来る (小幡・海野, 1999; Umino *et al.*, 2000; 2002).

表面から数 cm は、平滑な破断面を示す黒色ガラス帯で、その下に幅数 10~150 cm の灰色帯がある (Fig. 4b). 黒色ガラス帯と灰色帯には幅 10~50 cm 程度の柱状節理

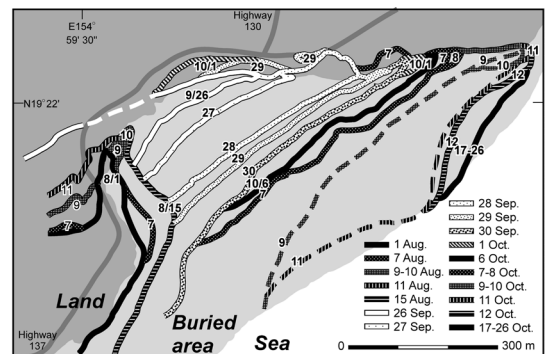


Fig. 3. Growth model of Kaimu Bay flow field observed by HVO, USGS from 1 August to 26 October.

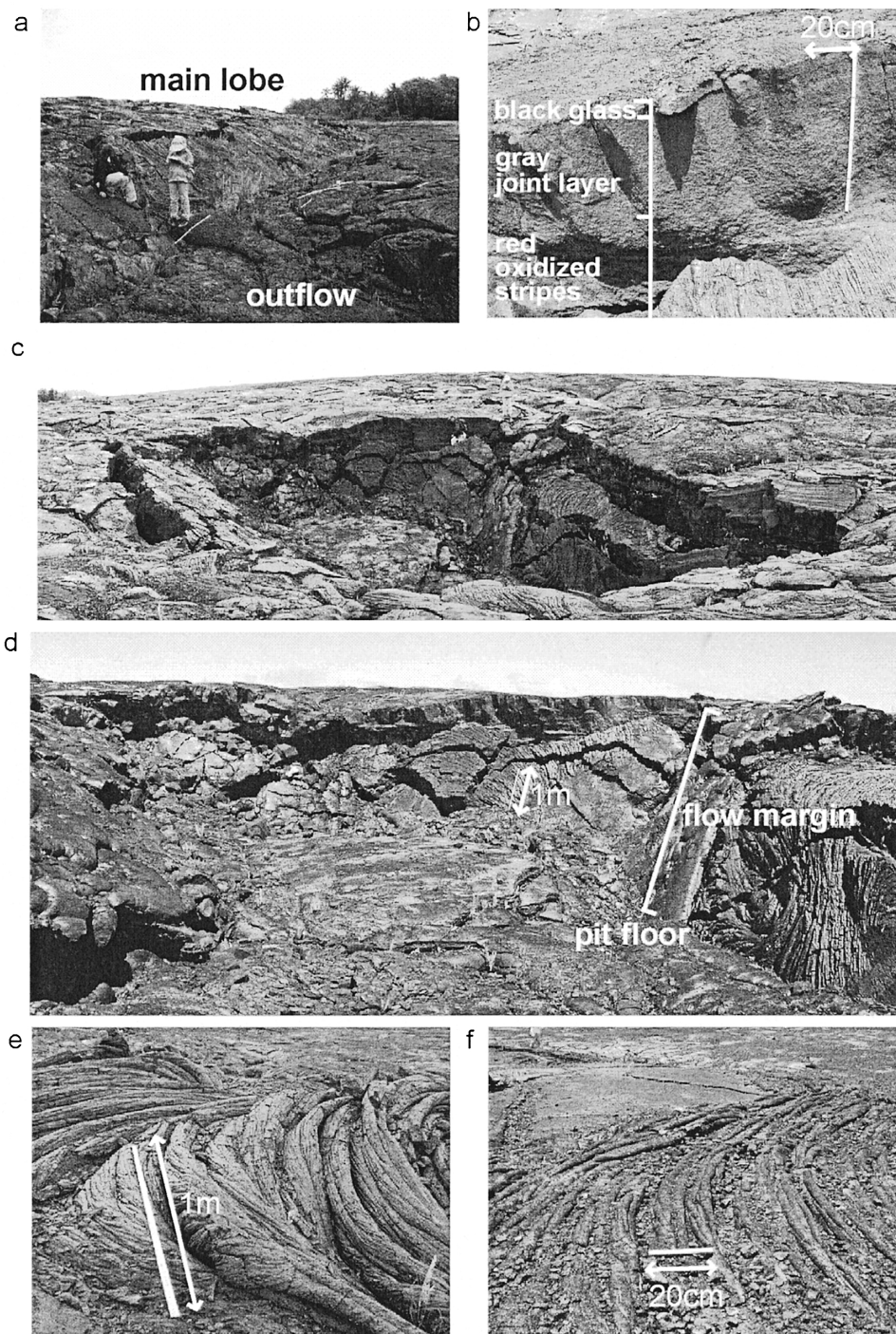


Fig. 4. Major structures of (a) main lobe several meters high and outflow emplaced between main lobes. (b) Side wall of lava-inflation cleft shows the structure of lava crust. The upper crust consists of surface black glass and less vesicular gray columnar jointed layer, and the lower crust is vesicular and shows elongated red and gray stripes parallel to lobes. (c) Lava-rise pit on Lobe1, 15 m diameter and 3.7 m deep. (d) Pit floor and buckled-up flow margins surrounding of the pit shown in (c). (e) Ropy wrinkles on main lobes. (f) Ropy wrinkles on outflow. Note that surface folds of (e) are larger than (f). Both of those indicate flow direction from right to left in photos. Scale is 1 m in (e) and 20 cm in (f).

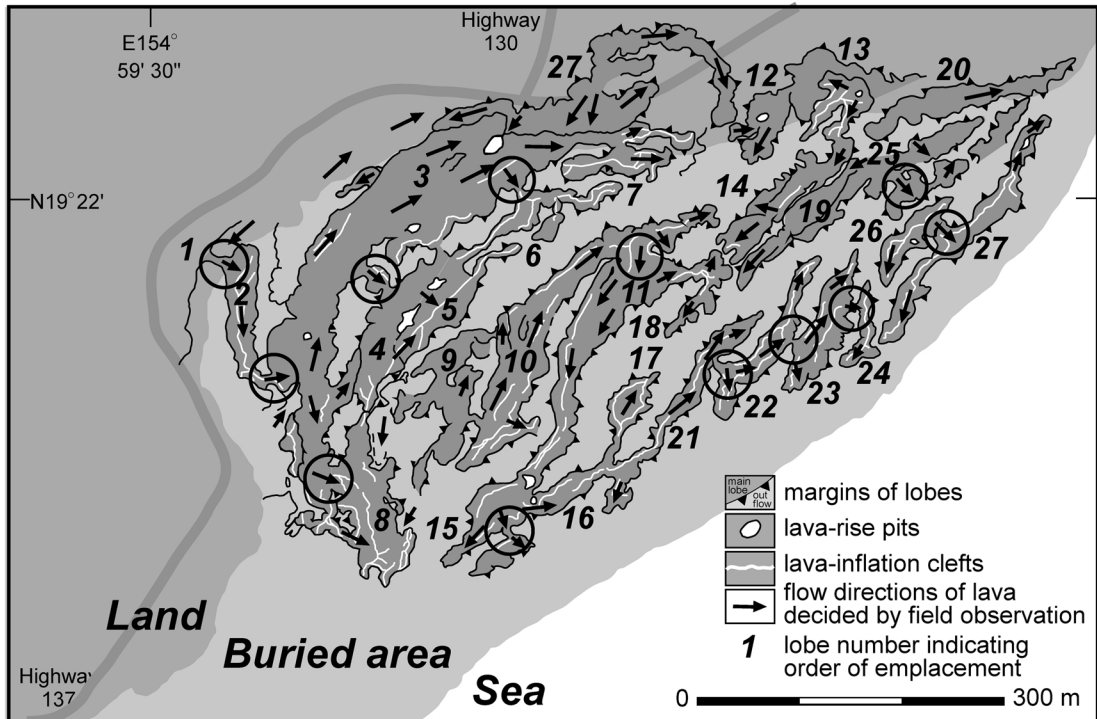


Fig. 5. Outlines of main lobes, lava-rise pits, lava-inflation clefts and flow directions indicated by ropy wrinkles on the main lobes.

が連続的に発達している。黒色ガラス帯と平滑灰色帯は、溶岩ローブが膨張し割れ目が形成する時既にガラス転移点以下に冷えていた脆性クラストの破断面であると考えられる。

脆性クラストの下から膨張割れ目の先端までは、発泡し棘を持つ赤色帯のみから構成されている場合と、赤色帯と緻密で平滑な灰色帯が交互に繰り返し、溶岩ローブと平行に縞状構造を構成している場合 (Fig. 4b) がある。赤色帯は亀裂壁の表面から内側の 0.1~1 mm の範囲にのみ存在し、ローブ内部の溶岩には連続しない。赤色帯と灰色帯の幅は数 cm~50 cm で、赤色帯と灰色帯の間には黒色ガラス質の溶岩が棚状に亀裂壁に付着していることがあり、深い膨張割れ目ほど縞の本数が多かった。赤色帯の棘はハワイのチュムラスの膨張割れ目でしばしば観察され、亀裂先端が粘弾性を有する高温の溶岩にまで達したときに、溶岩が両側へ引き剥がされてできたものと考えられる。脆性クラストから下の赤色帯あるいは赤色帯と灰色帯とがなす縞模様は、クラスト粘弾性と脆性との境界で破断したことを示すと考えられる (Hon *et al.*, 1994)。

膨張割れ目に認められる表面の黒色ガラス帯から赤色

帯までが一回の破断に対応し、複数の縞は、繰り返しクラストが破断したことを示す (小幡・海野, 1999)。メインローブ上の 37 箇所において溶岩割れ目に観察される表層の脆性クラストと、その直下にあつて脆-粘弾性状態で破断されたクラストの深さをそれぞれ測定したところ、それぞれ平均が 32 cm 及び 130 cm であった。

3-2-3 膨張孔 (lava-rise pit)

メインローブ上には、直径数 m から 20 m、深さ 1~4 m の円形の窪地が観察される (Figs. 4c, d)。円形の窪地は膨張孔と呼ばれ (Walker, 1991)、メインローブの中央に位置することが多い。壁面は、メインローブ表面と連続的に滑らかなクラストが脆性的に割れ、板状溶岩として孔の内側に落ち込んでいる。底面は、膨張していない薄い漏出ローブで覆われている。メインローブは設置後膨張する際に、隣接するメインローブと表面が接着し、しばしば溶岩ローブが合体するが、メインローブ間のうち一部が合体せずに残り、周囲のメインローブの膨張から取り残された結果、膨張孔が形成する。

膨張孔と類似した微地形として陥没孔 (collapse pit: Walker, 1991) がある。陥没孔は、チューブ系の空洞化により溶岩ローブの頂上部が崩壊したもので、孔の内側は

中空である。陥没孔は Kaimu 湾のメインローブ上では観察されない。

膨張孔の深さは、メインローブが定置後に膨張した厚さの増分の最小値を示している。最も大型のメインローブ Lobe3 上の 3 箇所で膨張孔の深さを測定したところ、100 cm, 220 cm, 365 cm であった。従って Lobe3 は定置後に少なくとも 1~4 m 膨張したと考えられる。

3-2-4 溶岩じわと流下方向

溶岩ローブの表面にはしばしば縄目状の溶岩じわが形成される (Figs. 4 e, f)。溶岩じわは溶岩が流下する際、溶岩ローブ表皮がよじれて形成される。従って、溶岩じわ

の縄目のよじれ方から溶岩ローブの流下方向の推定が可能である。ここで、流向 (Fig. 5 中の矢印) とメインローブの連結する様子 (Fig. 5 中の丸印) を現地を観察し、メインローブが成長する過程を読み取った。海岸まで到達した Lobe1 は海に流下して Lobe2 を派生させる。Lobe2 は湾の西側を埋め立てる溶岩ローブの東縁に沿って南に 150 m ほど流下し、南端から Lobe3 を派生した。Lobe3 は Lobe2 の海側の縁に沿って北東方向に 500 m ほど流下した後、海側側面から Lobe4 を派生した。Lobe4 は Lobe3 の海側の縁に沿って南と北東にそれぞれ 150 m ずつ流下した。このように、派生したメインローブは、先に定置したメインローブに沿ってその海側を流下しつつ湾を埋め立てていったといえる。

4. 溶岩ローブの形態測量

Kaimu 湾溶岩ローブの形態を詳細に調査するため地形測量を行った。

4-1 測量方法

溶岩ローブの測量は 2001 年 8 月と 2002 年 8 月に行った。2001 年はハワイ火山観測所の傾斜系内蔵型光波測距儀 (Laser Atlanta Optics 社 Rangefinder) を使用して行った。反射鏡に光波測距儀を向け、光源から標的までの 2 点間の水平距離及び垂直高度差を測定した。光波測距儀の光源を地面から 1.35 m の高さに設定し、反射鏡は地面から 0.0 m, 1.05 m, 1.70 m の 3 点のいずれかを測定者と測定地点の高度差に応じて測定した。標高は、道路上の視準点 BL-1A, BL-1B, BL-1C, BL-3A 及び BL-3B と他の測定点との距離及び高度差を測定し、Kalapana 地区の 24,000 分の 1 地形図 (アメリカ合衆国地質調査所発行) と照合させることによって、標高を求めた。2002 年の測量は、静岡大学理学部の傾斜系内蔵型光波測距儀 (Measurement Devices Limited (MDL) 社 LaserAce 300) を用いて行った。反射鏡に光波測距儀を向け、光源から標的までの距離、仰角、方向角、水平距離と垂直高度差を測定した。光波測距儀の光源の高さは地面から 1.32~1.57 m の間であった。反射鏡は高さ 2.00~3.70 m に設定した。光源及び反射鏡の地面からの高さは測定時に記録しておく、後に補正した。また、標高をおおよその海拔高度に換算するため、海側のポイントから海面までの高度差を測定し、測定点の海拔高度とした。Kaimu 湾における日周潮位変化は約 1.1 m で、海面の測定を行った 2002 年 8 月 7 日正午と翌 8 日の正午では約 15 cm の高度差が生じるが誤差範囲とし常に海面を海拔 0 m とした。2001 年の測定では海面の測定を行わなかった。測量点を Fig. 7 の白丸で示した。2001 年に利用した視準点を二重丸、Lobe 1 付近の 2001 年の測量点を小さい二重丸、そして

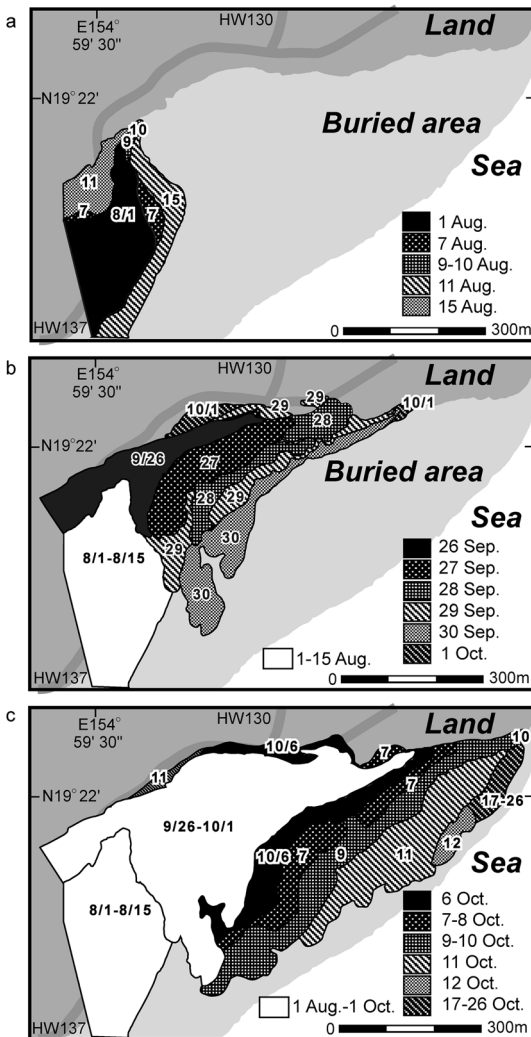


Fig. 6. Growth of main lobes in Kaimu Bay during 1-15 August (a), 16 August-1 October (b) and 6-26 October (c).

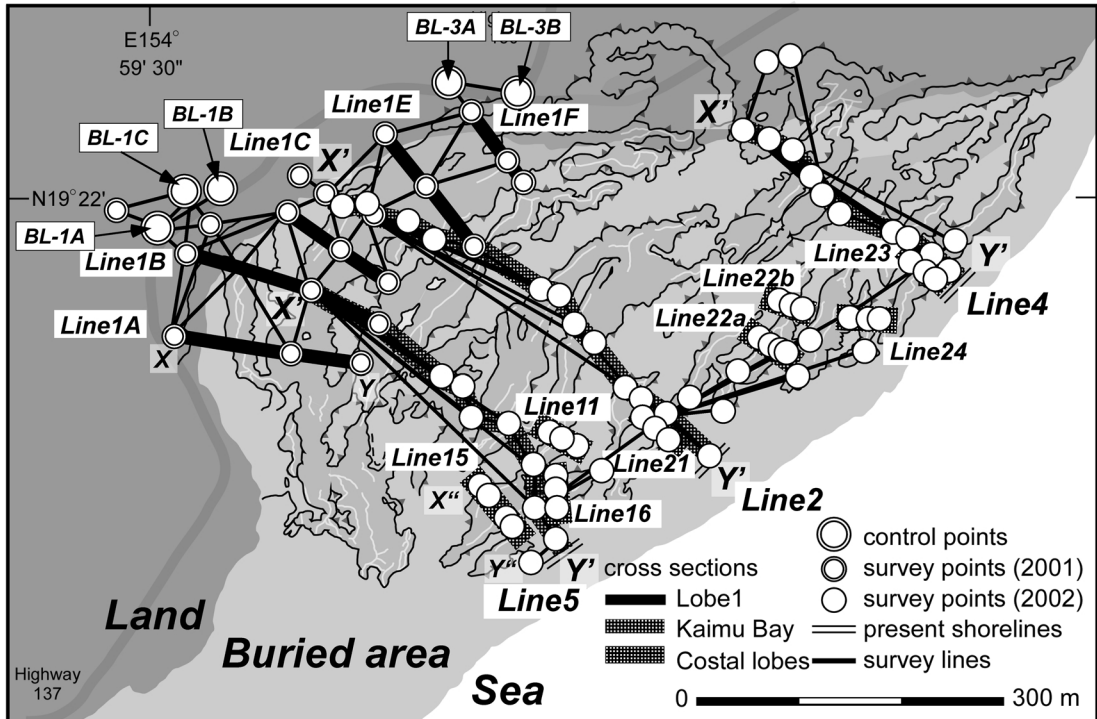


Fig. 7. Survey lines and points and positions of cross sections shown in Fig. 8. Large circles BL-1A, BL-1B, BL-1C, BL-3A and BL-3B are reference points to determine the altitudes of other points.

Kaimu 湾全域を網羅する 2002 年の測量点を一重丸、測量線を黒線で示した。以上の測量より、緯度を X 軸、経度を Y 軸、道路上の測量ポイント BL-1A を原点とした XY 座標 (m) と海拔高度を全てのポイントについて求め、測量結果及び露頭観察に基づいて、断面図を作成した (Fig. 8)。

4-2 測量結果

2001 年の測量結果から、最も大型のメインローブ Lobe3 を横断する Line1A, Line1B, Line1C, Line1E 及び Line1F の断面図を作成した (Fig. 8b)。また、2002 年の測量結果から、Kaimu 湾全域を横断する Line2, Line4 及び Line5 と (Fig. 8a)、海側の小型メインローブを横断する Line11, Line15, Line16, Line21, Line22a, Line22b, Line 24 及び Line26 を作成した (Fig. 8c)。湾全域を横断する断面図 (Fig. 8a) から、調査地域を覆うメインローブの表面高度が、海拔 3~10m であることがわかる。Fig. 7a 中 Line2 は Lobe3 上の膨張孔を横断しており、底面は海拔 1m 以下である。Fig. 8b 中 Line1F は Lobe3 上でもやや大型の膨張孔を横断しており、孔の海拔高度は約 1m である。このことから膨張を始める以前のメインローブ上面の海拔は調査地域全体を通じて 1m 以下だったと考

えられる。メインローブ上には複数の隆起が発達している。これはメインローブ膨張時に、表面の膨張割れ目から少量の溶岩が漏出した漏出ローブである (Fig. 8b)。全体的に、最も西側の Line1A から東側の Line1F に移行するにつれ海拔高度が低下し、メインローブ間を埋める漏出ローブの発達程度も減少する傾向にある。Fig. 5 で示されるメインローブの流下方向によると、Lobe1 は西から東へ流下おり、Line1A は Lobe3 の根元付近、Line1F は末端部付近の断面にあたる。これらのことから、定置直後のメインローブ上面は一様に海拔約 1m で、ローブ派生部と比較して末端部での膨張の程度は小さかったと考えられる。

5. 拡大率と溶岩ローブへの溶岩供給率

Kaimu 湾における噴火当時の流下域の観察結果から、溶岩流域の日ごとの拡大率を推定した。さらに Kaimu 湾の測量結果より拡大率を溶岩供給率に換算、Pu'u O'o-Kupaianaha 噴火の他時期の溶岩供給率と比較した。

5-1 測定方法

Fig. 6 に示した各時期の溶岩流下域の面積を求めるために、輪郭を描いた空中写真をスキャナーで取り込み、

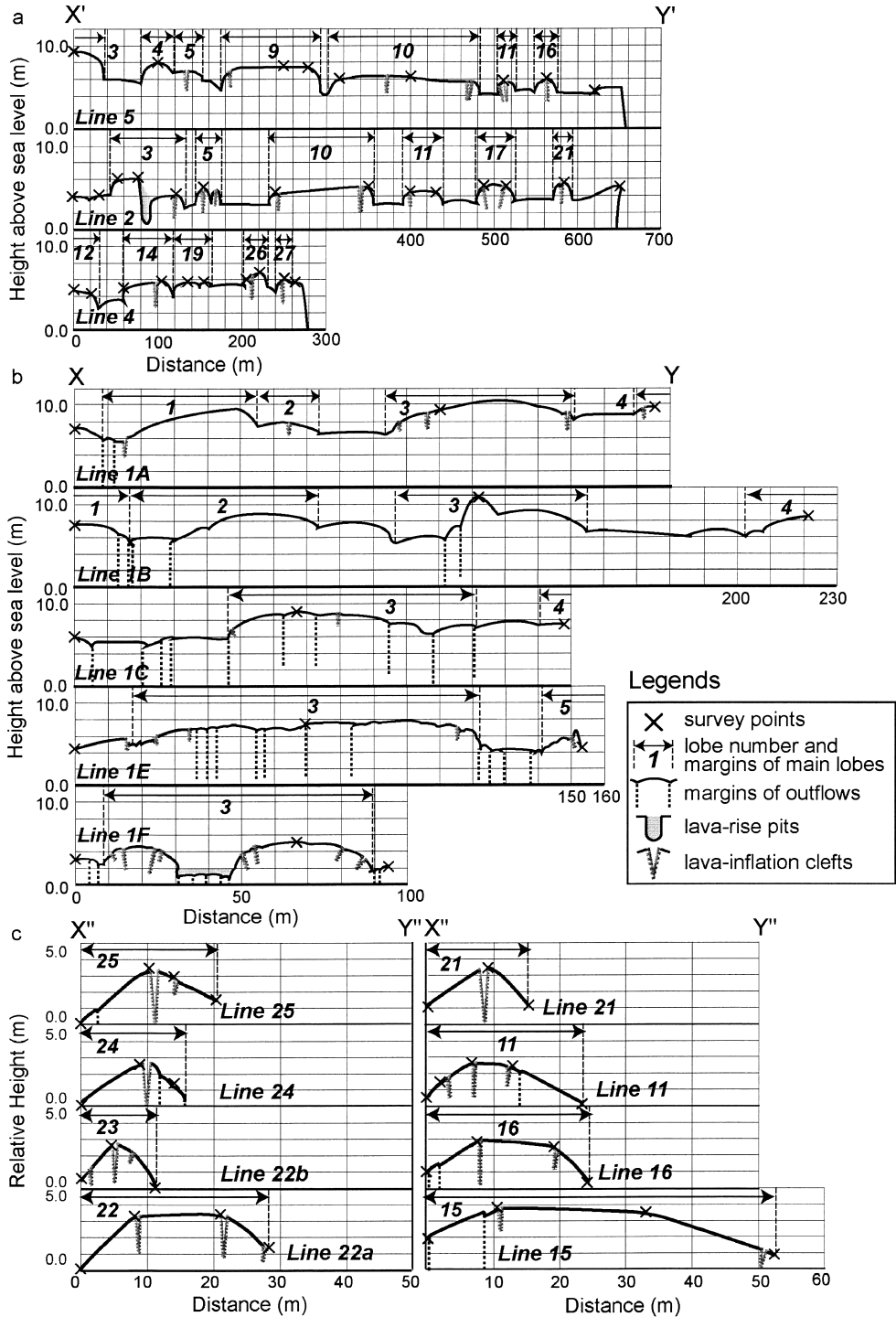


Fig. 8. Cross sections of flow lobes along Lines 2, 4, and 5 (a) and Lines 1A, 1B, 1C, 1E and 1F (b) traversing the Kaimu Bay, and coastal main Lobes 7, 8, 9, 11, 12, 14 and 24 (c). Positions of lines are shown in Fig. 7. Numbers above the sections indicate the lobe numbers. Lava-rise pits are shown by gray filled concaves and lava-inflation clefts are shown by gray notched lines.

Table 1. Daily and periodic expanded areas of lava lobes in the flow field of Kaimu Bay.

Period	Date erupted	Days since 1 Aug, 1990	Number of main lobe	Lobe area (pixel)	Lobe area (m ²)	Daily expansion area (m ²)	Cumulative area (m ²)	Periodic expansion area (m ²)	Periodic expansion rate (m ² /day)
#1	1-Aug	0	1	35903	67026	67026	67026		
	7-Aug	6	1	3389	6327				
			2	848	1584	7910	74936		
	9-Aug	8	1	1021	1905	1905	76842		
	10-Aug	9	1	182	341	341	77182		
	11-Aug	10	1	11261	21023	21023	98205		
	15-Aug	14	1	17594	32847	32847	131052	64026	4573
Repose #1-#2: 16 Aug-25 Sep									
#2	26-Sep	56	1	31550	58900	58900	189952		
	27-Sep	57	1	25583	47761	47761	237713		
	28-Sep	58	1	10656	19893				
			2	7664	14308	34200	271913		
	29-Sep	59	1	9931	18539				
			2	7325	13675				
			3	2487	4643				
			4	693	1293	38150	310063		
	30-Sep	60	1	16792	31348				
			2	10281	19192	50540	360603		
1-Oct	61	1	966	1803					
		2	4094	7644	9447	370050	238998	47800	
Repose #2-#3: 2-5 Oct									
#3	6-Oct	66	1	24236	45246				
			2	7081	13218	58464	428514		
	7-Oct	67	1	2079	3881				
			2	15119	28226				
			3	6161	11502	43609	472123		
	8-Oct	68	1	651	1216	1216	473339		
	9-Oct	69	1	40583	75764	75764	549103		
	10-Oct	70	1	1648	3076	3076	552179		
	11-Oct	71	1	41178	76874				
			2	2639	4926	81799	633978		
	12-Oct	72	1	4808	8977	8977	642955	272905	45484
	Repose #3-#4: 12-16 Oct								
#4	17-26 Oct	77	1	7044	13151	13151	656106	13151	2630
End of activity									
#1-#4	1 Aug-26 Oct	86	1				656106		

溶岩流の分布域のピクセル数を画像処理ソフト IP-Lab によって計測した。空中写真上のあらかじめ測定しておいた数点の緯度及び経度の座標データを用いてスキャンした画像中の 1 ピクセルを実際の距離 (m) に換算すると、東西方向 1.48 m/pixel, 南北方向 1.26 m/pixel となる。そこで計測したピクセル数から実際の面積 (m²) を 1.86 m²/pixel² として換算した。このようにして求めた溶岩流の面積とその積算値を Table 1 及び Fig. 9 に示す。

5-2 測定結果

溶岩流の分布が大きく拡大した期間は 8 月 1 日から 15 日 (期間 1), 9 月 26 日から 10 月 1 日 (期間 2), 10 月 26 日から 11 日 (期間 3), そして 10 月 17 日から 26 日 (期間 4) の 4 期間である。拡大率は、期間 2 と 3 で一日当たりそれぞれ 48,000 m² 及び 45,000 m² であったが、期間 1 と 4 では 5,000 m² 及び 1,000 m² となった。8 月 7 日から 10 月 26 日までの 87 日間に流出した溶岩の総面積は 660,000 m² となった。

溶岩ローブの形態測量から求めた溶岩ローブ上面の平均海拔は 5.7 m, 湾内の元の水深が最大で約 6 m である。従って、供給された溶岩の厚さを 11.7 m とすると、最終的な溶岩デルタの体積は 7,700,000 m³ になり、8 月 1 日

から 10 月 16 日の平均的な溶岩供給率は 1 日当たり 88,000 m³ (77 m³/min) となる。

Kalapana 地区の溶岩ローブが膨張し現在の厚さに達するまでの期間については定量的記載が存在しないが、当時の観察から、Kalapana 地区の溶岩ローブの定置時の厚さは海拔数 10 cm 程度であったことがわかっている。また、1983 年から継続する Pu'u 'O'o-Kupaianaha 噴火において、海岸平野に定置したシート状溶岩が定置後直ちに膨張を開始するものの、膨張停止までに数週間要することから (Kauahikaua *et al.*, 1998), Kalapana 地区において溶岩の拡大が停止した 10 月 26 日の時点では溶岩ローブは現在の厚さに達していないと考えられる。そこで、膨張開始以前の溶岩ローブの厚さを海底から海面までの 6 m として考えると、溶岩供給率の最小値として 1 日当たり 46,000 m³ (32 m³/min) が得られる。これらの値は休止期を挟んだ 5 月 19 日から 30 日の Kalapana 地区における溶岩供給率 68,000 m³/日と調和的である (Mattox *et al.*, 1993)。また、1988 年 1 月 23~25 日の溶岩ローブの供給率 1.2~66 m³/分とも調和的である (Hon *et al.*, 1994)。

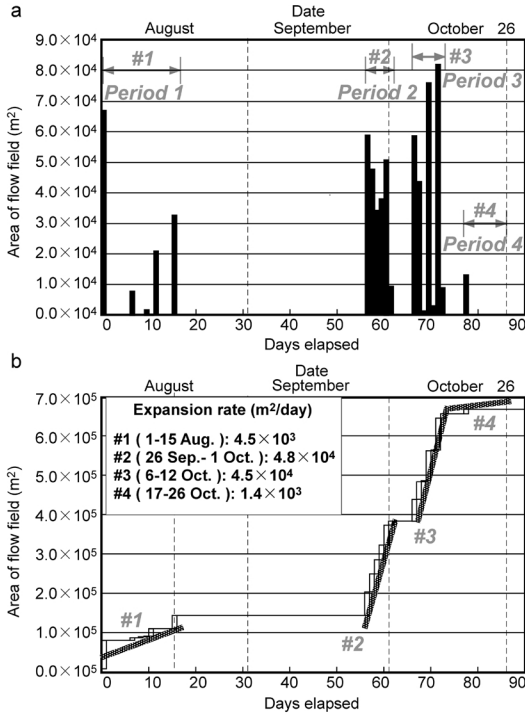


Fig. 9. (a) and (b) shows daily and cumulated areal growth of Kaimu Bay flow field, respectively.

6. 岩石記載

メインロープの表面と内部の岩石組織を比較し、表面と内側の冷却過程の違いを考察した。

6-1 偏光顕微鏡による薄片観察

1 地点につき、メインロープの表面 0~3 cm と表面から 15~40 cm 下の 2 カ所からサンプルを採取し、薄片を作成したところ、顕著な組織の違いが観察された。

メインロープの表面 (Fig. 10 a) は主にガラスから構成されている。斑晶として長径 0.1~1 mm のカンラン石、長径 0.1~0.3 mm の斜長石及び長径 0.1 mm 程度の普通輝石を含む。石基は、表面より約 3 mm まではガラスのみから構成されているが、より下部では斜長石、普通輝石の結晶が見られる。普通輝石は斑晶を核とした球顆組織を呈する。球顆の直径はメインロープ表面より約 3 mm で 10~100 μm であるが、20 mm 内部では 0.2~0.5 mm に達する。石基斜長石の長径は、メインロープ表面より約 3 mm で 10~50 μm であるが、20 cm 内部では長径 0.1~0.3 mm に達し、いずれも針状を呈する。磁鉄鉱は表面及び内側で直径 10~50 μm である。また表面から 2 mm 以深では直径 1~2 mm の気泡が球形であるのに対し、より表面では気泡が表面に対して平行なレンズ状を

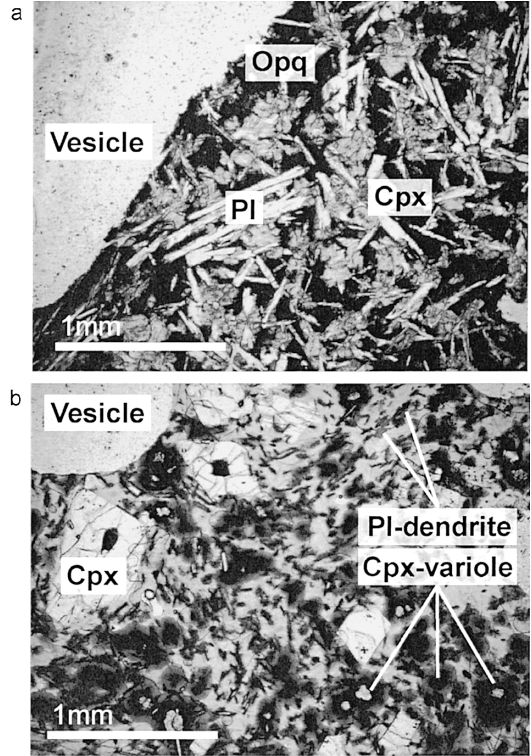


Fig. 10. Texture of a glassy part from the surface (a) and a crystalline part from the lobe core (b) on Lobe16.

呈する。表面より 3 mm では直径 2~5 mm の球形の気泡が存在し、気泡同士が接触して連結した部分も観察された。

一方、メインロープ表面から 15~40 cm 内部は、斜長石と普通輝石の発達が顕著である (Fig. 10b)。カンラン石、斜長石及び普通輝石などの結晶間を不透明鉱物が充填している。カンラン石は直径 0.1~1 mm で、メインロープ表面の斑晶と同じ形状をしている。石基斜長石の長径は 0.1~0.3 mm で、針状を呈する。また、直径 0.5 mm の球状の普通輝石集合体が観察される。その中心に斜長石やカンラン石結晶が認められることから、メインロープ表面で観察された球顆と同じものと考えられる。気泡は 1~2 cm に発達し、結晶に乏しい厚さ 0.1 mm の内壁に覆われている。

6-2 モード組成

次に、メインロープ表面と内部の薄片中の結晶量比を測定した。測定した薄片の数はメインロープ表面と内部でそれぞれ 12 枚及び 10 枚の薄片を作成し、それぞれについて飛ばし幅 0.2 mm 間隔に設定したポイントカウンターを用いて各薄片 2000 ポイントずつ測定し、組織ご

Table 2. Modal compositions of (a) glassy part from lobe surfaces and (b) crystalline part from lobe cores. Each texture is shown in Fig. 10.

a.		KP-14A	KP-16A	KP-16C	KP-17A	KP-18A	KP-19A	KP-20A	KP-21A	KP-21C	KP-22A	KP-23A	KP-24A	Average
Modal compositions (%)														
Phenocryst	Olivine	2.30	1.56	7.30	8.06	4.61	5.93	5.02	6.02	3.55	5.70	4.24	4.37	5.07
	Plagioclase	5.75	6.34	2.02	2.13	2.49	3.46	1.33	4.09	8.14	2.76	5.88	3.95	3.65
	Clinopyroxene	4.26	5.51	2.18	1.38	4.33	3.46	3.18	1.81	13.42	1.53	5.06	2.47	2.99
Groundmass	Pl-dendrite	1.04	0.31	11.29	0.28	3.23	1.38	6.25	3.13	15.79	2.17	0.59	0.25	1.89
	Cpx-variole	1.84	1.77	37.03	7.78	13.00	4.94	50.31	1.32	5.35	2.64	6.47	11.61	9.26
	Olivine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.02
	Magnetite	0.00	0.10	0.00	0.07	0.09	0.30	0.31	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09
	Opaque minerals	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	53.55	0.00	0.00	0.00	0.02
	others	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.06	0.00	0.08
	Glass	84.81	84.41	40.17	80.30	72.26	80.53	33.40	83.56	0.00	85.14	76.71	77.35	76.96
	Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.02
Vesicularity		56.55	51.90	6.06	27.40	45.75	49.40	51.20	16.95	28.35	14.90	57.67	39.12	41.09

b.		KP-14B	KP-16B	KP-17B	KP-18B	KP-19B	KP-20B	KP-21B	KP-22B	KP-23B	KP-24B	Average
Modal compositions (%)												
Phenocryst	Olivine	0.87	0.72	1.39	1.57	3.00	2.92	1.38	4.24	2.30	2.51	2.06
	Pl-dendrite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Clinopyroxene	45.83	50.99	32.54	46.38	56.40	52.50	58.61	47.80	31.76	30.78	44.79
Groundmass	Plagioclase	10.79	22.22	14.15	16.88	18.09	13.19	23.72	18.91	12.31	11.29	16.11
	Cpx-variole	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Olivine	2.44	0.30	0.07	0.22	0.44	0.21	0.00	0.00	0.26	0.33	0.40
	Magnetite	0.00	0.06	0.00	0.07	0.00	0.07	0.69	0.67	0.00	0.00	0.15
	Opaque minerals	40.00	25.53	51.79	34.88	22.07	31.04	15.61	28.37	53.38	55.09	36.45
	others	0.08	0.18	0.07	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04
	Glass	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
Vesicularity		37.50	16.66	24.48	33.05	43.46	27.93	34.22	33.05	21.52	24.03	29.61

とに平均値を求めた。メインローブ表面の試料においては、表面から深さ 2 cm までを等間隔に測定した。斜長石については、溶岩ローブ表面では斑晶と石基結晶が形状及び粒径で区別できるが、内側では両者の区別が困難であるため、まとめて斜長石結晶として扱った。普通輝石も同様に、内側ではまとめて普通輝石結晶とした。不透明鉱物のうち、直径数 10 μ m のチタン鉄鉱と思われる黒色の針状結晶及び赤鉄鉱と思われる赤色の六角形結晶が顕微鏡下で判別できた場合は、その他の鉱物として別個に測定した。測定結果を Table 2 に示す。

メインローブの表面 0~3 cm は、ガラスが平均 77% を占める。カンラン石斑晶が 5.1%、斜長石は大型の板状結晶が 3.7% で小型の針状結晶が 1.9% である。普通輝石は、大型の結晶が 3.0% で球顆組織を呈するものが 9.3% である (Table 2, Fig. 10a)。

一方、メインローブ表面から 15~40 cm 内部 (Table 2, Fig. 10b) では、ガラスは存在しない。カンラン石斑晶は 2.1% と、結晶量は 0.4 倍に減少している。斜長石結晶及び普通輝石結晶量はそれぞれ平均して 16.1%、44.8% であった。ローブ表面において、斑晶と石基を合計した結晶量は斜長石で 5.5%、普通輝石 12.3% なので、結晶量はそれぞれ 2.9 倍及び 3.6 倍増加したことになる。

発泡度の平均は、表面で 41.9%、内部で 29.6% であった (Table 2)。

6-3 EPMA 分析

Kaimu 湾において、期間 2~4 に相当する 1990 年 9 月 26 日から同年 10 月 17 日に定置したメインローブの表面を EPMA 分析した (Table 3)。石基ガラスの MgO 値は、期間 2~3 のサンプルが 6.1~6.4 wt.%、期間 4 の MgO 値は 5.1 wt.% であった。

一方、Kalapana 地区に溶岩が流下した 1990 年 1 月から同年 11 月までの Kupaiianaha 火口付近に定置した溶岩の石基ガラスの MgO 値は、6.6~7.2 wt.% であった。また、同時期の Pu'u 'O'o 火口付近に定置した溶岩の MgO 値は 7.0~7.3 wt.% であった (Mangan *et al.*, 1995)。Kaimu 湾に定置したメインローブ表面の石基ガラスの MgO 値は、同時期の火口付近の溶岩と比べ小さく、期間 4 は特に低い値を示す。

7. 議 論

7-1 溶岩の冷却過程

Kaimu 湾のメインローブ表面と内部の組織及び Kaimu 湾の溶岩と Pu'u 'O'o-Kupaiianaha 火口付近の溶岩の化学組成を比較し、チューブ系内の冷却過程について考察する。

薄片中の結晶量比の測定、メインローブ表面と内部の組織を比較した結果、表面と比べ内部は斑晶と石基の区別がなく、全体に斑晶質であった。また、内部で気泡の

Table 3. Chemical compositions of glass from the surface of main lobes.

Glass compositions (%)		KP-14A	KP-16A	KP-17A	KP-18A	KP-19A	KP-20A	KP-21A	KP-22A	KP-23A	KP-24A	KP-25A
Date erupted		29-Sep	9-Oct	6-Oct	28-Sep	27-Sep	26-Sep	26-Sep	8-Oct	10-Oct	17-Oct	11-Oct
Days since 1 Aug, 1990		59	69	66	58	57	56	56	68	70	77	71
Period		#2	#3	#3	#2	#2	#2	#2	#3	#3	#4	#3
Compositions	SiO ₂	50.3	50.4	50.5	50.7	50.7	50.5	50.5	50.6	50.4	50.5	50.5
	Al ₂ O ₃	13.3	13.3	13.3	13.0	13.0	13.3	13.3	13.3	13.3	16.6	13.4
	FeO*	11.2	11.0	10.7	11.1	10.8	10.9	10.8	10.9	10.8	8.8	10.8
	MgO	6.25	6.33	6.34	6.07	6.30	6.29	6.25	6.28	6.19	5.10	6.31
	CaO	10.7	10.8	10.9	10.6	10.9	10.9	10.9	10.8	10.8	11.4	10.8
	Na ₂ O	2.4	2.5	2.4	2.4	2.4	2.5	2.4	2.6	2.4	2.6	2.3
	K ₂ O	0.47	0.44	0.43	0.47	0.45	0.44	0.44	0.45	0.45	0.37	0.43
	TiO ₂	2.77	2.67	2.67	2.78	2.67	2.66	2.68	2.65	2.66	2.13	2.60
	MnO	0.18	0.17	0.19	0.18	0.16	0.19	0.19	0.18	0.18	0.13	0.17
	Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
	NiO	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
V ₂ O ₃	0.03	0.00	0.04	0.08	0.05	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.00	
Total		97.68	97.58	97.48	97.34	97.46	97.78	97.48	97.77	97.24	97.64	97.34

粒径が大きかった。これより、メインローブ内部が徐冷され、石基中に普通輝石および斜長石結晶が晶出し、気泡が結合したと考えられる。

Helz and Thornber (1987) は、キラウエアカルデラから 2 km 東のキラウエアアイキ溶岩湖掘削による岩石の化学分析及びメルト実験を行い、石基中の普通輝石及び斜長石の晶出に伴い石基ガラス中の MgO 値が減少することを示し、溶岩噴出時の温度が一次式 $T (^{\circ}\text{C}) = 20.1 \text{MgO} + 1014 (\pm 3)$ と表せることを示した。

Mangan *et al.* (1995) は 1991 年 1 月から開始したエピソード 49 中の Kupaianaha 火口および Pu'u 'O'o 火口の溶岩の石基ガラスを EPMA 分析した結果、Kupaianaha 火口の石基ガラスが 6.6~7.1 wt.% であるのに対し、Pu'u 'O'o 火口では 7.0~7.3 wt.% と高い値をとることがわかった。Pu'u 'O'o-Kupaianaha 火口間で生じる MgO 値の相違は、地表面に噴出した時点の溶岩の温度差を表すと考えられ、Helz and Thornber (1987) の関係式より Kupaianaha 火口溶岩は Pu'u 'O'o 火口溶岩より最大 14 $^{\circ}\text{C}$ 低温で噴出したと言える。

Kaimu 湾において、期間 2~4 に相当する 1990 年 9 月 26 日から同年 10 月 17 日に定置したメインローブの表面を EPMA 分析した。その結果を Table 2 に示す。石基ガラスの MgO 値は、期間 2~3 のサンプルが 6.1~6.3 wt.%、期間 4 の MgO 値は 5.1 wt.% であった。いずれも同時期の Kupaianaha 火口の溶岩と比べ小さく、期間 4 は最も小さい値を示す。Kaimu 湾溶岩が供給源である Kupaianaha 火口の溶岩と比べ MgO 値が小さい原因として、溶岩が Kupaianaha 火口から Kaimu 湾に運搬され

るまでにチューブ系内で起こる溶岩の冷却が挙げられる。期間 2~3 の Kaimu 湾溶岩と Kupaianaha 火口の溶岩の MgO 値の平均がそれぞれ 6.3 wt.% 及び 7.0 wt.% で、噴出温度がそれぞれ 1140 (± 3) $^{\circ}\text{C}$ 及び 1154 (± 3) $^{\circ}\text{C}$ と、温度差はわずか 14 $^{\circ}\text{C}$ であった。温度差は溶岩が Kuapainaha 火口から 20 km 以上離れた Kaimu 湾まで流下する間に冷却を受けた結果生じたもので、チューブ系の強い断熱効果が示唆される。また、期間 4 に Kaimu 湾に定置した溶岩の MgO 値は 5.1 wt.% で、期間 2~3 に定置したものよりも更に 20~24 $^{\circ}\text{C}$ 低い 1117 (± 3) $^{\circ}\text{C}$ で噴出した。これは Kaimu 湾への溶岩供給が収束に向かい、チューブ系内で溶岩が滞り、溶岩の冷却が進行したためと思われる。

7-2 溶岩ローブの成長過程

溶岩じわの方向から各メインローブは海岸線と平行に流下したと考えられ、このような流動パターンは次のようなメカニズムに起因すると考えられる。

流下した溶岩ローブが海岸に到達し海水と接触すると、接触面が急冷され固結する。溶岩フロントが固結した溶岩でブロックされるため、これを避けて地形の最大傾斜方向に流下しようとするが、海水との接触部が次々と固結するため、結局、障害を迂回するように海岸線に沿って進む。このようにして溶岩ローブは地形の最大傾斜方向でなく、海岸線に平行に流下すると考えられる。やがて大気による冷却のため表面クラストが厚化し、溶岩ローブの拡大が停止する。

一方、Kaimu 湾はいくつものメインローブと、メインローブから派生した漏出ローブからなり、メインローブ

上に発達する割れ目の存在及び形状から、次のような分岐メカニズムが考えられる。

溶岩ローブの拡大が停止した後も内部に溶岩が供給され続けるため、膨張が始まる。膨張する際に表面クラストの割れ目から溶岩ローブ内部の未固結溶岩が漏出し、漏出ローブとして溶岩ローブ表面を覆う。溶岩ローブの膨張が表面クラストの張力の限界に達すると表面クラストが破れ、溶岩ローブ内部の未固結溶岩の大規模な排出が起こり、新たな溶岩ローブが海側に流出する (Fig. 5 中の丸印)。新たな溶岩ローブも同様に、海水との接触面が急冷され固結するため、先に定置したローブに沿って海側を流下する。この過程の繰り返しによって Kaimu 湾の溶岩ローブは形成されたと考えられる。

海岸線に平行に拡大した溶岩ローブから新たに溶岩ローブが形成し、次々と海側に流下域を拡大させる成長過程は、Pu'u 'O'o-Kupaianaha 噴火において Kaimu 湾以外の海岸部では観察されていない現象である。Fink and Griffiths (1992) によると、溶岩流の形態は主に溶岩供給率及び地形傾斜に規制される。Kaimu 湾入水溶岩流の溶岩供給率は Pu'u 'O'o-Kupaianaha 噴火の他時期の溶岩供給率と同調的であり、著しい差異はない。一方、地形傾斜は、Kaimu 湾と外海の海岸部とで大幅に異なる。Kalapana 地区に溶岩が流下する以前のハワイ島南東部 24,000 分の 1 の海底地形図 (アメリカ合衆国地質調査所発行) によると、Kaimu 湾内は水深の変化が緩やかで湾口部でも水深 6 m 未満であるのに対し、外海は海岸からわずか数 10 m で水深が 6 m に達する。よって、Kaimu 湾内は遠浅で、地形傾斜が小さかったと考えられる。地形傾斜が小さい場合、斜面を流下する溶岩の降伏強度が大きく、一度固結した溶岩フロントは破砕せず障壁化し、海岸線に平行な流動パターンをとる。対して、外海の海岸部は、波による侵食のため海底地形が比較的急深であったと考えられる。地形傾斜が大きい場合、斜面を流下する溶岩の降伏強度が小さいため、一度固結した溶岩フロントが破砕し未固結溶岩が最大傾斜方向に流下する流動パターンを取りやすいと考えられる。

8. 結 論

1990 年に Kalapana 地区 Kaimu 湾に入水した溶岩ローブは、大きく膨張したメインローブと後から流出した漏出ローブからなる。メインローブ上には膨張によって生じた膨張割れ目及び膨張孔が観察される。溶岩じわの向きから、メインローブは海岸線に平行に流下したと推定される。メインローブの脇から新たなメインローブが派生し、海岸線に沿って流下していた。

Kaimu 湾のメインローブ表面の石基ガラスを EPMA

分析したところ、期間 2~3 の MgO 値が 6.1~6.3 wt.%, 期間 4 の MgO 値が 5.1 wt.% と、同時期の Kupaianaha 火口の溶岩と比べ低い値を示した。期間 2~3 の Kaimu 湾溶岩と火口の溶岩との温度差はわずか 14°C 程度だったことから、チューブ系が高い断熱効果を保っていたと考えられる。一方期間 4 は期間 2~3 に定置したものよりも更に 20~24°C 低い温度で噴出したことから、Kaimu 湾への溶岩供給率が減少し、チューブ系内で溶岩が滞り溶岩の冷却が進行したと考えられる。

Kaimu 湾における溶岩ローブの定置・成長過程は次のように推測される: 溶岩フロントが海水と接触すると急冷・固結し、後続の溶岩は固結した部分を選んで入水するが、そこでも海水との接触部が固結するため、海との間に障壁を作りながら海岸線にそって流下する。溶岩ローブの拡大が停止した後、溶岩ローブの膨張が表面クラストの張力の限界に達すると表面クラストが破れ、溶岩ローブ内部の未固結溶岩の大規模な排出が起こり、新たなローブが形成し、古いローブに沿って海側を流下する。

Kalapana 地区 Kaimu 湾の平均溶岩供給率は他の Pu'u 'O'o-Kupaianaha 噴火の溶岩噴火における値と調和的である。よって、Kaimu 湾において海岸線に平行にメインローブが流下しながら湾を埋め立てた成長過程は、主に湾内の遠浅な地形に規制されて形成したといえる。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、静岡大学理学部卒業生の堀田史子さん、千野裕之さんには現地調査・試料採取の際にお世話になった。静岡大学理学部技官の森 英樹さんには薄片製作の際にお世話になった。東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻の小澤一仁博士はポイントカウンターの借用を快諾して下さい、モード組成を測定することができた。東北大学東北アジア研究センターの嶋野岳人博士には粗稿の構成についての確なご指摘を頂いた。伊藤順一編集担当委員、査読者の鹿野和彦博士、山岸宏光博士には細部に渡り査読して頂き、論文を大きく改善させることができた。以上の方々には心から感謝申し上げます。

引用文献

- Anderson, S. W. and Fink, J. H. (1992) Crease structures: indicators of emplacement rates and surface stress regimes of lava flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **104**, 615–625.
- Fink, J. H. and Griffiths, R. W. (1992) A laboratory analog study of the surface morphology of lava flows extruded from point and line sources. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **54**, 19–32.

- Gregg, T. K. and Fink, J. H. (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology*, **23**, 73–76.
- Heliker and Mattox (2003) The first two decades of the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption: Chronology and Selected Bibliography. In *The Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: the first 20 years* (Heliker, C., Swanson, D.A., and Takahashi, T.J. eds.), *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1676**, 1–28
- Helz, R. T. and Thornber, C. R. (1987) Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, **49**, 651–668.
- 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.
- Kauahikaua, J. P., Mangan, M., Heliker, C. C. and Mattox, T. (1996) A quantitative look at the demise of basaltic vent: the death of Kuapainaha, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, **57**, 641–648.
- Kauahikaua, J., Cashman, K. V., Mattox, T. N., Heliker, C. C., Hon, K., Mangan, M. T. and Thornber, C. R. (1998) Observations on basaltic lava streams in tubes from Kilauea Volcano, island of Hawaii. *J. Geophys. Res.*, **103**, 27, 303–27, 323.
- 久野 久 (1968) 水中自破碎溶岩. *火山*, **13**, 123–130.
- Mangan, M. T., Heliker, C. C., Mattox, T. N., Kauahikaua, J. P. and Helz, R. T. (1995) Episode 49 of the Pu'u 'O'o-Kupaianaha eruption of Kilauea volcano - breakdown of a steady-state eruptive era. *Bull. Volcanol.*, **57**, 127–135.
- Mattox, T. N., Heliker, C., Kauahikaua, J. and Hon, K. (1993) Emplacement of the Kalapana flow field, Kilauea volcano, Hawaii. *Bull. Volcanol.*, **55**, 407–413.
- Moore, J. G., Phillips, R. L., Grigg, R. W., Peterson, D. W. and Swanson, D. A. (1973) Flow of lava into the sea, 1969–1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**, 537–546.
- 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.
- Ulrich, G. E., Wolfe, E. W., Heliker, C. C. and Neal, C. A. (1987) Pu'u O'o IV: evolution of plumbing system. In *University of Hawaii, Hawaii Institute of Geophysical, Proc. Hawaii Symposium on How Volcanoes Work*, 259.
- Umino, S., Lipman, P. W. and Obata, S. (2000) Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV KAIKO dives of Hawaii. *Geology*, **28**, 502–506.
- Umino, S., Obata, S., Lipman, P., Smith, J. R., Shibata, T., Naka, J. and Trusdell, F. (2002) Emplacement and inflation structures of submarine and subaerial pahoehoe lavas from Hawaii. In *Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives, AGU Monograph* (Takahashi, E. et al., eds.), **128**, 85–101.
- Walker, G. P. L. (1991) Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli, “lava-rise pits”, and “lava-inflation clefts” in Hawaii. *Bull. Volcanol.*, **53**, 546–558.
- Wolfe, E. W., Neal, C. A., Banks, N. G. and Duggan T. J. (1988) Geological observations and chronology of eruptive events. In *The Pu'u O'o eruption of Kilauea Volcano, Hawaii: episodes 1 through 20, January 3, 1983, through June 8, 1984* (Wolfe, E. W. ed.), *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **1463**, 1–97.
- 山岸宏光 (1994) 板状溶岩とマンブ溶岩. 水中火山岩, 120–125, 北海道大学図書刊行会, 札幌.

(編集担当 伊藤順一)