

## 伊豆大島 1986 年噴火における光環現象

横尾亮彦\*・市原美恵\*\* \*\*\*・谷口宏充\*\*

(2003年2月28日受付, 2004年8月1日受理)

## Flashing Arc on Izu-Oshima 1986 Eruption

Akihiko YOKOO\*, Mie ICHIHARA\*\* \*\*\* and Hiromitsu TANIGUCHI\*\*

Izu-Oshima volcano, one of the most active volcanoes in Japan, started a series of eruptions on Nov. 15, 1986. One of the characters of the eruptions is the small-scale explosions with flashing arcs, which were the visualized shock waves as a phase change of H<sub>2</sub>O in the air, occurred at the summit lava-lake. The flashing arcs, seen on the movie, show several characteristics; 1) they spread and propagate semi-spherically, and 2) the launching of semi-spherical ballistics follows the flashing arcs. Analysis of the movie indicates that the velocities of flashing arcs were 300–440 m/s and their sources were located almost on the surface of the lava-lake. We paid attention to the ballistics in the light of scaling laws, which were established from field explosion experiments, so that we were able to estimate explosion energy as about  $8 \times 10^9$  J. Additionally, assuming that the flashing arcs were produced by an explosion, such as a bursting of pressurized-bubbles, we could get information of their condition, a relationship between inner-pressure and the size.

**Key words:** Izu-Oshima 1986 eruption, flashing arc, bubble bursting, explosion energy

## 1. はじめに

近年、火山爆発に伴って発生する圧力波の重要性が再び注目されはじめているが、火山爆発源近傍は危険であるため、火口から数 km 離れた比較的遠方で圧力波観測が行われる場合が多い (Johnson, 2003)。観測地点が遠くなればなるほど、火山爆発に伴って発生する大振幅の圧力波には複雑な非線形効果が作用するだけでなく、伝播経路や周囲大気の影響によって波形変化や減衰の影響が大きくなる。そのため、線形波 (音波) となった遠方での観測データだけでは、圧力波発生場、つまり火山爆発の発生を再現し、理解するには充分とはいえない。爆発源の物理的な情報や爆発のメカニズムを考える上では、爆発源近傍における圧力変動状況を知ることが特に重要となる。著者らはこのような観点から、特別な測器

を用いることなしに遠方から直接観察でき、かつ、圧力変動そのものを反映する、光環現象と呼ばれる現象に着目することにした。本論では、伊豆大島 1986 年噴火における光環現象の事例報告を行い、爆発発生源の状態量について簡単に考察する。

## 2. 光環現象

光環現象 (flashing arc) という言葉は、火口から放出された弧状の明るい光が大気中に向かって半球状に伝播し、やがて消滅する現象に対して用いられてきた。古くは 1906 年に Vesuvius 火山で観察されたのが始まりである (Perret, 1912)。その後は 1909 年 Teneriffe 火山, 1910 年 Etna 火山 (ともに Perret, 1912), 1957–58 年 Capelinhos 火山 (Machado *et al.*, 1962; Richards *et al.*, 1963), 1954,

\* 〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉  
東北大学大学院理学研究科地学専攻  
Institute of Mineralogy, Petrology and Economic  
Geology, Graduate School of Science, Tohoku Uni-  
versity, Aramaki-Aza-Aoba, Aoba-ku, Sendai 980-  
8578, Japan.

\*\* 〒980-8576 仙台市青葉区川内  
東北大学東北アジア研究センター  
Center for Northeast Asian Studies, Tohoku Univer-

sity, Kawauchi, Aoba-ku, Sendai 980-8576, 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海半球研究センター  
Present address: Earthquake Research Institute, Uni-  
versity of Tokyo, 1-1-1, Yayoi, Bunkyo-ku, Tokyo  
113-0032, Japan.  
Corresponding Author: Akihiko Yokoo  
E-mail: yokoo@cneas.tohoku.ac.jp

1974, 1976年のNgauruhoe火山の各噴火 (Gregg, 1956; Nairn, 1976; Nairn *et al.*, 1976) や1982年桜島 (Ishihara, 1985), 1986年伊豆大島三原山 (例えば気象庁, 1988), 1989年阿蘇山 (横尾・谷口, 2004) などといったいくつかの火山噴火において発生したことが報告されているが、光環現象の本質的な理解や応用は、現在でもあまり進んでいないといえる。

光環の正体は、火山爆発による大気屈折率変化が可視化されたものである、という考え方があり (Perret, 1912; Glass, 1987), 1950年代までに報告されたものはほとんどがこのタイプのものであったと想像されている。しかし、1970年代以後、Ngauruhoe火山や桜島等で観察されたものは、爆発によって生じた圧力変動のために大気中の水相変化が誘引され、雲の形成や消滅として認識されたものである (Nairn, 1976; Ishihara, 1985)。英語表記の場合、後者の現象に対しては“flashing arc”という語は用いられておらず、“visible shock wave”と記されている場合が多い。しかし、我が国ではこれに相当する適当な語がないために、火山爆発に伴って発現する数秒以内のオーダーの瞬間的な雲形成・消滅も含めて、広義に光環現象という語が用いられているのが現状であり、本論でもこれにならう。

観測事例数の少なさに由来してか、光環現象 (もしくは、それに付随する現象) を解析した研究例はごくわずかしかな存在しない。Machado *et al.* (1962) 及び Richards *et al.* (1963) はCapelinhos火山で1958年に光環現象が発生したときの爆発音を解析し、音圧レベルの卓越する周波数や、爆発音の継続時間を提示している。また、光環の伝播速度はNairn (1976) やIshihara (1985) によって、8 mm映像やTV映像を用いて算出されており、さらに彼らは次元衝撃波管モデルを用いて圧力溜りの過剰圧推定を行っている。

### 3. 伊豆大島1986年噴火における光環現象

#### 3-1 光環現象の放映画像

伊豆大島のほぼ中央部、カルデラ内に位置する三原山 (Fig. 1-A) は、前回の噴火から12年ぶりとなる1986年11月15日夕刻に噴火活動を開始した。噴火開始当初は、連続的な溶岩噴泉活動を主とした活動を行い、山頂火口を埋めるように直径1 kmほどの溶岩湖を形成した。11月19日午前中には噴出を続けた溶岩が内輪山を越えカルデラ床に溢流し始めた。噴火活動は11月19日夜半から散発的な爆発発生に移行し始め (川辺, 1998), 21日午前中からは光環現象の発生を伴う小爆発が確認されるようになった (早川, 1987; 千葉, 1988; 気象庁, 1987, 1988)。気象庁 (1988) によれば、光環現象の発生時刻は

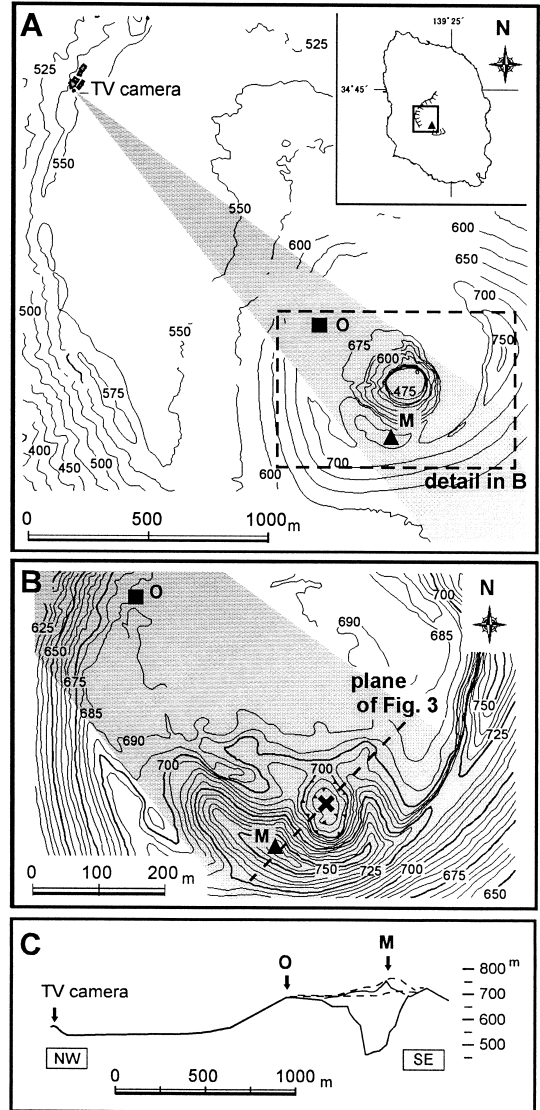


Fig. 1. A: Map showing the location of the TV camera, Observatory (O), and Miharayama (M) at Izu-Oshima, with 25 m contour. The original map was made in August 1992 by GSI. The gray zone indicates the range of the screen width. B: The topography around Miharayama (the bottom square area in Fig. 1-A) on November 28, 1986, is shown with 5 m contours. C: A schematic cross section of the plane including the TV camera, Observatory (O), and Miharayama (M). The solid and broken lines show the topography before 1986 eruption (September, 1981) and during the eruption (November, 1986), respectively.

11月21日10時00分, 12時14分, 12時17分, 14時40分, 11月23日09時43分の5度である. このうち, 11月21日14時40分に発生した光環現象の様子が, 日本放送協会(以下NHKと記す)によって御神火茶屋の展望台から撮影され, 同日夜の特別番組「ニュースセンター特集」で20時30分過ぎに放映された(Fig. 2). 先に記したように, 光環の発生には大気屈折率変化と雲の形成・消滅の二つの考え方があがるが, NHK映像から判断する限り, 伊豆大島における光環現象は後者のものであると考えられる.

放映された光環現象は7例あり, ここでは放映順にFA1(Flashing Arc 1), FA2, …, FA7と呼ぶ. いずれの場合でも, 光環は半球状に拡大, 伝播し, 光環が完全に消滅する前の段階で画面から外れてしまう. しかし, 光環現象が画面上に現れてから画面から外れるまでに要する時間は0.43–1.03秒(13–33フレーム分)であり, 光環現象は少なくともこれ以上の継続時間を有する現象であったことが分かる. 光環の発生と同時に, もしくは直後に溶岩片が半球状に飛散する様子が画面上に現れ(Fig. 2-I), これらの溶岩片の飛散については, FAに対応した数字をあてがいB1(Ballistics 1), B2, …, B7と呼ぶ. 映像上における溶岩片の色は黒色から灰色であり, これらは溶岩湖表面を覆っていた固結, ないしは半固結した溶岩と考えられる.

### 3-2 映像のスケール決定

映像解析を行うのに際して, 画面のスケールを決定しておくことは不可欠である. そこで, まず, 噴火現況図(1986年11月28日国土地理院作成)やこれまでの公表論文等を含めたその他資料などから, 光環現象を引き起こした小爆発の発生位置を推定した. 画面中央に映っている建造物は展望台(標高685m地点), 右後方の地形的ピークは三原山内輪山縁に対応すると考えられる(Fig. 2). 11月21日当時の正確な活動中心が不明であり, 映像が一方だけのものでしかないという制約があるが, 映像画面上において展望台のすぐ右側から光環が発生している事実を考え, ここでは単純にA火口中央部(Fig. 1-B: ×印)で光環を発生させる小爆発が生じたものと想定した(撮影位置からの距離1,930m). これに, LA溶岩流が外輪山カルデラ床へ流出中も溶岩湖表面の高さの変化はなかったこと(平均690m, 但し火口側へ高くなる: 遠藤・他, 1988)や噴火現況図などを併せて考えれば, 光環発生時の当該地点における溶岩湖表面の標高は700m程度と推定される(Fig. 1-C).

以上から見積もられる画面上のスケールをFig. 2に示している. これから読み取ると, 飛散する溶岩片(Fig. 2-I)の到達高度は最高で120mほどであり, また, 水平

距離にして150m以上飛散していることになる. 光環が発生するのは稜線よりも低い地点であることが確認できることから, 雲の形成が始まるところは爆発発生中心から50m程度, あるいはそれ以内と考えられる.

### 3-3 映像解析

光環現象や噴石飛散は, 本来ならば三次元的なものであるとして取り扱う必要があるが, 本論では光環現象発生中心(Fig. 1-B: ×印)を含み視線方向に直交した平面に投影

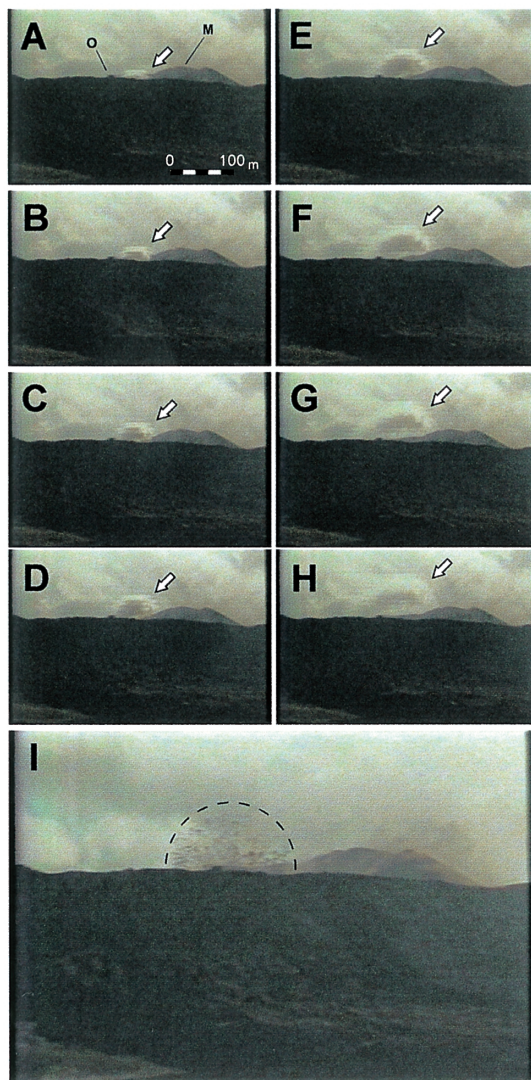


Fig. 2. Snapshots of a flashing arc (FA7: A-H, white arrows) and ballistics (B7: I, broken line) on November 21, 1986, captured from a NHK special TV program. Each time interval between the sequential images (A-H) is 1/30 sec. M and O denote same meaning in Fig. 1.



して二次元の運動とみなして解析した。解析に用いた映像の時間分解能は30分の1秒である。

### 3-3-1 光環現象

光環の外縁が不明瞭であったFA3を除くFA1-FA7までの6例について、光環をもたらした爆発源の位置と外縁部分の伝播速度を見積もった。解析は、各時刻における光環の外縁部分を同一中心の円弧の一部としてみなし、さらに、円弧の半径が等速度で拡大していくと仮定して、中心座標及び半径の拡大速度を最小二乗法により求めた。求められた中心座標及び拡大速度が、それぞれ、爆発発生位置と外縁部分の伝播速度に対応する。計算の結果得られる伝播速度は、それぞれ380 m/s (FA1), 440 m/s (FA2), 300 m/s (FA4), 340 m/s (FA5), 420 m/s (FA6), 350 m/s (FA7) 程度となる。しかし、各現象間での伝播速度のばらつきは最大で140 m/s程度の幅があり、計算上現れる誤差(10 m/s以内)をはるかに超える。現在のところ、これは発生源の状態量の違いを反映したものと考えているが、詳細は不明である。いずれにしても、1例を除き、当時の伊豆大島上空の大気音速(338 m/s)以上の速度で伝播している。一方、爆発発生位置はFig. 3中の○印で示した位置になり、標高680-720 m地点付近に集中する。前述のように溶岩湖表面の標高は約700 mほどと推定されることから、光環現象の発生は溶岩湖表面近傍での爆発に由来することが分かる。

### 3-3-2 噴石飛散

噴石(溶岩片)に対しては、その運動の軌跡から噴出源とその時刻の推定を行った。ただし、簡単のために風の影響や大気の抵抗は無視している。解析に用いた溶岩片の飛散映像は各飛散物が比較的明瞭に観察できるB2

(10個), B4(11個), B5(14個)の3例である。軌跡のトレースはそれぞれ1.33秒間, 1.03秒間, 0.83秒間(40, 31, 25フレーム分)にわたって行った。ある同一時刻に、すべての溶岩片が同一点を通るように飛散の軌跡を放物線で近似すると、この同一点はFig. 3中の□印で示す部分になる。B2, B4, B5の各噴石がこの点に収束する時刻は光環現象発生よりも、それぞれ0.61, 0.42, 0.22秒ほど早い。ただし、FA4, FA5の発生時刻におけるB4, B5の各噴石の位置は、FA4, FA5を引き起こした爆発源(Fig. 3中の○印)とほとんど同じになることから、これらの事象では爆発発生に伴って溶岩片の噴出が起きたものと考えられるだろう。ただし、FA2とB2の収束点の位置のずれは大きく、光環現象発生につながる爆発が噴石飛散の起源として考えるのは難しいかもしれない。

## 4. 爆発源の状態量推定

伊豆大島1986年噴火では、溶融した溶岩湖表面において、大気泡がはじけてマグマのしぶきを飛ばすタイプの爆発が11月18-20日の段階で観察されている(早川, 1987; 遠藤・他, 1988)。また、千葉(1988)によれば21日午前にも溶融状態の溶岩片を飛散させるような“gas bubble bursting”が発生している。そこで、映像解析を行った21日午後発生した光環現象も大気泡破裂型の爆発によるものと想定して、以下、爆発源(気泡)の状態量に関する考察を簡単に行った。

光環現象発生時に見られた溶岩片が半球状に飛散する様子(Fig. 2-I)は、地表におけるダイナマイトを用いた爆発や、有珠2000年噴火における花火型爆発での噴石の飛散の様子(横尾・他, 2002; Yokoo *et al.*, 2002)に酷似しており、爆発のエネルギー量に対して相対的に非常に浅い位置で爆発が発生したことを示唆する。映像解析から見積もられた爆発源や噴石の噴出源(Fig. 3)からも、ほぼ溶岩湖表面で気泡破裂が起きたことが推定される。そこで、映像から読み取った噴石の到達高度や飛散距離を、野外爆発実験から得られる相似則に照らし合わせて爆発エネルギー量を推算してみた。噴石飛散状況の類似性から、伊豆大島の爆発も有珠2000年噴火と同程度のスケール化深度( $\sim 0.0005 \text{ m/J}^{1/3}$ )であったと仮定できる。このとき、Ohba *et al.* (2002)の経験式から、噴石の到達するスケール化高度は $0.06 \text{ m/J}^{1/3}$ と求められる。この値と実際の到達高度(120 m)を用いることで、爆発エネルギー量は $8 \times 10^9 \text{ J}$ と推算される。さらに、このエネルギー量を用いて、150 m以上という噴石飛散距離に対応するスケール化距離を計算すると $0.1 \text{ m/J}^{1/3}$ 以上となり、飛散距離と爆発源スケール化深度との間に

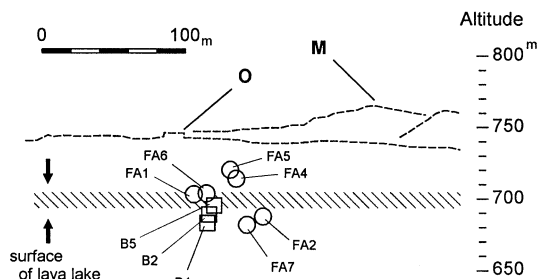


Fig. 3. The source regions of the flashing arcs (circles) and ballistic fragments (cubes) determined by analysis of the movie (errors are smaller than the size of symbols). They are projected onto the plane passing through the crater center in Fig. 1-B. The part with the oblique lines shows the surface of the lava-lake. M and O denote same meaning in Fig. 1.

成り立つ相似則 (谷口・他, 2000) と特に矛盾しない。

では, この  $8 \times 10^9 \text{ J}$  のエネルギーを有する気泡とはどのくらいのサイズ, 圧力が想定されるのであろうか? Kinney and Graham (1985) によれば, 体積が  $V [\text{m}^3]$  で内圧が  $P_H [\text{Pa}]$  の気泡が爆発する時のエネルギー  $E [\text{J}]$  は, 周囲圧力  $P_L [\text{Pa}]$ , 気泡に含まれる気体の比熱比  $\gamma$  を用いて次の式で表される。

$$E = \frac{P_H V}{\gamma - 1} \left[ 1 - \left( \frac{P_L}{P_H} \right)^{(\gamma - 1)/\gamma} \right] \quad (1)$$

ここで, 破裂する気泡を半径  $r [\text{m}]$  の球体と仮定することで, 噴石の飛散状況に見合うエネルギー量 ( $8 \times 10^9 \text{ J}$ ) を獲得するための気泡半径と気泡内圧の関係が求まる (但し,  $P_L$  及び  $\gamma$  には, 当時の大島の標高 700 m 地点における気圧  $9.4 \times 10^4 \text{ Pa}$  と水蒸気の比熱比 1.33 を用いる)。つまり, 気泡の内圧がサイズのいずれかを, 何らかの方法で推定することができれば, 他方の情報も求まることになる。

今, 破裂気泡の内圧が, Stromboli 火山などで見積もられているような, 溶融溶岩における破裂気泡の内圧と同等であったとすれば ( $1.1 \times 10^5 - 6 \times 10^5 \text{ Pa}$ : Vergnolle and Brandeis, 1996), その半径は 15–60 m という値になり, 伊豆大島の火道半径 (4.7 m: Kazahaya *et al.*, 1994) に比べて非常に大きい値を示す。特に, 噴石の色からは当時の溶岩湖表面はある程度固結していたと想像されるため, 上記のように溶融溶岩中の気泡内圧を用いることは好ましくないと考えられる。そこで, 周囲溶岩の引張力 ( $7.5 \times 10^5 - 25 \times 10^5 \text{ Pa}$ : Romano *et al.*, 1996) を超えたときに気泡破裂が起きる, という仮定の下で気泡半径を計算してみると, その値はおおよそ 8–13 m となり, 前者に比べてより現実味を帯びる。

## 5. ま と め

伊豆大島 1986 年噴火では, 11 月 21 日 14 時 40 分から連続的に発生した光環現象について解析し, 光環現象は 300–440 m/s の伝播速度を持ち, 発生源としては溶岩湖表面近傍が推定された。光環現象の発生が高圧気泡の破裂によるものと仮定した場合, 噴石飛散の状況を野外爆発実験のスケーリング則からエネルギー量を  $8 \times 10^9 \text{ J}$  と見積もることができる。さらに, 気泡の内圧が溶岩の引張力を超えたときに気泡破裂が起きるとすることで, 破裂時の気泡サイズが半径 8–13 m ほどであったと試算することができた。

## 謝 辞

本研究を行うに際し, 東北大学の宮本 毅氏には有益

なご助言をいただいた。日本放送協会には放映画像の使用を快諾していただいた。また, 編集委員の後藤章夫氏, 2 名の匿名差読者からの建設的なご意見は本稿を改善する上で大変役に立った。以上の方々に対して, ここに記して感謝します。

## 引用文献

- 千葉達郎 (1988) 伊豆大島 1986 年噴火の経緯と溶岩流。日大文理学部紀要, **23**, 49–66。
- 遠藤邦彦・千葉達郎・谷口英嗣・住田まり・太田川茂樹・宮原智哉・宇野リベカ・宮地直道 (1988) テフクロノロジーの手法に基づく 1986–1987 年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴。火山, **33** 特集号, S32–S51。
- Glass, I. I. (1987) ショックウェーブ (高山和喜訳)。丸善, 9–73。
- Gregg, D. R. (1956) Eruption at Ngauruhoe 1954–1955. *N. Z. Jl. Sci. Technol.*, **B37**, 675–688。
- 早川由紀夫 (1987) 伊豆大島 1986 年噴火の噴出量と噴出率。月刊地球, **9**, 366–371。
- Ishihara, K. (1985) Dynamic analysis of volcanic explosion. *J. Geodyn.*, **3**, 327–349。
- Johnson, J. B. (2003) Generation and propagation of infrasonic airwaves from volcanic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **121**, 1–14。
- 川辺禎久 (1998) 伊豆大島火山地質図。火山地質図 10, 地質調査所。
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (1994) Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit. *Bull. Volcanol.*, **56**, 207–216。
- Kinney, G. F. and Graham, K. J. (1985) *Explosive shocks in air*. Springer—Verlag, 18–34。
- 気象庁 (1987) 火山報告 昭和 61 年 10–12 月。 **26-4**, 85 p。
- 気象庁 (1988) 火山報告 昭和 62 年 1–3 月。 **27-1**, 119 p。
- Machado, F., Parsons, W. H., Richards, A. F. and Mulford, J. (1962) Capelinhos eruption of Fayal volcano, Azores, 1957–1958. *J. Geophys. Res.*, **67**, 3519–3529。
- Nairn, I. A. (1976) Atmospheric shock waves and condensation clouds from Ngauruhoe explosive eruption. *Nature*, **259**, 190–192。
- Nairn, I. A., Hewson, C. A. Y., Latter, J. H. and Wood, C. P. (1976) Pyroclastic eruptions of Ngauruhoe Volcano, central north island, New Zealand, 1974 January and March. In *Volcanism in Australia* (Johnson, W. R. ed.), 385–405。
- Ohba, T., Taniguchi, H., Oshima, H., Yoshida, M. and Goto, A. (2002) Effect of explosion energy and depth on the nature of explosion cloud—A field experimental study. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **115**, 33–42。
- Perret, A. F. (1912) The flashing arcs: A volcanic phenomenon. *Am J. Sci.*, **4**, 329–333。
- Richards, A. F., Hersey, J. B. and McGuinness, W. T. (1963) Acoustic studies at Capelinhos Volcano, Azores.

- Mem. Serv. Geolo. Portugal*, **9**, 27–33.
- Romano, C., Mungall, J. E., Sharp, T. and Dingwell, D. B. (1996) Tensile strengths of hydrous vesicular glasses: An experimental study. *Am. Mineral.*, **81**, 1148–1154.
- 谷口宏充・他 18 名 (2000) 火山爆発計測プロジェクト '99. 1999 年野外爆発実験成果報告書, 39 p.
- Vergnolle, S. and Brandeis, G. (1996) Strombolian explosions 1. A large bubble breaking at the surface of a lava column as a source of sound. *J. Geophys. Res.*, **101**, 20,433–20,447.
- 横尾亮彦・谷口宏充 (2004) Propagation of weak pressure waves within the ash-laden plume on Aso 1989 eruption. 地球惑星科学関連学会 2004 年合同大会, V055–P030.
- 横尾亮彦・谷口宏充・大島宏充・後藤章夫・宮本 毅・大場 司・火山爆発研究グループ (2002) 野外爆発実験から見た有珠 2000 年噴火. *火山*, **47**, 243–253.
- Yokoo, A., Taniguchi, H., Goto, A. and Oshima, H. (2002) Energy and depth of Usu 2000 phreatic explosions. *Geophys. Res. Lett.*, **29** (24), 2195, doi: 10.1029/2002GL015928.

(編集担当 後藤章夫)