

有珠山 1977年噴火にともなう熱活動

松島 喜雄¹⁾

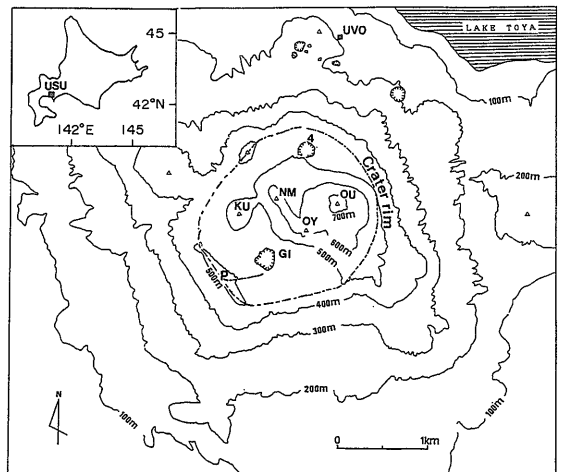
1. はじめに

活動的な火山では、水蒸気を主体とした噴気現象や地中温度異常等の熱活動が見られる。この活動は、多くの場合、マグマを熱源としている。特に、噴火に前後して地下浅部に貫入するマグマに起因した熱活動は、短期的な変動を示すことが予想される。その変動の推移を、系統的かつ定量的に捉えられれば、先に貫入したマグマの状態を考察する際の有効なデータとなる。このような観点から、筆者はマグマが貫入したことが明らかである有珠山1977年噴火を対象とし、その前後の熱活動の推移を追跡してきた。本報告では、放熱量の時間推移の特徴を明らかにするとともに、貫入マグマの大きさを推定した結果を示す。

2. 有珠山 1977年噴火の概要

有珠山は北海道南西部に位置する成層火山である。有珠山の噴火は、粘性の高いデイサイトマグマによる円頂丘形成で特徴づけられる。直径約1.8 kmの山頂火口原には、それぞれ、1853年、1663年に形成された大有珠、小有珠の溶岩円頂丘が存在する(第1図)。また、山腹には1943-45年に形成された溶岩円頂丘(昭和新山)と1910年に形成された潜在円頂丘(四十三山)などが存在する。1977年に始まる噴火は山頂火口原内でおこった(例えば、Katsui et al., 1978; Niida et al., 1980; Yokoyama et al., 1981)。この噴火によって形成された火口を第2図に示す。1977年8月7日から14日の期間に生じた、1~4火口からの噴火は、噴煙の高度が1万メートルに達する大噴火で、放出物質は新たに貫入したマグマに由来する本質物質であった。その後、噴火形態は水蒸気爆発に移行するが、1978年

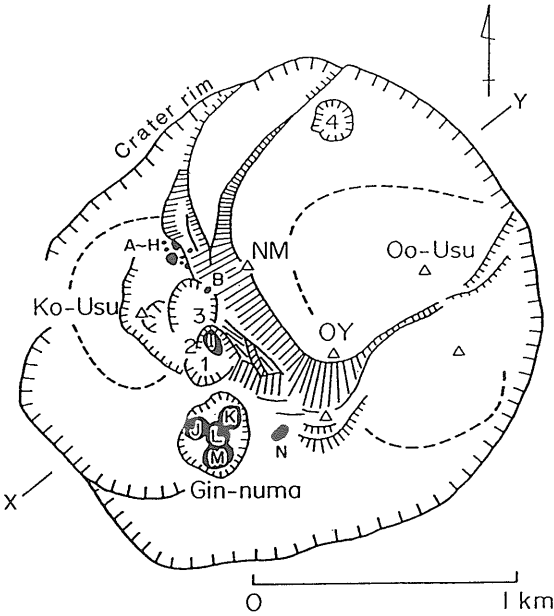
6月以降のI~N火口からの噴火は放出物質中に何割かの本質物質を含むマグマ水蒸気爆発であった。このうち、I火口からは噴火後十数年を経過した現在でも500°C以上の過熱蒸気を放出し、活発な噴気活動がみられる。一連の噴火活動にともない顕著な地殻変動が生じた。第2図斜線部に示すU字型の断層を境に北東側は比高差約180 mまで隆起し、潜在円頂丘(第2図における有珠新山(NM)、おがり山(OY))を形成した。Okada et al. (1981)は、新山、おがり山城の鉛直下方に延びる領域が地震の存在しない空白域になっていることを明らかにした(第3図)。また、森谷・岡田(1980)は人工地震波の観測から空白域が低速度になっていることを示した。高温の溶融体は脆性破壊せず、地震波速度が低下することから、この空白域にマグマが存在すると考えられている。



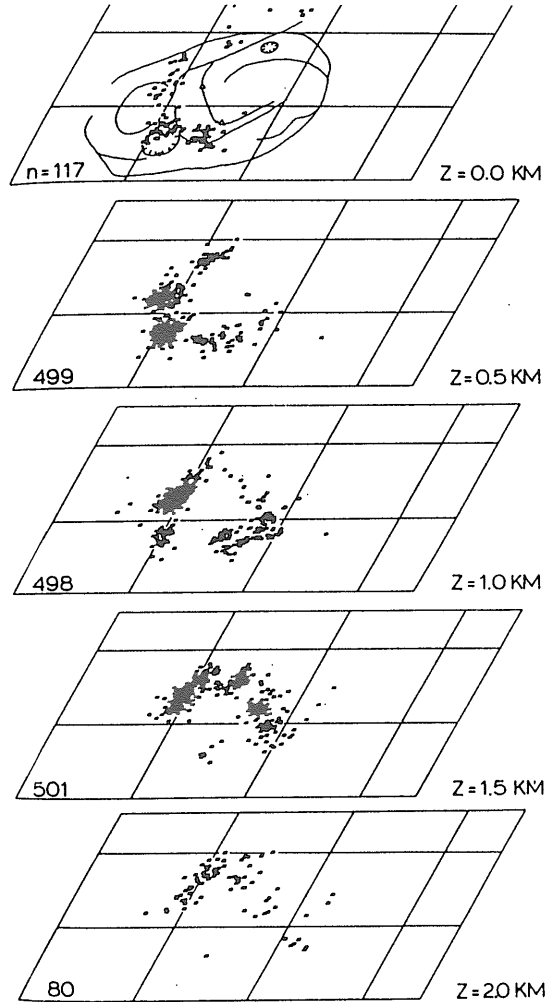
第1図 有珠山周辺の地形図。OU：大有珠，KU：小有珠，NM：有珠新山，OY：おがり山，GI：銀沼火口，4：第4火口，UVO：北海道大学理学部付属有珠火山観測所。

1) 地質調査所 地殻熱部

キーワード：火山活動，放熱量，貫入マグマ



第2図 山頂火口原内の噴火口、断層の分布(Yokoyama et al., 1981より). 図中の数字(1-4), アルファベット(A-N)は1977-78年噴火により形成された火口を示す. 銀沼火口はJ, K, L, Mの火口が複合して出来た. 斜線部は断層を示す. NM(有珠新山), OY(おがり山)は, 隆起運動により形成された潜在円頂丘を示す.



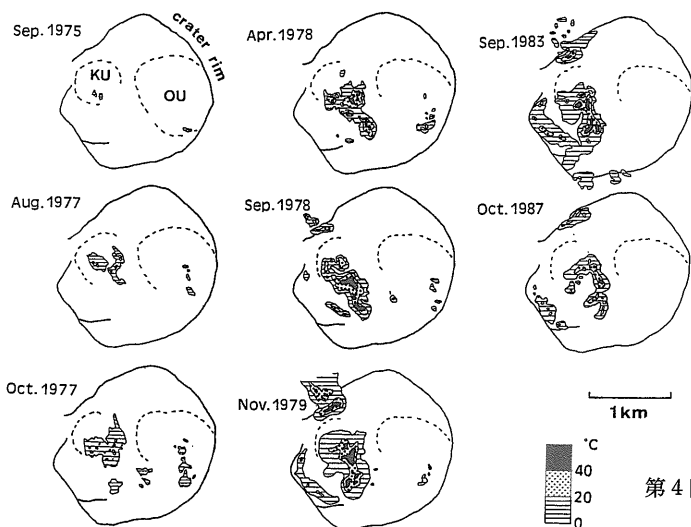
第3図 1977年10月から1978年1月の期間での震源分布の透視図(Okada et al., 1981より). Z=0.0 kmは海水準を表わす. 図中の数字は地震の数である.

3. 1977年噴火にともなう熱活動

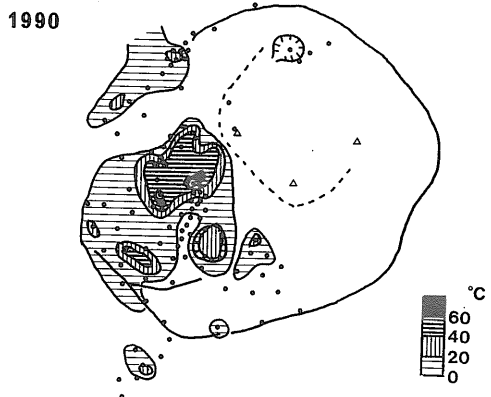
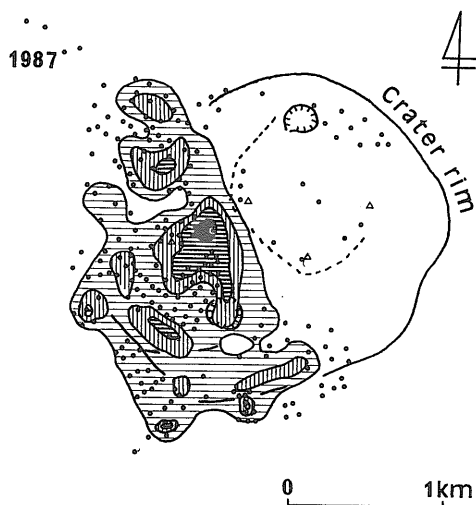
3.1 地表面温度分布

有珠山では, 噴火前の1975年, 噴火開始後の1977年, 1978年, 1979年, 1983年に合計7回空中赤外熱映像が得られている. この結果は数越(1980), Yokoyama et al. (1981)および東宮(1983)にまとめられている. その後の推移を追跡するために, 著者は1987年に赤外放射温度計を用い地上観測を行った. また, 1987年, 1990年に1 m 深地中温度測定を行った. 以上の結果から得られる地表面温度分布を第4図に, 地中温度分布を第5図に示す. いずれも基準温度からの差である温度異常として表現されている. 第4図に見られるように, 噴火以前の1975年には, 小有珠付近がわずかに高温となっている程度である. それに対し噴火開始後は, 形成された断層群や火口に沿って, 地表面温度

の高温部が急速に拡大していることがわかる. また, 1979年以降は南西外輪に局所的な高温部が存在するようになる. そして, 1980年以降になると, これらの高温域は縮小している. 第5図に見られる地中温度分布も地表面温度分布と同様な傾向を示す. ただし, 地中温度はよりわずかな異常を検出し得ることから, 異常域の全体的な広がり地表面温度分布に比べ大きくなっている. 温度異常の検出限界を考慮すると, 地中温度の約20°C以上の領域が, 地表面温度の異常域として検出されている. 以上述べた温度異常域では, 微弱な噴気上昇がみられ, い



第4図 火口原における地表面温度分布の時間推移



第5図 火口原における1m深地中温度分布. 図中の黒丸は測点である.

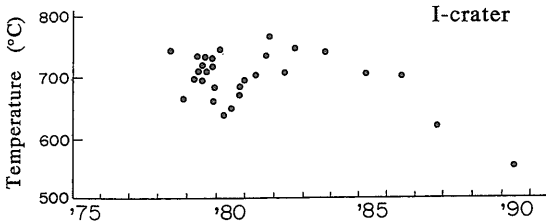
いわゆる噴気地(横山他, 1966 ; 江原・岡本, 1980)を形成している.

3.2 噴気温度の推移

地表面温度分布の最高温部に位置するI火口には, 噴火以降, 過熱蒸気が勢いよく上昇する噴気孔が存在している. 写真1に第1図P点で撮影された1987年における噴気の様子を示す. この噴気の最高温度の経年変化を第6図に示す. 噴火直後から1980年にかけては危険のためI火口に充分近付けなかったため, 噴気温度は実際より低く測定されている恐れがある. 1980年以降に注目すると, 温度は一様に低下しているものの1990年でも依然として500°C以上の高温であることがわかる.



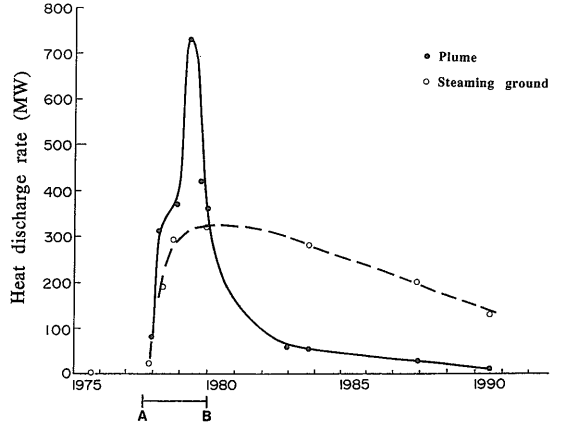
写真1 第1図のP点で撮影したI火口の噴気活動



第6図 I火口における噴気の最高温度の経年変化.

3.3 放熱量の経年変化

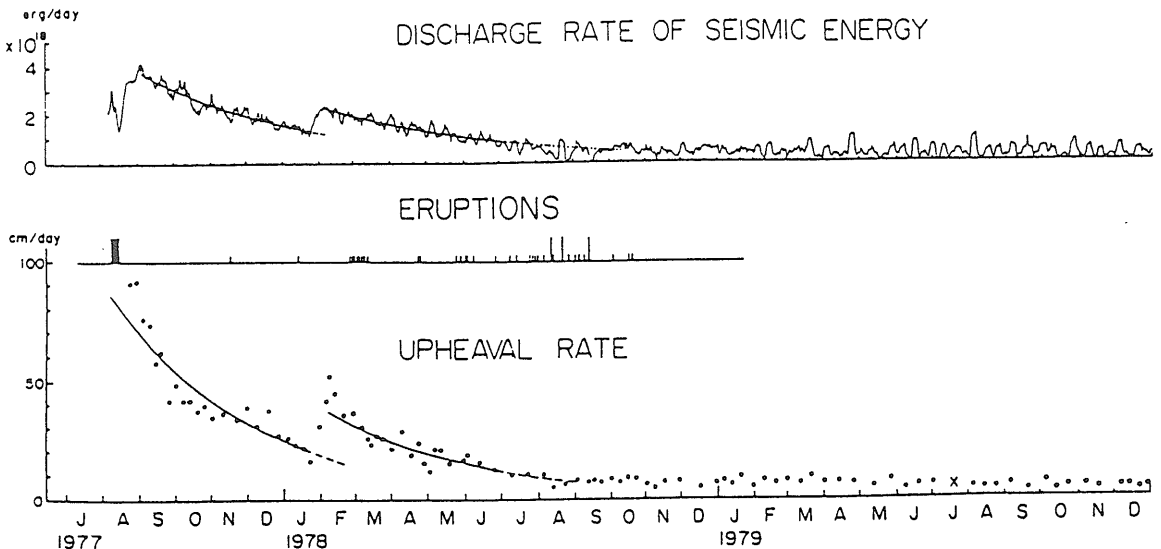
熱活動による放熱量を評価するにあたっては、噴気孔からの放熱と噴気地からの放熱に注目した。噴気孔からの放熱量は、鍵山(1978), 東宮(1983), 鍵山他(1984a)により Briggs (1969)の方法を用いて評価されている。筆者は同じ方法を用いて、1987年、1990年に放熱量を評価した。一方、噴気地からの放熱量は、江原・岡本(1980)の方法を用いて、先に述べた地表面温度と地中温度のデータを用いて評価した。噴火後から1990年に至るまでの放熱量の時間推移を示したのが第7図である。黒丸が噴気孔からの放熱量、白抜き丸が噴気地からの放熱量である。噴気孔からの放熱量も、噴気地からの放熱量も噴火開始後から増加し、約2年後の1979年に活動のピークを迎え、それぞれ730 MW, 320 MWとなる。その後噴気孔からの放熱量は急



第7図 放熱量の経年変化。放熱量の単位は MW(10⁶ J/sec)。黒丸は噴気孔からの放熱量、白抜き丸は噴気地からの放熱量を示す。

速に減少し1990年には11 MWとなるのに対し、噴気地からの放熱量は、緩やかに減少し1990年においても130 MWである。

第7図のA-Bの期間における、地震活動によるエネルギー放出率とおがり山の隆起率の時間推移(Yokoyama and Seino, 1979)を第8図に示す。両活動ともに噴火直後の活動が最も激しく、その後は大局的には指数関数的に減少し、1979年には低調な活動レベルになっている。おがり山の隆起率は噴火開始直後が最も大きかったので、熱源となるマグ



第8図 地震波によるエネルギー放出率(上段)とおがり山の隆起率(下段)の時間推移(Yokoyama and Seino, 1979より)。単位はそれぞれ erg/day, cm/day である。中段の縦棒は噴火の推移を表わし、棒の長さは噴火の規模を模式的に表現している。

マのほとんどは噴火の初期に貫入したとみなされる。これらの活動と比較すると、放熱量の時間推移(第7図)は約2年の遅れを持ってピークに達すること、活動が長期にわたり継続することが特徴的である。ピークの遅れは、熱源となるマグマが貫入した後、媒質における蒸気や熱水の対流系が発達するために、相応の時間が必要であったことを示している。また、ピークに達した後、放熱量が一様に減少するのは、熱源である貫入マグマが冷却していることを表わしている。ただし、地表での放熱量の時間推移には媒質での熱伝達過程が反映されている。噴気温度が高温なので、噴気孔からの放熱は、火道や断層等の断裂を上昇するマグマ付近の加熱蒸気によってもたらされているのであろう。一方、噴気地を形成している南西火口原は、自然電位や比抵抗の観測から推定される熱水の上昇域である(Matsushima et al., 1990)。蒸気の上昇に伴って、その周囲には熱水対流ゾーンが形成され、それによって噴気地からの放熱がもたらされていると考えられる。噴気地からの放熱が噴気孔からの放熱に比べ時間推移が緩やかなのは、多孔質媒質中の熱水の移動が、断裂の蒸気の移動に比べ緩慢であることによるのであろう。

4. 熱活動の規模と貫入マグマの大きさ

第7図の実線及び破線で示すように放熱量の観測値を内挿し時間について積分したところ、1977年から1990年の期間に放出された熱エネルギー量は 1.6×10^{17} J となる。他の活動により放出されたエネルギー量との比較を第1表に示す。この表には、1977年8月7日から14日の軽石噴火時に発生した高度1万メートルに達する噴煙柱の形成にもない放出された熱エネルギー量 (1.1×10^{17} J) と、噴火後から1980年までの地震活動及び地殻変動によって放出されたエネルギー量(それぞれ、 9.5×10^{13} J, 3.3×10^{15} J) が示されている。これらと比較すると、噴火後の熱活動によるエネルギー量は、噴煙柱により放出されたエネルギー量と等しく、地殻変動によるエネルギー量より2オーダー大きく、地震活動によるエネルギー量より3オーダー大きいことが分かる。噴火によって放出されるエネルギーは、この他に、噴出物の放出による運動エネルギー

第1表 1977年有珠山噴火にともなる活動によって放出されたエネルギー量

	期 間		エネルギー量(J)
熱活動	1977-1990	全体	1.6×10^{17}
		噴気孔	0.6×10^{17}
		噴気地	1.0×10^{17}
噴煙柱 ⁽¹⁾	1977(8/7-14)		1.1×10^{17}
地震 ⁽²⁾	1977-1980		9.5×10^{13}
地殻変動 ⁽²⁾	1977-1980		3.3×10^{15}

(¹)鍵山(1978), (²)横山・松島(1985)

一や位置エネルギー、1977年8月14日以降の噴火により放出されるエネルギーも考慮する必要がある。しかし、清野(1981)によれば、これらのエネルギー量は上記の噴煙柱によって放出されたエネルギー量より1桁以上小さい。従って、エネルギーの放出という観点からみれば、噴火後の熱活動の規模は噴火の規模と同等であると言える。熱活動によるエネルギー量の評価結果は、かなりの量のマグマが噴火後も残存したことを意味している。そこで、放熱量の観測結果を用いて熱源となった貫入マグマの体積を推定した。その際に、現在もまだ活動中であることを考慮して次に述べるような見積りを行なった。なお、この見積りの前提として、貫入したマグマは孤立しているとみなす。Yokoyama and Seino (1979)が指摘しているように、地震によるエネルギー放出率とおがり山の隆起率の時間推移は、大局的には指数関数的に減少し、エネルギー源であるマグマが孤立していることを示唆しているからである。

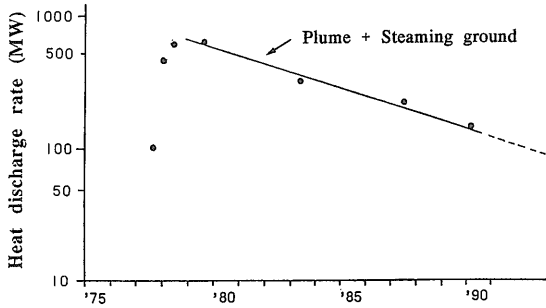
放熱形態の違いはあるが、両者を合わせたものの時間推移は1979年のピーク時以降指数関数的な減衰をしている(第9図)。その近似式は放熱量 Q_0 (MW)、時間 t (sec) として、

$$Q_0(t) = 1.1 \times 10^{14} \exp(-4.5 \times 10^{-9} t)$$

で表わされる。この指数関数を用いて1979年のピーク時から無限の時間まで放熱量を積分し得る。これに、噴火直後からピーク時までの放熱量を積分したものを加えて Q_T とすると、

$$Q_T = \int_{1777}^{1979} Q(t) dt + \int_{1779}^{\infty} Q_0(t) dt \\ = 2.8 \times 10^{17} \text{ (J)}$$

となる。この量は、マグマが完全に冷却するまでに



第9図 全体的な放熱量の時間推移。噴気孔からの放熱量と噴気地からの放熱量がほぼ同時に測定されている時期について、両者の和をとったものを黒丸で示す。縦軸はログスケールである。図中の実線は観測値を近似する指数関数を示す。

放出するであろうエネルギー量とみなすことができる。そこで、冷却による温度変化を ΔT 、マグマの比熱を C_p 、固化による潜熱を H 、マグマの密度を ρ 、マグマの体積 V として次式がなりたつ。

$$Q_T = (C_p \Delta T + H) \rho V$$

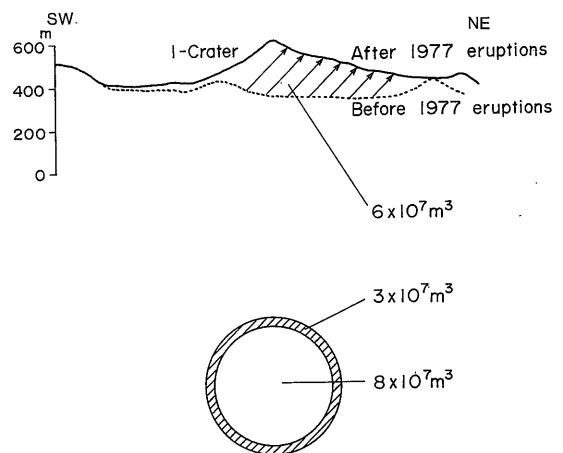
今回の噴火における貫入マグマの初期温度の測定はなされていない。ここでは、Matsuo (1961)により推定された昭和新冠溶岩ドームの内部温度を採用して $\Delta T = 1000^\circ\text{C}$ とする。また、マグマの比熱、密度、潜熱は、それぞれ $C_p = 1.045 \times 10^3 \text{ (J/kg}^\circ\text{C)}$ 、 $H = 4.18 \times 10^5 \text{ (J/kg)}$ 、 $\rho = 2.5 \times 10^3 \text{ (kg/m}^3\text{)}$ とした。以上の値を上式に代入すると、マグマの体積として $7.7 \times 10^7 \text{ (m}^3\text{)}$ の値が得られた。求められた体積をもつ球の断面を表現したのが第10図である。この図には、噴火時に噴出したマグマの体積と、隆起した山体の体積もあわせて示されている。隆起した山体の体積は、国土地理院による写真測量の結果(Yokoyama et al., 1981)とおがり山の隆起量から、プリズムの形状を仮定し求めた。その結果は $6.0 \times 10^7 \text{ (m}^3\text{)}$ となり、マグマの体積とほぼ等しい。よって今回のマグマの体積の推定結果は妥当であると言える。噴出したマグマの体積は、1977-78年噴火の噴出物の体積(Niida et al., 1980)と火山れき中の本質物質の割合(Niida et al., 1980)および降下火砕物の密度(鈴木, 1985)から推定される噴出した本質物質の質量を、マグマの密度で割り求めた。その結果、噴出したマグマの体積は $3.4 \times 10^7 \text{ (m}^3\text{)}$ と見積られる。このことから、初期に貫入したマグマの大きさは、噴火時に放出された体積に残存した貫入

マグマの体積を加えた $11.1 \times 10^7 \text{ (m}^3\text{)}$ となる。そして、初期に貫入したマグマのうち、約30%のマグマが噴火時に放出され、約70%のマグマが残存したことになる。以上に示した結果は、単純な方法による粗い見積りではあるが、有珠山貫入マグマの大きさを推定した唯一の例である。今後の火山活動の推移や、火山に内蔵する熱エネルギー量の評価を行う上で重要な基礎データを得ることができた。

5. 他の火山での熱活動の観測例

今回紹介したような、マグマの冷却ともなる放熱量の推移を捉えた例は少ない。噴火形態によって、地表で観測される熱活動も様相が異なるからである。次にいくつかの火山における噴火ともなる熱活動の観測例を紹介する。

秋田駒ヶ岳は、1970-71年に山頂カルデラ内の雌岳において溶岩流をともし噴火活動を行なった。地磁気および重力異常の解析から、マグマの貫入が明らかにされている(岡崎他, 1990)。この噴火ともない熱異常が噴火後山頂火口に現われた。狐崎・村岡(1979)、狐崎・菊池(1988)は山頂火口において地中温度測定を実施し、温度異常域の経年変化を捉えている。それによると、温度異常域は噴火後



第10図 マグマの大きさを示す模式図。推定されたマグマの体積($8 \times 10^7 \text{ m}^3$)と同じ大きさの球の断面、噴出したマグマの体積($3 \times 10^7 \text{ m}^3$)と同じ体積の球殻の断面(図の斜線部)、隆起した山体(その体積は $6 \times 10^7 \text{ m}^3$)の断面を示す。山体の断面は第2図のX-Y線に沿ったものである。

から徐々に拡大していき、8年後の1978年にピークに達し、その後は縮小し1987年にはほぼ噴火前の状態に戻っている。この間の放熱量は最も多い時で11 MWと見積られている。なお、噴気孔からの加熱蒸気による放熱は発達しなかった。一連の熱活動は、1970年噴火の際火口近くの浅部に貫入したマグマの冷却にともなう放熱であると解釈されている。そして、放熱量の見積から、噴出溶岩(1.7×10⁶ m³)とほぼ同量のマグマが貫入し、これが冷却したと見なされている。秋田駒ヶ岳の例は、噴火後残存したマグマを熱源とした活動が10年以上の期間にわたり継続した点で、有珠山の例と類似している。活動のピークが現われる時期や熱活動の規模が異なっているのは、マグマの大きさや、その冷却過程の違いを表わしているのであろう。

西ノ島新島は、1973-74年の海底噴火活動によって形成された。この噴火活動にともない諸々の熱学的調査が行なわれた(江原他, 1977a)。また、赤外熱映像で得られた地表面温度分布から放熱量の評価が行なわれている(関岡・湯原, 1976; 江原他, 1977b)。その結果、1973年には113 MWであったのが、1975年には13 MWに急減した。これは、海水の有効な浸透によりマグマが急激に冷却したためであると解釈されている。このように、西ノ島新島では、特殊な環境下であったために噴火後の熱活動が急速に終息している。

三宅島は、1983年10月に雄山南西山腹において割れ目噴火をした。この噴火にともない熱学的な調査が実施されている(鍵山他, 1984b)。噴火前から存在していた雄山の熱活動は噴火後から活発化し、2ヵ月後の12月には噴火前に比べ2倍の活動レベルに達した。11月の時点で放熱量は数 MWのオーダーであると報告されている。鍵山他によると、この活動の熱源は、一度上昇した後逆流する際に地下浅部に残されたマグマ、あるいは噴火時に加熱された山体である。三宅島の雄山における熱活動の特徴は、噴火時に上昇したマグマのほとんどが、その後逆流してしまうため、噴火後の熱活動の直接的な熱源とはなっていないことである。この点で有珠山の例とは対称的である。

十勝岳は1989年に山頂付近にある62火口から噴火した。この噴火に前後して熱的観測が行なわれている(大島他, 1985; 松島他, 1989; 秋田他

1991)。それによると、62火口周辺で、噴火の数年前から噴気活動や地中温度異常が現われていた。また、噴火した62火口では、1974年から噴気活動が再開しており、250 MW (Kagiyama, 1983), 130-200 MW (宮川他, 1985)の放熱量が観測されている。噴火期間中に放熱量は一時的に増加し、数1000 MWに達するが、噴火から4ヵ月後には既に噴火前のレベルに戻っている。十勝岳の特徴は、噴火の前兆現象として熱活動が現われていたことである。有珠山の場合とは異なり、既にマグマから地表への熱伝達がある程度発達した状況での噴火であった。従って、マグマの冷却を捉えるには、噴火を挟んだ非常に長いタイムスケールでの熱活動の推移を調べる必要がある。

以上に示したように、火山の噴火にともなう熱活動は様々である。その中で、今回紹介した有珠山は、噴火時に地下浅部へまとまった量のマグマが貫入し、その冷却による熱活動の推移が明瞭に観測された例として位置付けられる。

謝辞：本文は、筆者が北海道大学大学院在学中に行なった研究成果の一部をまとめたものである。研究を行なうに当たり、始終懇篤なご指導を賜りました北海道大学理学部地球物理学教室の中尾欣四郎教授、岡田広教授、西田泰典助教授、大島弘光氏、地震予知観測地域センターの笠原稔助教授、有珠火山観測所の岡田弘助教授に謹んで謝意を表します。観測に際し、御協力頂いた地球物理学教室の学生の皆様、有珠火山観測所のスタッフの皆様に謝意を表します。また、貴重な観測成果を残された方々に心より感謝いたします。

文 献

- 秋田藤夫・岡崎紀俊・村山泰司・大島弘光(1991)：十勝岳における地温変化と噴火活動について。北海道立地下資源調査所調査研究報告, 20, 27-57.
- Briggs, G. A. (1969) : Plume rise. AEC critical review series, USAEC report TID-25075.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂文子(1977a)：西ノ島新島の急速な冷却(その1)―観測結果―。火山, 第2集, 22, 75-84.
- 江原幸雄・湯原浩三・小坂文子(1977b)：西ノ島新島の急速な冷却(その2)―観測結果の解釈―。火山, 第2集, 22, 123-131.
- 江原幸雄・岡本 純(1980)：噴気地からの放熱量の推定。日本地球学会誌, 2, 13-27.
- 鍵山恒臣(1978)：火山からの噴気による熱エネルギーとH₂Oの放出量：Plume riseからの推定, 火山, 第2集, 23, 183-

- 197.
- Kagiya, T. (1983): Thermal activities of volcanoes in the Japan Arc—a nature and geological meanings. In *Arc Volcanism: Physics and Tectonics*, 13–27.
- 鍵山恒臣・宇平幸一・山本博二・辻浩・荒木卓次・長田昇・小山悦郎・竹田豊太郎・渡部暉彦(1984): 1983年三宅島噴火の熱的調査. 火山, 第2集, 29, 158–174.
- Katsui, Y., Oba, Y., Onuma, K., Suzuki, T., Kondo, Y., Watanabe, T., Niida, K., Uda, K., Hagiwara, S., Nagao, T., Nishikawa, J., Yamamoto, M., Ikeda, Y., Katagawa, H., Tsuchiya, N., Shirahase, M., Nemoto, S., Yokoyama, S., Soya, T., Fujita, T., Inaba, K. and Koide, K. (1978): Preliminary report of the 1977 eruption of Usu volcano. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 18, 385–408.
- 狐崎長琅・村岡淳(1979): 秋田駒ヶ岳火山における地温観測(1977–1978年)と放熱量の試算. 秋田大学鉱山学部地下資源研究施設報告, 45, 158–168.
- 狐崎長琅・菊池眞市(1988): 秋田駒ヶ岳火山における地温観測(1979–1987年)と1970年噴火後の地熱活動についての若干の考察. 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, 53, 57–68.
- Matsuo, S. (1961): On the chemical nature of fumarolic gases of volcano Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, 9, 80–100.
- 松島喜雄・岡崎紀俊・西田泰典・前田 亟・笠原 稔・田中和夫(1989): 十勝岳における1988年12月に始まる噴火前後の熱的状态. 1988年十勝岳火山噴火の推移, 発生機構及び社会への影響に関する調査研究, 文部省科学研究費突発災害調査研究成果(代表勝井義雄), 67–78.
- Matsushima, N., Michiwaki, M., Okazaki, N., Ichikawa, R., Takagi, A. and Nishida, Y. (1990): Self-potential studies in volcanic areas (2) —Usu, Hokkaido Komaga-take and Me-akan—. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, 8, 465–477.
- 宮川英隆・前川徳光・横山 泉(1985): 火口温度の隔測—十勝岳62-I火口の例—. 火山, 第2集, 30, 294.
- 森谷武男・岡田 弘(1980): 有珠山における爆破地震動の観測—マグマによる走時・伝播異常—. 火山, 第2集, 52, 63–74.
- Niida, K., Katsui, Y., Suzuki, T. and Kondo, Y. (1980): The 1977–1978 eruption of Usu volcano. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 19, 357–394.
- Okada, Hm., Watanabe, H., Yamasita, H. and Yokoyama, I. (1981): Seismological significance of the 1977–1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 311–334.
- 岡崎紀俊・田中和夫・三品正明(1990): 秋田駒ヶ岳・雌岳の構造. 火山, 第2集, 35, 375–388.
- 大島弘光・秋田藤夫・高見雅三(1985): 十勝岳火山活動観測記録—十勝岳62年火口壁の地温—. 北海道立地下資源調査所報告, 57, 113–129.
- 清野政明(1981): 1977年有珠山噴火に伴う地震活動. 北海道大学学位論文.
- 関岡 満・湯原浩三(1976): 1974年1月13日の時点における西ノ島新島から大気への放熱量の推測. 火山, 第2集, 21, 73–80.
- 数越達也(1980): 1977–1980年有珠火山活動の熱学的研究. 北海道大学理学部地球物理学科修士論文.
- 鈴木建夫(1985): 有珠山1977年降下火砕堆積物の渦動拡散モデルによる解析. 火山, 第2集, 30, 231–251.
- 東宮英文(1983): 有珠火山における熱異常の研究. 北海道大学理学部地球物理学科修士論文.
- 横山 泉・清野政明・本谷義信・飯塚 進・牧正・青田昌秋(1966): 鹿儿岛県下硫黄島の地球物理学的調査報告. 北海道大学地球物理学研究報告, 33–49.
- Yokoyama, I. and Seino, M. (1979): Prediction of development in the 1977–78 activities of Usu volcano with consideration for energy discharge. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, 6, 187–200.
- Yokoyama, I., Yamashita, H., Watanabe, H. and Okada, Hm. (1981): Geophysical characteristics of dacite volcanism —The 1977–1978 eruption of Usu volcano. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 335–358.
- 横山 泉・松島喜雄(1986): 1977–1982年有珠山活動にともなう体積変化と地震エネルギーの放出, 日本火山学会講演予稿集, 2, 3.

MATSUSHIMA Nobuo (1993): Geothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano.

<受付: 1992年12月22日>