HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	有珠火山2000年新山からの総放熱率
Author(s)	寺田, 暁彦; 鍵山, 恒臣; 松島, 喜雄 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 72, 139-157
Issue Date	2009-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.72.139
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/38150
Type	departmental bulletin paper
File Information	10_Terada.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

北海道大学地球物理学研究報告
Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan.
No.72, March 2009, pp.139-157

有珠火山 2000 年新山からの総放熱率

寺田　暁彦・鍵山　恒臣
京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター
松島　喜雄
産業技術総合研究所
吉川　　慎
京都大学大学院理学研究科附属地球熱学研究施設火山研究センター
吉川　章文・小山　　寛
気象庁札幌管区気象台技術部地震火山課
山﨑　伸行
気象庁仙台管区気象台技術部地震火山課
平松　秀行*
気象庁福岡管区気象台技術部地震火山課
大島　弘光
北海道大学大学院理学研究院附属地震火山研究観測センター

(2009 年 1 月 6 日受理)

Quantitative evaluation of heat discharge rates from the geothermal area formed during the 2000 eruption of Usu volcano, Japan

Akihiko Terada, Tsuneomi Kagiyama
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University
Nobuo Matsushima
Geological Survey of Japan, Advanced Industrial Science and Technology
Shin Yoshikawa
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University
Akihumi Yoshikawa, Hiroshi Koyama
Sapporo Distinct Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

* 現所属：気象庁鹿児島地方気象台観測予報課
* Present affiliation: Kagoshima Local Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency

Nobuyuki YAMAZAKI
Sendai Distinct Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency
Hideyuki HIRAMATSU*
Fukuoka Distinct Meteorological Observatory, Japan Meteorological Agency
and
Hiromitsu OSHIMA
Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received January 6, 2009)

We estimate heat-discharge rates for a geothermal area formed during the 2000 eruption of Usu volcano, Japan. Field observations carried out in September 2006 reveal that heat-discharge rates from fumaroles, areas of steaming grounds and crater lakes are 8, 9.2, and 2 MW, respectively. The total heat-discharge rate measured in September 2006 represents just 1% of the rate immediately following the eruption.

Integration of the heat-discharge rate from April 2000 to September 2006 yields an accumulated discharge of approximately 2.3×10^{16} J, equating to the cooling of 8×10^{6} m^3 of magma. This amount of magma corresponds to several percent of the total intruded magma volume estimated from analyses of ground deformation associated with the 2000 eruption.

Compared with the 1977 eruption, the 2000 eruption involved the discharge of large amounts of heat from fumaroles. Fumaroles that developed during the 2000 eruption showed a decline in activity in short time. Areas of steaming ground associated with the 2000 eruption showed more rapid growth compared with those of the 1977 eruption but discharged less heat. We suspect that differences in the hydrological environments of the two eruptions (e.g., permeability around the intruded magmas) led to contrasting patterns of propagation of the hydrothermal systems around the intruded magmas.

Ⅰ．はじめに

噴火終息から数年以上にわたり，噴火口周辺で地熱異常領域の拡大や，噴気活動の消長が見られることがある．これらは，貫入したマグマを熱源とする地下浅部熱水系の発展を反映したものと考えられており（例えば，Hashimoto, 1997; Matsushima, 2003; Bedrosian et al., 2007），過去の有珠火山の噴火活動後にも観察されてきた．このような地熱活動の推移を定量的に把握することは，火山体浅部における熱水循環システムの詳細を定量的に理解するばかりでなく，貫入マグマの体積やその冷却過程を議論したり，地熱エネルギー・温泉利用などの可能性を検討する

ためにも重要である．

ところが有珠火山 2000 年噴火では，熱流量に関する系統的な評価が行なわれていない．例えば噴気地については，地温測定（江原・他，2002：佐波・他，2004；Saba et al.,2007）や地表面温度観測（防災科学技術研究所，2002）が実施されたのみで，放熱率は不明である．噴気についても，噴火発生から 1 年程度の期間を除いて（気象研究所，2002；江原・他，2002；後藤・他，2007），系統的な見積もりは存在しない．

そこで，寺田・他（2008）では，噴火終息後 6 年が経過した 2006 年 9 月時点における噴火口群周辺の熱異常領域の広がりを定量的に把握し，総放熱率を定量的に評価した．本論文では，この観測および解析手法を詳細に記述するとともに，既存資料を合わせて，2000 年噴火後の噴気や噴気地の時間発展の特徴とその背景を考察する．

有珠火山には，噴気地，噴気および火口湖など，異なる放熱形態が混在するため，それぞれに適した観測・解析手法が必要である．本論文ではそれらの手法についてやや詳しく述べながら，2 章では噴気地を，3 章では噴気を，そして 4 章では火口湖からの放熱率を評価する．5 章ではそれぞれの放熱率の時間変化を検討し，1977 年噴火との差違を考察する．

なお，本論文では 2000 年噴火の際に有珠火山の西山麓に新たに形成された潜在溶岩ドームを，2000 年新山と呼ぶ．2000 年新山は，その分布から 2 つに大別されるの火口群が存在する．本研究でも先行研究にならい，それぞれ西山火口群および金毘羅山火口群と呼ぶ．

II．噴気地からの放熱率評価

Fig. 1 に，有珠火山 2000 年新山周辺の地図を示す．ここで，グレーで表示した領域は，噴火以前に比較して地表面が 10 m 以上隆起した領域を，濃いグレーは，その最大隆起域を示す．2006 年 9 月現在，西山火口群周辺に形成された西山噴気地（Fig. 2（a））は，最大隆起域から北西に向かう尾根沿いを中心に，約 400 m × 200 m の範囲に形成されている．西山噴気地では地表面温度が 99℃前後に達し，地面全体から立ち上る湯気を観察できる場所も存在する．一方，金毘羅火口群周辺では，KB 火口南西部（Fig. 2（b））や KA 火口の南方 50 m のガリー内部などにも小規模な噴気地が点在するが，西山噴気地に比較して規模はかなり小さい．

このような噴気地からの放熱率を評価するためには，熱異常領域の面的広がりを把握することが重要である．今回は，噴気地上空から撮影した赤外画像に基づき，地表面温度分布から熱収支モデルを用いて放熱率を求める，Sekioka and Yuhara（1974）の方法を用いる．なお，西山噴気地においては，氷を用いた放熱率測定も合わせて実施している（Terada et al., 2008; 寺田・他，2009）．

1．解析方法－熱収支法－

Sekioka and Yuhara（1974）の熱収支法では，モデルから計算される地表面における放射，顕熱および潜熱輸送量を合算し，その残差量を地中から地表へ向かう熱流量と考える．ある地点

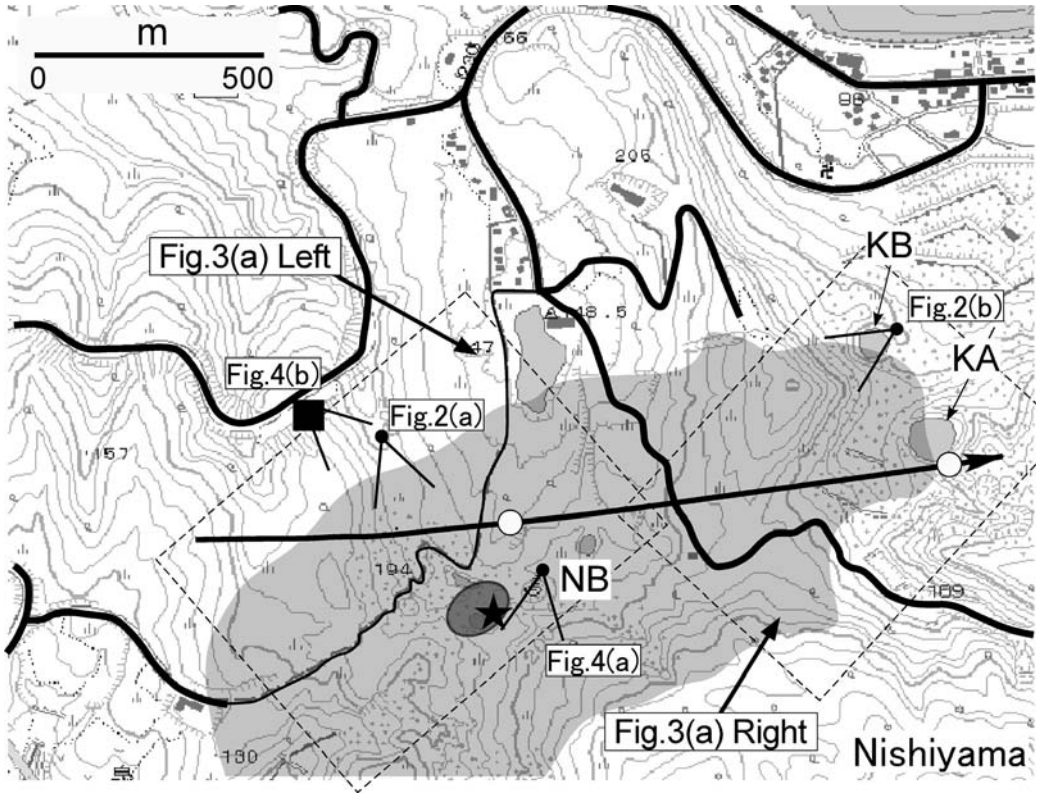

Fig. 1. A map showing around the Nishiyama steaming ground at Usu volcano. The gray and dark gray areas indicate the upheaval region over 10 meter and over 60 meter, respectively (Miura and Niida, 2002). The source location of geomagnetic field changes is shown by a star (Hashimoto *et al.*, 2008). Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 meters height. Bold black solid lines represents vehicle-accessible road, and thin black solid lines represent paths inaccessible by vehicle. Aerial infrared photographs (Fig.3(a), (b)) were taken from 1,500 meter height above open circle, and photographs showing in Fig.2(a), (b) and Fig.4(a) were taken from closed circles.

i における火山としての熱流量 ΔQ_i は，火山活動の影響がない領域からの熱流量を，噴気地における放熱量から差し引くことで得られる：

$$\Delta Q_i = \varepsilon_g(1-0.09m)\left[0.52+0.065(e_w)^{\frac{1}{2}}\right]\sigma(T_i^4-T_0^4)-\rho C_p D(1+B_0^{-1})(T_i-T_0) \qquad (1)$$

ここで，右辺第 1 項は正味放射，第 2 項は対流による熱輸送量を表す．T_i は噴気地内のある地点 i における地表面絶対温度，T_0 は火山の影響がない領域での地表面絶対温度，B_0 は Bowen 比，D は交換速度である．また，ε_g は地表面の放射率，m は雲量，e_w は大気の水蒸気分圧，σ は Stefan-Boltzmann 定数，ρ と C_p は大気の密度と定圧比熱を表す．各パラメータの値を Table 1 に示す．

Table 1. Definitions of parameters.

Chapter 2	
ΔQ_i	Geothermal heat flux at the i-th point, W/m^2
T_i	Ground surface temperature at i-th point, K
T_0	Ground surface temperature at non-geothermal area, K
ε_g	Emissivity of ground surface, 1.0
m	Tenths of the sky are covered with cloud
e_w	Vapor pressure of ambient air, hPa
σ	Stefan-Boltzmann constant, 5.67×10^{-8} W/m^2/K^4
C_p	Specific heat capacity of air, 1,003 J/kg/K
D	Transfer velocity, m/s
B_o	Bowen rate
L_1	Constant, 2 W/m^2/K
L_2	Constant, 35 W/m^2/K
Q_g	Total geothermal heat discharge rate through steaming ground, W
S_g	Area of steaming ground, m^2
Chapter 3	
h	Height of plume, meter
h_o	Height of vent, meter
t	Time, second
t_o	Time that plume start off from vent, second
C	Empirical constant, 2.7×10^4 m$^{2/3}$ J$^{-1/3}$
Q_f	Heat discharge rate from fumarole, W
u	Wind velocity of horizontal component, m/s
Chapter 4	
Φ	Total heat loss from a water surface, W
ϕ_r	Net radiation heat flux from a water surface, W/m^2
ϕ_c	Conduction heat flux from a water surface, W/m^2
ϕ_e	Evaporation heat flux from a water surface, W/m^2
S_l	Lake surface area, m^2
T_{vs}	Virtual temperature at the water surface, K
T_{va}	Virtual temperature at height 2 meter above a water surface, K
e_s	Vapor pressure at the water surface, Pa
e_a	Vapor pressure of ambient air at height 2 meter above a water surface, Pa
λ	Constant, 0.027 W/m^2/Pa/K$^{1/3}$
b_o	Empirical constant, 0.032 W/m^2/Pa/(m/s)
C'	Constant, 61 Pa/K
ε_l	Emissivity of water surface, 0.97
T_s	Water surface temperature which heat is supplied through lake bottom, K
T_a	Air temperature at height 2 meter above a water surface, K
T'	Water surface temperature which heat is not supplied through lake bottom, K
Q_l	Heat discharge rate from lake bottom, W

関岡・湯原（1976）は，簡単化のために $T^4 - T_0^4$ の項を線形化し，地表面温度差 $\Delta T_i = T_i - T_0$ を用いて（1）式を次のように変形した：

$$\Delta Q_i = (L_1 + L_2)\Delta T_i \tag{2}$$

ここで，

$$L_1 = 4.61 \times (1 - 0.09m)\left[0.52 + 0.065(e_w)^{\frac{1}{2}}\right] \tag{3}$$

$$L_2 = 1{,}003 \times \rho D(1 + B_0^{-1}) \tag{4}$$

である．

（2）-（4）式を用いれば，赤外カメラで得た地表面温度分布から，簡単に放熱率を計算できる．しかし，L_1 および L_2 に含まれる各パラメータは，それぞれの噴気地や気象条件によって大きく変化すると考えられる．従って，赤外カメラによる観測と同時に，本来は気象観測を行なうべきである．ところが，特に D や B_0 は噴気地の各場所で大きく変わることも予想され，噴気地の各箇所で気象観測を行なうには多大な労力を必要とする．そこで，Sekioka（1983）は，国内外のべ 20 箇所の噴気地で実施した気象観測結果をまとめ，標準的な気象条件における通常の勢いの噴気地について，$L_1 = 2$，$L_2 = 35$ を提案した．この値を用いれば，噴気地からの総放熱率 Q_g は，地表面積について総和を取ることで計算される：

$$Q_g = \sum_i \Delta T_i S_{gi} \tag{5}$$

ここで，S_{gi} は ΔT_i をなす地表面面積の和である．本研究では（5）式を用いて放熱率を計算する．（5）式を用いるために必要な量は，T_0，T_i およびその地表面積 S_{gi} であり，いずれも赤外画像から得られる．

2．2000 年新山上空での空中赤外観測

西山噴気地の北 9 km に位置する洞爺湖・サイロ展望台ヘリポートを発着する遊覧用 4 名乗りヘリコプター，ロビンソン式 R44 を 60 分間貸し切った．観測は，三脚に取付けた赤外カメラを観測者が水平に持ち，カメラを機外から僅かに出して，鉛直下方へレンズを向けることで行なった（Fig. 2（c））．赤外カメラは IEEE ケーブルを通じてノート型パソコンで操作するとともに，データを同パソコンの内蔵 HDD へ連続的に収録した．

観測は，日射の影響を避けるため，室蘭における日没時刻 17 時 53 分に対して，16 時 30 分から 17 時 30 分にかけて実施した．対地高度 500 m，1000 m および 1500 m の 3 高度を水平飛行しながら観測したが，今回は赤外画像にオルソ補正を施さずに地表面積 S_{gi} を求めるため，画像の歪みが少ない，対地高度 1500 m から撮影した画像を用いる．このとき，赤外カメラの

Fig. 2. Photographs of (a) the Nishiyama and (b) the KB cater-wall steaming ground, that ware taken at closed circles showing in Fig.1. (c) Installation of the infrared camera at the helicopter's seat.

既知の視野角から，1 画素のなす面積は 3.24 m^{2}と見積もられる．

Fig. 3（a）に解析に用いる赤外画像を，Fig. 1 におよその撮影範囲を破線示す．ここで，地表面の放射率 ε_g は 1 とした．得られた画像には，温度情報が 0.1 ℃間隔で記録されているが，これは地表 3.24 m^{2}の範囲がエネルギーについて平均化されているほか，大気への吸収，近傍から噴出した噴気による吸収，植生の影響等を含んでいる．したがって，各温度に対する面積を厳密に求めることはせず，地表面温度を 2.5℃間隔の階調に分けて，その中央値を各階調 i の地表面温度 T_i とした．

得られた赤外画像（Fig. 3（a））には，日射の影響や人工物等，火山とは無関係な温度異常も含まれている．Fig. 3（b）は，これらを地上観察に基づいて選別し，火山と無関係な熱異常域を背景温度 T_0 と同じ色でマスクした画像である．ここで背景温度 T_0 は，既知の地熱異常域外で，日射の影響を含まず，人工物がない地表面の平均的な温度とした．すなわち，Fig. 3（a）より，T_0 は階級 14.20 － 16.70 ℃の中央値である 15.45 ℃とする．

Fig. 3（c）に，各地表面温度階級 T_i に対する各面積 S_{gi} を示す．ここで S_{gi} は，各階級の画素数を Fig. 3（b）からカウントし，それぞれ 3.24 m^{2}を掛けることで求めた．N すなわち西山火口群周辺，K すなわち金毘羅火口群周辺地域のいずれにおいても，S_{gi} は T_i に対して指数的に減少している．

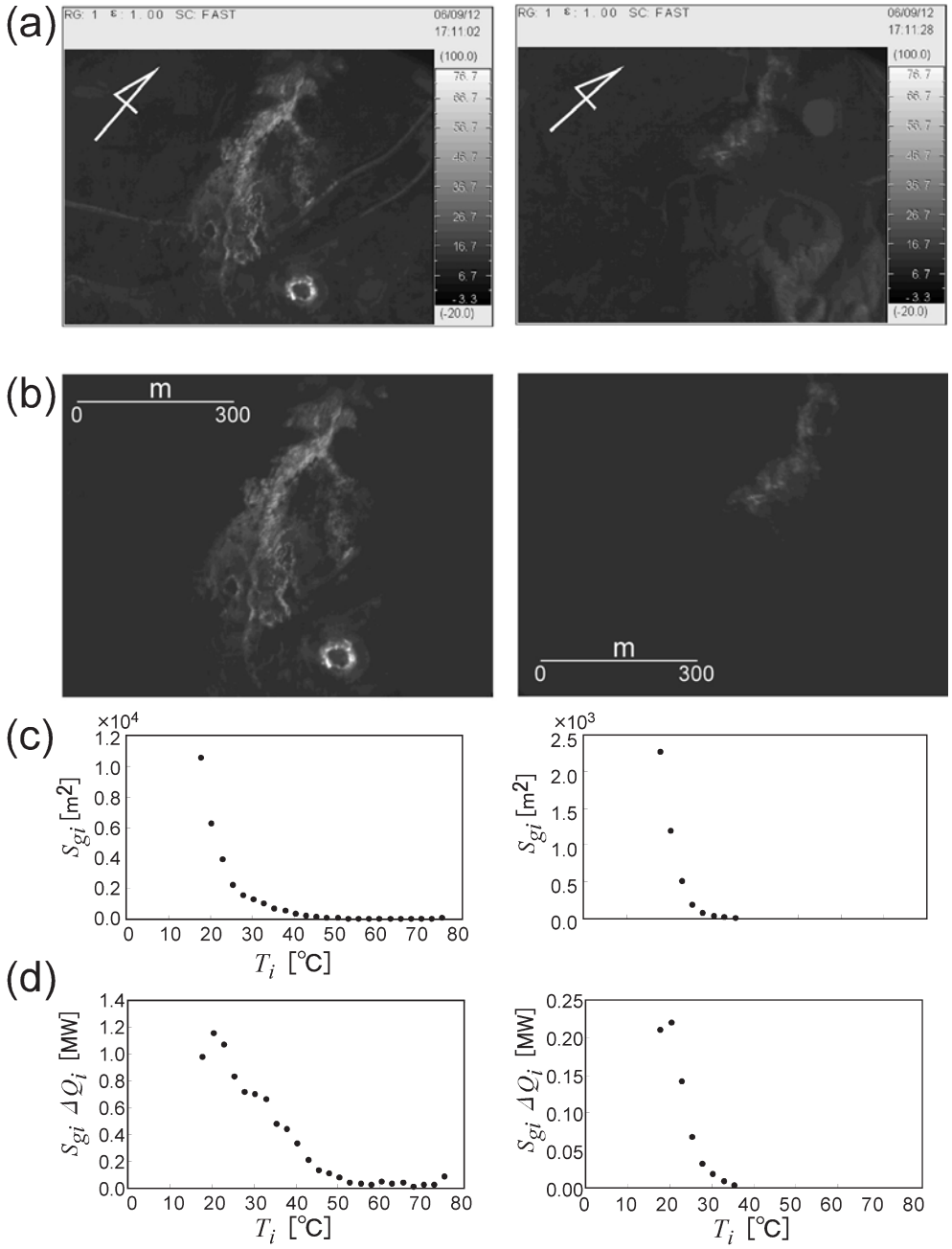

Fig. 3. Analysis of aerial infrared images. The left- and right-hand columns show images and data from the Nishiyama and Konpirayama regions, respectively. (a) Aerial infrared images taken from 1,500 m height above the open circles shown in Fig. 1. (b) As in (a), but with non-geothermal areas masked in dark gray. (c) Relationship between ground surface temperature T_i and surface area S_{gi}. (d) Calculated heat-discharge rates at values of T_i from Fig. 3(c), as calculated using Equation (2).

3．解析結果

Fig. 3（d）に，Fig. 3（c）から見積もった放熱率を，各地表面温度階級 T_i について示す．T_i が 20 ℃，すなわち背景地表面温度 T_0 との差が 5 ℃前後以下の領域からの放熱率が，全放熱率の半分程度を担っている．これは，放熱率は温度差に比例して増大する一方（(2) 式），各温度階級の面積が温度に対して指数的に減少するためである（Fig. 3（c））．

Fig. 3（d）および（5）式から，西山噴気地からの総放熱率は 8.2 MW と計算される．ここで，背景温度 T_0 の不確定の影響を調べるため，T_0 として採用した階級の上，下限値である 14.20 と 16.70 ℃を用いて総放熱率を計算すると，それぞれ 9.6 MW および 6.9 MW と，15 %程度異なる値が得られた．

同様に T_0 を 15.45 ℃として KB 火口南壁の噴気地を解析した結果，放熱率は 0.7 MW と見積もられた．ここで，火口壁斜面に存在する同噴気地については，平均的傾斜角 45 °を考慮して，放熱率を 1.0 MW とする．なお，T_0 を温度階級の上下限値である 14.20 および 16.70 ℃として計算すると，それぞれ 1.3 MW，0.71 MW と，20 %程度異なる値が得られる．

なお，氷を用いた直接的な放熱率測定結果によれば，西山噴気地からの総放熱率は 16 MW と推定されている（寺田・他，2009）．

III．噴気としての放熱率－NB 火口－

2006 年 9 月において，明瞭な噴気活動が見られたのは NB 火口である．それ以外にも小規模な噴気が見られる場所もあるが，NB 火口に比較して無視できる程度の規模である．Fig.4（a）に，2006 年 9 月における NB 火口の写真を示す．同火口の底に水が溜まっている一方，水面より上の火口内壁には，約 100 m わたり円弧状の亀裂が形成されて，そこから火山ガスが連続的に放出されている．これら噴気は，同規模の 2 つの Plume となり，風にたなびいていた．以後，この噴気を NB 噴気と呼ぶ．その噴気の規模から，今回は Plume Rise 法（鍵山，1978）を適用して放熱率を見積もる．

1．解析方法－Plume Rise 法－

Plume Rise 法とは，映像から定量化した噴煙運動を経験的に知られている関係を用いて，火口から噴気として放出される熱エネルギー量を推定する方法である（鍵山，1978）．

一般に，大きな熱エネルギー供給により形成された噴気は，強い横風を受けても比較的真っ直ぐに上昇できるが，小さな熱エネルギー供給しかない噴気は弱い風でも大きく傾いてしまう（Briggs，1969）．いま，噴気の水平方向への平均的移動速度が周辺大気の風速に等しいと仮定すれば（鍵山，1978），噴煙の高さ h の時間発展は，時刻 t の 2/3 乗に比例する：

$$h - h_0 = A(t - t_0)^{\frac{2}{3}} \tag{6}$$

ここで，A は噴出口で与えられる浮力 Flux すなわち放熱率に関係する量，h_0 および t_0 は噴出口の高さおよび噴出時刻である．ここで，A と Q_f，水平風速 u には次の関係にある（Briggs, 1969）：

$$A = Cu^{\frac{1}{3}}Q_f^{\frac{1}{3}} \tag{7}$$

ここで，C は経験的に知られている定数である（Table 1）．

本研究では，ある噴煙の特徴的な場所を選定し，時刻 t における高さ h を適当な時間間隔で測定する．このように定量化した h の時間発展について，(6) 式に最もよく合う A をグリッドサーチで求め，(7) 式から Q_f を推定した．なお，風速 u は噴煙の水平移動速度を用い，t_0 および h_0 は，各噴煙計測値の最初の値に固定した．

2．噴気観測および解析結果

NB 噴気について，同火口から北西へ約 600 m 離れた展望台（Fig. 1 の■）から，ビデオカメラ SONY 社製 DCR-TRV27 を用いて撮影した．撮影は 2006 年 9 月 12 日 14 時頃，および 14 日 16 時頃からそれぞれ約 30 分間ずつ行なった．撮影点から見た当時の噴気の様子を Fig. 4 (b) に示す．得られた映像は 1 秒間に 30 コマであるが，噴煙の運動速度と運動スケールを検討した結果，4 秒後毎に JPEG 画像へ変換し，これら JPEG 画像を用いて噴煙の特徴的な箇所を追跡することとした．解析した噴煙は 12 日が 15 例，14 日が 5 例の合計 20 例である．

Fig. 5 に，解析結果の放熱率 Q_f に対するヒストグラムを示す．12 日は 3 例を除いて 10 MW 以下，14 日は全て 8 MW 以下の値が見積もられた．ここで，火山のように起伏に富む地域で Plume Rise 法を適用すると，しばしば，風の鉛直成分によって解析が影響される場合があることに注意が必要である．このような場合には，水平風速と得られた放熱率との相関を調べること

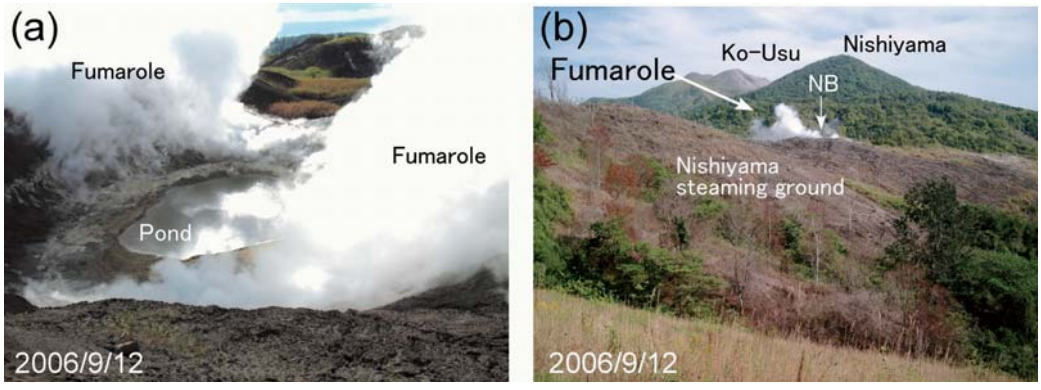

Fig. 4. Photographs of the (a) NB crater and (b) steaming ground at Nishiyama. These photographs were taken at the sites indicated by closed circle and square in Fig. 1. The method of Plume Rise described in Chapter 3 is applied to the movies taken from the same viewpoint as that shown in Fig. 4 (a).

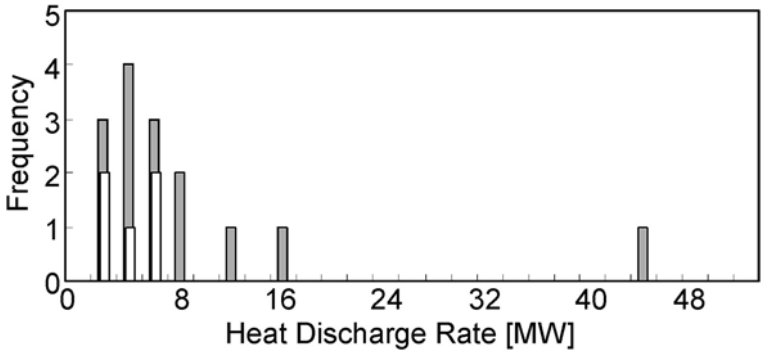

Fig. 5. A histogram of heat discharge rates from the NB fumarole, Qf. Gray and white bars represent the results of 12 and that of 14 September 2006, respectively.

で，不確かな値を除くことが有効である（寺田，2004）．今回の例では，水平風速は 3 － 5 m/s の範囲にあったが，得られた各放熱率との相関は不明瞭で，風の鉛直成分の寄与は顕著でないことがわかる．なお，12 日は，1 例のみ放熱率が 44 MW と見積もられた．この例では，映像上で薄い噴煙が高く上昇する様子が見られ，一時的な鉛直方向の風に噴煙運動が影響されたと考えられる．

そこで，44 MW と見積もられた 1 例を除いて平均をとれば，12 日の平均放熱率は 5.2 MW，14 日は平均 3.1 MW と計算され，両日の平均は 4.2 MW と求められる．NB 噴気が同規模の噴気が 2 筋に分かれていたことを考慮して，NB 噴気の放熱率を倍の 8 MW とする．

IV．火口湖からの放熱－KB 火口湖－

2000 年新山に分布する火口のいくつかに，火口湖が形成された．2006 年 9 月に実施した空中赤外カメラ観測によれば，KB 火口湖表面は，周囲の地表面温度よりも約 5 ℃高かった（Fig. 3 (a)）．一方，他の全ての火口湖では，周辺地表面と水面との温度差は 1 ℃未満であった．このことは，KB 火口湖底において噴気または温泉湧出が存在することを示唆する．そこで，火口湖表面から失われる熱エネルギーを Ryan et al.（1974）モデルから推定する．その値から，通常の水温，すなわち他の火口湖の水温において湖面から失われる熱エネルギーを差し引くことで，火口湖底から湖水へ供給されている熱量 Q_l を推定する．

1．解析方法－Ryan の蒸発モデル－

湖面から潜熱，顕熱および放射によって大気へ輸送される単位面積あたりのエネルギーを ϕ_e，ϕ_c および ϕ_r とする．ここで，湖水から地中へ熱伝導で失われる熱量は，湖面から放出されるエネルギーに比べて十分に小さいので無視する．また，湖底漏水で輸送される熱エネルギーは，漏水量が未知なために考慮しない．このとき，表面積 S_l の湖における総放熱率 Φ は次のように書

ける：

$$\Phi = (\phi_r + \phi_c + \phi_e) S_l \tag{8}$$

まず，潜熱輸送 ϕ_e は，自由対流および強制対流を考慮した Ryan et al.（1974）によれば

$$\phi_e = \left[\lambda (T_{vs} - T_{va})^{\frac{1}{3}} + b_0 u \right] (e_s - e_a) \tag{9}$$

と書ける．ここで T_{vs} と T_{va} は湖表面および大気の仮温度で，前者は湖表面温度における飽和状態の値を，後者は湖表面から高さ 2 m での値である．また，e_s は湖表面での飽和水蒸気圧，e_a は湖表面から高さ 2 m における水蒸気分圧，λ は大気の体積膨張率や分子伝導率から計算される定数，b_0 は経験的に知られている定数である（Table 1）．

顕熱輸送 ϕ_c は，Bowen 比 B_0 を用いて

$$\phi_c = B_0 \phi_e \tag{10}$$

と書ける．ここで B_0 は

$$B_0 = C' \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \tag{11}$$

で，T_s は湖表面の水温，T_a は湖表面から高さ 2 m での気温，C' は潜熱や定圧比熱などから計算される定数である（Table 1）（Ryan *et al.*, 1974）．

放射 ϕ_r は，Stefan-Boltzman の法則から，大気との正味放射を考慮した簡便な形：

$$\phi_r = \varepsilon_l \sigma (T_s^4 - T_a^4) \tag{12}$$

を用いる（例えば，Brown et al., 1989：Ohba et al., 1994）．ここで，ε_l は水面の放射率，σ は Stefan-Boltzman 定数である（Table 1）．(12) 式の表現は近似的なものであるが，一般に放射は顕熱・潜熱輸送量に比較して小さく，(12) 式の不確定が見積もり結果へ与える影響は少ない．

本研究では，火山としての熱エネルギー輸送に興味がある．そこで，周辺に存在する噴気や温泉湧出がない湖沼の水温を計測し，その水温において失われる熱エネルギー $\Phi(T')$ を計算する．このように見積もられる，バックグラウンドとして湖表面から放出されている熱エネルギーを $\Phi(T)$ から差し引くことで，火口湖底から湖水へ供給される熱エネルギー Q_l を推定する：

$$Q_l = \Phi(T) - \Phi(T') \tag{13}$$

2．水温測定・気象要素および湖面積の推定

(13) 式を用いるためには，水温 T，T' のほかに，湖面積や気温，湿度および風速が必要である．これらパラメータの決定方法を以下に述べる．

2006 年 9 月 14 日 12-13 時に現地観測を行なった．水温がやや高い KB 火口湖では，全面にわたり緑色の湖水が維持されていた．湖面も静寂で，噴騰現象や湯気は観察されなかった．同湖の岸付近で水深 50 cm 付近の水温をサーミスタ温度計で実測したところ，気温 T_a の 20 ℃に対して 28 ℃が測定された．本研究では，KB 火口湖水温 T_s を 28 ℃とする．

一方，KA 火口湖は半ば干上がっており，火口底の半分程度が露出していた．KB 火口湖を除く周辺火口湖の水温はほぼ同じであることが，空中赤外カメラによる観測からわかっている．KA 火口湖の水温は，14 日の現地観測によれば 22 － 23 ℃であった．そこで，バックグラウンドの火口湖水温度 T' を 22 ℃とする．

解析に必要な水蒸気分圧 e_a は，KB 火口のリム上で測定した温度と湿度から計算する．風速は，気象庁 AMEDAS 伊達観測点および室蘭観測点 12 時の観測値を参考に，2 m/s とする．

最後に，既知の火口リムの大きさから火口湖表面積を推定する．KB 火口は，ほぼ円形をなしている．2006 年 9 月 12 日に撮影した Fig.5 からは，KB 火口径と火口湖径との比は 0.75 前後であることがわかる．KB 火口リムの直径は約 130 m であるから（気象庁，2003），火口湖の直径は約 100 m と計算される．以上により，火口湖の表面積 S_l として 7.9×10^2 m を用いる．

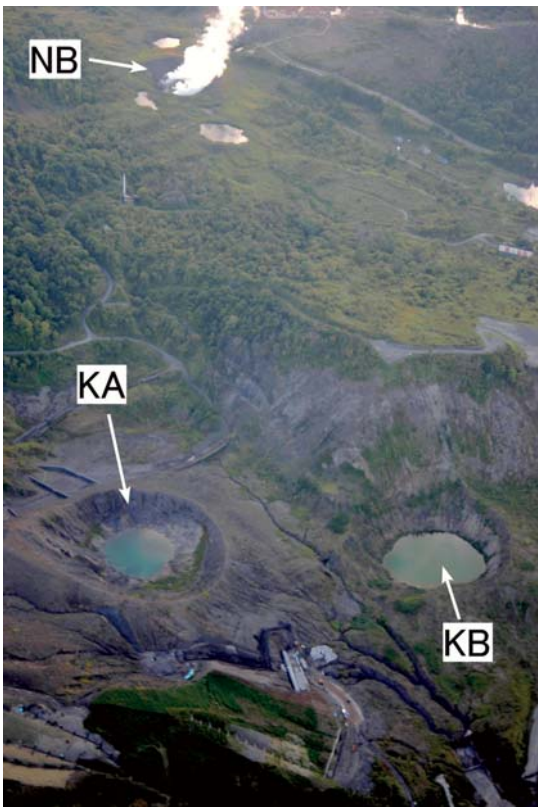

Fig. 6. Aerial photograph of Konpirayama vents for estimation of lake surface areas.

3．解析結果

(8)，(9)，(10) および (12) 式から，KB 火口湖表面から単位時間内に失われる熱量 $\Phi(T)$ は 3.3 MW と計算された．一方，背景の湖水温度における熱量 $\Phi(T')$ は 1.3 MW である．従って，(13) 式より Q_l は 2.0 MW と見積もられる．

なお，現地観測から 8 ヶ月後の 2007 年 5 月までに，KB 火口湖の湖水はほぼ消滅した．これは，2006 年以前の KB 火口

湖の湖水が，湖底から供給される火山性流体により維持されていたことを示唆する．

V．議　　論

Table 2 に，2006 年 9 月における噴気地，噴気および火口湖からの放熱率の評価結果を示す．一般に，活動的火山において噴気地からの放熱量は無視されることが多い．しかし，2006 年 9 月において，2000 年新山からの放熱量の半分を担っているのは西山噴気地であることがわかった．Fig. 7 に，先行研究による知見とともに，2000 年新山地域からの放熱率の変遷を示す．ここで示した白丸は，KA 火口湖について，気象庁による水温観測データと写真から推定した火口面積に基づき，須川（1960）の経験式から計算した湖表面蒸発エネルギーである．2006 年 9 月における総放熱率は 20 MW 前後で，噴火直後の 2,000 MW という大規模な放熱活動に比較して，100 分の 1 規模にまで衰退したことが明らかとなった．本章では，Matsushima（2003）による 1977 年噴火後の放熱率と比較することで，2000 年新山を形成した潜在溶岩ドームの冷却過程について考察する．

1．放熱率の時間変化－2000 年と 1977 年噴火との比較

2000 年と 1977 年噴火では，噴火場所の差異はあるものの，貫入したマグマの量はほぼ同規模である．すなわち，1977 年で貫入したマグマの体積は 7×10^{7} m^{3}（Matsushima，2003），2000 年噴火では 1.5×10^{8} m^{3}（三浦・新井田，2002），あるいは 2.2×10^{8} m^{3}（Jousset et al.，2003）と見積もられている．また，主要な噴火活動の終息後から，活発な地熱活動が見られた点も，共通する特徴である．その一方で，放熱率については異なる特徴が見られる．

噴気地については，規模の点で 1977 年噴火とは異なる．2000 年噴火では，噴火後 1 年半以内に噴気地の大部分が形成され（佐波・他，2004；Saba et al.,2007），2006 年 9 月には 8 － 16 MW の放熱活動を行なっていた．一方，1977 年噴火では，噴火から 2 年以内に，300 MW 規模の噴気地が形成された．

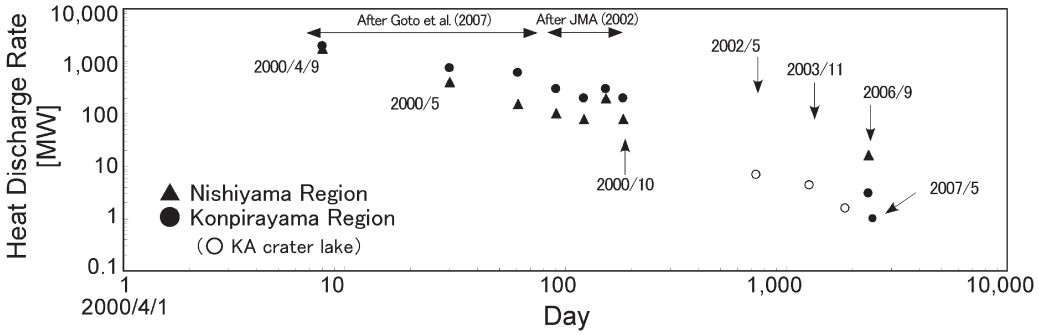

Fig. 7. Time variation of heat discharge rates from Nishiyama and Konpirayama vents. Open circles represent surface heat loss of KA crater lake surface.

一方，噴気放熱率に注目すると，2000 年噴火では噴火開始直後に最盛期を迎え，最大で 2,000 MW 規模に達したが，その後は急激に衰え，約 6 年後の 2006 年 9 月には当初の 100 分の 1 に低下した．これに対して 1977 年噴火では，噴火後 2 年間の噴気放熱率は 300 － 700 MW 前後で推移し，以後の衰退は緩慢であった (Matsushima, 2003)．

Table 2. Results of heat discharge rates in MW estimated in September 2006. N and K indicate Nishiyama and Konpirayama region, respectively. Values in parenthesis are obtained from the Ice Box Calorimetry (Terada et al, 2009).

Region	N	K
Fumarole	8	-
Steaming ground	8.2 (16)	1.0
Crater Lake	-	2.0
Total	16 (24)	3

このような差異は，貫入したマグマ周囲に形成された熱水系の発展過程に違いがあることを示唆しており，その差異を生じさせた理由はいくつか考えられる．ここでは，Matsushima (2003) の数値シミュレーション結果に基づいて検討する．

2000 年噴火の噴気地放熱率が少ない状態で経過したのは，周辺媒質の水平方向の透水係数が小さいためと考えれば理解できる．すなわち，周辺地下水の側方流動が不活発なため，熱水対流が十分に発達せず，地表へ熱輸送量が少ない状態にあった．貫入したマグマが単純な形状をしていることも（三浦・新井田，2002），マグマ表面から地下水への効率よい熱輸送を阻害した要因のひとつかも知れない．

その一方で，噴火直後には大量の放熱活動が見られた．これは，豊富な地下水中をマグマが貫入してゆくことで，マグマから地下水への効率的な熱輸送が行なわれたためであろう．地下水は速やかに消費された一方，水平方向の透水係数が小さいために地下水供給量が少なく，放熱率は急速に低下したと思われる．この解釈は，火山ガス中の SO_2 / H_2O 比が，噴気放熱率の低下とともに増加したことと（平林・他，2000）整合的である．以上のように，1977 年噴火と異なる経過を辿った 2000 年噴火後の放熱過程は，水平方向の透水係数の違いとして，定性的に理解することが可能である．

もちろん，2000 年新山における熱水系の発達を規定した本質を，現時点で結論することはできない．ここで検討した要因の他にも，貫入マグマの脱ガス効率など，マグマ側の性質や，地下水位と貫入マグマの位置関係などについても，十分な検討が必要である．ただし，本研究から明らかになった放熱活動の時間発展は，地下浅部モデルを構築するうえで重要な拘束条件を与える．貫入マグマ周辺の地下水理構造は，坑井資料から検討されつつある (例えば，大島・松島，1999)．このような直接的なデータに基づき，数値的検討を加えることで，浅部熱水系の発達過程の理解を進めることが期待される．

2．総放熱量と冷却マグマの量

2000 年 4 月から 2007 年 5 月までの総放熱率は，データが少ないために大雑把ではあるが，Fig. 7 を積分することで得られる．すなわち，西山火口群からの総放熱量は 1.3×10^{16} J，金毘羅山火口群からの総放熱量は 1.1×10^{16} J と計算される．これら放熱の約半分が，噴火開始か

ら半年間で放出された．金毘羅山火口群の放熱量がより大きいのは，噴火直後の金毘羅山火口群からの放熱が，より活発だったためである．

両火口群を合算すれば，2000 年新山からの合計放熱量は約 2.3×10^{16} J と見積もられる．もし，この合計放熱量が，マグマの温度が 800 K 低下し，固化した場合の熱損失量に等しいならば，マグマ密度，比熱，潜熱をそれぞれ 2,300 kg/m^3，1,300 J/kg/K および 4×10^5 J/kg と仮定すると（Matsushima, 2003），冷却したマグマの体積は 8×10^6 m^{3}と見積もられる．一方で，貫入したマグマの体積は $1.5 \sim 2.2 \times 10^8$ m^{3}と推定されている（三浦・新井田，2002；Jusset et al., 2003）．すなわち，噴火の終息から 7 年間で冷却したマグマの体積は，貫入したマグマの数%に過ぎない．この場合，貫入マグマの体積の約 9 割が，現在も数 100 ℃以上の高温状態で維持されていることになる．

貫入マグマの大部分が現在も高温であるとする結果は，磁場変動と矛盾しない．2000 年新山付近では，帯磁を示す直線的な磁場変化が観測されている（Hashimoto et al., 2008）．このことは，大量の高温マグマが存在する一方で，放熱率が小さいために冷却時定数が大きく，短期間の観測では磁場変動が直線的に見えると解釈することも可能である．ただし，観測された磁場変化を，マグマの冷却帯磁とみなして計算される熱損失率は 60 － 130 MW であり（Hashimoto et al., 2008），本研究から推定された現在の総放熱率 20 MW とは必ずしも一致しない．以上の通り，それぞれの観測・解析結果を説明するような，統一的なモデルの構築には至っていない．

また，地殻変動から推定されたマグマ貫入量にも不確定が含まれることにも注意が必要である．もし，実際に貫入したマグマの体積が，三浦・新井田（2002）や Jusset et al.（2003）の見積もりよりも 1 桁小さいならば，マグマの大半は 2006 年までに冷却したことになる．この場合，今後は地表面放熱活動が衰退に向かうと考えられる．今後も，2000 年新山からの放熱活動を継続して観測することが重要である．

なお，これまでの議論では，地下水として運ばれて地表に現れない熱量は未検討である．しかし，仮に 1977 年噴火後の噴気地に見られたような 300 MW 規模の熱量が，地中を熱水として運ばれているなら，その熱輸送量は国内第一位である大分県別府温泉に匹敵する．そのような大規模な熱水循環システムが，地表にほとんど兆候を現さずに数年間の短時間で形成されるとは考えにくい．地下水を含めたとしても，数 10 MW を越える規模の熱輸送は，現実には生じていないと想像される．

現在，2000 年新山からの総放熱率は 20 MW 程度である．従って，貫入したマグマは，長時間をかけてゆっくりと冷却してゆくと思われる．この放熱活動は，明治新山と対比できるかも知れない．洞爺湖温泉は明治新山形成後に湧出した温泉であり，噴火終息から 100 年が経過した現在，泉温は 39 － 66 ℃，揚湯量は 1,300 l/min（秋田・他，2001），温泉としての放熱率は数 MW 以下と考えられる．洞爺湖温泉の温泉貯留層は外輪山溶岩であり，そこに，やや深部から熱水が供給されているらしい（秋田・他，2001）．その熱源は，明治新山の形成に関与した貫入マグマとする考えもある（北海道防災会議，1973）が，よくわかっていない．2000 年新山の熱活動との比較を通じ，浅部貫入マグマの冷却過程や，資源利用について議論を進めることが期待

される．

VI. ま と め

有珠火山 2000 年新山周辺の，噴気地，噴気および火口湖からの 2006 年 9 月における放熱率は，20MW と見積もられた．現在，最も大きな放熱活動を行なっているのは，西山噴気地である．NB 火口からの放熱規模は，噴火直後の 100 分の 1 まで衰退した．金毘羅山火口群周辺からの放熱活動も，2007 年 5 月までに 1 MW 以下にまで衰退した．噴火開始から 2007 年 5 月までに放出された熱量は合計 2.3×10^{16} J である．これは，貫入したマグマの数%が冷却した際に失われる熱量に相当し，大部分のマグマが現在も高温状態で地下浅所に存在していることになる．ただし，現在の地表面放熱率は，磁場観測から示唆される熱損失率とは一致しない．それぞれの観測，解析結果を満足するモデルの構築には，なお，観測と議論が必要である．1977 年噴火後の熱活動の経緯に比べて 2000 年噴火では，噴気については短期間で大きな放熱活動を行なった後，急激に衰退した．噴気地の規模は，1977 年噴火に比べて，2000 年噴火は 10 分の 1 程度に留まった．この原因は，豊富な地下水が存在する一方で，媒質の水平方向の透水係数が山頂よりも小さいために，熱水循環システムが十分に発達しなかったためと考えると，定性的に理解できる．

謝辞　空中赤外観測に際して，アカギヘリコプター株式会社にご協力頂きました．北海道大学有珠火山観測所の前川徳光氏には現地観測に関して様々な便宜を図って頂きました．札幌管区気象台には，KA，KB 火口湖水温度データをご提供いただきました．室蘭工業大学の佐波瑞恵氏には，西山噴気地に関して有益な情報を頂きました．ここに記して深く感謝します．

文　献

秋田藤夫・常田陽子・浦上晃一，2001．北海道洞爺湖温泉の熱水流動系，温泉科学，**50**，204-220．

Bedrosian, P. A., M.J. Unsworth and M.J.S. Johnston, 2007. Hydrothermal circulation at Mount St. Helens determined by self-potential measurements, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **160**, 137-146.

防災科学技術研究所，2002．火山専用空中赤外映像装置による有珠山の山体表面温度観測結果，火山噴火予知連絡会会報，**77**，63-65．

Briggs, G. A., 1969. *Plume Rise*. Critical Review Series, Rep. TID-25075, At Energy Comm. Washington, D. C., 81pp.

Brown, G., H. Rymer, J. Dowden, P. Kapadia, D. Stevenson, J. Barquero and L. D. Morales, 1989. Energy budget analysis for Po■s crater lake: implication for predicting volcanic activity, *Nature*, **339**, 370-373.

江原幸雄・藤光康宏・西島　潤・福岡晃一郎・工藤貴久・柴田　寛・川口昌宏・ゲロウスカ　ダニエラ・韓湘君，2002．噴火活動衰退期における水蒸気噴出活動の変動：2000 年有珠火山噴火，北海道大学地

球物理学研究報告，**65**，199-211．
後藤章夫・鍵山恒臣・宮本 毅・横尾亮彦・谷口宏充，2007．放熱率測定に基づいた有珠 2000 年噴火の活動推移長期予測．北海道大学地球物理学研究報告，**70**，137-144．
Hashimoto, T., 1997. Self-Potential changes and subsurface hydrothermal activity accompanying the 1990-1995 Eruption of Unzen Volcano, *J. Geomag. Geoelectr.*, **49**, 977-993.
Hashimoto, T., T. Hurst, A. Suzuki, T. Mogi, Y. Yamaya and M. Tamura, 2008. The role of Thermal Viscous Remanent Magnetisation (TVRM) in magnetic changes associated with volcanic eruptions: insights from the 2000 eruption of Mt Usu, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **176**, 610-616.
平林順一・安孫子 勤・野上健治・鍵山恒臣・大場 武・前川徳光・鈴木敦生・鈴木 隆，2000．有珠火山 2000 年噴火の様式と活動の変化，自然災害科学，**19**，375-381．
北海道防災会議，1973．有珠山：火山地質・噴火史・活動の現況および防災対策，北海道における火山に関する研究報告書，第 3 編，254pp．
Jousset, P., H. Mori and H. Okada, 2003. Elastic models for the magma intrusion associated with the 2000 eruption of Usu Volcano, Hokkaido, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **125**, 81-106
Kagiyama, T., 1985. Remote measurement methods of heat discharge rate of volcanoes and a feature of thermal activities of volcanoes in the Japan Arc, Doctoral Thesis, University of Tokyo, 253pp.
鍵山恒臣，1978．火山からの噴気による熱エネルギーと H_2O の放出量－Plume rise からの推定－，火山，**23**，183-197．
気象研究所，2002．有珠山北西山麓火口からの放熱率時間推移，火山噴火予知連絡会会報，**77**，74-75．
気象庁，2003．平成 12 年（2000 年）有珠山噴火調査報告，気象庁技術報告，**124**，247pp.
Margolin, J., J. Okada, A. Bornas and H. Okada, 2004. Minor resumed activity at KA Crater of Mt. Usu and suspected triggered mechanism by 2003 Tokachi-oki earthquake, Dynamics of volcanic explosion, **2**, 568-569.
Matsushima, N., 2003. Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano, *Earth Planets Space*, **55**, 559-568.
三浦大助・新井田清信，2002．有珠火山 2000 年噴火における岩脈貫入過程と潜在ドームの形成メカニズム，火山，**47**，119-130．
Ohba, T., J. Hirabayashi and K. Nogami, 1994. Water, heat and Chloride budgets of the volcanic lake Kusatsu-Shirane volcano, Japan, *Geochem. J.*, **28**, 199-216.
大島弘光・松島喜雄，1999．有珠山浅部の水環境：既存資料の解析，北海道大学地球物理学研究報告，**62**，79-97．
Ryan, P. J., D. R. F. Harleman and K. D. Stolzenbach, 1974. Surface heat loss from cooling ponds, *Water Resour. Res.*, **10**, 930-938.
須川 明，1960．高温な水面からの蒸発量，北海道大学地球物理学研究報告，**7**，63-70．
寺田暁彦，2004．樽前火山 A 火口の放熱率推定－Plume Rise 法を火山噴煙に適用する注意点－，北海道大学地球物理学研究報告，**67**，327-335．
Terada, A., T. Kagiyama and H. Oshima, 2008. Ice Box Calorimetry: A useful method for estimating heat discharge rates through steaming ground, *Earth Planets Space*, **60**, 699-703.
寺田暁彦・松島喜雄・鍵山恒臣・大島弘光，2008．有珠火山 2000 年新山からの総放熱率とその変遷－1977 年噴火後の貫入マグマ冷却過程との比較，日本地熱学会誌，**30**，259-270．
寺田暁彦・鍵山恒臣・吉川 慎・吉川章文・小山 寛・山崎伸行・平松秀行・大島弘光，2009．氷を用いた噴気地からの放熱率評価－有珠火山 2000 年新山西山噴気地での観測実験－，北海道大学地球物理学研究報告，**72**，125-128．
佐波瑞恵・西田泰典・高倉伸一・松島喜雄・茂木 透・鈴木敦生，2004．2000 年有珠山噴火に伴う地熱拡

大域における地温，比抵抗，自然電位の繰り返し観測，北海道大学地球物理学研究報告，**67**，25-38．

Saba, M., Y. Nishida, T. Mogi, S. Takakura and N. Matsushima, 2007. Development of geothermal field following the 2000 eruption of Usu volcano as revealed by ground temperature, resistivity and self－potential variations, *Annals of Geophysics*, **50**, 79-92.

Sekioka, M. and K. Yuhara, 1974. Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface, *J. Geophys. Res.*, **79**, 2053-2058.

関岡　満・湯原浩三，1976．1974 年 1 月 13 日の時点における西之島新島から大気への放熱量の推測，火山，**21**，73-80．

Sekioka, M., 1983. Proposal of a convenient version of the heat balance technique estimating heat flux on geothermal and volcanic fields by means of infrared remote sensing, *Memoirs of the National Defense Academy Japan*, **23**, 95-103.