HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	携帯型赤外カメラを用いた航空機による地表面温度測定（2006）：有珠火山・登別火山・樽前火山
Author(s)	松島，喜雄；大島，弘光；森，済 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告，75，43-58
Issue Date	2012-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.75.43
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/49055
Type	departmental bulletin paper
File Information	75-P43-58.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. 75, March 2012, pp. 43－58

携帯型赤外カメラを用いた航空機による地表面温度測定（2006）
－有珠火山・登別火山・樽前火山－

松島　喜雄
産業技術総合研究所地質調査総合センター
大島　弘光・森　済・前川　徳光・鈴木　敦生
北海道大学大学院理学研究院付属地震火山研究観測センター
寺田　暁彦
東京工業大学火山流体研究センター
鍵山　恒臣
京都大学大学院理学研究科付属地球熱学研究施設火山研究センター

（2012 年 1 月 12 日受理）

Airborne survey of active volcano using portable infrared thermal camera (2006)
-Usu, Noboribetsu and Tarumai volcano-

Nobuo MATSUSHIMA
Geological Survey of Japan, AIST
Hiromitsu OSHIMA, Hitoshi MORI, Tokumitsu MAEKAWA, Atsuo SUZUKI
Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University
Akihiko TERADA
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Tecnology
and
Tsuneomi KAGIYAMA
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University

(Received January 12, 2012)

As a part of the joint geophysical and geochemical observations of Usu volcano in 2006, the airborne infrared thermal survey was conducted at Usu volcano, Noboribetsu geothermal area and Tarumai volcano. The observation was operated by the helicopter which has a hole on the floor for aerial photo of vertical direction. The portable infrared thermal camera (AVIO TVS-620) was fixed on the hole to face the ground perpendicularly using the stand designed for this survey. The position and horizontal direction of the camera were measured by GPS. The vertical angle of the

camera was determined by two crossing electronic clinometers placed on the stand. The thermal images (one second interval) ware transferred directly from the camera to computer through the USB cable. The number of the pixel of each frame is 320 for horizontal direction and 236 for vertical direction. The instant view of one pixel is 1.4 mrad. The altitude of the flight was 2300m so that the temperature at a pixel represents the mean temperature of about 3 m^2 and the each frame corresponds to the area of 1030 m × 730 m. The detective wavelength of the camera is 8 −14 μm and the signal attenuation by the atmosphere was ignored in the analysis of the surface temperature. The helicopter kept the constant height during the measurement. The thermally active area was covered by 6, 2 and 3 measurement lines in Usu, Noboribetsu and Tarumai, respectively. The selected thermal images with suitable condition were combined (about 90 frames in Usu volcano) considering the horizontal orientation, vertical angle and the position. The resultant image represents the overall surface temperature distribution at respective field. The surface temperature distribution of Usu volcano shows that the thermally active area is mainly composed from four parts: Nishi-yama crater, Kompira-yama crater, summit area and Showa-shinzan. Nishi-yama and Kompira-yama craters were newly formed craters at 2000 eruption activity. The surface temperature distribution of Noboribetsu shows the fumarole activity at Ohyu-numa and Jigoku-dani thermal area and that of Tarumai shows the fumarole activity at A and B craters, respectively. The detailed thermal structure at respective field is cleared by this observation. It is confirmed that this convenient observation system is satisfied for the practical use.

Ⅰ．は じ め に

有珠火山の総合集中観測の一環として，広域の熱異常を検出する目的でヘリコプターによる上空からの地表面温度測定を 2006 年 9 月 12 日に行った．航空機による赤外熱映像観測は既に実用化されている（例えば，實淵・他，2002）．高精度なデータが取得できる反面，装置が大掛かりになり観測に際しては高額な費用を要し，機動性に欠ける．一方，地上からの携帯型赤外カメラを用いた観測では局所的な温度分布を細かく観測できるものの，熱異常域全体の様子を把握することは難しい．そこで，両者を補完するような観測として，精度は落ちるものの簡便で機動性のある方法を試みた．携帯型赤外カメラを一時的にヘリコプターに搭載し，熱異常域の上空をスキャンするように撮影しながら飛び，画像を重ね合わせることで地表面温度分布を求める．有珠，樽前，登別の各火山地域で観測を行った結果を報告する．

Ⅱ．観　　測

1．観測方法

観測システムは赤外カメラ，GPS，傾斜角計からなる．航空写真等の目的で床に穴の開いた仕様のヘリコプターを利用する．この穴に垂直になるように台座を用いて携帯型赤外カメラ（TVS-620）を設置し，台座の向きはヘリコプターの中心線と平行になるようにした（Fig. 1）．カメラのデジタル画像は IEEE 経由でパソコンに収録される．フレームの時間間隔は最短で 1/30 秒であ

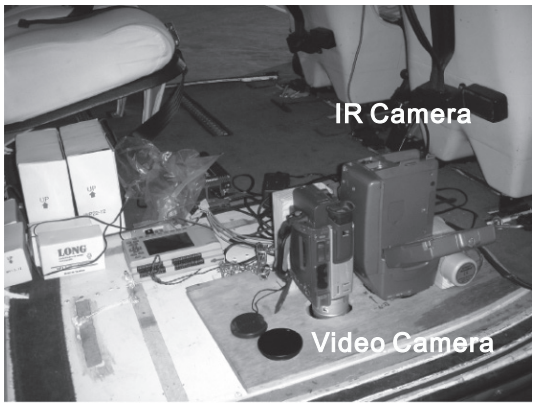

Fig. 1. Observation instruments placed on the floor of a helicopter.

るが，今回は1秒間隔とした．磁気コンパス付のGPSにより，1秒間隔の位置，高度および台座の方位角を測定し記録した．同時に，パソコンの地図画面上に位置を出力し，ヘリコプターのナビゲーションとした．台座にお互いに直交するように2台の傾斜角計を取り付け，ヘリコプターのピッチ角およびロール角を測定した．有珠山，樽前山，登別の飛行ルートをFig. 2に示す．有珠山は6測線，樽前および登別は2測線を設けた．ヘリコプターの飛行高度は海抜2300 mで飛行速度は150-200 km/hであった．おおよその対地高度は有珠山で1800 m，樽前で1300 m，登別で2000 mである．このとき1画素あたりの大きさはそれぞれ，2.5 m，1.8 m，2.8 m四方となる．

2. 解析方法

一部重複するようにして撮影した複数枚の画像を合成して，熱異常域全体の一枚の画像を作成する．それは，画像上のデータを実際の地形の緯度経度に対応させることによって得られる．ある時刻に撮影した画像上の一点について，観測地点の緯度経度を（φ，θ），画像の中心からのピクセル数を（n_x，n_y）としたとき，その画像上の点に対応する地上の地点の緯度経度と観測地点の緯度経度との差分（$\delta\varphi$，$\delta\theta$）は次式で与えられる（すべてラジアン単位）．

$$\delta\theta = (X\cdot\cos(\gamma) + Y\cdot\sin(\gamma))/\cos(\varphi)/\alpha \quad (1)$$

$$\delta\varphi = (-X\cdot\sin(\gamma) + Y\cdot\cos(\gamma))/\alpha \quad (2)$$

ただしγはGPSで観測した方位角，X，Yは観測地点真下の地点から対応する地上の地点までの，画像の水平および垂直の方向（それぞれ右方向，上方向を正とする）に即した距離で，観測点から地上までの距離をhとしたとき

$$X = h \times \tan(x + dx) \quad (3)$$

$$Y = h \times \tan(y + dy) \quad (4)$$

Fig. 2. Flight routes at Usu, Tarumai and Noboribetsu area, respectively.

となる．ここで，x，y は水平，垂直方向における，画像中心と注目している点のなす角度で，

$$x = \tan^{-1}(n_x \cdot \beta) \qquad (5)$$

$$Y = \tan^{-1}(n_y \cdot \beta) \qquad (6)$$

である．中心より右，および上方向である場合には正の値とし，逆である場合には負の値とする．dx，dy は傾斜角計で測定したロール角，ピッチ角である．画像の中心より右方向へ振れた場合に dx は正，上方向に振れた場合に dy は正とし，逆の場合にはそれぞれ負の値とする．α，β はそれぞれ，地球の中心までの距離，赤外カメラの瞬時視野を表し，6.37×10^6，1.4×10^{-3} の値を用いた．h は GPS で観測した高度から，（$\varphi + \delta\varphi$，$\theta + \delta\theta$）の地点における標高（地図データを利用）を差し引くことによって与えられる．それは，今求めてようとしている緯度経度の関数となるので，イタレーションすることによって求めた．以上の操作を，撮影した画像上のすべての点について行ったが，2 つ以上の画像が重なる領域についてはどれか 1 つの画像のデータのみ用いた．観測精度の問題で，重なる領域についてはすべての点が完全には一致せず，僅かにずれることによって見かけ上のノイズ（例えば細かい縞状の温度分布）となるからである．

Ⅲ．結　果　と　議　論

1．地表面温度分布

有珠山における地表面温度分布図を Fig. 3 に示す．全体的に見て下方から上方に向かって明る

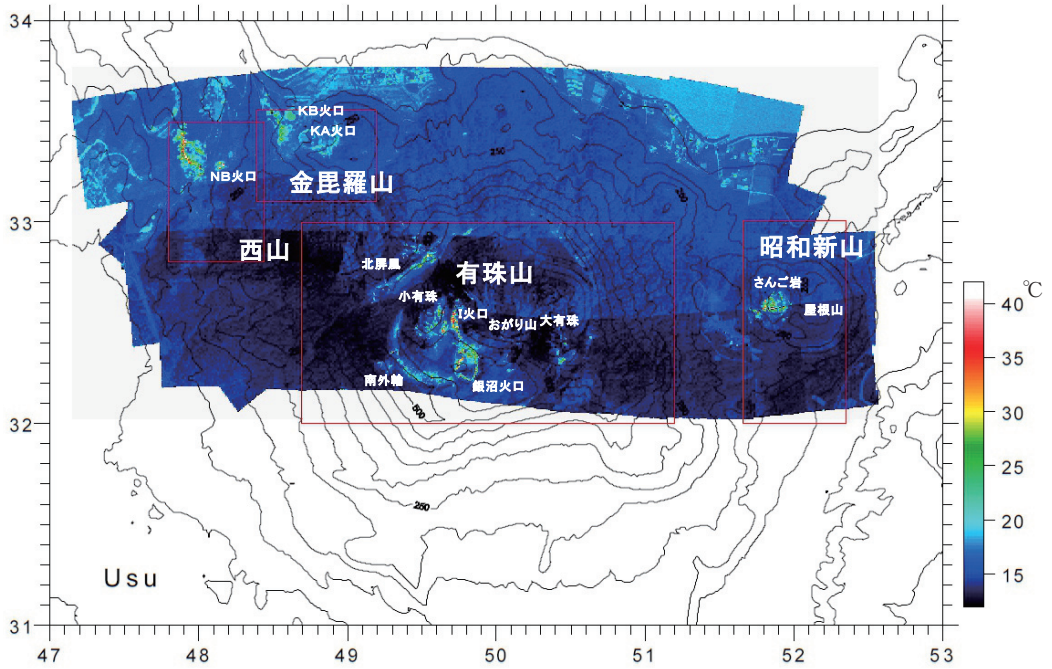

Fig. 3. Surface temperature distribution of Usu volcano. Boxes of red line represent the target areas where the heat discharge rate is estimated.

くなる傾向にあるが，これは撮影が早朝に行われたため，時間の経過とともに日射の影響が現われ始めているためである．そのような影響を無視できるほど地表面温度が高いのは，有珠山の山頂火口原，昭和新山，2000 年の噴火によって生じた金比羅山火口，西山火口周辺である．山頂火口原の高温域は，I 火口，銀沼火口，小有珠，北屏風，南外輪に分布しているが，これは 1977 年の噴火活動以降発達したものであり，従来からの観測結果（例えば Matsushima, 2003）とあまり変わらない．さらに細かく見ると，おがり山下の N 火口あたり，大有珠の南側に温度異常域が見られる．このうち大有珠南側の温度異常域は 1977 年の噴火以前から知られているものである（横山・他，1975）．

昭和新山についてはドーム頂部とその西側の通称「さんご岩」付近で温度異常が見られる．過去の地表面温度分布の観測（横山・他，1975；鍵山・他 1984a）と比較して，さんご岩周辺の温度異常域がかなり減少していることがわかる．なお，屋根山には温度異常域は見られない．

金比羅山火口については KB 火口，その南西側斜面，KA 火口の南東側で地表面温度異常が見られる．特に KB 火口の南西側斜面の温度異常が顕著である．西山火口においては NB 火口，NB 火口と谷を挟んで西側の尾根で地表面温度異常が顕著である．尾根の異常は主に南北に伸びているがその南側で若干東方向へ屈曲している．また，南北に伸びる異常の中間より北側の場所から東側へ支線が延びているような特徴を有する．2000 年に行われた空中赤外熱映像の結果（實淵・他，2002）と比較すると，金比羅山火口，西山火口とも温度異常域は拡大しているが，それが特に顕著なのは，それぞれ，KB 火口南西の斜面，NB 火口西側の尾根である．これらの特徴は，地上における熱的観測結果（佐波・他，2004；Saba et al., 2007）に詳しく記述されている．

樽前山における地表面温度分布を Fig. 4a に示す．温度異常は A 火口，B 噴気の高温火山ガスが噴出している場所で強い．また，A 火口の北西方向にあたる亀裂上に比較的高い温度が見られる．ドーム頂部においては，南西から北東に伸びる亀裂上で温度異常が見られる．これらの異常は従来から指摘されているもので（横山･他, 1975），継続的な活動と考えられる．ただし，B 噴気，A 火口北西の温度異常域は以前の結果（国土地理院，1984；鍵山・他，1984a）に比べて拡大しており，活動の盛衰を表しているといえよう．一方，F 噴気や地中温度異常を示す K 地域（山下･他，1984）では，明瞭な地表面温度異常は認められない．

登別地域における地表面温度分布を Fig. 4b に示す．温度異常域は大湯沼，奥湯沼，地獄谷，日和山，笠山に見られ，その異常域の広がりも過去の観測結果（横山・他，1975）と変わらない．なお，2007 年 5 月に熱泥を噴出し一時的に活発化した大正地獄においても小規模ではあるが強い熱異常が認められる．

2. 距離減衰の影響

測定において使用した赤外熱映像カメラは，その観測波長が 8 ～ 14 μm で大気の窓領域を使用している．したがって，近距離の撮影では問題ないが，今回のように 2 km 程度離れると，大気の影響を無視できない可能性がある．そこで，観測時の大気の状況を考慮してその影響を見積

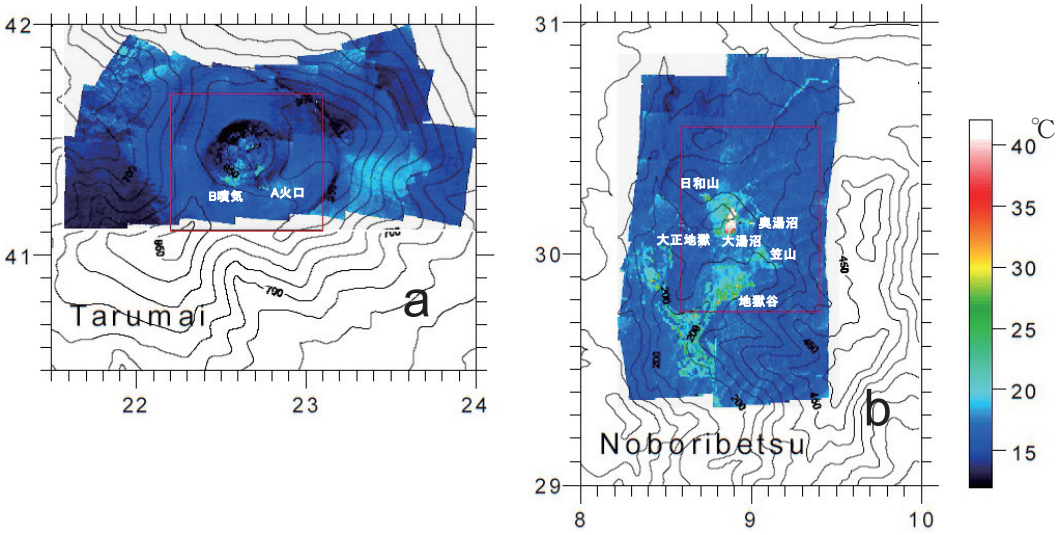

Fig. 4. (a) Surface temperature distribution of Tarumai volcano and (b) that of Noboribetsu geothermal field. Boxes of red line represent the target areas where the heat discharge rate is estimated.

もった．評価したのは，地表からの赤外放射の大気での吸収と，逆に測定対象とカメラのあいだにある大気からの赤外放射のそれぞれが測定値に及ぼす影響である．地表温度を T［K］としたとき，上空で観測される波長 λ［m］における分光放射輝度 R_λ［W/m^3/Sr］は次式で表される．

$$R_\lambda = \tau_\lambda \cdot \varepsilon_\lambda \cdot \frac{B(\lambda, T)}{\pi} + R_{atm,\lambda} \tag{7}$$

ここで，右辺第1項は地表で放射されたエネルギーのうち大気を透過する成分，第2項（$R_{atm,\lambda}$）は大気から放射されるエネルギーを表す．τ_λ，ε_λ はそれぞれ大気の透過率，地表の放射率である．$B(\lambda,T)$ はプランク関数［W/m^3］で，

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\exp(\frac{c_2}{\lambda T})} \tag{8}$$

と表される．定数 c_1［Wm2］，c_2［mK］は光の速度 c，プランク定数 h，ボルツマン定数 k を用いて，それぞれ，

$$c_1 = 2\pi hc^2 = 3.742 \times 10^{-16} \tag{9}$$

$$c_2 = hc/k = 0.0144 \tag{10}$$

である．(8) 式を (7) 式に代入して書き換えることによって，地表の温度 T は

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln(\frac{\tau_\lambda \varepsilon_\lambda c_1 \lambda^{-5}}{\pi(R_\lambda - R_{atm,\lambda})} + 1)} \tag{11}$$

となる．

用いた赤外カメラはある温度 T に対して 8-14 μm の波長域にわたって積分された放射輝度（7 式第 1 項の透過率を 1 とした場合）に対して適切な値となるように校正されている．透過率が 1 ではなく，また大気の放射も加わることにより，(7) 式の左辺を 8-14 μm の波長域にわたって積分したものは，実際の温度と異なってくる．ここでは，その影響を評価した．大気の透過率と分光放射輝度は，観測時期の緯度における標準的な大気組成を仮定し，MODTRAN（Berk et al., 1989）を用いて計算した．その際，大気の気象条件として同日 9 時に札幌の高層気象観測で得られた，気圧，気温，湿度および風速のデータを用いた．

Fig. 5 に影響を評価した結果を示す．標高 700 m の地表からの放射輝度を 2200 m の上空で観測した場合の結果で，横軸には地表面温度，縦軸に大気の影響による観測された温度の偏差（地表の温度から測定された温度を差し引いた値）を示す．地表の温度が高くなるにつれて偏差も大きくなることが分かる．Fig. 3, 4 に示した温度範囲（10°－40 ℃）では，偏差は 0° ～ 3 ℃ である．ほとんどの場合，観測値は実際の温度よりも低い温度を示すが，地表面温度が大気の平均的な温度より小さいと偏差は負になる．

有珠山の地表面温度観測時に西山沼にて水面の温度を実測した．外気温が 15.6～16.6 ℃ で，水面の温度は 21.2 ℃ であった．同じ場所の赤外カメラによる観測値は 17.9 ℃ であった．理論的な予測値に較べて実測された偏差のほうが若干大きいようである．この原因としては，大気の気象状態が仮定したものと異なっていたこと，噴気の影響があったこと等が考えられる．次節の放熱量の算定に当たっては，Fig. 5 を用いて補正した温度値を用いることにする．

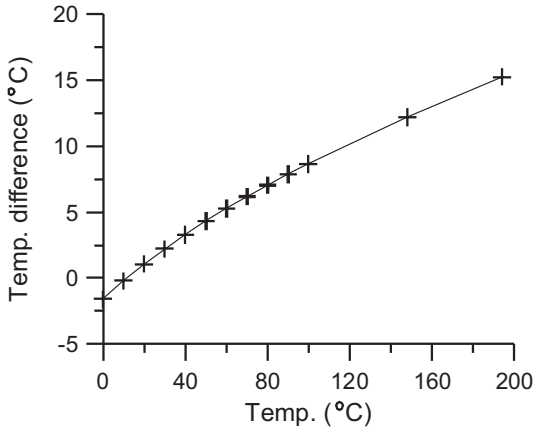

Fig. 5. Estimation of the observed temperature deviation induced by the pass radiance and absorption of the air between the infrared thermal camera and the ground.

3. 放熱量

地表面温度のデータを用いて法熱量を評価した．Sekioka and Yuhara（1974）は大気からの地表への短波長の放射，地表からの大気への長波長の放射，地表から地中への熱伝導，地表から大気への蒸発散と対流熱伝達，熱異常による地中から地表への熱伝達のそれぞれを定式化した．そして，地表での熱収支を考えることによって，近接する 2 地点間においては，熱異常による単位面積当たりの熱流量の差（W/m^2）は地表面温度の差で近似できることを示した．すなわち

$$\Delta Q = C \cdot \Delta\theta \tag{12}$$

で，比例係数 C［W/m2/℃］は接地気象や大気の状態によって変化し，16〜93 の値をとりうる（Sekioka, 1982）．ここでは，代表的な大気や気象の状態でとりうる値として，一般的に用いられている 35 とする．(12)式を地熱異常域全域にわたり面積で積分することにより対象地域からの法熱量 Q［W］は，

$$Q = C \sum_{\theta_i > \theta_0 + 3\sigma} (\theta_i - \theta_0) \cdot \Delta S_i \tag{13}$$

となる．ここで地熱異常域の定義として，鍵山・他（1979）にならい，地表面温度が $\theta_i > \theta_0 + 3\sigma$ の条件を満たす場所とする（θ_0 は最大の面積頻度を示す温度，σ は標準偏差）．

各地域の地表面温度と面積の頻度分布を Fig. 6 に示す．その際に面積を求めた領域を Fig. 3，4 の赤枠で示す．これらのデータに基づき(13)式から放熱量を求めた結果を温度異常域の面積とともに Table 1 に示す．有珠西山については寺田（2007）によって 11MW と得られている．それと比較すると今回の値は良い一致を示している．登別は温度異常域の面積頻度の図に表れているように，湯沼が存在することによって頻度分布が他の地域と異なる．さらに，Sekioka and Yuhara（1974）の方法では，湯沼からの放熱量は正しく評価されない．湯沼からの放熱量は寺田・他（2012）によって詳しく解析されている．

放熱量は有珠山頂で最も大きく，ついで登別，西山の順で，放熱量が最も小さいのは樽前となっている．同表には地熱異常域に見られる噴気の最高温度（気象庁火山活動解説資料）を，参考のため示す．このように比較すると，樽前山は噴気温度が高いにもかかわらず放熱量が少ないことが特徴的である．それは，同じスケールで示した Fig. 3，4 を見てもわかるとおり，樽前の温度異常域が他地域と比較して極端に小さいことからも示唆される．火山ガス組成を見ると，最高温度を示す樽前（A 火口）ではほとんどマグマに由来するのに対し，有珠山では 80 パーセント以上，その他の地域ではほとんどが天水に由来する（篠原，私信）．活動的な火山では，地下浅所のマグマからの脱ガスが地下水と混合することによって，地下水面下で側方へ拡がった熱水系が形成されていると考えられる．樽前山では地下水位が低く，脱ガスが地下水面より浅部で起こっているため，そのような熱水系が発達していないのかもしれない．

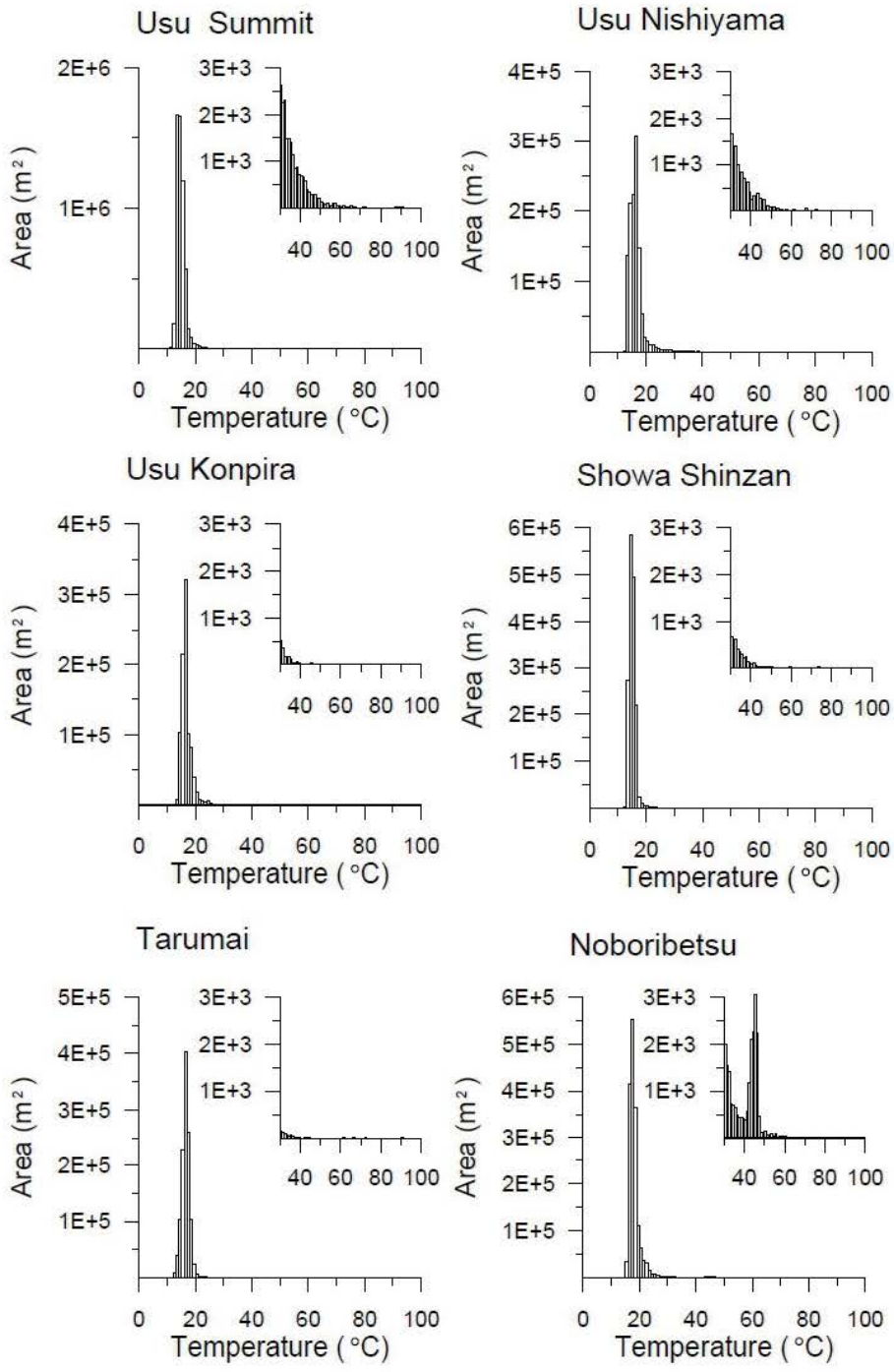

Fig.6. The relationships between the surface temperature anomaly and its areas at the summit crater of Usu volcano, Nishiyama-crater of Usu volcano, Konpirayama-crater of Usu volcano, Showa-Shinzan, Tarumai volcano and Noboribetsu, respectively.

Table 1. Estimated heat discharge rate and other characteristic parameters at respective thermal fields.

	Standard temp. (℃)	Standard deviation (℃)	Heat discharge rate (MW)	Temp. anomaly area (m^2)	Maximum temp. (℃)	Fumarole temp. (℃)	Mass discharge rate (kg/sec)
Usu Nishiyama	16.4	3.2	12.9	21820	108.3	150	2
Usu Kompirayama	16.8	2.3	6.3	20341	45.5	＜100	2
Usu Summit area	15.0	2.2	35.9	79541	152.0	300	20
Showa Shinzan	15.2	1.8	8.1	22156	73.8	200	20
Tarumai	16.6	1.7	3.0	9896	108.1	500	2 (terada, 2004)
Noboribetsu	18.3	3.1	19.3	27919	64.1	＜100	2

4. 放熱量の経時変化

有珠山頂域では1977年噴火以降，噴気による放熱量がplume rise法（鍵山, 1978）から，噴気地（steaming ground）からの放熱量がSekioka and Yuhara（1974）の方法から求められている．今回の結果は噴気地からの放熱量に相当する．過去の結果（Table 2）とあわせてみると，今までの傾向の延長線上にあり，1977年噴火以降の減衰傾向と調和的である（Fig. 7）．昭和新山については，1975年9月の地表面温度分布図（横山・他，1975）を江原・岡本（1980）が解析しており，105MWの値を得ている．一方，鍵山（1978）によって噴気地からの放熱量として1977年11月に80MW，1978年2月に55MWという値が得られている．今回の結果は，その後の溶岩ドームの冷却を反映して，かなり小さくなっていることがわかる．

Table 2. Summary of the heat discharge rate from the fumarole (Q_p) and that of the steaming ground (Q_s) at the summit crater of Usu volcano.

Surver	Q_p (MW)	Q_s (MW)	Reference
09/75		1	Kagiyama（1978）
08/77		8	Matsushima（1992）
10/77		21	Matsushima（1992）
11/77	80		Kagiyama（1978）
02/78	310		Kagiyama（1978）
04/78		191	Matsushima（1992）
09/78		290	Matsushima（1992）
10/78	370		Kagiyama et al.（1984）
04/79	730		Sugoshi（1980）
09/79	420		Kagiyama et al.（1984）
11/79		320	Matsushima（1992）
12/79	360		Sugoshi（1980）
11/82	56		Kagiyama et al.（1984）
12/82	53		Kagiyama et al.（1984）
09/83	30	276	Tomiya（1983）
10/87		205	Matsushima（1992）
12/87	19		Matsushima（1992）
06/90	11		Matsushima（1992）
08/99		73	Matsushima（2003）
09/06		36	This study

2000 年噴火に伴って出現した西山火口周辺の地熱地域については，直接比較できるデータがないものの，2000 年から 2006 年までは，異常域の広がりは横ばいか拡大傾向にあったといえる．Fig. 8 の黒丸の地点より，赤外カメラで観測した西山火口周辺の地表面温度分布図を Fig. 9 に示す．Fig. 9a，b，c は，それぞれ，2001 年 10 月 17 日，2002 年 12 月 12 日，2003 年 11 月 13 日の結果を示す．図中の枠で示した範囲内の温度面積頻度分布図を Fig. 10 に示す．このデータを元に，先に示したのと同様にして放熱量を求めると，0.2MW（2001 年），0.3MW（2002 年），0.3MW（2003 年）でほとんど変化していない．空中赤外の結果に比較して一桁程度小さい値となっているが，地熱地域を横方向から観測しているため全域を捉えられていないことによる．Fig. 11 に示したのは，Fig. 8 の測線に沿って観測した 70 cm 深度の地中温度である．この結果を見ても，2001 年から 2006 年までは，熱活動が減衰する兆候はみられず変動はあまりみられなかった．むしろ，目視観測によると，地中温度測線の中央部で，測線と直交する方向の北西側において噴気地が拡大しており，わずかながらも西山火口の地熱地域は，拡大傾向にあったといえる．なお，その後の推移については寺田・他 (2008)，寺田・他 (2012) によって詳しく解析されている．

樽前山については，鍵山・他（1984b）が 1983 年 9 月 4 日に地表から観測した地表面温度分布を解析し，全体として 0.7MW 程度の値を得ている．また，A 火口からの噴気による放熱量を 10MW と解析し，1979 年の結果とあわせて，樽前山からの放熱量は 10MW のオーダーであると結論している．寺田 (2004) は同じく A 火口からの噴気による放熱量を推定し 2003 年 10，11 月の時点で 5 MW 前後の結果を得ている．これらの

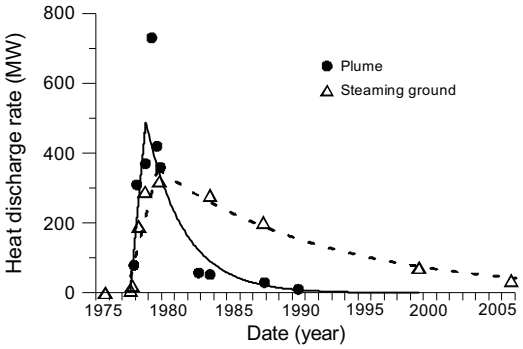

Fig. 7. Temporal variation of heat discharge rate from the summit crater of Usu volcano. The heat discharge rate from the steaming ground reveals the estimation using the surface temperature distribution.

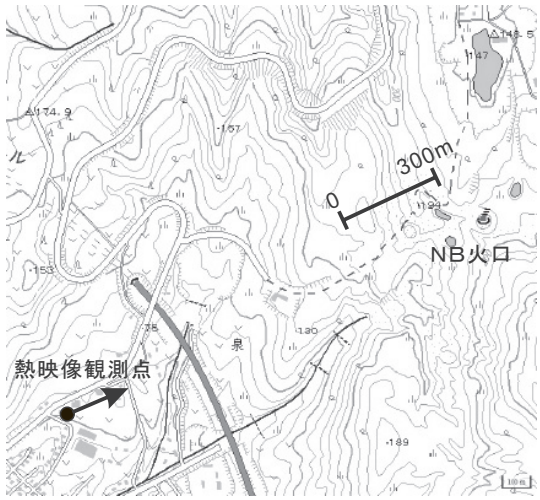

Fig.8. Topographic map of Nishiyama-crater. Black closed circle indicates the observation point of the surface temperature distribution by infrared thermal camera. Solid line indicates the measurement line of the 75cm depth ground temperature.

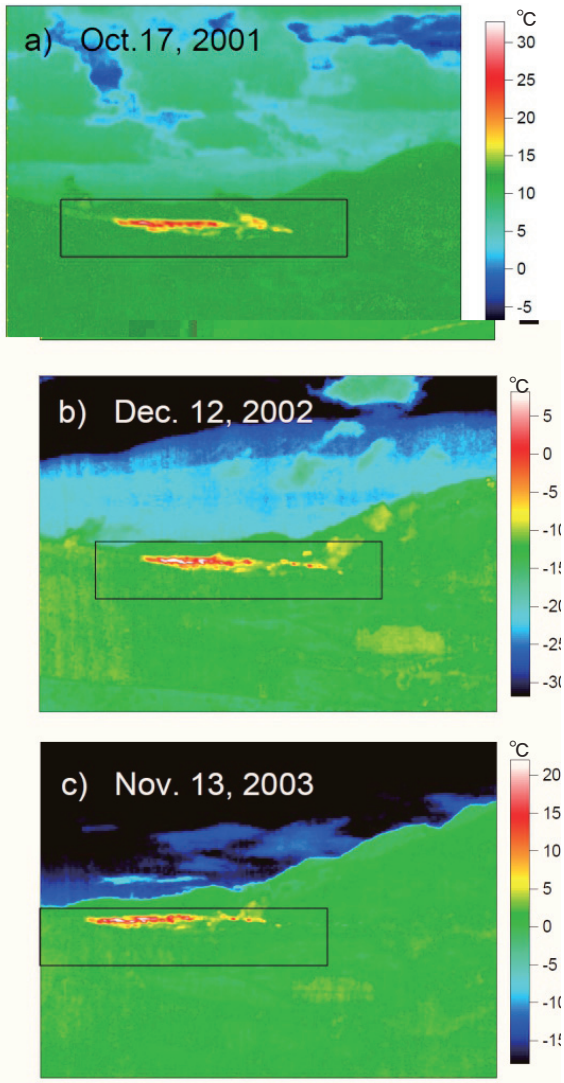

Fig.9. Thermal images revealing the changes in the surface temperature distribution around Nishiyama-crater. Images were taken from the point indicated in Fig. 8.

結果を総合すると，樽前については少なくとも 1980 年以降は 10MW 程度の放熱を継続していると考えられる．

Ⅳ．お　わ　り　に

2006 年 9 月 12 日に，ヘリコプターを用いて上空から，有珠，樽前，登別の各火山地域の地表面温度を赤外カメラにより観測した．その結果は次のようにまとめられる．

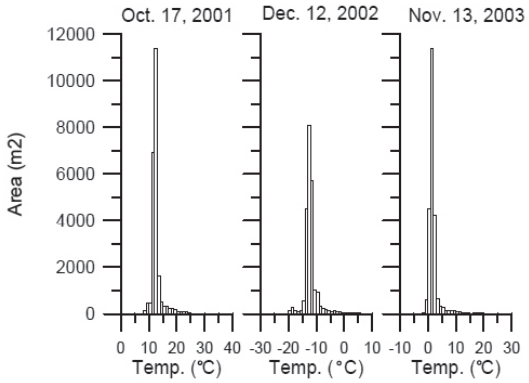

Fig.10. The relationships between the surface temperature anomaly and its areas at Nishiyama-crater of Usu volcano, which was obtained from the thermal images in Fig. 9.

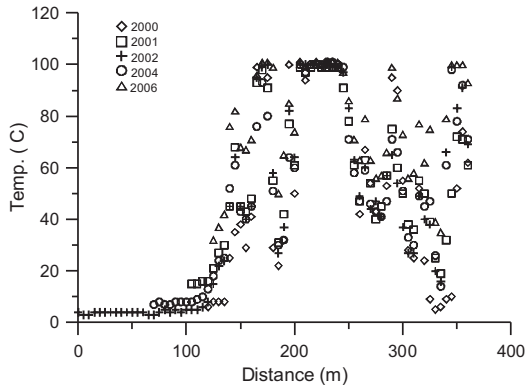

Fig.11. Ground temperature at 75cm depth observed along the measurement line indicated in Fig. 8.

1）有珠山の地表面温度異常域として，山頂火口原，昭和新山，金比羅山火口，西山火口の詳細を明らかにした．それぞれ領域からの放熱量は 36，8，6，13MW であった．山頂火口原からの放熱量は，1977 年噴火以降の減衰傾向と一致している．また，昭和新山は過去の観測結果に比べて，かなり熱異常の規模が小さくなっており，溶岩ドームの冷却を表している．金比羅山火口，西山火口では，それぞれ，KB 火口南西の斜面，NB 火口西側の尾根で温度異常が顕著である．NB 火口では，2000 年の噴火から 2006 年までは，熱異常域は依然として拡大かあるいは現状維持の傾向にあった．

2）樽前山ではＡ火口およびＢ噴気で顕著な熱異常が見られた．また，従来から指摘されているようなドーム上の亀裂に沿った熱異常も確認された．樽前山全域からの放熱量は３MW であった．Ａ火口やＢ噴気などでは噴気活動に変動が見られるが，総体的には火口原全域から10MW 前後の放熱量を長期間維持していると考えられる．

3）登別の温度異常域は，日和山，大湯沼，奥湯沼，地獄谷，笠山で顕著である．また，2007 年５月に熱泥を噴出し一時的に活発化した大正地獄においても小規模ではあるが強い熱異常が認められた．

4）標準的な大気組成と，高層気象観測のデータを仮定して，観測時の大気の影響を見積もった．評価したのは，地表からの赤外放射の大気での吸収と，測定対象とカメラの間にある大気からの赤外放射が測定値に及ぼす影響である．今回の場合のように地表面温度が大気の平均的な温度より大きい場合，観測値は実際の温度よりも低い温度を示す．その影響は，0°～３℃ 程度であると見積もられた．

文　献

Berk, A., L. S. Bernstein and D. C. Robertson, 1989. *MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7*, Geophysics Laboratory, GL-TR-89-0122, Hanscom, 38pp.

江原幸雄・岡本純，1980.：噴気地からの放熱量の推定，日本地熱学会誌，**2**, 13-27.

實渕哲也・鵜川元雄・藤田英輔・岡田義光・宮坂聡・赤池勝明・松岡滋治，2002．航空機搭載型多波長走査計による有珠山 2000 年噴火の多時期観測，火山，**47**，297-324.

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，**23**，183-197.

鍵山恒臣・宇平幸一・渡部彦・増谷文雄・山口勝，1979．霧島火山の地熱調査，地震研究所彙報，**54**，187-210.

鍵山恒臣・下鶴大輔・東宮英文・前川徳光・鈴木敦生，1984a．有珠火山の熱的調査－地上赤外映像と噴気連続写真の解析－，主要活火山の集中総合観測報告，有珠山第２回（1982 年），樽前山第１回（1983 年），87-104.

鍵山恒臣・長田昇・前川徳光・鈴木敦生，1984b．樽前火山の熱的調査　赤外熱映像と噴気連続写真の解析，主要活火山の集中総合観測報告，有珠山第２回（1982 年），樽前山第１回（1983 年），191-206.

Matsushima, N., 2003. Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano, *Earth Planets Space*, **55**, 559-568.

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研究報告，**67**，25-37.

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.

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, *Memories Defense Academy*, **23**, 95-103.

数越達也，1980．1977-1980 年有珠火山活動の熱学的研究，北海道大学大地球物理学教室修士論文.

数越達也・前川徳光，1981．1978 ～ 1980 年有珠山 I 火口における噴気諸量の測定，火山，**26**，71-73.

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.

寺田暁彦・大島弘光・松島喜雄・鍵山恒臣，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の冷却過程との比較，日本地熱学会誌，**30**，259-270.

寺田暁彦・吉川慎・大島弘光・前川徳光・松島喜雄，2012．空中赤外観測に基づく噴気地および火口湖面からの放熱量推定，北海道大学地球物理学研究報告，**75**，25-41.

東宮英文，1983．有珠火山における熱異常の研究，北海道大学大地球物理学教室修士論文 .

山下済・鈴木敦生・岡田弘・東宮英文，1984．樽前火山山頂部の熱的活動状態（1983 年），主要活火山の集中総合観測報告，有珠山第 2 回（1982 年），樽前山第 1 回（1983 年），185-190.

横山泉・江原幸雄・山下済，1975a．樽前山の熱映像の調査研究，自然災害特別研究研究成果，噴火予知のための主要活火山における熱的状態の調査研究，27-30.

横山泉・江原幸雄・山下済，1975b．登別の熱映像の調査研究，自然災害特別研究研究成果，噴火予知のための主要活火山における熱的状態の調査研究，31-34.

横山泉・江原幸雄・山下済，1975c．有珠山（含昭和新山）の熱映像の調査研究，自然災害特別研究研究成果，噴火予知のための主要活火山における熱的状態の調査研究，35-41.