HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	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 ： 有珠火山・登別火山・北海道駒ケ岳火山
Author(s)	寺田, 暁彦; 吉川, 慎; 大島, 弘光 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 75, 25-41
Issue Date	2012-03-19
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.75.25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/49053
Type	departmental bulletin paper
File Information	75-P25-41.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. 25－41

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 －有珠火山・登別火山・北海道駒ケ岳火山－

寺田　暁彦
東京工業大学火山流体研究センター
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
大島　弘光・前川　徳光
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
松島　喜雄
産業技術総合研究所地質調査総合センター

（2012 年 1 月 4 日受理）

Airborne IR surveys of Usu, Noboribetsu and Hokkaido-Komagatake volcanoes: Evaluation of heat discharge rates from steaming grounds and hot crater lakes

Akihiko TERADA
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of Technology
Shin YOSHIKAWA
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University
Hiromitsu OSHIMA, Tokumitsu MAEKAWA
Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University
and
Nobuo MATSUSHIMA
Geological Survey of Japan, Advanced Industrial Science and Technology

(Received January 4, 2012)

Aerial IR surveys were carried out in September 2010 over geothermal areas at Usu, Noboribetsu and Hokkaido-Komagatake volcanoes, Japan. The heat discharge rate from steaming grounds that formed during the 2000 eruption of Usu volcano is estimated to be 5.6 MW, which is half the rate measured in September 2006. Integration of the heat discharge rate from April 2000 to September 2010 yields an accumulated discharge of approximately 2.4×10^{16} J. This

amount of heat corresponds to several percent of the total intruded magma heat estimated from analyses of ground deformation associated with the 2000 eruption. Areas of steaming ground associated with the 2000 eruption showed 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, led to contrasting patterns of propagation of the hydrothermal systems around the intruded magmas.

The heat discharge rate from the summit areas of Usu volcano, Showa-shinzan and Noboribetsu volcano in 2010 are estimated to be 40, 6.2 and 22 MW, respectively, similar to the rates measured in September 2006.

No high-temperature grounds were detected at the vents and fissure formed during the 1942 eruption of Hokkaido-Komagatake volcano. We observed no geothermal activities at vents associated with the 1929, 1996, 1998 and 2000 eruptions, due to the absorption effect of atmospheric cloud.

Ⅰ. は　じ　め　に

空中赤外観測によって得られる赤外画像を用いることで，火山表面の温度分布を把握するばかりでなく，地表面から大気へと放出される熱量を推定することができる（Sekioka and Yuhara, 1974；Terada et al., 2008）

有珠火山 2000 年噴火では，西山麓のごく浅所にマグマが貫入したことで潜在溶岩ドームが形成され（2000 年新山），周辺では噴火終息後も活発な地熱活動が継続した．同じように潜在溶岩ドームが形成された 1977 年の有珠山山頂噴火でも，熱活動の消長が長期間にわたり観察されている（Matsushima, 2003）．これら熱活動の源は貫入マグマであり，熱活動の推移を定量的に調べることで，マグマの量や，周辺の地下水理環境を検討することができる．

これまで，我々は，空中赤外観測や各種の地上観測を繰り返し行い，山頂火口周辺や 2000 年新山における放熱量推定を継続的に行なってきた（Matsushima, 2003；寺田・他，2008）．本論文では，主として 2010 年 9 月 27 日に実施した空中赤外観測に基づき，有珠火山の各地域における放熱量の推移を報告する．

一方，登別火山の大正地獄と呼ばれる火口湖では，2007 年以降，間欠泉に類似した突発的な熱水噴出活動が繰り返されている（札幌管区気象台火山監視・情報センター，2010b）．また，同火山地獄谷においても，過去に熱活動の消長が観察されてきた（例えば，田中館，1924；福富・藤木，1953）．そこで，登別火山でも同様の空中赤外観測を行ない，同地域の噴気地放熱率および火口湖面蒸発エネルギーを推定した．さらに，北海道駒ケ岳火山についても，非噴火期における熱活動を評価するために空中赤外観測を実施した．

本論文では，観測・解析方法について概説した後，有珠火山に関する解析結果と議論を行なう．続いて，登別火山，北海道火山における解析結果を述べる．

Ⅱ. 観　測　方　法

2010 年 9 月 27 日に，北海道航空株式会社が所有する小型機，セスナ式 TU206G 型（Fig. 1a）を借り上げて，有珠，登別および北海道駒ケ岳火山の上空を飛行した．同機には操縦士 1 名および観測者 2 名が搭乗し，機体中央下部に設けられた開閉式の小孔を用いて観測を行なうことができる．今回は，赤外カメラとビデオカメラを取り付ける木枠を作成し，この木枠をボルトで機内床部に固定した（Fig. 1b）．

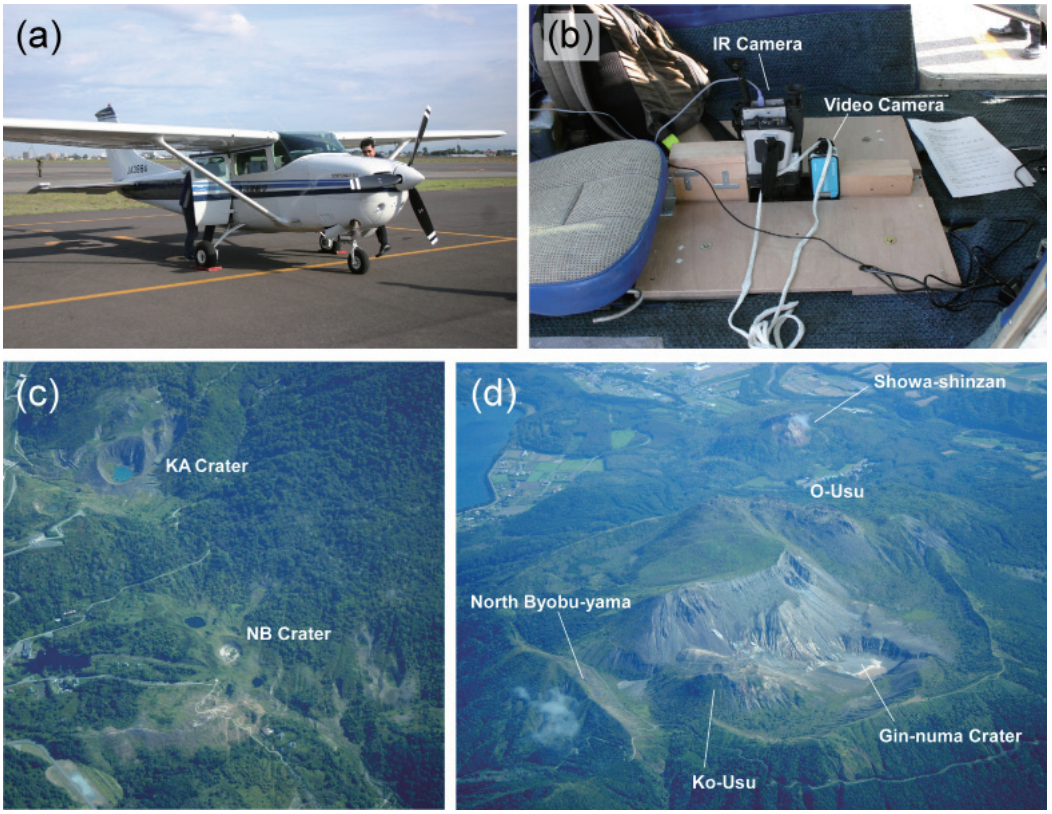

Fig. 1. (a),(b) Photographs of an airplane operated by Hokkaido Aviation Co., Ltd.. Infrared camera and video camera were installed in the floor of the airplane. Aerial photographs taken on 27 September 2010: (c) The new thermal area at the western slope of Usu volcano, formed during the 2000 eruption. (d) The summit area of Usu volcano and Showa-shinzan.

各火山の上空に到達後は，対地高度約 1500 m を保ちつつ，東西または南北方向へ水平に飛行しながら，赤外画像を 1 秒毎に記録した．使用した赤外カメラは北海道大学が所有する NEC Avio TH9260 で，視野角は 21.7×16.4 度，画素数は 640×480 pixel である．対地高度 1500 m のとき，1 pixel あたりの地表面積は 0.81 m^2 程度となる．

観測中は，1名の観測者がノートパソコンを用いて赤外画像の収録操作を行なった．もう1名の観測者は，別のノートパソコン上に表示される機体の現在地を監視しながら，操縦士に対して口頭で飛行コースを指示した．ここで現在地は，機内前方窓に固定したGARMIN GPSによって1秒間隔で取得し，Windows用のフリーソフトウェア，カシミール3Dを用いて地図画像（国土地理院作成）に逐次表示させた．

空中赤外観測を行なう上で注意すべきは，日射の影響による地表面温度の上昇である．観測当日の札幌市における日出時刻は05時27分であるが，離発着場とした丘珠空港（札幌市東区）の運用開始時刻は07時である．そのため，有珠火山上空へ到達するのは早くとも07時30分前後であり，西向きの斜面には日射の影響が想定された．

観測当日の離陸予定時刻07時において，有珠火山周辺の低高度に雲が広がっていることを，インターネットを通じて配信されている当地のライブカメラ画像で確認した．一方で，数値予報によれば，このような視界不良は間もなく解消するとされた．観測予備日は連続して3日間確保していたが，翌日以降は低気圧の接近に伴い，気象条件がさらに悪化することが予想された．このため，操縦士と協議のうえ，予定より1時間遅い08時に丘珠空港を離陸した．この結果，有珠火山における観測開始時刻は08時40分となった．また，登別火山は09時20分，北海道駒ケ岳火山は同50分頃となった．

また，当初観測を予定していた羊蹄山，樽前山，恵庭岳の各火山の空中赤外観測は，視界不良のため中止した．北海道駒ケ岳火山は，対象火山が視界不良であった場合の，予備的な観測対象であった．

Ⅲ．解 析 方 法

1．噴気地

2006年に実施した空中赤外観測の解析（寺田・他，2008）と同様に，熱収支モデルを用いて放熱率を求める．Sekioka and Yuhara（1974）によれば，面積あたりの地表面放熱率は，対象となる噴気地の地表面温度 T と，その近傍の非地熱域における地表面温度 T_0 との温度差に比例する．この関係を用いれば，ある噴気地における総放熱率 Q_g は次のように書ける：

$$Q_g = C \sum_i (T_i - T_o) S_{gi} \qquad (1)$$

ここで S_{gi} は温度 T_i をなす地熱領域の面積の和である．式(1)を用いるために必要な観測量は，T_0，T_i および S_{gi} であり，いずれも赤外画像から得られる．また，C は経験的定数であり，本研究では典型的な値とされる37を与える（Sekioka, 1983）．非地熱域の地表面温度 T_0 は，噴気地近傍の裸地の平均温度とし，各地域ごとに与えた（Table 1）．

赤外画像には，温度情報が 0.1 ℃ 間隔で記録されている．しかし，これは地表約 0.81 m^2 の範囲がエネルギーについて平均化されたものである．また，大気や噴気による赤外線の吸収，ある

Table 1. Heat discharge rates from steaming grounds and hot crater lakes at Usu and Noboribetsu volcanoes estimated in September 2010.

Usu volcano	Surface temperature of neighboring non-geothermal area T_0 [℃]	Representative angle of slope	Total area of steaming ground [m^2]	Heat discharge rate [MW]
Nishi-yama	21.5	–	31,000	4.4
Konpira-yama	21.9	45	10,000	1.2
Total			41,000	5.6
Showa-shinzan	14.9	30	34,000	6.2
O-usu	12.0	29	4,100	0.6
Ogari-yama	20.5	–	6,600	0.6
Gin-numa	18.5	–	60,000	11.1
Southwest somma	20.0	32	53,000	7.5
North Byobu-yama	20.0	36	50,000	6.8
Ko-usu and I crater	20.0	34	80,000	12.8
Total			253,700	39.4
Noboribetsu volcano	Surface temperature of neighboring non-geothermal area T_0 [℃]	Representative angle of slope	Total area of steaming ground [m^2]	Heat discharge rate [MW]
Jigokudani Crater	19.8	–	29,000	4.4
Kasa-yama	19.8	32	5,000	0.5
Around O-yunuma	19.8	–	7,000	0.8
Hiyori-yama	19.8	27	30,000	3.4
O-yunuma	19.8	–	15,000	11.2
Oku-yunuma	19.8	–	850	1.3
Taisho-jigoku	19.8	–	160	0.2
Total			87,010	21.8

いは植生の影響なども含まれている．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．ここで，地表面放射率は 1 を仮定した．

各地表面温度階級 T_i に対する各面積 S_{gi} は，各階級の pixel 数を赤外画像から数えて，それぞれ 0.81 m^2 を乗じることで求めた．ただし，赤外画像にはオルソ補正を施していないため，このように求めた面積は，見かけ上の値である．そこで，噴気地が急斜面に存在する有珠火山の金毘羅山周辺，同火山山頂領域の一部，昭和新山，登別火山の日和山および笠山領域については，地形図から代表的な傾斜角度（Table 1）を読み取ることで傾斜補正とした．

なお，赤外画像には火山とは無関係な温度異常も含まれており，例えば温泉旅館などは顕著な高温領域として表現されることがある．また，舗装された道路や駐車場は，日射による顕著な温度上昇が認められる．これらを地上観察や可視映像に基づいて取り除いた画像を解析に用いた．

2. 火口湖

登別火山には水温 40 ℃ 前後の火口湖が 3 つ存在する．これら高温火口湖について，Ryan et al.（1974）のモデルを用いて推定する（付録）．

高温火口湖における単位面積あたりの放熱率 Φ は，単位面積あたりの湖面蒸発量 ϕ_e，顕熱輸送量 ϕ_c および正味放射 ϕ_r とすれば，次のように書ける：

$$\Phi = \phi_r + \phi_c + \phi_e \qquad (2)$$

火口湖表面温度は一様でないため，火口湖表面温度 T_l を，噴気地と同様に 2.5 ℃ ごとに階級分けした．火口湖からの総放熱率 Q_l は，各階級 T_{li} について（2）式から放熱率 Φ_i を計算し，それらを面積について積分することで得られる：

$$Q_l = \sum_i \Phi_i S_{li} \qquad (3)$$

ここで S_{li} は，温度階級 i をなす湖面積であり，赤外画像から見積もった．

Ⅳ．有珠火山の放熱活動

1．2000 年新山

本節では，（1）2000 年新山領域と，（2）主として 1977 年噴火で形成された有珠山頂の温度ß常領域，および（3）1944 年噴火で形成された昭和新山領域の 3 つの噴気地ごとに検討する．

2000 年新山の斜め写真を Fig. 1c，地形図を Fig. 2a，b，赤外画像を Fig. 2c，d に示す．西山火口群における最高温度は NB 火口内の 51.3 ℃，西山噴気地の稜線においては最高 49.8 ℃ が測定された．西山地域における基準温度 T_0 として既知の非地熱域（Fig. 2c の矢印周辺）21.5 ℃ を採用すれば，温度異常領域の総面積は 30,920 m^2，放熱率は 4.4 MW と見積もられる（Table 1）．

次に金毘羅山火口群について述べる．KB 火口の南および西方に存在する急斜面では最高 32.7 ℃ が計測された．この他，例えば KA・KB 火口内壁の西向き斜面にも，最高 30 ℃ に達する領域が認められる．これらは，日射を原因とする温度異常であることが分かっているので，これらの領域は画像から取り除いた．ここで，金毘羅山展望駐車場（Fig. 2d の矢印周辺）の地表面温度 21.9 ℃ を基準温度 T_0，温度異常領域の平均斜度を 45° とすれば，温度異常面積は 10,000 m^2，放熱率は 1.2 MW と計算される（Table 1）．

2．有珠火山山頂領域

斜め写真を Fig. 1d に，地形図および赤外画像を Fig. 3 に示す．強風を受けて，予定していた飛行コースから機体が外れたため，外輪山南西部の一部が欠測となっている．温度異常領域は，山頂火口南側から西側にかけて広範囲に分布している．特に I 火口の一部では，観測限界の 120 ℃ 以上を示す領域が存在するが，これらは，いずれも既知の熱活動である．

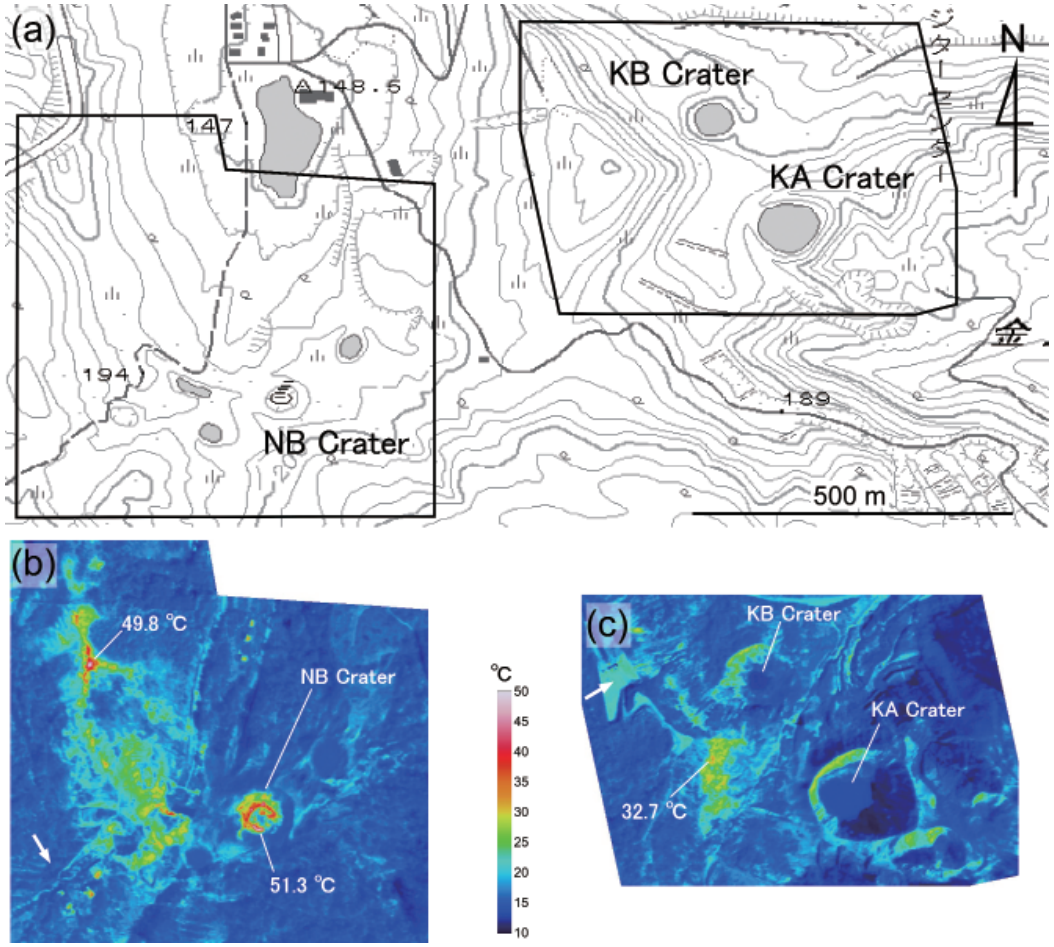

Fig. 2. (a) Topographic maps showing around the Nishi-yama steaming ground and the Konpira-yama steaming ground at Usu volcano. Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. Aerial IR images of (b) Nishi-yama and (c) Konpira-yama taken on 27 September 2010 from 1,500 m above the ground surface.

放熱量解析は，大有珠，オガリ山南方，銀沼火口，小有珠およびⅠ火口，西一南西外輪山および北屏風山の各領域に分けて行った．基準温度は，領域ごとに地熱異常がない近傍の裸地の平均温度を与えた（Table 1）．大有珠の西側斜面は日射の影響を強く受けていた．このため，中日本航空株式会社のヘリコプターを用いて同 23 日夕刻に実施した，同様の観測で得られた赤外画像を用いて解析を行った．

有珠火山山頂における温度異常領域の総面積は 25,000 m^2，放熱率は 39 MW と推定された．このうち，小有珠とⅠ火口領域が 13 MW を，次いで銀沼火口が 11 MW を占める．これらの値は，2006 年 9 月に実施された空中赤外観測の解析結果（松島・他，本号）と整合的である．

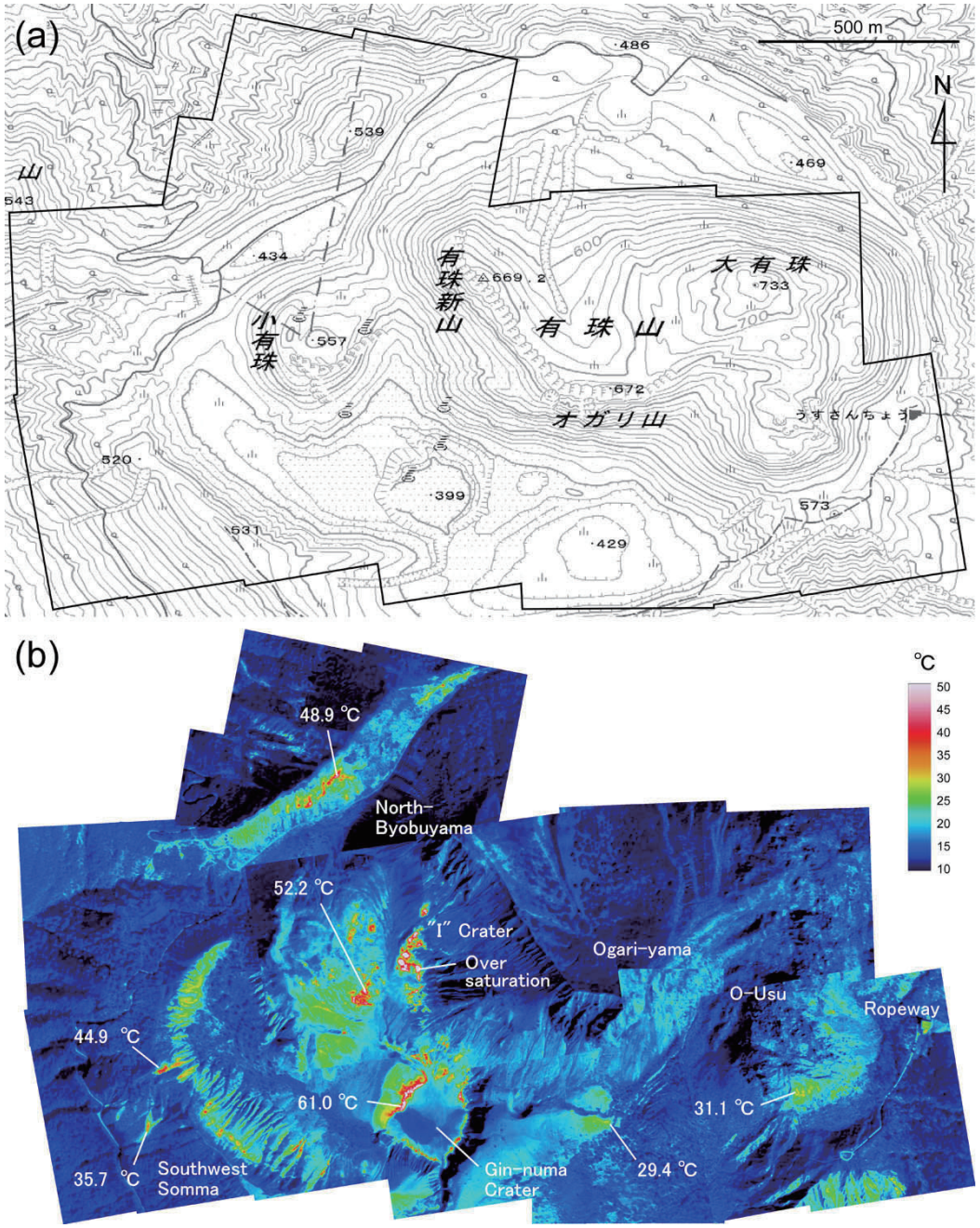

Fig. 3. (a) Topographic map showing around the summit of Usu volcano. Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. (b) Aerial IR image of the summit area of Usu volcano taken on 27 September 2010 from 1,500 m above the ground surface.

3. 昭和新山

地形図および赤外画像を Fig. 4 に示す．高温領域は標高 250 m 以上に集中しており，最高温度

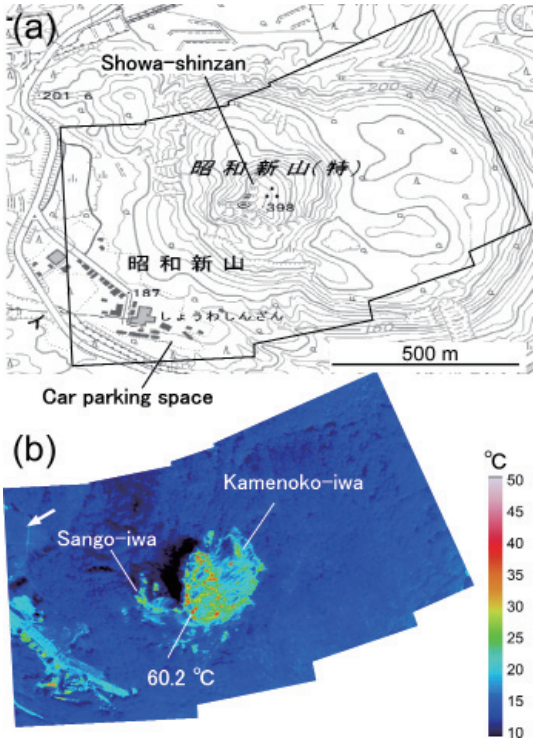

Fig. 4. (a) Topographic map showing around the Showa-shinzan. Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. (b) Aerial IR image of Showa-shinzan taken on 27 September 2010 from 1,500 m above the ground surface.

は 60.2 ℃ である．同山東側に相当する屋根山には，温度異常領域は認められなかった．

基準温度 T_0 は，昭和新山東側の草地（Fig. 4b の矢印周辺）の平均温度 14.9 ℃ とした．このとき，見かけの温度異常領域の面積は 29,700 m^2，放熱率は 5.4 MW と計算される．ただし昭和新山は起伏に富んでいる．面積を算出するにあたり，温度異常領域の標高を 300 m とし，平均斜度を 30 度とみなせば，温度異常面積は 34,000 m^2，放熱率は 6.2 MW と見積もられる．これらの結果は，2006 年 9 月の赤外画像にオルソ補正を加えて表面積を算出した結果（松島・他，本号）と比較して約 3 割少ないが，地形に起因する不確定を考慮して，熱活動に大きな変化は認められないと考える．

4. 2000 年新山における放熱活動の衰退

今回得られた空中赤外画像を解析した結果，2010 年 9 月における噴気地放熱率は 5.6 MW であり，2006 年 9 月（9.2 MW，寺田・他，2008）よりも減少したことが分かった．2000 年新山周辺の噴気地は，2000 年から 2006 年にかけて拡大傾向であったが，今回初めて，噴気地全体の放熱率が減少へ転じた事が示された．実際に，本地域では地中温度低下や，植生の回復が観察され

ている．氷を用いた定点観測でも，同様に熱流量の減少が各点で観測されている（寺田，未公表資料）．

さらに，2006 年 9 月に湖面放熱率が 2 MW と見積もられた KB 火口湖は，2007 年頃にはほぼ消滅した．2006 年 9 月に 8 MW と推定された NB 火口の噴気も，2010 年 9 月には目視できない程度まで衰退していた．すなわち，火口湖や噴気孔から放出されている熱量は，2010 年には 1 MW 以下と思われる．

これら噴気地や噴気，火口湖からの総放熱量で比較すると，2006 年 9 月に 20 MW と推定された 2000 年新山全体からの総放熱率は，最近 4 年間で約 1/4 に減少したことがわかる．このような 2000 年新山の熱活動の衰退は，同規模のマグマが貫入したとされる 1977 年噴火で観測された衰退ペースよりも，明らかに早い．

Fig. 5 に，2000 年新山の放熱率の推移と，1977 年噴火後の山頂領域での放熱率推移を示す．寺田・他（2008）は，2007 年 5 月までの放熱量を 2.3×10^{16} J と見積もっている．その後，さらに 2010 年 10 月 1 日までに放出された熱量は，Fig. 5 に示したデータを台形公式を用いて積分する

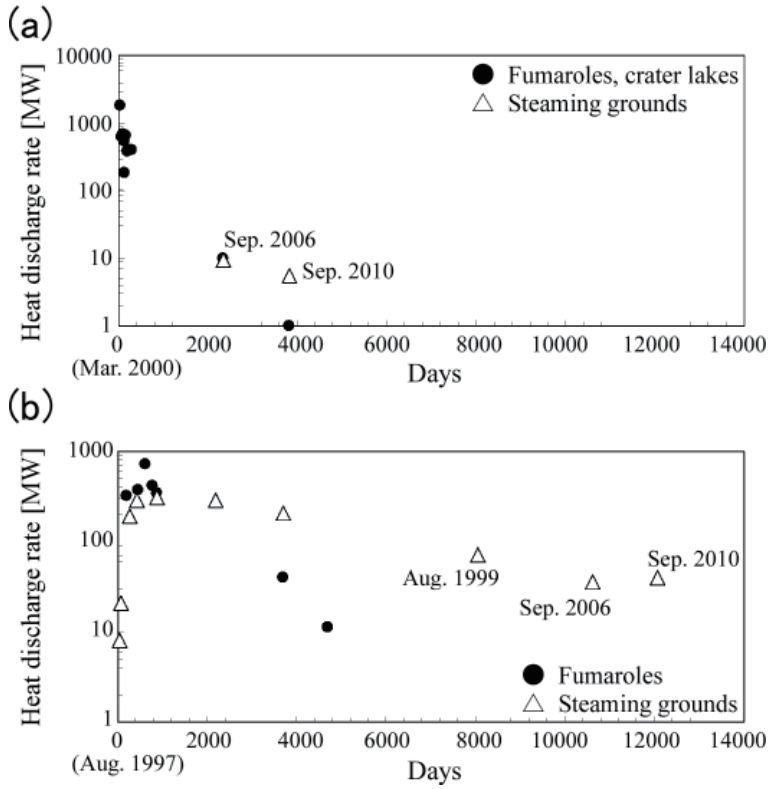

Fig. 5. (a) Time series of heat discharge rates from the geothermal area formed during the 2000 eruption at Usu volcano. The data before 190 days are monthly averaged values, referred to Hirabayashi et al. (2000) and Meteorological Research Institute (2002). (b) Time series of heat discharge rates from the summit area of Usu volcano (after Matsushima, 2003). Data obtained in 2006 is from Matsushima et al. (this issue).

ことで1.3 × 10^{15} J と見積もられる．これらの見積りは，データが少ないために不確定が大きいが，2006 年以降の放熱量は，それ以前に比較して著しく少ないことは明らかである．このように，噴火後 10 年足らずで，数 MW 規模へと急速に衰えた熱活動の経過は，1977 年噴火とは大きく異なる．

Fig. 5 を時間について積分することで得られる総熱量は，地殻変動から推定された貫入マグマが有する熱量の 1/10 以下である（寺田・他，2008）．すなわち，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．一方で，1977 年噴火後に放出された総熱量は，貫入マグマの量に矛盾しない（Matsushima, 2003）．このような差異が生じた原因は，いくつか考えられる．例えば，西山周辺の地下水理環境の特徴として，媒質の透水係数が山頂領域よりも小さいことが挙げられる（大島・松島，1999）．この場合，熱水循環システムが山頂付近よりも発達しにくく，2000 年新山での地表面放熱活動は，山頂のそれよりも抑制されるであろう．あるいは，浅部貫入マグマの量が，これまで考えられているよりも少ないか，マグマがより深部に存在する等の可能性が考えられる（寺田･他，2008）．現時点で原因を特定することは難しく，今後，同地域で行われる試掘調査に基づき，詳細な議論を行なうことが期待される．

V．登別火山の放熱活動

1．解析結果

地形図および赤外画像を Fig. 6 に示す．大湯沼，奥湯沼および大正地獄の 3 つの火口湖に加えて，大湯沼火口湖周辺，日和山潜在溶岩ドームの南側山腹，および地獄谷爆裂火口において温度異常が検出された．これらは，いずれも既知の熱活動である．

基準温度を決定するにあたり，適当な領域，すなわち火山としての熱活動の影響がなく，かつ植生の影響が少ない裸地が，解析領域近傍には見つからなかった．このため，地獄谷の南 1.8 km，標高 200 m に位置する 70 m × 100 m の裸地を選定し，この平均地表面温度 19.8 ℃ を基準温度 T_0 とした．また，火口湖面放熱率を見積もるために必要な気温および風速は，同日 09 時 30 分におけるアメダス観測点「登別」の観測データ（18 ℃，1.6 m/s）を使用した．

解析の結果，地表面の温度異常領域の面積は 87,000 m^2 と見積もられた．このうち，火口湖の面積は，大湯沼 14,600 m^2，奥湯沼 850 m^2，大正地獄 155 m^2 であった（Table 1）．当時，大正地獄は水位変化に伴って湖面積も著しく変化しており，観測当時は低水位の状態であった．

本地域における湖面蒸発および噴気地放熱率は，合計 22 MW と推定された．このうち 11 MW を大湯沼が占め，地獄谷の 4.4M W がそれに続く（Table 1）．

2．火口湖の熱収支

大湯沼火口湖が存在する窪地は爆裂火口と考えられており（鳥口・他，2005），最大深度は 22 m，流出河川の pH は 2.8 である（鈴木・他，1958）．湖底温度は 74-112 ℃ あり，湖底の一部

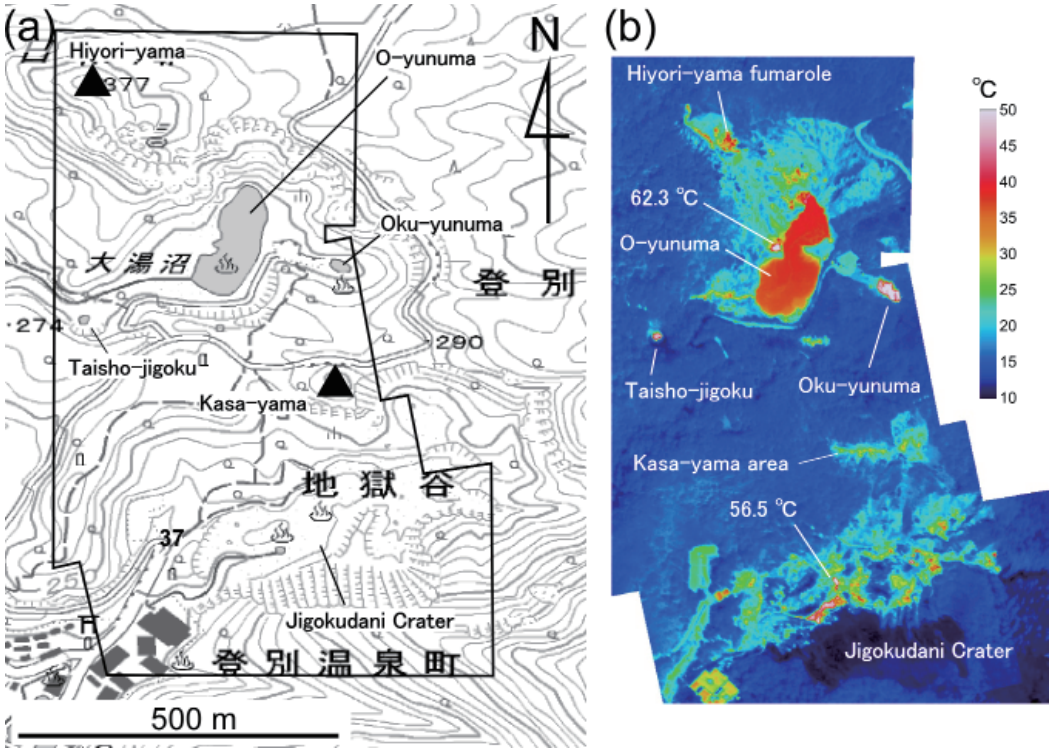

Fig. 6. (a) Topographic map showing the geothermal area at Noboribetsu volcano. Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. (b) Aerial IR image of the geothermal area at Noboribetsu volcano taken on 27 September 2010 from 1,500 m height above the ground surface.

には溶融硫黄が存在する（福富，1966）．

湖底漏水率を無視した場合の収支計算によれば，大湯沼の湖底熱供給率は 45 MW と推定されており（福富・他，1968），本研究で見積もられた湖面放熱率 11 MW 以上に，流出河川として熱が失われていることが示唆される．このような河川流出も併せれば，大湯沼からの放熱規模は草津白根火山・湯釜（約 20 MW，Ohba et al., 1994）よりも多い．このように大湯沼は，阿蘇・湯だまり（220 MW，Terada et al., 2008）とともに国内有数の活動的火口湖のひとつといえる．

福富（1966）や福富・他（1968）によれば，奥湯沼と大正地獄からの河川流出量は，それぞれ 14–23 L/s（5.8–9.7 MW），1.8 L/s（1.3 MW）と推定されている．いずれも，本研究で見積もられた 1.3 MW および 0.2 MW より 1 桁大きく，これら火口湖の熱放出の大半を流出河川が担っている．この点で，阿蘇火山（Terada et al., 2012）や草津白根火山の火口湖（Ohba et al., 1994）で推定されている熱収支の特徴とは大きく異なる．以上のことから，登別火山の火口湖を熱的にモニタリングするには，湖水温度ばかりでなく，流出河川の流量を計測することが重要である．

3. 噴気地の熱収支

日和山は，完新世に形成された潜在溶岩ドームである（勝井，1988）．17-19 世紀に形成されたと考えられる爆裂火口（Goto et al., 2011）周辺には温度異常領域が広がり，ジェット音を伴う噴気を 70 m 前後の高さに噴き上げている（札幌管区気象台火山監視・情報センター，2010b）．従来，この噴気の温度は 120 ℃ 前後であったが，2007 年以降は緩やかな上昇傾向が認められ，現在は 130-140 ℃ 前後で推移している（札幌管区気象台火山監視・情報センター，2010b）．同時期には，大正地獄での間欠的な熱水噴出が始まっている．

2006 年に得られた空中赤外画像（松島・他，2012）と Fig. 6 を比較すると，地熱異常範囲に顕著な変化は認められない．推定された放熱率も，今回得られた 22 MW にほぼ一致している．すなわち，地下浅部の熱水流動に対応すると考えられる噴気地の熱活動には，特別の変化が認められない．

一方，地獄谷も爆裂火口と考えられており，火口底部に噴気地や温泉湧出が見られる（勝井，1988）．地獄谷では熱活動の消長が認められ，大正時代には熱水を含む蒸気を高さ 50 m まで吹き上げる活動が 2 週間継続したほか，間欠泉の生成・消滅が記録されている（田中館，1924）．最近では，1951 年から 52 年にかけて，地獄谷西部から熱水や蒸気が激しく噴出し，昭和地獄が形成された．この活動の最盛期には，周辺 250 m の範囲に土砂を飛散させ，周囲の山よりも高く噴気が上昇した（福富・藤木，1953）．また，1974 年から 75 年にかけて，笠山周辺で新たに熱異常領域が形成された．

本研究では，地獄谷における噴気地放熱率は 4.4 MW と推定された．一方，須川（1960）は，収支計算に基づき地獄谷における熱水湧出率を見積もっており，活発期に相当する 1952 年は 55.9 L/s（11 MW），静穏期に相当する 1958 年には 34.7 L/s（ 7 MW）であった．すなわち，奥湯沼と同様に，地獄谷における放熱活動の多くは熱水流出が担っている．

本研究で解析対象としたのは，地表面から大気への放熱活動であり，河川流出による熱量は考慮していない．登別地域からの熱活動の推移を詳細に検討するには，地上調査によって河川流量および水温を正確に測定する必要がある．

VI. 北海道駒ケ岳火山の放熱活動

地形図および赤外画像を Fig. 7 に示す．昭和 17 年（1942 年）火口および昭和 17 年大亀裂では，従来どおり，火山の熱活動に関係する温度異常は認められなかった．この他，熱活動が知られている昭和 4 年（1929 年）火口，繭形火口，明治火口，瓢形火口，および 96 年噴火で生じた南火口列については，雲に阻まれて欠測となった．

北海道駒ケ岳火山は 1996 年から 2000 年にかけて小規模な噴火が繰り返された（例えば，千葉，1996；中川・他，2001；廣瀬・他，2002）．防災科学技術研究所が 1996 年 9 月に実施した空中赤外観測では，昭和 4 年火口や 96 年噴火の南火口列に最高 82 ℃ の高温領域が検出されている（鵜

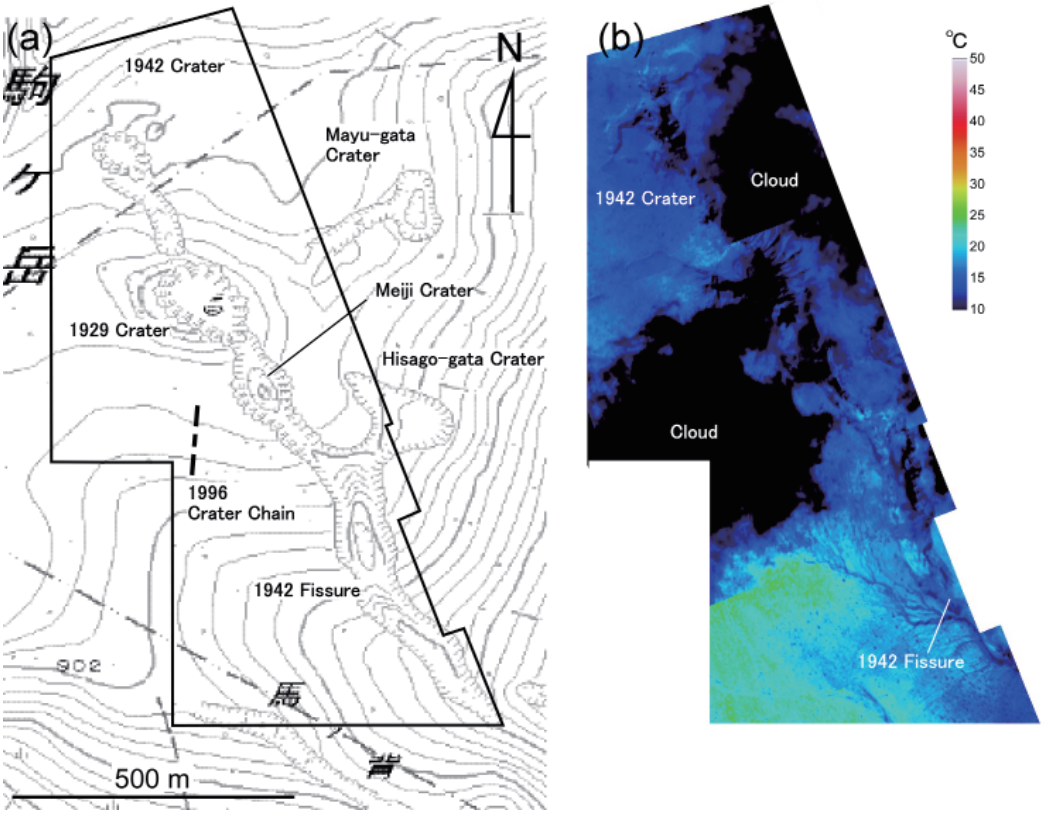

Fig. 7. (a) Topographic map showing around the summit area of Hokkaido-Komagatake volcano. Grey solid lines represent topographic contours with interval of 10 m height. (b) Aerial IR image of the summit area of Hokkaido-Komagatake volcano taken on 27 September 2010 from 1,500 m above the ground surface.

川・他，1998）．同所による 2000 年 9 月および 11 月の観測では，昭和 17 年（1942 年）大亀裂と瓢形火口の中間部に最高 61 ℃ の高温領域が認められる（防災科学技術研究所，2002）．その後，2010 年 5 月の地上観測では，昭和 4 年（1929 年）火口における赤外放射温度計観測により 64 ℃，瓢形火口では直接測定に基づき約 40 ℃ が測定されている（札幌管区気象台火山監視・情報センター，2010a）．

本研究では，上記の温度異常領域は欠測となったが，昭和 17 年火口および昭和 17 年大亀裂内に，従来どおり地熱異常が存在しないことを確認した．昭和 4 年火口の噴気高度は 2010 年で最高 50 m 程度と報告していることから（札幌管区気象台火山監視・情報センター，2010a），同火山の山頂領域からの放熱量は数 MW 程度と推定される．

Ⅶ. ま と め

2010 年 9 月に実施した空中赤外観測によって，各火山の温度異常面積および地表面放熱率を

推定した．有珠火山 2000 年新山からの噴気地放熱率は 5.6 MW で，前回 2006 年の観測時と比較して 4 分の 1 程度に衰えたことが分かった．また，KB 火口湖や NB 火口噴気からの放熱量は，噴気地と比較して無視できる程度に減少した．有珠火山山頂領域の噴気地放熱率は 39 MW，昭和新山は 6.2 MW で，2006 年の観測時（松島・他，2012）とほぼ同じ値であった．登別火山では，地獄谷および大湯沼周辺を合わせて 21 MW と推定された．このうち，大湯沼からの湖面放熱率が 11.2 MW を占める．2006 年の観測時（松島・他，2012）と比較して，2007 年以降の大正地獄の噴湯および日和山噴気温度の上昇に対応する変化は認められなかった．北海道駒ケ岳火山山頂領域では視界不良のために欠測となった領域が多いが，観測できた昭和 17 年火口および昭和 17 年大亀裂内に，温度異常は認められなかった．

謝辞　観測にあたり，北海道航空株式会社および中日本航空株式会社には特別のご配慮を頂きました．本論文内で使用した各地形図は，国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものです．ここに記して深く感謝します．本研究は文部科学省による「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」の支援を受けました．

付録

単位面積あたりの湖面蒸発量 ϕ_e は次のように書ける（Ryan et al., 1974）：

$$\phi_e = \left[\lambda(T_{vl}-T_{va})^{\frac{1}{3}}+b_o u\right](e_l-e_a) \qquad \text{(a1)}$$

ここで，第 1 項が自由対流を，第 2 項が強制対流に対応する．T_{vl} 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 T_l における飽和状態の値，後者は湖表面から高さ 2 m での値である．また，e_l 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 0.027 W/m^2/Pa/K$^{1/3}$，b_0 は経験的に知られている定数 0.032 W/m^2/Pa/(m/s) である．

顕熱輸送 ϕ_c は，Bowen 比 B_o を用いて

$$\phi_c = B_o\phi_e \qquad \text{(a2)}$$

と書ける．ここで B_o は

$$B_o = C'\frac{T_l-T_a}{e_l-e_a} \qquad \text{(a3)}$$

で，T_l は湖表面の水温，T_a は湖表面から高さ 2 m の気温，C' は潜熱や定圧比熱などから計算される定数 61 Pa/K である．正味放射 ϕ_r は，Stefan-Boltzman の法則に基づき，

$$\phi_r = \varepsilon_l\sigma(T_l^4-T_a^4) \qquad \text{(a4)}$$

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 0.97，σ は Stefan-Boltzman 定数 5.67×10^{-8} である．（a4）式は近似的な表現であるが，高温火口湖の場合は蒸発エネルギーが卓越するため，その不確定が Φ へ与える影響は少ない．

文　献

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樽前山、北海道駒ケ岳、岩手山、磐梯山、浅間山の山体表面温度観測，火山噴火予知連絡会会報，**79**，1-4．

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

千葉達朗，1996．北海道駒ケ岳火山 1996 年 3 月噴火，地質学雑誌，**102**，3-15．

福富孝治，1966．登別温泉の地球物理学的研究の概要，温泉科学，16，51-59．

福富孝治・藤木忠美，1953．昭和 26 年 11 月から 27 年 3 月頃の登別温泉地獄谷の活動状況，北海道大学地球物理学研究報告，**3**，23-40．

福富孝治・中尾欣四郎・三好日出夫・田上龍一，1968．登別温泉大湯沼の水収支および熱収支，北海道大学地球物理学研究報告，**19**，1-19．

Goto, Y., H. Sasaki, Y. Toriguchi and A. Hatakeyama, 2011. A phreatic explosion after AD 1663 at the Hiyoriyama cryptodome, Kuttara volcano, southwestern Hokkaido, Japan, *Bull Volcanol. Soc. Japan*, **56**, 153-160.

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．有珠山 2000 年噴火の様式と活動の変化，自然災害科学，**19**，375-381．

広瀬　亘・岡崎紀俊・石丸　聡・志賀　透・松山輝雄・宝田晋治・吉田真理夫・吉本充宏・中川光弘，2002．北海道駒ケ岳 1998 年 10 月 25 日の噴火，北海道立地質研究所報告，**73**，143-150．

勝井義雄，1988．倶多楽（日和山），北海道防災会議，99pp．

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．

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

松島喜雄・大島弘光・森済・前川徳光・鈴木敦生・寺田暁彦・鍵山恒臣，2012．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－，北海道大学地球物理学研究報告，**75**，本号．

中川光弘・野上健治・石塚吉浩・吉本充宏・高橋　良・石井英一・江草匡倫・宮村淳一・志賀　透・岡崎紀俊・石丸　聡，2001．北海道駒ケ岳，2000 年の小噴火とその意義：噴出物と火山灰付着性成分の時間変化から見たマグマ活動活発化の証拠，火山，**46**，295-304．

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.

札幌管区気象台火山監視･情報センター, 2010a．平成 22 年（2010 年）の北海道駒ケ岳の火山活動, 気象庁月報（防災編）．

札幌管区気象台火山監視･情報センター, 2010b．平成 22 年（2010 年）の倶多楽の火山活動, 気象庁月報（防災編）．

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**, 14, 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, *Memoirs of the National Defense Academy Japan*, **23**, 95-103.

須川　明, 1960．1957 年 8 月から 1958 年 11 月までの登別温泉地獄谷について, 北海道大学地球物理学研究報告, **7**, 45-54.

鈴木　酵・石川俊夫・鈴木淑夫・勝井義雄，1958．登別温泉地質調査班報告，北海道衛生部北海道温泉調査報告，**Ⅳ**，35-50.

田中館秀三，1924．北海道登別温泉，地学雑誌，**36**，660-667.

Terada, A., T. Hashimoto and T. Kagiyama, 2012. A water flow model of the active crater lake at Aso volcano, Japan: Fluctuations of magmatic gas and groundwater fluxes from the underlying hydrothermal system, *Bull. Volcanol*., DOI:10.1007/s00445-011-0550-4.

Terada, A., T. Kagiyama, and H. Oshima, 2008. Ice Box Calorimetry: A handy method for estimation of heat discharge rates through a steaming ground, *Earth Planets Space*, **60**, 699-703.

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.

鳥口能誠・佐々木央岳・畠山　信・後藤　芳彦，2005．北海道南西部，登別火山における最新の噴火：日和山－大湯沼－裏地獄火口列で起きた水蒸気爆発，日本火山学会講演予稿集，109.

鵜川元雄・矢崎　忍・宮坂　聡，1998．火山専用空中赤外映像装置（VAM-90A）による北海道駒ケ岳，九重山，阿蘇山の山体表面温度観測．防災科学技術研究所研究報告，**58**，77-104.