

火山における熱観測

寺田 暁彦***

(2010年5月6日受付, 2010年5月28日受理)

Thermal Measurement and Monitoring on Volcanoes

Akihiko TERADA***

1. はじめに

本稿は、2009年度火山学会研究奨励賞受賞課題「独創的手作り観測による火山現象の熱学的研究」について、その研究内容を紹介するものである。火山体表面付近で観察される熱現象は、噴煙、噴気、噴気地、温泉、火口湖など多岐にわたり、それぞれ異なる観測・解析手法が適用される。本稿では、筆者が京都大学在職時に行なった、火口湖、噴気地、および噴煙に関する研究を取り上げる。それら観測経過については、他火山や別項目の観測への応用を期待して、やや詳しく述べることとした。一方で、紙面の制約から関連研究のレビューを最小限としたため、その詳細は各論文を参照して頂きたい。

まず2章では、筆者の熱学的研究に対する意義付けを、阿蘇火山を例として行なう。3章では、火口湖での観測経緯について紹介する。これらのデータを4章で定量的に解析し、火山浅部熱水系の挙動や、火口湖形成機構を議論する。5章は、噴気地や噴煙について、その放熱量を簡単に求めるための工夫を紹介する。最後の6章では、阿蘇における火山防災という視点から、筆者の研究成果をまとめる。

2. 観測フィールドとしての阿蘇火山

2-1 火山性流体の上昇経路

阿蘇火山中岳の火口周辺 (Fig. 1 (a)) では、噴火期ばかりでなく、非噴火期を通じて多様な火山現象が観測される。これは、地下深部から地表への流体輸送が、常に

継続しているためであろう。例えば長周期微動 (Yamamoto *et al.*, 1999)、ハイブリッド微動 (Mori *et al.*, 2008)、連続微動 (Takagi *et al.*, 2006) の解析結果は、火山体内における流体輸送経路について多くの示唆を与えている (Fig. 1 (b))。その一方で、地殻変動と噴火活動との関係は不明瞭で、例えばマグマ噴火の発生前後に実施された水準測量でも、火口周辺で有意な変動が検出されないことが多い (須藤・他, 2006)。

また、火口底ごく浅部に著しい低比抵抗領域が MT 観測から見出されており、これは熱水貯留層および粘土質のキャップロックと解釈されている (Kanda *et al.*, 2008)。この領域周辺では、熱消磁・帯磁に対応する磁場変動がほとんど常に継続している (Tanaka, 1993)。

2-2 熱学的研究を行なう意義

上記の先行研究等から、阿蘇火山の浅部における火山性流体輸送経路が、おぼろげながらもイメージされつつある。中でも中岳第一火口直下の深さ 100-数 100 m の領域 (Fig. 1 (b)) は、火山性連続微動や磁場変動が起きていること、顕著な低比抵抗領域が局在していることから、浅部熱水系に相当すると考えられる。その直上に位置する火口湖・湯だまり (Fig. 1 (a)) は、深部から上昇してきた火山性流体が、熱水系を介して地表へ噴出する場所である。すなわち湯だまりは、流体輸送経路の最上端に相当する、火山内部を伺い知る窓のような存在である。

そして火口湖は、熱観測を行なう上で大変便利な道具である。一般に、噴気孔から噴出した火山ガスは周辺空

* 〒869-1404 熊本県阿蘇郡南阿蘇村河陽 5280
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
Aso Volcanological Laboratory, Kyoto University, 5280
Kawayo, Minami-Aso, Kumamoto 869-1404, Japan.

** 現所属 〒377-1711 群馬県吾妻郡草津町草津 641-36
草津白根火山観測所

東京工業大学火山流体研究センター
Volcanic Fluid Research Center, Tokyo Institute of
Technology, 641-36 Kusatsu, Agatsuma, Gunma 377-
1711, Japan.

Corresponding author: Akihiko Terada
e-mail: terada@ksvo.titech.ac.jp

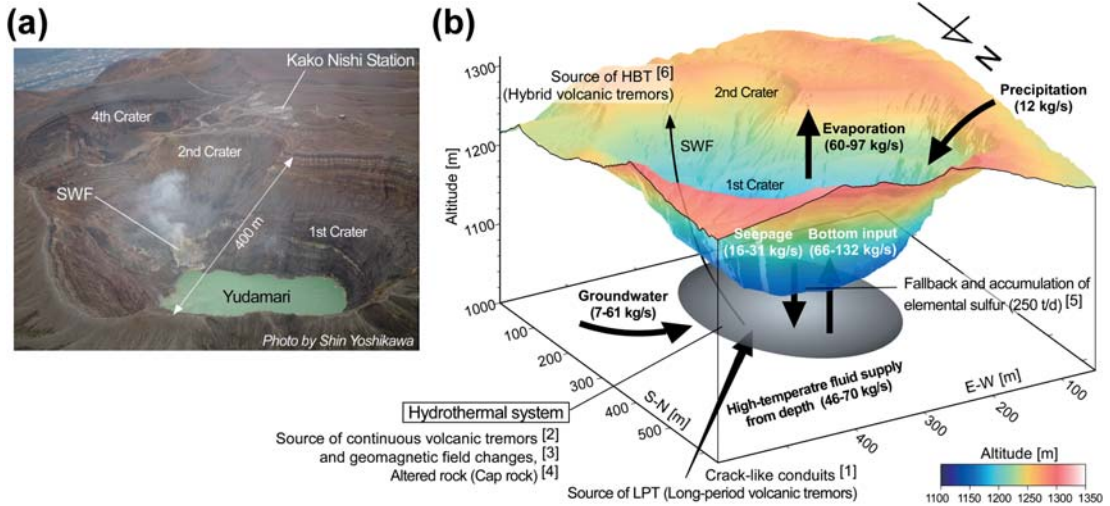


Fig. 1. (a) Aerial photograph of the Nakadake Craters. SWF: fumaroles within the south wall. (b) Schematic model of mass flow (after Terada *et al.*, submitted) around the 1st Crater of Nakadake, Aso volcano, during a non-eruption period. Superscript numbers refer to the following references: [1] Yamamoto *et al.* (1999); [2] Takagi *et al.* (2006); [3] Tanaka (1993); [4] Kanda *et al.* (2008); [5] Miyabuchi and Terada (2009); [6] Mori *et al.* (2008). The topography data are from Kokusai Kogyo Co., Ltd.

気と速やかに混合し、大気中に拡散してゆく過程で、噴出温度や噴出率、化学成分組成などの重要な情報が失われてゆく。また、噴出口での直接測定には、大変な困難や危険を伴うことも多い。

その一方で火口湖は、噴出した熱と物質の大部分が湖水に捉えられる。その結果、観測量は比較的計測が容易な水位・水温となる。火口湖で得た観測データに適切なモデルを適用すれば、湖底噴出流体の噴出率やエンタルピーを、火山ガス観測では不可能な高い分解能でモニタリングすることが可能である。

また、火口湖とは火山浅部熱水系の上端が地表に現れたもの、との考えがある (例えば Vandemeulebrouck *et al.*, 2005)。もしそうならば、直接観察が困難であるが、火山学的に興味ある様々な現象を引き起こす熱水系の状態を、火口湖を通じてモニタリングすることが可能かも知れない。

3. 火口湖の観測

3-1 水位と湖水量変動のモニタリング

湯だまりは比高 120–150 m に達する急崖に囲まれて接近不可能である (Fig. 1 (a))。そこで、高解像度デジタルカメラを火口縁に設置して、得られた画像と DSM (Digital Surface Model; 精密数値標高モデル) とを比較することで、全湖水量 60 万 m³ に対し、水量変動を 0.5 万 m³

の精度でモニタリングした (Terada *et al.*, 2008a; Terada *et al.*, submitted)。

ここで、二酸化硫黄ガス等による腐食からカメラを守るため、食品保存等の使途で市販されているポリプロピレン (Polypropylene) 製容器に撮影システムを収めた (Fig. 2 (a))。ただし、容器内外の温度差が圧力勾配を生むため、二酸化硫黄を含む外気の容器内への侵入を、完全に防ぐことはできない。このとき、内部に結露が生じると、侵入した二酸化硫黄が硫酸へ変化して機器を腐食させる。そこで、容器内に吸湿剤を収めて結露を防いだところ、腐食は著しく抑制され、デジタルカメラを火口縁で長期間運用することが可能になった。

2 年半の観測の結果、降水量と直接的に関係しない、僅かな水量変動を初めて認識した (Terada *et al.*, 2008a)。これら水位変動を後述の水温データとともに解析することで、湖底噴出流体の僅かな変動を定量的に検討することが可能である (4 章)。

3-2 水温観測

これまで水温は、主として赤外カメラを用いて観測されてきた (吉川・須藤, 2004)。しかし、測定は気象条件の影響を受けるため、たとえば水温変化を検出しても、それが火山活動を反映したものか、或いは気象条件によるものかを区別することが難しい。また、観測者が火口縁まで出向く必要があり、悪天候時や、噴火が懸念される

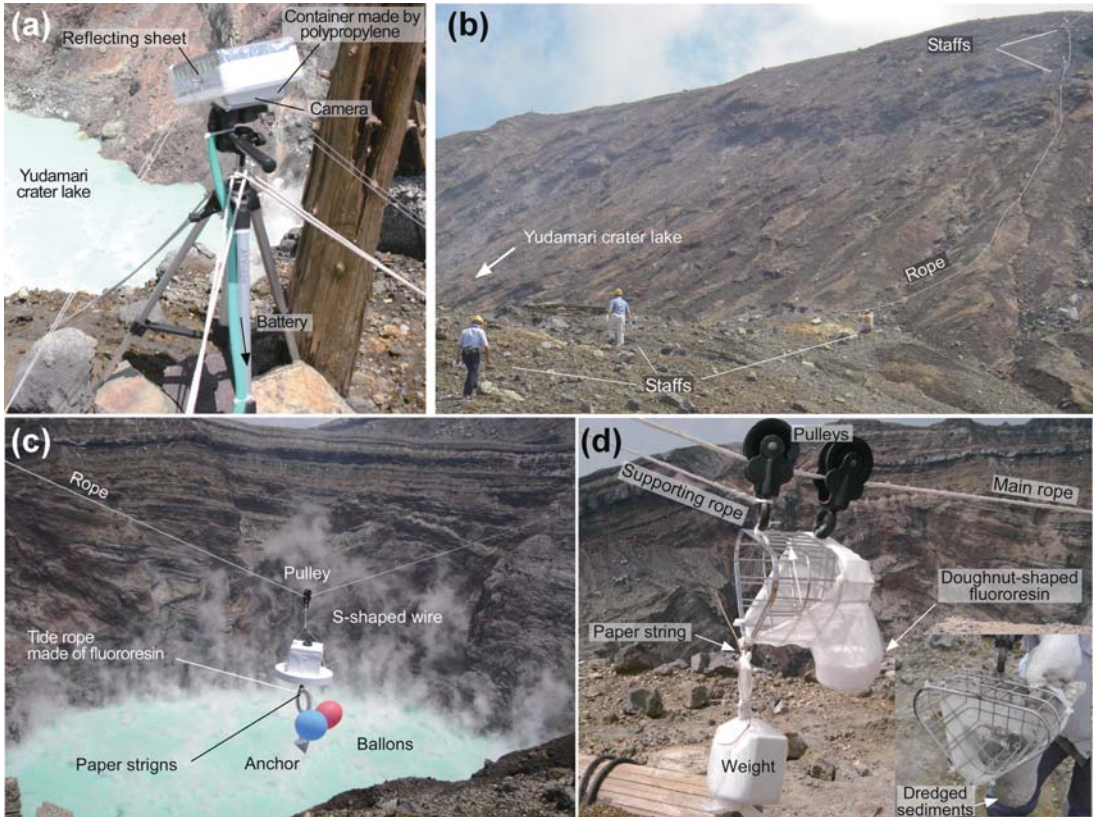


Fig. 2. (a) The automatic image recording system in operation at the crater rim site. This figure is modified from Figure 2a of Terada *et al.* (2008a). (b) Photograph of a rope run around the 1st Crater. The main rope used in deploying the water telemetry buoys was stretched between sites on the western and eastern parts of the crater rim. (c) Photographs of the temperature telemetry buoy. The buoy descends to the lake surface under gravity along the main rope made of polypropylene. (d) Photographs of the sampler used to collect lake sediments and dredged lake sediments. This figure is modified from Figure 1 of Miyabuchi and Terada (2009).

時には、観測そのものが困難である。

そこで、難燃性発泡スチロール板やフッ素樹脂の一種である、変性 PTFE (Denatured polytetrafluoroethylene) を用い、高温・強酸性環境下に耐え、耐候性の高い小型軽量ブイを作成し (Fig. 2 (c))、水温の直接連続観測を試みた。搭載機器等を含めたシステムの総重量は 3.3 kg である (寺田・吉川, 2009)。

3-2-1 設置方法の確立

火口に架線したロープと滑車、紙製の紐を用いることで、簡便にブイを設置する方法を確立した。架線作業 (例えば Ohsawa *et al.*, 2009) は、火口東側を 3 名、西側を 4 名が分担することで、約 40 分程度で完了した。

滑車に吊り下げたブイは、自重により速やかに降下した (Fig. 2 (c))。このとき、ブイを水深 15 m の湖底に係

留するための、アンカーとブイをつなぐロープ (係留ロープと呼ぶ) が、ブイ降下時の障害となる。そこで、係留ロープを紙紐で束ねた。ブイが着水後、紙紐は湖水で自然溶解するので、係留ロープが自然に解け、アンカーは湖底へ降下する。紙紐に結びつけたゴム風船が離れたことを視認することで、火口縁からブイの係留を確認した (寺田・吉川, 2009)。

3-2-2 観測成果

本稿では、2009 年 2 月に設置したブイによる水温観測結果を示す (Fig. 3)。本観測により初めて、振幅が約数 °C、周期が数日程度の水温変動が認識された。

水温変動を数値的に検討すると、数日周期の変動の原因は風であることがわかる。例えば風が強い場合、強制対流が促進されることで湖面蒸発量が増加し、湖水温度

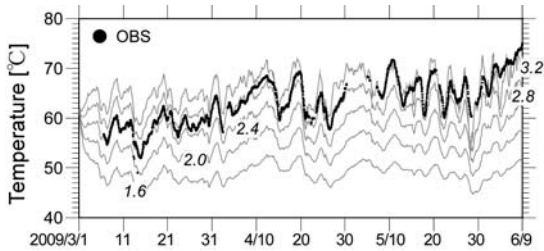


Fig. 3. Observed temperature data and computed water temperature as a function of time using a numerical model (after Terada *et al.*, submitted). Five sets of calculation results are shown for enthalpy of bottom input fluids of 1.6, 2.0, 2.4, 2.8 and 3.2 MJ/kg, respectively.

は低下する。また、水温変動には気温も影響している。例えば気温が上がると、湖水温度との差が小さくなるため、蒸発量は減少する。そのため、水温は上昇する (Terada *et al.*, submitted)。

Fig. 3 では、湖底噴出流体のエンタルピーを 2.0–3.6 MJ/kg の 5 通り仮定した水温計算値も示している。詳しく見ると、2009 年 3 月はエンタルピー 2.4 MJ/kg の計算値が観測値をよく説明する。その後、4 月は 2.8 MJ/kg、5 月には 3.2 MJ/kg と、より高いエンタルピーを示す計算値に乗る。これは、湖底噴出流体のエンタルピーが徐々に増加したことを示唆する。そしてこの変化は、浅部流体輸送に関係すると考えられる連続微小振幅 (例えば、気象庁火山活動解説資料) と調和的である。湯だまりは、浅部熱水系の熱的状態を反映して変動していると考えられる。

3-3 湖底泥採取

湯だまりの湖底標高は 10 年間で 20–30 m も上昇しており、崖堆積物や、湖水起源の沈殿物、噴気孔から放出された物質等の堆積が顕著に進行していると考えられる。そこで、阿蘇火山としては初めて湖底堆積物を採取した (Miyabuchi and Terada, 2009; 寺田・吉川, 2009)。

3-3-1 採泥方法

火口縁からロープを操ることで、湖底堆積物のドレッジを試みた。著しい強酸性環境、操作可能な重量 3 kg という制約のため、市販のドレッジ用装置は使用に適さず、今回は、ステンレス製のカゴに、ポリエステル製ネットを複数枚重ねることで採泥器とした (Fig. 2 (d))。採泥器のネットの中には、耐酸性に優れたフッ素樹脂 (変性 PTFE) 製のドーナツ型ブロックを収めた。ドーナツ型としたのは、試料がステンレスのカゴに触れ、化学的に汚染されることを防ぐためである。

採泥器を確実に湖底へ着底させるために、紙紐を用い

て重石を装着した。紙紐が自然溶解することで、重しは湖底に残される。このため、滑車と補助ロープを用いて採泥器を簡単に引き上げることができる。

3-3-2 観測成果

滑車に取り付けた採泥器は、自重で速やかに降下した。ドレッジ地点までの斜距離は 250 m 前後あり、湖水の透明度もほとんどないため、観測者は採泥器を見ることはできない。しかし、ロープから伝わる独特の振動により、ドレッジの成否を判断できる。

ドレッジ後、補助ロープを引くことで採泥器を火口縁まで引き寄せ、約 400 g の湖底堆積物を採取した (Fig. 2 (d))。堆積物は極めて細粒で、その 74 wt% は硫黄であった。硫黄沈殿率は 2.5×10^5 kg/day と推定され、これは White 島の火口湖で報告されている 2.0×10^5 kg/day とともに世界最大規模である (Werner *et al.*, 2008)。

これら大量の硫黄は、二酸化硫黄の不質化反応などによって生成される。一方で、中岳第一火口周辺で観測される二酸化硫黄放出率は、非噴火期を通じて 5.0×10^5 kg/day 前後である。すなわち、火山ガス観測と比較して、無視できない量の二酸化硫黄が反応し、硫黄として湖底へ沈殿していることがわかった (Miyabuchi and Terada, 2009)。これは、湖水の有無により、観測される二酸化硫黄放出率が変化する可能性を示唆する。

4. 火口湖定量解析—火山活動の理解へ—

4-1 湯だまり湖底から何が噴出しているのか？

大量の沈殿硫黄からも、湖水への大量の火山性流体の供給が示唆される。このような流体供給の時間変動は、湖水量や水温変動に反映されるであろう。そこで、新たに数値モデルを構築し、前章で得られた観測データを満足するような、湖底噴出流体の噴出率とエンタルピーを求めた (Terada *et al.*, submitted)。

Fig. 4 (a) (b) に、解析した 2 年半のデータに基づき、湖底噴出流体の質量・エネルギー収支を年平均値として示す。湖底からの年間質量供給は 3×10^9 kg (300 万 m^3) に達する一方、降水の寄与は限定的で、湖水の大部分は湖底噴出流体で賄われている。湖底からの年間エネルギー放出量は 7×10^{15} J あまりで、これは 1 年間に $1.9 \times 10^6 m^3$ のマグマが冷却したことに相当する。一方で、阿蘇火山中央火口丘群からの長期的マグマ噴出率は $1.5 \times 10^6 m^3/y$ (Miyabuchi, 2009)、放熱率に換算すると 170 MW である。現在の阿蘇火山の放熱活動は、自身の長期マグマ噴出率に相当する規模である (Terada *et al.*, submitted)。

いくつかの観察事実から、湖底噴出流体は、液相水と高温火山ガスの混合であることが示唆されている。そこ

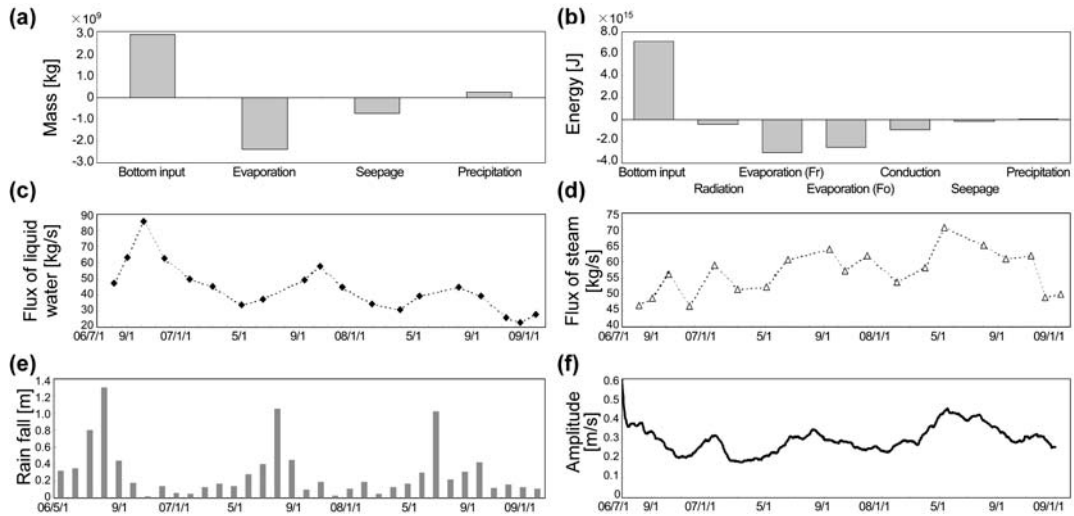


Fig. 4. Bar graphs of (a) yearly averaged mass and (b) energy budgets in Yudamari crater lake, calculated based on the temporal variations of flux and enthalpy of the bottom input fluids from July 2006 to January 2009 (after Terada *et al.*, submitted). Evaporation (Fr) and (Fo) represent free and forced convective energy. (c) Mass fluxes of liquid water and (d) high-temperature volcanic gas, assuming temperatures of 100°C and 800°C, respectively. (e) Monthly precipitation measured at Aso weather station. (f) Daily mean amplitude of continuous volcanic tremors observed at a permanent JMA (Japan Meteorological Agency) seismic station located 600 m west of Yudamari.

で、それぞれの温度を仮定した上で、液相水と高温ガスの噴出率を計算したのが Fig. 4 (c) と (d) である。ここでは、2006年7月から2009年1月を19の期間に区分し、各期間の平均値を表示している。液相の噴出率 (Fig. 4 (c)) は、梅雨期に相当する6-7月 (Fig. 4 (d)) から1-2ヶ月遅れて極大に達する。2006年の梅雨期後の液相噴出率が大いことは、同年梅雨期の総降水量が多かったことに相当するのであろう。すなわち、液相の一部は浅層地下水と考えられる。

一方、気相の噴出率 (Fig. 4 (d)) は不規則に変動している。この変動と、火山性微動振幅 (Fig. 4 (e)) とを比較すると、両者の変動傾向はよく似ていた。連続微動は火口直下浅部の振動源としており (Takagi *et al.*, 2006)、深部から熱水系への高温ガスの注入が、微動発生に関係していることが示唆される。

以上の結果と先行研究から、阿蘇火山の活動火口直下の流体輸送システムは Fig. 1 (b) のようにまとめられる (Terada *et al.*, submitted)。火口湖観測を通じて浅部熱水系の気液比や温度、流量等をモニタリングすることができれば、火山性微動を含む様々な火山現象の理解のための、貴重な情報が得られると期待される。

4-2 なぜ火口湖が存在するのか？

世界の完新世火山のうち、火口湖を有する火山は12%

足らずである (Rowe *et al.*, 1992) 火口湖の形成には、何か特別な機構が必要なのだろうか。阿蘇・湯だまりは特殊な存在で、火山現象の理解としては普遍性に乏しいのだろうか。

湯だまりの形成機構としては、火口直下に変質帯が不透水層の役割を果たしている可能性が指摘されてきた (Kanda *et al.*, 2008)。その一方で、中岳第一火口では、しばしば爆発的噴火が発生し、そのたびに、火口底は破壊され、水理環境は大きく乱されるはずである。それにも関わらず、噴火が終息すると、直ちに火口湖が再生される。同様の例は、Costa Rica の Poás 火山などでも観察される (Rowe *et al.*, 1992)。

阿蘇になぜ高温火口湖が存在するのか。将来、溢流・決壊する危険な火口湖へと変容する可能性はないか。そこで、数値モデルに基づいて火口湖の安定存在条件について議論した。

4-2-1 安定火口湖の実現

火口湖が維持される条件とは、湖の質量収支がバランスすること、すなわち水位変化率が0となる条件である。火口湖システムは多くの要因に影響されるため、4.1節で構築したモデルを簡略化したうえで、方程式系を無次元化することで、支配要因を整理した (Terada and Hashimoto, submitted)。本稿で紹介するのは、火口地形は円柱

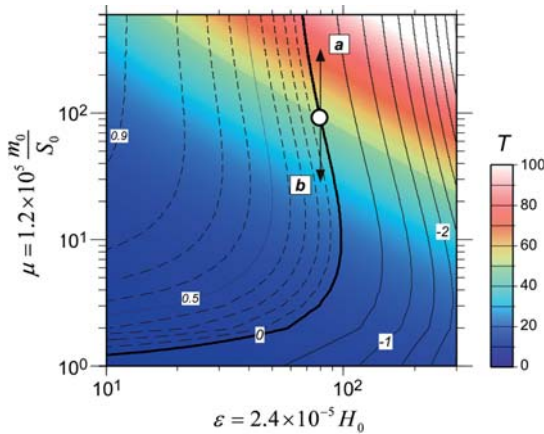


Fig. 5. Values of water temperature T (color) and speed of dimensionless water level change (contours) for which a lake system attains an equilibrium state in energy calculated by a numerical model (after Terada and Hashimoto, submitted). Enthalpy and flux of bottom input fluid are defined by H_0 and m_0 respectively; S_0 is characteristic area of lake surface. In Section 4-2-1, the behavior of water temperature and water level are discussed with reference to arrows a and b. In these calculations seepage output and precipitation inflow are negligible relative to the bottom input mass. Crater topography is assumed to be cylindrical shape.

型、漏水流出と降水流入が、湖底噴出流体の噴出率に比べて無視できるほど小さい場合である。気象条件は、阿蘇火山を想定した値に固定した。

Figure 5 は、熱的平衡が達成されている場合の湖水位の変化率を、無次元パラメータ ε (湖底噴出流体のエンタルピー H_0 に比例) と無次元パラメータ μ (湖面積 S_0 に対する湖底噴出流体の噴出率 m_0 の比に比例) に対して示す。ここで、色彩は水温を、コンターは水位変化率に対応する。Fig. 5 から、 ε は水温を上げ、水位を低下させる効果を持つことが分かる。その一方、 μ が水位へ与える影響は ε に依存する。小さな ε では、水位は増加する。これは、流体自身の体積付加が、低い水温のもと、蒸発損失体積に勝るためである。逆に、大きな ε で起きる顕著な水位低下は、高い水温のもと、蒸発損失体積が卓越するためである。

ここで、 μ に湖面積 S_0 が含まれることが重要である。これは、熱活動が不変でも、何かの原因で火口地形が変化したとき、水位・水温の変動パターンが変化することを示している。例えば火口の縮小(埋積など、Fig. 5 の矢

印 a) は、 μ の増加を意味する。このとき、火口湖の熱収支が崩れて水温が上昇し、水位が低下するため、火口湖は消滅へと向かう。もし火口がすり鉢状地形であれば、面積縮小による、さらなる水温上昇・水位低下という強いフィードバック効果が働く。逆に、火口が拡大すると(隣接の火口地形との連結など、Fig. 5 の矢印 b)、水温低下と緩やかな水位上昇が繰り返され、低温の大きな火口湖が形成される。このとき、もし十分な高さ・強度を有する火口壁が存在しなければ、火口湖は決壊に至る可能性がある。

4-2-2 阿蘇において火口湖が長期維持される理由

以上の結果から、阿蘇に湯だまりが長期間維持されている理由は、安定した火山性流体の噴出(噴出率およびエンタルピー)に対して、適切な大きさの火口地形が存在したためと考えられる。湯だまりの存在は、1,500 年以上前から知られている。すなわち、200 MW 規模の熱が、揮発性成分として長期にわたり大気へ放出され続けてきたのであろう。

5. その他の熱観測

5-1 噴気地

火山や地熱地帯では、地表面の広い範囲から火山ガスが放出され、地温の高い領域が広がっていることがある。これら噴気地は、地下浅部での熱水の広がりや温度、圧力条件を反映しており、例えば熱水系モデリングの際の地表境界条件を与える、重要な観測対象である(例えば、Matsushima, 2003)。また、浅部地震活動に対応するように、地表面温度などが変化することもあり、火山活動のモニタリングとしても重要である(Italiano and Nuccio, 1992)。

赤外カメラの普及とともに、簡単なモデルに基づいて、地表面温度から間接的に噴気地放熱量を見積もる関係式が提案されている(Sekioka and Yuhara, 1974; 江原・岡本, 1980)。しかし、測定精度の検証が困難であり、計算に必要なパラメータの不確実性が大きいなどの課題が残されている。そこで、氷を用いて直接的に熱流量を測定する、水箱熱流計測法(IBC, Ice Box Calorimetry)を考えた(Terada et al., 2008b)。氷を用いる着想は、石井・伊藤(1989)や、積雪を用いた White (1969)がある。一方で IBC は、測定方法が単純で、大気補正を行なうこと、測定精度が実験的に検証されていること等の特長を有する。

IBC では、氷を収めたアルミニウム製容器(以下では水箱と呼ぶ)を噴気地に置き、ある時間が経過する間に溶解した氷の量を測定する。日射など火山とは無関係な熱流量を補正するために、測定点のごく近傍に断熱材を

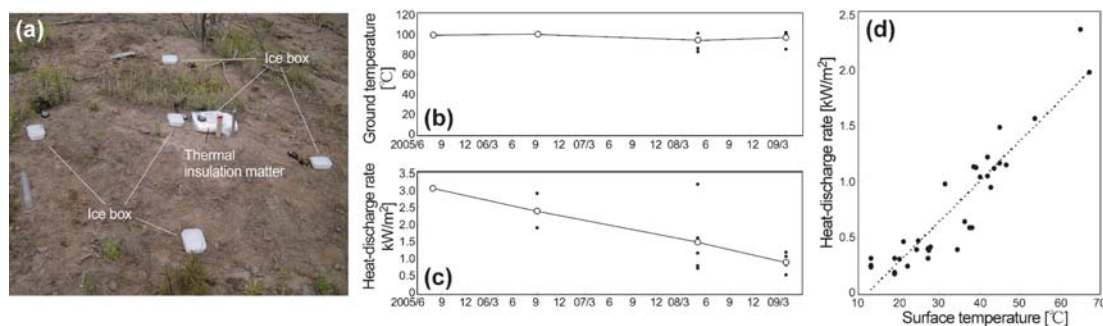


Fig. 6. (a) Example of the placement of Ice Boxes. To measure heat-discharge rate, Ice Boxes were placed on the ground surface. To correct heat flow due to sunlight and ambient air we placed an Ice Box on a thermal insulation mat close to the original measurement sites. Temporal changes of (b) ground temperature at 10 cm depth and (c) heat-discharge rate (kW/m^2) obtained at Usu volcano on 24 April 2009. Small dots represent each measurement, whereas the open circles represent areal means. (d) Plot of heat-discharge rate (kW/m^2) versus ground-surface temperature ($^{\circ}\text{C}$). The dotted line indicates the best-fit line obtained using the least squares method, taking all data into account.

置き、その上で同様の計測を行なう (Fig. 6 (a)).

IBCの特徴は、噴出した火山ガスを 0°C に冷却することである。これにより、対流伝熱すなわち火山ガスのエンタルピーを効率よく捕捉するとともに、 0°C の水に対する伝導伝熱も測定される。室内実験により、IBCで測定される熱流量は、実際の熱流量に矛盾しないことが確かめられている。

実際の観測例として、有珠火山 2000 年新山西山噴気地で継続している繰り返し測定の例を示す。地表面下 10 cm の地温 (Fig. 6 (b)) は沸点の 100°C 前後で推移したが、IBCによる熱流量 (Fig. 6 (c)) は、2005 年の $3.030 \text{ W}/\text{m}^2$ から一定の割合で減少し、2009 年には $920 \text{ W}/\text{m}^2$ まで低下した。このような変化は周辺での植生の回復傾向と矛盾せず、温度観測では検出できない熱流量の変動が、IBCで定量的に観測できたと考えられる。

また、放熱量と地表面温度に線形関係が成立することが、観測に基づいて初めて示された (Fig. 6 (d))。同様の関係は、阿蘇火山の吉岡噴気地 (Terada and Sudo, submitted) や箱根火山でも見出されつつあり (例えば内田・他, 2009)、多くの噴気地に共通する特徴と考えられる。このような経験的關係を用いて、赤外画像から熱流量を推定することも可能である。

5-2 噴煙・噴気

噴煙や噴気として放出される H_2O 量を遠隔測定することは、優れた手法が存在する二酸化硫黄などと比べ困難である。その一方、噴煙や噴気の映像ならば、容易に取得することができる。三宅島火山 2000 年噴火では、島内および隣の御蔵島に WEB カメラシステムを設置して、携帯電話を通じて東京大学地震研究所のサーバへ伝送・

保存するシステムを構築し、画像の一部は WEB を通じてリアルタイム公開した (寺田・他, 2003)。このようなシステムは、運搬・設置が容易で、低コストである。噴煙観測という目的に照らして、高価な監視カメラシステムと同等のデータを得ることも可能である。

三宅島火山などで取得した高質な噴煙映像を用いて、噴煙半径や噴煙上昇速度の時間発展を定量化し、室内実験等から運動の詳細が調べられているサーマル (Thermal, 例えば Scorer, 1957) と比較した。その結果、噴煙が上昇を停止する直前まで、噴煙半径が高度に対して線形拡大してゆくこと、噴煙の半径と上昇速度の積が、噴煙の上昇に対して保存されていることが示された (Terada and Ida, 2007)。

これらの観測結果は、単純なモデルに基づき、その噴煙の浮力 (熱エネルギー) を推定できる可能性を示唆する。ただし、噴煙運動を特徴づけるパラメータは、過去の観測 (Wilson and Shelf, 1980; Wood and Kienle, 1994) や室内実験から知られている結果とは、やや異なる値を示した (Terada and Ida, 2007)。また、この解析は、気象条件にも依存するなどの課題もある。ただし、突発的な小噴火や離島での噴火の際には、断片的な映像や写真資料しか得られない場合も多い。そのような場合、噴火規模の評価手法のひとつとして、噴煙運動の解析は有効と思われる。

6. まとめ—阿蘇火山中岳における熱活動評価方法と注意—

阿蘇火山の火口湖・湯だまりを見学するための遊歩道は、湯だまりから水平距離 200 m の火口縁まで整備さ

れ、年間を通じて多くの見学者が訪れる。その一方で、火山としても珍しい火口湖の存在が、火山活動の監視を複雑なものにしている。最後に、これまでの研究成果に基づき、湯だまりにおける熱活動評価についてまとめる。

水温は重要な観測量であるが、気温や風などの気象要因によって10–20°Cも変化する(Fig. 3)。熱活動の変化を検討するためには、水温ではなく、湖面放熱量を示すことが有効である(Terada *et al.*, 2008a)。この計算を実行するには、水温に加えて、気温と風速、それに湖面積を観測する必要がある。

火口縁で観測される二酸化硫黄放出率は、湖水の有無によって変動する可能性がある(Miyabuchi and Terada, 2009)。また、火口底には大量の硫黄が広く堆積している。従って、二酸化硫黄放出率の変動原因を解釈する際には、湯だまりの有無や、火口底の状態を考慮する必要がある。

水位と水温の変動から火山活動を解釈するためには、中岳第一火口の地形が、急峻な壁に囲まれた円筒型領域と、底部のすり鉢状領域からなることが重要である。大雨などによって湖水位が円筒型領域に達したとき、60–70°C前後の水温のもと、湯だまりが長期間維持される条件が揃う(Terada *et al.*, submitted)。しかし、すり鉢状地形領域では、水位低下とともに湖面積が減少するため、湯だまりは不安定である(μ の増加に相当、Fig. 5の矢印a.)。このとき、湖底熱活動が活発化していなくても、水温上昇・水位低下、さらなる湯だまりの収縮という、一見して、活発化時とよく似た変化が起きる(Terada and Hashimoto, submitted)。

このような地形効果による水温上昇・湖水減少と、火山活動によるそれとを区別することは、噴火予測の「空振り」を防ぐことにつながる。そのためには、湯だまりの見かけ上の変化ばかりでなく、湖底噴出流体の変化を定量的に解析する必要がある。

謝 辞

本稿は、火山編集委員会により機会を与えて頂き、まとめたものです。本研究を進めるにあたり、着想から結果の解釈に至るまで、周囲の方々との日常会話を通じた議論やセミナー等が大いに役立ちました。現地観測においても、多くの方々から積極的なご支援を賜りました。共同研究者の皆様をはじめ、周囲の皆様に対して、心から感謝の意を表します。

引用文献

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, 13–28。

- 石井栄一・伊藤芳朗(1989) 氷熱量計による噴気の放熱量測定法の試み—1—。関東学院大学工学部研究報告, 32, 233–240。
- Italiano, F. and Nuccio, P.M. (1992) Volcanic steam output directly measured in fumaroles: the observed variations at Vulcano Island, Italy, between 1983 and 1987. *Bull. Volcanol.*, 54, 623–630.
- Kanda, W., Tanaka, Y., Utsugi, M., Takakura, S., Hashimoto, T. and Inoue, H. (2008) A preparation zone for volcanic explosions beneath Nakadake crater, Aso volcano as inferred from electrical resistivity surveys. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 178, 32–45.
- Matsushima, N. (2003) Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano. *Earth Planets Space*, 55, 559–568.
- Miyabuchi Y (2009) A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, 169–189.
- Miyabuchi, Y. and Terada, A. (2009) Subaqueous geothermal activity of acidic crater lake revealed by lacustrine sediments, Aso Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 187, 140–145.
- Mori, T., Sudo, Y., Tsuboi, T. and Yoshikawa, S. (2008) Characteristics of isolated hybrid tremor (HBT) during a calm activity period at Aso volcano. *Bull. Volcanol.*, 70, 1031–1042.
- Ohsawa, S., Saito, T., Yoshikawa, S., Mawatari, H., Yamada, M., Amita, K., Takamatsu, N., Sudo, Y. and Kagiya, T. (2009) Color change of lake water at the active crater lake of Aso volcano, Yudamari, Japan: is it in response to change in water quality induced by volcanic activity? *Limnology*, doi: 10.1007/s10201-009-0304-6
- 須藤靖明・筒井智樹・中坊 真・吉川美由紀・吉川 慎・井上寛之(2006) 阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まり: 長期間の変動と圧力源の位置。火山, 51, 291–309。
- Rowe, G.L., Brantley, S.L., Fernandez, M., Fernandez, J. F., Borgia, A. and Barquero, J. (1992) Fluid-volcano interaction in an active stratovolcano: the crater lake system of Poás Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 49, 3–51.
- Scorer, R.S. (1957) Experiments of convection of isolated masses of buoyant fluid. *J. Fluid. Mech.*, 2, 583–594.
- Sekioka, M. and Yuhara, K. (1974) Heat flux estimation in geothermal areas based on the heat balance of the ground surface. *J. Geophys. Res.*, 79, 2053–2058.
- Takagi, N., Kaneshima, S., Kawakatsu, H., Yamamoto, M., Sudo, Y., Ohkura, T., Yoshikawa, S. and Mori, T. (2006) Apparent migration of tremor source synchronized with the change in the tremor amplitude observed at Aso volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 154, 181–200.
- Tanaka, Y. (1993) Eruption mechanism as inferred from geomagnetic changes with special attention to the 1989–1990 activity of Aso Volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 56, 319–338.
- Terada, A. and Hashimoto, Long-term sustainability of a

- hot crater lake: implications from a numerical model. *Bull. Volcanol.*, submitted.
- Terada, A., Hashimoto, T. and Kagiya, T., Volcanic lake system at Aso volcano, Japan: fluctuations in the supply of volcanic fluid from the hydrothermal system beneath the crater lake. *Bull. Volcanol.*, submitted.
- Terada A., Hashimoto, T., Kagiya, T. and Sasaki, H. (2008a) Precise remote-monitoring technique of water volume and temperature of a crater lake in Aso volcano, Japan: implication for a sensitive window of volcanic hydrothermal system. *Earth Planets Space*, **60**, 705–710.
- Terada A. and Ida, Y. (2007) Kinematic features of isolated volcanic clouds revealed by video records. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01305, doi: 10.1029/2006GL026827.
- Terada A., Kagiya, T. and Oshima, H. (2008b) 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・大湊隆雄・井田喜明 (2003) Windows マシンを用いた自動噴煙観測システムによる三宅島火山噴煙の観測. *火山*, **48**, 445–459.
- Terada, A. and Sudo, Y. Thermal activity within the western slope geothermal zone of Aso volcano, Japan: development of a new thermal area on a steam-dominated reservoir in 2006. *Geothermics*, submitted.
- 寺田暁彦・吉川 慎 (2009) 接近困難な強酸性火口湖における観測技術—水温モニタリング・湖水および湖底泥の採取—. *日本地熱学会誌*, **31**, 117–128.
- 内田 東・佐藤孝久・山下降丞・寺田暁彦 (2009) 噴気地における地表面温度と放熱率の経験的關係—赤外カメラと水箱熱流計測による同時観測実験—. *火山*, **54**, 199–208.
- Yamamoto, M., H. Kawakatsu, S., Kaneshima, T., Mori, T., Tsutsui, Y. Sudo, and Y. Morita (1999) Detection of a crack-like conduit beneath the active crater at Aso Volcano, Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3677–3680.
- 吉川 慎・須藤靖明 (2004) 阿蘇火山中岳第1火口の温度変化と火山活動. *京都大学防災研究所年報*, **47B**, 803–807.
- Vandemeulebrouck, J., Stemmelen, D., Hurst, T. and Grangeon, J. (2005) Analogue modeling of instabilities in crater lake hydrothermal systems. *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2003JB002794
- Werner, C., Hurst, T., Scott, B., Sherburn, S., Christenson, B.W., Britten, K., Cole-Baker, J. and Mullan, B. (2008) Variability of passive gas emissions, seismicity, and deformation during crater lake growth at White Island Volcano, New Zealand, 2002–2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, B01204, doi: 10.1029/2007JB005094.
- White, D.E. (1969) Rapid heat-flow surveying of geothermal areas, utilizing individual snowfalls as calorimeters. *J. Geophys. Res.*, **74**, 5191–5201.
- Wilson, L. and Self, S. (1980) Volcanic explosion clouds: density, temperature, and particle content estimates from cloud motion. *J. Geophys. Res.*, **85**, 2567–2572.
- Woods, A.W. and Kienle, J. (1994) The dynamics and thermodynamics of volcanic clouds: theory and observation from the April 15 and April 21 1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **62**, 273–299.