

薩摩硫黄島硫黄岳山頂火口からの 放熱量および水蒸気放出量

産業技術総合研究所地質調査総合センター

松島 喜雄・風早 康平
西 祐司・斎藤 元治
篠原 宏志

1. 熱的活動の概要

硫黄島は東西 5.5 km, 南北 4 km の火山島で, 鬼界カルデラの北西端に位置する(図 1)。島内にはカルデラ壁があり, その内側には, 後カルデラ火山の硫黄岳がある。硫黄岳では, 直径約 400m の山頂火口内およびその周辺に数多くの噴気孔が存在し, 活発な噴気活動が長期にわたり継続している(篠原・他, 1993)¹⁾。噴気の最高温度は約 850 と極めて高温である。この山頂火口原中央部に 1991 年頃からクレータ状の地形が現れ, 1996 年頃にはジェット音を伴いながら激しくガスが噴出する穴となった。本報告ではこの穴を脱ガス孔と呼ぶことにする。同時期には火口南東縁に最大で幅 60 mm の割れ目が確認されている(Shinohara et al., 2002)²⁾。さらに 97 年頃からは脱ガス孔からわずかな降灰を繰り返すようになる。孔の大きさは現在に至るまで拡大している。

火山ガスの研究によると(篠原・他, 1993¹⁾; Shinohara et al., 2002²⁾), 山頂火口原から放出さ

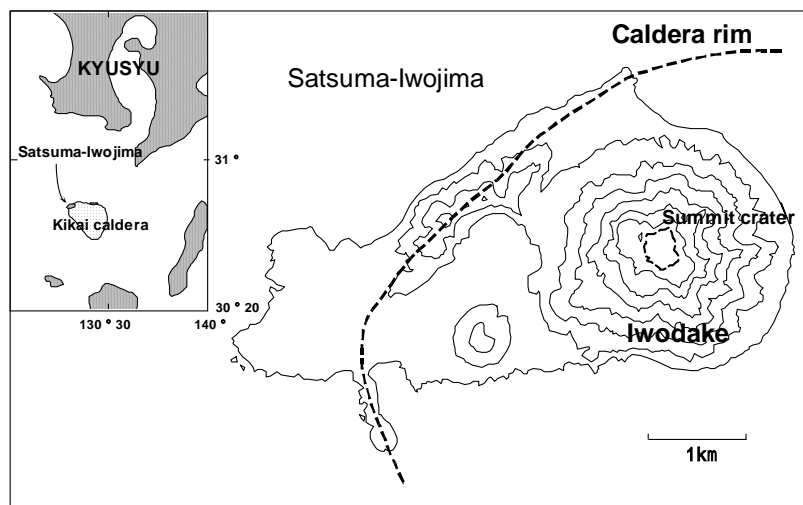


図 1. 薩摩硫黄島の位置と地形

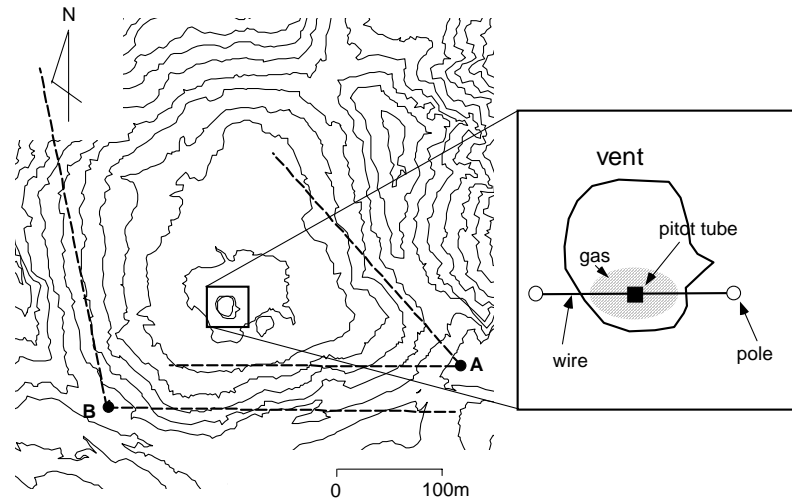


図 2. 硫黄岳山頂火口域の地形とピトー管によるガス観測の概要。A, B 点は赤外熱映像装置による地表面温度分布の観測点。破線で囲まれた領域が観測範囲。

れる火山ガスのほとんどが地下のマグマに由来する。火山ガスの組成とマグマ中のガス組成を比較することにより、脱ガスの深度は海水準程度とかなり浅いと考えられている (Saito et al., 2002)³⁾。大量のガスを地下浅部で生産するために、地下深部のマグマ溜まりから火道内をマグマが上昇し、脱ガスした重いマグマが下降するマグマ対流モデルが考えられている (Kazahaya et al., 2002)⁴⁾。

本報告では、硫黄岳山頂火口で行った熱的観測結果をまとめ、放熱量と水蒸気の放出量を求め地熱活動の定量化を図った。その結果から山頂火口原での脱ガス孔の出現など、地表の状況に応じた水蒸気放出量および放熱量の経時変化を明らかにした。また、噴気活動をモデル化することによって、脱ガスの発生する深度の推定を行った。

2. 観測結果

2.1. 地表面および地中温度

山頂火口東縁および南縁の観測点 (図 2 の A, B 点) から火口内の赤外熱映像を撮影した。装置は AGEMA 社の Thermovision 470 で、観測波長は 2~6 μm 、空間分解能は 3.9 mrad である。A 点からの観測は 1996 年に行い、その後は B 点からの観測である。1997 年に行った B 点からの測定結果を、可視画像とともに図 3 に示す。地表面温度が約 20 より高温な領域が火口原内全域に広がっている。火口中央の脱ガス孔からは高温のガスが噴出している様子がわかる。脱ガス孔の周辺には約 50 より高温な領域が部分的に広がり、約 100 より高温な場所が、火口底および火口壁に点在している。地下の状態を調べるため図の点線で示した範囲内の特

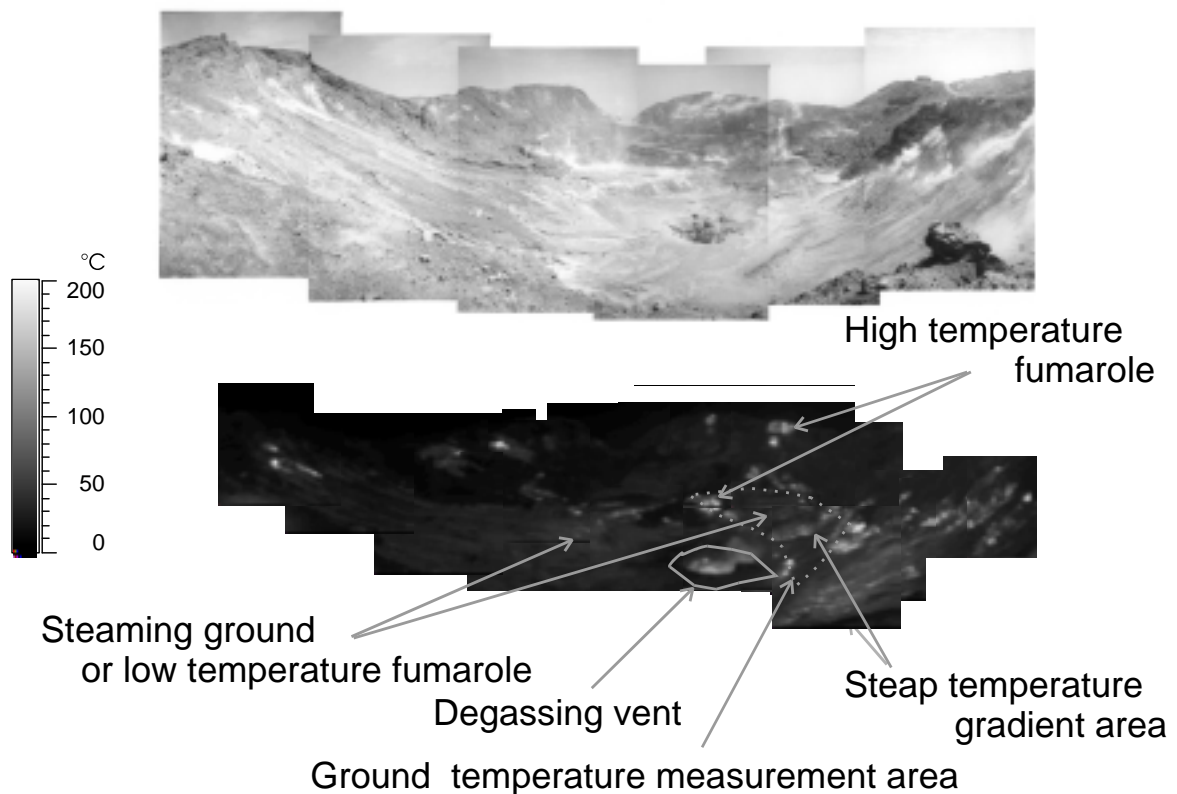


図3. 図2のB点からみた火口原内の様子(上)と、地表面温度分布(下)。破線は地中温度の観測域を示す。

徴的な地点で地表面温度と地中温度の測定を行った。地表面温度は赤外放射温度計 (Minolta TA) で、地中温度は熱電対を地中に突き刺すことにより測定した。図4に示したように地表温度と地下の状態は次のように対応される。a) 地表面温度が 20~50 では地中は沸点温度に抑えられ、そのような場所では沸点温度の噴気孔が存在するか、または噴気地となっている。b) 地中温度が 40~100 では、温度勾配が大きく(約 25 /cm)、地下 20 cm の温度は 200~700 となる。たとえ地表温度が 50 程度でも、地表下には加熱した高温のガスが存在していることを示唆している。このような場所では、火山ガスから析出した硫黄のクラストが地表を覆っている。このクラストが高温のガスを地下に閉じこめ、地表付近では大きな温度勾配を示し熱伝導が卓越した場所となっている。c) 地表面温度が 100 より高温な場所では、最高で 850 に達する高温噴気孔が点在している。これらの場所を図3中に矢印で例示的に示す。

硫黄岳火口原では、1961年に25cm深地温(横山他, 1966)⁵⁾が1976年に1m深地温(地質調査所, 1976)⁶⁾が計測されている。これらの結果は、火口原の地温が最高でも沸点温度程度であり、火口壁を除く火口原には沸点以上の高温の領域がないことを示した。火口原では、1991年頃からクレータ状の窪地が現れ、それが拡大し脱ガス孔となったが、これに伴い噴気活動が

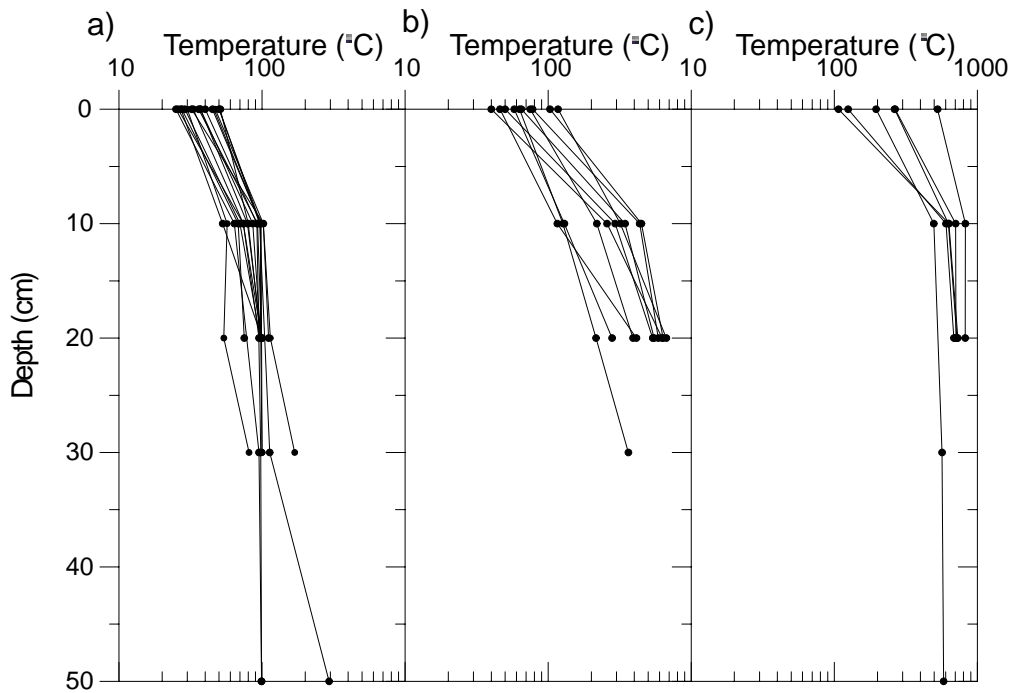


図 4. 地中温度分布。a) は噴気地, b) は温度勾配の急な熱伝導卓越域, c) は高温噴気孔での測定値を示す。

活発化し地温も上昇したと考えられる。熱画像の経年変化(図 5)から脱ガス火口の拡大とそれに伴う地表面温度の変化を見ることができる。脱ガス孔の直径は 1997 年 4 月, 97 年 11 月, 98 年 3 月, 98 年 11 月, 99 年 11 月にそれぞれ 26.5, 27.9, 34.9, 40.5, 64.2m である。熱画像を見ると, 初期には脱ガス孔から高温の噴気が立ち上っているが, 1999 年には立ち上る噴気は低温になっている。1997 年以降, 噴気には時々粉碎された固形物(灰)が含まれるようになる。1998 年, 1999 年には, 穴の周辺にはっきりとした低温域がみられる。火口原の穴の形成に伴って, 一時, 噴気活動は活発化した。しかし, 97 年から 99 年までの地表面温度に推移を見ると, ここ数年は火口原全体での温度が低くなっており, 噴気活動が低下していると考えられる。

地表面温度観測と現地での観察から, 硫黄岳火口原内の地表付近の地熱活動は, 1) 噴気地または沸点温度の低温噴気, 2) 温度勾配の急な熱伝導域, 3) 最高 900 に達する高温噴気, 4) 脱ガス孔に大別される。後述するようにそれぞれについて, 地表から大気への放熱量および水蒸気放出量の推定を行った。

2. 2. 脱ガス孔および高温噴気孔の噴気流速と温度

脱ガス孔の噴気の噴出速度と温度をピトー管と熱電対で測定した。図 2 に示したように, 脱ガス孔の両端に固定したポールにとり付けた滑車にロープをわたし, ロープにピトー管と熱電対をつり下げ, 窪みを横断できるようにした。観測は 1998 年 3 月, 11 月, 1999 年 11 月の 3 回行っ

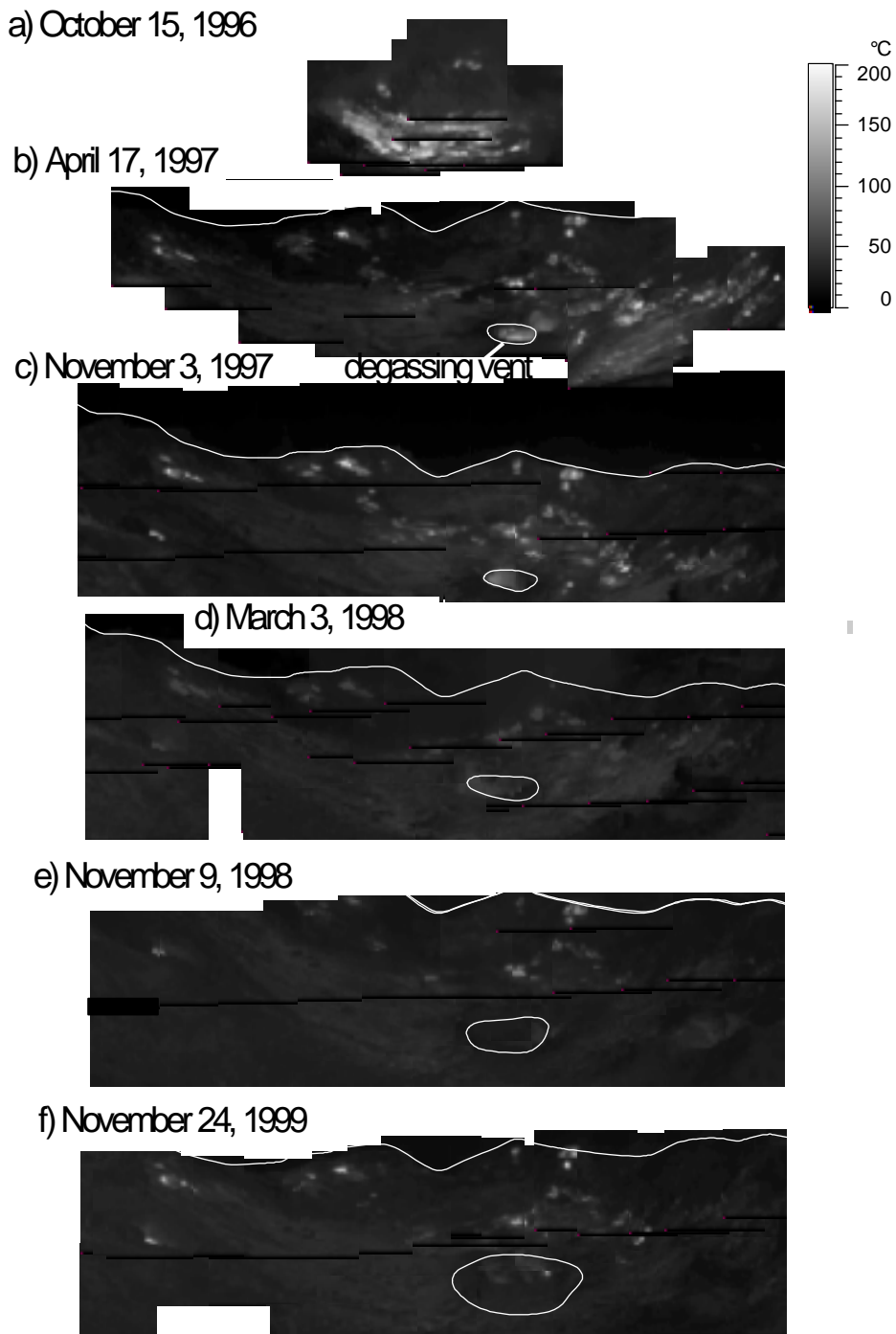


図 5. 地表面温度分布の経年変化。1996 年のみ図 2 の A 点からの観測で，その他は B 点からの観測。

た。脱ガス孔上の数ヶ所でピトー管と熱電対を停留させ差圧と温度を数分間記録した。記録の時間間隔は 1998 年 3 月の際は 30 秒間隔，その他は 1 秒間隔であった。その結果得られた平均値と標準偏差を図 6 に示す。ただし，ピトー管による差圧は速度に変換してある。1998 年 3 月および 1999 年 11 月には最も温度の高いと思われる地点において 3 時間程連続測定を行った

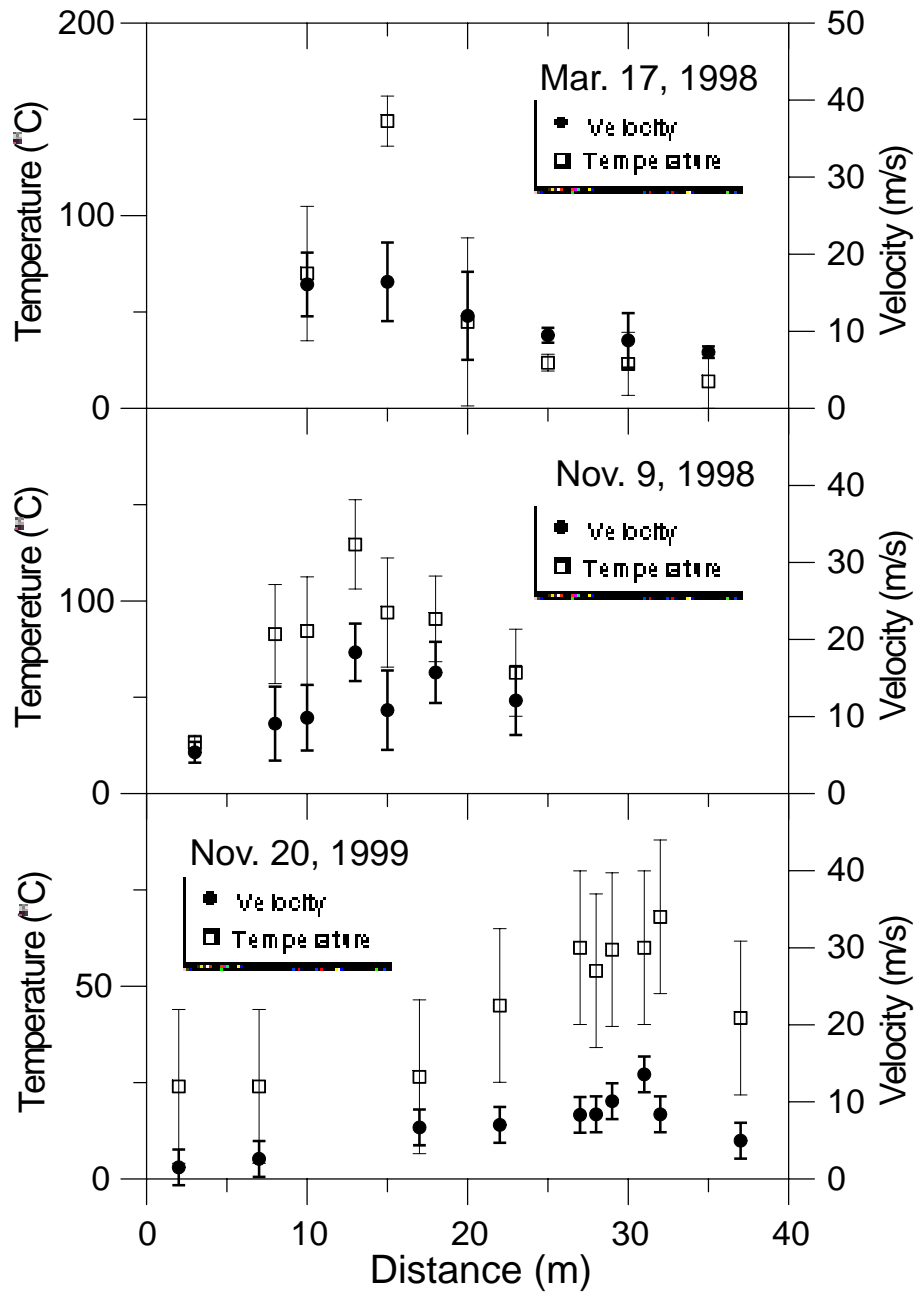


図 6. ピトー管および熱電対で測定した脱ガス孔から噴出する噴気の温度, 流速の水平分布

のでその結果を図 7 に示す。速度と温度の標準偏差はそれぞれ 3.1 m/s, 6.9 (1998 年), 2.3 m/s, 20.0 (1999 年)となり, ばらつきは大きい, 中央値は安定しており時間的変化はほとんどみられない。

高温噴気孔では, 噴気温度が異なる 5ヶ所にて, 鉄棒にとり付けたピトー管と熱電対を用いて測定を行った。脱ガス孔と同様に 1 秒間隔で数分間レコーダーに記録した。その結果を図 8 に示す。噴気速度の噴気温度による変化はあまりみられない。高温噴気孔からのガス速度は約 25 m/s である。

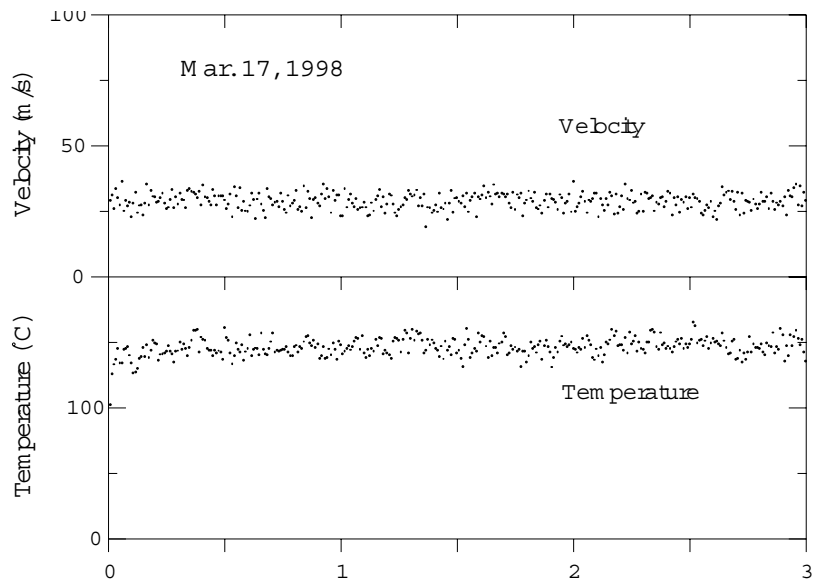


図 7. 脱ガス孔上, 1地点で噴気の流速, 温度の連続測定

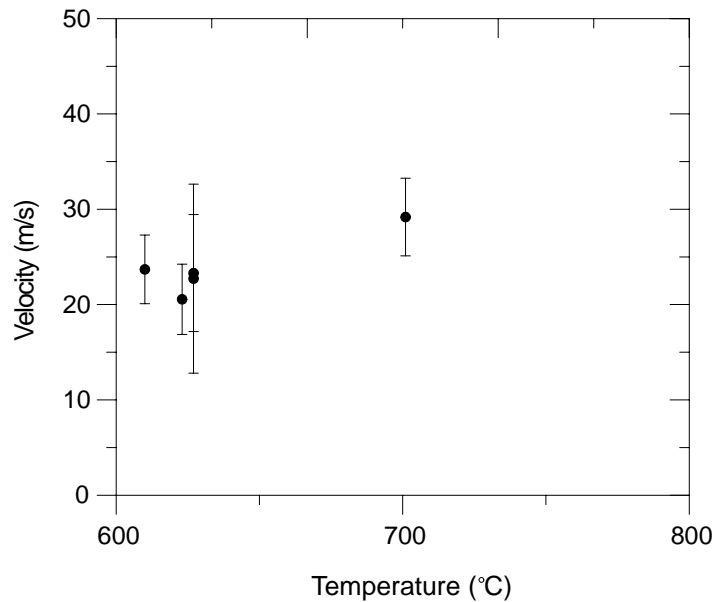


図 8. 高温噴気孔での噴気の流速, 温度の測定結果

3. 放熱量および水蒸気放出量の評価

3. 1. 噴気地

噴気地からの放熱量は, Sekioka and Yuhara (1976)⁷⁾の方法を用いて評価した。放熱量を Q_s , 噴気地の地表面温度 T_s , 基準温度を T_o , 温度 T_s を示す面積を S としたとき,

$$Q_s = K \cdot \Sigma(T_s - T_o) \times S \quad (1)$$

となる。 K は地表付近の風速, 湿度や温度等の気象要素ならびに雲量等に依存する係数である

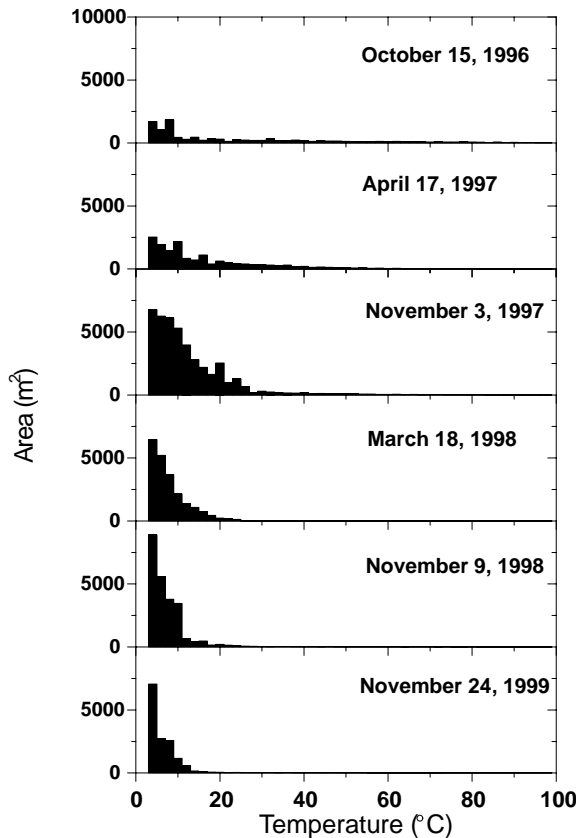


図9. 地表面温度分布図から得られる温度異常域の面積

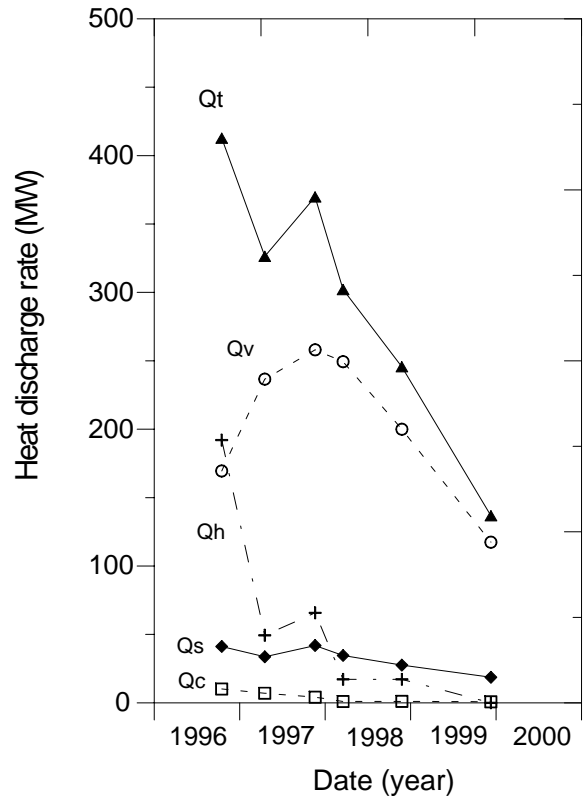


図10. 放熱量の経時変化。 Q_t は全体、 Q_v は脱ガス孔、 Q_h は高温噴気孔、 Q_s は噴気地、 Q_c は熱伝導卓越域の放熱量。

が、ここでは、経験的に得られている値の平均値 35 (Sekioka, 1983)を用いた。 T_s と S の関係は熱画像の地表面温度分布から得られ図9のようになった。このようにして求められた各時期の、噴気地からの放熱量を図10に示す。放熱量は50 MWより小さく1996年から1999年にかけて、徐々に減少している。

3. 2. 熱伝導卓越域

高温噴気孔の周辺で地表付近に硫黄のクラストが形成されている場所では、図4bに見られるように温度勾配が大きく熱伝導が卓越している。そこで、その面積と測定された平均的な温度勾配(約 25 /cm)に地層の一般的な熱伝導率を掛けることによって熱伝導による放熱量(Q_c)を評価した。図10に示したように、熱伝導による放熱量は10 MW以下で、噴気地からの放熱量に比べてかなり小さいことがわかる。また、経年変化もわずかである。

3. 3. 脱ガス孔

図6にみられるように脱ガス孔からの噴気の温度は水蒸気の沸点温度より低い場合もある。こ

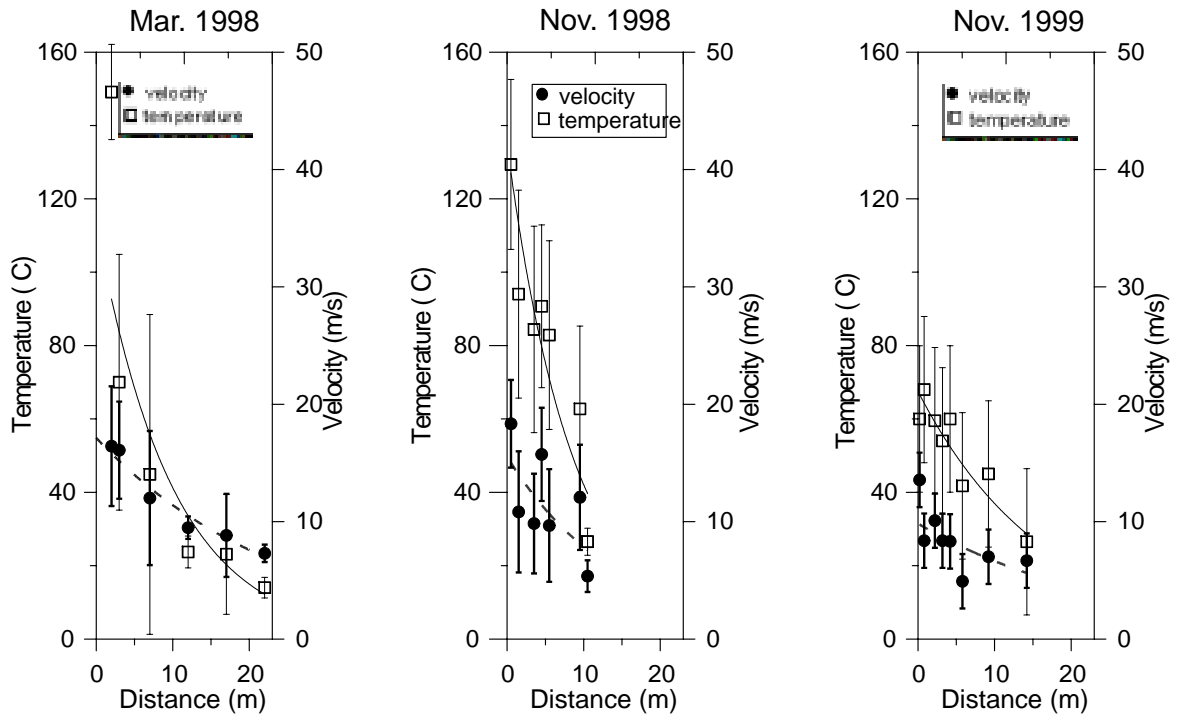


図 11. 脱ガス孔からの噴気の温度、流速の水平分布(図 6 と同じ)。横軸を中心からの距離とし、指数関数(実線)をあてはめた結果。

これは、上昇する噴気が、周囲の空気を取り込んでいるためである。そこで、脱ガス孔直上の噴気は、火山ガスと湿潤空気の混合体と考える。火山ガスは混合前の温度(T_v)から噴気の温度(T_p)まで冷却し、湿潤空気は混合前の周囲の温度(T_a)から、噴気の温度まで加熱されるとすると、圧力変化を無視したエネルギーの保存から

$$C_v (T_v - T_p) \cdot M_v = C_w (T_p - T_a) \cdot M_w + C_a (T_p - T_a) \cdot M_a \quad (2)$$

ここで、 C_v (2.0 J/gK)、 C_w (2.0 J/gK)、 C_a (1.0 J/gK)はそれぞれ火山ガス(水蒸気)、空気に含まれる水蒸気、乾燥空気の定圧比熱、 M_v は火山ガス(水蒸気)の放出量、 M_w 、 M_a は単位時間あたりに混合体にとりこまれる空気中の水蒸気、乾燥空気の質量である。状態方程式から、

$$P \cdot V_p = (M_a R_a + M_v R_g + M_w R_w) \cdot T_p \quad (3)$$

ここで、 P 、 V_p はそれぞれ混合体の圧力(1 気圧)、単位時間あたりの体積である。 R_g (0.462 J/g/K)、 R_w (0.462 J/g/K)、 R_a (0.287 J/gK)はそれぞれ火山ガス、空気中の水蒸気、乾燥空気のガス定数である。混合比 q を用いると、空気中の水蒸気と乾燥空気の量比は、

$$M_w = q \cdot M_a \quad (4)$$

である。 T_v は観測されている火山ガスの最高温度(Shinohara et al., 2002)²⁾を参考にして 850 とした。 T_p 、 V_p は図 11 に示したように測定した噴気の温度と速度分布から面積を与え、さらに指数関数で近似することによって求めた。 T_a 、 P 、 q は気温、気圧、湿度から与えた。結局、(2)、(3)、(4)の 3 つの式を連立することによって、未知数 M_v 、 M_w 、 M_a が求められる。求めた M_v を図 12 に

示す。 M_v はピトー管による測定が行われた 1998 年 3 月, 11 月, 1999 年 11 月の各時期について得られたが, 噴気の温度と速度の測定を行っていない時の M_v は次のようにしてもとめた。マグマの温度を T_m とすると, 脱ガスした水蒸気が地表から放出するまでに失った単位時間あたりの熱量 Q_f は圧力変化による寄与を無視して

$$Q_f = C_p (T_m - T_v) \cdot (M_v + M_h) \quad (5)$$

となる。ただし, M_h は後に述べる高温噴気孔からの水蒸気放出量である。Saito et al. (2002)³⁾を参考にして T_m を 950 とし, 得られた M_v, M_h の値を用いて Q_f を計算すると平均して Q_s の 84 % となる。そこで, 脱ガス孔の噴気の温度と速度を実測していない場合には, Q_f が Q_s の 84 % となるように M_v を求めた。 M_v は 1996 年から増加し 1997 年 11 月にピークに達し 150 kg/s 程度になる。その後は減少し, 1999 年 11 月には約 70 kg/s になる。脱ガス孔からの噴気による放熱量 (Q_v) は, 火山ガスが大気中の水蒸気の温度に冷却するまでに失われる熱量と考え,

$$Q_v = C_p (T_v - T_a) \cdot M_v \quad (6)$$

から求めた。 Q_v は図 10 に示されている。

3.4. 高温噴気孔

高温噴気孔からの水蒸気放出量と放熱量も脱ガス孔の場合と同様にして求めた。ここで, V_p は, ピトー管で測定したガスの平均流速 25 m/s と地表面温度分布における 100 以上の領域の面積から求めた。面積(平方メートル)はそれぞれ 326(1996 年 10 月), 84(1997 年 4 月), 112(1997 年 11 月), 29(1998 年 11 月), 0(1999 年 11 月)である。ただし, 高温噴気孔では, 乾燥した砂状の地表一面から高温ガスが噴出しているのので, 空隙率(0.3 を仮定)を面積に乗じた。1998 年 3 月については, 測定条件の問題から, 高温の領域の面積は測定されていないので,

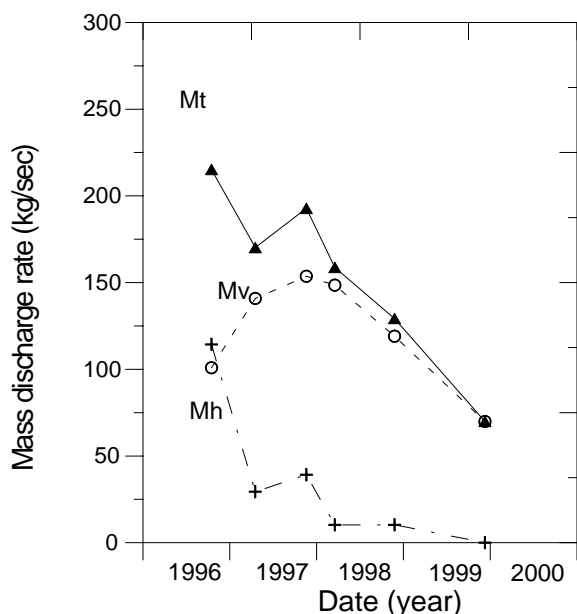


図 12. 水蒸気放出量の経年変化。 M_t は全体, M_v は脱ガス孔, M_h は高温噴気孔からの水蒸気放出量。

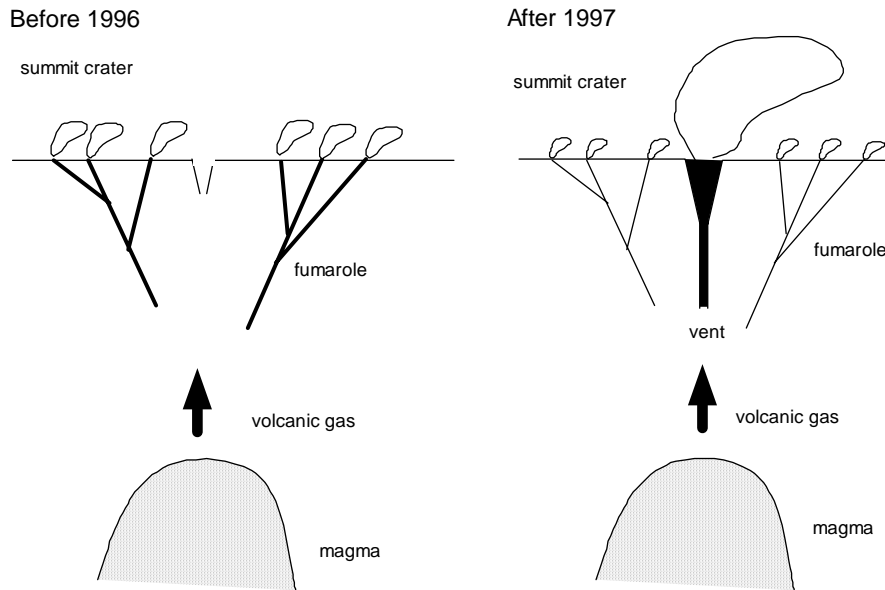


図 13. 地中における火山ガス上昇の概念図

1998 年 11 月と同等とした。放熱量 (Q_h) , 水蒸気放出量 (M_h) の結果をそれぞれ図 10 , 図 12 に示す。

3.5. 水蒸気放出量および放熱量の経時変化

図 10, 12 には各形態による放熱量と水蒸気放出量の推定結果と, それぞれを足し合わせた全体的な放熱量 (Q_t) と水蒸気放出量 (M_t) を示す。噴気地からの放熱量にくらべ脱ガス孔からの放熱量 (Q_v) は 1 桁大きく, Q_t に占める Q_v の割合はかなり大きい。高温噴気孔からの放熱量 (Q_h) も 1996 年の時点では噴気地からの放熱量に比べて一桁大きいがその後は急減し 1998 年以降は噴気地からの放熱量よりも小さくなっている。 Q_v と Q_h は火山ガスの大気中への放出にともなうものであるため, Q_t のうち Q_v の占める割合が大きいことは, 地下から上昇してきた高温のガスは大部分が冷却することなく大気へ放出していることを示している。このことは, 熱源となる脱ガスの深度が浅いことを示しているのであろう。ただし, 既に述べたように, Q_t の全てを, 脱ガス孔と高温噴気孔から放出される火山ガスが地中を上昇中に失われた熱によって説明することはできない。不足分の Q_t については, 本報告では取り扱わなかった沸点温度の低温噴気孔の寄与が考えられる。また, 火山ガスの凝縮等も考慮する必要があるかもしれない。

水蒸気放出量の経年変化も放熱量のそれと同様である。全体的には減少傾向にあるが, 脱ガス孔からの水蒸気放出量 (M_v) と高温噴気孔からのそれ (M_h) では異なった時間推移をしている。 M_v が 1996 年から 1998 年にかけて増加しているのに対し, M_h は, 1996 年から 1997 年にかけて急減している。これは, あらたに形成され拡大した脱ガス孔から集中的に水蒸気が放出されるようになり, 逆に周辺の高温噴気孔からの水蒸気放出量が急減したものと考えられる (図 13)。

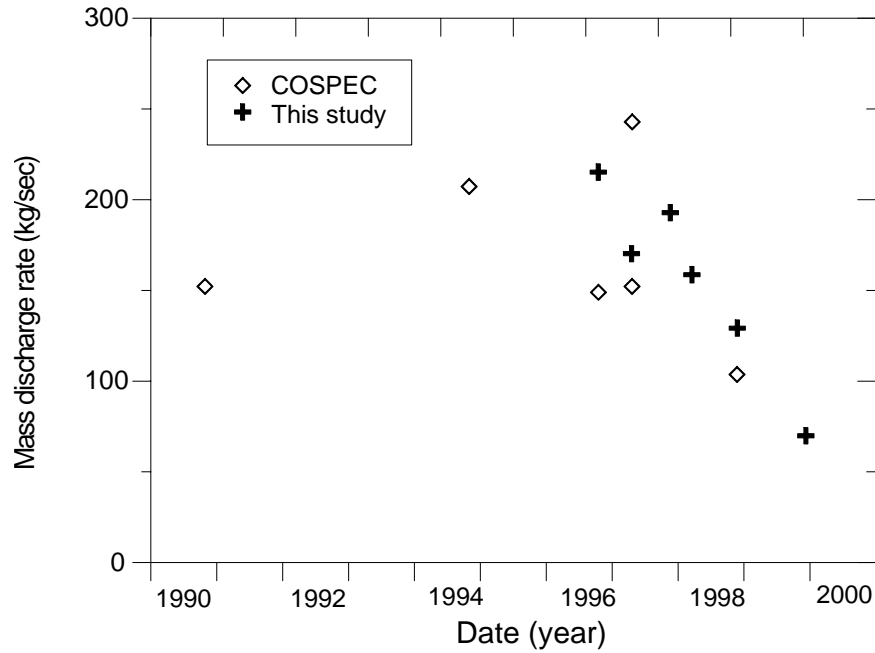


図 14. 本観測によって得られた水蒸気放出量(全体)とコスベックによる測定値との比較

ただし, 脱ガス孔からの水蒸気放出量も 1998 年以降減少している。総合的な水蒸気放熱量 (M_t) は 1996 年の 220 kg/sec から 1999 年の 70 kg/sec へ一様に低下する傾向にある。この M_t とコスベックによる SO_2 の観測結果から推定される水蒸気放出量 (Kazahaya et al., 2002) を図 14 に合わせて示した。 M_t とコスベックによる推定値は良く一致しており, 今回得られた値の妥当性を表している。なお, 1990 年以前については, 水蒸気放出量がそれほど変化していないのと考えられるので, 1994 年から 1997 年にかけて脱ガス孔の形成に伴い一時的に水蒸気放出量が急増し, その後減少した傾向が見られる。

4. 脱ガス深度の推定

火山ガスは地中を上昇する際に冷却するので, その冷却の程度から脱ガスの生じている深度の推定が可能である。Stevenson (1996)⁹⁾に従って, 多孔質なパイプ状の領域をガスが上昇すると考え, 上昇するガスに状態方程式, 運動量保存則, エネルギー保存則を適応して連立することによって, ガスの圧力, 速度, 温度の地中分布が求められる。その際に, 地表での境界条件として, 圧力は大気圧を, 温度は測定された噴気の最高温度を参考にして 850 を, 速度は水蒸気放出量 (100 kg/s, 150 kg/s, 200 kg/s) をガスの密度 (0.1959 kg/m^3) と火道の面積 (Kazahaya et al., 2002⁴⁾)を参考にして直径は 50 m) で割った値を与えた。ガスの冷却は熱伝導によるとし, 半径方向の 1 次元円筒座標系の熱伝導方程式を解くことによって失われる熱量を計算している。このとき, 半径方向の境界条件として静水圧に対応した沸点温度を与えた。沸点温

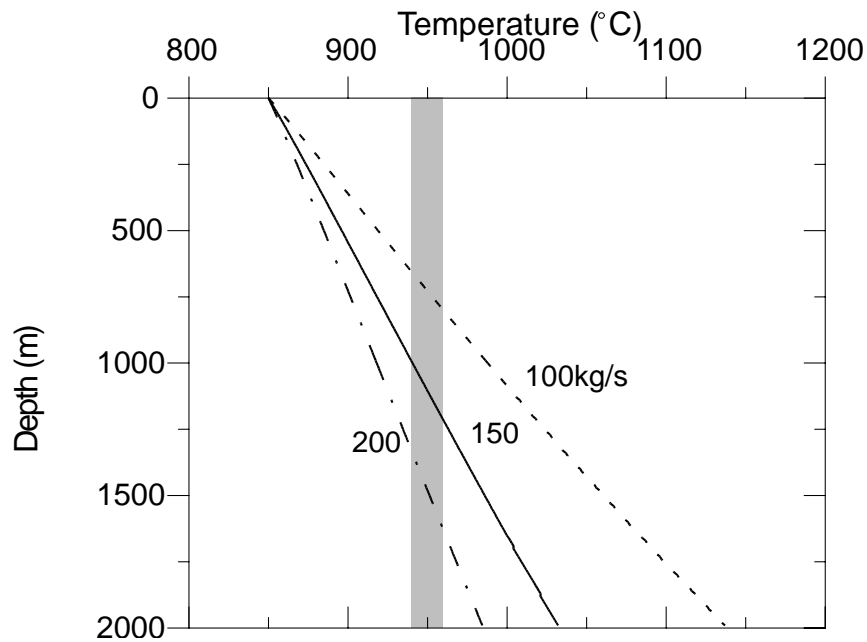


図 15 . 火山ガスの地中温度分布。上昇量を 100 kg/s(破線) , 150 kg/s(実線) , 200 kg/s(一点鎖線) としたときのもの。影はマグマの温度範囲を示す。

度を与える距離によって計算結果はかなり異なる。地表において沸点温度の噴気孔が現れるまでのおよその距離を参考にして、境界値を与えるのは火道の縁から 10m とした。このようにして得られた計算結果を図 15 に示す。地表での値から出発して、地中のガスの温度がどのように推移するかを 3 種の水蒸気放出量に対して示した。今回得られた水蒸気放出量はおおよそ 100 ~ 200 kg/s の範囲内にある。硫黄岳のマグマの温度は 940 ~ 960 と推定されているので (Saito et al., 2002)³⁾ , その温度に達する深度、つまり脱ガスする深度は地表から 750 ~ 1500m と推定される。山頂火口原の標高は約 660m なので、その深度は海水準よりやや下となる。この計算は、地中を上昇するガスの冷却を熱伝導のみとしたが、対流も無視できないであろう。従って、深度の見積もりは上限となり、実際はこれより浅くなる可能性が大きい。

5 . まとめ

薩摩硫黄島硫黄岳の山頂火口での地熱活動を、噴気地、熱伝導卓越域、高温噴気孔、脱ガス孔に分類し、それぞれからの放熱量を求めた。また高温噴気孔と脱ガス孔からの火山ガスによる水蒸気放出量を求めた。全体の放熱量に占める、脱ガス孔からの放熱量の割合が大きく、火山ガスはあまり冷却されることなく大気へ放出されていると考えられる。高温噴気孔からの水蒸気放出量は 1996 年から 1997 年にかけて急減している。これは、火口原に出現した脱ガス孔から集中的に水蒸気が放出されたためであろう。ただし脱ガス孔からの水蒸気放出量も 1998 年以降減少している。全体的に見ると、水蒸気放出量は 1996 年に約 220 kg/sec であったが、その後

減少し, 1999 年には 70 kg/sec になる。この値はコスベックによる遠隔観測結果と調和的であり, 今回得られた値の妥当性を示している。1996 年より前については, コスベックの観測から約 150 kg/sec の水蒸気放出量であったと推定されている。従って火口原に出現した脱ガス孔の形成に伴って, 一時的に水蒸気放出量が増加したが, 1998 年以降は以前のレベルに戻ったとかあるいはそれより減少したと考えられる。多孔質なパイプ中を火山ガスが上昇するモデルに基づいて, 脱ガス深度を計算した。観測された水蒸気放出量では, 脱ガスの深度が 750 m から 1500 m の範囲にあると考えられる。ただし, 計算した熱伝導以外の冷却も想定されるので, 計算結果は上限を示すもので, 深度はこれより浅くなる可能性が大きい。

参 考 文 献

- 1) 篠原宏志・風早康平・J.W.Hedenquist (1993) : 薩摩硫黄島の火山ガス・温泉・熱水系. 地質ニュース, 472, 6-12.
- 2) Shinohara, H., Kazahaya K., Saito G., Matsushima N. and Y. Kawanabe (2002): Degassing activity from Iwodake rhyolitic cone of Satsuma-Iwojima volcano, Japan during 1990-1999: formation of a new degassing vent, *Earth planet Space*, 54, 175-185.
- 3) Saito, G., Kazahaya K., Shinohara H., Stimac J., and Kawanabe Y. (2001): Variation of volatile concentration in a magma system of Satsuma-Iwojima volcano deduced from melt inclusion analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 11-31.
- 4) Kazahaya, K, Shinohara H. and Saito G. (2002): Degassing process of Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Supply of volatile components from a deep-magma chamber, *Earth Planet Space*, 54, 327-335.
- 5) 横山泉・清野政明・本谷義信・飯塚進・牧正・青田昌秋 (1966): 鹿児島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, 16, 33-50.
- 6) 地質調査所 (1976): 全国地熱基礎調査報告書, No. 30, 90p.
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) Stevenson, D. S. (1993): Physical models of Fumarolic flow, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 57, 139-156.

(Received on March 22, 2002)