

ISSN 1345-0441

南太平洋海域調査研究報告 No. 37 (2003年2月)
OCCASIONAL PAPERS No. 37 (February 2003)

列島火山の噴煙活動を探る
Researching Eruption Clouds of Volcanic Island Chains

木下紀正 編
Edited by Kisei KINOSHITA

鹿児島大学多島圏研究センター
**KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS**

多島研

KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS
OCCASIONAL PAPERS No. 37 (February 2003)
南太平洋海域調査研究報告 No. 37 (2003年2月)

列島火山の噴煙活動を探る

Researching Eruption Clouds of Volcanic Island Chains

鹿児島大学多島域フォーラム講演論文集

Forum Reports on Pacific Islands, Kagoshima University

2002年11月9－10日

木下紀正編

Edited by Kisei KINOSHITA

鹿児島大学多島圏研究センター
KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS

はじめに

本書は、鹿児島大学多島圏研究センター主催により2002年11月9 - 10日、鹿児島大学で開かれた多島域フォーラム「列島火山の噴煙活動を探る」の講演論文集からなる報告書である。

三宅島噴火が2年を越えて続くとともに、九州の南や南太平洋の島々からも活発な噴火活動が伝えられている。このフォーラムでは、噴火活動と噴煙・火山ガスの動態をめぐる公開講演会を第一日の午後に行い、関連した諸問題を検討するシンポジウムを第二日の午前・午後にわたって行った。また、両日にわたって火山の島々の紹介や講演・研究発表に関係したポスター展示、火山関係のホームページ紹介、パソコンによるデモンなどを会場の鹿児島大学総合教育研究棟2階にあるオープンスペースで行った。

公開講演会では、鹿児島以南の西南日本の噴火活動と2000年以降の三宅島噴火の諸問題について、4人の講演によって一般市民を対象として易しく解説することを試みた。シンポジウムでは、研究者同士の学際的討論の場として、17の研究発表の講演が次の4部に分けてなされた。

- 第1部 三宅島の火山活動 (4講演)
- 第2部 火山ガス拡散シミュレーション (4講演)
- 第3部 南西諸島の火山活動 (5講演)
- 第4部 衛星による火山監視 (4講演)

2日間を通して、それぞれの講演の時間は限られていたが、良く準備された視覚的情報がOHPやスライドに加えてノートパソコンによる液晶プロジェクター表示によって分かりやすく説明された。フォーラム事務局では各講演の電子ファイルを提供して頂いて1枚のCDにまとめ、研究情報交換などのため限定配布を行った。

公開講演会には、多くの火山をかかえる地元鹿児島から様々な職種や高校生を含む幅広い年齢層の参加があった。また、県外や東京都本土部に避難中の三宅島住民の参加もあり、講演会場は大へん盛況であった。シンポジウムにも、研究者だけでなく興味をもった多くの一般市民の参加が得られた。

このフォーラムで議論された内容を簡単にまとめて述べる。最近の日本各地の噴火は多くの巨大噴火を含む数千年や数万年の歴史の中でとらえられる。噴煙活動によって放出され、大気中を拡散する火山灰や火山ガスは、地上・ヘリコプター・衛星から様々な方法で観測され、その動態の理解が進みつつある。噴煙の放出上昇の観測と動力学的検討、地形効果も含めた火山近傍でのガス拡散シミュレーションや模型実験、長距離移流広域シミュレーションの最新の成果が報告された。特に、世界的に類例のない大量放出の続く三宅島火山ガスの多角的検討は、このフォーラムの大きな成果であり、今後の帰島と生活再建のための防災対策に生かされることが期待される。また、三宅島や南西諸島を含めて、環太平洋火山帯の噴火活動の衛星と地上観測による監視も総合的に議論された。これは、火山島など地上における緊急避難体制の一助となりうるとともに、航空機の安全運行にとって極めて重要な課題である。

最後に、御多忙中にも関わらず各地からお出で頂き講演された方々、熱心に視聴し討議に参加された方々、ポスター展示にご協力頂いた火山島関係自治体や諸団体および火山関係ホームページ作成者の皆様に厚く御礼申し上げます。

2003年1月9日

多島域フォーラム「列島火山の噴煙活動を探る」企画責任者
木下 紀正 (鹿児島大学教育学部)

目 次

はじめに.....	木下紀正
公開講演会	
K 1. 南九州および南西諸島における火山の噴火史.....	小林哲夫, 奥野 充 2
K 2. 衛星から観た火山と噴煙.....	木下紀正 12
K 3. 三宅島火山からの大量ガス放出.....	風早康平, 篠原宏志, 斎藤元治, 尾台正信, 森 博一, 中堀康弘, 飯野英樹, 平林順一 24
K 4. 種々の安定成層場における三宅島火山ガスの数値的考察	内田孝紀, 大屋裕二 32
シンポジウム	
第1部 三宅島の火山活動	
S01. 三宅島火山の噴煙活動.....	寺田暁彦, 井田喜明 40
S02. ASTER・MODISによる三宅島のSO ₂ 観測.....	浦井 稔 50
S03. 富士山頂で観測された三宅島火山ガス噴煙中のエアロゾル粒子	直江寛明, 岡田菊夫 58
S04. 三宅島噴煙の衛星画像と火山ガス高濃度事象	飯野直子, 小山田 恵, 木下紀正, 金柿主税 66
第2部 火山ガス拡散シミュレーション	
S05. 数値モデルを用いた三宅島火山ガスの地表濃度推定の試み	千葉 長, 佐々木秀孝, 清野直子, 佐藤純次 76
S06. 阿蘇・安達太良山における火山ガスの拡散.....	近藤裕昭 84
S07. メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルによる 三宅島噴煙の数値シミュレーション.....	西沢匡人 90
S08. 火山ガスの3次元流れの追跡: ラグランジュ粒子モデルの応用	吉田保衛, 鶴野伊津志, 木下紀正, 小山田 恵 98
第3部 南西諸島の火山活動	
S09. 薩南諸島の火山活動と熱映像観測.....	井口正人, 鍵山恒臣, 味喜大介 106
S10. 薩摩硫黄島の活動状況... 篠原宏志, 風早康平, 斎藤元治, 松島喜雄, 川辺禎久	116
S11. 硫黄岳噴煙の継続観測と解析.....	木下紀正, 富山美智隆, 町田昌一, 高原弘幸 122
S12. 諏訪之瀬島火山の2000 - 2002年噴出物.....	嶋野岳人 130
S13. 観測カメラと衛星からみた諏訪之瀬島噴煙	金柿主税, 木下紀正, 三仲 啓, 土田 理, 八木原寛, 福澄孝博 136
第4部 衛星による火山監視	
S14. 空中火山災害の防止・軽減 噴煙の広域監視と対策.....	澤田可洋 144
S15. インドネシアと南西太平洋の火山噴火の監視(英文)	Andrew TUPPER, Jason P. DAVEY and Rodney J. POTTS 153
S16. 火山の即時監視を目的とした衛星画像配信システムに関する研究	長 幸平, 光本昌也, 下田陽久, 松前義昭 164
S17. 噴煙活動の定量的評価と火山活動監視への活用.....	福井敬一 172
多島域フォーラム「列島火山の噴煙活動を探る」プログラム.....	181

Preface

This volume of Occasional Papers, Number 37 in the series, is a report of a forum entitled “Researching Eruption Clouds of Volcanic Island Chains”, which was held under the auspices of the Kagoshima University Research Center for the Pacific Islands on 9-10 November 2002. On the first day of the forum, lectures open to the general public were given by four speakers about volcanic history in the islands of south-west Japan, satellite observation of volcanic clouds, the measurement of volcanic gas at Miyakejima, and simulation studies of the gas dispersion. On the second day, seventeen presentations of recent results on related problems were done in the following sessions:

- Session 1. Volcanic activities at Miyakejima
- Session 2. Dispersion analysis of volcanic gas
- Session 3. Volcanic activities of South-West Islands in Japan
- Session 4. Monitoring volcanoes from satellites

The forum was supplemented with posters and computer demonstrations related to the talks, the web sites for volcano watching and invitations to volcanic islands. Thus, the forum contributed to strengthen the ties between the specialists and peoples in- and outside Kagoshima prefecture, including inhabitants now evacuated from Miyakejima. The forum was organized as a domestic one except for one talk in English, S15, and a few foreign participants. In each report in this volume, an English abstract is attached at the end.

An important purpose of this forum was interdisciplinary discussions among volcanologists, simulation analysts on atmospheric dispersion, and satellite remote sensing researchers. Many talks were focused on the problem of the extraordinary ejection of volcanic gas at Miyakejima since the summer of 2000. Approaches from various directions to clarify this problem may serve as basic scientific understandings of the phenomena for the reconstruction of the lives in Miyakejima in near future. The other point of focus was the observation of eruption clouds, from space and the ground, at volcanic islands in Japan and others belonging to the circum-Pacific 'Ring of Fire'. The establishment of continuous monitoring systems and the elaboration of the detection methods are very important both for the disaster prevention around the volcanoes and the safety of the air routes near the chains of volcanic islands around the Pacific Ocean. This forum may be regarded as an important step in this direction.

January 9, 2003

Kisei KINOSHITA, Editor
Faculty of Education, Kagoshima University

Contents

Preface	Kisei KINOSHITA
Open Lectures	
K1. Eruptive history of active volcanoes in southern Kyushu and Nansei Shoto islands, Japan.....	Tetsuo KOBAYASHI and Mitsuru OKUNO 2
K2. Satellite observation of volcanoes and their clouds.....	Kisei KINOSHITA 12
K3. Extremely large amount of volcanic gas emission from Miyakejima volcano, Japan Kohei KAZAHAYA, Hiroshi SHINOHARA, Genji SAITO, Masanobu ODAI, Hirokazu MORI, Yasuhiro NAKAHORI, Hideki IINO and Jun-ichi HIRABAYASHI	24
K4. Numerical investigation of the behavior of volcanic smokes from Miyake-jima in stably stratified fluids.....	Takanori UCHIDA and Yuji OHYA 32
Symposium	
Session 1. Volcanic activities of Miyakejima	
S01. Dynamics of ejected volcanic gasses from Miyakejima Volcano Akihiko TERADA and Yoshiaki IDA	40
S02. Sulfur dioxide observation with ASTER and MODIS at Miyakejima volcano, Japan Minoru URAI	50
S03. Composition and size distribution of submicrometer aerosol particles observed at Mt. Fuji in the volcanic plumes from Miyake-jima.....	Hiroaki NAOE and Kikuo OKADA 58
S04. Satellite imagery of Miyakejima plumes and high concentration events of volcanic gas Naoko IINO, Megumi KOYAMADA, Kisei KINOSHITA and Chikara KANAGAKI	66
Session 2. Dispersion analysis of volcanic gas	
S05. Estimation of surface SO ₂ gas density of Miyake Island Masaru CHIBA, Hidetaka SASAKI, Naoko SEINO and Junji SATO	76
S06. Volcanic gas diffusion at Mt. Aso and Mt. Adatarata.....	Hiroaki KONDO 84
S07. Numerical simulation of volcanic gases from the Miyake Island by chemical transport model coupled with mesoscale meteorological model.....	Masato NISHIZAWA 90
S08. Simulation of three-dimensional volcanic plume: Application of Lagrangian particle model Yasuhiro YOSHIDA, Itsushi UNO, Kisei KINOSHITA and Megumi KOYAMADA	98
Session 3. Volcanic activities of South-West Islands in Japan	
S09. Volcanic activity and geothermal measurement by infrared scanners at some volcanoes in Satsunan Islands, Southwest Japan Masato IGUCHI, Tsuneomi KAGIYAMA and Daisuke MIKI	106
S10. Monitoring of volcanic gas emission from Satsuma-Iwojima volcano Hiroshi SHINOHARA, Kohei KAZAHAYA, Genji SAITO, Nobuo MATSUSHIMA and Yoshihisa KAWANABE	116
S11. Continual observation and analysis of Io-dake plumes Kisei KINOSHITA, Michitaka TOMIYAMA, Shoichi MACHIDA and Hiroyuki TAKAHARA	122
S12. Products of the 2000-2002 eruptions of Suwanosejima Volcano.....	Taketo SHIMANO 130
S13. Ground observation and satellite images of Suwanosejima plumes Chikara KANAGAKI, Kisei KINOSHITA, Akira MINAKA, Satoshi TSUCHIDA, Hiroshi YAKIWARA and Takahiro FUKUZUMI	136
Session 4. Monitoring volcanoes from satellites	
S14. Prevention and mitigation of aerial volcanic hazard Regional watch and countermeasure for volcanic ash cloud... Yoshihiro SAWADA	144
S15. Monitoring volcanic eruptions in Indonesia and the Southwest Pacific Andrew C. TUPPER, Jason P. DAVEY, and Rodney J. POTTS	153
S16. A study on satellite image dissemination system for volcano monitoring Kohei CHO, Shoya MITSUMOTO, Haruhisa SHIMODA and Yoshiaki MATSUMAE	164
S17. Quantitative estimation of volcanic plume activity and volcano monitoring Keiichi FUKUI	172
Program of the Forum	181

K1 南九州および南西諸島における火山の噴火史

小林 哲夫¹・奥野 充²

¹鹿児島大学理学部 ²福岡大学理学部

Eruptive history of active volcanoes in southern Kyushu and Nansei Shoto islands, Japan

Tetsuo KOBAYASHI^{1*} and Mitsuru OKUNO²

¹Faculty of Science, Kagoshima University

²Faculty of Science, Fukuoka University

*E-mail: koba@sci.kagoshima-u.ac.jp

要 旨

南九州および南西諸島には多くのカルデラ火山とともに活火山が点在している。その中でも桜島火山と諏訪之瀬島火山は現在でも非常に活動的であるが、最近3万年間という時間スケールでみた場合、実に多くの火山が多様な噴火を繰り返している。これら火山の噴火史を総括すると、南九州から南西諸島にかけての噴火の連動性や噴火に伴う地震など、興味深い地学現象が認められる。

1. はじめに

テフラ（特に降下テフラ）は噴煙の化石であり、保存状態がよい場合には、噴火の時代のみならず、噴火様式や堆積時の環境などを推定する手がかりともなる。まさに示準化石と示相化石の両側面を保持しているといえよう。

南九州には4つの大カルデラ（北から加久藤、始良、阿多、鬼界）の存在が知られており、その内部には現在も活動的な火山が多数存在している。これらカルデラ火山の活動は数十万年前に遡り、現在まで無数の噴火を繰り返してきた。特に南九州では24.5kaの入戸火砕流堆積物（A-Ito: Aramaki, 1984）が厚く分布するため、これより下位のテフラの露頭条件は良くないが、テフラ層序についての研究は着実に進歩してきている。また九州本土の南方の南西諸島にも火山が連なっており、それらの火山においても広域に分布する火山灰、特に始良 Tn テフラ（AT）や鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）が鍵テフラとなり、各火山の噴火史が明らかになりつつある。

本報では、AT テフラより上位にある最近約3万年間のテフラ噴出年代を中心に総括し、次いで噴火の頻度や噴火にまつわる興味深い現象についても議論する。図1は南九州における代表的なテフラの分布図である。

2. 広域テフラ

南九州を噴出源とする広域テフラは多数知られているが、始良 Tn テフラ（AT）と鬼界アカホヤテフラ（K-Ah）が代表例である。

始良 Tn テフラとは、大隅降下軽石 (A-Os), 妻屋火砕流 (A-Tm), 入戸火砕流 (A-Ito) および始良 Tn 火山灰 (AT) という一連の火砕物の総称である (Aramaki, 1984; 町田・新井, 1992). 本文中では AT テフラと略記する. 噴出年代については, ^{14}C 年代は 24.5 ka BP, 較正暦年では 29 cal ka BP と考えられている (奥野, 2002 参照).

鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) は、幸屋降下軽石 (K-KyP), 船倉火砕流 (K-Fn), 幸屋火砕流 (K-Ky), およびアカホヤ火山灰 (K-Ah) という一連の火砕物の総称である (町田・新井, 1992). 噴出年代については, ^{14}C 年代は 6.5 ka BP, 較正暦年では 7.3 cal ka BP と考えられている (奥野, 2002 参照).

図 2 は 2 つの鍵テフラを基準に、南九州における最近 3 万年間のテフラ層序である.

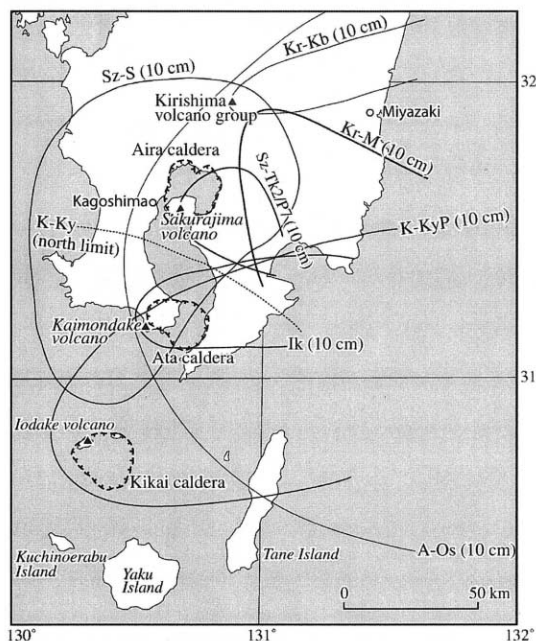


図 1 . 南九州の第四紀火山と
おもなテフラの分布図
(奥野, 2002).

- A-Os: 大隅降下軽石
- Kr-Kb: 霧島小林軽石
- Sz-S: 桜島薩摩テフラ
- K-KyP: 幸屋降下軽石
- K-Ky: 幸屋火砕流の分布の北限
- Ik: 池田湖テフラ
- Sz-Tk2/P7: 桜島高峠 2
/P7 テフラ
- Kr-M: 霧島御池テフラ

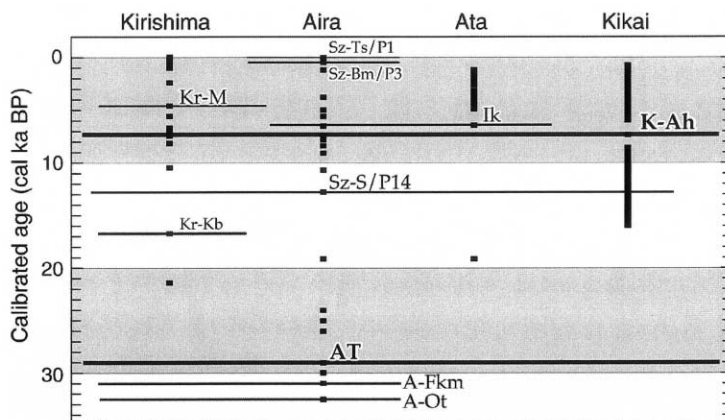


図 2 . 南九州における最近約 3 万年間のテフラ層序 (奥野, 2002).

3. 南九州のテフラ層序

テフラは一般に広域に分布するため、ある地域のテフラ層序に遠来のテフラが夾在することも多い、そのため、まず南九州の4つのカルデラに対応する霧島火山群、始良カルデラ、阿多カルデラ、鬼界カルデラ、および南西諸島の5地域に区分し、各地域に見い出されるテフラの記載を産状を記載した。なお表1～表4は奥野(2002)から一部修正し、引用している。

3. 1 霧島火山とその周辺

霧島火山は、20以上の小型火山からなる火山群の総称である。霧島火山の周辺におけるATテフラ以降のテフラ層序を表1に示す。このテフラ層序については、井村(1994)をもとに記述する。

ATテフラより上位のテフラとしては、韓国岳スコリア(Kr-Kr)、小林軽石(Kr-Kb)、桜島薩摩/P14(Sz-S/P14)、瀬田尾軽石(Kr-St)、蒲牟田スコリア(Kr-Km)、牛のすね火山灰(Kr-U_s)と鬼界アカホヤ(K-Ah)、望原火山灰(Kr-Mh)、皇子スコリア(Kr-O_j)、前山軽石(Kr-My)、御池軽石(Kr-M)、中岳火山灰(Kr-Nkd)、片添スコリア(Kr-Kz)、宮杉火山灰(Kr-M_s)、高原スコリア(Kr-Th)、御鉢火山灰(Kr-O_h)、新燃享保軽石(Kr-SmK)などがある。

このうちKr-Kz、Kr-ThおよびKr-SmKは歴史時代のテフラであり、それぞれAD 788、AD1235およびAD1716-17の古記録に対応すると考えられる(Okuno *et al.*, 1998など)。また最近300年間のテフラとしては、新燃岳の1716年～1717年の噴出物が最も大規模である(井村・小林, 1991)。また分布が広いテフラとしては韓国岳起源の小林軽石(Kr-Kb)と御池マール起源のKr-Mがあり、前者は北東方向へ、また後者は南東方向に分布軸を有している。

表1中のKr-KrとKr-Kbの年代は、中村(1987)およびImura(1992)による層位年代である。Sz-S/P14より上位のテフラは、Okuno *et al.*(1998)および奥野ほか(未公表)の¹⁴C年代により修正している。Kr-Mの噴出年代は、縄文後期の3 kaとされたが(桑野ほか, 1959)、その¹⁴C年代や桜島高峠2/P7(Sz-Tk2/P7)との層位関係から4.2 ka BPと推定されている(奥野, 1996; 永迫ほか, 1999)。

上記したテフラのなかで、噴火現象を考えるうえで興味深いのは牛のすね火山灰(Kr-U_s)である。特徴の第1は、牛のすね火山灰(Kr-U_s)は高千穂峰の形成に伴うテフラであり、ある程度長期にわたる断続的な噴火活動の産物と考えられている(小林, 1986a; 井ノ上, 1988)。その2は、Kr-U_sは堆積物の中間の層準にK-Ahを夾在しており、K-Ahを境としてKr-U_sL(下部層)とKr-U_sU(上部層)に分けられることである。その境界には腐植土壌などはまったく存在しておらず、牛のすね火山灰の堆積の途中に、広域テフラであるK-Ahが堆積したことを示している。すなわち高千穂峰の山頂噴火が長期間継続している途中に、鬼界カルデラで大規模な火砕流噴火が発生し、その細粒火山灰が飛来・堆積したことを意味している。

このような断続的な山頂噴火(特にブルカノ式噴火)によるテフラは、堆積物としては砂状(時にラミナ構造を示す)であり、火山砂とよばれることも多い。Kr-NkdやKr-O_hも同様の堆積物であり、不明瞭な腐植土によっていくつかに細分することが可能である(筒井・小林, 1992)。

表 1 . 霧島火山群の周辺に分布するテフラの噴出年代 .

Tephra name	Abbreviation	¹⁴ C age	Calendar/ calibrated age	Categories of age estimation
Shinmoedake Showa Ash	Kr-SmS		AD 1959	(a)
Sakurajima Taisho/P1	Sz-Ts/P1		AD 1914	(a)
Shinmoedake Bunka Ash	Kr-SmB		AD 1822	(a)
Shinmoedake Meiwa Pumice	Kr-SmM		AD 1771~72	(a)
Shinmoedake Kyoho Pumice	Sr-SmK		AD 1716~17	(a)
Sakurajima Bunmei/P3	Sz-Bm/P3		AD 1471~76	(a)
Ohachi Ash	Kr-Oh		14~17 C	(a), (c)
Takaharu Scoria	Kr-Th		AD 1235	(a)
Miyasugi Ash	Kr-Ms		10 C	(a), (c)
Katazoe Scoria	Kr-Kz		AD 788	(a)
Nakadake Ash	Kr-Nkd	2.3 ka BP ~	2.4 cal ka BP ~	(c)
Mi-ike Tephra	Kr-M	4.2 ka BP	4.6 cal ka BP	(c)
Maeyama Pumice	Kr-My	4.9 ka BP	5.6 cal ka BP	(c)
Oji Scoria	Kr-Oj	6.0 ka BP	6.8 cal ka BP	(c)
Mochiharu Ash	Kr-Mh		6.9 cal ka BP	(d)
Ushinosune Ash (upper)	Kr-UsU		~7.1 cal ka BP	(d)
Kikai-Akahoya Tephra	K-Ah	6.5 ka BP	7.3 cal ka BP	(b)
Ushinosune Ash (lower)	Kr-UsL	6.7 ka BP ~	7.6 cal ka BP ~	(c)
Kamamuta Scoria	Kr-Km	7.4 ka BP	8.1 cal ka BP	(c)
Setao Pumice	Kr-St	9.2 ka BP	10.4 cal ka BP	(c)
Sakurajima-Satsuma/P14 Tephra	Sz-S/P14	11 ka BP	12.8 cal ka BP	(c)
Kobayashi Pumice	Kr-Kb	14 ka BP	16.7 cal ka BP	(c)
Karakunidake Scoria	Kr-Kr		22 cal ka BP	(d)
Aira-Tn Tephra	AT	24.5 ka BP	29 cal ka BP	(b)

表 2 . 始良カルデラ周辺に分布するテフラの噴出年代 .

(a)古記録, (b)暦年較正曲線, (c)¹⁴C年代値の暦年較正曲線への投影, (d)層位年代

Tephra name	Abbreviation	¹⁴ C age	Calendar/ calibrated age	Categories of age estimation
Sakurajima Taisho/P1	Sz-Ts/P1		AD 1914	(a)
Sakurajima An-ei/P2	Sz-An/P2		AD 1779~1782	(a)
Sakurajima Bunmei/P3	Sz-Bm/P3		AD 1471~1476	(a)
Sakurajima Tenpyohoji/P4	Sz-Tn/P4		AD 764~766	(a)
Sakurajima Minamidake Ash	Sz-Mn	4.0~1.7 ka BP	4.5~1.6 cal ka BP	(c)
Sakurajima P5	Sz-P5	4.9 ka BP	5.6 cal ka BP	(c)
Sakurajima P6	Sz-P6	3.5 ka BP	3.8 cal ka BP	(c)
Sakurajima Takatoge2/P7	Sz-Tk2/P7	4.5 ka BP	5.0 cal ka BP	(b)
Ikedako Tephra	Ik	5.6 ka BP	6.4 cal ka BP	(c)
Sakurajima P8	Sz-P8	5.7 ka BP	6.5 cal ka BP	(c)
Kikai-Akahoya Tephra	K-Ah	6.5 ka BP	7.3 cal ka BP	(b)
Sakurajima P9	Sz-P9		7.5 cal ka BP	(d)
Sakurajima P10	Sz-P10		7.7 cal ka BP	(d)
Sakurajima Sueyoshi/P11	Sz-Sy/P11		8.0 cal ka BP	(d)
Yonemaru Tephra	A-Yn	7.3 ka BP	8.1 cal ka BP	(c)
Sumiyoshi-ike Scoria	A-Sm		8.2 cal ka BP	(d)
Sakurajima Uwaba/P12	Sz-Ub/P12	8.0 ka BP	9.0 cal ka BP	(c)
Sakurajima Takatoge3/P13	Sz-Tk3/P13	9.4 ka BP	10.6 cal ka BP	(c)
Shinjima Pumice	A-Sj	11 ka BP	12.8 cal ka BP	(c)
Sakurajima-Satsuma/P14 Tephra	Sz-S/P14	11 ka BP	12.8 cal ka BP	(c)
Takano Base Surge	A-Tkn	16 ka BP	19.1 cal ka BP	(c)
Sakurajima Takatoge4/P15	Sz-Tk4/P15	21 ka BP	24 cal ka BP	(c)
Sakurajima Takatoge5/P16	Sz-Tk5/P16	22 ka BP	25 cal ka BP	(c)
Sakurajima Takatoge6/P17	Sz-Tk6/P17	23 ka BP	26 cal ka BP	(c)
Aira-Tn Tephra	AT	24.5 ka BP	29 cal ka BP	(b)
Kenashino Tephra	A-Kn	25.3 ka BP	30 cal ka BP	(c)
Fukaminato Tephra	A-Fkn	26.5 ka BP	31 cal ka BP	(c)
Otsuka Pumice	A-Ot	30 ka BP	32.5 cal ka BP	(c)

3. 2 始良カルデラとその周辺

始良カルデラ (Matumoto, 1943) は、鹿児島湾奥部に位置し (図1), 24.5 ka BPの入戸噴火以前にも爆発的な噴火活動がおこっている。桜島火山は、このカルデラの南縁に位置する後カルデラ丘である (福山, 1978)。始良カルデラ東縁の垂水市深港では、阿多火砕流より上位のほとんどのテフラが露出している。特に高野ベースサージ (A-Tkn) については現存する数少ない露頭である。始良カルデラの周辺におけるAT以降のテフラ層序を表2に示す。その大半は桜島火山起源のテフラである。

桜島火山から噴出したテフラは、桜島テフラ群 (Sz) と総称される (町田・新井, 1992)。小林 (1986b) は17層 (P1~P17) を識別し、それらを古期北岳, 新期北岳, 南岳の3つのステージに区分した。大隅半島に分布するものは、森脇 (1994) により模式地が設定されている。小林・江崎 (1997) は、桜島火山の噴火史を再検討し、池田湖テフラ (Ik) との層位関係も明らかにしている。

古期北岳ステージは23 ka BP ~ 21 ka BPに活動し、その後は長期の休止期が推定されている。この休止期間中に、始良カルデラから高野ベースサージ (A-Tkn) が噴出している。新期北岳ステージは、11 ka BPの薩摩/P14 (Sz-S/P14) の噴火からである。Sz-S/P14は、Szの中では最大規模のもので、鬼界カルデラまで分布している (奥野ほか, 1994)。新島軽石は始良カルデラでの海底噴火の産物であるが、Sz-S/P14より新しいと推定される。Sz-S/P14後も1000~3000年間隔で大隅半島にテフラを残す噴火が続いた。高峠3/P13 (Sz-Tk3/P13) は、上野原遺跡で指標テフラとして役立っている。Sz-P5とSz-P6の年代が逆転しているが、その理由ははっきりしない。Sz-P5は山麓に分布する火砕流に含まれる炭化樹幹の¹⁴C年代であり (小林, 1986a, b; 小林・江崎, 1997), Sz-P6は大隅半島での直下の土壌の¹⁴C年代 (奥野, 1997; Okuno *et al.*, 1997) である。

3. 3 阿多カルデラとその周辺

阿多カルデラ (Matumoto, 1943) は、鹿児島湾湾口部に位置する (図1)。この地域におけるATテフラ以降のテフラ層序を表3に示す。

ATテフラの上位には、Sz-S/P14およびK-Ahが分布している。この付近でのK-Ahは、降下軽石・火砕流・降下火山灰の3つがセットとなって堆積している (宇井, 1973)。その上位には腐植土壌を介して、池田湖テフラ (Ik), 鍋島岳テフラ (Ik-Nb) および開聞岳テフラ群 (Km) がくる。Ikは、池崎火山灰 (Ik-Ik), 尾下スコリア (Ik-Os), 池田軽石 (Ik (pfa)), 池田火砕流 (Ik (pfl)), 山川ベースサージ (Ik-Ym), 池田湖火山灰 (Ik (afa)) からなり (成尾・小林, 1980), その噴出年代は5.5~5.7 ka BPと推定されている (奥野ほか, 1996)。Ik-Nbは4.3 ka BPに池田カルデラ南縁から噴出し、一連の噴火で鍋島岳溶岩ドームを形成している (奥野・小林, 1991; 奥野ほか, 1993)。

開聞岳火山では、4 kaから平安時代までに多数のテフラが噴出している (桑代, 1966; 中村, 1967; 成尾, 1984; 藤野・小林, 1997)。これらのテフラは、開聞岳テフラ群 (Km) と総称される (町田・新井, 1992)。表3では、藤野・小林 (1997) と成尾 (1984) による名称を並記している。Km12aとKm12bは、貞観16年 (AD 874) と仁和元年 (AD 885) の噴火に対応するテフラで、紫ゴラ (成尾, 1984) はKm12aの一部にあたる。これらの噴出年代は、藤野・小林 (1997) が層位から推定したものであるが、Km11については、成尾ほか (1997) により修正されたものである。

表3. 阿多カルデラ周辺に分布するテフラの噴出年代.

(a)古記録, (b)暦年較正曲線, (c)¹⁴C年代値の暦年較正曲線への投影, (d)層位年代

Tephra name	Abbreviation	¹⁴ C age	Calendar/ calibrated age	Categories of age estimation
Kaimondake 12b	Km12b		AD 885	(a)
Kaimondake 12a/Murasaki-gora	Km12a		AD 874	(a)
Kaimondake 11/Ao-gora	Km11		7 C	(a)
Kaimondake 10	Km10		1.7 cal ka BP	(d)
Kaimondake 9/ Anshi-gora	Km9	2.0 ka BP	1.9 cal ka BP	(c)
Kaimondake 8	Km8		2.0 cal ka BP	(d)
Kaimondake 7	Km7		2.3 cal ka BP	(d)
Kaimondake 6	Km6		2.5 cal ka BP	(d)
Kaimondake 5	Km5		3.0 cal ka BP	(d)
Kaimondake 4/Hai-gora	Km4		3.4 cal ka BP	(d)
Kaimondake 3	Km3		3.7 cal ka BP	(d)
Kaimondake 2	Km2		3.9 cal ka BP	(d)
Kaimondake 1/Ki-gora	Km1	4.0 ka BP	4.4 cal ka BP	(c)
Nabeshimadake Tephra	Nb	4.3 ka BP	4.8 cal ka BP	(c)
Ikedako Tephra	Ik	5.6 ka BP	6.4 cal ka BP	(c)
Kikai-Akahoya Tephra	K-Ah	6.5 ka BP	7.3 cal ka BP	(b)
Sakurajima-Satsuma/P14 Tephra	Sz-S/P14	11 ka BP	12.8 cal ka BP	(c)
Iwamoto Ash	Ata-Iw		19 cal ka BP	(d)
Aira-Tn Tephra	AT	24.5 ka BP	29 cal ka BP	(b)

3. 4 鬼界カルデラとその周辺

鬼界カルデラ (Matumoto, 1943) は, 九州本土から南方30kmの海底にあり (図1). カルデラ北縁部の竹島と薩摩硫黄島のみが海面上に出ている. 一方, 種子島ではATなどのテフラがよく保存されているが, 屋久島での保存状態はよくない. 表4に鬼界カルデラとその周辺のテフラ層序を示す.

竹島および薩摩硫黄島では, 籠港テフラ群 (K-km) とK-Ahがあり (小野ほか, 1982; Kobayashi and Hayakawa, 1984), 特に薩摩硫黄島では, K-Ahの上位にも硫黄岳テフラ群 (K-Io) と稲村岳テフラ群 (K-In) がある (図11: 小野ほか, 1982; 奥野, 1996). ただし, ATの上下の層準は侵食されており確認できない. また, K-km中にはSz-S (P-14) が夾在している (奥野ほか, 1994). またこのテフラは種子島の北部にも分布することが確認されている.

硫黄岳のテフラはほとんど流紋岩質のマグマに由来するが, 稲盛岳のテフラは玄武岩ないし苦鉄質安山岩のマグマに由来している. すなわち両端の組成のマグマが噴出する特異な火山島である. 昭和硫黄島は1934~35年の噴火で出現した.

表4. 鬼界カルデラ周辺に分布するテフラの噴出年代.

(a)古記録, (b)暦年較正曲線, (c)¹⁴C年代値の暦年較正曲線への投影, (d)層位年代

Tephra name	Abbreviation	¹⁴ C age	Calendar/ calibrated age	Categories of age estimation
Iodake Tephra Group (upper)	K-IoU	~ 0.4 ka BP	~ cal AD 1600	(c)
Inamuradake Tephra Group	K-In	3.6 ~ 3.0 ka BP	3.9 ~ 3.2 cal ka BP	(c)
Iodake Tephra Group (lower)	K-IoL	5.2 ka BP ~	6.0 cal ka BP ~	(c)
Kikai-Akahoya Tephra	K-Ah	6.5 ka BP	7.3 cal ka BP	(b)
Sakurajima-Satsuma/P14 Tephra	Sz-S/P14	11 ka BP	12.8 cal ka BP	(c)
Kikai-Komoriko Tephra Group	K-Km	13 ~ 8.0 ka BP	16 ~ 9.0 cal ka BP	(c)

3. 5 南西諸島の火山

北から口永良部島，口之島，中之島，諏訪之瀬島，悪石島，横当島，硫黄鳥島，さらに西表島の沖合いにも海底火山が存在する。

口永良部島は新岳と古岳という2つの火山が隣接した複合火山である。新岳の西側山腹から山麓にかけて溶岩が広く分布しているが，噴出年代は8世紀後半または11世紀（味喜，1997），あるいは西暦1100年頃（松本氏談話）と推定されている。歴史時代の噴火はすべて新岳からであり，最新の噴火は1980年に発生した割れ目噴火である。一方，古岳では江戸時代に相当する 200 ± 80 BP（藤野・小林，1993），あるいは 175 ± 30 BP（小林ほか，2002）という新しい時代に火砕流噴火が発生している。

口之島は燃岳という溶岩ドームが最新の火山体で，現在でも噴気が認められる。K-Ah以降にも多くのテフラが認められ，最新の噴火は1000年前よりも新しい時代ではないかと推定される。

中之島の中央には御岳という成層火山があり，山頂および山腹の火口で活発な噴気が認められる。噴火記録は1つだけで，1914年の桜島火山の大噴火に連動するように小規模な噴火が発生した。ATテフラは発見されていないが，K-Ahはほぼ全域に分布が認められる。

諏訪之瀬島は桜島火山とともに，最も活動的な火山である。ATテフラは見ついているが，不思議なことにK-Ahは発見されていない。長期にわたるストロンボリ式噴火のために，厚い火山砂が形成されている。地表付近には1813年の大噴火によるスコリア層が広く分布している。溶岩は1813年と1884年の噴火で流出している。

悪石島では北東部にある御岳が新しい火山体であり，ATより新しい可能性がある。しかし最近の1万年間は活動的ではなかったようである。南山麓には温泉がある。

横当島は奄美大島の北西沖に位置する小島である。明瞭な火口をもつ成層火山であり，その山頂が海面上に聳え立った形態をしている。海岸には温泉の湧出が認められる。いまのところ噴火の時代を特定できるデータはないが，地形から判断して非常に新しい時代の火山と考えられる。当然，活火山に分類されるであろう。

硫黄鳥島は徳之島の西方沖にあるが，行政上は沖縄県に所属している。溶岩ドームとタフコーンが連結したような形態をしている。噴火の記録も多く，1967年以降は無人島となっている。最近，徳之島で厚いATテフラが発見されたが，その上位に数枚のテフラが認められた。これらは層厚，粒径分布から推して，硫黄鳥島起源と考えられる。

1924年，西表島の北北東約20kmの沖合いで海底噴火がおこり，多量の軽石が漂流した。西表島北北東海底火山と命名されているが，正確な噴火地点は特定されていない。

4. 噴火に関連した諸現象

4. 1 噴火と地震

桜島の大正噴火（1914～15年）の前後には，南九州一帯で様々な変動が認められた。

日向灘地震：1909年11月10日（M7.9）

喜界島近海地震：1911年6月15日（M8.0）

真幸地震：1913年5月19日～1914年1月中旬

第1期：5/19-6/8，第2期：6/25-9/1，第3期：10/17-11/16 & 1/4-1/14, 1914

日置地震：1913年6月29日（M6.4，翌日も同じ規模の地震）

霧島御鉢の噴火：1913年11/8，12/9，1914年1/8

桜島火山：1914年1月11日/前兆地震

桜島火山：1914年1月12日，10AM 大噴火発生/1年間継続

同日夕方6：29，鹿児島市周辺で烈震（M7.1）

口永良部火山：1月，鳴動，火口底陥没，硫黄流出

中之島火山：1月，小噴火，山頂火口底から泥土噴出

薩摩硫黄島：2月13日，2AM/3PMにかけ群発地震

諏訪之瀬島火山：3月21日，鳴動，噴煙

桜島の溶岩の流出は1915年5月ごろまで続く．

栗野地震：1915年7 - 8月

また霧島火山でも地震と火山活動が連動するような記録がある．

霧島，新燃岳1959年2月噴火

日向灘地震：1961年2月27日（M7.0）

吉松地震：1961年3月14日 - 4月（日向灘地震に誘発されている）

火山直下での微小地震は発生しなかった．

えびの地震：1968年2月21日（M6.1） - 7月

霧島，新燃岳直下で微小地震発生3月上旬

日向灘地震：1968年4月1日（M7.5）

最近であれば，地震と噴火の連動性と推定される事例は記録から確認できるが，地質時代においてもテフラを利用することにより，噴火時に規模の大きな地震が発生したことを証明できることがある．例えば65 ka BPに鬼界カルデラで発生したアカホヤ噴火では，噴火に伴った地震の痕跡が多数みつかった（成尾・小林，2002）．地震の痕跡は県本土では噴砂脈であるが，種子島・屋久島では礫が噴き出した噴礫脈である．これら噴砂・噴礫脈の発生時期であるが，種子島・屋久島地域での噴礫の発生は火砕流噴火の直前/同時期の一度だけであったが，九州本土南部での噴砂は，噴礫の発生と同時期だけでなく，アカホヤ火山灰（K-Ah）の降下中にも発生した．すなわち最初の巨大地震は，種子島・屋久島地域から九州本土南部にわたる広い範囲で噴礫・噴砂を発生させたが，2度目の地震は数時間ほど後に発生し，震源はより北部に移動した可能性が大きい．

また57 ka BPの池田カルデラの噴火でも，2つの異なる時期に地震が発生したことが明らかとなった（一部未公表）．最初の地震では山崩れ，地すべり，地割れ，液状化等が発生しており，テフラとの関係から地震の発生は降下軽石の噴火後でカルデラ形成までの間と特定できる．2度目の地震の証拠は後カルデラ期に噴出した池田湖火山灰に発達する多数の噴砂脈である（成尾・小林，1995）．このテフラは堆積時には湿った状態であり，液状化はその地層の内部で発生している．それゆえ2度目の地震は湿ったテフラが固結する以前に発生したことがわかる．

4. 2 漂流軽石

降下テフラではないが漂流軽石も遠方での噴火の情報を伝えてくれる．例えば，1986年の1月に小笠原諸島の硫黄島の南に位置する福徳岡ノ場で多量の軽石を噴出する海底噴火が発生したが，その軽石が同年5月ごろから，1500km～1900kmも離れた南西諸島にも漂着しはじめた（加藤，1988）．広域テフラとは言えないが，時代の対比に使える可能性がある．

謝 辞

松本拓朗氏（国土地理院）には、未公表のデータを見せていただいた。南九州のテフラの¹⁴C年代は、中村俊夫教授（名古屋大学年代測定総合研究センター）、森脇 広教授（鹿児島大学法文学部）、長岡信治助教授（長崎大学教育学部）、成尾英仁氏（鹿児島県立武岡台高等学校）、筒井正明氏（㈱ダイヤコンサルタント）らとの共同研究によるものである。この研究の一部に、日本学術振興会科学研究費補助金（奨励研究A，課題番号：11780077，代表者：奥野 充）を使用した。記して感謝の意を表します。

参考文献

- Aramaki, S. (1984): Formation of the Aira caldera, Southern Kyushu, 22,000 years ago, *Jour. Geophys. Res.*, **89**, 8485-8501.
- 藤野直樹・小林哲夫（1992）：開聞岳起源のコラ層の噴火・堆積様式。鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学），**25**，69 - 83。
- 藤野直樹・小林哲夫（1997）：開聞岳火山の噴火史，火山，**42**，195-211。
- 福山博之（1978）：桜島火山の地質，地質学雑誌，**84**，309-316。
- Imura, R. (1992): Eruptive history of the Kirishima volcano during the past 22,000 years, *Geogra. Rep. Tokyo Metropolitan Univ.*, **27**, 71-89.
- 井村隆介（1994）：霧島火山の地質，東京大学地震研究所彙報，**69**，189-209。
- 井村隆介・小林哲夫（1991）：霧島火山群新燃岳の最近300年間の噴火活動，火山，**36**，135-148。
- 井ノ上幸造（1988）：霧島火山群高千穂複合火山の噴火活動史，岩鉱，**83**，26-41。
- 加藤祐三（1988）：福岡ノ場から琉球劣等に漂着した灰色軽石，火山，**33**，21-30。
- 小林哲夫（1986 a）：桜島火山の断続噴火によって形成された火山灰層，鹿児島大学南科研資料センター報告特別号 **1**，1-12。
- 小林哲夫（1986 b）：桜島火山の形成史と火砕流，火山噴火に伴う乾燥粉体流（火砕流等）の特質と災害，137-163。
- Kobayashi, T. and Hayakawa, Y. (1984): Geology of Kikai caldera (Source of the Koya Ignimbrite), Japan. In Ui, T. and Walker, G. P. L.(Eds.), *Volcanology of the Koya ash flow, A progress report of the U.S.-Japan cooperative science program*, 13-14.
- 小林哲夫・江崎真美子（1997）：桜島火山，噴火史の再検討，月刊地球，**19**，227-231。
- 桑代 勲（1966）：新时期ームのうち(A)開聞火山噴出物について - 薩摩半島中南部の火山噴出物(2)，知覧文化，**3**，1-22。
- 町田 洋・新井房夫（1992）：火山灰アトラス/日本列島とその周辺，東京大学出版会。
- Matumoto, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu, *Japanese Journal of Geology and Geography*, **19**, Special number, 1-57.
- 味喜大介（1997）：口永良部島新岳の溶岩流の古地磁気，地球惑星科学関連学会1997年合同大会予稿集，855。
- 森脇 広（1994）：桜島テフラ - 層序・分布と細粒火山灰の層位，文部省科学研究費（一般研究C），研究成果報告書鹿児島湾周辺における第四紀後期の細粒火山灰層に関する古環境学的研究，1-20。
- 永迫俊郎・奥野 充・森脇 広・新井房夫・中村俊夫（1999）：肝属平野の完新世中期以降のテフラと低地の形成．，第四紀研究，**38**，163-173。
- 中村真人（1967）：開聞岳の火山噴出物と火山活動史 - とくに噴出物の量と時代関係について．火山，**12**，119-131。
- 成尾英仁（1984）：開聞火山噴出物と遺跡の関係 - 特に初期噴出物の関係について - ，鹿児島考古，**19**，193-215。
- 成尾英仁・小林哲夫（1980）：池田カルデラの活動史（演旨），火山，**25**，306。

- 成尾英仁・小林哲夫 (1995): 噴火によって生じたクラスティックダイク, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), **28**, 111-122.
- 成尾英仁・小林哲夫 (2002): 鬼界カルデラ, 6 5ka BP噴火に誘発された2度の巨大地震, 第四紀研究, **41**, 287-299.
- 成尾英仁・永山修一・下山 覚 (1997): 開闢岳の古墳時代噴火と平安時代噴火による災害/遺跡発掘と史料からの検討, 月刊地球, **19**, 215-222.
- 奥野 充 (1996): 南九州の第四紀末テフラの加速器¹⁴C年代 (予報), 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書, **VII**, 89-108.
- 奥野 充 (2002): 南九州に分布する最近約3万年間のテフラの年代学的研究, 第四紀研究, **41**, 225-236.
- 奥野 充・小林哲夫 (1991): 鍋島岳火山の地質, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), **24**, 23-35.
- 奥野 充・中村俊夫・小林哲夫 (1993): 南九州, 鍋島岳テフラ層中の炭化木片の加速器¹⁴C年代, 火山, **38**, 91-94.
- 奥野 充・新井房夫・森脇 広・中村俊夫・小林哲夫 (1994): 鬼界カルデラ, 籠港テフラ群に挟在する腐植土の加速器¹⁴C年代, 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), **27**, 189-197.
- 奥野 充・成尾英仁・中村俊夫・小林哲夫 (1996): 南九州, 池田湖テフラ層に関連する試料の加速器¹⁴C年代, 名古屋大学古川総合研究資料館報告, **12**, 49-55.
- Okuno, M., Nakamura, T., and Kobayashi, T. (1998): AMS ¹⁴C dating of historic eruptions of the Kirishima, Sakurajima and Kaimondake volcanoes, southern Kyushu, Japan, *Radiocarbon*, **40**, 825-832.
- 小野晃司・曾屋龍典・細野武男 (1982): 薩摩硫黄島地域の地質, 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 80p.
- 筒井正明・小林哲夫 (1992): 霧島・御鉢火山のテフロクロノロジー, 日本火山学会講演予稿集 1992年度秋季大会, 114.
- 宇井忠英 (1973): 幸屋火砕流 - 極めて薄く拡がり堆積した火砕流の発見, 火山, **18**, 53-168.

Eruptive history of active volcanoes in southern Kyushu and Nansei Shoto islands, Japan

Tetsuo KOBAYASHI^{1*} and Mitsuru OKUNO²

¹Faculty of Science, Kagoshima University

²Faculty of Science, Fukuoka University

*E-mail: koba@sci.kagoshima-u.ac.jp

Abstract

Many active volcanoes and caldera volcanoes are aligned from southern Kyushu to Nansei Shoto islands. Among them, Sakurajima and Suwanosejima volcanoes are very active even at present. However, other volcanoes also have been active, and have repeatedly erupted during the last 30,000 years. When the eruptive history of these volcanoes is summarized, some interesting scientific phenomena, such as the interlock of eruptions, the relation between earthquakes and eruptions, and the earthquakes that happened during the eruptions, become clear.

K2

衛星から観た火山と噴煙

木下紀正

鹿児島大学教育学部

Satellite observation of volcanoes and their clouds

Kisei KINOSHITA

Faculty of Education, Kagoshima University

E-mail: kisei@edu.kagoshima-u.ac.jp

要 旨

変化の激しい噴火活動や噴煙と火山ガスの流れをつかむには、観測機会の多い気象衛星のデータが役立つ。噴煙の形態や火山の地形・地表状態を詳しく調べるには、空間分解能に優れた地球観測衛星のデータが重要である。ここでは桜島や南西諸島の火山を対象に実際の衛星画像を解説し、最近の三宅島噴火と火山ガス問題について検討する。

1. はじめに

桜島南岳（1054m、北岳は1117m）は1955年以来活発な山頂噴火活動を続けている。さらに南の海上には火山島が連なり、薩摩硫黄島の硫黄岳（704m）は連続的に噴煙を上げている。諏訪之瀬島御岳（799m）は数年の休止期を置いて活動期には激しく噴火している。伊豆諸島に属し、東京の南160kmにある三宅島の雄山（814m）では、2000年7月 - 8月にかけて数回の爆発的噴火があり、8月末から大量の噴煙と火山ガスの連続的放出が続いている。これらの火山噴煙については、衛星観測や地上・空中からの映像観測によって豊富なデータが蓄積されている [1, 2]。このようなデータは自然の大規模な流れの現象として貴重な研究対象であり、噴煙の動態を解明する事は航空機の灰煙被害や地表の降灰・火山ガス災害を避けるために差し迫った課題である。

以下では、これらの火山噴煙の基本的な特徴を衛星画像に基づき [1]、地上観測 [2] とも対比しながら解説し、火山ガス問題 [3] について検討する。関連して、衛星データを用いた火山の地表状態の検討や火山地形の立体表示についても述べる。詳しくはホームページ [1-3] や論集 [4] などを参照されたい。

2. 衛星リモートセンシングとは

2. 1. 観測視野と空間分解能・観測機会について

人工衛星を観測視野と空間分解能の違いで大別すると、気象衛星とその他の地球観測衛星に分けられる。静止気象衛星ひまわり（GMS-5）は、東経140度の赤道上空35800km にあって西太平洋・東アジア域の同じ範囲をいつも観測している。テレビの天気概況でよく見られる日本域はその一部であり、1時間毎、緊急時には30分間隔で南北に走査しているので、大噴火の監視に適しており、経時変化を追うことが出来る。

気象衛星ノア（NOAA）は南極と北極の近くを通過して周回する極軌道上にあり、搭載されている AVHRR センサーは東西3000kmの刈り幅で観測している。約100分の周期で回っているため、地球の自転のため軌道は経度約25度ずつ西に変わり、毎日昼夜または朝夕で全地球を観測出来る。最近では2 - 3機が働いているので、一つの場所を全機で1日4 - 6回観測している。AVHRRの空間分解能は軌道直下で1.1kmのため、数十km以上のスケールの火山噴煙は容易に捉えられる。刈り幅の端に近いほど分解能は悪くなる。GMS-5では東経140度の赤道上で、昼夜の観測ができる熱赤外バンドの空間分解能が5km、日本付近では約6km、可視バンドではそれぞれ1.25km、1.5kmである。

数百km上空を100分前後で周回する地球観測衛星はNOAAと同様な極軌道衛星が主で、地表を空間分解能数十mあるいはもっと詳しく観測するために刈り幅は狭くなり、観測機会は数週間おきになる。火山の地表状態や熱異常・小規模の薄い噴煙も検出できるが、雲に覆われると稀な機会が失われる。快晴でも、大規模な噴煙の下流が観測範囲を超える場合がある。LANDSAT-5のTMセンサーは刈り幅185kmで分解能28.5m、観測周期は16日である。図1に、NOAA/AVHRRとLANDSAT-5/TMの観測シーンの例を示す。

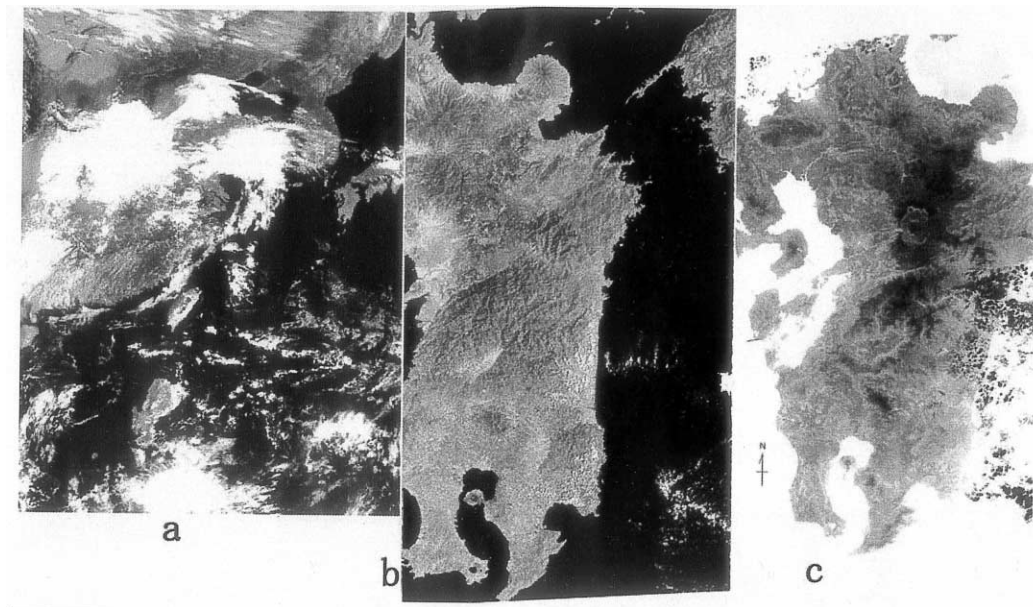


図1 . (a)中国・フィリピン軌道上空からのノア画像（1997.3.9, 14時）.
(b)ランドサット画像（1997.4.1, 10時）. (c)夜の九州の熱画像（LANDSAT-5/TM-6, 1993.3.10）.

最高分解能61cmの QuickBird 衛星（2001.10 - ）の刈り幅は16.5kmと狭いので、直下でなく斜めを観測する機能で特定の対象物の観測機会を増やす。2000年8月末など、SPOT衛星やTerra衛星ASTERセンサーが連日の三宅島噴煙を捉えたのは斜視機能によっている。最近の様々な地球観測衛星とセンサーの仕様は関係ホームページ[5]で分かる。

2. 2. 衛星センサーの性質

衛星に搭載された代表的な光学センサーの観測バンドと波長域を図2に示す。太陽光のもとでは、その反射による可視光と近赤外線（波長0.78~4

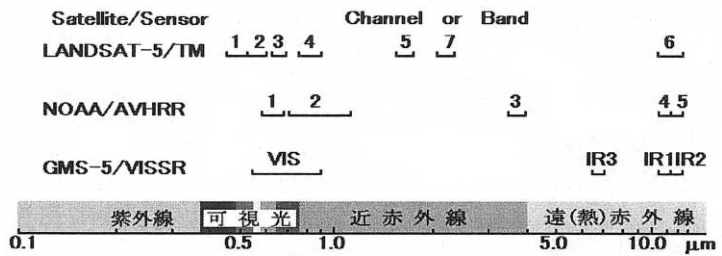


図2. 衛星搭載光学センサーの観測バンドと波長域.

μm)が観測される。遠赤外線(4 μm ~ 60 μm)は、物体の温度と放射率に依存する熱放射によるもので、熱赤外線とも呼ばれる。図2に挙げた他に、分光反射特性の違いによって地表を覆う物体の識別を進めるため観測バンドをもっと細かく分けたセンサーを搭載した衛星も稼働している[5-7].

人間の色覚の基本であるRGBを識別できるLANDSAT/TMや海洋観測衛星Sea STAR/SeaWiFS[7]などでは、火山灰を多く含む灰色や土色の噴煙は普通の白い雲と識別される。水分が主の白い噴煙は、流れている形状が、雲と識別する手がかりとなる。

三宅島の2000年9月後半からの噴煙は火山灰をあまり含まず、下流では薄い場合が多いが、NOAA/AVHRRの可視と近赤外のバンド差が噴煙検出に効果的であることが分かった[8]. これは、乾燥大気中で高濃度の火山ガスとともに存在する硫酸エアロゾルなど粒径0.5 μm以下の微粒子がAVHRR-1の可視光だけを良く散乱させ、可視・近赤外どちらも散乱させる粒径10 μm以上の雲粒と識別されるからであろう。

熱赤外線では昼夜を問わず観測できる。図1(c)は分解能120mのLANDSAT-5/TM-6夜間の熱画像であり、温度の高低を白黒で表している。雲仙普賢岳や桜島からの薄い噴煙が上空の冷たい大気温度で海上に漂うのが分かる。雲仙普賢岳の火砕流の余熱や桜島南岳火口の高温部が白くなっている。NOAA/AVHRR-3でも桜島南岳や諏訪之瀬島火口の熱異常をホットスポットとして観測することがある。このバンドはAVHRR-4,5に比べ飽和温度値が高いので、空間分解能に比べ僅かな面積の高温部でも、1画素全体の値に影響する。NOAA/AVHRR-3のホットスポットを用いた火山監視の提案もある[9].

熱赤外11, 12 μm波長帯の観測輝度温度の違いは、雲と火山灰煙を識別するのに有効である。これは水と鉱物質エアロゾルの放射率の違いによるもので、AVI(Aerosol Vapor Index)=12, 11 μm帯の差は黄砂の検出にも用いられる[10]. NOAA/AVHRR-5,4の差による図3では、桜島の爆発噴煙の流れが際立って見える。GMS-5/VISSRのIR1,2でもAVIは黄砂や火山灰煙を雲と識別するのに有効である。

噴煙とともに存在するガス状のSO₂は、Terra/ASTERでは海面を背景とした赤外8-9.5 μmの吸収から検出される[11]. 地上・空中からのCOSPEC観測では、青空の散乱紫外線をSO₂ガスが吸収する性質を利用した定量

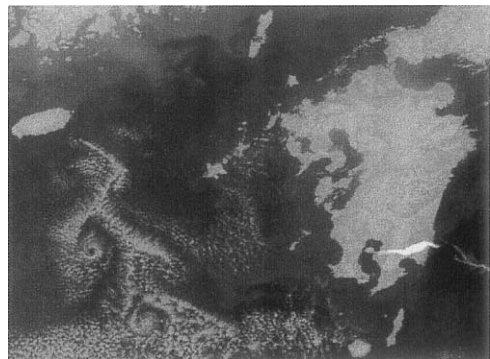


図3. NOAA/AVIによる桜島の爆発噴煙と済州島下流のカルマン渦の雲(1999.12.10.6:17).

の測定で三宅島火山ガスの大量放出が突き止められた [12]. 衛星からの紫外線観測では、弱い反射の波長依存性から SO_2 を検出するので、オゾンホールを観測したニバス衛星や現在の Terra, Aqua 搭載の TOMS では水平分解能数十 km のような粗さであり、大噴火による高空への火山ガス放出の検知に適している。

3. 桜島と南西諸島の火山噴煙

3. 1. 諏訪之瀬島・薩摩硫黄島など

諏訪之瀬島御岳の時折の激しい噴煙活動は、図4に示すように衛星画像にも捉えられる。御岳は最近も活潑に噴火している [13]. 薩摩硫黄島硫黄岳の噴煙放出は比較的穏やかであるが [14], 図5のように屋久島近傍に達する場合もある。地球観測衛星による画像では、薩摩硫黄島には火口上空に滞留する噴煙がしばしば認められ、口之永良部島や硫黄島でも白いスポットのような噴煙が見られる場合がある [15].

3. 2. 桜島噴煙の諸形態

桜島の爆発噴煙は1040mの南岳山頂から1000m～2000mくらい立ち昇り、年に数回は3000mを越える激しい爆発がある。爆発でなくても噴煙が連続的に放出されて数百m上昇することが普通に見られる。急に爆発的に放出される爆発噴煙は大量の火山灰を含むので黒っぽいが、連続的に放出される噴煙は火山灰をかなり含んだ灰色の場合と、あまり含まずに、火口から放出された水蒸気の凝結による白い湯気の雲のように見える場合がある。連続的な噴煙については、同じ勢いで噴煙放出が続くために煙の形がほとんど変わらずに見える定常噴煙と、次々に小さな爆発があつて少し高くまで上がった噴煙のコブが並んで流されていく断続噴煙の2つに大別される。

噴煙は上昇後、周辺大気とバランスした高さで風に乗ってほぼ水平に流れて行く。弱風時の噴煙は真直ぐ上昇し、水平に流れる高さに落ち着く。風が6～8 m/s程度あると斜めに上昇し、さらに強いと初めからほとんど水平に流れていく。また、非常に強い風の際は3.3に述べる山岳波現象が見られる。何れにせよ、桜島からある程度離れてからは灰を落としながら図6のように大体水平に流れていく。上層の自由大気中では鉛直拡散は抑えられている。噴煙放出や移流拡散の様々な形態の地上観測映像はホームページ [2] にまとめられている。最近では、桜島周辺の web カメラによって様々な方向から噴煙の流れを見ることが出来る [16].

地上観測は噴煙の鉛直構造を捉えるのに適している。衛星画像データからは噴煙の様

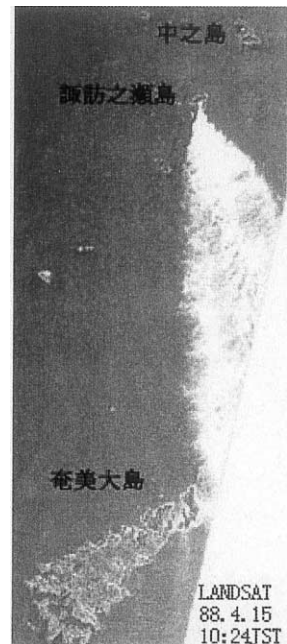


図4．諏訪之瀬島噴煙
(LANDSAT/TM,
1988.4.15).

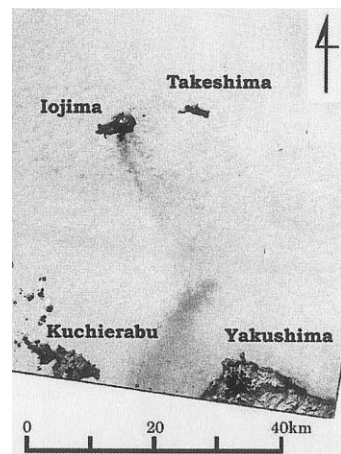


図5．硫黄岳の噴煙
(JERS-1/OPS,
1995/11/12,11:19).



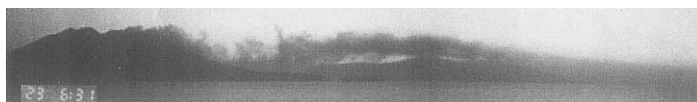
図6．21世紀の初日の出と桜島噴煙．

相をはるか下流まで読み取ることが出来る．噴煙の流れや拡がりには様々な形態があるが、基本的なパターンとして、風向が揃っていてあまり拡がらずに流れる**線状移流**、噴煙流の上下端何れかで風向の違いの影響が現れて幅の広がる**帯状拡散**、噴煙主部の上下幅で風向が異なる場合に見られる**扇状拡散**の3つがある．これらの形態はホームページ[1]や論集[4]の中で示されている．なお、図3は爆発とそれに続く激しい噴煙放出であるが、上空の偏西風に流されて線状移流のような形態を示している．

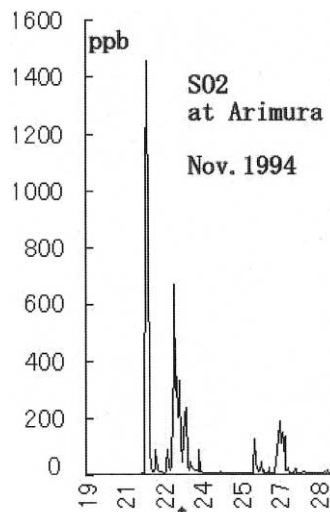
3. 3. 吹き降ろしと桜島山麓の火山ガス

桜島の独立峰としての地形は、強風のもとでは広い範囲の気流に影響し、湿った大気層があると山頂の笠雲や山から離れた吊るし雲が見られることも多い．上昇しようとする熱い噴煙は強風によって周りの大気とすぐ混合し、図7aの様に噴煙が山腹にそって吹き降ろされてからバウンスするように上昇し、やがて水平に流れる高さに落ち着く山岳波が見られる．噴煙が大気の波打ちを示すトレーサの役割を果たしており、このような現象の流体力学的理解は、計算機シミュレーションや風洞・水槽実験で進められている[17]．

山岳波に沿った噴煙の吹き降ろしは風下の山麓に高濃度の火山ガスを吹きつけるので、大気中の二酸化硫黄濃度が環境基準の1時間値100ppbをはるかに超える高濃度事象が度々観測される[3, 4]．図7bはその1例である．このような時、大気中の浮遊粒子状物質SPM(0.1 - 10 μ m)の濃度も上昇する．放出直後の噴煙に含まれる火山灰は、粒径の大きなものから段々と落ちていくが、SPMや火山ガスは噴煙本体と挙動をともにすることは、長年にわたる桜島山麓でのSPM・二酸化硫黄濃度連続測定データと噴煙映像・気象データとの対応から結論される[3, 4]．気象データとしては、1日4回(3・9・15・21時)、鹿児島地方気象台の高層気象観測で得られる桜島山頂高度に近い900hPaやそれよりやや低い約830mにあたる925hPa面の風が重要である．9・21時の高層気象観測では温度と湿度の高さによる変化も得られるので、大気安定度と風速の兼ね合いによる山岳波の多様性も調べられる．実際の現象は高層気象観測では捉えきれない時間変化があるが、噴煙の流れそのものを巨大な風向風速計と見なして研究を進めることが出来る．



(a)



(b)

図7．強風による吹降ろしと山岳波．

(a) 94.11.23. 06:31. (b) 桜島南山麓有村のSO₂濃度．

なお、噴煙と火山ガスが挙動を共にすることは、次のことから裏付けられる。強風でなくて噴煙が上空を流れる場合、100kmを越える下流の高地でSO₂高濃度事象が観測され、低地で高濃度になるのは日中の大気の大気対流混合で火山ガスが引き下ろされる場合である [3, 4]。

4. 衛星画像立体表示による火山地形と植生

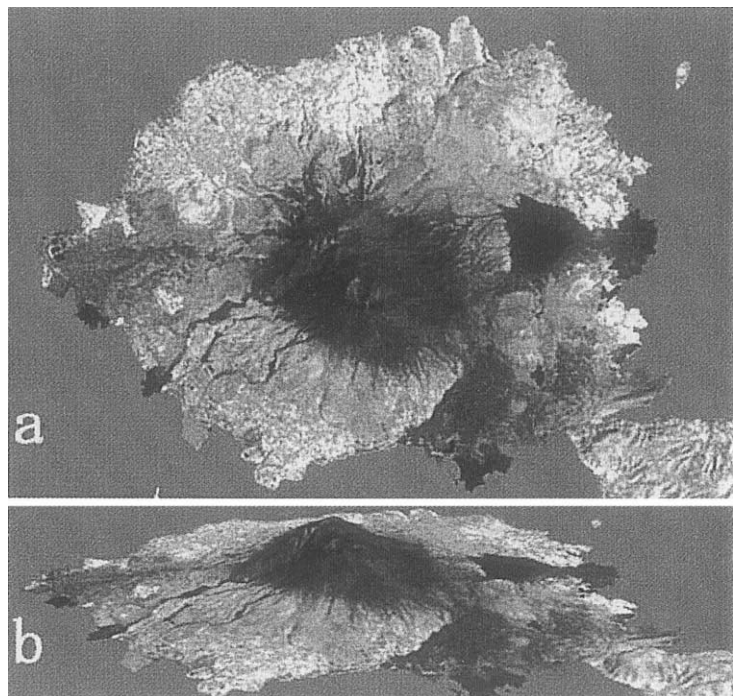
4. 1. SiPSEシステム

衛星画像では火山地形や土地被覆状態を広い視野で調べることが出来る。さらに、数値標高データと結合した衛星画像の立体表示では、これらを実在感をもって理解するのに役立つ。教育用衛星画像表示システム SiPSE (Satellite image presentation system for education) では、LANDSAT-5/TM データと、国土地理院発行の数値地図50mメッシュ (標高) を統合して簡略化したデータから、ほぼ全国の任意の地域を切り出して立体動画像表示を行う事が出来る [18]。インターネットで公開しているこのシステムは、グラフィック用の Microsoft DirectX 6.0 ランタイム以上が組み込まれた最近の Windows コンピュータで利用できる。SiPSE グループでは研究用として、元データの精度を保ったまま広い範囲の処理が可能となるオフラインシステムの開発を進めている。ここでは、これらのシステムによる日本の火山地形の検討 [19] の一部を述べる。

4. 2. 桜島の植生

桜島の昭和溶岩や地獄河原は植生に乏しいが、大正溶岩原には松などが徐々に進出している。山頂部は水分の欠乏と火山ガスのため殆ど裸地で、特に噴火している南岳周辺は標高の低い所まで裸地化している。これらは図8の近赤外画像から読み取れる。

図8 .
桜島の近赤外画像 .
(1998 .8 .26)
(a)平面図 ,
(b)南方上空から .



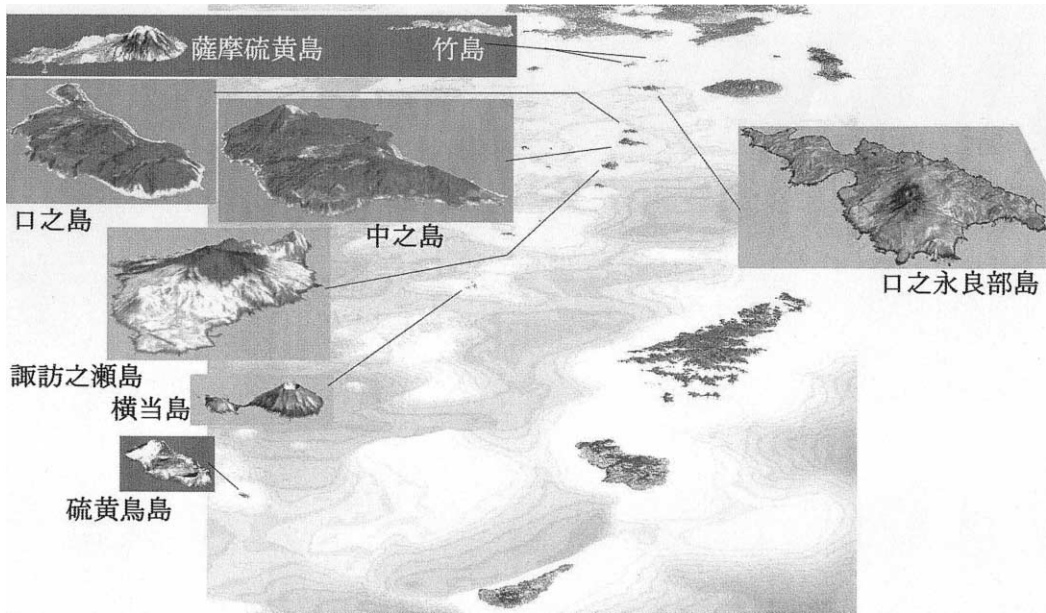


図9．南西諸島の活火山．

4. 3. 南西諸島の火山

薩摩硫黄島と竹島は鬼界カルデラの北縁をなし，衛星画像でも薩摩硫黄島内の南西から北西の永良部岬から矢筈山にかけてと竹島南岸にカルデラ壁が認められる．急峻な硫黄岳とその西側の稲村岳（236m）の火山地形も図9の様に立体表示で分る．

屋久島の西にある口之永良部島は，島の東側にある古岳（633m）と，その北側の新岳（626m）の山頂部が裸地化しているのが認められる．トカラ列島の中之島・諏訪之瀬島・硫黄島（この島だけ沖縄県）は活火山であり，口之島はその新しい候補である．小さな無人島の横当島は，東西2つの火山体が重なったひょうたん形をした立派な火山である．これらの一部の立体表示を図9の中に示す．

4. 4. 三宅島の地形と噴煙の高度推定

図10に示すように，桜島に比べ三宅島はなだらかな地形である．平面図は次節の図16に示す．これらは快晴のシーンとして1987年のTMデータを用いたため，1983年の噴火で流出した溶岩が近赤外画像で黒く表されている．

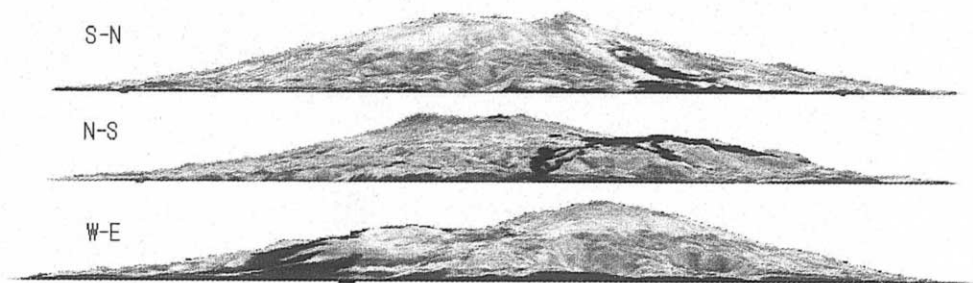


図10．三方向から見た三宅島の立面図．

SiPSEシステムによる立体表示を利用して地形の見え方から撮影点を求めると、噴煙高度を推定出来る。図11は飛行機とヘリコプターからの空中撮影との比較である。

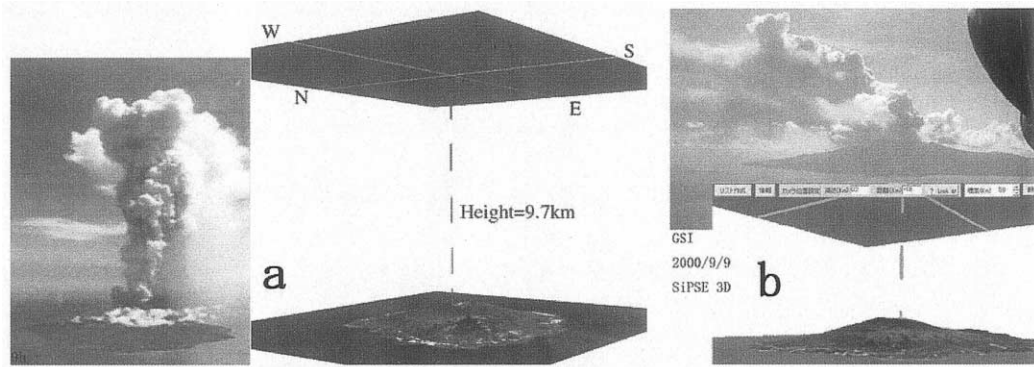


図11．空中撮影された噴煙の高度推定．

(a)NHK 飛行機からの映像，2000/8/29，9h． (b)地調ヘリコプター映像，2000/9/9．

5．衛星から観た三宅島噴煙と火山ガス問題

2000年9月の全島避難以来、住民の帰島を阻んできた大量の火山ガス放出は、1日数万トンのSO₂が主役である [12] . この量は国内の工場や交通などによる人為起源のSO₂総排出量に匹敵する桜島の日量約2千トンよりも一桁大きい。最近は漸減してきたが、なお警戒が必要であり、今後の帰島と安全な生活のためには、火山ガスがどう流れるかを理解することが不可欠である。

噴煙と火山ガスが挙動を共にするとすれば、噴煙の流れを見て火山ガスの危険を察知できる。3.3で述べた桜島火山ガスの研究に基づき、三宅島の場合も風によって図12と図13のように大きく2つに分けて考えられる。

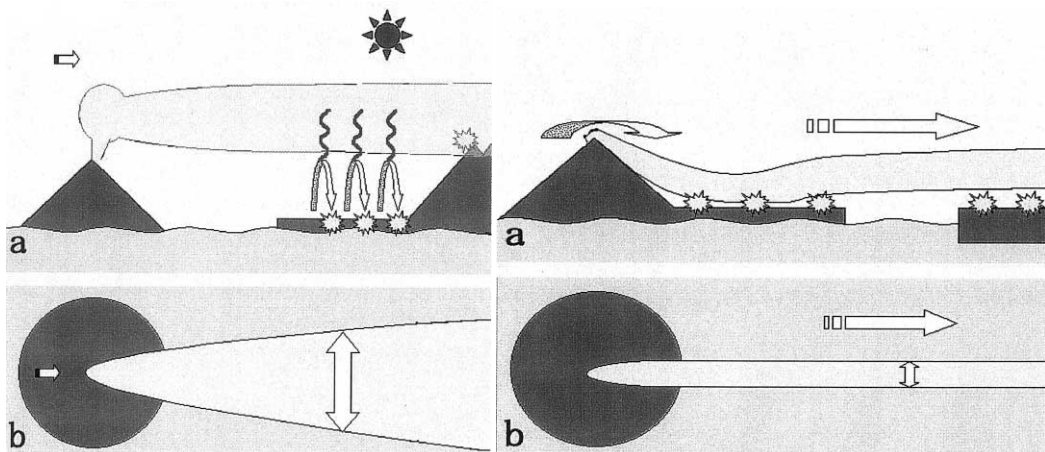


図12．風が強くない場合．(a)横から．(b)上から． 図13．強風の場合．(a)横から．(b)上から．

風が強くないと，図12のように噴煙と火山ガスは上昇した後，周辺大気とバランスした高度でゆっくりと水平に移流する．この時，上空を噴煙と共に流れる火山ガスが好天では日中の対流混合によって地表に引き降ろされる．図14のノア画像が得られた2001年8月14日の場合，山頂付近の高度の風は弱く，八丈島925hPaでは3・9・15・21時の風速は3・5・5・4 m/sであった．この日島内の火山ガス濃度は下流に当たる地点の他はあまり上昇していないが，南よりの風で本土に達し，千葉県袖ヶ浦で479ppb，東京都の江戸川で101ppbが16時に観測された．

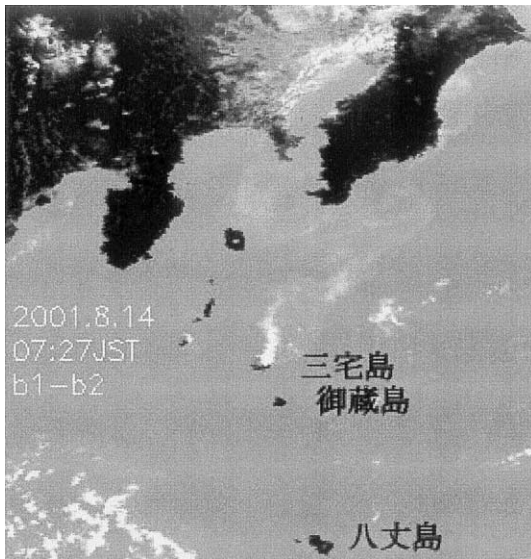


図14．ノア画像（2001/8/14朝）．

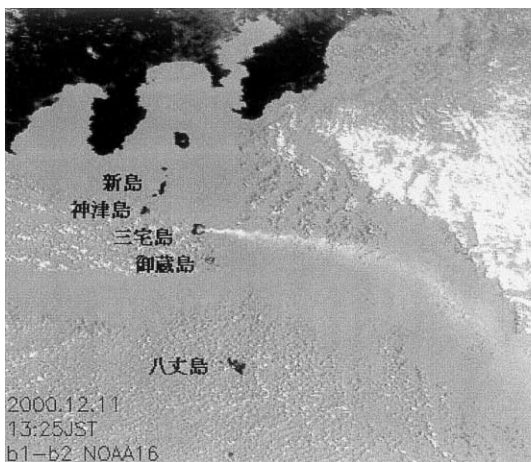


図15．強風と噴煙 2000/12/11． (a) ノア13:25

(b) 伊豆半島沖上空から9時過ぎ．

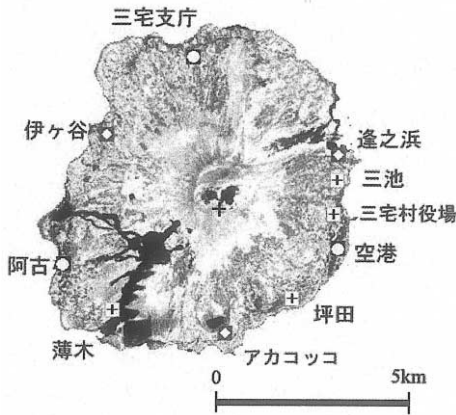


図16．東京都による火山ガス連続測定局．
三宅島空港，阿古今崎，三宅支庁は2000年12月から，
逢の浜温泉，アカコッコ館及び伊ヶ谷老人福祉館は
2001年9月から，三池消防・三宅村役場・坪田・薄
木の4局は2002年2月から．

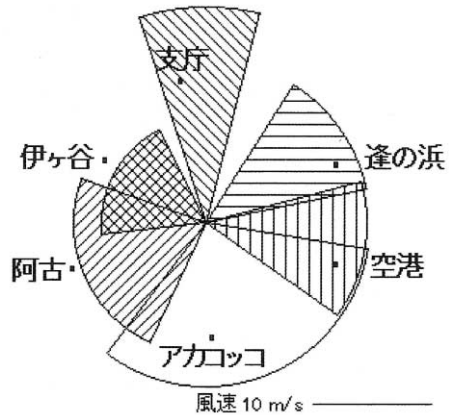


図17．2001年1年間に6点の火山ガス測
定局で1 ppm以上の高濃度事象が起
きたときの八丈島925 hpa 高層風の風
向・風速の平均値と標準偏差．

強風の場合，図13aのように噴煙と火山ガスは上昇せずに吹き降ろされ，乱流によつて風下の地表に影響する．風下に障害物がないと，図13bのように噴煙と火山ガスは狭い範囲に集中して移流する．図15は2000年12月11日のノア画像(a)と島の北方上空からの映像(b)で，西よりの強風で広がらずに遠く流れているのが分かる．穏やかな火山では，ゆっくり冷却されて放出される火山ガスには硫化水素 H_2S が多く含まれる．桜島や三宅島のように高温で放出される火山ガスでは，硫黄原子 S は主に酸素と結合して SO_2 となり，一部はさらに酸化された H_2SO_4 が水分を取り込み硫酸エアロゾルとなって青白い煙霧として認められる．三宅島火山ガスの場合， H_2SO_4 や H_2S ，さらに HCl なども含んでいるが，有害な主成分は SO_2 と考えられる．

東京都では2000年12月から三宅島島内で環境大気中の SO_2 と H_2S の連続自動測定を行っている．測定点は初めの3局から現在の10局体制に増強されて来た（図16）．この内，2001年1年間に測定局で1 ppm以上の SO_2 高濃度事象が起きたときの八丈島925hPa 高層風の風向・風速の平均値と標準偏差を図17に示す．但し，1日4回の高層風データは時間内挿して用いた．火口からの強風が高濃度火山ガスの主因であることを示すこの結果は，衛星データや地上観測映像とも照合して図12，13で理解される．2001年における6局の SO_2 月平均濃度を図18に示す．火口の東南東にある空港局が夏季と5月を除いて特に平均濃度が高い．9月以後測定3局については底上げして右側の目盛りで示す．これは，太平洋高気圧に覆われ

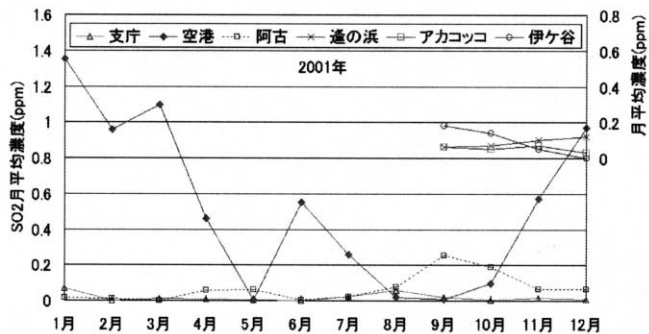


図18．2001年における6局の SO_2 濃度．

る夏季を除いて上空は偏西風の影響が強く、冬季には北西の季節風が吹き、空港方面に火山ガスが吹き降ろされることが多いためと理解される。八丈島925hPa高層風の測定時に空港局でSO₂濃度1時間値が0.1ppm以上の場合の風向とSO₂濃度を図19に示す。空港局からみて火口が風上にあたる288°に近い風向に集中している。強風による吹き降ろしが火山ガス濃度上昇の支配的メカニズムであることは、ホームページ[1]のO, Pで公開している各局の月別SO₂濃度1時間値の変動と八丈島925hPa高層風のグラフの比較からも読み取ることが出来る。新しいデータも含めて、さらに詳細な検討を進めている[20]。

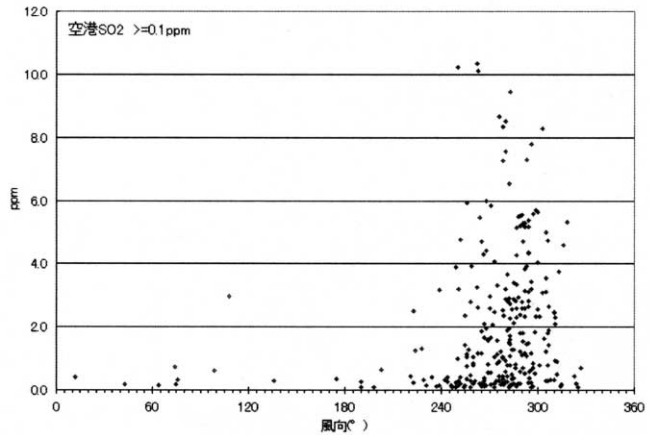


図19．八丈島925hPaの風向と空港局SO₂濃度1時間値(0.1ppm以上の時)。

6. おわりに

衛星データによる噴煙画像解析を、対応する地上観測映像と併せてさらに進め、シミュレーションによる流れのダイナミックスの解明を深めることや、これらの研究を火山災害防止と火山噴火の即時監視に生かすことが大きな課題である。

謝 辞

本稿は鹿児島大学の噴煙火山ガス研究グループ・SiPSEグループの成果によるものです。大学内外の共同研究者の方々や、各種データを御提供頂いた宇宙開発事業団・資源環境観測解析センター・東京都環境局・鹿児島市環境保全課・鹿児島大学衛星画像受信解析システム管理委員会の関係各位に深く感謝致します。

参考文献

- [1] SiNG - 鹿児島, <http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/sing/>
- [2] 火山と噴煙の写真と映像のページ Volc, <http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/>
- [3] 火山ガスのページ, <http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/gas/>
- [4] 木下紀正編：火山ガスと噴煙の大気拡散解析，鹿児島大学（1998）。
鹿児島大学噴煙火山ガス研究グループ：噴煙と火山ガスの動態を探る，鹿児島大学（2001）。
- [5] 宇宙開発事業団地球観測センター：<http://www.eoc.nasda.go.jp/>
- [6] MODIS La System: <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/>
TOMS: <http://skye.gsfc.nasa.gov>
- [7] Sea WiFS: <http://seawifs.gsfc.nasa.gov/SEAWIFS.html>
- [8] 小山田恵・木下紀正・飯野直子：2001年夏季のNOAA/AVHRRに見る三宅島噴煙，日本リモートセンシング学会 第31回学術講演会論文集，149 - 150（2001）。
- [9] 金子隆之他，NOA AVHRR 画像による活火山準リアルタイム熱モニタリングシステムの開発，地球惑星合同学会，V032 - P052（2002）。

- [10] 黄砂解析鹿児島グループ, 黄砂の衛星画像解析, 鹿児島大学 (2001).
- [11] 浦井稔, ASTER・MODIS による三宅島の SO₂ 観測, 本報告号, S02.
- [12] 風早康平他, 三宅島火山からの大量ガス放出, 本報告号, K3.
- [13] 金柿主税他, 観測カメラと衛星からみた諏訪之瀬島噴煙, 本報告号, S13.
- [14] 木下紀正他, 硫黄岳噴煙の継続観測と解析, 本報告号, S11.
- [15] K. Kinoshita, S. Ikebe and K. Isogai, Satellite Observation of Volcanic Phenomena in Kyushu, Japan, 鹿大教育学部研究紀要自然科学編, **48**, 37 - 63, 1997.
- [16] 桜島の今 <http://volceye.edu.kagoshima-u.ac.jp/> など [3] のリンク参照
- [17] 内田孝紀・大屋裕二, 種々の安定成層場における三宅島火山ガスの数値的考察, 本報告号, K4.
- [18] 戸越浩嗣・木下紀正・富岡乃夫也: 数値標高モデルとリモートセンシングデータを用いた教育用 3 D 画像表示システムの開発, 日本リモートセンシング学会第27回学術講演会論文集, 273 - 274, 1999.
戸越浩嗣・富岡乃夫也・木下紀正: 数値標高モデルと衛星データを用いた教育 3 次元動画像表示システムの構築, 鹿大教育学部教育実践研究紀要, **10**, 85 - 92, 2000;
<http://www-sat.edu.kagoshima-u.ac.jp/sipse/>
- [19] 木下紀正・富岡乃夫也・戸越浩嗣: 衛星画像の立体表示による火山地形と植生, 日本火山学会秋季大会講演予稿集, 46, 2001.
木下紀正・八田明夫・松井智彰・富岡乃夫也・戸越浩嗣・池辺伸一郎, 衛星画像立体表示で観る西日本の火山地形, 日本リモートセンシング学会第33回学術講演会論文集, 7 - 10,
- [20] 飯野直子他, 三宅島噴煙の衛星画像と火山ガス高濃度事象, 本報告号, S04.

Satellite observation of volcanoes and their clouds

Kisei KINOSHITA

Faculty of Education, Kagoshima University

E-mail: kisei@edu.kagoshima-u.ac.jp

Abstract

Meteorological satellite data with their frequent observations are useful for the understanding of volcanic eruptions and the flow of the gas and clouds. In order to study the details of the clouds, volcanic topographies and properties of their surfaces, the earth observation satellites with high spatial resolution are important. We discuss satellite images of Sakurajima and other volcanoes in the south-west islands of Japan. We also discuss the recent activities of Miyakejima, where a great amount of gas has been emitted.

K3 三宅島火山からの大量ガス放出

風 早 康 平^{1*}・篠 原 宏 志¹・斎 藤 元 治¹・尾 台 正 信²
森 博 一²・中 堀 康 弘²・飯 野 英 樹²・平 林 順 一³

¹産業技術総合研究所 ²気象庁 ³東京工業大学火山流体研究センター

Extremely large amount of volcanic gas emission from Miyakejima volcano, Japan

Kohei KAZAHAYA^{1*}, Hiroshi SHINOHARA¹, Genji SAITO¹, Masanobu ODAI²,
Hirokazu MORI², Yasuhiro NAKAHORI², Hideki IINO² and Jun-ichi HIRABAYASHI³

¹Geological Survey of Japan, AIST

²Japan Meteorological Agency

³Tokyo Institute of Technology

*E-mail: kazahaya-k@aist.go.jp

要 旨

三宅島火山2000 - 2002年の活動では、山頂の陥没に伴うカルデラ形成、一連のマグマ水蒸気爆発活動と推移し、2000年8月には大量の火山ガスを放出し始めた。SO₂放出量は2000年当初、日量42000トンで、他の活火山の放出量と比較して一桁大きな値である。このSO₂放出量は、全世界の活火山が放出するSO₂の総量（26000トン/日）を上回る。絶え間ないガス放出活動はその後も引き続き、2002年8月現在でも、約1万トン/日となっている。2002年8月までのSO₂の総放出量は1600万トンに達し、そのガスを放出したマグマの体積は2 km³と見積もられる。本報告では、SO₂放出量の観測結果と大量のガス放出がマグマ溜まりのマグマの脱ガスに起因しているというマグマの脱ガスモデルを示す。大規模かつ連続的な火山ガス放出は、陥没時に形成された太い火道内におけるマグマ対流の結果生じていると考えられる。

1. はじめに

三宅島火山2000 - 2002年の活動では、我々は、気象庁の火山観測業務および産業技術総合研究所の研究の一環として、2000年8月下旬から、COSPEC（相関スペクトロメータ；Resonance社製）を用いて火山噴煙の中に含まれるSO₂の放出量観測および放出機構に関する研究（風早ほか、2001）を行っている。本報告では、COSPEC-V型を用いたSO₂放出量の繰り返し観測結果について発表するとともに、観測手法および観測結果の検討・評価を行う。その上で、観測結果の変動原因などの考察を行う。

2. 火山活動の推移

三宅島火山は2000年6月27日、約17年の休止期間をおいて、三宅島西方の海底において噴火した。その後、いったん活動は終わったものと思われたが、遠く神津島、新島周

辺にまで達する地震活動が継続した（酒井ほか，2001）．島内でも地殻変動や重力異常は引き続き起こり（古屋ほか，2001），7月8日に山頂の陥没が確認された．以後，山頂の陥没は，小規模なマグマ水蒸気爆発を伴いながら徐々に進行し，8月中旬には，直径1.6km深さ500mのカルデラを形成した（Geshi *et al.*, 2002）．火山ガス放出は，最初は全く見られなかったが，8月10日前後から，不規則に大きな噴煙をあげるようになった．8月18日には，もっとも規模の大きなマグマ水蒸気爆発が発生し，その噴煙柱は高度約14kmに達した．この噴火は島内に噴石および火山灰をもたらし被害を与えた（宇都ほか，2001）．この噴火の後，山頂の陥没カルデラの南西縁から大量の火山ガス放出がはじまった．8月29日にも規模の大きなマグマ水蒸気爆発が起き，低温の低速火砕流が発生した．2000年9月中旬までは，火山灰を含む黒色噴煙がときどき観測された．それ以後は，火山灰を降下させる噴火は減少し数ヶ月に一度程度の頻度となった．しかし，火山ガスの放出活動は2000年内はまったく衰えをみせず，世界でも例を見ないほどの大量の火山ガスが放出され続けた（風早ほか，2001）．火山ガス放出活動は2002年10月現在でも，引き続き継続している．

2000年9月4日には全島民が三宅島から避難し，現在も高濃度火山ガスのため帰島できない状態が続いている．今回の三宅島の火山活動は2 - 3000年に一度のイベントとされる山頂陥没によるカルデラの形成を伴い，世界でも例を見ないほど大量の火山ガスが放出されている特異な噴火であった．

3. SO₂放出量観測

SO₂放出量の観測では，主に噴煙が非常に大きくかつ広範囲に噴煙が拡散する場合があるためヘリコプターによるトラバース法を用いた．三宅島火山からの噴煙中のSO₂濃度はこれまで観測されたことのないほど高濃度であることがわかった．2000年10月初旬から，SO₂が高濃度のため，疑似キャリブレーションを行うことにより測定していたが，2001年8月からは，新たに高濃度の校正用セルを用いると同時に，COSPECの内部機器も高濃度観測用に換装した．現在のキャリブレーションカーブ（図1）では，7500ppmmまでリニアな関係が得られている．

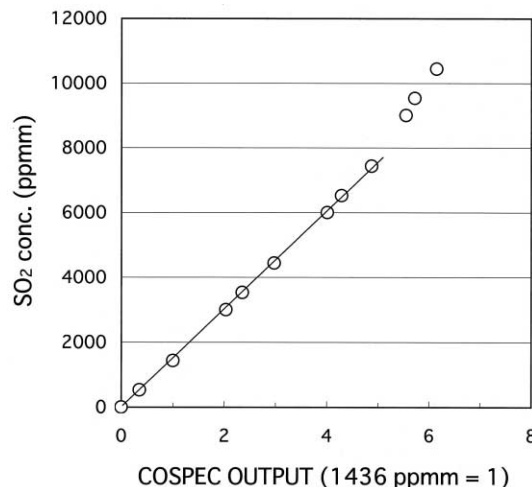


図1．高濃度SO₂標準セルを用いて作成したキャリブレーションカーブ．

同一の日で繰り返し観測を行っているので、短期的な噴煙のゆらぎについてもある程度評価が可能である。SO₂放出量の観測値のばらつきを検討した結果、標準偏差(1)は、12%程度(偏差値全体の算術平均)であった。なお、風速値は同じ日の観測では、同じ値を使用しているため、風速による誤差は含まない。ヘリコプターを用いたトラバース法を採用しているが、噴煙の状況によっては、円弧を描くようにトラバースする、ラウンドトラバースと噴煙を直線的に横切るライントラバースの2種類の手法を用いている。両手法の結果を比較検討したが、大きな違いは得られなかった。一方、噴煙は流下するに従い、拡散・反応などによりSO₂濃度が変化する。そのため、火山ガスが放出されてから、噴煙となって流れる過程でどのような違いを生じうるかについて、比較検討する必要がある。また、火口近傍では、噴煙は白色でありCOSPECによる観測では、問題がある。火口からどの程度離ればよいのかも含めて検討した。様々な検討の結果、観測距離が違っていても、有意な違いは認められないと判断された。ただし、ほとんどの観測が、火口から、5マイル以上離れて行われているため、その条件下での話である。島内において、数回試験的に実施した自動車を用いたトラバース法(2-3mile相当)では、おそらく白色噴煙による紫外線不透過などにより、かなり小さな値が得られたので、ヘリコプターを用いて、噴煙がある程度拡散した地点で観測する必要がある。

4. SO₂放出量

三宅島におけるSO₂放出量観測結果を図2に示す。2000年8月26日にSO₂の放出量観測を開始した当初は一日に数千トン規模であった。しかし、2000年9月初旬までは、完全なトラバース観測法は用いていないこと、および、噴煙に火山灰が含まれており紫外線の透過を阻害していたなどの理由から、噴煙のSO₂濃度を大幅に過小評価している可能性がある。また、2000年9月中旬までは、COSPECが高濃度観測用に調整されていなかったため、同様に過小評価している可能性がある。

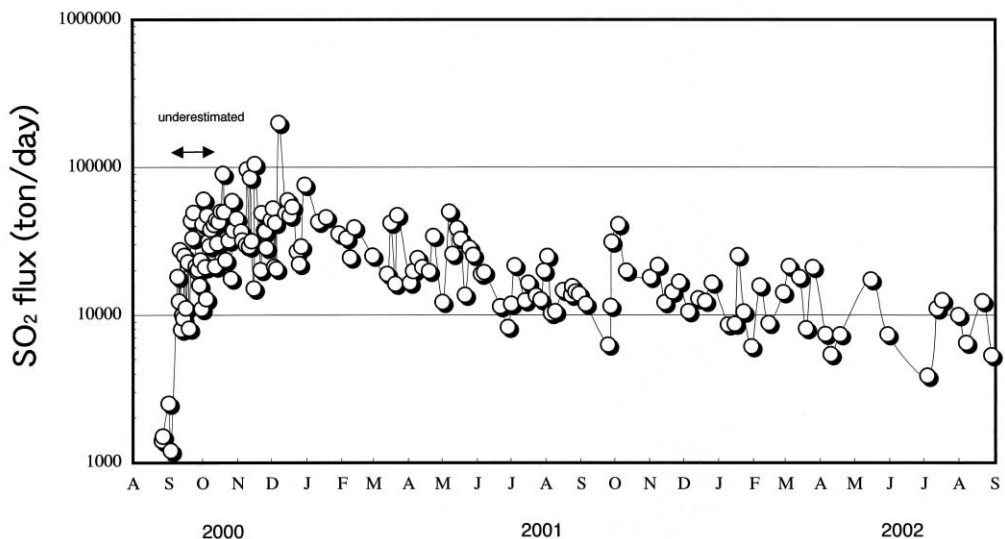


図2. SO₂放出量(トン/日)の時間変化(縦軸は対数).

2000年9月中旬からは、SO₂放出量は数万トン規模に達しており、その後、変動を伴いながら、2000年内は日量平均42000トンのSO₂を放出している。2001年にはいり放出量には減少傾向が認められ、2001年1月の日量40000トンから6月には日量15000トンに減少している（図3）。2002年1月～8月の日平均SO₂放出量は11000トンである。しかし、三宅島火山以外の世界中の火山からの一日あたりのSO₂放出量26000トン（Andres and Kasngoc, 1998）と比較すると、現在でも、非常に多い状況であることにかわりはない。2002年8月末日現在までのSO₂放出量の平均値は日量21000トンであり、世界でも例がないほど多量である（表1）。

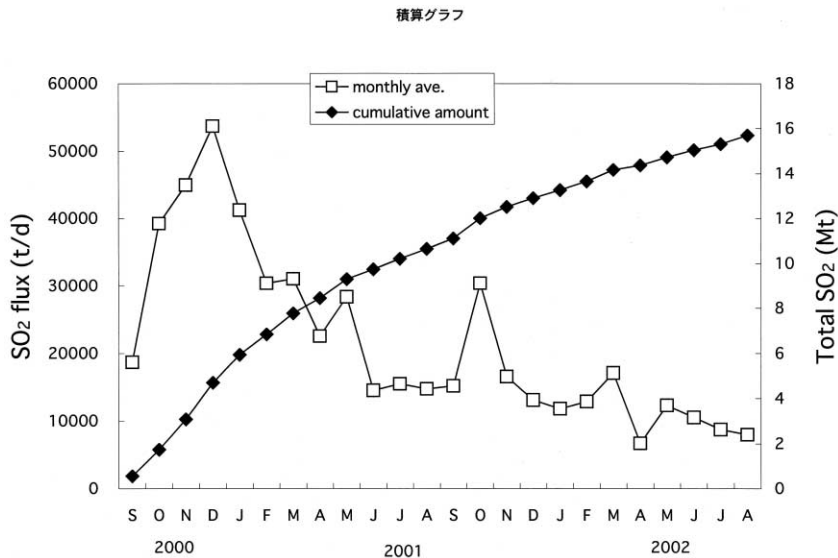


図3．三宅島のSO₂放出量月平均値（トン／日）およびSO₂積算放出量（百万トン）。

2000年9月から2002年8月までのSO₂の放出総量は、約1600万トンである（図3）。この量は、20世紀最大級と言われた1991年のピナツボ火山噴火時に放出されたSO₂量（1700万トン）に匹敵する（Bluth *et al.*, 1993）。このSO₂を放出するのに必要なマグマの量は、マグマ中に含まれるS（イオウ）の量がわかれば見積もることができる。2000年8月18日に放出されたマグマに含まれるカンラン石、輝石のメルト包有物の分析により、マグマ溜まりにおけるマグマのS濃度が0.13wt%と測定されている。したがって、このSがすべて脱ガスし、大気中に放出されたとすれば、1600万トンのSO₂を放出したマグマの量は60億トンあるいは2.2km³となる。

表1．定常的にガスを放出する世界の火山のSO₂放出量。

火山	SO ₂ 放出量 (ton/day)
三宅島	21000*
ポポカテペトル（メキシコ）	8000
エトナ（イタリア）	4000
マヨン（フィリピン）	3000
桜島	2000

* 現在までの平均値。2002年では平均12000t/d。

5. 放出量の変動要因

5. 1 SO₂大量放出の原因

マグマから大量にガスが放出されるには低圧環境にマグマが存在する必要がある。現在、もっとも可能性の高い定常的な脱ガスモデルは、火道内マグマ対流によってガスを含んだマグマが火道上部の浅所へ運搬され、脱ガスの後にマグマ溜まりに戻るという脱ガスするモデル (Kazahaya *et al.*, 1994) である (図4)。火道内マグマ対流は、火道上部で脱ガスしたマグマの密度が増加し、火道下部にあるガスを含んだマグマと比べて重くなることにより生じる。マグマ火道上部がマグマ溜まりとつながっていれば、この対流により火道内へ新鮮なマグマが供給され続けるため、最終的にはマグマ溜まりそのものが脱ガスする。

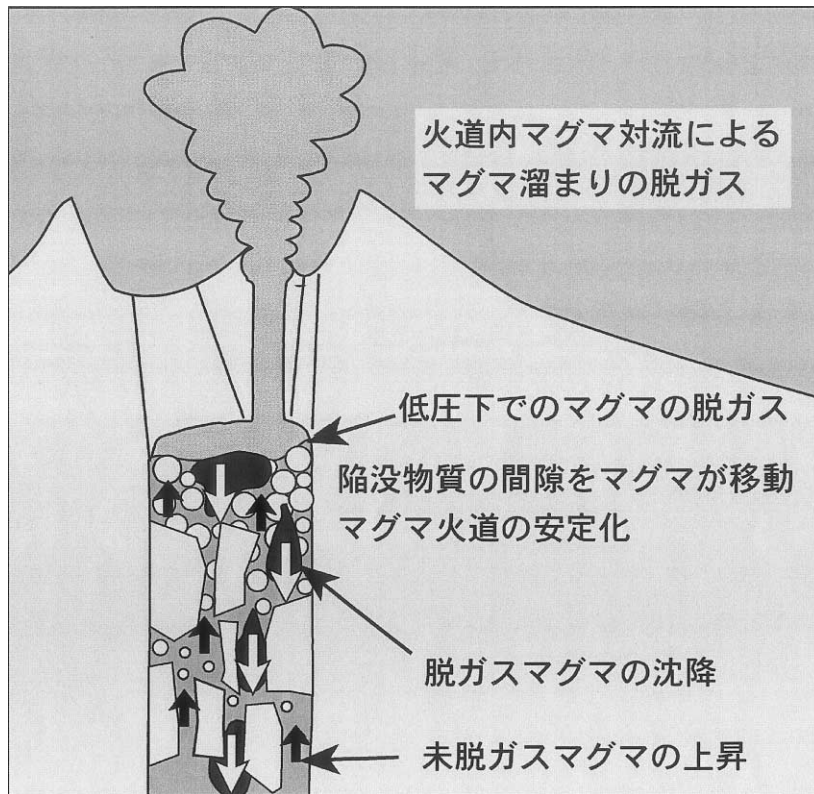


図4．火道内マグマ対流の模式図．

5. 2 長期的減衰傾向

2001年7月以降は、SO₂放出量が明らかに低下していることがわかる (図3)。最近のSO₂放出量は約10000トン/日で推移しており、2000年の最盛期と比較した場合、約1/4に減少している。2001年7月から現在までの放出量は若干減少している可能性があるが、ほぼ一定と見ることもできる。この変動原因を考察することは今後の予測に役立つはずである。

マグマからのガス放出は、Kazahaya *et al.* (1994) によれば、

- 1) 対流を引き起こすに十分な火道径が必要。

2) 効率良くマグマがガスを分離する低圧環境が必要である。

- 1) Stevenson and Blake(1998)によるマグマ対流式によれば、マグマの上昇量が1/4になるためには、火道径が9 mから6.5 mになればよい。今回の三宅島火山活動は、山頂の陥没事件によりはじまっており、マグマ火道は、陥没に伴って強制的にできていると考えられる。おそらく実際のマグマ火道は単純なパイプ状の形状ではなく、陥没した山体構成物の破断面などの割れ目の集合として存在しているのではないだろうか。不必要に大きな火道は、まわりからの応力、あるいは、間隙に存在するマグマの固化等により適性な(必要十分な)大きさに変化するであろう。したがって、火道の実効的径の減少が長期的なガス放出量の低下を招いている可能性がある。
- 2) 一方、大量脱ガスのためには、高効率でマグマからガスを分離する過程が働かなければならない。マグマ中の気泡は、マグマの粘性が高いので中々動くことができないため、十分低圧な環境でマグマが発泡し、さらに気泡同士がお互いに合体するなどの過程が成立してはじめて高効率な脱ガスが生じる。この過程は単純ではないが、簡単に言えば、マグマの脱ガス環境の圧力が上昇すると、マグマからガスを分離する効率が低下する。したがって、徐々にマグマヘッドが降下するような場合は、次第にマグマ火道の上部が崩壊などにより塞がれてゆき、マグマヘッドの圧力が上昇することにより、ガスの放出量が低下することになる。この場合は、脱ガス環境の圧力が上昇するため、CO₂/SO₂の上昇およびCl/Sの下降することが期待されるが、実際の観測結果では、CO₂/SO₂、Cl/Sともに依然一定である(Shinohara *et al.*, in press)。以上より、現時点では、SO₂放出量の長期的低下傾向は、長期的な火道径の縮小による可能性があると考えられる。

5. 3 短期的放出量変動

特徴的なSO₂放出量変動が、2001年9月末から10月にかけて、および、2002年4月に見られる(図2)。2001年9月末は、一度放出量が低くなり、その後増加し徐々に減少している。この時は、同時に山頂火口内で複数回小規模な噴火が起きている。一方、2002年4月では、やはり小規模噴火活動と同時に生じているが、逆にSO₂放出量は噴火後に減少している。したがって、傾向は逆であるが、どちらも噴火活動に関連したSO₂放出量の変動であると考えられる。

先に述べたように、SO₂の放出量は、火道内マグマ対流でマグマが脱ガス可能な浅い深度まで運搬される量が関係する。そして、マグマ運搬量は火道の実効的な径に大きく依存する。すなわち、火道径が大きくなればSO₂放出量は増え、小さくなれば放出量が減る。上述した短期的変動の原因の可能性として、1) 長期的火道の収縮に伴い目詰まりしていた最上部のマグマ火道が小規模噴火により、再び大きくなった(2001年9月-10月)、および、2) 噴火に伴い火道上部が崩壊し、実効的火道径が収縮した、などが考えられる。小規模な噴火活動の原因は不明であるが、噴火によって、マグマ火道の最上部の環境が変化し、SO₂放出量が短期的に変動している可能性がある。

6. SO₂放出量の今後

大量かつ連続的なSO₂放出の原因は、現在、比較的実効径の大きな火道においてマグマヘッドとマグマ溜まりの間でマグマ対流が生じていることが原因である。したがって、安定な火道が存在する限り、このマグマ対流プロセスは働き続けることが考えられる。この場合、ガスの放出は、深部に存在するマグマ溜まりのマグマがすべて脱ガスし終え

るまで継続すると考えられる．現在までに2.2km³のマグマが脱ガスしていると推定されているが，実際のマグマ溜まりの大きさは依然よくわかっていない．Kumagai *et al.*, (2001)は，現在までに脱ガスしたマグマよりも一桁大きい体積のマグマ溜まりがあると推定している．これが，正しければ，三宅島の火山ガス放出活動は長期にわたり継続する可能性がある．

一方，マグマ火道が不安定となり閉塞した場合には，火道内マグマ対流プロセスは働かなくなり，マグマの脱ガスも停止するであろう．マグマ火道の閉塞は，マグマ頭位が下がった場合に，その上部火道がくずれてふさがることが考えられる．しかしながら，このような閉塞が起こるかどうかなどについての予測は難しい．

謝 辞

本観測は気象庁の火山監視業務の一環として行われ，気象庁火山課はじめ多くの関係者の方々の努力により本観測は成り立っている．ここに深く謝意を表します．また，ヘリコプター観測に多大な便宜をはかっている，東京都（消防庁，警視庁），海上保安庁，防衛庁（自衛隊）およびその関係者の方々に厚く感謝します．最後に，COSPECの高濃度域での観測に関し多くのご助言をいただきました米国地質調査所ハワイ火山観測所のA. J. Sutton博士に深く感謝します．

参考文献

- Andres, R. J. and Kasngoc, A. D. (1998): A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions, *J. Geophys. Res.*, **103**, 25251-25261
- Bluth, G. J. S. *et al.* (1993): The contribution of explosive volcanism to global atmospheric sulfur dioxide concentrations, *Nature*, **366**, 327-329.
- 古屋正人ほか (2001): 重力の時空間変化でとらえた三宅島2000年火山活動におけるカルデラ形成過程，*地学雑誌*，**110**，217-225.
- Geshi *et al.* (2002): Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan, *Bull. Volcanol.*, **64**, 55-68.
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito (1994): G., Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: Magma convection in a conduit, *Bull. Volcanol.*, **56**, 207-216.
- 風早康平ほか (2001): 三宅島火山2000年噴火における火山ガス - 火山灰の付着ガス成分およびSO₂放出量から推測される脱ガス環境 - ，*地学雑誌*，**110**，271-27.
- Kumagai *et al.* (2001): Very-long-period seismic signals and caldera formation at Miyake Island, Japan, *Science*, **293**, 687-690
- Shinohara *et al.*, Variation of CO₂/SO₂ ratio in volcanic plumes of Miyakejima: Stable degassing deduced from heliborne measurements. *GRL*, in press.
- 酒井慎一ほか (2001): 地震活動から見た三宅島2000年噴火時のマグマの移動 *地学雑誌*，**110**，145-155.
- Stevenson, D. S. and Blake, S. (1998): Modeling the dynamics and thermodynamics of volcanic degassing, *Bull. Volcanol.*, **60**, 307-317.
- 宇都浩三ほか (2001): 三宅島火山2000年噴火のマグマ上昇モデル - 8月18日噴出物および高濃度SO₂火山ガスからの考察 - ，*地学雑誌*，**110**，257-27.

Extremely large amount of volcanic gas emission from Miyakejima volcano, Japan

Kohei KAZAHAYA^{1*}, Hiroshi SHINOHARA¹, Genji SAITO¹, Masanobu ODAI²,
Hirokazu MORI², Yasuhiro NAKAHORI², Hideki IINO² and Jun-ichi HIRABAYASHI³

¹Geological Survey of Japan

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

²Japan Meteorological Agency

³Tokyo Institute of Technology

*E-mail: kazahaya-k@aist.go.jp

Abstract

An extremely large amount of volcanic gas has been released since mid-August 2000 from the volcanic island of Miyakejima, Japan, after the formation of a summit caldera. In late-2000, the emission rate of SO₂ measured by airborne COSPEC averaged 42 kt/d, which is an order of magnitude larger than that of other volcanoes.

The SO₂ flux exceeds the global SO₂ emission from volcanoes (26 kt/d). The degassing continues in 2002 and still exceeds 10 kt/d. The total SO₂ emitted was 16 Mt as of August 2002, and necessary amount of the degassed magma is estimated to be 2.2km³. Here we present both observational results and a simple degassing model, which explain the gigantic SO₂ emission from a magma chamber. This large and continuous degassing phenomenon is interpreted as the result of degassing-induced magma convection in conduits with a large diameter, which might have been created during the caldera collapse.

K4 種々の安定成層場における三宅島火山ガスの数値的考察

内田 孝紀*・大屋 裕二

九州大学応用力学研究所

Numerical investigation of the behavior of volcanic smokes from Miyake-jima in stably stratified fluids

Takanori UCHIDA* and Yuji OHYA

Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

*E-mail: takanori@riam.kyushu-u.ac.jp

要旨

数百 m ~ 数十 km 程度の局所域における風に対する地形効果を数値予測する計算プログラム RIAM-COMPACT を用いて、安定成層場における急峻な 3 次元山まわりの気流性状を、特に一様近寄り流速に対する流れの増速率とその発生場所に注目して調べた。次に三宅島まわりの風況場解析を行い、火口付近からパッシブ粒子を放出し、その様子から実際の噴煙挙動に対する考察を行った。

1. はじめに

我々は数百 m ~ 数 (十) km 程度の局所域的に的を絞り、風に対する地形効果を高精度に数値予測する計算プログラムを開発している[1]。これを RIAM-COMPACT (Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Computational Prediction of Airflow over Complex Terrain) と称する。本研究では、RIAM-COMPACT を用いて安定成層場における急峻な 3 次元孤立峰まわりの気流性状を調べた。特に一様近寄り流速に対する流れの局所的な増速率とその発生場所に注目した。次に安定成層場における三宅島まわりの風況場解析を行った。まず得られた風況場において、雄山火口付近からパッシブ粒子を放出し、その様子から実際の噴煙挙動に対する一考察を行った。次に空気と等密度のスカラー濃度に関する移流拡散方程式を付加した計算を行い、より現実に近い状況を模擬した。

2. 一般曲線座標系 LES による局地的風況予測モデルの概要

2. 1. 標準 Smagorinsky モデルに基づいた LES 基礎式

本研究では、地形の十分上流で線形な温度勾配を有する非圧縮の安定成層場 ($d\rho/dz=1$) を考える。代表的な地形高さスケールを h とし、近寄り風速 U は鉛直方向 (z) に一様とする。Boussinesq 近似を用い、流れの代表スケール U , h , ρ_0 (参照値) で無次元化した LES 基礎式を用いる。SGS モデルには標準 Smagorinsky モデル [2] を用いる。ここで、流れ場を支配する無次元パラメータは、Reynolds 数 ($=Uh/\nu$), Froude 数 ($=U/Nh$, N は浮力振動数), Prandtl 数 ($=0.71$, 空気) である。

2. 2. 数値計算法

地形近傍の波動および流動現象を高精度に数値予測するため、一般曲線座標系 (-) のコロケート格子を導入し、LES基礎式を計算面に変換する。変換後のLES基礎式は(有限)差分法によって離散化を行い、数値解を求める。時間積分法はオイラー陽解法に基づいた部分段階法である。空間項の離散化に関しては、対流項に3次精度風上差分を適用し、残りの全ての空間項には2次精度中心差分を用いる。但し、対流項の4次精度中心差分には補間法 [3] を用い、数値拡散項の重みはK-Kスキームタイプ [4] の $\alpha=3$ に対して $\beta=0.5$ とし、その影響は十分に小さくする。

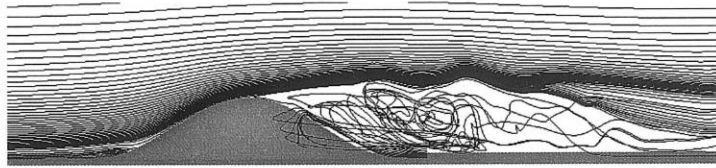
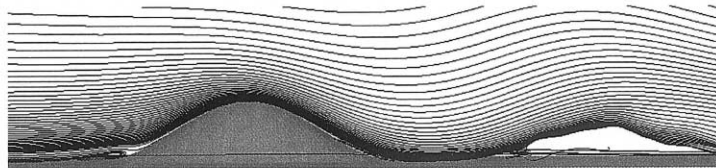
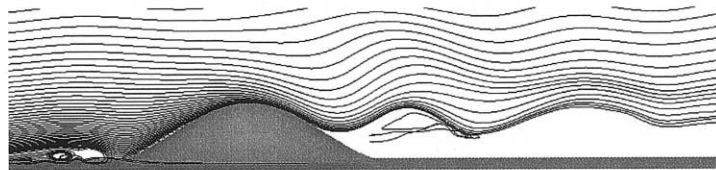
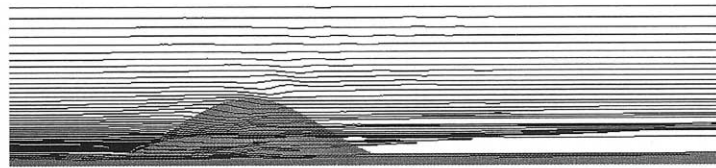
3. 急峻な3次元孤立峰を過ぎる安定成層流の局地風況場解析

3. 1. 計算パラメータなど

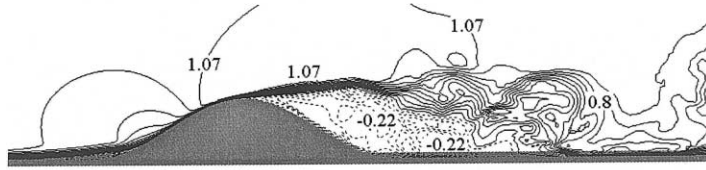
計算領域は3次元孤立峰の高さを h として主流方向 (x) に $80h$ 、スパン方向 (y) に $40h$ 、鉛直方向 (z) に $6h$ の空間を有する。孤立峰は流入境界面から $50h$ 下流のスパン中央に設置する。ここで、孤立峰上流へ伝播する擾乱波動の影響を避けるため、孤立峰上流の領域は十分に長く設定する。断面形状は $z(x, y) = h \times \cos^2(\sqrt{(x^2+y^2)^{1/2}}/2L)$ で記述する。ここで、地形形状パラメータは $L = 2.5h$ とする。計算メッシュ数は x, y, z 方向に $201 \times 101 \times 81$ 点である。孤立峰頂部における最小格子幅は $z_{min} = 0.0035h$ である。計算は $Re = 3000$ とし、中立成層流の $Fr =$ と安定成層流の $Fr = 1, 0.5, 0.1$ の4ケースに対して行った。初期条件はインパルススタートとした。速度の境界条件に関して、流入境界面は一樣流入条件、側方境界面と上部境界面は滑り条件、地表面は粘着条件、流出境界面は対流流出条件とした。全てのケースともに無次元時間刻みは $t = 0.002$ とし、LESのモデルパラメータは $C_s = 0.1, Pr_{SGS} = 0.5$ とした。

3. 2. 計算結果と考察

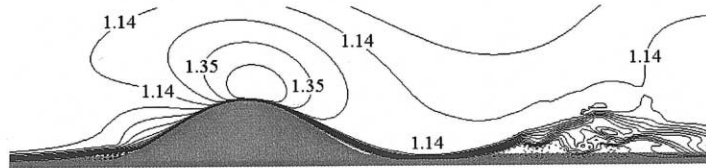
図1と図2に中立成層流の $Fr =$ と安定成層流の $Fr = 1, 0.5, 0.1$ に関して、瞬間場 ($t = 100$) の流線図 (図1) とこれに対応した主流方向 (x) の速度成分 (\bar{u}) の等値線図 (図2) を示す。両者ともにスパン中央断面を示す。中立成層流の $Fr =$ では、孤立峰背後において3次元的な渦構造が示唆される。この渦構造はほぼ周期的に孤立峰下流へ放出されて流下する。安定成層流の $Fr = 1$ では、長波長の風下波が孤立峰下流に形成されている。これに伴い孤立峰の頂部付近からの流れの剥離が抑制されるとともに、孤立峰の下流側斜面に沿って流れの局所的な増速域 ($u > 1$) が発生している。孤立峰の下流側斜面に沿った流れは、風下波の上昇流により裾野付近から剥離して逆流域を形成している。安定成層流の $Fr = 0.5$ では、成層度の増加に伴い $Fr = 1$ と比べて波長の短い風下波が孤立峰下流に形成されている。結果として、孤立峰の下流側斜面に沿った局所的な増速域 ($u > 1$) は、中腹付近から剥離し孤立峰からすぐ下流の上空に逆流域が誘起されている。なお、 $Fr = 1, 0.5$ において励起される風下波は定在波であり、その波長は線形理論による予測値 ($2 Fr$) とほぼ一致する。最も強く安定成層した $Fr = 0.1$ では、鉛直方向の流体運動は強く抑制され、孤立峰を水平的に回り込む流れ場を呈している。

(a) 中立成層流, $Fr = 1.0$.(b) 安定成層流, $Fr = 1.0$.(c) 安定成層流, $Fr = 0.5$.(d) 安定成層流, $Fr = 0.1$.図1. 孤立峰まわりの流線図, スパン中央断面, 瞬間場, $Re = 3000$.

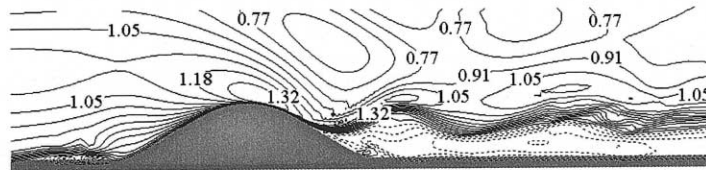
その結果, 図3に示すように, 孤立峰下流にはカルマン渦列に類似した流れパターン(渦構造)が形成されている. より強く安定成層した流れ($Fr < 1$)の挙動に関しては, 分離流線高さ $H_s (= 1 - Fr)$ と呼ばれるクライテリアが知られている. これは孤立峰上流において, H_s よりも上層の流体は孤立峰の頂部を乗り越え, H_s よりも下層の流体は孤立峰を水平的に回り込むというものである. 本研究の $Fr = 0.5, 0.1$ においても H_s が観察され, その値は理論値とほぼ一致した.



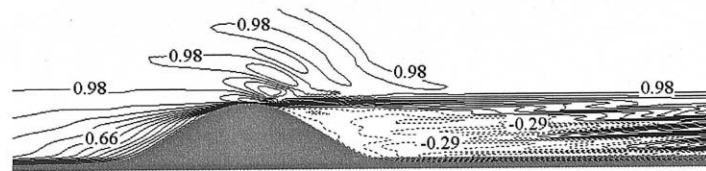
(a) 中立成層流, $Fr = \dots$



(b) 安定成層流, $Fr = 1$.



(c) 安定成層流, $Fr = 0.5$.



(d) 安定成層流, $Fr = 0.1$.

図2 . 孤立峰まわりの主流方向速度成分の分布, スパン中央断面, 瞬間場, $Re = 3000$.

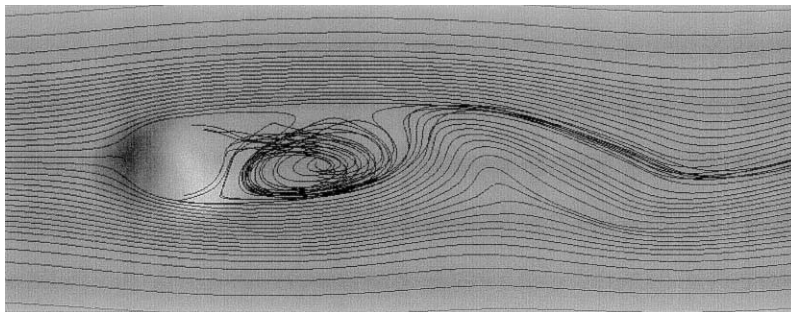


図3 . $Fr = 0.1$ における水平断面内の流線図, $z^* = 0.5h$, 瞬間場, $Re = 3000$

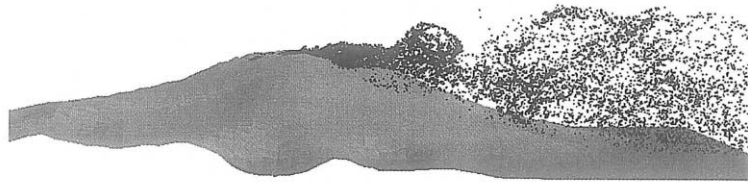
4. 三宅島を過ぎる安定成層流の局地風況場解析

4. 1. 計算パラメータなど

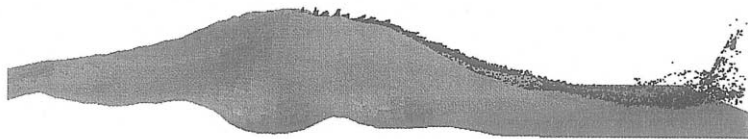
実地形の形状は国土地理院の50m標高数値データに基づいて100mに設定した。計算メッシュ数は x, y, z 方向に $161 \times 145 \times 81$ 点である。本研究では西風を対象とし、三宅島の高さ h (雄山, 標高814m)と流入境界面における h での風速に基づいたReynolds数は $Re = 10000$ とした。その他の条件は先の計算と同様である。

4. 2. 計算結果と考察

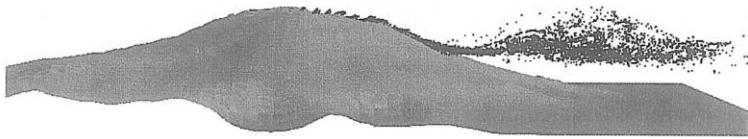
図4に雄山火口付近から放出したパッシブ粒子の挙動を示す。ここで、粒子は無次元時間 $t = 100 \sim 120$ において $t = 0.2$ で放出した。中立成層流の $Fr =$ では、地形背後において3次元的な渦構造(剥離流)に取り込まれた粒子の様子が観察される。特に、三宅島下流の比較的広範囲に粒子が分布していることが特徴的である。よって、粒子の挙動を実際の火山ガスに見立てると、三宅島の下流側斜面や裾野付近の広範囲において火山



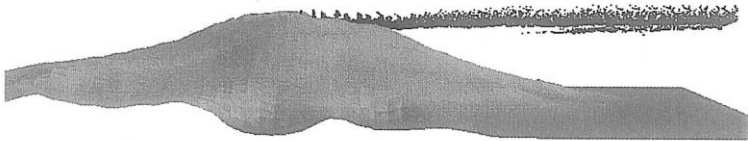
(a) 中立成層流, $Fr =$.



(b) 安定成層流, $Fr = 1$.



(c) 安定成層流, $Fr = 0.5$.



(d) 安定成層流, $Fr = 0.1$.

図4. 雄山火口から放出したパッシブ粒子の挙動, 瞬間場, $Re = 10000$.

ガスの影響が示唆される．これに対し安定成層流の $Fr = 1, 0.5$ では，風下波の局所的な強い下降流に乗って粒子が山の downstream 側斜面を移流している．両ケースともに鉛直方向の粒子の広がりほとんど無く，そこで火山ガスの高濃度域が発生することが予想される．最も強く安定成層した $Fr = 0.1$ では，粒子は三宅島の downstream 側斜面や裾野付近に達することはなく，ほぼ雄山の高さで水平的に移流している．この場合には，三宅島の downstream 側斜面や裾野付近において火山ガスの影響はほとんど無いものと推測される．

より現実に近い状況を模擬するため，空気と等密度のスカラー濃度に関する移流拡散方程式を付加した計算を試みた．それぞれのケースにおいて，三宅島まわりの流れ場が十分に発達したと考えられる無次元時間 $t = 100$ の計算結果を初期値とし，時間積分を行った．さらに，雄山火口から放出される噴煙の熱浮力による上昇効果を模擬するため， $0.05U$ (U は一様近寄り風速) の噴出速度を与えた．図 5 に無次元時間 $t = 200$ におけるスカラー濃度分布 (スパン中央断面) を示す．定性的な挙動に注目すると，図 5 は図 4

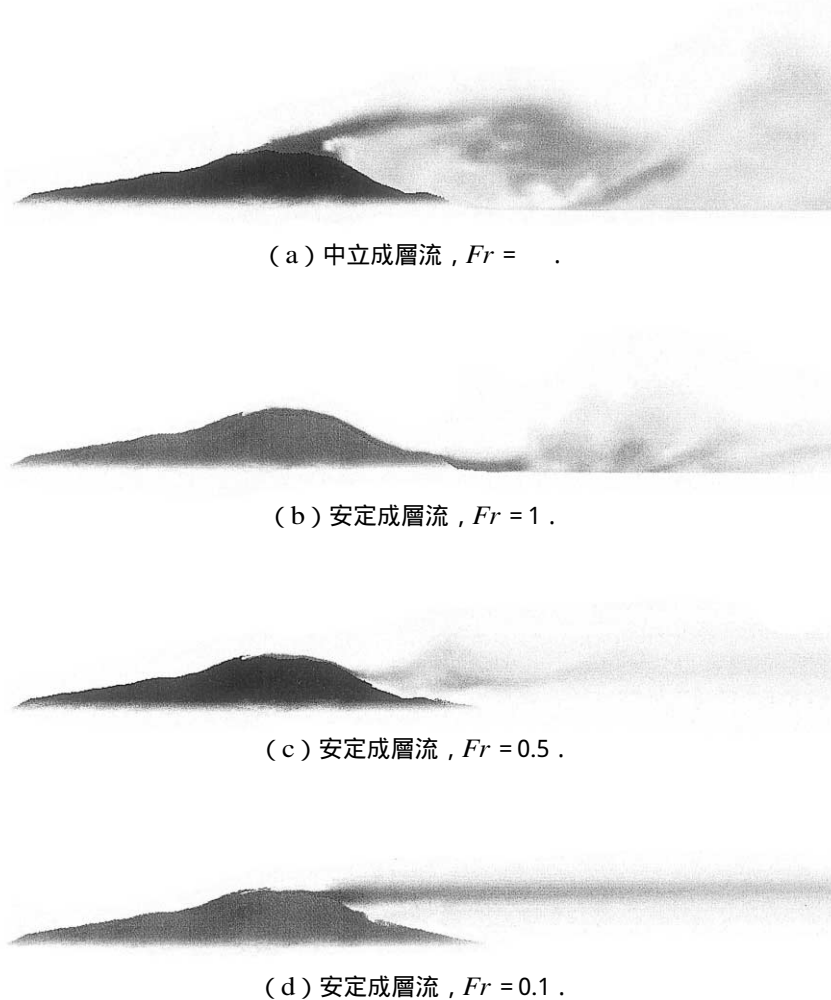


図 5 . 雄山火口から放出したスカラー濃度の挙動，瞬間場, $Re = 10000$.

に示したパッシブ粒子の挙動と類似なパターンを示している。すなわち、スカラー濃度の分布についても、パッシブ粒子の挙動と同様、バックグラウンドの地形近傍の流れパターンに大きく依存していることが示された。より定量的な考察については今後の課題である。

5. おわりに

局地的風況予測モデルRIAM-COMPACTを用い、定成層流体中の急峻な3次元孤立峰まわりの気流性状を調べた。次に安定成層場における三宅島まわりの局地風況場解析を行い、雄山火口付近から放出したパッシブ粒子とスカラー濃度の挙動を観察し、実際の火山ガスの噴煙挙動に対する考察を行った。今後は、より定量的な検討を行う予定である。

参考文献

- [1] 内田孝紀・大屋裕二：一般曲線座標LESによる局地的風況予測法の開発 - 安定成層流体中における孤立地形の周辺風況場の推定 - , 第14回数値流体力学シンポジウム講演要旨集, 148 (2000).
- [2] Deardorff, J. W.: A numerical study of three-dimensional turbulent channel flow at large Reynolds numbers, *J. Fluid Mech.*, **41**, 453-480 (1970).
- [3] 梶島岳夫：乱流の数値シミュレーション, 養賢堂 (1999).
- [4] Suzuki, M. and Kuwahara, K.: Stratified flow past a bell-shaped hill, *Fluid Dyn. Res.*, **9**, 1-18 (1992).

Numerical investigation of the behavior of volcanic smokes from Miyake-jima in stably stratified fluids

Takanori UCHIDA* and Yuji OHYA

Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

*E-mail: takanori@riam.kyushu-u.ac.jp

Abstract

In order to develop an overall efficient and accurate model of simulating an unsteady three-dimensional airflow over complex terrain with characteristic length scales of the order of kilometers, we have been examining the large-eddy simulation (LES) technique using a finite-difference method (FDM). These LES codes are referred to as the RIAM-COMPACT (Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, Computational Prediction of Airflow over Complex Terrain), and are based on two grid systems and corresponding variable arrangement: one is an orthogonal staggered grid; the other is a generalized curvilinear collocated grid. In this paper, using the RIAM-COMPACT with a generalized curvilinear collocated grid, we have performed the calculations of stably stratified airflows over an isolated steep hill. A strong wind area caused by a lee wave was clearly seen near the first trough behind the hill. Next, we made calculations of stably stratified airflows over Mt. Miyake. Particularly, the behavior of the

passive particles released from the top of Mt. Miyake was clearly investigated. Furthermore, the investigation of scalar transport and dispersion was conducted.

S01

三宅島火山の噴煙活動

寺田 暁彦^{1*}・井田 喜明²

¹東大地震研究所

²姫路工業大学理学研究科

Dynamics of ejected volcanic gasses from Miyakejima Volcano

Akihiko TERADA^{1*} and Yoshiaki IDA²

¹Earthquake Research Institute, University of Tokyo

²Himeji Institute of Technology

*E-mail: terada@eri.u-tokyo.ac.jp

要 旨

陥没火口南部に形成された火砕丘の頂上付近から、ほぼ透明の火山ガスが噴出している。この火山ガスは陥没火口内の空気と混合しながら200m前後上昇したところで水蒸気の凝結が起きて塊状の噴煙となる。この噴煙塊は陥没火口よりも上空ではサーマルの特徴を持つ。噴煙の到達高度や上昇速度、半径は長期的に減少する傾向が見られる。

1. はじめに

三宅島火山では、2000年7月8日に山頂付近で最初の陥没が発生した。その後、陥没が進行するとともに爆発的噴火が何度か発生し、同8月18日の噴火では当日の圏界面高度に達する噴煙を上げた。同9月上旬には二酸化硫黄を含む火山ガスを連続的に噴き上げる活動に転じ、その規模は衰えながらも2年間以上にわたり継続している（例えば中田ほか、2001；気象庁地震火山部・三宅島測候所、2002）。

三宅島火山の噴煙の特徴およびその変化を把握しておくことは、噴煙として放出される火山ガスの量を推定したり、二酸化硫黄等の有毒ガスの拡散過程を理解する上で重要である。しかし、三宅島では2000年9月4日に全島民の島外避難が実施されたこと、噴煙は山頂部に形成された陥没火口の底部から噴出していること等から、噴煙の運動を継続的に観察することが困難である。

そこで、我々は三宅島火山および御蔵島に自動噴煙撮影システムを設置して、陥没火口壁より上部の噴煙について自動連続撮影を行った。また、2002年8月に陥没火口壁頂上部付近の「スオウ穴」付近から、陥没火口内部の噴煙がビデオ撮影された。本論文では、これらの画像を元に、主として2001年1月以降の三宅島火山噴煙の特徴とその長期的変化について述べる。

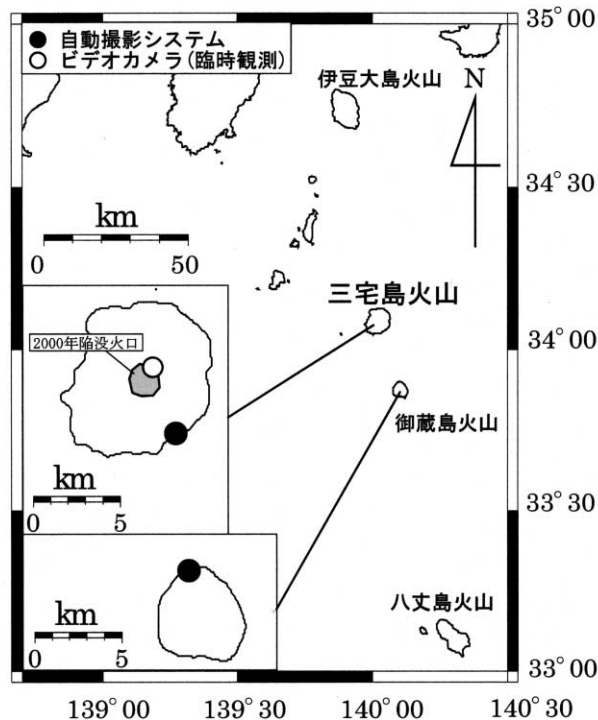


図1．観測点の配置．黒丸は地震研自動噴煙撮影システムの位置を，白丸は臨時で行われた陥没火口内の撮影位置を示す．

2. データ

2. 1. 画像の取得

噴煙運動を安全かつ確実に観測するために，我々はWindowsマシンとデジタルカメラを組み合わせた簡易的な自動噴煙撮影システムを構築した（寺田ほか，2001）．図1に三宅島火山の周辺図と観測点の位置を示す．観測期間は，三宅島坪田観測点が2000年8月12日から同9月4日，御蔵島観測点は2000年9月1日から2002年5月13日である．撮影時間間隔は10秒間で，画像には撮影時刻が秒単位で挿入される．撮影時刻の絶対精度は1 - 3秒である．

撮影した画像の例を図2に示す．画像の解像度は640×480pixelで，元画像はRGB24bitフルカラーである．図2aは，坪田観測点により得られた今回の活動で最大規模の噴火発生初期の画像である．図2bは，御蔵島観測点に設置した広角撮影用カメラ（御蔵島カメラ1）が撮影した2001年1月31日の画像，図2cは望遠撮影用カメラ（御蔵島カメラ2）により得られた画像であり，図2bとほぼ同時刻に撮影されたものである．このように，天候および風向きに恵まれれば，本システムによって三宅島火山の噴煙を鮮明に捉えることができる．

一方，図1に示した白丸は2002年8月23日に産業技術総合研究所地質調査所の下司信夫氏が陥没火口内の撮影を行った位置である．撮影時間は12時34分から13時34分までの約60分間である．

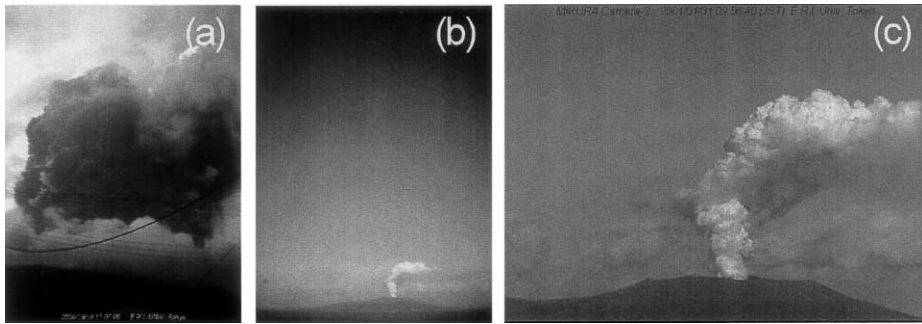


図2．撮影した画像の例．元の画像はRGB24bitフルカラーである．(a)坪田カメラが撮影した今回の活動で最大規模の噴火．2000年8月18日17時07分05秒．(b)御蔵島カメラ1が撮影したこの時期の典型的な噴煙．2001年1月31日09時56分35秒．(c)御蔵島カメラ2が(b)とほぼ同時刻に撮影した画像．2001年1月31日09時56分40秒．

2. 2. 定量化

以上のようにして得られた画像から，噴煙の高さ，幅，上昇速度を次のように定量化した．図3aのように，噴煙頂部を画像左下端を原点とする座標 (X, Y) を用いてpixel単位で読み取る．

次に，位置が既知の点 (X_0, Y_0) を基準点として，この基準点の鉛直座標 Y_0 と噴煙頂部の鉛直座標 Y の差を求める．カメラの鉛直方向の視野角 α と画像の鉛直方向の全ピクセル数 P_y が既知であれば，カメラから見た基準点の仰角 θ_0 と噴煙頂部の仰角 θ との差を知ることができる．この差にカメラから見た基準点までの既知の仰角 θ_0 を加えれば，水平面から測った噴煙頂部の仰角 θ が得られる．すなわち θ は

$$\theta = \left(\frac{Y - Y_0}{P_y} \right) \alpha + \theta_0 \quad (1)$$

と表される．基準点 (X_0, Y_0) は，三宅島の陥没火口壁上端部の地形的に特徴的な部分に設定し，この基準点の位置を地形図から確定して θ_0 を計算した．以上のように求めた θ を用いれば，噴煙の海拔高度 h は，

$$h = d \tan \theta + h_0 \quad (2)$$

と表される(図3b)．観測点から噴煙までの水平距離 d は，噴煙の形状や風向きの不確定のために1点の観測では独立に求めることができない．このため，本研究ではカメラから陥没火口内の噴煙噴出口までの水平距離を d とした．御蔵島観測点の場合， d は21kmである．

噴煙半径についても，高さと同様に噴煙の水平幅の見込み角を求め，陥没火口内の噴煙噴出口までの水平距離を d を用いて計算した．

噴煙の上昇速度は次のようにして計測した．後に述べるように，三宅島火山の噴煙はサーマル状であるから，これらサーマルの位置を時間に対して追跡することにより，サーマルの上昇速度を測定できる．本研究では，図3cに示すように噴煙画像を等撮影時間間隔に並べて噴煙塊の中心付近を追跡し，時刻 t_i における上昇速度 w_i を以下の式を用いて求めた：

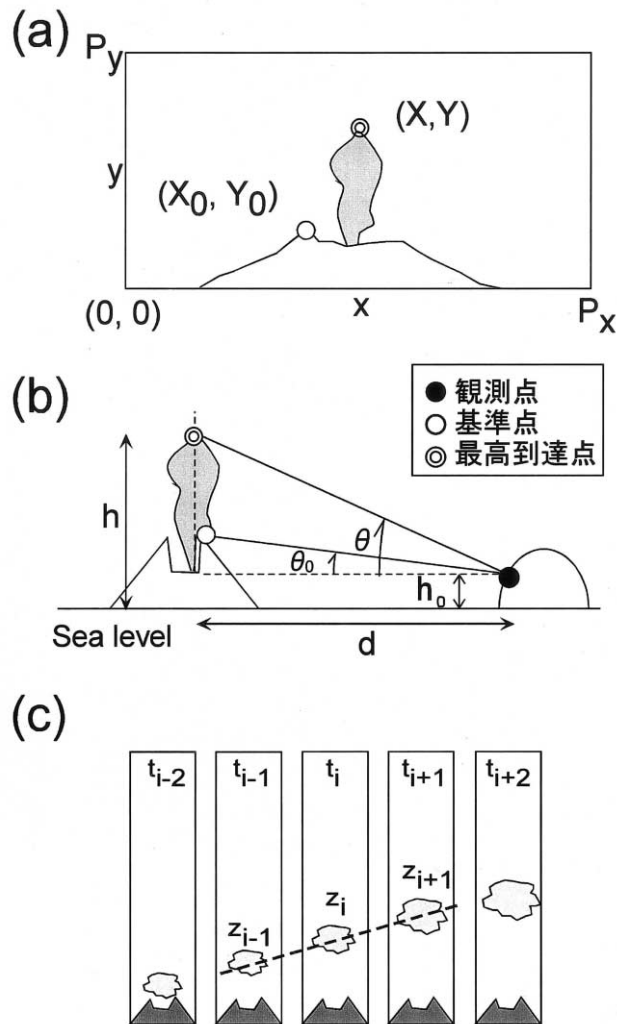


図3．噴煙運動を定量化する方法．(a) 噴煙の高さの読取方法．(b) 噴煙高度の計算方法．(c) 上昇速度の計測方法．

$$w_i = \frac{z_{i+1} - z_{i-1}}{t_{i+1} - t_{i-1}} \quad (3)$$

次に計測誤差について述べる．測定に最も影響を与えるのは、カメラから噴煙までの水平距離 d である．噴煙が風に流されるとき d の不確定が大きくなるから、本研究では風の影響がほとんどない無風から微風の時のみ計測を行った．次に読み取り誤差について述べる．気象条件が良いときに望遠の御蔵カメラ2を用いれば、噴煙の位置を1 pixelの精度で読み取ることができる．1 pixelは角度に変換すると約 2×10^{-2} 度であり、これを長さに変換すると三宅島火山の陥没火口付近では約7 mに相当する．また、レンズの歪みは平均 2.6×10^{-3} 度であり、三宅島火山の陥没火口付近では約1 mに相当する．撮影時間間隔は10秒であるから、上昇速度の計測誤差は0.7 - 1.4 m/s と考えられる

3. 噴煙運動の特徴

陥没火口内部とそれより上空では噴煙運動の様子が異なる．従って，本論文では噴煙の運動を陥没火口内と火口壁より上空の部分に分けて議論する．

3-1 陥没火口内部の噴煙

陥没火口の形成は2000年7月8日に始まり，同8月中旬には直径は1.6km，深さは最大450m前後とほぼ現在（2002年）の大きさととなった．その後は火口壁の崩落と火口壁直下にテラスの形成が進行したが，陥没火口の形状に大きな変化はなかった（Geshi *et al.*, 2002）．

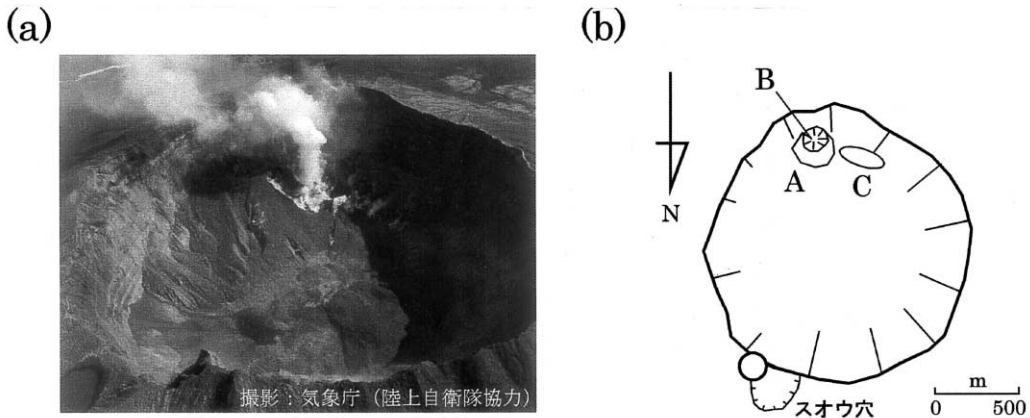


図4．三宅島陥没火口の様子．

(a) 2002年4月5日の陥没火口内部の画像．(b) 陥没火口内部の模式図．

図4aに2002年4月5日の三宅島火山陥没火口内部の写真を示す．この日の噴煙は，その前後の時期と比べて小さく，陥没火口内部や噴煙の噴出口をよく観察できる．図4bに，図4aの写真および国土地理院製作の地形図（1:5,000，三宅島噴火地形図Ⅶ）を参考に作成した模式図を示す．陥没火口南部には火砕丘が形成され，その上部に直径約200mの火口状地形が見られる（図中A領域）．A領域内部には径数m以下の孔が複数存在しており，これらの孔から火山ガスが勢いよく噴出している．A領域の南部には，直径約100mの深さ不明の縦穴が形成されており，この縦穴からも火山ガスが噴出している（図中のB領域）．噴煙は，主としてAやBの領域から噴出した火山ガスから形成されているが，その量比は日によって異なるように見える（下司，私信）．その他，図中Cと示した領域や，火砕丘に発達したガリー等からも白煙が噴出している様子が見える．しかし，これらC領域の活動はA，B領域と比較して弱く，噴煙の形成にはほとんど寄与していない．

図5aに，産業技術総合研究所地質調査総合センターの下司信夫氏がスオウ穴付近からビデオカメラにより撮影した陥没火口内部の噴煙画像を示す．撮影は2002年8月23日12時34分から約1時間である．また，当日の風向は南南東，風速は約5 - 10m/sであった（気象上八丈島測候所高層大気15時の観測値）．図5aに示した画像から噴煙運動に注目して作成した模式図を図5bに示す．この日の噴煙は，主としてB領域の縦穴から噴出した火山ガスから構成されているように見える．噴出口付近の火山ガスは半透明で，周囲の大気と盛んに混合している様子が見られる．この火山ガスが噴出口から高さ200

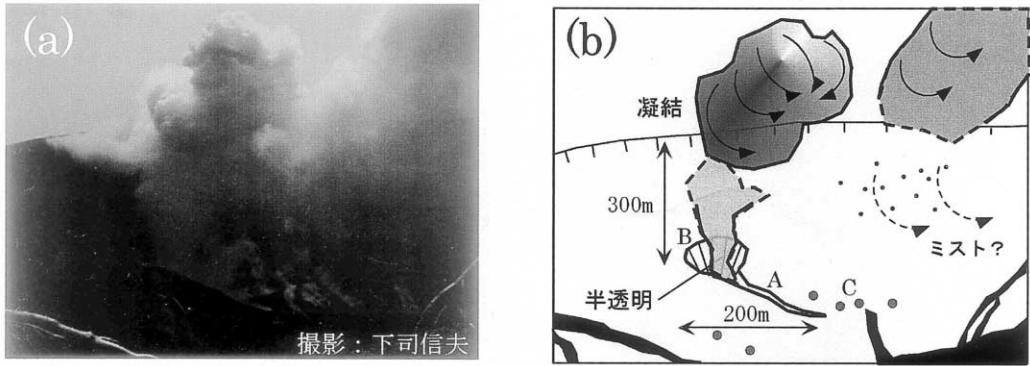


図5．三宅島火山すおう穴付近から撮影した陥没火口内部の噴煙。(a) 陥没火口内の映像．2002年8月23日13時ごろ下司信夫氏撮影．(b) 陥没火口内における噴煙運動の模式図．

m前後に達すると水蒸気の凝結が顕著に起きて噴煙の外形を明瞭に認識できるようになる．形成された噴煙は、それより下部の噴煙と不連続で孤立した塊状で、10分につき数個の割合で認識できる．これら噴煙塊の表面には、様々なスケールの渦が発達しているが、噴煙塊全体としては渦輪的な運動（例えばTurner, 1979）をしている（図5b矢印）．噴煙塊が陥没火口壁の頂上付近に達すると、南南東の風に流されて北北西方向（図5の右上方向）に移動する．噴煙塊の下部には噴煙から分離したミストが見られる．ミストの一部は再び噴煙内に取り込まれる．

3-2 陥没火口より上部の噴煙

図6に、御蔵島カメラにより得られた噴煙の連続写真を10秒間隔で並べた図を示す．撮影は2001年10月16日10時22分11秒から同24分01秒までで、図5に示した時期とは異なる．図6から、塊状の噴煙が次々に出現して上昇する様子がわかる．これらの噴煙塊は概ね孤立しており、噴煙の形は上昇する過程で概ね相似形を保っている．噴煙塊の高さに対する半径の拡大率は概ね一定で、比率は3 - 5 : 1のことが多い．このように、火口壁よりも上部の三宅島火山の噴煙は典型的なサーマルとしての特徴（例えばScorer, 1957）を備えている．

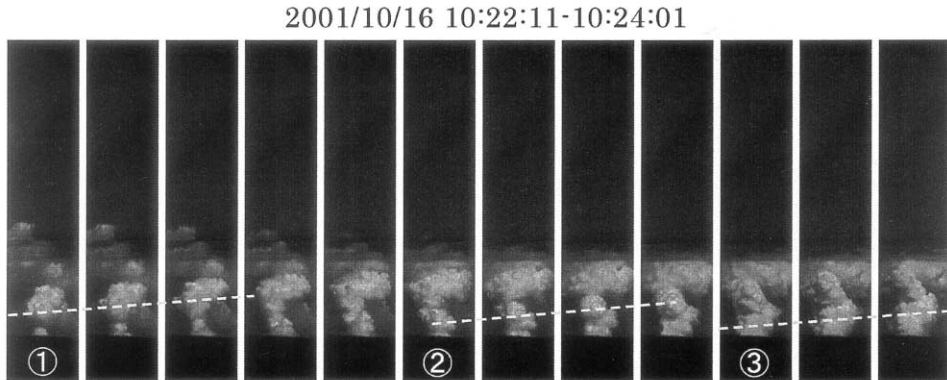


図6．御蔵島カメラにより得られた噴煙の連続写真を10秒間隔で並べた図．撮影日時は2001年10月16日10時22分11秒から同24分01秒までである．

図7に、各噴煙塊の初期半径と初期上昇速度を計測してヒストグラムに表した図を示す。ここで初期半径および初期上昇速度とは、海拔750 - 850m付近における各噴煙塊の半径と速度である。図7a, bは2001年1月31日の09時30分から同10時30分までの1時間の計測結果を、同様に図7c, dは2002年4月6日10時00分から同11時00分までの1時間の計測結果である。初期半径はユニ・モーダルでほぼ対照的な分布を示すことが多い。初期上昇速度の頻度分布も多くの場合ユニ・モーダルだが値のばらつきが大きく、分布に明確なピークがない日もある。分布の対照性は初期半径よりも悪い。

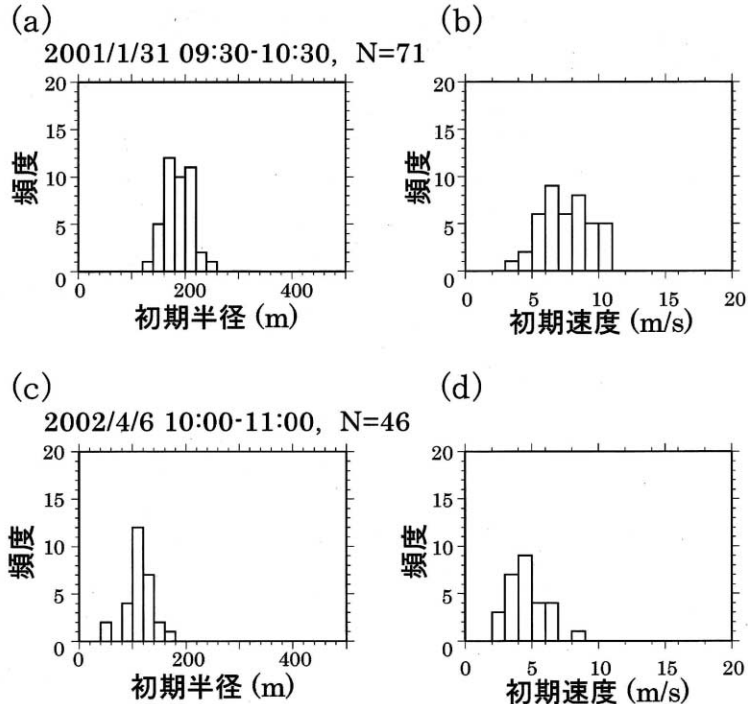


図7. 各噴煙塊の初期半径と初期上昇速度のヒストグラム。ここで初期半径および初期上昇速度とは、海拔750 - 850m付近における各噴煙塊の半径と速度を指す。(a) (b)はそれぞれ2001年1月31日の09時30分から同10時30分までの1時間計測した初期半径と速度である。(c)(d)は同様に2002年4月6日10時00分から同11時00分までの1時間計測した初期半径と速度である。

4. 噴煙活動の変遷

4. 1 陥没火口内での噴煙塊形成過程の変化

噴煙の上昇速度は、噴煙の半径や浮力に関係する量である。ここでは、Scorer (1957) の関係を用いて噴煙塊の形成について考える。図8に各噴煙塊の初期半径と初期上昇速度の分布を示す。ここで初期半径および初期上昇速度とは、海拔750 - 850m付近における各噴煙塊の半径と速度を表す。丸が2001年1月31日、三角が2002年4月6日の実測値であり、図7で使用した観測値と同一である。図8に示した解曲線は、サーマルの浮力を半径および上昇速度の関数として表したもので、

$$\frac{\rho^e - \rho}{\rho^e} = \frac{w^2}{Cgr} \quad (4)$$

である (Scorer, 1957) . ここで ρ^e はサーマル周辺の密度, ρ , w , r はそれぞれサーマルの密度, 上昇速度, 半径, g は重力加速度である . C は実験的に与えられる定数であり, ここでは0.89を用いた .

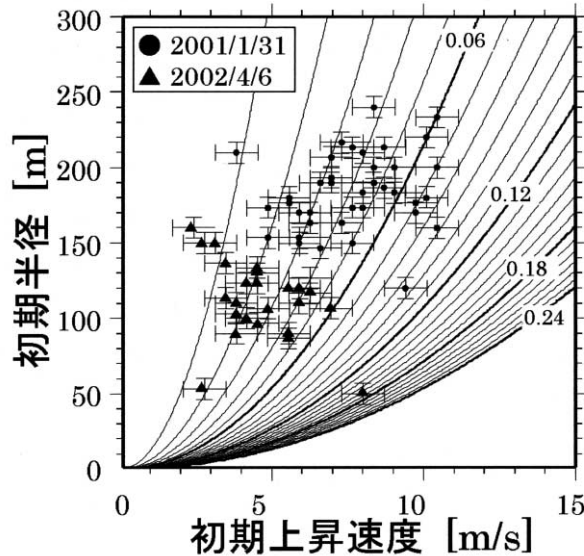


図8 . 噴煙の初期上昇速度と初期半径の関係 . 丸は2001年1月31日の観測値を, 三角は2002年4月6日の観測値を示す . 解曲線はScorer (1957) から計算したサーマルと周辺との密度差である .

図8から, 2001年1月31日の噴煙塊の初期半径と初期上昇速度の間には相関が見られないことがわかる . 火口から放出される火山ガスの温度は短時間あまり変わらないと仮定すれば, 火山ガス放出量の短期的変動や乱流のゆらぎを反映して, 噴煙塊の火山ガスと大気との混合比が不規則に変動していると考えられる . 一方, 2002年4月6日のように, 大きな噴煙ほど周囲との密度差が小さい傾向が見られることもある . これは, 周囲とよく混合して大きくなった噴煙ほど周囲との密度が小さいと解釈できる . このように, 陥没火口内で形成される噴煙塊の火山ガスと大気との混合メカニズムは時期により変化していることが示唆される .

4. 2 陥没火口より上部の噴煙の変化

図9に, 風の影響が少ない弱風時に計測した三宅島火山噴煙の長期的変動を示す . 図9aは噴煙の到達高度を10分間ごとに計測して日平均した値であり, 標準偏差をエラーバーとして付した . 同様に, 図9bは噴煙の初期上昇速度, 図9cは初期半径の変化を示す . 2002年以降の噴煙高度は, 噴煙が高く上昇しやすい弱風の環境でも, 平均到達高度1500m前後と, 2001年と比較して半分程度に減少した . 噴煙の初期上昇や半径についても, 2002年以降は2001年に比べて2 - 3分の1程度に減少した . これら観測値の長期的変化の傾向はよく似ている . すなわち, 噴煙のスケールがそのまま小さくなっていると考えられる .

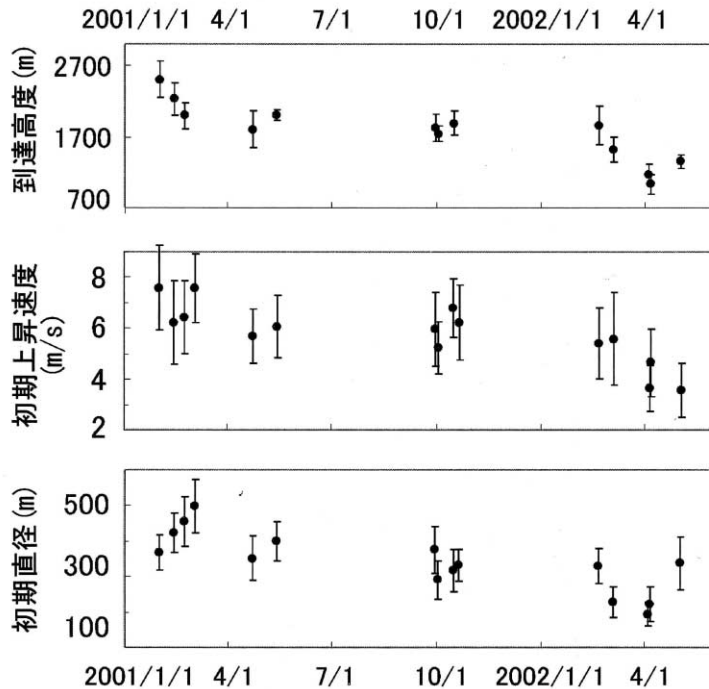


図9．弱風の時に御蔵島カメラを用いて行った噴煙の計測値．各データに付したエラーバーは標準偏差を表す．(a) 噴煙の到達高度の日平均．(b) 09時前後1時間に測定した噴煙の初期半径と，(c) 初期上昇速度．

5. まとめ

御蔵島および陥没火口壁付近から三宅島火山噴煙について観察した．陥没火口内部の噴出口からほぼ透明の火山ガスが噴出している．この火山ガスは陥没火口内の空気と混合して温度が下がり，200m前後上昇したところで水蒸気の凝結が起きて塊状の噴煙となる．この噴煙塊は陥没火口よりも上空ではサーマル的特徴を持つ．噴煙の規模は長期的に小さくなる傾向が見られる．

謝辞

産業技術総合研究所地質調査総合センターの下司信夫博士には映像資料を提供していただいたほか，噴出口について情報を頂きました．ここに記して感謝の意を表します．

参考文献

- Geshi, N., Shimano T., Chiba T., Nakada, S. (2002): Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan, *Bull. Volcanol.*, **64**, 55-68.
 気象庁地震火山部・三宅島測候所 (2002): 最近の三宅島の火山活動 (その4) - 活動の概況 - (演旨), 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 (CD-ROM), V032 - 025 .
 中田節也・長井雅史・安田敦・嶋野岳人・下司信夫・大野希一・秋政貴子・金子隆之・藤井敏嗣 (2001): 三宅島2000年噴火の経緯: 山頂陥没と噴出物の特徴, *地学雑誌*, **110**, 168 - 180 .
 Scorer, R. S.(1957): Experiments on convection of isolated masses of buoyant fluid, *J. Fluid Mech.*, **2**, 583-594.

寺田暁彦・大湊隆雄・井田喜明・千木良康志・渡辺義宗(2001): Windowsマシンを用いた自動噴煙撮影システムの構築 - 三宅島火山の噴煙観測 - , 噴煙と火山ガスの動態を探る - 三宅島2000年噴火にあたって - , 鹿児島大学, 5-10 .

Turner, D.C.(1979): *Buoyancy Effects in Fluids*, Cambridge University Press, Cambridge, 368p.

Dynamics of ejected volcanic gasses from Miyakejima Volcano

Akihiko TERADA^{1*} and Yoshiaki IDA²

¹Earthquake Research Institute, University of Tokyo

²Himeji Institute of Technology

*E-mail: terada@eri.u-tokyo.ac.jp

Abstract

Translucent volcanic gasses were ejected from the top of the cone that was formed in the south of the collapsed crater. These gases ascended with entrained ambient air and became saturated at about 200m above the cone. Above the top of the wall of the collapsed crater, these volcanic gasses have some characteristics of a thermal. On the long term since September 2000, the maximum heights, ascending velocities and width of the ejected clouds have tended to decrease slowly.

S02 ASTER・MODISによる三宅島のSO₂観測

浦井 稔

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

Sulfur dioxide observation with ASTER and MODIS at Miyakejima volcano, Japan

Minoru URAI

Geological Survey of Japan,

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

E-mail: urai-minoru@aist.go.jp

要 旨

衛星搭載型熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーによってカラムSO₂量の二次元分布が観測できることを示した。また、軌道方向立体視画像ペアを用いて噴煙高度と風速を求める方法を提案した。これらの方法をASTER画像に適用して三宅島のSO₂放出量を推定した結果、2000年11月8日のSO₂放出量は5万トン程度であった。

1. はじめに

火山から放出される火山ガスの総量やその組成をモニタリングすることによって火山の下にあるマグマの特性を推定することができる。火山ガスの主成分は水蒸気であり、その放出量をリモートセンシング技術を用いて観測する手段はいくつか提案されている（例えば福井, 1995）。水蒸気以外の火山ガス成分についてはCOSPECによる二酸化硫黄（SO₂）の観測が実施されることが多い（大喜多, 1971）。COSPECはSO₂の紫外線領域における吸収を利用してSO₂を観測する装置である。COSPECによるSO₂の観測は火山から数100mから数10kmの地点から実施されることから、アクセスの悪い火山における観測には相当の費用を要する。

SO₂は熱赤外域にも吸収特性を示すことが知られており、Realmute *et al.* (1994) や浦井ほか (1999) はASTER (Yamaguchi *et al.*, 1998) やMODIS (Justice *et al.*, 1998) 等の衛星搭載型熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーを用いてSO₂の空間分布が観測可能であること理論的に示した。2000年6月に噴火を開始した三宅島の雄山は2000年9月以降4万トン/日程度の大量のSO₂を放出している。これは世界で最も大量のSO₂を放出するエトナ火山の約10倍に達する。報告では熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーを用いてのSO₂放出量を求める手法を提案し、これを三宅島におけるASTER画像に適用した結果をUrai (2003) に基づいて報告する。

2. 熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーによるSO₂放出量観測

大気は水平方向には一定で垂直方向に温度・成分等が変化すると仮定する。SO₂はあ

る特定の大気の層に存在すると仮定すると，衛星高度で観測される熱赤外域の分光輝度は以下の通り，地表，SO₂および大気全体からの分光輝度の合計であると仮定できる．

$$R_{\lambda} = \tau_{so_2} \tau_{\lambda} \left(\epsilon_{\lambda} \frac{B(\lambda, T)}{\pi} + (1 - \epsilon_{\lambda}) R_{d,\lambda} \right) + \tau_1 (1 - \tau_{so_2}) \frac{B(\lambda, T_{so_2})}{\pi} + R_{u,\lambda} \quad (1)$$

- R_{λ} : 衛星高度における分光放射輝度 [W m⁻² m⁻¹ sr⁻¹]
- τ_{so_2} : SO₂による分光透過率
- τ_{λ} : SO₂以外の大気成分による分光透過率
- ϵ_{λ} : 地表の分光放射率

$$B(\lambda, T) : \text{プランクの関数 [W m}^{-2} \text{ m}^{-1} \text{]} = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(\exp\left(\frac{c_2}{\lambda T}\right) - 1 \right)}$$

c_1 : 3.742 × 10⁻¹⁶ [W m] = 2 πhc² (h はプランクの数定数, c は光速)

c_2 : 0.0144 [m K] = hc/k (k はボルツマンの数定数)

λ : 波長 [m]

T : 地表温度 [K]

$R_{d,\lambda}$: 大気の下方向分光放射輝度 [W m⁻² m⁻¹ sr⁻¹]

τ_1 : SO₂層より上部の大気による分光透過率

T_{so_2} : SO₂層の温度 [K]

$R_{u,\lambda}$: SO₂以外の大気成分による上向分光放射輝度 [W m⁻² m⁻¹ sr⁻¹]

SO₂は，図1に示すように，8-9.5 μmに吸収特性を示す．式(1)の第1項目はSO₂が存在することによって減少するが，第2項目は増加する．一般的に，SO₂が存在する大気層の温度は地表の温度より低いので，衛星高度で観測される熱赤外域の分光輝度は低下する．

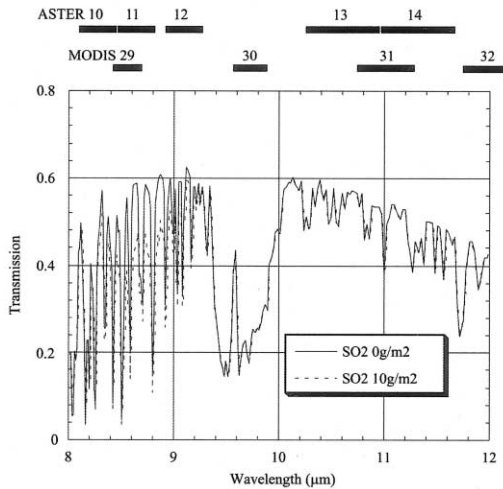


図1．MODTRANで計算した熱赤外域における大気分光透過率．

実線はTropical Modelによる大気分光透過率，点線はTropical Modelに10g/m²のSO₂を加えた大気分光透過率．上部の番号と太線はASTERおよびMODISのバンド番号と観測波長域を示す．

カラムSO₂量はMODTRAN等の放射伝達コード (Berk *et al.*, 1989) を用いて推定することが可能である (Realmuto *et al.*, 1994; Realmuto *et al.*, 1997; Realmuto, 2000). 今回採用した方法では、まず、SO₂による影響の無いバンドを用いて地表の温度を推定する。次に、SO₂に敏感なバンドの分光放射輝度を、いくつかのSO₂濃度について、計算する。このとき、SO₂を含む大気層の高さと厚さを一定と仮定し、SO₂を含む大気層の温度は元の温度と同じであると仮定した。カラムSO₂量はMODTRANによって計算された分光放射輝度とSO₂に敏感なバンドの観測分光放射輝度から推定した。この方法をシーン全体に適用してSO₂の二次元分布を求めた。

$$C = f(H, TK, R_1, R_2, \dots, R_n) \quad (2)$$

C : カラムSO₂量 [g m^{-2}],

f : 大気の垂直プロファイルによって決まる関数

H : 噴煙高度 [m],

TK : 噴煙の厚さ [m],

R_1, R_2, \dots, R_n : 観測された熱赤外域の分光放射輝度 [$\text{W m}^{-2} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$].

SO₂放出量は任意の測線に沿ったカラムSO₂量と風速の積として以下の式で計算できる。

$$Q = V \sin \alpha \int_{C \geq th} C ds \quad (3)$$

Q : SO₂放出量 [g s^{-1}],

V : 風速 [m s^{-1}],

α : 測線と風向がなす角

ds : 測線の微小区間 [m],

th : カラムSO₂量の閾値 [g m^{-2}]

3. 軌道方向立体視画像ペアによる風速と噴煙高度の推定

一般的に、軌道方向立体視画像ペアは直下視画像と、直下視画像が撮られる前か後に撮られた、前方視画像または後方視画像からなる。衛星とセンサシステムの違いから二つの画像が撮られる時間間隔と観測角度は異なる。JERS-1衛星のOPSセンサの場合は時間間隔が21.16秒、観測角度は前方視16.7°(高崎ほか, 1994)、ASTERセンサの場合は、それぞれ、55秒と後方視30.96°である (Fujisada *et al.*, 1998)。

時刻 t_1 に噴煙中の点 P_1 は直下視で点 Q_1 として撮像されたとする(図2)。次に、点 P_1 は風に流されて時刻 t_2 に点 P_2 に移動し、後方視で点 Q_2 として撮像されたとする。図2の x 軸はセンサの移動方向、直下視の視線ベクトルの要素は z 方向のみ、後方視の視線ベクトルの要素は z と x 方向のみ、 t_1 と t_2 の間で風速の変化は無いと仮定する。

P_2 を直下視画像に投影した点 Q_3 を考えよう。 Q_3 は実際に観測されることの無い仮定の点である。 $Q_1(x_1, y_1, 0)$ 、 $Q_2(x_2, y_2, 0)$ および $Q_3(x_3, y_3, 0)$ の関係は以下の式で表すことができる。

$$\begin{aligned} x_3 - x_1 &= v_x t \\ y_3 - y_1 &= v_y t \end{aligned} \quad (4)$$

ここで v_x 、 v_y は風速の x および y 成分、 $t = t_2 - t_1$ である。後方視の視線ベクトルは

y成分を持たないので、Q₂とQ₃を結ぶ線はx軸に平行であり、噴煙高度hに対応する視差に等しい。

$$\begin{aligned} x_3 - x_2 &= h \tan \theta \\ y_3 &= y_2 \end{aligned} \quad (5)$$

ここでθは後方視の観測角度である。(4)、(5)式からx₃とy₃を消去すると以下の式が得られる。

$$\begin{aligned} x_2 - x_1 &= v_x t - h \tan \theta \\ y_2 - y_1 &= v_y t \end{aligned} \quad (6)$$

ここで、未知数はv_x、v_yおよびhの3個であり、式は2個であるため、解けない。しかし、水平方向の風向が既知であるとすると、未知数は風速の水平方向の絶対値v_hとhとなり解くことが可能となる。

$$\begin{aligned} x_2 - x_1 &= v_h t \sin \phi - h \tan \theta \\ y_2 - y_1 &= v_h t \cos \phi \end{aligned} \quad (7)$$

ここでφは水平方向の風向である。上記の式を書き換えて以下の式が得られる。

$$\begin{aligned} v_h &= \frac{y_2 - y_1}{t \cos \phi} \\ h &= \frac{x_1 - x_2 + v_h t \sin \phi}{\tan \theta} \end{aligned} \quad (8)$$

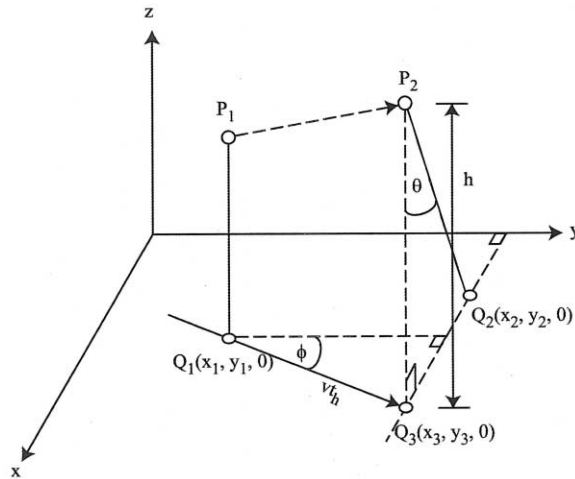


図2．軌道方向立体視画像ペアにおける移動点の幾何。

4. 三宅島におけるASTER画像への適用

前章で述べた方法を2000年11月8日に取得されたASTER画像に適用して、三宅島から放出されるSO₂量を推定した。ASTERは熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーと軌道方向立体視機能を有することから、ASTERだけでSO₂放出量を推定できる。処理フローチャートを図3に示す。噴煙中の3点についてその高度と風速を計算した(表1)。

噴煙高度は200-800m，風速は9-13mであった．これらの値は艦船やヘリコプターからの観測と矛盾はなかった．

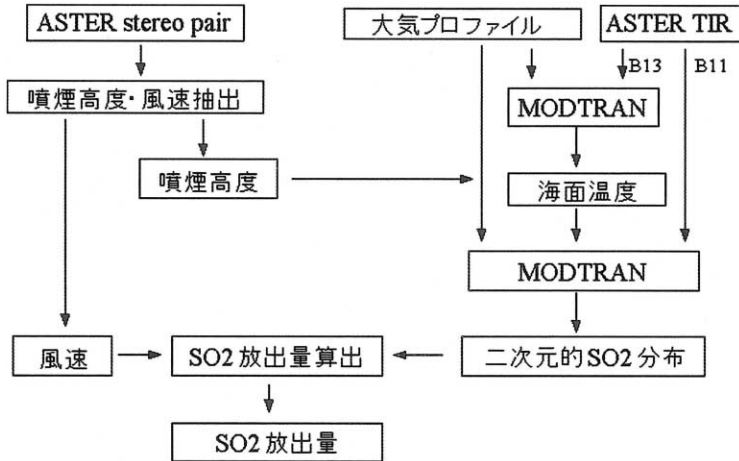


図3．ASTERによるSO₂放出量算定フローチャート．

表1．ASTER軌道方向立体視画像ペアから求めた噴煙の高さ，風速，風向．
*：風向は北から時計周りで計測．

No	Height m	Wind velocity ms ⁻¹	Wind direction degree*
1	286	9.0	305
2	765	11.7	296
3	794	12.5	298

八丈島で午前9時にラジオゾンデによって観測された大気温度・圧力・湿度の垂直プロファイルとMODTRANに内蔵された大気モデルを用いて，ASTERバンド13の分光放射輝度を海面温度に変換した．次に，観測された噴煙高度からSO₂が0-100mに一樣に分布するとして，ASTERバンド11の分光放射輝度と海面温度からカラムSO₂量を求めた．カラムSO₂量の分布を図4に示す．

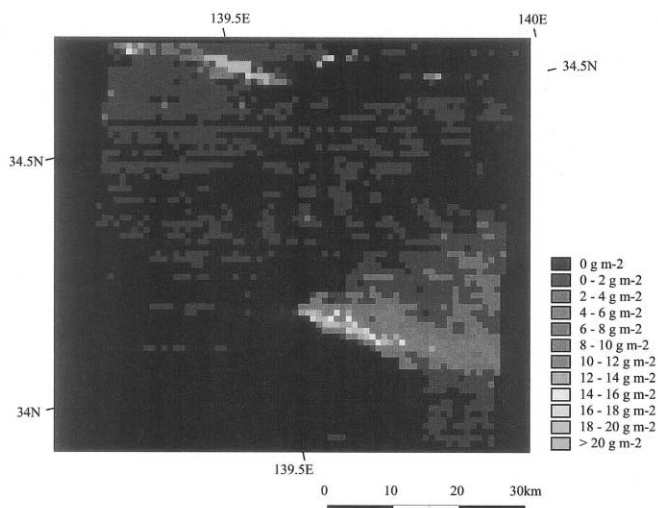


図4．ASTERによって2000年11月8日に観測された二次元カラムSO₂量．
 画像の中央から東へ流れる高濃度部が三宅島から放出されたSO₂．上部の高濃度部は雲をSO₂と誤認したものの．

風速を11.1m/s，風向と測線がなす角を71°として900m毎の測線でSO₂放出量を推定した(図5)．この図から同日のSO₂放出量は5万トン程度であったと推定される．しかし，噴煙の高さを0-500mとするとSO₂放出量は15万トン程度，500-1500mとすると2万トン程度となる．正確なSO₂放出量の推定には正確な噴煙高度の推定が不可欠である．同日にCOSPECによって推定されたSO₂放出量は2.7-3.3万トンであった．

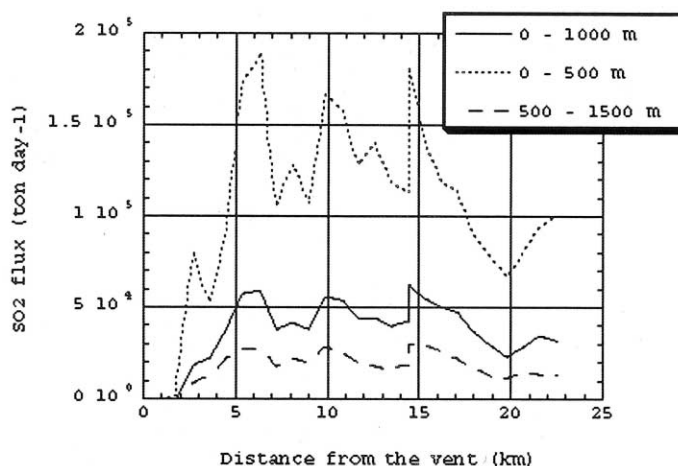


図5．ASTERによって2000年11月8日に観測されたの三宅島のSO₂放出量
 実線，点線，鎖線はそれぞれ噴煙が0-1000m，0-500m，500-1500mに分布していることを仮定して計算した結果．横軸は火口からの距離．

5. MODIS 画像への適用可能性

MODIS は同一地点を 1-2 日に 1 回観測可能である。ASTER が 16 日に 1 回しか観測できないことを考えれば、MODIS を使うことによって飛躍的に観測頻度を高めることができる。MODIS の空間分解能 1 km は、ASTER の空間分解能 90m に比較して低いが、火山から放出される SO₂ を観測するには大きな問題は無い。また、三宅島においても SO₂ による海面の輝度温度の低下が MODIS によって観測されていることから MODIS による SO₂ 観測は可能と思われる。しかし、MODIS には噴煙の高さや風速を求めることができないため、噴煙の高さや風速を MODIS 以外の観測から推定する必要がある。また、MODIS 画像に輝度温度に換算して 0.2°C 程度のスキャンノイズが見られることから、ノイズ対策にも留意する必要があると思われる。

6. まとめ

熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーによってカラム SO₂ 量の二次元分布が観測できることを示した。また、軌道方向立体視画像ペアを用いて噴煙高度と風速を求める方法を提案した。ASTER は熱赤外域マルチスペクトル・スキャナーと軌道方向立体視機能を有することから、ASTER だけで SO₂ 放出量を推定できる。これらの方法を ASTER 画像に適用して三宅島の SO₂ 放出量を推定した結果、2000 年 11 月 8 日の SO₂ 放出量は 5 万トン程度であった。しかし、噴煙高度の見積もりを変化させると、SO₂ 放出量は 2-15 万トンの間で変化する。正確な SO₂ 放出量の推定には正確な噴煙高度の推定が不可欠である。

謝 辞

COSPEC で観測された SO₂ の分布は気象庁 COSPEC 観測隊の森 博一氏、尾台信弘氏、中堀康弘氏から提供していただきました。ASTER データは資源・環境観測解析センター (ERSDAC) から提供していただきました。MODIS データは NASA の Web サイト (<http://daac.gsfc.nasa.gov/MODIS/index.shtml>) からダウンロードさせていただきました。記して感謝の意を表します。

参考文献

- Berk, A., Bernstein, L. S. and Robertson, D. C. (1989): MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, 38 p. (1998): *Geophysics Laboratory*, GL-TR-89-0122.
- Fujisada, H., Sakuma, F., Ono, A. and Kudoh, M., Design and Preflight Performance of ASTER Instrument Protoflight Model, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1152-1160.
- 福井敬一 (1995): 阿蘇火山から非噴火時に放出される H₂O とエネルギー, 火山第 2 集, **40**, 233-248.
- Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R. G., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., Salomonson, V. V., Privette, J. L., Riggs, G., Strahler, A., Lucht, W., Myneni, R. B., Knyazikhin, Y., Running, S. W., Nemani, R. R., Wan, Z., Huete, A. R., van Leeuwen, W., Wolfe, R. E., Giglio, L., Muller, J.-P., Lewis, P. and Barnsley, M. J. (1998): The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS): Land Remote Sensing for Global Change Research, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**, 1228-1249.

- 大喜多敏一 (1971): Barringer 相関スペクトロメータによる川崎工業地帯からの SO₂, NO₂ の地域発生量および三原山からの SO₂ の発生量の測定, 公衆衛生院研究報告, 20, 47 - 53.
- Realmuto, V. J., Abrams, M. J., Buongiorno, M. F. and Pieri, D. C. (1994): The use of multispectral thermal infrared image data to estimate the sulfur dioxide flux from volcanoes: A case study from Mount Etna, Sicily, July 29, 1986, *J. Geophys. Res.*, 99, 481-488.
- Realmuto, V. J., Sutton, A. J. and Elias, T. (1997): Multispectral thermal infrared mapping of sulfur dioxide plumes: A case study from the East Rift Zone of Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 102, 15,057-15,072.
- Realmuto, V. J. (2000): The Potential Use of Earth Observing System Data to Monitor the Passive Emission of Sulfur Dioxide from Volcanoes, *Remote Sensing of Active Volcanism*, 101-115, American Geophys Union.
- 高崎健二・杉村俊郎・田中總太郎 (1994): JERS-1/OPS データによる移動物体の速度計測, 日本リモートセンシング学会誌, 14, 213 - 219.
- 浦井 稔・福井敬一・山口 靖・David C. Pieri (1999): ASTERによる火山観測の可能性とグローバル火山観測計画, 火山第2集, 44, pp.131 - 141, 1999.
- Urai, M. (2003): Sulfur dioxide (SO₂) flux estimation from volcanoes using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) - A case study of Miyakejima volcano, Japan -, *Bull. Volcanol.*, submitted.
- Yamaguchi, Y., Kahle, A. B., Tsu, H., Kawakami, T. and Pniel, M. (1998): Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1062-1071.

Sulfur dioxide observation with ASTER and MODIS at Miyakejima volcano, Japan

Minoru URAI
Geological Survey of Japan,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
E-mail: urai-minoru@aist.go.jp

Abstract

The author estimates the two-dimensional spatial distribution of volcanic SO₂ using space borne multispectral scanners operated in the thermal infrared region such as ASTER and MODIS. The author proposes a method to estimate wind velocity and plume height using an along-track stereoscopic pair image. Volcanic SO₂ flux can be estimated from the spatial distribution of SO₂ and wind velocity. Since ASTER has both the Thermal Infrared Radiometer (TIR) and the nadir-backward stereoscopic viewing function, we can estimate the volcanic SO₂ flux by the ASTER data alone. These methods are applied to the Miyakejima volcano, Japan. The SO₂ flux derived from ASTER is around 5 x10⁴ ton/day, which is larger than that derived from COSPEC.

S03 富士山頂で観測された三宅島火山ガス噴煙中のエアロゾル粒子

直江 寛明*・岡田 菊夫

気象研究所 環境・応用気象部

Composition and size distribution of submicrometer aerosol particles observed at Mt. Fuji in the volcanic plumes from Miyake-jima

Hiroaki NAOE* and Kikuo OKADA

Atmospheric Environment and Applied Meteorological Research Department,
Meteorological Research Institute

*E-mail: hnaoe@mri-jma.go.jp

要旨

自由対流圏内に位置する富士山頂で、2000年9月に大気化学の集中観測を行った。そこで静電式エアロゾル採集器で個々のエアロゾル粒子を採集し、それを電子顕微鏡で観察して粒径分布や組成を調べた。その結果、期間の前半には硫酸を含んだ粒子が数多くみられ、半径0.06 μm でピークをもつ粒径分布が得られた。このとき南の海上から湿った空気が関東平野の方へ流れ込み、また富士山に到達した流跡線は三宅島の上空を通過していた。三宅島は2000年8月から大量の二酸化硫黄を放出しており、富士山頂に到達した硫酸を含む粒子には三宅島火山の影響が考えられる。自由対流圏内に放出された火山ガス(二酸化硫黄)は、昼間光化学反応によって気体-粒子変換で粒子化し、半径1 μm 以下の粒子濃度を増加させる。これらのエアロゾル粒子は光学特性を変化させ雲核の濃度に影響を与えるため、大気放射や雲形成について重要な役割を果たす。

一方、観測の後半では硫酸を含んだ粒子はほとんどみられなかった。このとき、日本付近は大陸からの移動性高気圧に覆われ、また流跡線は西の方から富士山頂に到達していることから、上空の清浄な空気塊が富士山頂に到達したと考えられる。したがって、この期間得られたエアロゾル粒子は自由対流圏のバックグラウンド大気を代表するものと考えられる。

1. はじめに

エアロゾル粒子は光散乱・吸収過程により、大気放射収支に直接影響を及ぼすとともに(直接効果)、雲の構造やその放射特性を変えることを介して大気放射収支に影響を与える(間接効果)(Charlson *et al.*, 1992)。

自然起源のエアロゾルには、海塩粒子、土壌起源の粒子、火山噴出物やガスが粒子化したもの、有機物などがある。人為起源エアロゾル粒子には、化石燃料の燃焼の結果として排出されるSO₂から生成された硫酸・硫酸塩、バイオマス燃焼や燃料の燃焼の結果生成された有機物や煤などがある。これらのエアロゾル粒子は大気中での光学的厚さ(エアロゾル粒子による放射強制力への直接効果の尺度)を変化させる。光学特性は化学組成や粒径分布に強く依存するが、大気中での化学反応の影響を受けるため、単純に

エアロゾル発生強度と結びつけることはできない。硫酸粒子が主として光散乱を起こすのとは対照的に、煤粒子は光を吸収する。

火山噴火は高濃度のガスや粒子状の物質を大量に大気中に放出する。SO₂は火山ガスに大量に含まれており、気体粒子変換によって硫酸粒子へと変質し粒子化する。火山性エアロゾル粒子の組成や粒径分布を調べることは、大気放射の影響や雲への影響を評価するのに重要となる。これまで火山性エアロゾルの研究は、成層圏へ放出するような大規模な噴火の研究（例えば、Mossop, 1964; Woods and Chuan, 1983）や、対流圏で火山噴煙を直接採集した研究（例えば、Stith *et al.*, 1978; Rose *et al.*, 1982）にみられる。また1 μmよりも小さい（サブミクロン）エアロゾルについて、火山性粒子の粒径分布を調べた研究はいくつかみられる（Radke, 1982; Hobbs *et al.*, 1982, 1991）。しかし、火山性エアロゾルについての知見は未だに不十分である。

三宅島は2000年7月8日より、山頂の雄山（814m）から活発な火山活動を続け、8月18日には噴煙の高さが12kmにも達するような大規模な噴火がみられた。また世界的にみてもまれに見る大量のSO₂が放出されており、1日あたり数万トンにも達すると見積もられている。これまで火山噴火によるSO₂放出量は7.6TgS/y、つまり1日4万トンと推定されてきたので（資源環境技術総合研究所, 1996）、これまでの全地球上の火山ガス排出量に匹敵する規模のSO₂がたった一つの火山から放出されていることになる。2000年8月、9月には、南風に乗って高濃度のSO₂が本州で数多く観測された（鹿角ら2002）。また火山噴煙の移流拡散を衛星画像（NOAA AVHRRなど）と地上天気図とあわせて解析例がある（Kinoshita and Togoshi, 2001; 小山田ら, 2000; Iino *et al.*, 2001）。

自由対流圏中のエアロゾル粒子は、長距離輸送されやすい高度に存在している。富士山の山頂は孤立峰で急峻であることから、ごく近傍からの汚染を避けて長距離輸送された物質や大気中の化学反応をその場で観測できる利点がある。我々は2000年9月に富士山頂でエアロゾル粒子を採集した。この期間三宅島から大量の火山ガスが放出されていて、その影響が富士山頂まで及んできたと考えられる。これまで大気エアロゾルの研究は、大きさ別に分けたバルクサンプルで多くの研究が行われ、大きさ別に粒子の化学成分を調べてきた。しかし、エアロゾル粒子の混合状態を解明するためには、狭いサイズ範囲内でも多くの粒子がそれぞれ異なった成分からなっているため、バルクサンプルの分析だけでは不可能である。その点我々が行った電子顕微鏡を使った直接観測は、火山性エアロゾル粒子の成分や粒径分布の情報を得ることができる。今回は火山ガス起源と思われる硫酸エアロゾル粒子に着目しながら、1 μm以下の微小エアロゾル粒子の組成と粒径分布の特徴を示す。

2. 実験方法

富士山観測は2000年9月13~21日、富士山測候所で行った。個々のエアロゾル粒子は、静電式エアロゾル採集器（EAS）（TSI, Model 3100）を用いて、炭素補強したコロジオン膜の上に粒子を採集し、体積流量5 L/minで8時間断続的にサンプリングした。採集後、コロジオン膜上に白金/パラジウム合金を $\arctan 0.5$ （26.6度）の角度でシャドーイングを施し、個々の粒子を電子顕微鏡（日立、H-600; H-6010）で観察した。またEDX（電子線を粒子に照射することで発生する特性X線）分析により、粒子の元素組成を調べた。EASで得られた試料は画像処理装置を活用し、粒子の大きさ別に個数濃度を測定した。みかけの直径 d は二次元断面積 S から求められた円相当径とし、影の長さ l は

手動で測定した．粒子体積 V は，採集した粒子の形が球形キャップをしていると仮定して，みかけの直径 d と影の長さ l より求めた．硫酸塩を含んだ粒子はサテライト構造をしているため，その中心部分とリングの部分の体積を Gras and Ayres (1979) の方法でそれぞれ計算し，トータルの体積を求めた．EAS のエアロゾル捕集効率 は Yamada (1983) に基づき，エアロゾルの個数濃度の評価に用いた．富士山頂の気象データは富士山測候所で得られたものを用いた．

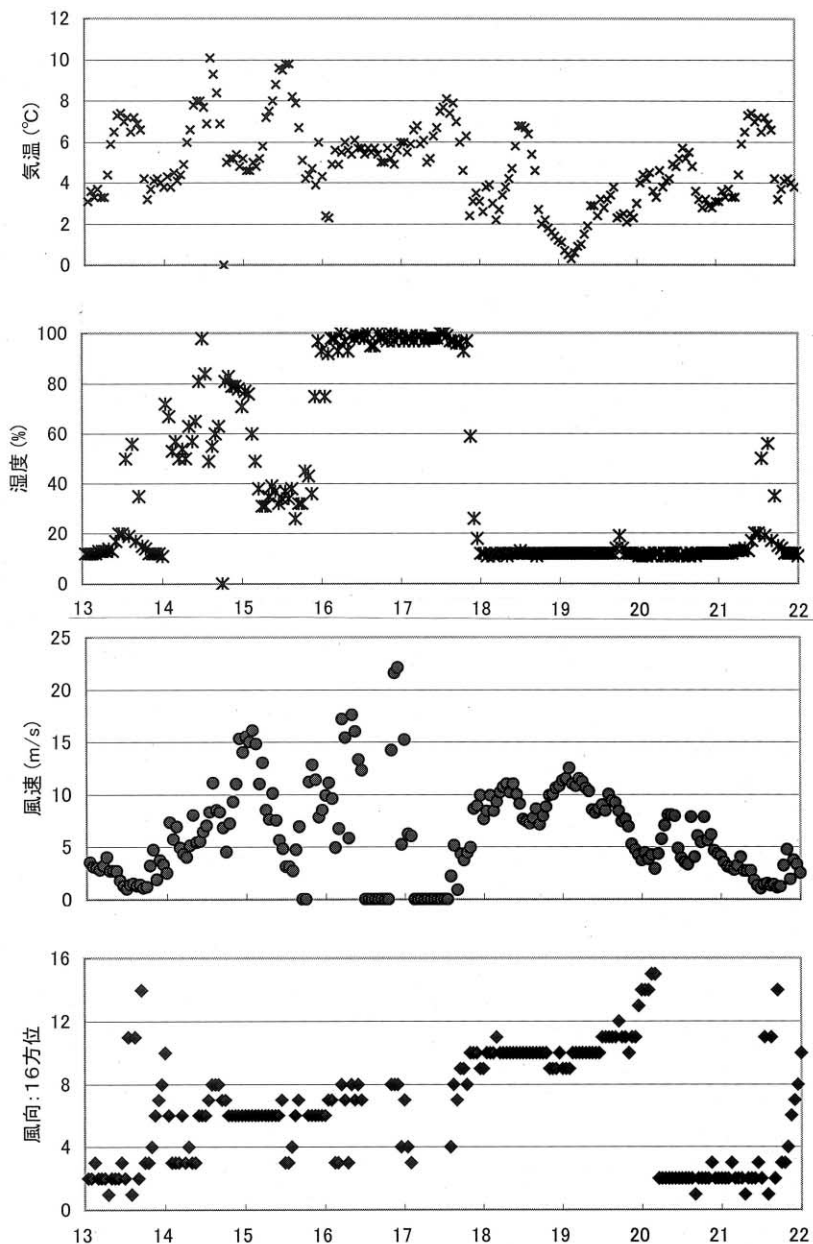


図1．富士山頂での気象データの時系列．2000年9月13～21日，富士山測候所（3776m）．上から気温，相対湿度，風速，風向．

3. 結果と考察

富士山頂での気象データを図1に示す．9月9日から16日にかけて停滞前線が日本付近にあり，また台風14号が南海上にあつて九州の西を通過して日本海に進んできた．図をみるとこの期間，湿度が高く南から東よりの風が吹いていた．16-17日は湿度が90%を越えていて，雲に覆われていた．9月18-22日になると大陸からの移動性高気圧に覆われて晴天になり，その空気は乾燥していた．

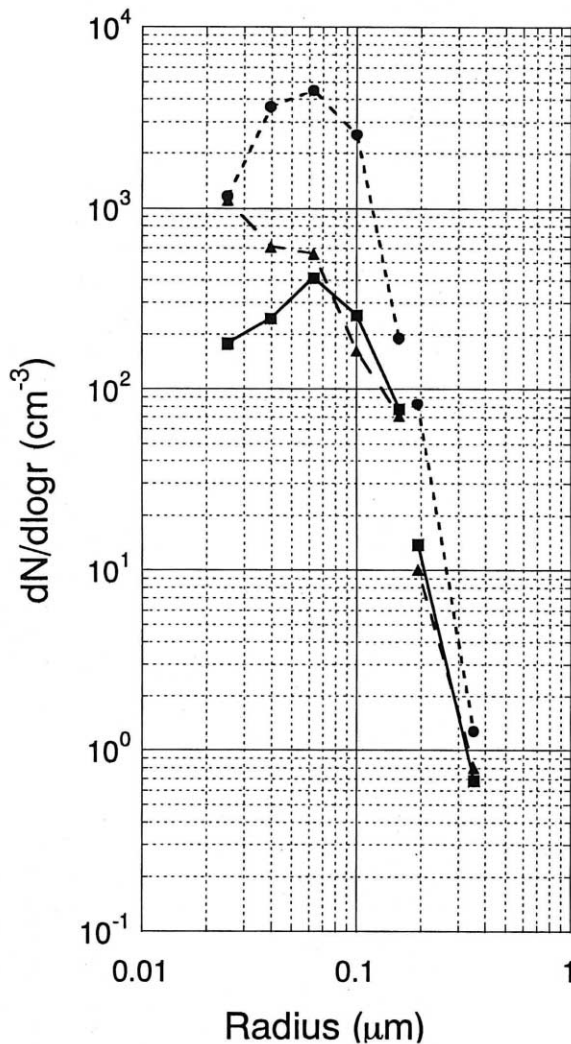


図2．富士山頂で得られた粒径分布．

(a) Sample 4:

9月15日08:00～16:00，

(b) Sample 5:

9月15日20:00～16日06:00，

(c) Sample 7:

9月19日08:00～16:00．

半径範囲0.02から0.2 μm は，EASでエアロゾル粒子を採集してそれを電子顕微鏡で観察し，それぞれの粒子の大きさを計測して得られた．半径範囲0.15から0.25 μm は，OPCで測定して得られた．

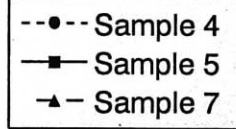


図2にエアロゾルの粒径分布を示す．9月15日昼間のサンプルは，半径0.06 μm にモードがあり，これは15-16日夜間のサンプルと同じモードであるが個数濃度が1桁小さい．このような半径0.06 μm 付近にモードをもつ個数濃度はこれまでStith *et al.* (1978)やHobbs *et al.* (1991)などに報告されている．Hobbs *et al.*はアラスカ州リダウト火山の噴煙を航空機で測定し，その中で0.05 μm と0.4 μm にモードがあることを示した．一方，9月19日昼間のサンプルは，それらと違った分布をしており，図に示した

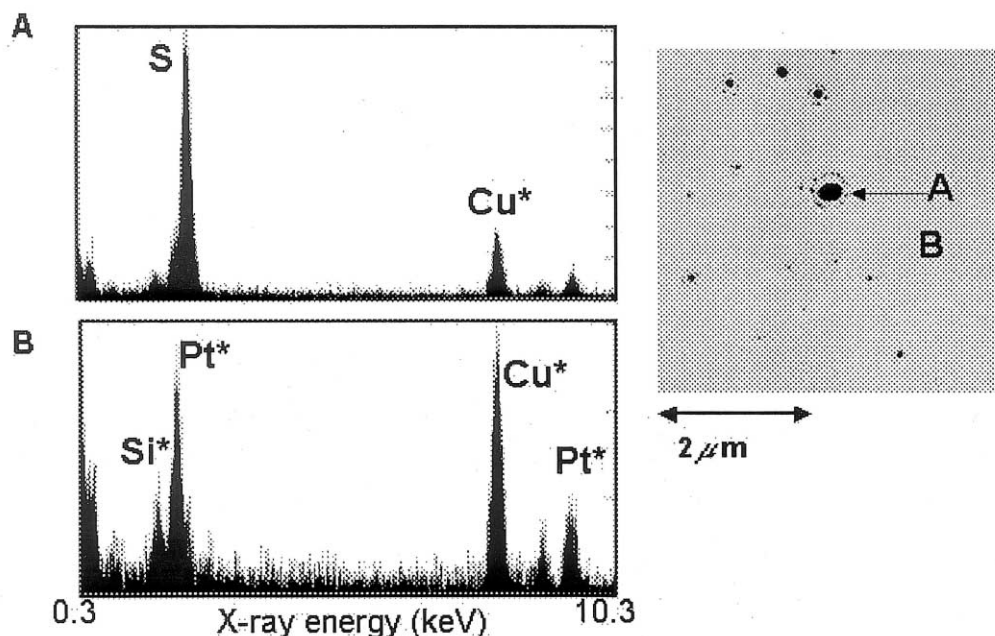


図3．電顕写真と粒子Aと膜B点でのX線スペクトル．サンプルは、EASを用いて9月15日08:00～16:00に得られたもの．Pt*のピークは、Pt/Pd合金をシャドーイングに施したため．Cu*のピークは、電顕グリッドに銅を使用していることによる．

半径範囲ではピークがなく、半径とともに減少していた．観測後半に得られた粒径分布は、バックグラウンド大気と考えられる自由対流圏で、航空機を用いて観測された分布 (Zaizen *et al.*, 1996) とよく似ていた．

図3に9月15日静電式エアロゾル採集器で採集したエアロゾル粒子の電子顕微鏡写真を示す．矢印で示してある粒子Aは、中心部分のまわりに粒粒のリングがあり、サテライト構造を示している．このような形態は硫酸を含んでいる場合にみられ、硫酸を含んだ粒子と決定することができる．粒子の成分を調べるためにEDX分析を行った．A粒子のスペクトルはSにピークがある．フィルム上の任意の点Bでのスペクトルは、Cu*、Pt*、Si*にピークがある．これらは、銅メッシュやコロジオン膜を使用していること、Pt/Pd合金でシャドーイングを施していることによる．従って、これらのスペクトルから粒子は硫黄Sを含んでいることがわかる．

硫酸を含んだ粒子個数の全粒子数に対する相対割合を図4に示す．これを見ると観測前半、硫酸を含んだ粒子が多数を占めた．特に9月15日昼間のサンプルでは、ほとんどがサテライト構造をした粒子であった．一方、観測後半のサンプルでは、その割合が低かった．富士山頂で硫酸粒子を捕捉した例はOno (1978) にみられ、彼は沈降空气中にそれらの粒子を見出した．しかし硫酸を含んだ粒子が大半を占めるようなサンプルは、火山ガスプルーム内での特徴と考えることができる．

硫酸を含んだ粒子は、気体-粒子変換(粒子化現象)の過程で生成できる．新粒子は、均質過程、例えば2成分($\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2\text{SO}_4$)の蒸気の凝結によって生成する．その後、生成した新粒子(液体、固体)に周囲の蒸気が凝結(不均質過程)することにより粒子が成

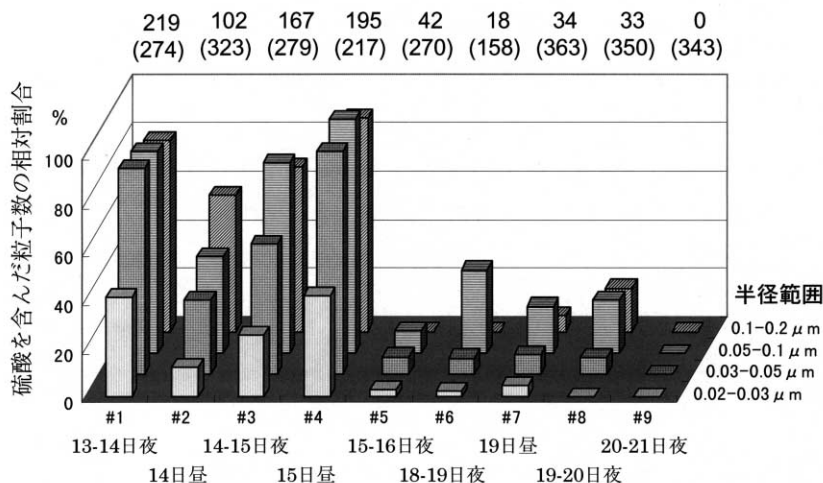


図4．硫酸を含んだ粒子の相対割合．2000年9月13日～21日．0.02～0.2 μm 半径範囲を4つのサイズレンジに分けた．グラフの上側にある数字は計測した硫酸を含んだ粒子数，かっこ内の数字は計測した全粒子数である（各サンプル毎）．

長する．雲がない場合，昼間オキシダント（ O_3 ）があると， SO_2 が酸化されて反応が速く進む．雲がある場合，液相反応が重要となり SO_2 の酸化がさらに促進する．

このように火山ガスが大気中に放出されると，粒子が生成・成長することによって，大気のプロセスや放射特性に影響を与え易い大気エアロゾルの濃度が増加することになる．

謝 辞

富士山頂での観測にあたり，富士山測候所長をはじめ，職員の皆様からいろいろと御協力頂きました．心より感謝いたします．流跡線解析には気象庁の客観解析データを使用しました．

参考文献

- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hansen, J. E., Hofmann, D. J. (1992): Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science* 255, 423-430.
- Hobbs, P.V., Tuell, J.P., Hegg, D.A., Radke, L.F., Eltgroth, M.W. (1982): Particles and gases in the emissions from the 1980-1981 volcanic eruptions of Mt. St. Helens, *Journal of Geophysical Research*, 87, 11,062-11,086.
- Hobbs, P.V., Radke, L.F., Lyons, J.H., Ferek, R.J., Coffman, D.J. (1991): Airborne measurements of particle and gas emissions from the 1990 volcanic eruptions of Mount Redoubt, *Journal of Geophysical Research*, 96, 18,735-18,752.
- Gras, J.L., Ayers, G.P. (1979): On sizing impacted sulfuric acid aerosol particles, *Journal of Applied Meteorology*, 18, 634-638.
- Iino, N., Kinoshita, K., Koyamada, M., Saitoh, S., Maeno, K., Kanagaki, C. (2001): Satellite imagery of ash clouds of Miyake-jima Volcano, *Proc. CERES Interna-*

- tional Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere and Validation of Satellite Data, Chiba, Japan*, 13-18.
- 鹿角孝男・川村實・薩摩林光・西沢宏・村野健太郎 (2002): 長野県北部で観測された三宅島の火山ガスにより生成した高濃度硫酸エアロゾル, *大気環境学会誌*, 37, 75 - 80 .
- Kinoshita, K. and Togoshi, H. (2000): Rise and flow of volcanic clouds observed from the ground and from satellites, *Journal of Visualization*, 3, 71-78.
- 小山田恵・木下紀正・飯野直子・金柿主税 (2000): 三宅島噴煙と火山ガス移流の衛星データによる検討, *日本リモートセンシング第29回学術講演会論文集*, 37 - 40 .
- Mossop, S.C. (1964): Volcanic dust collected at an altitude of 20 km, *Nature* 203, 824-827.
- Ono, A. (1978): Sulfuric acid particles in subsiding air over Japan, *Atmospheric Environment*, 12, 753-757.
- Radke, L.F. (1982): Sulphur and sulphate from Mt. Erebus, *Nature*, 299, 710-712.
- Rose, W.I., Chuan, R.L., Woods, D.C. (1982): Small particles in plumes of Mount St. Helens, *Journal of Geophysical Research*, 87, 4956-4962.
- 資源環境技術総合研究所 (1996): 硫黄のパッケージ及び技術開発に関する調査研究報告書, 工業技術院, 73p .
- Stith, J.L., Hobbs, P.V., Radke, L.F. (1978): Airborne particle and gas measurements in the emissions from six volcanoes, *Journal of Geophysical Research*, 83, 4009-4017.
- Woods, D.C., Chuan, R.L. (1983): Size-specific composition of aerosols in the El Chichon volcanic cloud, *Geophysical Research Letters*, 10, 1041-1044.
- Yamada, Y. (1983): A new method for the determination of collection efficiency of an aerosol sampler by electron microscopy, *Atmospheric Environment*, 17, 369-372.
- Zaizen, Y., Ikegami, M., Tsutsumi, Y., Makino, Y., Okada, K., Jensen, J., Gras, J.L. (1996): Number concentration and size distribution of aerosol particles in the middle troposphere over the western Pacific Ocean, *Atmospheric Environment*, 30, 1755-1762.

Composition and size distribution of submicrometer aerosol particles observed at Mt. Fuji in the volcanic plumes from Miyake-jima

Hiroaki NAOE* and Kikuo OKADA

Atmospheric Environment and Applied Meteorological Research Department,
Meteorological Research Institute

*E-mail: hnaoe@mri-jma.go.jp

Abstract

In September 2000, individual aerosol particles were collected with an electrostatic aerosol sampler at the summit of Mt. Fuji (3776 m above sea level) and the number-size distribution and composition were examined by electron microscopy.

During the first half of the campaign (September 13-15), high number proportions of sulfuric-acid containing particles with the mode radius of 0.06 μ m were observed

in the radius range of 0.02 to 0.2 μ m when a humid maritime air-mass came from the south. Sulfate and sulfur dioxide also showed high concentrations in this period. These results suggested that the volcanic plumes of Miyake-jima were transported up to the summit of Mt. Fuji. On the other hand, during the latter half (September 18-20), low proportions of sulfuric-acid containing particles in total particles were measured when the dry continental air-mass came from the west. It is suggested that in the free troposphere volcanic SO₂ plays an important role in the enhancement of aerosols in the accumulation mode.

S04 三宅島噴煙の衛星画像と火山ガス高濃度事象

飯野直子^{*1}・小山田 恵²・木下紀正²・金柿主税²
¹鹿児島大学工学部 ²鹿児島大学教育学部

Satellite imagery of Miyakejima plumes and high concentration events of volcanic gas

Naoko IINO^{1*}, Megumi KOYAMADA², Kisei KINOSHITA²
and Chikara KANAGAKI²

¹Department of Mechanical Engineering, Kagoshima University

²Faculty of Education, Kagoshima University

*E-mail: iino@mech.kagoshima-u.ac.jp

要 旨

三宅島島内のSO₂高濃度事象は強風時に風下の局で観測されることが、これまでの研究でわかった。ここでは、2001年の9月から12月について、0.5ppm以上のSO₂濃度が観測されているにも関わらず八丈島の925hPa風向と三宅島島内の高濃度事象観測局の位置関係が合致しない場合について、大気の状態やフルード数、天気図などを総合的に検討した。また、衛星画像が得られている2002年1月から7月のSO₂高濃度事象日と低濃度日の数例について、衛星データや高層風、SO₂濃度変化、および大気の状態やフルード数、天気図などを検討した。その結果、比較的風が強くて、高濃度事象が起きている場合の大気の状態は中立か安定であった。他方、低濃度で推移する日の大気の状態は安定で、火山口高度から噴煙高度にかけて顕著な逆転層は見られないことがわかった。

1. はじめに

三宅島火山は2000年7月8日の雄山(814m)の山頂噴火以来、活発な火山活動が続いている。同年9月1日に、爆発的噴火や火砕流などの危険を避けるために全島避難が実施された。しかし、同年8月末からの大量の火山ガス放出が、現在でも島民の恒常的な帰島を阻んでいる。2002年にはいり、地上観測で確認される噴煙の勢いは弱まり、気象衛星NOAAによる噴煙の検出も難しくなってきた。また、COSPEC観測によると、現在はSO₂の放出も減少しているもの[1]、2002年7月でも島内の火山ガス濃度の1時間値は数ppmに達することがある。

2000年8月の爆発的噴火以降、われわれは主に鹿児島大学受信のNOAA/AVHRRを用いて噴煙検出を行い、学会発表[2]やホームページ[3]での公開を行ってきた。2000年9月中頃までの火山灰を多く含む噴煙については、11μmと12μm帯の熱赤外差画像で検出が可能で、それ以降の灰をあまり含まない白っぽい噴煙については、可視域と近赤外域の差画像が有効である。また、短波長赤外域や中間赤外域のバンドも合せてカラー合成画像を作成することによって、噴煙と雲との識別が非常に良く出来る。MODISに

よる噴煙検出にも取り組みは始めている[4].

2000年夏季に本土において“異臭騒ぎ”として大きな問題となった火山ガスの長距離移流について、衛星データと高層風データおよび火山ガスデータを用いた解析[5]や山頂付近の風と衛星画像に示される噴煙形態のタイプについての検討[6]も行った。衛星データでは本土部まで達する噴煙がしばしば確認され、環境省の大気汚染物質広域監視システムによるSO₂観測値[7]などとの照合から、並風によって本土上空まで移流した火山ガスが日中の対流混合によって地表面付近へ引き降ろされて高濃度が発生するメカニズムが示唆された。また、三宅島の南南東110kmに位置する八丈島の高層風観測データを入力とする鉛直シャワーモデルによって、衛星画像に示される噴煙のさまざまな形態を再現できることがわかった[6].

三宅島島内の火山ガスに関する問題に関して、従来の火山ガスの危険性に関する解説が低温型火山ガスへの注意に偏っていることを危惧し、2000年9月からはインターネットの掲示板や火山ガスのページ[8]、論文[9]などで、三宅島や桜島など活発な活動を行っている火山が放出している高温型火山ガスによる危険性について発言をしてきた。また、東京都によって2000年12月から三宅島島内で連続自動測定が行われている火山ガスデータを分析し、SO₂高濃度事象について衛星データや地上観測映像[10]および気象データを用いて総合的な解析を行い[例えば11]、以下のことが明らかになった：①島内の高濃度事象は強風時の風下の狭い幅の範囲が非常に危険である ②並風～弱風で噴煙が火口から数百メートル上昇しているようなときには、山麓付近で高濃度事象はあまり起こらない。

2001年3月にはそれまでに行ってきた桜島や阿蘇などの火山ガスに関する研究と2000年の三宅島に関する発表論文について論文集[12]にまとめた。2001年の三宅島島内高濃度事象については、簡単なまとめを学会発表し[13]、詳細については別稿にまとめた[14]。2002年についても同様の研究を継続中であり、2002年1月から7月までの噴煙のNOAA画像が得られた日の島内のSO₂濃度および高層風とを比較した結果については[15]などで発表予定である。

ここでは、島内火山ガス測定局が6局に増強された2001年の9月から12月について、0.5ppm以上の濃度が観測されているにも関わらず、八丈島の925hPa風向と三宅島島内の高濃度事象観測局の位置関係が合致しない場合のSO₂高濃度事象についてまとめる。次に、衛星画像が得られている2002年1月から7月のSO₂高濃度事象日と低濃度日の数例について、大気の状態やフルード数を検討する。

2. 解析データ

2.1 気象衛星NOAA/AVHRR

図1に気象衛星NOAAに搭載されたAVHRRセンサの波長図を示す。2000年9月半ば以降の三宅島噴煙は火山灰の少ない白色噴煙が主であるので、可視(channel 1)と近赤外(channel 2)の差画像で噴煙を検出する。水雲と氷雲の違いに敏感な短波長赤外のChannel 3Aを含めてR:G:B=channels 1:2:3Aのカラー合成画像を作成すると、ほとんどの噴煙と雲を区別できる。朝夕も含めて日中のデータを解析する。

2.2 東京都環境局の三宅島島内SO₂データ

東京都環境局による島内での火山ガス連続測定は、2000年12月から支庁・空港・阿古で始まり、2001年9月中旬に逢の浜・アカコッコ館・伊ヶ谷の3局が増設された。さらに、

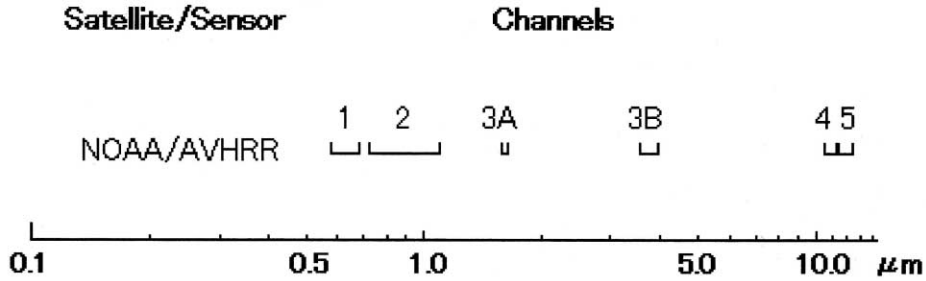


図1．気象衛星 NOAA/AVHRR の波長．

2002年2月に三池消防・三宅村役場・坪田・薄木の4局が増設された．測定局の位置を図2に示す．なお，島内での火山ガス測定は気象庁も行なっている．

データは5分値と1時間値がある．5分値に見られる細かい時間変化は1時間値では平均化されるが，比較の対象である高層観測データは6時間毎であるので，ここでは1時間値を使用する．

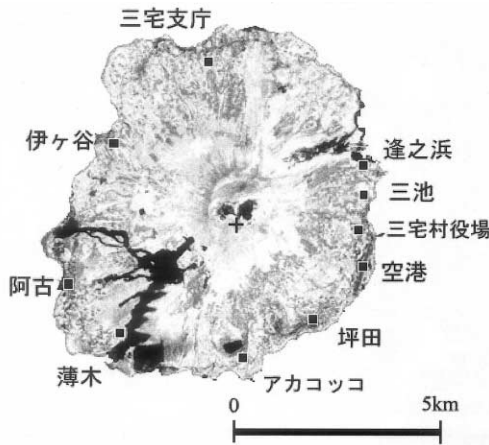


図2．三宅島島内の火山ガス観測点．
□：測定局，+：雄山火口

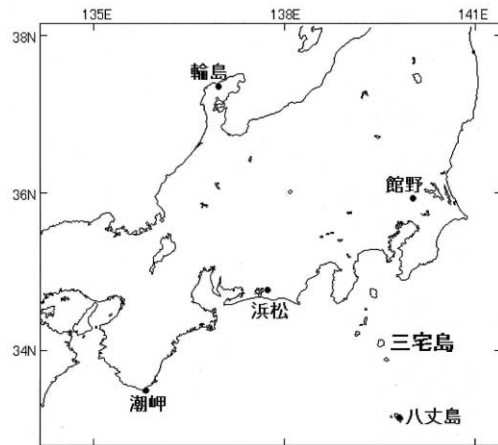


図3．三宅島の位置と周辺の高層気象観測点．

2.3 高層気象データ

高層気象データは，三宅島に最も近い高層気象観測点である八丈島のデータを用いた．高層風の観測点と三宅島の位置関係を図3に示す．高層気象観測は，3，9，15，21h (JST) の6時間毎に行われており，風データは全観測時に得られるが，温度や湿度のデータは9hと21hにのみ観測されている．

雄山山頂付近の風として，八丈島の指定気圧面925hPaの風向・風速を使用した．また，3000mまでの逆転層や大気の安定度について，温度データや式(1)で計算した温位の鉛直プロファイルを作成した．フルード数 (Fr) は式(2)で計算した．ここで， C_p ：定圧比熱， R_d ：乾燥空気の気体定数， g ：重力加速度， p_0 ：標準気圧， p ：気圧， T ：気温， T_0 ：最下層の気温（地表面を除く）である．式(3)で与えられる N はプラントパイサラ振動数， H は代表長さ（ここでは雄山の高さ）， U は火口高度付近の風速である．ただ

し、 N の中の $d\theta/dz$ は、最下層の観測点の高度（地表面を除く）と火口高度との間の温位勾配を表わしている。

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \dots\dots\dots(1)$$

$$Fr = \frac{U}{NH} \dots\dots\dots(2)$$

ここで、

$$N = \sqrt{\frac{g}{T_0} \frac{d\theta}{dz}} \dots\dots\dots(3)$$

2. 4 噴煙の地上観測映像

三宅島の地上観測映像は、2000年8月から2002年5月まで三宅島の火口付近およびその上空の自動連続撮影を行い、画像の一部がWeb上 [10] で公開されている御蔵島カメラによる画像および公開されていない広角観測画像と、気象庁によって三宅島島内で高感度カメラを用いて撮影されている遠望観測映像のうち、2001年11～12月を参照した。

3. 結果と考察

3. 1 2001年9月から12月の例外事例

表1に八丈島の925hPa高層風の流向が、火口を中心とした16方位で、各火山ガス観測点の方位から ± 2 ($\pm 45^\circ$) より外れているにも関わらず、0.5ppm以上のSO₂高濃度事象が記録されているイベントを示す。表にはイベントの日時と測定局、最も近い時刻の高層風の風速（ただし0hや6hについては前後の時刻で内挿）、NOAA画像が得られている日については衛星観測時刻と噴煙の流向も示す。また、3時間毎の地上天気図による概況も示す。天気図の欄で、Hは高気圧、Lは低気圧を示す。

表1. 2001年9月から12月の例外事例。

2001年	測定局	観測時刻(h)	風速(m/s)	NOAA観測時刻	噴煙流向	天気図
9/12	空港	20	9			寒冷前線通過
10/2	アカコッコ	22	13			Lの東進に伴って西高東低の気圧配置へ
10/22	伊ヶ谷	20,22	9			Lの接近
11/6	空港	10	28			寒冷前線通過
11/12	伊ヶ谷	6	5			Lの接近
11/13	阿古	4,6	12,9			前線を伴うL通過
11/23	空港	20	3	13:23	E	帯状Hに覆われる
11/24	空港	1-3	4	13:13	NNE	〃
11/25	逢の浜	14,17	1	13:05	E	Hが東へ移る
	空港	15	1			
12/6	空港	1-2	3			寒冷前線通過
12/10	阿古	0-1	3			西高東低の気圧配置で気圧の谷
		13-14	8			
12/11	阿古	0	9			〃
12/21	空港	6	9			四国沖にL
12/25	空港	1-2	5			四国沖にL
	アカコッコ	22-23	5			前線を伴うLの通過
12/29	阿古	9-10	6			Hの縁

三宅島付近への低気圧の接近や寒冷前線の通過が見られたり、高気圧の周辺部に位置する場合は、高層気象観測点の八丈島と三宅島が100km以上離れていることが原因と考えられる風の空間一様性の問題や、風向変化のタイムラグからだいたい理解できる。

しかし、高気圧が支配的な11月23～25日や、高層風データや気圧配置から空港局で検出されると予想される12月10日に空港局では高濃度が観測されず、阿古で観測されている状況はよくわからない。なお、11月23日の21時の高層観測によると、逆転層はなく、大気の状態は安定で、フルード数は0.47である。12月9日の21時は、高度1731 - 1819mに1.2℃の逆転層が見られ、1500mあたりまでの大気の状態は中立に近い安定でフルード数は0.95、12月10日の9時の大気の状態は、1423 - 1449mに0.7℃の逆転層があり、1500mまでの大気の状態はほぼ中立で、フルード数が0.55である。

気象庁による遠望観測映像は、高感度カメラによる観測なので、夜間の噴煙の様子も捉えられている。ここでは、11月23～25日と12月10日の空港付近（以後、空港カメラとよぶ）と小手倉鉄塔（阿古付近：以後、阿古カメラとよぶ）の映像を参照した。11月23日の20時ごろの映像では、噴煙が少し上昇しながらも、山麓に“もや”のように流れ下っている様子が、空港カメラで捉えられている。その後は、阿古カメラの映像から流向が島の北東部へ変化している様子がわかる。12月10日の0 - 1時ごろについては、空港カメラの映像では、噴煙はかなり大きな角度に拡がりつつ、島の西部方向に流れている様子がわかる。阿古カメラでは、0 - 1時ごろはあまり濃くないものの、2 - 3時頃は、はっきりと阿古に向かって流れ下っている様子が捉えられている。同日13 - 14時については、残念ながら阿古カメラの映像は12:30までしか得られていないが、阿古方面に噴煙が流れて来ている様子が捉えられている。空港カメラでは、13 - 14時頃までは阿古方面へ流れているが、14 - 15時には伊ヶ谷方面に流向が変化した様子が捉えられている。以上のことから、高層気象観測や天気図では捉えきれしていない、雄山山頂付近の局地的な風の影響で高濃度事象が起きたと考える。

3. 2 2002年1～7月のNOAA画像とSO₂高濃度事象・大気の状態

表2に衛星画像が得られた日についてSO₂高濃度事象時に最も近い時刻と低濃度日の

表2. 2002年1月から7月のSO₂高濃度事象日と低濃度日の大気の状態。

分類	2002年	時(h)	逆転層(m)	温度差(℃)	安定度	Fr	
高濃度	1/28	9	1732-2000	4.1	中立	∞	
	2/16	21	988-1036	0.4	安定	1.2	
			2296-2404	1.6			
	3/13	9	1021-1100	0.7	中立	4.5	
	4/1	9	1398-1439	1.0	中立	2.9	
5/19	9	737-896	0.9	安定	0.74		
低濃度	5/28	9	479-542	0.4	安定	0.65	
			2669-2863	0.5			
	6/7	21	9	856-923	0.3	安定	0.21
				2604-2703	0.5		
			834-933	0.3			
			1730-1884	0.8			
			2406-2645	1.0			
2847-2947	0.1						

9時と21時の火口高度から上空3000mまでの逆転層と大気の状態，雄山山頂付近の高度におけるフルード数の結果をまとめた．本文中では，高濃度事象日と低濃度日について，衛星データや高層風，地上観測画像の結果も述べる．

3. 2. 1 高濃度事象観測日

2002年1月28日の3・9・15・21hの風向は，286・286・284・258°と安定している．風速は，23・20・13・14m/sと強風であった．13:28のNOAA画像でも線状に細く移流する噴煙が見られた．SO₂高濃度事象は島内東側山麓のみで検出され，とくに空港局で1ppmをこえる高濃度が検出された．また，東大地震研究所火山センターの三宅島噴煙カメラ[10]では，東北東に吹き降ろす噴煙が見られた．典型的な強風のパターンである．9hの大気の状態は中立で，4.1°Cと比較的大きな逆転層が1700から2000m付近に見られる．

2月16日の3・9・15・21hの風向は286・17・358・228°と安定せず，9・4・2・6m/sと弱風であった．SO₂濃度は，9hに風向が大きく変わったとき，南西の阿古局で0.37ppmの小さなピークが現れ，夜間に逢の浜や空港局で高濃度事象が現れている．21hの大気の状態は安定で，1200m付近に1.6°Cの逆転層が見られる．フルード数は1.2で吹き降ろしが起きていたと思われる．

3月13日には，3・9・15・21hの風速が10・12・7・3m/sと夜間になって弱風になっている．SO₂グラフでは午前中に薄木で1ppmを超える高濃度事象が続いていたが，午後には島内の濃度が急激に下がっている．9hの大気の状態は安定で，フルード数が4.5と大きい．

4月1日の3・9・15・21hの風向は3・42・196・240°と変化が大きい．これより，図4aの三宅島の西側の白い部分も噴煙であると考えられ，図4bの6時の薄木局で3ppmを超える高濃度を引き起こしたと考える．9hの大気の状態は中立で，1400m付近に1°Cの逆転層が見られる．フルード数は2.9で，高濃度事象が起こることはうなずける．一方，3・9・15・21hの風速は14・8・3・9m/sであるので，3m/sと弱風の15h前後は低濃度である．しかし，10局すべてで3時間にわたる0.2ppm程度の増減が見られ，風向の変化のために吹き戻しが起きたと思われる．図49も吹き戻しの結果と理解される．

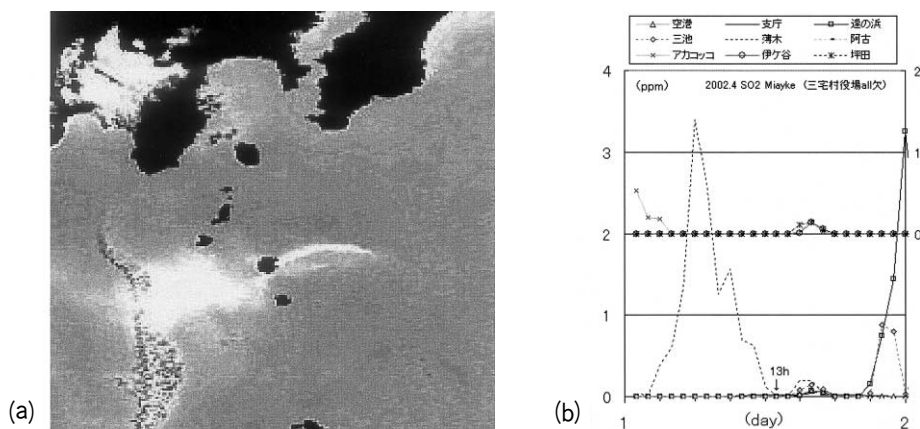


図4 . (a)2002年4月1日13:41のNOAA画像と(b)同日の島内SO₂濃度値変化．

5月19日の3・9・15・21hの風向は $263 \cdot 251 \cdot 233 \cdot 218^\circ$ と安定している．風速は $6 \cdot 7 \cdot 7 \cdot 7 \text{ m/s}$ とそれほど強風ではないが，NOAA画像（図5a）には島の東へ線状移流する噴煙が見られ，図5bに示されるように午前には7 ppmを超える高濃度事象がある．9hの大気の状態は安定で，火口高度付近に 0.9°C の逆転層がある．フルード数は0.74で吹き降ろしがあると思われ，逢の浜では2 ppm，三池局では4 ppmを超える高濃度が観測されている．

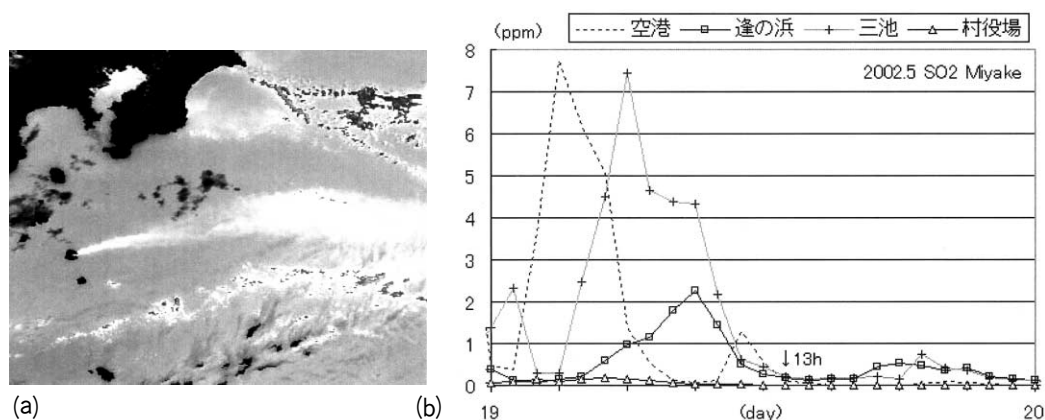


図5．(a)2002年5月19日13:15のNOAA画像と(b)同日の島内SO₂濃度値変化．

3. 2. 2 低濃度時

2002年5月28日の3・9・15・21hの風向は $228 \cdot 285 \cdot 292 \cdot 270^\circ$ であり，13:17のNOAA画像では東南東に噴煙が流れている（図6a）．風速は $8 \cdot 6 \cdot 7 \cdot 6 \text{ m/s}$ とあまり強風ではなく，島内ではSO₂が低濃度の状態が続いている．9hの大気の状態は安定（フルード数は0.65）なので，高濃度事象が起きないことはずける．しかし，21hの大気の状態は，高濃度事象が見られた5月19日の9hの状態と類似で，フルード数は0.94で19日の0.74よりも大きい，図6bからも明らかのように低濃度で推移している．地上天気図を見ると，19日は寒冷前線の通過後，翌日にかけて気圧の谷がゆっくりと移

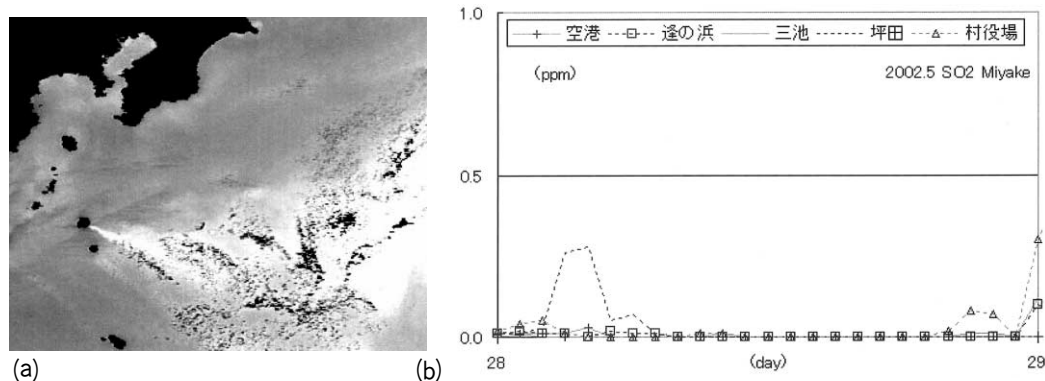


図6．(a)2002年5月28日13:17のNOAA画像と(b)同日の島内SO₂濃度の変化．

動中で、上空に寒気が入り大気の状態が不安定であったと記載されている[16]。一方、28日は高気圧が支配的である。これらの天気概況の違いが高濃度事象の有無を分けたと思われる。すなわち、高気圧に覆われて大気が安定な状況では低濃度で推移し、前線や気圧の谷が通過する際には比較的短期間で風の変化が起こるためと思われる。

6月7日の3・9・15・21hの風向は33・76・313・208°と変化が大きく、13:08のNOAA画像では三宅島付近に滞留する噴煙がみられる。風速は4・2・1・1 m/sと極めて弱風であり、島内は1 ppm以下である。本州付近は広く高気圧に覆われている。9hと21hの大気の状態は安定で、フルード数はそれぞれ0.16と0.21で小さく、高濃度事象が起こりにくい条件下と理解できる。

4. おわりに

これまでの研究で、三宅島島内で1 ppm以上の高濃度事象が起こる場合の条件は、火口高度付近の高層風が、8 m/s以上の強風時の風下にあたる局であることがわかった。ここでは、島内6箇所での火山ガス測定が開始された2001年の9月から同年12月までの、0.5 ppm以上の高濃度が観測されているにも関わらず、上記の条件を満たさない場合について、大気の状態や天気図、気象庁による三宅島島内遠望観測映像を検討した。

いくつかの事例については、天気図との照合から、三宅島付近への低気圧の接近や寒冷前線の通過、高気圧の周辺部にあたる時に約100 km離れた観測点の風データを適用するためであるとわかった。これらの情報からだけでは理解できない事例が残るが、それらは夜間に出現しているため、衛星データや噴煙映像による検討は困難である。気象庁の高感度遠望観測映像では、それらの時間に噴煙が測定局付近に向かっていている様子が確認できる場合があった。今後、MODISの夜間観測データ利用の検討や、遠望観測映像や地上風などの詳細な検討、地形の効果なども考慮する必要がある。

また、2002年1月から7月までのNOAA衛星データが得られている日の高濃度事象日と低濃度日の数例について、大気の状態を確認した。高濃度事象とフルード数とは概ね対応することがわかった。一方、風向・風速や大気の状態は類似でも、高濃度と低濃度の日があった。その場合でも、地上天気図に示される天気概況で判断できる可能性が示唆された。

比較的風が強くて、高濃度事象が起きている場合の大気の状態は中立か安定であった。他方、低濃度で推移する日の大気の状態は安定で、火口高度から噴煙高度にかけて顕著な逆転層は見られないことがわかった。

謝 辞

御蔵島カメラ映像を提供して頂いた東京大学地震研究所の寺田暁彦氏に深く感謝いたします。三宅島のSO₂データを提供された東京都環境局、NOAAデータを提供された鹿児島大学衛星画像受信解析システム運用委員会と三宅島島内の遠望観測カメラ映像をご提供下さいました気象庁に厚く感謝いたします。

参考文献

- [1] COSPEC 観測結果 : <http://staff.aist.go.jp/kazahaya-k/miyakegas/COSPEC.html>
- [2] 小山田恵・木下紀正・飯野直子・金柿主税 : 三宅島噴煙と火山ガス移流の衛星データによる検討, 日本リモートセンシング学会第29回学術講演会論文集, 37 - 40 (2000).
小山田恵・木下紀正・飯野直子・金柿主税 : 三宅島噴煙と火山ガス移流の衛星データによる検討 2000年10~12月, 日本リモートセンシング学会第30回学術講演会論文集, 57 - 60 (2001).
小山田恵・木下紀正 : 衛星画像に見る三宅島島内の火山ガス濃度, 日本火山学会2001年度秋季大会講演予稿集, 127 (2001).
小山田恵・木下紀正・飯野直子 : 2001年夏季のNOAA/AVHRRに見る三宅島噴煙, 日本リモートセンシング学会 第31回学術講演会論文集, 149 - 150 (2001).
- [3] SiNG Kagoshima: <http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/sing/>
- [4] K. Kinoshita, C. Kanagaki, N. Iino, M. Koyamada, A. Terada and A. Tupper: Volcanic plumes at Miyakejima observed from satellites and from the ground, *Proc. SPIE's Third International Asia-Pacific Environmental Remote Sensing Symposium 2002*, in press.
- [5] 木下紀正・小山田恵・飯野直子・金柿主税 : 三宅島火山ガスの動態と気象条件, 自然災害科学研究西部地区部会報, 25, 145 - 148 (2001).
N. Iino, K. Kinoshita, M. Koyamada, S. Saitoh, K. Maeno and C. Kanagaki: Satellite imagery of ash clouds of the 2000 eruption of Miyake-jima Volcano, *Proc. CERES International Symposium on Remote Sensing of the Atmosphere and Validation of Satellite Data, 13-18 (2001)*.
- [6] 飯野直子・小山田恵・木下紀正・金柿主税 : 三宅島噴煙と火山ガスの移流拡散形態, 第48回風に関するシンポジウム講演要旨集, 9 - 10 (2002).
N. Iino, K. Kinoshita, S. Torii and T. Yano: Satellite monitoring of advection of volcanic clouds, *Progress in Transport Phenomena, The 13th Int. Symp. on Transport Phenomena, 779 - 784 (2002)*.
- [7] 大気汚染物質広域監視システム「そらまめ君」: <http://w-soramame.nies.go.jp/>
- [8] 火山ガスのページ : http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/gas/public/index_p.html
- [9] 木下紀正 : 火山ガスの正しい理解を - 三宅島噴煙活動をめぐって -, 科学, 71, 1277 - 1279 (2001).
- [10] 三宅島噴煙観測カメラ : <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/topics/MIYAKE/kansi/>
- [11] 小山田恵・木下紀正・寺田暁彦・金柿主税・飯野直子 : 三宅島火山ガスの危険性評価, 自然災害科学研究西部地区部会報, 26, 29 - 32 (2002).
- [12] 鹿児島大学 噴煙火山ガス研究グループ : 噴煙と火山ガスの動態を探る - 三宅島2000年噴火にあたって -, 鹿児島大学, 143p (2001).
K. Kinoshita ed.: *Flow and Dispersion of Volcanic Clouds*, Kagoshima University 110 p (2001).
- [13] 飯野直子・木下紀正・小山田恵・金柿主税・寺田暁彦 : 三宅島山麓における火山ガス濃度変動と帰島問題, 第21回日本自然災害学会学術講演会概要集, 145 - 146 (2002).
- [14] 小山田恵・木下紀正・寺田暁彦・飯野直子・金柿主税 : 三宅島島内の火山ガス高濃度事象と八丈島高層風の特徴, 天気, 投稿中.
- [15] 木下紀正・小山田恵・金柿主税・飯野直子 : 三宅島噴煙のNOAA画像と火山ガス高濃度事象 - 2002年1月~9月 -, 鹿児島大学教育学部研究紀要(自然科学編), 54, 印刷中, (2003).
小山田恵・飯野直子・金柿主税・木下紀正 : NOAA/AVHRR画像における三宅島噴煙の経年変化, 日本リモートセンシング学会第33回学術講演会論文集, 65 - 66 (2002).
- [16] 日々の天気図 2002年5月 : 天気, 49, 554 - 555 (2002).

Satellite imagery of Miyakejima plumes and high concentration events of volcanic gas

Naoko IINO^{1*}, Megumi KOYAMADA², Kisei KINOSHITA²
and Chikara KANAGAKI²

¹Department of Mechanical Engineering, Kagoshima University

²Faculty of Education, Kagoshima University

*E-mail: iino@mech.kagoshima-u.ac.jp

Abstract

It has been identified by our previous studies that SO₂ high concentration episodes at Miyakejima are observed at the volcanic gas-measuring stations located in the lee of strong winds.

In this report, we discuss cases of the high concentration events, observed during September - December 2001, the causes of which were not clear in our previous studies, by analyzing the atmospheric conditions and the remote monitoring videos taken at Miyakejima. We also report several cases with satellite images during January - July 2002. For these cases we examined SO₂ concentrations, upper wind data, ground observation images, weather maps, and atmospheric stabilities.

Our results are that when the high concentration events caused by strong winds were observed, the atmosphere was neutral or stable. On the other hand, when high concentrations were not observed, the atmosphere was stable and there were no significant temperature inversions at altitudes between the summit and plume height.

S05

数値モデルを用いた三宅島火山ガスの 地表濃度推定の試み

千葉 長*・佐々木 秀孝・清野 直子・佐藤 純次
気象庁 気象研究所 環境・応用気象研究部

Estimation of surface SO₂ gas density of Miyake Island

Masaru CHIBA*, Hidetaka SASAKI, Naoko SEINO and Junji SATO
Atmospheric Environment and Applied Meteorological Research Department,
Meteorological Research Institute, Meteorological Agency of Japan
*E-mail: mchiba@mri-jma.go.jp

要 旨

数値モデルを用いた三宅島火山ガスの地表濃度を推定する方法の開発を行った。気象庁の領域スペクトルモデル(RSM)と非静力学モデル(NHM)の多重ネスティングによって三宅島を100m格子で表現できるようにした。噴煙モデルは火口からの噴出速度および濃度を火口中心からの半径の関数として与え、粒子追跡法(ラグランジュモデル)を採用している。サブグリットスケールの渦による拡散は、ガスの鉛直拡散については気象モデルから与えられる拡散係数によって、水平拡散は拡散係数を200m²/secとするランダムウォークモデルによって評価した。

実際の観測されたケースについて4例の実験を行い、そこそこの再現性を得ている。また風向、風速、安定度に関する感度実験を行った結果、風が弱いときには昼夜の地表濃度の差が著しいが(夜間に高濃度が発現する)、風が強くなるとこの差は小さくなり、風下側に高濃度領域が広がる事が確かめられた。風向に対する応答は特に北東風の時には大気安定度が大きいこともあって風下側の広範囲の領域にガスが広がる事がわかった。

1. はじめに

三宅島の火山噴火が発生し、全島民の避難が行われている。噴火口から放出されるSO₂の放出量は数万トン/日に達し、このため地表で観測されるガス濃度も環境基準をはるかに超える高いものとなっている。

地表面でのガス濃度を評価し予測を行うことができればこの情報は三宅島の災害復旧作業や島民が帰島した際の安全確保の観点からきわめて有益であると考えられ、われわれはこれを数値モデルを用いて行う仕組みの開発を行うとともに、これを用いた評価実験、感度実験を実施した。

2. モデルの構成および噴煙モデル

使用した数値モデルは気象庁が現業の天気予報モデルとして採用している領域スペク

トルモデル (RSM) と気象研究所が中心に開発を進めてきた非静力学モデル (NHM) である。外側境界および初期値は気象庁が行っている客観解析データ (GANAL) を用いている。図1はモデルのネスティングを模式的に示したもので一番外側がGANAL, 次がRSM10kmモデル, 次がNHM2kmモデル, 次がNHM400mモデルで最後に100m格子のNHMが三宅島全体を覆うようにカバーしている。島の地形はほぼ三宅島の実地形を模しているが、噴火によって生じた山頂での大規模な陥没地形は急峻ながけを作っており、差分モデルによる表現は著しく困難であるため、火口付近の地形は滑らかなものにスムージングを行っている。

噴煙は小さな粒子として取り扱い一つ一つの粒子を追跡していく粒子追跡法 (ラグランジュモデル) を採用している。一日3万トンのSO₂ガスが噴出すると仮定し、また一個一個の粒子は火口中心からの距離に応じた鉛直速度を持っている。粒子の放出密度も火口中心からの距離の関数として中心部ほど高く (4.5m/sec), 周辺では小さい (図2参照)。

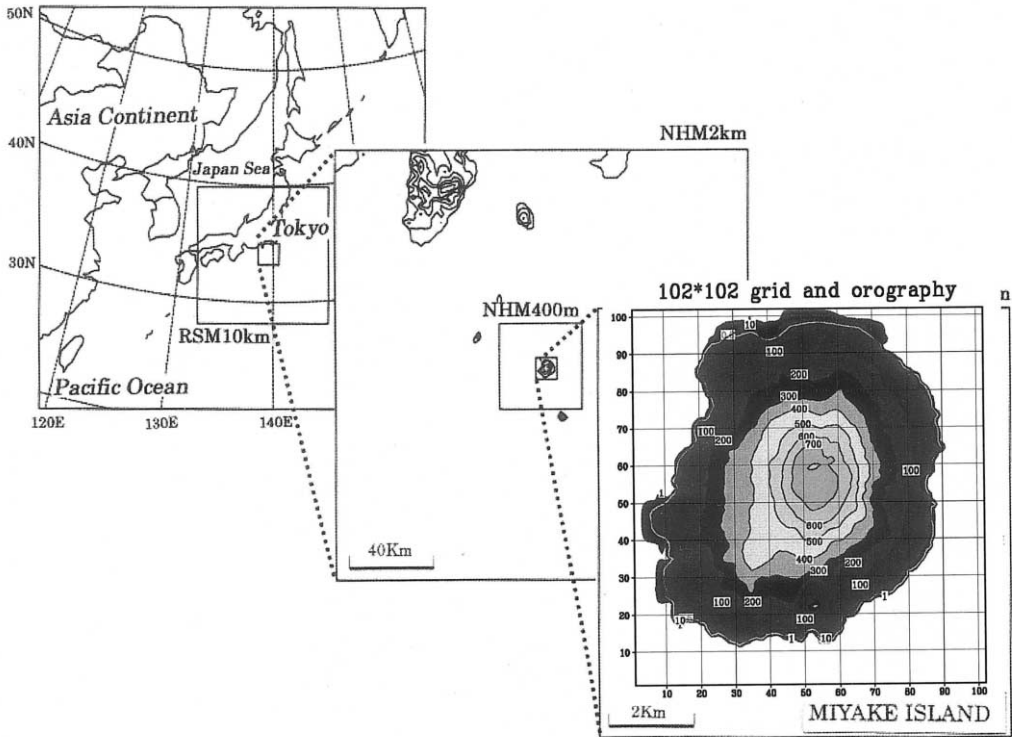


図1. ネスティングモデルの計算領域.

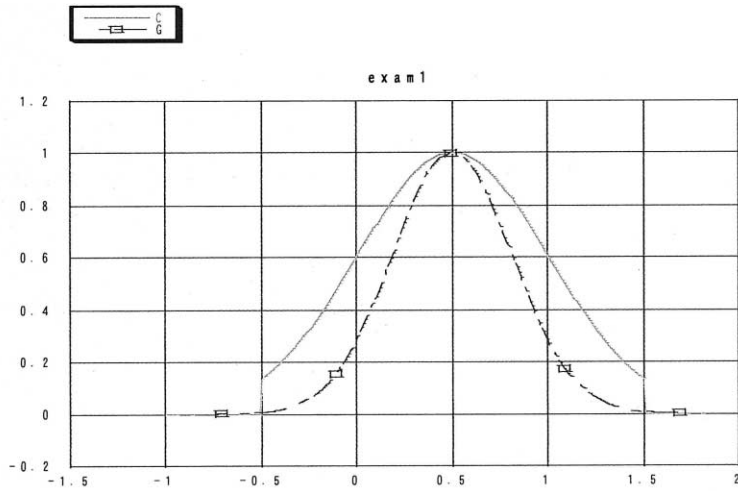


図2．ガス濃度分布（実線）と粒子の上昇流分布（破線）．

3. 再現実験

図3は実際に観測された事例について開発したモデルがどの程度の再現性を持っているかを比較したものである．事例によって濃度の予測は良く合うこともあればまずまずといった例もあるが，発現する時間についてはどの結果も実況を良く捕らえていると考えている．

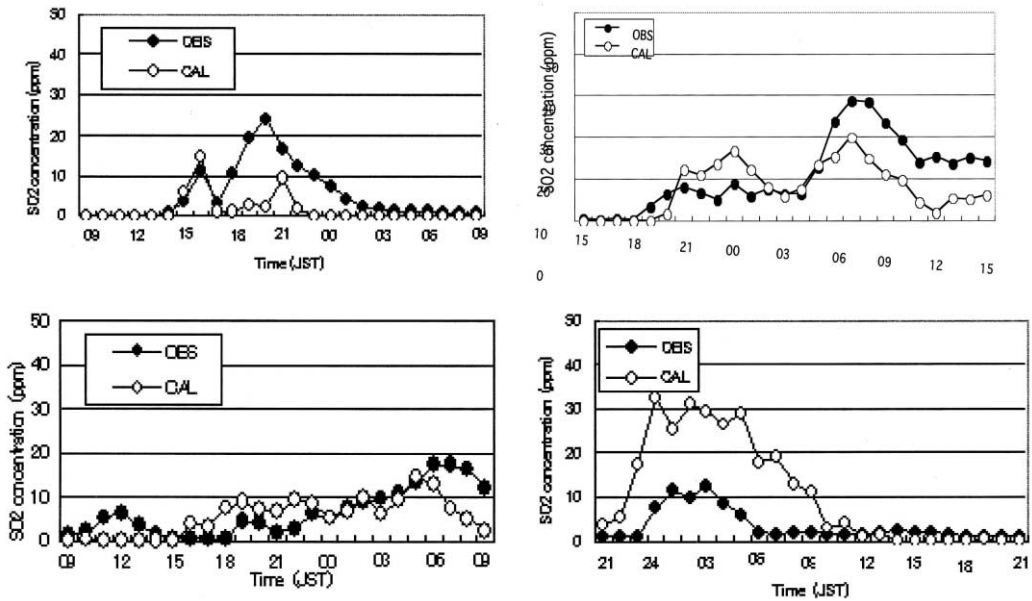


図3． 計算されたSO₂濃度と実測との比較（坪田） :モデル :観測．
 左上：2000年 12月3～4日 右上：2000年 12月5～6日
 左下：2001年 2月18～19日 右下：2001年 4月15～16日

濃度の予測は大気安定度に強く依存している．また風の強い場合，ガス濃度は流れの主軸に直角な方向に強い濃度勾配を持っており，わずかな風向のずれによって再現される濃度に大きな違いが出ることがわかる．このことは寒気吹き出しのときのように比較的風の向きが一定しているような場合にモデルは実況をよく再現する可能性が高いが，低気圧の通過などがある場合には風向きが変わるのでそのタイミングをはずさないように予測しなければいけないことを意味している．同時に天気が晴れになるか曇りになるかによって地表付近の安定度が変わるのでこの予測精度も十分高いことが求められる．

4. 感度実験

実況に基づいたモデルの検証実験は，これを開始した当時は三宅島にわずか3点のSO₂観測点があるだけであったので，これ以上同じ実験を行うことは困難であった．そこで，風向，風速，安定度などの関数としてSO₂ガスに地表面濃度はどのように変化するかについての実験を行うこととした．参照する大気は気象庁で行っているRSMによる三宅島に最も近いグリットポイント値（GPV）の統計を取りその平均的な風，温度の鉛直分布を求め，これを風上側での条件とする実験を行った．ここで示す結果は5，6月における統計をもとに作成した大気の鉛直構造を使っている（表1）．出現頻度のもっとも大きい風向は南西，ついで北東となっている．海上での地上風速は南西風で8m/sec，北東風では6-7m/secのところの出現頻度が高い．

図4は南西2m/secのケース，夜間は斜面を吹き降ろす風が火山ガスを地表面まで運んでくるので広い範囲で高濃度の領域が分布している．昼過ぎには逆に地面が暖められて斜面を這い上がる風が卓越することから火山ガスは山頂のほうに吹き上げられ，地表面濃度は小さくなっている．図5は4m/secの場合で大まかな特徴は図4と同じであるが風

表1．三宅島最近格子点)における海上風の風向風速別出現頻度分布．

PNT	4TERM=	1996	5	2000	6						Total
		45	90	135	180	225	270	315	360		
1	< 1.0	3	5	3	2	7	1	3	3		27
2	< 2.0	7	9	6	9	15	5	6	5		62
3	< 3.0	15	20	18	12	27	15	12	11		130
4	< 4.0	24	18	20	26	42	15	6	9		160
5	< 5.0	23	23	24	20	35	24	4	5		158
6	< 6.0	26	31	10	18	49	33	3	6		176
7	< 7.0	24	17	13	15	46	15	2	5		137
8	< 8.0	22	21	4	10	61	24	3	5		150
9	< 9.0	7	8	8	8	30	11	0	2		74
10	< 10.0	6	3	4	8	32	4	0	2		59
11	< 11.0	6	0	0	5	19	2	0	0		32
12	< 12.0	5	0	0	0	13	0	0	0		18
13	< 13.0	1	0	0	3	13	0	0	0		17
14	< 14.0	0	0	0	3	8	0	0	0		11
15	< 15.0	0	0	0	1	3	0	0	0		4
16	< 16.0	0	0	0	0	2	0	0	0		2
17	< 17.0	0	0	0	1	0	0	0	0		1
18	< 18.0	0	0	0	2	0	0	0	0		2
19	< 19.0	0	0	0	0	0	0	0	0		0
20	< 20.0	0	0	0	0	0	0	0	0		0
	Total	169	155	110	143	402	149	39	53		1220

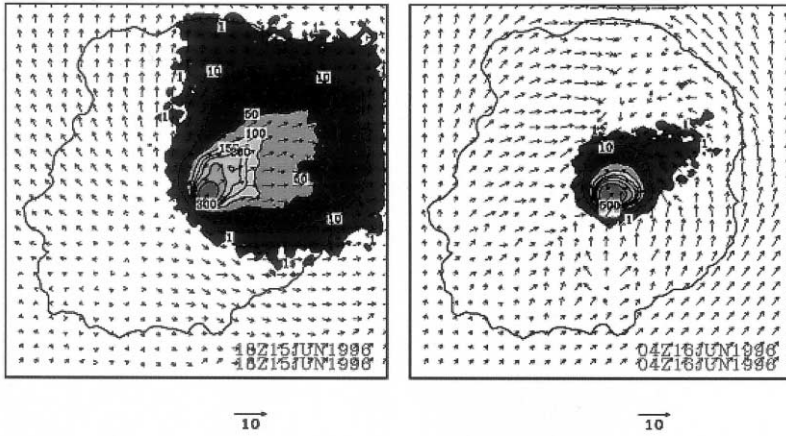


図4．南西2m/secの風 左側：午前3時 右側：午後1時．

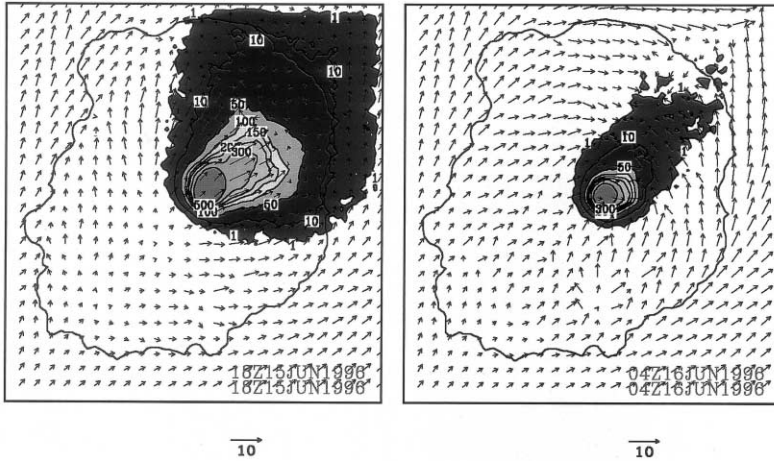


図5．南西4m/secの風 左側：午前3時 右側：午後1時．

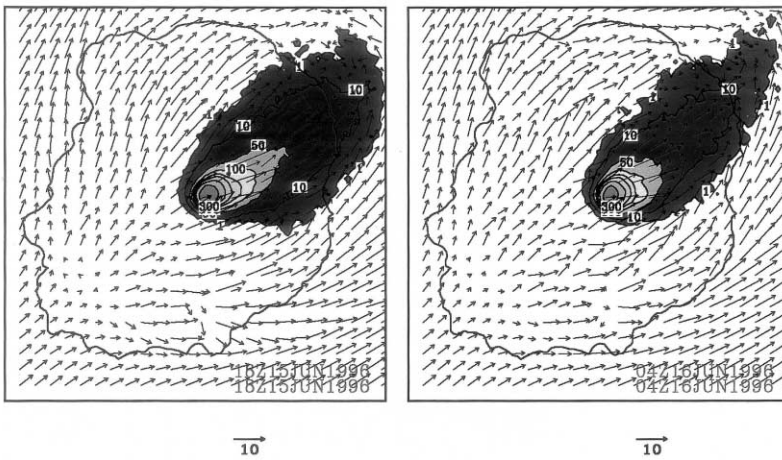


図6．南西8m/secの風 左側：午前3時 右側：午後1時．

下側に高濃度領域が広がっている。風速が8m/secとなると夜も昼も火山ガスは風下側に帯状に流れ、遠くまで高濃度領域が広がっている(図6)。三宅島の山の高さが約800m, プラントバイサラ振動数の逆数が約0.01であることから, 8m/secの風はフルード数で約1に相当する。

図7は風速4m/secのときの風向依存性を示している。北東風のときの広がりが一番大きくなっているのはこの風向のときの大気安定度が一番大きく, 火山ガスが大気下層に閉じ込められていることによっている。

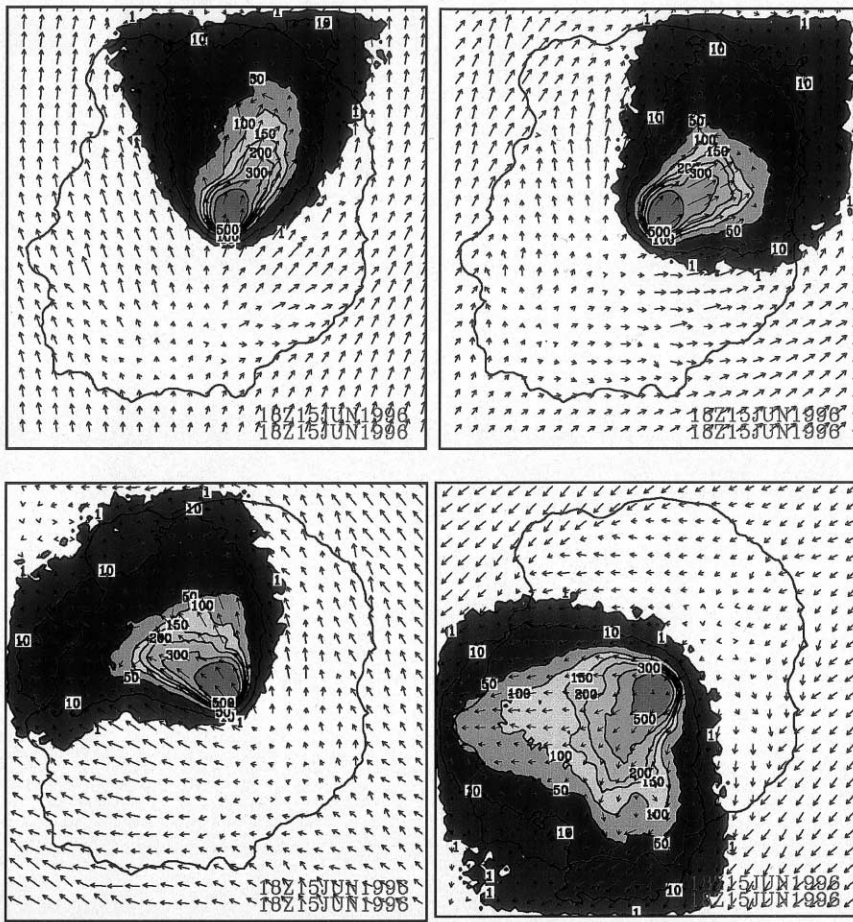


図7. 風速4m/sec, 午前3時における地表でのSO₂濃度.

左上: 南風 右上: 南西風
 左下: 南東風 右下: 北東風

5. まとめ

以上、実測濃度との対応、風向、風速への依存性について行ったモデル実験の結果を紹介した。これらをまとめると

実測濃度との対応

それなりに合う

合わない事例・・・総観場の変化が明瞭な例 気象場の再現性

夜間、安定度が強い場合 火口付近のガス拡散の気象条件依存性

濃度分布特性

海上風速 4 m/s 以下：夜間は島内風下側で高濃度が現れやすい

日中は島の中央山頂付近に向かう風が卓越、沿岸部では濃度低い

一般風速の増加と共に昼夜の濃度分布の違いは小さくなり風下側でSO₂が帯状分布

濃度分布は一般場の安定度及び地上付近の気温（地面温度）の日変化にも依存

という特徴が挙げられる。これからの課題としては大気安定度が強くて地表濃度が高くなる予想される北東風の事例の検証、島周辺の地形応答特性の解析を進めていきたい。

参考文献

Sasaki H, N. Seino, J. Sato and M. Chiba (2002): Development of a Dispersion Model for Volcanic Gas over Miyake Island, *J. Met. Soc. Japan*, 80, 1279-1288.

Estimation of surface SO₂ gas density of Miyake Island

Masaru CHIBA, Hidetaka SASAKI, Naoko SEINO and Junji SATO
 Atmospheric Environment and Applied Meteorological Research Department,
 Meteorological Research Institute, Meteorological Agency of Japan
 *E-mail: mchiba@mri-jma.go.jp

Abstract

We developed a method of estimating the ground level density of volcanic gases from Miyakejima, using a numerical model. We used a 100 meter grid nested within the territory spectrum model of the meteorological agency (RSM) and a non-hydrostatic model. The plume model adopts a Lagrangian approach, and gives the spouting speed and density as a function of the radius from the crater center. The spread by sub-grid scale vortices was estimated vertically with a diffusion coefficient from the weather model, and horizontally using a random walk approach which gives a diffusion coefficient of 200m²/sec. We were able to approximately obtain reproducibility for 4 observed cases. We also performed sensitivity experiments with stability, and wind direction and speed. When the wind is weak, there is a

considerable difference in surface concentrations between day and night, with high concentrations at night. When the wind is strong, the diurnal differences are small. With high atmospheric stabilities, the gas concentrations at the surface are high over a wide area leeward of the volcano, especially in north easterly winds.

S06 阿蘇・安達太良山における火山ガスの拡散

近藤 裕 昭

(独)産業技術総合研究所 環境管理研究部門

Volcanic gas diffusion at Mt. Aso and Mt. Adatarara

Hiroaki KONDO

Institute for Environmental Management Technology,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

E-mail: kondo-hrk@aist.go.jp

要 旨

平成9年に起こった3件の火山ガス死亡事故は、それぞれ異なった火山ガスのタイプによる事故であった。ここではそれらのうち阿蘇山と安達太良山について、模型実験と数値実験によって火山ガスの拡散状況を検討した結果を報告する。

1. はじめに

平成9年度は3回火山ガスが原因となる死亡事故が起こった。まず7月12日青森県八甲田山麓において自衛隊員が夜間訓練中に高濃度のCO₂がたまっていた窪地に転落し3名が死亡した。9月15日には、福島県安達太良山の沼ノ平火口の火口壁で道に迷った登山者が火口へ降りる途中硫化水素ガス吸い込み4名死亡した。さらに11月23日熊本県阿蘇山火口西駅付近で観光客が二酸化硫黄ガスによって(一説には塩化水素ガスとも言われているが)2名死亡した。この3地点で起きた火山ガス事故の原因となったガス成分はそれぞれ異なっている(表1)。

表1. 3地点の火山ガス事故における火山ガス成分と推定濃度。

・阿蘇山	: SO ₂	高温 (~140°C)	1 ~ 10ppm 程度
・安達太良山	: H ₂ S	低温?	数百 ppm (推定値)
・八甲田山	: CO ₂	低温 (10°C)	20% 程度

このように立て続けに起こった火山ガス事故について、旧科学技術庁では平成9年度に火山ガス災害に関する緊急研究を行った。ここでは、この緊急研究で行った阿蘇山と安達太良山について、火山ガスの拡散について模型実験と数値実験を行った結果について述べる[1, 2]。

2. 阿蘇における火山ガスの拡散

緊急研究を始めた当初、阿蘇山における状況には混乱があった。事故が起きたとき、現場の風速は3 m/s程度で弱風ではなかった。草津白根山などの硫化水素による火山ガ

ス事故などの場合では、低温のガスが地形沿って流れあるいは窪地に滞留してそこに人が入り込んで起こったもので、非常に風が弱い場合に起きている [3] . 一方で直江らは、阿蘇において弱風時には火口上空に火山ガスが蓄積して高濃度になることを指摘している [4] . 火山ガスの比重は前者が重く、後者が高温の影響で軽いにもかかわらずいずれも弱風時に高濃度になるという結果であり、ガスが重いのか軽いのか、弱風時と強風時のどちらが危険なのか誰も回答できない状況であった . このため、まず旧資環研の風洞を用いた模型実験と、火山ガスの浮力に着目した数値実験を行った .

これらの実験を行うためには、火山ガスの発生源の位置、ガスの温度と量に関する情報が必要である . 発生源の位置は、小坂 [5] により図 1 の地点に設定した .

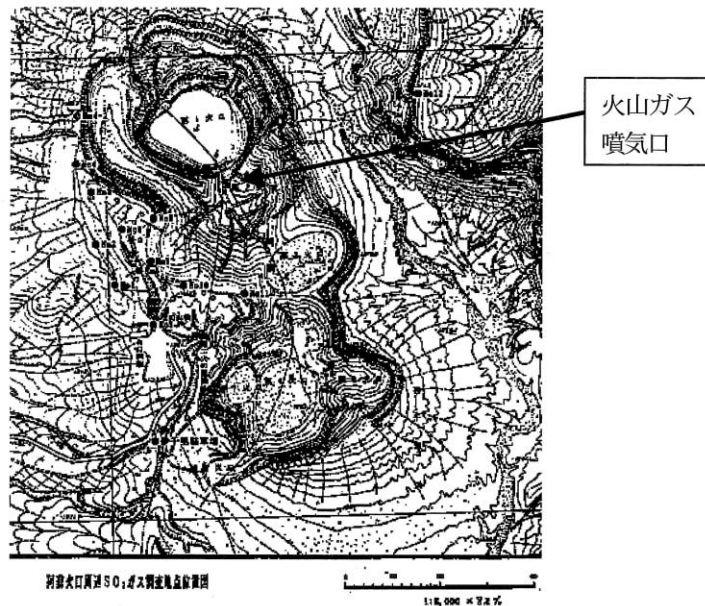


図 1 . 阿蘇山の地形と噴気口の位置 (環境庁資料 [6] より) .

二酸化硫黄の量は、太田 [7] により平穏時の値である40t/dayとした . またガスの温度は環境庁資料より90℃とした . 風洞模型は1/1000として高度1130mより上の部分を作成した . 風洞風速はこの風洞で設定できる最低風速の0.2m/sとしたが、これは実風速に換算すると約9m/sになる . また、風洞での噴出ガス量は2.5L/sとした .

風洞実験の結果を図 2 に示す . ここで左側の図は模型表面ごく近くでの濃度 (ただし火口内では高度1250mに相当する高度での濃度) , 右側は地上50mに相当する高度での濃度分布 (SO₂の濃度に換算してある) である . 左図では星形のところに噴気口があるが、火口内におきている逆流のため噴気は一旦風上側の火口壁に運ばれ、そこから上昇してくる . この実験での南側の展望台付近でのSO₂濃度は約0.5ppm程度である . 若干濃度が低めなのは、火口内でガスが一旦拡散してから火口外へ出てくるためと考えられる .

高温の火山ガスの浮力の影響を見積もるために、一般化座標の標準 $k-\epsilon$ モデルを用いた火口周辺の気流計算と Lagrangean 粒子拡散モデルによる濃度計算を行った . 粒子拡散には Luhar and Britter [8] の方法を用いた . 火山ガスの浮力を推定する条件としては次のように考えた . まず噴気の浮力フラックス

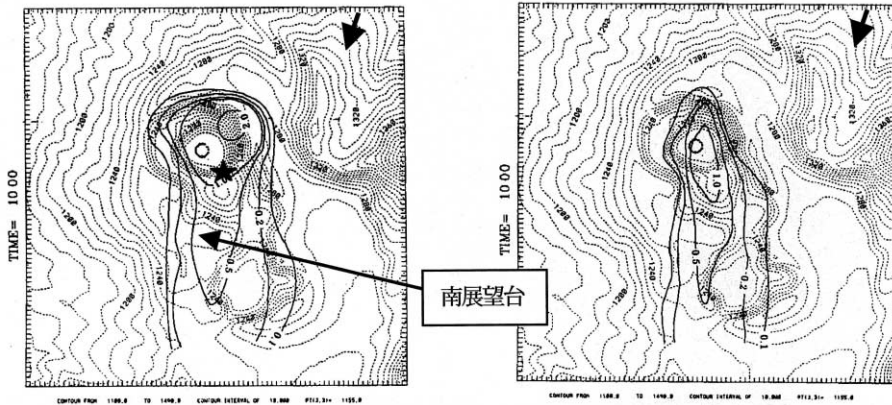


図2．風洞実験の結果．左側が地上付近，右側が地上50mに相当する．等値線（太線）はSO₂への換算濃度で単位はppm．図は上方が北．矢印で流入風の風向を示す．

$$F_b = r_s^2 w_s g \frac{\Delta T}{T_0}$$

を考える [9] . ここで w_s は噴気口の出口での排出速度 (10m/s) , r_s は噴気口の直径 (0.5m) , g は重力加速度 , ΔT は噴気と周りの空気の温度差 (90K) , T_0 はまわりの空気の温度 (280K) である ($F_b = 7.9$) . このような噴気口がここでは25個あるとすると $F_b = 200$ となる . 次に無次元浮力パラメータ F_*

$$F_* = \frac{F_b}{w_*^2 \bar{u} z_i}$$

を考える . ここで w_* はDeardorffの速度スケール (1 m/s) , \bar{u} は平均風速 (10m/s) , z_i は対流境界層の高度 (400m) である . 以上 () 内の値を用いて計算すると $F_* = 0.05$ となる .

浮力を考慮した場合と考慮しなかった場合について , 地上でのSO₂濃度を見ると図3のようになる . 浮力を考慮しない場合 , 南展望台付近でのSO₂濃度は20ppmを超えるのに対し , 浮力を考慮した場合にはSO₂濃度は5 ppm程度にとどまる .

3. 安達太良山における火山ガスの拡散

安達太良山でおきた火山ガス事故について , 火山ガスが出た位置 , 量 , 温度の詳細についてはよくわかっていない . 福島県の事故約1ヶ月後の調査によれば [6] , 現場付近の谷筋の地上1mの高度で400ppm以上の硫化水素が検出されている . 当時沼ノ平の火口底では噴気活動が比較的活発であり , 高温の水蒸気とともに火山ガスが出ていたが , 事故現場での硫化水素の噴出はこのような活動によるガスの噴出ではないとされている .

このように火山ガスの発生に関する情報が乏しいので , 事故が弱風時に起きたことを考えて水槽実験によって火山ガスの拡散を定性的に調べてみた . 模型は1/2000で図4の範囲を作成した . 発生源として福島県の調査で火山ガスの噴出が活発であった沼ノ平火口底の4カ所と事故現場の合計5カ所より染料を放出してその拡散の状況を観察した .

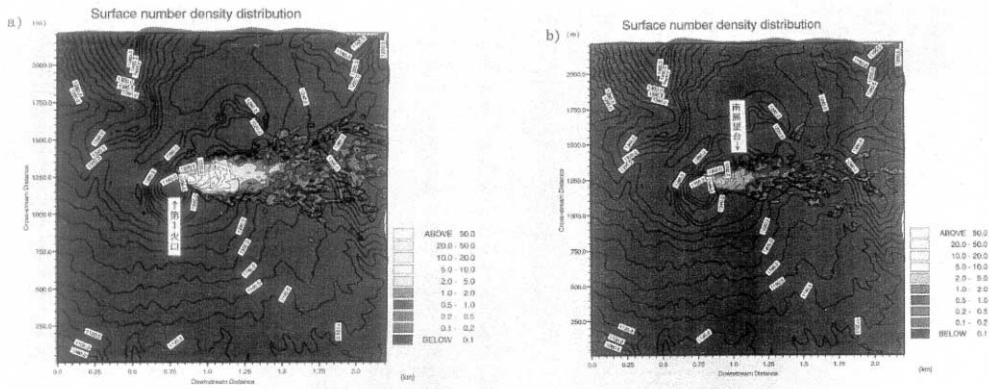


図3．計算によるSO₂の地上濃度．左側が浮力を考慮しない場合．右側は考慮した場合．

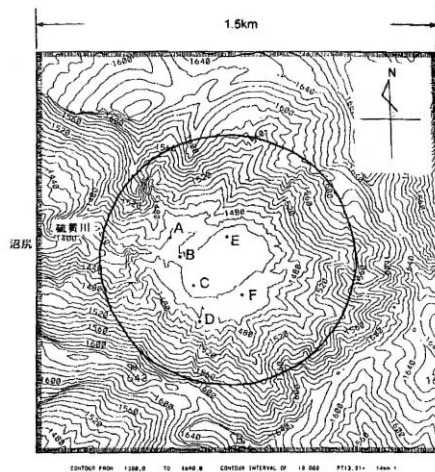


図4．模型を作成した範囲と染料を放出した位置．Fからは放出していない．

この際、模型を冷蔵庫に入れて冷やす（模型温度は7℃程度）、水中に長時間静置した後実験を行う（水温と模型温度がほぼ同じ）、模型をホットカーペットで長時間暖めてから（模型温度は32℃程度）実験を行う、の3ケースについて実験を行った。なお、水温は17 - 19℃の範囲にあった。また使用した染料は火口底の4地点からは黄色いフルオレセインナトリウム、事故現場からは青色のプリリアントブルーに1%塩水を加えて少し比重を重くした状態で流出させた。結果を図5に示す。図5の結果より染料の拡散の状況は、模型の温度によって大きく異なることがわかる。図5cの状態は、火口底が暖まっている場合、また日射によって地面全体が暖められている状態に対応するが、このような状況下では沼ノ平全般に火山ガスが漂っており、事前にガスのにおいを感知できたはずである。

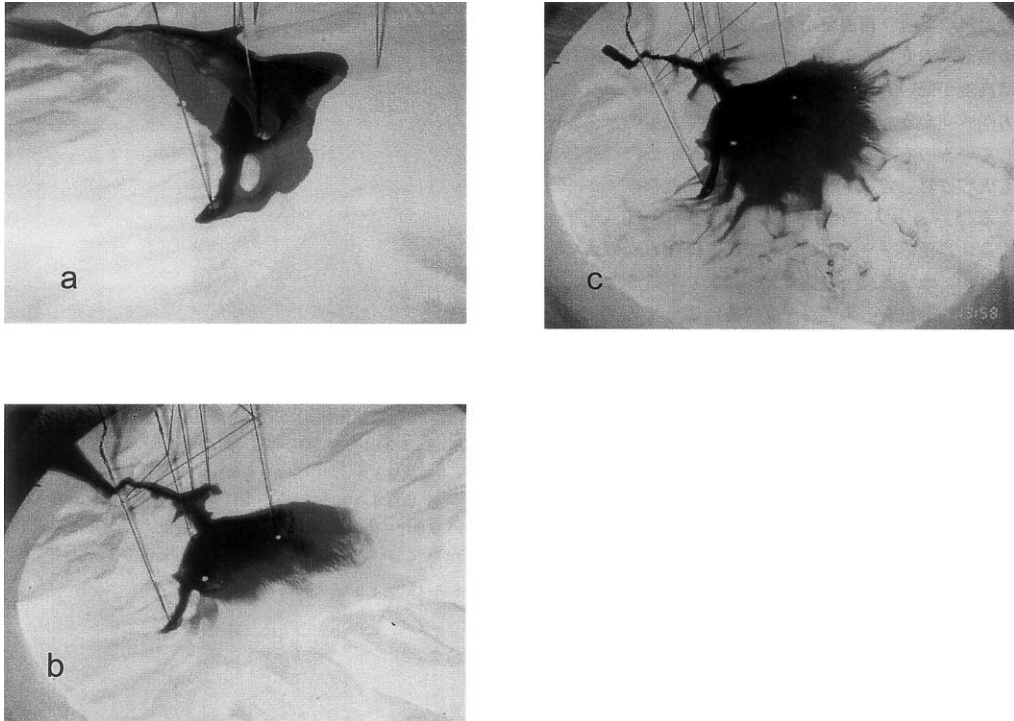


図5 . a : 模型を冷やした場合、すべての染料は地形に沿って流れていく . b : 水と模型が等温の場合、一部が沼ノ平に溜まって拡散する . c : 模型を暖めた場合、拡散はさらに進み、青色の比重の重い部分も上方にも拡散する .

4. まとめ

以上平成9年度科学技術庁科振費緊急研究で行った阿蘇山と安達太良山における火山ガスの拡散について簡単に報告した。火山ガス災害の予測には火山ガスの発生する場所、量、温度（密度）、成分の情報が必要である。また、大気中に火山ガスが放出されたあとも、急激な温度変化、複雑な地形、水蒸気の変相に伴う濃度変化等扱いが難しい問題が多く取り残されており、今後の研究の進展が望まれる。

謝 辞

本研究にあたりご協力をいただきました環境庁、福島県、青森県の皆様に感謝します。

参考文献

- [1] 水野建樹・近藤裕昭・菱山剛秀・政春尋志・久松文男：火山ガスの局所拡散シミュレーションによる火山ガス災害の気象・地形条件に関する研究，平成9年度科学技術振興調整費火山ガス災害に関する緊急研究成果報告書，80 - 91 (1999)。
- [2] 近藤裕昭・水野建樹・劉発華・福田寿：火山ガスの拡散シミュレーション，資源と環境，8，123 - 138 (1999)。
- [3] 小坂丈予：火山ガスによる中毒事故，中毒研究，123 - 132 (1992)。
- [4] 直江寛明・池辺伸一郎・木下紀正・金柿主税・今村和樹：阿蘇草千里におけるSO₂高濃度

- 事象の気象解析, 日本気象学会1994年秋季大会予稿集 (1994).
- [5] 小坂丈予: 私信 (1999).
- [6] 環境庁: 平成9年度阿蘇火山ガス濃度測定調査解析報告書 (1998).
- [7] 太田一也・松尾細道・鎌田政明: 阿蘇火山における二酸化イオウ放出量の観測 (1976 - 1982年), 阿蘇火山の集中総合観測 (第2回 1981) 報告, 85 - 88 (1984).
- [8] Luhar, A.H. and R.E.Britter: Random-walk modelling of buoyant-plume dispersion in the convective boundary layer, *Atmospheric Environment*, 26A, 1283-1298 (1992).
- [9] Deardorff, J. M., Laboratory experiments on diffusion: The use of convective mixed-layer scaling, *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 1143-1151 (1985).
- [10] 福島県: 安達太良山火山ガス性噴出状況業務報告書 (1998).

Volcanic gas diffusion at Mt. Aso and Mt. Adatarata

Hiroaki KONDO

Institute for Environmental Management Technology,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
E-mail: kondo-hrk@aist.go.jp

Abstract

Three volcanic gas disasters occurred in 1997 at Mt. Hakkoda, Mt. Adatarata and Mt. Aso, and 9 people were killed. The volcanic gas of these three disasters was CO₂, H₂S, and SO₂, respectively. Here numerical simulation and physical model experiments were conducted to analyze the volcanic gas diffusion in the vicinity of the crater.

S07 メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送 モデルによる三宅島噴煙の数値シミュレーション

西 沢 匡 人

日本原子力研究所

Numerical simulation of volcanic gases from the Miyake Island by chemical transport model coupled with mesoscale meteorological model

Masato NISHIZAWA

Japan Atomic Energy Research Institute

E-mail: mnishi@sakura.tokai.jaeri.go.jp

要 旨

三宅島の噴火に伴う火山ガスの放出により、関東・中部・関西地方において高濃度の二酸化硫黄 (SO_2) が観測された2000年8月下旬から9月を対象に、メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルを用いて、この火山ガスの動態の数値シミュレーションを行った。その結果、火山ガスの本州への到達において、日本周辺に位置していた低気圧、台風、前線、移動性高気圧が重要な役割を果たした。

1. はじめに

東京都の南方約200kmに位置する三宅島雄山は、2000年8月18日に発生した大規模な噴火以降、現在に至るまで大量の火山ガスや火山灰を放出し続けている。風早らによるCOSPECを用いた二酸化硫黄 (SO_2) 放出量の観測結果によると、2000年8月下旬から2002年5月中旬までの日平均放出量は約3万トン、総放出量は約1500万トンにおよぶ [1]。特に2000年8月下旬からの1年間の総放出量は約1000万トンである。これは中国における人為起源の SO_2 年間排出量 (約2000万トン) の半分、日本における人為起源の SO_2 年間排出量 (約80万トン) の12.5倍に相当する [2]。

この噴火によって大気中に放出された火山ガス中の SO_2 は、その時々気象条件によって日本上空に高濃度状態をもたらす。実際、大規模な噴火以降、 SO_2 濃度の環境基準 (1時間値が0.1ppm以下) を超える観測値、それに伴う強い異臭が各地で報告された。

三宅島噴火の環境への影響は、高濃度の SO_2 による異臭だけでなく、 SO_2 の酸化によって生じる硫酸イオンの沈着量増加や降水のpH低下にもおよんだ。噴火以降、酸性物質の沈着量の観測データが蓄積されるにつれて、降水中の化学組成と三宅島噴火との関連を論ずる研究結果が多く発表されている (たとえば [3])。

こうした背景の下、本研究では、三宅島噴火からの火山ガスの放出による日本周辺の SO_2 濃度と硫酸イオンの沈着量増加を定量的に評価することを目標に、大気化学物質の輸送モデルを用いた数値シミュレーションを行った。特に、大規模な噴火が起こり各地で異臭が発生した2000年8月下旬から9月を対象に、(1) 三宅島からの火山ガスの挙動と

気象条件との関連，および(2) 関東・中部・関西地方のSO₂濃度分布と硫酸イオンの沈着量分布に対する三宅島噴火の影響を調べた．

2. モデルの概要

三宅島からの火山ガスの動態を再現するために，本研究では，メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルを使用した．これは，気象モデル内に大気化学物質の移流・拡散・化学反応・沈着過程を挿入することによって，気象場（風速，気温，水蒸気量，拡散係数など）と化学物質の濃度および沈着量を同時に計算するものである．

今回使用したモデルでは，気象場の計算を，ペンシルバニア州立大学とNCARによって開発されたメソスケール気象モデルMM5によって行った．このモデルはいわゆるコミュニティモデルで，入手および利用が自由であり，世界各国で気象予報や気象研究の分野で用いられている．

大気化学物質の輸送モデルは，次式のように σ 座標系で書かれ，MM5のスカラ変数（水蒸気量，雲水量，雨水量）に対する式と同じ形を取る．

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{P_0 - P_{top}}{P_{surf} - P_{top}} = \frac{P_0 - P_{top}}{P^*} \\ \frac{\partial C_i^*}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{C_i^* u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{C_i^* v}{m} \right) \right\} + \frac{\partial C_i^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} - C_i \cdot DIV \\ &= m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial C_i^*}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial C_i^*}{\partial y} \right) \right\} + \left(\frac{g}{P^*} \right)^2 \rho_0 \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\rho_0 K_z \frac{\partial C_i^*}{\partial \sigma} \right) + R_i + S_i + D_i \\ DIV &= m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^* u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p^* v}{m} \right) \right\} + \frac{\partial p^* \dot{\sigma}}{\partial \sigma} \end{aligned}$$

ただし， i は化学物質の番号， C_i ($= C_i^*/p^*$)は化学物質濃度， ρ_0 は空気の密度， u, v は風速成分， m はマップファクター， g は重力加速度， K_h, K_z はそれぞれ水平，鉛直方向の拡散係数， R_i は化学反応項， S_i は放出源項， D_i は沈着項， DIV は発散項を表す．水平・鉛直移流項は，それぞれTVD法[4]，一次の風上差分法を用い，拡散項は2次の中心差分法を用いて計算した．化学反応過程は，Lurmann *et al.* [5]の気相化学反応メカニズムを用い，セミインプリシット法[6]によって計算した．乾性沈着過程は，場所を問わず物質毎に一定の乾性沈着速度を，モデルの最下層に適用して除去計算を行った．湿性沈着過程は北田[7]による方法を，降水が起こっている全ての気柱に対して除去計算を行った．そして，Time-splitting法を用いて上記の各過程を順々に計算して時間積分を行った．

3. シミュレーション条件

前章で述べたメソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルの計算領域は，図1に示すように東北地方南部から関西地方までをカバーしている．計算領域は，水平方向を80×80のセルで分割し，セル幅を10kmとした．また，鉛直方向を地上から約300hPaまでを σ 座標上で23層に分割した．計算期間は2000年8月20日00GMTから10月1日00GMTまでの42日間である．

気象場の計算において，初期・境界条件およびナッジングによる4次元同化用のデー

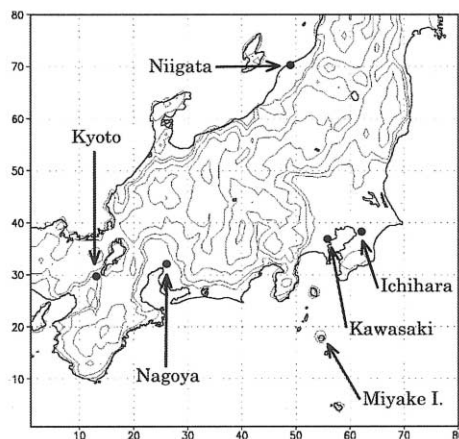


図1．シミュレーション計算において設定した領域．黒丸（●）は，SO₂濃度の比較に用いた国設大気環境測定所を示す．

タを，気象庁提供の全球客観解析データ，アメダスデータ，地上気象観測原簿，そして高層気象観測データから，MM5のプリプロセッサである regridded, little_r, INTERPF によって作成した．また，標高，植生分布，海陸分布データとして USGS データを使用し，海面温度として NCEP Reynolds OISST データを使用した．

大気化学物質の初期条件は，日本周辺のバックグラウンド濃度を設定した．境界条件も初期条件と同様の濃度を設定し，時間に対し一定とした．地上から排出される化学物質は，アイオワ州立大学 CGRER で作成されたデータを使用し，NO_x，SO₂，NMVOC を考慮した．三宅島噴火による火山ガスは，放出物質を SO₂，放出量を 40000 (ton SO₂/day) とし，810～1500m の範囲にあるグリッドボックスから一様に放出させた．

本研究では，日本周辺の SO₂ 濃度と硫酸イオンの沈着量増加を定量的に評価するため，三宅島噴火による SO₂ 放出を「有り」と「無し」の 2 ケースの計算を行った．

4. 結果と考察

4. 1. 計算結果と観測データとの比較

図2は，2000年9月のモデル最下層における SO₂ 濃度の時間変化を，国設大気環境測定所（以下国設局）で測定された時間変化と比較したものである．比較に用いた測定点は，千葉県市原市，川崎市，新潟市，名古屋市，京都府八幡市の5点である．

図2によると，三宅島から離れた3点（新潟，名古屋，京都）では，濃度や期間に多少の差はあるものの，測定値に時々現れるピークを再現している．このピークは，図示しないが SO₂ 濃度分布を調べた結果，三宅島火山ガスによるものであることがわかった．

比較的三宅島に近い2点（市原，川崎）においてでも，三宅島火山ガスによる濃度のピークは捕らえられている．しかし，両測定点における計算値のピークがほぼ同時期に現れるのに対し，測定値の方では各々異なる時期にピークが現れることがある．この例を図2中にアルファベットで示す．両測定点間の距離が約40kmと近接していることを考えると，三宅島からの噴煙は，放出直後はあまり拡散されずに細長いプリュームの状態では輸送されているものと考えられる．このことは人工衛星から撮影された画像からも確認することができる（たとえば [8]）．

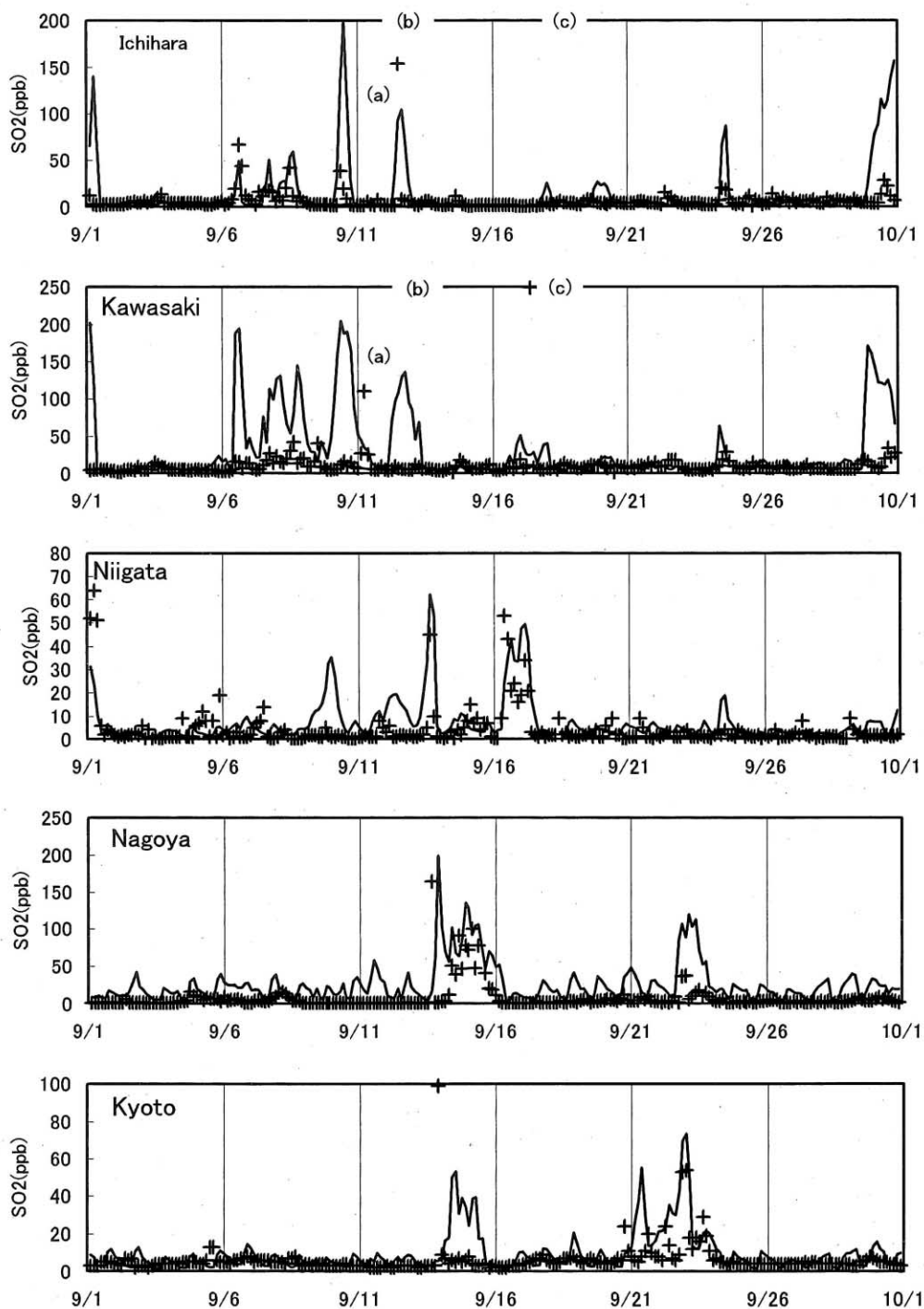


図2. 2000年9月の国設局におけるSO₂濃度の測定値と計算値の比較. +印は測定値, 実線は計算値を示す. 測定点の位置については図1を参照. アルファベットについては4.1節を参照.

4. 2. 三宅島火山ガスの本州到達時における気圧分布

今回のシミュレーション計算期間中、本州上空に三宅島からの火山ガスの到達により、各地で高濃度のSO₂が断続的に観測された。ここでは、(1)関東・東北地方、(2)東海・北陸・関西地方、そして(3)関西以西での火山ガス到達事例を取り上げ、図3のように地上SO₂濃度分布と地上天気図を比較し、高濃度時の気圧分布について調べた。なお、古野らは、2000年10、11月に続発した東海地方における高濃度のSO₂と気圧配置との関連を調べた。そして、この地方での濃度上昇は、主に日本を覆っていた移動性高気圧が日本の東海上に移し、気圧の谷が近づきつつあるパターンで発生したという結論を得ている[9]。

まず、9月12日に三宅島火山ガスが関東・東北地方に到達した事例では、北海道の東海上に中心を持つ低気圧と、そこから寒冷前線が南西方向に張り出していた。この気圧配置において、三宅島上空の風は、低気圧の中心に流れ込む形を取り、結果としてSO₂高濃度がこの地方に発生したと考えられる。

9月15日に三宅島火山ガスが東海・北陸・関西地方に到達した事例では、日本の南海上にある熱帯低気圧の東側の南西方向の風が、日本に向かうにつれて東シナ海上に位置する台風14号に流れ込むように風向を南西から西南西に変え、それが東海・北陸・関西地方に高濃度をもたらしたと考えられる。

9月21日に三宅島火山ガスが関西以西に到達した時、三宅島上空では、日本海上に中心を持つ移動性高気圧の南縁を流れる風が、火山ガスを関西以西に輸送したのと考えられる。

このように、シミュレーション計算期間中の三宅島火山ガスは、日本上空にある低気圧、台風、前線、そして移動性高気圧等によって輸送方向を変え、高濃度のSO₂を各地にもたらしたことがわかった。

4. 3. 三宅島火山ガスがSO₂濃度と硫酸イオン沈着量に及ぼす影響

図4に地上SO₂濃度と硫酸イオン(SO₄²⁻)沈着量(乾性、湿性沈着量の合計)に対する三宅島火山ガスの寄与率を示す。ここで寄与率は、“(火山ガス放出有り - 火山ガス放出無し) / 火山ガス放出有り × 100 (%)”によって算出される。SO₂濃度については9月の平均濃度を、SO₄²⁻沈着量については9月分の総量を用いて寄与率を求めた。

SO₂濃度に対する三宅島火山ガスの寄与率は、関東平野、濃尾平野、そして地方都市を除く計算領域の大部分で90%を超えた。特に海上のような人為起源のSO₂の影響が少ない場所では95%を超える寄与率を示している。ちなみに海上における火山ガス放出有りの時のSO₂平均濃度は約2～5ppbであったのに対し、無しの時のSO₂平均濃度は約0.1～0.2ppbであった。

一方、SO₄²⁻沈着量については、関東・甲信越・東北地方、そして遠州灘沖で50%を超える三宅島火山ガスの寄与率を示した。特に新潟県、福島県では、寄与率が90%を超える地域があった。

3章で述べたように、今回のシミュレーション計算期間における三宅島からのSO₂放出量は40000(ton—SO₂/day)一定とした。風早らによると、8月下旬から9月中旬の火山ガス放出量の測定体制はまだ整備されていなかったため[1]、今回設定した放出量は実際の放出量とはかなり異なる可能性もある。そのため、SO₂放出量の増減に対する濃度および沈着量の感度解析や広範囲にわたる測定値との比較・検証を行い、SO₂放出量測定開始時(8月下旬～9月中旬)における妥当な放出量を推定した上で寄与率を計

算する必要があると考えられる。

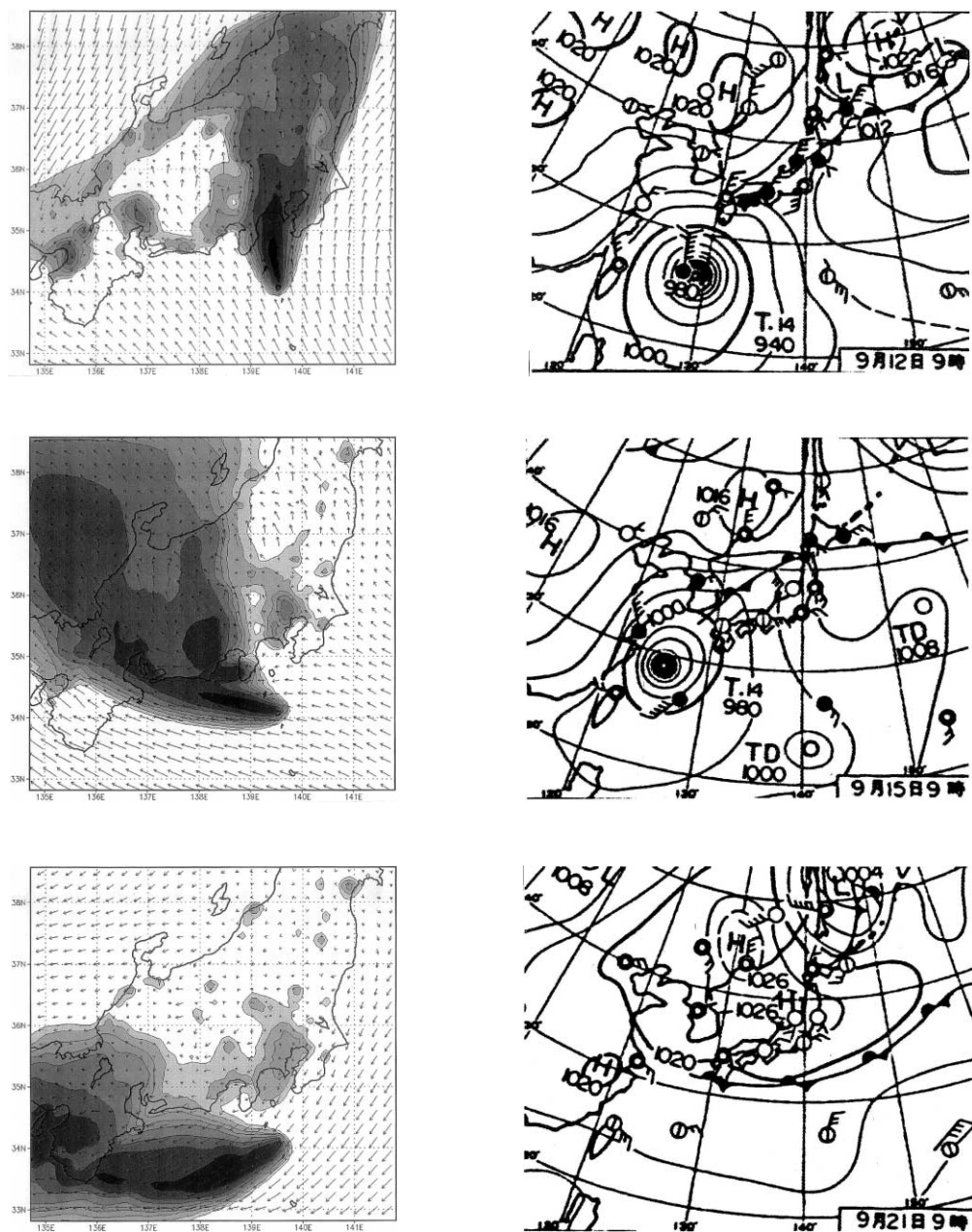


図3．三宅島火山ガス本州到達時の地上SO₂濃度分布および風速ベクトル（左）と、同時刻の地上天気図（右）．上段から9月12日09JST，21日09JSTの順に並んでいる．濃度分布の等値線は，1，2，5，10，20，50，100，200，500ppbの順に引いている．

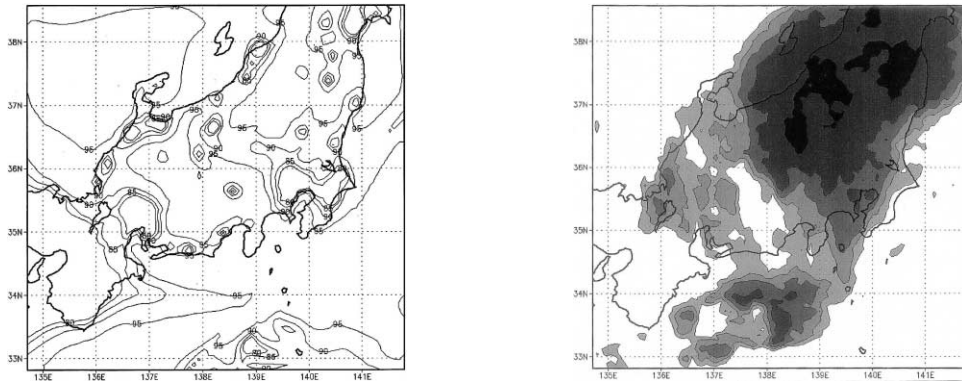


図4．三宅島火山ガスが、地上SO₂濃度（左図）とSO₄²⁻沈着量（右図）に及ぼす影響．左図の等値線は80, 85, 90, 95（%）の順に引いている．右図の濃淡部は50（%）から描かれ、等値線は50, 60, 70, 80, 90（%）の順に引いている．

5. まとめ

本研究では、三宅島噴火からの火山ガスの放出による、日本周辺のSO₂濃度と硫酸イオンの沈着量増加を定量的に評価することを目標に、メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルを用いた数値シミュレーションを行った。その結果、以下のことがわかった。(1)モデルによるSO₂濃度は、シミュレーション期間中に発生した国設局における測定値のピークをおおむね再現することができた。しかし、三宅島近傍の測定点では、衛星写真で見られる火山ガスの細長いプリュームを再現できず、ピークの現れ方に違いが見られた。(2)シミュレーション期間における三宅島火山ガスの本州への到達には、日本周辺に位置していた低気圧、台風、前線、移動性高気圧が重要な役割を果たした。そしてこれらの配置により、各地に高濃度のSO₂をもたらした。(3)SO₂濃度とSO₄²⁻沈着量に対する三宅島火山ガスの影響は非常に大きかった（50～90%の寄与率）。しかし、シミュレーション期間における火山ガス放出量には不確定さが大きいため、今後の調査によってはかなり異なる可能性もある。

以上の結果を踏まえ、今後は、シミュレーション領域の高解像度化または粒子モデルの導入、濃度および沈着量の測定データとの広範囲にわたる検証等を行い、長期間にわたる三宅島火山ガスの環境影響評価を行いたいと考えている。

謝辞

本論文では、アイオワ州立大学のGregory R.Carmichael教授、Jung-Hun Woo博士、アルゴンヌ国立研究所のDavid G.Streets博士から御提供頂いた排出量データを使用した。この場を借りて感謝いたします。

参考文献

- [1] 風早康平・篠原宏志・宇都浩三・森 博一・中堀康弘・飯野英樹・平林順一：COSPECによるSO₂放出量測定，第43回大気環境学会年会講演要旨集，120 - 123（2002）。
- [2] http://www.cgrer.uiowa.edu/EMISSION_DATA/anthro/table/so2_2000_final.htm
- [3] 山川和彦：全国の酸性雨に及ぼす三宅島の影響，第43回大気環境学会年会講演要旨集，132

- 135 (2002).
- [4] 藤井孝蔵：流体力学のための数値計算法，東大出版会（1994）.
- [5] Lurmann, F. W., A. C. Lloyd, and R. Atkinson: A chemical mechanism for use in long-range transport/acid deposition computer modeling, *J. Geophys. Res.*, **91**, 19,905-10,936. (1986).
- [6] Preussner, P. R., and K. P. Brand: Application of a semi-implicit Euler method to mass action kinetics, *Chem. Eng. Sci.*, **36**, 1633-1641 (1981).
- [7] 北田敏廣：酸性降水の輸送・反応・沈着モデル，*気象研究ノート*，**182**，95 - 117 (1994).
- [8] <http://www.mech.kagoshima-u.ac.jp/lab/netu/miyake008/miyake-j.htm>
- [9] 古野朗子・永井晴康・梅山信昭・茅野政道：三宅島火山ガスのリアルタイム広域拡散予測と解析，*大気環境学会誌*，**37**，23 - 34 (2002).

Numerical simulation of volcanic gases from the Miyake Island by chemical transport model coupled with mesoscale meteorological model

Masato NISHIZAWA

Japan Atomic Energy Research Institute
E-mail: mnishi@sakura.tokaijaeri.go.jp

Abstract

A three-dimensional chemical transport model coupled with a mesoscale meteorological model has been used to simulate the behavior of the volcanic gases from Mt. Oyama on Miyake Island from August to September 2000. The simulation shows that cyclones typhoons, fronts, and traveling anticyclones around Japan have played an important role in advecting the volcanic gases to Honshu.

S08 火山ガスの3次元流れの追跡：ラグランジュ粒子モデルの応用

吉田 保 衡¹・鵜野 伊津 志²・木下 紀 正³・小山田 恵³

¹九州大学院総合理工学府 ²九州大学応用力学研究所，

³鹿児島大学教育学部

Simulation of three-dimensional volcanic plume: Application of Lagrangian particle model

Yasuhiro YOSHIDA^{1*}, Itsushi UNO², Kisei KINOSHITA³ and
Megumi KOYAMADA³

¹Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University

²Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

³Faculty of Education, Kagoshima University

*E-mail: yasuhira@riam.kyushu-u.ac.jp

要 旨

ラグランジュ粒子モデルを用いて、2001年3・4月の三宅島、桜島起源のSO₂の輸送拡散シミュレーションを行った。衛星画像と地上SO₂観測データからモデルは輸送過程を再現していることが示された。観測値の高濃度は三宅島起源であると考えることができ、気象条件によっては三宅島・桜島起源のSO₂が日本海中部や朝鮮半島に到達していることが説明できた。

1. はじめに

わが国は、世界有数の火山活動が活発な国の一つである。日本を代表する活火山である桜島は1955年10月から噴火や爆発を繰り返しており、近年では三宅島で2000年7月に大規模な噴火が起こり、今でも地元住民が避難生活を強いられている。噴煙に伴って排出される火山性ガスの二酸化硫黄は噴煙と共に鉛直方向にあまり拡散せず水平方向に移流し大気中で酸化し硫酸エアロゾルとなり酸性雨の一因となっている。これらの二酸化硫黄は桜島から年間約100万トン、三宅島から年間約500～1000万トン排出されており、日本の人為起源総排出量の約100万トンに比べて火山起源による二酸化硫黄がいかに重要であるかが理解できる。そのためには移流拡散モデルを用いた研究が重要であり、様々な取組みが行われている（鵜野・若松，1996；千葉，2002；古野ほか，2002）。

本研究では地域気象モデリングシステムRAMS (Regional Atmospheric Modeling System) を用いて気象場を計算し、物質輸送モデルHYFACT (HYbrid Particle and Concentration Transport Model) を用いて三宅島、桜島起源の二酸化硫黄の輸送拡散シミュレーションを行い、その挙動を把握することを目的とする。

2. モデルの概要

2. 1. RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) の概要

RAMSはコロラド州立大学 (Pielke *et al.*, 1992) で開発された圧縮性非静力学方程式系のメソスケール気象モデルである。このモデルはユーザー独自の設定で計算領域、計算領域の基礎方程式系、乱流モデルや微物理過程の選択がオプションとして容易に変更可能である。今回の計算における計算領域は日本全土を囲むように図1とした。またRAMSにおける設定は表1に示した。

表1. RAMSの設定.

計算中心	北緯36.5° 東経134°
座標系	ポーステレオ座標系
水平方向グリッド	120 × 120 (1格子 = 20km)
水平方向計算領域	2400km × 2400km
鉛直層	23層 (0 ~ 23km)
シミュレーション期間	2001年3月1日 ~ 5月1日 (ACE-Asia期間)
乱流モデル	Mellor-Yamada レベル2.5クロージャー
境界層データ	ECMWF 1 × 1度 6時間間隔の客観解析データ 海水面気温は週平均データ (1 × 1度)

2. 2. HYPACT (Hybrid Particle And Concentration Transport model) の概要

HYPACT (Walko *et al.*, 1995) はハイブリッドモデルであり、ラグランジュ粒子モデル、オイラー拡散モデルの両方に対応している。本研究ではMellor and Yamadaの乱流クロージャー (レベル2.5モデル) の式を用いたランダムウォークモデルであるラグランジュ粒子モデルを使用した。ラグランジュ粒子モデルの特性はRAMSの気象場格子の大きさに関係なく粒子の挙動を見られることが長所である。

HYPACTにおける粒子の位置の計算を以下のようにして求めている：

($t + \Delta t$ 後の粒子の位置) = (時間 t における粒子の位置) + (Δt 間での拡散距離)

$$X(t + \Delta t) = X(t) + (u + u')\Delta t \quad (1)$$

$$Y(t + \Delta t) = Y(t) + (v + v')\Delta t \quad (2)$$

$$Z(t + \Delta t) = Z(t) + (w + w' + w_p)\Delta t \quad (3)$$

ここで u, v ：東西、南北方向の風速、 w ：鉛直方向の風成分、 u', v' ：東西、南北方向の乱流風成分、 w' ：鉛直方向の乱流風成分、 w_p ：外力に起因する垂直速度である。

また(1),(2),(3)のそれぞれの方向の乱流風成分 u', v', w' はマルコフ連鎖スキームから次のように定義される。

$$u'(t) = R_u u'(t - \Delta t) + (1 - R_u^2)^{1/2} r_u \quad (4)$$

$$v'(t) = R_v v'(t - \Delta t) + (1 - R_v^2)^{1/2} r_v \quad (5)$$

$$w'(t) = R_w w'(t - \Delta t) + (1 - R_w^2)^{1/2} r_w \quad (6)$$

ここで $r_u = \sigma_u \eta$, $r_v = \sigma_v \eta$, $r_w = \sigma_w \eta$ であり η は正規乱数である($\sigma_u, \sigma_v, \sigma_w$ は乱流

クロージャーより決まる)． R_u ， R_v ， R_w ：時間 Δt における風速成分のラグランジュ自己相関であり，ラグランジュ相関の時間スケールから

$$R_u(\Delta t) = \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{Lu}}\right) \quad R_v(\Delta t) = \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{Lv}}\right) \quad R_w(\Delta t) = \exp\left(-\frac{\Delta t}{T_{Lw}}\right)$$

で与えた．ここで T_{Lu} ， $T_{Lv} = 5000$ 秒， $T_{Lw} = 50$ 秒を用いた．

HYPACT における設定は表 2 に示した．

表 2．HYPACT の設定．

計算領域	RAMS と同様
シミュレーション期間	RAMS と同様
1 タイムステップ	30秒
粒子数	10個 / 1 タイムステップ
粒子排出起源	三宅島，桜島 (図 1 参照)
濃度	各火山の2001年度における SO ₂ の年間排出量を考慮した。(三宅島：約800万トン，桜島：約100万トン)
排出高度	1500m

3. 観測データと衛星データ

本研究でのシミュレーション結果との比較に用いた観測データはエアロゾル集中観測 ACE-Asia における航空機観測 C-130 と観測船 Ron-Brown における観測データを用いた。ACE-Asia とはエアロゾルが地球の気候システムにおよぼす影響を把握するために行われた大規模な国際共同実験であり，2001年3月～5月にかけて東アジアを中心に行われた。また ACE-Asia の観測データ以外に利尻，佐渡，八方尾根，隠岐，辺戸 (図 1 参照) での東アジアモニタリングネットワークの SO₂ 観測結果とも比較した。

衛星データはアメリカ合衆国海洋大気庁 (NOAA ; National Oceanic and Atmospheric Administration) による 5 つのバンドチャンネルを持つ気象衛星 NOAA/AVHRR の可視・近赤外差画像を用いた (小山田，2002)。

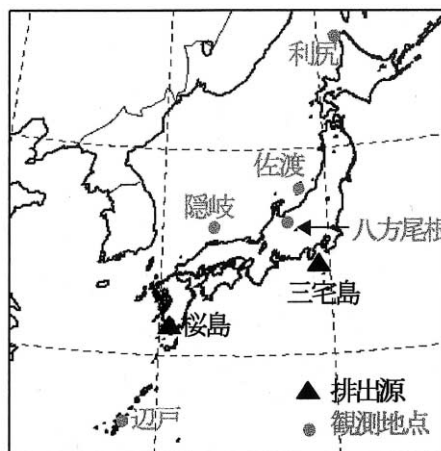


図 1．RAMS における計算領域と排出源と観測地点．

4. 結果と議論

4. 1. 衛星データとの比較

図 2 は NOAA の可視・近赤外差画像，モデルによってシミュレートされた粒子の水

平面分布，天気図である．これらからモデルは気圧配置の影響により拡散された粒子の分布をうまく再現していることがわかる．しかし4月14日において，衛星画像とモデルの結果を比較すると，モデルはうまくその分布を再現していない．これに対する理由として，Plume riseの効果を見逃していることや，粒子の排出高度を一定としたことが原因であると考えられる．

4. 2. 地上SO₂濃度との比較

利尻，佐渡，八方尾根，隠岐における観測結果とモデルによってシミュレートしたSO₂濃度の比較を行ったものを図3に示す．それぞれの観測地点においてモデルはSO₂濃度の時間変化をうまく再現している．しかし，観測データと比較して，モデルは各地点で観測されたSO₂濃度よりも高濃度となっている．本来，SO₂は輸送される際に，乾性・湿性除去，重力沈降などの沈着効果やその化学反応によって影響を受け，大気中で濃度が減少するが，本モデルはそれらの効果を加味していないため，各地点において高濃度のSO₂がシミュレートされたと考えられる．これらの要因の他にラグランジュ時間スケール T_L の値により水平拡散の様子が大きく変化する．そのために T_L の設定も今後の課題である．

4. 3. 西日本域への輸送過程

2001年の4月10日付近において高濃度のSO₂がRon-Brown船などによって観測された(図4参照)．この期間をシミュレートした結果，低気圧の北側を周り込む東風により，モデルは三宅島から発生したSO₂が西日本に移流され，九州だけでなく桜島起源のSO₂と共に朝鮮半島まで到達していた．そのために同期間でRon-Brown船や各観測地点で高濃度のSO₂が観測された事を説明している．よって三宅島，桜島起源のSO₂が日本だけでなく広範囲の東アジア域にも影響を与えていることがわかる．

5. まとめ

ラグランジュ粒子モデルを用い三宅島，桜島起源のSO₂の輸送拡散シミュレーションを行った．衛星によるプルーム画像からモデルはその特徴を比較的うまく再現しており，また観測地点における濃度の時系列変化もうまく再現できていた．観測値の高濃度は三宅島起源であると考えることができ，三宅島，桜島起源のSO₂が朝鮮半島に到達していることが説明できた．また南九州では桜島起源のSO₂だけでなく三宅島起源のSO₂までもが到来していることがわかった．今後の課題としてPlume riseや沈着効果を加味し，SO₂の化学反応も考慮し，モデルの精度を向上する必要がある．

謝 辞

SO₂の観測データの便宜をはかって下さった酸性雨研究センターの好意に感謝いたします

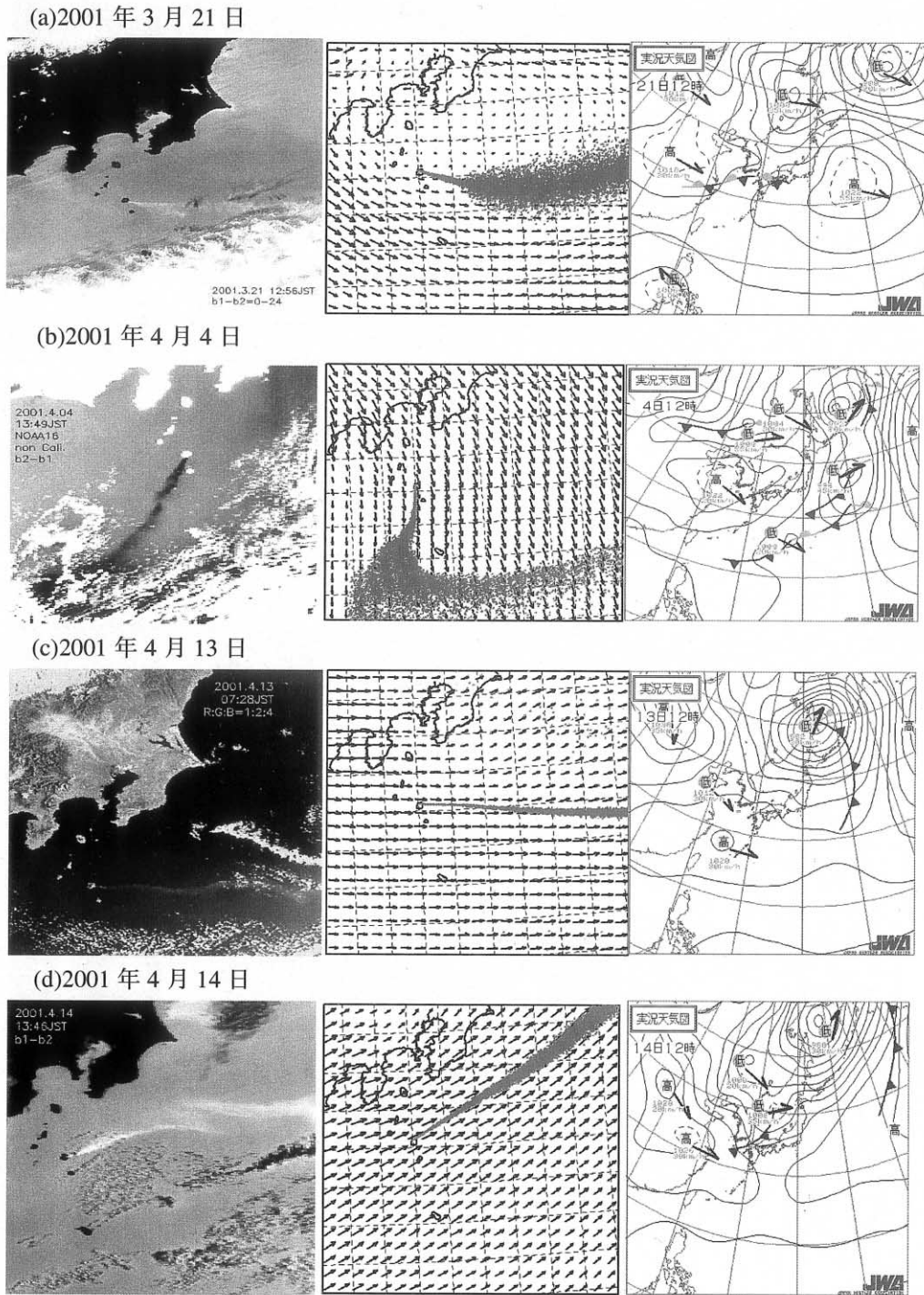


図2 . (a)2001年3月21日, (b)2001年4月4日, (c)2001年4月13日, (d)2001年4月14日, (左段) NOAAの可視・近赤外差画像 (小山田, 2002), (中段) HYPACTによる全粒子の分布と地上1500mの風速ベクトル, (右段) 天気図 .

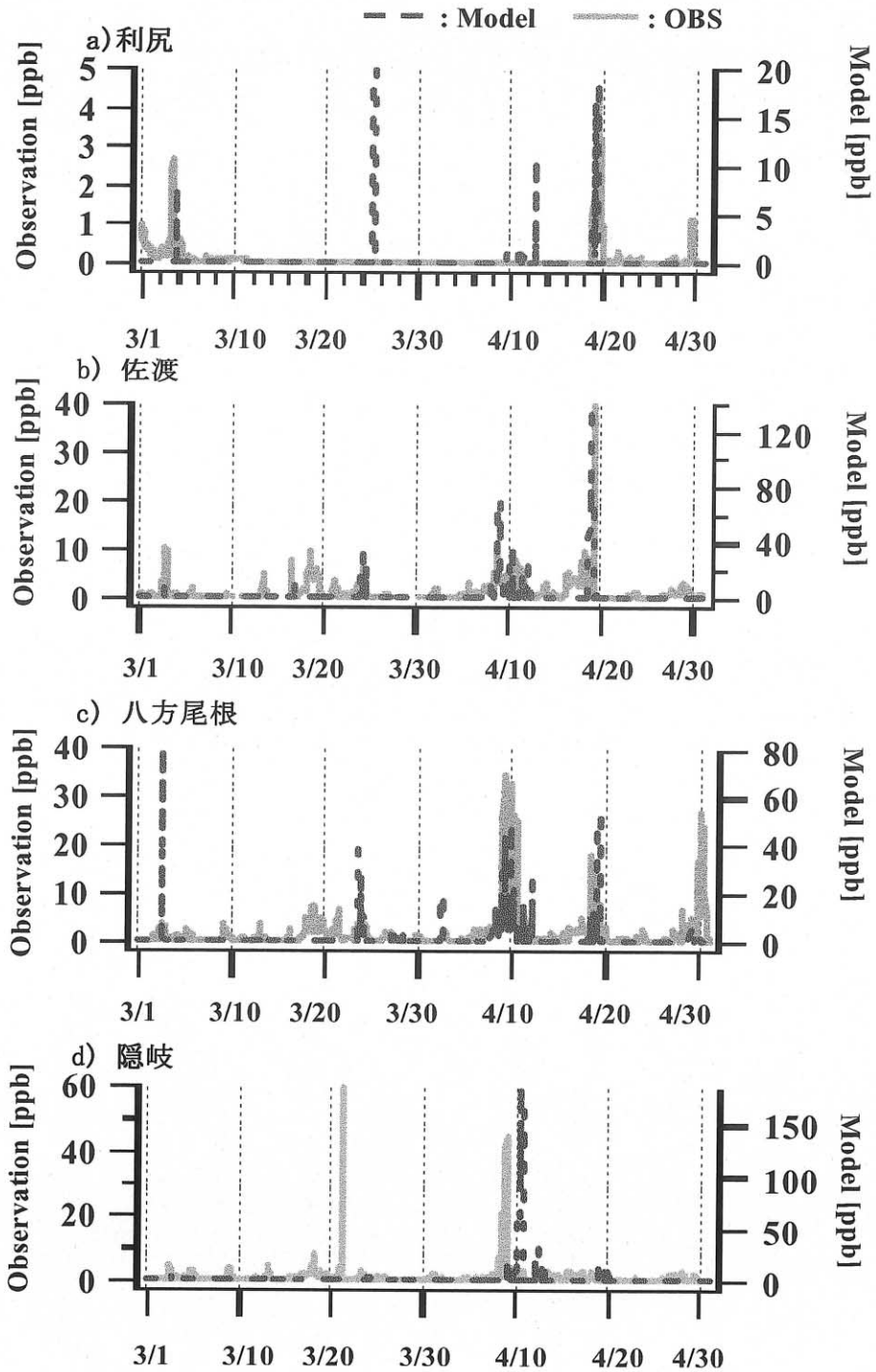


図3 . a)利尻, b)佐渡, c)八方尾根, d)隠岐のSO₂観測値とシミュレーション濃度の時間変化の比較 .

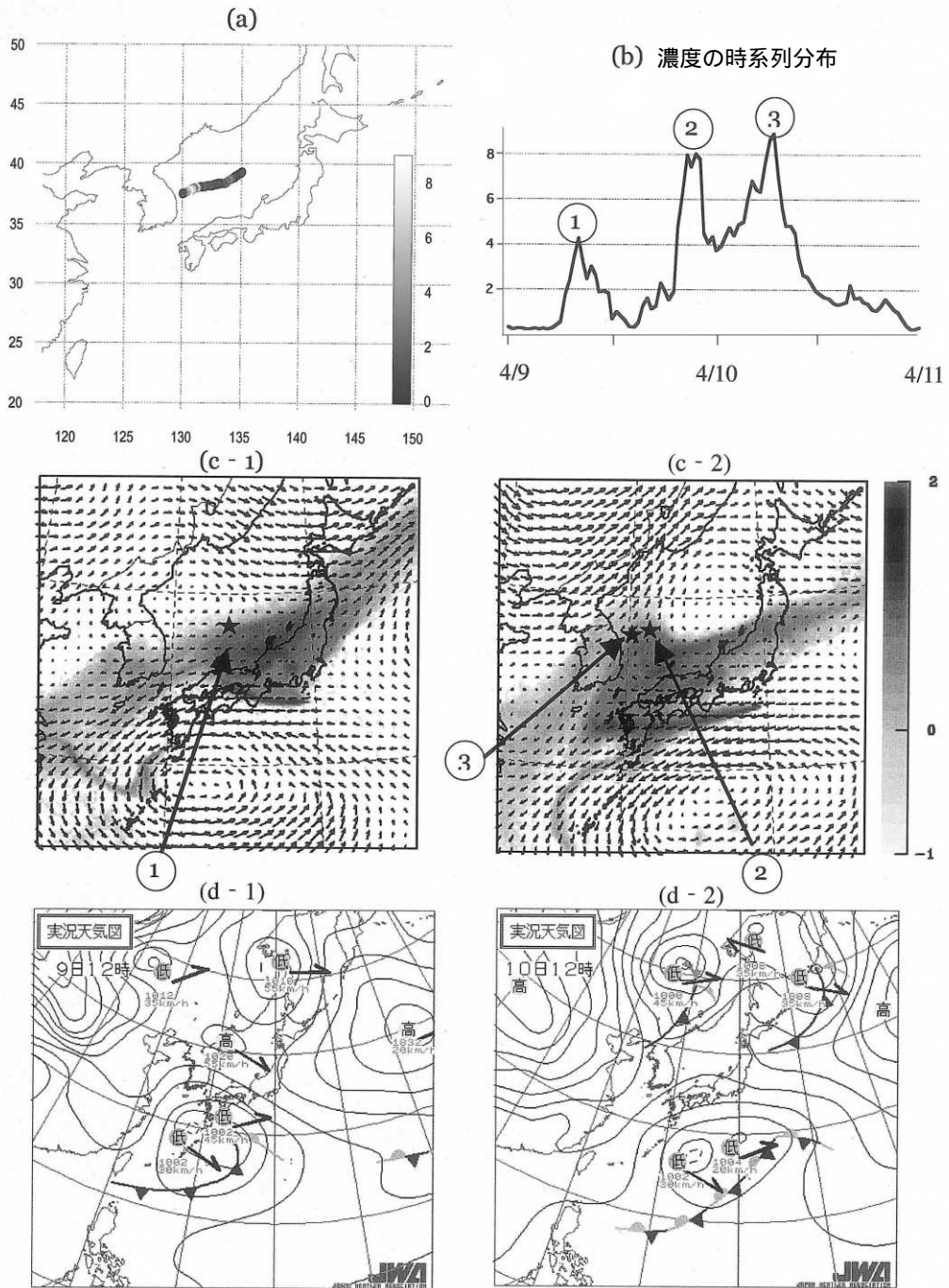


図4 . (a) 4月9日～4月11日におけるRon-Brown船の航海経路と濃度分布, (b) Ron-Brown船の濃度時系列分布, (c-1), (c-2) は4月9日10時 (UTC), 4月10日4時 (UTC) におけるモデルによる水平面濃度分布 (logスケール) であり番号は(b)に対応している。(d-1), (d-2) は4月9日, 4月10日における天気図

参考文献

- 千葉長 (2002): 気象庁における三宅島噴火への取組み, 第43回大気環境学会年会講演要旨集, 116 - 119 .
- 古野朗子・永井晴康・梅山信昭・茅野政道 (2002): 三宅島火山性ガスのリアルタイム広域拡散予報と解析, 大気環境学会誌, 37, 23 - 34 .
- 小山田恵 (2002): 黄砂エアロゾルと三宅島噴煙の気象衛星データによる研究, 鹿児島大学大学院教育学研究科修士論文 .
- Pielke,R.A., W.R.Cotton, R.L.Walko, C.J. Tremback, W.A. Lyons, L.D. Grasso,M.E. Nicholls, M.D.Moran, D.A. Wesley, T.J. Lee and J.H. Copeland (1992): A comprehensive meteorological modeling system -RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 49, 69-91 .
- 鶴野伊津志・若松伸司 (1996): 桜島からの火山ガスブリュームの輸送・拡散過程の解析, 土木学会論文集, 552 / VII - 1 , 53 - 63 .
- Walko,R.L, C.J. Tremback and M.J.Bell (1995): HYPACT: The Hybird Particle AndConcentration Transport Model User's guide, (<http://www.atmet.com>).

Simulation of three-dimensional volcanic plume: Application of Lagrangian particle model

Yasuhiro YOSHIDA^{1*}, Itsushi UNO², Kisei KINOSHITA³ and
Megumi KOYAMADA³

¹Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University

²Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University

³Faculty of Education, Kagoshima University

*E-mail: yasuhiro@riam.kyushu-u.ac.jp

Abstract

A Lagrangian particle model was applied to understand the transport phenomena of volcanic plumes from Miyakejima and Sakurajima. The model was used during March and April, 2001. Satellite images and surface SO₂ observation data were used to validate the model performance. the model showed that the highest SO₂ peak observed were mainly influenced by Miyakejima volcanic plume. It was found that the volcanic plumes from Miyakejima and Sakurajima could reach to the Korean Peninsula and the central part of Japan Sea depending on the synoptic weather conditions.

S09

薩南諸島の火山活動と熱映像観測

井口正人^{1*}・鍵山恒臣²・味喜大介¹

¹京都大学防災研究所火山活動研究センター

²東京大学地震研究所火山噴火予知研究推進センター

Volcanic activity and geothermal measurement by infrared scanners at some volcanoes in Satsunan Islands, Southwest Japan

Masato IGUCHI^{1*}, Tsuneomi KAGIYAMA² and Daisuke MIKI²

¹Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research Institute of Kyoto University

²Volcano Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo

*E-mail: iguchi@svo.kyoto-u.ac.jp

要 旨

薩南諸島の薩摩硫黄島，口永良部島，口之島，中之島，諏訪之瀬島火山において空中から火山表面の赤外線熱映像測定を実施した。これらの火山は地表面からの熱エネルギーの放出率によって3ランクに分類できる。ランクA：活発な噴火活動を繰り返す諏訪之瀬島や火山ガスの放出を続ける薩摩硫黄島では、400℃以上の高温が観測され、熱エネルギーの放出率は桜島と同程度の数十MW以上に達する。ランクB：数年から数十年の噴火が繰り返され、現在休止期にある口永良部島，中之島は20MW程度である。ランクC：千年オーダーの休止期にある口之島でも、熱異常域は検出できたが熱エネルギーの放出率は0.1MWと小さい。地表面からの熱エネルギー放出率は、現時点での火山活動を評価する上で、有効な指標といえる。

1. はじめに

鹿児島県薩摩半島の南方には、薩摩硫黄島，口永良部島，口之島，中之島，諏訪之瀬島などの火山島が北北東から南南西方向に分布している。これらの火山は、口之島を除き、20世紀中に噴火しており、わが国で最も活動的な火山帯を構成している。京都大学防災研究所では、1990年代の初めにこれらの火山における火山性地震の連続観測を開始し（Iguchi, 1991）、火山性地震の発生頻度から見た火山活動の評価を行ってきた（例えば、Iguchi *et al.*, 2002）。一方、これらの火山の火山体全体を把握するような熱的調査はこれまでほとんどなされていないため、2000年薩摩硫黄島・口永良部島集中総合観測の際に、赤外線熱映像装置を用いてこれら5火山における熱測定を行った。本稿では、その結果に基づき、その活動度の評価を試みる。

2. 観測

薩摩硫黄島，口永良部島，口之島，中之島および諏訪之瀬島において赤外線熱映像装

置を使用した上空からの熱測定は2001年2月2日に実施した。また、諏訪之瀬島については2000年12月24日にも測定を行った。測定時刻および飛行・対地高度を表1に示した。日本アビオニクス社製TVS2000MKII赤外線熱映像装置（検知波長3-5.4 μm ）を使用し、火山体の地表面をヘリコプターの床面の作業孔から鉛直に撮影した。また、検知波長が8-14 μm と長いため日射の影響を受けにくいNeo Thermo TVS-600を使用して斜め測定もあわせて行った。

3. 測定結果

まず、噴火活動が継続している薩摩硫黄島や諏訪之瀬島、および地震活動が活発な口永良部島について測定結果を詳しく述べる。

3-1 薩摩硫黄島

薩摩硫黄島火山は薩摩半島の南端から45kmの距離にある活火山である。6300年前に大噴火が発生した鬼界カルデラの縁に位置する（Matsumoto, 1943）。薩摩硫黄島は硫黄岳、稲村岳、矢筈岳などの火山からなる。海底噴火が発生することもあり、1934年9月には、硫黄岳の山頂東1.5kmの海底から噴火が始まり、3ヵ月後には新島が海上に現れた。最近1000年間は、硫黄岳からの火山ガス放出が継続していると考えられている（Shinohara *et al.*, 2002）。硫黄岳の山頂火口の直径は約400mで、火口底の南部に1994年ごろから火孔が形成され始め（地質調査所, 1997）、2001年10月の時点で直径約100mまで拡大した。この火孔から火山灰混じりのガスを放出している。火口の南東側では1996年に新しい亀裂が生じ、1998年ごろまでさかんに火山ガスを放出した。また、硫黄岳の山腹には多数の噴気がある。

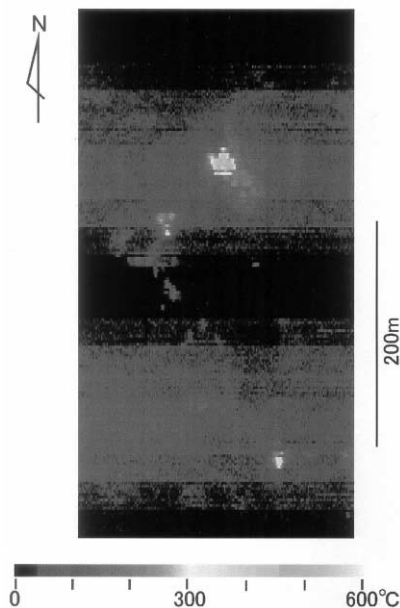


図1. 硫黄岳山頂火口内における垂直赤外熱映像。右下の高温部は、火山ガスが連続的に放出される火孔に対応する。左上の高温部は、火口内の北西側に位置し、最高温度は525°Cであった。この映像は150°C～950°Cのレンジによる測定により得られたものであり、黒～青～深緑色の部分の精度は保証されていない。

山頂火口内の垂直熱映像を図1に示す．硫黄岳の山頂火口内には，高温の熱異常が検出された．火口の南東部に形成された火山ガス放出孔に対応する地表面温度は352℃であったが，多量の火山ガスが放出されているため，温度が見かけ上低く測定されていると思われる．また，火口内の側壁には多数の熱異常が分布し，最大のものは火口内の北西部にあり，最高温度525℃を示した．地上の噴気温度測定では700℃以上の高温であることが知られている (Shinohara *et al.*, 2002)．

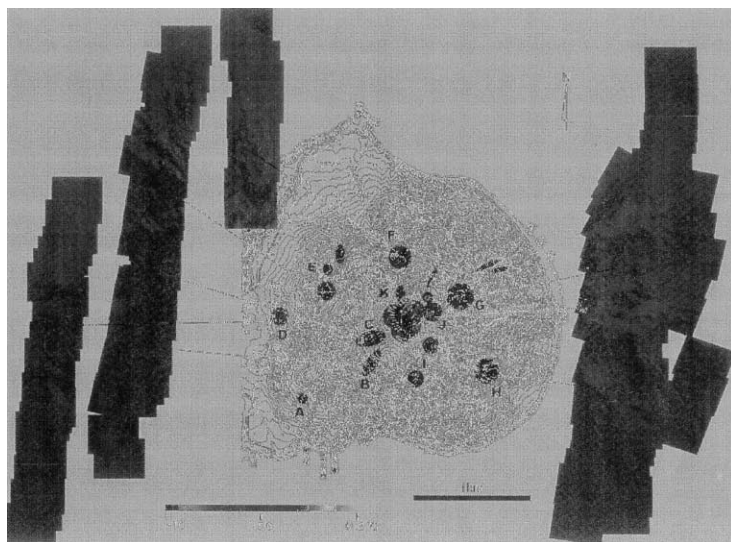


図2．薩摩硫黄島硫黄岳における地熱異常域分布と赤外熱映像．黄色は地表面温度100℃未満の熱異常域，赤は100℃以上の異常域を示す．

山腹における熱分布を図2に示す．山頂に比べれば温度は低いものの山腹にも多数の熱異常が見られる．山頂の西南西山腹の標高450mから520mの谷には大谷平と呼ばれる噴気地帯がある（領域C）．最高温度は22℃を示した．また，その北西側にも熱異常域が広く分布し（最高温度32℃），旧硫黄採掘後のモノクサと呼ばれる噴気地帯に対応する（領域D）．硫黄岳の北山腹の標高420mから500m付近にも熱異常が見られる（領域F）．熱異常域は線状に幾筋も分布する．最高温度は，22℃である．東および南東の山腹にも熱異常がある．北東の熱異常域（領域G）は，標高350m付近に位置し，最高温度は33℃である．南東側には2箇所の熱異常が存在し（領域H），最高温度63℃に達した．これら山麓の熱異常は，すべて噴気地帯に対応する．

Sekioka (1983) に基づき，垂直撮影による地表面温度分布から熱エネルギーの放出率を見積もって見た．標高により1画素の大きさは異なるので，各フレームでの平均的な対地高度および地表面の傾斜角から画素の大きさを算出した．硫黄岳の南西斜面では，日射の影響が強いが，東および北斜面では日射の影響はほとんど見られないので，フレームごとに温度異常がないと思われる部分の地表面平均温度 (T_0) とその標準偏差 ($3\sigma_T$) を求め，温度異常の判定基準となる $T_0 + 3\sigma_T$ を計算した． $T_0 + 3\sigma_T$ は，2～8℃の範囲にある．

山頂火口内からの熱エネルギー放出率は61MWと見積もられた．ただし，山頂火口の熱映像は，70～350℃，あるいは150～950℃のレンジを用いて測定されており，70℃以下

下の温度を示す部分は熱異常域として取り扱っていない．したがって，山頂火口からは，更に多くの熱エネルギーが放出されているものと推定される．山腹では，大谷平（領域C）の熱エネルギーの放出率が17MW程度と最も大きく，ついで，山頂火口北東側の荒山から火口東縁にかけての熱異常域でも，一部測定できていない場所があるが，熱エネルギーの放出率は10MW以上に達する可能性がある．それ以外の異常域についても熱エネルギーの放出率はそれぞれ数MWに達し，山腹での熱異常域の総面積は， $9.0 \times 10^5 \text{m}^2$ ，熱エネルギーの放出率は合計すると88MWとなった．硫黄岳全体では熱異常域の面積は $9.7 \times 10^5 \text{m}^2$ ，熱エネルギーの放出率は150MWとなる．

3-2 口永良部島

口永良部島火山は，屋久島の西方14kmにある安山岩質の活火山島である．島の中心には新岳，古岳などの中央火口丘を有する．記録に残されている噴火は新岳あるいはその東の割れ目から発生した．最古の噴火は1841年の噴火であり，その後頻繁に水蒸気爆発を繰り返してきた．口永良部島は昭和の初期に活動的であり，特に1933年12月24日から翌年1月11日までの爆発では新岳南東の距離1.9kmにある七釜集落が噴石によって全滅し，死傷者34名の被害をもたらした．その後，口永良部島火山は1945年，1966年，1980年にも顕著な爆発が発生した．

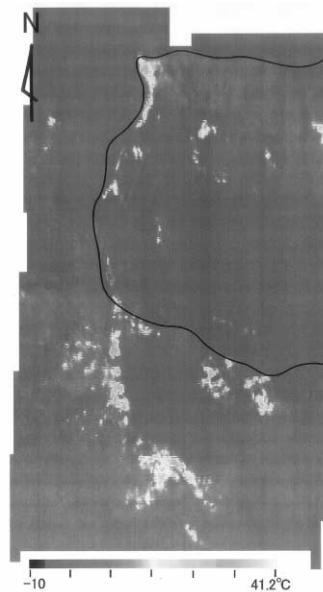


図3．新岳火口周辺の温度異常域の分布．実線は火口の縁を示す．

今回の測定では，新岳火口周辺と古岳火口内に熱異常域を検出できた．図3に新岳火口周辺の熱分布を示す．新岳火口では，地熱異常域は，火口縁に沿って分布する．火口底には地熱異常は全く見られなかった．また，火口の外側の南西部には，北西から南東方向に帯状に地熱異常域が分布する．これらの熱異常域は，微弱な噴気地帯に対応する．これら新岳周辺の熱異常域において測定された最高温度は， 39.2°C であった．一方，1980年に水蒸気爆発が発生した東側の割れ目火口では熱異常はほとんど見られず，その一部に噴気が残って，地熱異常域を形成している．

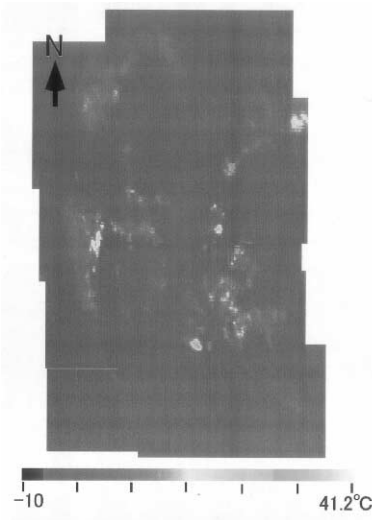


図4．古岳火口内の温度異常域の分布．

図4に古岳火口内の熱分布を示す．スポット的に数点熱異常域が存在することがわかる．最も温度の高い熱異常域では最高温度は34.1°Cであった．この熱異常域は火山ガスを放出している噴気に対応し、噴気の温度は、113°Cに達している（平林・他、2002）．

同様にして熱エネルギーの放出率を見積もってみた．温度異常の判定基準となる $T_0 + 3\sigma$ は、日射のある部分で6.8℃、日射のない部分で2.8℃であり、日射のある火口周辺と影響のない火口底部分に分け、平均的な対地高度を考慮して1画素の大きさを0.8×0.8mとして計算した．新岳周辺では温度異常域の面積は3.8×10⁴m²となり、熱エネルギーの放出率は14MWの値が得られた．一方、古岳火口周辺では、温度異常域の面積は1.6×10⁴m²、熱エネルギーの放出率は4.2MWとなり、新岳周辺における熱エネルギー放出率の1/3程度である．現在は、古岳火口内の噴気活動が相対的に活発で噴気温度も高いが（平林・他、2002）、新岳周辺の熱異常域は広い範囲に分布しているため、放熱量としては多くなった．新岳と古岳の両方をあわせた山頂火口周辺の熱エネルギーの放出率は18MW程度と見積もられる．

3-3 諏訪之瀬島

諏訪之瀬島は屋久島から更に南南西へ90kmの海上に位置する安山岩質の火山である．1813～1814年と1884～1885年には、それぞれ島の西部と東部に達する溶岩流を流出する大規模な噴気が発生した．1957年ごろからは、頻繁に御岳山頂の馬蹄形カルデラの中央火砕丘内の火孔においてストロンボリ式～ブルカノ式の噴火活動を繰り返してきた．1995年から噴火活動は比較的小康状態を保っていたが、2000年12月19日に従来噴火活動が繰り返された中央火砕丘の外側の2箇所で新火孔が形成され、噴煙が放出されているのが確認された．その後、再び2週間～1ヶ月程度の間隔で活発な噴火活動が繰り返されるようになった．

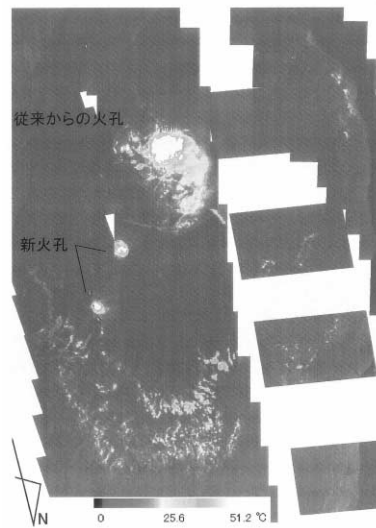


図5．諏訪之瀬島の馬蹄形カルデラ内の垂直赤外熱映像．

まず、新火孔が確認された直後の12月24日に行った測定結果について述べる．カルデラ内の熱分布を図5に示す．観測当日、中央火砕丘内の火孔および2つの新火孔からは火山ガスが放出されていた．1つの新火孔では、火山灰も混じていた．最も高温部分は中央火砕丘内の火孔であり、最高温度は471℃に達した．新火孔では100℃、270℃の温度が測定された．また、カルデラ内の中央火砕丘北側の広い範囲に最高温度45℃程度の熱異常域が存在する．同様にして熱エネルギーの放出率を見積もってみた．1画素の大きさは0.9m × 0.9mで、 $T_0 + 3 \tau$ は、日射のある部分で19.9℃、日射のない部分で13.3℃である．熱エネルギー放出率は中央火砕丘内火口では20MW、中央火砕丘内を除くカルデラ内では11MW、あわせて31MWと見積もられた．中央火砕丘内は、火山ガスにより目視することができず、SO₂ガスによる赤外線吸収により見かけ上温度が低く測定されている．測定前日の夜間には赤熱噴石の噴出が確認されていることから、実際の温度は900～1000℃に達すると推定され、中央火砕丘内での熱エネルギーの放出率は40MW程度に達する可能性がある．

2001年2月2日の測定では、中央火砕丘内の火孔では226℃の温度が測定された．また、新たに形成された2つの火孔の温度も45℃および39℃と、2000年12月よりも温度が低下していた．2000年12月24日の測定は19日から始まった一連の活動中における測定であるが、2月2日は、1月14日 - 18日までの噴火活動期と2月13日 - 14日までの活動の間の一時的な休止期にあたり、そのために温度が低下していたものと推定される．

4. 比較

薩摩硫黄島、口永良部島、口之島、中之島および諏訪之瀬島において赤外線映像装置によって得られた最高温度と熱異常域の面積および熱エネルギー放出率を表2にまとめて示した．熱エネルギー放出率によって3ランクに分類できる．熱エネルギーの放出率が数十MW以上に達するものをランクAとした．これは、常時噴火活動を行っている薩摩硫黄島および諏訪之瀬島が該当する．薩摩硫黄島は連続的な火山灰混じりの火山ガス

放出を続けており，諏訪之瀬島は頻繁にストロンボリ～ブルカノ式の噴火を繰り返している．また，この2火山では最高温度も400℃以上と高い．同様にブルカノ式噴火が繰り返される桜島でも，南岳山頂火口の地表面温度は860℃に達し，熱エネルギーの放出率は170MW（加茂・他，1980）と見積もられている．これらの火山では，地表面からの熱放射だけでなく，噴煙・火山ガスの放出が続いているためにそれによる熱エネルギーの放出率が圧倒的に大きい．例えば，薩摩硫黄島では数千MWと見積もられている（松島，2001）．

表1．地表面温度測定．

	撮影時刻	飛行高度 (m)	対地高度 (m)	熱映像装置
薩摩硫黄島	16:40～17:12	1550	850	TVS2000MKII TVS-600
口永良部島	15:50～16:20	1000	450	TVS2000MKII TVS-600
口之島	11:40～11:45	700	275	TVS-600
中之島	11:00～11:20	700～1100	200	TVS-600
諏訪之瀬島	09:20～09:41*	1300	700	TVS2000
	10:09～10:49	1100	500	TVS2000MKII

*2000年12月24日

表2．薩南諸島5火山における最高温度，熱異常域面積，熱エネルギー放出率．

ランク	火山名	領域	最高温度 ()	熱異常域面積 (10 ³ m ²)	放熱率 (MW)
A	薩摩硫黄島	硫黄岳火口	525	72	> 61
		硫黄岳山腹	120	902	88
	諏訪之瀬島	御岳中央火口	471	26	> 20
		御岳カルデラ内	270	28	11
B	口永良部島	新岳火口	39	38	14
		古岳火口	34	16	4
	中之島	御岳山頂火口	33	22	6
		御岳北山腹	78	41	11
C	口之島	燃岳	10	1	0.1

ついで20MW程度の熱エネルギー放出率をもつ火山をランクBとした．これに分類される口永良部島，中之島は数年から数十年の間隔で噴火が発生し，現在休止期にある．地表面の最高温度も数十度が観測されている．群馬県の草津白根山も同様の間隔で水蒸

気爆発を繰り返す火山であるが、ここでも、火口周辺の熱異常域から4 MW、湯釜火口湖からは20MWと熱エネルギーの放出率が見積もられている(鍵山・他, 1996)。

これ以外で、1 MW以下の熱エネルギー放出率をもつ火山をランクCとした。口之島では、熱異常域が燃岳の1箇所に確認されたが、熱エネルギーの放出率は0.1MW程度で、熱異常も数度にすぎない。この火山では、横岳から噴出した降下軽石中に含まれる木片の年代が約13,000年、横岳起源の火砕流堆積物に含まれる木片の年代は8200年と10900年と報告されている(西村・他, 1993)。さらに、その後形成された燃岳の溶岩円頂丘がK-Ah(アカホヤ)火山灰を覆っていることから最新の活動は過去1万年以内とされている。千年オーダーの休止期にある火山では、熱エネルギーの放出率は非常に小さくなっている。同様に、9世紀以降、噴火の記録がない開聞岳でも2000年12月に山麓から山頂に噴気が確認されたが、鹿児島地方気象台の現地観測によると山頂付近の亀裂からの温度は地中温度に近く、熱エネルギー放出率は非常に小さいと思われる。

このように、熱エネルギー放出率は火山噴火の間隔とよい対応関係がある。諏訪之瀬島で噴火活動再開直後の2000年12月に471°Cの高温が観測され、小休止期間の翌年2月2日には226°Cに低下していたことは、その時点での噴火活動のレベルを反映しているものと思われる。薩摩硫黄島では1996年に有感地震が発生し(Iguchi *et al.*, 2002)、それに連動して火口南東に亀裂が生じ、一時的な噴気温度上昇(Shonihara *et al.*, 2002)やSO₂放出量の増加(Kazahaya *et al.*, 2002)が観測されているが、Urai(2002)は、LANDSAT TMデータを用いて1995年には薩摩硫黄島の熱エネルギーの放出率がすでに増加していることを示している。

このように、熱エネルギーの放出率は現時点での火山活動を評価する上で、有効な指標となるが、休止期にある火山での今後の噴火を予測する上では、地震・地盤変動など火山体内部での歪み状態を評価する観測項目と矛盾する場合もある。口永良部島では、新岳東側の割れ目南端の噴気は、1991年12月には火口から3 km離れた本村集落でも確認できるほどの高さ(100m程度)に達しており、1992年の測定では340°Cであったものが、2001年には噴気は現地においてのみ確認でき、温度も103°Cまで低下している(平林・他, 2002)。また、1974年には新岳の火口底には噴気が確認されているが(西・他, 1975)、1991年以降噴気はなく、今回の測定でも火口底に熱異常は検出されなかった。熱活動は低下傾向にあり、最近20 - 30年で最も低いレベルにあると判断される。一方で、1996年と1999年に火山性地震の発生頻度が増加し(井口, 2002)、GPS観測によって新岳火口周辺では地盤の伸張が観測されているなど地下活動は活発化の傾向にある(井口・他, 2002)。

謝 辞

空中赤外熱映像測定を行うにあたって、鹿児島県所有の防災ヘリコプター「さつま」を使用した。ヘリコプターの利用を快諾していただいた鹿児島県総務部消防防災課および運行していただいた防災航空センターの皆様にご礼申し上げます。

参考文献

- 地質調査所 (1997): 薩摩硫黄島火山の硫黄岳の活動状況, 火山噴火予知連絡会会報, 67, 79 - 82 .
- 平林順一・野上健治・鈴木隆・水橋正英 (2002) 口永良部島の火山ガスと温泉, 薩摩硫黄島・口永良部島火山の集中総合観測, 143 - 152 .
- Iguchi, M. (1991): Geophysical data collection using an interactive personal computer system (part 1) -Experimental monitoring at Suwanosejima Volcano-, *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.*, 36, 335-343 .
- 井口正人 (2002): 口永良部島火山における火山活動 1992年~2000年 , 薩摩硫黄島・口永良部島火山の集中総合観測, 77 - 86 .
- Iguchi, M., Saito, E., Nishi, Y. and Tameguri, T. (2002): Evaluation of recent activity at Satsuma-Iwojima - Felt earthquake on June 8, 1996 -, *Earth Planets Space*, 54, 187-195.
- 井口正人・山本圭吾・味喜大介・高山鉄朗・寺石眞弘・園田保美・鬼澤真也・八木原寛・平野舟一郎 (2002): 口永良部島火山における地盤変動, 薩摩硫黄島・口永良部島火山の集中総合観測, 99 - 108 .
- 鍵山恒臣・平林順一・大場武・井口正人 (1996): 草津白根火山の赤外映像調査, 第3回草津白根火山の集中総合観測報告書, 37 - 44 .
- 加茂幸介・西潔・高山鉄朗 (1980): 赤外線映像による桜島火山の地表温度異常域の調査, 第3回桜島火山の集中総合観測, 27 - 33 .
- Kazahaya K., Shinohara H., and Saito G. (2002): Degassing mechanism and magma system of Satsuma-Iwojima volcano by volatile studies: a summary, *Earth Planet Space*, 54, 327-335.
- Matsumoto, T. (1943): The four giantic caldera volcanoes of Kyushu, *Jap. Jour. Geol. Geogra.*, 19, 57.
- 松島喜雄 (2001): 薩摩硫黄島硫黄岳の熱活動について, 火山の浅部構造と火山流体, 京都大学防災研究所研究集会12K - 3 (代表者鍵山恒臣), 125 - 138 .
- 西村智博・奥野 充・守屋以智雄 (1993): トカラ列島口之島火山の噴火史, 日本地理学会予稿集, 43, 56 - 57 .
- 西 潔・石原和弘・高山鉄朗 (1975): 口永良部島火山における臨時地震観測結果, 京都大学防災研究所年報, 18B, 53 - 58 .
- 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 Defense Academy*, 23, 95-103.
- Shinohara, H., Kazahaya, K., Saito, G., Matsushima, M., and Kawabe, Y. (2002): Degassing activity from Iwodake rhyolitic cone of Satsuma-Iwojima volcano, Japan during 1990-1999: Gas eruptions and formation of a new degassing, *Earth Planets Space*, 54, 175-185.
- Urai, M. (2002): Heat discharge estimation using satellite remote sensing data on the Iwodake volcano in Satsuma-Iwojima, Japan, *Earth Planets Space*, 54, 211-216.

Volcanic activity and geothermal measurement by infrared scanners at some volcanoes in Satsunan Islands, Southwest Japan

Masato IGUCHI^{1*}, Tsuneomi KAGIYAMA² and Daisuke MIKI²

¹Sakurajima Volcano Research Center, Disaster Prevention Research
Institute of Kyoto University

²Volcano Research Center, Earthquake Research Institute,
University of Tokyo

*E-mail: iguchi@svo.kyoto-u.ac.jp

Abstract

Aerial geothermal measurements were conducted at Satsuma-Iwojima, Kuchierabujima, Kuchinoshima, Nakanoshima and Suwanosejima volcanoes in the Satsunan Islands, Southwest Japan by using infrared scanners on February 2, 2001. The volcanoes are classified into 3 categories by heat discharge rate. Rank A: heat discharge rates are more than several ten MW at Satsuma-Iwojima and Suwanosejima, where eruptive activities have continued for long term, and maximum temperatures exceed 400 °C. Rank B: heat discharge rates are around 20 MW at Kuchierabujima and Nakanoshima, where phreatic eruptions have repeated in the time interval of several to several tens of years. Rank C: heat discharge rate of less than 1MW at Kuchinoshima with long-term quiescence period of thousands years.

S10

薩摩硫黄島の活動状況

篠原 宏 志*・風 早 康 平・斉 藤 元 治
松 島 喜 雄・川 辺 禎 久
産業技術総合研究所 地質調査総合センター

Monitoring of volcanic gas emission from Satsuma-Iwojima volcano

Hiroshi SHINOHARA*, Kohei KAZAHAYA, Genji SAITO
Nobuo MATSUSHIMA and Yoshihisa KAWANABE
Geological Survey of Japan,
National Institute of Advanced Industrial Science and Technology
*E-mail: shinohara-h@aist.go.jp

要 旨

薩摩硫黄島硫黄岳は数百年に渡り活発に火山ガスを放出し続けてきた火山であり、硫黄岳山頂火口の噴気地帯から、900°C近い高温の火山ガスが大量（SO₂放出量 = 300~500 ton/day）に放出され続けている。1990年以降には、硫黄岳山頂火口内に、縦穴の火口が生じ、火山灰を放出しつつ拡大した。放出された火山灰は火口内に堆積していた変質物であり、突出する火山ガスにより吹き上げられたものである。また、火山ガス放出量や噴気温度などは、火口の形成拡大と同期した変動を示したが、火山ガス組成は10年間に渡り一定であった。

1. はじめに

薩摩硫黄島火山硫黄岳は、約6300年前の竹島火砕流を流出後の鬼界カルデラの北西縁に生成した流紋岩質のドームでありその活動は約1200年前まで続いていたと考えられている（小野他，1972；図1）。最近の調査では山頂での噴火活動は約5-600年前まで継続していたと推定されているが（Kawanabe and Saito，2002），少なくとも有史の山頂噴火の記録は残されていない。その反面、硫黄岳山頂における硫黄の採掘および火山ガスの存在は平家物語にも記載があり、活発な噴気地帯は古くから存在していたことが推定される。硫黄岳山頂部の調査は1950年代後半から始められ、数多くの高温噴気の分布が定量的に記載され、火山ガス組成の調査も行われている（鎌田，1963；Kanzaki *et al.*，1979）。1990年以降は山頂部の火山ガスなどの調査が繰り返し行われ、詳細な変化が明らかにされている（Shinohara *et al.*，1993；2002）。

鎌田（1963）やKanzaki *et al.*（1979）によると、1950年代後半から1970年代にかけては、噴気地帯の分布の変化は多少はあるものの、薩摩硫黄島における火山ガスの放出は、山頂火口斜面の噴気地帯から生じており、その最高温度は900°C弱であったことが判る。しかし、1990年にShinohara *et al.*（1993）は、今までに高温噴気の存在していなかった山頂火口の底面に新たな高温噴気地帯が生じたことを見つけた。それ以降、硫黄岳

の山頂火口底部に活発に火山ガスを放出する縦穴の火孔が生じ、火山灰を放出しつつ拡大し、現在に至っている。本報告では、この山頂火孔の変遷と火山ガスの放出について報告する。

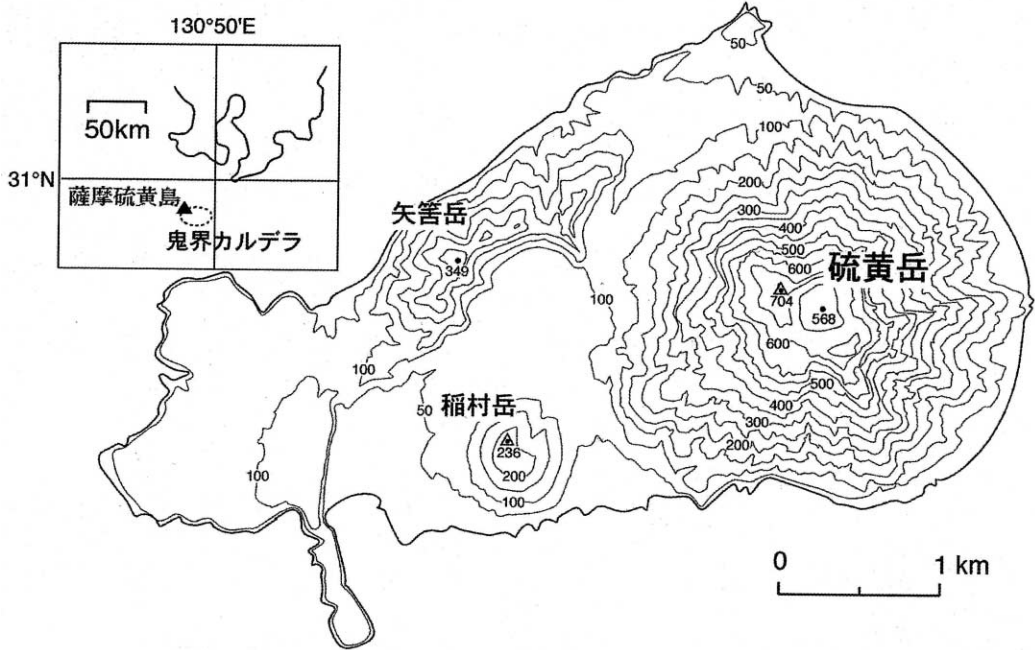


図1．薩摩硫黄島の位置と地図．

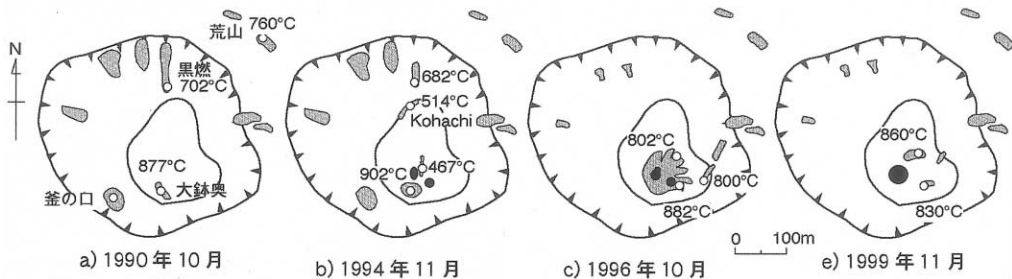


図2．硫黄岳山頂火口内の高温噴気地帯分布の変化 (Shinohara *et al.*, 2002を改変)．灰色部分は高温噴気地帯の分布を、白丸は噴気温度測定地点を、黒丸は縦穴の火孔の位置を示す。

2. 火口内状況

2.1 1990年以降の変化

硫黄岳山頂部は直径400mのすり鉢状の火口になっており、1990年以前には高温噴気は山頂火口の内壁斜面に主に分布しており、山頂火口の底部には存在していなかった。しかし、1990年に火口底部の縁辺部に高温噴気が見つかり、その後高温帯が拡大し、1996年には火口底部の南部の広い範囲が高温変質を受けていた。変質地域の拡大と同時に、火口底部にクレーター状地形が発達し、1997年には急峻な斜面を持つ火孔が形成さ

れ、火山ガスおよび火山灰の放出を続けるようになった。火口底部に広がっていた高温変質を受けた地域は、火孔の形成後には限られた高温噴気帯を除き消滅した(図2; Shinohara *et al.*, 2002)。火孔はその後も拡大を続け、現在では直径100m以上の大きな火孔に拡大した。特に2001年夏以降に火孔の拡大は主に南西方向に急速に進行し、その南西縁は山頂火口縁の道路近傍に達している。

2. 2 降灰

1996年以降、集落部でしばしば降灰が観測されるようになった。しかし、集落部での降灰量は少なく降灰量の定量的な観測は行われていない。山頂付近でも降灰の堆積が確認されたのは、ごく限られた例を除き、火孔近傍に限られる。火孔近傍での降灰の堆積が最も活発に生じたのは1996 - 1997の間であり、この間に火孔縁で約2 mが堆積したと推定される。しかし、この間には火山灰放出は直接観測されておらず、頻度は小さく、主に火孔近傍に堆積したと推定される。1998年以降山頂調査時に火山灰の放出が直接観察されるようになった。火山灰放出量および火孔拡大の詳細は不明であるが、2000年10月までの火孔の拡大は比較的ゆっくりであった。しかし、2001年7月頃に大量の白色火山灰が放出され、おそらくその結果、火孔は100m以上の径に急激に拡大したと推定される。

1996年降灰の確認当初から、火山灰のX線回折およびEPMAによる分析が行われている。堆積した火山灰は放出された時期により、灰赤色・灰色・白色など様々な色をしているが、見かけの色に関わらず主な構成物は石英、cristobalite, tridymiteであり、少量のkaoliniteやガラスを含むことはあるが、輝石、斜長石などは存在しない(図3)。ガラスは一見透明で発泡しているように見受けられるものもあるが、周辺部は水和しており新鮮なガラスではない。組成は硫黄岳の噴石・溶岩のマトリックスガラスの組成に類似している。これらのことから、火山灰は山頂火口内に堆積していた硫黄岳形成時の噴出物の変質を受けたものであり、火山灰放出はこの堆積物を粉砕し放出していることが推定されている。

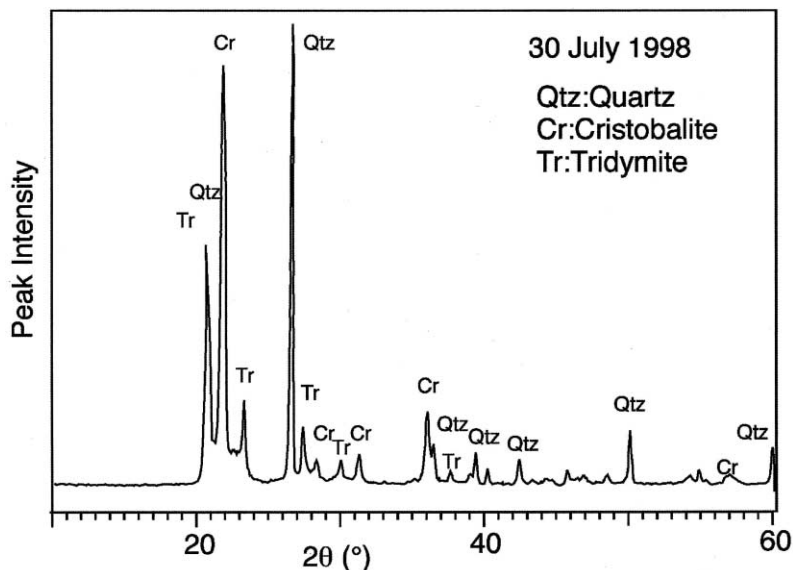


図3 . 1998年7月30日の火山灰資料のX線回折結果 (Shinohara *et al.*, 2002より)。

表 1 . 薩摩硫黄島硫黄岳高温噴気ガス組成 (Shinohara *et al.*, 2002より).

Temp. (°C)	H ₂ O (μ mol/mol)	CO ₂	SO ₂	H ₂ S	HCl	H ₂	N ₂	Ar	CO	δD (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	δ ¹³ C (‰)	AET _s (°C)	AET _c (°C)
818	977 997	3315	6256	1515	6093	4166	67	0.8	18				788	901
853	976 207	3679	8504	585	5963	4133	64	1.0	17				841	844
840	974 493	3972	8634	1139	5025	5853	96	1.2	26				861	849
860	974 432	3995	9587	576	6047	4636	76	1.1	20			-4.7	865	842
848	975 085	3747	8697	519	7156	4681	93	1.2	20			-3.9	866	860
884	974 686	3870	9671	467	6240	4924	107	1.5	27				884	923
868	975 972	3714	9023	564	6279	4313	111	1.3	24			-4.5	853	951
882	974 796	4018	10124	421	5552	4993	72	0.7	22			-4.7	894	850
882	972 574	3439	11741	281	6585	5224	121	2.2	34	-28	6.1		929	1047
881	974 129	3804	9853	341	6410	5327	107	1.1	27			-4.6	913	905
877	975 130	4117	9318	1035	5185	5101	90	0.9	12	-26	7.1	-5.0	849	(679)

3. 火山ガス観測

1990年以降2000年10月までの、高温噴気ガスの化学組成を表1に示す。火山ガス採取方法はGiggenbach and Goguel (1989)に準拠した方法を用いた。硫黄岳の高温火山ガスは、典型的な島弧火山の火山ガス組成を持つが、その中でもCO₂に乏しくHClに比較的富むという特徴を持つ。1990年以降の山頂火口内での噴気の分布の変化、噴気温度の変化、火山灰の放出や火孔の形成などの大きな変化にも関わらず、高温火山ガスの組成は基本的に一定である(表1)。高温火山ガスでこれほど一定の組成を約10年間に渡って示し続けている例はほとんどない。このことは、硫黄岳の高温噴気ガスの供給システムや脱ガス条件が非常に安定していることを示している。

COSPECにより測定されている二酸化硫黄の放出量は、大局的には日放出量約500tonで最近30年間安定していると見なせる(図4)。しかし、新火孔の生成に伴い、1990年半ばにはやや増加し、最近は低下傾向にあるように見える。噴気の最高温度も、1970年代から最高温度800°C以上のが測定され、大局的にはほぼ一定の温度を保っているが、1990年前半からやや減少傾向にある。しかし、2002年11月の測定でも最高温度840°Cが測定されている。

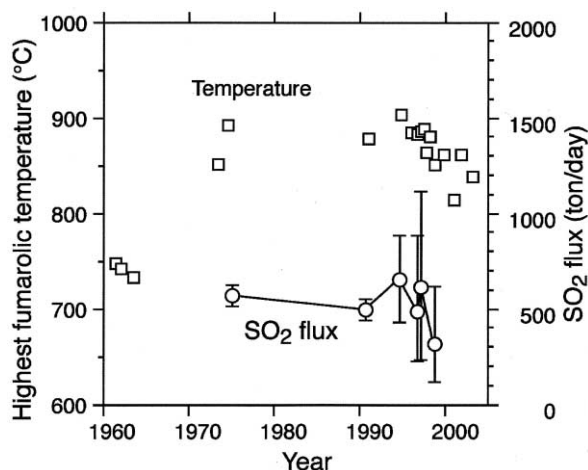
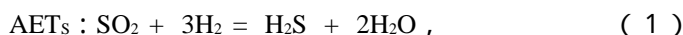


図4 . 噴気最高温度とSO₂放出量の変化 (Shinohara *et al.*, 2002を改変).

現在放出されている火山ガス組成は、昭和硫黄島噴出物中のメルト包有物中の揮発成分組成と類似しており、マグマ溜まりに存在する昭和硫黄島マグマと同様の組成のマグマが、火山ガスの供給源と推定されている (Saito *et al.*, 2001). 硫黄岳における長期に渡る大量の火山ガス放出には、火道内マグマ対流により大規模なマグマ溜まりから揮発成分に富むマグマを連続的に供給することが必要であり、硫黄岳直下では流紋岩質マグマであるにも関わらずこの火道内マグマ対流が生じていると推定されている。火山ガス組成が長期に渡り非常に一定であることも (表1), 安定な脱ガス過程を維持することが容易である火道内マグマ対流が生じていることと整合的である。

高温火山ガス組成は、一見ほぼ一定ではあるが、わずかな変化も検知される。このわずかな変化は、火山ガス温度の低下に伴う、化学反応の進行により生じていると考えられる。火山ガスはマグマから放出された時点ではその温度で化学平衡にあったと考えられているが、地表に至るまでの温度低下に伴い、化学反応も進行し火山ガス組成が変化していく。そのため、火山ガス組成は火山ガス温度の低下に伴う化学反応の進行の程度も反映していると考えられる。温度低下に伴う化学反応の進行が早い場合には、火山ガス組成はその温度での平衡組成を持つが、進行が遅い場合に平衡組成からずれる。ここで、ある温度を境に、より高温では化学反応の進行が十分早く火山ガスは平衡組成を持つが、より低温では化学反応の進行が事実上停止する (急冷される) という温度を仮想的に考える。このような場合には、観測された火山ガス組成は、その化学反応に関してこの温度 (急冷温度) における平衡組成を持つことになる。このように、火山ガス組成がある化学反応に関してある温度で急冷されたと仮定することにより、火山ガス組成からその化学反応に関する急冷温度を求めることができ、これを見かけの平衡温度 (Apparent Equilibrium Temperature: AET) と呼ぶ。ここでは以下の化学反応について見かけの平衡温度を求めた (表1)



これらの結果から、火山ガスはほぼ噴気温度において平衡な組成を持っていたことが推定され、これら見かけの平衡温度も、噴気温度同様に次第に低下してきたことが判る。

4. まとめ

薩摩硫黄島では、山頂火口内に生じた火孔からの活発な火山ガスおよび火山灰の放出が続く、火孔の拡大が継続している。しかし、火山ガス調査からは、火山ガスの供給源であるマグマ組成や脱ガス機構や条件に特に顕著な変化は認められてはいない。現在放出されている火山灰は、基本的に山頂火口内に堆積していたものであり、新鮮なマグマ物質の放出は確認されてはいない。しかし、火山ガスが火道内マグマ対流により放出されているならば、マグマは地表近傍まで上昇している可能性は大きい。現在のように連続的に火山ガスが放出している限り、急激に爆発的な噴火が生ずることは考えにくい。さらなる火孔の拡大・深化により、火山ガス放出のみならずマグマそのものが地表に放出される可能性は考えられる。そのため、今後も火山灰中に新鮮なマグマ物質が含まれるようになるか注意深く観察を行う必要がある。

参考文献

- Giggenbach, W. F. and R. L. Goguel (1989): Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges, *Chem. Div. DSIR Rept.* CD 2401, 81.
- 鎌田政明 (1964): 鹿児島県硫黄島の火山と地熱, 地熱, 3, 1 - 23.
- Kanzaki, T., M. Yoshida, M. Nomura, H. Kakihana, and Y. Ozawa (1979): Boron isotopic composition of fumarolic condensates and sassolites from Satsuma-Iwojima, Japan, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1859-1863.
- Kazahaya, K., H. Shinohara, and G. Saito (2002): Degassing mechanism and magma system of Satsuma-Iwojima volcano by volatile studies: a summary, *Earth Planet Space*, 54, 327-335.
- Kawanabe, Y. and G. Saito (2002): Volcanic activity of the Satsuma-Iwojima area during the past 6500 years, *Earth Planet Space*, 54, 295-301.
- 小野晃司・首屋龍典・細野武男 (1972): 薩摩硫黄島地域の地質, 地域地質研究報告, 種子島 (16), 第2号.
- Saito, G., K. Kazahaya, H. Shinohara, J. Stimac, and Y. Kawanabe (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.
- Shinohara, H., W. F. Giggenbach, K. Kazahaya and J. W. Hedenquist (1993): Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satsuma-Iwojima, Japan: Following Matsuo, *Geochem. J.*, 27, 271-285.
- Shinohara, H., K. Kazahaya, G. Saito, N. Matsushima and K. Kawanabe (2002): Degassing activity from Iwodake rhyolitic cone, Satsuma-Iwojima volcano, Japan: Formation of a new degassing vent, 1990-1999, *Earth Planet Space*, 54, 175-185.

Monitoring of volcanic gas emission from Satsuma-Iwojima volcano

Hiroshi SHINOHARA*, Kohei KAZAHAYA, Genji SAITO

Nobuo MATSUSHIMA and Yoshihisa KAWANABE

Geological Survey of Japan,

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

*E-mail: shinohara-h@aist.go.jp

Abstract

Satsuma-Iwojima has continued active emission of high temperature volcanic gases for more than several hundreds of years. The highest temperature has been up to 900 °C and SO₂ emission rate has ranged from 300-500 ton/d. In recent years after 1990, a new degassing vent formed at the bottom of the summit crater floor and the vent enlarged emitting volcanic ashes. The ash was composed of minerals formed by acid alteration but not fresh magma, and is believed to be blown off by the active volcanic gas flow. The highest temperature of fumaroles and volcanic gas emission rate also showed contemporaneous changes with the vent formation, but the volcanic gas composition remained constant for these 10 years.

S11

硫黄岳噴煙の継続観測と解析

木下紀正^{1*}・富山美智隆¹・町田晶一²・高原弘幸³

¹鹿児島大学教育学部 ²日鉄鉱コンサルタント株式会社地質部,

³金属鉱業事業団調査事業部

Continual observation and analysis of Io-dake plumes

Kisei KINOSHITA^{1*}, Michitaka TOMIYAMA¹, Shoichi MACHIDA² and
Hiroyuki TAKAHARA³

¹Faculty of Education, Kagoshima University

²Nittetsu Mining Consultants Co., Ltd., ³Metal Mining Agency of Japan

*E-mail:kisei@edu.kagoshima-u.ac.jp

要 旨

薩摩硫黄島の硫黄岳のデジタルカメラとビデオカメラによる噴煙映像観測を1998年夏以来行っている。ここでは2001年1月から2002年7月までの観測結果をまとめた。この期間爆発噴煙は見られなかったが、活発に火山ガスを放出し、ときに火山灰も噴出していた。観測では定常噴煙や断続噴煙、吹き降ろし、滞留などが確認できた。

1. はじめに

航空写真や衛星画像によるリモートセンシングを利用した火山観測は、観測対象が大気中および火山表面に制限されるが、広域的・周期的・定量的な観測を実施することが容易であるため、火山観測に大きな役割を果たすと期待されている[1]。リモートセンシングによる火山観測では、地形・地質判読、温度測定、火山噴出物の化学組成測定、火山ガスや火山灰の化学組成や噴出量の測定、地形変化の検出などが可能である[2, 3]。

このような、火山観測へのリモートセンシングの有効性をさらに向上させることを目指し、Terra衛星(1999.12~)に搭載されたASTER(Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)は、開発段階から火山を観測対象の一つとして設計されており、ASTERセンサは各種の火山観測に有効であると考えられている[4]。

ASTER運用の目的の一つは、全地球的な火山観測である。浦井ほか[5]は、火山観測に有効なASTERセンサの特徴を説明するとともに、ASTERによる火山観測の可能性と全地球的な火山観測計画について言及した。町田ほか[6]は、火山に関するASTERデータの利用手法に関して、薩摩硫黄島をモデルケースとして検討を行った。その中で、薩摩硫黄島に見られる火山現象のうち、噴煙形状、高温度分布および変色海域の観測の可能性について報告を行った。

火山の噴煙は鉛直および水平方向の三次元的な広がりを有するが、ASTER画像では水平方向への拡散について広域的な情報を得ることができる。また、鉛直方向の形状と

移流方向の把握には、噴煙自動観測システムの運用による地上の遠望観測が有効である [7]. ASTER の薩摩硫黄島観測と同期時刻のデジタルカメラ画像であれば、ASTER 画像から解析して得られる噴煙高度を検証することが可能である。

本論文では、硫黄岳噴煙を対象とした噴煙自動観測システムによる継続観測について、2000年までの結果を簡単にまとめ、2001年以後の結果を主に報告する。

2. 噴煙観測とデータ処理およびインターネット公開

2-1. 噴煙観測の経過

噴煙活動の長期観測記録を行うために、1998年7月23日に薩摩硫黄島にデジタルカメラとビデオカメラを設置して観測を始めた [8]. これらは、硫黄岳火口から約3000m 西南西に位置する三島村総合体育館2階の室内に設置し、ガラス窓越しに硫黄岳を望んでいる。島内の自動観測では、常時システムのメンテナンスをすることができないので、機材が支障をきたした場合に互いのバックアップになるためにも、デジタルカメラとビデオカメラの2つの機材を用いている。

観測開始以来、デジタルカメラはSHARP MD-PS1を使用している。これはMD (140MB) に画像を記録し、画素構成は640*480ドットであり、観測では標準画質に設定し、1時間毎のインターバル撮影をしている。高画質にしても、空間分解能は変わらない。オートアルバムに設定しており、MD一枚で1950枚、約81日間撮影できる。

ビデオカメラは観測開始当初は、SONY CCD-TR55を使用し、SONY RMT-155により3分毎0.2秒のインターバル撮影を行った。しかし、故障したために1998年12月26日にSONY CCD-V700に交換して観測を続けた。しかし、これも故障が多く、1999年9月28日にSONY DCR-TRV900に交換し、現在まで観測を続けている。DCR-TRV900はインターバル撮影機能が内蔵されており、観測においてはLPモードに設定し、10分毎0.5秒のインターバル撮影を行っており、ミニDVカセットで約100日間撮影している。これには、ワイドコンバータレンズを取り付け、デジタルカメラMD-PS1より広い視野で撮影できる。

2000年からのデジタルカメラとビデオカメラの観測記録状況は、2000年は1月から12月まで記録しており、2001年は5月10日から7月3日まで欠測している。2002年は現在のところ1月から8月までの記録があるが、4月29日から5月1日まで欠測、7月23日から8月2日まで欠測となっている。

2-2. データ処理とインターネット公開

デジタルカメラで撮影した画像は、JPEG形式でパソコンに取り込んでいる。画像は、“Pic00mn.jpg”のファイル名で取り込まれているので、リネームソフトを利用して観測日時がわかるようにファイル名を“yyymmddhh.jpg”の形式に変換する。ここで、yy、mm、dd、hhは年月日時で、m(月)については16進数で表示している。

ビデオカメラで撮影した映像は、パソコンにmpeg 1形式で取り込む。ビデオカメラSONY DCR-TRV900で撮影される映像はデジタルであるが、映像と日付時刻とは別の情報として認識されているので、アナログ出力にして映像と文字情報をスーパーインポーズして取り込む。映像を取り込むためのソフトウェアはSmart Captureを使用し、画像サイズを160*112ピクセルに圧縮する。また、噴煙の動態がよく確認できる日の映像などはMedia BarVTRあるいはGiga Pocketを使用して、画像サイズ640*480ピクセルあるいは1024*768ピクセルの高画質で取り込んでいる。

このようにデジタルカメラとビデオカメラで観測記録した映像をパソコンに取り込み、ファイル名や画像サイズを処理したのち、MOやCD-Rにまとめて保管している。また、デジタルカメラによる時間毎の画像を主に、インターネット公開している[8]。

(<http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/Satuma-Io-Jima/index.htm>)

2. 3. 煙流輪郭モデル

硫黄岳の噴煙を解析する際に、煙流の輪郭を表すコンピュータシミュレーションを利用した。このシミュレーションはMS-DOS上のN88BASICで作成したプログラム[9]をVisual Basicに変換したもの[10]である。平面投影のプログラムによって、噴煙の高さや向きをより正確に知ることができる。図1(a)に示すように、火口底(海拔566m)・ピーク(海拔703m)、火口底から北北西1800mの島の端・1200m離れた南南西の点・1325m離れた東端、それぞれの投影面上の位置を計算し、ポイントを直線で結んで硫黄岳を描き、稲村岳のピーク(海拔240m)を縦の直線で描いている。パラメータを操作し、噴煙の高さ、輪郭、風向、などを変えることができ、実際の画像と照らし合わせて解析することができる。さらに、シミュレーションプログラムに50メートル毎の南北にわたるバーと、1000mの高さに東西にわたるバーを加えて、図1のように噴煙の高さを評価しやすくした。

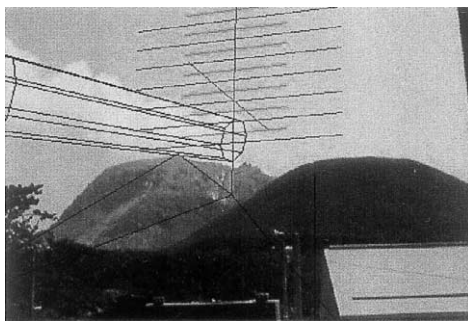
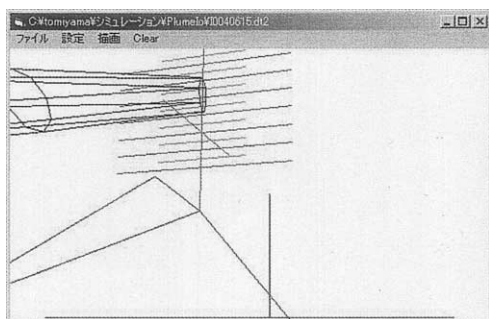


図1. (a)シミュレーションの例. (b)シミュレーションと画像の合成(01/4/23 11h).

3. 解析結果

3. 1. 2000年までの解析

1999 - 2001年度にわたって卒業研究として取り組まれ、成果は以下にweb公開されている。ここではその要約を述べる。

<http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/st-sci/physics/soturon/main.html>

1998年8月から1999年7月までの噴煙の流向と、鹿児島地方気象台における指定気圧面900hPaの高層風とを比較した[11]。指定気圧面900hPaは海拔約1000m付近にあたり、硫黄岳山頂より300m高く、硫黄岳噴煙の移流に大きく影響する高度である。月ごとの比較では、1998年9月・10月・12月、1999年2月・3月は噴煙の流向と高層風の風向きとが同じような流向の頻度を示した。

硫黄岳噴煙の観測では、山頂にできる笠雲もしばしば見られた。1998年8月からの1年間では、笠雲は夏の7月から9月にかけて頻繁に発生した。特に8月には31日間のうち、17日間も発生が確認できた。また、発生してから消えるまでの時間も長く、長いときで半日以上も出現した例もあった。昼よりも、朝と夕方によく発生していた。秋、冬

になるにつれ、発生回数は減少し、出現している時間も短くなっていった。

1999年8月から2000年7月までの噴煙の流向頻度と薩摩硫黄島飛行場の風データの比較では[12]、夏季や冬季の風向はほぼ一致したが、季節の変わり目となる9、10月、4、5月のデータはあまり一致しなかった。硫黄島飛行場の風データは、飛行場が島北西部の鬼界カルデラ壁上の火砕流堆積物でできた台地上にあり、北・西・南側は海に囲まれているのに対し東側は海拔703.7mの硫黄岳が存在することが飛行場の風向データの西風に影響を及ぼしているのではないかと思われる。

1999年8月から2000年7月までの薩摩硫黄島飛行場の9、15時の風向データと鹿児島高層風9、15時風向データとを比較してみると、1999年11月から2000年3月までの5ヶ月間に関しては風向の頻度こそ16方位で1方位分ずればしたもののその風向頻度の最大値の移り変わりまで一致しており、その特徴はほぼ同じ結果が得られた。しかし、この期間以外では8月が一部一致するだけで、他の月は風向頻度の一致はあまり見られなかった。データが一致しない月については、四季により特徴的な気圧配置に変わることにより起因する気圧傾度力の影響が考えられる。地表付近では、風は気圧の高いほうから低いほうに吹く。また高気圧は等圧線の間隔が疎なのに対し、低気圧は等圧線の間隔が密な状態になっている。風向比較した薩摩硫黄島飛行場と鹿児島高層風の2つの観測地点は約80km離れている。もしこの近傍に高気圧と低気圧の2つがそれぞれ停滞したと仮定すると、等圧線が密な低気圧が停滞した時の方が風速が大きいと共に、異なる風向を示す可能性も大きいと考えられる。また、気圧配置の不安定な時期、低気圧の勢力が強い時期には風向のデータは一致しないと思われる。

2000年の硫黄岳噴煙、硫黄島飛行場の地上風、鹿児島高層風、名瀬高層風の流向を比較し、気象条件と照らし合わせて解析したところ、各4点の流向、風向が一致しない現象は、低気圧や高気圧の中心が近くにある場合、停滞前線が近くにある場合、風がなく、風速が遅い場合に認められた[13]。

3. 2. 噴出孔

2001年から2002年7月にかけての観測結果を述べる。硫黄岳山頂の火口には、いくつかの噴気孔があり、記録している映像からは異なる4点の噴出孔から出ている噴煙を確認することができた。カメラはほぼ東の方角を向いているので、硫黄岳は南北にわたって写っており、画像からは噴出孔の南北の位置を相対的に見ることができる。噴出孔は、硫黄岳山頂部のほぼ中央に位置しているもの(V1)、山頂南に位置しているもの(V2)、山頂南の端に位置しているもの(V3)、山頂中央付近で火口の西の斜面に位置したもの(V4)があり、この4点から噴煙があがっていることが映像から確認できた(図2)。主に、中央部と南の噴出孔から活発に噴煙があがっている。V3噴出孔からの噴煙は、他の噴出孔から噴出されるものと比べると細い(図2a)。V4噴出孔から噴出される噴煙は、雨上がりによく確認することができた(図2c)。

硫黄岳の噴煙のほとんどはV1噴出孔とV2噴出孔の、2つの噴出孔から同時に噴出される場合(図2a)と、V2噴出孔だけから噴出される場合(図2b)である。比較的大きな噴煙は2つの噴出孔から噴出されていると思われる。規模の大きな噴煙の場合には、噴煙が混合しどの噴出孔から噴出されているのか見分けることができないが、比較的小規模の小さい噴煙の場合には見分けることができる。またV2噴出孔だけから噴出される噴煙は、細く上がる場合が多くみられた。1997年12月に調査した山頂部の状況を図3に示す。



図2．噴出孔．

(a) V1,V2,V3(01/10/18/ 17h)

(b) V2(01/9/19 13h)

(c) V4(01/12/29 10h)

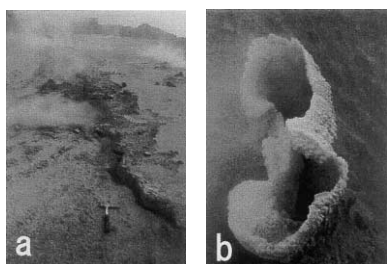


図3．硫黄岳山頂部(97/12/18)．

a: 割れ目と噴気活動

b: 噴気孔と硫黄が析出したチムニー

3. 3. 硫黄岳噴煙の諸形態

2001年1月から2002年7月までのデータについて検討する．2001年の観測では、310日(5月10日から7月3日欠測)の観測日数のうち154日噴煙を確認できた．7月から8月にかけての噴煙活動は特に盛んであった．2002年1月から7月までの観測では、191日の観測日数のうち97日噴煙を確認できた．噴煙を確認する際に天気が大きく影響し、雨や曇りの日には噴煙と雲とを区別することが殆どできなかったため、実際には確認日数よりも多いと思われる．

観測から硫黄岳噴煙の形態には定常噴煙、断続噴煙、吹き降ろし、二股に分かれた噴煙、滞留を確認できた．その中で定常噴煙が日常的に見られ、その他の噴煙の形態は稀に見られる程度であった．

噴煙の高さと、風速を比較してみる．比較する風速は、硫黄島から北北東に約80km離れた鹿児島地方気象台で観測されている指定気圧面925hPaの高層風データを用いた．指定気圧面925hpaは海拔約830mにあたり、硫黄岳山頂は703mであり硫黄岳噴煙の移流に影響すると思われる．

2001年から2002年7月までの観測のなかで、噴煙が最も高く上昇したときの高さは山頂から1300m程度(01/7/19 16:00)で、この日の鹿児島925hPa 15時の風速は5m/sであった．また、高く上昇した噴煙を確認できた日の風速は2から5m/s程度の弱風例がほとんどであった．

通常の噴煙活動では、噴煙は100mから600mの高さに到る程度で、図4の様に定常噴煙がほとんどであった．断続噴煙は2002年6月1日19時に確認することができた．噴煙孔から噴煙が脈動的に噴出され、コブ状に流れていくのが確認できた(図5)．



図4．定常噴煙(01/2/9 17h)．



図5．断続噴煙(02/6/1 19h)．

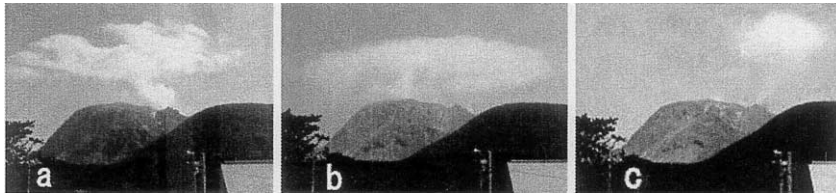


図6．噴煙の滞留．

(a) 01/2/27 10h

(b) 02/3/13 12h

(c) 01/5/3 13h



図7．二股に分かれた噴煙 (01/7/27 7h)．

図8．吹き降り (01/7/27 15h)．

噴煙の滞留は観測期間の中で数回確認することができた．図6に示す様に硫黄岳山頂より500m程度上昇し、噴煙柱を中心に円盤状に拡散したり(図6a,b)、球状にふくらんだりし(図6c)、長い時間留まっているケースが多かった．噴煙が滞留しているときには風速が1から5 m/s程度の弱風であった．

煙が二股に分かれる現象(bifurcation)は煙突からの排煙で良く知られており、火山噴煙のケースでも議論されているが[14]、桜島ではあまり見られない．図7に示す噴煙はこれに当り、硫黄岳の山形と風速の関係から理解されると思われる．

噴煙の吹き降ろしは稀に確認することができた．2001年7月27日に、13時頃から18時頃まで吹き降ろしを確認できた(図8)．13時までは定常的に流れていたが、13時を過ぎる頃から噴煙が山の斜面に沿って吹き降ろされていた．これまでの桜島についての解析から、噴煙の吹き降ろしは強風時に起こり、噴煙が山腹にそって吹き降ろされてからバウンスするように上昇し、やがて水平に流れる高さに落ち着く山岳波が見られることがわかっているが、この日の15時の鹿児島925hPaの風速は2 m/sと弱風であった．おそらく、鹿児島地方気象台の高層風と、硫黄岳山頂付近の風とが一致していなかったためと思われる．一般に、強風時の吹き降ろしと山岳波の形成は、孤立峰の地形に影響される．桜島に比べ硫黄岳は非常にずんぐりしているため、斜面に沿った吹き降ろしは起こりにくいと考えられる．また、吹き降ろしをもたらす強風は北寄りの場合が多いと思われるが、稲村岳にさえぎられるので観測できないことも事例の少ない理由であろう．

4. 今後の課題

既に1998年夏以来大量の映像データが蓄積され、噴煙の高度と流向を評価するためのプログラムも準備できた．今後は、これらを用いて以下の解析を進めることが課題である．

- ・ 無風時に絞り、噴煙高度や大きさを計測して放出量を確定し、1998年以來の噴煙放出活動の経年変化を明らかにする．
- ・ 海上孤立峰としての硫黄岳の特徴的な地形が大気の流れに与える影響を考慮し、風速と噴煙放出の勢いによって異なる噴煙の諸形態を明らかにする．
- ・ 衛星画像と地上画像との対応により、噴煙拡散の立体構造や、衛星観測の噴煙輝度

温度による高度評価の妥当性を検討する。

- ・ 現在の3ヶ月毎のデータ回収方式では、停電による長期欠測の恐れがある。また、観測データと衛星データとの即時解析の利用のために、現在の観測システムをwebカメラとパソコン、電話回線を用いたシステムに更新し、システムの遠隔操作、データの自動転送などができるようにする。

謝 辞

ASTER火山観測計画の一環として開始された本研究に対する日鉄鉱業株式会社の御支援に深く感謝いたします。体育館使用の便宜を図って頂いた三島村役場硫黄島出張所元所長日浅栄二氏、現所長児玉悟氏と、観測システムの運用に御協力頂いた元三島中学校教諭徳森孝一先生に深く感謝いたします。

参考文献

- [1] 澤田可洋：人工衛星による火山活動監視の試み，火山，28，357 - 373 (1983)。
- [2] Mougini-Mark, P.J. and Francis, P.W.: Satellite observations of active volcanoes: Prospects for the 1990s, *Episodes*, 15, 46-55 (1992).
- [3] 浦井稔・佐藤功：リモートセンシングによる火山観測の現状と今後，自然災害図作成および関連研究の動向に関する調査，平成4年度工業技術院特別研究促進費調査報告書，工業技術院地質調査所，34 - 74 (1993)。
- [4] Pieri, D.C., Crisp, J. and Kahle, A.B.: Observing Volcanism and Other Transient Phenomena with ASTER, *J. Remote Sensing Soc. Japan*, 15, 148-153 (1995).
- [5] 浦井稔・福井敬一・山口靖，Pieri, D.C.: ASTERによる火山観測の可能性とグローバル火山観測計画，火山，44，131 - 141 (1999)。
- [6] 町田晶一・高原弘幸・芳沢浩文・木下紀正・浦井稔・加藤雅胤：ASTERデータを利用した火山観測手法の検討，日本リモートセンシング学会誌，20，87 - 91 (2000)。
- [7] 木下紀正：火山噴煙の上昇と移流・拡散，可視化情報，16，230 - 235 (1996)。
- [8] 木下紀正・戸越浩嗣・吉野真人・町田昌一・高原弘幸：日本リモートセンシング学会第26回学術講演会論文集，655 - 658 (1999)。
- [9] 木下紀正・吉田潔：桜島噴煙流の写真解析，鹿大教育学部研究紀要自然科学編，42，1 - 19 (1990)。
- [10] 金丸佳代：桜島噴煙のコンピュータシミュレーション，鹿大教育学部卒業論文，2002。
- [11] 吉野真人・戸越浩嗣・木下紀正・町田昌一・高原弘幸・徳森孝一：薩摩硫黄島の火山噴煙と地形性雲の自動観測，日本気象学会九州支部講演会要旨集，11 - 12 (2000)，
吉野真人：薩摩硫黄島の火山の噴煙と雲の研究，鹿大教育学部卒業論文 (2000)。
- [12] 東大輔：薩摩硫黄島の火山噴煙の観測と解析，鹿大教育学部卒業論文 (2001)。
- [13] 小牟田央：薩摩硫黄島の噴煙観測と気象条件の解析，鹿大教育学部卒業論文 (2002)。
- [14] Ernst, G.G.J., Davis, J.P. and Sparks, R.S.J.: Bifurcation of volcanic plumes in a crosswind, *Bulletin of Volcanology*, 57, 159-169 (1994).

Continual observation and analysis of Io-dake plumes

Kisei KINOSHITA^{1*}, Michitaka TOMIYAMA¹, Shoichi MACHIDA² and
Hiroyuki TAKAHARA³

¹Faculty of Education, Kagoshima University

²Nittetsu Mining Consultants Co., Ltd., ³Metal Mining Agency of Japan

*E-mail: kisei@edu.kagoshima-u.ac.jp

Abstract

Records of volcanic plumes from Io-dake at Satsuma-Iojima Island, to the south of Kyushu, Japan, have been taken with digital and video cameras since the Summer of 1998. Basic properties of the plumes during January 2001 and July 2002 are discussed.

S12 諏訪之瀬島火山の2000-2002年噴出物

嶋野 岳人

東京大学地震研究所

Products of the 2000-2002 eruptions of Suwanosejima Volcano

Taketo SHIMANO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo

E-mail: shimano@eri.u-tokyo.ac.jp

要 旨

諏訪之瀬島火山において2000 - 2002年に噴出した火山灰粒子（遊離結晶を除く）は、結晶化組織により、石基ガラスに富む粒子（Cタイプ）と結晶質の粒子（Dタイプ）とに分けられる。石基ガラス組成は、Cタイプ粒子の方がSiO₂に乏しく、その違いは石基結晶度の違いによって説明が可能である。遊離結晶の割合は、噴火によらずほぼ一定である。一方、C、Dタイプ粒子の割合と噴煙高度にはよい相関がある。すなわち、噴煙高度が高いほどCタイプの割合が高く、Dタイプの割合が少ない。Cタイプ粒子にはより高温を示す組成の輝石が含まれる。さらに、最も活発な活動をしていた2002年8月22日の火山灰には、より発泡度の高いCタイプ粒子が数多く認められる。したがって、噴煙高度の変化は、脱ガス程度の低い低結晶度・高温マグマの噴出量比を反映していると考えられる。

1. はじめに

諏訪之瀬島火山は、しばしば、ストロンボリ式噴火やブルカノ式噴火により火山灰を放出しており、最近約50年間では日本国内でもっとも活発な火山の1つである（小林，1987）。しかし、これらの活動による噴出物を調べた研究は少なく、火山活動の動向を知る上で極めて有用な情報が見過ごされてきた。

近年、微量な噴出物を電子顕微鏡などを用いて詳しく調べることによって、噴火に関与するマグマの状態を評価することが可能となってきた（東宮ほか，2001など）。また、諏訪之瀬島火山・桜島火山など、一回あたりの噴出量は微量でも、頻繁にマグマ物質を噴出している火山では、このような手法を用いることによって、マグマの状態の時間変化（結晶化、混合履歴、脱ガス過程など）を推定することが出来ると考えられる。一方、これらの火山では大噴火に前後して、最近数十年の活動によるものとよく似た火山灰を多く含む堆積物が形成されている。従って、これらの火山灰を調べれば、大噴火に至るマグマプロセスの手がかりが得られると考えられる。このような観点から、著者は諏訪之瀬島火山の火山灰を調べたいと考えている。今回は最近2年間（2000-2002年）の噴

出物の特徴を明らかにし、文化、明治噴火（1813、1884年）噴出物との化学組成の比較から、噴火現象と噴出物の関係について考察を行った。

2. 地質概説

諏訪之瀬島火山は鹿児島市の南南西約230kmに位置し、北北東 - 南南西方向に伸びた形状を持つ周囲約20kmの火山島である。本火山の活動史に関してはいくつかの報告があるが、古い山体層序を除き、主成層火山体形成期に関する解釈はほぼ一致している（平沢・松本, 1983; 小林・原田, 1984; 大四, 1983; 平吉, 1983）。大四（1983）は、諏訪之瀬島火山の活動を5ステージに区分している。初めの2ステージは、富立岳と古期御岳火山、須崎とナベダオ火山の活動に特徴づけられる。3ステージ目以降の活動は主に御岳火山における活動であり、溶岩流出と火砕噴火を繰り返したステージ、火砕噴火の卓越したステージ、文化噴火以降のステージに分けられる。各活動の絶対年代については不明である。主な火口には、活動中の御岳火口、文化噴火で活動した文化火口（旧火口）が島の中央部にある。御岳火口は文化噴火後に形成された馬蹄形カルデラ内にあるため、カルデラ縁から噴火活動の観察が可能である（現在立入規制）。

3. 文化噴火と明治噴火

3. 1. 噴火概要

文化噴火は本火山において有史最大の噴火である。噴火推移は、噴火初期のマグマ水蒸気噴火、中期の陸上爆発的噴火（溶岩噴泉と準プリニー式噴火）、後期の溶岩流出（+二次流動アグルチネートの形成）で特徴づけられる（嶋野・小屋口, 2001）。総噴出量は約0.1km³に達する。一方、明治噴火では溶岩流が大量に噴出した（約0.01km³）。爆発的噴火による火砕物は火口近傍をのぞいて堆積しておらず、文化噴火に比べて少量である。

3. 2. 噴出物の岩石学的特徴

文化、明治噴火噴出物を含む全島の岩石の全岩化学組成を東京大学地震研究所の蛍光X線分析装置（Philips社製2400型）を用いて分析した。文化、明治噴出物ともに均質である（それぞれ、SiO₂ = 55.5-56 wt.%, 56.5-57 wt.%；図1）。文化噴出物は、諏訪之瀬島火山の他の岩石と同じトレンド上にプロットされる。一方、明治噴出物はこれらとは明らかに異なる組成で、MgOが高く、Al₂O₃、Na₂Oが低い。全斑晶量はいずれも多く、20-30 vol.%, 35-45 vol.%である。特に明治噴出物は輝石を多く含み（約15 vol.%）、かんらん石も認められる（0.4 vol.%程度）。

4. 最近の活動

4. 1. 活動の概要

本火山における最近約50年間の活動は、ストロンボリ式噴火やブルカノ式噴火を頻繁に繰り返すものであった。これらの活動による

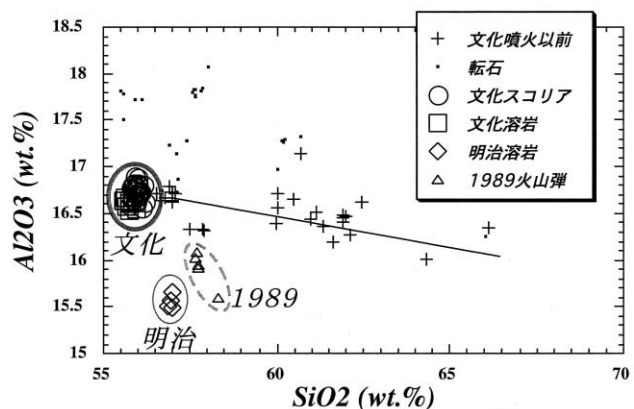


図1. 諏訪之瀬島火山過去の噴出物の全岩化学組成。

噴出物は細粒で少量なため、山腹付近にはほとんど堆積物としては残されない。しかし、比較的植生の多い堆積環境下では、火山灰を多く含む堆積物が残されることがある（井村，1991）。文化噴火以降に形成された同堆積物の層厚は火口から約3 km離れた集落で最大約1 mである。

常時観測体制の整備された1989年以降、諏訪之瀬島では10回弱程度の活発期と静穏期を繰り返している（井口，2000）。最近2年間の活動は比較的活発であった。2000年12月末には、かねてより活発化していた地震活動ののち噴火し、従来の火口（火孔1）の東約200・300mの2カ所に新火口（火孔2，3）が確認された。火孔1～3の温度はそれぞれ450，90，270℃と測定されている。2001年5月半ばには再び活動が活発化し、噴石が火口から水平距離400・500mまで飛来したほか、黒色噴煙が高度約1000mに達した（以上、京大火山活動研究センター）。その後、2002年に入ってからしばしば活発な活動あり火山灰を放出した（4/10・，6/18・，7/11・など）。特に2002年8月後半の活動では、しばしば高度1000mに達する噴煙が形成された（気象庁，火山活動解説資料，2002年8月）。

4. 2. 噴出した火山灰の特徴

2000年12月24日，2001年5月12日，2002年8月2日，21日，23・26日，23日以前・26日に噴出し，採取された火山灰について，電子顕微鏡による粒子形態の観察，EPMAによる薄片試料の観察と鉱物・ガラス組成の測定を行った。観察には東京大学地震研究所の走査電子顕微鏡（Jeol社製J5600型），定量分析には同研究所EPMA（Jeol社製8800型）を用いた。2000年12月24日，2002年8月23・26日の火山灰は細粒のもののみ（殆どが径100 μm 以下）を，その他については数100 μm 以上の粒子も分析した。

採取した火山灰は主に褐色透明，黒色～赤色不透明のスコリア粒子（C，Dタイプ），および斜長石，輝石，磁鉄鉱等の破片結晶からなる（図2）。大部分の粒子が角張った多面体状をなし，細粒粒子はより粗い粒子に付着して凝集粒子を構成することが多い。2001年5月12日の火山灰にはよく発泡した粒子が多い。さらに電顕観察では，2002年8月21日，23・26日の粒子に気泡の多い粒子が認められた。一方，2002年8月2日や2000年12月24日の火山灰には発泡粒子はまれである。各粒子の石基結晶度に着目すると，2001年5月12日，2002年8月21日，23・26日，2000年12月24日の順に結晶度が高い粒子の割合が増え，2002年8月2日の火山灰では完晶質粒子が大部分を占めた。比較的low結晶度の石基はガラス，斜長石，輝石により構成され，高結晶度のものには鉄チタン酸化物鉱物が認められる。

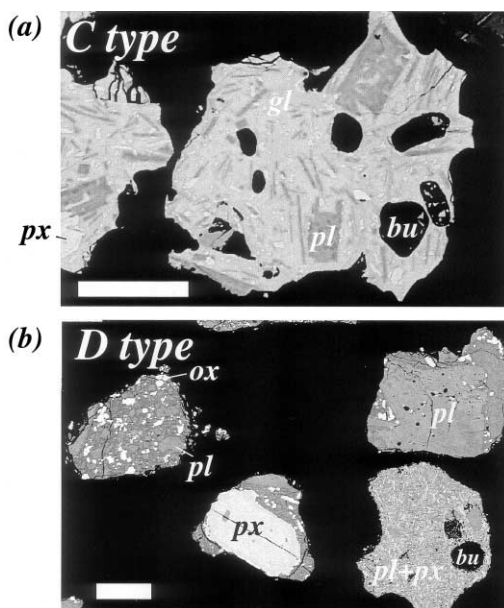


図2. 火山灰粒子薄片電顕写真（a：Cタイプ，b：Dタイプ）。bu：気泡（黒色），pl：斜長石（濃灰色），px：輝石（淡灰色），ox：磁鉄鉱（白色），gl：火山ガラス（中灰色）。スケール=100 μm 。

遊離結晶量はほぼ一定であるが、C、D粒子の存在比は噴煙高度とよい相関を示す(図3)。

4. 3. 火山灰粒子ガラス・結晶の化学組成
 火山灰のガラス組成は、結晶度で分類した2タイプの粒子(C、Dタイプ)に対応して、分けることが出来る(図4)。Cタイプ粒子のガラス組成はSiO₂の低い組成(61~64wt.%)を持つ。一方、Dタイプ粒子は高いSiO₂量である(>68wt.%)。それぞれ連続的な組成変化が認められ、CタイプではSiO₂増加に伴ってTiO₂量が増加し、Dタイプでは減少する傾向が認められる。輝石組成はMg#で0.85から0.65まで変化し、これに伴ってLindsley(1983)によるマグマ温度は約1100°Cから1050°C程度に低下する傾向がある(図5)。また、斜長石組成はAnで80から70まで変化する。Housh and Luhr(1991)によって求めたマグマ含水率は、文化噴火直前のマグマ含水率(嶋野・小屋口, 2001)よりも低い傾向を示した(1~2重量%; 予察)。

5. 考察

5. 1. マグマ供給系

最近2年間の噴出物は、試料が少量であったため全岩化学組成の測定は行わなかったが、鉱物・ガラス組成から判断して、これらの噴出活動に関与したマグマが文化噴火(嶋野・小屋口, 2001)や1989年噴火(平林ほか, 1993)と著しく異なる起源であるとは考えられない。しかし、火山灰のガラス組成変化は文化噴火のものとはやや異なり、1989噴出物や明治噴出物よりもややSiO₂に富むメルトから石基結晶が晶出した場合の変化傾向を示す(下述; 図4)。平林ほか(1993)は輝石の組成累帯構造から、1989年の噴出マグマを1150°Cの玄武岩質マグマと1050°C程度のマグマの混合によって形成された1100°Cのマグマであると解釈している。最近2年間の火山灰にも

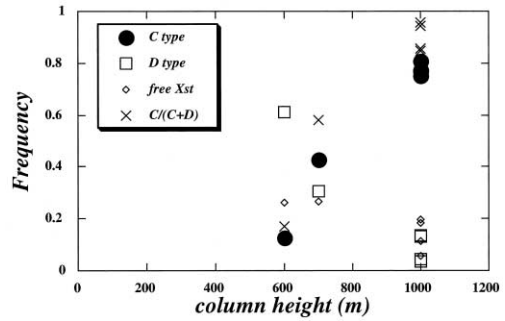


図3. 噴煙高度と火山灰構成比。

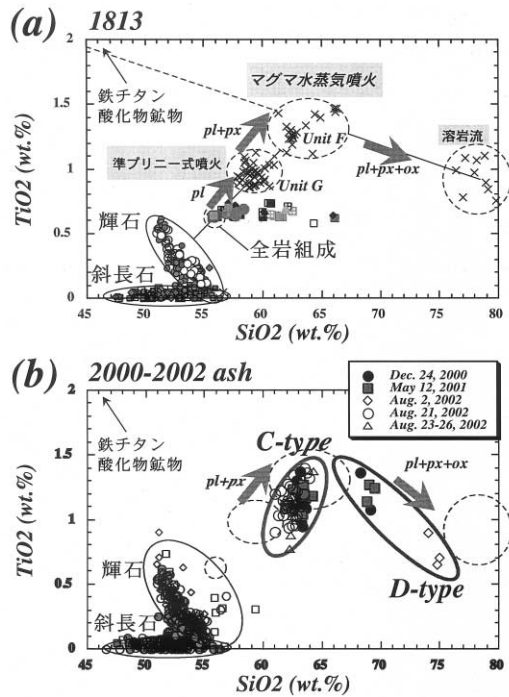


図4. (a)文化噴火, (b)最近の噴火の結晶・ガラス組成。

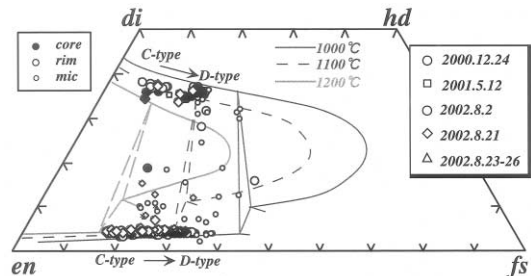


図5. 最近の噴出物のマグマ温度。(Lindsley, 1983による)

正・逆累帯構造を示す輝石が認められ、マグマ混合を被っている可能性が考えられる。更にマグマ供給系の進化について検討するためには、斑晶鉱物組成の検討を明治噴火噴出物も加えて系統的に行う必要がある。

5. 2. 噴火活動と火山灰の比較

最近2年間の火山灰に認められるC, Dタイプの粒子はそれぞれ、文化噴出物の爆発的噴火による噴出物 (Unit G~Fスコリア; 準プリニー式~マグマ水蒸気噴火) および溶岩流のガラス組成と似た組成変化を示す (図4)。文化噴出物では、ガラス組成変化が石基の結晶化によって説明できる。すなわち、Unit G~Fのガラス組成変化はUnit Gスコリアの石基に認められる斜長石の結晶化で、Unit F内のガラス組成変化は石基鉱物の斜長石、輝石の結晶化で説明が可能である。さらに溶岩流のガラス組成はUnit Fのガラスから石基中の斜長石、輝石、鉄チタン酸化物鉱物が晶出することによって説明できる。火山灰粒子の全岩組成は未測定であるが、ガラス組成の変化傾向は、文化噴出物と同様の結晶化によって説明できる。すなわち、Cタイプ粒子のガラス組成変化は斜長石、輝石の結晶化で、Dタイプ粒子はCタイプ粒子からの斜長石、輝石、酸化物鉱物の結晶化によって説明が可能である。

Hammer *et al.* (1999) は、1991年ピナツボ火山噴火の間欠的爆発噴火について、その噴火休止間隔 (数分~数時間) と石基結晶度 (0~20%程度) に相関があることを示し、噴出前に地下浅部でマグマが脱ガス・結晶化して火道を閉塞させ、内圧を高めることによって再び噴火するというモデルを提示した。諏訪之瀬島の一連の活動では、初期の連続的微小噴火と末期の空振を伴う間欠的爆発噴火の2タイプが報告されている (井口, 2000) が、このような噴火タイプの違いも、マグマの結晶度の違いを反映しているのかもしれない。両噴火タイプの火山灰について、含水量とガラス組成、結晶度等を比較することによって、これらの関係を検証できるものと期待される。

噴煙高度とCタイプ粒子の含有量にはよい相関が認められ (図3)、Cタイプ粒子は結晶度が低く輝石晶出温度もDタイプよりもやや高温を示した (図4, 5)。また、Cタイプ粒子にはしばしばよく発泡したスコリアが認められるのに対して、Dタイプ粒子にはほとんど認められない。これらの事実は、噴煙高度が、より高温で脱ガス程度の低い低結晶度マグマの噴出量比に依存することを示す。これは、プリニー式噴火で認められる噴煙高度と噴出率の関係 (例, Wilson *et al.*, 1978) とよく似ている。一方、小規模噴煙では、高温マグマと比べて低温噴出物の噴煙への影響も無視できないと考えられる。今後、より正確な噴煙高度計測をした噴火の火山灰粒子の解析を行うことにより、このような小規模噴煙のダイナミックスに制約条件が与えられると考えられる。

謝 辞

本発表の機会を与えて下さった鹿児島大学木下紀正教授に深く感謝致します。また、火山灰入手に際して、京都大学火山活動研究センター井口正人助教授、東京工業大学流体研究センター平林順一教授、鹿児島大学金柿主税氏、十島村中之島天文台福澄孝博氏、産業総合技術研究所下司信夫氏、東京大学桑田幹哲氏、杉浦哲也氏にお世話になりました。お礼申し上げます。

参考文献

- 大四雅弘 (1983): トカラ列島諏訪之瀬島の火山地質 (要旨), 火山, 28, 207.
- Hammer, J. E., Cashman, K. V., Hoblitt, R. P., and Newman, S. (1999): Degassing and microlite crystallization during pre-climactic events of the 1991 eruption of Mt. Pinatubo, Philippines, *Bull. Volcanol.*, 60, 355-380.
- 平林順一・大場武・藤井敏嗣・井口正人・坂元隼雄 (1993): 諏訪之瀬島火山の火山ガス, 土壌ガス組成と1989年10月の活動による噴出物, 第2回諏訪之瀬島火山の集中総合観測 - 1989 -, 67 - 80.
- 平沢晃一・松本幡郎 (1983): 鹿児島県トカラ列島諏訪之瀬島の火山地質, 火山, 28, 101 - 115.
- 平吉孝明 (1983): 諏訪之瀬島の火山地形と形成過程, 地域研究, 24, 38 - 51.
- Housh, T. B., and Luhr, J. F. (1991): Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems, *Am. Mineral.*, 76, 477-492.
- 井口正人 (2000): 諏訪之瀬島火山活動の経過 - 1989年~1999年 -, 第3回諏訪之瀬島火山の集中総合観測, 1 - 10.
- 井村隆介 (1991): 諏訪之瀬島火山の最近200年間の噴火堆積物 - 火山砂層による噴火活動消長の評価 -, 地質雑誌, 97, 865 - 868.
- 小林哲夫 (1989): 諏訪之瀬島火山. 空から見る日本の火山, 丸善, 215 - 217.
- 小林哲夫・原田陽夫 (1984): 諏訪之瀬島の火山地質 (要旨), 火山, 29, 319 - 320.
- Lindsley, D. H. (1983): Pyroxene thermometry, *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- 嶋野岳人・小屋口剛博 (2001): 諏訪之瀬島火山1813年噴火 (文化噴火) の噴火様式とマグマの脱ガス過程, 火山, 46, 53 - 70.
- 東宮昭彦・宮城磯治・星住英夫・山元孝広・川辺禎久・佐藤久夫 (2001): 有珠火山2000年3月31日噴火とその本質物, 地質調査研究報告, 52, 215 - 229.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., and Watkins, N. D. (1978): The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics, *J. Geophys. Res.*, 83, B4, 1829-1836.

Products of the 2000-2002 eruptions of Suwanosejima Volcano

SHIMANO Taketo
Earthquake Research Institute, University of Tokyo
E-mail: shimano@eri.u-tokyo.ac.jp

Abstract

Fallen from recent activity at Suwanosejima volcano consists of two types of scoria fragments (C and D types), and free crystals. C type grains are fresh transparent glassy scoriae with low crystal content, whereas D type grains are opaque scoria with high crystallinity. The maximum height of ash plume and the content of C type grains are in good correlation. The changes of glass composition indicate that crystallization of microlites accounts for the difference of C and D types. It is suggested that the plume height is mainly controlled by the erupted amount of less crystalline magma.

S13 観測カメラと衛星からみた諏訪之瀬島噴煙

金 柿 主 税^{1*}・木 下 紀 正¹・三 仲 啓¹・土 田 理¹・
八 木 原 寛²・福 澄 孝 博³

¹鹿児島大学教育学部 ²鹿児島大学理学部 ³中之島天文台

Ground observation and satellite images of Suwanosejima plumes

Chikara KANAGAKI^{1*}, Kisei KINOSHITA¹, Akira MINAKA¹, Satoshi TSUCHIDA¹,
Hiroshi YAKIWARA² and Takahiro FUKUZUMI³

¹Faculty of Education, Kagoshima University

²Faculty of Science, Kagoshima University

³Nakanoshima Astronomical Observatory

*E-mail: chikara@edu.kagoshima-u.ac.jp

要 旨

ネットワークを利用した諏訪之瀬島火山観測カメラシステムを火口から北東約25km離れた中之島に設置し、噴煙自動撮影を行った。本システムは噴煙を長期に連続撮影できるほか、ISDN回線を通じて撮影画像の転送、データ通信端末等からアクセスすることによりリアルタイム監視、ネットワーク内機器の遠隔操作を行うことができる。本システムの観測により2002年8月以来の諏訪之瀬島噴火活動の高まりが捉えられ、噴煙高度や山麓への降下拡散、噴煙移流の様相が明らかとなった。噴煙移流の映像は高層風や中之島灯台の風データ、衛星画像、住民や報道による情報と整合的であった。

1. はじめに

諏訪之瀬島御岳（799m：鹿児島市の南西約220km）は三宅島や桜島と同様の孤立峰であり、継続的に噴火活動を行っている活発な火山である（図1a, c）。火山の危険性評価には地震計やGPS測量等の多様な監視システムによる情報と共に噴煙の動態解析が不可欠である[1, 2]。

諏訪之瀬島の遠望観測は鍵山ら[2]が行ったことがあり、現在は十島村役場出張所による目視観測、福岡管区气象台による機動観測、第十管区海上保安本部による巡回観測等が行われている。筆者らは桜島や薩摩硫黄島において火山噴煙の様相をつかむためビデオカメラやデジタルスチルカメラによるインターバル撮影を行い、衛星による南西諸島火山の観測を行ってきた[3, 4]。

火山活動の重要な指標である噴煙活動の観測記録のため、諏訪之瀬島火山を対象に長期間の連続撮影とリアルタイム監視が可能な観測カメラシステムを2002年8月6日、中之島小中学校に設置した。得られた映像記録データの自動転送および画像のデータベース化を行い、同時に中之島より目視や写真、ビデオカメラでの観測も併せ、インターネットを通じて提供し、一般に公開している[5]。なお、諏訪之瀬島南西部に位置した

居住地域からはビデオカメラによるインターバル撮影を2001年8月～2002年3月に断続的に試みたが、御岳火口は見えず、広い視野のサイトを確保することが出来なかった。中之島からは北東に約25km離れているものの火口や移流する噴煙が確認できる。

この稿では、得られた噴煙映像により移流拡散と山頂付近の風との関係について、高層風や衛星データを用いて検討するものである[6]。また上記のデータに加え、インターネットで公開されている天気図や気象データ、各種情報も用いることで即時噴煙監視の可能性も検討する。

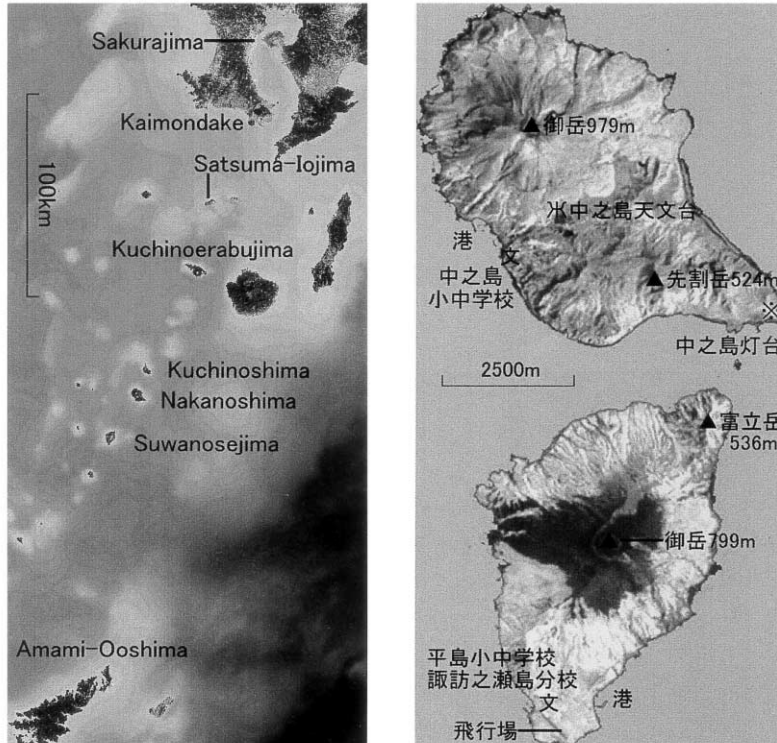


図1. (a)南西諸島地図(左). (b)中之島地図(右上). (c)諏訪之瀬島地図(右下).

2. 自動撮影システム

2-1. 構成

市販のネットワークカメラや既存のパソコン等を用いて、噴煙の記録に十分な画質が得られる自動撮影システムを構築した。三宅島火山観測カメラ[7]を参考に独自の改良を行っている。

現在の設定は、フルカラー(24bit)、352×240ピクセル(38万画素)、ファイルサイズ14KB以下、06:00～18:00の間を20分間隔で撮影し、その画像データを制御用PCへ送信・保存蓄積を行い、平素は1日分のデータを夜中1度にまとめて鹿大サーバへFTP送信を行っている。通信時間は3分以下で、万一、転送に失敗しても後日まとめて鹿大サーバへ送ることができる。送信時に制御用PCはNTPサーバに接続して時刻補正を行い、制御用PC時刻とネットワークカメラ内蔵時計を同期させている(表1,表2)。

ネットワークへアクセスすることによりリアルタイムの監視ができ、火山活動に変化

があった場合には臨時の撮影や転送設定変更等の遠隔操作も可能である。カメラ標準レンズ ($f = 3.5 - 8.0\text{mm}$) をオプションレンズ ($f = 5 - 50\text{mm}$) に交換し、島全体をある程度大きく画面に入れ噴煙を海拔高度3500m程まで撮影できる設定である。

中之島小中学校で使用中の ISDN 回線は安定した通信速度をもち、デジタルであるため天候や距離による通信品質への影響はない。同校南校舎2階廊下天井にカメラ・LANケーブルを配置し、ISDN ルータや制御用PCは別棟パソコン室に集約した。ISDN ルータにより簡易なネットワークを構築することによって、学校既存の通信環境を殆ど変えることなくシステムの構築ができた。ISDNは2回線を使用できるため、学校業務や授業等に影響を与えず遠隔操作、リアルタイム監視ができる。またPHSデータ通信を用いても64KB/sで同様にアクセス可能である(図2)。

表1. 観測カメラシステムの構成機器.

種別	名称	機能等	備考
ネットワークカメラ	AXIS2120 (AXIE)	定時撮影、自動転送	噴煙モーション検知可能
オプションレンズ	13VG560T (TAMRON)	TELE レンズ	焦点距離 5-50mm 画角(水平×垂直) Wide63.6°×40.3° Tele6.6°×4.2°
制御用PC	FMV5138D5 (FUJITSU)	画像データ蓄積(BackUp)、 龐大サーバへの転送	メモリ・HDD増設済み
無停電装置	ES250(APC)	電源安定化、瞬停防止	台座時に停電が多い
ISDNルータ	CM2-RTP-DP (NEC)	簡易LAN、転送設定	アクセスサーバ機能により 現地LAN内の遠隔操作が可能

表2. 制御用PCで使用するソフトウェア.

種別	名称	機能等	備考
基本OS	Windows98SE	比較的安定かつドライバが豊富	学習版は安価
タスク処理	タスクマネージャ	指定日時に各ソフトウェアを自動起動	上記OSに含む
FTPサーバ	TinyFTPd 0.62d	観測画像データを受信・蓄積	フリーソフト
FTPクライアント	DT_FTP 1.08	指定時に龐大WEBサーバへ自動転送	フリーソフト
再起動	QuickReboot 1.0	OSリソース不足解消にパソコン再起動	フリーソフト
遠隔操作	NetMeeting 3.01	リモートデスクトップ共有機能で 遠隔操作により制御用PC設定変更、 臨時の画像データ回収	フリーソフト Win98SEに同 3.0付属。無償

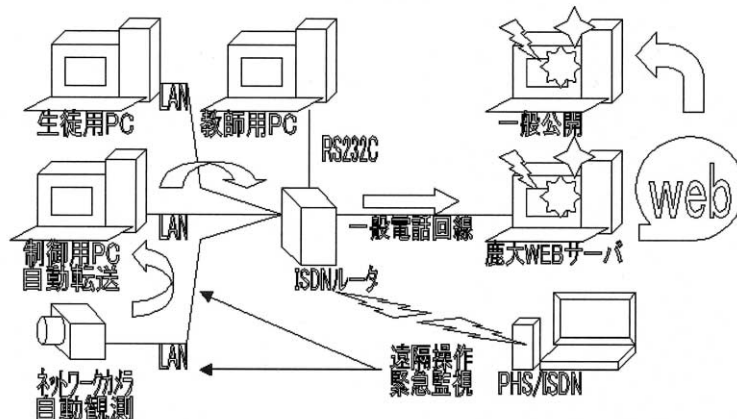


図2. 中之島からの諏訪之瀬島火山観測カメラシステム.

2-2. 本システムの問題点など

- ・ 撮影画質は天候に左右され、低気圧が接近すると海霧で殆ど判別不能となる。
- ・ 台風や大雨により島内の電源供給が不安定となり断続的に停電になりやすい。

3. 解析データ

3-1. 地上観測データ

観測カメラ画像、目視情報や現地写真、ビデオカメラによる観測のほか、新聞やテレビで報道された航空機映像、インターネットで公開されている十管海上保安本部撮影映

像や情報などを参照した。

3-2. 衛星データ

NOAA/AVHRRデータは鹿児島大学の衛星画像受信装置によるものである[8]。NOAAの軌道によっては南西諸島の衛星画像は受信範囲の端にあたる場合があり鮮明でないこともある。AVHRRデータによる噴煙検出は、バンド1(可視)とバンド2(近赤外)との差画像、バンド4(熱赤外)とバンド5(熱赤外)との差画像によって噴煙と雲を判別できる[4]。すでにインターネットで公開中のMODIS衛星画像等も参照した[9]。

3-3. 気象データ

爆発噴煙の場合には850hPaや800hPaも検討が必要であるが、ここでは1日4回(3, 9, 15, 21時)6時間おき指定気圧面(925hPa: 海拔約800m)の高層風データを使用した。鹿児島・名瀬の高層の風を内挿によって合成し諏訪之瀬島上空の風向・風速を求めた。なおこの合成風は距離の逆2乗でウエイトをかけてベクトル成分ごとに合成している。この合成風とインターネットで公開される中之島灯台の風向・風速(十管海上保安本部海洋情報)と比較した[10]。天気図も適宜参照した。

4. 解析と考察

4-1. 2002.07.23~24の噴煙

24日午前中火口付近にはやや強い東風により噴煙は西へ移流したことがわかる(図3)。中之島からの噴煙写真11:28(図4)および12:55のノア衛星画像(図5)によっても裏付けられた。午後から次第に北東の風となり諏訪之瀬島南西部の集落方面に噴煙が流れたことがわかる。25日夕方NHK鹿児島では県防災ヘリによる諏訪之瀬島御岳の噴煙映像を放映し、24日は7回噴火があり、午前中には噴煙もみられた。地震は観測されていないものの火山性微動が続いている。雲がかかって噴煙は観測されなかったが集落では降灰があった。气象台が火山活動情報を出し、警戒を呼びかけていると報じた。

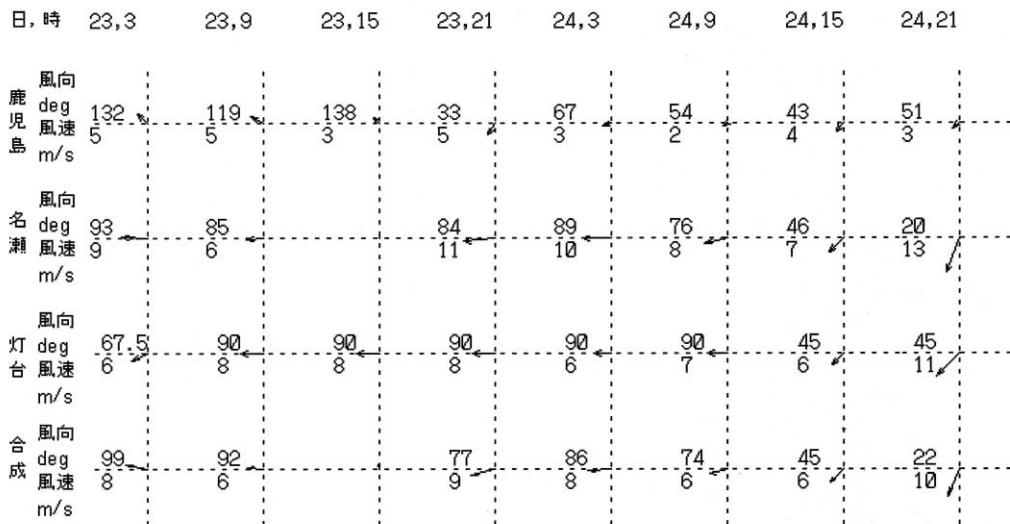


図3. 2002年7月23日3時~24日21時の鹿児島・名瀬・中之島灯台・諏訪之瀬島合成風の風向(deg)・風速(m/s)・空白は欠測。



図4 中之島からみた諏訪之瀬島噴煙，
7月24日11時28分．

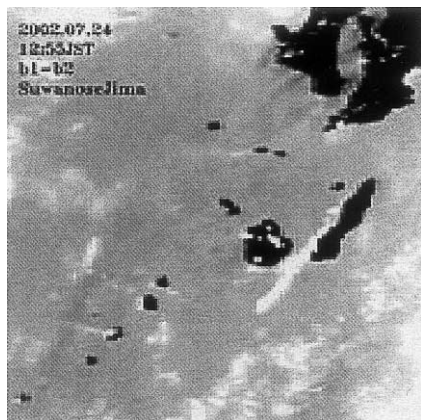


図5 ノア衛星による噴煙映像，
7月24日12時55分．

4-2. 2002.08.19~20の噴煙

諏訪之瀬島では深夜0時頃から集落で噴火の音・鳴動が聞かれ，7時頃には鉄筋住宅が揺れるほどの鳴動があり，ずっと噴煙が上がり続けたとのことである．19日10時臨時火山情報が出され，そのとき桐野秀信氏（平島中小学校諏訪之瀬島分校）は校舎背後の噴煙を撮影した（図7）．北東へ進む台風13号が三宅島付近にあり，諏訪之瀬島上空は北西の風，低い位置では北の風が強く吹いていたものと考えられる（図6）．13:11のノア衛星画像で噴煙が南～南南東へ広がりながら流れた様子わかる（図8）．

13:45の中之島からの映像では南流する噴煙をとらえている（図9）

20日の観測カメラでは活発に噴火を繰り返す諏訪之瀬島をとらえている（図10）．この噴煙映像から南（南西）方向へ流れていることが確認でき，17:17のノア衛星の噴煙画像（図11）や高層風（図6）の振る舞いと合致している．

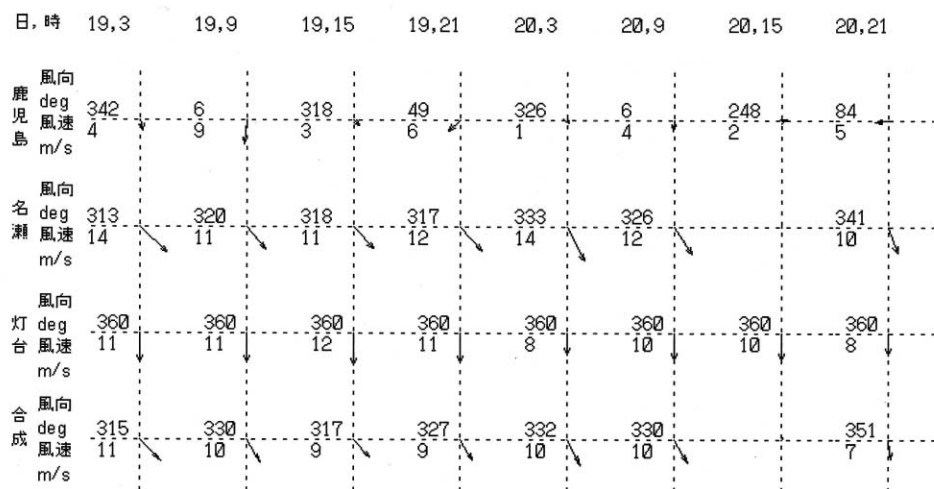


図6 . 8月19日3時~20日21時の風向 (deg)・風速 (m/s) .



図7．8月19日諏訪之瀬島分校背後の噴煙．

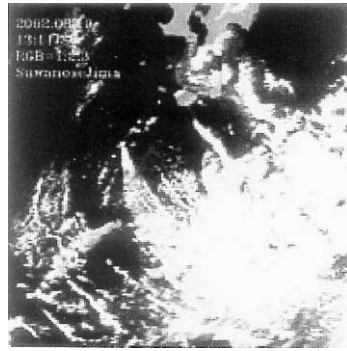


図8．ノア衛星による噴煙画像，
8月19日13時11分．



図9．8月19日13時45分 中之島からみた南流する諏訪之瀬島噴煙．



図10．観測カメラ映像，
2002年8月20日16時．

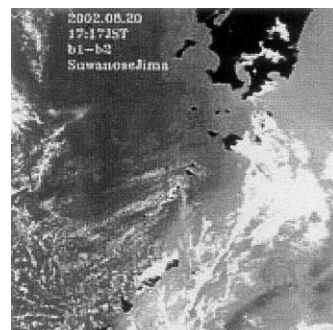


図11．ノア衛星による噴煙画像，
2002年8月20日17時17分．

4-3. 2002.08.21~22の噴煙

諏訪之瀬島集落からは20日夜21時過ぎに火口付近にしきりと稲光が見られたとのことである．深夜0時過ぎ，諏訪之瀬の空が真っ赤になるのが見られ，それが膨らんだり縮んだりを繰り返していたとのことから赤熱した溶岩が大気に露出したものと考えられる．21日11時に中之島から確認できる程の大きい地響きが2回あり，夕方にも大きな爆発音・地鳴りを確認した．21日夕方の南日本放送は 午前中5回の爆発があった 約140km南に位置する名瀬市（奄美大島）で降灰が確認されたことを報じた．21日の午前中に噴煙は南へ流れており（図12，図13），ノア衛星によって奄美大島へ到達する噴煙画像を確認した（図14）．なお，翌22日9時に北東へ約25km離れた中之島居住地区海岸で大量の降灰がある等，その後も大小の噴火活動を続けた[11]．

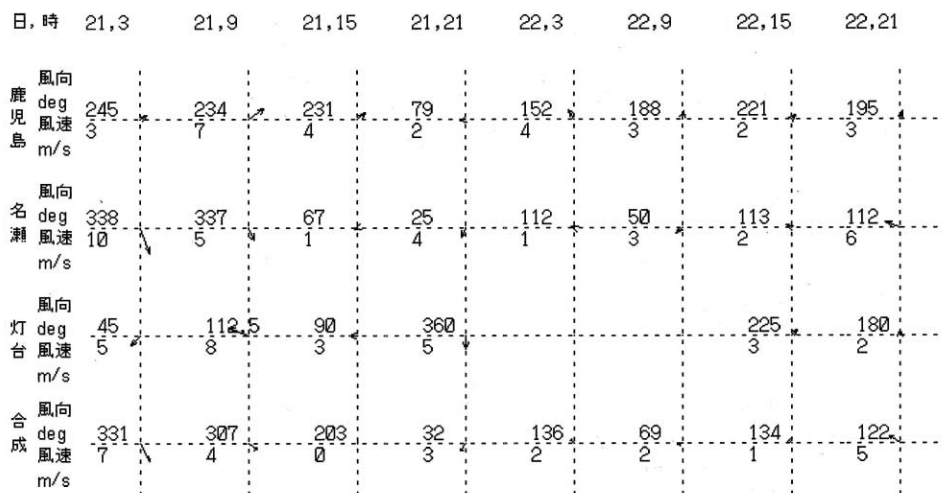


図12. 2002年8月21日3時~22日21時の風向(deg)・風速(m/s).

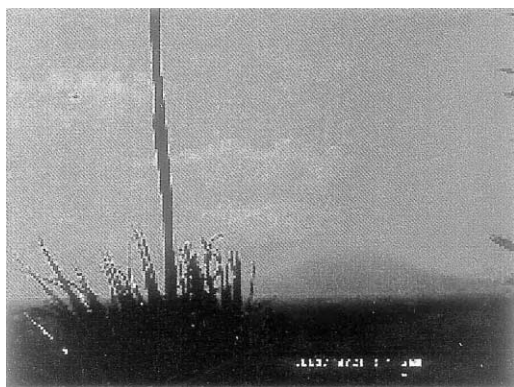


図13. 中之島からの噴煙写真,
2002年8月21日11時15分.



図14. ノア衛星による噴煙画像,
2002年8月21日12時49分.

5. おわりに

2002年8月6日に設置した本観測システムの連続撮影映像によって諏訪之瀬島の噴火活動をとらえることができた。またその噴煙映像は高度、山麓への降下拡散や長距離移流の方角等をとらえることができた。

簡単な計算による鹿児島・名瀬の内挿した高層風(合成風)を用い、噴煙の流れは噴煙高度の風に支配されることが分かった。中之島灯台の風は高層風なみに強く、おおよそ鹿児島・名瀬の内挿した高層風と同方位を示した。中之島灯台は中之島南東先端部に位置し、周りに障害物がないため、この風は地形に影響されにくいものと考えられる。またインターネットやテレビ・新聞等の天気図等でも大局的に風を予想・理解でき、噴煙の移流や拡散の様相を検討できた。なお諏訪之瀬島の火山活動と噴煙移流の記録はまとめて公開している[11]。噴煙観測映像や衛星からの噴煙画像、気象データ等のリアルタイム情報と照合すれば、迅速で有用な防災情報を配信・提供でき、住民の安全に寄与できる可能性がある。

謝 辞

本研究は鹿児島大学プロジェクト「南西諸島における火山噴煙の観測解析と配信」の一部です。松井智彰氏（鹿大教育）、富山美智隆氏（鹿大教育学生）には南西諸島に関する様々な情報を頂きました。A.Tupper氏（豪気象庁/鹿大教育）には諏訪之瀬島噴煙の各種衛星データ情報やご助言を頂きました。飯野直子氏（鹿大工）、小山田恵氏（鹿大教育）には高層風や衛星データ等を議論して頂きました。戸越浩嗣氏（川上小）、富岡乃夫也氏（西田小）にはサーバ設定にご助言頂きました。十島村役場、同教育委員会には観測カメラシステム設置に関してご助言を頂きました。中之島小中学校の皆様にはシステム設置と維持に全面的にご協力頂きました。桐野秀信氏（平島小中学校諏訪之瀬島分校）には諏訪之瀬島集落からの観測に大変ご協力頂きました。皆様に深く感謝致します。

参考文献

- [1] 八木原寛他：諏訪之瀬島火山における傾斜観測，第3回諏訪之瀬島火山の集中総合観測，京都大学防災研究所附属火山活動センター，27 - 40. (2000).
- [2] 鍵山恒臣他：諏訪之瀬島火山の遠望観測，第2回同上，81 - 93. (1993).
- [3] 木下紀正他：離島火山の噴煙自動観測とデータベース化，日本リモートセンシング学会第26回学術講演会論文集，655 - 658 (1999) .
- [4] K.Kinoshita et al: Satellite Observation of Volcanic Phenomena in Kyushu, Japan, 鹿児島大学教育学部研究紀要 自然科学編，48, 37-63 (1997).
- [5] 諏訪之瀬島火山観測カメラ：<http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/suwa/>
- [6] 金柿主税他：三宅島周辺と本土部における火山ガスと高層風，噴煙と火山ガスの動態を探る - 三宅島2000年噴火にあたって，鹿大噴煙火山ガス研究グループ編，25 - 30 (2001)
- [7] 寺田暁彦他：Windows マシンを用いた自動噴煙撮影システム，同上，5 - 10 (2001) .
- [8] 西日本衛星データ研究会：<http://noaa.agri.kagoshima-u.ac.jp/>
- [9] MODIS Land Rapid Response System Gallery:
<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/>
- [10] 第十管区海上保安本部：<http://www.kaiho.mlit.go.jp/10kanku/kagoshima/>
- [11] 衛星画像ネットワークグループ鹿児島 topics:
<http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/sing/topics/>

Ground observation and satellite images of Suwanosejima plumes

Chikara KANAGAKI^{1*}, Kisei KINOSHITA¹, Akira MINAKA¹, Satoshi TSUCHIDA¹,

Hiroshi YAKIWARA² and Takahiro FUKUZUMI³

¹Faculty of Education, Kagoshima University

²Faculty of Science, Kagoshima University

³Nakanoshima Astronomical Observatory

*E-mail: chikara@edu.kagoshima-u.ac.jp

Abstract

Suwanosejima, an active volcano, is located 220 km south of Kagoshima city, in Kyushu, Japan. The eruption clouds have been recorded by live camera from Nakanoshima, 25 km NE of Suwanosejima, since 6 Aug. 2002.

Visual data of live camera and photo pictures, remote sensing data from satellites relate flow and dispersion of volcanic clouds to the upper wind at the nearby summit.

S14 空中火山災害の防止・軽減 — 噴煙の広域監視と対策

澤田可洋

気象庁長崎海洋気象台

Prevention and mitigation of aerial volcanic hazard Regional watch and countermeasure for volcanic ash cloud

Yoshihiro SAWADA

Nagasaki Marine Observatory, Japan Meteorological Agency

E-mail: y-sawad-a@met.kishou.go.jp

要 旨

航空機が大型化し、飛行距離、飛行時間、飛行頻度がともに増大し始めた1980年代になって、多くの乗客を乗せた航空機と噴煙が遭遇し、エンジン停止や機体の損傷など、航行安全の上で重大な障害が生じる事故もまた増加した。このような空中火山災害を防止・軽減するため、地上で噴煙を発見し、その広がりや高度の観測と拡散の予測を航空機に伝達する世界的な体制が取られた。噴煙を発見し、広域に広がる噴煙の全貌を時間を追って監視するには人工衛星の画像が有効であり、軌道気象衛星 NOAA や静止気象衛星 GOES, GMS が使用されている。ただし、噴煙の早期検出や雲との識別、到達高度の即時的推測などにまだ課題が残されている。

1. はじめに

火山噴火は溶岩流、火砕流、降下噴出物などによって地上に被害をもたらす。空中では、飛行中の航空機が火山灰を含む噴煙に突入して操縦席の窓がすりガラス状になって視界不良に陥る。さらにはジェットエンジンに吸い込まれた火山灰が内部で溶融したのちに排出口付近で固結することでエンジン推力の低下や作動停止となり、失速した航空機が急激な高度低下に陥るといった重大な事故も生じることがある。

爆発的な噴火による噴煙は高空へ上昇し、水平方向へ拡張するが、その広がり、形状、高度は時間とともに著しく変化するため、地上や空中からの観測だけでその全貌を系統的に把握することはできない。航空機搭載のレーダーで噴煙を検出できた事例はなく、日中の好天時を除いて飛行中に乗員が噴煙を発見することは極めて難しい。

現在、噴煙から航行安全を確保するために国際的な監視体制がとられているが、噴煙の検出、追跡のためには人工衛星、特に、軌道気象衛星 NOAA や静止気象衛星 GOES や GMS の画像が使用されている。

本稿では、空中火山災害の事例、GMS 画像による噴煙の観測事例、航行安全のための世界的な監視体制についてその概要を述べる。

2. 空中火山災害

国際線の巡航高度は約10000mであり、世界ではこの高度に噴煙を上昇させる噴火が年に数回程度発生している。図1に示すように主要な国際線の航空路の殆んどは地球上の火山帯上空に設定されている〔1〕。近年の航空機の性能向上と大型化に伴い飛行距離と飛行時間が延びたことで飛行頻度が格段に増加し、国際線の巡航高度付近へ噴煙が上昇する頻度には変わりはないものの、航空機が飛行中に噴煙と遭遇する可能性もまた増大したと言え、今後も航空機が噴煙と遭遇する可能性が高い。

空中における噴煙との遭遇による航空機の被害には、火山灰粒子が操縦席の窓ガラスを研磨することによる視程障害、吸い込まれた火山灰粒子によるエンジン内部の損傷、火山灰粒子がエンジン内部の高温で溶融した後温度が低下する噴出口付近で固結することによる推力低下や作動停止、航行のための電子機器類の作動障害、火山ガスによる機体・機器類の腐食、などがある〔2〕。

近年の顕著な災害として、1982年インドネシアのガルングン火山の噴火、1989年アラスカのリダウト火山の噴火の際にいずれも200名以上の乗客・乗員を乗せたジャンボジェット旅客機が噴煙と遭遇し、火山灰粒子のために極度の視程障害とともに全エンジンが停止したため、前者では7000m以上、後者では4000m以上も急激に下降した。幸い両機とも高度約3000m前後で一部のエンジンの再始動ができたので緊急着陸に成功し、墜落など危機的な事態には至らなかった。これらの災害のほかにも、被害の程度に差が

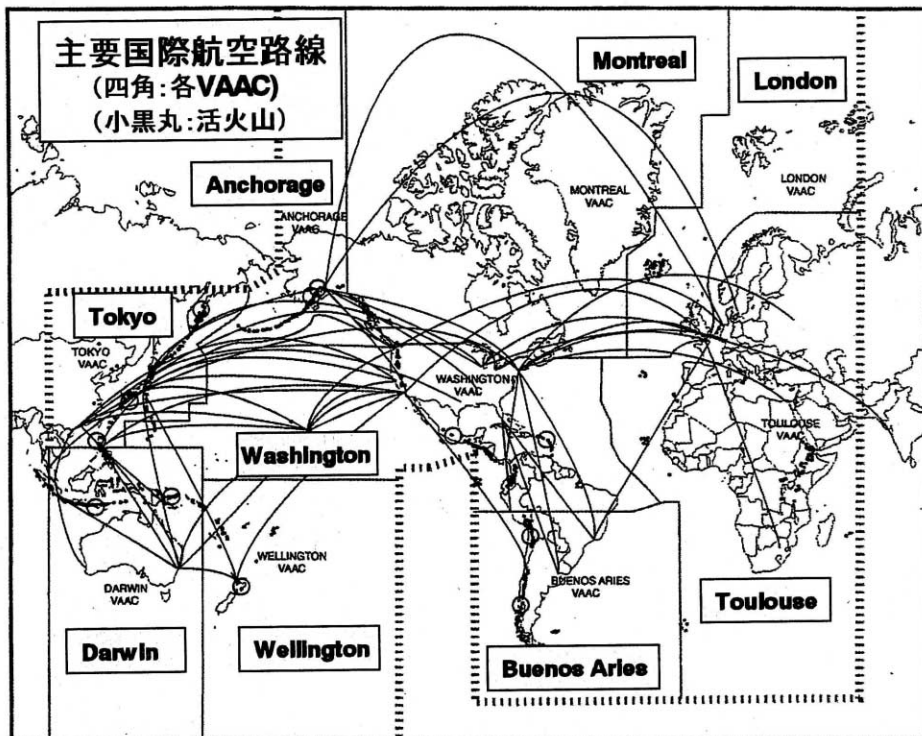


図1. 世界の主要航空路線(円弧)と活火山(小黑丸)の分布. 四角と境界線は後述の各地域のVAACと責任空域〔1〕.

あるもののその後も顕著な噴火のたびに航行の安全が脅かされる事態が発生し、火山噴煙が航空機の安全航行にとって重大な脅威であり、噴煙との遭遇が機体の保守経費等に莫大な損害を与えるものであることが世界の航空関係者に認識された。

3. 人工衛星の画像による噴煙の観測

広域に広がる噴煙の全貌の時間的変化を系統的に把握するには人工衛星の画像が最も有効である。軌道衛星の画像は地上分解能が高く、高緯度地域においては画像取得頻度が高いことから、アラスカやカナダでは軌道気象衛星 NOAA の画像が噴煙監視の主力となっている。しかし、日本での NOAA 画像の取得頻度は 1 日に 2 回であり、2 台の NOAA 衛星の画像を使用しても 1 日に 4 回、6 時間毎の取得である。

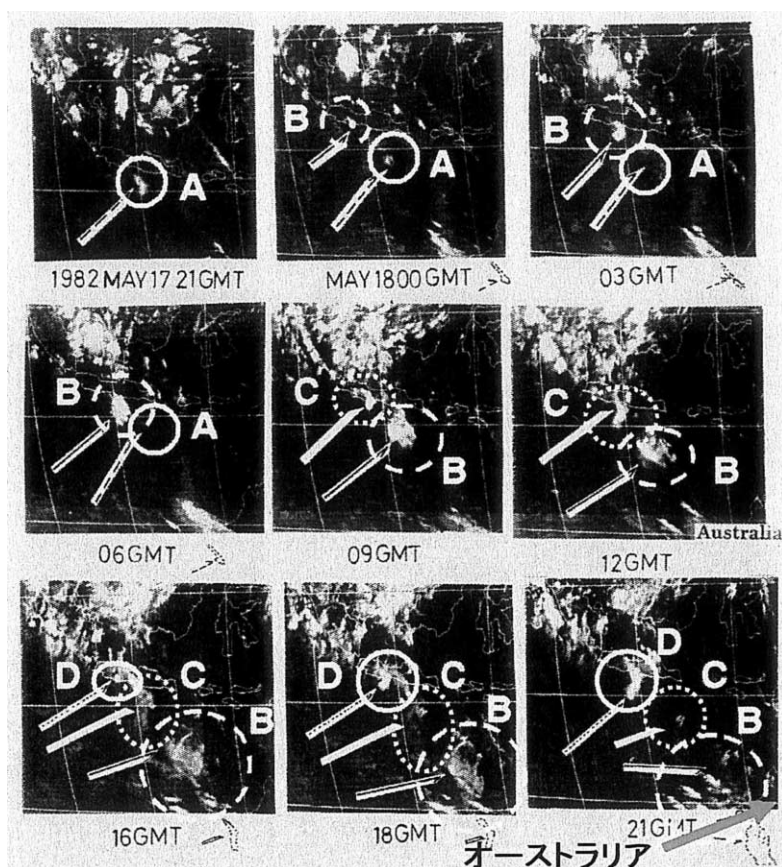


図2. 時間を置いて発生した4回の噴火の噴煙(A~D)のGMS赤外画像による追跡。噴煙は南東へ流れ、噴煙Bの先端はオーストラリア北西部に達した(1982年インドネシアのGalunggung噴火)。

日本の静止気象衛星「ひまわり」(GMS: Geostationary Meteorological Satellite, 東経140度の赤道上空約35800km)の視野内には環太平洋火山帯のおよそ西半分の活火山が分布しており、画像取得は当初3時間毎であったが、最近では1時間ごとに画像を取得

できる。画像分解能は軌道衛星と比べて低いが、航行安全に影響するような顕著な噴火による噴煙を十分検出、追跡できる〔34〕。このため、後述するように、日本のTokyo-VAACでは責任空域の噴煙監視のために主としてGMSの画像を用いており、合わせてNOAA画像も解析している。オーストラリア、ニュージーランドなど外国のVAACでもほぼ同様の監視手法がとられている。

GMS画像の可視、赤外画像の解析により噴煙の水平的な広がりや表面温度を把握できる。拡張する噴煙の形状は火山付近上空の風速、風向によって大きく変化して帯状、扇状、など多様な形状を示す。また、噴煙の状況を判断することにより、噴火が連続的か断続的かなどの噴火様式、噴煙の輝度の程度や広がりなどにもとづく噴火のおおよその規模、噴火活動の活発化や衰退など噴火活動の状況にある程度評価することが可能である〔56〕。図2は短い時間間隔で噴火が発生したことによる複数の噴煙を追跡できた事例である。

噴煙が上昇した高度でその表面や内部は水蒸気の冷却による水滴や氷粒子が噴出物粒子と混在、あるいは、噴出物粒子をコーティングした状態になっていると考えられる。このため、殆どどの噴煙は通常の雲との間で明瞭な光学的特性の差がみられない。しかし、千島列島の1981年のAlaid噴火やフィリピンの1991年のPinatubo噴火の噴煙は可視画像で明瞭に暗い階調を呈しており〔7〕、噴出物含有量が著しく多い噴煙では周辺の雲との識別が可視画像によって可能である。

噴煙が上昇を停止し水平方向へ拡張しはじめた時点で、噴煙の表面温度は周辺の気温にほぼ等しくなっていると仮定することで、付近の高層気象観測による気温垂直分布のデータにもとづいて噴煙の到達高度を推測することができる〔3〕。しかしこの方法では、対流圏内で上昇を停止した噴煙の推測値の殆どが観測値よりも著しく高い値を示した。ただし、これらのうち主に熱帯地域での噴煙の到達高度推測値は圏界面の高度付近を上限としており、噴火の発生で噴煙よりも高い高度に雲が誘発形成された可能性があるのではないかと考えている〔6〕。逆に、成層圏へ上昇した噴煙には推測値が低い場合があり、GMS画像の分解能の制約、あるいは、発達中の噴煙の内部からの熱放出の影響があったのではないかと考えている〔68〕。

通常、顕著な噴火の噴煙は水平距離で数100km程度まで風で流される。噴煙が流される間に噴煙の水滴や氷粒子が減少し、可視画像では周辺との輝度コントラストが低下して見えなくなる。また、噴煙の密度が低下することで地表からの放射が噴煙を透過するため温度コントラストも低下し、表面温度にもとづく噴煙高度の推測は低く求められ、ついには赤外画像で見えなくなる。このように火山から離れた地点、あるいは、噴火から時間が経過した場合には噴煙の高度が見かけ上低下し、また、実際は存在しているその広がりがGMS画像では検出されないことになる〔68〕。

1977年11月から1995年12月までの18年2ヶ月にわたる歴代のGMSの画像の調査によれば、視野内で発生した噴火による噴煙を検出した割合は12.1%、このうち10km以上へ上昇した噴煙の検出率は81.5%であった〔6〕。GMSの分解能は直下付近で優れているが、GMSの画像で噴煙を検出した火山の分布には特に顕著な地域による偏りは見られない(図3)。

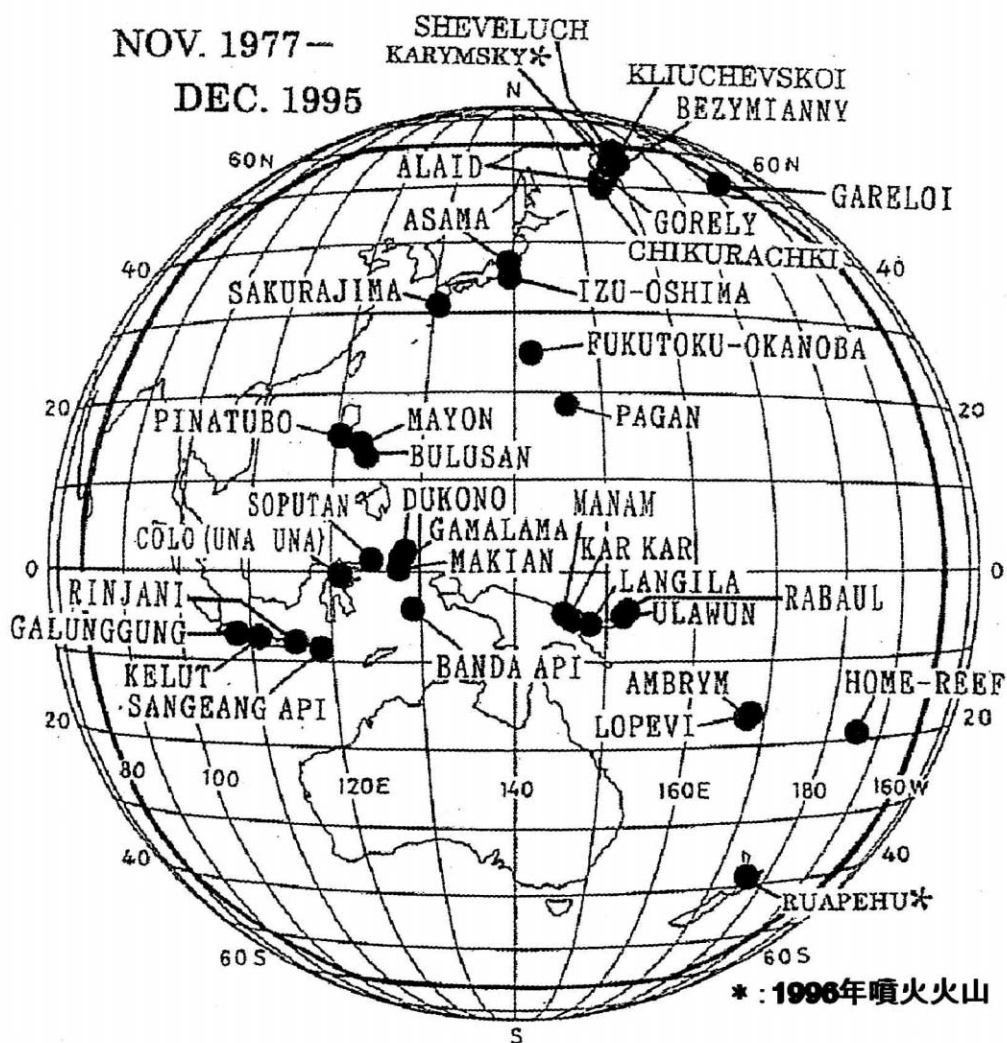


図3 . GMS の画像で噴煙が検出された火山の分布 (黒丸) .

GMS4号までのセンサーは可視、赤外とも単一の波長帯であったために、スペクトルの特性などから雲と噴煙を識別することがほぼ不可能であった〔4〕。放射の研究にもとづき、水滴、氷粒子からなる雲とシリカ粒子を含む雲とでは11 μ m帯と12 μ m帯で全放射量の吸収率に差があることから、両帯域の温度差をとることで噴煙と雲の識別が可能であることが提案された〔9〕。温度差を画像化したものは熱赤外差分画像と呼ばれている。日本では1995年以降運用されているGMS5号のセンサーにこの2つの赤外波長帯域が装備され〔10〕、その後噴煙と雲を良好に識別できた事例が蓄積されている〔11〕。

しかし、1996年1月カムチャッカのKarymsky噴火で同時に発生した湖岸からのマグマ水蒸気噴火の噴煙と、山腹からのブルカノ式噴火による噴煙が、GMS5号の可視画像で異なる方向へ流れた2つの噴煙として検出されたのに対し、赤外と熱赤外差分画像ではそれぞれ一方の噴煙だけしか検出されていない(図4)。

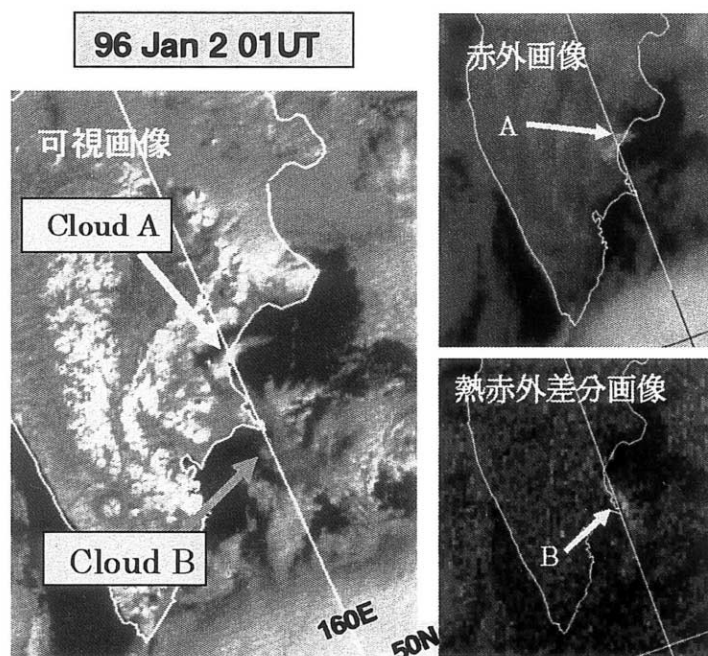


図4 . 1996年1月のカムチャッカ，Karymsky 噴火の噴煙．可視画像で東北東と南南東へ伸びる2つの噴煙A，Bを検出．赤外画像では噴煙Aだけを，熱赤外差分画像では噴煙Bだけを検出した（画像は気象衛星センターと千葉大学石山による）．

図4左側の可視画像で，Cloud Aと付したやや明るい噴煙は湖岸の噴火の噴煙であり，暗い階調のCloud Bは山腹からの噴火による噴煙である．Cloud Aは，噴火の際に噴煙内に取り込まれた湖水にもとづく多量の氷粒子や水滴を含んでいると考えられ，また，火山灰粒子が氷粒子や水滴で厚くコーティングされている状態が考えられる．このために火山灰粒子による吸収率の特性が失われ，熱赤外差分画像（図の右下）では検出されなかったと考えられる．Cloud Bはその高度が周辺の雲とほぼ同様であった（Cloud Aの高度はBより3 kmほど高い）ために温度コントラストが無く，赤外画像（図の右上）で検出されなかったのもであろう[6]．したがって，噴煙上昇の際に水が多量に取り込まれる噴火様式，すなわち，海底，海岸，湖水，湖岸，氷河下などからの水蒸気噴火，マグマ水蒸気噴火の噴煙は熱赤外差分画像で識別できない場合があることになる．

4. 噴煙の広域監視：VAAC (Volcanic Ash Advisory Center)

1980年代初頭に生じた複数の空中火山災害を契機に航行安全に対する噴煙の脅威が世界的に認識され，噴煙と航空機の遭遇を回避する方式が検討された．WMO（世界気象機関）では火山灰を含む噴煙による航行安全の確保を図るためIAVW（国際航空路火山灰雲監視：International Airways Volcano Watch）を設置した．IAVWはICAOの推進の元に世界で9つの気象センターを指名し，各センターはそれぞれの担当責任空域におけるVAACとして噴煙の検出・追跡，移動・拡散の予測，それらの情報発信を担当している．

日本では気象庁が指名され、羽田にある東京航空地方気象台の航空路火山灰情報センター（Tokyo-VAAC）がカムチャッカからフィリピンにいたる空域を担当している。各VAACの名称と担当空域は図1に示した。

航空機から噴煙を検出するシステムが実用化されていない現在、噴煙に関する情報を地上で処理し、その結果を航空機へ伝達する方式が取られている。図5はTokyo-VAACにおける噴煙検出から情報発信までのフローである。外国や国内の噴火発生に関する情報は火山観測機関から電報で入電し、噴煙が航空機で目撃された場合は噴煙に関する情報が入電する。また、VAACではルーチンとしてGMS画像等を解析して噴煙の発見・追跡を行っている。

噴火に関する情報や噴煙の広がり、移動・拡散の予測などの情報は、Tokyo-VAACから新東京航空地方気象台（成田）、航空局、航空気象官署、航空会社、外国のVAAC等へ航空路火山灰情報（VAA: Volcanic Ash Advisory）として発信される。また、新東京航空地方気象台からはSIGMET（Significant Meteorological Advisory）情報が、航空局からはNOTAM（Notice to Airmen）情報が航空関係者へそれぞれ発信され、これらの情報が最終的に飛行中の航空機に伝達されている。

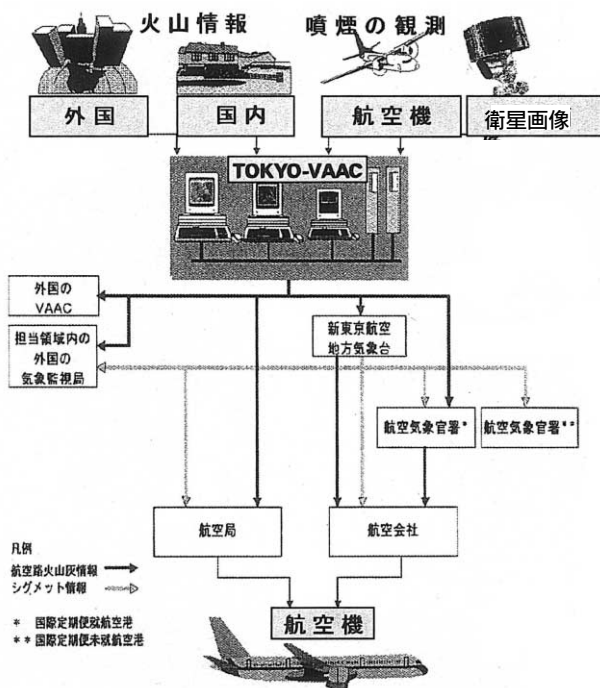


図5．Tokyo-VAACにおける噴煙監視と航空関係機関等への情報の流れ。

VAACを運営している外国では日本と異なり気象と火山監視が異なる機関で実施されている。国内の気象、火山、航空の関係機関の密接な連携と相互協力が不可欠な業務であるが、噴煙は国境にかかわらず広域に拡散するものであり、噴煙の監視には国際的な協力もまた不可欠である。

5. おわりに

空中火山災害を防止・軽減する上で、人工衛星による噴煙の検出と追跡、モデルによる噴煙の移動・拡散予測が行われているが、薄くなった噴煙の検出、多量の水滴や氷粒子を含む噴煙と雲の識別、正確な噴煙到達高度の即時推測や噴火規模の評価、などが依然として大きな課題である。このためには噴煙の検出・識別機能の向上や画像処理手法の開発とともに、噴煙の実態の観測、噴煙の物理的・光学的性状に関する研究の進展が望まれる。航空機の巡航速度が時速900kmの場合、その移動距離は1分間で15km、毎秒では250mである。航空機搭載の噴煙検出センサーの実用化が望まれる次第であるが、まずは、航行安全に脅威を及ぼす噴煙から航空機が一刻も早く回避するために操縦席までいかに早く正確な情報を伝達するかが最大の課題である。

謝 辞

この発表の機会を与えていただいた鹿児島大学木下紀正教授に感謝いたします。また、これまでGMS画像による噴煙の解析の際にお世話いただいた気象衛星センター関係各位と千葉大学石山隆博士に御礼申し上げます。

参考文献

- [1] Miller, T. P. and Casadevall, T. J. (1999): Volcanic Ash Hazards to Aviation, (H. Sigurdsson, B. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer and J. Stix eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, 915-930.
- [2] Przedpelski, Z. J. and Casadevall, T. J. (1994): Impact of Volcanic Ash from 15 December 1989 Redoubt Volcano Eruption on GE CF6-80C2 Turbofan Engines, (T. J. Casadevall ed.) *Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, U. S. Geological Survey Bulletin, 2047, 129-135
- [3] Sawada, Y. (Seismology and Volcanology Research Division, MRI) (1987): Study on Analyses of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS), *Technical Report of the Meteorological Research Institute*, 22, 1-335.
- [4] Sawada, Y. (1989): The Detection Capability of Explosive Eruptions using GMS Imagery and the Behavior of Dispersing Eruption Clouds, (J. H. Latter ed.) *Volcanic Hazards, IAVCEI Proceedings of Volcanology I*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 233-245.
- [5] Sawada, Y. (1994): Tracking of Regional Volcanic Ash Clouds by Geostationary Meteorological Satellite (GMS), (T. J. Casadevall ed.) *Proceedings of the First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety*, U. S. Geological Survey Bulletin, 2047, 397-404
- [6] 澤田可洋(2002): 静止気象衛星「ひまわり」の画像による噴火噴煙の解析, 地学雑誌, 111, 374-394.
- [7] Tokuno, M. (1991): GMS-4 Observation of Volcanic Eruption Clouds from Mt. Pinatubo, Philippines, *Meteorological Satellite Center Technical Note*, 23, 1-14
- [8] 澤田可洋(1998): GMS画像における1986年11月21日伊豆大島噴火の噴煙の最高高度と位置の補正, 日本リモートセンシング学会誌, 18, 359-368.
- [9] Prata, A. J. (1989): Observations of Volcanic Ash Clouds in the 10-12 μ m Window using AVHRR/2 Data, *International Journal of Remote Sensing*, 10, 751-761.

- [10] Tokuno, M. (1997): Satellite Observation of Volcanic Ash Clouds, *Meteorological Satellite Center Technical Note*, **33**, 29-48.
- [11] 斎藤祥司 (2000) : 航空路火山灰情報 , 気象 , 516, 8-15.

Prevention and mitigation of aerial volcanic hazard Regional watch and countermeasure for volcanic ash cloud

Yoshihiro SAWADA
Nagasaki Marine Observatory, Japan Meteorological Agency
E-mail: y-sawad-a@met.kishou.go.jp

Abstract

The increases of distance, time and frequency of flight operation of large aircraft with many passengers since the beginning of 1980 also caused the increases of severe incidents of aviation safety by encounters of aircraft with volcanic ash cloud, generating sudden power-loss of jet-engines and damage of aircraft. To prevent and mitigate such aerial volcanic disaster, the system to urgently inform to the cockpit from the ground about the findings of ash cloud, observed cloud-extent, estimated top-altitude and forecast of cloud-dispersion has been established in the world.

Detection and tracking of ash cloud are effectively conducted with satellite images of NOAA, GOES and GMS. However, there are still subjects to be solved for detection, discrimination and prompt estimation of top altitude of ash cloud.

S15 Monitoring volcanic eruptions in Indonesia and the Southwest Pacific

Andrew C. TUPPER^{1,2*}, Jason P. DAVEY¹, and Rodney J. POTTS¹

¹Bureau of Meteorology, GPO Box 1289K, Melbourne Vic 3001, Australia

²Kagoshima University, Kagoshima, Japan, and Monash University, Melbourne, Australia

*E-mail: A.Tupper@bom.gov.au

インドネシアと南西太平洋の火山噴火の監視

アンドリュー C・タッパー^{1,2*}・ジェイソン P・デービー¹・ロズニー J・ポッツ¹

¹オーストラリア気象庁, GPO Box 1289K, メルボルン, ビクトリア 3001, オーストラリア

²鹿児島大学教育学部およびモナーシュ大学, メルボルン, オーストラリア

要 旨

ダーウィン火山灰情報センターにおいて現在実施しているリモートセンシング操作について述べる。担当地域の火山は2002年後期に特に活発であり、GMS-5やNOAA/AVHRR-16、Aqua/MODISによるRaung（インドネシア、ジャワ）やRuang（インドネシア、Sangihe島）の衛星画像を示す。また、1999年パプアニューギニア・ラバウル火山からの‘火山性雷雨’について示す。極軌道衛星のより高い分解能は、小さい噴火の細部の検出に重要であるが、静止衛星の高い時間分解能は、有効な警告サービスのために決定的である。窓分割法は火山灰検出において主要な方法である。GMS-5は、Ruangの噴火など窓分割法を用いた火山灰の検出に有効である。成層圏の温度逆転や不十分な較正によってもたらされる‘誤報’はダーウィン火山灰情報センターで使っている強調処理法で最小に抑えることができる。極軌道衛星の各スペクトルバンドの利用は、噴煙の性質を理解するのに役立つ。Aqua/MODISの0.415 μ m反射バンドはRuangの噴火を明瞭に検出し、NOAA-16/AVHRRの1.6 μ mバンドは、Ruangの噴煙と氷雲をはっきりと区別した。

Abstract

We briefly describe current operational remote sensing at the Darwin Volcanic Ash Advisory Centre. The region has been particularly active during the second part of 2002, and we show GMS-5, NOAA/AVHRR-16, and Aqua/MODIS data from eruptions of Raung (Java, Indonesia), and Ruang (Sangihe Islands, Indonesia). We also show a possible ‘volcanic thunderstorm’ from Rabaul, Papua New Guinea, in 1999. The higher spatial resolution of polar orbiting instruments is important for examination of eruption details and detection of small eruptions, but the high temporal resolution of geostationary satellites is critical for an effective warning service. The ‘split-window’ method is the primary method of volcanic ash detection. GMS-5 can be effective at detecting ash with the split-window method, particularly

in the eruption at Ruang. 'False alarms' caused by the stratospheric temperature inversion and poor instrument calibration can be minimised with the enhancement techniques used in Darwin. The availability of more spectral bands in polar orbiting satellites can help us understand the nature of eruption clouds. The $0.415\mu\text{m}$ reflective band on Aqua/MODIS observed the Ruang eruption distinctly, and the $1.6\mu\text{m}$ band on NOAA-16/AVHRR clearly distinguished the Ruang eruption cloud from glaciated meteorological cloud.

1. Introduction

Volcanic eruptions in the southwest Pacific and Indian Ocean area pose a danger for aircraft because of the hazardous effects of volcanic ash (JOHNSON and CASADEVALL, 1994). Volcanic Ash Advisory Centres issue advisories of volcanic clouds to aviation and meteorological authorities as well as commercial airlines, under the International Airways Volcano Watch (ICAO, 2000). In the western Pacific and eastern Indian Ocean, four Volcanic Ash Advisory Centres are responsible for forecasting the dispersion of volcanic ash cloud (Fig.1).

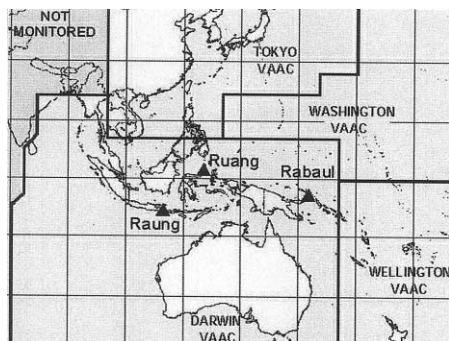


Fig.1 Boundaries between the areas of responsibility of Volcanic Ash Advisory Centres (VAACs) in the region, after ICAO (2000). The locations of the volcanoes discussed in this paper are also shown.

VAAC 航空路火山灰情報センターの担当地域間の境界 (国際民間航空機関による). Raung 火山・Raung 火山・Rabaul を示す.

TUPPER and KINOSHITA (2003) describe aircraft and ground observations of volcanic eruptions in the region, the necessity for resourcing ground-based observations, and also show many images of eruptions in the region. Here we explore the operational remote sensing techniques currently used in the Darwin Volcanic Ash Advisory Centre, and show three recent eruptions. Indonesian volcanoes had been relatively inactive since the eruptions of Rinjani (Lombok) and Merapi (Java) in 1994, so the recent activity in the region provides a good opportunity to evaluate current techniques.

2. Satellite observation methods

The 'split-window' method (PRATA, 1989a,b) is the primary tool for discriminating volcanic ash from meteorological cloud. The introduction of the GMS-5 satellite in 1995 provided the first opportunity to use this technique on a geostationary platform in the western Pacific. Despite lower resolution and band separation than the NOAA/AVHRR satellites, GMS-5 was shown to have potential for ash discrimination with the Ruapehu eruptions in New Zealand (POTTS and TOKUNO, 1999). TOKUNO (2000) compared the

effectiveness of GMS-5, NOAA/AVHRR, and the (at that stage) forthcoming MTSAT for theoretical cases.

The limitations of the split-window method are well known and are important in the moist tropics (ROSE *et al*, 1995, POTTS and EBERT, 1996, SIMPSON *et al*, 2000, PRATA *et al*, 2001). To supplement the split-window method, visible and infrared imagery is used extensively. The skill of the satellite analysts is extremely important for proper imagery interpretation. The complexity of, and variation between, volcanic clouds has so far precluded the development of a functional, automatic detection system.

The Darwin Volcanic Ash Advisory Centre is co-located with the Darwin Regional Specialised Meteorological Centre in the Bureau of Meteorology's Northern Territory Regional Office. GMS-5 and NOAA/AVHRR data are received locally and displayed using the University of Wisconsin's 'McIDAS' system, which is the standard operational display system in the Australian Bureau of Meteorology.

The implementation of the split-window method at the Darwin Volcanic Ash Advisory Centre has two important features. Firstly, the split-window imagery is combined with infrared imagery to provide a display that shows 'normal' clouds in the standard infrared enhancement, but shows negative brightness temperature differences in varying shades of green to red. Secondly, the tendency of technique to show false alarms with high tropical thunderstorm tops, due to convection penetrating the tropopause and calibration errors at very cold temperatures (POTTS and EBERT, 1996), has been almost eliminated. This is achieved by imposing a more negative detection threshold at very cold temperatures. Ash detection using the split window technique requires semi-transparent cloud that does not have very cold brightness temperatures, so this modification does not reduce the probability of ash detection.

To supplement operational imagery, additional imagery is used for post-analysis, such as SPOT Quicklook data from the CRISP facility (CARN and OPPENHEIMER, 2000), and MODIS and TOMS data from NASA.

3. Examples of operational methodology

3-1. Rabaul, Papua New Guinea, 21 September 1999

One of the difficulties in the tropics is that small eruptions or even just hot volcanoes can interact with the moist atmosphere to produce convective activity, which may or may not include volcanic ash. OSWALT *et al* (1996) observed this phenomenon repeatedly during the post-paroxysmal eruptions of Pinatubo in the Philippines in September 1991.

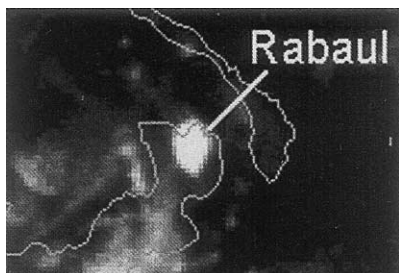


Fig.2 Possible 'volcanic thunderstorm' from Rabaul, Papua New Guinea, GMS-5 IR1, 21 September 1999, 0730 UTC.

パプアニューギニア・ラバウル火山からの '火山性雷雨' とされる雲。1999年9月21日0730 UTC (世界時), GMS-5 赤外1バンドの画像。

Fig. 2 shows a possible example of this at Rabaul in 1999. In this event, the volcano was known to be unusually active, with a vent opening on the Tavurvur cone on 17 September and giving continuous emissions of dark grey ash clouds for the next eight days (SMITHSONIAN INSTITUTION, 1999).

The cloud in Fig. 2 has the appearance of a cumulonimbus. Ash was not detected using the split-window technique, and there were no ground reports of explosions relating to this event. Visual observations of volcanic clouds are always restricted during the night, so the event could not be verified from the ground. The Darwin Volcanic Ash Advisory Centre inferred that the cloud was associated with the volcano based solely on the location of the isolated cloud exactly over Rabaul, and the unusual timing of the thunderstorm.

3-2. Raung, East Java, Indonesia, 25 August 2002

A NOAA-16/AVHRR image of an eruption from Raung is shown in Fig. 3. The eruption generated an ash cloud reported to approximately 30,000 feet (approx. 9000 metres) by an international passenger aircraft.

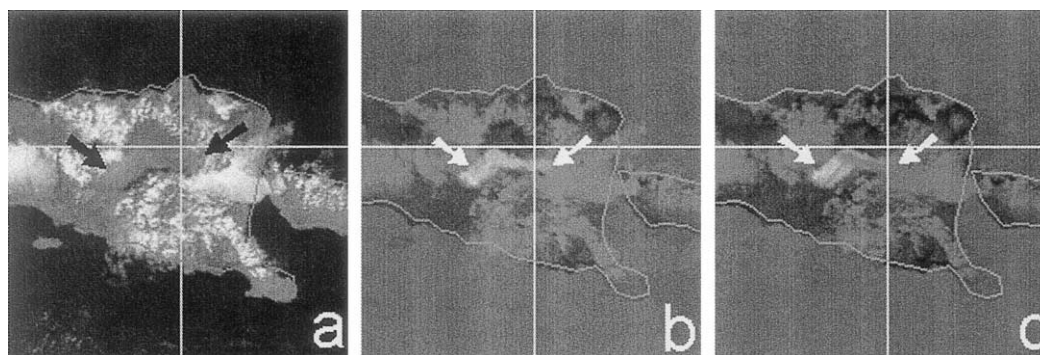


Fig.3 Eruption of Raung, east Java, Indonesia. NOAA-16 / AVHRR image, 0612 UTC, 25 August 2002. a) Band 2, b) Band 4, c) T4- T5 image, white indicates negative. The right hand arrow indicates the location of the volcano, the left arrow indicates the maximum plume extent at this time. The observatory for this volcano is 7 km to the southeast, covered in cloud.

2002年8月25日06時12分UTC インドネシア・東ジャワのRaung噴火のNOAA-16 / AVHRR画像。それぞれa)2バンド, b)4バンド, c)4バンドと5バンドの差画像(白い部分は負)。各画像中の右側の矢印は火山の場所を示し, 左の矢印はこのときの噴煙の最大の広がりを示す。Raung火山観測所は南東7kmに位置するが, 雲に覆われている。

Height estimation is a critically important factor in understanding the evolution of clouds from each eruption. SAWADA (1987, 2002) has highlighted serious problems in reliable height estimation, and TUPPER and KINOSHITA (2003) give more examples and discuss the reasons for some height estimation errors. It is often problematic to use blackbody temperatures when estimating the height of volcanic clouds (OPPENHEIMER, 1998). Note that observations are usually reported to a round number in the unit that the observer is most familiar with - so aircraft reports will tend to be 15,000,

20,000, 25,000 feet and so on above mean sea level, while volcanological reports might be 500, 1000, 2000, or 5000 metres above the summit height. Often precise eruption heights reported in literature may be the result of a literal conversion of an approximate measure in another unit. In this case, no ground report of the eruption was made, as the observatory 7 km to the southeast was covered in cloud. The eruption cloud was very dark on visible images (3a), and moderately cold on infrared imagery (3b), with a minimum brightness temperature of about 259°K.

Fig.3(c) is a split-window image, with negative 11-12 μm (T4 - T5) differences shown in grey to white shades. The western part of the eruption cloud shows brightly because it is diffusing, and the split window technique detects the ash easily. Because the cloud is still dense close to the volcano, the split window technique is ineffective and the ash is not detected there (PRATA *et al*, 2001).

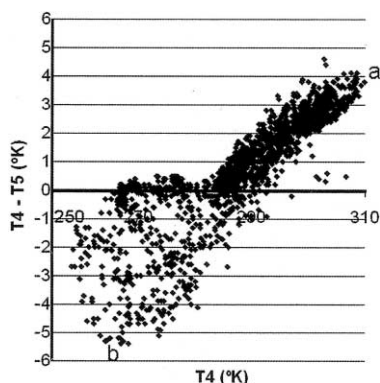


Fig.4 Scatter diagram over area of Fig. 3. T4 - T5 differences are plotted against the T4 brightness temperature. The distinctive 'U' shape of an ash cloud is evident, as is the positive T4-T5 bias from low level water vapour.

Fig.3 に示した地域の、4バンド - 5バンドの輝度温度差と4バンドの輝度温度の散布図。火山灰雲に特有のUの形がはっきりしている。低高度の水蒸気はT4 - T5が正の傾向を与える。

'Scatter diagrams' are used in operations in Darwin to examine the results of the split-window method over a suspected eruption cloud (Prata *et al*, 2001). In Fig. 4, the main body of the ash cloud is visible as a 'U' shaped curve of T4 -T5, with the strongest difference of -5.5°K (marked with 'b'). At higher temperatures, the effect of absorption by water vapour near the ground is strongly evident (marked 'a') - in fact the positive difference of T4 - T5 is commonly used to estimate the amount of water vapour in the atmosphere. The operational use of scatter diagrams enables instant diagnosis of the effect that water vapour is having upon volcanic ash detection (PRATA *et al*, 2001). Examination of the diagram also suggests that a representative black body temperature to use for the cloud top would be about 255°K, consistent with an altitude of approximately 7500 metres based on temperature sonde data.

3-3. Ruang, Sangihe Islands, Indonesia, 25 September 2002

This eruption has many interesting aspects that are under investigation. TUPPER and KINOSHITA (2003) noted how well the dispersing ash and gas clouds were observed by the MODIS instruments, and also discussed the difficulty of ground based height estimation for this eruption. Fig. 5 a) shows another interesting MODIS observation,

from the Aqua/MODIS pass over the young eruption cloud. The cloud has a low albedo in all of the visible bands on MODIS, to varying degrees. However, in the $0.415\ \mu\text{m}$ band, normally used for ocean colour measurement, all clouds in the surrounding area appear quite saturated, giving a very high contrast with the eruption cloud. The response in this band will be worth exploring for other eruptions, although if it only occurs for clouds with an obviously low albedo in other visible channels, then it will have limited operational benefit.

Fig.5 b) is a NOAA-16 pass over the eruption cloud shortly afterwards, shown with channel 3A ($1.6\ \mu\text{m}$), which is normally used for snow and ice discrimination. This band is already known to be useful for plume identification (KINOSHITA *et al*, 2002). In the figure some of the many glaciated thunderstorm clouds are marked with arrows, and all appear dark coloured because of the response of the channel to the ice in the clouds. The eruption cloud, however, actually shows brighter in the central and highest part, although slightly darker around the edges where it is thought there is a higher ice content. Using this channel, we may be able to objectively measure the relative ice content in the tops of optically thick eruption clouds.

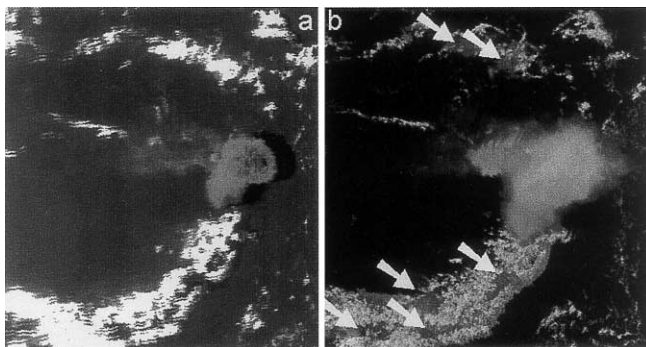


Fig.5 The eruption of Ruang, seen in a) $0.415\ \mu\text{m}$ band of Aqua/MODIS at 0450 UTC, 25 September 2002, and b) NOAA-16/AVHRR 3A ($1.6\ \mu\text{m}$) at 0531 UTC, 25 September 2002. Glaciated thunderstorm clouds, appearing dark, are indicated by arrows in b).

2002年9月25日のRuang噴火 . a) 0450UTCのAqua/MODIS ($0.415\ \mu\text{m}$) による画像 , b) 0531UTCのNOAA-16/AVHRR (3A $1.6\ \mu\text{m}$) . b) では矢印で示すように , 氷粒の雷雲は暗く見える .

An abbreviated GMS-5 sequence from the eruption is shown in Fig. 6. The enhancement shown here is the operational infrared and split-window enhancement discussed earlier. In the greyscale reproductions, a weak split window signal appears white and a strong signal appears dark grey. Five different levels of cloud are shown here, with 'A' lowest (near ground level) and 'E' highest (perhaps over 20 km high). In visible imagery, the 'A' level can be subdivided further with a sheared, bifurcating plume evident before the major eruption. The speed of movement varies from approximately 60 km/h towards the west for the 'B' level cloud in the mid-troposphere, to

60 km/h eastwards for the 'E' plume which is presumed to be moving with stratospheric winds. The 'D' level cloud, probably at just above tropopause height, is drifting slowly westwards with an average speed of 9 km/h.

The 'B' and 'D' clouds give very strong ash responses in the split window algorithm. 'A' is small and low and is not detected, and 'C' appears to be a shallow cloud with high ice content as well as ash, with no ash detected using the split-window algorithm. 'E' is thought to have contained SO₂ (from GOME imagery, <http://www-iup.physik.uni-bremen.de/gomenrt/>), but ash was not detected with the split window algorithm. TOMS imagery detected SO₂ and ash from the westward moving clouds, but not cloud 'E'

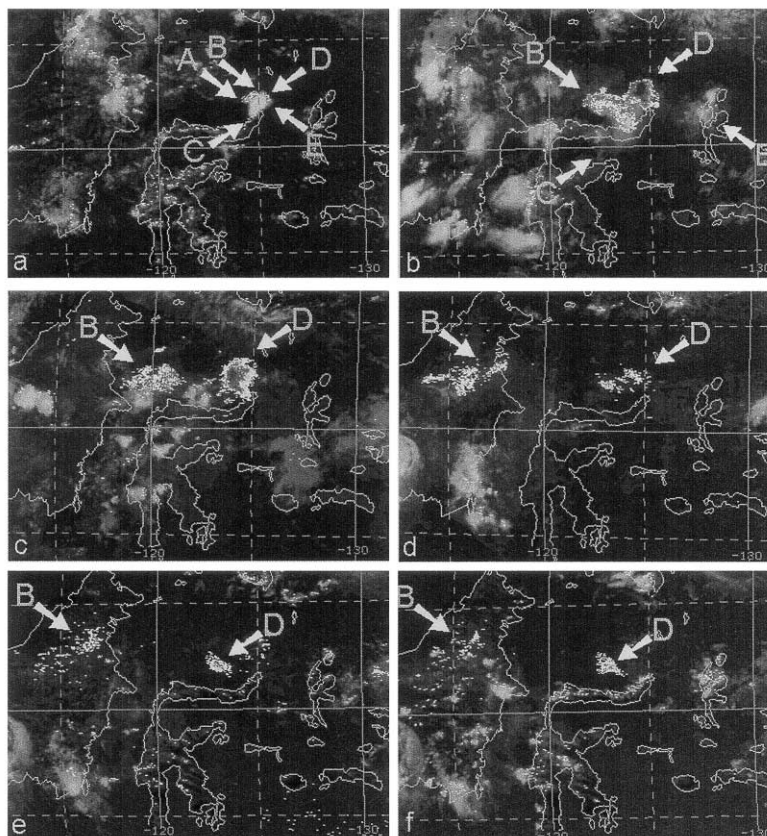


Fig.6 GMS-5 images of the Ruang eruption, with frames a-c at 0545 UTC, 1040 UTC, and 1640 UTC respectively on 25 September 2002, and frames d - f at 0045, 0440, and 0640 UTC on 26 September 2002. This is the combined IR / Split-window enhancement from Darwin Volcanic Ash Advisory Centre, converted to greyscale. Five different altitudes of eruption cloud are identified here, with 'A' lowest and 'E' highest.

Ruang 噴火のGMS-5画像。a~cは2002年9月25日の0545・1040・1640 UTCであり、d~fは2002年9月26日の0045・0440・0640 UTCである。これはダーウィン火山灰情報センターによる赤外とsplit-window法を組み合わせ強調の、グレースケール表示である。ここで噴煙の高さは、最も低いAから最高のEまで5段階で区別されている。

(S. Carn, personal communication). In operational work, all volcanic clouds are assumed to contain ash, but certainly in this case the movement of the 'B' and 'D' clouds determined the main warning strategy.

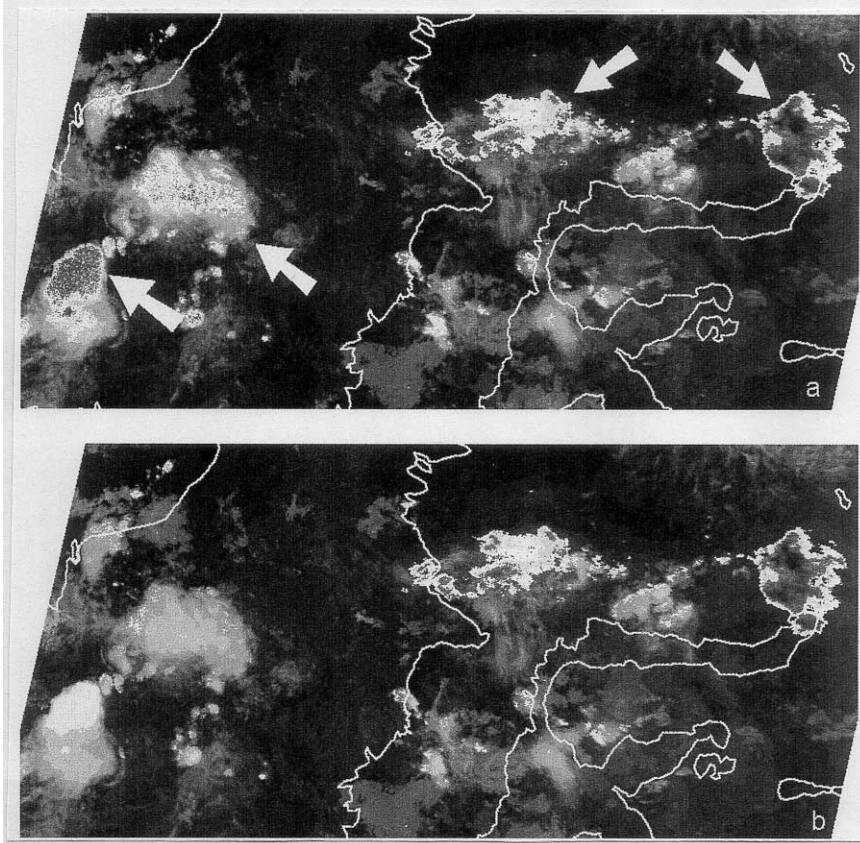


Fig.7 NOAA-16/AVHRR image from 1830 UTC, 25 September, 2002, showing Ruang eruption clouds and 'false alarms'. Frame a) shows the combined IR / split-window without filtering out false alarms. The ash clouds are arrowed on the right, and the 'false alarms' are arrowed on the left. Frame b) shows the same image after filtering for false alarms.

Ruang 火山の噴煙と「誤報」を示す2002年9月25日1830 UTCのNOAA-16/AVHRR画像。
a) 誤報除去のフィルターをかけていない、赤外とsplit-window法を組み合わせた画像。右側の矢印は火山灰雲で、左側は誤報。b) は誤報除去フィルターをかけたもの。

Fig.7 shows the 1830 UTC NOAA-16 pass over the area, with two slightly different enhancements shown. Fig 7 a) is the infrared / split-window combination previously used at Darwin Volcanic Ash Advisory Centre, without the filtering of false alarms from high meteorological cloud tops. The deep convection on the left of the image erroneously shows ash in the central, cold areas. Fig 7 b) is the same area after cold cloud false alarms are filtered out. The area identified as ash in the known volcanic clouds has not changed, but the thunderstorm tops now appear normally.

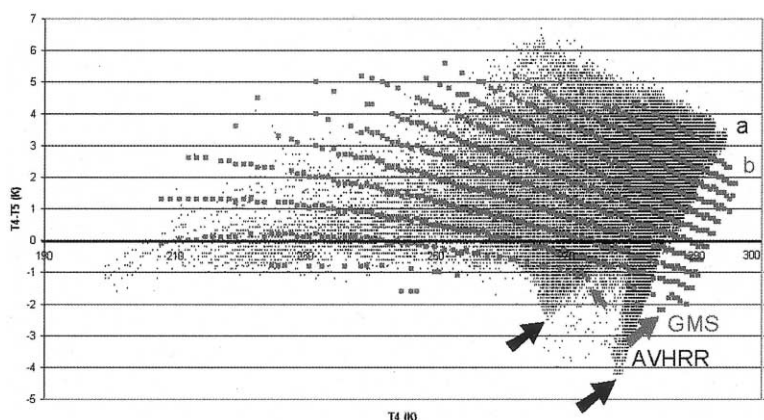


Fig.8 Scatter diagrams as in Fig.4 for NOAA-16/AVHRR, 1830 UTC, (black, small dots), and GMS-5, 1840 UTC 25 September 2002 (grey, large dots), over the region of the eruption and the surrounding meteorological clouds. The arrows indicate diagram features characteristic of volcanic ash clouds.

2002年9月25日のNOAA-16/AVHRR (1830 UTC, 黒点で示す)とGMS-5 (1840 UTC, 灰色の大きなドットで示す)の、噴煙と周囲の水雲の地域について、図4と同様の散布図。矢印の部分は火山灰雲に独特なグラフの特徴を示している。

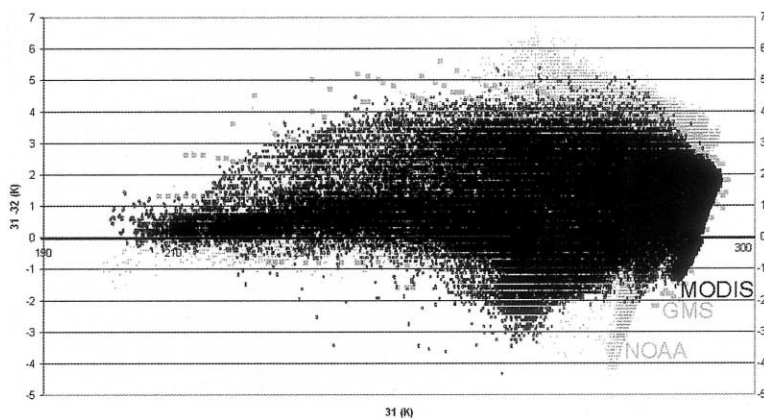


Fig.9 Scatter diagram for Aqua/MODIS, 1710 UTC, 25 September 2002, over a similar area to Fig.8, and overlaid (in black) on the data from Fig.8 (in grey).

2002年9月25日のAqua/MODIS 1710 UTCの散布図を図8と同様な地域の散布図を黒く表示し、図8を灰色について重ねたもの。

Fig.8 is a scatter diagram for the area, with the NOAA-16 data in black, and the lower resolution GMS-5 data overlaid in grey. Both satellites identify the ash clouds (arrowed) very well. The NOAA data has a higher water vapour response (a) than GMS-5 (b), which is expected because the two infrared channels have greater separation on AVHRR. The calibration problems at cold temperatures are evident from

the negative values near 210 °K. Fig. 9 is another scatter diagram of Aqua/MODIS data from 80 minutes earlier, using the 11 and 12 µm channels. The MODIS channel response is not quite equivalent to the AVHRR channels. $T(11\ \mu\text{m})-T(12\ \mu\text{m})$ for MODIS data also appears to be less negative than AVHRR for very cold temperatures.

4. Discussion and Conclusions

The performance of the split window technique using GMS-5 during the eruption of Ruang in particular, illustrates how important geostationary instruments are for Volcanic Ash Advisory Centre operations. The relatively high temporal resolution allows the tracking of rapid cloud evolution, and more than compensates for the reduced sensitivity of the instrument. With careful application of the split-window algorithm, false alarms can be minimised, and meteorologists can use their skills in satellite analysis to identify volcanic clouds not identified by the split-window algorithm. Thorough training of meteorologists in volcanic cloud identification and behaviour is very important to support operational work.

Smaller eruptions can only be effectively observed by higher resolution, high temporal resolution satellites. The need for high temporal resolution exists mainly in the close vicinity of the volcanoes, as older, drifting ash clouds usually evolve slowly compared to fresh eruption cloud. During the night or in cloudy conditions, many small eruptions will not be identified using current meteorological satellite systems, and ground based observations are the only effective way to warn for ash cloud. 'Volcanic thunderstorms' will also be difficult to identify in most circumstances.

Height measurement of volcanic clouds remains a difficult and important issue.

Acknowledgements

Dali Ahmad of the Indonesian Directorate of Volcanology and Geological Hazard Mitigation has been very helpful in answering many questions and providing eruption observations. Mark Kersemakers and Sally Cutter of the Darwin Volcanic Ash Advisory Centre contributed to the analysis of these cases. The Space Based Observations Section of the Bureau of Meteorology also helpfully provided data. Megumi Koyamada of the Faculty of Education, Kagoshima University, prepared the Japanese translations, and Kisei Kinoshita provided many useful comments during the process.

References

- CARN, S.A. and OPPENHEIMER, C. (2000): Remote monitoring of Indonesian volcanoes using satellite data from the Internet, *International Journal of Remote Sensing*, 21, 873 - 910.
- ICAO (2000): International Civil Aviation Organisation International Handbook on the International Airways Volcano Watch (IAVW), ICAO Doc 9766-AN/968.
- JOHNSON, R.W. and CASADEVALL, T.J. (1994) Aviation safety and volcanic ash clouds in the Indonesia-Australia region, Proceedings of the First International Symposium on volcanic ash and aviation safety, *US Geological Survey Bulletin*

2047, 191-197

- KINOSHITA, K., C. KANAGAKI, N. IINO, M. KOYAMADA, A. TERADA and A.C. TUPPER (2002): Volcanic plumes at Miyakejima observed from satellites and from the ground, *Proceedings of SPIE's Third International Asia-Pacific Environmental Remote Sensing Symposium 2002: Remote Sensing of the Atmosphere, Ocean, Environment, and Space, Hangzhou, China, in press.*
- OPPENHEIMER, C. (1998): Volcanological applications of meteorological satellites, *International Journal of Remote Sensing*, **19**, 2829 - 2864
- OSWALT, J.S., W. NICHOLS and J.F. O'HARA (1996): Meteorological observations of the 1991 Mount Pinatubo eruption, In: C.G.Newhall, and R.S.Punongbayan (Eds), *Fire & Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 625-636.
- POTTS, R.J. and E. EBERT (1996): On the detection of volcanic ash in NOAA AVHRR infrared satellite imagery, *Proceedings of the 8th Australasian Remote Sensing Conference. Canberra, 25-29 March 1996.*
- POTTS, R.J. and TOKUNO, M. (1999): GMS-5 and NOAA AVHRR satellite observations of the New Zealand Mt Ruapehu eruption of 19/20 July 1996. *Preprints 8th Conf on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, American Meteorological Soc.*
- PRATA, A.J. (1989a): Infrared radiative transfer calculations for volcanic ash clouds, *Geophysical Research Letters*, **16**, 1293-1296.
- PRATA, A.J. (1989): Observations of volcanic ash clouds in the 10-12 um window using AVHRR/2 data, *International Journal of Remote Sensing*, **10**, 751-761.
- PRATA, A.J., BLUTH, G.J.S., ROSE, W.I., SCHNEIDER, D.J., and TUPPER, A.C. (2001): Comments on "Failures in detecting volcanic ash from a satellite-based technique", *Remote Sensing of the Environment*, **78**, pp 341-346.
- ROSE, W.I., DELENE, D.J., SCHNEIDER, D.J., BLUTH, G.J.S., KRUEGER, A.J., SPROD, I., MCKEE, C, DAVIES, H.L. and ERNST, G.G.J. (1995): Ice in the 1994 Rabaul eruption cloud: implications for volcano hazard and atmospheric effects, *Nature*, **375**, 477-479.
- SAWADA, Y. (1987): Study on analysis of volcanic eruptions based on eruption cloud image data obtained by the Geostationary Meteorological Satellite (GMS), *Tech Rep. Meteorology Research Institute (Japan)* **22**, 335pp.
- SAWADA, Y. (2002): Analysis of Eruption Cloud with Geostationary Meteorological Satellite Imagery (Himawari), *Journal of Geography (Japan)*, **111**, 374-394.
- SIMPSON, J.J., G. HUFFORD, D. PIERI and J. S. BERG (2000): Failures in detecting volcanic ash from a satellite-based technique, *Remote Sensing of the Environment*, **72**, 191-217.
- SMITHSONIAN INSTITUTION (1999): Report on activity at Rabaul, *Bulletin of the Global Volcanism Network*, **24**:10
- TOKUNO, M. (2000) MTSAT Window Channels ' (IR1 and IR2) Potential for Distinguishing Volcanic Ash Clouds, *Meteorological Satellite Center (Japan) Technical Note* **38**, 1-11
- TUPPER, A.C. and K. KINOSHITA (2003): Satellite, Air and Ground Observations of Volcanic Clouds over Islands of the Southwest Pacific, *South Pacific Study*, **23**. in press.

S16 火山の即時監視を目的とした衛星画像配信システムに関する研究

長 幸平*・光本昌也・下田陽久・松前義昭
東海大学情報技術センター

A study on satellite image dissemination system for volcano monitoring

Kohei CHO*, Shoya MITSUMOTO, Haruhisa SHIMODA
and Yoshiaki MATSUMAE
Tokai University Research and Information Center
*E-mail: kcho@keyaki.cc.u-tokai.ac.jp

要 旨

東海大学では、各種地球観測衛星データの受信・処理・解析の研究を行っているが、その一環として、災害監視等への衛星画像の即時利用について様々な検討を行ってきた。ここではピナツボ山噴火時におけるMOS-1衛星データ観測事例、気象衛星NOAAの画像を使った即時監視システムの構築、アラスカ大学と共同で実施した気象衛星NOAA画像による広域監視の事例を取り上げ、衛星による火山監視の利点と課題を整理する。

1. はじめに

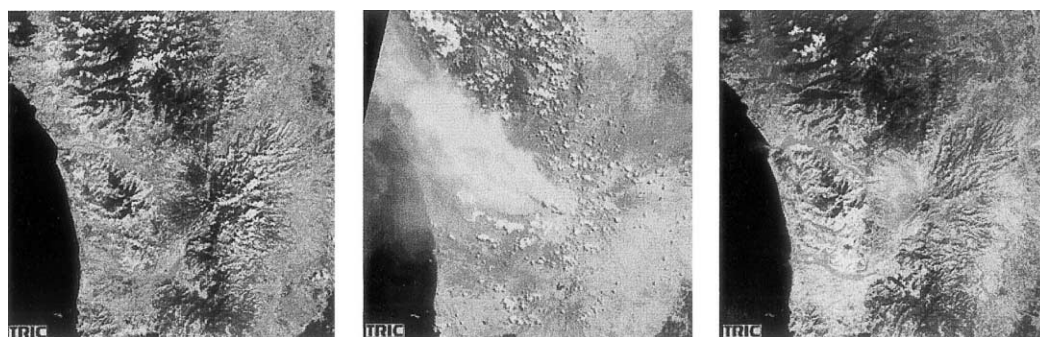
熊本にある東海大学宇宙情報センターには直径11mの大型Xバンドアンテナを始め、大小各種の地球観測衛星受信アンテナが設置されており、日夜、Terra/MODIS, SeaStar/SeaWiFS, NOAA/AVHRR, GMS/VISSR等の衛星データを受信・処理している。これらの衛星データは目的に応じて東京にある情報技術センターにオンラインで伝送され、解析等の高次処理が行われる。筆者らは、こうした受信から解析までの流れの中で、火山等の災害監視への衛星画像の即時利用の可能性を多角的に検討している。今回は、これまでに実施した火山監視に関連した研究事例を3件取り上げ、衛星による火山監視の利点と課題について考えてみたい。

2. ピナツボ山の噴火監視

図1に示す画像は、1991年6月に噴火したフィリピン・ルソン島のピナツボ山の噴火前後に東海大学で受信処理した地球観測衛星MOS-1の画像である。これらの画像は地球観測衛星による火山監視の有用性を強く示唆している。しかし、衛星で常に、噴火前後の良好な画像がタイミングよく得られるわけではない。後日、筆者らは、噴火前の古い衛星データを迅速に入手する手段の検討を行った。オンラインで米国地質調査所のEROSデータセンターのデータベースを検索し、検出した噴火以前のLandsat/MSS画像

をインターネット経由で米国から伝送する実験を実施したところ3時間ほどで1シーン分のデータが転送できた。

上記のデータ伝送実験は、同センターの職員の協力により実現したが、緊急時はこうした処理・伝送手順が自動化されていないと実用性は低い。また、噴火などの災害の被害状況等を速やかに把握するためには、平静時の対象域（例えば噴火前の火山周辺）の最新の画像を常に取り得し、幾何補正をしておくことが望ましい。こうした処理の自動化や衛星画像・地図のデータベース化が、火山等の災害監視への衛星画像の即時利用には不可欠である。



(a)噴火前 (1989/11/25)

(b)噴火中 (1991/7/5)

(c)噴火後 (1991/12/5)

図1. ピナツボ山の噴火前後を捉えたMOS-1画像。

3. NOAA画像を用いた即時監視システム

3.1 NOAA衛星による火山監視の意義

災害監視において衛星センサの分解能は高いに越したことはないが、通常、センサが高分解能になるに連れ、観測範囲は狭く、観測頻度も低下する。可視赤外センサの場合、天候により観測頻度はさらに低下し、噴火前後にタイミングよく良好な画像が得られることはまれである。また、高分解能衛星の場合、受信・処理・解析に手間取り、即時監視には充分役立てずにいるのが現状である。

一方、気象衛星NOAAは分解能は1kmと低いものの、現在、5機体制で運用されており、1日10回程度の観測があり、即時監視に適している。また、受信処理系も高分解能衛星に比べ処理手順が少なく自動化しやすい。こうした背景から、筆者らは、受信・処理・解析・配信を一体化することで、NOAA画像を火山等の即時監視に役立てるシステムの開発を進めている。

表1. NOAA/AVHRRセンサの諸元。

Ch.	観測波長帯 (um)	分解能 (km)	観測頻度
1	0.58~0.68 (可視)	1.1	衛星1機で 1日2回以上
2	0.725~1.10 (近赤外)		
3	3.55~3.93* (中間赤外)		
4	10.30~11.30 (熱赤外)		
5	11.50~12.50 (熱赤外)		

*NOAA15号以降、1.57~1.78umと3.55~3.93umと時間を分割して観測

3. 2 Hot spot 等の自動検出手法の検討

NOAA衛星のAVHRRデータを使ったhot spot等の検出では中間赤外バンド(Ch3)の有効性が知られており, Deanら[1]はCh.3が約50°Cで飽和することを利用して火口付近の観測値から火山活動を自動検知するOkmokアルゴリズムを開発し, 実際に火山の常時監視に利用している. Okmok火山(火口の直径が約10km)のようにhot spotがAVHRRの分解能と同等またはそれ以上の場合には有効な手法である. しかし, わが国の多くの火山はその直径が1 kmよりも遥かに小さく(桜島の火口の直径は約300m), Ch.3の観測値はhot spot周囲の地表の放射輝度温度と平均化され, 観測値が飽和することは稀である. そこで, 筆者らは, 観測値が飽和しないような状況におけるhot spot等の自動検出の可能性について検討を行った[2].

対象地域は鹿児島県桜島とし, 期間は, 1999年11月25日~12月18日とした. hot spotにおけるCh3の観測値が周囲に比べて高くなることを利用し, その画像から桜島南岳の火口を中心とした3×3画素(約3 km×3 km)の領域を切り出し(図2参照), その領域内の最大値と最小値の差(T)の時系列変化からhot spotや噴煙等の火山活動の自動検知を試みた. 噴煙と雲の識別にはPrata[3]や木下ら[4]が提案しているCh4とCh5の差を利用した.

NOAA画像の目視判読と鹿児島大学木下紀正教授提供の現地ビデオ画像で評価した結果, $T > 15$ を条件として検出された8回中, 6回は実際の現地ビデオでも噴煙が確認されていた(図3参照). これは, hot spot等の自動検出の可能性を示唆しているが, 実際には, 地上のビデオ画像で雲が無く噴煙が確認できていても衛星画像では雲が覆っていたりする場合も多く, 正解率のようなかたちで単純に評価はできない. また, 衛星の軌道や姿勢の関係で, 画像の幾何学的精度が大きく劣化する場合があります, 3×3画素の範囲に火口が入らないケースもあった.

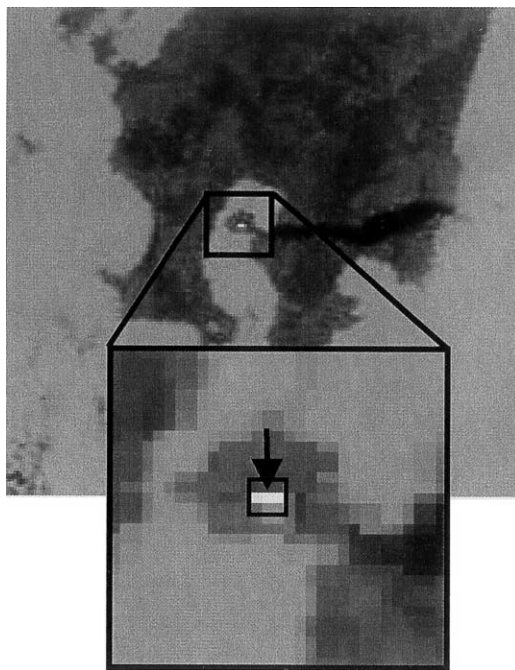


図2. AVHRR画像中の対象領域の切り出し.

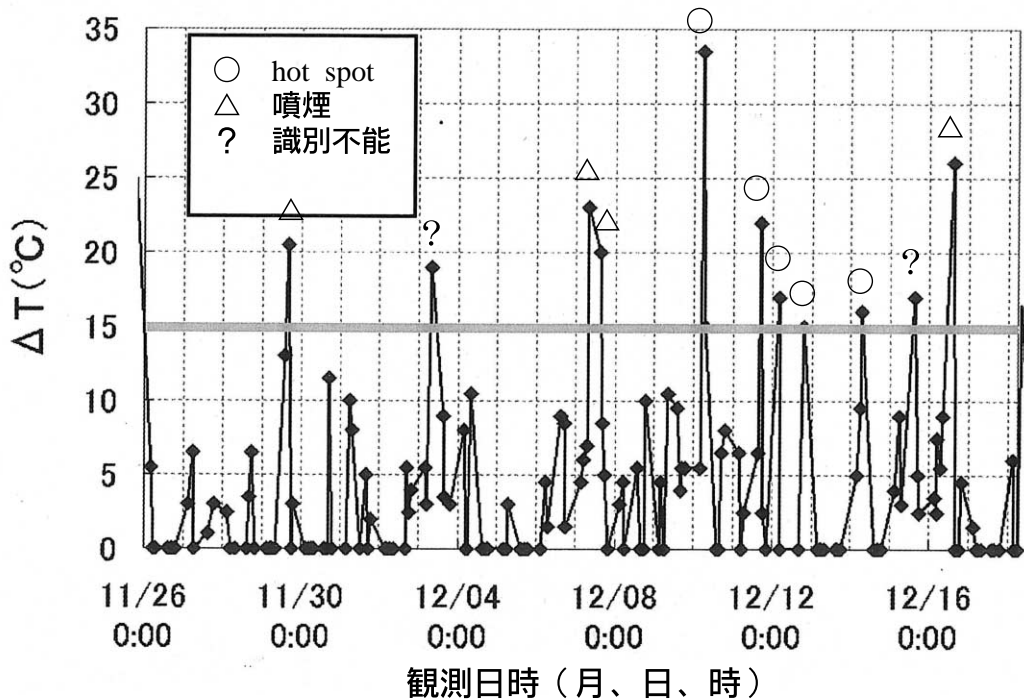


図3 . Tの時系列グラフによる hot spot等の検出 .

3. 3 NOAA画像の即時閲覧システムの開発

筆者らは、上記のような自動検出の検討と並行して、火山監視への判読利用を目的としたNOAA画像の即時閲覧システムの開発を進めている。本システムでは、対象地域を桜島（南岳）、諏訪之瀬島（御岳）、三宅島（雄山）とした。閲覧できるのは各々の火山口を中心とした200km × 200kmの領域とし、以下の5種類の画像を作成することとした。

(1) Ch.1可視画像

日中観測の場合、太陽光による噴煙の反射を利用して、Ch.1の可視画像（図4(a)）を噴煙域の把握に使用する。

(2) Ch.3中間赤外画像

夜間観測の場合、hot spot等の検出で有効性が知られているCh.3の中間赤外画像（図4(b)）を使用する。但し、Ch.3は、そのバンド特性から日中観測では太陽光による地表面の反射が支配的となり、hot spot等の検出は難しい。

(3) Ch.5-Ch.4差画像

日中および夜間に共通する問題として、噴煙と雲の識別が挙げられる。熱赤外バンドCh.4とCh.5では、Ch.5-Ch.4 > 0ならば噴煙、Ch.5-Ch.4 < 0ならば雲となる傾向があることから、Ch.5-Ch.4差画像（図4(c)）を使用することにした。

(4) RGB合成画像（日中版）

水蒸気等の影響によって差画像でも識別が難しい場合があるため、噴煙域を強調する目的でRGB合成画像を用いる。バンドの組み合わせを検討した結果、日中観測において比較的噴煙の強調に優れたものとして、Ch.1, 2, 4をRGBに割り当てた画像

(図4(d))を使用することにした。

(5) RGB 合成画像 (夜間版)

同様に、夜間版としてCh.3, 4, 5をRGBに割り当てた画像(図4(e))を使用することとした。

これら5種類の画像は、東海大学宇宙情報センターでNOAA/AVHRRデータを受信後、即時処理により作成され、東海大学情報技術センターのWebサーバーへ専用回線を用いて転送される。これにより各画像の更新はデータが受信される毎に行われ、過去に観測された画像も閲覧可能となっている。Webサイトでは、過去3回の観測画像を表示している。画像のフォーマットは、データ量と画質を考慮し、全てJPEG形式で保存している。これらの画像は現在、以下のサイトで誰でも閲覧できる。

<http://www.tric.u-tokai.ac.jp/rsite/r1/vol/vol.htm>

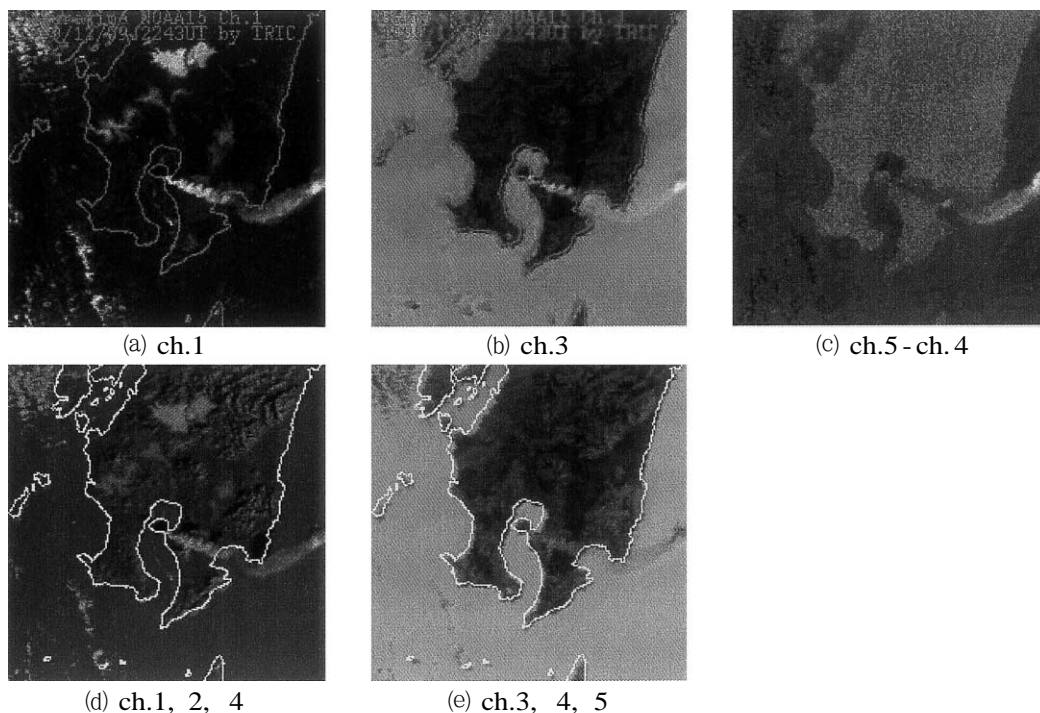


図4．ホームページに掲載中の画像の種類．

4. アラスカ大学とのデータ交換による広域監視

アラスカ大学と東海大学はそれぞれにNOAA受信システムを運用しており、その受信範囲は隣接する関係にある。そこで、両大学ではお互いに受信したNOAA/AVHRR画像をインターネットを介して毎日自動交換し、広域なモザイク画像を合成するシステムを共同開発し、3年ほど試験運用した。図5に全体のシステム構成を、また、合成したモザイク画像の例を図6に示す。広域をカバーするため画素数は5500画素×3723ライン

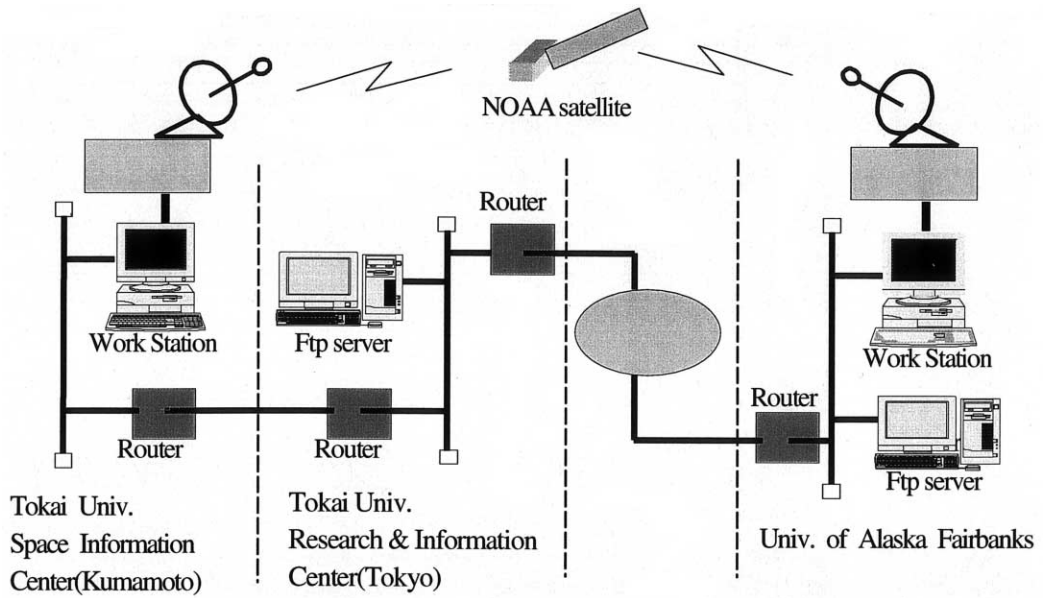


図5 . 東海大学・アラスカ大学によるNOAA画像交換システム .

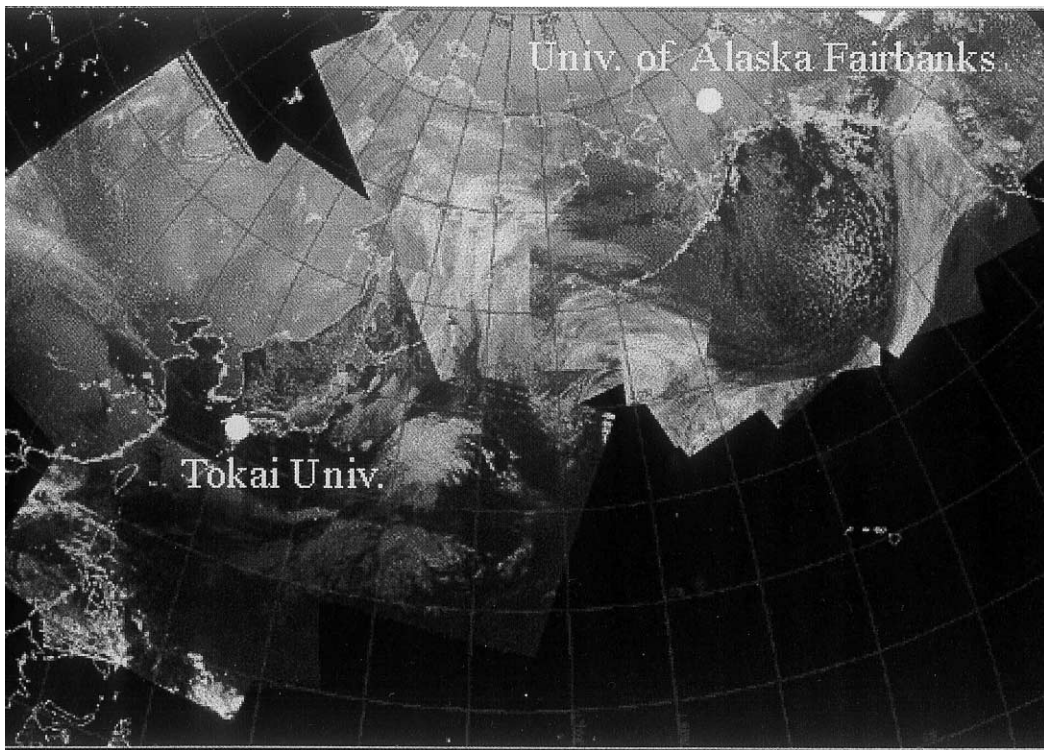


図6 . NOAA広域モザイク画像 .

と大きいが、jpeg 圧縮を用い、かつ画像の半分程度の領域は転送時、データが無い（数値0）ので圧縮効率が良く、データ量は1チャンネル当たり1シーンで800KBほどにしかならない。この試みは、広域監視の可能性を検討するために実施したのだが、複数の受信局が協力することにより火山等の広域監視が容易に実現可能なことが確認できた。現在、新たな協力方法を模索している。

5. まとめ

火山監視における衛星画像利用の有用性は高い。しかし、現在までのところ、高分解能衛星を中心とした衛星観測はシステム運用や処理の制約などから、火山等の即時監視には十分に生かされてはいない。一方、気象衛星は分解能は低くても観測頻度は高く、即時監視に適している。筆者らは気象衛星による即時監視の研究を進めながら、その成果を高分解能衛星による即時監視に役立てていきたいと考えている。

参考文献

- [1] Dean, K., M. Servilla, R. Roach, B. Foster, and K. Engle: Satellite Monitoring of Remote Volcanoes Improves Study Efforts in Alaska, *Eos. Transactions, American Geophysical Union*, 79, No.35, 413, 422-423 (1998).
- [2] 光本昌也・長幸平・下田陽久・坂田俊文：気象衛星による火山の即時監視に関する研究，日本写真測量学会年次学術講演会論文集，33-34(2001)。
- [3] Prata, A. J.: Observation of volcanic ash clouds in the 10-12 μm window using AVHRR/2 data, *Int. J. Remote Sensing*, 10, Nos.4 and 5, 751-761(1989)。
- [4] 木下紀正・飯野直子・細山田三郎・菊川浩行・後藤あずみ・齊藤誠一：NOAA-AVHRRによる火山噴煙の検出と解析，日本リモートセンシング学会第20回学術講演会論文集，117-120(1994)。

A study on satellite image dissemination system for volcano monitoring

Kohei CHO*, Shoya MITSUMOTO, Haruhisa SHIMODA
and Yoshiaki MATSUMAE

Tokai University Research and Information Center

*E-mail: kcho@keyaki.cc.u-tokai.ac.jp

Abstract

Tokai University is receiving data from various earth observation satellites such as Terra/MODIS, SeaStar/SeaWiFS, NOAA/AVHRR, GMS/VISSR, at its ground station in Kumamoto.

The authors are studying various ways to utilize these satellite images for

near-real time monitoring of volcanoes. Three case studies are presented in this paper, which are 1) eruption monitoring of Mt. Pinatubo with MOS-1 data, 2) near real time NOAA image browsing system for volcano monitoring and 3) wide area monitoring with NOAA data exchange via internet.

S17 噴煙活動の定量的評価と火山活動監視への活用

福井 敬一

気象研究所地震火山研究部

Quantitative estimation of volcanic plume activity and volcano monitoring

Keiichi FUKUI

Seismology and Volcanology Research Department,

Meteorological Research Institute

E-mail: kfukui@mri-jma.go.jp

要 旨

気象庁では1930年前後に阿蘇山および浅間山で噴煙観測を開始し、火山監視業務が発足した1962年には活動的な17火山で噴煙観測が行われるようになった。以来火山噴火に前駆して噴煙活動が活発化した例を数多く捉えている。現在は22火山に監視カメラが設置され、インターネット上で監視できる。噴煙活動には季節変化が含まれ、火山活動を監視する上で障害となるが、気象データからその量を推定することが可能である。噴煙の映像データを用いて火山から放出されている熱量やH₂O量を推定することができ、有珠山2000年噴火活動の終息時期予測や、2000年に始まった三宅島の大量脱ガス活動の推移の把握などに活用されている。

1. はじめに

高温のマグマが地表に近づけば地熱や噴煙に異常が現れるであろうことが想像される。実際、噴火前に噴煙活動が活発化したり新しい噴気が出現した事例が数多くある。例えば知床硫黄山1936年噴火では噴火の前の年から噴煙や硫気活動が著しく活発化し、草津白根山では1897年の噴火1ヶ月前から湯釜の噴気が始まり、硫黄の噴出も盛んになり、遂には火災を発生し始めた。1939年噴火時には2ヶ月前から噴煙が認められるようになり、その後、急速に活発化し噴火が始まった。安達太良山では1899年噴火の9ヶ月前から噴気孔の数や噴気が増え、1~2ヶ月前からゴォーと音を立てるようになり、小規模噴火の後に爆発した(関谷, 1976)。気象庁では浅間山や阿蘇山で1930年前後から噴煙観測を行っており、1962年に火山観測業務を全国展開する際、噴煙の高さや量、色などを目視観測する遠望観測が基本的な観測種目の一つとして導入された。さらに、1985年草津白根山に監視カメラが設置されて以降、順次監視カメラが展開され、現在では22火山の高感度カメラ映像がインターネットを経由して監視できるようになっている。

遠望観測によって噴火に前駆して噴煙活動が活発化する様子が捉えられた事例には、①雌阿寒岳1988年1~2月噴火：4年前より活発化(図1a)、②十勝岳1985年6月火山灰放出および1988年12月噴火：1981年頃より活発化(図1b)、③樽前山1978年5月

噴火：2～3年前より活発化（図1c），④吾妻山1977年12月噴火：1年前より活発化（図1d）などがある．御嶽山1980年噴火後には噴煙活動が衰退していく様子が捉えられている（図1e）．このように噴煙現象は火山活動の盛衰を知る良い指標となる．しかしながら図1a，図1bに見られるように噴煙の高さや量は気象状態の影響を受けて季節変化を示す．火山活動を監視するためには季節変化を除去することや，季節変化の影響を含まない噴煙として放出される物質の質量や熱量を定量的に評価することが必要となる．さらに，噴煙活動を定量化することにより，火山性微動のモデル化，マグマ貫入のモデル化，火山活動の推移予測などに活用できるようになる．本稿ではまず噴煙の季節変化がどの程度の大きさになるかを示し，非噴火時の噴煙活動を定量的に評価する手法とこれを火山活動評価に活用した事例について述べる．噴火噴煙を定量的に評価することも重要であるが，本稿では火山灰を含まない噴煙現象のみを対象としている．

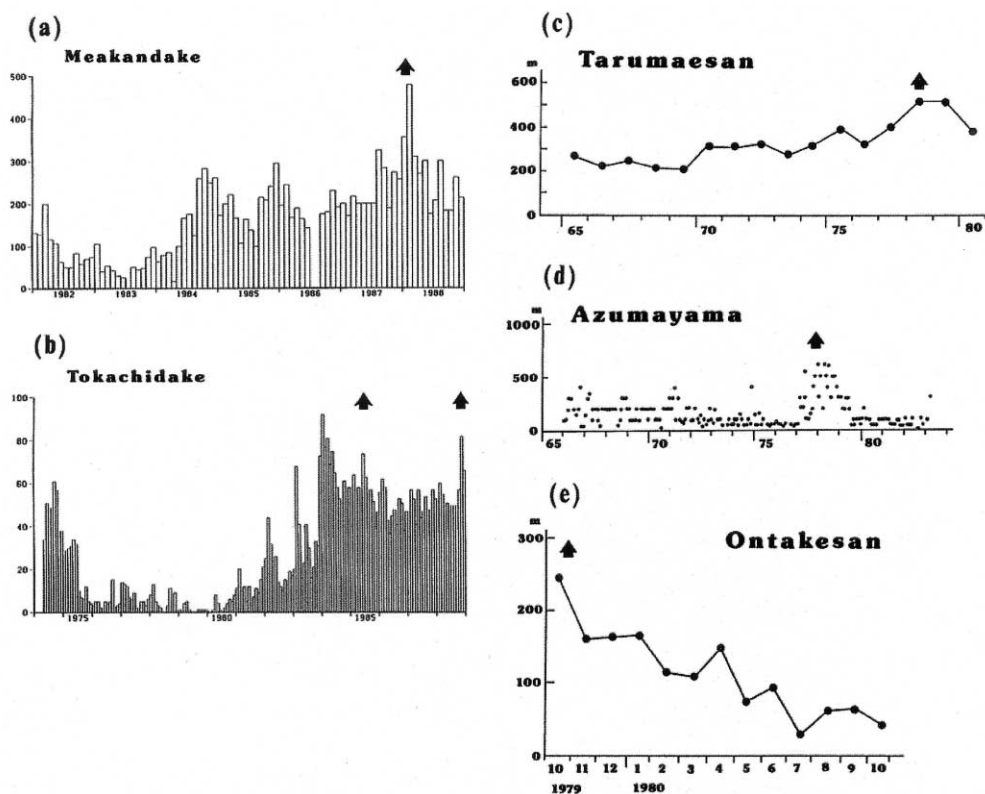


図1．遠望観測によって捉えられた噴火に関連した噴煙高度の時間変化（福井，1992a）．

- (a)雌阿寒岳ポンマチネシリ火口（日最大値の月平均），
- (b)十勝岳62 - 火口（日最大値の月平均），(c)樽前山（月最大値の年平均），
- (d)吾妻山（月最大値），(e)御嶽山（日最大値の月平均）．矢印は噴火．

2. 噴煙活動の季節変化

非噴火時の噴煙は大気状態の影響を受け，季節変化を示す．図1a，図1bに見られるように，一般的には冬噴煙量は多く，夏少なくなる．これは，息が冬白く見え，夏見

えないことと同じ理屈である．しかしながら，外気の水蒸気量と気温の季節変化の様子によっては季節変化が小さい，あるいは夏に噴煙が高くなる場合もある．また，噴煙の高さや量は風にも影響され，風が強ければ低くなり，弱ければ高くまで上昇する．

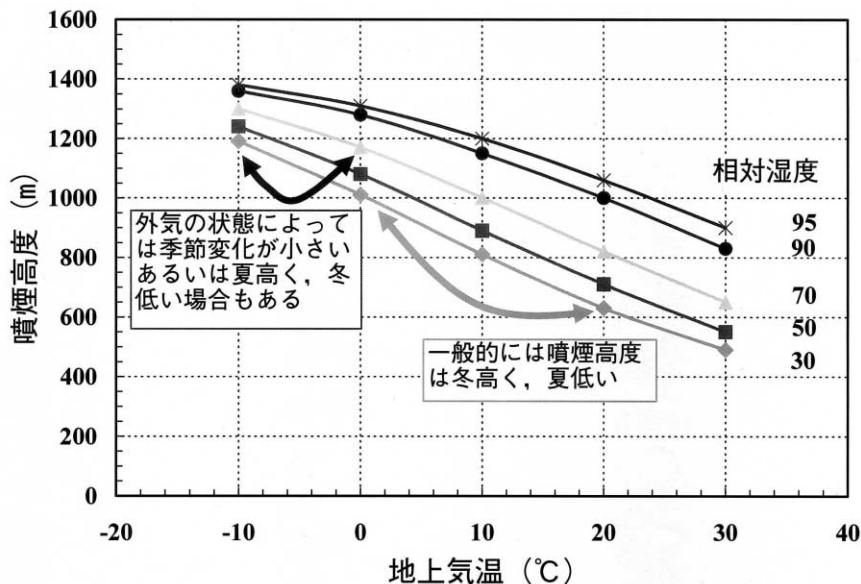


図2．火口における気温10℃，相対湿度70%の状況で高度1000mの噴煙が相対湿度30，50，70，90，95%の時に，気温に対する噴煙高度の変化．

図2は火口周辺の気温が10℃，相対湿度70%という条件の時に，1000mと観測される噴煙と同じ割合で熱が放出されている時（噴煙の上昇速度を2 m/sとすると放熱率は約2200MW）に，気温，湿度の変化に応じて噴煙高度がどう変わるかを，福井（1995）の方法を応用し見積もったものである．ここで，噴煙の形状は頂角30度の逆円錐形，噴煙中心部の温度と外気温との差は4℃，噴出初期の噴煙温度は80℃，外気は気温減率6.5K/km，相対湿度は高度によらず一定と仮定している．例えば，火口周辺の気温30℃，相対湿度50%の場合は550m，20℃，95%では1060mとなり，放熱率が同じでも気温が高く相対湿度が低い日と，気温が低く相対湿度が高い日とでは，噴煙高度に2倍程度の開きが生じることが分かる．噴煙の規模が小さくなると，この開きは若干大きくなる（例えば，高さ300mの噴煙では2.1倍）．なお，噴煙温度と外気温との差は放熱率の推定に大きな影響を与えるが，今回の見積もりに与える影響は小さく，噴出初期の噴煙温度も結果にほとんど影響を与えない．このように，一般的には噴煙高度は冬高く，夏低い，が，海拔高度が高い火山で外気温が低く，夏季の相対湿度が大きい場合は季節変化が小さい，あるいは夏高く，冬低い場合もある．実際，浅間山では噴煙の高さの季節変化は小さい．火山毎に外気の影響はほぼ決まってくるから噴煙の規模に応じてあらかじめ季節変化量を求めておくことが可能である．季節変化が含まれるため，図1では火山活動の変化を年単位で把握できるに限られるが，このようにあらかじめ季節変化量を推定しておけば，もう少し短い時間スケールの火山活動の盛衰を判断できる．

3. 非噴火時の噴煙活動の定量化

噴煙現象は火山活動の盛衰を知る良い指標となるが、前節に述べたように噴煙の高さや量は気象状態の影響も受けて変化する。非噴火時には水蒸気や二酸化イオウなどの気体が放出されるが、これらが単位時間当たりに放出される量や熱エネルギーを評価することで、気象状態の影響を取り除くことができ、他の物理量や別の火山の活動と比較することができるようになる。

火山ガスの放出率や放熱率を評価する方法には、①噴気孔で火山ガスを直接採取して見積る方法、②地上から、あるいは航空機や人工衛星から COSPEC (相関スペクトロメータ) などのリモートセンシング機器によって噴煙中のある成分の濃度を測定し、風速を掛けてその流量を見積る方法、③噴煙の温度や体積などを測定して H₂O 放出率を推定する方法、④噴煙の上昇形態から放熱率を推定する方法 (鍵山, 1978) がある。①の方法は火口に近づく必要があり、危険を伴い定常的な観測に用いることはできない。②の方法のうち COSPEC 観測では SO₂ 放出率を求めることができ、三宅島初め多くの火山で用いられている。③の方法には噴煙中の水滴を無視した質量収支から H₂O 放出率を推定する方法 (鍵山ほか, 1984; Kazahaya *et al.*, 1994; 湯原・関岡, 1975) や噴煙の最大直径から H₂O 放出率を求める方法 (神宮司・江原, 1996)、赤外カメラで測定される噴煙の温度を利用して噴煙中の水滴を考慮した質量、エネルギー収支から H₂O 放出率を推定する方法 (福井, 1995)、噴煙上昇をモデル化し噴煙高度から推定する方法 (寺田・井田 2002) などがある。

煙の拡散の様子と同様に流れの軸に直交する断面内で見ると、噴気の密度は中心部で大きく周辺部で小さくなるガウス分布を示し、時間とともに中心の最大密度が減少し、直径は大きくなっていく。ある高度を過ぎるとその直径は減少し、噴気中の水蒸気密度が外気温における飽和水蒸気密度と等しくなると水滴がすべて蒸発し噴気は見えなくなる。神宮司・江原 (1996) はこのことを利用して噴煙の直径が最大になった時の大きさと気象データから H₂O 放出率を求めた。この方法はビデオ映像を利用した推定のみならず衛星データに適用して H₂O 放出率を推定することにも適用可能である (Jinguuji, 1998)。福井 (1995) の方法は可視カメラ、赤外カメラを利用して阿蘇火山で 1980~84 年に実施された噴煙観測データの解析に用いられ、2000年に始まった三宅島火山活動における H₂O 放出量の推定にも用いられている (松島・西, 2001)。また、いくつかの仮定のもとに、噴煙の高さと気象観測データから放熱率を求めることができ、阿蘇火山における数十年間の熱活動の推移が求められている (福井, 1992b)。寺田・井田 (2002) は噴煙をサーマルとしてモデル化し、三宅島の噴煙高度と大気の成層状態との関連などについて議論し、H₂O 放出量などを求めている。

煙突から排出される煙は単位時間当たりの排熱量が大きければ立った形で上昇する。この煙の上昇形態と排熱率との関係を表した Briggs (1969) の式を噴煙に適用すると放熱率 Q は $Q=2.8 \times 10^4 h^2 u^3 / x^2$ で求められる。ここで h は噴出口からの水平距離 x における噴煙の中心の高さ、 u は風速で、時間差 t の二枚の画像において噴煙上の特徴的な点を追跡しその水平移動距離 x を計測し $u = x / t$ から求めることができる。この方法は plume rise 法あるいは鍵山の方法と呼ばれ監視カメラ映像データのみから放熱率を推定することができる。近年パーソナルコンピュータの性能向上により比較的容易に動画の解析を行えるようになった。次節の例はこの方法を利用して解析された。この方法では個々の噴煙画像から求められた放熱率は 1 日のうちで 2 桁近く変動することが普

通で、「 月 日の放熱率は MWであった」というような情報に使うには問題があるが、「4月初めに金比羅山火口群から放出されていた熱は約2000MWであったが、5月には約500MW、10月には約200MWと4月の十分の一に減少している。今後、放熱率が100MW程度まで減れば噴石を飛ばすような活動は終息する」、あるいは「4月はじめ1日あたり約7万トンの水を放出していたが、5月には1日あたり約2万トンに減少し、10月には1日あたり7千トンとなっている」というような情報を提供できることになる。

4. 噴煙活動の定量的解析結果を火山活動評価に活用した最近の事例

4. 1. 有珠山2000年噴火活動

2000年3月31日、23年ぶりに噴火活動を開始した有珠山は北西山麓に開いた複数の火口から活発な噴煙活動を続け、空振を伴うような噴煙活動は2001年9月まで続いた。気象庁は噴火開始前から遠望観測装置によって噴煙観測を行っていたが、噴火後は北海道開発局による監視カメラ（北海道開発局、2001）などによって各火口における噴煙活動の連続的な映像データが得られた。これら映像データを用いて有珠火山の噴煙活動によって放出されていた熱量の推移が求められ、火山噴火予知連絡会における火山活動の評価に活用された（気象研究所地震火山研究部、2000など）。

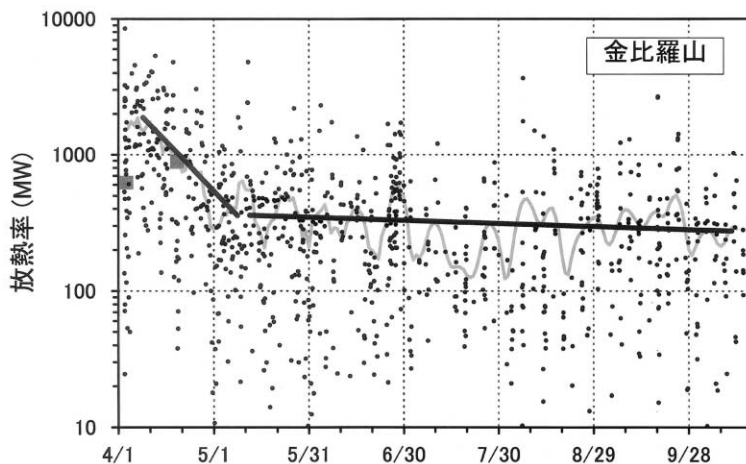


図3．有珠山2000年噴火時に金比羅山火口から噴煙として放出されていた熱エネルギーの時間推移（気象研究所（2002a）に加筆）。

図3は2000年4月2日から10月15日までに金比羅山火口から噴煙によって放出されていた熱量の時間変化を示している。黒丸は1～3分間の画像から求められた放熱率、曲線はこれを5日平均したものである。個々の推定値は1日の中でも2桁近く変動しているが、同じ手法により独立して求められた放熱率の時間変化の様子や平均値（鍵山ほか、2000）と良く一致している。噴火開始直後の4月上旬の金比羅山火口からの放熱率は約2000MWで、5月にかけて徐々に減少し、それ以降はほぼ一定ないしわずかに減少傾向を示した。火口近傍で観測されていた傾斜計やGPSは5月上旬すぎからその変動方向を反転させており、この頃、深部からのマグマ貫入が停止したと考えられている（例えば、松島ほか、2000）。放熱率もマグマの貫入が停止した頃よりほぼ一定ないしわずか

に減少傾向となっている。

この期間に金比羅山火口群から放出されていた熱は平均530MW，西山火口群からは280MWで，総放熱量は 1.4×10^{10} MJとなる。マグマが地下水と接触したりすることなどによって地下水が熱せられ噴煙が形成されているとすると，この期間に 6.9×10^9 kgのマグマが十分冷却したことになる（マグマが冷却するまでに放出する熱量を中村（1965）より 1.3×10^6 J/kgと仮定）。この量は土木研究所によって求められた隆起量（仲野ほか，2001）などから推定される浅部へのマグマ貫入量（数千万 m^3 ）の1割に満たず，マグマがすべて冷却しつくすには10年近くかかることになる。一方，水の蒸発潜熱2.5MJ/kgと，この期間の全放熱量より，噴煙として放出されていた H_2O 量は 5.6×10^9 kgとなる。もし，この水がすべてマグマ起源であるとする， 2.2×10^{11} kgのマグマが脱ガスしたことになり（宮城ほか，2000）よりマグマの含水率を2.5wt%と仮定），貫入したマグマ中の H_2O は2000年10月頃までにすべて脱ガスしたことになる。すなわち5月以降続いていた規模の噴煙活動はこの時点までに終了していることになる。実際は両者の中間の状態，噴煙は地下水起源の水とマグマ起源の水から形成されていると考えられる。このことをモデル化してマグマ起源の H_2O 量を推定し，貫入したマグマ量と比較することで，少なくとも2001年夏頃までは2000年10月に発生していた噴石を火口外に飛ばすような規模の噴煙活動が継続すると推測された（気象研究所地震火山研究部，2000；福井，2001；気象研究所，2002a）。

4. 2. 三宅島の火山ガス放出活動

2000年6月に始まった三宅島の噴火活動は8月のカルデラ形成活動以降，多量の火山ガスを放出するようになった。気象庁は三宅島の南南東25kmに位置する御蔵島などに高感度カメラを設置し噴煙活動を監視している。この映像データを用いて有珠山噴火活動の際に用いた手法と同様の方法により放熱率を求めている。図4に2002年9月17日までの解析結果を示す。黒丸は個々の計測値で，白丸は日平均値である。この結果はCOSPECによって観測された SO_2 放出量の時間変化の様子と大変良く合っており，火山

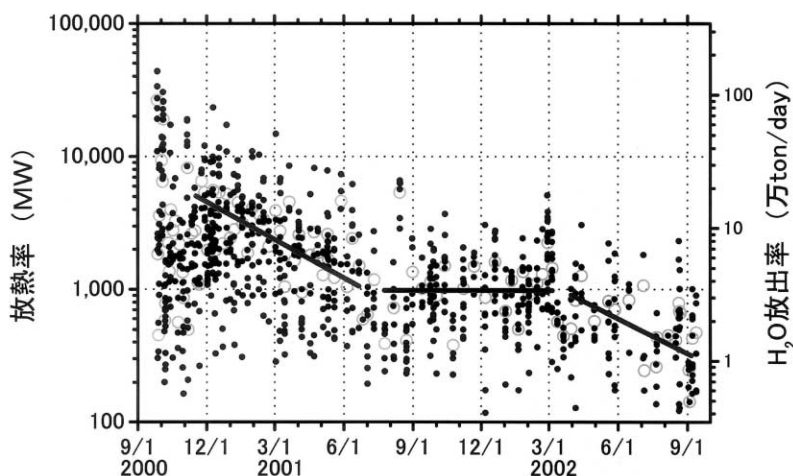


図4．三宅島から噴煙によって放出されている熱エネルギー．右側の軸は水の放出率に換算した値（気象研究所（2002b）に加筆）。

噴火予知連絡会における三宅島の火山活動評価に活用されている。約1年間のデータが集積した第90回火山噴火予知連絡会(2001年10月22日)ではその変化傾向から「現在の低下傾向が続けば平均的な放熱率は2003年末までには100MWを割る」と推測された(気象研究所, 2001)。

また、放熱率の時間変化は三宅島で観測されている連続微動の振幅変化と良く似ており、火山ガス放出によってこの火山性微動が励起されていることを伺わせる(気象庁地震火山部・三宅島測候所, 2002)。阿蘇火山においてもある種の火山性微動の振幅と放熱率(H_2O 放出率)とは良い相関にあり、この微動は火道における火山ガスの移動に関連して発生していると推測されている(福井, 1995)。

5. むすび

2002年3月に気象庁火山監視・情報センターが発足し、GPS観測網の展開、プロトン磁力計およびGPSによる火口周辺の繰り返し観測など新しい監視手法が導入された。監視カメラ映像データについてもこれまでタイムラプスビデオに収録されていたものが電子媒体に収録されるようになり、インターネットを経由して22火山(2002年12月現在)の映像を監視できるようになった(現在一般向けに公開されているのは10火山)。有珠山、三宅島の火山活動に際して監視カメラ映像の動画解析を行い噴煙活動が定量的に評価され、火山活動推移予測の判断材料に使われた。この成果を受け、各センターにおける定常業務として噴煙活動の解析を行うべく準備が進められている。

参考文献

- Briggs, C. A. (1969): Plume Rise, *AEC Critical Review series*, TID-25075, U. S. Dept. of Commerce Natl Tech. Information Series, Springfield, Va., 81p.
- 福井敬一(1992a): 遠望観測資料の解析, 火山観測指針(参考編), 気象庁, 191-215.
- 福井敬一(1992b): 阿蘇火山の噴煙活動の定量的解析, 日本火山学会講演予稿集1992, No.2, 113.
- 福井敬一(1995): 阿蘇火山から非噴火時に放出される H_2O と熱エネルギー, 火山, 40, 233-248.
- 福井敬一(2001): 噴煙活動の解析に基づく有珠山2000年噴火活動の終息時期予測の試み, 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集2001(CD-ROM), Jp-014.
- 北海道開発局(2001): 有珠山監視カメラ画像・情報関係の経緯, 平成12年(2000年)有珠山噴火災害報告, 北海道開発局, 38-39.
- Jinguuji, M. (1998): Quantitative estimation of erupted volcanic ash by using satellite data, *15th ATER Science Team Meeting*, Geology WG session, Tokyo.
- 神宮司元治・江原幸雄(1996): 最大噴気直径を利用した火山噴気放出量及び放熱量測定法, 火山, 41, 23-29.
- 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.
- 鍵山恒臣・平林順一・鈴木隆・鈴木敦生(2000): 有珠山北西部からの放熱量, 日本火山学会講演予稿集2000, No.2, 179.
- 鍵山恒臣・宇平幸一・山本博二・辻浩・荒木卓次・長田昇・小山悦郎・竹田豊太郎・渡部暉彦(1984): 1983年三宅島噴火の熱的調査, 火山, 29, S158-S174.
- Kazahaya, K., Shinohara, H. and Saito, G. (1994): Excessive degassing of Izu-Oshima volcano: magma convection in a conduit, *Bull. Volcanol.*, 56, 207-216.

- 気象庁地震火山部・三宅島測候所 (2002): 三宅島の最近の火山活動 (その5), 日本火山学会講演予稿集2002, No.2, 133.
- 気象研究所 (2001): 御蔵島監視カメラ映像によって求めた三宅島からの放熱率 (3), 第90回 (2001/10/22) 火山噴火予知連絡会資料.
- 気象研究所 (2002a): 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.
- 気象研究所 (2002b): 御蔵島監視カメラ映像によって求めた三宅島からの放熱率 (6), 第93回 (2002/10/15) 火山噴火予知連絡会資料.
- 気象研究所地震火山研究部 (2000): 有珠山北西山麓火口からの放熱率時間推移 (4), 第87回 (2000/11/1) 火山噴火予知連絡会資料.
- 松島喜雄・西祐司 (2001): 三宅島山頂火口からの水蒸気放出量および放熱量の推定 (その1), 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集 2001 (CD-ROM), V0-P009.
- 松島健・清水洋・渡邊篤志・山科健一郎・西村裕一 (2000): 2000年有珠火山噴火で観測された傾斜変動について, 日本火山学会講演予稿集2000, No. 2, 163.
- 宮城磯治・川辺禎久・森下裕一・木多紀子 (2000): 有珠山2000年3月31日噴火のマグマ破碎深度, 日本火山学会講演予稿集2000, No.2, 187.
- 中村一明 (1965): 火山活動のエネルギー, 火山, 10, 81-90.
- 仲野公章・清水孝一・山越隆雄・葛西勝栄・中村剛・秋山幸秀・高貴潤一 (2001): 2000年有珠山噴火時におけるヘリコプター搭載レーザースキャナーによる地形変化測定, 砂防学会誌, 53, 88-94.
- 関谷溥 (1967): 火山観測 - 浅間山の歴史と日本の火山 -, 総合図書, 180p.
- 寺田暁彦・井田喜明 (2002): 画像解析による三宅島火山の噴煙長期変化, 日本火山学会講演予稿集2002, No.2, 6.
- 湯原浩三・関岡満 (1975): 三原山火口よりの放熱量と火口壁の温度分布, 伊豆大島三原山の集中観測 - 1974年6月 -, 17 - 22.

Quantitative estimation of volcanic plume activity and volcano monitoring

Keiichi FUKUI

Seismology and Volcanology Research Department,
Meteorological Research Institute
E-mail: kfukui@mri-jma.go.jp

Abstract

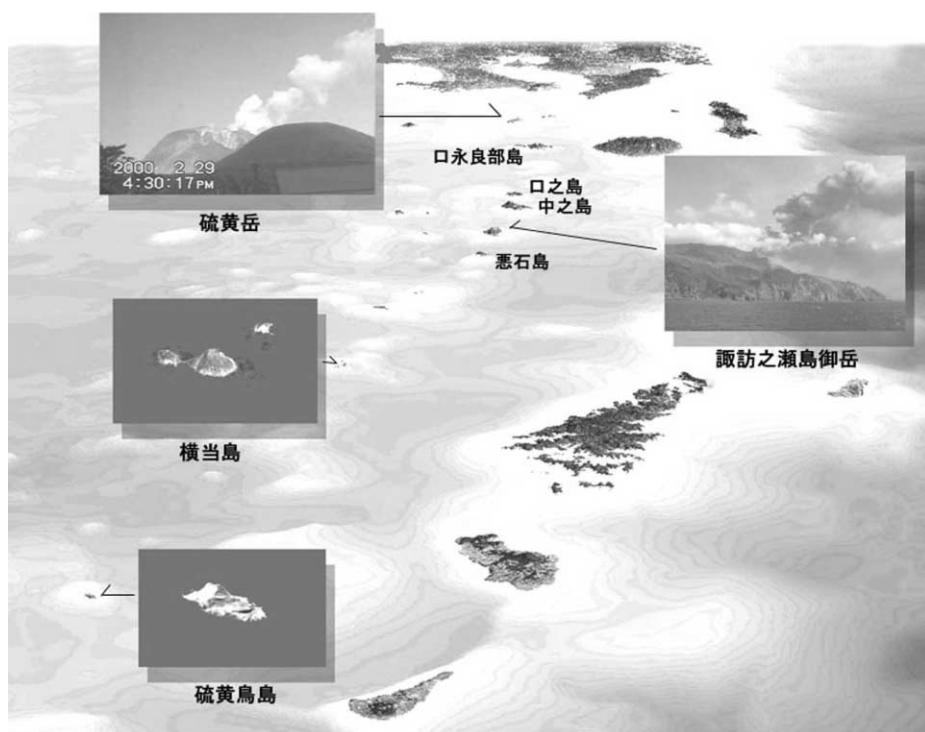
The Japan Meteorological Agency started volcanic plume observation in Asama and Aso volcanoes about 70 years ago. Plume observation was carried out at 17 active volcanoes by 1962. Many precursor changes of the eruption were caught by these observations. At present, monitoring video cameras are installed at 22 active volcanoes, and video images can be monitored through Internet. Seasonal variations affect the plume development and the monitoring of the volcanic activity. However, it is possible to estimate the quantity from meteorological data. It is possible to estimate thermal energy discharged from the volcano and H₂O emission by using

the video image analyses of the volcanic plume. The end-of-eruption was predicted from these data in the 2000 eruption of Usu volcano, and the data is utilized for the evaluation of the degassing activity of Miyakejima volcano which began 2000.

多島域フォーラム

「列島火山の噴煙活動を探る」

プログラム



日時：平成14年11月9日(土) -10日(日)
会場：鹿児島大学総合教育研究棟 2階201号室

鹿児島大学多島圏研究センター

公開講座（講演会）

開会の辞：野田伸一（鹿児島大学多島圏研究センター長）

1. 「南九州と南西諸島における火山の噴火史」：小林哲夫（鹿児島大学理学部）

14：00 - 14：40

南九州と南西諸島には多くの活火山が点在している。その中でも桜島火山と諏訪之瀬島火山は現在でも非常に活動的であるが、最近3万年間という時間スケールでみた場合、実に多くの火山が多様な噴火を繰り返している。今回はこれら火山の噴火史を総括し、南九州から南西諸島にかけての噴火の頻度や噴火にまつわる興味深い現象について報告する。

2. 「衛星から観た火山と噴煙」：木下紀正（鹿児島大学教育学部）

14：40 - 15：20

噴火活動と放出された噴煙の流れをとらえるのに人工衛星の働きは大きい。気象衛星ノアでは広い視野で桜島・三宅島や南西諸島などの毎日数回の画像データが得られ、時にはフィリピンまで観測される。ランドサット等の地球観測衛星では火山地形の変化や火山ガスの植生影響、火口の高熱状態も詳しく調べる事が出来る。ここでは他の様々な衛星と新しいセンサー、インターネットの活用や地上映像観測との関係についても紹介する。

3. 「三宅島火山からの大量ガス放出」：風早康平（産業技術総合研究所）

15：30 - 16：10

三宅島火山では2000年8月以来、一日1万トンを超える二酸化硫黄ガスが放出されている。総放出量は、現在までの約2年間に合計1600万トンに達している。本講演では、これまでの観測結果を示すとともに、どうしてこのような大規模なガス放出に至ったのか、カルデラの形成や地下におけるマグマの運動などとの関連について解説する。

4. 「種々の安定成層場における三宅島火山ガスの挙動」：内田孝紀（九州大学応用力学研究所） 16：10 - 16：50

我々は数百m～数(十)km程度の局所域的に絞って、風に対する地形効果を高精度に数値予測する局地的風況予測モデルを開発している。このモデルに基づき、種々の大気安定度（特に安定成層状態）における火山ガスの移流拡散予測システム（防災予測システム）の開発を行っている。本講演では、種々の安定成層場における三宅島火山ガスの挙動の変化を紹介し、風洞実験との比較を行う。

続いて全体質疑、討論

閉会の辞：櫛下町鉦敏（鹿児島大学農学部・多島圏研究センター交流企画委員長）

シンポジウム

開会の辞：野田伸一（鹿児島大学多島圏研究センター長）

趣旨説明：木下紀正（鹿児島大学教育学部）

第1部 三宅島火山の観測 9:20 - 10:40

1. 三宅島火山の噴煙活動：寺田暁彦（東大地震研）
2. ASTER・MODISによる三宅島のSO₂観測：浦井稔（産総研）
3. 富士山頂で観測された三宅島火山ガス噴煙中のエアロゾル粒子：
直江寛明，岡田菊夫（気象研）
4. 三宅島噴煙の衛星画像と火山ガス高濃度事象：飯野直子，小山田恵，
木下紀正，金柿主税（鹿大工・教）

第2部 火山ガス拡散シミュレーション 11:00 - 12:30

1. 数値モデルを用いた三宅島火山ガスの地表濃度推定の試み：千葉長，
佐々木秀孝，清野直子，佐藤純次（気象研）
2. 阿蘇、安達太良山における火山ガスの拡散：近藤裕昭（産総研）
3. メソスケール気象モデルと結合した大気化学物質の輸送モデルによる
三宅島噴煙の数値シミュレーション：西沢匡人（原研）
4. 火山ガスの3次元流れの追跡：ラグランジュ粒子モデルの応用：
鶴野伊津志，吉田保衡（九大応力研）

第3部 南西諸島の火山観測 13:30 - 15:05

1. 薩南諸島の火山活動と熱映像観測：井口正人（京大防災研）
2. 薩摩硫黄島の活動状況について：篠原宏志（産総研）
3. 硫黄岳噴煙の継続観測と解析：木下紀正，富山美智隆，町田晶一，
高原弘幸（鹿大教・日鉄鉱コンサル・金属事業団）
4. 諏訪之瀬島の最近の噴出物の比較：嶋野岳人（東大地震研）
5. 観測カメラと衛星からみた諏訪之瀬島噴煙：金柿主税，木下紀正，
三仲啓，土田理，八木原寛，福澄孝博（鹿大教・理・中之島天文台）

第4部 衛星による火山監視 15:25 - 16:45

1. 空中火山災害の防止・軽減 - 噴煙の広域監視と対策：
澤田可洋（長崎海洋气象台）
2. Monitoring volcanic eruptions in the South Pacific:
A. Tupper（豪州気象庁・鹿大教）
3. 火山の即時監視を目的とした衛星画像配信システムに関する研究：
長幸平，光本昌也，下田陽久，松前義昭（東海大情報技術）
4. 噴煙活動の定量的評価と火山活動監視への活用：福井敬一（気象研）

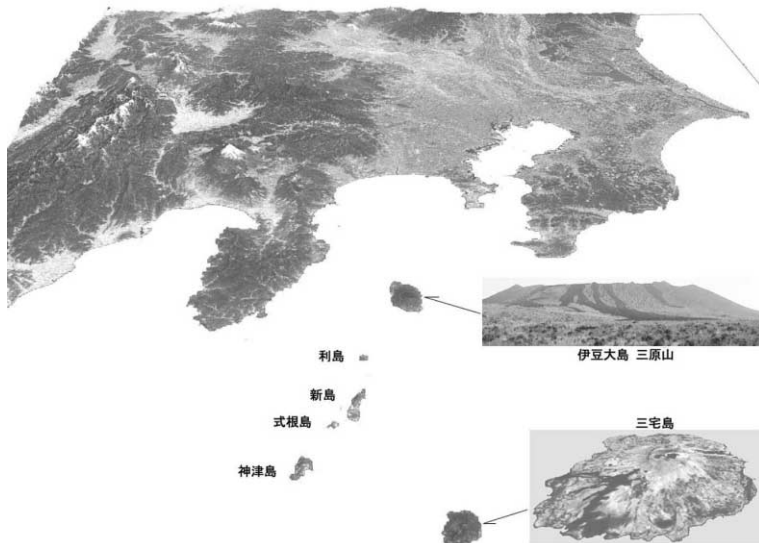
第5部 総合討論 16:45 - 17:00

閉会の辞：榎下町鉦敏（鹿児島大学農学部・多島圏研究センター交流企画委員長）

ポスター展示

1. 東京都総務局災害対策部 (<http://www.soumu.metro.tokyo.jp/04saigaitaisaku/>)
2. 桜島町役場・桜島友の会 (<http://www.town.sakurajima.kagoshima.jp/>)
(<http://www.sakurajima.gr.jp/>)
3. 三島村役場 (<http://www.mishimamura.jp/>)
4. 十島村役場 (<http://www13.synapse.ne.jp/tokara/>)
5. 日本火山の会 (http://kazan_net.tripod.co.jp/)
6. 가고しま探検の会 (<http://kagoshima.cool.ne.jp/tankenokai/>)
7. 「今朝の桜島」夢丸どっとコム (<http://yumemaru.com/s/>)
8. 「鹿児島が好き」ファジーパパ (<http://isweb36.infoseek.co.jp/area/sukikago/>)
9. 「今日の桜島」ペインターかわさき
(<http://www.painter.co.jp/sakurajimapage/lcdoor.html>)
10. SiNG-Kagoshima(<http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/sing/>)
11. SiPSE教育用衛星画像表示システム (<http://www-sat.edu.kagoshima-u.ac.jp/sipse/>)
12. digital nature 火山ガスのページ (<http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/gas/>)
13. 桜島の今 (<http://volceye.edu.kagoshima-u.ac.jp/>)
14. 薩摩硫黄島のページ (<http://www-sci.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/Satuma-Io-Jima/>)
15. 諏訪之瀬島火山観測カメラ (<http://arist.edu.kagoshima-u.ac.jp/volc/suwa/>)
16. Darwin 航空機火山灰監視センター (<http://www.bom.gov.au/info/vaac/>)

ほか、講演発表に関連したポスター



鹿児島大学多島圏研究センター

〒890-8580 鹿児島市郡元1-21-24

Tel 099-285-7392 Fax 099-285-6197

WWW <http://cpi.kagoshima-u.ac.jp/index-j.html>

KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS
OCCASIONAL PAPERS (BACK NUMBER)

鹿児島大学多島圏研究センター
南太平洋海域調査研究報告 (バックナンバー)

- No. 1 Studies on *Nautilus pompilius* and Its Associated Fauna from Tañon Strait, the Philipines.
- No. 2 Ecological Biology and Promotion of Tropical Primary Industry in Indonesia [Report of Kagoshima University Scientific Survey to Indonesia, 1981].
- No. 3 Papua New Guinean Life and Nutrition. (in Japanese)
- No. 4 Marine Ecological Studies on the Habitat of *Nautilus pompilius* in the Environs of Viti Levu, Fiji.
- No. 5 Scientific Survey of the South Pacific, 1981-1983: Fiji, Solomon Islands and Papua New Guinea.
- No. 6 Liver Diseases in the Tropical Area. (in Japanese)
- No. 7 A Selected Bibliography on Fisheries and Related Issues in the South Pacific and Southeast Asia.
- No. 8 Algae (in Japanese)
- No. 9 Distribution and Exploration for Germplasm of Crops in Tropical Area. (in Japanese)
- No. 10 Studies on Distribution and Ecotypic Differentiations of Wild and Cultivated Rice Species in Africa [Report of Kagoshima University Scientific Survey to Africa in 1984 and in 1985].
- No. 11 Paleo-geothermal and Active Geothermal Systems. (in Japanese)
- No. 12 Future of Southern Fisheries in the Pacific. (in Japanese)
- No. 13 Fusheries and Marine Resources in the South Pacific.
- No. 14 A Research on the Process of Earlier Recovery of Tropical Rain Forest after a Large Scale Fire in Kalimantan Timur, Indonesia.
- No. 15 Marine Ecological Study on the Habitat of *Nautilus pompilius* in Fiji (the Second Operation).
- No. 16 Diversity and Plant-Animal Interaction in Equatorial Rain Forests.
- No. 17 Religion and Society in the Philipines (in Japanese)
- No. 18 Distribution and Ecotypic Differentiations of Wild and Cultivated Rice Species in Africa.
- No. 19 Exploration of Genetic Resources and Growing of Subtropical and Temperate Fruit Crops. (in Japanese)
- No. 20 The Progress Report of the 1989 Survey of the Research Project, "Man and the Environment in Papua New Guinea."
- No. 21 The Progress Report of the 1990 Survey of the Research Project. "Man and the Environment in Papua New Guinea."
- No. 22 Islam in Southeast Asia. (in Japanese)
- No. 23 The Progress Report of the 1991 Survey of the Research Project "Man and the Environment in Papua New Guinea."
- No. 24 People's Lives and History in the South Pacific Region. (in Japanese)
- No. 25 Decompression Sickness in Divers.
- No. 26 The Progress Report of the 1994 Survey of the Research Project. "Man and the Environment in Micronesia".
- No. 27 Studies of *Nautilus belauensis* in Palau.
- No. 28 Tropical Fisheries. (in Japanese)
- No. 29 Modern Japan's "Nanpo Kan'yo" (Participation towards the South). (in Japanese)
- No. 30 The Progress Report of the 1995 Survey of the Research Project, "Man and the Environment in Micronesia".
- No. 31 Invitation to the South Pacific: Selected Lecture Notes from the Kagoshima University Research Center for the South Pacific Lecture Series 1994-1997. (in Japanese)
- No. 32 Foraminifera as Indicators of Marine Environments in the Present and Past. (in Japanese and English)
- No. 33 Islands and Information Society. (in Japanese and English)
- No. 34 The Progress Report of the 1999 Survey of the Research Project "Social Homeostasis of Small Islands in an Island-zone": Yap Proper, Micronesia and Islands in Southern Japan.
- No. 35 'The Power of Place' of the Areas at the Boundary between Land and Sea the Viewpoint from Southern Kyushu and the Southern Islands.
- No. 36 Health and Medical Issues in Island Areas.

KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS
OCCASIONAL PAPERS No.37(2003)

鹿児島大学多島圏研究センター
南太平洋海域調査研究報告 No.37(2003)

PUBLISHED BY
KAGOSHIMA UNIVERSITY RESEARCH CENTER
FOR THE PACIFIC ISLANDS
Korimoto 1-21-24, Kagoshima 890-8580, Japan
Tel.: +81-99-285-7394
Fax.: +81-99-285-6197
E-mail: ta.token@kuas.kagoshima-u.ac.jp
February 10, 2003

鹿児島大学多島圏研究センター

郵便番号 890-8580
鹿児島市郡元町一丁目2番24号
電話 099 285 7394
ファックス 099 285 6197
平成15年2月10日発行

<http://cp.i.kagoshima-u.ac.jp>