ISSN 0386-4049

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.69

Development of Quantitative Detection Techniques of Magma Activity and Improvement of Evaluation of Volcanic Activity Level

BY

Seismology and Volcanology Research Department, MRI

気象研究所技術報告
第 69 号

マグマ活動の定量的把握技術の開発と それに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究

地震火山研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

March 2013

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Established in 1946

Director-General: Mr. Akihide Segami

Forecast Research Department	Director: Dr. Tadashi Tsuyuki
Climate Research Department	Director: Dr. Akio Kitoh
Typhoon Research Department	Director: Dr. Masaomi Nakamura
Physical Meteorology Research Department	Director: Mr. Shingo Yamada
Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department	Director: Dr. Masao Mikami
Meteorological Satellite and Observation System Research Department	Director: Dr. Satoru Tsunomura
Seismology and Volcanology Research Department	Director: Dr. Takashi Yokota
Oceanographic Research Department	Director: Dr. Masafumi Kamachi
Geochemical Research Department	Director: Mr. Tadashi Ando

1-1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305-0052 Japan

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

Editor-in-chief: Tadashi Ando

Editors:	Kazuyo Murazaki	Masayoshi Ishii	Shinya Minato
	Shigenori Haginoya	Tsuyoshi Sekiyama	Tetsu Sakai
	Yutaka Hayashi	Hideyuki Nakano	Yousuke Sawa

Managing Editors: Hiroshi Takahashi, Takayuki Ami

The *Technical Reports of the Meteorological Research Institute* has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute (MRI) since 1978 as a medium for the publication of technical report including methods, data and results of research, or comprehensive report compiled from published papers. The works described in the *Technical Reports of the MRI* have been performed as part of the research programs of MRI.

©2013 by the Meteorological Research Institute.

The copyright of reports in this journal belongs to the Meteorological Research Institute (MRI). Permission is granted to use figures, tables and short quotes from reports in this journal, provided that the source is acknowledged. Republication, reproduction, translation, and other uses of any extent of reports in this journal require written permission from the MRI.

In exception of this requirement, personal uses for research, study or educational purposes do not require permission from the MRI, provided that the source is acknowledged.

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE No.69

Development of Quantitative Detection Techniques of Magma Activity and Improvement of Evaluation of Volcanic Activity Level

BY

Seismology and Volcanology Research Department, MRI

気象研究所技術報告
第 69 号

マグマ活動の定量的把握技術の開発と それに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究

地震火山研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

March　2013

序

気象庁は，全国の火山活動を監視し，防災のための各種情報を発表する責務を負っている。平成 19 年 12 月には，噴火予報および警報の発表を開始するとともに，火山への防災対応をより円滑に進めるために，地方公共団体との協議が整った火山について「噴火警戒レベル」を導入した。噴火警戒レベルが導入された火山は，平成 24 年 12 月現在，29 火山にのぼっており，今後，さらに他の火山への導入が計画されているところである。気象庁が噴火警戒レベルの発表を的確に行い，またその精度を高めていくためには，火山監視業務に最新の火山学の知見を取り入れていくことが必要である。特に，火山監視業務に地殻変動の精密な解析手法を取り入れることで，火山活動評価をより確実かつ迅速にできるようにすることが重要である。

気象研究所では火山監視業務の高度化に資するため，火山の監視技術や活動評価手法の開発に以前から取り組んできた。これまでの研究では有限要素法を用いた数値シミュレーションによる地殻変動計算手法及びそれを活用した解析支援システム（MaGCAP-V）の開発などを行った。さらに平成 18 年度から 22 年度にかけては，地殻変動から火山活動評価を行う手法の開発を目標として特別研究「マグマ活動の定量的把握技術の開発とそれに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究」を実施した。本報告書はこの研究の成果をとりまとめたものである。

この特別研究では，①伊豆大島などの活動的火山を対象とした地殻変動の詳細な観測から地下のマグマの状態を定量的把握する研究，②マグマの蓄積・上昇とそれに伴う地殻変動の時間経過（シナリオ）から火山活動を評価する手法を開発するための研究を 2 本の柱として進めた。第一の柱では，噴火準備期にある伊豆大島で長期的および短期的な地殻変動を捉え，それらの地殻変動源を定量的に把握した。浅間山や霧島山においても火山活動に伴う地殻変動から地下のマグマの動きを定量的に捉えた。また，新たな監視技術の開発として，人工衛星の合成開口レーダー（SAR）のデータを用いた地殻変動の検出に取り組み，日本全国の火山を対象とした調査によっていくつかの火山で実際に地殻変動が生じていることを明らかにした。第二の柱では，過去の火山活動と地殻変動について系統的な整理を行い，変動源の体積増加率と地震活動度には良い相関があって火山によらずほぼ一定の関係が存在するという，火山活動評価にとって重要な事実を明らかにした。また，解析支援システム（MaGCAP-V）について種々の機能強化を行った。

観測成果とその解析結果は，随時火山噴火予知連絡会等に提供しており，火山防災に寄与する情報として活用されている。また，解析支援システム（MaGCAP-V）は，全国の火山監視・情報センターや気象庁以外の研究機関に配布され地殻変動などをモデリングするために利用されている。

この研究では，いくつかの火山で地殻変動観測から地下のマグマを定量的に捉えることができた。平成 23 年（2011 年）1 月に発生した霧島山新燃岳の準プリニー式噴火についても，噴火の 1 年以上前から GPS 観測によって地下深部のマグマの蓄積が捉えられていた。しかしながら，本格的なマグマ噴火が開始するのか，またそれがいつなのかを予測することはできなかった。これらの点に関する研究をさらに進める必要がある。

研究の成果をとりまとめるにあたり,気象庁内外の多くの方々のご協力や励ましを頂いたことに感謝するとともに,これまでの研究で得られた成果が，今後の火山噴火予知の推進や，気象庁の火山監視業務の改善に寄与することを期待する。

平成 25 年 3 月

気象研究所　地震火山研究部長

横田　崇

概　要

本報告は，特別研究「マグマ活動の定量的把握技術の開発とそれに基づく火山活動度判定の高度化に関する研究」（平成 18 年～平成 22 年度）においてえられた成果を，火山における詳細な地殻変動観測からマグマの状態を定量的把握するための研究と，マグマの蓄積・上昇に伴う地殻変動の推移から火山活動を評価する手法についての研究という２つのテーマのもとにまとめたものである。

第 1 章では，活動的火山を対象として地殻変動の詳細な観測を行い地下のマグマの状態を定量的把握するための研究について報告する。

火山の地殻変動は地下のマグマの状態を知る有力な手がかりとなる。実在する地下構造や特定の圧力源の形状を考慮した上で地殻変動の定量的な解析を行うためには，有限要素法（FEM）などの数値的な手法を用いる必要がある。地下構造が存在するため地下の弾性定数（剛性率）は場所や深さによって異なっており，それは地表の地殻変動の様子にも大きな影響を与える。ここでは，伊豆大島において地下の 3 次元構造を考慮した場合に予想される地殻変動の振る舞いを調べた。また，圧力源の形状が鉛直方向もしくは水平方向につぶれた球（回転楕円体）の場合を扱い，どのような場合に観測によって圧力源の形状のずれが検出できるかの評価を行った。

伊豆大島における詳細な地殻変動観測として，特に山頂部に重点をおいた観測網で GPS，光波測距，傾斜観測を実施した。それによって，伊豆大島は，長期的に膨張する中で，短期的な収縮と膨張を繰り返していることを明らかにし，地殻変動をもたらす圧力源の位置や深さ，体積増加量がどの程度であるかを定量的に明らかにした。また，精密重力観測によって伊豆大島の各点の重力の経年変化を明らかにした。経年変化が最大の点はカルデラ北部に位置し，推定される圧力源は地殻変動観測によるものと水平位置が近いが，単純なマグマ蓄積による体積膨張では重力変化の大きさを説明できなかった。

全国を対象として陸域観測技術衛星「だいち」の SAR データを用いた干渉画像解析か火山性地殻変動の検出を行った。また海外の火山でも同様の試みを行った。それの結果約１０火山で火山活動に伴う地殻変動を検出することに成功した。また 2011 年 1 月の霧島山新燃岳の活動において，「だいち」の SAR データの解析により，新燃岳山頂火口における溶岩の出現，蓄積などの状況変化を捉えた。

浅間山では GPS 連続観測及び光波測距観測を行い，火山活動の消長に伴う西山麓深部，および山頂火口直下浅部での膨張と収縮を明らかにした。

第 2 章では，マグマの蓄積・上昇とそれに伴う地殻変動の時間変化から火山活動を評価する手法を開発するための研究について報告する。

マグマの上昇ではマグマと周辺の地殻の密度差による浮力が大きな役割を果たす。マグマ内の揮発性物質の気泡成長に起因する浮力に着目した理論的なマグマ上昇の計算を行ったところ，マグマ上昇速度は揮発性物質の濃度，粘性などのマグマの物理的性質，ダイクの厚みなどの上昇形態によって，きわめて多様に変化することが明らかになった。

マグマ上昇シナリオの作成に向け，国内で近年観測された様々な火山性地殻変動について，その膨張量や深さ等について系統的に整理したところ，膨張量や膨張レートには大きなものから小さなものまであり，膨張レートの大きい事象のほとんどがマグマ貫入によると考えられる現象であること，膨張レートは同時に発生する地震活動度とよい相関があることなどがわかった。また，異常未経験火山の活動評価に資するため，火山活動が進行していく中で観測される地殻変動について，一般的な地殻変動に関するシナリオを作成し，それぞれの段階でどのような観測によりどの程度の異常が検知できるかについてとりまとめた。

霧島山では GPS 観測により 2011 年 1 月の新燃岳噴火に先行した地殻変動やその時間変化がとらえられた。それらについて地殻変動源のモデリングを行い，火口直下および新燃岳の北西に位置する変動源を推定した。

地下の密度構造はマグマ上昇に大きな影響を持つと考えられる。新燃岳を含む霧島火山群において重力探査を実施し，その結果を解析することで地下密度構造を明らかにした。

火山活動評価を支援するツールとして，火山用地殻活動支援ソフトウェア（MaGCAP-V）の機能強化を行い，楕円体モデルの推定機能，マグマ蓄積による重力変化の解析機能，光波測距データ及び干渉 SAR データの解析機能，モデルの時間変化の自動解析および表示機能を取り入れた。

Summary

This document reports the results from a comprehensive five-year research study entitled "Development of quantitative detection techniques of magma activity and improvement of evaluation of volcanic activity level," conducted from April 2006 to March 2011. The results are divided into two chapters.

Chapter 1, "Evaluation of volcanic activity level from geodetic observations," reports on a study of quantitative monitoring of magma based on precise geodetic observations around active volcanoes.

Deformation of a volcanic edifice provides a good indication of the state of the underlying magma body. Quantitative modeling of the deformation, using an underground structure or a pressure source of not simple shape, requires numerical methods like the finite element method (FEM). Elastic constants such as rigidity vary from place to place in the earth, strongly affecting the surface deformation of a volcano. We investigated the deformation expected given the underground structure of Izu-Oshima volcano. We also modeled the case in which the pressure source was not a sphere but an ellipsoid flattened vertically or horizontally, and estimated the possibility of detecting the resulting differences in volcanic deformation from geodetic data. We carried out geodetic observations using GPS, electronic distance measuring (EDM) instruments, and tilt measurements in a network on the summit area of Izu-Oshima. Our results showed that the volcano displayed continuous long-term inflation modulated by repeated short-term cycles of deflation and inflation. The data enabled us to make quantitative estimates of the pressure source for this deformation including its position, depth and volume change. We also conducted a precise gravity survey and evaluated the secular variation of gravity at each measurement site. The maximum variation was found at a site on the north side of the caldera, and the source of the gravity variation appeared to be near the source of the volcanic deformation, although the volumes of magma accumulation estimated from deformation data and from gravity data were not identical.

We also sought to measure deformation of a large number of Japanese volcanoes, as well as a few volcanoes outside Japan, using synthetic aperture radar (SAR) interferometry from data collected by the ALOS satellite. We successfully detected the deformation caused by volcanic activity in about 10 of these volcanoes. Analysis of SAR data revealed the appearance and accumulation of lava in the summit crater during the January 2011 eruption of Shinmoedake, in the Kirishimayama volcano group.

At Asamayama we conducted GPS observations and EDM measurements, demonstrating that the volcano had inflated and then deflated, coinciding with volcanic activity at a deep location beneath the western flank and a shallow location just beneath the summit crater.

Chapter 2, "Evaluation of volcanic activity based on scenarios of magma ascent," reports on a study on evaluating volcanic activity based on the time history of deformation caused by the accumulation and ascent of magma.

Buoyancy, derived from the density difference between magma and the surrounding crust, is the

primary driver of the ascent of magma. In a theoretical calculation of magma ascent by buoyancy resulting from a growth of gas bubbles in magma, we found that the speed of ascent could range widely depending on the volatile concentration in magma, physical properties of magma such as viscosity and boundary conditions such as the width of dikes.

To construct magma ascent scenarios, we used geodetic data from various volcanoes in Japan and summarized their respective pressure sources in terms of depth, volume change and other features. The volume changes and the rates of volume change both had a very wide range. Events with high volume change rates appeared to be magma intrusion events in many cases. Rates of volume change were strongly correlated with seismicity of volcano. To aid in evaluating activity in volcanoes for which few historical data are available, we created general scenarios about how volcanic deformation would develop during the progress of typical eruption cycles, summarizing what anomalies could be detected during each stage of activity.

In the Kirishimayama group, GPS observations revealed the sequence of ground deformation preceding the 2011 Shinmoedake eruption. We used these data to model pressure sources just below the summit crater and in an area northwest of Shinmoedake.

In addition to being influenced by magmatic factors and boundary conditions, magma ascent is also greatly affected by the density structure of the surrounding crust. We determined the density structure under the volcanoes in the Kirishimayama group, including Shinmoedake, on the basis of a gravity survey.

The software package MaGCAP-V was enhanced and improved as a tool supporting evaluation of volcano activity. MaGCAP-V can now estimate pressure sources with ellipsoidal shapes, analyze gravity changes caused by magma accumulation, conduct analyses of EDM and SAR data, and automatically analyze and display the temporal variation of pressure sources.

目　次

第１章　地殻変動に基づく火山活動度判定手法の研究 ･･････ 1

1.1 伊豆大島の有限要素モデルと圧力源推定への効果 ･･････ 1

1.2 地表面変位による圧力源形状の識別の可能性について ･･････ 8

1.3 伊豆大島における地殻変動観測 ･･････ 16

1.3.1 はじめに ･･････ 16

1.3.2 GPS 観測 ･･････ 24

1.3.3 光波測距 ･･････ 36

1.3.4 伊豆大島における傾斜観測 ･･････ 42

1.4 噴火準備期における伊豆大島の相対精密重力測定 ･･････ 53

1.5 SAR 干渉解析による全国の火山の地殻変動監視と検出された火山性地殻変動 ･･････ 65

1.6 SAR データによる霧島山新燃岳噴火時の火口地形等の変化 ･･････ 89

1.7 光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正　－浅間山への適用－ ･･････ 98

1.8 火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正 ･･････ 110

第２章　マグマ上昇シナリオに基づく火山活動評価手法の研究 ･･････ 123

2.1 火山監視の視点から見たマグマ上昇シナリオの構築に向けて ･･････ 123

2.2 霧島山新燃岳の噴火に先行した山頂部の地殻変動 ･･････ 146

2.3 霧島火山群における重力探査 ･･････ 152

2.4 火山用地殻活動解析支援ソフトウェア MaGCAP-V の機能強化 ･･････ 168

第１章　地殻変動に基づく火山活動度判定手法の研究

1.1　伊豆大島の有限要素モデルと圧力源推定への効果

1.1.1　はじめに

伊豆大島では，マグマ活動に伴う火山性地殻変動が観測されており，噴火活動に至るマグマシステムを明らかにするため，数多くの地殻変動観測網が構築されている。しかし，伊豆大島は火山島であるため，地殻変動観測点を展開するにも陸域に限られるという制約が生じる。このため，マグマ活動の圧力源を推定する際，とくに深さ方向の決定精度が水平方向に比べて劣る。圧力源の深さの精度は，マグマ活動を把握する上で重要であるため，弾性パラメータ等の地下構造を考慮したモデル（以下，ソリッドモデルと呼ぶ）を構築する必要がある。伊豆大島では，いくつかの地下構造推定の研究がなされている。Onizawa et al.(2002)は，自然地震と重力値を用い，地震波速度構造と密度構造の同時インバージョンを行った。Mikada et al.(1997)は遠地自然地震から，強い散乱体の分布を示した。伊藤（2003）は，爆薬を用いた人工震源で得られた地震データから速度構造を推定した。しかし，推定された構造を適用したソリッドモデルはこれまでほとんど作成されておらず，圧力源の推定は専ら均質半無限弾性体を仮定して行われている。本節では，有限要素法による計算で精度の高い圧力源を求めるための伊豆大島のソリッドモデルの作成について報告し，本ソリッドモデルを用いる場合と用いない場合で，見積もられる圧力源パラメータがどのように異なるかについての比較を行う。

1.1.2　ソリッドモデル

ソリッドモデルを作成するには，地下の剛性率 μ の空間分布を知る必要がある。一般に μ を直接的に探査することは困難である。そこで，地震波の速度構造から間接的に求める手法をとることにする。

弾性体では，P 波速度 *Vp* 及び S 波速度 *Vs* は，

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2\mu}{\rho}} \quad \cdots\cdots(1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \cdots\cdots(2)$$

となる。ここで，λ，μ はラメ定数，ρ は密度である。

いま，ポアソン比 σ が 0.25 の媒質であると仮定し，

$$\lambda = \mu \quad \cdots\cdots(3)$$

とすると，(1)式は，

$$V_p = \sqrt{\frac{3\mu}{\rho}} \quad \cdots\cdots(4)$$

となるから，剛性率は，

$$\mu = \frac{\rho V_p^2}{3} \quad \cdots\cdots(5)$$

と表せる。つまり，密度 ρ と P 波速度 *Vp* の分布を明らかにすることで，剛性率 μ による構造モデルを与えることができる。

P 波速度構造は，伊藤（2003）に準じた。この構造は，爆薬を用いた複数の制御震源から射出された弾性波の初動走時データから，伊豆大島の北北西－南南東方向の測線断面の P 波速度分布を屈折法により求めたものである。Fig. 1.1.1 に，伊藤（2003）による P 波速度構造の解析結果を示す。

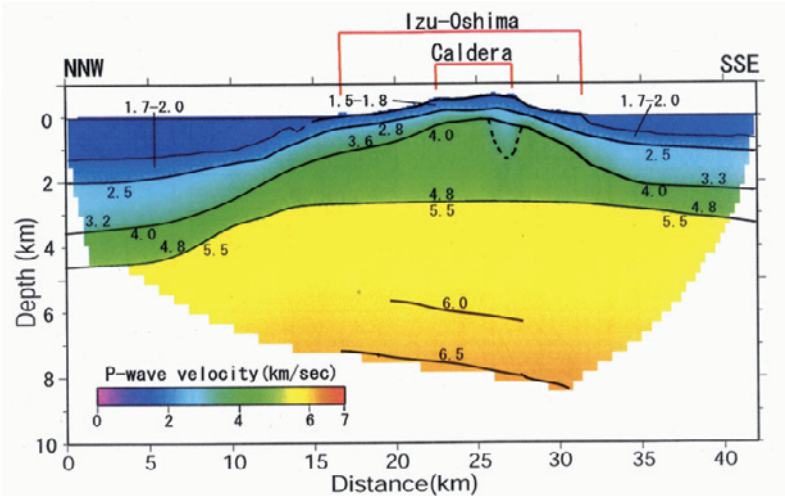


Fig. 1.1.1　P-wave velocity structure of Izu-Oshima Island estimated by active-source refraction survey (Ito, 2004).

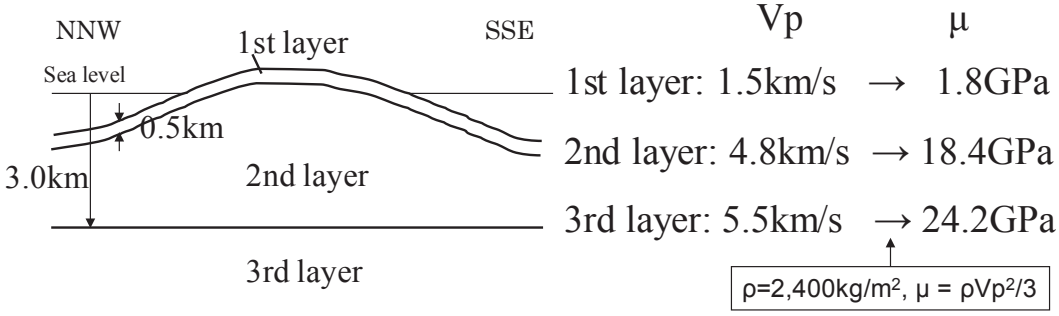


Fig. 1.1.2　Simplified P-wave velocity structure (from Ito, 2004) and rigidity structure adopted in this study.

伊藤（2003）は，伊豆大島を北北西－南南東に貫く測線において，海抜下約 8km の深さまでの P 波速度を概ね 4 つの層として求めた。本節ではこの地下構造に準じ，伊豆大島全体を深さ方向に異なる 3 種の P 波速度を有するソリッドモデルで再現することにした。厚さ 0.5km の表層部分を 1.5km/sec，その下から海抜下 3.0km までを 4.8km/sec，海抜下 3.0km 以深を 5.5km/sec の P 波速度とした。密度構造は，ρ =2,400kg/m^3 の一様媒質とした。(5)式から，3 層の剛性率は，1.8GPa，18.4GPa，及び 24.2GPa となる（Fig 1.1.2）。

ソリッドモデルの中心は三原山火口直下の海抜 0m を中心とし，上面が地表形状を反映した海抜下 3km までの半径 8km の六角柱を，上面が海底地形を反映した海抜下 120km までの半径 120km の六角柱の中にネスティングする構造とした。地表面の分割形状は基本的に正三角形とした。また，内側の半径 8km までの六角形内は一辺 0.5km の三角形，それより外側は一辺 8km の三角形となる正四面体形状とした。Fig 1.1.3 に 3 層構造を示す。なお，陸域の地形は国土地理院（1997）による 50m 間隔の数値地図を，海底地形は海上保安庁が公開している 500m 間隔の水深データ J-EGG500 を用いた。

1.1.3　解析解により推定される圧力源の構造モデルによる違い

簡易な有限要素法による計算，あるいは解析解による圧力源推定においては，ソリッドモデルを μ=3.0～4.0×10^{10}Pa，σ=0.25 の均質半無限媒質と仮定する場合をよく見受けるが，ρ=2,500kg/m^3 と仮定した場合の *Vp* は 6.0～6.9km/sec となり，実際の火山体の速度構造を反映していない。つまり，浅部の低 *Vp* が反映されていない。前項で示したとおり，下層が *Vp*=5.5km/sec でも表層が *Vp*=1.5km/sec のように小さければ，剛性率に換算すると，それぞれ 1.8GPa と 24.2GPa

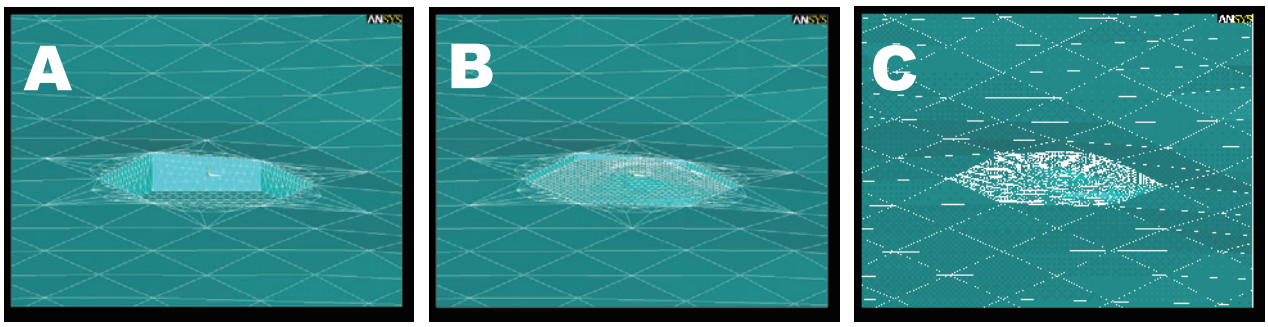


Fig. 1.1.3　Solid model used in this study.　(a) Outer layer of 24.2 GPa rigidity and 8 km mesh. (b) Middle layer of 18.4 GPa rigidity and 0.5 km mesh.　(c) Inner layer of 1.8 GPa rigidity and 0.5 km mesh.

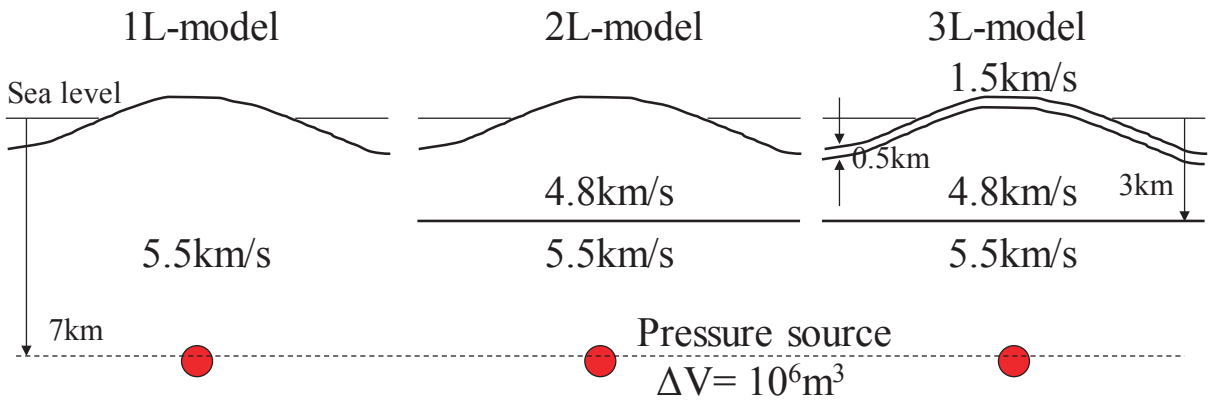


Fig. 1.1.4　Three solid models used to calculate the surface displacement distribution by FEM. 1L-model is a one-layer model with 5.5 km/s P-wave velocity. 2L-model is a two-layer model with 5.5 and 4.8 km/s P-wave velocities. 3L-model is a three-layer model with 5.5, 4.8 and 1.5 km/s P-wave velocities. The pressure source is at a depth of 7 km directly beneath Miharayama.

になり，その違いは 13 倍にもなる。このことから，構造を与えたソリッドモデルを用いて有限要素法で求めた圧力源パラメータと，均質半無限媒質として解析解で推定した圧力源パラメータは大きく異なることも考えられ，その違いがどの程度になるかを把握しておくことは重要である。

均質半無限を仮定して解析解の格子点探索で見積もってしまった圧力源パラメータは，真の圧力源パラメータとどの程度異なるかについて，以下の手順で比較検討を行う。伊豆大島における 3 種類のソリッドモデルに対して，ある圧力源パラメータ（圧力源の緯度，経度，深さ，体積変化量）を与えた場合の地表面変位分布を有限要素法であらかじめ計算しておき，その地表面変位分布を用いて Mogi（1958）の解析解による格子点探索で，圧力源パラメータを再決定し，真の圧力源パラメータと比較する。3 種類のソリッドモデルとは，Vp=5.5km/sec に相当する媒質の均質半無限モデル（1L モデル），海抜下 3km より下方は Vp=5.5km/sec，上方は Vp=4.8km/sec に相当する媒質のモデル（2L モデル），2L モデルのうち Vp=1.5km/sec に相当する媒質を厚さ 0.5km の表層におくモデル（3L モデル）である（Fig. 1.1.4）。ポアソン比は σ=0.25，密度は ρ=2,500kg/m^3 の一様にとし，完全弾性体と仮定した。3L モデルは，Fig. 1.1.2 に示したモデルと等しく，2L モデル，1L モデルはこれを簡略化したモデルである。

三原火口直下の海抜下 7.00km の位置に球状圧力源を仮定し，+1.0×10^{6}m^3 の体積変化に相当する圧力変化を与え（以下，これを基準圧力源と呼ぶ），上記 3 種類のソリッドモデルを用いて有限要素法によるシミュレーションを行い，伊豆大島の陸域地表面上の 500m 間隔の格子点 416 点の変位分布を計算した。なお，モデルの拘束条件として，ソリッドの底面と側面の変位を不動とした。ソリッドモデル全体の要素数は 56,995 である。なお，有限要素計算は，ANSYS

社の ANSYS ver. 8.0 による。

Fig. 1.1.5 に，1L モデルを用いて有限要素法により計算された地表面 416 点における変位分布を青矢印で示す。この計算結果を用い，Vp=5.5km/sec に相当する均質媒質と仮定した解析解の格子点探索により，この変位分布にもっとも一致するような圧力源パラメータを求めた。格子点探索に用いた格子間隔は 10m, 体積変化量の間隔は 10^3m^3 とした。解析解は標高も考慮した標高補正茂木モデル（気象研究所，2008）を用いた。これらの条件は，以下，2L モデルと 3L モデルにおいても同様である。推定された圧力源の最適値は，有限要素法計算で与えられた基準圧力源より西に 200m，南に 190m の海抜下 7.40km で，体積変化量は+1.103×10^6m^3 であった。1L モデルは均質媒質であるため，有限要素法による地表面変位の計算結果に対する，解析解を用いた圧力源の格子点探索の結果は，基準圧力源と一致することが予想された。しかし水平方向，深さ方向，及び体積変化量に不一致が生じた。これは，与えられた格子点の領域が制限されていることなどから，正確に基準圧力源と同じパラメータで再決定することができなかったと考えられる。

次に，2L モデルを用いた場合の結果を Fig. 1.1.6 に示す。推定された圧力源の最適値は，基準圧力源より西に 190m, 南に 180m の海抜下 6.96km で，体積変化量は+1.063×10^6m^3 であった。深さは，ほぼ基準圧力源と一致している。

最後に 3L モデルを用いた場合の結果を Fig. 1.1.7 に示す。推定された圧力源の最適値は，基準圧力源より西に 200m, 南に 150m の海抜下 6.25km で，体積変化量は+0.970×10^6m^3 であった。深さは基準圧力源と比べて 0.75km 浅く見積もられる。これは深さを約 10%の過小見積もりしていることになる。一方体積変化量は基準圧力源より 0.030×10^6m^3 小さいが，3%の過小見積もりをしているに過ぎない。

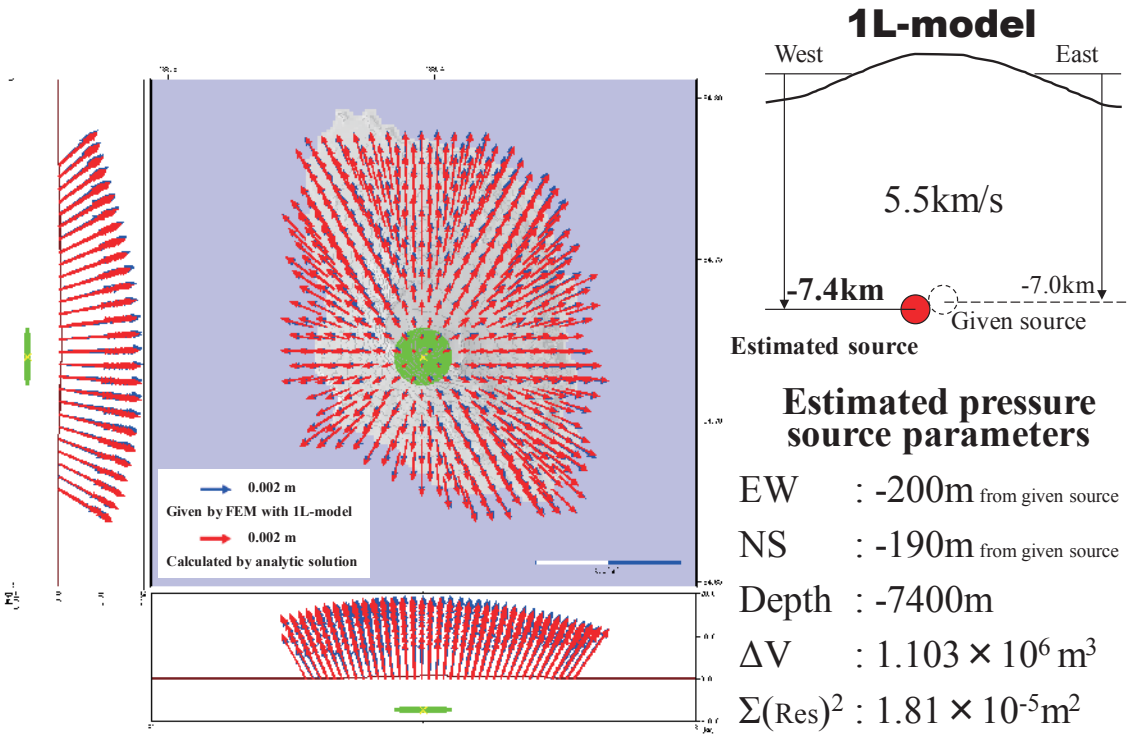


Fig. 1.1.5　Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 1L-model.

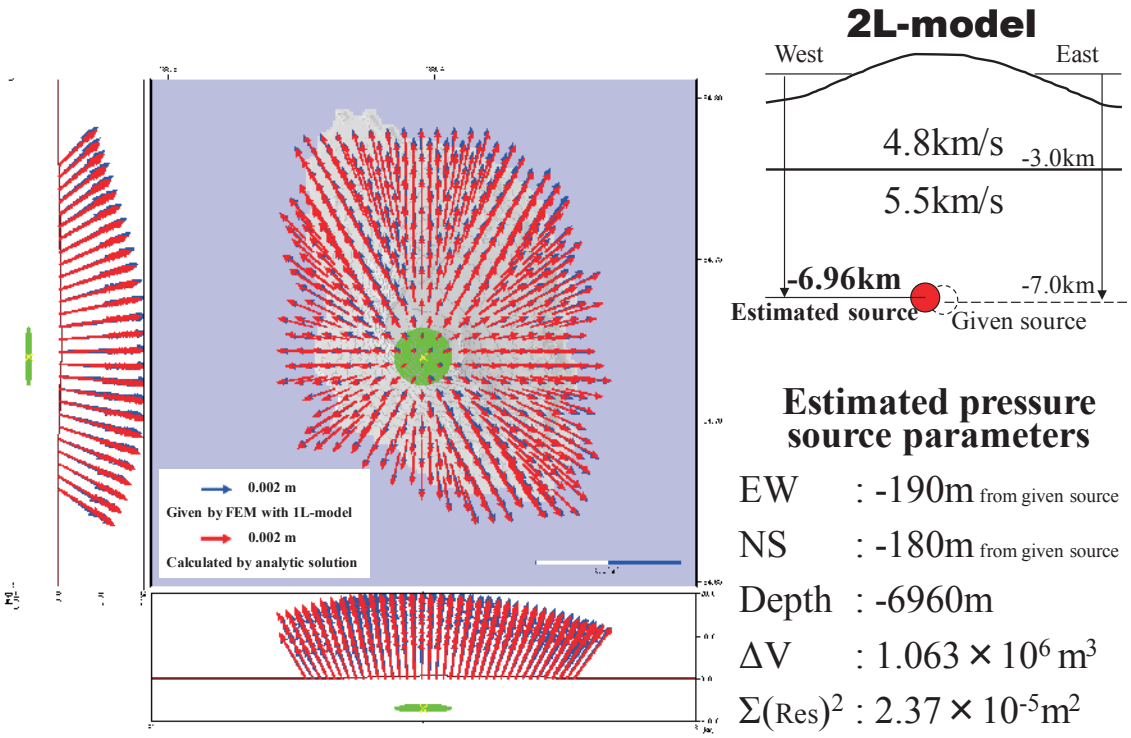


Fig. 1.1.6　Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 2L-model.

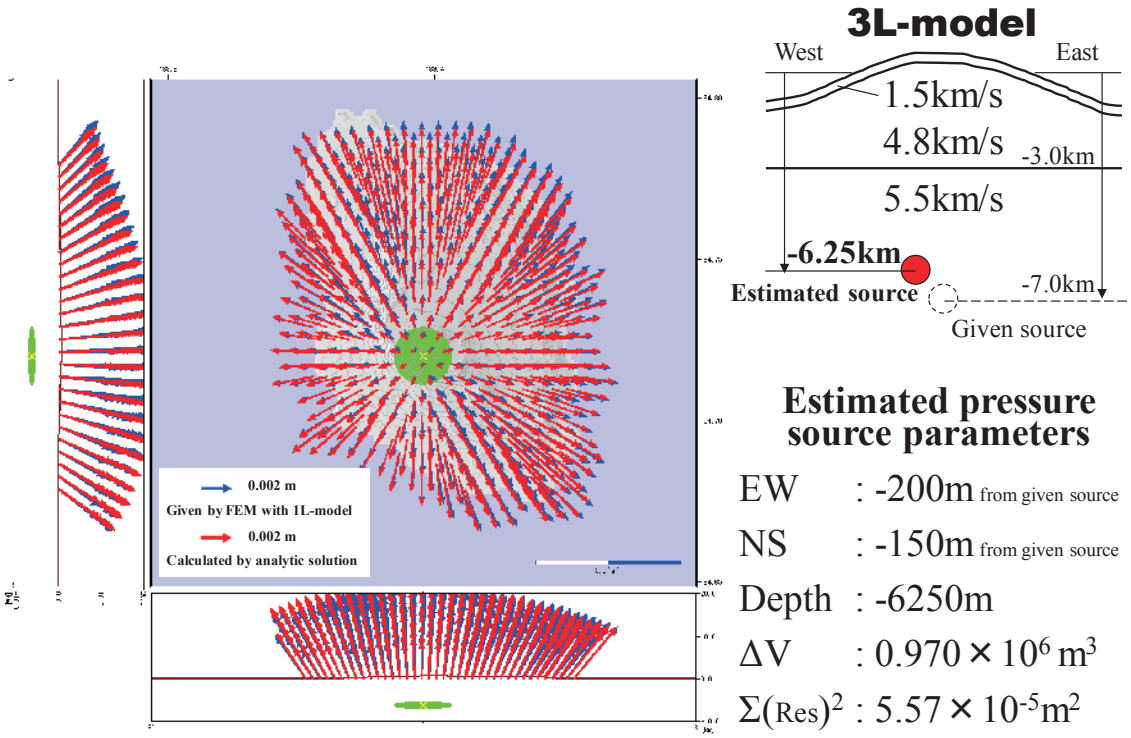


Fig. 1.1.7　Pressure source estimated by analytic solution, using the surface displacement distribution from a 7-km-deep source by FEM with 3L-model.

また，いずれのモデルの結果も，水平位置の見積もりは基準圧力源の西 190～200m，南 150～190m となっている。これは，基準圧力源が島の中心よりもやや南西よりに位置するため，地表面格子の分布が相対的に基準圧力源の南西側に少なくなった。このため，解析解の格子点探索による水平位置の見積もりが系統的に基準圧力源の南西側にシフトしてしまったものと予想される。

1.1.4　まとめと考察

伊豆大島において地殻変動観測データを用いてより正確な圧力源を推定することを目的に，3 層の異なる剛性率からなる有限要素法計算のためのソリッドモデルを作成した。

このソリッドモデルとこれを簡略化した 2 層及び 1 層のソリッドモデルを用い，均質半無限媒質を仮定して解析解の格子点探索で見積もってしまった圧力源パラメータは，真の圧力源パラメータとどの程度異なるかについての比較検討を行った。その結果，1L モデル，2L モデルで見積もられた圧力源の深さは，基準圧力源と比べてほぼ変わらず，それぞれ 0.40km 深く，また 0.04km 浅く見積もられた。一方，3L モデルでは，基準圧力源と比べて 0.75km も浅く見積もられ，これは深さを約 10%も過小見積もりしていることになる。1L モデル，2L モデル及び L3 モデルの体積変化量は，基準圧力源と比べてそれぞれ$+0.103\times10^6$m^3，$+0.063\times10^6$m^3，-0.030×10^6m^3 となった（Fig. 1.1.8）。体積変化量は深さに依存するが，L3 の深さは基準圧力源と大きく異なったが，深さについては，３つモデルの中では基準圧力源に最も近い値となった。

より剛性率の小さい（P 波速度が小さい）浅い層を考慮せずに圧力源を推定すると，深さは過小に見積もられる。それは，圧力源から斜め上方に伝播する歪みが，より剛性率の小さい層では外側に広がってしまうため，地表面で観測される変位分布を用いると，均質半無限媒質で仮定して解析解で見積もってしまった圧力源は浅く計算される。Fig. 1.1.9 にその概念図を示す。

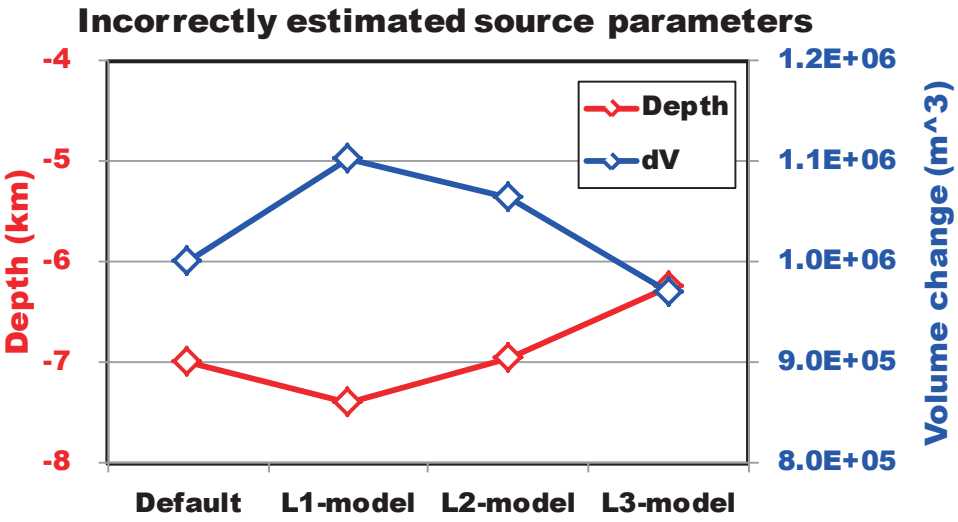


Fig. 1.1.8　Incorrectly estimated source parameters from L1-model, L2-model and L3-model from the analytic solution with a homogeneous half-space medium.l.

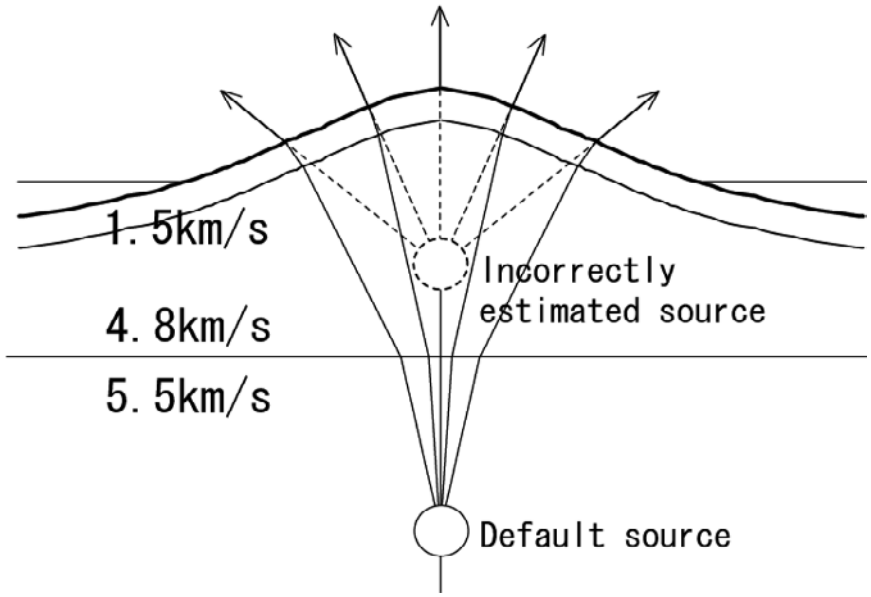


Fig. 1.1.9　Schematic diagram showing the origin of source errors from velocity models.

以上のように，剛性率が小さい表層が存在する場合，それを無視して，その下方の基盤部分の剛性率で一様半無限と仮定した解析解により推定された圧力源の深さは過小見積もりとなる。本節で与えた剛性率の小さい表層の厚さは 0.5km で，本実験で用いた基準圧力源の深さまでの 10%未満に過ぎないが，深さを約 10%も過小見積もりしていることが明らかになった。このように，とりわけ剛性率の小さい表層部分の構造を適切に組み込んだソリッドモデルを作成して有限要素法計算しない限り，より正確な圧力源を推定することは困難であることが明らかになった。

（高木朗充）

参考文献

伊藤正和，2003：制御震源を用いた伊豆大島及び周辺海域の地震波速度構造．東京大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文.

気象研究所，2008：標高補正茂木モデルの有効性と適用範囲．気象研究所技術報告，**53**，105-122.

国土地理院，1997：数値地図 50m メッシュ（標高）日本－Ⅱ.

Mikada, H., H. Watanabe, S. Sakashita, 1997: Evidence for subsurface magma bodies beneath Izu-Oshima volcano inferred from a seismic scattering analysis and possible interpretation of the magma plumbing system of the 1986 eruptive activity, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **104**, 257-269.

Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., 36, 99-134.

Onizawa S., H. Mikada, H. Watanabe, S. Sakashita, 2002: A method for simultaneous velocity and density inversion and its application to exploration of subsurface structure beneath Izu-Oshima volcano, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 803-817.

1.2　地表面変位による圧力源形状の識別の可能性について

1.2.1　はじめに

地下の圧力源の形状を推定することは，活動的火山のマグマ蓄積過程を解明する上で重要である。また，圧力源の形状の違いによる地表面変位を把握しておくことは，火山体における地殻変動観測の効率的な観測網構築において必要である。なぜなら，地殻変動観測点のほぼすべては地表面上あるいは地下でもきわめて浅部に設置されているという現実的な制約があり，その条件の中で，圧力源が球状なのかダイク状なのか，あるいはシル状なのかを把握することができれば，その後の火山活動の推移を予測できる可能性があるかもしれないからである。

以上をふまえ，GNSS 等で観測された地表面変位の解析によって圧力源の形状はどの程度識別できるかを，球状圧力源をベンチマークとし，一定の条件（圧力源形状の種類，圧力源の深さ）のもと有限要素法でシミュレーション計算して，定量的な検討を行った。

1.2.2　検討手法

火山体の圧力源モデルとして一般に用いられるシル～球～ダイクを想定し，球体を上下及び水平方向に扁平させた 11 種類の 2 軸回転楕円体の圧力源による水平地表面における変位量分布を，様々な形状の圧力計算が可能な有限要素法を用いて計算し検討した。参照として，簡単な解析解が与えられている球状圧力源を比較のためのベンチマークとして採用した。

なお，回転楕円体の解析解については，Davis *et al.*（1974）や山科（1986）などにより表されているが，地表面に対して軸対象の回転楕円体であり，本節の検討では地表面に対して軸対象とならない回転楕円体も扱うことから，回転楕円体による地表面変位の計算は有限要素法で行った。

1.2.2.1　圧力源

Fig 1.2.1 に本節で用いる圧力源楕円体の形状を示す。11 体の楕円形はいずれも回転楕円体の X-Z 断面を示し，側方から見た図である。Type 6 の形状が球体を示し，それより左側は Z 方向（上下方向）に圧縮された回転楕円体で Type1 が最も扁平されている。Type 6 より右側は X 方向（水平方向）に圧縮された回転楕円体であり，Type 11 が最も扁平されている。Type 6 に近いほど球状，Type 1 に近いほどシル的な形状，Type 11 に近いほどダイク的な形状である。各形状の下に回転楕円体の軸径比（X 径 Rx：Z 径 Rz）を示す。なお，Y 径 Ry はすべて 1 である。

1.2.2.2　検討手法

火山の圧力源モデル推定で最も一般的に適用される球殻圧力源（茂木モデル）を仮定した場合の地表面変位分布を参照し，以下のとおり，圧力源の形状識別の可能性を検討する。

1．各種形状の圧力源による地表面変位分布量を，有限要素法により計算する。

2．1．で計算した地表面変位（3 次元ベクトル）について，茂木モデル（Mogi, 1958）を適用し，その解析解のグリッドサーチにより圧力源パラメータの最適値を再推定する。

3．Type1～11 の各回転楕円体圧力源を有限要素法によって計算された地表面変位に対し，どの程度の観測誤差を重畳させると，茂木ソースによる変位分布と全く識別できなくなるか，識別のための限界の誤差を確かめる。

1.2.2.3　計算条件と手順

① **有限要素計算**：回転楕円体の大きさは Y 径 Ry = 1,000 m とし，その中心は地表面下 2,500m とする。Fig 1.2.1

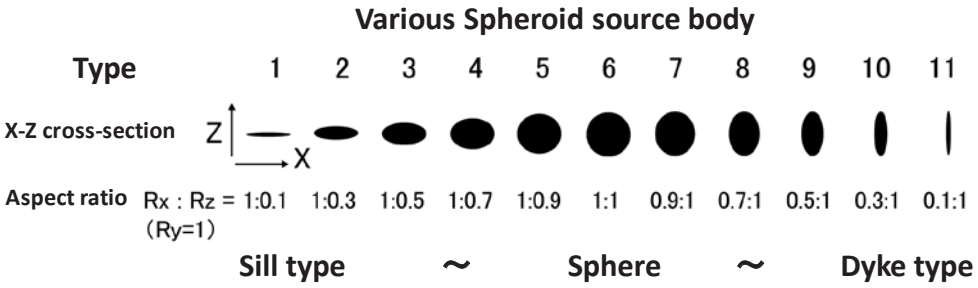


Fig. 1.2.1　Cross-sections of spheroidal source bodies used in this study.

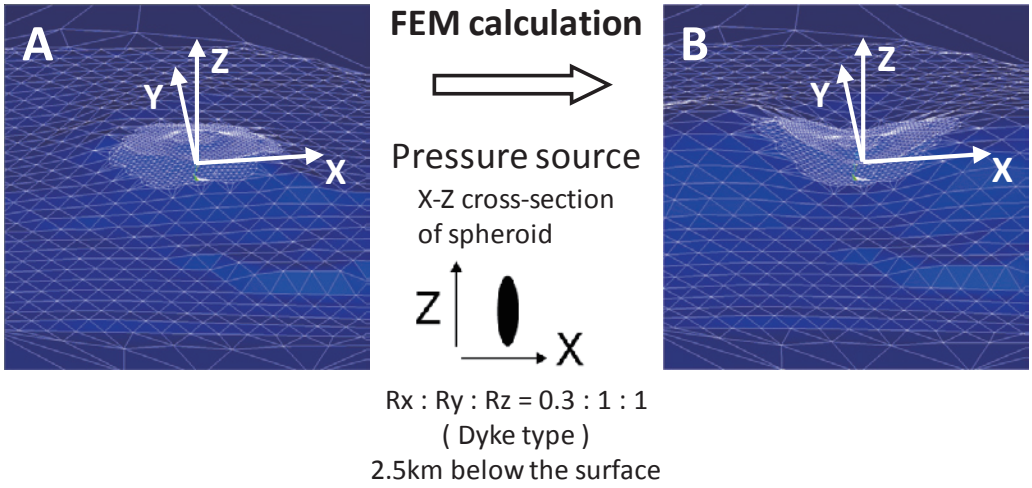


Fig. 1.2.2　Example of surface deformation simulated by FEM

の Type 1 ～ 11 の各楕円体において，内部から楕円体表面に一様な圧力を与え，楕円体の体積増加量が 1.00×10^6 m^3 になった時の，地表面変位量分布を計算する。Fig 1.2.2 に，圧力源の楕円体形状が，Type 11（Rx:Ry:Rz =0.1:1:1）のダイク型の場合の計算結果を示す（ここでは形状変化の様子がわかりやすいように，伊豆大島の地形を入れ，変位量を 3000 倍に強調して描画している）。

② **解析解によるグリッドサーチ**：①で計算された各楕円体の地表面変位ベクトル分布に対し，球殻圧力源の茂木モデル（Mogi, 1958）を適用して，中心座標（X, Y, Z）と体積変化量（ΔV）の探索分解能 X＝Y＝Z＝10m，ΔV＝780m^3 として解析解のグリッドサーチを行い，球殻としての圧力源の最適値（地表面変位の 3 成分ベクトルの残差自乗和が最小となるよう）を推定する。解析には，火山地殻変動用解析ソフトウェア MaGCAP-V （福井他，2011）を使用した。

なお，圧力源直上から半径 8km 以内の一辺 2km の正三角形をなす 61 格子点について計算した。

1.2.2.4　計算結果の例

1.2.2.3 の手順によって進められた計算結果の一例を Fig 1.2.3 に示す。Rx：Ry：Rz = 1000m：1000m：300m のシル型の回転楕円体の圧力源（Type2 に相当）により，体積増加量（ΔV）が 1.000×10^6 m^3 になった時の地表面変位分布が Fig 1.2.3A である。一方，これを観測値として，球殻圧力源である茂木モデルを適用して推定された圧力源は，深さ 1.76km，$\Delta V = 0.698\times10^6$ m^3 となった（Fig 1.2.3B）。つまり，シル型圧力源を球殻圧力源と仮定して圧力源パラメータを推定すると，この場合では，実際の深さより 0.74km（約 30%）浅く，また体積増加量で 0.302×10^6 m^3（約 30%）小さく見積もることになる。

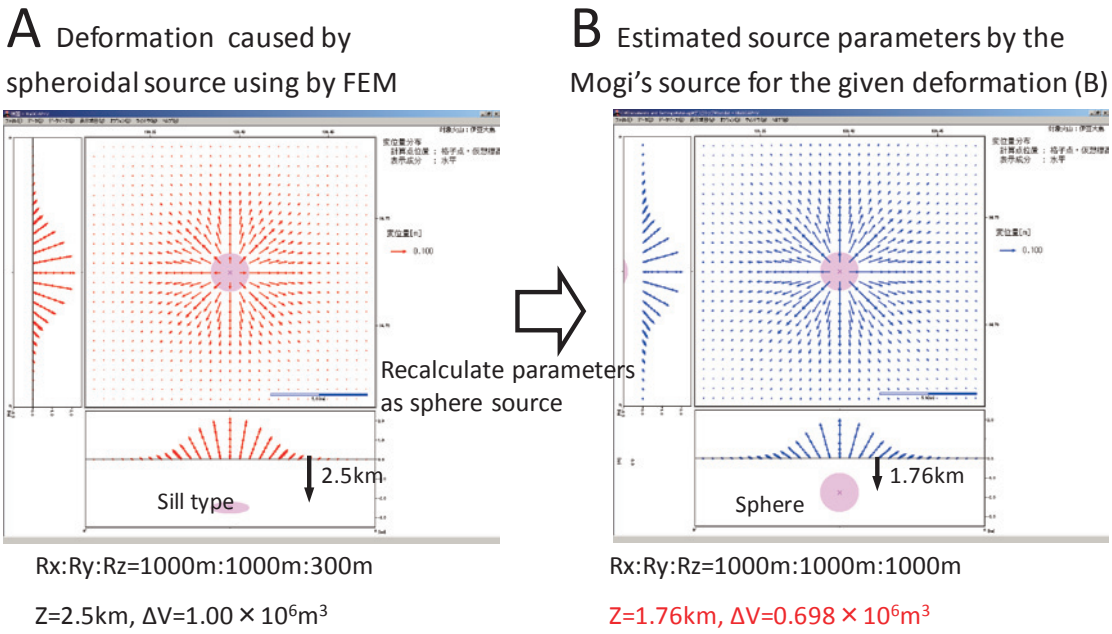


Fig. 1.2.3　Example of parameter estimation for a pressure source. (a) Surface deformation caused by a sill-type pressure source calculated by FEM. (b) Parameters of a spherical source derived from surface deformation in (a) by Mogi's model using the grid search method.

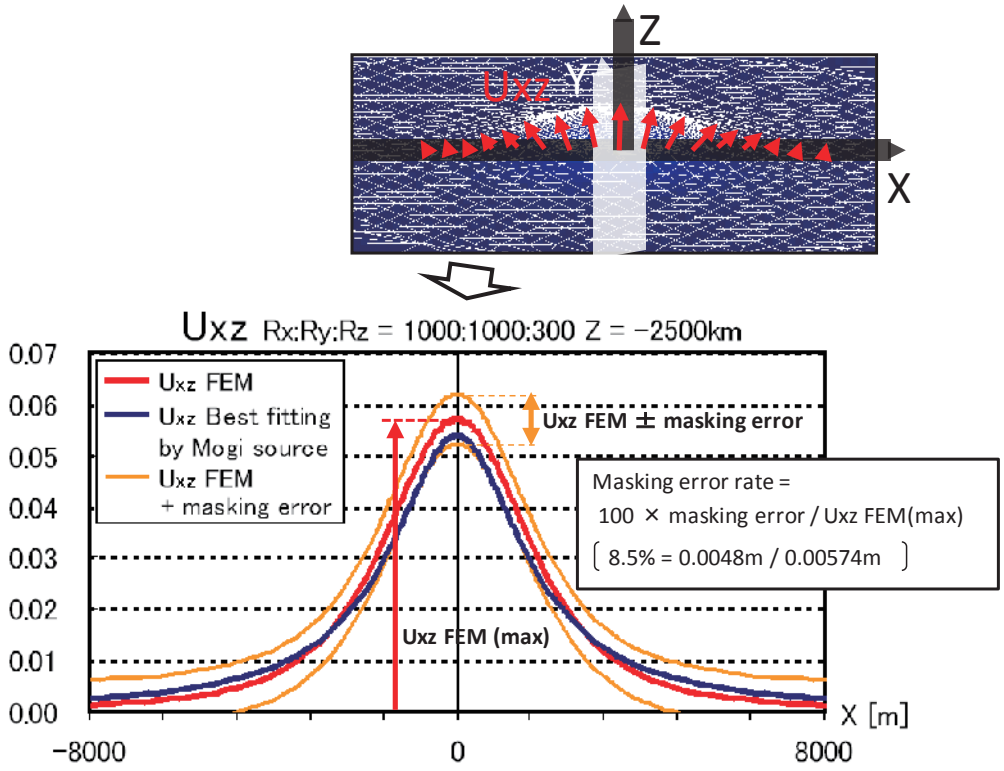


Fig. 1.2.4　Uxz curves calculated for a spheroidal source by FEM (red line), estimated for a spherical source by Mogi's model (blue line) and masking error (orange lines).

1.2.2.5　識別のための限界誤差率

シル型の 1 計算例である 1.2.2.4 の計算結果（Fig 1.2.3）のうち，Y = 0 の地表面の座標 X に対する Z 成分の変位量（Uxz）曲線を Fig 1.2.4 に示す。赤い線が与えた回転楕円体から有限要素法で計算された地表面変位曲線であり，青い線がその変位分布をもとに茂木ソースを適用し最適として推定された圧力源から計算された地表面変位曲線である。いま仮に，シル型回転楕円体の地表面変位にすべての点で±0.0048m の観測誤差を与えると，その場合の変位曲線は細い橙色の線となる。茂木ソースによる変位曲線（青い線）は，この 2 本の細い橙色の線に完全に挟まれていることがわかる。つまり，深さ 2.5km にある Rx : Ry : Rz = 1000m : 1000m : 300m（Type2）のシル型楕円体による変位曲線なのか，深さ 1.76km にある球殻圧力源による変位曲線なのか，ここで与えられた観測誤差によって覆い隠されて完全に識別できなくなる。このようにして与えられた観測誤差（Masking error）を，Uxz の最大変位量（この場合 X = 0）に対する百分率で表すことにし，この量をここでは識別のための「限界誤差率」（Masking error rate）とよび，今後の検討で活用することにする。この例の場合の限界誤差率は，（100 × 観測誤差 / Uxz FEM (max) =）100 × 0.0048m / 0.0574m = 8.5 となる。

1.2.3　解析結果

1.2.2.4 と 1.2.2.5 では計算結果の一例として Type2 の計算結果と限界誤差率を示した。本項では，Type1～11 のすべての解析結果から，限界誤差率との関係を概観する。1.2.2 で示した手法及び手順により解析した結果を以下に報告する。

1.2.3.1　球状圧力源として見積もられた圧力源パラメータの，回転楕円体圧力源形状による違い

1.2.2.4 では計算結果の一例として，Type2 の回転楕円体圧力源形状による変位量分布から，茂木ソースを適用した圧力源推定の結果を示した。与えた回転楕円体圧力源は深さ 2500m で半径 1000m の球を扁平させたもの（1.2.1）である。Fig 1.2.5A に，Type1～11 のすべて圧力源推定結果である深さと体積変化量を示した。なお，水平座標のふたつのパラメータはいずれも変化なかったので図示していない。シル型で地表面では軸対象に，ダイク型では X=0 及び Y=0 で面対称になるので，残差自乗和の最小は平面の中央となることが容易に推定される。

Type1～5 のシル型では大きく扁平されるほど（Type1 に近づくほど）推定される深さは浅めとなり，Type1 では深さ 1500m 近くになる。Type7～11 のダイク型では大きく扁平されるほど（Type11 に近づくほど）推定される深さは深めとなり，Type11 では深さ 4500m 近くになる。一方，体積変化量について見ると，Type1～5 のシル型でも Type7～11 のダイク型でも，大きく扁平されるほど推定される体積変化量は大きめとなる。

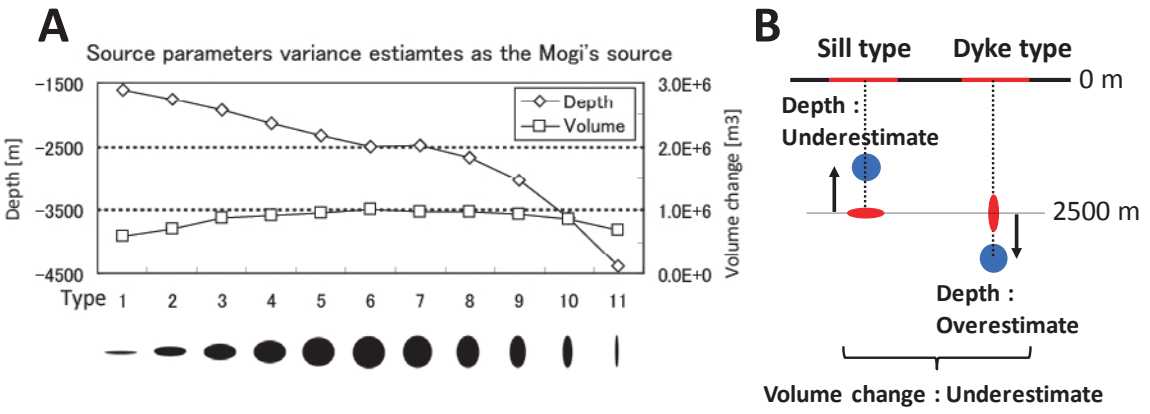


Fig. 1.2.5　(a) Changes in source depth and volume in response to changes in the spheroidal source from sill-type (types 1–5) to dyke-type (types 7–11). (b) Effects of source shape on estimates of source depth and source volume.

以上から，地下でシル型やダイク型の圧力源が存在しているにもかかわらず，地表面の変形は球の膨張によるものと仮定して圧力原パラメータを推定すると，深さについてはシル型では過小評価（実際より浅めに推定），ダイク型では過大評価（実際より深めに推定）してしまうことがわかった。一方，体積変化量についてはいずれも過小評価（実際よりも小さめに推定）することがわかった。また，扁平が大きくなるほど，過大評価あるいは過小評価の度合いも大きくなる。Fig 1.2.5B はこれらの結果の概念図である。

1.2.3.2　圧力源の形状の違いによる限界誤差率

1.2.2.5 では計算結果の一例として，シル型（Type2）の回転楕円体圧力源による Y = 0 の地表面の座標 X に対する Z 成分の変位量（Uxz）曲線に観測誤差を与えたものと，茂木ソースを適用して圧力源推定した際の Y = 0 の地表面の Uxz 曲線を比較することで, 与えられた観測誤差によって覆い隠され完全に識別できなくなる量（Masking error）を，Uxz の最大変位量に対する百分率で表す指標として識別のための限界誤差率（Masking error rate）を示し，8.5%であることを示した。

Fig 1.2.6 にシル型（Type1～5）の解析結果における Uxz 変位曲線と，これから得られた限界誤差率を示す。扁平が小さい型では限界誤差率は小さいが，扁平するほど値は大きくなり，Type1 では 10.6%となった。この結果は，最大 Uxz（Uxz FEM(max)）の 1 割程度の誤差が観測値に重畳すれば，観測値からは球状圧力源であるか Type1 のシル型なのかの識別は全くできなくなることを意味する。

Fig 1.2.7 にダイク型（Type7～11）の解析結果における Uxz 変位曲線と，これから得られた限界誤差率を示す。扁平が小さい型ではシル型と同様限界誤差率は小さいが, 扁平するほど値は大きくなりその誤差率の変化量は大きく，Type11 では 59%にも達した。この結果は，最大 Uxz の 5 割程度の誤差が観測値に重畳すれば，観測値からは球状圧

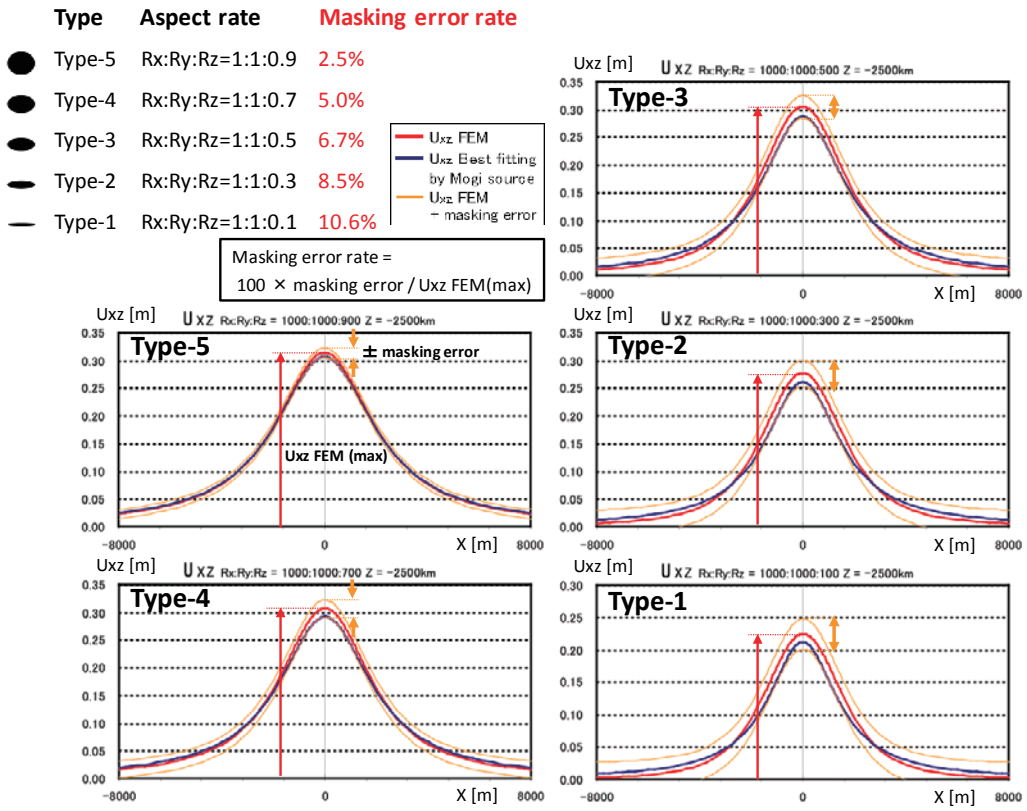


Fig. 1.2.6　Masking error rates and Uxz curves estimated for a sill-type spheroidal source (types 1–5).

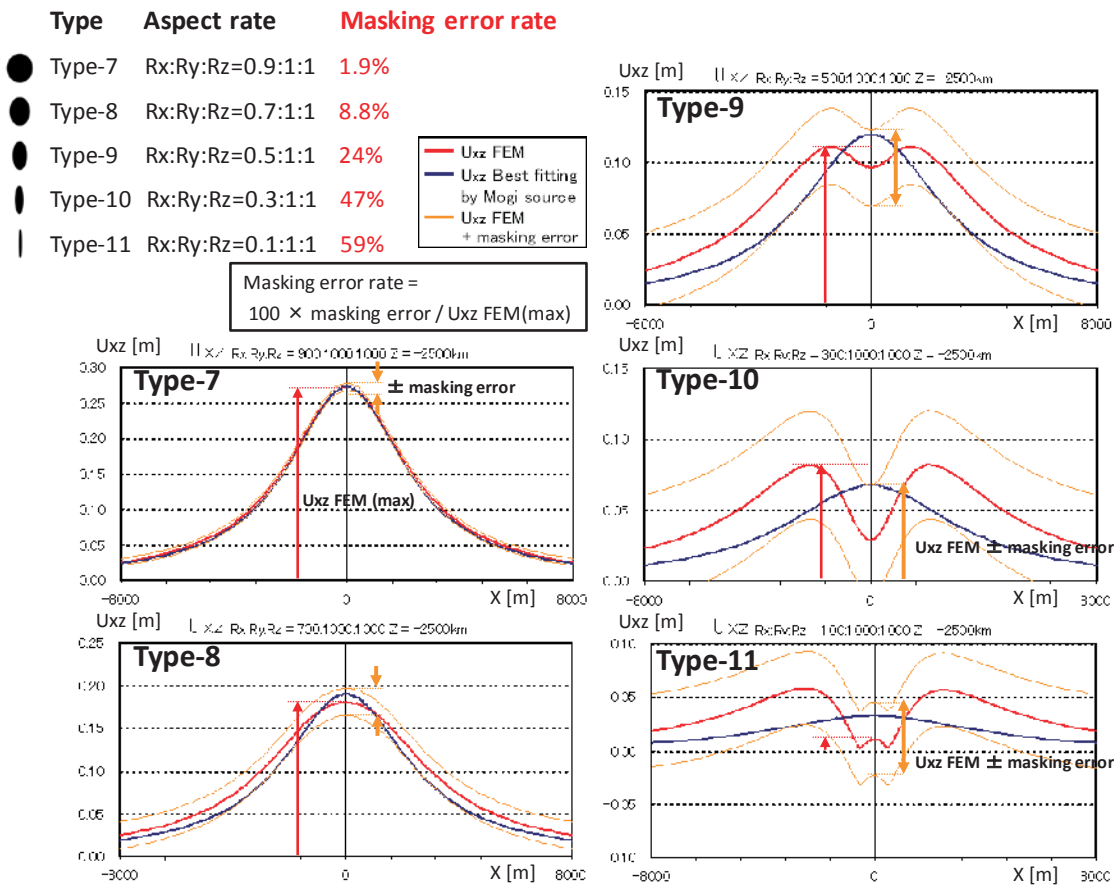


Fig. 1.2.7　Masking error rates and Uxz curves estimated for a dyke-type spheroidal source (types 7–11).

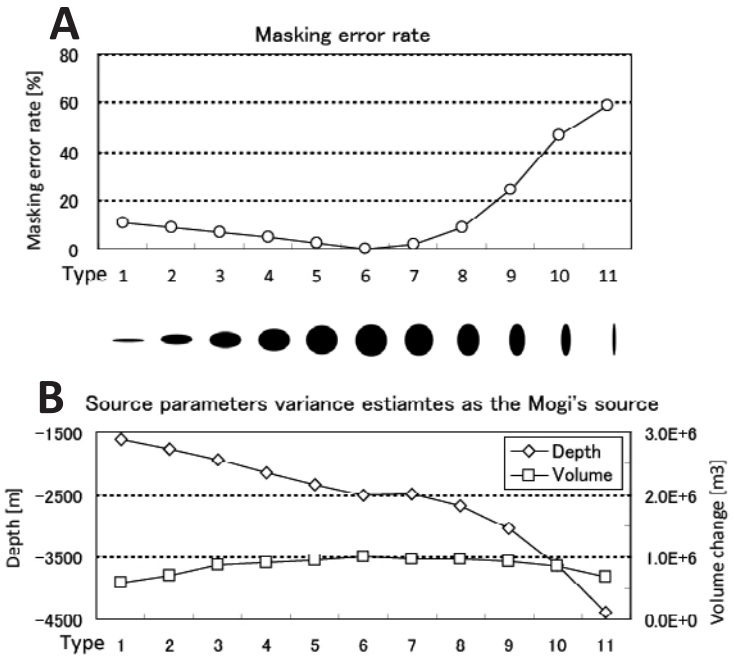


Fig. 1.2.8　(a) Masking error rates for the range of spheroidal sources. (b) Variance in depths and volume changes for the range of spheroidal sources.

力源であるか Type11 のダイク型なのかの識別は全くできなくなることを意味する。シル型の結果と比べるとダイク型の方が識別しやすいことを示すものであるが，この理由はシル型の Uxz 曲線が球状のそれと同様に圧力源からの水平距離に対して単調減少するのに対し，ダイク型の Uxz 曲線は単調減少でないため，球状の圧力源として近似的に捉えられにくいことを意味している。ただし，ダイク型の上下変位分布はシル型と異なり軸対象ではないので，Y=0 でない分布（例えば X=0 の線上の上下変位：Uyz）において比較すると異なる結果が生じる可能性がある。

これらの影響を排除するためには，線上の変位分布ではなく，地表面全体を 2 次元的に取り扱って検討すべきではあるが，本項では試算的に Uxz 曲線のみについて検討を行った。

Fig 1.2.8A に型別に対する識別の限界誤差率を示す。また比較のため，Fig 1.2.8B には Fig 1.2.5A を再掲した。

1.2.3.3　圧力源の形状及び深さの違いによる限界誤差率

圧力源の形状の違いによる限界誤差率を 1.2.3.2 で示したが，同じ条件で深さを 2.5km から，5km，7.5km，10km と変化させた場合について確認した。地表面における計算領域（観測領域に対応）は圧力源直上から半径 8km の円内である。

Fig 1.2.9 に結果を示す。Fig 1.2.9A は，回転楕円体圧力源の型に対する限界誤差率の変化曲線を深さ別に示したものである。赤い線が深さ 2.5km に対応し，既掲の Fig 1.2.8A に対応する。Type1 寄りのシル型においても Type11 よりのダイク型においても与えられた回転楕円体の圧力源が 2.5，5.0，7.5，10.0km と深くなるほど限界誤差率が大きくなっている。Fig 1.2.9B は，回転楕円体圧力源の型に対する再推定された球状圧力源の深さの変化曲線を深さ別に示したものである。深さは，楕円体圧力源に与えられた深さに対して規格化している。Type1 寄りのシル型ほど浅

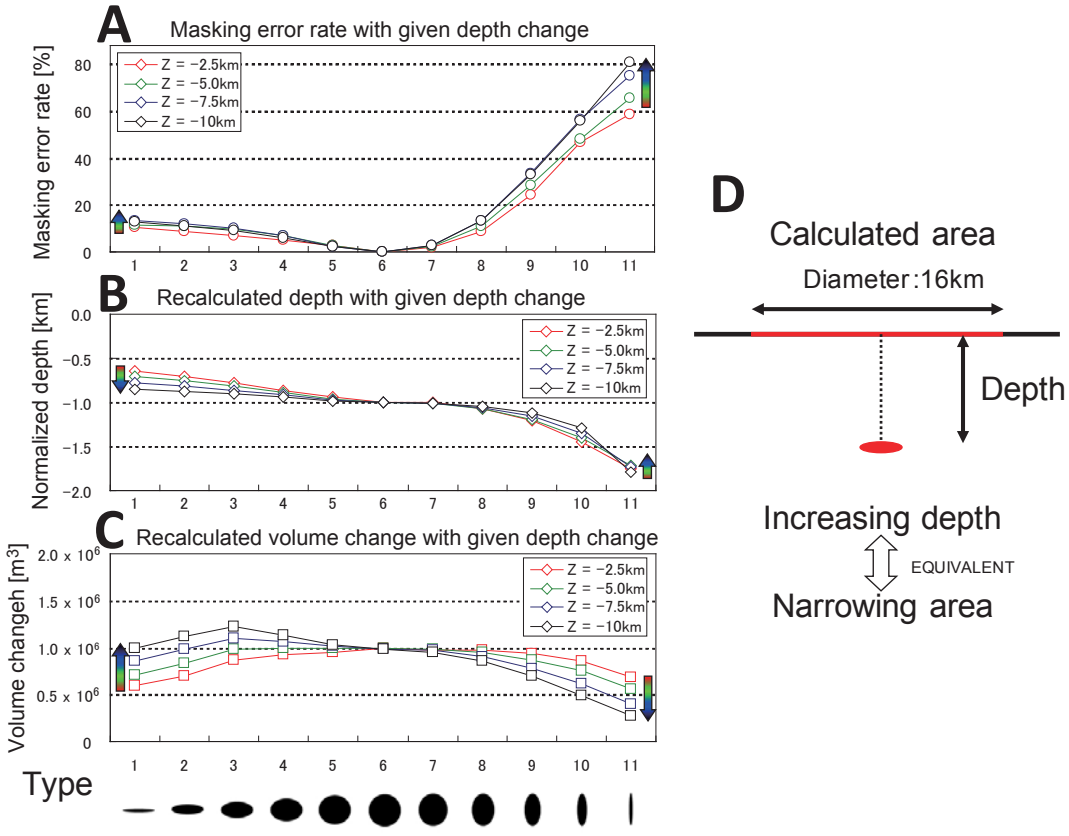


Fig. 1.2.9　(a) Masking error rate, (b) normalized depth and (c) volume change for the range of spheroidal sources at four depths. (d) Relationship of depth changes to calculated areas.

めに，Type11 寄りのダイク型ほど深めになる傾向があった。Fig 1.2.9C は，回転楕円体圧力源の型に対する再推定された球状圧力源の体積変化量の変化曲線を深さ別に示したものである。Type1 寄りのシル型ほど小さめに，Type11 寄りのダイク型ほど大きくなる傾向があった。

なお，圧力源を深くする（浅くする）ことは，計算に用いる地表面の領域を狭くする（広くする）と等価である（Fig 1.2.9D）。

1.2.4　まとめ

回転楕円体の多様な形状の圧力源に対する地表面変位を，球状圧力源（茂木モデル）の膨張によるものと仮定した場合の地表面変位を計算し参照することで，識別可能性の定量的検討をおこなった。その結果，以下のことが明らかになった。

○観測誤差について

1. 球形に近い圧力源形状ほど，球状圧力源と区別しにくくなる。
2. シル型の地表面変位は軸径比が Rx:Rz = 1:0.1 の楕円体圧力源によるものであっても，11%の限界誤差率で球状圧力源と識別することは完全に不可能になる。
3. 一方，ダイク型は Rx:Rz = 1:0.7 よりも扁平されていれば，限界誤差は 10%以上になり，識別の可能性は高い。

○再推定された球状圧力源のパラメータについて

1. 推定される圧力源の深さは，シルに近いほどは浅くなり，ダイクに近いほど深くなる。
   シル型（Rx:Rz=1:0.3）で約 30%浅くなる。
   ダイク型（ Rx:Rz=0.3:1 ）で約 44%深くなる。
2. 推定される体積変化量は球型から離れるほど，減少する。
   シル型（Rx:Rz=1:0.1）で約 20%減少する。
   ダイク型（ Rx:Rz=0.1:1 ）で約 10%減少する。
3. 以上の傾向は圧力源の深さ（観測領域の広さ）を変えても大差ない。

以上のように，多様に扁平させた回転楕円体に対して，有限要素法によって応力を与えることで地表面の変形をシミュレーションし，球状圧力源と仮定して圧力源を解析的に再計算する手法を用い，誤差がどの程度重畳すればもとの圧力源形状を完全に区別できなくなるか確認した。この手法により，シル型圧力源を球状圧力源と区別することは，ダイク型圧力源を球状圧力源と区別することよりも困難であることを定量的に把握した。

（高木朗充）

参考文献

Davis, P. M., Hastie, L. M. and Stacey, F. D., 1974: Stresses within an active volcano – with particular reference to Kilauea. *Tectonophysics*, **22** 355-362.

福井敬一・安藤忍・坂井孝行・高木朗充・鬼澤真也・新堀敏基・山里平・大須賀弘 (2011)：火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発(4)－重力データ解析機能，回転楕円体モデルの組み込み．日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集, SVC050-P05.

Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 99-134.

1.3　伊豆大島における地殻変動観測

1.3.1 はじめに

伊豆大島は日本でも有数の活動的火山であり，活動期間を通してほぼ玄武岩から玄武岩質安山岩溶岩を噴出している。中心には直径 3 km を越えるカルデラがあり，その南寄りに中央火口丘三原山が横たわる。過去およそ 1,500 年の間には噴出量 10^8 ton オーダーの噴火を繰り返し，100 年以上の歴史においても，10^7 ton オーダーの規模の噴火を 36-38 年間隔で繰り返してきた（Nakamura, 1964; 一色, 1984a)。また，少なくとも過去 100 年以上山頂三原山が噴火活動の中心となってきたが（Tsuya et al., 1956; 一色, 1984b)，最後のマグマ噴火である 1986 年の活動では，三原山だけでなくカルデラ内外の割れ目から溶岩を噴出させた（例えば，遠藤・他, 1988)。

1986-87 年噴火以降，地下へのマグマの供給を示唆する山体膨張が続き，次期噴火に向けた準備が着実に進められていると考えられていること（渡辺, 1998)，2012 年現在で 1986 年のマグマ噴火からすでに 26 年経過しており，過去の噴火履歴に照らせば遠くない将来に噴火の発生が予想されることから，活動監視・評価の観点からも準備を進めていかなければならない。

気象研究所では，マグマ供給系の解明と火山活動監視・評価手法の開発を目指し，伊豆大島火山において地殻変動観測を実施し，本研究期間内で連続観測網の整備を行ってきた。ここでは，これら観測研究の背景となる過去の噴火活動について，特に溶岩噴出量（噴出率）に関して取りまとめた上で，気象研究所で進めている伊豆大島における地殻変動観測について報告する。

1.3.1.1 背景

1.3.1.1.1 大島火山の噴火履歴

現在活動している火山は大島火山と呼ばれ，伊豆大島北岸から西岸にかけて局所的に露出する更新世の岡田火山，行者窟火山，筆島火山と，これより古い伏在火山岩類を基盤とする。伊豆大島の海面上に姿を現している大部分は大島火山の噴出物である。一色 (1984a)の分類に従えば，大島火山は山頂のカルデラ形成を境に先カルデラ期と後カルデラ期とに分類される。さらに先カルデラ期は岩相の違いから，上位の新期山体と下位の古期山体とに区分される（Table 1.3.1.1)。後カルデラ期噴出物と先カルデラ期新期山体は陸上堆積の主にスコリア，溶岩，火山灰の互層であるのに対し，先カルデラ期古期山体は主に爆発角礫岩や広義の火砕流堆積物の粗粒火砕岩からなり，マグマと海水との接触による爆発的噴火の産物とされる。以下の本文中に出てくる部層 (member) 名は Table 1.3.1.1 を参照されたい。また, 噴火年代については後の研究により改訂が加えられている部分も多いが, ここでは引用した原著論文に従った。

1.3.1.1.2 溶岩噴出率

将来の噴火規模予測の上でも，非噴火時に観測される山体膨張から推定されるマグマ蓄積量（蓄積率）を評価する上でも，過去の活動によるマグマ噴出量や貫入量を把握しておくことは重要である。このうち，貫入量の評価には困難を伴うが，噴出量についてはこれまでにも多くの噴火について推定がなされている。ここでは，これまでの研究成果を参照しながら，時間スケールの異なるいくつかの活動期間での推定値について，年当たりの質量噴出量（ton/yr）の次元にそろえてとりまとめる。

<u>先カルデラ期新期山体（過去およそ 20, 000 年）</u>

先カルデラ期新期山体については，露頭分布が限られていることから部層毎の噴出量の推定は困難であるが，Nakamura (1964)は先カルデラ期新期山体全体を通しての噴出体積を 4×10^{10} m^3，平均密度を 2,100 kg/m^3 とした。この場合，総噴出質量は 8.2×10^{10} ton となる。

Table 1.3.1.1 Eruptive history of Oshima volcano and estimates of mass discharge rates.

Stratigraphy and Erupted Age of Oshima Volcano								Estimates of Mass Discharge Rate				
Isshiki (1984)				Nakamura (1964)		Member	Age (Year)	Source Location	All	All	Summit	
								Erupted Material	All	Tephra	Tephra	
				Group	Formation			Reference		Nakamura (1964)	Koyama & Hayakawa (1996)	
Oshima Volcano	Post-Caldera			Younger Oshima	Yuba	Y1[1)] Y2 Y3 Y4 Y5 Y6	(1777)[1)] (1684) (1550) (1420) (1335) (1200)	Mass Discharge Rate [ton/year] (Duration)	1.5×10^6 [5)] (1876-2012AD)			7.9×10^5 (1057-1996AD)
									4.4×10^6 [6)] (500-1964AD)	1.9×10^6 (500-1964AD)	1.5×10^6 (550-1996AD)	
					Nomashi	N1 N2 N3 N4	(1100) (960) (860) (750)					2.9×10^6 (550-1057AD)
	Caldera-Forming				Sashikiji	S1 S2	(650) (500)					
	Pre-Caldera	Pre-Caldera Strato-volcano	Younger Edifice	Older Oshima		O1[2)] ⋮ O64 ⋮ O95 Osb96[3)] ⋮ Osb127	1,719BP[3)] 13,800BP[3)] ~19,700BP[3)] ~24,900BP[3)]		4.6×10^6 [7)] (19700-1719BP) 3.6×10^6 (24900-1719BP)			
			Older Edifice	Senzu			>41,600 BP[4)]					

1): Nakamura (1964)
2): Tazawa (1981)
3) Uesugi et al. (1994)
4) Togashi & Isshiki (1983)
5) Nakamura (1964); Endo et al. (1988)
6) Nakamura (1964)
7) Nakamura (1964); Uesugi et al. (1994)

田沢 (1981a, b)が Nakamura (1964)と同様の手法により O1 から O95 の部層を認定し，さらに上杉・他 (1994)は O95 より下位の地層に対し Osb96～Osb127 と暫定的に部層名を与えた。これらの研究では ^{14}C 法などにより年代値が推定されている。上杉・他 (1994)によれば，先カルデラ期新期山体のうち，最上位の O1 の年代は 1719 年前，^{14}C 年代試料が得られた部層のうち最も下位のものは O64 で約 13,800 年前である。これより下位については，O1 から O64 の平均噴火間隔を 154 年として外挿により年代を推定しており，これによれば，O95 で 19,700 年前，Osb127 で約 24,900 年前である。先カルデラ期後期の活動期間を 18,000～23,000 年として噴出率を求めると，3.6×10^6～4.6×10^6 ton/yr となる。

後カルデラ期（過去およそ 1, 500 年）

およそ 1,500 年前以降のカルデラ形成期から後カルデラ期の活動については，Nakamura (1964)によって火山灰層序学的手法による部層の同定（Y1～Y6, N1～N4, S1～S2）と，^{14}C 法や古文書，土器などの発掘遺物による年代の推定，部層との対比により活動履歴が明らかにされた。テフラおよび溶岩を併せた噴火イベント毎の噴出量の履歴も推定されており，期間中の総噴出量は 6.40×10^9 ton，年率で 4.4×10^6 ton/yr である。このうち，噴火イベント毎の溶岩の噴出量については，表面に露出している 1777-92 年噴火（Y1 噴火）溶岩などの一部を除き実際には未知である。このため Nakamura (1964)ではカルデラを埋積した溶岩の総量について，カルデラ北部の孔井試料から推定されたカルデラ底の標高（一色・他, 1963）とカルデラの面積から総量を 1.32×10^9 m^3（3.17×10^9 ton）と推定し，個々の噴火イベントに関しては，それぞれの噴火にほぼ 3×10^8 ton ずつ按分する形をとった。このため積算噴出量を示す階段ダイアグラムでは下記のテフラのみの見積もりに較べ，噴出率がより一定となるように表現されている（Fig. 1.3.1.1 の赤実線）。

一方，小山・早川 (1996)は同期間における新たな堆積ユニットの発見や，Nakamura (1964)による部層の細分を行うとともに，レスクロノメトリーの手法を導入して噴火年代を再構築している。彼らは，1) カルデラを埋積した溶岩の

噴出量の評価は困難なことから，カルデラ外の山麓地域で堆積物を追跡出来るテフラのみ扱うこと，2) 山腹割れ目噴火は地下に貫入岩があると考えられるがこの量を推定することは困難なため，山頂部からの噴出物のみ扱うこと，としてそれらの噴出量を評価した（Fig. 1.3.1.1 の青破線）。期間中の総噴出量は 2.21×10^{9} ton，噴出率は 1.5×10^{6} ton/yr である。また，このようにテフラのみを取り出した場合，噴火イベント毎の違いが顕著となり，彼らは N1.0 前後での噴出率の変化を指摘し，それぞれの期間で 92 kg/s（2.9×10^{6} ton/yr），25 kg/s（7.9×10^{5} ton/yr）と見積もっている。

Nakamura (1964)においても噴火毎の山頂テフラのみの体積や放出熱エネルギーのグラフは示されているが，換算密度の異なるスコリアと火山灰との分率が示されていないため，小山・早川　(1996)と同じ条件での質量噴出率のグラフを作成できない。ここでは，山頂および山腹を含めたテフラのみの噴出率を示す（Fig. 1.3.1.1 の赤破線）。これによると期間中の総噴出量は 2.85×10^{9} ton，噴出率は 1.9×10^{6} ton/yr となり，小山・早川 (1996)に較べ若干多い。山腹噴火も含めていること以外に，小山・早川 (1996)によれば，Nakamura (1964)では風成堆積物も噴出物量に加えていることを指摘しており，これも一因と考えられる。

なお，これらにより推定されている最大規模の噴火は噴出量 10^{8} ton のオーダーであり，大島火山の噴火史の中では，10^{8} ton オーダーの規模の噴火は慣例的に大（規模）噴火と呼ばれている。

19 世紀後期から現在（過去 136 年）

1777-92 年の活動を最後に，噴出量 10^{8} ton オーダーの噴火は発生していない。これ以降確認されている噴火は，1986 年の割れ目噴火を除きすべて山頂三原山で発生してきた。科学的な記載が残されている 1876 年以降の三原山での噴火活動は火砕丘の形成と溶岩の流出であり，カルデラ外にスコリア，火山灰の地層を残すような活動ではない。この点

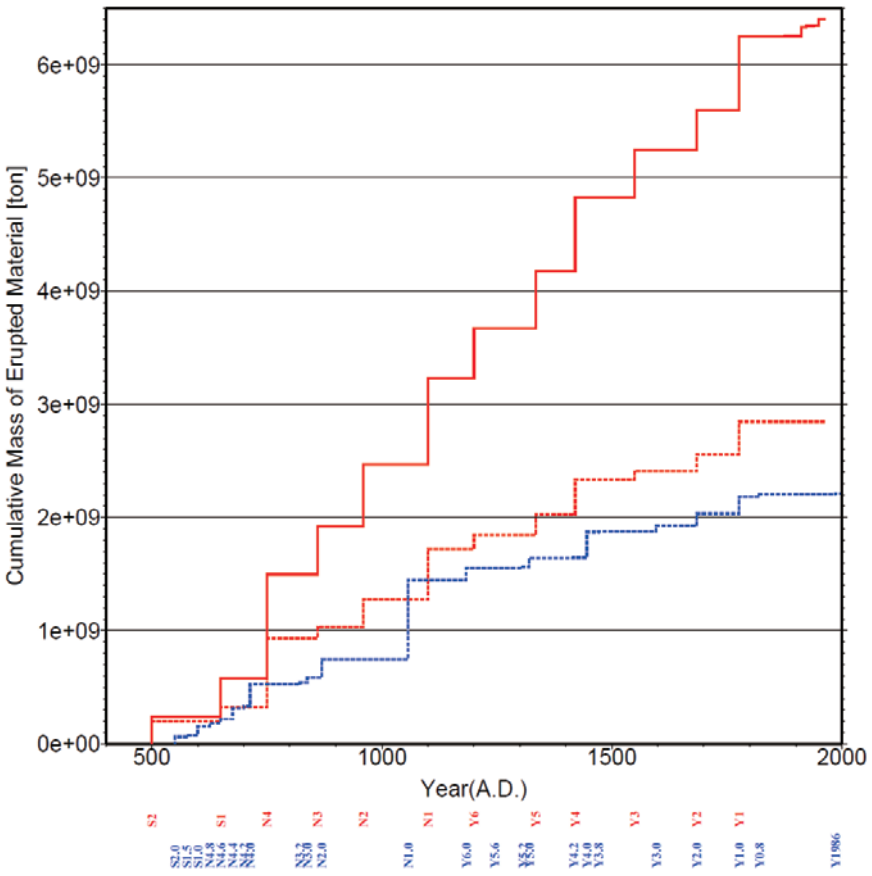


Fig. 1.3.1.1　Cumulative mass of erupted material at Oshima volcano since 500 AD. Solid red line shows all of the erupted material (after Nakamura, 1964); dotted red line shows tephra from the summit and flank areas (after Nakamura, 1964); dotted blue line shows tephra from the summit area (after Koyama and Hayakawa, 1996).

において，前節で記述した活動とは噴火様式が全く異なる。

1876 年以降の噴火について積算溶岩噴出量を Fig. 1.3.1.2 に示す。1954 年までは Nakamura (1964)によるコンパイル結果に，1986-87 年噴火については遠藤・他 (1988)に基づいた。なお三原山での噴火では，活動活発化に伴うマグマ頭位の上昇による中央火孔（central pit）底の上昇，外側火口（outer crater）への溶岩の溢流，活動の減退による火孔底の低下，中央火孔の再生を繰り返しているため，一連の活動の終息後，中央火孔部を埋積していた溶岩は地下へ逆流し地表には残らない（例えば，Tsuya et al., 1956）。このため Tsuya et al. (1955)による 1950-51 年噴火の総噴出量評価ではこの中央火孔部を除いており，Nakamura (1964)のコンパイルでもこの値が採用されている。1986-87 年噴火についてもこれに従い，1986 年山頂噴火で噴出した 3.4×10^7 ton のうち，翌 1987 年の中央火孔再生時に地下へ逆流した量（山頂噴火噴出物の約 8 割）は省いて図を作成している。

1876-77 年，1912-14 年，1950-51 年，1986 年に比較的規模の大きい噴火活動を向かえ，その活動初年の間隔は 36-38 年である。また 1876-77 年噴火の噴出量は 1 桁小さいが，後者 3 つの活動はすべて 10^7 ton オーダーの噴火である。当期間中の総噴出量は 2.07×10^8 ton で，年率換算で 1.5×10^6 ton/yr となる。なお，10^7 ton オーダーの噴火は中（規模）噴火と表現されている。

平均噴出率のまとめ

これら各時間スケールによる溶岩噴出率を Table 1.3.1.1 の右側にまとめた。時間スケールの違いや，個々の噴火のテフラ総量や未知の溶岩噴出量の評価法などの不確定性などを含むにも関わらず，1057 年以降の山頂テフラの推定値を除き，どの推定量についても年率に換算して 10^6 ton/yr のオーダーとなる。

テフラと溶岩を含めたすべての噴出物に関する見積りの場合，評価期間が 1,000 年以上の先カルデラ期新期山体および後カルデラ期では，それぞれ $3.6\text{-}4.6\times10^6$ ton/yr，4.4×10^6 ton/yr とほぼ同様の値が得られた。一方，過去 136 年間の場合，1.5×10^6 ton/yr とこれらに較べ 3-4 割程度である。

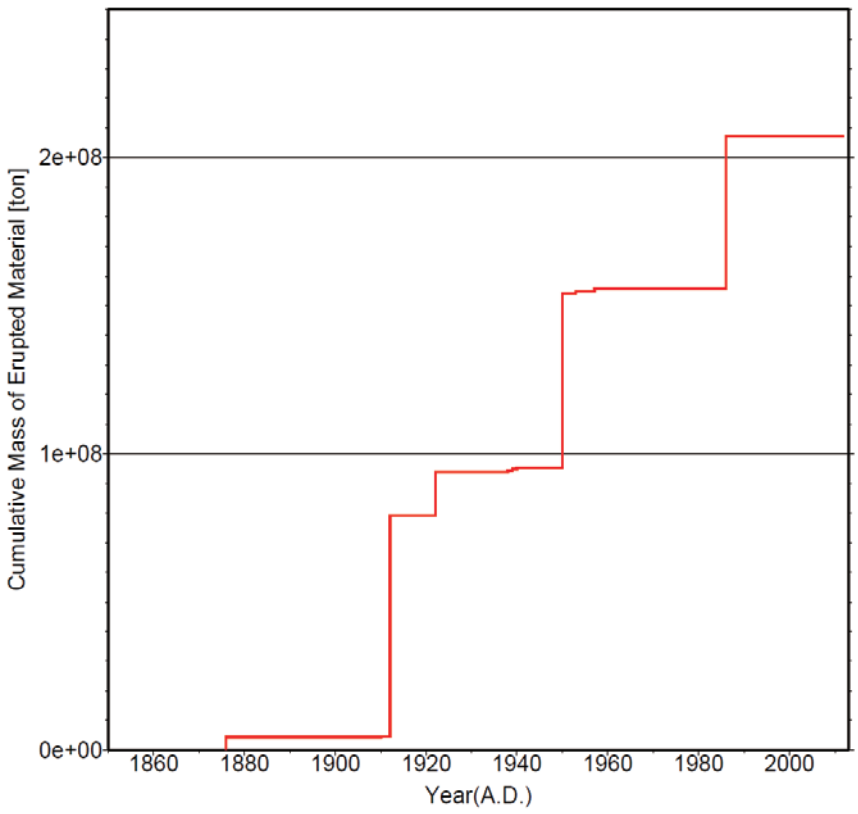


Fig. 1.3.1.2　Cumulative mass of erupted material at Oshima volcano from 1876 to 2012.

1.3.1.1.3 1986–87 年噴火

伊豆大島における最近のマグマ噴火は 1986 年に発生した。以下では主に遠藤・他 (1988)の記載に従う。11 月 15 日に山頂三原山から噴火を開始した。溶岩噴泉によりテフラを放出するとともに，20 世紀中の過去の噴火と同様に，噴出した溶岩は深さ約 230 m の中央火孔を埋積していった。溶岩は 18 日には外側の火口へ溢れ，19 日には三原山斜面を下りカルデラ床まで達した。この頃には溶岩の噴出は徐々に衰え，間欠的な噴火に移行していった。

11 月 21 日にカルデラ内外で割れ目噴火が発生した。16 時 15 分頃に北西カルデラ床で始まり，17 時 45 分頃にはカルデラ外の北西山腹でも噴火が始まった。これらは北西－南東方向への割れ目上に火口を形成した。カルデラ内での噴火は噴煙柱を高く上げる爆発的なものであり，同時に溶岩流がカルデラ床を埋積していった。またカルデラ外での噴火については，1420 年頃の Y4 噴火まで遡る。23 日には各火口とも静穏となっている。

これらの噴火による噴出物総量は 7.9×10^7 ton であり，このうち山頂噴火が 3.4×10^7 ton，カルデラ内外での割れ目噴火が 4.5×10^7 ton である。これらは噴火様式の違いを反映し，それぞれの総噴出量のうち，スコリア丘を含めたテフラの質量分率は山頂噴火が 5 %，割れ目噴火が 54 %である。

この後の約 1 年間，三原山の中央火孔には溶岩湖が形成され，この間，1986 年 12 月 18 日，翌 1987 年 11 月 16 日，18 日に山頂三原山にて小規模な噴火が発生した。これらはマグマ後退に伴う活動と解釈され，このうち 1987 年 11 月 18 日の噴火では深さ約 160 m の中央火孔を再生させた。千葉・他　(1988)によれば，1987 年 11 月 16 日，18 日の噴出量はそれぞれ約 3.3×10^4 ton，約 6.5×10^3 ton である。中央火孔を埋積していた溶岩は 2.8×10^7 ton であるから，表面の固結部を除き 11 月 18 日の噴火によってそのほとんどが地下へ戻ったことになる。この量は山頂噴火噴出物の約 8 割に達する。

Fig. 1.3.1.3a には山頂噴火，割れ目噴火の噴出量をマグマ後退により地下へ下降した量とともに時系列で示す。

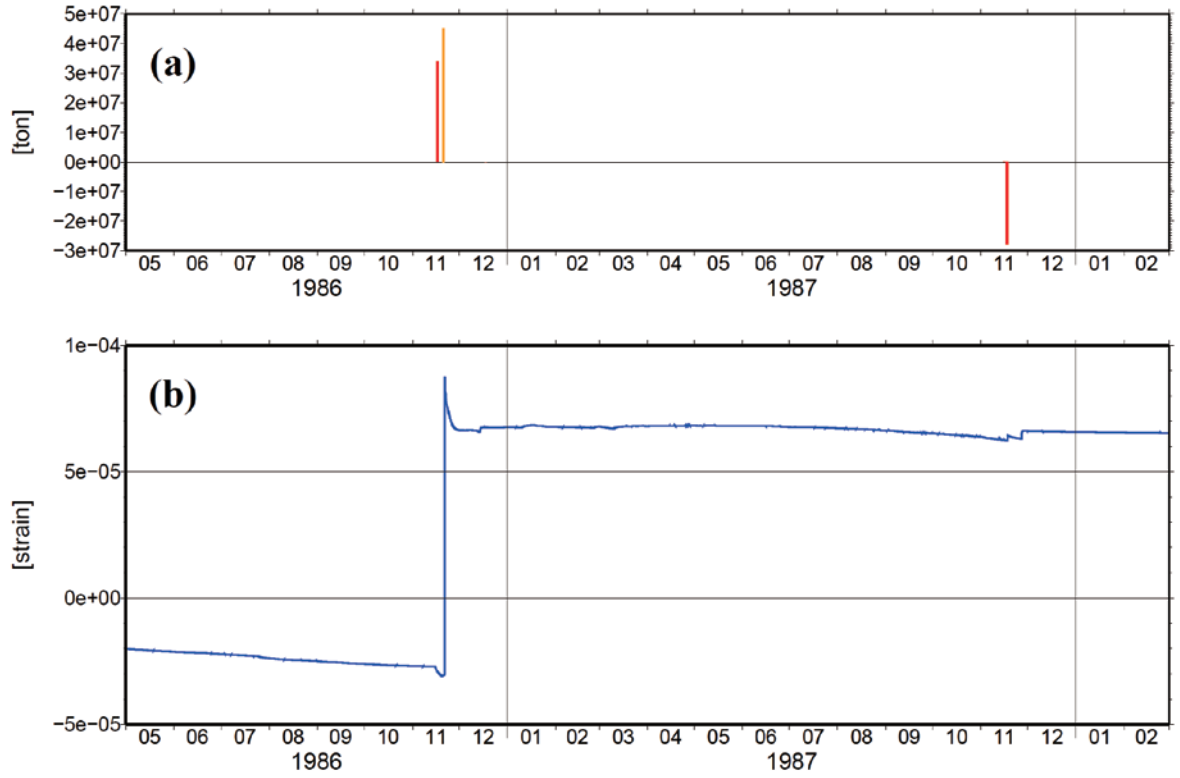


Fig. 1.3.1.3　Erupted materials and volumetric strainmeter record associated with the 1986–87 eruption of Oshima volcano. (a) Erupted mass of the summit (red) and flank (orange) eruptions. The negative value for 18 November 1987 indicates materials going down to subsurface by a drain-back event. (b) Volumetric strainmeter record from the northwestern flank of the volcano.

噴火に伴う変動

1986 年噴火当時の高感度地殻変動連続観測点として，気象庁の体積歪計（神定・他, 1987）と国立防災科学技術センターの傾斜計（山本・他, 1987; 山本・他, 1988）が設置されていた。これらの観測データや地震観測の力学観測量について，1986 年に発生したマグマ噴火では，山頂噴火と割れ目噴火とで全く違う様相を呈した。Fig. 1.3.1.3b に気圧・潮汐補正後の体積歪データを示す。11 月 15 日からの山頂噴火前には前兆と認識しうる変動は観測されていないが，17 時過ぎの噴火開始とほぼ同期して，体積歪や傾斜が捉えられ，溶岩噴出率の低下する 19 日 23 時頃まで継続した。この期間中体積歪で約 3.4×10^{-6} の縮みを記録している。これに対し，11 月 21 日に始まった割れ目噴火では，噴火開始およそ 2 時間前から島内に設置された傾斜計や体積歪計で変動が観測されるとともに, 顕著な地震活動を伴った（山岡・他, 1988）。カルデラ北部およびカルデラ外北西山腹での割れ目噴火開始後，震源域が南東および北西方向に移動していった。噴火活動期間中，この割れ目噴火に伴う変動が最も大きく，体積歪の伸びは 1.2×10^{-4} に達する。噴火前後の水準測量の比較から，島を北西－南東方向に縦断する地溝状の変動が検出され，11 月 21 日の割れ目噴火開始以降の岩脈の貫入によるものと解釈された（橋本・多田, 1988）。この変動は長さ 15 km, 高さ 10 km, 厚さ 2 m の岩脈と減圧源でモデル化された。岩脈の体積は 3×10^8 m^3（仮に密度を 2,700 kg/m^3 とすれば 8.1×10^8 ton）となり，噴出物総量と較べ 1 桁大きい。

また，1987 年 11 月の山頂火口湖のマグマ後退時には歪計，傾斜計とも 1986 年山頂噴火時と逆センスの変動が捉えられ，多点傾斜観測により北西山腹下に膨張源が推定された（Oikawa et al., 1991）。

1.3.1.2 気象研究所による地殻変動観測

気象研究所では，マグマ供給系の解明と火山活動監視・評価手法の開発を目指し，伊豆大島火山において地殻変動観測を実施してきた。1997 年からカルデラ地域での繰り返し光波観測，1998 年から全島での繰り返し GPS 観測を実施し，GPS 観測に関しては順次連続化が図られてきた（高木, 2008）。

2006 年 4 月から 2011 年 3 月までの本研究期間内では，特にカルデラおよび山頂地域の観測網の整備と連続化に重点が置かれ，光波，GPS，傾斜観測装置の整備，更新などを行った。2007 年 3 月に新しく自動光波測距儀（APS）をカルデラ北縁および南東側二子山の 2 ヶ所に設置し, カルデラ内に設置した 16 ヶ所の反射点までの斜距離を自動的に測定するシステムを構築した。また，GPS 観測については本研究期間中も整備が進められ，特に 2009 年 2 月にはカルデラ地域に計 11 点から成る GPS 連続観測網を構築した。さらに，2007 年 12 月にはカルデラ北部に 3 ヶ所の傾斜観測点が整備された（Fig. 1.3.1.4）。これらの観測データはインターネットや携帯電話，衛星携帯電話通信を介して気象研究所まで伝送されている。

これら多項目の観測は，それぞれの利点を生かしながら相補的に活用することになる。面的な測量により地表面の変位を検出する GPS および光波については，ドリフトがなく長期的変動の把握に適しているとともに，地殻変動源の位置決定精度の向上が期待される。現在のマグマ蓄積期に観測されている山体膨張源はカルデラ北部下にあると考えられており，この変動源推定に有用であろう。また，三原山火口縁に設置された観測点は，1986 年山頂噴火では捉えられなかった前駆的な変動を，観測の連続化と変動源への接近により検出することを目的としている。GPS 観測と光波測距とを比較した場合，GPS 観測については，観測点間の見通しは必要ないこと，全天候型であること，変位 3 成分を測定することができることという利点がある反面，解析に時間を要するために即時的処理に遅れを取ること，各観測点に電力・伝送用機材を要すること，観測・解析システムそのものが大きく部内だけでは閉じられないこと，という難点がある。一方，光波測距については，器械点，反射点間の見通しが必要なこと，悪天候時にはデータが得られないこと，斜距離しか得られないことに関しては GPS 観測に劣る一方，煩雑な計算処理を伴わずほぼ即時的にデータを取り扱えること，反射点側に電力や伝送装置などの必要性がなく，仮に噴火活動により多項目観測網に障害が生じても反射点と活動域から離れた器械点とに障害が生じなければデータを所得できる，という利点がある。

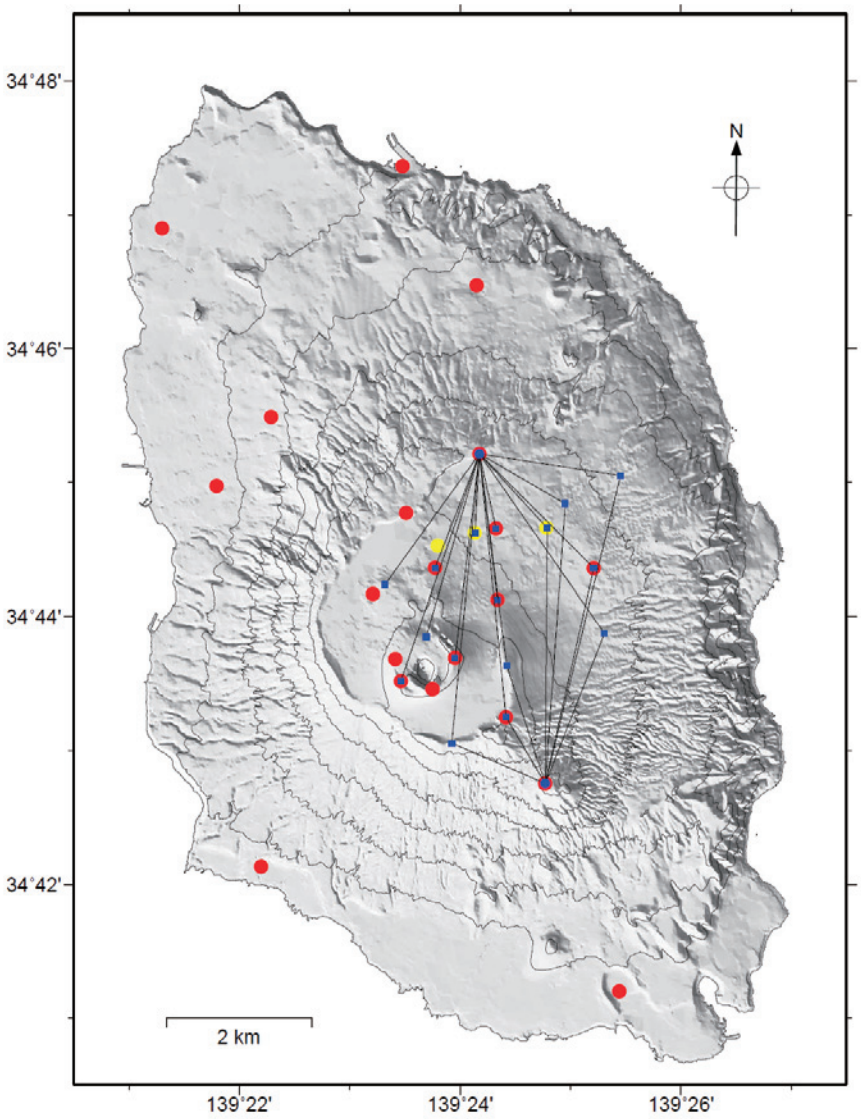


Fig. 1.3.1.4　Continuous observation sites operated by MRI on Izu-Oshima. Red circles are GPS sites, blue circles are APS sites, blue squares are mirror sites and yellow circles are tiltmeter sites. Thin lines between APS and mirror sites show baselines of slant distance measurement by APS. Contour interval is 100 m.

その場観測の一種である傾斜観測は，GPS，光波測量に較べて，ドリフトによる長期的変動の評価の難しさ，今回設置した傾斜観測網のみでの変動源位置決定の困難さがある一方，高感度，高時間分解能という利点がある。例えば，1986 年の割れ目噴火の際には前駆現象をとらえ始めてからおよそ 2 時間で噴火に至った。このような急激に進展する現象に関して威力を発揮すると考えられる。

以下の項では，これらの観測の概要と解析結果について，観測項目毎に記す。

（鬼澤真也）

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50m メッシュ（標高）」を使用しました。伊豆大島における観測は全般にわたり大島測候所（現伊豆大島火山防災連絡事務所）の皆様の全面的な協力の下行われているものです。ここに記して感謝致します。

参考文献

千葉達朗・太刀川茂樹・遠藤邦彦, 1988: 1987 年 11 月の伊豆大島火山山頂噴火－経緯と噴出物の特徴－. 火山噴火予知連絡会会報, **41**, 49-52.

遠藤邦彦・千葉達朗・谷口英嗣・隅田まり・太刀川茂樹・宮原智哉・宇野リベカ・宮地直道, 1988: テフロクロノロジーの手法に基づく 1986～1987 年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴. 火山, **33**, S32-S51.

橋本　学・多田　堯, 1988: 1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動. 火山, **33**, S136-S144.

一色直記・中村一明・早川正巳・平沢　清・行武　毅・荒井　綏・岩崎文嗣. 1963: 試錐結果らみた伊豆大島火山のカルデラ構造. 火山, **8**, 61-106.

一色直記, 1984: 大島地域の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅.

一色直記, 1984: 大島火山の歴史時代における活動記録. 地調月報, **35**, 477-499.

神定健二・佐藤　馨・上垣内　修, 1987: 体積歪計の変化からみた 1986 年伊豆大島火山噴火活動の推移. 月刊地球, **9**, 409-418.

小山真人・早川由紀夫, 1996: 伊豆大島火山カルデラ形成以降の噴火史. 地学雑誌, **105**, 133-162.

Nakamura, K., 1964: Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano. Izu. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **42**, 649-728.

Oikawa, J., Y. Ida, K. Yamaoka, H. Watanabe, E. Fukuyama and K. Sato, 1991: Ground deformation associated with volcanic tremor at Izu-Oshima volcano, Geophys. Res. Lett., **18**, 443-446.

高木朗充, 2008: 火山活動評価手法の開発研究 2.3 伊豆大島. 気象研究所報告, **53**, 223-275.

田沢堅太郎, 1981: カルデラ形成までの 1 万年間における伊豆大島火山の活動. 火山, **3**, 137-170.

田沢堅太郎, 1981: カルデラ形成までの 1 万年間における伊豆大島火山の活動 II. 火山, **3**, 249-261.

富樫茂子・一色直記, 1983: 大島火山先カルデラ成層火山古期山体火砕流堆積物中の樹幹の ^{14}C 年代. 火山, **28**, 409-410.

Tsuya, H., H., R. Morimoto and J. Ossaka, 1955: The 1950-1951 Eruptions of Mt. Mihara, Oshima Volcano, Seven Izu Islands, Japan. Part II. The 1951 eruption B. Activity of the third period. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **32**, 289-312.

Tsuya, H., A. Okada and T. Watanabe, 1956: Evolution of Mihara crater, volcano Oshima, Izu, in the course of its activities since 1874. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **34**, 33-59.

上杉　陽・新川和範・木越邦彦, 1994: 伊豆大島火山千波崎の地層切断面露頭群のテフラ－標準柱状図－. 第四紀研究, **33**, 165-187.

渡辺秀文, 1998: 伊豆大島火山 1986 年噴火の前兆過程とマグマ供給システム. 火山, **43**, 271-282.

山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山英一, 1987: 1986 年伊豆大島噴火前後の地殻傾斜変動. 月刊地球, **9**, S404-S409.

山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山英一, 1988: 伊豆大島の火山活動（1986-1987 年）に伴う傾斜変動－御神火及び波浮における地殻傾斜連続観測結果－. 火山, **33**, S170-S178.

山岡耕春・渡辺秀文・坂下至功, 1988: 1986 年伊豆大島噴火前後の地震活動. 火山, **33**, S91-S101.

1.3.2 GPS 観測

1.3.2.1 観測・データ収録

気象研究所による伊豆大島での GPS 観測は，南関東地域の地殻活動研究（特別研究「南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究」）のために，1996 年に岡田港の検潮施設屋上に設置されたのが最初である（山本, 2005）。火山活動監視・評価を目的としたものは 1998 年からの全 25 点から成る繰り返し観測に始まり，その後，本庁火山課へ引き継がれた 3 観測点も含め順次連続化が進められるとともに，一部，観測点の新設も行われた。本特別研究の前身にあたる「火山活動評価手法の開発研究」が終了する 2006 年 3 月の時点で，計 10 観測点で連続化されている。観測機材は岡田検潮所および火山課の北西外輪が Trimble 社製 2 周波受信機を使用し，これら以外はすべて古野電気社製 MG21 型 1 周波受信機である。これらの経緯については高木 (2008)に詳しく述べられているので，ここではそれ以降の本特別研究期間中の経緯について記すことにする。

本研究期間中に観測点の移設，新設などが増えてきたため，これを機に観測点名・観測点コードを再整理した。基本的には高木 (2008)の Table2.3.1.1 を踏襲しているが，同一観測点コードを使用しているものの実際には近接場所に移設された場合もあるため，G01A，G01B のようにコードの末尾にアルファベットを付し，区別するようにした。アルファベットはアンテナを設置する標柱あるいはボルト毎に与えることとしており，同一コードでありながらアンテナ更新によるオフセットが生じている場合もある。観測点コードと座標，高木 (2008)との対応については Table 1.3.2.1 に，各観測点の詳細な履歴を Table 1.3.2.2 にまとめた。またこれらの観測点位置を Fig. 1.3.2.1 に示した。

本期間中の連続観測網変遷は以下の通りである。G02（新郷開拓）は 2005 年 3 月より連続化（G02B）されたが開空率が充分でなかったため，2009 年 1 月に移設を行った（G02C）。大島測候所（2009 年 9 月廃止）露場に設置されていた G06A（元町）は 2006 年 4 月より連続化され，さらに 2010 年 3 月に露場内で移設している（G06B）。また，**1.3.3** で記す APS 観測用に建設された日の出および二子山観測局舎屋上にそれぞれ G27A を新設，繰り返し観測点 G14A を移設した（G14B）。このうち，G27A は後述の新システムの集約局として引き継がれ（G27B），G14B は 2011 年 3 月に現地収録から FTP による自動伝送へ切り替えた。また気象研究所で唯一の 2 周波観測を実施している G26A（岡田検潮所）では 2008 年 11 月に受信機を Trimble 4000SSE から 5700 へ更新した。また，火山課の G03B，G07B は 2010 年 1 月，G11B は 2010 年 8 月に Trimble 社製 2 周波受信機 NetRS に更新されている。一方，2005 年 3 月より現地収録による連続観測を実施していた G19B（表砂漠）および G28A（元町大清水）は，観測環境の悪化からそれぞれ 2010 年 3 月，2008 年 11 月に観測を終了している。

本期間中の最も大きな変更点は， 2009 年 2 月に行われた山頂三原山を含むカルデラ地域での計 11 点から成る連続 GPS 観測網の構築である。これは既存の繰り返しおよび連続観測点を更新する形で行っている。受信機は，消費電力を下げる目的で 1 周波型を採用し，古野電気社製 MG31 型 GPS 観測装置を設置した。観測網は 10 点の観測局と 1 点の集約局から構成され，各観測点は GPS 受信機，データ収録機能以外に，400 MHz 帯の無線テレメータ装置（FLCS）を有している。カルデラ内 10 点の観測データは，カルデラ北縁の APS 観測用局舎である G27B（日の出）へ無線で伝送され集約される。観測局における電源系の基本構成は 26 W 型太陽電池パネル 1 枚, 42 Ah の鉛蓄電池 1 台であり，これにより 30 秒サンプリングでの観測，データ保存，1 時間に 1 回の無線伝送を担っている。集約局 G27B に集約された観測ファイルは，自局のデータと併せてインターネット回線により気象研究所データ交換サーバへ自動伝送されている。

また，2003 年 2 月以来 G22B（三原火孔南）に設置されていた連続観測用機材は，上述の更新に伴い，北西麓で繰り返し観測を行っていた G01A（北の山）を移設する形で設置した（G01B）。この機材は NTT docomo の MOVA 端末を有し，気象研究所からのダイアルアップによりデータの取得を行っている。

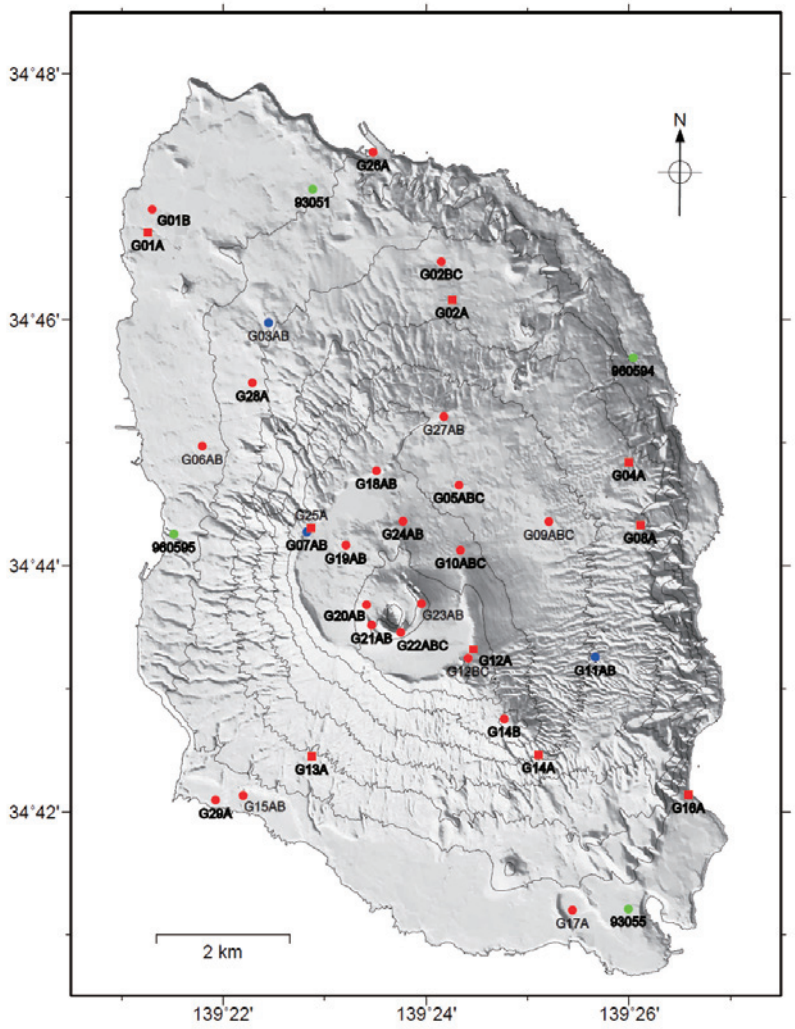


Fig. 1.3.2.1　Locations of GPS observation sites on Izu-Oshima. Red circles are MRI continuous sites, red squares are MRI campaign sites, blue circles are JMA continuous sites and green circles are GSI continuous sites. Contour interval is 100 m.

なお，本研究機関が終了した 2011 年 3 月以降も以下の変更がなされている。

(1) 2011 年 12 月：　東京管区気象台の局舎に設置し現地収録により連続観測を行っていた G02B，G15B，G17A は，局舎の撤去に伴い観測を終了した。

(2) 2012 年 3 月：　G15B の撤去に伴い島の南西部が観測の空白域になることを避けるために代替観測点 G29A を整備した。これは Leica 社製 2 周波 GNSS 観測装置である。

(3) 2012 年 3 月：　NTT docomo MOVA 通信によりデータ伝送を行っていた G01B は，同サービスの終了に伴い FOMA 通信を用いた電子メール添付によるデータ伝送に切り替えた。同時にアンテナを MG21 型から MG31 型へ更新している。

1.3.2.2 基線解析

伊豆大島で進行している地殻変動を捉えるために，気象研究所の観測点とともに，気象庁（3 観測点）および国土地理院電子基準点（4 観測点）の GPS 観測点を併用し（Fig. 1.3.2.1），1997 年以降のデータについて基線解析を行った。基線解析には Bernese GPS Software Ver. 5.0（Dach et al., 2007）を用い，IGS 精密暦，IGS 地球回転パラメータを使用して 1 日毎の座標値を求めている。

Table 1.3.2.1 GPS observation sites on Izu-Oshima operated by MRI and JMA.

Location	Marker Number	Takagi (2008)	Institute	Latitude [deg]	Longitude [deg]	Altitude [m]
Kitanoyama	G01A	G1	MRI	34.778553	139.354322	20.8
	G01B	-	MRI	34.781653	139.355050	24.7
Shingo-Kaitaku	G02A	G2	MRI	34.769399	139.404287	274.8
	G02B	G28	MRI	34.774548	139.402499	227.0
	G02C	-	MRI	34.774556	139.402483	240.0
Tsubaitsuki	G03A	G3	MRI	34.766269	139.374127	191.6
	G03B		JMA	34.766269	139.374127	193.5
Okuyama Sabaku	G04A	G4	MRI	34.747374	139.433311	326.3
Northern Caldera	G05A	G5	MRI	34.744375	139.405302	479.9
	G05B	-	MRI	34.744243	139.405435	482.8
	G05C	-	MRI	34.744244	139.405435	483.3
Motomachi	G06A	G6	MRI	34.749602	139.363276	74.7
	G06B	-	MRI	34.749554	139.363284	76.2
Gojinka-Chaya	G07A	G7	MRI	34.737949	139.380478	566.9
	G07B	G7	JMA	34.737938	139.380459	567.6
Furusatomura	G08A	G8	MRI	34.738898	139.435144	351.4
Ura-Sabaku E	G09A	G9	MRI	34.739576	139.419448	439.2
	G09B	-	MRI	34.739347	139.420189	441.1
	G09C	-	MRI	34.739348	139.420189	442.3
Kushigatayama N	G10A	G10	MRI	34.735425	139.405638	539.1
	G10B	-	MRI	34.735422	139.405651	539.8
	G10C	-	MRI	34.735424	139.405651	541.1
Sashikiji Okuyama	G11A	G11	MRI	34.720563	139.427252	406.3
	G11B	G11	JMA	34.720928	139.427813	412.4
Shiroishi Yama	G12A	G12	MRI	34.722016	139.407841	674.8
	G12B	-	MRI	34.720798	139.406941	709.3
	G12C	-	MRI	34.720800	139.406941	709.7
Mabushi Path	G13A	G13	MRI	34.707531	139.381239	179.2
Futagoyama	G14A	G14	MRI	34.707730	139.418493	422.4
	G14B	-	MRI	34.712548	139.412874	628.7
Nomashi Semba	G15A	G15	MRI	34.702165	139.369974	33.3
	G15B	G15	MRI	34.702162	139.369974	33.3
Fudeshima	G16A	G16	MRI	34.702284	139.443092	35.9
Sashikiji Shikubo	G17A	G17	MRI	34.686647	139.424061	45.2
Yoroibata	G18A	G18	MRI	34.746225	139.391876	559.7
	G18B	-	MRI	34.746227	139.391876	560.8
Omote-Sabaku	G19A	G19	MRI	34.736638	139.386331	555.1
	G19B	G27	MRI	34.736113	139.386840	557.9
Mihara Crater W	G20A	G20	MRI	34.728039	139.390208	681.3
	G20B	-	MRI	34.728041	139.390208	682.4
Mihara-Shinzan	G21A	G21	MRI	34.725309	139.391063	715.1
	G21B	-	MRI	34.725310	139.391063	716.5
Mihara Crater S	G22A	G22	MRI	34.724317	139.395858	745.0
	G22B	G22	MRI	34.724308	139.395839	745.9
	G22C	-	MRI	34.724309	139.395840	746.4
Kengamine	G23A	G23	MRI	34.728220	139.399263	750.8
	G23B	-	MRI	34.728213	139.399264	751.8
B-Crater E	G24A	G24	MRI	34.739385	139.396230	548.6
	G24B	-	MRI	34.739386	139.396230	549.5
Gojinka View	G25A	G25	MRI	34.738444	139.381128	572.0
Okata Tide Gauge	G26A	G26	MRI	34.789398	139.391309	7.0
Hinode	G27A	-	MRI	34.753578	139.402915	501.3
	G27B	-	MRI	34.753560	139.402923	503.4
Motomachi Oshimizu	G28A	G29	MRI	34.758128	139.371469	171.1
Semba	G29A	-	MRI	34.701557	139.365426	24.5

Table 1.3.2.2 History of GPS observation sites on Izu-Oshima.

Site Name	Code (4-char.)	Marker Number	Institute	場所	設置方法		1996	1998	2001/03	2003/02	2005/03	2006/04	2006/09	2007/03	2007/12	2008/11	2009/02	2009/12	2010/01	2010/03	2010/08	2011/12	2012/03	2012/06
北の山 Kitanoyama	KTNY	G01A	MRI	護岸堤防南側	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2009/03 新設										撤去						
		G01B	MRI	消防団機具置場屋上	鉄製支柱	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ										連続 2008/11/28 - 2012/03/09 移設(消防団屋根) MG-2110 0787 MG-2110 0787 FEC1							連続 2012/03/10 - アンテナ交換 MG-3112 0299 MG-3112 0299	
新郷開拓 Shingo-Kaitaku	SNKT	G02A	MRI	峠配水地	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																
		G02B	MRI	BT点局舎上		期間 新設・撤去 受信機 アンテナ					連続 2005/03/08 - 2008/11/04 移設(BT点局舎屋根) MG-2110 0791 MG-2110 0791 FEC2									撤去		
		G02C	MRI	防災無線電柱		期間 新設・撤去 受信機 アンテナ											連続 2009/01/16 - 2011/12/19 移設(バンザ上) MG-2110 0791 MG-2110 0791 FEC2					撤去		
津倍付 Tsubaitsuki	TBIT	G03A	MRI	旧測候所露場	標柱1	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2000/12 新設	撤去															
		G03B	JMA (0458) (J562)	旧測候所露場	鉄製支柱	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ			連続 2001/03/07 - 2010/01/25 移設 MG-2110 0458 MG-2110 0458 FEC1										2周波化 NETRS 4811146982 TRM41249.00		連続 2010/01/27 -			
奥山砂漠 Okuyama Sabaku	OKSB	G04A	MRI	砂防ダム	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																
カルデラ北部 Northern Caldera	NCLD	G05A	MRI		ボルト1	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設									繰り返し 2009/03 - 2009/05							
		G05B	MRI	溶岩流上	標柱2(塩ビ) +基台	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ									繰り返し 2007/12 - 2008/11 移設(新標柱・基台)		現FLCS基礎							
		G05C	MRI	溶岩流上	FLCS	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
元町 Motomachi	MTMC	G06A	MRI	合同庁舎露場	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2006/02 新設				連続 2006/04/06 - 2010/01/14 連続化(レドーム付) MG-2110 0795 MG-2110 0795 FEC2							撤去					
		G06B	MRI	合同庁舎露場	2m鉄製支柱	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ														連続 2010/03/19 - 移設 MG-2110 0795 MG-2110 0795 FEC3				
御神火茶屋 Gojinka-Chaya	GJNK	G07A	MRI	A点中継局舎屋上	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/06 新設							繰り返し 2007/12 - 2008/11									繰り返し 2012/06 -
		G07B	JMA (9003) (J560)	A点中継局舎屋上		期間 新設・撤去 受信機 アンテナ			連続 2001/03/07 - 2005/03/30 新設(9003) MSAG 47293621 MICRO-CTR L1/L2 FEC1			受信機交換 MSAG 47293480 MICRO-CTR L1/L2 FEC1			連続 2005/04/18 - 2010/01/20				交換(J560) NETRS 4804144088 TRM41249.00		連続 2010/01/27 -			
ふる里村 Furusatomura	FRST	G08A	MRI	道路堰堤上	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																
裏砂漠東 Ura-Sabaku E	URSE	G09A	MRI		ボルト1	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設									繰り返し 2009/03 - 2009/05							
		G09B	MRI		標柱2(塩ビ) +基台	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ									繰り返し 2007/12 - 2008/11 移設(新標柱・基台)		現FLCS基礎							
		G09C	MRI		FLCS	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
櫛形山北 Kushigatayama N	KSGN	G10A	MRI		ボルト1	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設									繰り返し 2009/03 - 2009/05							
		G10B	MRI		標柱2(塩ビ) +基台	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ									繰り返し 2007/12 - 2008/11 移設(新標柱・基台)		現FLCS基礎							
		G10C	MRI		FLCS	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
差木地奥山 Sashikiji Okuyama	SSOK	G11A	MRI	道路堰堤上	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1999/01 - 2003/05 新設																
		G11B	JMA (0459) (J561)	津波検知網	電柱	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ			連続 2001/03/09 - 2009/12/16 移設 MG-2110 0459 MG-2110 0459 FEC1?										基礎補強 MG-2110 0459 MG-2110 0459 FEC1?		連続 2009/12/25 - 2010/08/01	2周波化 NETRS 4614207106 TRM41249.00	連続 2010/08/02 -		
白石山 Shiroishiyama	SRIS	G12A	MRI	白石山(下)	ボルト1	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設									繰り返し 2009/03 - 2009/05							
		G12B	MRI	白石山(上)	標柱2(塩ビ) +基台	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ									繰り返し 2007/12 - 2008/11 移設(新標柱・基台)		現FLCS基礎							
		G12C	MRI	白石山(上)	FLCS	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
関伏林道 Mabushi Path	MBSP	G13A	MRI	砂防ダム	標柱1 (塩ビ)	期間 新設・撤去 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																

Table 1.3.2.2 (Continued)

Site Name	Code (4-char.)	Marker Number	Institute	場所	設置方法		1996	1998	2001/03	2003/02	2005/03	2006/04	2006/09	2007/03	2007/12	2008/11	2009/02	2009/12	2010/01	2010/03	2010/08	2011/12	2012/03	2012/06
二子山 Futagoyama	FTGY	G14A	MRI	林道脇	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設																道路拡幅防失
		G14B	MRI	APS局舎 屋上	局舎屋根 ボルト1	期間 新設・移設 受信機 アンテナ								繰り返し 2007/03 - 2007/08 新設	連続 2007/12/10 - 連続化 MG-2110 0796 MG-2110 0796 NONE							
野増（千波） Nomashi Semba	NMSM	G15A	MRI	D点局舎 屋上	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2000/12 新設		撤去														
		G15B	MRI	D点局舎 屋上	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ				繰り返し 2001/04 -2005/01 移設	連続 2005/03/08 - 2011/12/19 連続化(レドーム付) MG-2110 0793 MG-2110 0793 FEC2									撤去		
筆島 Fudeshima	FDSM	G16A	MRI	シェルター上	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																
差木地（シクボ） Sashikiji Shikubo	SSSK	G17A	MRI	E点局舎 屋上	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 – 2005/01 新設			連続 2005/03/08 - 2011/12/19 連続化(レドーム付) MG-2110 0794 MG-2110 0794 FEC2									撤去		
雄畑 Yoroibata	YRIB	G18A	MRI	雄畑展望台	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 – 2008/10 新設									視FLCS基礎							
		G18B	MRI	雄畑展望台	FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
表砂漠 Omote-Sabaku	OMTS	G19A	MRI		櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設																
		G19B	MRI	A点ソーラー	単管	期間 新設・移設 受信機 アンテナ					連続 2005/03/08 - 2010/03/15 移設 MG-2110 0790 MG-2110 0790 FEC2							撤収				
三原火孔西 Mihara Crater W	MHCW	G20A	MRI		櫓柱1	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設							繰り返し 2008/03 - 2008/11 新基台追加 H:+0.171m		視FLCS基礎							
		G20B	MRI		FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
三原新山 Mihara-Shinzan	MHSN	G21A	MRI		櫓柱1	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設							繰り返し 2008/03 - 2008/11 新基台追加 H:+0.171m		視FLCS基礎							
		G21B	MRI		FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
三原火孔南 Mihara Crater S	MHCS	G22A	MRI		櫓柱1	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 – 2003/05 新設							繰り返し 2008/05		繰り返し 2009/05							
		G22B	MRI		ステンレス櫓柱	期間 新設・移設 受信機 アンテナ				連続 2003/02/26 - 2006/08/12 参設 MG-2110 0690 MG-2110 0690 FEC1		連続 2006/09/29 - 2008/11/22 アンテナ・受信機交換 MG-2110 0787 MG-2110 0787 FEC1				視FLCS基礎						
		G22C	MRI		FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
剣ヶ峰 Kengamine	KNGM	G23A	MRI		櫓柱1	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設							繰り返し 2008/03 - 2009/05 新基台追加 H:+0.171m									
		G23B	MRI		FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
B火口東 B-Crater E	BCRE	G24A	MRI		櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 2007/12 新設							繰り返し 2008/03 - 2008/11 新基台追加 H:+0.171m		視FLCS基礎							
		G24B	MRI		FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
御神火展望台 Gojinka View	GJNV	G25A	MRI	御神火展望台	櫓柱1 （塩ビ）	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		繰り返し 1998/11 - 新設																
岡田検潮所 Okata Tide Gauge	OKTG	G26A (2003)	MRI	検潮所 屋上	ステンレス 四脚	期間 新設・移設 受信機 アンテナ		連続 1996 - 2008/11/11 新設 4000SSE 4400 TRM22020.00+GP								受信機交換 5700 0220720348 TRM20220.00+GP				連続 2008/11/12 -				
日の出 Hinode	HNDE	G27A	MRI	APS局舎 屋上	ボルト	期間 新設・移設 受信機 アンテナ								繰り返し 2007/03 - 2007/08 新設	連続 2007/12/12 - 2009/06/25 連続化(レドーム付) MG-2110 0798 MG-2110 0798 FEC2								
		G27B	MRI	APS局舎 屋上	FLCS	期間 新設・移設 受信機 アンテナ											連続 2009/02/07 - 移設(FLCS化) MG-3112 MG-3112							
元町大清水 Motomachi Oshimizu	MTOS	G28A	MRI	C点局舎 屋上	ボルト	期間 新設・移設 受信機 アンテナ					連続 2005/03/09 - 2008/11/16 新設 MG-2110 0792 MG-2110 0792 FEC2							撤去				
千波 Semba	SMBA	G29A	MRI		ステンレス 支柱	期間 新設・移設 受信機 アンテナ																連続 2012/03/18 - 新設 GR10 1700951 AR10 15020113		

櫓柱1： 1998年繰り返し観測開始時の櫓柱
櫓柱2： 2007年光波ミラー用櫓柱

1.3.2.2.1 全島的変動

1997 年 12 月 1 日から 2012 年 6 月 2 日までの国土地理院，気象庁観測点データによる基線長変化を Fig. 1.3.2.2 に示す。山麓間，北西カルデラ縁ー山麓間の基線ともに，期間を通した伸長が認められ，これに 1〜2 年程度の周期を持つ短期的な短縮, 伸長が重乗していることがわかる。なお, 2000 年には三宅島噴火およびマグマ貫入現象に伴う変動が，また 2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震に伴う変動が含まれている。

Fig. 1.3.2.3 には気象研究所がカルデラ域に整備した GPS 観測網のデータも含めた 2009 年 3 月 1 日から 2012 年 6 月 2 日までの基線長変化を示す。山麓間だけでなく，カルデラ域内の基線でも短期的な変動が捉えられている。

1.3.2.2.2 三原山における局所的沈降・収縮

三原山においては，全島的な変動によらず局所的な沈降・収縮が継続している。2009 年 3 月 1 日から 2012 年 6 月 2 日までの三原山北東麓の G10 を基準とした水平変位，上下変位を Fig. 1.3.2.4 に示す。G10 に対して三原山火口縁の 4 観測点（G20〜G23）は年率約 8〜12 mm で沈降しており，火口が収縮するセンスの水平変位が認められる。また，Fig. 1.3.2.5 は同期間の三原山火口西縁 G20 に対する三原山の他の観測点の基線長変化を示す。比較のために **1.3.2.3** で記す短期的収縮・膨張源を挟む基線（G20-G27）についても掲載した。G20-G27 では短期的収縮・膨張に応じて 15 mm を超える基線長変化が認められるが，三原山観測点間の基線はほぼ定常的に短縮していることがわかる。基線長短縮率は基線が長いほど大きいが，線歪に換算すると基線によらず年率 0.9〜1.0×10^{-5} でほぼ一定している。

1.3.2.3 全島的地殻変動の変動源推定

1.3.2.3.1 全島的変動

以下ではまず高密度な観測データを利用できる 2009 年以降の短期的収縮・膨張に関してその変動源の推定を行う。さらに長期的変動についても，変動源に関する予察的な解析結果を示す。

短期的収縮・膨張

Fig. 1.3.2.2 および Fig. 1.3.2.3 に示した基線長変化から，2009 年 10 月以降を収縮期，膨張期の 5 つの時期に分け，それぞれについての主歪，面積歪を年率で表したものが Fig. 1.3.2.6 である。なお，**1.3.2.2.2** で記した局所的沈降・収縮が続く三原山のデータは除いた。これらから収縮，膨張はカルデラ北部を中心に起こっていること，歪分布はほぼ等方的なパターンを示していることがわかる。変動が等方的なパターンであることから，Mogi (1958)による球状圧力源を仮定し各期間の変動源の推定を行った。相対変位 3 成分を用いて推定した変動源位置が Fig. 1.3.2.7 である。歪分布から予想されるようにどの期間もその変動源の水平位置はカルデラ北部であり，深さは海水準下 3.7 km から 5.1 km の範囲に推定された。

これら各期間の変動源位置が有意に異なるかを確かめるために，変動源位置のグリッドサーチによる残差 RMS 分布を調べたところ，変動量の大きい期間(2)膨張期を除き位置の制約は弱かった。このため時期毎の位置の分離は困難と考え，変動源位置を期間(2)の膨張源位置に固定して各期間の体積変化量を推定した（Fig. 1.3.2.8）。この結果，各期間ともに変動量は 10^6 m^3 のオーダーに達するが，積算体積変化量は収縮，膨張の繰り返しによりほぼ相殺される。すなわち，次期噴火に向けたマグマ蓄積量を見積もる上で，少なくとも本期間中に短期的収縮，膨張をもたらした変動源はほとんど寄与しないと推定される。また収縮期と膨張期の平均体積変化率はそれぞれ-2.6〜-3.5×10^6 m^3/yr，5.1〜5.5×10^6 m^3/yr であり，それぞれ概ね一定の大きさであるが，絶対値で見て，収縮期は徐々に大きく，膨張期は小さくなっているようにも見える。

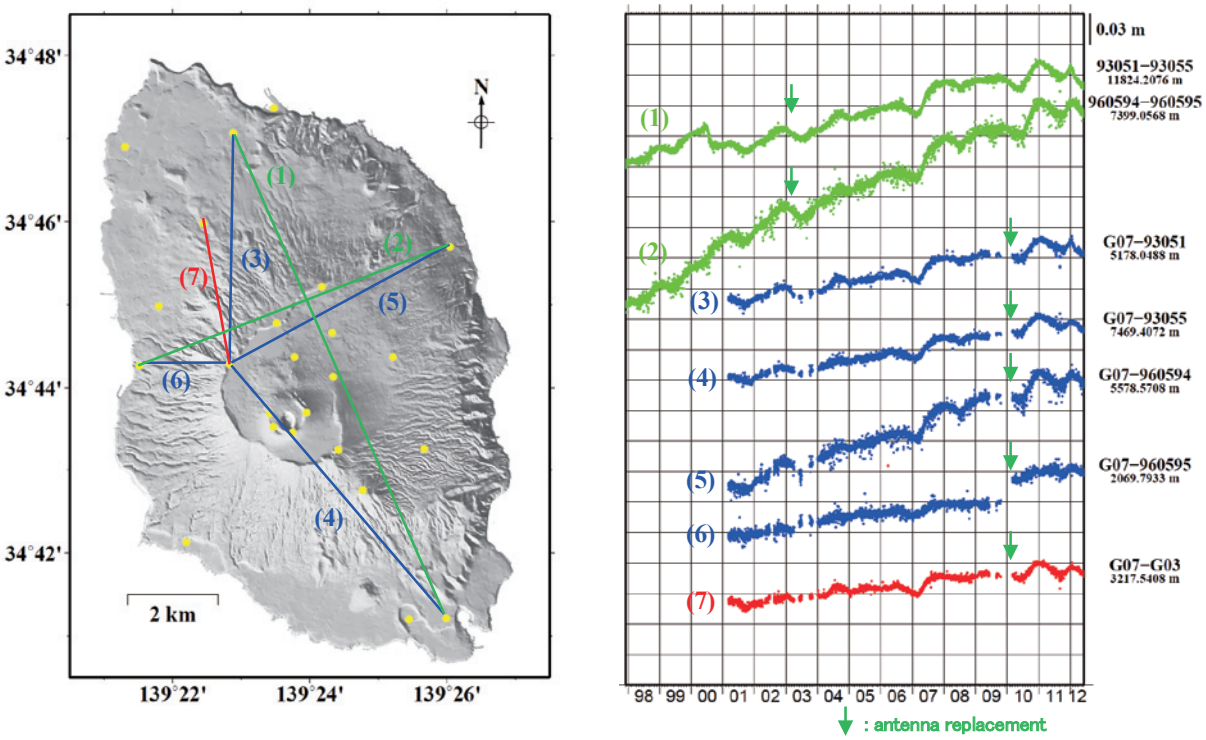


Fig. 1.3.2.2　Changes in baseline lengths on Izu-Oshima from 1 December 1997 to 2 June 2012.

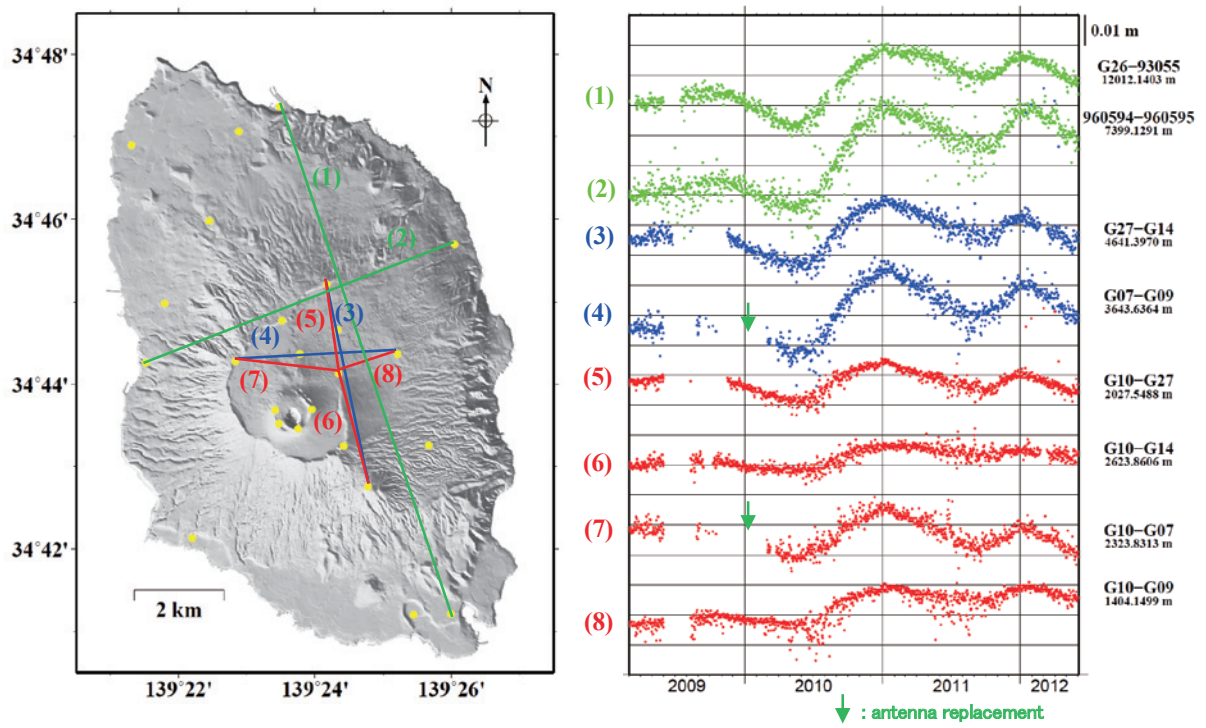


Fig. 1.3.2.3　Changes in baseline lengths on Izu-Oshima from 1 March 2009 to 2 June 2012.

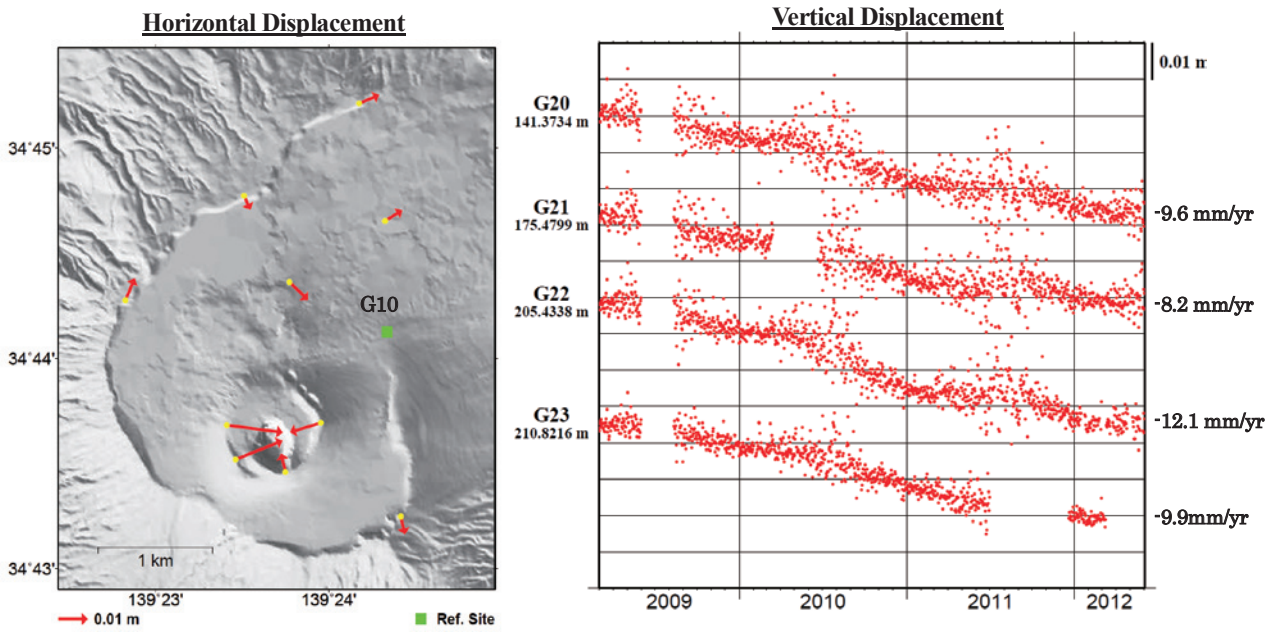


Fig. 1.3.2.4　Displacements of stations on the central cone Mt. Mihara relative to station G10 from 1 March 2009 to 2 June 2012.

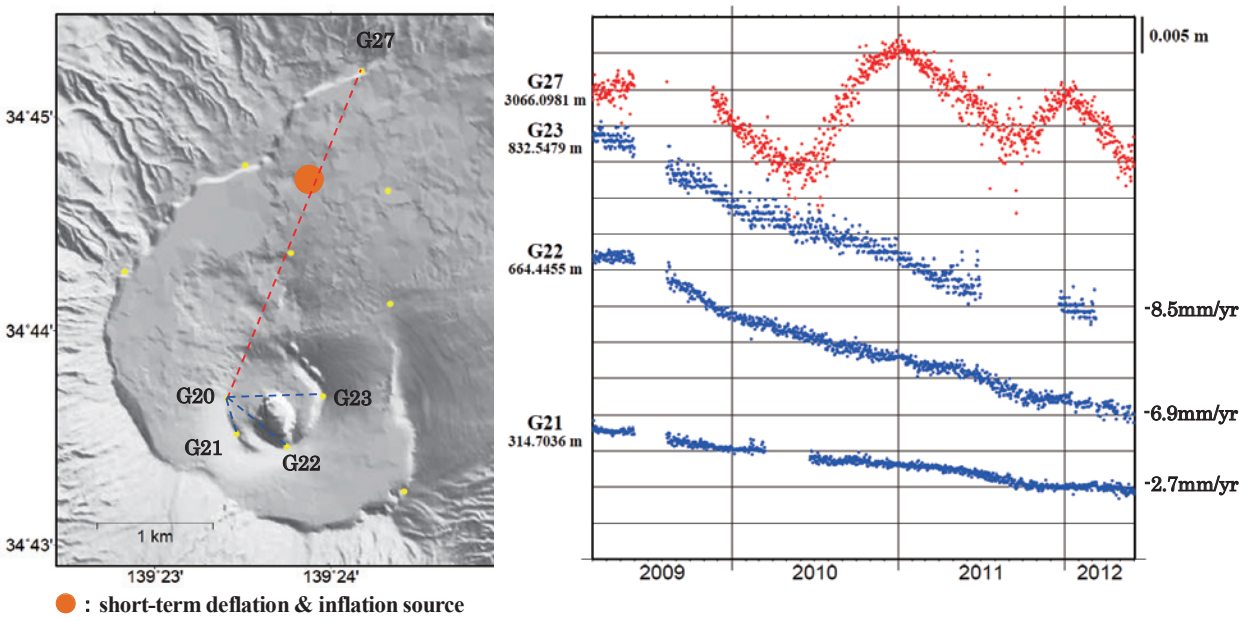


Fig. 1.3.2.5　Changes of baseline lengths relative to station G20 from 1 March 2009 to 2 June 2012.

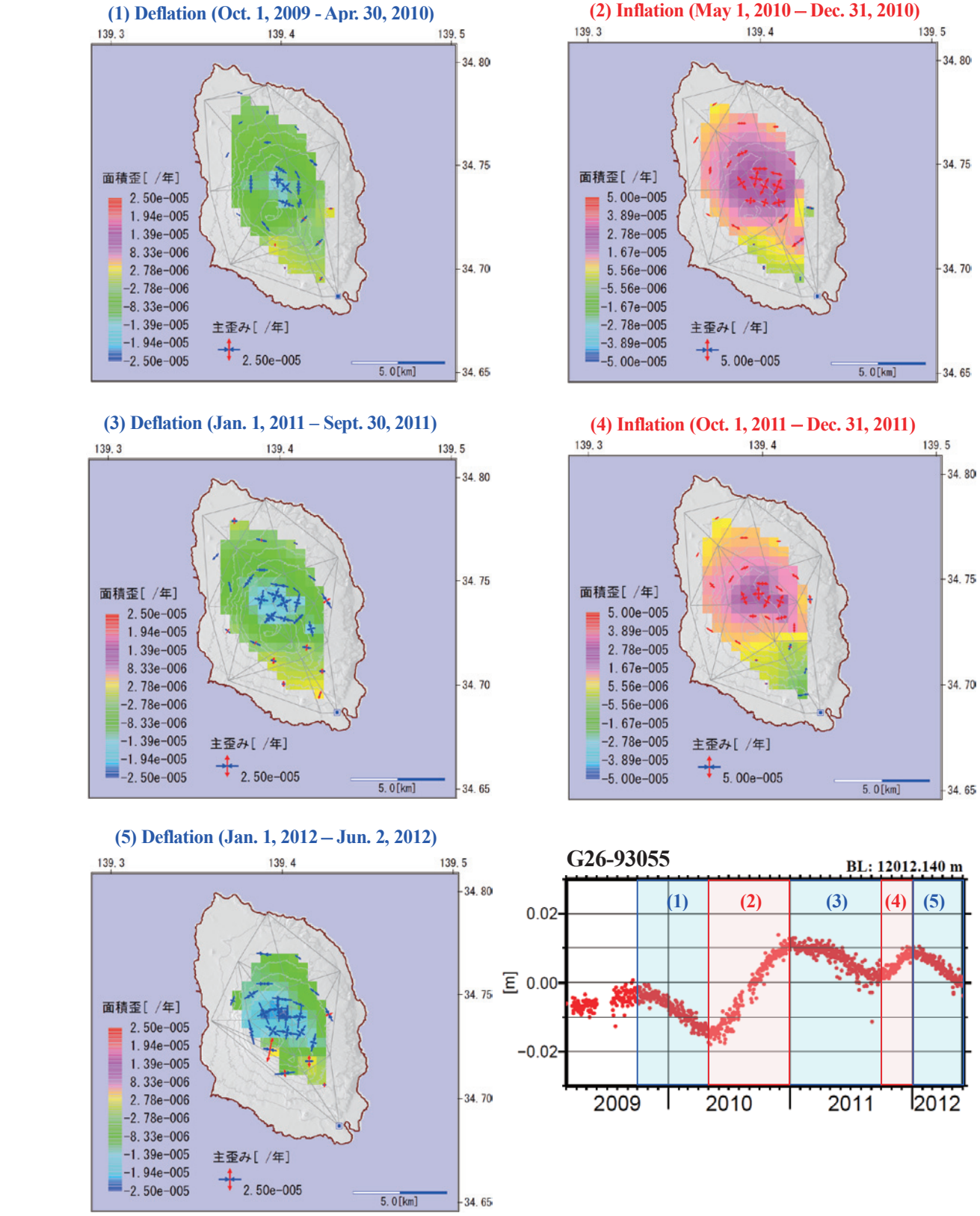


Fig. 1.3.2.6　Strain rates per year from GPS data during short-term periods of inflation and deflation. Note that scales are different for inflation and deflation periods. Graph at lower right shows the changes in baseline length between the stations G26 and 93055 (location shown in Fig. 1.3.2.1).

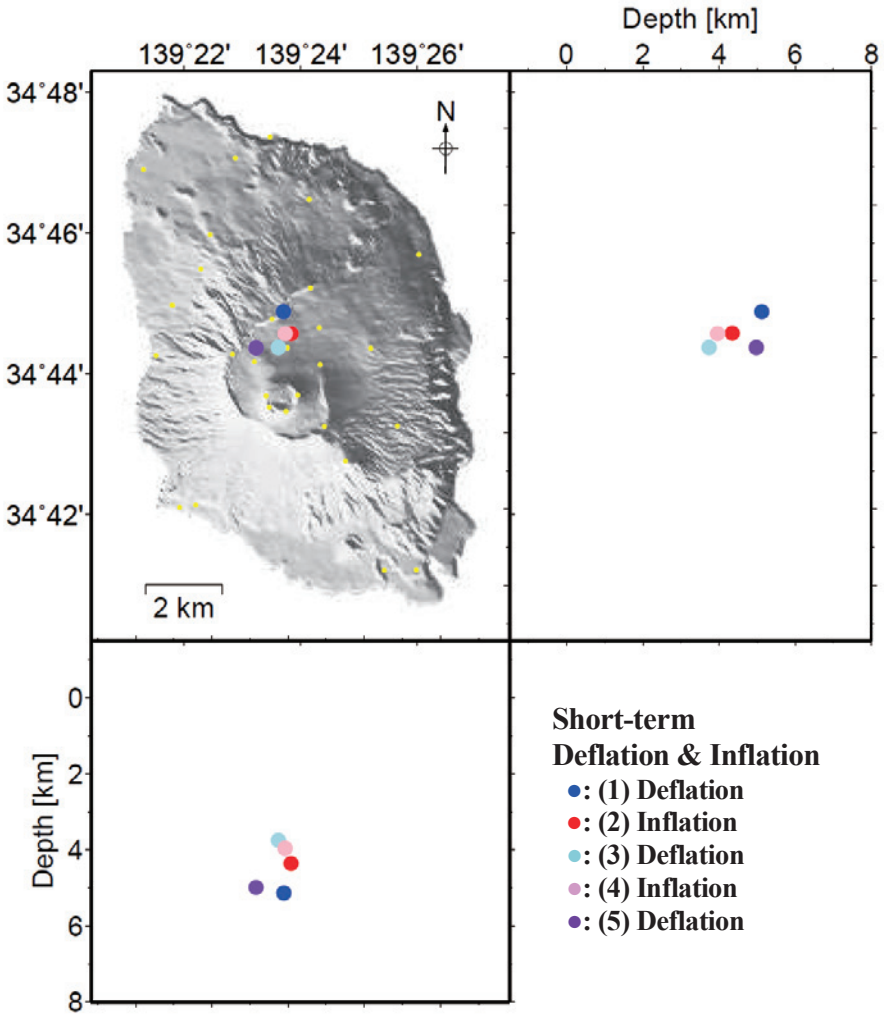


Fig. 1.3.2.7　Locations of the sources of inflation and deflation for the five periods shown in Fig. 1.3.2.6, determined from the Mogi model.

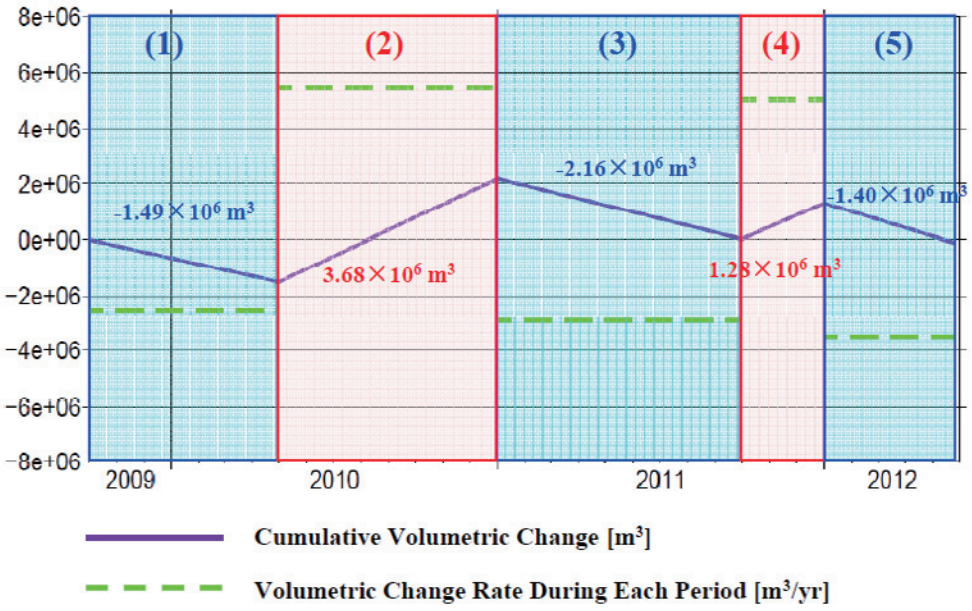


Fig. 1.3.2.8　Cumulative volume change from October 2009 to May 2012 and average volumetric changes during the five subperiods shown in Fig. 1.3.2.6.

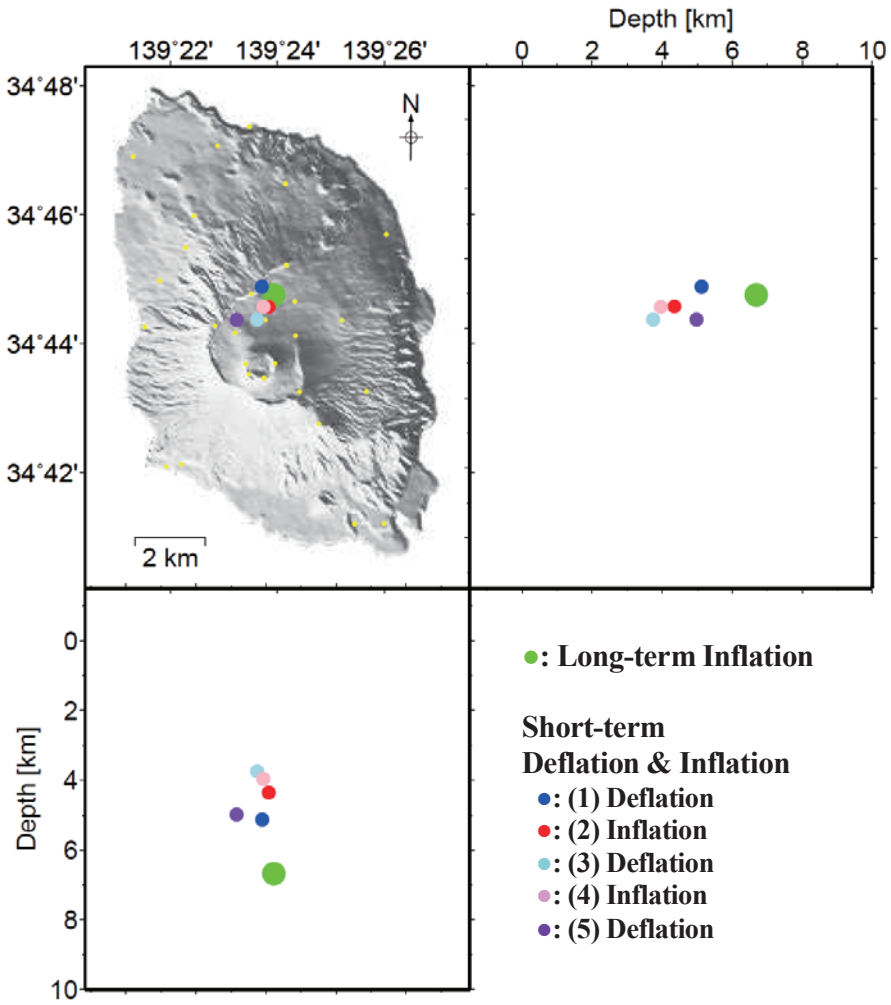


Fig. 1.3.2.9　Location of long-term inflation from March 2001 to January 2010 inferred from the Mogi model using continuous and campaign GPS data, along with locations of short-term inflation and deflation from Fig. 1.3.2.7.

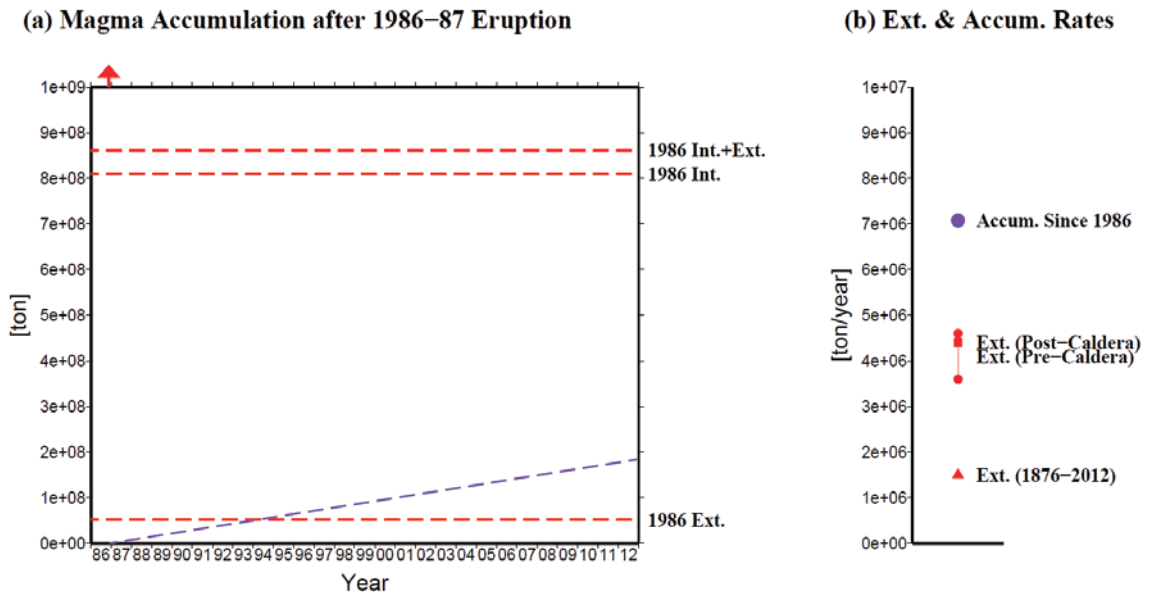


Fig. 1.3.2.10　(a) Magma accumulation after the 1986–87 eruption inferred from GPS data using a single spherical inflation source. Masses of magma intrusion and extrusion during the 1986–87 eruption are also shown. (b) Rates of magma accumulation and discharge from Table 1.3.1.1.

長期的膨張

伊豆大島では 10 年以上にわたる長期的な膨張が継続しており（Fig. 1.3.2.2），マグマの蓄積を反映していると考えられる。観測点移設やアンテナ更新などによるオフセットのないデータを用いるために，繰り返し GPS 観測データも併せて，2001 年 3 月から 2010 年 1 月までのデータを用い変動源の推定を行った。Mogi(1958)による単一の球状圧力源モデルを適用した場合，短期的収縮，膨張と同様にカルデラ北部下であるが，それらより深い海水準下 6.7 km に推定された（Fig. 1.3.2.9）。このモデルを用いた場合，8 年 10 か月間の体積増加量は 2.5×10^7 m^3 となる。仮にマグマの密度を 2,500 kg/m^3 とした場合，マグマ蓄積増加量は 6.25×10^7 ton，年率にして 7.1×10^6 ton/yr と見積もられる。

Fig. 1.3.2.10a に, 推定したマグマ蓄積率が 1986 年噴火後一定であると仮定した場合のマグマ蓄積増加量時間変化を，1986-87 年噴火に伴う溶岩噴出量（遠藤・他, 1988），貫入量（橋本・多田, 1988）とを併せて示す。**1.3.1.1.3** に従い，噴出量は総噴出量からドレインバックにより地下へ戻った分を差し引いた量（5.1×10^7 ton），貫入量は推定岩脈体積に密度 2,700 kg/m^3 を掛けて算出した量（8.1×10^8 ton）を用いている。推定された蓄積率を採用した場合，図からわかるとおり, マグマ蓄積量は噴火から 7 年強ですでに 1986 年噴出量に達し, 2012 年でその 3.5 倍と見積もられる。一方，貫入量も含めた総量に到達するには噴火後約 120 年を要することになり，現時点ではそのまだ 2 割程度である。また Fig. 1.3.2.10b には，ここで推定したマグマ蓄積率を **1.3.1.1.2** で評価した長期的溶岩噴出率と重ねて示した。マグマ蓄積率は 1876 年以降の噴出率の 4.7 倍，より長期的な先カルデラ期，後カルデラ期と較べても 1.5～2.0 倍と大きい。このことは，長期的なマグマ収支を考える上での地下貫入量評価の重要性を示しているのかもしれない。

なお，ここでは体積増加量の見積もりの際，マグマの圧縮性を考慮していない。また，Fig. 1.3.2.2 で示す長期的な基線の伸長は鈍化しているように見え，これは 1986 年噴火直後に較べ，マグマ蓄積率が徐々に減少していることを示しているのかもしれない。これらを考慮した場合，噴火後のマグマ蓄積増加量の評価について，より増加させる方向に働くと考えられる。一方，今回の変動源推定には単一の球状圧力源モデルを用いたが，変位の水平成分，上下成分ともに誤差範囲を越える残差が認められ，単純なモデルでは説明し難い。仮に推定される変動源が浅くなれば，逆に推定マグマ蓄積増加量を減少させるセンスとなる。長期的活動評価の精度を向上させていく上で，今後は等方圧力源以外の，形状なども考慮した膨張源位置・膨張量の推定が必要である。

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50mメッシュ（標高）」を使用しました。GPS 解析には国土地理院電子基準点，気象庁地震火山部火山課観測点のデータを利用させて頂きました。ここに記して感謝致します。

（鬼澤真也）

参考文献

Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez and M. Meindl (ed.), 2007: Bernese GPS Software Version 5.0. Astronomical Institute, University of Bern, 612pp.

遠藤邦彦・千葉達朗・谷口英嗣・隅田まり・太刀川茂樹・宮原智哉・宇野リベカ・宮地直道, 1988: テフロクロノロジーの手法に基づく 1986～1987 年伊豆大島噴火の経緯と噴出物の特徴. 火山, **33**, S32-S51.

橋本　学・多田　堯, 1988: 1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動. 火山, **33**, S136-S144.

Mogi, K., 1958: Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **36**, 99-134.

高木朗充, 2008: 火山活動評価手法の開発研究 2.3 伊豆大島. 気象研究所報告, **53**, 223-275.

山本剛靖, 2005: 地殻変動解析手法の高度化 2.3 東海地域の検潮所における GPS 観測. 気象研究所報告, **46**, 87-96.

1.3.3　光波測距

1.3.3.1　はじめに

伊豆大島では，1997 年以降，年に 3 回程度の繰り返し光波測距観測を大島測候所と共同で実施している（気象研究所，2008）。この観測により，カルデラ内では経年的に斜距離が増大する伸張場であり，三原山山頂火口縁については局所的に顕著な収縮場であることが確認されている。

三原山山頂火口周辺及びカルデラ内のひずみ場を時空間的にさらに高密度で測定することで，伊豆大島火山のマグマ供給系を解明するために，カルデラの南部と北部に自動視準自動追尾式光波距離計を設置し，観測を実施した。

1.3.3.2　観測点

観測点は 2 点の機械点及び 16 点の反射点から構成される。機械点はカルデラを俯瞰できるよう，1 点を北部カルデラ縁の日の出展望台（HND，標高 498m）に，もう 1 点をカルデラ南部の二子山山頂部（FTG，631m）に設営した。機械点の測距儀は，いずれもライカ社製で，HND 観測点は TCRA1201，FTG 観測点は TCA1201M である。反射点（M1～16）は SOKKIA 社製 APS01 をカルデラ内に設置し，素子数は斜距離により 1～3 素子と異なる。HND 観測点からは 15 点，FTG 観測点からは 8 点を測距する。観測点の位置及を Table 1.3.3.1 及び Fig 1.3.3.1 に示す。機械点の写真を Photo1.3.3.1 に，反射点の写真を Photo1.3.3.2 示す。

光波距離計は制御装置（パーソナルコンピューター）にインストールされた計測ネットサービス社製の DAMSYS ver.5.0 によって制御されており，30 分間隔で測距を行い，データは制御部に蓄積され処理される。自動視準ができない場合のリトライ回数は 1 回としている。制御装置はブロードバンド回線（光ケーブル）に接続されサーバーの機能を持たせており，そこで処理結果を図化し，インターネット経由でウェブブラウザで閲覧できるシステムにしている。DAMSYS により，対話式に任意の期間や観測点の測距データをダウンロードできるほか，測距データを FTP により気象研究所の FTP サーバーに送る設定にもなっている。

Table 1.3.3.1　Description of EDM and reflector sites on and around Mt. Mihara.

SITE	Latitude	Longitude	Altitude	Number of mirror		Distance(m)	
	deg. min. sec.	deg. min. sec.	m	HND	FTG	HND	FTG
EDM							
HND	34 45 13.0	139 24 10.5	498				
FTG	34 42 45.2	139 24 46.4	631				
Reflector site							
M1	34 44 15.4	139 23 20.8	551	1		2175	
M2	34 44 21.7	139 23 46.5	544	2		1688	
M3	34 44 36.6	139 24 7.8	485	3		1101	
M4	34 44 39.8	139 24 19.1	486	3		1060	
M5	34 44 38.7	139 24 44.1	467	3	3	1358	3498
M6	34 44 52.0	139 24 56.6	442	3	3	1341	3918
M7	34 45 3.1	139 25 27.2	387	1	2	1977	4378
M8	34 44 22.0	139 25 12.2	438	3	3	2208	3058
M9	34 44 7.6	139 24 20.3	533	3		2028	
M10	34 43 51.0	139 23 41.6	681	3		2635	
M11	34 43 27.6	139 23 41.0	752	3		3340	
M12	34 43 41.6	139 23 57.3	747	3		2842	
M13	34 43 37.8	139 24 25.4	668	3	3	2958	1706
M14	34 43 52.8	139 25 18.6	443	3	3	3021	2235
M15	34 43 15.0	139 24 25.0	711	3	1	3658	1063
M16	34 43 3.7	139 23 54.2	643		1		1450

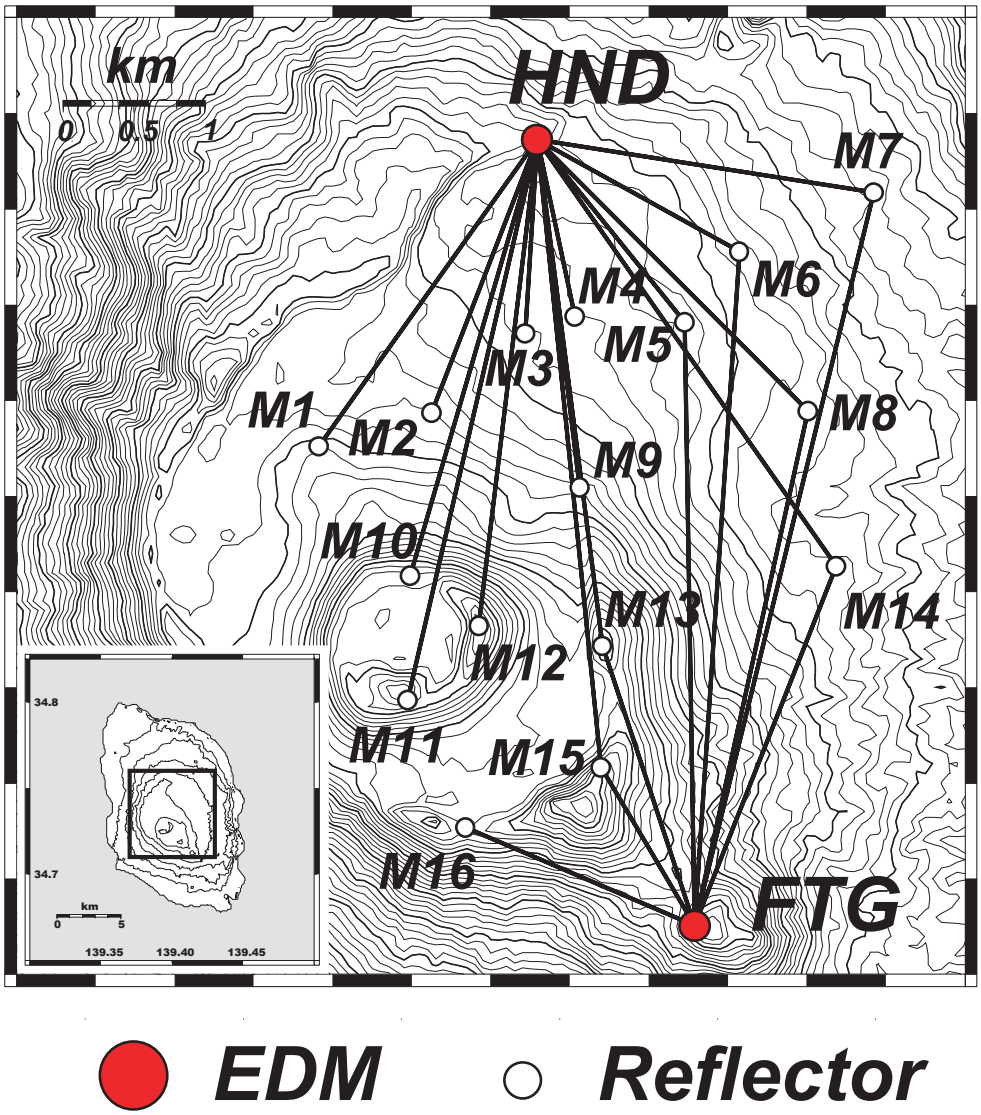


Fig. 1.3.3.1　Distribution of EDM and reflector sites in the caldera of Izu-Oshima.

Ptoto1.3.3.1　EDM stations (a) HND on the northern caldera rim and (b) FTG on the top of Mt. Futago.

Ptoto1.3.3.2　Reflector at site M5 with the temporal GPS system.

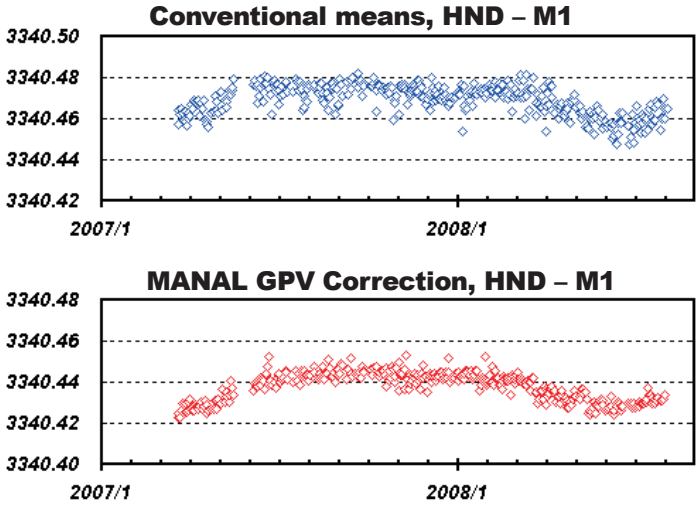


Fig. 1.3.3.2　Comparison of distances between station HND and reflector M1 corrected by conventional means (top) and by GPV (bottom)

1.3.3.3　観測結果

観測データの補正は，現地の気象データを用いず，気象庁の数値予報で用いるための水平格子点間隔 5km のメソ客観解析値（MANAL）の格子点値（GPV）を用いた。浅間山で使用した，高木他（2010）の手法を適用したものである。浅間山の機械点－反射点の標高差は約 1500m と大きいので，機械点の気象データを光路全体の代表値として補正する従来手法と比べ，GPV による補正は効果的であった。伊豆大島の観測網では最大の標高差でも 250m 程度であるが，従来の補正手法と比べると，効果的に補正されていることがわかった。Fig. 1.3.3.2 は斜距離 3340m，標高差 254m の HND-M11 間の斜距離の変化を示し，Fig. 1.3.3.2A が従来手法による結果，Fig. 1.3.3.2B が GPV による補正結果である。いずれも日平均したものである。この手法により，計算された 2007 年 3 月から 2012 年 9 月までの斜距離変化を Fig.1.3.3.3 に示す。

伊豆大島では，GPS 観測等により全島的な収縮－膨張活動があることが知られている（1.3.2）が，2007 年から開始したカルデラ内の光波測距観測の測線網においても，その傾向が見られた。伊豆大島は長期的には膨張しているが，間欠的に短期的な収縮・膨張の地殻変動を示し，本観測の期間では，観測を開始した 2007 年 3 月に膨張期に入っており同年 8 月頃まで継続した。また，2009 年 10 月頃に収縮期に入り 2010 年 4 月頃まで収縮が継続し，その後反転して膨張が継続し，同年 12 月頃まで継続した。

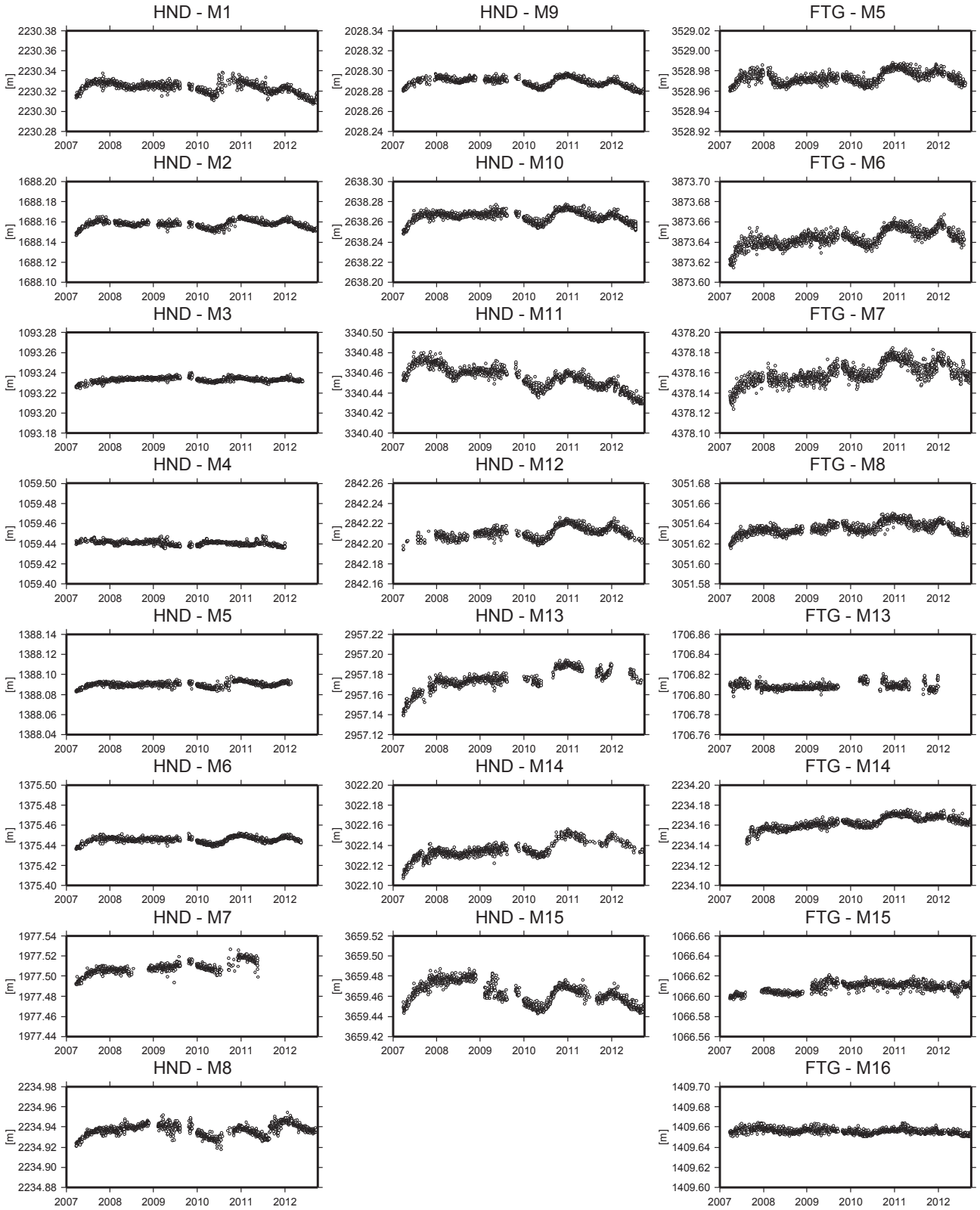


Fig. 1.3.3.3　Slope distances from stations HND and FTG to reflectors in the caldera, March 2007 to September 2012.

Table 1.3.3.2　Estimated pressure source parameters from EDM observations in the caldera of Izu-Oshima.

Period	Longitude	Latitude	Depth	Volume change	Note
March, 2007 - August, 2008	139.40723	34.73810	2100m	$+0.79\times10^{6}$ m^{3}	Inflation
October, 2009 - April, 2010	139.39303	34.73630	2400m	-0.85×10^{6} m^{3}	Deflation
April, 2010 - January, 2010	139.40395	34.73630	2300m	$+0.99\times10^{6}$ m^{3}	Inflation

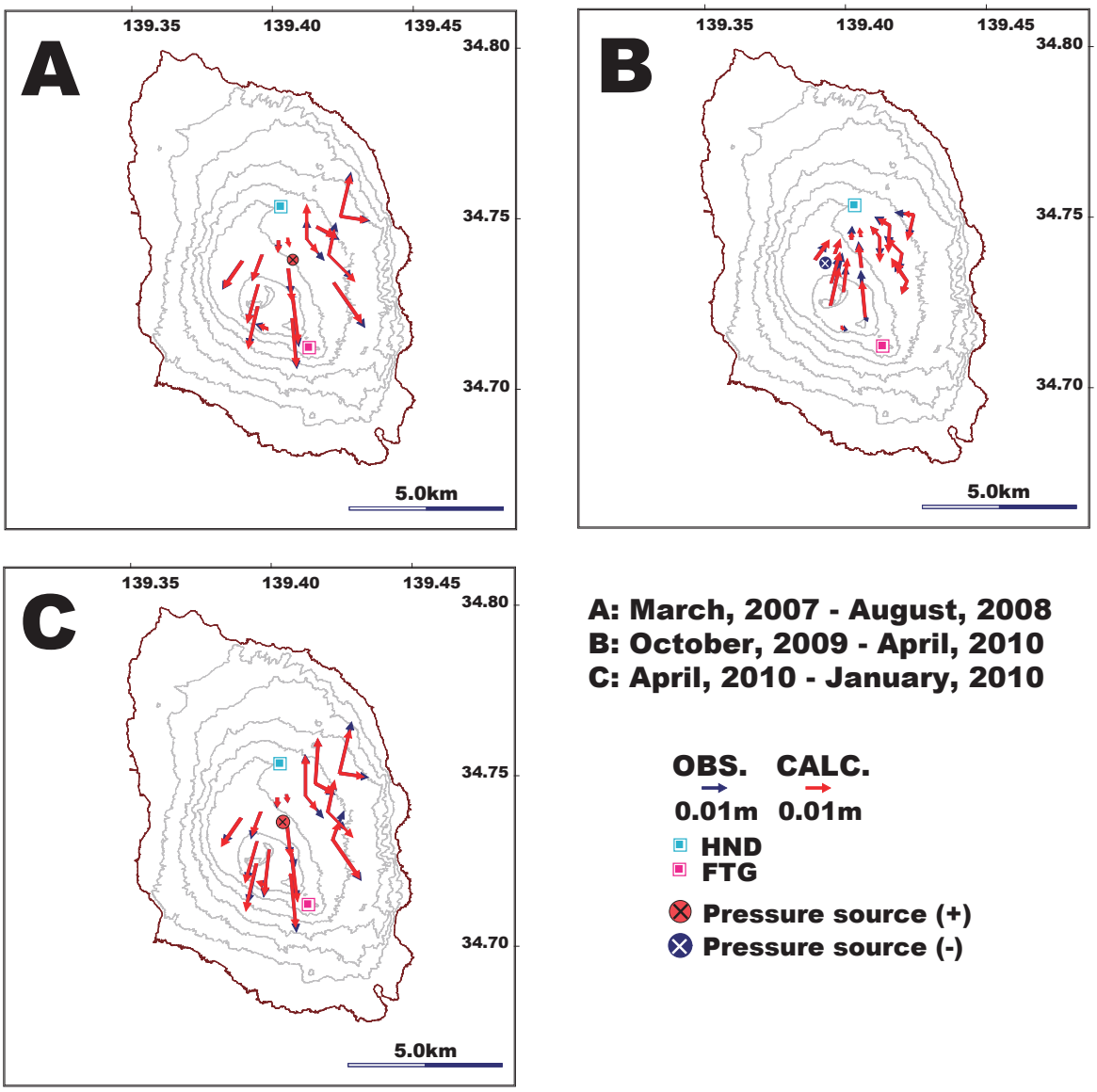


Fig. 1.3.3.4　Estimated pressure sources for three time periods derived from EDM observations.

1.3.3.4　圧力源の推定

1.3.3.3 で示した３つの地殻変動期において, 本観測で得られた斜距離変化量を用い, 単一の茂木モデル（Mogi, 1958）を適用して圧力源をグリッドサーチ手法で推定した。計算には，火山地殻変動用解析ソフトウェア MaGCAP-V （福井他，2010）を使用した。このソフトウェアには，光波測距等で得られた斜距離の変化量分布から，圧力源の推定を行う機能を持ち，これを使用した（詳細は 2.4 を参照）。圧力源中心の経度，緯度，深さ及び体積変化量を未知数とし，探索分解能を経度，緯度，深さについては 100m，体積変化量について 10^4 m^3 はとした。

その推定結果を Fig.1.3.3.4 及び Table 1.3.3.2 に示す。圧力源の位置はいずれもカルデラ北部に見積もられ，GPS による推定位置と同様の傾向であった。深さは海抜下 2100～2500m の間に推定されるが，これは GPS による推定位置よりもやや浅い傾向がある。

1.3.3.5　まとめ

２点の自動視準自動追尾式光波距離計により伊豆大島カルデラ内に設置した 16 箇所の反射点からなる 23 の測線により，火山性地殻変動の把握及び圧力源の推定を行った。

伊豆大島火山では，収縮－膨張の間欠的な火山性地殻変動が観測される。光波測距観測は GPS 観測と比べ三次元的な把握はできないものの，反射点側の電力が不要という利点を生かして多くの反射点を設置し，自動視準自動追尾式光波距離計で測線を増やすことにより，圧力源を推定することが可能であることを示した。

これらの仕組みの基礎は浅間山（機械点 1 点，反射点 5 点）でも経験を積んでおり，気象庁火山センターは 2009 年から同様の光波測距システムを導入している。また，GPV を用いた補正手法もこれに導入されている。

（高木朗充）

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50mメッシュ（標高）」を使用しました。

参考文献

気象研究所，2008：火山活動評価手法の開発研究，気象研究所技術報告，**53**，228-232.

Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 99-134.

福井敬一・安藤　忍・高木朗充・鬼澤真也・新堀敏基・山里平・大須賀　弘 (2010) 火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発(3)－EDM，InSAR データ解析機能，簡易版動的解析機能の組み込み. 日本地球惑星科学連合 2010 年大会，予稿 CD-ROM, SSS014-P02.

高木朗充・福井敬一・新堀敏基・飯島　聖（2010）光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正－浅間山への適用－. 火山, 55, 41-51.

1.3.4　伊豆大島における傾斜観測

1.3.4.1　はじめに

埋設型傾斜計は地中に埋設したことの影響などによる長期的な変動（ドリフト）や，降水に対する非線形で不規則な応答，地震の際にステップ変化が生じるなど，長期的な地殻変動を見るにはあまり適していない。しかしながら，GPS を用いた地殻変動観測と比較し，連続データが得られること，感度が 3 桁以上高いという特徴があり，短い時間スケールの変動を見ることに適しており，噴火活動や火山性微動に対応した変動も数多く報告されている（例えば，島田・他，1988，福山，1988；Oikawa *et al.*，1991；北川・他，1995；中禮・潟山，2006；気象研究所，2010；加藤・他，2011）。

伊豆大島における多項目地殻変動観測のひとつとして 2007 年 12 月に伊豆大島のカルデラ内北部 3 箇所において Pinnacle Technologies Inc. 製孔内設置型高精度傾斜計 5000 型による連続観測を開始した。ここでは，観測システムと観測結果の概要，ダイク貫入に伴い観測されることが期待される傾斜変動の様子について述べる。

1.3.4.2　伊豆大島における傾斜観測システム

1)　観測点と設置方法

伊豆大島においては，1986 年に山頂噴火と割れ目噴火、翌年に小規模な山頂噴火が発生した以降，噴火活動は発生していない。しかし，現在もカルデラ北部を中心として山体の膨張収縮を繰り返している（たとえば，鬼澤（本技術報告 1.3.2 節），高木（本技術報告 1.3.3 節））。1986 年の割れ目噴火時のダイク（例えば，橋本・多田，1988）や Takagi (2004) によって推定されたダイクの位置を考慮し，Takagi (2004) が推定したダイクに直交する方向の 3 地点（Fig. 1.3.4.1, Table 1.3.4.1）を選定し，これらのダイクの伸展によって生じる地殻変動を検出するのに適した配置とした（TBCN と

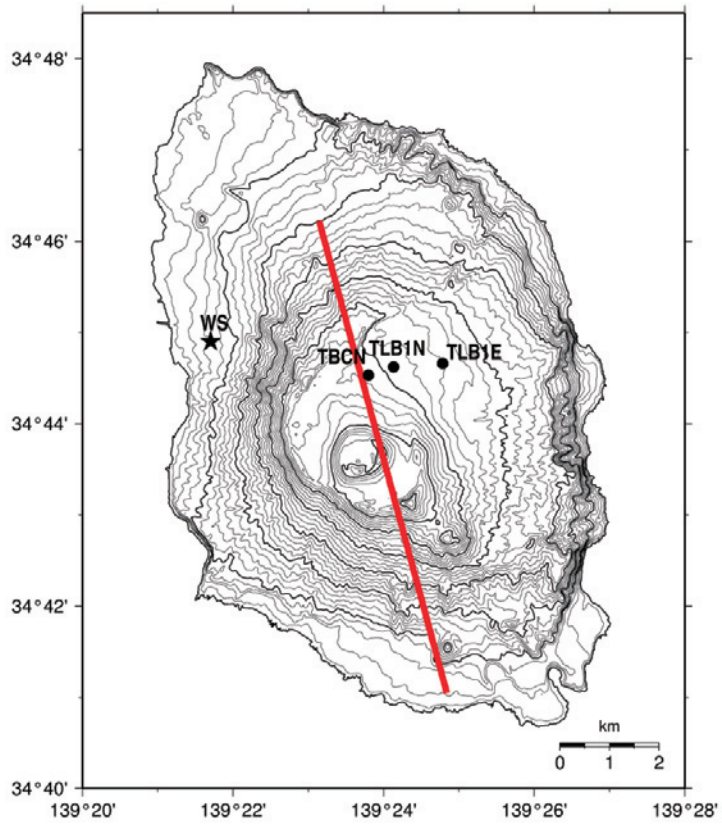


Fig. 1.3.4.1　Location map of tiltmeter sites on Izu-Oshima volcano (circles) and the Oshima AMeDAS station (star). The heavy line indicates the dike inferred by Takagi (2004).

Table 1.3.4.1　Locations of tiltmeter sites on Izu-Oshima volcano.

Station Name	Station code	Latitude [deg N]	Longitude [deg E]	Height [m]	Depth [m]	Installation Date
B火口北（西観測点）	TBCN	34.74217	139.39664	512	12.0	15 Dec., 2007
LB I 溶岩北（中央観測点）	TLB1N	34.74369	139.40217	488	12.0	13 Dec., 2007
LB I 溶岩東（東観測点）	TLB1E	34.74433	139.41397	459	12.0	14 Dec., 2007

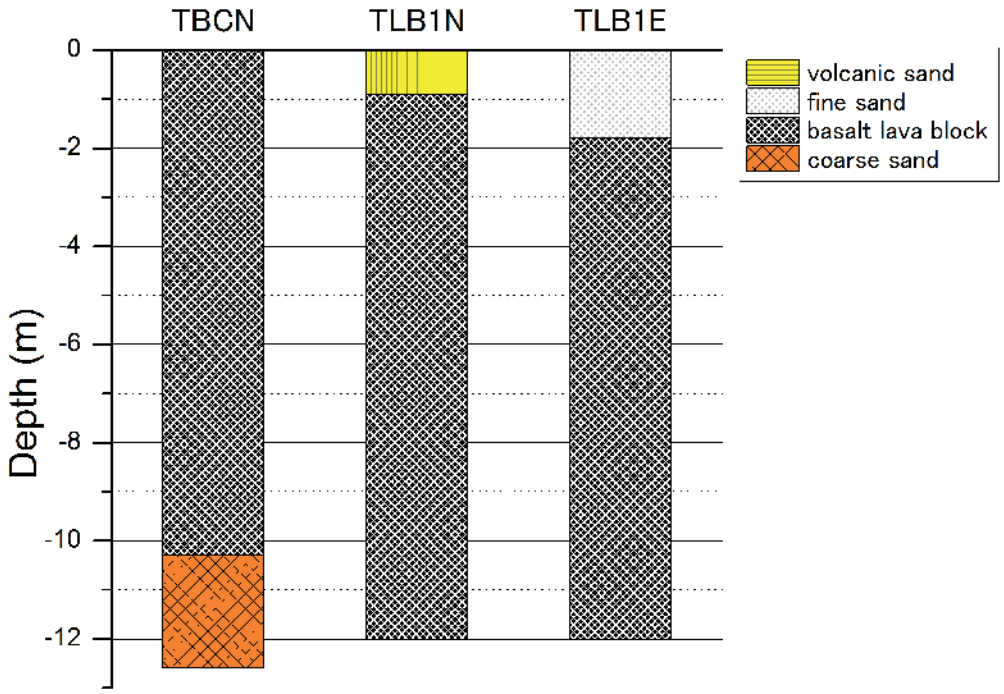


Fig. 1.3.4.2　Soil boring logs at the tiltmeter stations.

ダイクとの距離は約150 m，TLB1Nは約690 m，TLB1Eは約1.7 km)。観測井の掘削，観測装置の設置工事は2007年11月27日～12月17日に実施した。

観測井の構造は霧島山に設置したもの（気象研究所地震火山研究部，2008）と同じで，直径 15 cm，深さ約 12 m の掘削孔に，底部に蓋をした内径 7.5 cm の塩化ビニル管（以下 PV 管と記す）を挿入し，この PV 管の底部に粒径のそろった珪砂を数 cm 程度敷き，ワイヤーで吊り下げた傾斜計を設置し，傾斜計と PV 管との間にも珪砂を詰め固定している。観測井の 1.8 m 以深はコンクリートで固め，その上部は内径 15 cm の PV 管で孔壁の崩落を保護している。表層部をコンクリートで固定していないのは地表面からの振動の影響を避けるためであり，観測井への雨水の進入を防止するため PV 管は地表面から約 80cm 立ち上げている。なお，傾斜計は内蔵電子コンパスを利用し，伊豆大島における偏角（7° 西偏）を補正した上で，真北に合わせて設置した。

観測点の土質柱状図を Fig. 1.3.4.2 に示す。各観測点とも，表層がスコリアで覆われた，厚い溶岩地帯に位置しており，中央観測点 TLB1N，東観測点 TBCN の設置深度では硬質の玄武岩溶岩層，西観測点 TLB1E では溶岩屑が混入した粗砂の層であった。孔内には地下水位は認められなかった。また，西，中央，東各観測井底部の標準貫入試験結果は，50 回/23 cm，50 回/0 cm，50 回/2 cm であった。

2)　**観測システム**

使用した傾斜計は米国Pinnacle Technologies Inc.製孔内設置型高精度傾斜計5000型である。本傾斜計の仕様をTable 1.3.4.2 に示す。この傾斜計は直交するように組み立てられた 2 個の気泡式センサーを利用し，1 nrad という高い分解能と，自動レベリング機構によって±8° という広いダイナミックレンジを有し，RS-232C ポートを介して各種パラメータ設定が可能なデータロガーも内蔵されている（容量は 88,000 データ）。直径 6.4 cm，長さ 107 cm，重量 7 kg（ステンレス筐体。中央観測点については重量 4kg のアルミ筐体タイプを使用）と小型軽量で，12 V で動作し，消費電力は 280 mW と小型のバッテリーと太陽電池のみでも連続観測を行える仕様となっている。出力データは内蔵 24bit A/D 変換器でデジタルデータに変換された傾斜 X，Y 成分，傾斜計内部温度，供給電圧であり，1～255 秒サンプリングで収録できる，内蔵コンパス（精度±2 度）の方位についても記録されており，設置方位に変化がないかモニタできる。この傾斜計は日本国内では岩手山における火山観測に初めて利用され（松岡・他，1999），2004 年の浅間山噴火活動においては，個々の爆発的噴火に前駆した傾斜変動を捉え，噴火に先立ち事前に情報を発表することに役立てられた（中禮・潟山，2006）。

観測システムは傾斜計本体，CONTEC 社製の Windows OS が動作する BOX 型 PC（CPU-SB22/256(FIT)），衛星携帯電話，太陽電池，バッテリーで構成されている（Fig. 1.3.4.3，Photo 1.3.4.1）。システムは 1 時間に 1 回 GPS 時計で，時刻合わせを行っている。BOX-PC とバッテリーなどが収納された筐体（寸法：W50×H30×D50 cm。計測ユニット）と衛星携帯電話とバッテリーなどが収納された筐体（寸法：W40×H30×D40 cm。通信ユニット），太陽電池パネルは，各々，20×20×70 cm のコンクリートブロック 2 個にボルトで取り付けた上，アンカーで固定した。伊豆大島のカルデラ内では強風のためにスコリアなどが吹き飛ばされ，機器に擦り傷や時にもっと重大な損傷を与えることがある。このため，太陽電池パネルを保護するためのカバーを装着した。当初，強化ガラスで作成した保護具を取り付けたが，発電能力の低下が激しく，保護具や装着方法の改良を重ね，ポリカーボネイト製のカバーとした。なお，事前に行われた試験によると，この保護具の装着によって発電効率は 88～93%に低下する。さらに，BOX-PC の消費電力が当初想定したよりも大きく，計測ユニット部の太陽電池パネルを 1 枚追加したり，筐体内面への結露により，筐体内部に水が溜

Table 1.3.4.2　Specifications of Pinnacle Tiltmeter model 5000.

Resolution	1 nrad
Range	±8° from vertical
Max gain	1000 mV/μ rad
Gain levels	3
Leveling ability	Self leveling
Data storage	internal A/D and 88,000 data storage
Sampling interval	1～255 sec
A/D resolution	24 bit
Azimuth detection	internal magnetic compass (±2°)
Borehole diameter	Min 7 cm
Dimension	6.4 cm diameter×107 cm
Weight	7 kg （4kg for TLB1N）
Operating range	-25～85 ℃
Average power consumption	280 mW
Analog output	tilt data available

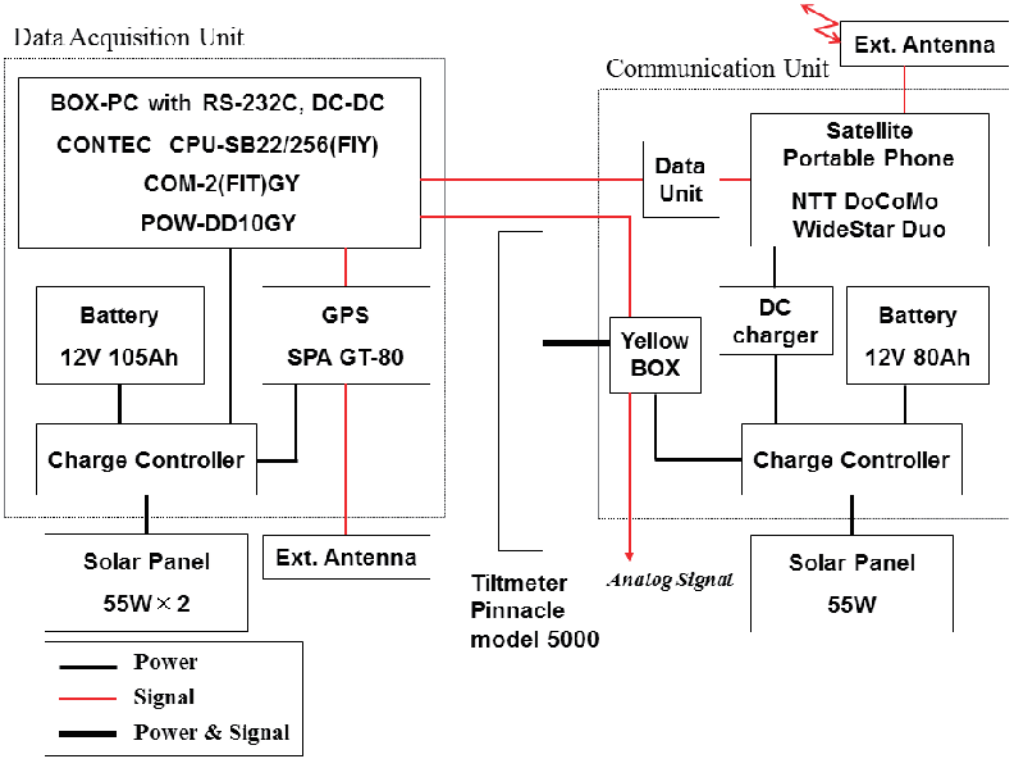


Fig. 1.3.4.3　Block diagram of the tilt observation system.

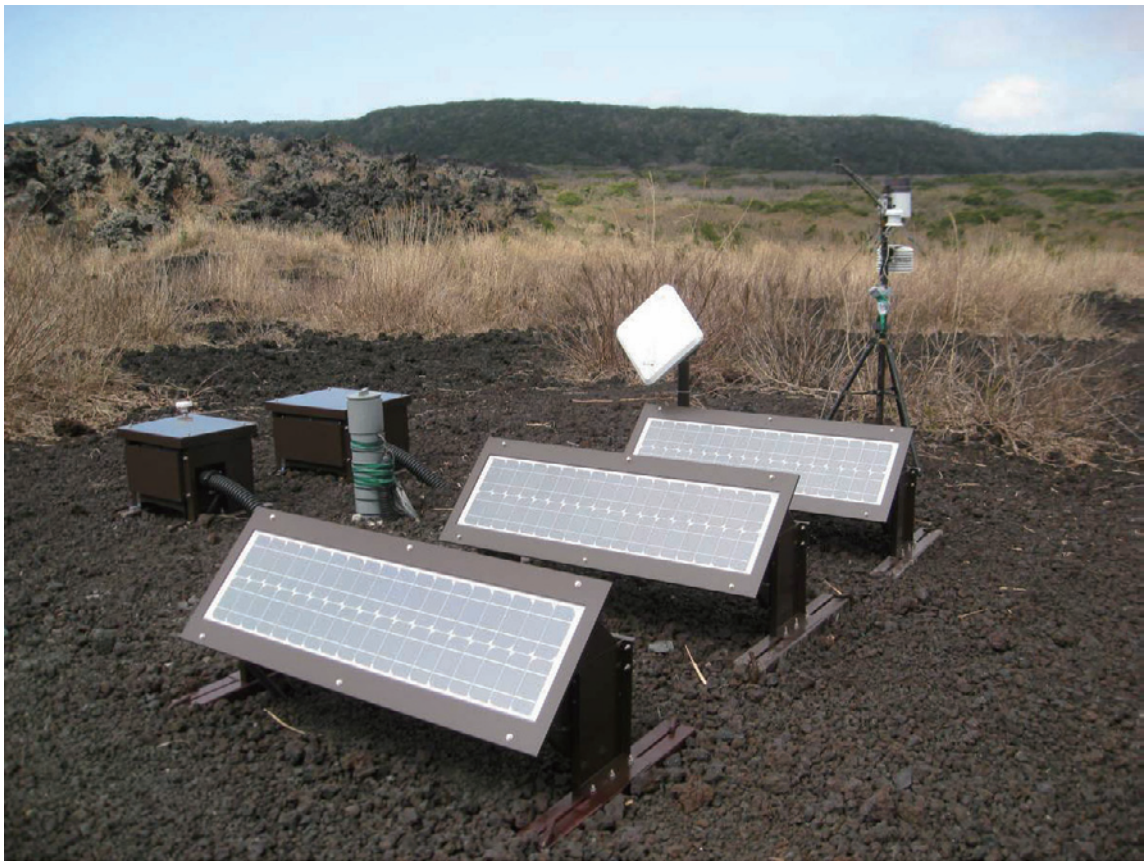


Photo 1.3.4.1　Tilt observation system at station TBCN.

まることがあり，吸水シートを装着したり，熱暴走の対策のため，筐体外部に覆いを取り付けるなどの改良，現地収録ソフトウェアの改修などを重ね，最終的な構成となったのは 2010 年 3 月であった。

データ収集はパーソナルコンピュータ上で動作する専用ソフトウェアによった。Fig. 1. 3. 4. 4 に気象研究所に設置したデータ収集システムの構成を示す。サンプリング間隔は 10 秒で，データ回収は 1 日 1 回観測点側システムを呼び出すダイヤルアップ方式で行った。霧島山で用いていた衛星携帯電話を用いた収集システム（気象研究所地震火山研究部，2008）は，待ち受け時の消費電力が大きく，定期的に待ち受け状態としていたが，今回のシステムでは衛星携帯電話などの消費電力が小さくなったことにより，常時待ち受け状態になっており，必要に応じ臨時的にデータ収集を行うことも可能となっている。Fig. 1. 3. 4. 5 に本ソフトウェアで通常表示されている監視画面を示す。左下のシステムログ画面に通信異常や傾斜計異常などの情報が表示される。ログ画面や観測データ表示画面を随時モニタし，異常があった際には，手動により観測点側システムにアクセスし，パラメータ設定や計測再開作業を行った。

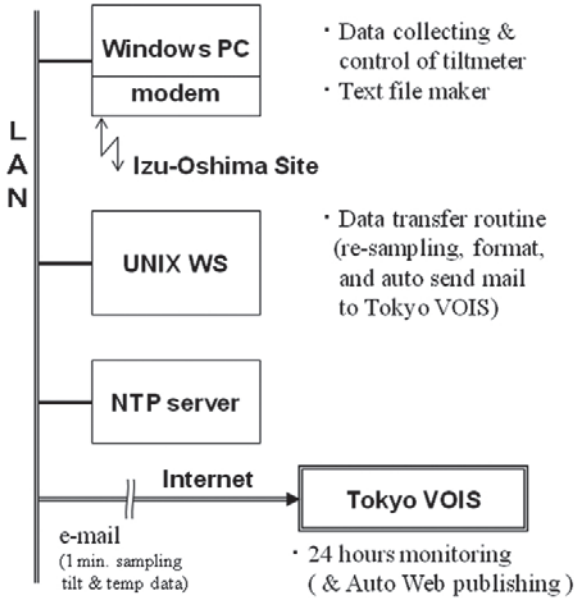


Fig. 1.3.4.4　Block diagram of the tilt data collection system at MRI.

1 日 1 回，傾斜 2 成分，温度，電圧値のテキストファイルを生成させ，このテキストファイルを整形，1 分値にリサンプリングしてセンター宛てに自動的に電子メールによって気象庁火山課火山監視・情報センターに転送するようにした。センターではこのメールを火山監視・情報センターシステム（VOIS）に取り込まれている。

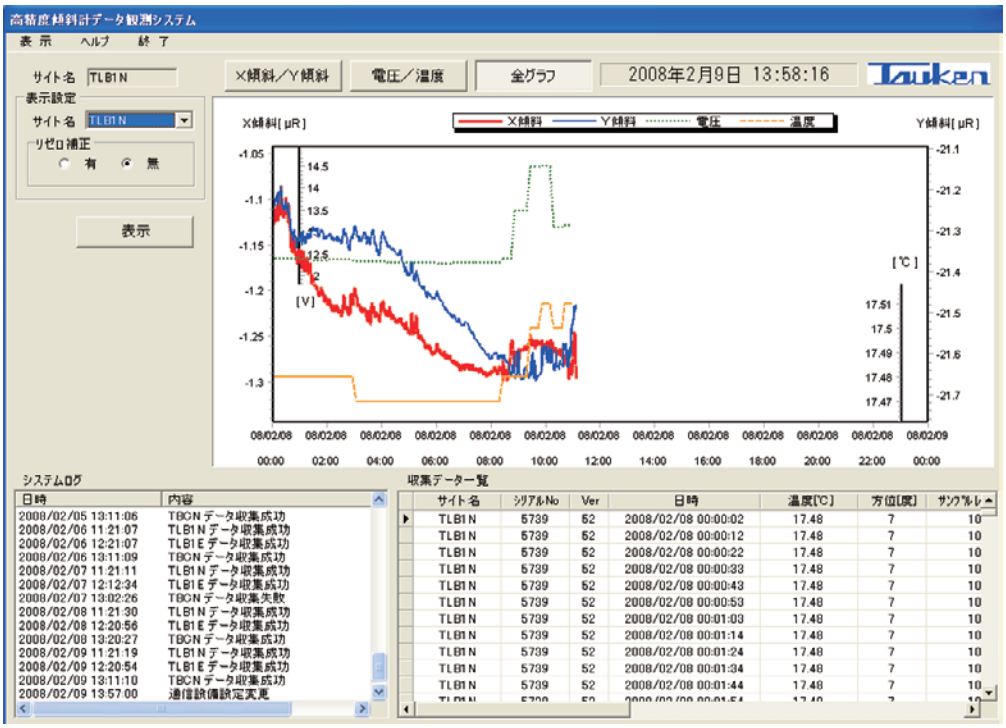


Fig. 1.3.4.5　Monitoring screen image of the tilt data collection system. The red line is the x-component (EW) of tilt, the blue line is the y-component (NS) of tilt, the orange line is the temperature in the tiltmeter and the green line is input voltage.

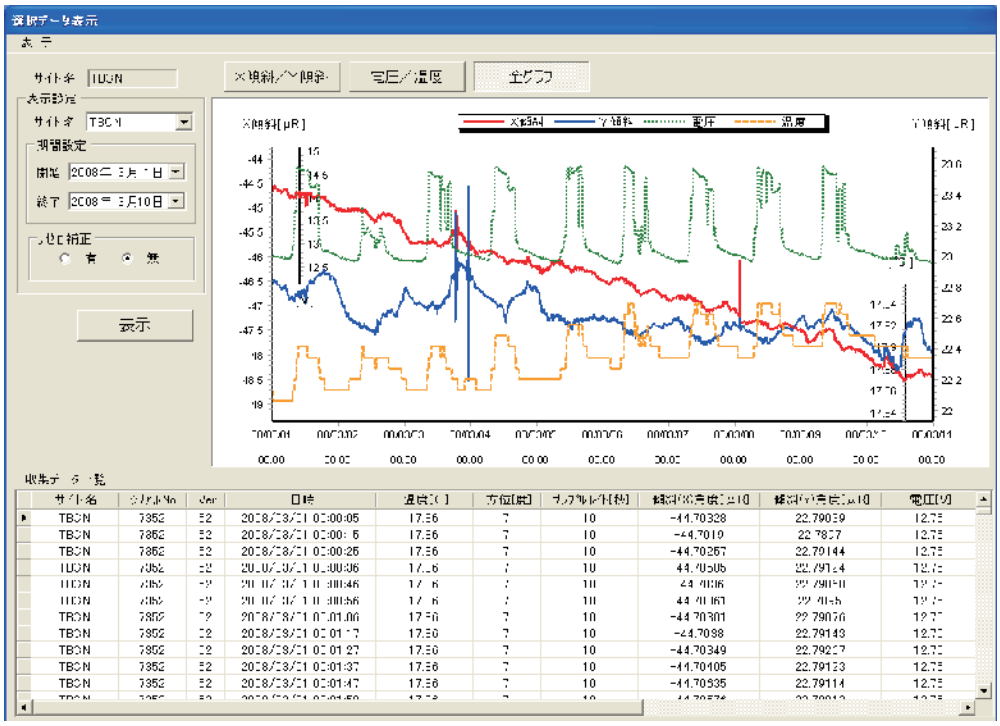


Fig. 1.3.4.6　Data display screen image of the tilt data collection system.

1.3.4.3　傾斜観測結果

1）長期変動

Fig. 1.3.4.7 の上段に各観測点の傾斜 2 成分の時間値を示す。傾斜は北下がり，東下がりの方向を上向きにプロットしている。また，地震などによって生じたステップ変化は補正している。落雷の影響や，電源の不調などにより，しばしば欠測が生じている。中央観測点における 2010 年春の特異な変動は，太陽電池電源の増強工事の後，BOX-PC，傾斜計をリセットした後に発生しているが，原因は不明である。

Fig. 1.3.4.7 の下段には傾斜計に内蔵された温度計で観測された温度時値，大島アメダス観測点（北緯 34° 44.9′，東経 139° 21.7′，標高 74 m）における日平均気温（橙色線），気圧（水色線），日降水量（棒グラフ）の変動を示す。地下 10 m における地中温度は通常年平均気温程度で一定している（例えば檀原・友田，1969）。期間の平均気温は約 16℃であり標高差を勘案すると傾斜観測点の平均気温は 14℃程度と推定される。観測された傾斜計内部温度はこれらより 2～3℃高くなっている。また，季節変化の様相も 10 m 深で通常見られる，冬に温度が高くなる変化とは異なり，3 月頃に最高温度となっている。これらのことは，この傾斜計が埋め戻しではなく，設置深度も浅いことから，観測井内部の空気が外気温の影響を受けているためと考えられる。

東観測点 TLB1E，中央観測点 TLB1N のトレンドは一部の期間を除き，比較的に直線的（TLB1E は南西下がり，TLB1N は北西下がり）に変化しているが，西観測点 TBCN は異なった様相を示している。これは他の観測点が硬い溶岩層に設置できたことに対し，やや設置環境が悪かったことによっている，可能性もある。

2）環境要素に対する応答

電源に太陽電池とバッテリーを用いた本システムでは太陽電池から給電される日中 8～20h 頃の間電源電圧が高くなり，約 0.05 度傾斜計内部温度が高くなる日変化（Fig. 1.3.4.6 参照）が見られたが，傾斜データにはこれに対応した変動は認められない。

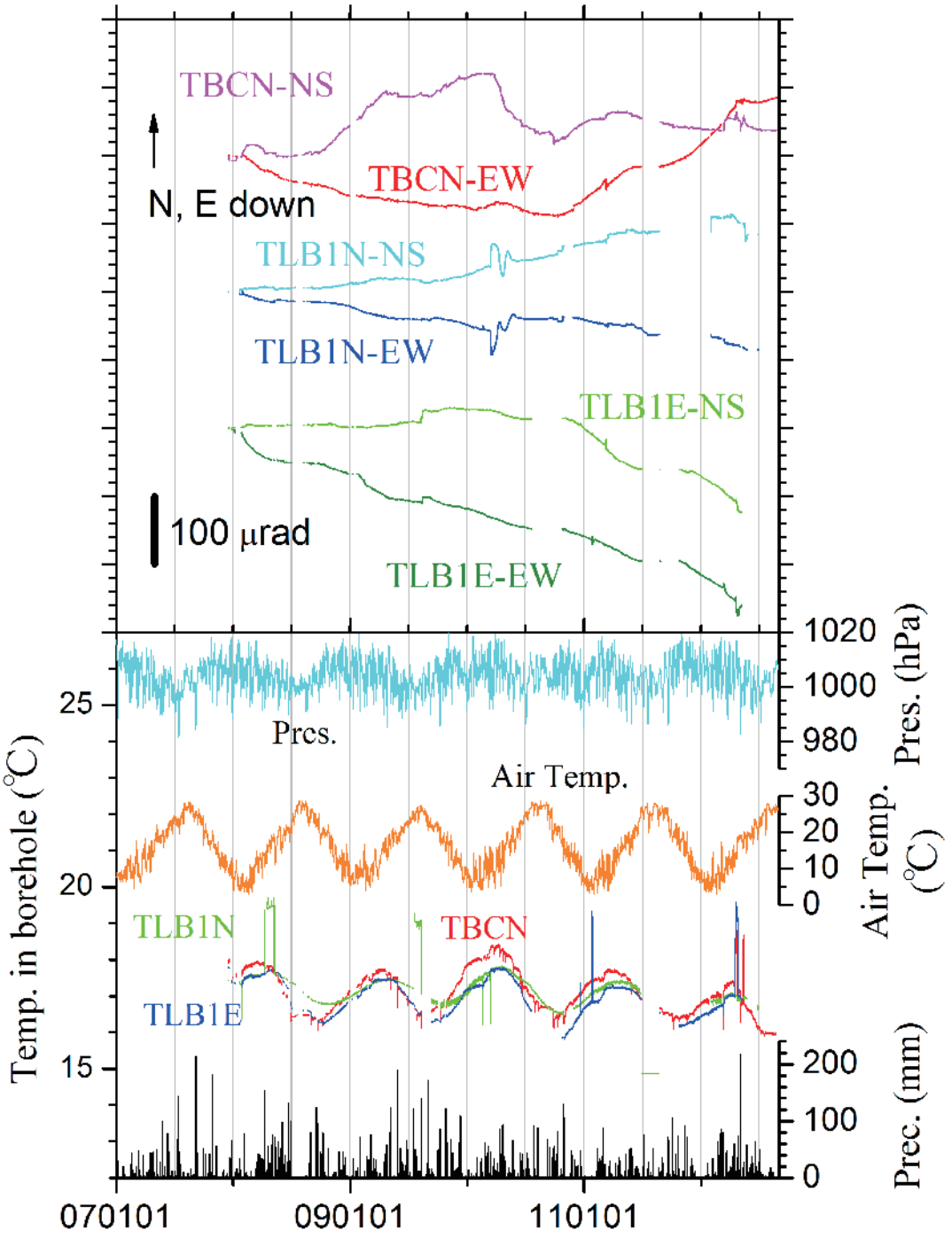


Fig. 1.3.4.7　(top) Variation of tiltmeter data from December 2007 to August 2012. Tilt data are plotted at intervals of 1 hour and offsets due to earthquakes were removed. (bottom) Temperature in tiltmeters, daily mean atmospheric pressure, daily mean air temperature and daily precipitation at the Oshima AMeDAS station from December 2007 to August 2012.

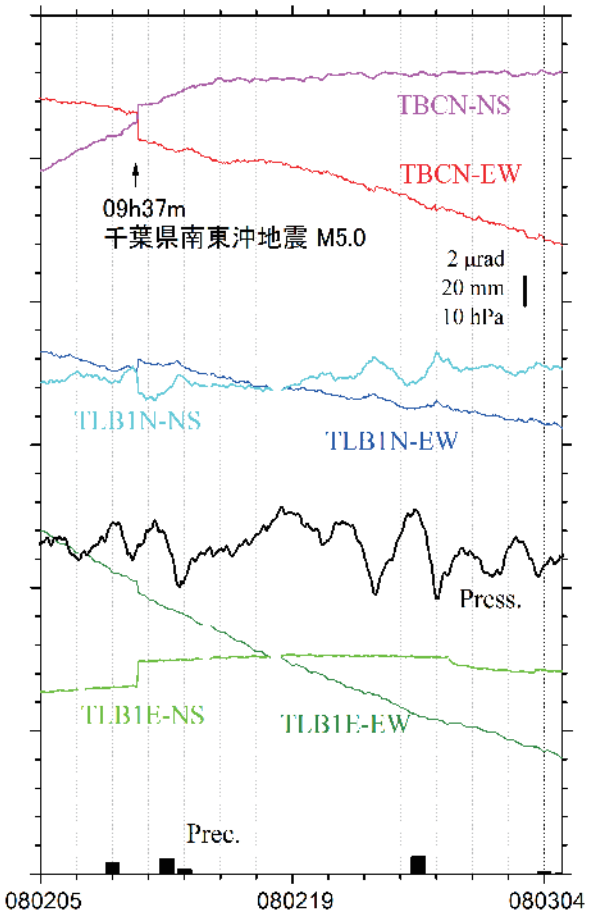


Fig. 1.3.4.8 Variations of tiltmeter data, hourly atmospheric pressure and daily precipitation from 5 February to 4 March 2008.

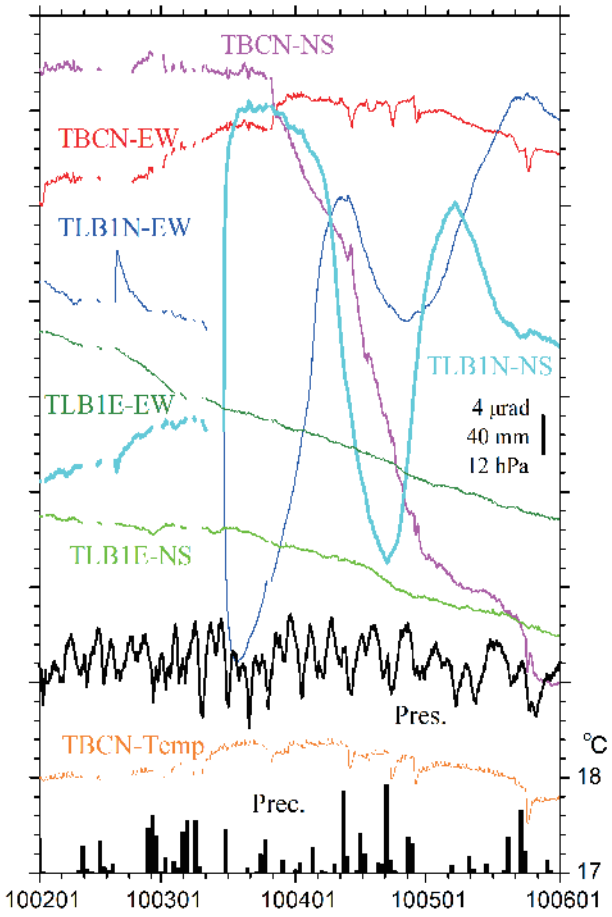


Fig. 1.3.4.9 Variations of tiltmeter data, borehole temperature at station TBCN, hourly atmospheric pressure and daily precipitation y to May 2008.

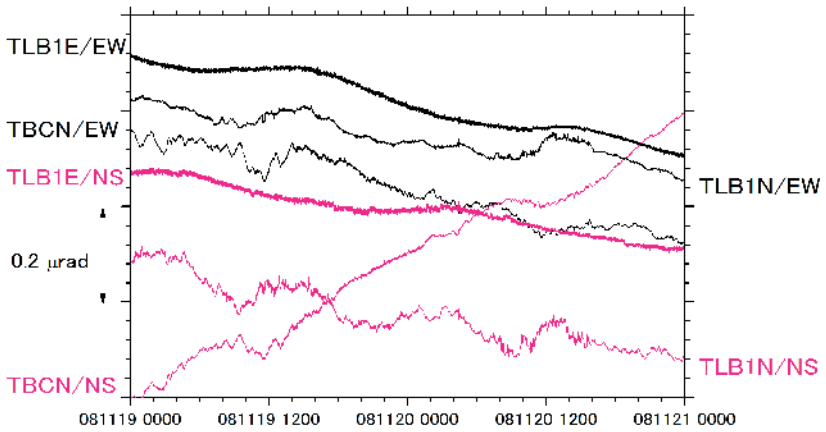


Fig. 1.3.4.10　Variations of tiltmeter data from 19 to 20 November 2008. These plots show as the original ten-second data.

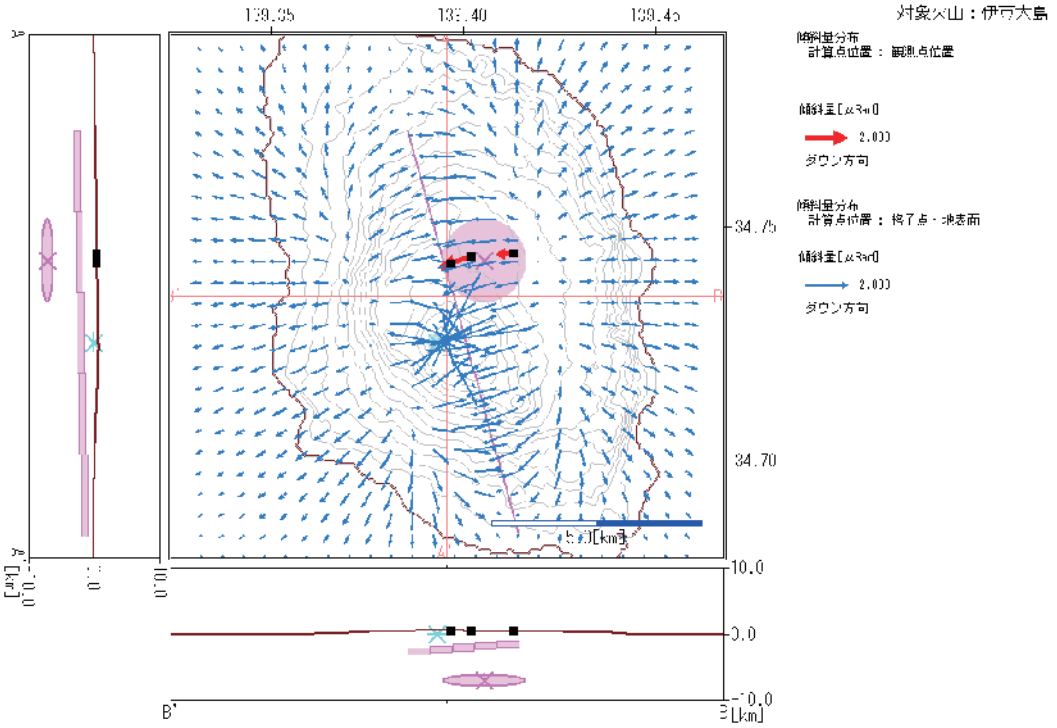


Fig. 1.3.4.11　Tilt vectors (red arrows) at the tiltmeter sites and spatial distribution of tilt vectors (blue arrows), calculated from the magma supply system estimated by Takagi (2004) using campaign and continuous GPS observation data from 1994 to 2003. This system is the combination of an inflation Mogi source (pink circle), a deflation Mogi source (blue cross), and an open dike (pink boxes) approximated as five segments.

Fig. 1.3.4.8 に 2008 年 2 月 5 日～3 月 4 日の 1 ヶ月間の傾斜，気圧（毎時値），降水量データを示す。TLB1N の NS 成分において，気圧に対する応答が大きく見えるが，他の観測点では気圧にたいする応答成分はほとんど見えない。

Fig. 1.3.4.9 に 2010 年 2～5 月の傾斜，TBCN 点の傾斜計温度，気圧（毎時値），降水量データを示す。降水の傾斜への影響の様子は観測点によって異なっており，TBCN 点への降水の影響が最も大きく，傾斜計の温度が降水によって低下するとともに，傾斜にも影響を与えている。TLB1N 点にも降水の影響が認められるが，TLB1E 点にはこの図で示したスケールでは降水の影響は認められない。

Fig. 1.3.4.10 には 2008 年 11 月 19～20 日の傾斜計 10 秒サンプリング生データの時系列図を示す。東観測点 TLB1E は線の幅が広くなっているように，短周期のノイズが含まれているが，潮汐変化が明瞭に見えている。中央観測点 TLB1N，西観測点 TBCN では周期 20 分程度の変動が重なっている。

1.3.4.4　ダイク貫入によって観測される傾斜変動

Fig. 1.3.4.11 に Takagi（2004）で提案されたマグマ供給系によって，もたらされる傾斜変動量の分布を示す。このマグマ供給系の変動源とそのパラメータは次の通りである。

カルデラ北部における膨張圧力源：圧力 16.2MPa，緯度 34.7427° N，経度 139.4054° E，標高-7000m
三原山山頂直下の収縮源　　：圧力-0.188MPa，緯度 34.7253° N，経度 139.3932° E，標高 0m
ダイク　　：圧力 6.7MPa，中心緯度 34.7273° N，経度 139.4000° E，
クラック上端標高-2000m，長さ 10000m，上下方向の幅 1000m，
走向 N15° W，上端の水平面からの傾き 8°　（北向き方向の軸が下がる方向）
開口量 60mm

三原山山頂火口付近の局所的な変動は山頂直下の収縮源によってもたらされる変動であり，この他の変動は主にダイクによって生じている。傾斜観測点では南西方向が沈降する変動となり，観測された長期的な変動の方向と一致しているが，量的には２桁小さな量となっており，観測された傾斜のトレンドは見かけのものであろう。

Fig. 1.3.4.12(a) はこのダイクが伸展していく際に各傾斜観測点で観測される傾斜量の変化の様子をダイクの長さを横軸にとって示している。この傾斜量は中心位置，走向，開口量を Takagi (2004) が求めた値を用い，上面は水平になっているとして，南北両方向に同じ量だけ長くなった開口ダイクについて MaGCAP-V で求めたものである。また，(d) 図にはダイクの上面が浅くなっていった場合についてダイク上面の深さと傾斜量との関係を示した。この場合はダイク下端の標高は-3000m と固定した。(b)，(c)図はダイクが伸展していく際の２地点間の傾斜量の比を，(e)，(f)

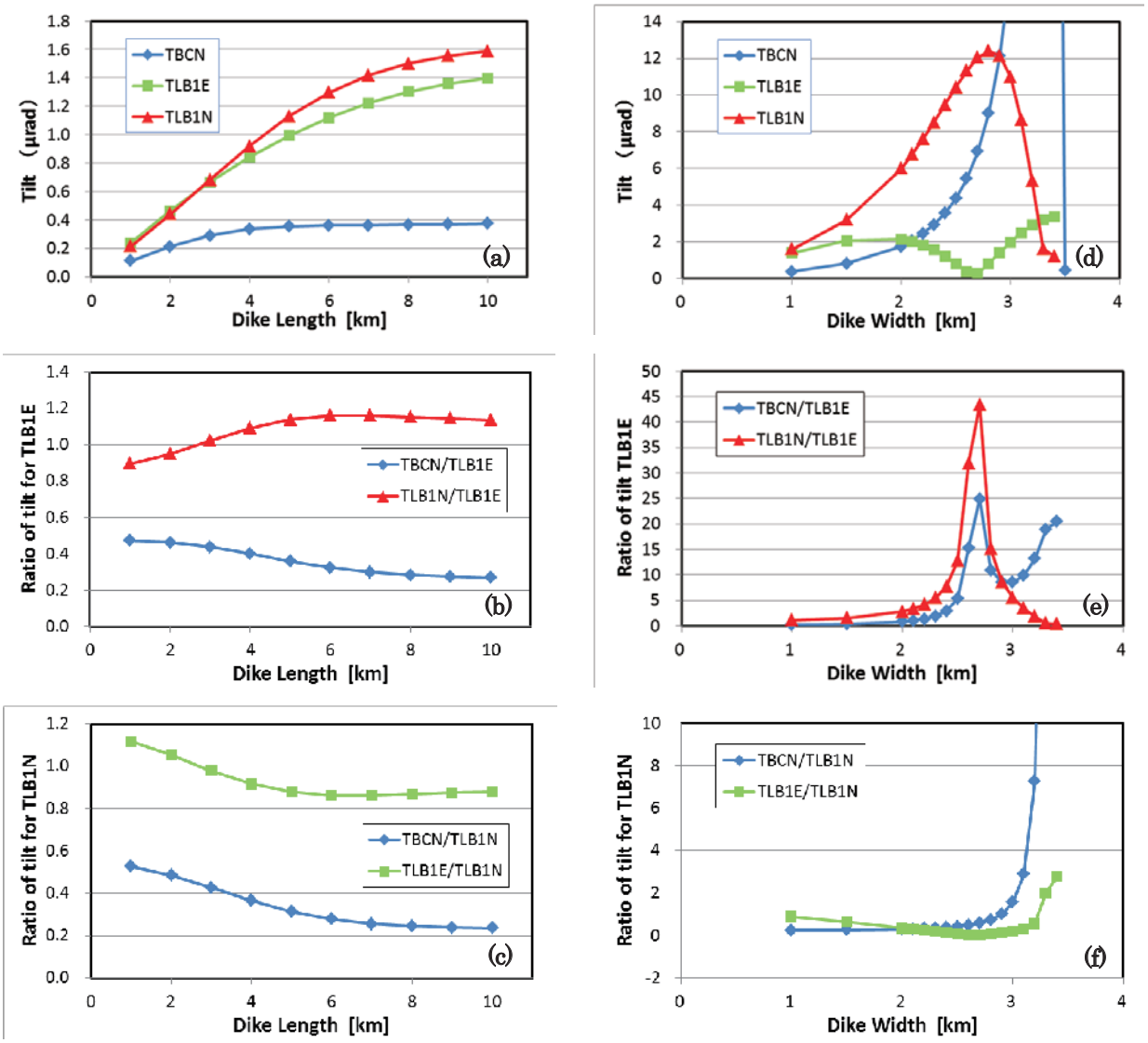


Fig. 1.3.4.12　Tilt changes accompanying the extension of a dike. (a) Tilt changes are plotted against the length of dike. The dike of 10km length shown in Fig. 1.3.4.1. The center of dike is a fixed point and the width of dike is 1km. The dike extends at the direction of length. (b), (c) Ratio of the tilt changes at two stations against dike length. (d) Tilt changes are plotted against the width of dike. The length of the dike is 10km and horizontal position shows in Fig. 1.3.4.1.　The elevation of bottom of dike is 3km b.s.l. and the top of dike ascend. (e), (f) Ratio of the tilt changes at two stations against dike width.

図はダイク上端が浅くなっていった場合の２地点間の傾斜量の比を示している。(b)，(e)図は東観測点 TLB1E に対する，TBC，TLB1N 観測点の比，(c)，(f)図は中央観測点 TLB1N に対する比である。 (b)，(c)図に示すように，長さ 6km 程度よりも長くなる，すなわちダイクの北端が観測点付近より北側まで伸びると，2 地点間の傾斜比の長さに対する変化は小さくなっている。このことは，ダイクが傾斜観測点付近にまで伸長した場合，傾斜変化量の増加がさらなるダイクの伸展によるものか開口量の増大によるものかの区別が困難になってしまうことを意味している。一方，マグマの上昇などに伴い，ダイク上端が浅くなってくる場合は，傾斜比は大きく変化し，傾斜データによって，その上昇の様子を知ることができることを意味している。さらに，TLB1E 観測点ではダイク上端が海面下 300～400m 付近に上昇してくると，傾斜の方向が反転し，マグマ上昇の様子を詳しく知ることができる。

1.3.4.5　最後に

1.3.4.3 節に示したように，傾斜計は種々の要因によって長期的な変化の様子を捉えることは困難であるが，ダイクが短時間に伸長したり，浅くなったりした場合，今回展開した傾斜計で，その変化の様子を捉えることができるであろう。スコリアや火山弾の直撃を受け，観測機器に障害をこうむることや火山灰により衛星携帯電話が使用できなくなる恐れも予想されるものの，ダイク貫入活動や山頂噴火に対する情報発表に活用されることを願っている。

（福井敬一）

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50mメッシュ（標高）」を使用しました。

参考文献

中禮正明・潟山弘明 ，2006：2004 年浅間山噴火活動に伴う傾斜変動について．火山，**51**，91-101.

壇原毅・友田好文 ，1969：測地・地球物理学．地球科学講座第 5 巻，共立出版，pp. 240-243.

福山英一，1988：伊豆大島の火山性微動と同期したノコギリ歯型傾斜変動．火山，**23**，S128-S135.

橋本学，多田堯，1988：1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動，火山，**33**，伊豆大島噴火特集号，S136-S144.

加藤幸司，小久保一哉，藤原善明，松末伸一，2011，新燃岳噴火に前駆する傾斜変動について．地球惑星科学連合 2011 年連合大会，SVC070-P36.

気象研究所，2010：2006 年 2 月 1 日 07 時 44 分霧島山新燃岳で発生した火山性微動に対応した傾斜変動，火山噴火予知連絡会会報第 100 号，122-125.

気象研究所地震火山研究部，2008：火山活動評価手法の開発研究，気象研究所技術報告，**53**，228-232.

北川貞之・山里平・緒方誠，1995：雲仙岳で観測された傾斜変化を伴う微動について．日本火山学会講演予稿集，1995 No. 2，102.

松岡俊文・芦田譲・深森広英・桑野恭・黒墨秀行・中禮正明・原田智史・鈴木巖・向井正三郎・荒井文明・高杉真司・舘野正之・高橋昌宏・C. Wright，1999：岩手山の火山活動に伴う地殻変動観測への高精度傾斜計の応用．物理探査，**52**，583-593.

Oikawa, J., Y. Ida, K. Yamaoka, H. Watanabe, E. Fukuyama, K. Sato, 1991 : Ground deformation associated with volcanic tremor at Izu-Oshima volcano. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 443-446.

島田誠一・渡辺秀文・福井敬一・福山英一，1988：伊豆大島火山 1986 年噴火前後の傾斜変動．火山，**33**，S161-169.

Takagi, A., 2004: A geodetic study of the magma supply system at Izu-Oshima Volcano by using high-density GPS observation network, Doctoral thesis, p. 112.

1.4　噴火準備期における伊豆大島の相対精密重力測定

気象研究所研究報告　第 61 巻　1–11 頁　平成 22 年 9 月
Papers in Meteorology and Geophysics Vol. 61, 1–11, September 2010
doi:10.2467/mripapers.61.1

噴火準備期における伊豆大島の相対精密重力測定

高木朗充*・福井敬一・山里　平（気象研究所地震火山研究部）
藤原健治**（大阪管区気象台）
加治屋秋実**（大島測候所）
* 現所属：文部科学省 研究開発局 地震・防災研究課
** 現所属：気象庁地震火山部火山課

Relative Precise Gravity Survey at Izu-Oshima Volcano in the Eruption Preparation Period

by

Akimichi Takagi[1*], Keiichi Fukui[1], Hitoshi Yamasato[1], Kenji Fujiwara[2**] and Akimi Kajiya[3**]

1. Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan
2. Osaka District Meteorological Observatory, Osaka, Japan
3. Oshima Weather Station, Oshima, Tokyo, Japan
**Present affiliation: Earthquake and Disaster-Reduction Research Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Tokyo, Japan*
***Present affiliation: Volcanological Division, Seismological and Volcanological Department, Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan*

(Received August 7, 2009; Accepted March 5, 2010; Published September 2, 2010)

Abstract

In order to investigate the magma accumulation process of Izu-Oshima Volcano in the eruption preparation period, we conducted 14 relative microgravity surveys from 2004 to 2009. The gravity changes tend to decrease near the northern margin of the summit caldera, and rates of negative gravity changes reached as much as 0.015 mgal/year. Assuming the Mogi model, we estimated the pressure increase at a depth of 3.65 km with increasing volume of 7.6×10^6 m^3/year, which could account for the observed data. However, the uplift rate calculated with the estimated increasing volume would be five times as large as the observed uplift rate by the GPS network, so these estimated parameters cannot explain both gravity changes and uplift changes simultaneously.

Izu-Oshima Island could be a volcano having an extraordinary magma accumulation system that cannot be expressed as a simple physical model. More accurate microgravity survey with the uplift observation should be conducted in the future to clarify the magma accumulation system of this complicated volcano.

1. はじめに

重力観測によって火山活動に伴う変化が捉えられたという報告は、例えばエトナ、マヨン、三宅島など数多い（山本・他, 1998; 古屋・他, 2001; Jentzsch *et al.*, 2001; 大島・他, 2003; Jousset *et al.*, 2003; Carbone *et al.*, 2007 等）。地表における重力変化は、地下の密度構造の変化や質量の移動に伴って生じる。このため噴火活動に伴うマグマの移動や大規模な構造変化が生じた場合、地表では重力変化が観測される場合がある。上述の重力変化の報告例の多くは、噴火活動前後に観測されている。しかし噴火活動期をはさむ噴火準備期には顕著な重力変化は観測されないものの、火山体直下でマグマの蓄積が行われている場合には、地下の密度構造はわずかながら変化するため、精密な重力測定を継続すればこれを検知できるはずである。

伊豆大島火山は 20 世紀以降これまで約 30 年間隔で

Corresponding author: Akimichi Takagi
Earthquake and Disaster-Reduction Research Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology – Japan
E-mail: atakagi@mext.go.jp

© 2010 by the Japan Meteorological Agency / Meteorological Research Institute

ほぼ周期的に噴火活動を繰り返してきた（川辺, 1991 等）。前回 1986 年の噴火後も地下ではマグマ蓄積が継続していると考えられ、このことは地殻変動観測からも定量的に評価されている（高木・他, 2008）。我々は、重力変化からマグマ蓄積過程を検知する目的で、2004 年から精密相対重力観測を開始した。これまでの 5 年間で 14 回の観測が実施されたので、ここまでのデータのとりまとめを行い、明らかになったことを報告する。

2. 観測

2.1 観測点

伊豆大島では、国土地理院（GSI）が一等重力点と水準点を整備し、数年に 1 回重力測定を実施している。また東京大学地震研究所（ERI）も島内に水準点網を構築している。1986 年の噴火活動前後にこれらの測点で重力観測が実施され、大久保・他（1988）は噴火前後で数十〜マイナス数十 μgal の変化が生じたことを報告している。また、著者のひとりもこれらの測点において別に観測を行い、−100 μgal〜＋ 50 μgal の変化を報告している（小泉・他, 1988）。

我々は、過去の観測成果を参照することができるよう、これまでの観測成果と同様に国土地理院の重力点及び水準点、東京大学地震研究所の基準点を引き続き利用することとし、これに加え、国土地理院の電子基準点、気象庁（JMA）および気象研究所（MRI）の GPS 観測点での重力観測も新たに加えた。重力変化量の適切な推定には、測点において上下変動を把握する必要があるが、これらの点では水準観測や GPS 観測により地殻変動観測が実施されているため、推定のための補正に利用が可能である。

Fig. 1 に観測点配置を示す。白い丸（○）は元町の大島測候所地震計室の基台に据え付けられた一等重力点 FGS を示す。重力測定はここを固定点として行った。黒色の丸（●）、四角形（■）、三角形（▲）はそれぞれ、国土地理院の水準点及び電子基準点、東京大学の基準点、気象研究所及び気象庁の GPS 観測点を示す。5 年間の観測期間中に測点の亡失、あるいは観測点の移設等により観測を中止あるいは休止した点がある。これらはシンボルと観測点名を小さく標記した。Table 1 に観測点の座標等の詳細を示す。ここに観測点移設に伴う観測点名の変更についても記す。気象研究所の GPS 観測点は繰り返し観測から連続観測点に順次移行したことに伴い、重力測定点も 8 点で移設が必要となった。これにより中止あるいは休止した観測点名の最後には添え字 o を加えた。のべ 51 の観測点で測定を実施したが、現在実施している点は 38 点である。Table 1 中、星印を添えた測点が現在中止または休止したものである。

なお、1986 年噴火後の 1992 年に大島測候所が津倍付から元町家の上に移設したことに伴い、一等重力点 FGS も同様に移設された。これまで、移設前の FGS を固定点にした観測に基づく多くの報告がなされているが、本報告は移設後の FGS を固定点にしたものである。

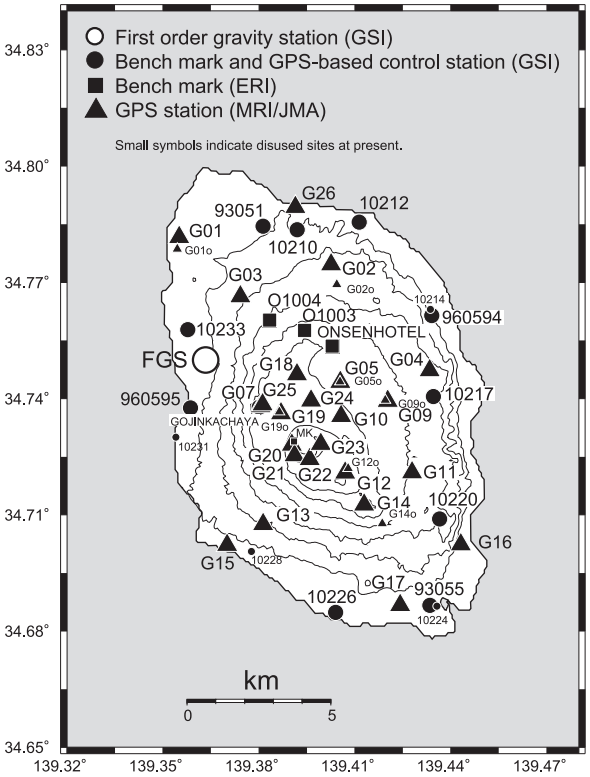


Fig. 1 Distribution of the gravity stations on Izu-Oshima Island. The large open circle denotes a reference station of the microgravity survey. This station is named FGS and is a first-order gravity station installed by the Geographical Survey Institute of Japan (GSI). Solid circles denote bench marks and GPS-based control stations (GSI). Solid squares indicate bench marks installed by the Earthquake Research Institute, Tokyo University (ERI). Solid triangles denote GPS stations installed by the Meteorological Research Institute and the Japan Meteorological Agency (MRI–JMA). Topographical contour interval is 100 m.

2.2 重力計

重力観測における測定精度は、重力計を同時に複数台使用することで向上させることが可能である。我々は LaCoste & Romberg D-type #109（以下、D109）、Scintrex CG-3M #454（以下、CG3）、及び Scintrex CG5 #033（以下、CG5）の 3 台の相対重力計を使用した（ただし 2008 年 2 月までは前者の 2 台のみ）。このうち D109 は著者のひとりが 1985〜1988 年に伊豆大島の重力測定に使用したものである（小泉・他, 1988）。CG3 及び CG5 はサーボ機構を採用した自動重力計である。D109 は測定分解能が 1 桁高い（0.1 μgal）が、繊細な機械式重力計であるため精度を高めるために、取り扱いには小泉・他（1988）とほぼ同様に、様々な細心の注意を払った。測定は期間を通して高木が行った。なお、重力固定点 FGS でダイヤル値を 175.0 にリセットして行った。

2.3 測定

測定は複数台の重力計で同時に行った。自動重力計の CG3 と CG5 は 1 秒サンプリングで 60 回測定を 3 セット（各セットの間隔は 30 秒）実施した。測定ルートは

Table 1 Description of gravity stations. Stations with an asterisk are currently unused.

Site	Latitude (deg min sec)			Longitude (deg min sec)			Altitude (m)	Note
GSI-FGS	34	45	0.0	139	21	48.0	76.0	大島測候所. 大島一等重力点.
GSI-GOJINKACHAYA*	34	44	16.3	139	22	48.3	557	御神火茶屋
GSI-10210	34	47	1.0	139	23	31.0	80.2	岡田川の道. 二等水準点
GSI-10212	34	47	8.0	139	24	40.8	24.7	泉津秋之原. 二等水準点
GSI-10214*	34	45	47.0	139	26	1.0	78.6	泉津福重. 二等水準点
GSI-10217	34	44	26.1	139	26	4.4	348.7	泉津原野. 二等水準点
GSI-10220	34	42	32.3	139	26	11.3	321.7	差木地余川. 二等水準点
GSI-10224*	34	41	11.3	139	26	8.4	69.3	差木地沖ノ根. 二等水準点
GSI-10226	34	41	5.5	139	24	14.5	29.5	差木地ゴーノー. 二等水準点
GSI-10228*	34	42	2.1	139	22	39.4	58.7	野増上山. 二等水準点
GSI-10231*	34	43	48.2	139	21	14.5	13.5	野増. 二等水準点
GSI-10233	34	45	28.2	139	21	28.0	40.9	元町馬の背. 二等水準点
GSI-93051	34	47	4.2	139	22	52.6	97.4	岡田長坂. 電子基準点「大島1」
GSI-93055	34	41	12.0	139	26	0.5	75.9	差木地沖ノ根. 電子基準点「大島2」
GSI-960594	34	45	41.2	139	26	2.5	100.8	泉津津福重. 電子基準点「大島3」
GSI-960595	34	44	15.4	139	21	30.9	46.9	元町下高洞. 電子基準点「大島4」
ERI-ONSENHOTEL	34	45	12.8	139	24	10.5	498.4	温泉ホテル
ERI-O1003	34	45	27.5	139	23	39.3	440.5	湯場
ERI-O1004	34	45	37.0	139	23	0.0	300.2	大丸山
ERI-MK*	34	43	44.4	139	23	27.5	672.0	三原山火口縁
MRI-G01	34	46	54.0	139	21	18.2	19	「北の山」. GPS連続点. 2009/2からG01oを変更.
MRI-G01o*	34	46	42.9	139	21	16.0	25	「飛行場南」. GPS繰り返し点
MRI-G02	34	46	28.5	139	24	9.0	224	「BT点」. GPS連続点. 2005/3からG02oを変更.
MRI-G02o*	34	46	9.9	139	24	15.5	270	「峠貯水池」. GPS繰り返し点
MRI-G03	34	45	58.7	139	22	26.9	188	「旧測候所」. GPS連続点（JMA）
MRI-G04	34	44	50.1	139	26	0.0	328	「奥山砂漠」. GPS繰り返し点
MRI-G05	34	44	39.4	139	24	19.6	481	「裏砂漠北東」. GPS連続点. 2008/7からG05oを変更.
MRI-G05o*	34	44	39.8	139	24	19.1	480	「裏砂漠北東」. GPS繰り返し点
MRI-G07	34	44	16.7	139	22	49.7	558	「御神火茶屋」. GPS連続点（JMA）
MRI-G09	34	44	21.7	139	25	12.7	439	「裏砂漠東」. GPS連続点. 2008/7からG09oを変更.
MRI-G09o*	34	44	22.6	139	25	10.0	437	「裏砂漠東」. GPS繰り返し点
MRI-G10	34	44	7.6	139	24	20.4	535	「櫛形山北」. GPS連続点
MRI-G11	34	43	15.4	139	25	40.2	403	「差木地検知網」. GPS連続点
MRI-G12	34	43	15.0	139	24	25.0	686	「白石山」. GPS連続点. 2008/7からG12oを変更.
MRI-G12o*	34	43	19.3	139	24	28.3	662	「白石山」. GPS繰り返し点
MRI-G13	34	42	27.2	139	22	52.5	180	「間伏林道」. GPS繰り返し点
MRI-G14	34	42	45.3	139	24	46.4	615	「二子山VORTAC」. GPS連続点. 2007/7からG14oを変更.
MRI-G14o*	34	42	27.9	139	25	6.6	415	「二子山」. GPS繰り返し点
MRI-G15	34	42	7.9	139	22	11.9	32	「野増」. GPS連続点
MRI-G16	34	42	8.3	139	26	35.2	37	「筆島」. GPS繰り返し点
MRI-G17	34	41	12.0	139	25	26.7	42	「差木地」. GPS連続点（JMA）
MRI-G18	34	44	46.5	139	23	30.8	555	「鎧端」. GPS連続点
MRI-G19	34	44	10.1	139	23	12.7	553	「A点」. GPS連続点. 2005/10からG19oを変更.
MRI-G19o*	34	44	11.9	139	23	10.8	548	「表砂漠」. GPS繰り返し点
MRI-G20	34	43	41.0	139	23	24.8	675	「三原神社」. GPS連続点. 2009/2からERI-MKを変更.
MRI-G21	34	43	31.2	139	23	27.9	703	「三原新山」. GPS連続点
MRI-G22	34	43	27.6	139	23	45.1	702	「三原火孔南」. GPS連続点
MRI-G23	34	43	41.7	139	23	57.4	733	「剣ガ峰」. GPS連続点
MRI-G24	34	44	21.9	139	23	46.5	531	「B火口東」. GPS連続点
MRI-G25	34	44	18.5	139	22	52.1	557	「御神火展望台」. GPS繰り返し点
MRI-G26	34	47	21.9	139	23	28.8	3.3	「岡田港」. GPS連続点

FGS を基点とする往復相対測定とした。測定ルートは島の海岸沿いと内陸に分けて行った。

海岸沿いの測定のうち、北岸ルートは大島西部の FGS を基点とし、主に海岸沿いを通る都道 208 号線沿いに岡田を経由し、大島東部で折り返す。南岸ルートも同様に波浮を経由し大島東部で折り返す。折返し点は観測開始当初からしばらくは固定されていなかったが、島の南東部の二子山（G14）に GPS、自動光波測距装置等の地殻変動観測のための局舎を設営したため、2007 年 7 月以降は G14 を北岸ルート及び南岸ルートの折返し定点とした。

内陸部の測定は FGS を起点とし、都道 207 号線でカルデラ外輪北部まで登り、カルデラ内及び三原山経由で御神火茶屋に至るルートである。都道 207 号線のカルデラ外輪北部までの登山ルート沿いの測点は、大久保・他（1988）や小泉・他（1988）によって 1986 年噴火前後の観測結果が報告され重要な位置づけにある（例えば、O1004、O1003、ONSENHOTEL 等）。内陸ルートは測点数が多いという理由もあり、2006 年 7 月以降は、登山ルートとカルデラルートに分けて実施した。折返し点はともに GOJINKACHAYA であったが、ここでの測定が困難となったため、2008 年 11 月からはこの近傍の G07 に変更した。

これまで 14 回行った観測の履歴を Table 2 に示す。

Table 2 History of microgravity surveys.

Date	Route	Number of stations	Turning point	Instrument	Observer
2004/3/30	Southern coast	11	10220	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2004/3/31	Inland	12	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2004/4/1	Northern coast	9	10220	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2004/7/27	Southern coast	16	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara, T.Yamamoto
2004/7/28	Circuit along the coast	10		D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara, T.Yamamoto
2004/11/9	Inland	13	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2004/11/10	Southern coast	14	G04	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2004/11/11	Northern coast	7	G04	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2005/3/9	Northern coast	8	G09	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2005/3/10	Inland	9	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2005/3/11	Southern coast	4	G16	D109, CG3	A.Takagi, K.Fujiwara
2005/10/25	Inland	8	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2005/10/26	Southern coast	9	G11	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2005/10/27	Northern coast	10	G11	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2006/7/11	Northern coast	5	G04	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato, H.Kuroki
2006/7/12	Southern coast	10	G04	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato, H.Kuroki
2006/7/13	Climbing	11	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato, H.Kuroki
2006/7/14	Caldera area	6	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato
2007/3/16	Northern coast	7	960594	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2007/3/19	Southern coast	13	960594	D109, CG3	A.Takagi, T.Sakai
2007/3/22	Caldera area	7	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, T.Sakai
2007/7/23	Climbing	6	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, S.Ando
2007/7/24	Southern coast	12	G14	D109, CG3	A.Takagi, S.Ando
2007/7/25	Caldera area	8	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, S.Ando
2007/7/26	Northern coast	10	G14	D109, CG3	A.Takagi, S.Ando
2007/12/11	Southern coast	7	G14	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2007/12/16	Northern coast	11	G14	CG3	A.Takagi, K.Fukui
2007/12/19	Climbing	7	GOJINKACHAYA	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui
2008/2/24	Southern coast	9	G14	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato
2008/2/25	Northern coast	7	G14	D109, CG3	A.Takagi, H.Yamasato
2008/2/26	Climbing	8	GOJINKACHAYA	CG3	A.Takagi, H.Yamasato
2008/7/25	Caldera area	7	GOJINKACHAYA	D109, CG3, CG5	A.Takagi, H.Yamasato
2008/7/26	Southern coast	8	G14	D109, CG3, CG5	A.Takagi, H.Yamasato
2008/7/27	Northern coast	8	G14	D109, CG3, CG5	A.Takagi, H.Yamasato
2008/7/28	Climbing	8	GOJINKACHAYA	D109, CG3, CG5	A.Takagi, H.Yamasato
2008/11/13	Southern coast	8	G14	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui
2008/11/14	Caldera area	8	G07	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui
2008/11/15	Northern coast	10	G14	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui
2008/11/16	Climbing	9	G07	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui
2009/2/20	Special round trips	3	G01	D109, CG3, CG5	A.Takagi, S.Ando
2009/2/21	Mt.Mihara	6	G07	D109, CG3, CG5	A.Takagi, S.Ando
2009/2/22	Caldera area	8	G07	CG3, CG5	A.Takagi, S.Ando
2009/2/23	Northern coast	6	G14	D109, CG5	A.Takagi, S.Ando
2009/2/24	Inland	8	G07	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui, S.Ando
2009/2/26	Climbing	6	G14	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui, S.Ando
2009/6/21	Mt.Mihara	7	G07	D109, CG3, CG5	A.Takagi, K.Fukui, T.Shimbori
2009/6/22	Southern coast	8	G14	D109, CG3	A.Takagi, K.Fukui, T.Shimbori
2009/6/23	Northern coast	8	G14	D109, CG5	A.Takagi, K.Fukui, T.Shimbori
2009/6/26	Caldera area	9	G07	D109, CG5	A.Takagi, K.Fukui, T.Shimbori

Fig. 2 Measuring microgravity with gravity meters at G22 on Mt. Miharayama, on January 14, 2006.

測点数は 4 ルートとも 10 点程度である。各ルートにおける測定数には起点と折返し点も含む。天候等の状況により復路に測定ができなかった測点の数も含まれているが、解析処理には往路、復路とも測定した点のみを使用した。

なお、大島測候所の廃止が 2009 年 10 月に予定されており、固定点としていた FGS が廃点となる可能性が生じたため、代替点の候補として 960595 を選定し、2008 年 11 月からは起点測定を FGS と 960595 の両点で行った。

各測点では、重力測定値の補正に使用するための機械高（基準点からの高さ）、大気圧を測定した。Fig. 2 に測定風景の写真を示す。

3. 測定結果

最終的な相対重力値を算出するために使用するデータの条件は、2 台以上の重力計による、往復測定値があるものとし、それ以外は除外した。次に測定値に機械高補正、気圧補正、潮汐補正、ドリフト補正、及び降水補正を行った。機械高補正はそれぞれの重力計に対して測定した機械高にフリーエアー勾配（−0.3086 mgal/m）を乗じた値を差し引いた。気圧補正は、測点で計測した現地気圧と標準気圧 1013.25（hPa）との相対差に補正係数−0.0003（mgal/hPa）を乗じた値を差し引いた。潮汐補正は固体潮汐と海洋潮汐を計算するプログラム GOTIC2（Matsumoto *et al.*, 2001）を用いた。1066A 地球モデル（大久保・遠藤, 1983）に基づく Green 関数を選択し、Tamura（1982）のポテンシャルを考慮し、50 m メッシュで計算した。降水の重力に及ぼす影響は、渡辺・他（1990）が拡散モデルによる手法を提案している。渡辺・他（1990）は、1987〜1989 年の 13 回の重力測定値を用い、伊豆大島を直径 10 km の円盤に近似し、その周辺で水位ゼロという境界条件の下で最適の拡散係数を求めた。小論においても、それと同じ拡散係数 0.2 m^2/sec を用い、同様に降水の重力に及ぼす影響を補正した。なお、日降水量は大島測候所（FGS）のデータを用いた。

以上の補正処理後、バネ振り子に起因するドリフト補正を行った。往路と復路の重力測定値の差を測定間隔の時間に対してプロットし、そのドリフト勾配を最小自乗法で求めた。往復の測定時間中はこのドリフト係数で重力値が直線的に変化していると仮定してドリフト補正を行う。しかし、運搬時あるいはケースの出し入れの際の重力計に与えられたショックによるテア（データのとび）があると、このドリフト勾配は直線にのらない。直線から大きくはずれた場合にはドリフト補正することが困難である。近似直線の R-2 乗値が概ね 0.75 より小さい場合のデータは採用しないこととした。

これらの処理を施した後、2 台以上のデータがある場合の FGS を固定点とする相対重力値の単純平均を各点の最終重力値とした。Fig. 3 に最終重力値が 2 回以上存在する 42 地点の最終重力値の時系列図を示す。測定精度の目安を、往路と復路の測定値の平均値からの較差と、複数台の重力計による測定値の標準偏差の和とし、Fig. 3 のエラーバーに示した。

なお、自動重力計では測定時間中の重力値の標準偏差も自動的に算出される。60 秒× 3 回の測定で得られた標準偏差の平均は 0.02〜0.2 mgal の範囲に収まることが多いが、時に 0.4 mgal にも達するときがあった。これは大島が海洋上にあるため強い波浪のある時に測定した場合には、重力値に大きなノイズとして重畳するからである。内陸の観測点は比較的波浪ノイズは少ないが（例えば、G18、G24、G25 等）、海岸沿い、とりわけ外洋に面した南西海岸沿いの波浪ノイズは、定常的に大きかった（例えば、93055、G15、G17 等）。

Fig. 3 を見ると、測点によっては明らかな重力値の経年変化を示す観測点があることに気づく。より適切な評価を行うために、最終値が 3 年以上にわたってのべ 5 回以上存在する 22 測点を選び、うち 18 測点を示したものが Fig. 4 である。局地的に顕著な地殻変動が知られている三原新山周辺の測点 4 点（G05、G22、G24、G25）は除外した。最終重力値を時間に対して線形近似した直線と、その変化速度及び推定量の 1 σ の標準偏差も示した。データのばらつきも大きくデータ数も十分とはいえない測点もあるが、5 年という短期間において経年変化が見て取れる測点もある。その特徴は、内陸のカルデラ北部周辺の測点ほど重力値は減少し（ONSENHOTEL、O1003、O1004 等）、そこから離れる測点ほど増大する（G01o、93055 等）。重力値は地殻変動により隆起することで減少する。よってこの結果は、一次近似的にはカルデラ北部周辺が相対的に隆起していることを示しているのかもしれない。これらの結果を Table 3 に示す。

4. 圧力源推定

地殻変動観測によって伊豆大島では経年的な膨張が観測されている（高木・他, 2008）。変動パターンは時

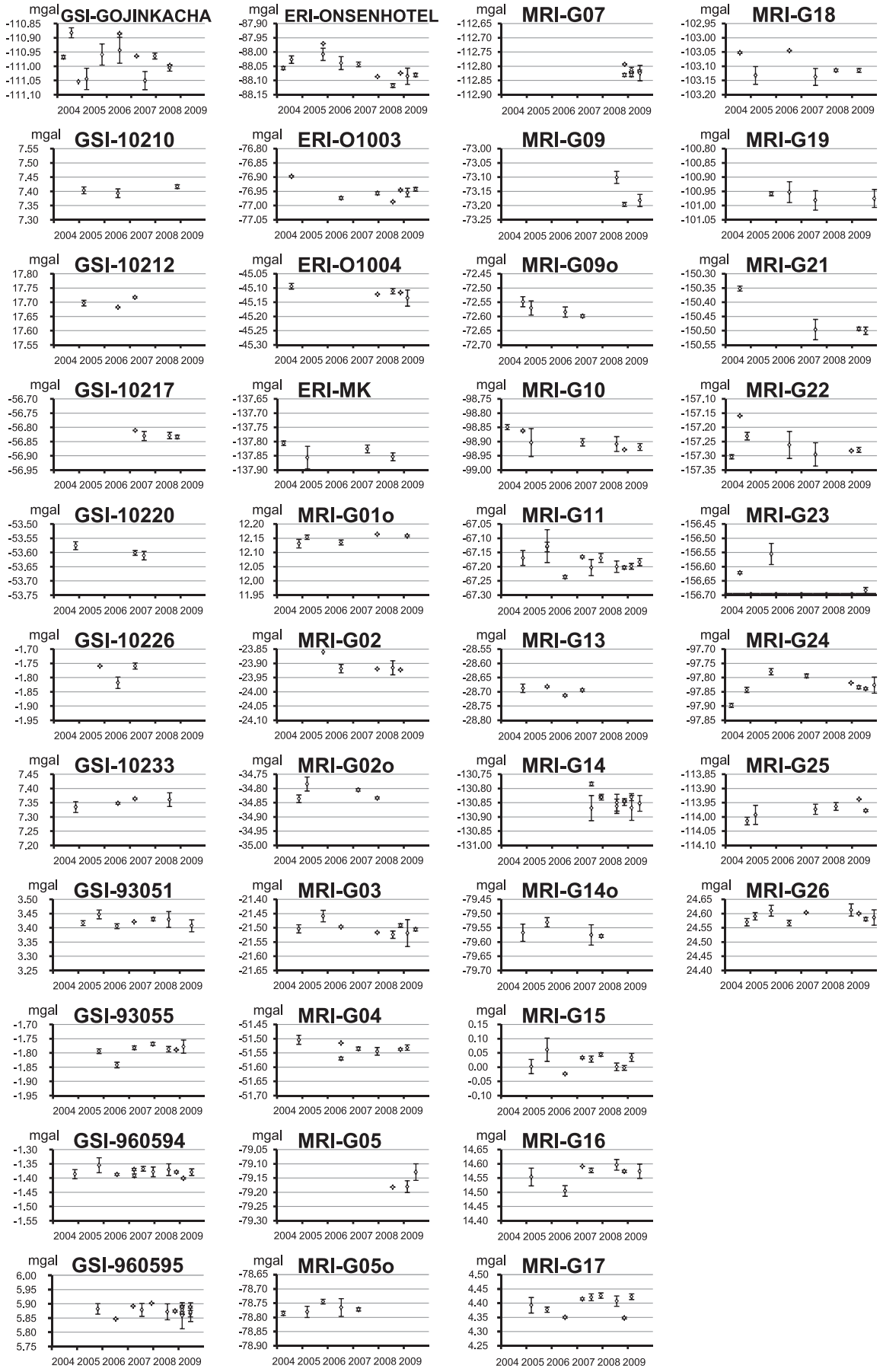


Fig. 3　Gravity changes of all stations referenced to FGS.

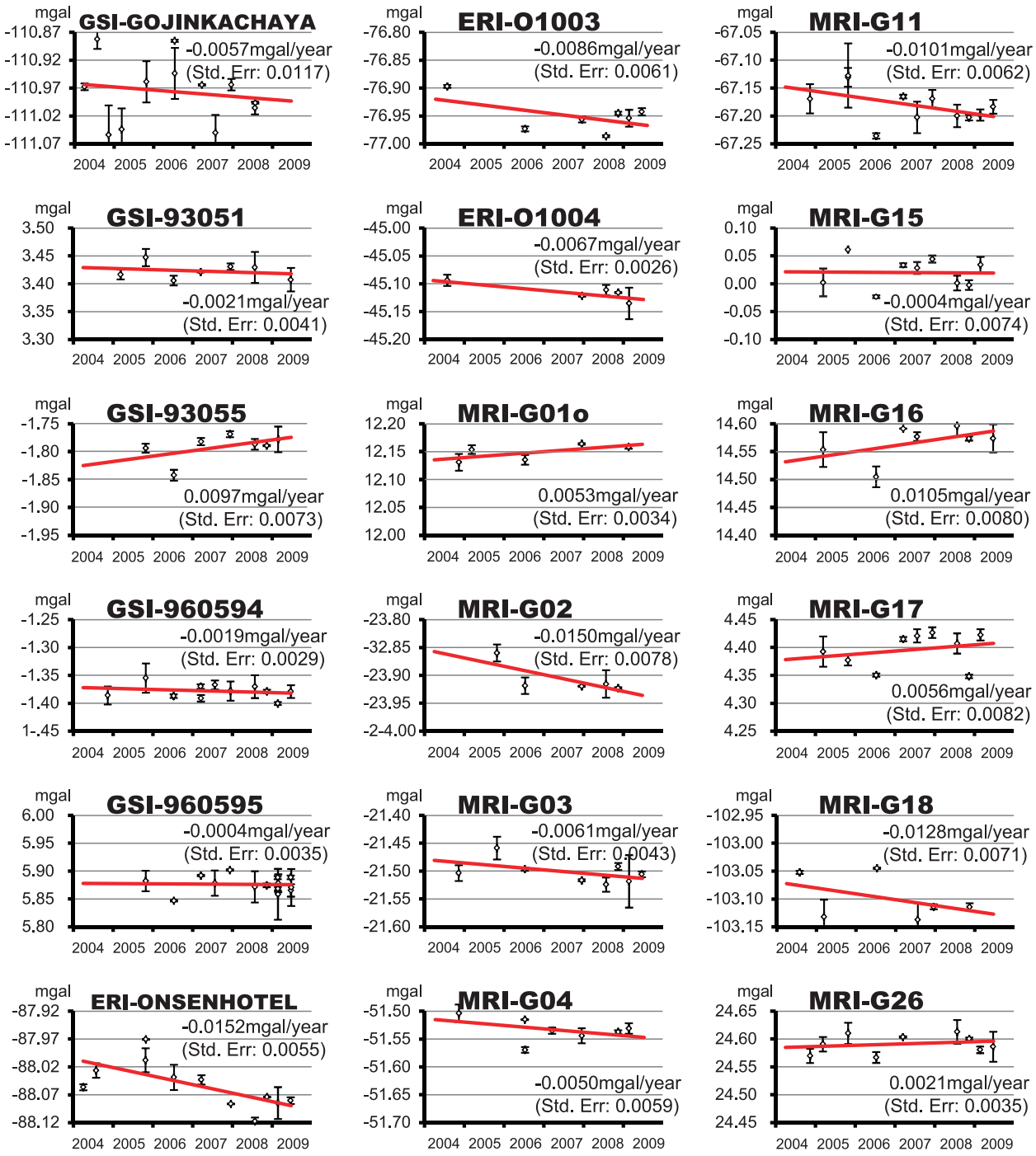


Fig. 4　Averaged gravity change rates with Std. Error (1σ) at the major stations except stations on and around Mt. Miharayama, referenced to FGS.

間空間的に複雑であり、これを単純なモデルで説明することは困難であるが、等方的な膨張性の変動から一次近似的には球状圧力源を仮定することで問題はない。そこで、以下、伊豆大島の変動を単一の球状圧力源で生じたものと仮定して解析する。

一般に地下で周辺密度と異なる物質が充填された時、地表面では地殻変動が観測されるとともに、重力変化も観測される。萩原（1977）は茂木モデル（Mogi, 1958）を基に、球状圧力源により弾性体の地表で生じる重力変化の理論式を示した。

重力変化 δg は、以下の 4 つの成分の総和からなる。

1．測点が隆起することによって変化するフリーエアーの成分 δf

2．密度の異なる球の体積変化による成分 δg_0

3．隆起した質量による成分 δg_1

4．球殻が膨張することにより周辺の弾性体に生じる密度変化による成分 δg_2

いま万有引力定数を G（$= 6.67 \times 10^{-11}$ m^3 kg^{-1} s^{-2}）、フ

Table 3 Averaged gravity change rates with Std. Error (1σ) at the major stations except stations on and around Mt. Miharayama, referenced to FGS.

Site	Initial survey	Last survey	Total number of measurements	Averaged gravity changes with Std. Error (1σ) [mgal/Year]
GSI-FGS	2004/3/31	2009/ 6/26	96	0.0000
GSI-GOJINKACHAYA	2004/3/31	2008/ 7/28	11	-0.0057 ± 0.0117
GSI-93051	2005/3/9	2009/ 6/23	7	-0.0021 ± 0.0041
GSI-93055	2005/10/26	2009/ 2/26	7	0.0097 ± 0.0073
GSI-960594	2004/11/11	2009/ 6/23	11	-0.0019 ± 0.0029
GSI-960595	2005/10/26	2009/ 6/26	14	-0.0004 ± 0.0035
ERI-ONSENHOTEL	2005/10/25	2009/ 6/21	10	-0.0152 ± 0.0055
ERI-O1003	2004/7/27	2009/ 6/21	7	-0.0086 ± 0.0061
ERI-O1004	2004/7/27	2009/ 2/24	5	-0.0067 ± 0.0026
MRI-G01o	2004/11/11	2009/ 2/20	5	0.0053 ± 0.0034
MRI-G02	2005/10/27	2008/11/15	5	-0.0150 ± 0.0078
MRI-G03	2004/11/9	2009/ 6/21	8	-0.0061 ± 0.0043
MRI-G04	2004/11/10	2009/ 2/22	8	-0.0050 ± 0.0059
MRI-G11	2004/11/10	2009/ 6/23	11	-0.0101 ± 0.0062
MRI-G15	2005/3/11	2009/ 2/26	9	-0.0004 ± 0.0074
MRI-G16	2005/3/11	2009/ 6/23	7	0.0105 ± 0.0080
MRI-G17	2005/3/11	2009/ 2/26	9	0.0056 ± 0.0082
MRI-G18	2004/7/27	2009/ 6/21	9	-0.0128 ± 0.0071
MRI-G26	2004/11/11	2009/ 6/23	9	0.0021 ± 0.0035

リーエアー勾配を C_f（mgal/m）、球殻内部に充填された物質の密度を ρ_0、周辺弾性体の密度を ρ、ラメ定数を λ、μ とする。地表面から深さ D にある球殻が等圧膨張し、球状圧力源の体積変化量が δV となったとき、地表面の圧力源直上からの水平距離 r における重力変化の成分は、萩原（1977）からそれぞれ以下の通りに表せる。

$$\delta f = \frac{3\delta V C_f}{4\pi} \frac{D}{(r^2+D^2)^{3/2}} \tag{1}$$

$$\delta g_0 = G\delta V(\rho_0 - \rho) \frac{D}{(r^2+D^2)^{3/2}} \tag{2}$$

$$\delta g_1 = \frac{G\delta V \rho(\lambda+2\mu)}{\lambda+\mu} \frac{D}{(r^2+D^2)^{3/2}} \tag{3}$$

$$\delta g_2 = -\frac{G\delta V \rho\mu}{\lambda+\mu} \frac{D}{(r^2+D^2)^{3/2}} \tag{4}$$

これらの総和 δg は以下のような簡単な形に表せる。

$$\begin{aligned}\delta g &= \delta f + \delta g_0 + \delta g_1 + \delta g_2 \\ &= \left\{\frac{3C_f \delta V}{4\pi} + G\delta V \rho_0\right\} \frac{D}{(r^2+D^2)^{3/2}}\end{aligned} \tag{5}$$

このうち中括弧内の第 1 項は δf に相当し、茂木ソースに基づく隆起によるフリーエアーの寄与分であり、第 2 項はそれ以外の寄与分の総和である。中括弧の外の項は圧力源と測点の位置関係による減衰項を意味する。これを見てわかるように、δg は四つの項が地殻変動に伴うフリーエアー寄与分と球殻内の物質が体積膨張した質量に伴う重力変化の寄与分の和だけの簡単な式で表されることがわかる。

伊豆大島の変動に茂木モデルを適用し、我々が得た 18 測点の重力変化速度を式(5)にあてはめ、格子点探索法により残差自乗和が最小になるような圧力源の緯度、経度、深さ D、体積変化量 δV の最適解を推定した。フリーエアー勾配 C_f は−0.3086 mgal/m、球殻内の密度 ρ_0 を 2.67×10^3 kg/m^3 とした。位置の探索格子間隔は 0.05 km、体積変化量の探索格子間隔は 0.1×10^6 m^3/year とし、測点の標高差による補正も行った（福井・他, 2003）。求まった圧力源パラメータは、カルデラ縁北部（34.7523°N、139.4078°E、ONSENHOTEL の南 150 m、東 450 m）の海抜下 3.65 km で、体積変化速度は 7.6×10^6 m^3/year であった。重力変化速度の残差の標準偏差は、0.0042 mgal/year であった。Fig. 5 に、圧力源の最適値として推定された場所を星印で示す。また、各観測点の重力変化速度に 1 σ の標準偏差を考慮して計算される、推定圧力源の誤算分布を黒い影の領域で示す。誤差範囲は広く、深さは海抜下 1 ～ 8 km にも及ぶが、水平位置はカルデラ北縁部周辺であることがわかる。

Fig. 6 には、圧力源の位置の他、FGS を固定とした各測点（丸印）における重力変化速度と、圧力源から期待される地表面における重力変化速度の面的な分布も示した。暖色系が正、寒色系が負を示す。また、Fig. 7 には推定された圧力源からの水平距離に対する 18 測点の重力変化速度の観測値（白いシンボル）と、見積もられた圧力源パラメータから期待される計算値（黒いシンボル）を示す。局地的に顕著な地殻変動が知られているため解析には除外した、三原新山周辺の測点 4 点（G05、G22、G24、G25）についても参考のためプロットした。

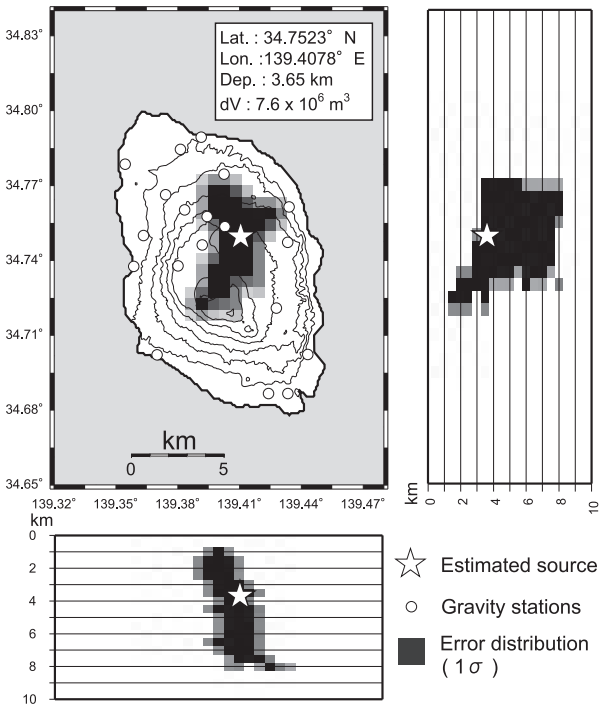


Fig. 5 Estimated pressure source based on the Mogi model using gravity change rates referenced to FGS. An asterisk denotes an estimated source at a depth of 3.65 km. The shadowed and hatched area indicates the error distribution of the estimated source with 1σ standard deviation.

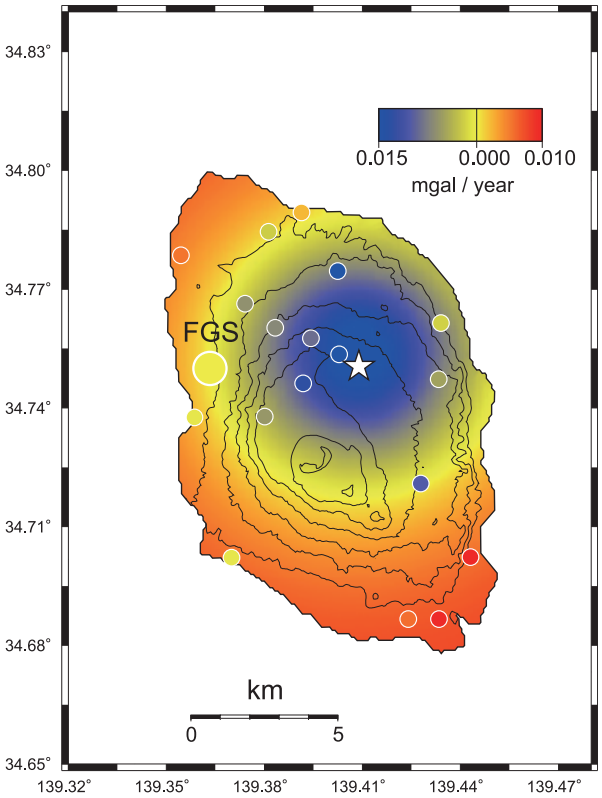


Fig. 6 Estimated pressure source based on the Mogi model using gravity change rates referenced to FGS. An asterisk denotes an estimated source at a depth of 3.65 km. Colored circles indicate observed gravity change rates according to the color palette. Color distribution on the land surface represents the calculated gravity change rate with estimated source parameters.

5. 考察

重力観測により推定された圧力源は、これまで地殻変動観測で報告されてきている推定値（例えば、高木・他（2008）では深さ 5 km、体積変化量 2×10^6 m^3/year）と比べると、深さは約 1 km 浅く、水平位置は若干東寄りとなったが概ね一致している。しかし、体積変化量 7.6×10^6 m^3/year は過大見積もりされており、深さとのトレードオフもあるが 4 倍程度大きい。重力観測による茂木モデルを仮定した圧力源推定値は、式(5)を見てもわかるように、括弧内の第 1 項の上下変動によるフリーエアーの寄与に大きく支配される。たとえば、括弧内第 2 項の球殻内密度の寄与に比べると、第 1 項の寄与はその－ 4 倍以上となる（式(6)）。

$$\delta f \Big/ (\delta g_0 + \delta g_1 + \delta g_2) = \frac{3C_f \delta V}{4\pi} \Big/ G\delta V \rho_0 = \frac{3C_f}{4\pi G \rho_0} = -4.13 \qquad (6)$$

このことは、若干正確さを欠く表現ではあるが、「マグマが地下の球殻内に充填されることによって観測される重力の増加量よりも、膨張して地表面が隆起することによる重力の減少量の方が 4 倍以上大きい」ことを意味する。

FGS（大島測候所）では GPS 連続観測を実施している。また推定圧力源に最も近い ONSENHOTEL においても 2007 年 3 月から GPS 観測を開始した。FGS を固定した ONSENHOTEL の高さの相対変化を Fig. 8 に示す。観測期間は 2 年余りにすぎないが平均的な隆起速度は 0.021 m/year であった。推定された圧力源パラメータを用いて ONSENHOTEL で期待される隆起速度を計

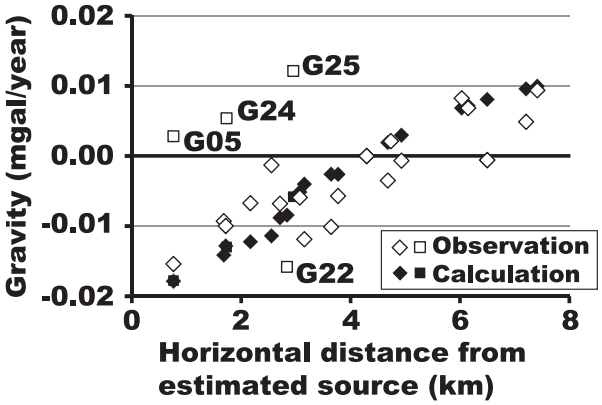


Fig. 7 Observed gravity change rates (open symbols) and calculated gravity change rates with estimated source parameters (solid symbols) including the four stations on and around Mt. Miharayama that were not used for source estimation.

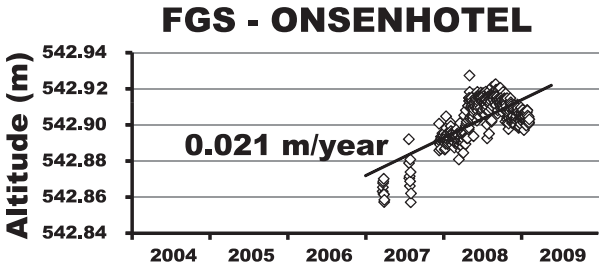


Fig. 8 Temporal altitude change at ONSENHOTEL station referenced to FGS by GPS observation. Averaged altitude change rate is 0.021 m/year.

算すると 0.103 m/year となり、GPS で観測された量の約 5 倍という大きな量となる。仮に推定された体積変化量が 5 倍程度過大見積もりされていると考えると、δV は推定された大きさの 1/5 程度がもっともらしいと推測される。

式(7)は式(5)の一部を変形したものである。

$$\delta g = \left\{ \frac{3C_f}{4\pi} + G\rho_0 \right\} \delta V \frac{D}{(r^2 + D^2)^{3/2}} \qquad (7)$$

中括弧内第 1 項がフリーエアーの寄与項、第 2 項が球殻内の密度の寄与項である。δV を 1/5 としたうえで、重力観測で得られた量 δg を説明することは可能であろうか。$\rho_0 = 2.67 \times 10^3$ kg/m^3 の場合の括弧内の二項の比は－ 4 : 1 であった（式(6)）。δV を 1/5 とした場合には、その比を－ 4 : －11 とすれば式(7)の δg を説明することが可能になる。このことは ρ_0 の 11 倍の密度の物質が消失し、しかも膨張するということになるが、これは現実的ではない。

活動的な火山では火山性の脱ガス活動によってマグマの質量が減少する。仮に脱ガスによって、前述の「ρ_0 の 11 倍の密度の物質が消失したこと」と等価なことが地下の圧力源付近で起こっていると仮定してガスの放出レートを計算すると、その量は 4.5×10^{10} kg/year となる。日換算で 120,000 ton/day であり、この量は三宅島 2000 年噴火後の最盛期の二酸化硫黄ガスの噴出レートに匹敵する（Kazahaya *et al.*, 2004）。顕著な脱ガス活動のあった三宅島ではそれに伴う山体の収縮を伴っていた。また伊豆大島では噴煙活動は低調であり、脱ガスで重力データと隆起データを説明することは困難である。

伊豆大島では、1986 年噴火以前にも繰り返し重力観測のいくつかの結果が報告されている。これらは、短期間的な例外はあるものの（井上・他, 1972）、おおむね経年的に内陸部の重力値は相対的に減少しているという観測結果である。小泉・他（1986）によると、1979 年から 1985 年の観測値は島の周縁に比べて内陸部で相対的に重力値が減少していることを報告している。例えばカルデラ付近（本報告の GOJINKACHAYA）では 0.12 mgal もの減少が観測された。この重力変化速度は、我々の観測結果と同程度である。ただしこれらの報告では、高さの変化についての観測成果については触れられていない。

このように、内陸部で最大 0.015 mgal/year 程度の重力減少は 1986 年噴火以前から現在まで継続的に見られているが、これに見合う隆起量は観測されていない。このことは、伊豆大島の地殻変動や重力変化は、単一圧力源や弾性的な振る舞いで説明するよりも別の複雑なメカニズムで説明することを検討する必要性を示唆する。このためには、更に精密な重力データの蓄積の他に、高精度の高さ変化のデータ蓄積を待たなければならない。

6. まとめ

伊豆大島の噴火準備期におけるマグマ蓄積過程を知るためのひとつの手段として、2004 年から 2009 年の間に 14 回の相対重力観測を実施した。その結果、カルデラ北部を中心に最大で 0.015 mgal/year の相対的な重力値の減少が見られた。茂木モデルを仮定して圧力源を推定したところ、海抜下 3.65 km で 7.6×10^6 m^3/year の体積膨張があれば説明できることがわかった。しかし、この圧力源パラメータで期待される地表の隆起量は GPS で観測された結果よりも 5 倍も大きく、重力変化と地殻変動を同時に説明することはできない。また圧力源球殻内の密度の設定の仕方で対応できる範囲から逸脱していた。

このような重力変化量分布は 1986 年噴火以前にも報告されている。観測された重力変化分布とそれに基づいて推定されたマグマ蓄積速度が正しいとすれば、観測された隆起速度は蓄積速度から期待される量を説明できない。このことは、伊豆大島は地殻変動や重力変化を単一圧力源や弾性的な振る舞いで説明することが困難な、マグマ蓄積過程の複雑な火山であることを示唆するのかもしれない。これらを解明するためには、更に精度の高い重力観測データ、及び測地データの蓄積が今後も必要である。

謝辞

本観測では多くの方の協力を得て行われた。安藤忍氏、坂井孝行氏、新堀敏基氏、山本哲也氏、黒木英州氏、浅沼光輝氏には観測にご協力頂いた。また大島測候所の多くの職員には全面的に支援して頂いた。国土地理院には電子基準点、重力点、水準点を利用させて頂いた。東京大学地震研究所には基準点を利用させて頂いた。大島町及び大島警察署には、カルデラ内における観測にご配慮を頂いた。また、2 名の匿名の査読者の建設的なご意見により、本稿は大きく改善された。編集委員の林豊氏には有意義なご指摘を頂いた。ここに記してみなさまへ感謝の意を表します。

参考文献

Carbone, D., G. Currenti and C. Del Negro, 2007: Elastic model for the gravity and elevation changes before the 2001 eruption of Etna volcano, *Bull Volcanol*, **69**, 553-562.

福井敬一・坂井孝行・山本哲也・藤原健治・高木朗充・中禮正明, 2003: 標高補正茂木モデルの有用性とその限界, *日本火山学会講演予稿集*, **35**.

古屋正人・大久保修平・田中愛幸・孫　文科・渡辺秀文・及川　純・前川徳光, 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**, 2, 217-225.

萩原幸男, 1977: 伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化, *東京大学地震研究所彙報*, **52**, 301-309.

井内　登・加納克巳・藤井陽一郎, 1972: 大島における重力変化の研究(II), *測地学会*, **18**, 104-111.

Jentzsch, G., R. Punongbayan, U. Schreiber, G. Seeber, C. Volksen and A. Weise, 2001: Mayon volcano, Philippines: change of monitoring strategy after microgravity and GPS measurements from 1992 to 1996, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **109**, 219-234.

Jousset, P., H. Mori and H. Okada, 2003: Elastic models for the magma intrusion associated with the 2000 eruption of Usu Volcano, Hokkaido, Japan, *J. Volcano. Geotherm. Res.*, **125**, 81-106.

川辺禎久, 1991: 伊豆大島火山の岩石学的発達史, *火山*, **36**, 297-310.

Kazahaya, K., H. Shinohara, K. Uto, M. Odai, Y. Nakahori, H. Mori, H. Iino, M. Miyashita and J. Hirabayashi, 2004: Gigantic SO_2 emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse, *Geology*, **32**, 5, 425-428.

小泉岳司・福井敬一・橋本徹夫・干場充之・清野政明・里村幹夫, 1988: 伊豆大島における重力変化－1985 年 11 月～1988 年 5 月－, *火山*, **33**, 291-303.

小泉岳司・吉田明夫・石川有三・澤田可洋・井内　登, 1986: 伊豆大島における重力測定－1985 年 11 月－, *気象研究所研究報告*, **37**, 271-280.

Matsumoto, K., T. Sato, T. Takanezawa and M. Ooe, 2001: GOTIC2: a program for computation of oceanic tidal loading effect, *Jour. Geod. Soc. Jpn.*, **47**, 243-248.

Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **36**, 99-134.

大久保修平・遠藤　猛, 1983: 荷重変形の Green 関数の偏微分係数（演旨）, *地震学会講演予稿集*, 1983, **2**, 189.

大久保修平・渡辺秀文・田島広一・沢田宗久・坂下至功・横山　泉・前川徳光, 1988: 1986 年伊豆大島噴火前後の重力変化, *東京大学地震研究所彙報*, **63**, 2, 131-144.

大島弘光・前川徳光・植木貞人・武田嘉人, 2003: 北海道の火山およびその周辺地域における精密重力測定 : 北海道駒ヶ岳, *北海道大学地球物理学研究報告*, **66**, 101-110.

高木朗充・山里平・福井敬一・坂井孝行・安藤　忍・加治屋秋実・加藤幸司, 2008: GPS 時間変化から推定する圧力源パラメータ　伊豆大島への適用, *日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集*, V151-024.

Tamura, Y., 1982: A computer program for calculating the tide-generating force, *Publ. Int. Latit. Obs. Mizusawa*, **16**, 1-20.

渡辺秀文・大久保修平・坂下至功, 1990: 降水の重力におよぼす影響評価 － 拡散モデル, *日本火山学会秋季講演予稿集*, 56.

山本圭吾・高山鉄朗・石原和弘・大島弘光・前川徳光・植木貞人・沢田宗久・及川　純, 1998: 桜島および姶良カルデラ周辺における重力変化, *京都大学防災研究所年報*, **41B-1**, 153-160.

噴火準備期における伊豆大島の相対精密重力測定

高木朗充*・福井敬一・山里　平（気象研究所地震火山研究部）

藤原健治**（大阪管区気象台）

加治屋秋実**（大島測候所）

噴火準備期における伊豆大島火山のマグマ蓄積過程を明らかにするため、2004 年から 2009 年に 14 回の相対精密重力測定がなされた。重力変化は山頂カルデラ北縁を中心に減少する傾向であり、重力減少速度は最大で 0.015 mgal/year であった。茂木モデルを仮定して圧力源パラメータを求めると、観測データを説明できるパラメータとして、7.6×10^6 m^3/year の体積膨張する海抜下 3.65 km の深さの圧力膨張源が見積もられた。しかし見積もられた体積膨張から計算される隆起速度は GPS による観測値の 5 倍にもなり、これら見積もられた膨張源のパラメータは、重力と隆起の変化を同時には説明することはできない。

伊豆大島火山は単純な物理モデルで示すことができない複雑なマグマ蓄積系を有する火山であるのかもしれない。このような複雑な火山のマグマ蓄積系を明らかにするためには、隆起量の観測とともにさらなる高精度の微小重力観測を今後も継続する必要がある。

* 現所属：文部科学省 研究開発局 地震・防災研究課

** 現所属：気象庁地震火山部火山課

1.5　SAR 干渉解析による全国の火山の地殻変動監視と検出された火山性地殻変動

1.5.1　はじめに

2006 年 1 月 26 日に H-ⅡA ロケットにより種子島宇宙センターから打ち上げられた陸域観測技術衛星（Advanced Land Observing Satellite；日本名「だいち」以下，ALOS という）は，地図作成，地域観測，災害状況把握，資源探査，技術開発を主目的とした地球観測衛星である。軌道は太陽同期準回帰軌道で周期は約 90 分，高度は 691.65 km（赤道上空）で回帰日数は 46 日である。ALOS には 2 つの光学センサ（PRISM, AVNIR-Ⅱ）と 1 つのマイクロ波センサ（PALSAR）が搭載されている。

PRISM（Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping；パンクロマチック立体視センサ，以下 PRISM という）は，地表を 2.5 m の分解能で観測し，衛星の進行方向に対して，前方視，直下視，後方視の 3 方向の画像を同時に取得することができ，これらの組み合せにより高精度の数値標高モデル（DSM：Digital Surface Model）の作成に利用される。観測モードは全部で 9 通りあり，衛星の進行方向の直角方向（Cross-track direction）に対して鉛直下方向から±1.5 °のポインティングが可能である。観測幅は直下視のみの場合は 70 km，3 方向視モードの場合は 35 km である。

AVNIR-Ⅱ（Advanced Visible and Near Infrared Radiometer Type 2；高性能可視近赤外放射計 2 型，以下 AVNIR-Ⅱという）は，ADEOS（Advanced Earth Observing Satellite；地球観測プラットフォーム技術衛星；日本名「みどり」）に搭載された AVNIR の分解能を更に向上させたもので，可視，近赤外域の 4 つの観測帯で，陸域や沿岸域を観測することで，地域観測などに必要な土地被覆分類図や土地利用分類図などの作成を行う。また，鉛直下方向から±44°のポインティング機能を有しており，迅速な災害状況の把握のために活用されている。

PALSAR（Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar；フェーズドアレイ方式 L バンド合成開口レーダー，以下 PALSAR という）は，我が国最初の SAR 衛星である JERS-1（Japanese Earth Resources Satellite-1；地球資源衛星「ふよう 1 号」）に搭載された合成開口レーダーの機能・性能を向上させたもので，高分解能観測モードや，観測幅を可変することで広い観測幅を確保する観測モード（Scan-SAR）が可能である。また，垂直偏波と水平偏波を送受信で組み合わせることにより，対象物の状態を判別する偏波観測モード機能が搭載されている。透過性の良い L バンド波長は，日本のように森林が多い地域においても高感度の地表面観測が可能であり，コヒーレント性を使った干渉解析による地殻変動観測への有効性が知られている（例えば，古屋，2006 や小澤，2006）。これまでに，地震時や火山活動に伴う地殻変動検出の例がいくつか報告されている（例えば，小澤ほか，2003，Fukushima *et al*., 2008，Takada *et al*., 2009 や Ozawa *et al*., 2011 など）。

気象研究所では，ALOS に搭載されているこれらの観測センサを使い，火山活動の監視・観測のリモートセンシングのツールとして有効か否かについて検証を試みた。特に PALSAR を使った SAR 干渉解析による地殻変動検出については北方領土を含めた国内活火山周辺の解析を行うとともに，同じ手法を用いて海外の火山についても解析を行った（海底火山を除く）。

1.5.2　SAR 干渉解析の原理

詳細な理論や処理手法については，島田（1999），藤原・飛田（1999），Hanssen（2001）や地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）などに記載されているが，以下，要点について簡単に述べる。まずは干渉解析について述べる前に，SAR の原理について触れる。

SAR による観測の原理は，衛星の飛行方向（azimuth あるいは along-track）に対して直行方向（range あるいは cross-track）の鉛直右斜め下（line of sight：視線）の地面側に対してマイクロ波を発射する。この信号は地上からの反射波として

約 5 ミリ秒後に返ってくる。ALOS では，このような信号を毎秒約 2000 回という頻度で繰り返し発射し，同じ繰り返し頻度で受信している。こうして得られた受信信号列を相関処理することで，SAR により観測されたデータが画像となる。なお，SAR 画像の明るさは地面の反射係数に比例し，分解能の大きさは azimuth 方向では衛星のアンテナ長に比例し，range 方向には帯域幅に反比例する。ALOS の場合には，通常観測モードで約 70 km 四方の 10 m 程度の空間分解能を持つ SAR 画像が得られる。また，ALOS に限らず SAR 観測の場合は距離と方向の計測（range-doppler 観測）の影響から衛星直下の観測はできない。さらに，画像化する際にはレイオーバー，シャドウイング，フォアショートニングなどにより，画像にゆがみが生じるため，地図等に合わせ込み表示する場合には更に補正が必要である。

SAR 画像は振幅と位相で表現されることから，異なる 2 時期に観測された画像について，これらの変化を抽出することが可能である。SAR 干渉解析とは，得られた 2 回の画像データについて正確な位置合わせを行った後，位相の変化を検出することである。

$$\Delta\phi = \Delta\phi_{def} + \Delta\phi_{orbit} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{noise} \qquad (1)$$

右辺の各項については次の通りである。

$\Delta\phi_{def}$ ：実際の地殻変動による位相差（変動縞）。

$\Delta\phi_{orbit}$ ：衛星軌道のズレによる位相差（軌道縞）。

$\Delta\phi_{topo}$ ：地形標高による位相差（地形縞）。

$\Delta\phi_{noise}$ ：その他のノイズ。

実際の解析においては，(1) 式で示したように，2 回の観測時における衛星軌道の不一致や地形誤差を原因とするノイズが含まれている。このため，実際の地殻変動を得る作業は（1）の右辺第 1 項 $\Delta\phi_{def}$ 以外の項について，除去する処理であることを指す。本報告では，データの画像化や上記の処理について，SIGMA-SAR 解析ソフト（Shimada,1999）を使用し，得られた結果の表示については GMT（Wessel and Smith，1998）を使用した。

1.5.3　SAR 干渉解析の結果

火山噴火予知連絡会では，衛星データを利用した火山活動の評価及び把握を目的として衛星解析グループ（通称，火山 WG）を平成 18 年 11 月に設置し，気象庁と独立行政法人宇宙航空研究開発機構が「陸域観測技術衛星データによる火山活動の評価及び噴火活動の把握に関する共同研究協定」を締結し，計画書を策定した上で，火山活動評価等における衛星データの利用方法の調査・研究を実施した。気象研究所からは，「ALOS データを用いた離島火山等のモニタリング」，「PRISM を利用した噴気のマッピングとモニタリング」の 2 課題について登録し，ALOS データを用いた解析を行い，この計画に参加した。なお，本取組は当初実証実験として開始されたが，平成 21 年度に後期利用段階となったことに伴い，個別課題についても各々「ALOS データを用いた全国の活火山の地殻変動モニタリング」，「ALOS データを用いた全国の活火山の噴気マッピングとモニタリング」と変更し継続参加した。しかしながら，平成 23 年度初めに電源システムの故障により ALOS の運用が停止されたことから，平成 24 年度からはアーカイブデータの利用を中心とした共同研究になった。このため，気象庁地震火山部火山課を代表者とし，「SAR を用いた火山活動評価への利用の検討」と題して全国を 5 つの地域に分けて登録し，更に「熱活動や噴気活動の把握，噴出物調査への利用調査」も個別課題登録し，ALOS データを活用した火山活動の評価への利用について検討を行った。

本章では，主に 2 時期のデータを用いた SAR 干渉処理について述べる。ALOS/PALSAR の回帰日数は，先に述べたように 46 日であるが，緊急観測や衛星のメンテナンスなどの影響により，必ずしも該当地域が回帰ごとに撮像されてはない。気象研究所では，撮像されたデータのうち，干渉処理に影響の大きい垂直軌道間距離（Bperp）を基準にし，およそ 1 km 以内のペアについて解析を行った。しかしながら，これらのペアにおいても電離層や大気遅延による影響を受けた可能性のある結果も存在する。本報告では，各々の火山地域（北方領土を含む）における，比較的長期間

のペアについての解析結果を示す。なお，火山活動に伴うと思われる位相差が検出された一部の事例については，得られた地殻変動量から圧力源の推定を試みた。また，海外の火山の事例についてもいくつか解析結果を紹介する。

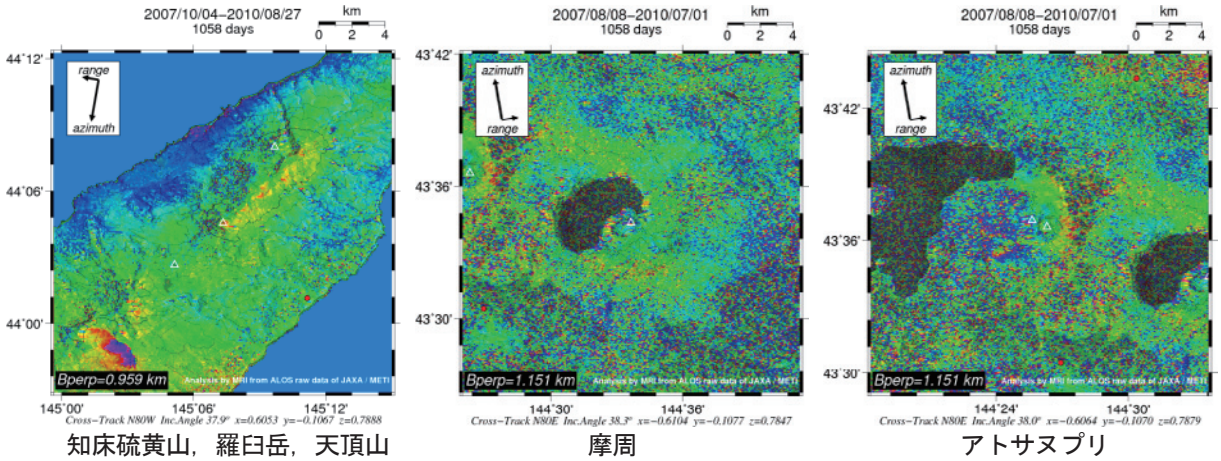
1.5.4　国内の活火山周辺における SAR 干渉解析

国内の活火山周辺における SAR 干渉解析結果について，Fig.1.5.1 に示す。近接している活火山についてはまとめて結果を示している。その結果，幾つかの火山について火山活動に伴うと思われる位相差が検出された。以下，得られた結果について主な特徴を示す。

アトサヌプリ：山頂の西南西約 2 km 付近において，衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
十勝岳：62-2 火口において，局所的な衛星に近づく方向の位相差が認められた。
樽前山：山頂溶岩ドームにおいて，局所的な衛星に近づく方向の位相差が認められた。
有珠山：大有珠や西山火口周辺において，衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
吾妻山：大穴火口周辺において，局所的な衛星に近づく方向の位相差が認められた。
安達太良山：沼ノ平火口周辺において，局所的に衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
伊豆大島：三原山山頂火口において，局所的に衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
三宅島：山頂カルデラ周辺において，衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
硫黄島：島全体が衛星に近づく方向の位相差が認められた。その位相差は海岸付近の方が島の中央部よりも大きいことが分かった。
九重山：星生山付近において，衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
阿蘇山：中岳周辺において，局所的な衛星に近づく方向の位相差が認められた。
雲仙岳：平成新山周辺において，局所的に衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
霧島山：新燃岳周辺において，衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。
桜島：島の北側において，衛星に近づく方向の位相差が認められた。
口永良部島：新岳周辺において，局所的な衛星に近づく方向の位相差が認められた。

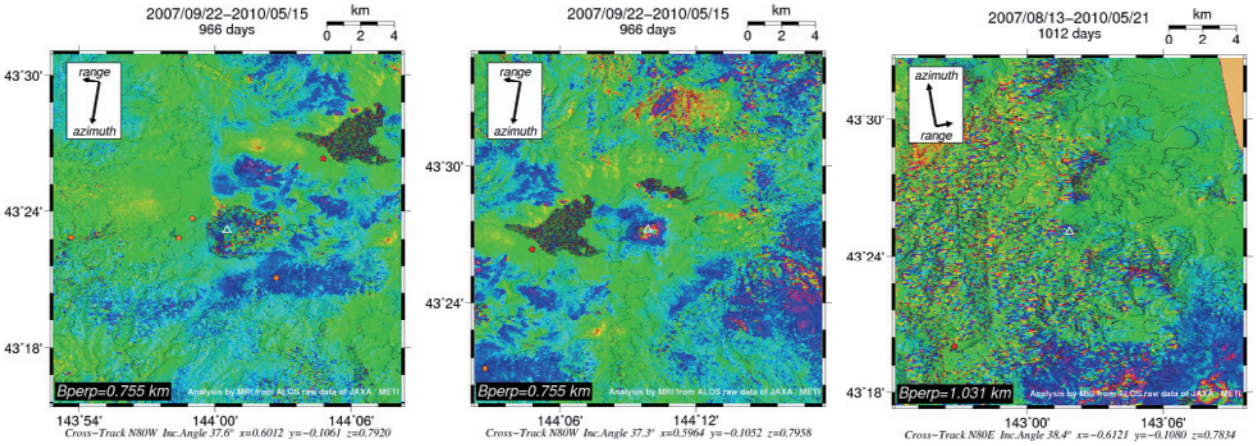
1.5.5　主な活火山周辺における詳細な SAR 干渉解析結果

Fig.1.5.1 に示した活火山周辺の SAR 干渉結果のうち，幾つかの火山について以下のとおり詳細を示す。

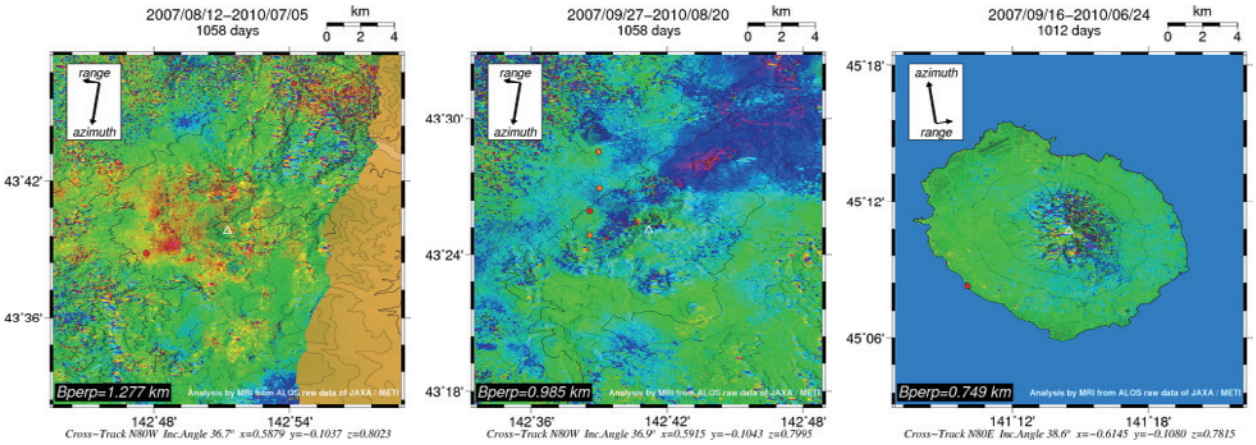


知床硫黄山，羅臼岳，天頂山　　摩周　　アトサヌプリ

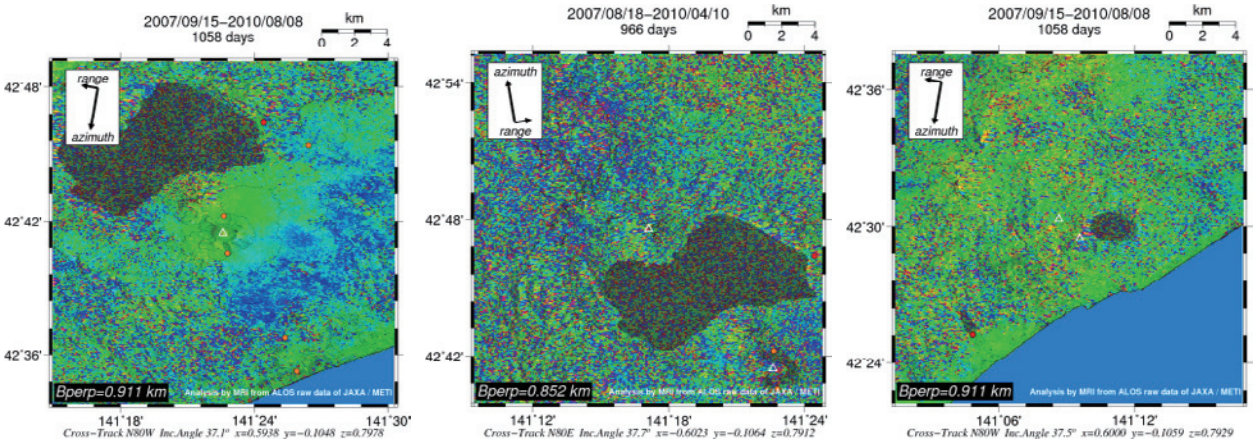
Fig. 1.5.1　SAR interferograms around active volcanoes in Japan.



雌阿寒岳　　雄阿寒岳　　丸山

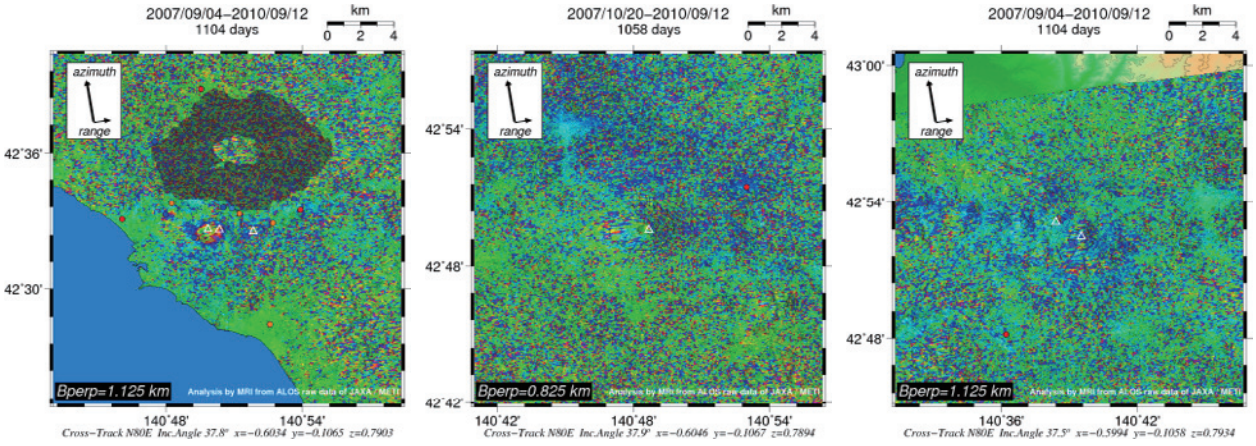


大雪山　　十勝岳　　利尻山

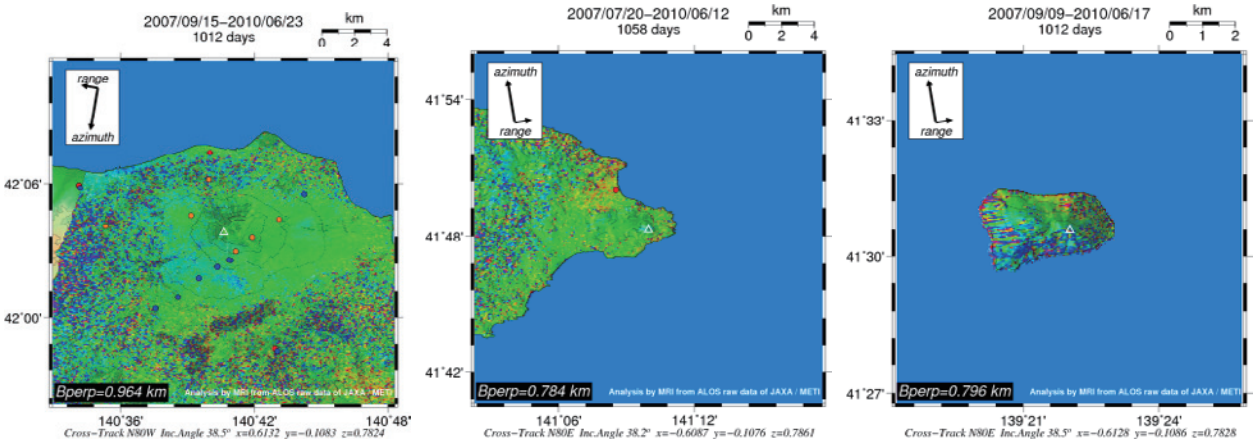


樽前山・風不死岳　　恵庭岳　　倶多楽

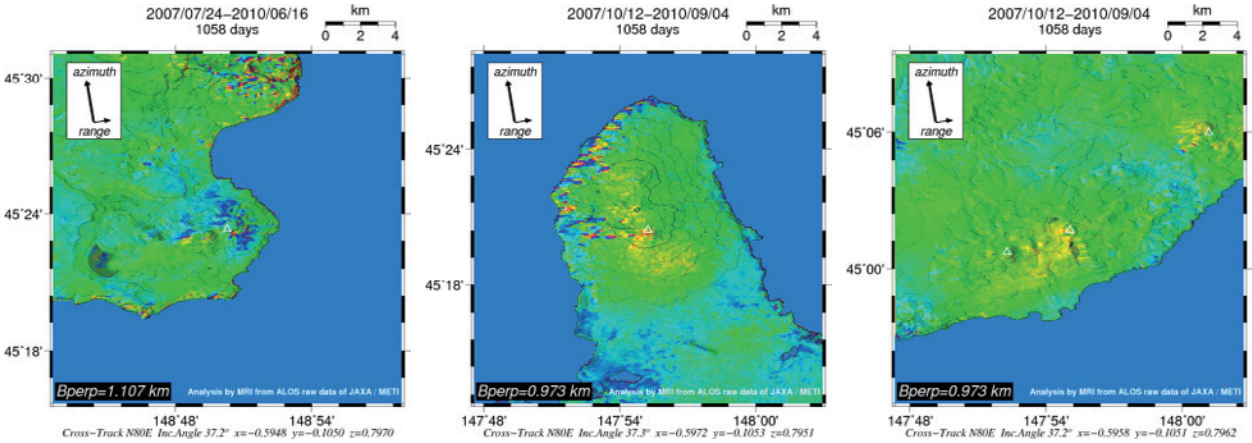
Fig. 1.5.1　(Continued)



有珠山　　羊蹄山　　ニセコ



北海道駒ヶ岳　　恵山　　渡島大島



茂世路岳　　散布山　　指臼岳, 小田萌山, 択捉焼山

Fig. 1.5.1　(Continued)

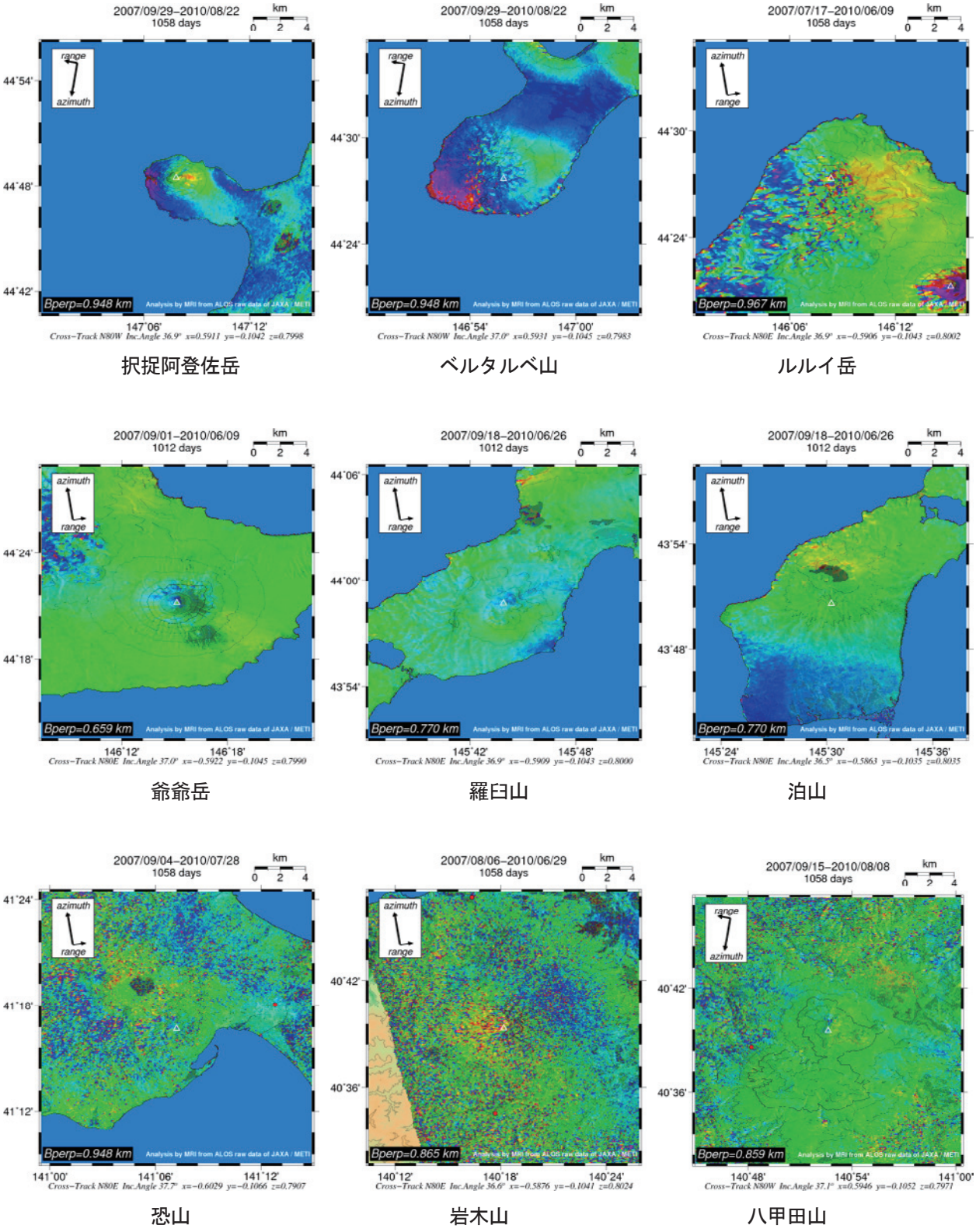
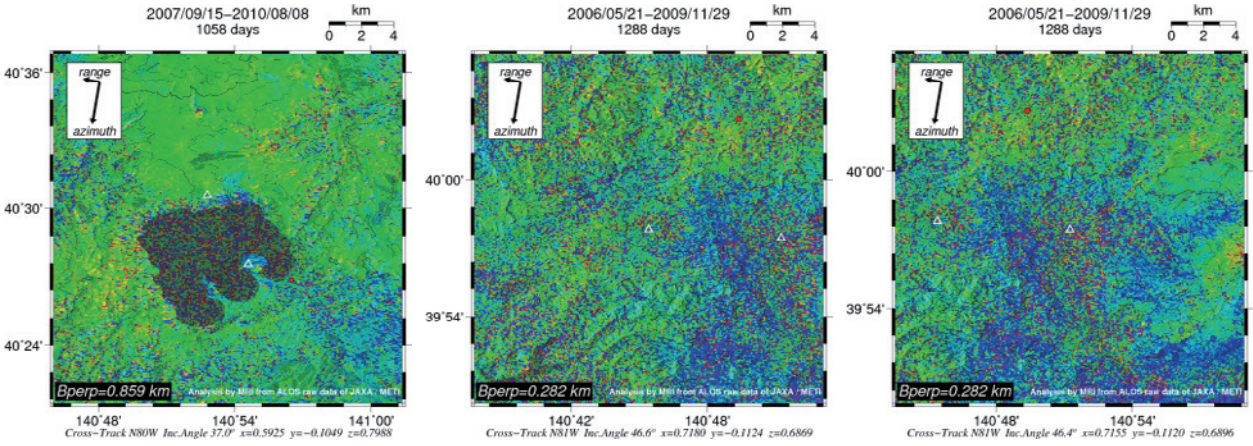
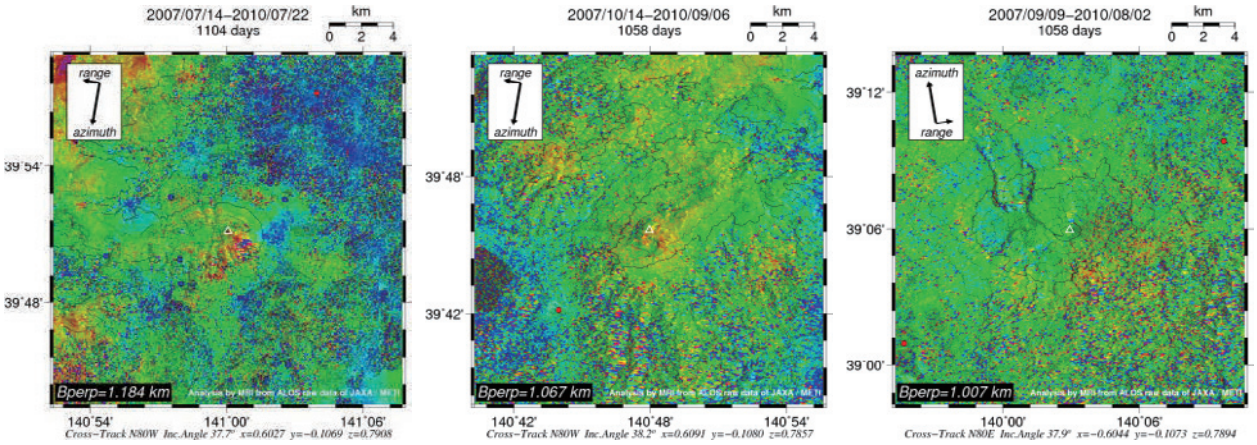


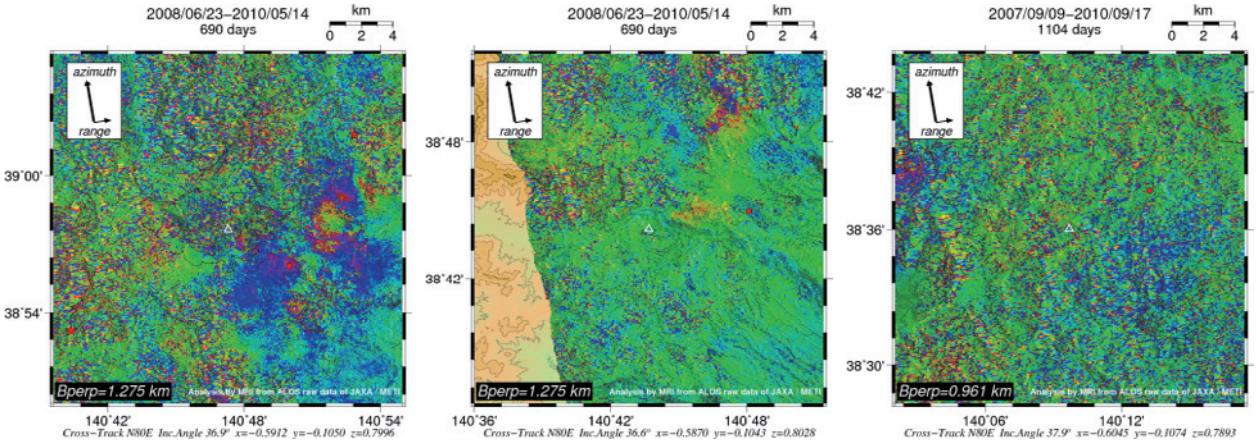
Fig. 1.5.1　(Continued)



十和田　　秋田焼山　　八幡平

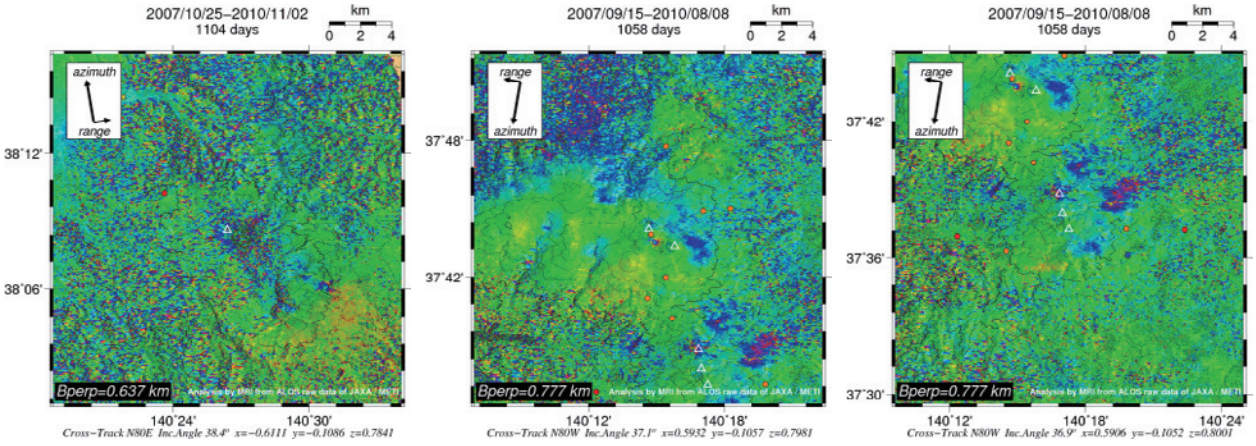


岩手山　　秋田駒ケ岳　　鳥海山

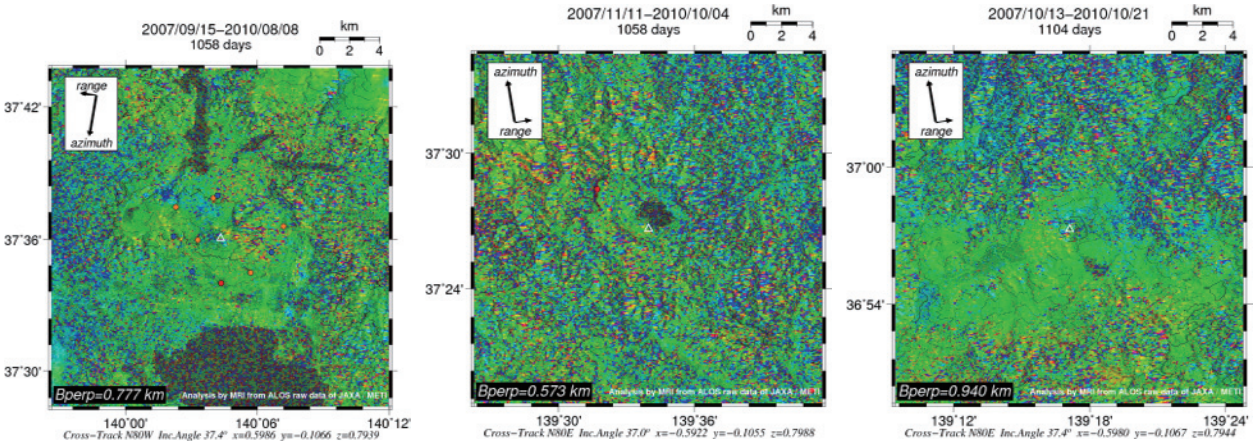


栗駒山　　鳴子　　肘折

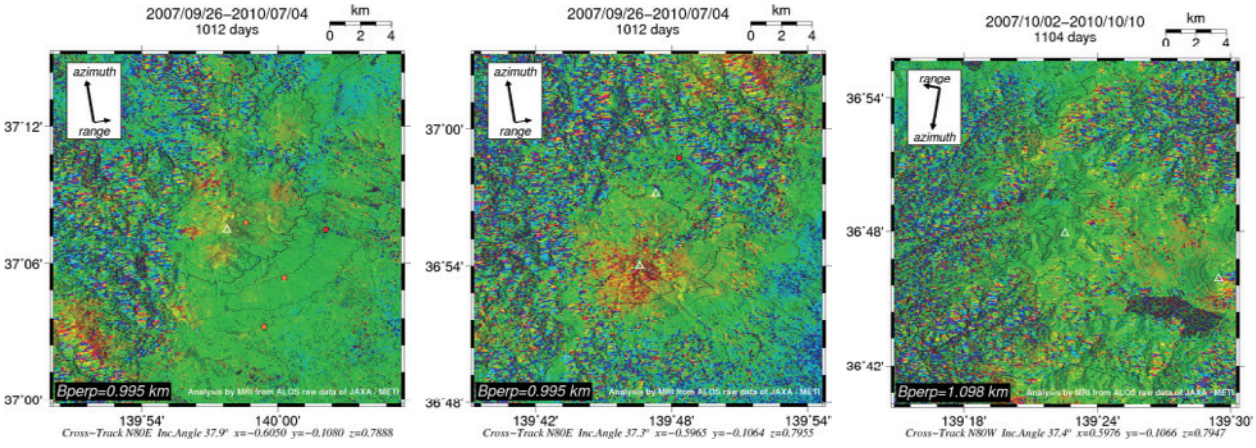
Fig. 1.5.1　(Continued)



蔵王山　　吾妻山　　安達太良山

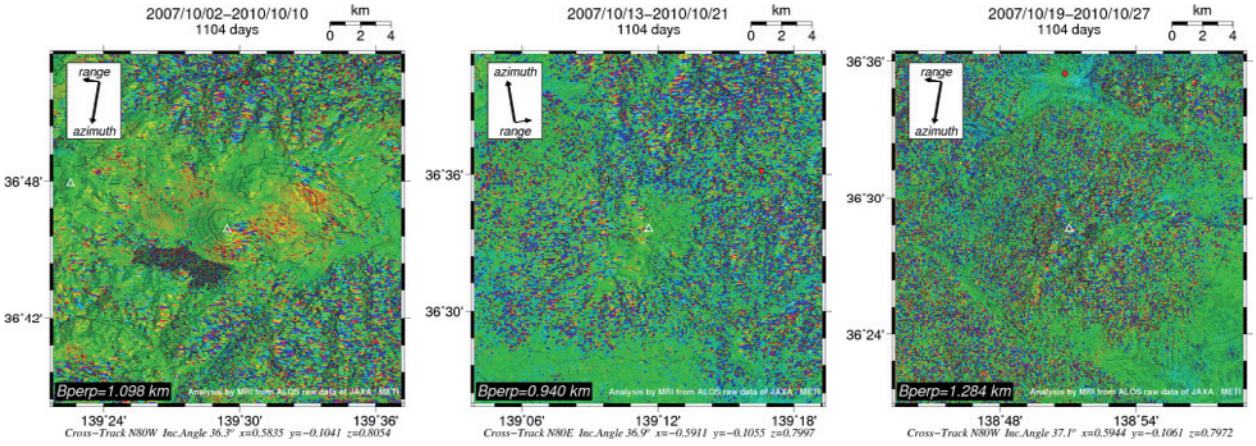


磐梯山　　沼沢　　燧ケ岳

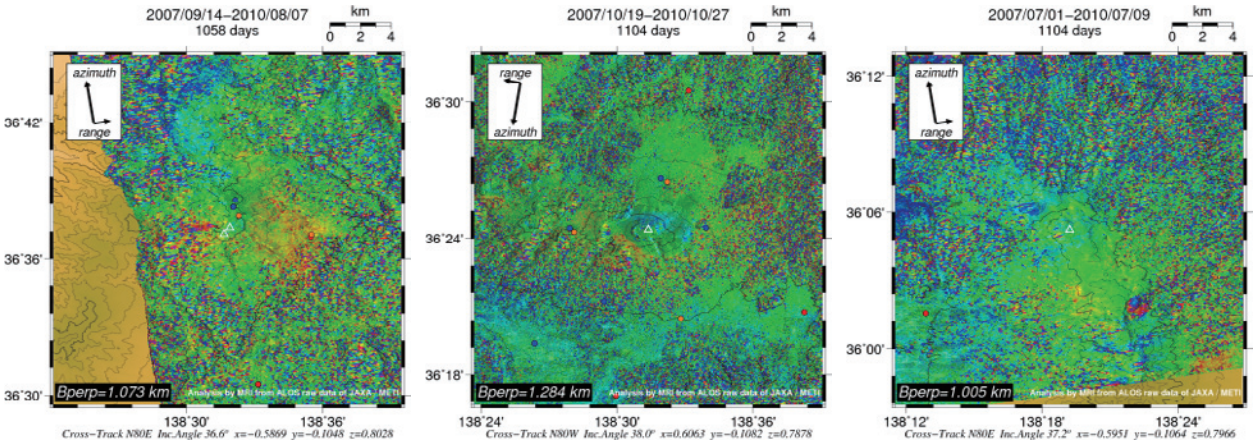


那須岳　　高原山　　日光白根山

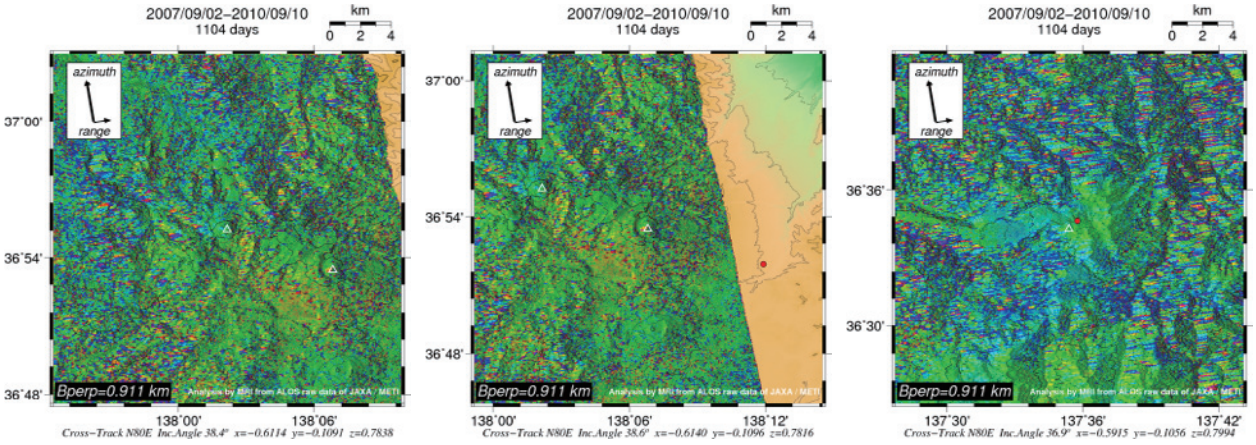
Fig. 1.5.1　(Continued)



男体山　　赤城山　　榛名山

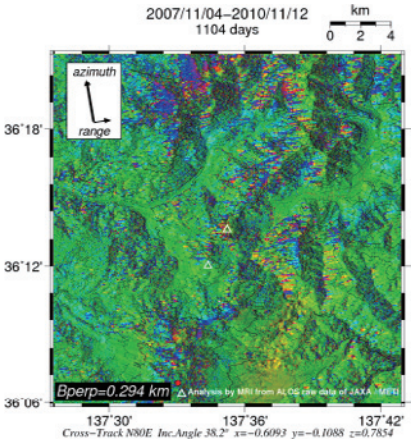


草津白根山　　浅間山　　横岳

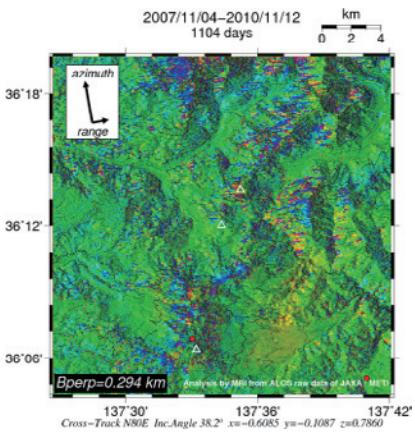


新潟焼山　　妙高山　　弥陀ヶ原

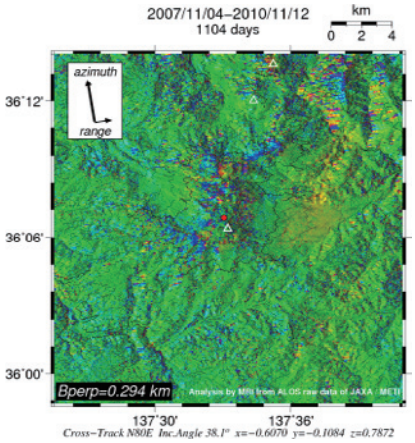
Fig. 1.5.1　(Continued)



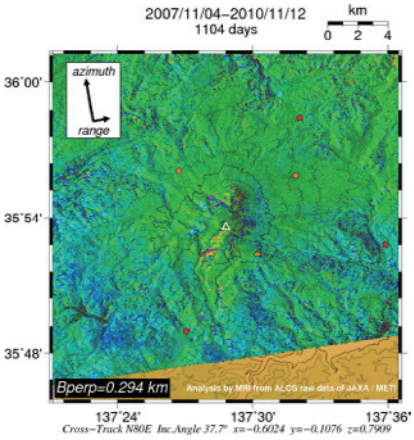
焼岳



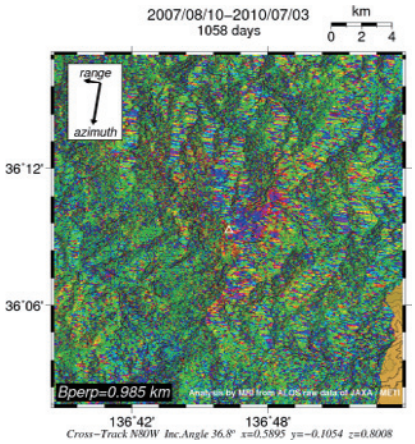
アカンダナ山



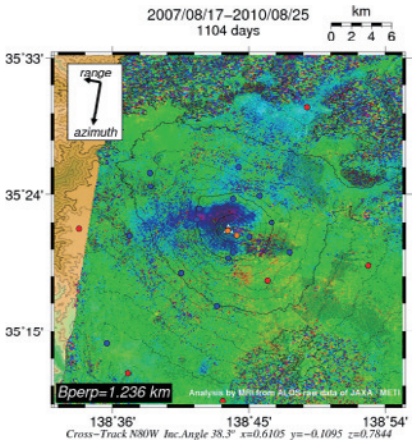
乗鞍岳



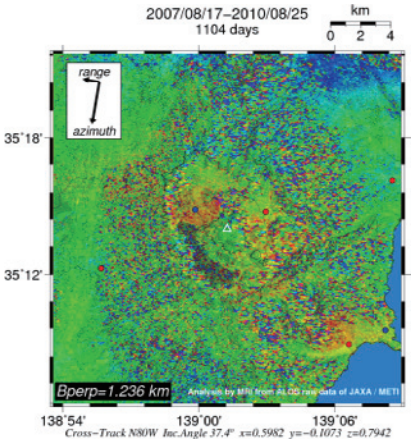
御嶽山



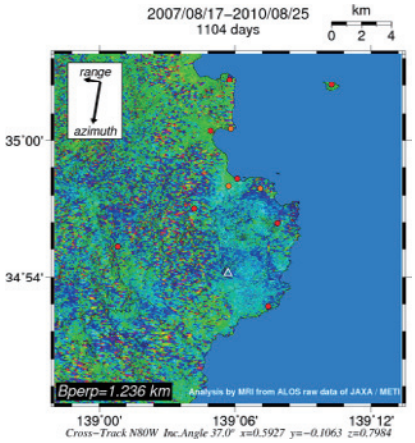
白山



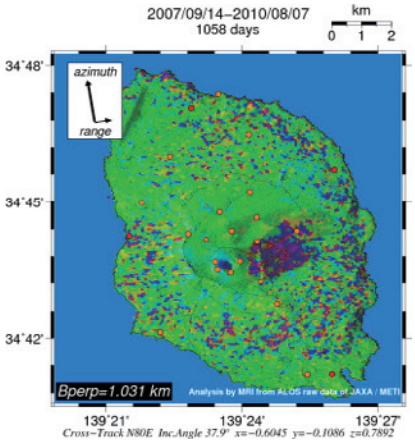
富士山



箱根山

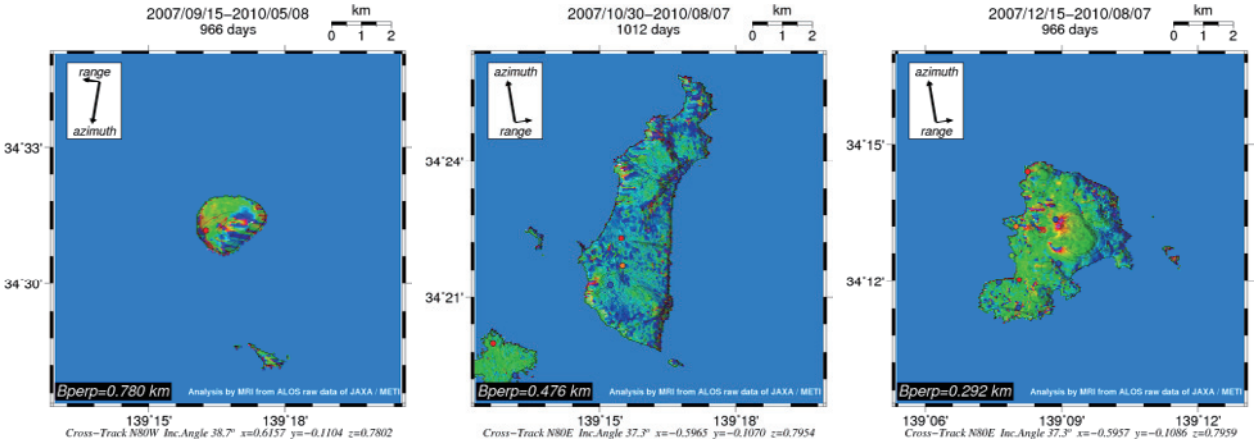


伊豆東部火山群

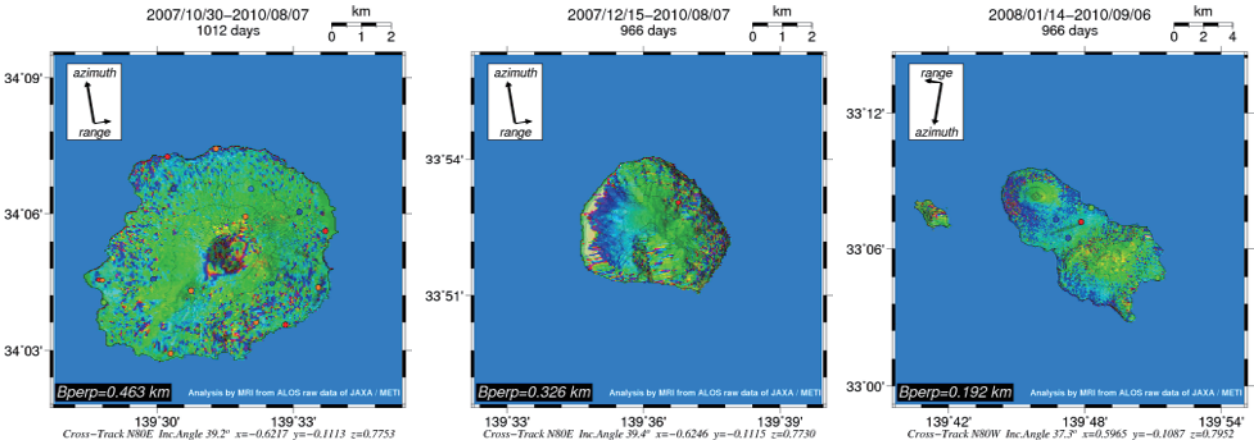


伊豆大島

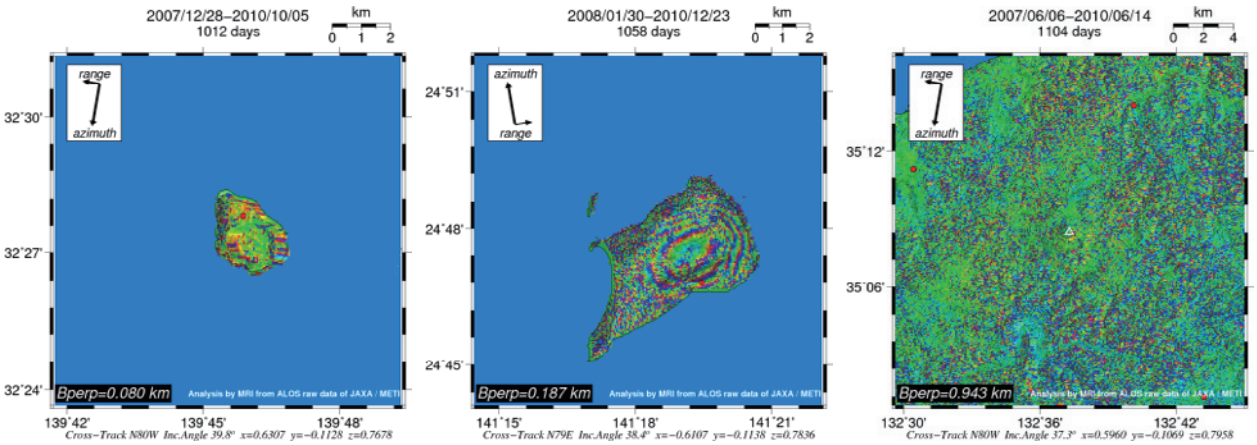
Fig. 1.5.1　(Continued)



利島　　新島　　神津島

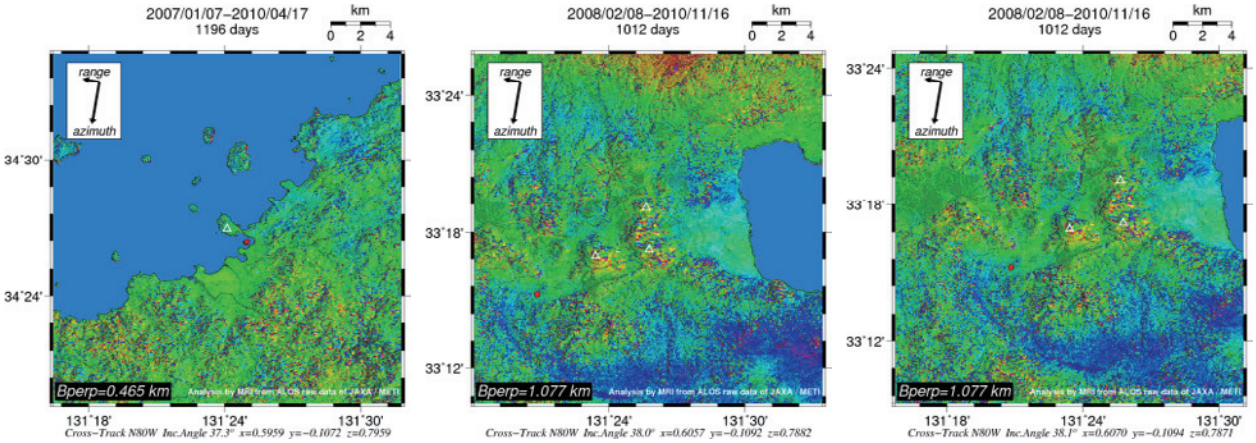


三宅島　　御蔵島　　八丈島

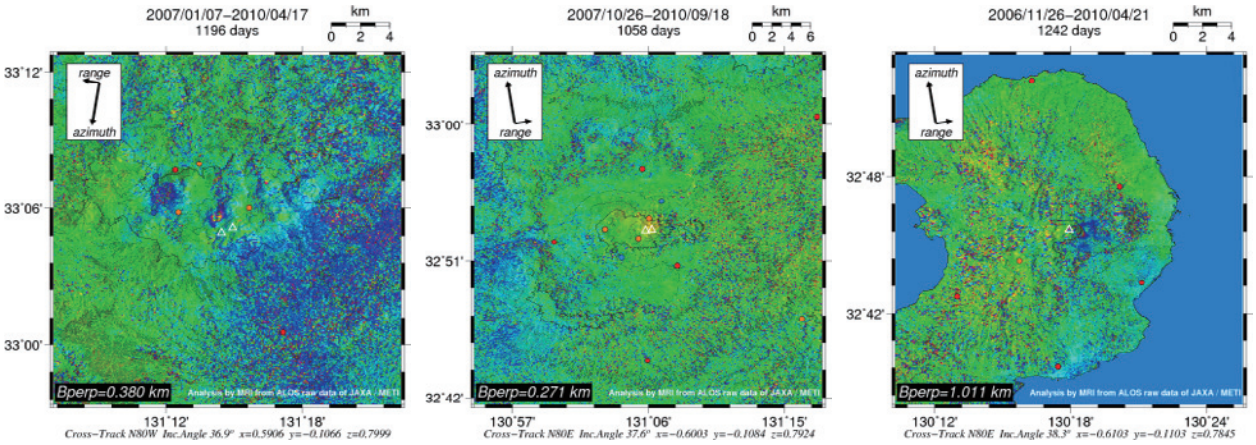


青ヶ島　　硫黄島　　三瓶山

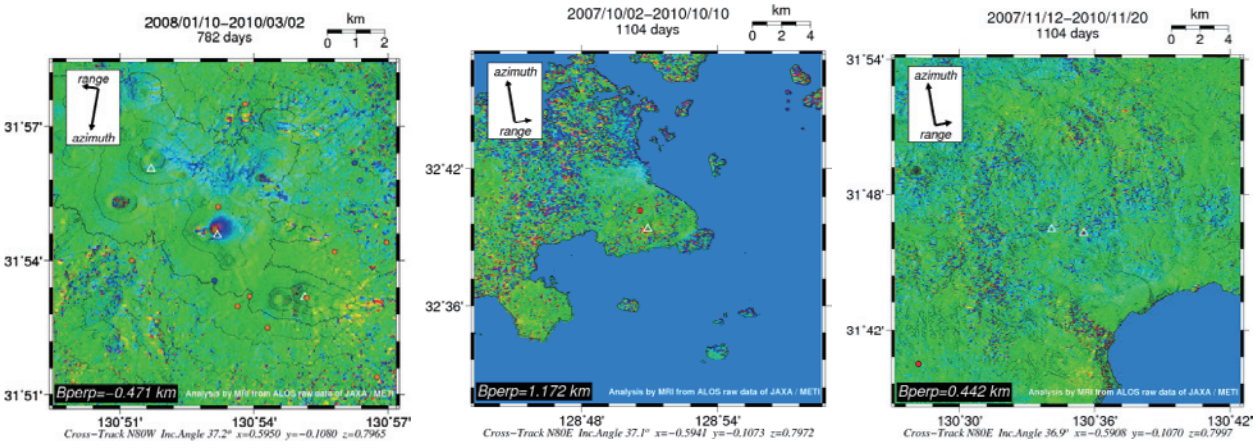
Fig. 1.5.1　(Continued)



阿武火山群　　鶴見岳・伽藍岳　　由布岳



久重山　　阿蘇山　　雲仙岳



霧島山　　福江火山群　　米丸・住吉池

Fig. 1.5.1　(Continued)

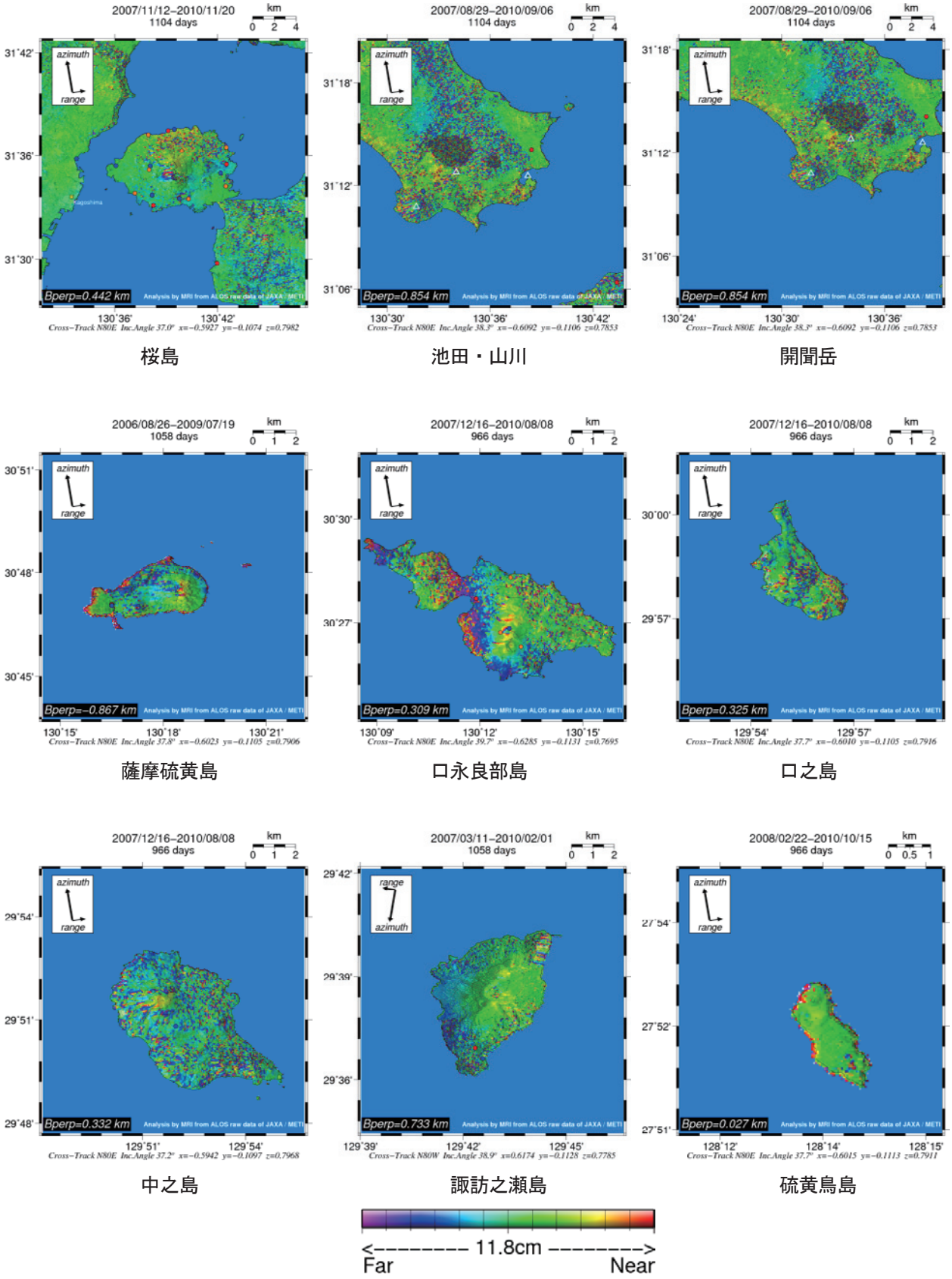


Fig. 1.5.1　(Continued)

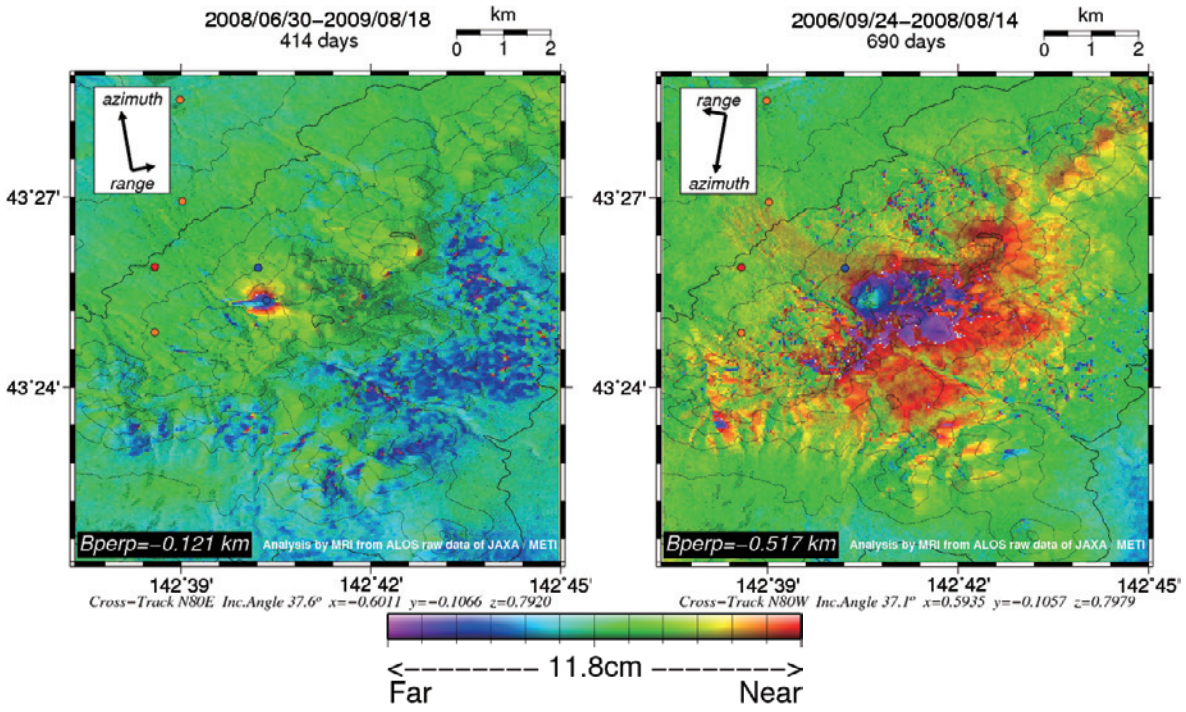


Fig. 1.5.2　SAR interferograms around Tokachidake. Dates and orbits are shown on each image. Symbols in the SAR interferograms: orange circles, red circle and blue circles represent the GPS observation station of JMA, GSI and GSH, respectively.

1.5.5.1　十勝岳

十勝岳では，気象庁ほかによる GPS 観測などにより，2006 年 9 月以降 62-2 火口浅部の膨張を示す結果が報告されている。本報告では，2006 年 9 月 24 日と 2008 年 8 月 14 日の約 2 年間における南行軌道と 2008 年 6 月 30 日と 2009 年 8 月 18 日の約 1 年間における北行軌道の撮像ペアを用いて SAR 干渉解析を行った。その結果，各々の解析結果で 62-2 火口周辺において衛星に近づく方向の位相差が得られ，火山活動に伴うと考えられる局所的な地殻変動が得られた（Fig.1.5.2）。ただし，南行軌道の解析結果には，十勝岳山頂付近全体に大気遅延に伴うと思われる位相差も重畳している可能性があり変位量の取り扱いについては注意が必要である。

1.5.5.2　吾妻山

吾妻山では，2001 年頃から地震活動の活発化と静穏化が周期的に繰り返している。気象庁仙台管区気象台火山監視・情報センターの観測によれば，2002 年以降の山頂を中心とした GPS 観測で，地震活動に同期した膨張と収縮の傾向を示す地殻変動が観測されている（山崎ほか，2008）。本報告では，2006 年 7 月 6 日と 2008 年 7 月 11 日の約 2 年間の南行軌道における撮像ペアを用いて SAR 干渉解析を行った。その結果，大穴火口周辺において局所的な衛星に近づく方向の位相差（約 10 cm）を得た（Fig.1.5.3）。

火山用地殻活動解析支援ソフトウェア（福井ほか，2010。以下，MaGCAP-V という。）を用いた圧力源計算によれば，これら得られた変動量は球圧力源（Mogi,1958）を仮定した場合には，大穴火口直下の深さ約 290 m に約 3.8×10^4 m^3 の体積増加量を仮定すれば，説明可能であることが分かった。この結果は，ほぼ同時期に火口周辺で実施された GPS キャンペーン観測から推定された圧力源の水平位置と一致しており，深さ（約 320 m）や体積増加量（約 3.2×10^4 m^3）についても概ね一致していることが分かった。

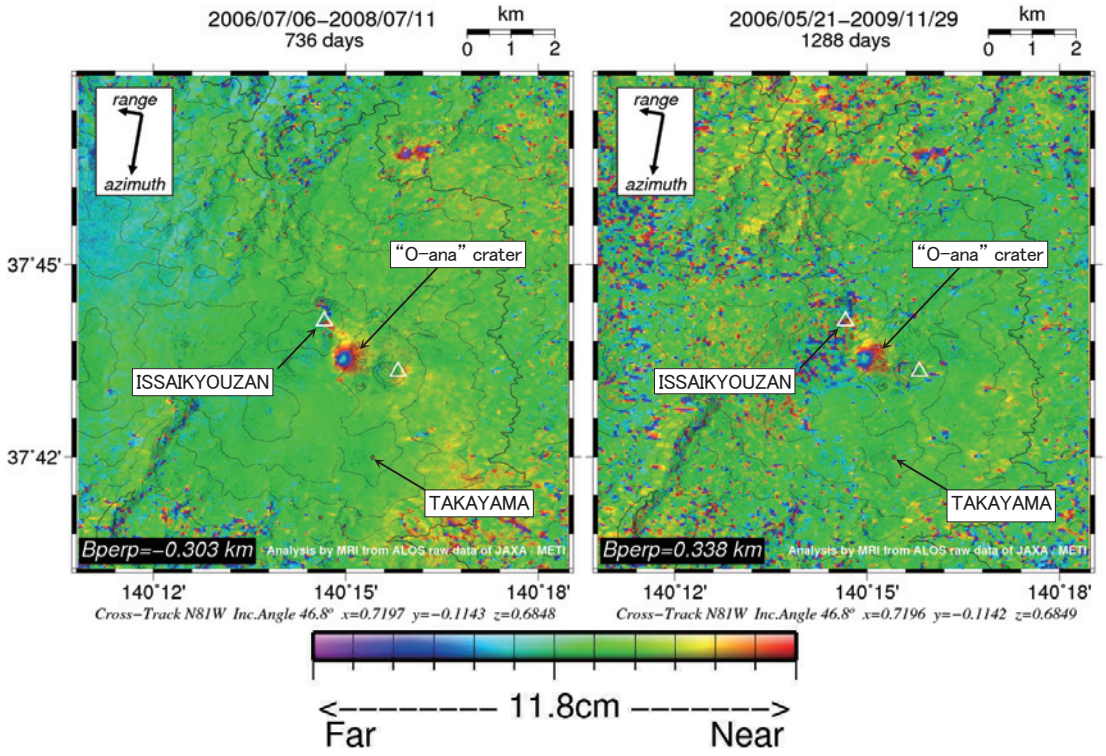


Fig. 1.5.3　SAR interferograms around the O-ana crater of Azumayama. Dates and orbits are shown on each image.

1.5.5.3　霧島山（新燃岳）

霧島山（新燃岳）では 2011 年 1 月 19 日に噴火活動が始まり，26 日には本格的なマグマ噴火となった。噴火活動は同年 9 月を最後に小康状態となっているが，一連の活動により噴火前に山頂火口内に存在していた火口湖は消滅し，溶岩が蓄積している状態である。本報告では，これら一連の火山活動について噴火前と後，更に噴火活動中に撮像された各データを用いて，SAR 干渉解析を行った。Fig.1.5.4 にこれらの結果を示す。これによれば，噴火前のペアでは，韓国岳から防災科学技術研究所の GPS 観測点「万膳」付近までを中心に，北行軌道及び南行軌道ともに衛星に近づく方向に 4 cm から 5 cm 程度の位相差が認められた。これに対し，2011 年 1 月下旬の噴火時を挟むペアでは，やはり同じ場所中心として，北行軌道で最大約 6 cm 程度，南行軌道で約 3 cm 程度の衛星から遠ざかる方向の位相差が認められた。また，1 月下旬の噴火以降のペアでは，霧島山の山頂付近において北行軌道で数 cm 程度の衛星に近づく方向の位相差が認められた。

これらの結果を用いて，MaGCAP-V（福井ほか，2010）を使った球状圧力源（Mogi,1958）を仮定した圧力源（収縮源）計算によれば，噴火前には，新燃岳山頂の西北西約 5 km の場所において，約 6.1 km の深さで，約 6.2×10^6 m^3 の体積増加量を，また噴火後には，ほぼ同じ場所において，約 7.2 km の深さで，約 1.2×10^7 m^3 の体積減少量を仮定することで各々の位相差を説明できることが分かった（Fig.1.5.5）。

また，噴火活動により蓄積された山頂火口内の溶岩の状況については，SAR 衛星の観測により得られる強度画像による比較が有効な手段である。火山噴火予知連絡会の衛星解析グループの提案・要求により，噴火直後には多くのデータが取得された。L バンド SAR は天候や昼夜に関係なく，対象とした領域の強度画像を得ることができる。また，L バンド SAR は噴煙を透過してデータを得ることができるため，噴火時等の緊急時においても火山に近づいて観測するような危険を冒す必要がなく，火山活動に伴う地表面変化の判読に有効である。詳しくは第 1.6 章で述べる。

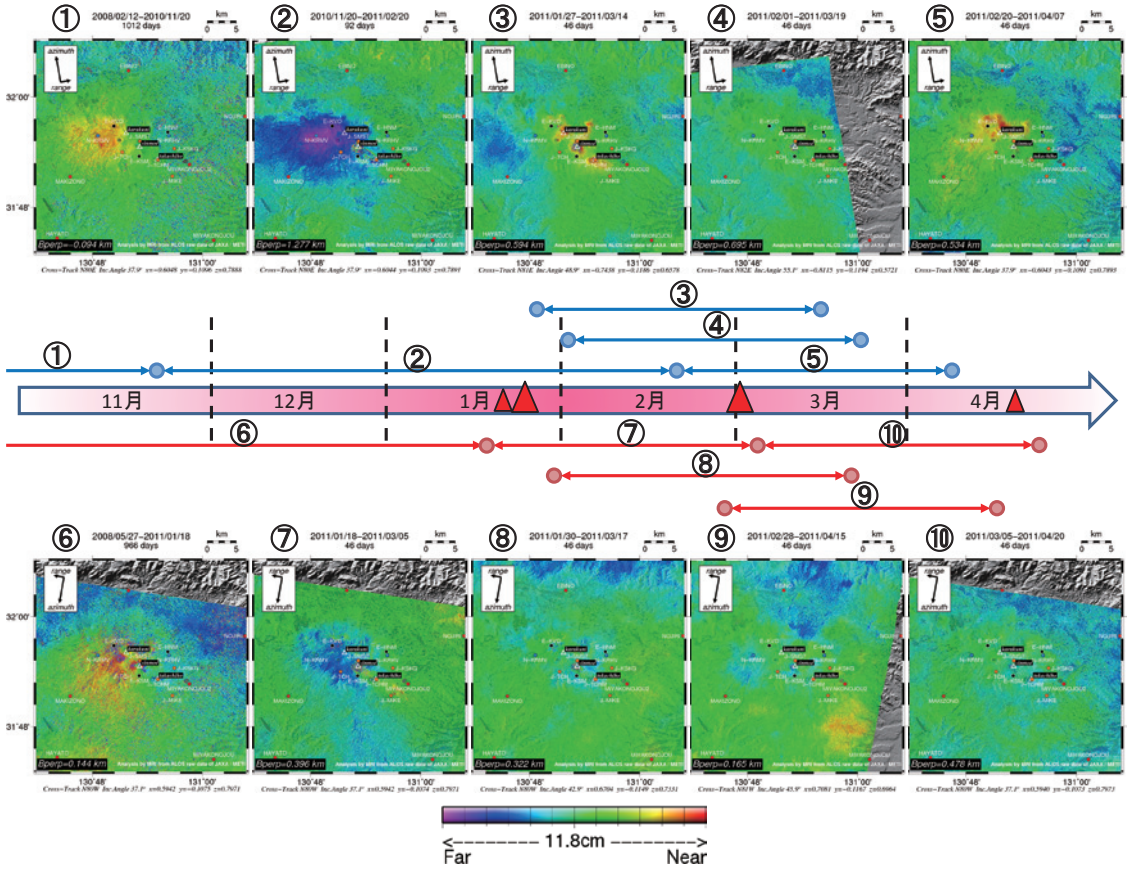


Fig. 1.5.4　SAR interferograms from before and after the eruption of Kirishimayama. Upper images are from ascending orbits and lower images are from descending orbits; orange circles, red circle, blue circles and black circles represent the GPS observation station of JMA, GSI, NIED and ERI, respectively. Time spans represented by each image are shown in the timeline.

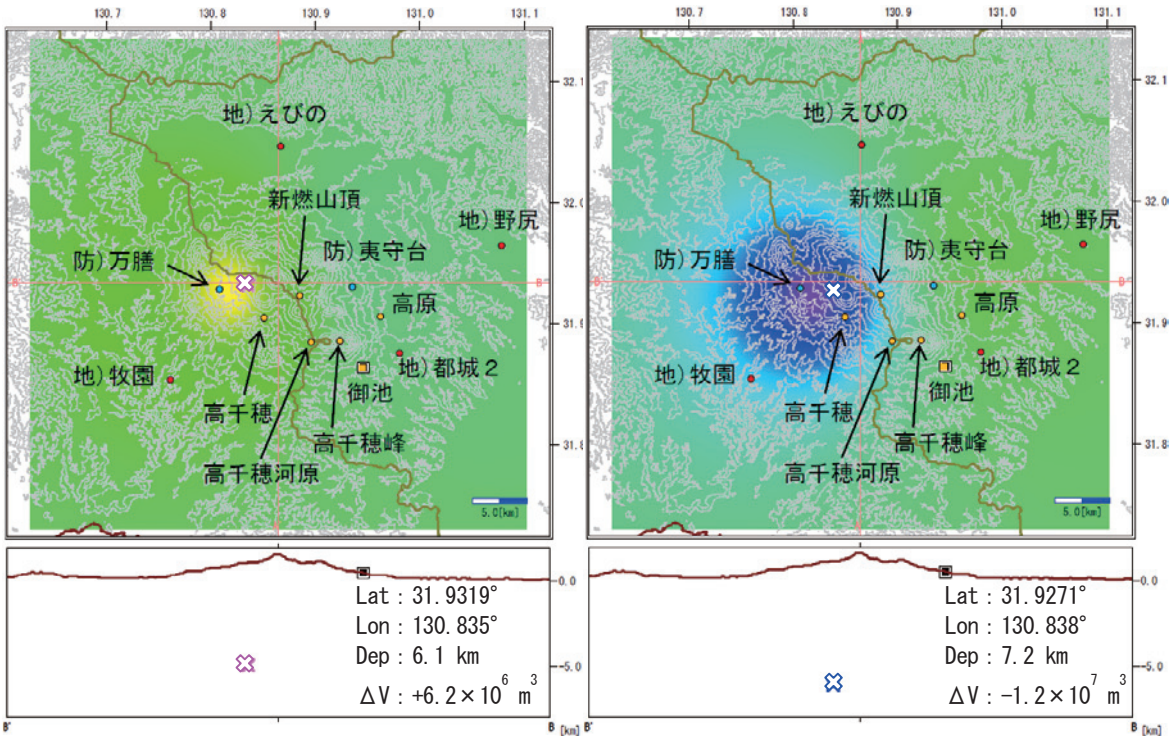


Fig. 1.5.5　SAR interferograms of Kirishimayama modeled using MaGCAP-V software; (left) 12 February 2008 to 20 November 2010 and (right) 20 November 2010 to 20 February 2011. Symbols: same as Fig. 1.5.4.

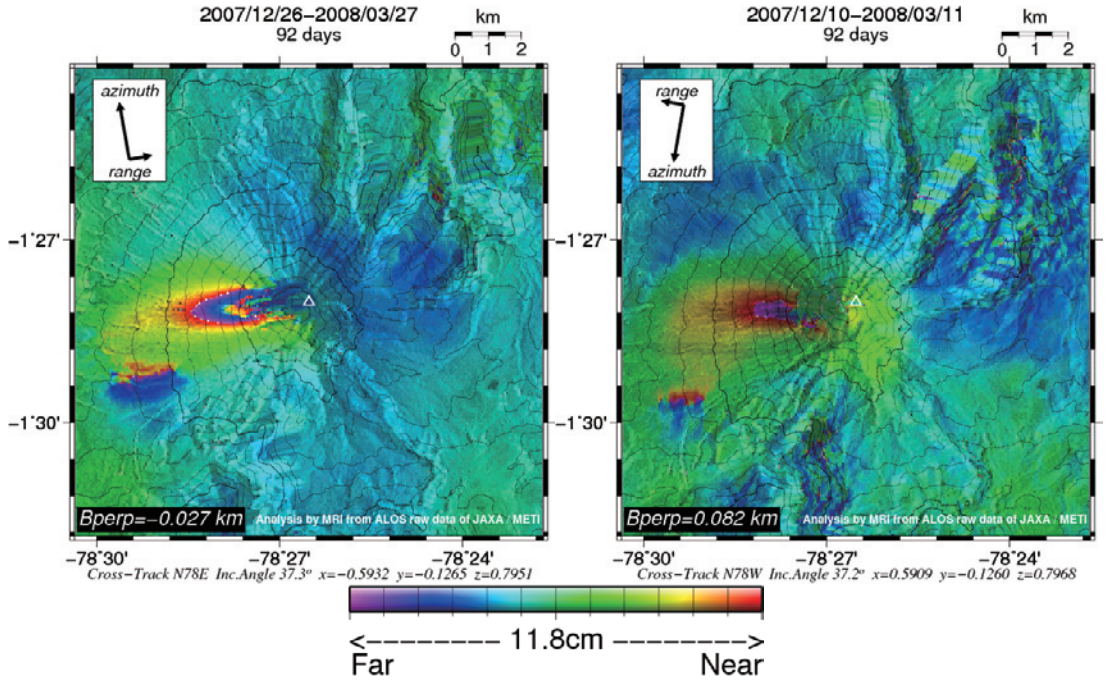


Fig. 1.5.6　SAR interferograms from before and after the February 2008 eruption of Tungurahua, Ecuador.

1.5.6　海外の火山における SAR 干渉解析結果

ALOS は常に太陽同期準回帰軌道に沿って地表を観測していることから，国内のみならず，海外の火山においてもデータが蓄積されている。本研究においても幾つかの火山について解析を行ったので，その結果を以下に示す。

1.5.6.1　Tungurahua 火山（エクアドル）

南米エクアドルで最も活発な火山のひとつである Tungurahua（トゥングラワ）火山は，少なくとも 1700 年以降では 13 回の噴火記録が残されており（Simkin *et.al.*, 1994），1999 年 10 月に始まった噴火活動は消長を繰り返しながら，現在もなお活発な活動を継続している。このうち，2007 年 12 月頃から活発化した火山活動は，2008 年 2 月 7 日から 11 日頃に最大となり，Smithsonian weekly reports によれば，噴煙高度は 10,000 m に達し，山頂（標高 5,029 m）で発生した火砕流は標高 3,500 m 付近まで流下するなど，周辺の住民は避難を余儀なくされた。この噴火を挟むペアにおいて SAR 干渉解析を行ったところ，山頂の東側数 km の範囲にかけて，衛星に近づく方向の明瞭な位相変化が認められた。その位相差は北行軌道において最大約 12 cm であった。また，北域軌道の解析結果よりは不明瞭ではあるが，南行軌道においても噴火前後において約 10 cm 程度の位相変化が検出された（Fig.1.5.6）。

噴火前後において両軌道からの解析結果が得られたことから，Fujiwara *et.al.*（2000）の手法を用いて，2.5 次元解析を行った。一般的に，SAR 衛星から得られる位相変化は，衛星進行方向に対して垂直な方向（レンジ方向）にしか感度を持たない。このため，北行軌道及び南行軌道における各々独立な解析結果を組み合わせることにより，対象域の準上下方向及び，準東西方向の変位量を得ることが出来る。ここで，わざわざ“準”と断った理由は，SAR 衛星は太陽同期準回帰軌道のため，その進行方向は真南北から数度ずれていること，また，ニアレンジからファーレンジ方向まで，対象地点において入射角が異なることから，両軌道からの視線方向で作られる平面は，真の東西方向及び鉛直方向からわずかに傾くためである。

2.5 次元解析により得られた結果を Fig.1.5.7 に示す。これによれば，この噴火活動に伴う地殻変動は準東西方向よりも準上下方向，即ち準鉛直方向に顕著であり，東西方向のプロファイルによれば，山頂付近における地殻変動は，ほぼ鉛直上方向に約 12 cm 程度であることが分かった。

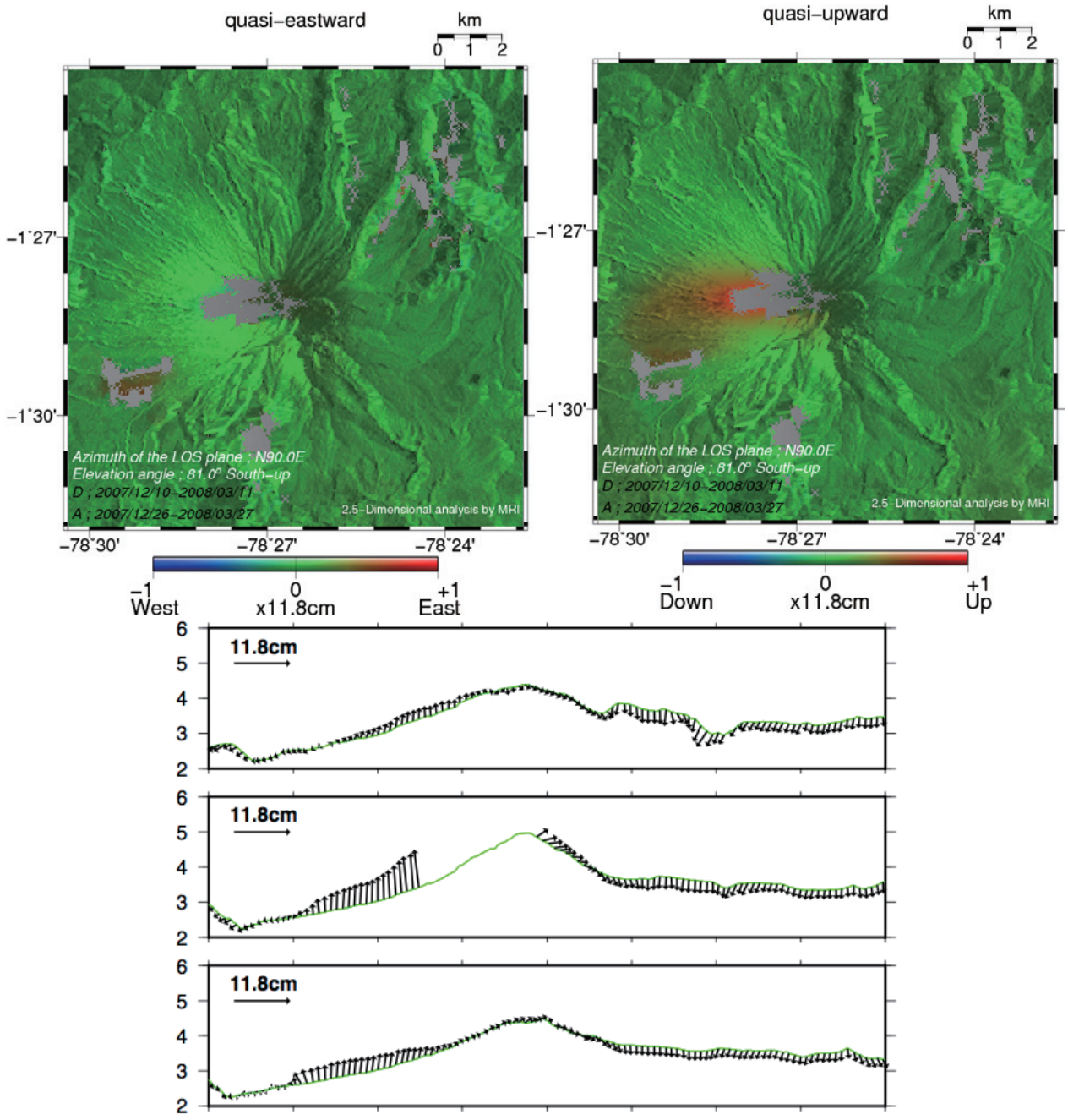


Fig. 1.5.7　2.5-dimensional displacement images of Tungurahua (left figure is quasi-eastward and right figure is quasi-upward) and displacement vectors along profiles 1–3 in the right figure.

1.5.6.2　Eyjafjallajökull 火山（アイスランド）

アイスランドの南に位置する Eyjafjallajökull 火山（1666 m）は，2010 年 3 月 20 日に約 190 年ぶりに噴火した。アイスランドは東側のユーラシアプレート，西側の北アメリカプレートに挟まれたプレート拡大境界に位置しており，火山帯や地溝帯と呼ばれる境界を中心に約 30 近くの活火山が点在している火山国である。しかしながら，島の 10%程度を氷河に覆われていることから，標高の高い火山地域では，常に概ね厚い氷に覆われている点が，日本とは大きく異なる特徴である。これら氷河は基本的に年間を通して融解することはないが，噴火活動が始まった場合には，火山の熱活動により氷河が融解してマグマ水蒸気爆発や氷河バースト（glacier burst）を引き起こし，度々大災害に繋がるおそれがある。今回の噴火活動についても，最初は氷河に覆われていない場所で活動が始まったため，比較的穏やかな噴火形態であったが，4 月 14 日の噴火では活動状況に変化があり噴火形態の様相が急変し，山頂カルデラ内での噴

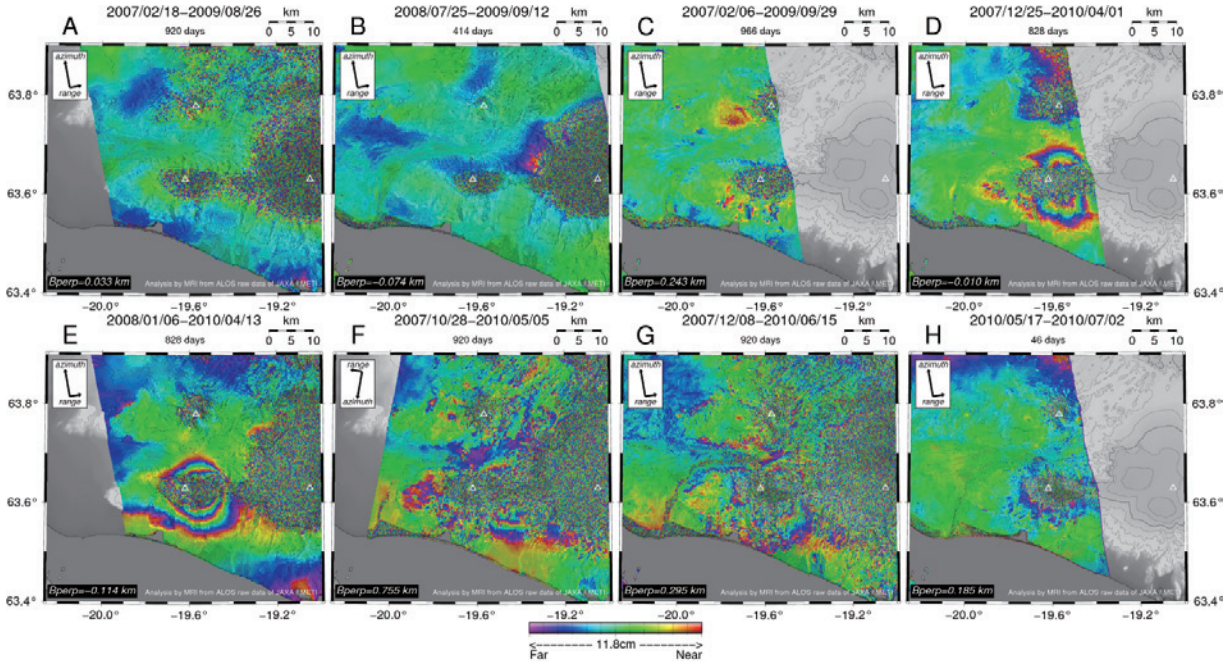


Fig. 1.5.8　SAR interferograms for volcanoes in southern Iceland (white triangles) generated from ALOS/PALSAR data. Interferograms A–C are from image pairs acquired before the eruption, D–G are from image pairs that span the eruption and H is from an image pair acquired after the eruption.

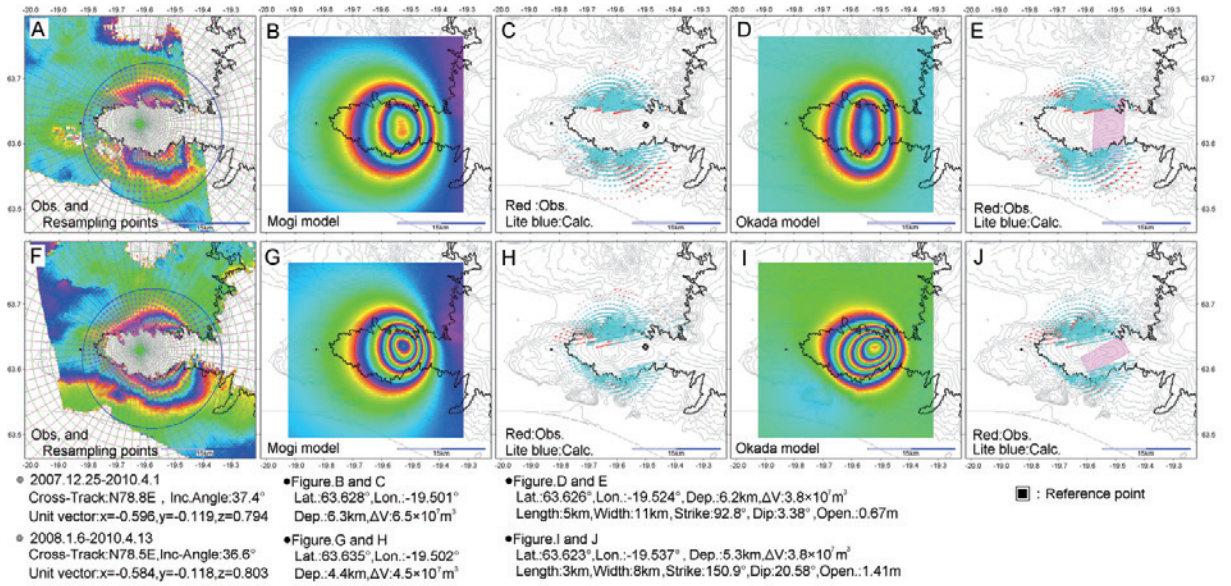


Fig. 1.5.9　SAR interferograms for Eyjafjallajökull, Iceland, modeled using MaGCAP-V software. Images in the top row are derived from interferograms for 25 December 2007 to 1 April 2010, and images in the bottom row are derived from interferograms for 6 January 2008 to 13 April 2010. A and F show resampling points (small magenta circles). B and G show fringe patterns predicted by a Mogi-type point source from Fig. 1.5.9 A and F, respectively. C and H show error distribution vectors; white crosses in black circles indicate pressure source points. D and I show fringe patterns predicted under the assumption of an Okada-type opening source fitted to Fig. 1.5.9 A and F, respectively. E and J show error distribution vectors; pink rectangles indicate opening source points. Thick solid lines show the area masked in the phase-unwrapped images.

Table 1.5.1　Estimated intrusion volumes associated with the April 2010 eruption of Eyjafjallajökull volcano.

Event year	Model	Depth (km)	Volume (m^3)	Opening (m)	Location from summit crater	reference
2010	Mogi	6.3	6.5×10^7	-	east 6 km	Ando (2011; this paper, estimated using Fig. 1.5.8-D)
2010	Sill	6.2	3.8×10^7	0.67	east 5 km	
2010	Mogi	4.4	4.5×10^7	-	east 6 km	Ando (2011; this paper, estimated using Fig. 1.5.8-E)
2010	Sill	5.3	3.8×10^7	1.41	east 4 km	

火となった。この結果，山頂付近を覆っていた氷河と噴出したマグマが接触し水蒸気爆発となり，これに伴う噴煙は高度約 8 km まで上昇し，ヨーロッパ各国の航空機の運行に支障が出るなどの大きな影響が生じた。また，活発な噴煙活動により，直接火口周辺の状況を観測することが困難な状況になった。このため，気象研究所では，火山活動に伴う地殻変動の検出を目的に SAR 干渉解析手法を用いた解析を行った。その詳細については安藤(2011)にゆずるが，ここでは，噴火前後に撮像された SAR データによる地殻変動結果と球圧力源（Mogi, 1958）及びシル状圧力源（Okada, 1985）を仮定した MaGCAP-V による圧力源計算の結果を Fig.1.5.8 及び Fig.1.5.9 と Table1.5.1 に示す。

1.5.6.3　Nyamuragira 火山（コンゴ民主共和国）

アフリカで最も活発な火山の一つである Nyamuragira 火山は東アフリカ地溝帯西部に位置しているコンゴ東部の活火山である。山頂には直径約 2 km のカルデラが存在しており，これまでに度々山腹割れ目噴火を繰り返している（Simkin *et.al.*，1994）。Smithsonian weekly reports によれば，近年では，1996 年 12 月 1 日から 5 日頃にかけて，及び，2010 年 1 月 2 日から 27 日にかけて噴火活動の記録が残っている。本報告では，前者については JERS-1/SAR を，後者については ALOS/PALSAR のデータを用いて SIGMA-SAR（Shimada, 1999）を使って解析を行った。参照用の地図は SRTM3（NASA，2006）を使用し，アンラッピング処理には Ghiglia and Pritt（1998）が提示したプログラムを使用し，アンラッピング時に度々発生するエラーについては mod-unwrap（奥山，2010）を使用した。

○1996 年 12 月の噴火について

噴火前後の 1996 年 10 月 19 日と 1997 年 4 月 13 日に撮像されたデータを用いて SAR 干渉解析を行った(Fig.1.5.10 左図)。その結果，北側の山腹を中心とした干渉縞が得られ，その位相差は衛星に近づく方向に約 30 cm 程度であった。また，SAR 干渉解析処理の過程で得られるコヒーレンス画像について，噴火前後のペアと噴火後のペア（1997 年 2 月 28 日と 1997 年 4 月 13 日）の結果を比較すると，干渉解析で得られた干渉縞の中心位置から北側に向かって，干渉度の高いエリアが検出された(Fig.1.5.10 右図)。これは噴火に伴う溶岩流の痕跡と考えられ，溶岩の厚さを 3 m と仮定した場合（Kasahara *et al.*，1991），過去の噴火に伴う溶岩噴出量とほぼ同じ 43.7×10^6 m^3 が流出したと見積もられた。

○2010 年 1 月の噴火について

噴火前後のペアとして北行軌道 : 2009 年 12 月 17 日と 2010 年 2 月 1 日，南行軌道 : 2008 年 4 月 13 日と 2010 年 3 月 4 日，噴火後のペアとして北行軌道 : 2010 年 2 月 1 日と 2010 年 5 月 4 日，南行軌道 : 2010 年 3 月 4 日と 2010 年 4 月 19 日について，SAR 干渉解析を行った（Fig.1.5.11）。その結果，山頂の南側の山腹を中心とした干渉縞が得られた。ALOS の場合は北行軌道及び南行軌道からの解析結果が得られることから，Fujiwara *et al.* (2000) で示された 2.5 次元解析を行った（Fig.1.5.12）。その結果，得られた位相差はダイクの貫入を示唆する地殻変動であることが分かった。また，前出と同様の手法を用いて，コヒーレンス画像の比較による溶岩噴出量は 42.6×10^6 m^3 と見積もられ(図 1-5-13)，1996 年 12 月時の噴火活動と同程度の噴出量と推定された。

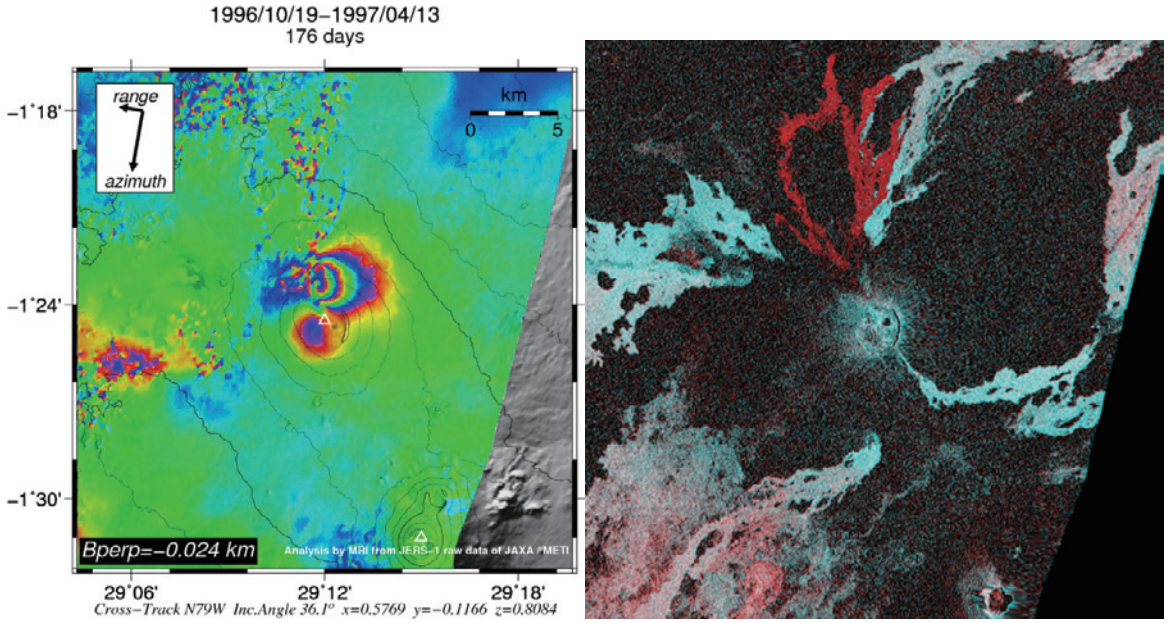


Fig. 1.5.10　SAR interferogram for Nyamuragira volcano, Democratic Republic of the Congo, spanning the eruption of December 1996. The differential coherence image on the right indicates the area of lava flows; color assignments are blue-green for before and after the eruption and red for after the eruption.

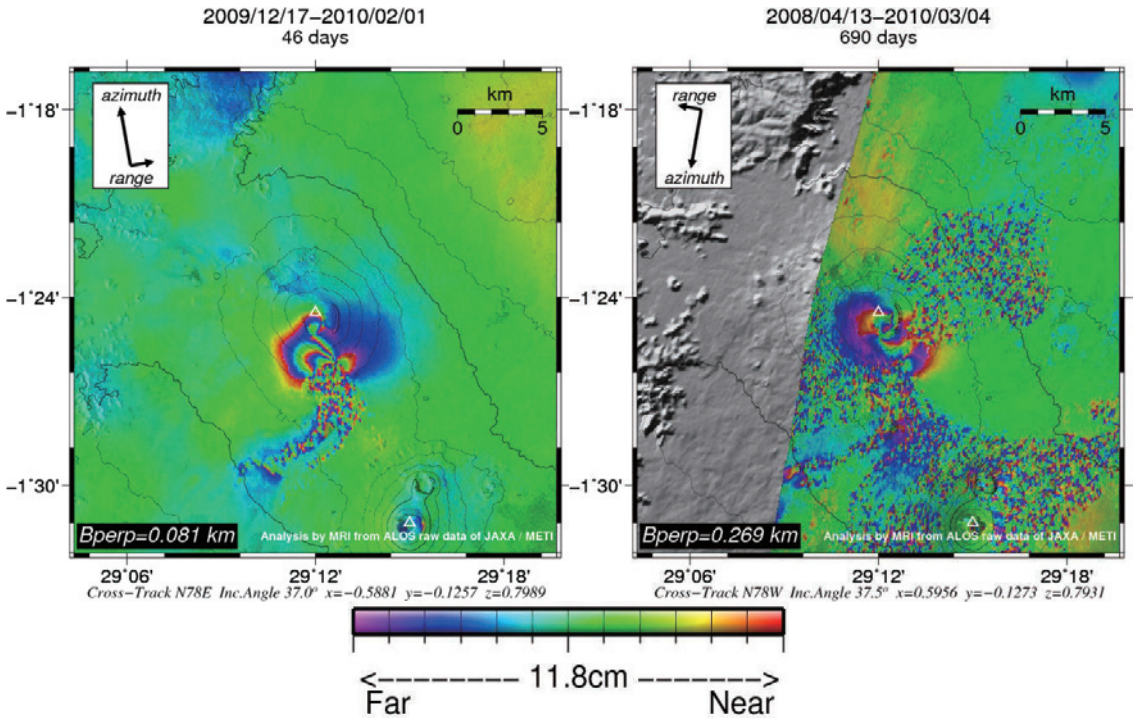


Fig. 1.5.11　SAR interferograms for Nyamuragira spanning the eruption of January 2010 from the ascending orbit (left) and descending orbit (right).

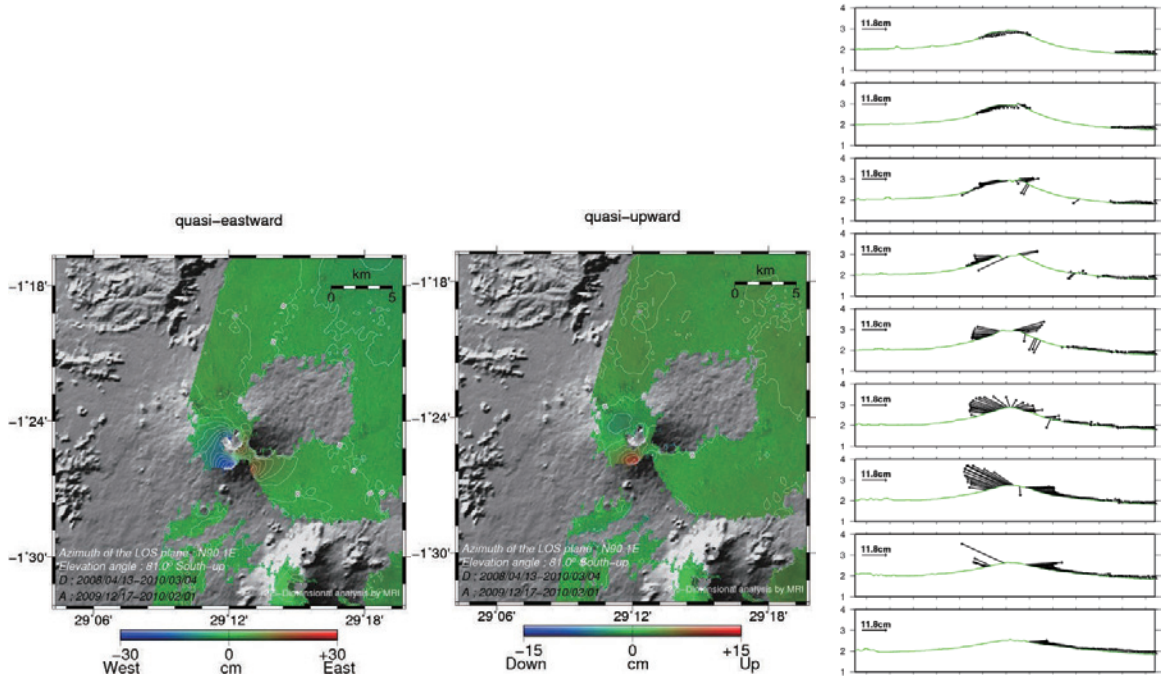


Fig. 1.5.12　2.5-dimensional displacement images of Nyamuragira (left figure is quasi-eastward and center figure is quasi-upward) and displacement vectors along profiles 1–9 in the center figure.

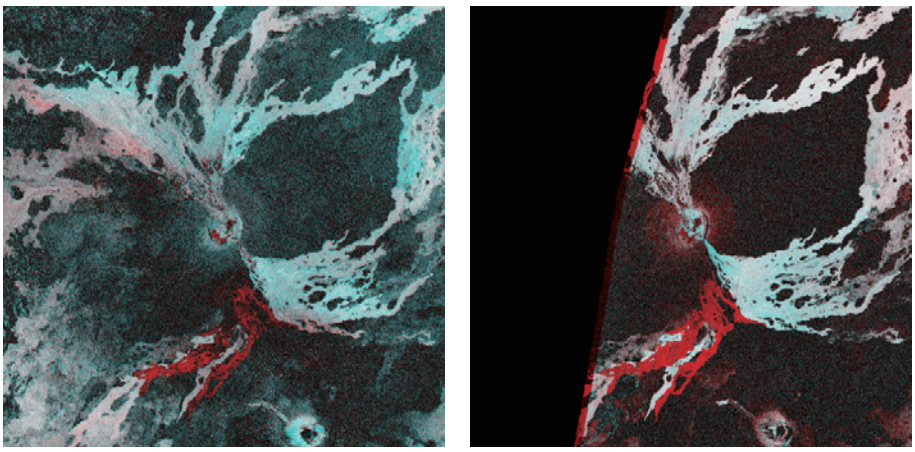


Fig. 1.5.13　Differential coherence images of Nyamuragira representing the eruption of January 2010; color assignments are blue-green for before and after the eruption and red for after the eruption.

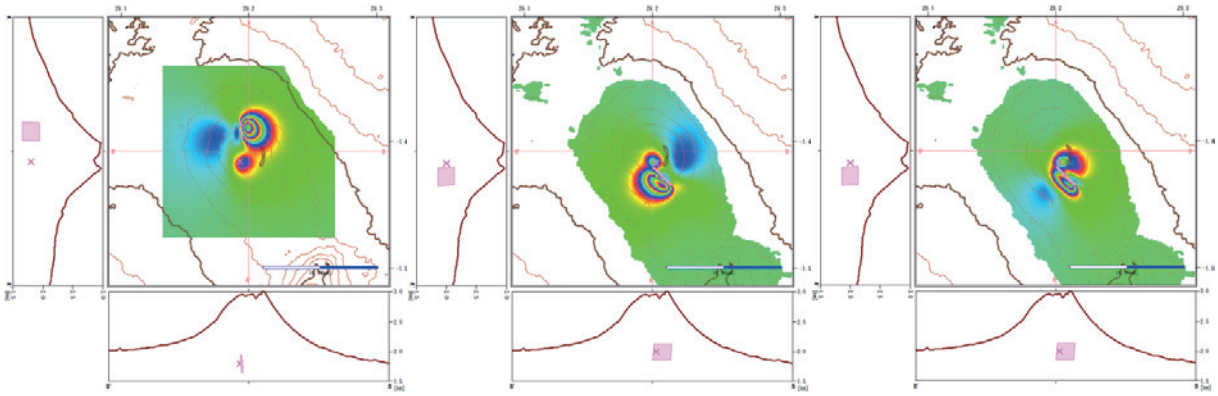


Fig. 1.5.14　SAR interferograms for Nyamuragira modeled using MaGCAP-V software. The left figure spans the eruption of December 1996 and the center and right figures (ascending and descending orbits, respectively) span the eruption of January 2010.

Table 1.5.2　Estimated intrusion volumes associated with the December 1998 and January 2010 eruptions of Nyamuragira volcano.

Eruption (yyyy.mm)	Model	Latitude (deg)	Longitude (deg)	Depth (km)	Volume (m^3)	Opening (m)	reference
1998.12	Sill	-1.392	29.194	1	1.68×10^6	3.5	Estimated using Fig. 1.5.10
	Mogi	-1.416	29.193	1	5.00×10^5	-	
2010.1	Sill	-1.427	29.208	0.8	1.65×10^6	2.5	Estimated using Fig. 1.5.11
	Mogi	-1.417	29.203	0.9	6.00×10^5	-	

○圧力源及びダイクモデルの推定

1996 年 12 月及び 2010 年 1 月の解析結果から得られた地殻変動データを基に，MaGCAP-V を使ったフォワード法による圧力源及びダイクモデル推定を行った（Fig.1.5.14 及び Table1.5.2）。その結果，深さ約 1 km の場所で 2.5 から 3.5 m の開口量を仮定することで，概ね干渉縞を説明できることが分かったが，コヒーレンス画像の比較から得られた噴出量と比べると 1 桁小さいオーダーとなった。また，2010 年 1 月の噴火活動により得られた北行軌道及び南行軌道の両方の干渉縞を説明するモデルは得られていない。これは両軌道の解析期間が異なり，火山活動の推移によって，同一モデルでは説明できないことが理由かもしれない。

（安藤　忍）

謝辞

本解析で用いた PALSAR データの一部は、火山噴火予知連絡会が中心となって進めている防災利用実証実験（火山 WG）に基づいて観測・提供されたものである。また，一部は PIXEL で共有しているものであり，宇宙航空研究開発機構(JAXA)と東京大学地震研究所との共同研究契約により JAXA から提供されたものである。PALSAR に関する原初データの所有権は経済産業省および JAXA にある。なお，解析には宇宙航空研究開発機構の島田政信博士により開発された SIGMA-SAR を使用させていただいた。アンラッピング処理には Ghiglia and Pritt（1998）によるプログラムを使用した。これらの干渉処理などの過程では, 国内火山については国土地理院発行の「数値地図 50m メッシュ（標高）」を，北方領土と一部離島については「SRTM3（90m メッシュ）」をそれぞれ使用し，地図の作成には Wessel and Smith（1998）による GMT を使用した。また，描画方法などについて北海道大学の奥山哲博士，防災科学技術研究所の宮城洋介博士から多くの助言を頂いた。ここに記して皆様に御礼申し上げます。

参考文献

安藤忍（2010）：気象庁火山噴火予知連絡会衛星解析グループ（2009）：火山活動の評価及び噴火活動の把握に関する共同研究　成果報告書．18−33，116−123.

安藤忍（2011）: ALOS データを用いた InSAR 解析により捉えられた 2010 年 Eyjafjallajökull 火山噴火に伴う地殻変動. 測地学会誌，57，2，49-59.

小澤拓・宗包浩志・矢来博司・村上亮 (2003)，JERS-1 の干渉 SAR により検出された霧島火山群・硫黄山周辺の局所的な地殻変動，火山，48，507-512.

小澤拓（2006）: 衛星合成開口レーダ干渉法による地震・火山活動に伴う地殻変動の検出. 測地学会誌，52，4，253-264.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）: 合成開口レーダーによる地震活動に関連する地殻変動観測手法につい

て．106pp.

島田政信（1999）：合成開口レーダー処理．測地学会誌，49，4，277-281.

福井敬一・安藤忍・高木朗充・鬼澤真也・新堀敏基・山里平・大須賀弘（2010）：火山用地殻変動解析支援ソフトウェアの開発（３）－ EDM，InSAR データ解析機能，簡易版堂的解析機能の組み込み．日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集，SSS014-P02.

藤原智・飛田幹男（1999）：地表変動検出のための干渉 SAR 画像作成技術．測地学会誌，49，4，283-295.

古屋正人（2006）：地殻変動観測の新潮流 InSAR．測地学会誌，52，4，225-243.

山崎伸行・近江克也・高木朗充（2008）：吾妻山の地震活動に伴う地殻変動．日本火山学会講演予稿集，B25，77.

Fukushima, Y., T. Ozawa and M. Hashimoto（2008）：Fault model of the 2007 Noto Hanto earthquake estimated from PALSAR radar interferometry and GPS data. Earth Planets Space, 60, 99-104.

Fujiwara, S., T. Nishimura, M. Murakami, H. Nakagawa, M. Tobita, and P. A. Rosen（2000）：2.5-D surface deformation of M6.1 earthquake near Mt Iwate detected by SAR interferometry, Geophys. Res. Lett., 27 （ 14 ） , 2049–2052, doi:10.1029/1999GL011291.

Ghiglia, D. C. and M. D. Pritt（1998）: Two-Dimensional Phase Unwrapping Theory, Algorithms, and Software. Wiley Interscience, 380-387.

Hanssen, Ramon F.（2001）：Radar Interferometry；Data interpretation and error analysis. Kluwer Academic Publishers. 308pp.

Takada, Y., T. Kobayashi, M. Furuya and M. Murakami（2009）：Coseismic displacement due to the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake detected by ALOS/PALSAR：preliminary results. Earth Planets Space, 61, e9-e12.

Mogi, K.（1958）: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull Earthquake Res Inst., 36, 99-134.

NASA（2006）: http://dds.cr.usgs.gov/srtm/

Okada, Y.（1985）：Surface deformation to shear and tensile faults in a halfspace. Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1135-1154.

Ozawa, T. and H. Ueda（2011）： Advanced InSAR time-series analysis using interferograms of multiple-orbit tracks: A case study on Miyake-jima, J. Geophys. Res., 116, doi:10.1029/2011JB008489.

Shimada, M.（1999）：Verification processor for SAR calibration and interferometry. Adv. Space Res, 23, 1477-1486.

Simkin, T. and L. Siebert（1994）: Volcano of the World second edition. Geoscience Press., P.P.47, P.P.142, ISBN 0-945005-12-1.

Wessel, P. and W. H. F. Smith（1998）：New, improved version of Generic Mapping Tools released. Eos Trans. AGU, 79, 579.

1.6　SAR データによる霧島山新燃岳噴火時の火口地形等の変化

1.6.1　はじめに

2006 年 1 月 24 日に種子島宇宙センターから打ち上げられた ALOS（だいち）は，災害監視や地図作製等を目的に全地球規模で観測が行われている陸域観測技術衛星である。この陸域観測技術衛星 Advanced Land Observing Satellite（日本名：だいち，以下 ALOS）は，2 つの光学センサ（PRISM，AVNIR-2）と 1 つのマイクロ波センサ（PALSAR）を搭載しており，その主な諸元は Table. 1.6.1 の通りである。2.5 m の高分解能を持つ PRISM（Panchromatic Remote-sensing Instrument for Stereo Mapping）は，パンクロマチック立体視センサと呼ばれ，前方視，直下視，後方視の 3 方向のデータを組み合わせることで高精度の地形データを取得することが可能である。また，10 m の分解能を持つ AVNIR-2（Advanced Visible and Near Infrared Radiometer type 2）の光学センサは，可視から近赤外域までの 4 つの観測波長帯を有しているため，これらの組み合わせにより土地被覆分類図などの作成が可能である。AVNIR-2 で得られたデータは，波長帯の組み合せによりカラー画像で表示できることから，その画像は直感的に理解することができるが，PRISM で得られたデータとパンシャープン処理を行うことで，擬似的な高分解能カラー画像を得ることも可能である。一方，PALSAR（Phased Array-type L-band Synthetic Aperture Radar）は，マイクロ波センサ特有の性質から斜め上空から観測する必要があり，得られた画像は光学センサと違い，画像化しても直感的には理解しにくい。しかしながら，天候や昼夜の時間帯に左右されることなく対象地域のデータを取得できる能動型センサであるため，観測時における制約が少ない。特に，マイクロ波の特徴の 1 つであるコヒーレント（可干渉）性の高さを利用した SAR 干渉解析は，衛星と地上の間の距離変化を数 cm の精度で検出することが可能であり，地殻変動観測に非常に有効な手法である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2011）。

2011 年 1 月 19 日，鹿児島・宮崎県境に位置する霧島山新燃岳で始まった噴火活動は，26 日には約 300 年ぶりの本格的なマグマ噴火に移行し，28 日には山頂火口内において溶岩が噴出し蓄積，その後山頂火口内に生成された溶岩ケーキは直径 600 m の大きさまで成長した。「ALOS データによる火山活動の評価及び噴火活動の把握に関する共同研究」について JAXA と協定を締結している火山噴火予知連絡会の衛星解析グループ（通称：火山ワーキンググループ）は，霧島山新燃岳における一連の火山活動を受けて，霧島山周辺における ALOS 緊急観測を提案し，直ちに山頂周辺における観測計画が立てられ撮像が行われた。

一般的に，火山活動を評価する上で地殻変動の推移を把握しモニタリングすることは非常に重要である。また，活発な噴煙活動を伴うような火山活動の初期には目視による観測が困難な場合が多い。前者については，有効な手段のひとつとして GPS（Global Positioning System）による観測が挙げられるが，観測を行うためには，あらかじめ対象と

Table 1.6.1　Characteristics of ALOS sensors.

Sensor	Wavelength (μ m)	Spatial Resolution (m)	Swath Width (km)	Pointing Angle (degree)
PRISM	0.52 to 0.77	2.5 (at Nadir)	70 (Nadir only) 35 (Triplet mode)	-1.5 to +1.5 (Triplet Mode, Cross-track direction)
AVNIR-2	Band1:0.42 to 0.50 Band2:0.52 to 0.60 Band3:0.61 to 0.69 Band4:0.76 to 0.89	10 (at Nadir) 20 (at – 44 or + 44)	70 (at Nadir) 160 (at – 44 or + 44)	- 44 to + 44
PALSAR	Chirp Bandwidth (MHz)	Range Resolution (m)	Observation Swath (km)	Incident angle (degree)
Fine mode	28	7 to 44	40 to 70	8 to 60
	14	14 to 88		
Polari metric	14	24 to 89	20 to 65	8 to 30

なる地表に受信機を設置する必要があり,噴火開始後に火口近傍に多点展開するのは容易ではない。後者については,これまで航空機などを使った観測が一般的であった。しかし，この方法は天候などに大きく左右され，やはり火口近傍の状態を逐一把握することは容易ではなかった。このため，気象研究所では，これらの欠点を補うことの出来る可能性のある ALOS の各センサによる観測データを用いて，噴火前後の霧島山（新燃岳）周辺における解析を行った。今回の一連の噴火が始まった 2011 年 1 月 19 日以降，ALOS が衛星の電力異常で停止した同年 4 月 22 日までの間に，光学センサについては 36 回，SAR センサについては 28 回の撮像機会があった。このうち光学センサについては，天候や噴煙などの影響により火口周辺の観測ができなかった事例を除く 17 回について，また SAR データについてはすべてのデータについて解析を行ったので，これらの画像の判読結果について以下に述べる。

1.6.2　光学センサによる画像判読解析

ALOS には 2 つの光学センサが搭載されている。光学センサはその性質上，マイクロ波センサと異なり，日中のみ観測可能である（夜間も観測可能であるが，光源がないため実質的に画像として認識できない)。このため，光学センサの観測は ALOS の軌道上，南行軌道のみでの観測となる。PRISM は前方視，直下視，後方視の 3 方向の観測が可能であるが，これらの組み合わせによる観測モードが 9 通り存在し，どの観測モードを使うかについては，JAXA のオペレータにより制御されている。一方，AVNIR-2 は，4 つの波長帯を同時に使用して観測することにより，画像処理の段階でこれらの組み合わせにより，その目的に応じたカラー画像を得ることが可能である。また，大規模災害などの緊急時には，衛星の進行方向に対して 90 度の方向にカメラを向けることのできるポインティング機能（最大鉛直下方向から±44°）を使い，最短で 2 日以内に災害発生後の該当地域を撮像することが可能である。

霧島山（新燃岳）周辺において 2008 年 3 月から 2011 年 4 月中旬までに撮像された PRISM 及び AVNIR-2 のデータを Table 1.6.2 に示す。先に述べた通り，AVNIR-2 データは波長帯の異なる 4 つのセンサを有しているので，各データを合

Table 1.6.2　AVNIR-2 and PRISM data used in this study.

Sensor	Path	Frame	Date and Time (UTC)		Pointing angle	Sun Angle Elevation	Memo
AVNIR-2	83	2960	2008.03.28	2:05	0.0°	56.0°	Fig.1-①
PRISM	83	2955					
AVNIR-2	83	2960	2008.11.13	2:06	0.0°	39.0°	Fig.1-②
PRISM	83	2955					
AVNIR-2	90	2940	2011.01.31	2:19	+27.0°	38.0°	Fig.1-③
AVNIR-2	74	2980	2011.02.04	1:45	-31.0°	36.0°	Fig.1-④
AVNIR-2	93	2940	2011.02.05	2:25	+35.0°	40.0°	Fig.1-⑤
AVNIR-2	85	2950	2011.02.07	2:08	+10.0°	39.0°	Fig.1-⑥
AVNIR-2	83	2960	2011.02.19	2:04	0.0°	42.0°	Fig.1-⑦
PRISM	83	2955					
AVNIR-2	78	2970	2011.02.26	1:53	-18.0°	43.0°	Fig.1-⑧
AVNIR-2	84	2960	2011.03.08	2:05	+6.0°	48.0°	Fig.1-⑨
AVNIR-2	76	2970	2011.03.10	1:48	-25.0°	47.0°	Fig.1-⑩
AVNIR-2	95	2930	2011.03.11	2:29	+40.0°	52.0°	Fig.1-⑪
AVNIR-2	98	2920	2011.03.16	2:35	+44.0°	54.0°	Fig.1-⑫
AVNIR-2	71	2980	2011.03.17	1:38	-38.0°	48.0°	Fig.1-⑬
AVNIR-2	90	2940	2011.03.18	2:18	+28.0°	53.0°	Fig.1-⑭
AVNIR-2	88	2950	2011.03.30	2:13	+20.0°	58.0°	Fig.1-⑮
AVNIR-2	83	2960	2011.04.06	2:03	0.0°	59.0°	Fig.1-⑯
PRISM	83	2955					
AVNIR-2	94	2930	2011.04.09	2:26	+38.0°	63.0°	Fig.1-⑰
AVNIR-2	86	2950	2011.04.11	2:09	+14.0°	62.0°	Fig.1-⑱
AVNIR-2	97	2930	2011.04.14	2:32	+44.0°	65.0°	Fig.1-⑲

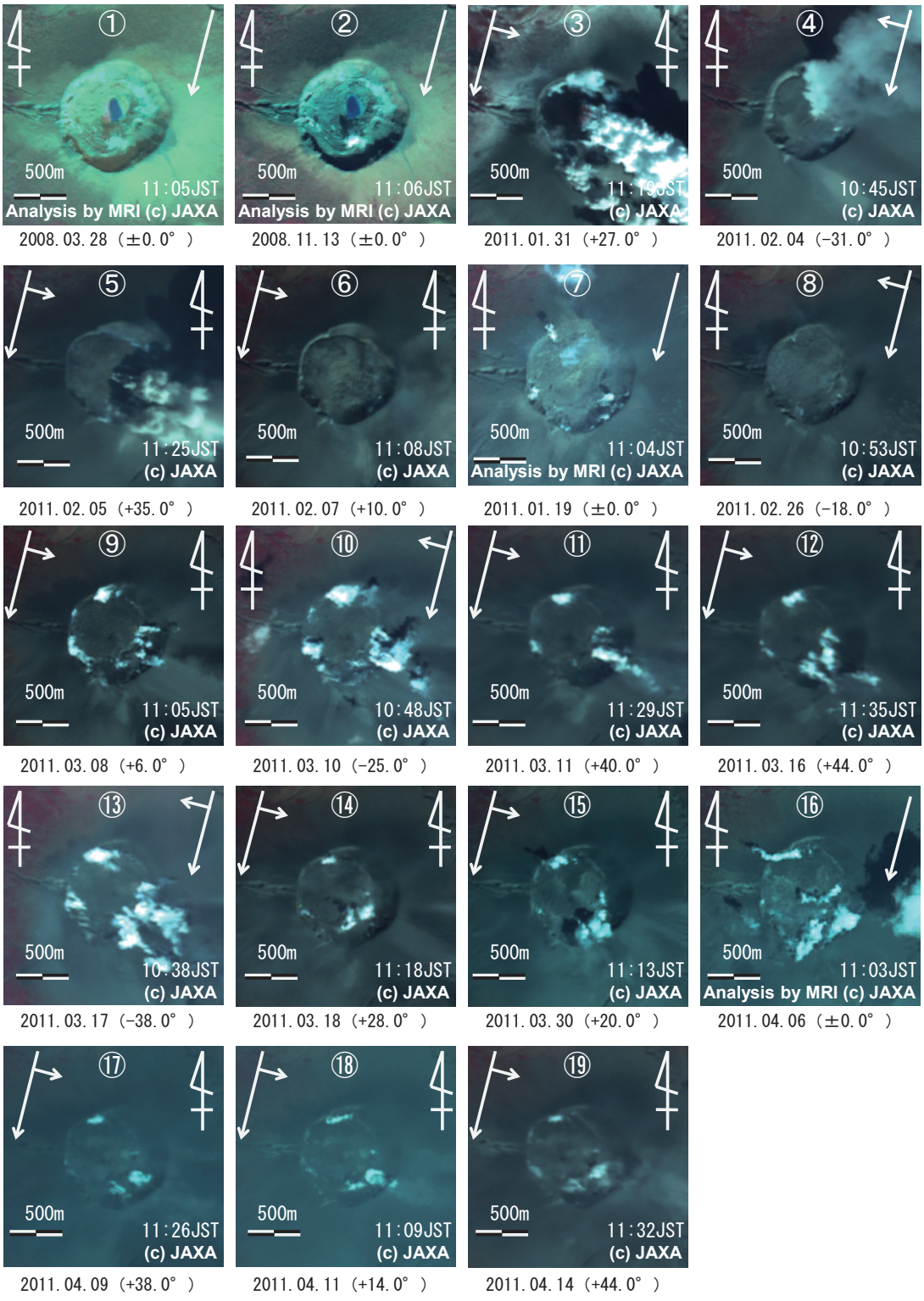


Fig. 1.6.1　Satellite images of Shinmoe-dake in the descending orbit from AVNIR-2 and PRISM data. The circled numbers correspond to entries in Table 1.6.2. Numbers in parentheses after the dates indicate the pointing angle. Images are false-color composites of AVNIR-2 bands 4, 3, and 2.

成処理することによりカラー画像で表示することができ，得られた画像は人が直感的に理解することが可能である。また，その画像は単独でも 10 m の解像度を有しているため，十分に画像判読に耐え得るが，本報告では，噴火前と噴火後について各々2 時期のデータに対して，HSV パンシャープン処理を適用し，新燃岳周辺の詳細な画像判読についても試みた。HSV パンシャープン処理とは，マルチスペクトル画像 RGB（赤，緑，青）を HSV（色相，彩度，明度）に変換した後，V（明度）成分を高分解能データ（PRISM）に置換し，再び RGB に逆変換処理する手法であり，詳細な衛星画像判読に有効な手段の一つである。なお，これらの処理には汎用ソフト ENVI(Ver 4.4)を使用した。また，AVNIR-2 データについては近赤外波長帯を使用した False Color 画像（R:band4, G:band3, B:band2）による表現方法を用いた。これらの結果を Fig.1.6.1 に示す。

2008 年 3 月及び 11 月に撮像された画像には，霧島山（新燃岳）の山頂火口内において，火口湖の存在が明瞭に確認できるが，大量の降灰や噴石を伴う中規模噴火に移行した後の 2011 年 1 月 31 日に撮像された画像では，山頂火口から噴出する激しい噴煙が確認できる一方で，この噴煙のために山頂火口内の様子は確認できない状態となった。さらに，2 月 4，5 日の画像からも，引き続き山頂火口から噴煙が激しく上がっている様子を確認できるが，その主な噴出孔は，山頂火口の中心部と火口東部分に位置していることが判読できた。さらに，2 月 7 日の画像からは山頂火口において徐々に溶岩が蓄積されていることが判読でき，噴火前に存在していた火口湖は完全に消滅していることが分かった。また，2 月 19 日の画像からは，蓄積されていた溶岩が山頂火口内をほぼ満たしている様子が確認でき，噴気の位置については，山頂火口の北北西，西南西，南東の 3 か所が中心となっていることが判読できた。この状態は 2 月 26 日に撮像された画像ではさほど明瞭ではないが，3 月前半に撮像された画像では，2 月上旬と比べて幾分勢いは弱くなったものの，噴煙の噴出場所の状況に大きな変化はない。3 月後半から 4 月にかけての画像についても，引き続き 3 か所から噴煙が出ていることが確認できるが，南東側の火孔が一番活発な噴煙活動を伴っており，西南西の火孔については，噴気程度に弱まっていることが判読できた。

1.6.3　SAR 強度画像による画像判読解析

PALSAR を使って得られる SAR 強度画像は，衛星から発射されたマイクロ波が対象物で反射する後方散乱強度に比例して，明暗の画像が得られる。これら後方散乱強度の変化はマイクロ波の波長，入射角，偏波に依存しており，特に地表面の凹凸の影響を強く受ける。すなわち，マイクロ波の入射方向に対して対象物が滑らかであれば，前方散乱成分が強くなり，得られる画像は暗くなるが，逆に対象物に粗い面が卓越していれば，後方散乱成分が強くなるため，結果として明るい画像が得られることになる。

Fig.1.6.2（北行軌道）及び Fig.1.6.3（南行軌道）に噴火前後における SAR 強度画像を示した。また，各々の撮像日時及びオフナディア角などを Table 1.6.3 に示す。1.6.2 章で触れたように，1 月 26 日に始まった本格的マグマ噴火以前には，新燃岳山頂火口内に火口湖が存在していた。ため池や河川など，比較的表面が穏やかな水面にマイクロ波が入射した場合，一般的に後方散乱は弱くなり，画像化した時には暗く表現される。この事実を裏付けるように，Fig.1.6.2 及び Fig.1.6.3 からも噴火前の 2010 年 11 月 20 日（北行軌道）及び 2011 年 1 月 18 日（南行軌道）の SAR 強度画像においては，山頂火口内に火口湖の存在を示す暗い円形の部分が確認できる。しかし，本格的マグマ噴火後の 1 月 27 日（北行軌道）の SAR 強度画像では，その部分が確認できず，火口湖が消滅していることが判読でき，中央部には新たに反射強度の強い部分が出現していることが確認できた。これは光学画像等の解析結果も併せて解釈すると，この段階で，火口の中心部分から溶岩の噴出が始まったことを示す結果と考えられる。さらに，2 日後の 1 月 29 日（北行軌道）の画像では，その大きさが徐々に拡大していることが確認でき，1 月 30 日（南行軌道）及び 2 月 1 日（北行軌道）の画像判読からは，火口内に埋められた溶岩ケーキの直径は約 500 m の大きさまで成長したことが判読できた。この期間中，火山噴火予知連絡会の衛星解析グループからの提案により，可視センサによる緊急観測が実施されたが，火山活動の推移変化に伴う活発な噴煙活動のために，火口内及び周辺の詳細な可視画像は得られていない（例えば，Fig.1.6.1 の③）。また，例えば 1 月 26 日の鹿児島県防災ヘリコプターの協力による観測でも，火口内が噴煙で充満していることが原因で火口内の詳細については不明と報告されてお

Table 1.6.3　PALSAR data used in this study.

Orbit (A:北行，D:南行)	Path	Frame	Date and Time (UTC)	Off-nadir angle	Mode	Memo
PALSAR－A	424	620	2010.11.20 13:45	34.3°	FBD	Fig.2-①
	428	620	2011.01.27 13:53	43.4°	FBS	Fig.2-②
	420	630	2011.01.29 13:35	21.5°	FBS	Fig.2-③
	431	610	2011.02.01 13:59	47.8°	FBS	Fig.2-④
	423	630	2011.02.03 13:42	30.8°	FBS	Fig.2-⑤
	426	620	2011.02.08 13:48	38.8°	FBS	Fig.2-⑥
	421	630	2011.02.15 13:37	25.8°	FBS	Fig.2-⑦
	432	610	2011.02.18 14:00	50.0°	FBS	Fig.2-⑧
	424	620	2011.02.20 13:43	34.3°	FBS	Fig.2-⑨
	427	620	2011.02.25 13:50	41.5°	FBS	Fig.2-⑩
	422	630	2011.03.04 13:39	28.8°	FBS	Fig.2-⑪
	428	620	2011.03.14 13:51	43.4°	FBS	Fig.2-⑫
	420	630	2011.03.16 13:34	23.1°	PLR	Fig.2-⑬
	431	610	2011.03.19 13:58	47.8°	FBS	Fig.2-⑭
	424	620	2011.04.07 13:42	34.3°	FBS	Fig.2-⑮
PALSAR－D	73	2980	2011.01.18 1:43	34.3°	FBS	Fig.3-①
	71	2980	2011.01.30 1:39	38.8°	FBS	Fig.3-②
	74	2970	2011.02.04 1:45	30.8°	FBS	Fig.3-③
	66	2990	2011.02.06 1:28	47.8°	FBS	Fig.3-④
	77	2970	2011.02.09 1:51	21.5°	FBS	Fig.3-⑤
	69	2980	2011.02.11 1:34	43.4°	FBS	Fig.3-⑥
	64	2990	2011.02.18 1:23	50.0°	FBS	Fig.3-⑦
	67	2990	2011.02.23 1:30	46.6°	FBS	Fig.3-⑧
	70	2980	2011.02.28 1:36	41.5°	FBS	Fig.3-⑨
	73	2980	2011.03.05 1:42	34.3°	FBS	Fig.3-⑩
	65	2990	2011.03.07 1:25	49.0°	FBS	Fig.3-⑪
	68	2980	2011.03.12 1:31	43.4°	FBS	Fig.3-⑫
	71	2980	2011.03.17 1:38	38.8°	FBS	Fig.3-⑬
	77	2970	2011.03.27 1:50	21.5°	PLR	Fig.3-⑭
	69	2980	2011.03.29 1:33	41.5°	FBS	Fig.3-⑮
	67	2990	2011.04.10 1:28	46.6°	FBS	Fig.3-⑯
	70	2980	2011.04.15 1:35	41.5°	FBS	Fig.3-⑰
	73	2980	2011.04.20 1:41	34.3°	FBS	Fig.3-⑱

り，目視による火口内の状況把握は，その後の 1 月 31 日の海上自衛隊第 72 航空隊鹿屋航空分遣隊ヘリコプターの協力による観測まで，天候不良などの影響も含め観測できていない。これらの事実は，火山噴火の発生時に火口あるいはその周辺を詳細に把握する手段として，噴煙などを透過して地表の状態を観測できる SAR センサによる観測手法が非常に有効な手段であることを示している。なお，気象庁はこれらの解析結果をもとに火口からの警戒区域を 2 km から 3 km に拡大する噴火警報を 1 月 31 日 1 時 35 分に発表した。その後，山頂火口内に蓄積された溶岩は最大直径 600 m 程度までに成長し，火口壁の上端近くまで埋め尽くされたことが確認されている。また，2 月中旬以降の画像では，山頂火口内に蓄積された溶岩の表面において不均質さが目立つようになり，2 月上旬に火口壁近くまで蓄積されていた溶岩量はやや少なくなり，画像からは火口縁と比べて火口内が陥没しているように見える。さらに，3 月以降の画像からは，火口内南東縁部に反射強度の強い部分が確認でき，光学画像の結果と併せて解釈すると，おそらく噴火活動の過程で生じた火孔を検知していると考えられる。この火孔は 3 月以降，最も活発な噴気活動を行っているひとつであり，その火孔については，3 月中旬の SAR 強度画像ではかなり明瞭に確認でき，4 月にかけての画像についても判読するとその大きさは徐々に大きくなっていることが確認できる。なお，気象庁福岡管区気象台地震火山課火山監視・情報センターによれば，溶岩

蓄積が確認されて以降，2 月上旬を中心に 3 月 1 日まで爆発的噴火が計 13 回の発生が報告されているが，爆発的噴火直後に撮像された SAR 強度画像では，山頂火口内の画像に大きな変化はなく，例えば，蓄積された溶岩が大きく吹き飛ばされるなどの現象は発生していないと考えられる。

2011 年 3 月 16 日には，ALOS の特徴の一つであるポラリメトリモードによる観測も行われた。一連の噴火活動前の 2009 年 6 月 10 日に撮像された画像と同一範囲の画像との比較を Fig.1.6.4 に示す。ポラリメトリ解析は衛星から送信される水平偏波（H）と垂直偏波（V）のマイクロ波を用いて，対象物で反射されるマイクロ波の偏波やその散乱強度により，受信される反射波から対象物の表面状態を判読し，対象域の分類を行う解析手法である。ALOS の場合，一度の撮像で衛星におけるマイクロ波の送受信の組み合せにより 4 通りのデータが得られる。すなわち，送信受信の順に HH，HV，VH，VV である。得られた観測データを 2 回散乱，体積散乱，1 回散乱の成分に分け，各々の成分を

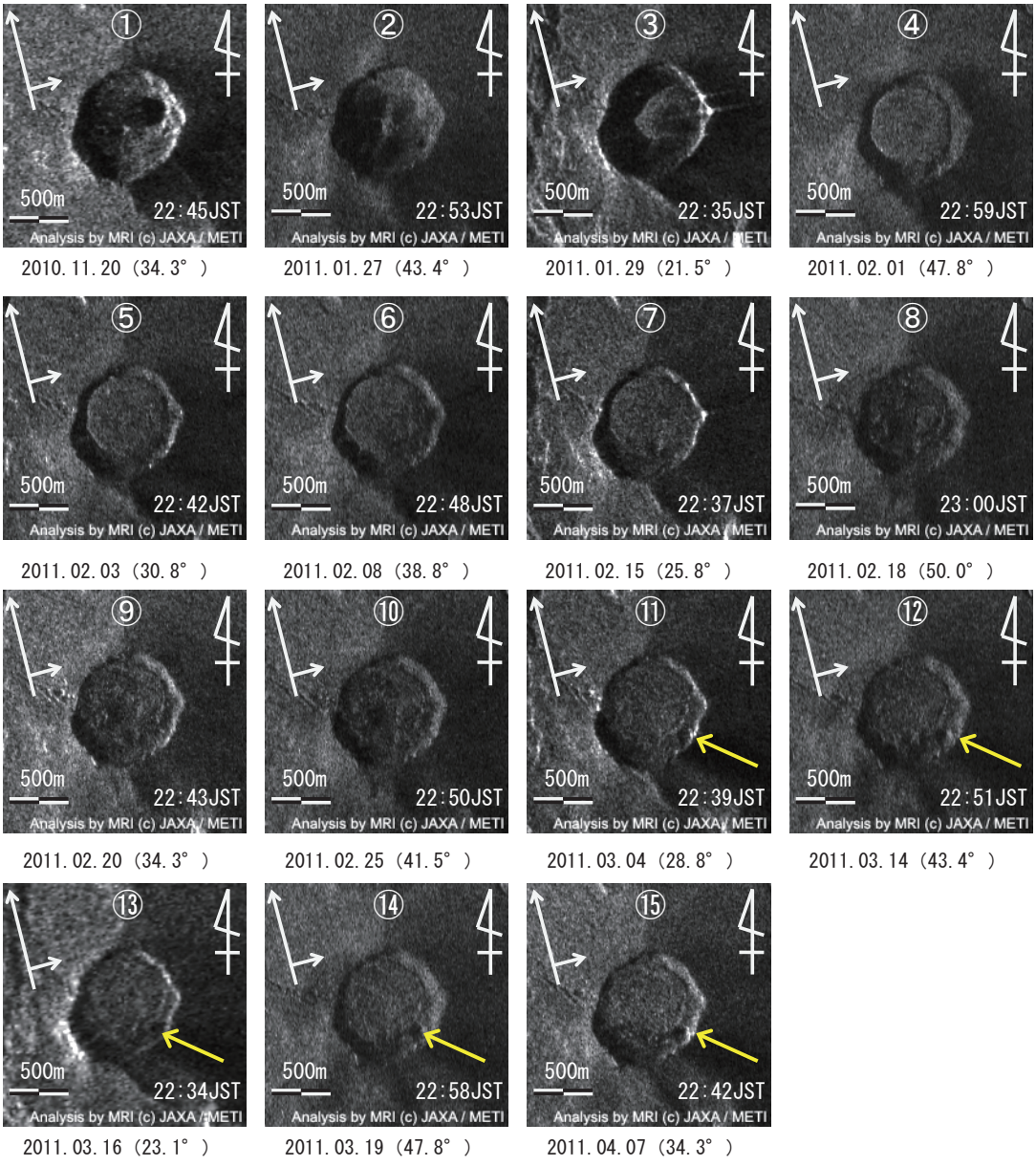


Fig. 1.6.2　SAR amplitude images for Shinmoe-dake in the ascending orbit from PALSAR data. The circled numbers correspond to entries in Table 1.6.3. Numbers in parentheses indicate the off-nadir angle, the difference between the nadir direction from the satellite and the slant range direction. Yellow arrows indicate the new hole in crater rim.

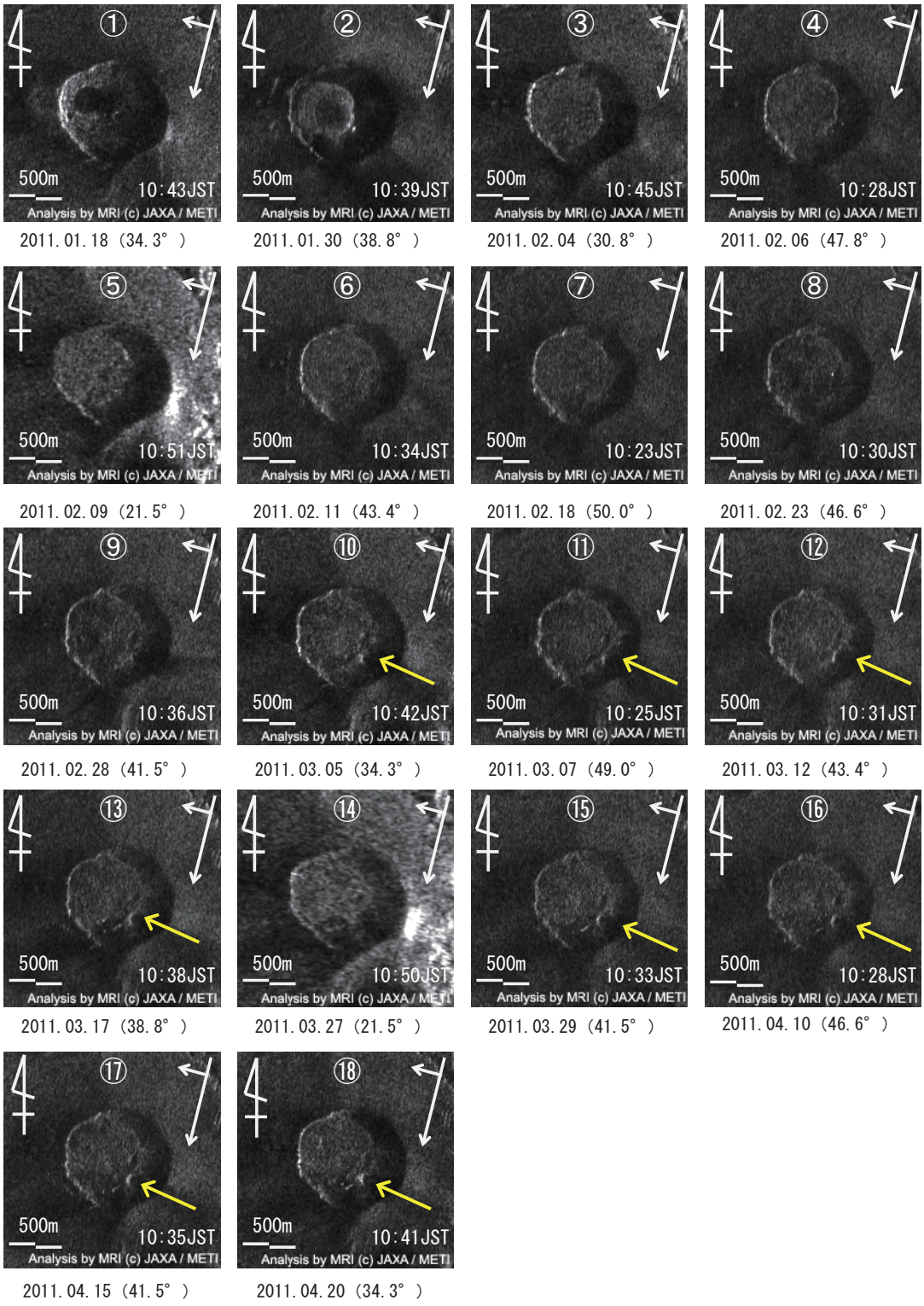


Fig. 1.6.3　SAR amplitude images for Shinmoe-dake in the descending orbit by PALSAR data. See Fig. 1.6.2 for details.

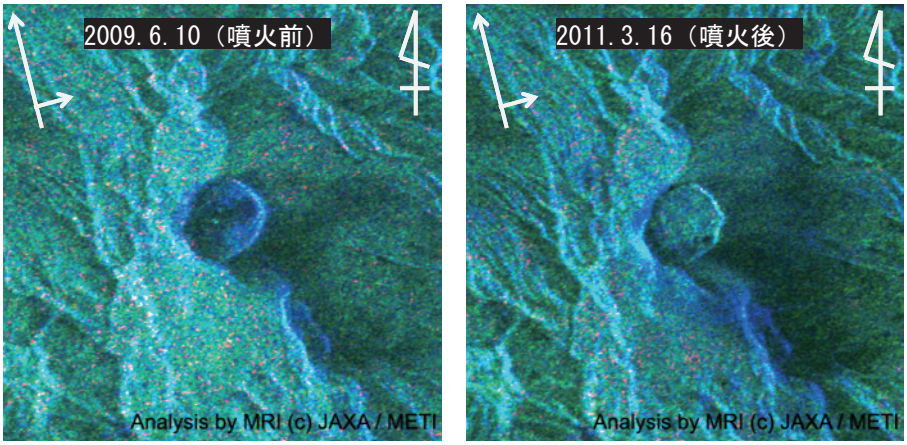


Fig. 1.6.4　SAR polarimetric image of Shinmoe-dake in the ascending orbit from PALSAR data. The colors are composed of red for double bounce scattering, green for volume scattering and blue for surface scattering.

RGB に割当ててカラー合成画像化（Pauli カラー合成）することで対象域における散乱強度の違いを表現することができる。Fig.1.6.4 に示した通り，画像範囲中のほとんどの部分で体積散乱を示す緑色が検出され，植生域が広く分布していると解釈できる。しかし，噴火後の山頂火口の南東側では，噴火前に比べて 1 回散乱を示す青色の部分が拡大しているのが分かる。これは，噴火活動に伴った降灰による影響で，表面の状態に変化が起きたためと考えられる。なお，噴火前の画像においても尾根沿いを中心に同様の 1 回散乱の部分が検出されているが，これは比較的植生の少ない状態（例えば登山道など）を示していると考えられる。また，噴火前の山頂火口内では，火口湖の存在のため全反射を示す黒色の部分が確認できるほか，その周辺においては，非植生域が原因と考えられる青色の部分が目立つ。これに対して，噴火後の画像からは溶岩の蓄積により火口湖が消滅し，体積散乱を示す緑色の部分に変化していることが確認できた。もちろん，溶岩が蓄積した直後の火口内において，植生があるとは考えられないことから，これらの変化は，蓄積された溶岩の表面が粗い状態であることや表面付近の誘電率が低いことが原因で，結果的に体積散乱を起こしていると考えられる。

1.6.4　まとめ

噴火活動が活発な状態の場合には，現地観測は危険を伴うため，衛星などを使ったリモート観測が有効な手段である。本報告では，2011 年 1 月に噴火した霧島山新燃岳について，ALOS の各センサを使った解析について取りまとめた。光学センサを使った解析では，得られたデータを合成表示することで，高解像度のカラー画像で山頂火口周辺の詳細な状態を把握することができた。しかしながら，光学センサによる観測は太陽光の反射を利用することから悪天候や夜間時間帯，更には噴煙活動の活発化時などには万能な手法ではない。このように火口内を目視出来ない場合には，PALSAR センサの観測による SAR 強度画像データを用いることで，刻々と変化する山頂火口周辺の状態を把握することが可能であることが分かった。実際に今回の一連の噴火活動の初期には，PALSAR データによって山頂火口における溶岩の蓄積の変化を捉えることができたり，山頂火口内に新しく生じた火孔についても検知することができた。これらの得られたデータは噴火警報の発表に資する情報として有効利用できるということが分かった。

（安藤　忍）

謝辞

本解析で用いた ALOS/PALSAR level 1.0 データは，PIXEL（PALSAR Interferometry Consortium to Study our Evolving Land surface）で共有しているものであり，宇宙航空開発研究機構（JAXA）と東京大学地震研究所との共同研究契約

により JAXA から提供されたものである。また，ALOS/PRISM 及び AVNIR-2 データと一部の ALOS/PALSAR level 1.0 データについては火山噴火予知連絡会が中心となって進めている防災利用実証実験（火山 WG）に基づいて，JAXA にて観測・提供されたものである。ALOS/PRISM 及び AVNIR-2 データに関する原初データの所有権は JAXA にある。PALSAR に関する原初データの所有権は経済産業省及び JAXA にある。PALSAR の解析には，JAXA の島田政信氏により開発された“SIGMA-SAR”を，ALOS/PRISM 及び AVNIR-2 データの解析については，ENVI（Ver.4.7）をそれぞれ使用した。ここに記してお礼申し上げる。また，今回の霧島新燃岳噴火に際しては，緊急観測及び FTP サーバを使った観測データの即時提供など多大な御協力を頂いた。関係者の皆様に深く感謝する。

参考文献

国土地理院（2012）：霧島山周辺の地殻変動，火山噴火予知連絡会会報，108，197-220.

地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）：合成開口レーダーによる地震活動に関連する地殻変動観測手法について.106pp.

福井敬一・安藤忍・高木朗充・鬼澤真也・新堀敏基・山里平・大須賀弘（2010）：火山用地殻変動解析支援ソフトウェアの開発（3）－EDM, InSAR データ解析機能，簡易版動的解析機能の組み込み，日本地球惑星科学連合 2010 年大会予稿集, SSS014-P02.

防災科学技術研究所（2012）：2011 年霧島山（新燃岳）噴火に対応した地殻変動，火山噴火予知連絡会会報，108，221-226.

松島健・田部井隆雄・渡部豪・加藤照之・中田節也・森田裕一・前野深・渡邉篤志・及川純（2008）：北マリアナ諸島アナタハン火山における測地観測，日本火山学会 2008 年秋季大会予稿集，P59，150.

Mogi, K.（1958）: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull Earthquake Res Inst., 36, 99–134.

Shimada, M.（1999）: Verification processor for SAR calibration and interferometry. Adv. Space Res., 23, 8, 1477-1486.

1.7　光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正　－浅間山への適用－

論　説

火山 第 55 巻 (2010)
第 1 号 41–51 頁

光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正 —浅間山への適用—

高木朗充*,**・福井敬一*・新堀敏基*・飯島　聖***

（2009 年 8 月 31 日受付，2010 年 1 月 15 日受理）

Atmospheric Correction in EDM by Using the JMA Numerical Weather Model: Application to Measurement at Asamayama Volcano

Akimichi Takagi*,**, Keiichi Fukui*, Toshiki Shimbori* and Sei Iijima***

Electro-optical distance measurement (EDM) and Global positioning System (GPS) observation are applied to monitor precise time variation of the ground deformation at active volcanoes. But observations using electromagnetic waves such as these are accompanied by errors associated with inhomogeneity of refractive index along the propagation path in atmosphere. In particular, the inhomogeneity in troposphere degrades the accuracy of positioning. An improved atmospheric correction method in EDM was developed, based on the Japan Meteorological Agency (JMA) operational mesoscale analysis (MANAL) for numerical weather prediction. In this method, the precise velocity and ray path of propagated lights are estimated from the adequate vertical profile of refractive index by MANAL. Consequently distance along the bowing ray path measured by EDM is corrected to be precise slope distance. Applying this procedure to EDM data at Asamayama volcano, the seasonal fluctuation caused by inhomogeneity of refractive index in atmosphere was removed entirely.

At Asamayama volcano, very small eruptions occurred in August 2008 since the latest 2004 eruption, and then a small eruption occurred in February 2009. Based on the EDM observation by Meteorological Research Institute and Karuizawa Weather Station, we detected that the slope distance had been shortened since August 2008. Slope distances from the observation site to reflectors were corrected by using MANAL in this correction method. Though slope distances have increased in length at a rate of 1–7 mm per year since the 2004 eruptions, ground deformation turned over to inflation in August 2008 and slope distances shortened to 5–28 mm per five months by January 2009.

In order to account for those observation data, we assumed a pressure source beneath the summit crater, whose depth and volume increase were estimated to be at a height of 2380 m above sea level (200 m under the summit) and 15,300 m^3, respectively.

By developing this atmospheric correction method in EDM with the use of the JMA's numerical weather model, it became possible to precisely detect ground displacements and thus to reliably estimate their sources. Therefore, this method is very effective to monitor activity of volcanoes.

Key words: Atmospheric Correction, EDM, JMA numerical weather model, Asamayama volcano, MANAL

* 〒305–0052 茨城県つくば市長峰 1–1
気象研究所地震火山研究部
Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, 1–1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305–0052 Japan.

** 現所属：〒100–8959 東京都千代田区霞ヶ関 3–2–2
文部科学省研究開発局地震・防災研究課
Present address: Earthquake and Disaster-Reduction Research Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology - Japan.

*** 〒389–0111 長野県北佐久郡軽井沢町大字長倉字北倉 1706–8
気象庁浅間山火山防災連絡事務所
Asamayama Resident Office for Volcanic Disaster Mitigation, JMA, 1706–8, Kitakura, Nagakura, Karuizawa, Nagano, 389–0111, Japan.

Corresponding author: Akimichi Takagi
e-mail: atakagi@mext.go.jp

1. はじめに

光波測距は，2 地点間の斜距離を測定するための比較的簡便な観測手法である．測量手法として広く普及した GPS 観測のように，3 次元的な変位ベクトルを測定することはできないものの，一定の条件下であれば GPS 観測よりも精度の高い斜距離の観測が可能なこともある．しかも反射点には電力の必要がなく，あらかじめ反射プリズムさえ設置しておけば地殻変動のモニタリングが可能である．火山監視においては，活動が活発になっても山麓から安全を確保しながら測定できることから，GPS 観測が普及した現在でも今なお有効な観測手法である（例えば，斎藤・他，2003）．

光波測距の原理は，変調した異なる複数の周波数の射出波と受光波の位相差から，斜距離を mm 単位の精度で測定する（須田，1994）．ところが光波が伝搬する大気の屈折率が一様でないと，伝搬速度あるいは波長は伝搬経路上で一定とならない．屈折率は媒質の気温，気圧，湿度に依存する．そのため大気の不均質を補正して正確な斜距離を算出するためには，伝搬経路上のすべての気象状態を測定することが望ましいが，現実には困難である．そのため，一般には器械点の一箇所，あるいは器械点と反射点の二箇所の気象データを測定し，全経路の代表値として大気補正に用いることが多い（以下，これを従来手法と呼ぶ）．

ところが，火山地域における観測では器械点と反射点の標高差が大きいこと，あるいは活動的な火山では安全確保の観点から測線が長距離となることが多い．この場合，1〜2 箇所だけで測定した気象データによる大気補正では，正確な斜距離の算出には不十分である．

これまで，光波測距観測の大気補正について多くの試みがなされてきた．例えば須田 (1970) や Fujii and Miyamoto (1987) は，地表面付近の大気の鉛直分布を簡便に推定するための式を提案した．また，木股・山内 (1981) は大気境界層の気温の鉛直分布の観測から日の入り前後の測定が最も精度が高まると報告し，実測データから屈折率の鉛直プロファイルを明らかにするため，係留ゾンデや気象鉄塔の観測から低層の気象観測がなされた（田島・他，1970；木股，1986）．

光波測距の正確な補正を行うには，地表付近の大気の屈折率分布をより正確に把握する必要があるが，経験式だけでは限界があり，また気象観測に労力をかけすぎると，光波測距観測の簡便で比較的精度の高い地殻活動モニタリング手法という利点からはかけ離れてしまうことになる．

一方で，天気を予測するための数値気象モデルは計算機の進歩とともにより高分解能になり予報精度が向上している．高木・他 (2005) は 2004 年浅間山噴火活動前後の光波測距データに対して，20 km の水平格子間隔の数値気象データを利用した補正を試み，簡単な報告をした．しかし，それよりも高分解能の数値気象データに対しての検証は行っていない．そこで小論では，気象庁の分解能の異なるモデルの数値気象データを用いて大気の屈折率を計算し，光波測距の補正に適用した場合の比較・検証を行い，現状における，より適切な大気補正について報告する．また，リアルタイム補正を行うために必要となる予報値を用いた補正についてもその精度を検証した．

さらにこの手法を浅間山における測距データに適用することで，斜距離の時系列の S/N 比が著しく改善され，活動静穏期に山頂部が収縮し，活動期には膨張することを検出することができた．

2. 数値気象データ

気象庁では，日々の気象予報業務のために数値予報資料を作成している．このための数値予報モデルには，地球全体を予報領域とする全球モデルや，全球モデルの予報結果を側面境界値として日本周辺をより細かく予報するメソモデル等の予報モデルがあり，現業運用されている．2009 年 8 月現在，各モデルの水平方向の格子点間隔は，全球モデルが 20 km，メソモデルは 5 km である．一方，鉛直方向の格子点間隔は一定ではなく，地表近くほど密で上層ほど疎なモデル面の構造を有している．また

Table 1.　History of two ANALs' horizontal resolution used to this atmospheric correction.

Horizontal resolution of analysis	Mar.1, 2006	Nov.21, 2007	Apr.7, 2009
20km-ANAL	RANAL every 6h, 20km grid, 40 layers		GANAL every 6h, 20km grid, 60 layers
5km-ANAL	MANAL every 6h, 10km grid, 40 layers	MANAL every 3h, 10km grid, 40 layers	MANAL every 3h, 5km grid, 50 layers

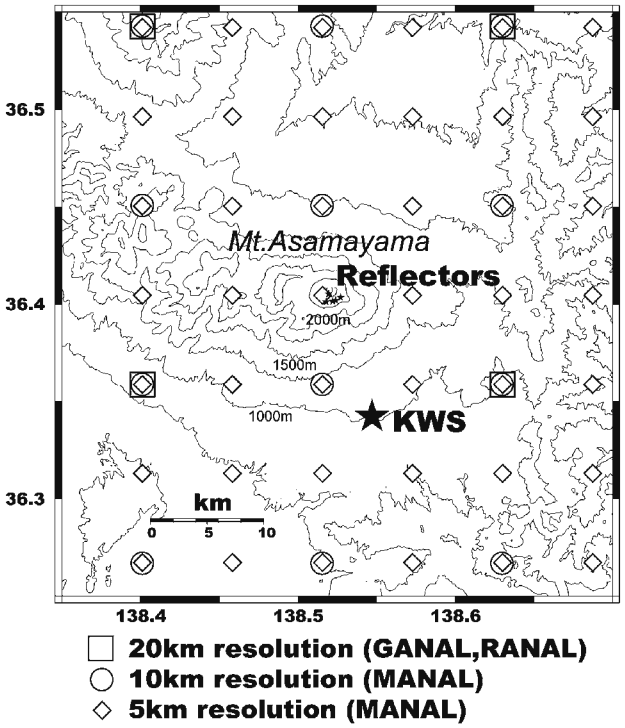


Fig. 1.　Distribution of horizontal grid points of every ANALs around Asamayama volcano. Squares, circles and diamonds denote 20 km-RANAL, 10 km-MANAL and 5 km-MANAL, respectively.

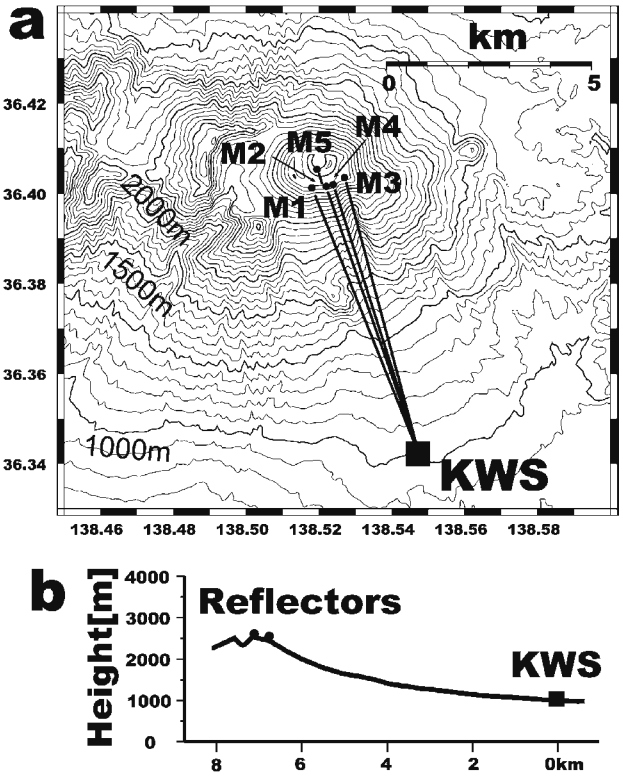


Fig. 2.　Distribution of reflector sites (M1-M5) and observation site (a), and topographical profile (b).

モデル地形に対して滑らかな層構造を形成しているので，同一モデル面でも場所によってモデル面高度が異なる．

全球モデルやメソモデルを用いて数値予報を行うためには，初期条件が必要である．初期条件は現在の大気の状態をできるだけ精確に捉えたものでなければならない．この大気の状態を，離散的に配置された格子点で代表して精確に求める作業を客観解析といい，大気科学に加え統計学を駆使して，初期条件となる格子点データを作成する．以後，客観解析を ANAL，格子点データを GPV と記す．

小論では，分解能の異なる数値予報モデルに対する ANAL による GPV を光波測距の大気補正に適用し，補正結果を比較する．適用する測距データは 2003 年 5 月から 2009 年 7 月までであるが，この期間中に数値気象モデルの改良が行われており，各 ANAL の GPV の空間分解能も上がっている．大きな変更として 2007 年 11 月 20 日までは水平 60 km 格子の全球モデル (GANAL)，20 km 格子の領域モデル (RANAL)，及び 10 km 格子のメソモデル (MANAL) の 3 つが共存していたが，2007 年 11 月 21 日以降は RANAL が廃止され，GANAL が格子間隔 20 km となり，それまでの RANAL と同等の水平分解能になった．また，2009 年 4 月 7 日からは，MANAL の水平分解能が 10 km から 5 km となり，力学過程が静力学モデルから非静力学モデルとなった（本田・澤田，2009）．このように分解能や計算手法の変遷はあるが，小論では光波測距の大気補正に使用した客観解析値として，20 km 格子の ANAL（20 km-ANAL と記す）と 5 km 格子の ANAL（5 km-ANAL 記す．ただし 2009 年 3 月までは 10 km 格子）の 2 種類の空間分解能をもつ GPV を取り扱う．その詳細を Table 1 に示す．また，各 ANAL の浅間山周辺における水平格子点分布を Fig. 1 に示す．

補正に用いた GPV の解析時刻は，2006 年 3 月以降の 5 km-ANAL は 00 UTC（協定世界時）を含む 3 時間毎であり，それ以前の 5 km-ANAL と 20 km-ANAL は 00 UTC を含む 6 時間毎である．また，大気補正処理では各 ANAL の GPV を，測距時刻と器械点直上に対して時間・空間的に線形内挿した値を用いた．

3.　光波測距データ

2002 年 7 月に浅間山山頂火口縁から約 500 m 南方の前掛山南縁の 3 カ所 (M1, M2, M3) に 3 素子の反射点を設営した (Fig. 2)．その後，新たに 2005 年 8 月に M2 と M3 の間に M4 を，2005 年 9 月に火口縁南側に M5 を設営した．反射点は全て GPS 繰り返し観測用のベンチ

Table 2.　Specifications of electro-optical distance meters.

Instrument	Wave length	Standard condition (pressure, temperature and humidity)	Measurement period	Specific of measurement
Geodimeter 6000	0.885μm	1013.25 hPa 20 ℃ 60%	May, 2003 - July, 2009	Manual Non-telemeter Fair-weather
Leica Geosystems TPS1200	0.670μm	1013.25 hPa 12 ℃ 60%	Mar., 2005 - Feb., 2007	Automatic Telemeter Every hour

Table 3.　Location of reflector sites and observation site for EDM at Asamayama volcano.

Site	Latitude (deg.)	Longitude (deg.)	Altitude (m)	Note
KWS	36.34220	138.54711	1010 (Manual) 1006 (Automatic)	Manual and automatic measurement at Karuizawa Weather Station.
M1	36.40121	138.51802	2455	Reflector site.
M2	36.40151	138.52200	2443	Reflector site.
M3	36.40348	138.52698	2443	Reflector site.
M4	36.40190	138.52388	2433	Reflector site with GPS receiver.
M5	36.40511	138.51961	2546	Reflector site.

マークを兼ね，M4 では 2006 年 5 月以降現地集録型の GPS 連続観測を継続している．

器械点は，山頂から約 8 km 南南東の軽井沢測候所 (KWS) とした．測候所測風塔に測距儀の台座を固定しておき，好天時に測距儀を設置して手動による繰り返し観測を行った．反射点までの斜距離は 7〜7.5 km，比高は約 1.5 km である．2003 年 5 月から測定を開始し，2009 年 7 月までに 436 回の測定を行った．この測定では Geodimeter 6000 型を用いた．また，2005 年 3 月から 2007 年 2 月までの 2 年間は，自動視準式光波測距儀（Leica Geosystems 社，TPS1200）で自動観測も実施した．測定サンプリングは 1 時間毎であり，設置場所は KWS の遠望観測室（繰り返し光波測距の器械点の下方 4.2 m）である．なお，連続観測の器械点からは視程障害物のため M2 を観測できていない．以後，これらの光波測距により得られたデータセットを，それぞれ繰り返し測距データ，及び自動測距データと呼ぶことにする．

測距儀の仕様等を Table 2 に示す．また，Fig. 2 に観測点配置と，器械点から反射点までの地形断面を示す．Table 3 に観測点の位置を示す．

4. 補 正 方 法

光の伝搬速度は大気の屈折率によって変化する．よって器械点と反射点の相対的な位置が不変であっても，伝搬経路上の大気状態に時間的，空間的不均質がある場合には，屈折率，つまりは伝搬速度が一定とはならないので，測定する位相に影響を及ぼし，結果的に斜距離が変化したように見える．

さらに，伝搬する大気の屈折率が一様でないと光波は屈折して経路が曲げられる．よって伝搬距離を正確に求めたとしても，斜距離を正確に求めたことにはならない．

これら，伝搬速度の補正と伝搬経路の補正が不完全であった場合に生じる補正斜距離のばらつきを光波測距における気象ノイズと呼ぶことにする．この気象ノイズを軽減するには，正確な大気の屈折率分布を知り，適切な補正を行うことである．

4–1　屈折率の推定

真空中の光速度を C, 大気の屈折率 n の中を進む光速度を v としたとき，それらの関係は，

$$n=\frac{C}{v} \tag{1}$$

と表されるので，大気の屈折率 n から v が求まる．伝搬経路上の全てで大気の屈折率がわかれば，正確な光速度が推定でき，正確な位相を測定できる．真空中の屈折率は 1.0 であり，標準大気（高度 0 km，気温 15℃，気圧 1013.25 hPa）における可視光の屈折率は約 1.0003 である．

一般にある地点での屈折率 n は，乾燥大気と水蒸気部分による寄与により，

$$(n-1)10^6=m_1(\lambda)\frac{p}{T}+m_2(\lambda)\frac{e}{T} \quad (2)$$

と表現される．ここで，p は気圧 (hPa)，e は水蒸気圧 (hPa)，T は気温 (K) であり，m_1 と m_2 は波長 λ (μm) に依存する係数である．屈折率の波長依存を表す経験式は多い（例えば，Ciddor, 1996; Hill *et al.,* 1980）が，小論では光波測距の大気補正で汎用されている Barrell and Sears (1939) の式の近似式（須田，1994）の表現を一部書き換えた，

$$(n-1)10^6=n_d\cdot\frac{p/p_0}{T/T_0}+n_w\cdot\frac{e/p_0}{T/T_0} \quad (3)$$

を用いた．ここで，T_0＝273.15 (K)，p_0＝1013.25 (hPa) とする．λ に依存する係数 n_d および n_w は，

$$n_d=(n_g-1)10^6$$
$$=287.6155+4.88660\lambda^{-2}+0.06800\lambda^{-4} \quad (4)$$

$$n_w=-(47.424-0.5168\lambda^{-2}) \quad (5)$$

と表される．n_g は大気の標準屈折率である．

ANAL の GPV は，気圧，気温，及び露点が与えられる．ここで水蒸気圧 e は，露点 T_d (℃) から Tetens (1930) の式，

$$e=6.11\times10^{\frac{7.5Td}{237.3+Td}} \quad (6)$$

を用いて求めている．

本補正手法では，ANAL の GPV から伝搬経路上の気圧，気温，及び (6) 式で求めた水蒸気圧を内挿推定し，屈折率を (3)～(5) 式を用いて計算し，それに層厚の重みをつけた平均値を使用した．

4–2　伝搬速度の補正

一般に，光波測距儀には射出する光波の波長が設定されている他，伝搬距離の読み取り値そのものが大気補正を必要としない斜距離に相当する，測距儀固有の標準状態の気象値が設定されている (Table 2).

実際の補正では，ANAL の GPV から (3)～(5) 式を用いて算出した伝搬経路上の大気の屈折率の平均値と，測距儀に設定された標準状態を (3)～(5) 式に代入して算出した屈折率の差を，伝搬距離の読み取り値に乗じた値が伝搬距離の補正値となり，計測した伝搬距離の読み取り値からこれを差し引いた距離が補正後の伝搬距離となる．

4–3　伝搬経路の補正

屈折率の不均質な大気の分布によって光波の伝搬経路は屈折するため，伝搬経路に対する補正も必要である．そこで伝搬経路の領域の大気の状態を近似的に水平多層と仮定し，器械点 (KWS) 直上の ANAL のモデル面の高さ毎に層境界を設定し，スネルの法則に基づき波線追跡法で伝搬経路を推定した (Fig. 3a)．観測を行った浅間山周辺では，器械点と反射点の標高差約 1.5 km の間に，モデル面が 11 層存在する．Fig. 3a は，KWS から M1 までの伝搬経路の屈折の様子を 2005 年 10 月 20 日 06UTC の実際の MANAL の GPV から推定したものである．ただし，水平方向に 2000 倍に強調している．

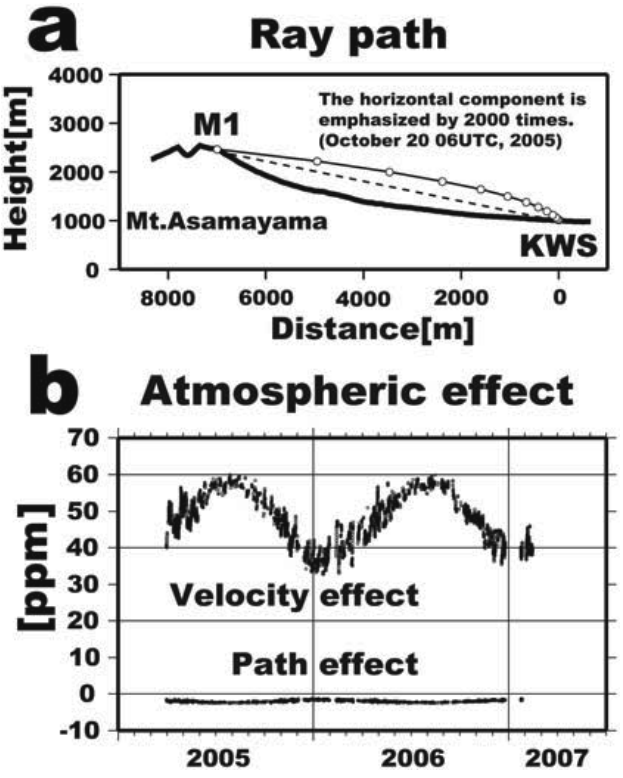


Fig. 3.　Velocity and ray path effect on slope distance caused by inhomogeneity of refractive index along the propagation path in atmosphere.　Ray path is bended propagating through the inhomogeneous atmosphere (a).　Seasonal changes' ratios of velocity and path effect calculated by actual JMA's GPV are ±15 ppm and ±0.5 ppm, respectively (b).

なお，器械点と反射点の座標は期間を通して固定として近似した．測線の伝搬経路を季節によって異なる様々な現実の気象条件で計算した結果，経路の屈曲によって生じる距離の伸びは最大でも約 3 ppm であった．この程度であれば，仮に地殻変動によって反射点が 1 m 変動したとしても固定近似による誤差は 0.003 mm 以内であり無視できる量であることを確かめた．

4–4　伝搬速度と伝搬経路への補正の効果

以上の手法を用い，補正斜距離に対する伝搬速度の補正と伝搬経路の補正の効果を GPV を用いて計算して，斜距離からの比の変化として比較した (Fig. 3b)．気象の季節変化がもたらす伝搬速度の変化の影響は，温暖期に

大きく寒候期に小さいことがわかる．温暖期の屈折率 n が相対的に (3) 式により小さくなり，これは (1) 式より光の伝搬速度 v が大きくなることを示す．つまり測距儀が測定する波数は減るため，補正をしなければ結果的に温暖期に距離を短く測定していることを意味する．補正の効果の季節変動の振幅は±15 ppm 程度である．なお，この値は測距儀に設定された標準状態の屈折率から 1 を引いた値（約 285 ppm）からの差で示されており，絶対量自体には意味はない．一方，伝搬経路の影響の効果の季節変動の振幅は±0.5 ppm 程度であり，伝搬速度の影響による振幅の 1/10 以下である．また短周期成分の標準偏差も同程度に小さい．

5. 補 正 結 果

5–1　補正手法の違い

以上の補正手法を測距データに適用し，本手法による補正結果の定量的な評価を行う．測距データは，観測頻度の高い TPS1200 による自動測距データを用いた．対象期間は 2005 年 3 月から 2007 年 2 月までの約 2 年間にすぎないが，1 時間毎の高サンプリングの測定結果である．この期間は，浅間山では顕著な地殻変動はなかった．この間，器械点と反射点の相対的位置は不変であったとすると，補正処理が完全に行われているとすれば，斜距離の標準偏差は 0 に近いはずである．しかし，気象の変化は日周変動と年周変動が顕著であり，光波測距に対して適切な気象補正がなされていない場合，日射に伴う日変化や大気擾乱に伴う短周期ノイズ，あるいは季節の違いによる年周期ノイズが重畳する．そこで，補正が適切に行われているかどうかの尺度として，この期間の補正処理後の斜距離時系列の標準偏差を用いることにする．標準偏差が小さいほど，気象補正が適切に行えていることを意味する．

Fig. 4 に，器械点 KWS から反射点 M1 の測定距離に MANAL (5 km-ANAL) を用いて本手法の補正処理をした斜距離の時系列を示す．比較のため，未補正の場合と，従来手法である器械点の実測気象データのみを使用した補正結果も示す．図中の括弧内の数値は，各補正手法によって算出された斜距離のこの期間の平均に対する標準偏差 (mm) である．従来手法による大気補正では気象ノイズの年周変動が残存しており，その位相は未補正の場合と半波長のずれがある．このことは従来手法が気象の季節変化に対して過大補正していることを示す．一方，本手法による気象ノイズの年周変動は極めて小さい．標準偏差 7.4 mm は短周期の気象変動に起因するノイズ振幅と考えてよく，年周期のノイズ振幅は 0 に近い．また斜距離の絶対量は，本手法の補正によって従来手法と比べ約 10 cm 大きく修正された．

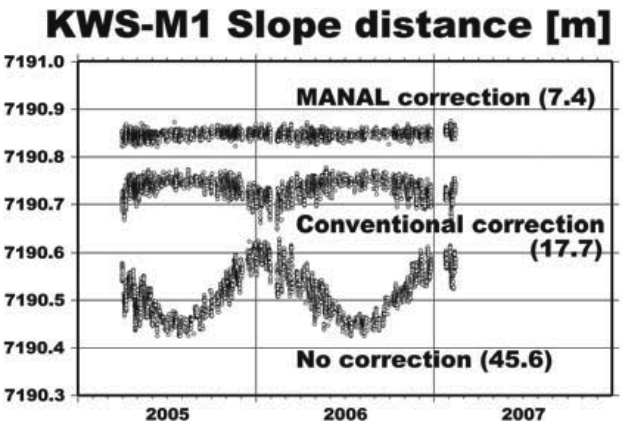


Fig. 4.　Slope distance from KWS to M1 measured with auto EDM system from March, 2005 to February, 2007.　Distance corrected with MANAL has smaller seasonal noise than that by the conventional correction.　Parenthetic figures show standard deviation (mm).

M1 以外の反射点との斜距離も，これらの傾向は同様であった．

5–2　ANAL の空間分解能の違い

次に，本手法を，時間分解能は低いが，2 回の噴火活動期を含む 2003～2009 年の長期の繰り返し測距データに適用し，空間分解能の異なる ANAL の GPV による補正結果の違いを比較する．Fig. 5 に，KWS から M2 の繰り返し測距データに対する 20 km-ANAL と 5 km-ANAL による補正結果を示す．比較のため，未補正の場合と，従来手法である器械点の実測気象データのみを使用した補正結果も示す．

従来手法と比べ，20 km-ANAL, 5 km-ANAL による結果の方が年周ノイズも短周期ノイズも小さいことがわかる．浅間山では 2004 年 9 月～12 月に噴火活動があった．この期間，従来手法でも測線が短縮（火口が膨張することを意味する）していることがわかるが，従来手法ではノイズが大きいため変動の定量的評価は困難である．しかし本補正手法では約 2 cm の短縮があったことが明瞭にわかる．また，2008 年 8 月の微噴火から始まった活動度の高まりは 2009 年 2 月に小噴火をもたらしたが，この期間にも斜距離の短縮があった．しかし従来手法ではノイズに埋もれ検知することすら不可能である．また，20 km-ANAL を使った補正では短縮の傾向が読み取れるが，定量的評価は困難であり，従来手法と比べてもそれほど改善していないことがわかる．一方，5 km-ANAL を使った補正では，1 cm 以上の明瞭な短縮を読み取れる．

なお，この期間，20 km-ANAL には数値モデルの変更

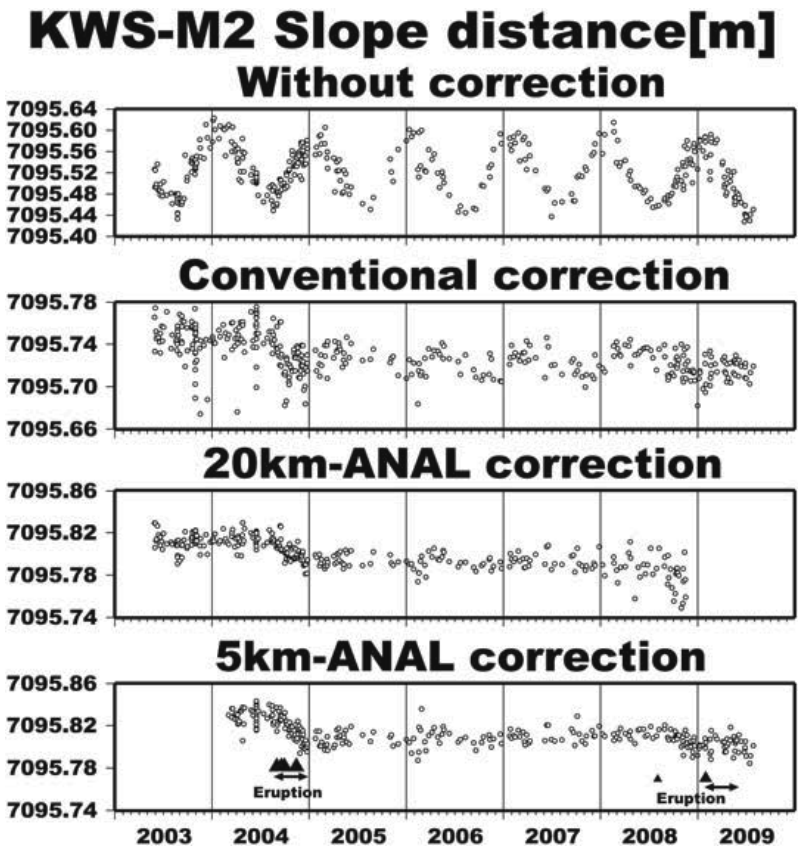


Fig. 5.　Slope distance corrected with 20 km-ANAL and 5 km-ANAL from KWS to M2 measured with manual EDM from 2003 to 2009.　Triangles and arrows show the eruptions at Asamayama.

があった．2007 年 10 月までは補正に RANAL（水平格子間隔 20 km の領域モデルの客観解析値）を利用していたが，2007 年 11 月にこれが廃止され，GANAL（全球モデルの客観解析値）の格子間隔が 60 km から 20 km となり，それまでの RANAL に置き換わった．このように大気補正に用いる数値気象モデルに変更が生じることにより，補正結果にも影響が出ている可能性がある．2007 年後半以後の 20 km-ANAL の補正結果はばらつきが大きいが，それがモデルの変更による可能性も完全には否定することはできず，今後検討していく課題である．5 km-ANAL も，水平格子間隔 10 km の静力学モデルをベースとした 4 次元変分法データ同化システム（石川・小泉，2002）によるものだったが，2009 年 4 月以降は格子間隔 5 km の非静力学モデルをベースとした同化システムに移行した（本田・澤田，2009）．2009 年以降の 5 km-ANAL による補正結果の斜距離がわずかな伸縮を繰り返しているように見える．浅間山は 2009 年 5 月頃までごく小規模な噴火を繰り返しており，この斜距離の伸縮が火山活動に対応するものなのか，それとも気象モデルの変更によるノイズレベルの変化であるのかを判断するには，少なくとも 1 年以上の長期間にわたってデータを蓄積して検証する必要がある．

このように，予報業務の改善のために気象モデルが数年ごとに改良されていくため，光波測距データを完全に同一の条件で補正して比較することは困難であった．しかし，浅間山で観測された長期の測距データに対して，分解能の異なる 2 つの ANAL を使用して補正した結果，器械点だけの気象データで補正を行う従来手法と比べて，飛躍的に高い精度が得られ，現状では 5 km-ANAL を使用した方がより高精度に補正できることがわかった．

6.　客観解析値と予報値による補正結果の比較

以上から，ANAL による大気補正は従来手法の補正と比べて明らかに改善された手法であることを示し，活動監視に有効なことが明らかになった．しかし火山活動モニタリングのため，現業的にリアルタイムでこの補正手法を用いるには，GPV が即時取得できる必要がある．しかし ANAL は，データセットが利用できるまでに数時間かかるので，リアルタイム監視のためにはそれ以前の ANAL を基に作成された予報値（以下，FCST と略す）を使用せざるを得ない．

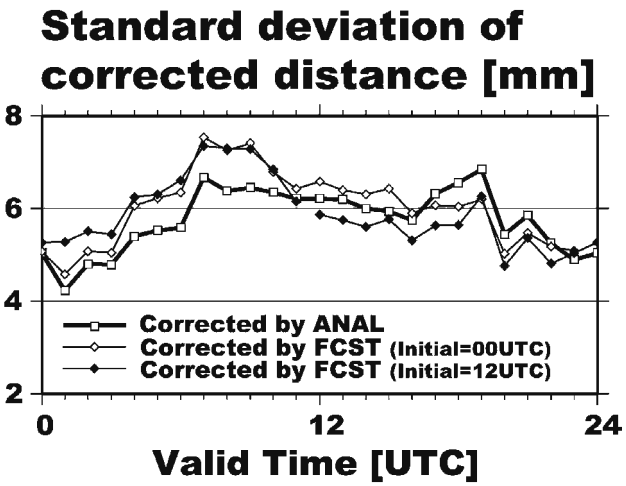


Fig. 6.　Standard deviation of corrected distance. Open squares show S.D. of distance corrected by ANAL.　Open diamonds and solid diamonds show that by FCST of 00UTC and 12UTC initial time, respectively.

そこで，客観解析値 (ANAL) を使った場合の補正結果と，FCST を使った場合の補正結果の比較を行った．KWS-M1 測線の自動測距データで，統計期間は 2006 年 4 月～2006 年 12 月である．なお，これまでと同様，標準偏差の小ささを気象補正の適切さの尺度とする．

Fig. 6 に，20 km-ANAL (RANAL) 補正による時刻別の斜距離標準偏差を示す（四角形）．例えば，図中で 00 UTC で標準偏差 5 mm を示しているのは，2006 年 4 月～2006 年 12 月の期間の 00UTC の補正斜距離時系列の標準偏差が 5 mm であったことを示す．他の時刻と比較して，00 UTC (＝24 UTC) 前後の標準偏差が小さいことがわかる．なお，この期間の 20 km-ANAL は 6 時間毎に作成されており，補正には時間的に線形内挿して使用している．

次に，ANAL ではなく FCST を使用した補正斜距離の標準偏差について見る．この時期の RANAL を初期値とする領域モデルによる FCST は，1 日 2 回，00 UTC と 12 UTC を初期時刻として 24 時間後までの 1 時間毎の予報値を用いた．毎時の FCST の GPV で補正した斜距離の標準偏差を図中に菱形で示した．白い菱形は 00 UTC を初期時刻とする FCST で補正計算された斜距離の標準偏差を示し，黒い菱形は 12 UTC を初期時刻とするものである．それらによると，初期時刻が 00 UTC の FCST であっても 12 UTC の FCST であっても，夜間 (07～19 UTC) には同様に標準偏差が大きくなる傾向であった．この傾向は ANAL を使用した結果でも同様であった．測距データの標本数は昼夜で大きく異ならないので，この原因は GPV にあると考えられ，それは予報精度の問題となる．予報精度の問題は小論の域を出るので詳細な検討は行わない．ただし，全国のアメダス観測点における地上気温の観測値と予報値 (FCST) を比較検証した結果，FCST には夜間に高温のバイアスが存在するという報告がある（平井・坂下，2006）．屈折率の算出は気象要素のうち気温の影響が最も大きいことを考えると，FCST で補正した夜間の斜距離の標準偏差が大きいことはこの報告と調和的である．また補正に用いた RANAL は領域モデルおよびその予報値 (FCST) を活用した 4 次元変分法データ同化システムで作成されていたため，ANAL による補正結果でも同様の結果であったと推定される．

また，初期時刻が 00 UTC の FCST であっても 12 UTC の FCST であっても，12～24 UTC の補正斜距離の標準偏差は，ANAL と同程度かそれ以下である．

ところで，予報時刻が遅い FCST ほど現実大気と乖離していくと考えられるために，これを使って補正した斜距離の標準偏差も大きくなると予想していた．しかし，FCST を使用した補正斜距離に対する予報誤差の影響は見えにくかった．これは GPV の昼夜バイアスに埋もれてしまっているという事実もあるものの，現状では ANAL を使用しなくても FCST で充分に補正が可能であることを示している．

なお，2009 年 8 月現在，空間分解能が高くなった 5 km-ANAL についても同様の検証をする必要がある．

7.　浅間山への適用と活動評価

7–1　浅間山山頂部の斜距離変化

浅間山の手動測距データに 5 km-ANAL を使用して補正した全ての測線の斜距離の時間変化を Fig. 7 に示す．浅間山の火山活動が高まった後の 2008 年 9 月から，小噴火（2009 年 2 月 2 日）が発生する前の 2009 年 1 月までの 5 か月に，全ての斜距離は明瞭に短縮した．つまり山頂部が膨張する傾向を示した．その量は 6～28 mm で山頂に近い点ほど大きく，火口縁にある M5 の変化量が最も大きい．この短縮量は，この期間の斜距離変化を直線で近似して求めた変化速度から算出した．2009 年 2 月以降は，M5 では伸びに反転した傾向が見えるが，それ以外は停滞している．なお，M3 は反射点の破損により 2008 年 4 月の測定を最後に欠測が継続している．今活動期間と 2004 年の活動期を通して観測された反射点は M 1 と M2 のみであるが，この 2 点で変化量を比較すると，今期間の変化量は 2004 年活動時の半分程度であった．

また，前回の噴火活動（2004 年 9 月～12 月）が終了した直後から，ごく小規模な噴火が間欠的に発生した今回の活動期（2008 年 8 月～2009 年 5 月）に入るまでの時期を活動静穏期とし，その期間の斜距離変化を見ると，い

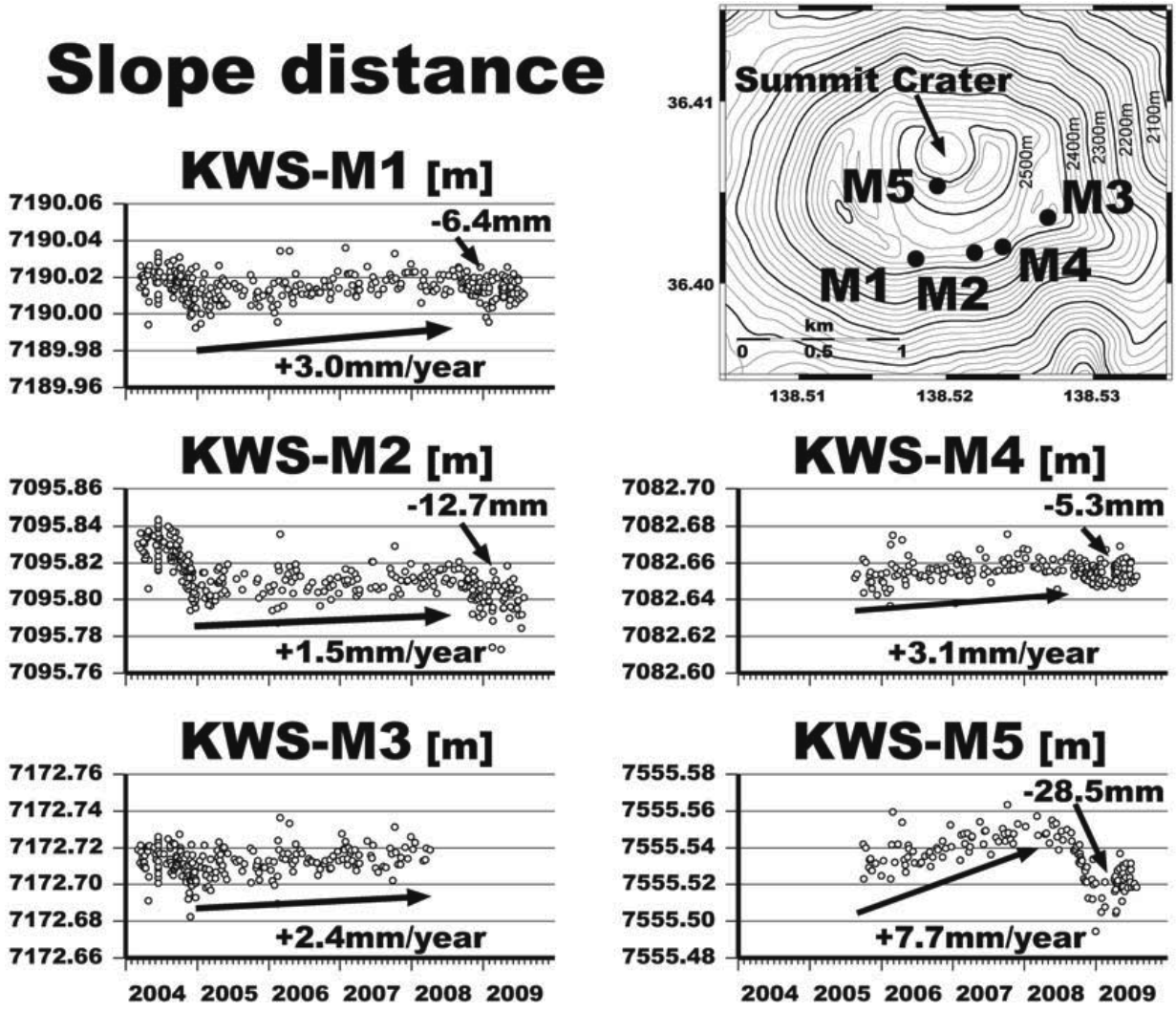


Fig. 7.　Temporal change of slope distance corrected with 5 km-ANAL and distribution of reflectors on and around the summit.

ずれの測線の斜距離もわずかであるが伸張していることがわかった．つまり山頂部が収縮した傾向を意味する．この静穏期の観測期間は反射点により異なるため，斜距離変化の絶対量で示すことができない．そこで各斜距離を直線で近似し，1 年あたりの変化量に換算すると＋1.5～＋7.7 mm/year であった．また，活動期と同様山頂火口に近い M5 の変化量が最も大きかった．静穏期の山頂部収縮の経年変化は，従来手法の補正結果からは検出できず，また 20 km-ANAL の補正でも M5 以外は検出できていなかった．このことは 5 km-ANAL による補正が気象ノイズを軽減したことによる．

7–2　浅間山山頂部の圧力源

2004 年噴火活動期の斜距離変化量は，2008～2009 年活動期よりも大きかった．この時期は M1，M2，M3 の 3 点の反射点のみの観測であり，推定誤差も大きいと思われるが，測定値を最もよく説明できる圧力源は火口直下の標高 2200 m であった（高木・他，2005）．2008～2009 年活動期の変動も極めて局所的であり，その圧力源は山体の極めて浅い場所であろうと推測された．そこで，斜距離変化を説明できる圧力源を，茂木モデル (Mogi, 1958) を仮定して推定した．火口直下に圧力源の位置を固定し，斜距離の観測値と圧力源からの計算値の残差自乗和が最小となる場所と体積変化量を，深さ方向に 10 m 間隔，体積量 100 m^3 間隔で探索した．Fig. 8b に圧力源の最適値，及び斜距離変化量の観測値と計算値を示す．斜距離変化量の矢印は，変位ベクトルを器械点方向に投影した成分である．標高 2380 m（山頂直下約 200 m）の圧力源で 15,300 m^3 の体積増加量があれば観測値を最もよく説明することができた．この深さはほぼ火口底と同程度の極めて浅部である．同様に静穏期のうち 5 つの反射点で同時に観測がされた 2005 年 9 月～2008 年 4 月の斜距離の伸びから圧力源を求めたところ，活動期で求まっ

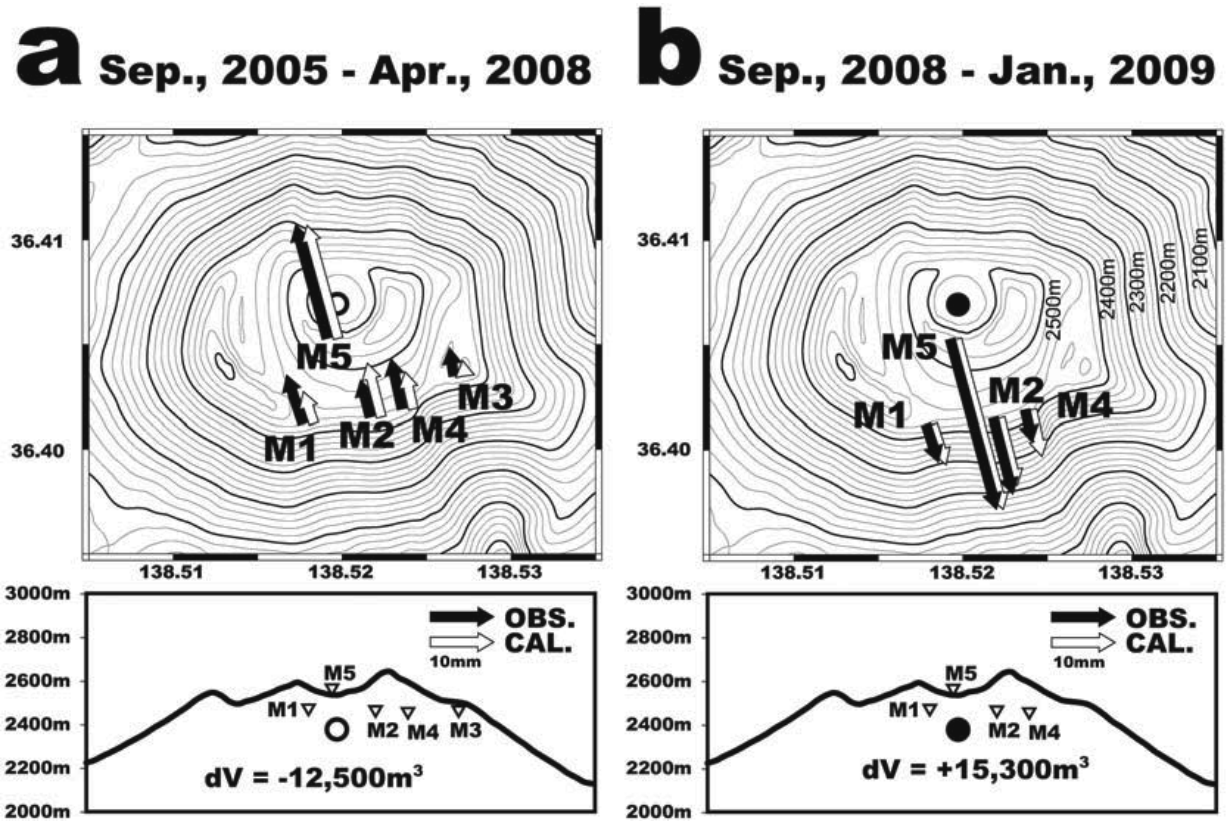


Fig. 8.　Distribution of changes of slope distances corrected by 5 km-ANAL and estimated pressure source beneath the summit crater.　Arrows show changes of slope distance projected toward to KWS.　White arrows show changes measured by EDM and black arrows show changes calculated from the estimated pressure source.　a: Quiet period, Sep., 2005-Apr., 2008.　b: Active period, Sep., 2008-Jan., 2009.　Both pressure sources (open and solid circles) are at same depth right beneath the crater.

た場所とほぼ同じ深さ（標高 2360 m）で 12,500 m³ の体積減少があれば説明できた (Fig. 8a)．つまり浅間山火口直下の膨張期と収縮期の圧力源は極めて浅部の同じ場所である可能性が高い．

ところで，これまで浅間山では活動期にはマグマ起源と考えられる膨張が GPS で捉えられており，その圧力源は山体北西側 5 km 付近の海抜下数 km に推定されている（村上，2005）が，この場所では静穏期には収縮が観測されている．このように，今回明らかにされた浅間山山頂部の局所的な山体変動は，このやや深部の圧力源の活動とも強い時間相関がある．浅間山が噴火に至る過程を明らかにするためには，深部のマグマ活動と，マグマ起源とは考えにくい極めて浅部の山体変動を結びつけるメカニズムを解明しなければならない．しかし，この間をつなぐ場所を圧力源とする地殻変動は観測されていない．

8. ま と め

気象庁の数値気象データである客観解析 (ANAL) の格子点データ (GPV) を用いて，光波測距データを補正する手法を開発した．とくにメソモデルの客観解析値 (MANAL) を用いて，伝搬速度の補正及び伝搬経路の補正を行うことで，大気補正が不完全であった場合に生じる斜距離のばらつきである光波測距の長期的な気象ノイズはほぼ除去できた．

2003 年以降に浅間山で測定した測距データについて本補正手法を適用したところ，噴火を伴うような活動期には山頂部は膨張し，静穏期には収縮することがわかった．

謝　　辞

浅間山の光波測距観測においては軽井沢測候所並びに浅間山火山防災連絡事務所の職員による全面的な協力を得て行われた．上田義浩氏，前川和宏氏，松村智之氏にはとりわけ火山活動活発時には精力的に観測に協力を頂いた．反射点の設営では，藤原健治氏，坂井孝行氏の協力を得た．環境省万座自然保護官事務所及び林野庁東信森林管理署には，観測点設営においてご配慮頂いた．

また，山里　平研究室長には研究の過程において様々

な助言を頂いた．予報研究部の加藤輝之氏には，数値気象データの取り扱いについて懇切丁寧にご指導頂いた．2 名の匿名の査読者の助言によって，本論文の内容は改善されました．ここに記してみなさまへ感謝の意を表します．

引 用 文 献

Barrell, H. and Sears, J.E. (1939) The refraction and dispersion of air for the visible spectrum. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A,* **238**, 1–64.

Ciddor, P.E. (1996) Refractive index of air: new equations for the visible and near infrared. *Appl. Opt.,* **35**, 1566–1573.

Fujii, Y. and Miyamoto, H. (1987) A general formula for atmospheric correction in electro-optical distance measurement. *J. Geod. Soc. Japan,* **33**, 205–214.

Hill, R.J., Clifford, S.F. and Lawrence, R.S. (1980) Refractive-index and absorption fluctuations in the infrared caused by temperature, humidity, and pressure fluctuations. *J. Opt. Soc. Am.,* **70**, 1192–1205.

平井雅之・坂下卓也 (2006) 地上気温・風速の検証．平成 18 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，23–27.

本田有機・澤田　謙 (2009) 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化．平成 21 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，65–71.

石川宜広・小泉　耕 (2002) メソ 4 次元変分法．数値予報課報告・別冊，**48**，37–59.

木股文昭 (1986) 日の入り前後における接地境界層内の温度差分布．測地学会誌，**32**，224–225.

木股文昭・山内常生 (1981) 光波測距における温度補正．測地学会誌，**27**，173–182.

Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.,* **36**, 99–134.

村上　亮 (2005) GPS 連続観測結果が示唆する浅間火山のマグマ供給系．火山，**50**，347–361.

斎藤英二・須藤　茂・渡辺和明 (2003) 九重硫黄山，1995 年噴火後の山体変動．火山，**48**，275–282.

須田教明 (1970) 光波測距儀による距離測定における気象補正法に対する考察．測地学会誌，**16**，137–147.

須田教明 (1994) 電磁波測距儀　改訂版．森北出版，242 p.

田島　稔・佐藤　裕・須田教明 (1970) 光波距離測定の気象補正 (Ⅰ)―係留ゾンデによる低層気温観測―．測地学会誌，**15**，121–129.

高木朗充・福井敬一・藤原健治・上田義浩・飯島　聖・山本哲也・坂井孝行・菅野智之・潟山弘明 (2005) 地殻変動から推定される 2004 年浅間山噴火前後の浅部マグマ供給系．火山，**50**，363–375.

Tetens, O. (1930) Über einige meterologische begriffe. *Zeitschrift für Geophysik,* **6**, 297–309.

（編集担当　古屋正人）

1.8　火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正

論　説

火山 第 55 巻 (2010)
第 1 号 1–12 頁

火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正

高木朗充*,**・福井敬一*・小司禎教***

（2009 年 8 月 26 日受付，2009 年 12 月 16 日受理）

GPS Baseline Solutions with Tropospheric Correction by Using the JMA Numerical Weather Model for Monitoring Volcanoes

Akimichi Takagi*,**, Keiichi Fukui* and Yoshinori Shoji***

Japan Meteorological Agency (JMA) has installed and is operating GPS networks around major active volcanoes since 2000 in order to monitor volcanic ground deformation. At present, 22 volcanoes are under continuous observation using about 100 GPS stations. At most observation points single-frequency receivers are adopted in consideration of power saving and mobility in rugged environments.

GPS baseline solutions include errors due to tropospheric delays which are inhomogeneous in the actual atmosphere. Generally, computation of baseline solutions is done by using a simple atmospheric model assuming horizontal homogeneity. But if the adopted model is not consistent with the actual atmosphere, tropospheric delays cannot be accurately estimated, resulting in poor position estimates. Especially with regard to the volcano observation, the errors in the vertical component of baselines become large according to the large troposphere errors. In the case of baseline solutions between receivers with large vertical difference, the time variation of the vertical length is superposed by seasonal noise caused by spatial and temporal variations of refractive index of the atmosphere. For accurate monitoring of volcanic activities, more precise positioning in the vertical component is desirable, which should be realized by incorporating more accurate atmospheric model into the analysis procedure.

For this purpose, an improved analysis process was developed, based on the JMA's operational meso-scale numerical weather analysis (MANAL). The MANAL is applied to daily meso-scale numerical weather prediction as initial field. Generally in the differential analysis process of positioning, zenith tropospheric delay (ZTD) is estimated by least-squares method together with the positioning. In this case, initial value of ZTD is given from a simple atmosphere model. In our approach, ZTD between both receiver sites is calculated from MANAL, and then the conventional analysis process is done fixing ZTD between sites. In calculation, analysis software package Bernese Ver. 5.0 was used, while a part of the program was personally modified.

This correction strategy using MANAL was applied to the baseline solutions at Asamayama volcano, where ground deformation has been observed associated with the eruption activity from 2008 to 2009. Consequently we could approximately eliminate the vertical seasonal noise at a baseline whose vertical difference reaches to 1.5 km. This approach is quite convenient and effective for GPS observation at local and steep areas such as volcanoes.

Key words: GPS baseline solution, tropospheric correction, JMA numerical weather model, Asamayama volcano

* 〒305–0052 茨城県つくば市長峰 1–1
気象研究所地震火山研究部
Seismology and Volcanology Research Department, Meteorological Research Institute, 1–1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305–0052 Japan.

** 現所属：〒100–8959 東京都千代田区霞ヶ関 3–2–2
文部科学省研究開発局地震・防災研究課
Present address: Earthquake and Disaster-Reduction Research Division, Research and Development Bureau, Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology - Japan.

*** 〒305–0052 茨城県つくば市長峰 1–1
気象研究所予報研究部
Forecast Research Department, Meteorological Research Institute, 1–1 Nagamine, Tsukuba, Ibaraki, 305–0052 Japan.

Corresponding author: Akimichi Takagi
e-mail: atakagi@mext.go.jp

1. はじめに

活動的火山の監視において，地殻変動観測はマグマの移動や熱水活動の高まりを間接的に把握する上で有効である．とりわけ人工衛星技術を用いた GPS 観測は山体の 3 次元的な変位を知ることが可能であり，我が国ではこの 15 年ほどの間に火山体の地殻変動を把握するための強力な手段となった．気象庁では 2000 年より，主な活動的な火山において GPS 連続観測網を順次整備し（山里，2005），現在では 22 火山の約 100 点で観測を行っている．これらの観測では，山体では電力環境が厳しい場所が多いため，省電力である 1 周波型の受信機を採用している．

火山活動のモニタリングのように地表の微小変化を捉えるためには，GPS 信号の搬送波の位相を利用した相対干渉測位を利用する．この場合，GPS の測位精度は水平成分よりも鉛直成分で劣り，鉛直成分の測位誤差は水平成分の測位誤差より数倍大きい．その理由は，GPS 衛星が発信する電波信号を受信機は上方からしか受信できないという衛星配置の避けられない制約の他に，電波伝搬遅延の時空間的な不均質の原因となる大気の屈折率の不均質が存在することがあげられる．電波の伝搬遅延は大気の屈折率，つまり気象状態で決定される．GPS 解析では，特に対流圏下層で卓越する屈折率の不均質に起因する電波の伝搬遅延の変動により，測位推定誤差が生じる．気象要素（例えば，気温や湿度）の空間的なバリエーションは，水平方向よりも鉛直方向に大きい．このため鉛直成分の測位誤差が大きくなる．

火山体のように観測点間の標高差がより大きい基線における GPS 相対測位を行う場合，2 つの観測点間の気象状態を適切に見積もることができていなければ，鉛直成分の測位精度はより一層劣ることになる．時に GPS 基線解析結果の鉛直成分の時系列データに規則的な年周変動が重畳している場合をみかけるが，これは大気状態の季節変動を適切に見積もって解析できていないことを示している．一般には，簡単な大気モデル（例えば，標準的な大気プロファイル）を仮定して伝搬遅延量を見積もりながら測位計算を行う（以下，この解析手法を従来手法，conventional analysis，と記す）が，現実大気が仮定したモデルと異なる場合，正確な伝搬遅延が得られず，正しい測位結果にはならない．

Hobiger *et al.* (2008) は数値気象モデルを利用して 3 次元波線追跡により，GPS 電波の伝搬遅延量を計算し，精密単独測位に利用した．この手法は鉛直成分のみならず，水平成分に対する測位精度の改善に有効である．しかし，3 次元波線追跡手法の干渉測位解析への適用に関しては着手したところであり，充分な大気遅延補正の効果が得られていない（ホビガー・他，2007）．火山活動の迅速で的確な把握のためには，より簡便な解析手法による鉛直成分の測位精度の向上が望まれていた．そこで本研究では，気象庁がメソ数値予報モデルの初期値を与えるために現業的に作成しているメソ解析の格子点データを取り込んで，鉛直成分をより高い精度で測位する簡便な GPS 解析手法を開発したので報告する．

なお，この手法は EU の Galileo, ロシアの GLONASS 等，米国の GPS を含む GNSS 全般に適用できるが，本稿ではこれらを「GPS」と置きかえて表現することとする．

2. 使用したデータ

2–1 GPS 観測データ

本研究では，より標高差の大きい火山として，浅間山において実験観測を行った．浅間山は標高 2568 m の活火山であり，気象庁はその山麓に 3 点，気象研究所は山腹に 3 点の GPS 連続観測網を配置している．それらに加えて，2006 年に山頂付近の標高 2433 m 地点に GPS の臨時連続観測点 M4 を設営し (Fig. 1)，1 周波データを 30 秒サンプリングで現地収録し，年に 2 度のデータ回収を行った．GPS 受信機は古野電気製 MG2100，データ蓄積装置は MG2153 で，コンパクトフラッシュカードにデータを蓄積した．冬季の厳しい観測環境のため，一部欠測期間があるものの，2006 年 4 月 26 日から 2008 年 5 月 15 日までのデータを蓄積した．この間 750 日のうち欠測期間は 119 日であった．なお，2008 年 8 月の微噴火以

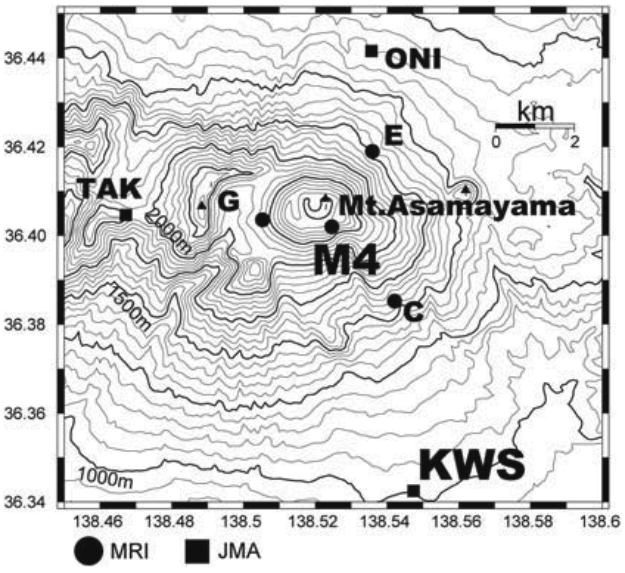


Fig. 1. Distribution of the GPS receiver sites around Asamayama volcano. Solid circles and squares are GPS stations installed by MRI and JMA, respectively. A temporary station M4 near the summit was newly installed for this study.

Table 1.　Description of GPS stations around Asamayama volcano.

Site	Latitude (deg min sec)			Longitude (deg min sec)			Altitude (m)	Note
KWS	36	20	31.9	138	32	49.6	1006	2 - frequency - GPS permanent station at Karuizawa Weather Station installed by JMA.
TAK	36	24	15.5	138	28	6.9	1977	1 - frequency - GPS permanent station at Takamine Highland installed by JMA.
ONI	36	26	31.9	138	32	12.1	1340	1 - frequency - GPS permanent station at Oni-oshidashi Park installed by JMA.
C	36	23	3.4	138	32	29.5	1576	1 - frequency - GPS permanent station installed by MRI.
E	36	25	5.8	138	32	11.4	1706	1 - frequency - GPS permanent station installed by MRI.
G	36	24	13.5	138	30	17.7	2174	1 - frequency - GPS permanent station installed by MRI.
M4	36	24	6.8	138	31	26.0	2433	1 - frequency - GPS temporary station on the summit area installed by MRI.

降，噴火警戒レベルが引き上げられ，データの回収はその後実現していない．

基線の山麓側の基準点として，気象庁の GPS 観測網の 1 点である KWS（軽井沢測候所，標高 1006 m）を選んだ．基線の標高差は 1427 m，基線長は 7092 m である．Table 1 にこの 2 点を含む浅間山周辺の GPS 観測点座標等の詳細を示す．KWS は 2 周波観測点であるが，以下の基線解析においては 1 周波データのみを用いた．

なお，1 周波データとは L1 帯 (1575.42 MHz) の搬送波であり，今後 1 周波データとは L1 帯のことを意味することとする．

2–2　数値気象データ

まず始めに，数値予報について簡単に説明する．気象庁では，日々の気象予報業務のために数値予報資料を作成している．このための数値予報モデルには，地球全体を予報領域とする全球モデル (GSM) と，GSM の予報結果を側面境界値として日本周辺をより細かく予報するメソ数値予報モデル (MSM) があり，現業運用されている．ここでは，数値予報に使用される方程式系，実際に使用される計算プログラムなどを含めて，数値予報モデルと呼ぶ．

数値予報を行うためには初期条件が必要である．初期条件は現在の大気の状態をできるだけ精確に捉えたものでなければならない．この大気の状態を精確に求める作業を客観解析といい，大気科学に加え統計学を駆使して，初期条件となる解析値を作成する．最近の客観解析では，従来の地上，高層，ウィンドプロファイラ，船舶やブイ，航空機，気象衛星などによる観測データに加え，気象ドップラーレーダーや地上 GPS 可降水量データ（小司・他，2009）を数値予報モデルを用いて過去の初期条件から計算した第一推定値に取り込み，数値予報モデルに適した解析値を求めるという方法（データ同化）が用いられている（例えば，気象庁予報部，1997）．

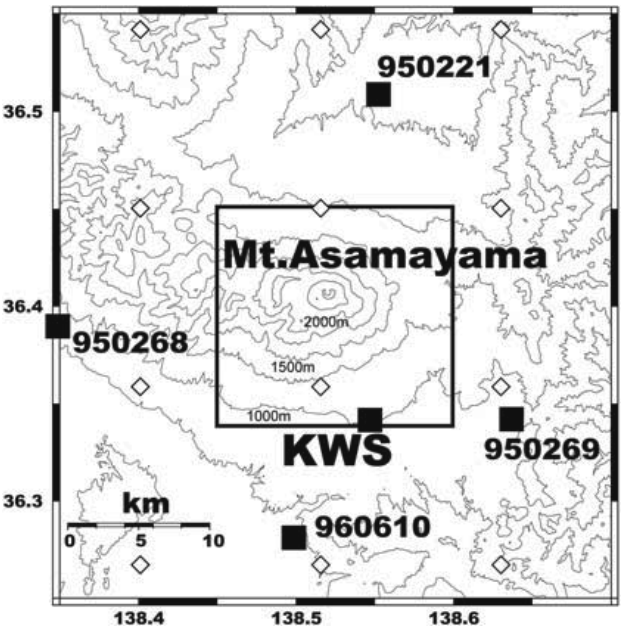


Fig. 2.　Horizontal distribution of MANAL's grid points around Asamayama volcano.　Open diamonds show 10 km-grid MANAL.　Solid squares show double-frequency GPS stations which were used for the ionospheric correction.　A square box over Mt. Asamayama indicates the area of GPS observation in Fig. 1.

我々が補正に用いたデータは，気象庁が MSM の初期値を与えるために現業的に作成しているメソ客観解析 (MANAL) の格子点データ (GPV) であり，水平格子間隔 10 km の静力学平衡を仮定したプリミティブモデルをベースとしたデータ同化システム（石川・小泉，2002）によるものである．なお，2009 年 4 月以降は水平格子間隔 5 km の非静力学モデルをベースとした同化システムに移行している（本田・澤田，2009）．以後，MANAL の GPV を単に MANAL と記述する．

MANAL の鉛直層の間隔は一定ではなく，地表近くほ

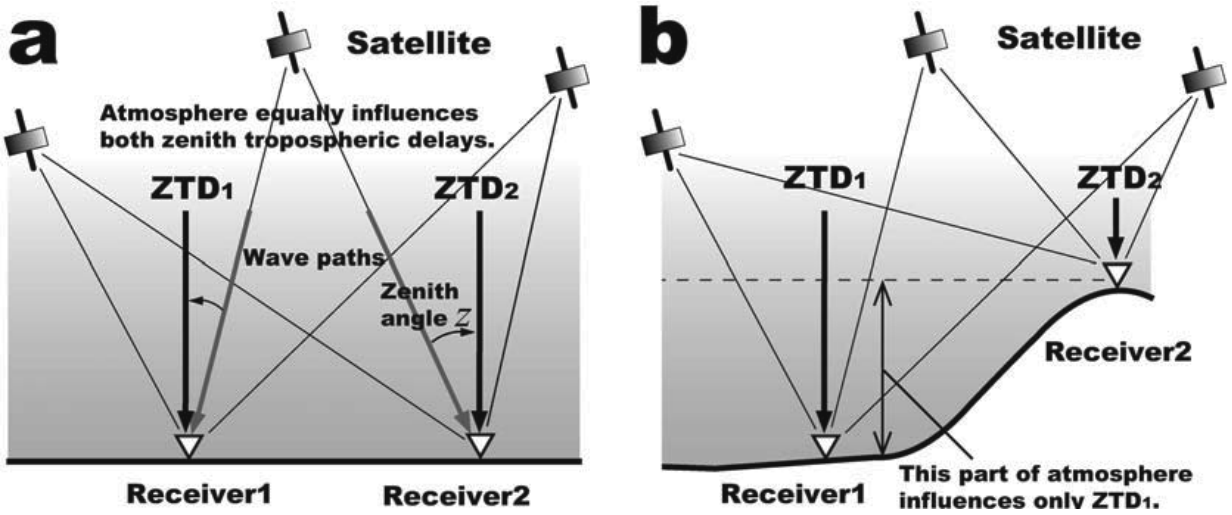


Fig. 3.　Schematic figures showing zenith tropospheric delays (ZTD) of two GPS-receiver sites. (a) In the case of small vertical difference between two sites, atmosphere equally influences both ZTDs. (b) In the case of large vertical difference between two sites, the part of atmospheric between Receiver1 and Receiver2 influences only ZTD of the lower sites (ZTD_1).

ど密で上層ほど疎なモデル面の構造を有している．またモデル地形に対して滑らかな層構造を形成しているので，同一モデル面でも場所によってモデル面高度が異なる．本実験観測を行った浅間山周辺では，例えば KWS-M4 間の標高差約 1.5 km の間に，モデル面が 11 層存在する．

Fig. 2 に浅間山とその周辺における MANAL の水平分布を示す．また，電離層補正に用いた 2 周波観測点（四角形）も示す．KWS 以外は国土地理院の電子基準点である．

2–3　実測気象データ

MANAL を利用した測位精度を検討するとともに，GPS 受信機地点における気象の実測データを利用した場合の測位精度と比較するために，山頂部観測点 M4 で気象観測を実施した．気象計は Onset Computer Corporation 社製 HOBO Weather Station 及びチノー社製 MR 6000 を使用し，1 時間サンプリングで気温，相対湿度を測定した．これら気象データも年 2 回 GPS データとともに回収した．2006 年 9 月 21 日に観測を開始し 2008 年 5 月 15 日までの 602 日間に 202 日の欠測日があった．なお，1 日に 12 時間を超えて欠測がある日を欠測日とし，解析に使用しないこととした．

山麓側観測点の気象データは，軽井沢測候所露場の地上観測データ（1 時間値）を使用した．地上観測データの欠測はない．

3.　解 析 手 法

GPS 解析にはベルン大学の解析ソフトウェア Bernese Ver5.0 (Dach *et al.,* 2007) を使用した．Bernese はプログラム言語 Fortran で作成され，ユーザーにはプログラムソースを公開しており，解析計算はこの一部を改修して行った．解析方法は 1 周波によるスタティック干渉測位であり，放送暦を用い，実解析に使用したサンプリング間隔は 30 秒とした．天頂遅延量の推定時間間隔は 2 時間とし，大気遅延水平勾配の推定は行わなかった．

電波の伝搬速度は真空中では一定であるが，現実大気の中では遅れが生じ，その量は経路上の大気の屈折率に依存する．気圧が高く水蒸気が多い対流圏における遅れはとくに大きく，伝播が地表に達するまでに，遅延量は距離にして 2 m 以上にも達する．GPS 衛星から発せられた電波は，衛星の配置により天頂方向からのある角度を持って GPS 受信機に入射するが，これを天頂方向に投影した遅れを対流圏の天頂遅延量 (ZTD) と呼ぶ (Fig. 3a)．

干渉測位計算は，基準点 Receiver1 の座標を既知とし，観測点 Receiver2 の座標とともに基準点と観測点の対流圏の天頂遅延量も未知数として，これらを同時に推定する．Receiver1 と Receiver2 の距離が短く比高が小さい場合には，例えば標準大気プロファイルで与えられた大気モデルの不完全さによる計算誤差等はほぼ相殺されるので，推定される天頂遅延量に含まれる誤差は小さい (Fig. 3a)．しかし観測点間の比高が大きい場合には，大気モデルの不完全さによる伝搬遅延量の推定誤差が大きくなり，その結果測位の鉛直成分の推定誤差は増す (Fig. 3b)．

一般に干渉測位の計算では，仮定した大気モデルから先験的に受信機地点における対流圏遅延量を計算しておき，それを初期値として最終的な天頂遅延量及び座標を

推定する．このとき，現実大気に近い大気モデルを仮定する． 例えば Saastamoinen (1973) は標準大気を仮定した理論式から対流圏遅延量 (m) を与えた．Baueršíma (1983) がその一部を修正し，

$$ZTD_{SAAS}(p,T,e) = \frac{0.002277}{\cos z}\left[p+\left(\frac{1255}{T}+0.05\right)e-B\tan^2 z\right]+\delta R \quad (1)$$

と表した．ここで，p, T, e はそれぞれ受信機地点の気圧 (hPa)，気温 (K) 及び水蒸気圧 (hPa) を示し，z を衛星の天頂角 (radian) とする．B，δR は係数であり，B は標高に依存する関数，δR は標高と天頂角に依存する関数である．また，p，T，e は受信機地点の実測データを用いず， Berg (1948) の式などを用いて標高に依存した関数で与えることが多い．

最終的には最小二乗法により天頂遅延量が推定される．(1) 式はそのための初期値を算出するのに使われるに過ぎないが，モデルが正確でなければ観測点の比高が大きい場合はとりわけ推定誤差が増す．そこで，MANAL の GPV を以下の手順で取り込み，解析を試みた．

Fig. 4 のように山麓に Receiver1， 山頂に Receiver2 がある場合，Receiver2 の天頂遅延量の初期値 ZTD_2^0 を，MANAL の GPV を空間内挿した気象要素 p_2, T_2, e_2 を式 (1) に代入した値を用いる．

$$ZTD_2^0 = ZTD_{SAAS}(p_2, T_2, e_2) \quad (2)$$

一方，Receiver1 の天頂遅延量のうち，Receiver2 との標高差で生じる部分 ZTD_{1-2} は，同様に MANAL の GPV を空間内挿した気象要素を用いて計算可能であり，既知である．Hopfield (1969) および Essen and Froome (1951) から，

$$ZTD_{1-2} = 10^{-6}\sum_{j=1}^{N+1} h_j\left(77.64\frac{p_{1j}}{T_{1j}}-12.96\frac{e_{1j}}{T_{1j}}+3.718\cdot 10^5\frac{e_{1j}}{T_{1j}^2}\right) \quad (3)$$

と表される．ここで，N は Receiver1 と Receiver2 の間に存在するモデル面の数，p_{1j}，T_{1j}，e_{1j} は Receiver1 の直上の j 番目のモデル面における気圧，気温，水蒸気圧である．h_j は Receiver1 の直上の j-1 番目と j 番目のモデル面間の層厚で，最下層と最上層はそれぞれ Receiver1 及び Receiver2 とモデル面との間の厚さになる．

Receiver1 の天頂遅延量の初期値 ZTD_1^0 を，

$$ZTD_1^0 = ZTD_2^0 + ZTD_{1-2} \quad (4)$$

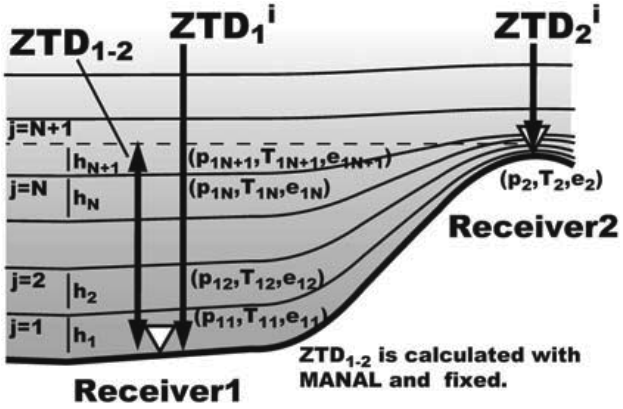


Fig. 4.　Schematic figure showing how to estimate ZTD. $ZTD_{1\text{-}2}$ (difference between ZTD_1^i and ZTD_2^i) is calculated from MANAL. ZTD and position at receiver sites are estimated fixing $ZTD_{1\text{-}2}$.

とし，最適解を推定する最小自乗法によるイタレーション中でも，ZTD_1^i と ZTD_2^i の差は式 (3) で計算された既知の遅延量に固定する拘束条件を与えた（式 (5)）．

$$ZTD_1^i - ZTD_2^i = {}^{fix}ZTD_{1-2} \quad (5)$$

ここで，i は最小二乗法における i 番目のイタレーションを示す．

なお，GPS 衛星からの電波は電離層においても遅延を生じる． しかしこの遅延による影響は，2 つの周波数帯を同時に観測することで理論的に補正することが可能である (Hofmann-Wellenhof *et al.,* 2004)． しかし 1 周波型の GPS データの場合，電離層遅延の補正ができない．このため，1 周波観測点近傍の複数の 2 周波 GPS 観測点データを利用して補正するソフトウェア MG2120（古野電気社製）を利用した．これは，周辺の 2 周波 GPS 観測点データから全衛星からの電離層遅延量を求め，電離層 MAP ファイル（緯度 (φ)，経度 (λ)，時間 (t) に対する電離層遅延量テーブル）を 2 時間ごとに作成し，これを近似的に使用し，1 周波の GPS 観測点における各衛星からの電離層遅延量を求め，補正を実施するものである．一般に GPS を利用することで電離層遅延に関わる総電子数を監視することができる．グローバルな電離層マップはヨーロッパ軌道決定センターが，世界約 84 箇所の観測局を使って推定しているが，このソフトウェアは火山体を含むローカルな領域で同様な手法で電離層マップを作成するものである．

4. 解 析 結 果

4–1　ZTD の比較

この補正手法を用いた 2 地点間の基線解析による測位

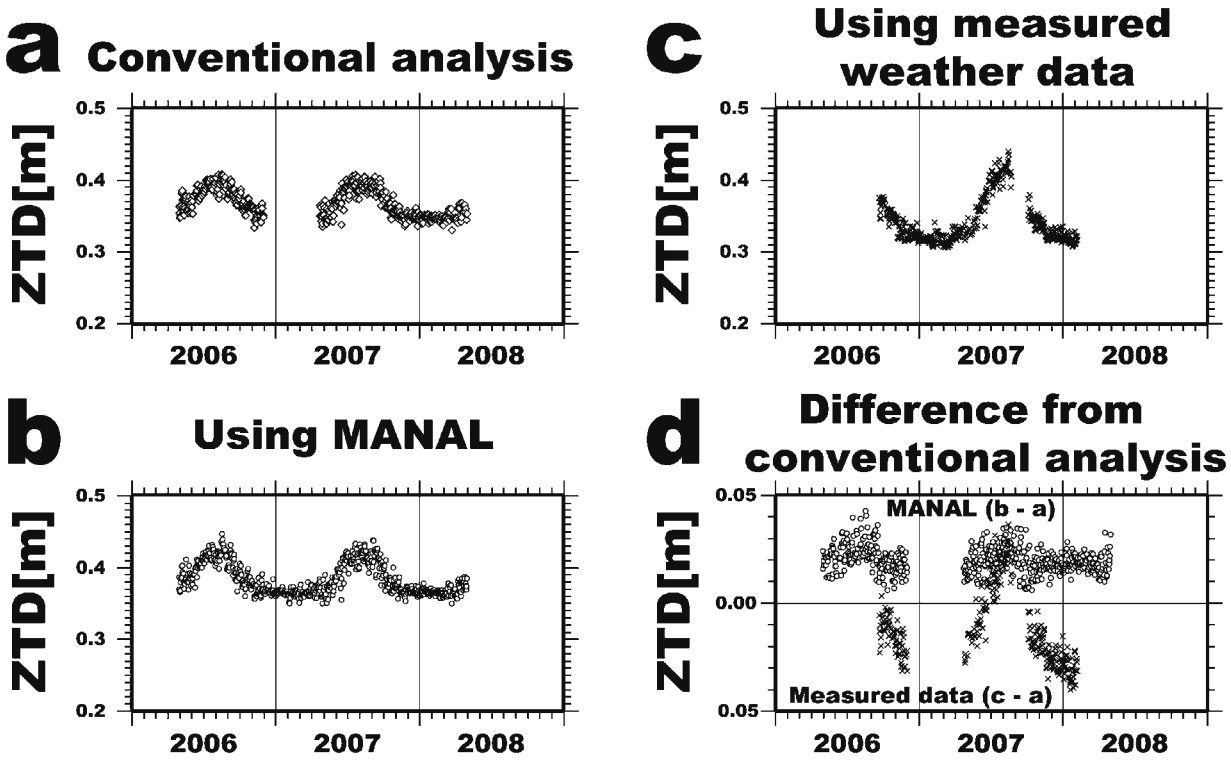


Fig. 5.　Temporal changes of ZTD between KWS and M4, evaluated by the conventional analysis (a), by using MANAL (b), by using measured weather data (c), and those refer to temporal change by the conventional analysis.

結果を示す前に，2 地点間の ZTD の比較を行う．Fig. 5 に，2006～2008 年の KWS と M4 の間の ZTD の 1 日平均値を示す．Fig. 5a は基線解析で測位と同時に推定した従来手法による ZTD，Fig. 5b は MANAL の GPV から計算した ZTD，Fig. 5c は 2 地点の実測気象データから計算した ZTD である．これらを比較するために，従来手法で推定した結果との差を Fig. 5d に示した．MANAL の GPV から計算した ZTD は相対的に 2 cm 程度大きくなることがわかる．また 2 地点の実測気象データから計算された ZTD は相対的に－1～4 cm 小さくなり，年周変動が重畳していることがわかる．これらのことから，MANAL の GPV から計算した測位結果は，従来手法や実測気象データを使用した解析による結果とは異なる結果が予想される．

4–2　数値気象データを利用した解析結果

以下，本手法を用いて，協定世界時の 1 日 24 時間のデータを使用した解析結果を示す．GPS データは 1 日分まとめて解析に使用したが，ZTD の推定は 2 時間毎に行っている．(2) 式の ZTD_2^0，(3) 式の ZTD_{1-2} は，1 日の平均値を使用した．

Fig. 6 に KWS を基準点とした M4 観測点の従来手法による基線解析結果と，数値気象データ MANAL を利用した本手法による解析結果との比較を示す．Fig. 6a-b は基線長変化を，Fig. 6d-e は上下変化を示す．一部欠測期間があるものの，上下成分の年周変動ノイズは明らかに低減されており，従来手法では少なくとも 4 cm 程度の年周振幅があった (Fig. 6d) が，本手法による解析結果ではほぼ除去できている (Fig. 6e)．基線長変化は大きな違いはない (Fig. 6a-b)．

4–3　実測気象データを利用した解析結果

次に，本実験観測で同時に実測した 2 受信機地点の気象データから 2 地点間の天頂遅延量を算出し（式 (3)），その値を固定（式 (5)）して基線解析した (Fig. 6f)．解析には欠測期間があるものの年周変動が見られ，例えば 2007 年の夏季と冬季の鉛直成分の解析結果には 2～3 cm の振幅があることがわかる．従来手法による 4 cm 程度の季節振幅の年周ノイズ (Fig. 6d) より改善されているものの，MANAL を利用した手法 (Fig. 6e) には及ばなかった．これまでも，受信機地点で実測した気象データを例えば Saastamoinen (1973) の理論式に入力して測位計算を行うよりも，標準的な気象条件（例えば標準大気）を理論式に入力して測位計算を行う方が結果の再現性がよいことが報告されている（土屋・辻，2002）．このことは，実測気象値が電波伝搬経路の大気に対する代表性を

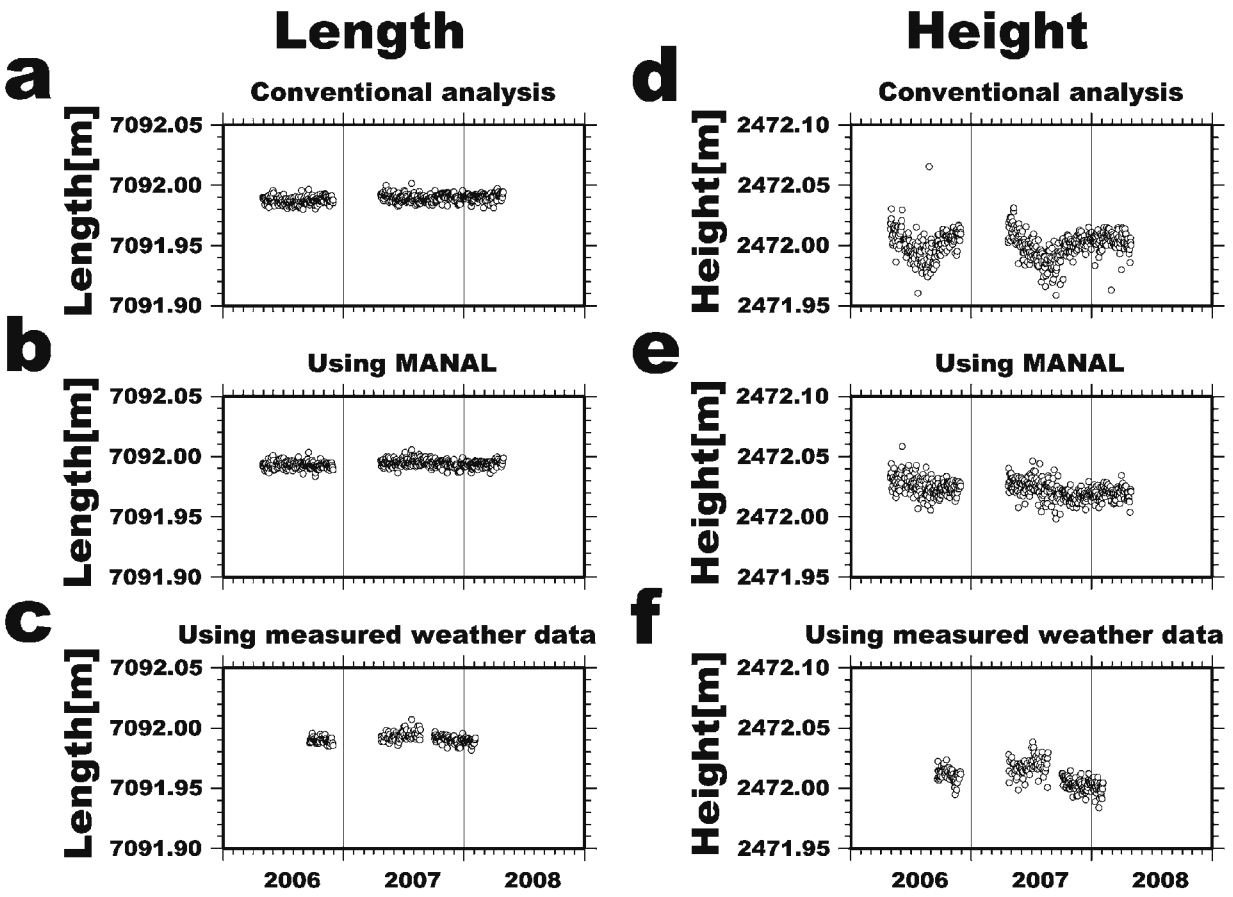


Fig. 6.　Time series of baseline length (a-c) and height (d-f) of M4 refer to KWS.　(a) and (d) are calculated with the conventional analysis.　(b) and (e) are calculated with this study method using MANAL.　(c) and (f) are calculated using measured weather data.　In the case of using MANAL, vertical seasonal noise could be approximately eliminated (e).

持っていないことを意味し，GPS の大気補正のためには，数値気象データによる上空大気の情報を利用することの方が効果的であることを示唆している．

4–4　2 周波データへの適用

本手法は 1 周波型 GPS データの鉛直成分に対して効果的であることを示した．次に 2 周波型 GPS データに対しても適用した．

標高差の大きい GPS 基線として，御嶽火山の山麓及び山腹にある 2 周波型受信機地点を選んだ．山麓側の基準点を国土地理院の電子基準点 960614（三岳，標高 953 m），山側の観測点を気象庁の連続観測点 TAN（田ノ原，標高 2190 m）とし (Fig. 7c)，本手法を使って 960614 に対する TAN の干渉測位解析を行った．2 点の基線長は 8680 m，標高差は 1237 m である．期間は 2007 年 4 月から 2009 年 3 月までの 2 年間である．

2 周波データに対する解析結果を Fig. 7a に，2 周波データのうち L1 帯 1 周波データのみを使用した解析結果（電離層補正済み）を Fig. 7b に示す．従来手法の結果も，それぞれの上段に示した．本手法によるみかけの年周変動ノイズの低減具合を見ると，2 周波データは 1 周波データと比べて顕著ではない．搬送波を利用する干渉測位では波数の整数値バイアスを決定する必要があるが，一般に 1 つの周波数よりも 2 つの周波数を使用して決定する方が精度が高くなる．このため，元来 1 周波データの従来解析による年周ノイズの振幅は 2 周波データのそれと比べて大きく，この基線に関しては 5 割程度大きい（前者の振幅は約 3 cm，後者の振幅は約 2 cm）．

本手法は 2 周波データにも適用可能であるが，年周ノイズの低減の効果は 1 周波データへの適用ほど顕著ではなかった．

4–5　時間分解能

これまでは 24 時間ごとのデータに対して解析を行った結果を示した．1 日の平均値として解析した結果であるが，MANAL は 3 時間ごとの解析値の分解能をもつ．24 時間の解析ウィンドウよりも短い時間で解析を行うことにより，短期間の正確な大気状態を反映できるため，測位精度が高くなる可能性があると考えた．そこで本手法を用いて浅間山における観測値を 12 時間ウィン

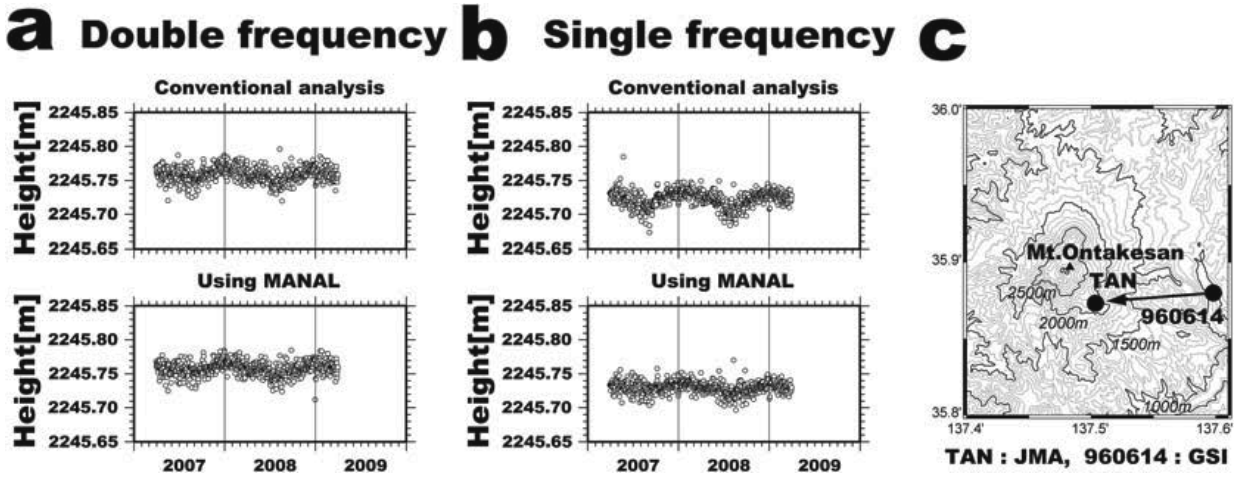


Fig. 7.　Comparison of seasonal noise's elimination from vertical positioning between double-frequency analysis (a) and single-frequency analysis (b).　(c) Distribution of GPS receivers around Mt. Ontakesan.　Positioning of TAN refer to 960614 was calculated.

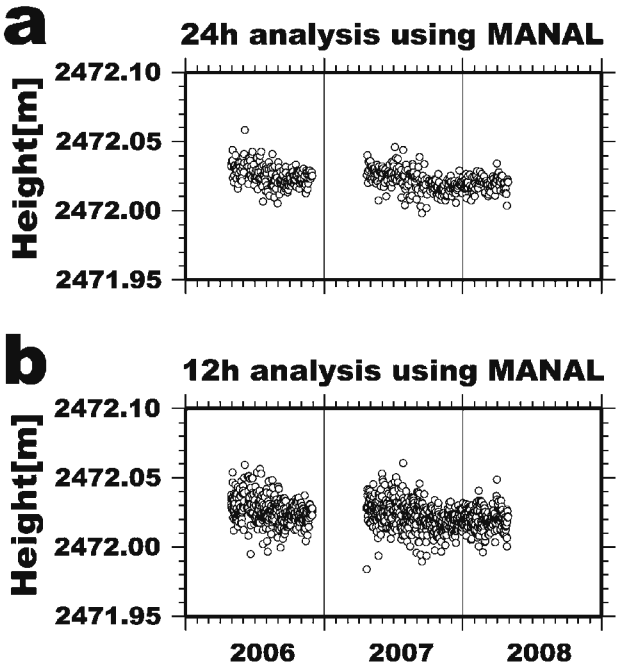


Fig. 8.　Comparison of seasonal noise's elimination from vertical positioning between 24-hours analysis (a) and 12-hours analysis (b) by using MANAL.　M4 refer to KWS.

ドウ及び，6 時間ウィンドウでの解析を試みた．Fig. 8 に M4 の解析結果を示す．12 時間解析は成功したが，6 時間解析は GPS データがより少なくなるため解が決まらない場合が多かったので，ここでは省略した．12 時間解析 (Fig. 8b) は 24 時間解析（Fig. 8a, Fig. 6e の再掲）に比べて短周期のノイズを低減することが期待されたが，結果はその逆であり短周期の座標のバラツキが増大した．一方，年周のノイズは 24 時間解析と同程度に改善されている．

12 時間解析で短周期の測位精度が悪化した原因は，MANAL の時間分解能が高まった効果よりも，GPS の観測データの減少による影響，及び衛星の移動が少なくなることによる影響の方が大きいことを示しているものと思われる．30 秒サンプリングの GPS データを，今後は高サンプリングにして短時間解析の検証を行う必要がある．

一方で，MANAL の 3 時間値からこの基線の観測点間の ZTD 差を計算してみたところ，1 日あたりの標準偏差は概ね 1 cm 以内であったが，場合によっては 2 cm を超えることもあり，MANAL のさらなる精確性の検証について，気象分野からのアプローチが必要である．

5.　浅間山への適用と考察

浅間山では実験観測を行った M4 の他に，気象庁が山麓に 3 点，気象研究所が山腹に 3 点の GPS 連続観測網を配置している．このうちの KWS を基準点にした場合，他の 6 点との観測点標高差は，334～1427 m と大きい．2006 年 5 月から 2009 年 7 月までの従来手法と本手法の解析によるこれらの鉛直成分の時系列図を Fig. 9 に示す．前述の M4 の他，標高差が大きい G（標高差 1168 m），TAK（標高差 971 m）での改善はとくに顕著である．

この期間浅間山は火山活動が活発化し，2008 年 8 月の微噴火，2009 年 2 月の小噴火等が発生した．これに伴って山体変動も観測された．本手法による解析結果から，KWS を基準とする鉛直変動は静穏期には沈降傾向であったが，2008 年 8 月頃から 2009 年 2 月頃までは隆起

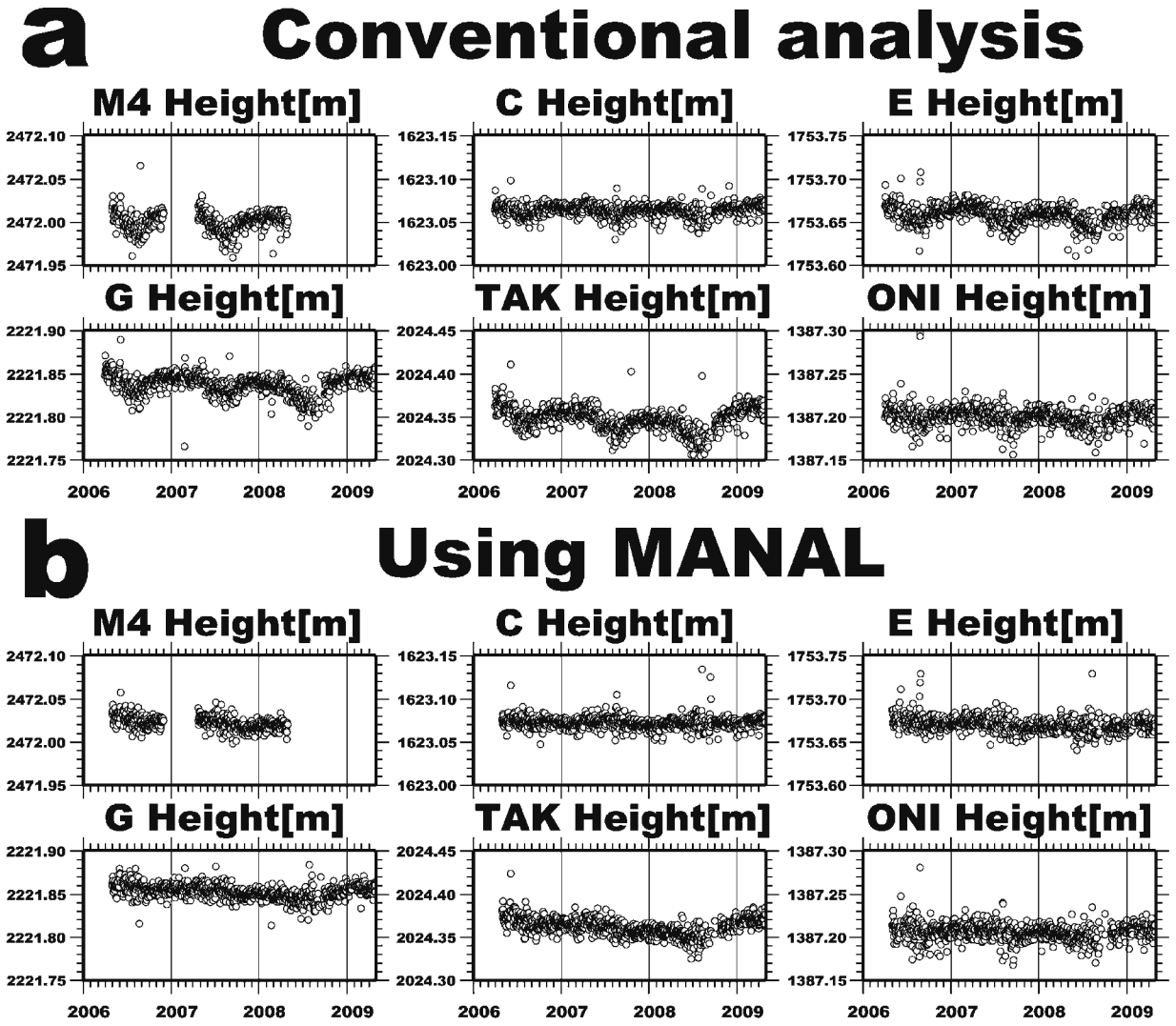


Fig. 9.　Time series of height of all stations refer to KWS around Asamayama volcano from 2006 to 2009.　(a) Conventional analysis.　(b) By the method of this study using MANAL.　Those of all stations could be approximately eliminated the vertical seasonal noise, especially G and TAK where are high.

傾向であったことがわかる．しかし，従来手法の解析結果では振幅の大きい年周変動ノイズが重畳しており（たとえば Fig. 9a の G, TAK），これらから変動量や変動時期についての定量的な評価をすることは困難である．

この結果をもとに，浅間山で隆起が観測される直前の 2008 年 6 月から，変動が鈍化した 2009 年 1 月までの 3 成分変位分布から，茂木モデル (Mogi, 1958) を適用して圧力源推定を行った．解析には標高を考慮してモデル推定を行える MaGCAP-V（福井・他，2005）を用い，座標格子間隔 100 m，体積変化量の間隔 0.1×10^6 m^3 で格子探索法により行った．その結果，浅間山山頂の北西 6km の海抜下 2.9 km 地点で 3.0×10^6 m^3 の体積増加があれば観測データを最もよく説明できることがわかった (Fig. 10 a)．この場所は 2004 年浅間山噴火に伴う地殻変動においてもマグマが蓄積された場所とほぼ等しく（青木・他，2005），また浅間山直下の火道に連なる震源域の最深部にあたることから，浅間山火山のマグマだまりであると考えられている場所である．

この期間の鉛直変動を従来手法で測位計算した結果 (Fig. 9a) からは，鉛直変動の定量的な評価は困難ではあるが，従来手法で測位計算した結果を基に同様の手順で圧力源パラメータの推定を試みた (Fig. 10b)．最適値は本補正手法を適用した場合と比べ，水平位置で 2.7 km 北西方向に，深さは海抜下 7.3 km と約 3 倍の深さになり，また体積増加量は約 5 倍の 16.40×10^6 m^3 となった．このように圧力源が深く見積もられてしまった理由は，当該期間（2008 年 6 月～2009 年 1 月）に，除去できていない上下方向の年周変動ノイズの中のちょうど極小期と

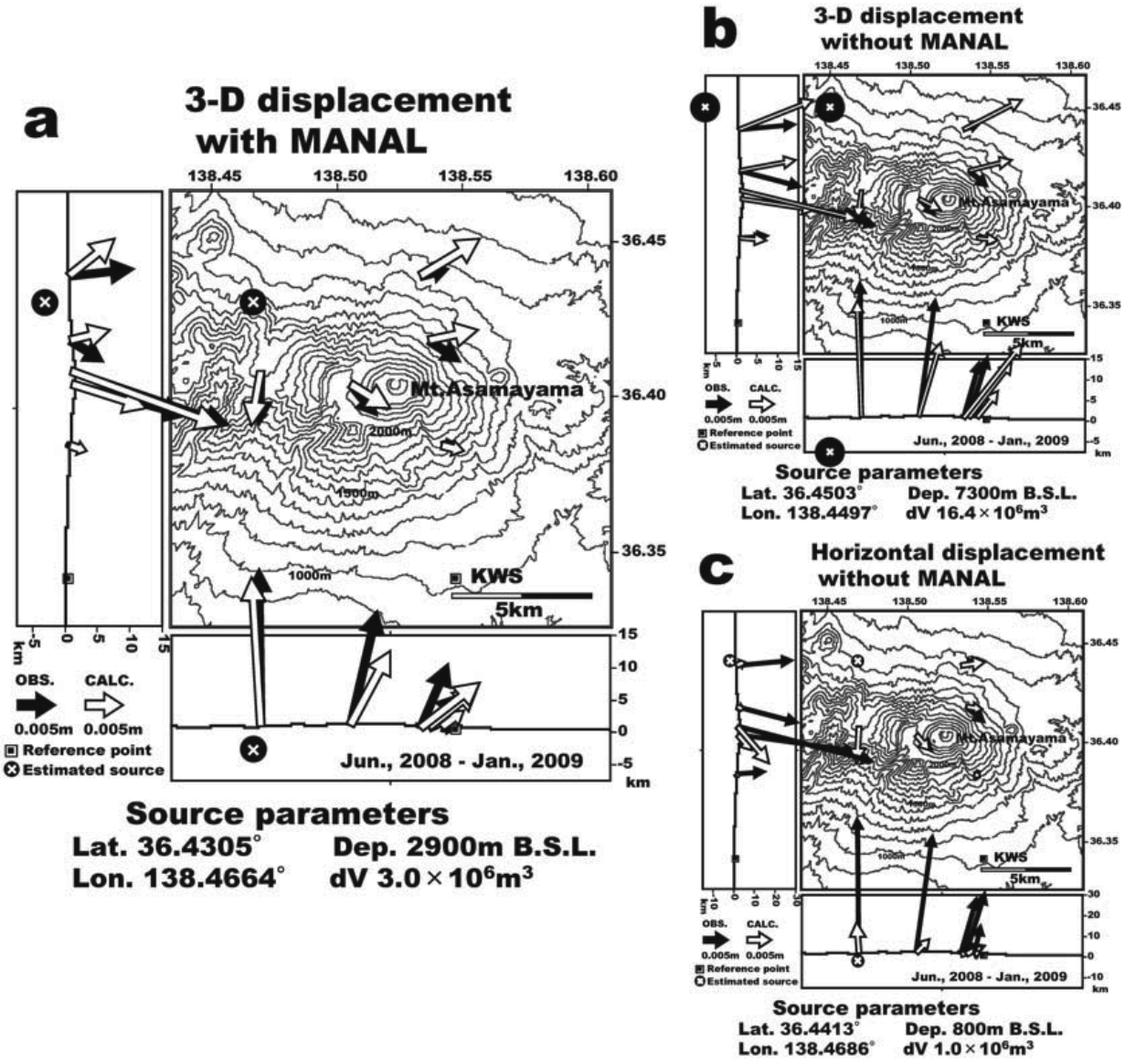


Fig. 10.　Estimation of the inflation pressure source of Asamayama volcano by GPS observation from June, 2008 to January, 2009.　(a) Result estimated by 3-D component of displacement with the method of this study using MANAL.　(b) Result estimated by 3-D displacement with the conventional analysis.　(c) Result estimated by only horizontal component of displacement with the conventional analysis.

極大期にかけて重畳し，火山活動に伴う上下変化を過大評価してしまったためである（例えば，Fig. 9a の TAK と G が顕著である）．

このように GPS 観測に基づく火山体の圧力源推定では，鉛直成分の誤差が大きいことから，水平成分だけで行われることも多い．Fig. 10c が水平成分だけを使用した圧力源の推定結果である．圧力源パラメータの最適値は鉛直成分を含む場合と比べ水平位置で 1.2 km 北方に，深さは海抜下 0.8 km となり約 1/3 程度の深さに，また体積増加量は 1/3 の 1.0×10^6 m^3 となった．この場合は，上下成分を含む 3 成分の変位分布から推定した結果とは異なり，浅く推定されることになる．

このように精度の高い GPS の鉛直変位成分を利用するか否かで，この場合は推定される圧力源の深さは約 1/3〜3 倍，体積変化量約 1/3〜5 倍程度違った．しかし，推定される圧力源の深さと体積変化量の間にはトレードオフの関係がある．そこで，仮に圧力源の深さを本手法によるデータから決定した海抜下 2.9 km に固定して，従来手法による解析結果の 3 成分変位分布から圧力源パラメータを再推定した．その結果，圧力源の体積変化量は 3.7×10^6 m^3 となり，本手法による解析結果から推定された 3.0×10^6 m^3 と比べ，約 2 割大きく見積もられた．同様

に水平成分だけを使用した場合は 2.4×10^6 m^3 となり，約 2 割小さく見積もられた．

火山体における浅部圧力源は火口直下，すなわち山頂直下の場合が多い．火山体が等方均質弾性体とすれば，圧力源に伴う鉛直変位は圧力源の直上に近いほど感度よく観測され，一方水平変位は圧力源の直上ではゼロとなる．それゆえに，鉛直成分のノイズを低減し鉛直変位量を正確に見積もることは，圧力源推定を行う上で特に重要である．しかし，これまでは GPS 測位における技術的な問題から，標高が高い観測点ほど，つまり山頂火口に近い観測点ほど鉛直成分のノイズは大きかった．従って，GPS 観測の鉛直変動を適切に見積もる簡便な本手法は，火山活動の監視と活動評価の把握に有効である．

しかしこの手法を火山監視に活用するにはいくつかの課題があり，検証が必要である．ひとつは，解析時間サンプリングの高分解能化である．現状の 30 秒サンプリングデータでは 24 時間解析は精度が高いことがわかったが，その半分の 12 時間以下の時間ウィンドウの解析では短期的な測位精度が落ちた．MANAL のもつ 3 時間ごとの解析値を活用して時間分解能の高い GPS 解析が実現する可能性があり，そのために充分なスタティック解析ができる高サンプリングでの GPS データを蓄積して検証する必要がある．

もうひとつの課題は，数値気象データ取得の即時性である．客観解析値である MANAL は，データセットが利用できるまでにおよそ 3 時間かかる．よって，リアルタイム監視のために本手法による GPS 測位解析をするには，解析時刻が 3 時間前，あるいは 6 時間前の MANAL を初期値とする予報値 (MSM) を使用する必要があり，それを用いた補正解析に関して今後検証が必要である．

6. ま と め

気象庁のメソスケール客観解析数値気象データである MANAL を用いて，鉛直成分を高精度に測位計算する手法を開発した．この手法は火山体等の基線の標高差が大きい場合において効果があり，浅間山における実験観測ではみかけの年周変動ノイズがほぼ除去できた．また，2 周波 GPS データよりも 1 周波データに対してより効果的であることがわかった．同時に測定した気象データを使用した解析と比較しても，MANAL を使用した解析の方が精度の高い結果が得られた．MANAL の時間分解能を活用するため，GPS 解析の時間分解能を高めるための検証が今後必要である．

本手法を用いた解析をもとに 2008 年からの浅間山の地殻変動の圧力源を推定したところ，浅間山山頂の北西 6 km の海抜下約 3 km 地点で 3×10^6 m^3 の体積増加があれば観測データを最もよく説明できることがわかった．しかし本補正手法を使用しない場合，推定される圧力源の深さは約 1/3〜3 倍，体積変化量では約 1/3〜5 倍の違いを生じてしまい，圧力源の評価を適切に行えないことがわかった．これらから，鉛直成分の高精度の GPS 解析は，火山の活動評価を行う上でも有効であることを示した．

謝　　辞

浅間山の観測においては多くの方の協力を得て行われた．飯島　聖氏，前川和宏氏，上田義浩氏，松村智之氏，安藤　忍氏には観測に協力を頂き，軽井沢測候所の多くの職員には全面的に支援して頂いた．東京大学浅間山火山観測所の小山悦郎氏には観測に多くのご配慮を頂いた．

また，山里　平研究室長及び新堀敏基主任研究官には研究の過程において様々な助言を頂いた．予報研究部の加藤輝之氏には，数値気象データの取り扱いについて懇切丁寧にご指導頂いた．古野電気の武地美明氏，笹栗邦敬氏には電離層補正ソフトウェアの使用等で多くの助言を頂いた．国土地理院には電子基準点のデータを利用させて頂いた．気象庁の GPS データ使用については小島秀基氏，長谷川浩氏，藤原善明氏にお世話になった．環境省万座自然保護官事務所及び東信森林管理署には，観測点設営においてご配慮頂いた．査読者である松島　健氏と一名の匿名の査読者の助言によって，本論文の内容は改善されました．ここに記してみなさまへ感謝の意を表します．

浅間山山頂部における気象観測には，東京大学地震研究所共同利用研究「衛星リモートセンシングによる地震火山活動の解析」（課題番号 2006-B-06）を利用しました．

引 用 文 献

青木陽介・渡辺秀文・小山悦郎・及川　純・森田裕一 (2005) 2004–2005 年浅間山火山活動に伴う地殻変動. 火山, **50**, 575–584.

Baueršíma, I. (1983) **NAVSTAR/Global Positioning System (GPS), II.,** *Mitteilungen der Satelliten-Beobachtungsstation Zimmerwald.* **10**, Astronomical Institute, University of Berne.

Berg, H. (1948) **Allgemeine Meteorologie,** Dümmler's Verlag, Bonn.

Dach R., U. Hugentobler, P. Fridez and M. Meindl ed. (2007) **Bernese GPS Software Version 5.0.** *Astronomical Institute of University of Berne,* 612p.

Essen, L. and K.D. Froome (1951) The refractive indices and dielectric constants of air and its principal constituents at 24000 Mc/s. *Proceedings of Physical Society,* **64 (B)**, 862–875.

福井敬一・山本哲也・藤原健治・高木朗充・坂井孝行・

赤坂　望 (2005) 火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発 (2)，地球惑星科学関連学会合同大会予稿集，V055P-033.

Hobiger, T., Ichikawa, R., Takasu, T., Koyama, Y. and Kondo, T. (2008) Ray-traced troposphere slant delays for precise point positioning. *Earth Planets Space,* **60**, e1–e4.

ホビガートーマス・市川隆一・畑中雄樹・湯通堂亨・岩下知真子・宮原伐折羅・小山泰弘・近藤哲朗 (2007) 波線追跡法による大気遅延量推定値の GEONET 基線解析への適用．測地学会予稿集，**108**，P-8.

Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H. and Collins, J. (2004) **Global Positioning System: theory and practice, 5th, rev.** ed., Springer Wien New York, 99–105.

本田有機・澤田　謙 (2009) 非静力学メソ 4 次元変分法の現業化．平成 21 年度数値予報研修テキスト，気象庁予報部，65–71.

Hopfield, H.S. (1969) Two-quadratic tropospheric refractivity profile for correcting satellite data. *J. Geophys. Res.,* **74**, 4487–4499.

石川宜弘・小泉　耕 (2002) メソ 4 次元変分法．数値予報課報告・別冊，**48**，37–59.

気象庁予報部 (1997) データ同化の現状と展望．数値予報課報告・別冊，**43**，166pp.

Mogi, K. (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bull. Earthq. Res. Inst.,* **36**, 99–134.

Saastamoinen. J. (1973) Contribution to the theory of atmospheric refraction. *Bulletin Géodésique,* **107**, 13–34.

小司禎教・岩淵哲也・畑中雄樹・瀬古　弘・市川隆一・大谷　竜・萬納寺信崇 (2009)　GPS 気象学: GPS 水蒸気情報システムの構築と気象学・測地学・水文学への応用に関する研究．測地学会誌，**55**，17–38

土屋　淳・辻　宏通 (2002) 新・GPS 測量の基礎．日本測量協会，269p.

山里　平 (2005) 近代火山観測の歴史―気象庁の監視観測を中心に―．火山，**50**，S7–S18.

（編集担当　古屋正人）

第２章　マグマ上昇シナリオに基づく火山活動評価手法の研究

2.1　火山監視の視点から見たマグマ上昇シナリオの構築に向けて

火山活動は，マグマなどの物質が地中を移動して地表から噴出する現象であり，火山活動に伴って，地下の圧力分布の変化が生じ，地盤が変形することがある。そのため，火山活動に伴う地盤の変形つまり地殻変動を観測することは，火山活動を評価する上で非常に重要な観測項目の一つである。我が国では，古くは，大森房吉が 1914 年の桜島大正噴火に際して，地盤が姶良カルデラを中心に同心円状に沈降したことを発見し，その後，茂木清夫がそれを地下の等方圧力源モデルで説明して，マグマだまりの深さを推定して以来，数多くの火山で地殻変動観測によってマグマ等のふるまいについての研究が行われてきた。気象庁でも，火山監視・情報センターが発足した 2001 年以降，全国の主な火山を対象に，GPS を中心とした地殻変動観測を本格的に導入した（山里，2005）。

一方，気象庁は，2007 年に，火山防災に資することを目的に，全国の主な火山に噴火警戒レベルを導入するとともに，従来の火山情報を気象業務法上の予報・警報に位置付ける改革を行った。噴火警戒レベルは，過去の噴火履歴や活動様式をもとにした噴火シナリオをもとにしているが，現在の噴火シナリオに基づく監視は，過去の経験則に大きく依存することから，現在噴火警戒レベルを発表している火山の噴火警戒レベルの判断基準は，噴火現象等の表面現象や地震活動を中心に記述されており，例えば地殻変動に関しては，具体的な記述がなされている火山は非常に少ない。

2009 年２月２日の浅間山噴火の直前に気象庁が傾斜変化をとらえて警報を発表することに成功した事例にみられるように，地殻変動は火山活動の判断には非常に重要な指標である。浅間山の傾斜変化は，2004 年９月からの噴火活動で発見され（中禮・瀉山，2006），何度も同じ現象を繰り返していることがわかっているもので，それを判断するのは比較的容易である。このような数多くの異常経験のある火山であればともかく，静穏な火山でひとたび地殻変動が観測されたとしてもそれを評価する過去事例が少ない場合，それがどの程度異常な現象なのかさえ判断に迷うケースも出てくるであろう。そのため，本研究では，マグマの上昇がどのように起き，その上昇速度が何に支配されるかという一般的な性質を概観し，その上で，最近の研究によって得られた様々な火山における地殻変動圧力源モデルを整理して系統的な性質を見出して，一般的な地殻変動の監視の目安ができないかという視点で検討を行った。

2.1.1　マグマ内の気泡成長による理論的マグマ上昇とマグマ上昇速度の多様性

マグマの上昇は，周辺地殻との密度差による浮力によって生じるとされている。マグマだまりからのマグマの上昇のトリガーについてはよくわかっていないことが多いが，上昇過程において，マグマ内の揮発性物質が大きな役割を果たしているとされている．マグマが上昇を始めると，マグマ内の揮発性物質が気泡となり，減圧によってそれが成長，みかけの密度が小さくなり浮力が大きくなりさらにマグマは上昇，さらに減圧して気泡が成長して上昇力を増す。

Nishimura (2006)は，これらの過程を数値シミュレーションによって再現する試みを行っている。その概要は以下のとおりである。

(1)　過飽和状態にあるマグマ内の気泡成長

メルト中に揮発性物質からなる気泡があった場合にそれがどのように時間成長するかを，揮発性物質の拡散方程式，気泡の成長運動方程式，揮発性物質の質量保存方程式から解く（Proussevitch et al., 1993）ことができる。

(2)　弾性体との相互作用

弾性体中にマグマが閉じこめられている場合,気泡成長は周辺の弾性体からの応力に支配される。それを Shimomura et al. (2006)に準拠して，弾性体との圧力平衡式から解く。(1)と合わせて，それによりマグマの密度の時間変化が計算できる。以上で最も重要となるのは，マグマ中の揮発性物質の濃度である。

(3)　マグマ上昇の計算

以上のように計算できる密度変化を考慮して，マグマ上昇の機動力たる浮力を計算し，マグマ（ダイク）の運動方程式を解く。

Nishimura (2006)の方式によってマグマ上昇速度を計算した例を Fig. 2.1.1 に示す。マグマ上昇速度を支配するパラメータはきわめて多種であるが，上昇速度については，マグマと周辺地殻の密度差と粘性がそれを支配する。ダイク幅 d のマグマの上昇速度 U は，周辺地殻とマグマ密度（それぞれ ρ_s，ρ_m），粘性 η で

$$\dot{U} = \frac{\rho_m d^2 g}{12\eta}\left(\frac{\rho_s}{\rho_m} - 1\right) \quad （g：重力加速度）$$

を解くことによって得られる。Fig. 2.1.1 には，流紋岩マグマと玄武岩マグマの上昇シミュレーションを示したが，両者の粘性の違いによって上昇速度は大きく異なる。粘性以外にも，気泡の初期径や密度によっても上昇速度は大きく変わる。これは，マグマだまり内の揮発性物質の濃度もマグマ上昇速度を支配していることを示している。

また，マグマが上昇すると周辺の静水圧が小さくなり気泡が成長するので，ρ_m は小さくなり，さらにマグマ密度が小さくなり，Fig. 2.1.1 にあるとおり，加速的にマグマ上昇速度は大きくなる。ただし，Nishimura (2006)も指摘しているとおり，揮発性物質が火山ガスとしてマグマから抜ける(脱ガス)と加速的にならない。

以上のように，一般的なマグマ上昇を数値的に記述することは可能である。しかしながら，それを支配するパラメータは非常に多様である。その代表的なものは，マグマや地殻の密度，マグマの粘性，揮発性物質の濃度などであり，その大半は地球物理学的な観測では直接把握できないパラメータである。そのため，現実に地殻変動が観測された場合にそれがどのように推移するかをそれらを観測データから的確に推測することは現段階では困難だと言わざるを得ない。ただし，地殻変動が加速的に進む場合には注意を要するといった定性的なことは言えるであろう。

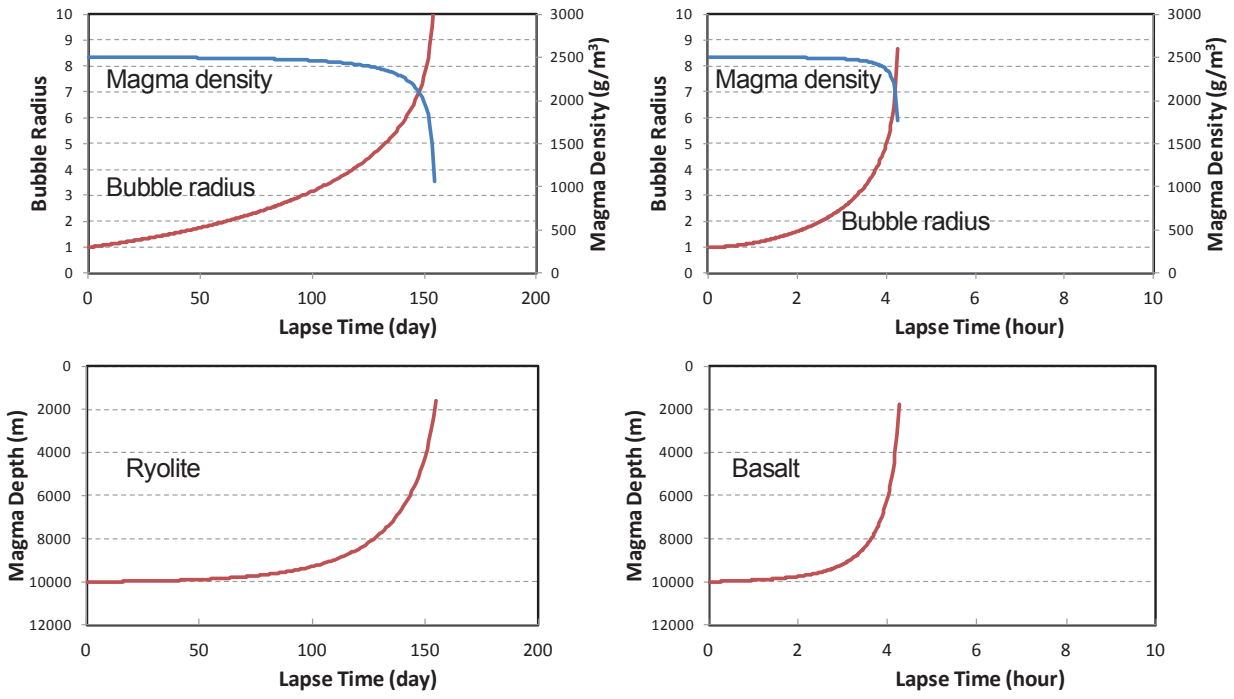


Fig. 2.1.1　Simulations of (top) the growth of bubbles in magma and magma density and (bottom) ascent of the top of the magma body from the neutral point at 10 km depth. Parameters are from Shimomura et al. (2004).

2.1.2　近年の様々な火山地殻変動－異常未経験火山における活動評価に向けて－

数多くの異常経験のある火山であればともかく，静穏な火山では，ひとたび地殻変動が観測されたとしてもそれを評価する過去事例が少ない場合，それがどの程度異常な現象なのかさえ判断に迷うケースも出てくる。そのため，本節以降では，最近の研究によって得られた様々な火山における地殻変動圧力源モデルを整理して系統的な性質を見出して，一般的な地殻変動の監視の目安ができないかという視点で検討を行った。

火山活動に起因すると思われる地殻変動が観測された場合，そのデータを用いて変動をもたらす地下の力学モデルを推定することがしばしば行われる。それは，地殻を弾性体と仮定して，地盤の変形を最もよく説明できる圧力源の形状や変形量を推定するという方法である。最も多く利用されるのは，等方的（球状）な圧力源で，これは茂木モデルと呼ばれ，茂木清夫が初めて桜島で適用したモデルである(計算式の提案者の名前をとり，山川－茂木モデルと呼ばれることもある)。一方，圧力源を有限の大きさの板状に仮定することもしばしば用いられ，ダイクモデルあるいは岡田モデルと呼ばれる（水平に近いダイクはシルと呼ぶ)。幾何学的には大きく異なるこれら 2 種類のモデル以外にも，様々な形状の圧力源を想定することも可能であるが，ほとんどの場合，このうちのどちらか，あるいは両方の合成によって説明されることが多い。どちらを用いるかは，例えば地殻変動の変位がわかっている場合に，その変化量に方位依存性があるかどうかに依存することが多いが，データ量が十分でない場合，より単純な茂木モデルを用いることが多くなる。いずれの場合も，その圧力源の位置と膨張量が求められ，それを判断基準にした評価がなされることになる.

2.1.2.1　様々な火山の地殻変動モデル

ここでは,我が国で近年観測された火山性地殻変動とその圧力源モデルについて,できるだけ系統的に収集してみた。以下に本調査で用いた圧力源モデルの研究成果について，火山毎，北から順に列挙する。

(1)　アトサヌプリ

1994 年 3 月～10 月に屈斜路湖東岸からアトサヌプリ付近の深さ数 km を震源とする M2 程度の有感地震を含む地震活動があり，1994 年 10 月 4 日に発生した北海道東方沖地震（M8.2）発生直後まで続いた。この地震活動に伴って，アトサヌプリ周辺を中心として約 25cm の隆起があったことが合成開口レーダー(SAR)データの干渉解析で明らかになった（国土地理院，2006a)。国土地理院によると，この変動は，深さ 6km 付近のシル状の膨張で説明でき，膨張体積は約 2×10^7 m^3 と推定される。

(2)　十勝岳

十勝岳では，2006 年頃から 62-2 火口直下浅部の膨張が継続している。膨張源の深さは 62-2 火口直下深さ 400m，膨張量は $4.4\times10^4m^3$（2007～2008 年の 1 年間）と推定されている（気象庁・他，第 111 回火山噴火予知連絡会資料)。膨張はその後も継続しており，同じレートで膨張が続いているのであれば，2012 年には膨張量は $2\times10^5m^3$ に達すると推定される。

(3)　樽前山

樽前山では，山頂火口源の溶岩ドームを中心とする膨張が時々観測されている。気象研究所は，繰り返し GPS 観測によって得られたデータをもとに，茂木モデルによる圧力源推定を行い，1999 年 7 月～2000 年 8 月の期間について，ドーム直下深さ 310m で $1.9\times10^4m^3$ の体積膨張があったとした（気象研究所，2008)。

(4)　有珠山

2000 年の有珠山噴火においては，デイサイトマグマの貫入－マグマ水蒸気爆発によって顕著な地殻変動が観測された。

有珠山では，噴火発生（3 月 31 日）の数日前から地震活動が見られ，広域に地殻変動が観測されたが，この地殻変動については，村上・他（2001）や岡崎・他（2002）によって圧力源モデルが求められている。村上・他（2001）は，GEONET のデータを用いて，3 月 27 日から 3 月 29 日の期間について垂直なダイク貫入（膨張量は 8×10^{6}m^{3}），3 月 29 日から 4 月 3 日までの期間は，地下 2～3km のシル状の貫入（膨張量は 5×10^{7}m^{3}），北麓直下でのダイク状の貫入（膨張量は 10^{7}m^{3}），深さ 10km の深部での収縮源（収縮量は 2×10^{7}m^{3}）で説明し，4 月 3 日以降 5 月下旬までは西麓直下での膨張源（膨張量は 3×10^{7}m^{3}）と深部での収縮源（収縮量は 5×10^{7}m^{3}）で説明可能であるとしている。一方，岡崎・他（2002）は，近接した GPS 観測網のデータを用いて，3 月 29 日 18 時～24 時，31 日 00 時～06 時の 2 期間について，それぞれ膨張量 5.4×10^{6}m^{3}，6.9×10^{6}m^{3} のダイク貫入モデルで説明している。これらとは別に松島・他（2000）は，傾斜計のデータから噴火全期間についてマグマ貫入量は 1.5×10^{8}m^{3} と推定している。

以上のように，研究者によって様々なモデルが提唱されているが，おおまかに見て，この活動全体で 10^{8}m^{3} オーダーのマグマ貫入があり，その大部分が活動初期に起きたとみなしてよいであろう。一方，高木・他（2002）は，測角測量によって潜在ドームの形成された西山付近の変動を検出し，地下浅部で 1 日あたり 7×10^{4}m^{3}～8×10^{3}m^{3} の膨張圧力源でその変動を説明している。

(5) 北海道駒ヶ岳

北海道駒ヶ岳では，GPS 観測により，長期的な膨張を示す地殻変動が捉えられた。Iwashita et al.（2005)は，稠密な GPS 観測データを用いて，山頂地下 2.4km で 1 年あたり 4.86×10^{5}m^{3} の等方的な膨張圧力源でそれを説明した。

(6) 岩手山

岩手山は，1996 年に初めて火山性微動が観測され始め，1998 年に入ってから顕著な地殻変動を伴いながら地震活動が活発化，後に噴気活動の活発化が見られるなどの顕著な変化が観測された。噴火の可能性も危惧されたが，結局噴火は発生せず活動は収まった。近年我が国で発生した噴火未遂事件の代表のひとつとされている。

岩手山では，豊富な地殻変動観測データから，マグマが深部から貫入し，その後西山体浅部へ広がっていく様子が詳細に捉えられた。GPS や傾斜計等のデータをもとに，Sato and Hamaguchi（2006)がマグマの供給システムをとりまとめている。Sato and Hamaguchi（2006)は，1998 年の活動期を 8 つの時期に分け，それぞれについて，ダイクと茂木モデルを組み合わせたモデルで地殻変動を説明している。この間の膨張量は，合計で $1\sim2\times10^{7}$m^{3} と推定されている。一方，Sato and Hamaguchi（2006)に先立って岩手山の地殻変動の解析を行った植木・他（1999）は，GPS 観測データから，茂木モデルのみで近似しているが，その膨張量は 1.7×10^{7}m^{3} と推定されており，ほぼ同じ膨張量が得られている。

(7) 吾妻山

吾妻山では，2001 年頃からは 2～3 年周期で地震活動の活発化と静穏化を繰り返すようになり，地震活動の活発期に膨張，静穏期には収縮傾向を示す地殻変動が起きていることを仙台管区気象台が GPS 観測により明らかにした。吉田・他（2012）は，その圧力源を，一切経山大穴火口付近の地下 200～600m に推定した。その膨張収縮量は $1.0\sim1.5\times10^{5}$m^{3} と推定している。

(8) 安達太良山

安達太良山では，沼ノ平火口で 1996 年頃から熱泥噴出など火山活動活発化の傾向が見られた。気象研究所により GPS，全磁力，重力，自然電位の繰り返し観測が行われ，地下の諸現象の解析が進んだ。1998～1999 年の GPS 観測によると，深さ約 280～130m，約 5×10^{3}m^{3} の膨張源が推定されている（山本・他，2008)。

(9)　浅間山

浅間山では，国土地理院の GPS 観測等によって，山体西麓で活動の消長に応じた膨張－収縮が繰り返されていることが明らかとなっている（例えば，村上，2005）。青木・他（2006）は，2004 年の噴火に先駆した変化について，その膨張をダイクモデルで近似し，頂部の深さ 3km，膨張量 7×10^6㎥が推定されている。一方，高木・他（2010a）は，2008 年～2009 年の膨張について，中腹の GPS データから茂木モデルでそれを近似しているが，深さ 3km，膨張量 2×10^6㎥という値が得られている。すなわち，浅間山では，山体西麓で 10^6～10^7㎥オーダーのマグマ蓄積が繰り返し起きていることを示している。

一方，浅間山では爆発的噴火に数時間～1 日先駆して山体の隆起を示す傾斜変化が起きることがあることがわかってきた。中禮・潟山（2006）は，その変化を火口直下のダイク貫入で説明したが，その後観測が強化され，観測点が増えた後に発生した 2009 年に発生した同様の現象については，膨張源は火口直下ではなく，山体の西方であることが明らかになった。舟崎・他（2012）は，その圧力源が山体西北西麓地下深さ 6～7km 付近であり，その膨張量は約 2×10^5㎥と推定した。この種の変化は，BH 型地震の多発を伴うという特徴があり，2009 年 2 月の噴火直前に発生した傾斜変化と BH 型地震の多発に際して気象庁は噴火の半日前に噴火警報を発表するのに成功した。

これら以外にも，活動の消長に応じて山頂直下のごく浅部でも膨張－収縮が見られることが明らかになっており，高木・他（2010b）が，火口直下ごく浅部に膨張－収縮源を置いたモデルを提唱している。

(10)　御嶽山

御嶽山では，2006 年 11 月頃から火山性地震が活発化し，地殻変動が観測された。国土地理院（2008）は，GEONET で観測された地殻変動を説明するために，ダイク貫入モデルを提唱した。一方，高木・他（2007）は，国土地理院のモデルだけでは説明できない火山に近接した気象庁の GPS 観測データを説明するために，このダイク貫入に加えて，浅部に，等方膨張源を加えるモデルを提唱した。高木（本報告書）によると，ダイクは，深さ約 7km，膨張量 8×10^6㎥と推定され，浅部の圧力源は海抜 1.2km（山頂下約 2km）で膨張量は 4×10^5㎥と推定されている。

(11)　富士山

富士山では，国土地理院等の GPS 観測によって，2008 年 8 月頃から 2010 年初頭にかけて山体が膨張する変化が捉えられた。国土地理院（2011）がこの間の地殻変動を茂木モデルで近似した解析結果によると，富士山地下約 15km で約 1.2×10^7㎥の膨張があったとすると説明ができる。

(12)　箱根山

箱根山では，群発地震が繰り返し観測されているが，2001 年 6 月からの群発地震では顕著な地殻変動が観測された。群発地震は 2001 年 6 月から始まり 9 月程度まで続いた。この活動に伴い，周辺の傾斜計やひずみ計，GPS で地殻変動が観測された。

国土地理院（2002a）によると，この地殻変動を説明するには，深さ 5～7km の茂木モデルで可能であるが，傾斜計等の変化を説明するためには，浅部に 2 つの開口割れ目を置く必要がある。国土地理院のモデルは，深さ 7.4km に膨張量 3.8×10^6㎥の茂木モデル，それに加えて，浅部に 2 つの開口割れ目（それぞれ，深さ 1.1km 及び 0.6km，膨張量 1.5×10^6㎥及び 1.3×10^5㎥）を仮定するというものになっている。

(13)　伊豆東部火山群

伊豆半島東方沖は，1980 年代から活発な群発地震が繰り返し発生している地域である。この群発地震は，マグマ貫入によってもたらされていると推定されており，1989 年には海底噴火も発生した。

伊豆半島東方沖の群発地震に伴う地殻変動については数多くの圧力源モデルが提唱されているが，代表的なものとして，海底噴火が発生した 1989 年の活動についての Okada and Yamamoto (1991)による傾斜計のデータを用いたダイクモデルが挙げられる。Okada and Yamamoto (1991)は，1989 年 7 月の活動期を数日ずつの 4 つの期間に分け，3 つのダイクの膨張を組み合わせて説明した。それによれば，活動初期に深部で 1.5×10^{6} ㎥，群発地震最盛期で $2\sim7\times10^{6}$ ㎥/day の膨張があったとされ，合計 1.6×10^{7} ㎥のマグマ貫入があったと推定された。

一方，宮村・他 (2010) は，繰り返し発生している群発地震について，Okada and Yamamoto (1991)をはじめとするダイクモデルを整理し，その膨張量が気象庁の東伊豆の体積歪計の変化量と相関があることを見出し，モデルが求められていない小さな群発地震も含めて膨張量を推定できる経験式を提唱している。

また，以上のような群発地震を伴うマグマ貫入以外に，静穏期でも冷川峠付近がゆっくりと隆起する地殻変動が知られており，国土地理院 (2006b) は，深さ 10km 付近のシル状のマグマだまりの膨張を原因とするモデルを提唱している。

(14) 伊豆大島

伊豆大島では，1986 年の割れ目噴火の約 2 時間前から地震活動が活発化，傾斜計やひずみ計に顕著な変化が観測された。活動前後の水準測量のデータをもとに，橋本・多田 (1988) が頂部の深さが 2km，膨張量が 3×10^{8} ㎥というダイクモデルを提唱しており，マグマ貫入が地震活動と地殻変動の原因であったことがわかった。当時の観測データからは詳細な時間変化はわからないが，傾斜計の変動の様子 (例えば，山本・他，1988) から見て，この貫入のほとんどが活発な地震活動が見られた割れ目噴火前後半日程度で起きたと推定される。

一方，伊豆大島は静穏期に島全体が膨張する地殻変動が起きていることが明らかになっているが，近年の地殻変動観測網の充実によって，伊豆大島では数ヶ月程度の膨張期と収縮期を繰り返して，長期的に膨張していることが明らかになってきた。その圧力源モデルは数多く提唱されており，研究者によって，あるいは時期によっても多少の差異はあるが，例えば，鬼澤・他 (2012) は，カルデラ北部地下に等方的な変動源があるとし，2009 - 2010 年の収縮，2010 年の膨張に対していずれも深さ 3600 m，体積変化率は，収縮，膨張それぞれについて，-2.1×10^{6} ㎥/yr (体積変化量-1.3×10^{6} ㎥)，体積変化率 5.3×10^{6} ㎥/yr (体積変化量 2.9×10^{6} ㎥) という値を見積っている。

(15) 新島・神津島

2000 年の三宅島の活動の開始直後，新島－神津島近海で活発な群発地震が始まり，約 2 か月続いた。この群発地震はマグマ貫入によって引き起こされたとされており，顕著な地殻変動が観測された。群発地震は，主として三宅島の西方沖から新島・神津島近海までの西北西－東南東約 30km の領域で発生し，M6 クラスの地震を含む極めて活発なものであった (例えば，Uhira et al., 2005；気象庁，2006)。そして，この群発地震に伴い，周辺の GPS 観測で大きな変動がみられ，例えば，新島－神津島間 (約 22km) の基線長はこの間 1m 近い伸びを示した (国土地理院，2002b)。

Yamaoka et al. (2005)は，周辺の GPS データを用いてこの地殻変動をもたらした圧力源モデルを推定し，3 種類のモデルを提唱している。すなわち，単独のダイク 1 枚で説明するモデル，横ずれ断層を取り入れたモデル，深部の減圧源を取り入れたモデルである。膨張量はそれぞれ異なるが，おおむね $1.2\sim2.0\times10^{9}$ ㎥である。

一方，この海域とは別に，新島及び神津島においては，それぞれの島の直下で，地下 1～5km の膨張を示す長期的な地殻変動が見られることが国土地理院 (2009) の解析で明らかとなっている。膨張量は，時期により若干の違いはあるが，$1\sim3\times10^{6}$ ㎥/yr と推定されている。

(16) 三宅島

三宅島は，2000 年に群発地震から海底噴火，カルデラ陥没，大規模マグマ水蒸気噴火，火山ガスの大量噴出活動に至る過程で，顕著な地殻変動が観測された。

三宅島の顕著な地殻変動は群発地震とほぼ同時（8 月 26 日 18 時 30 分頃）に始まった。Ueda et al.(2005)は，傾斜計及び GPS データを用いて，活動初期の圧力源モデルを推定している。それによれば，マグマ貫入の初期 3 時間弱（21 時まで）で，3.9×10^{6}㎥のダイク貫入があり，その後の 4 時間（翌 27 日 01 時まで）で，3.8×10^{7}㎥のダイクが島の西部地下に貫入したとしている。その後の活動期（27 日 01～06 時）について，Ueda et al.(2005)は，複数のモデルを提唱しており，1 枚のダイクでそれを説明するとその膨張量は 1.1×10^{7}㎥，収縮するダイクあるいは等方圧力源を組み合わせる方法だと膨張量は，$2.3\sim3.2\times10^{7}$㎥と推定される。

収縮源を想定すれば当然ながらその分を相殺するために想定する膨張量は大きくせざるを得なくなるので，推定量に幅が出てくるが，おおむねこの期間（約半日）中のマグマ貫入量は $10^{7}\sim10^{8}$㎥とみなせる。

一方で，三宅島では，静穏期でもゆっくりとした地殻変動が進行していることが知られている（例えば，宮崎，1990）。西村・他（2002）は，1983 年噴火直後からの期間について，水準測量及び GPS 観測に結果から，1 年あたり $6\sim15\times10^{6}$㎥の膨張が地下約 10㎞で起きていたとしている。

(17) 八丈島

八丈島では，2002 年 8 月中～下旬に活発な群発地震があり，地殻変動が観測された。群発地震は当初西山直下で始まり，北西沖へ次第に拡大した。震源の深さは 5㎞よりも深く，10～20㎞付近の地震活動が主であった。この群発地震に伴い，国土地理院の GPS 観測で数 ㎝ の変動が観測された。

八丈島の地殻変動については，木股・他（2004）が GPS データを用いた圧力源モデルを推定している。それによると，活動前期（8 月 13～16 日）については，八丈富士地下のダイク貫入で説明可能であるが，活動後期（16 日以降）については複数のモデルを提唱している。観測点が少ないことから確定的でないとしながらも，木股・他は，後期の地殻変動は貫入ダイクの下部での収縮によるものではないかと推察している。

(18) 硫黄島

硫黄島は，ここ数百年間に 100m 以上隆起し，カルデラ形成後の大規模地殻変動が継続していることがわかっている。25 年以上にわたる地殻変動観測の結果，間欠的で大規模な隆起と定常的な沈降が主要な変動パターンであることがわかってきた（例えば，Ukawa et al.，2006）。この変動は単純な圧力源モデルなどでは説明できず，定常的な沈降をもたらす収縮源については，シル状の変動源がモデル化されている（Ukawa et al.，2006） が，隆起に関しては，傾動的な動きや断層帯を境界にしたブロック状の動きなどが混在しており，非常に複雑である（小澤・他，2007）。

(19) 阿蘇山

阿蘇山は，活動的な火山でありながら顕著な地殻変動を伴った火山活動は知られていない。須藤・他（2006）は，水準測量の結果から，草千里付近を中心とする沈降があり，それは，地下数 ㎞ にマグマだまりがあり，そこからマグマが供給されていることで説明できるとしている。一方，国土地理院（2004）は，2003 年 7 月から 10 月にかけて阿蘇山周辺の GPS 基線に伸びが見られ，それは，阿蘇山の地下深いところの膨張と推定した。膨張源は須藤・他が推定したマグマだまりとは異なり，深さは 10㎞以上，膨張量は概ね 1000 万㎥と推定している。

(20) 雲仙岳

雲仙普賢岳の 1990 年からの噴火活動に際して実施された各種の地殻変動観測により，雲仙火山のマグマ供給系について研究が進んだ。雲仙岳では，普賢岳直下から西に向かい順次深さと大きさが増大するような複数のマグマだまりからなるマグマ供給系が提案された。石原（1993）は，水準測量のデータから普賢岳西方のマグマだまり（いわゆるソース C）へのマグマ供給レートの時間変化を見積もり，噴火前には 10^{4}㎥／月であった供給率が最初の噴火発生前後に 1～2×

10^6㎥／月に増加したと推定し，地表へのマグマ噴出とのバランスにより地盤の隆起と沈降が見られるモデルを提案している。西・他（1995）も，GPS 観測データに基づき同様のモデルを提案している。

(21) 霧島山

霧島新燃岳は，2011 年 1 月，約 300 年ぶりの本格的なマグマ噴火が発生し，多量の火山灰や軽石が麓に降下する準プリニー式噴火からブルカノ式爆発を繰り返す活動が続いた。この噴火活動に先駆して 2 種類の地殻変動が観測されている。

ひとつは，気象研究所・福岡管区気象台の繰り返し観測で捉えられた 2005 年～2007 年にかけての山頂付近が膨張する変化である。福井・他（2008）は，有限要素法を用いて火口地形の影響を加味した圧力源推定を行い，火口下 700m で 4×10^4㎥の体積膨張があったとした。ちなみに，有限要素法を用いない標高補正茂木モデルによる解析では，火口下 300m で 2×10^4㎥の体積膨張量が求められており，浅部での圧力源推定ではこの程度の誤差があるものと思われる。この地殻変動は 2008 年の小規模な水蒸気爆発の先駆現象とも考えられる。

ふたつめは，国土地理院の GEONET などで捉えられた 2009 年 12 月頃からの新燃岳北西数 km を中心とした膨張である（例えば，国土地理院，2012）。この膨張は 2011 年 1 月のマグマ噴火に際して収縮に転じ，その後再び膨張した後，2011 年 12 月にほぼ停止している。マグマ噴火に伴う収縮は周辺の傾斜計でも捉えられ，一連の地殻変動がマグマだまりの膨張ー収縮を示していることが明らかとなった。圧力源モデルについては，研究者により若干の違いはあるが，おおむね，新燃岳北西数 km，深さ 6～9km，体積膨張量，収縮量ともに 1×10^7㎥のオーダーのモデルが提唱されている。このマグマだまりの膨張に加えて新燃岳に至る領域に膨張源を仮定するモデルも提案されている（国土地理院，2012）。

これら本格的噴火に先駆する地殻変動に加え，ブルカノ式噴火が繰り返した時期に，噴火直前に新燃岳直下が膨張する変化が気象庁の傾斜計で捉えられた。それは，噴火の数時間～数日前から，新燃岳方向が上昇する傾向の傾斜変化であり，新燃岳から離れた観測点では不明瞭になる。加藤・藤原（2012）は，新燃岳直下のダイク状の圧力源でそれを説明した。この傾斜変化は BH 型地震の多発と同期して発生するという特徴があり，浅間山の場合によく似ている。

(22) 桜島

桜島は，活発な噴火活動を続けている国内有数の火山である。桜島では，姶良カルデラ直下深部（深さ約 10km）にマグマだまりがあり，それが桜島下へ供給されて噴火に至っていると考えられている。姶良カルデラ直下のマグマだまりの膨張については，マグマだまりへ年間約 1×10^7㎥のマグマがより深部から供給されていると考えると説明できる（例えば，江頭・他，1997）。マグマだまりから桜島直下へのマグマの供給系については多くの研究がなされている。例えば，Hidayati et al.（2007）は，姶良カルデラから桜島を横切るマグマの貫入によって A 型地震が発生するモデルを提唱した。すなわち，姶良カルデラ下深さ 10km と南岳直下深さ 3km に 2 個の茂木モデルを置き，それをつなぐ形でダイク状の圧力源を仮定するモデルであり，そのモデルを 1978～80 年の上下変動に適用したところ，膨張量 2.1×10^6㎥のダイク状膨張源が推定された。

また，桜島では，精密な坑道観測によって，個々の噴火に先駆して傾斜あるいはひずみ変化が現れることがあきらかとなっており（例えば，加茂・石原，1986），それは火口直下の膨張を示していると考えられている。Ishihara（1990）は，等方圧力源を仮定し，傾斜とみずみのデータからその深さと膨張量を推定した。それによると，圧力源の深さは 2～6km，膨張量は $2\sim300\times10^3$㎥と推定される。

(23) 口永良部島

口永良部島では，京都大学などの GPS 繰り返し観測で山頂浅部の膨張が発見されて以来，産業技術総合研究所や気象庁も GPS 連続観測を開始し，山頂浅部の膨張が繰り返されていることが明らかとなっている。井口・他（2002）は，繰

り返し観測の結果から，新岳東約 500m，海面下 500m 以浅に膨張源があり，その膨張量は 4×10^5m^3 と推定した。井口・他（2002）の解析の段階では，その膨張がどの段階で起きていたかが明らかではなかったが，その後の GPS 連続観測で，地震活動の活発化と同期して地殻変動が観測されることが明らかになり，斎藤・井口（2006）は，井口・他（2002）の推定したよりも浅い，標高 250～300m（火口直下約 150m），膨張レートは 7×10^3m^3/100day の膨張源モデルを推定している。

Table. 2.1.1　Ground deformation data and pressure source models for recently active volcanoes in Japan. See the text for details.

Volcano	Priod	Type S:Sill D:Dike M:Mogi	Dike		Mogi		Measurement	References	Classification
			Depth (km)	Volume (m^3)	Depth (km)	Volume (m^3)			
Atosanupuri	1993-1995	S	6	2.2E+07			SAR	GSI (2006a)	a
Tokachidake	2007-2008	M			0.4	4.4E+04	GPS	JMA et al. (2008)	c
Tarumaesan	1999-2000	M			0.3	1.9E+04	GPS	Fukui (2008)	c
Usuzan	2000/3/27-29	D	3	8.0E+06			GPS	Murakami (2001)	b
Usuzan	2000/3/29-4/3	S+D	2		2	6.0E+07	GPS	Murakami (2001)	b
Usuzan	2000/3/29 18-24h	D	0.5	5.4E+06			GPS	Okazaki et al. (2002)	b
Usuzan	2000/3/31 00-06h	D	0.25	6.9E+06			GPS	Okazaki et al. (2002)	b
Usuzan	All preiod	M			3	1.5E+07	Tilt	Matsushima et al. (2000)	b
Usuzan	2000/5/11-27	M			0.2	1.2E+06	Theodolite	Takagi et al. (2004)	c
Hokkaido-Komagatake	1997-2002	M			2.4	4.9E+05/y	GPS	Iwashita et al. (2005)	a
Iwatesan	1998/2-4	M			10.7	1.3E+07	GPS	Ueki et al. (1999)	a･b
Iwatesan	1998/4-6	M			5.2	6.9E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a･b
Iwatesan	1998/6-8	M			2.4	6.5E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a･b
Iwatesan	1998/8-9	M			5.4	2.5E+06	GPS	Ueki et al. (1999)	a･b
Iwatesan	1998/2/14-3/12	D+M	2	1.9E+06	3	4.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/3/13-3/18	D+M	2	2.4E+05	3	1.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/3/19-4/22	D+M	4	2.1E+06	3	1.5E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/4/23-4/28	D+M	2	3.2E+05	3	1.0E+05	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/4/29-5/9	M			3	1.0E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/5/10-9/2	M			3	5.9E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	1998/9/3-2000/12	D+M	0	9.6E+05	3	2.8E+06	GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Iwatesan	2001/1-2002/12	D+M	0	5.2E+05	3		GPS,tilt,strain	Sato and Hamaguchi (2006)	a･b
Azumayama	2003/9-2004/11	M			0.2	1.5E+05	GPS	Yoshida et al. (2012)	c
Adatarayama	1998/7-1999/7	M			0.2	4.8E+03	GPS	Yamamoto et al. (2008)	c
Asamayama	2004/7-2005/3	D	3	6.4E+06			GPS	Aoki et al. (2005)	a
Asamayama	2009/2/1	M			6	2.0E+05	Tilt	Funasaki et al. (2012)	d
Asamayama	2008/9-2009/1	M			0.2	1.53E+04	EDM	Takagi et al. (2010a)	c
Ontakesan	2006/11-2007/4	D+M	6.9	7.9E+06	1.8	4.3E+05	GPS	Takagi et al. (2007)	a+c
Fujisan	2008/8-2010	M			14.6	1.2E+07	GPS	GSI (2011)	a
Hakoneyama	2001/6-9	D+M	1.1	1.5E+06	7.4	3.8E+06	GPS	GSI (2002b)	a+c
			0.6	1.3E+05			GPS, tilt		
Izu-Tobu	1989/5/21	D	3	2.3E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	a･b
Izu-Tobu	1989/7/1-4	D	5	1.5E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	a･b
Izu-Tobu	1989/7/4-5	D	1	7.2E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1989/7/5-8	D	1	7.2E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1989/7/8-11	D	1	5.4E+06			Tilt	Okada et al. (1991)	b
Izu-Tobu	1993-1994	S	10	2.2E+07			GPS	GSI (2006b)	a
Izu-Oshima	1986/11/21	D	2	3.0E+08			Leveling	Tada and Hashimoto (1988)	b
Izu-Oshima	2010	M			3.6	2.9E+06	GPS	Onizawa et al. (2012)	a
Niijima and Kodushima	2000/7-8	D	5	1.6E+09			GPS	Yamaoka et al. (2005)	b
Niijima	2006-2007	M			4.5	3.0E+06/y	GPS	GSI (2009)	a
Kodushima	2006-2008	M			3.1	2.0E+06/y	GPS	GSI (2010)	a
Miyakejima	2000/6/26 18:30-21:00	D	1.7	3.9E+06			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	2000/6/26 21-01	D	0.5	3.8E+07			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	2000/6/27 01-06	D	0.3	1.0E+07			GPS, tilt	Ueda et al. (2005)	b
Miyakejima	1983-1988	M			9.5	1.48E+07/y	Leveling	Nishimura et al. (2002)	a
Miyakejima	1988-1997	M			9.5	9.8E+06/y	Leveling	Nishimura et al. (2002)	a
Miyakejima	1997-1999	M			9.5	6.4E+06/y	GPS	Nishimura et al. (2002)	a
Hachijojima	2002/8/13-16	D	3.3	3.0E+07			GPS	Kimata et al. (2004)	b
Asosan	2003/7-10	M			11.4	9.6E+06	GPS	GSI (2004)	a
Unzendake	1990/11-1991/5	M			7	6.0E+06	Leveling	Ishihara (1993)	a
Shinmodake	2005/9-2007/9	M			0.72	3.9E+04	GPS	Fukui et al. (2008)	c
Shinmodake	2009/12-2011/1	M			7.5	1.33E+07	GPS	GSI (2012)	a
					3.4	1.10E+06			
Shinmodake	2011/2-4	D	1.3	5.9E+04			Tilt	Kato et al. (2012)	d
Sakurajima	1991-1996	M			9	7.8E06/y	Leveling	Eto et al. (1997)	a
Sakurajima	1978-1980	D	6	2.2E+06			Leveling	Hidayati et al. (2007)	a
Sakurajima	1986-1987	M			2～6	2E+03～3E+05	Leveling	Ishihawa (1990)	d
Kuchinoerabujima	2005	M			0.15	7E+03/100d	GPS	Saito and Iguchi (2006)	c

以上の圧力源モデル（膨張モデル）をまとめたのが Table 2.1.1 である。これらの中には，同一のイベントについて細かく期間を区切って圧力源モデルを推定したものと全体期間の圧力源モデルを併記しているものもある。同じ研究者

あるいは異なる研究者によって複数のモデルが推定されているものについては，できるだけ単純なモデル（単一力源に近いもの）を示してある。これは，火山活動の監視上は，最初はまず単純なモデルを仮定して圧力源推定を行うことが多いためである。また，同様の地殻変動が繰り返し観測されている場合（例えば浅間山や伊豆大島など）や継続的に地殻変動が続いている火山（桜島など）については，1 例だけを示しているものもある。そのような場合には，活動期によって深さの推定値や膨張量に若干の違いがあり得ることに注意する必要がある。また，以上のほかにも，阿蘇山や九重山の長期的な地殻変動のように収縮とみられる変化が認められるケースもある（例えば，須藤・他，2006；中坊・他，2002）が，ここでは膨張イベントだけを対象とした。

2.1.2.2　多様な地殻変動

以上の地殻変動モデルを監視の視点から分類し，評価の指標を求める試みを行った。

Fig. 2.1.2 に，横軸に力源の深さ，縦軸に膨張量をプロットした図を示す。力源の深さは，ダイクモデルの場合は，本来はダイクの重心の深さを使用すべきではあるが，ダイクの下端は上端よりも推定精度が悪いことが多いため，ここでは上端の深さを用いている。

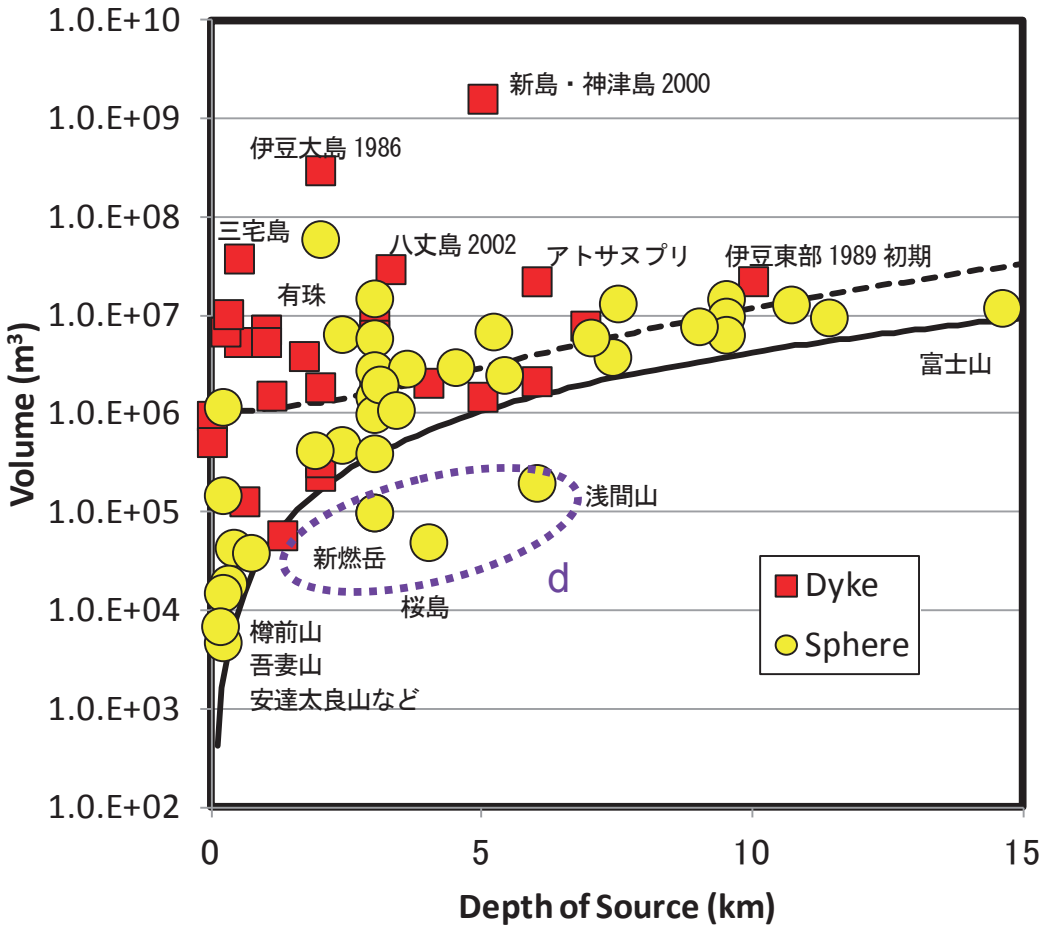


Fig. 2.1.2　Relation between the depths and the volume changes of pressure sources at various active volcanoes in Japan, calculated from observed ground deformations. The solid black curve indicates the Mogi model that produces an upheaval of 1 cm at the surface directly above the source. The dashed black line indicates the Mogi model that produces a horizontal displacement of 1 cm at surface points 5 km from the source epicenter.　A purple dashed oval indicates events of D type ground deformation (see the text for details).

まず，近年観測された地殻変動にはその規模や深さに大きな幅があることがわかる。膨張量という視点から見た場合，最も顕著に大きいのが 2000 年の新島－神津島近海の群発地震に伴ったダイク貫入である。これは複数のモデルが提案さ

れているがいずれの場合でも少なく見積もっても 10^9m^3 のマグマがこの海域の地下に貫入したとされており，近年の我が国では傑出したマグマ貫入イベントであったことがわかる。その次に大きいのは 1986 年の伊豆大島の割れ目噴火に伴うマグマ貫入であり，10^8m^3 クラスのマグマ貫入と推定される。次に 2000 年の三宅島や有珠山のマグマ貫入が続くが，2002 年の八丈島のマグマ貫入事件は，ソースは深い（約 3km）もののかなり大きい部類に属することがわかる。一方で，近年の火山に近接した GPS 観測によってきわめて小規模な膨張まで捉えることができるようになり，特に浅部の小規模な膨張が数多く報告されている（例えば，樽前山，吾妻山，安達太良山等）。つまり観測できる火山
地殻変動の規模は 5 桁以上の幅があると言える。

また，圧力源のモデルとして，膨張量が大きく浅い現象の多くがダイクモデルで近似され，深い現象については，等方的な茂木モデルで近似されていることが多いことがわかる。これは，観測される変化量が大きい場合，非等方的な成分が目立つためにそれを説明するために研究者がダイクモデルを使うことが多くなるのに対して，変化量が小さい場合にはできるだけ単純なモデルを使う傾向があることもあるが，浅部の大きな変動の多くがマグマ貫入であり，本質的に非等方的な成分が卓越する地殻変動であることも理由であると考えられる。

地殻変動の検知力は圧力源の深さに依存し，浅い膨張源ほど小さな膨張量でも捉えることが出来る。Fig. 2.1.2 には，膨張源直上の地表で 1cm の隆起をもたらす茂木モデルを実線で，膨張源から水平 5km 離れた地点で 1cm の水平変位をもたらす茂木モデルを破線で示した。近年求められた圧力源モデルの多くが，GPS 観測によって得られたデータをもとにしたものになっている。つまり，観測された変位をもとに計算したものであるが，GPS の観測精度は観測環境にもよるが少なくとも 1cm 程度であれば捉えられると考えられ，火山周辺の国土地理院の GEONET の観測点密度（全国約 20km 間隔，ただし活動的な火山近傍ではやや密度が高い）からみて，前者が火山に近接した GPS 観測によって捉えられる膨張の下限，後者が GEONET によって捉えられる膨張の下限と概ね相当すると考えることができる。後者については，現実のデータを見るとそれよりやや下限は小さいようである。極めて浅い 10^3m^3〜10^5m^3 オーダーの膨張については，実線と破線で囲まれた領域にあり，国土地理院の GEONET では捉えられず，火山に近接した気象庁や大学等の GPS 観測（繰り返し観測も含む）でしか捉えられない現象であることがわかる。なお，実線よりも下の領域にプロットされている圧力源は，岩手山，浅間山や桜島で高感度の傾斜計やひずみ計で捉えられたものである。

次に，膨張量と地殻変動の継続時間から，1 日あたりの膨張レートに換算して，それと深さの関係をみたのが Fig. 2.1.3 である。圧力源の膨張レートからみると，10m^3〜10^9m^3/day であり，9 桁もの幅がある。玄武岩質の伊豆大島や三宅島のマグマ貫入の場合は，10^8m^3/day を超えるレートが見積もられ，きわめて短時間で大きな地殻変動が観測されたことがわかる。これらをはじめ，高い膨張レートの地殻変動については，そのほとんどがダイクモデルで近似されるものである。一方で，前述したように浅部の膨張の場合，数ヶ月〜数年かけてゆっくりと膨張するものがあり，短時間の観測では捉えることは困難で，長期間の観測が必要となる。また，深さ 6km 以深の膨張の場合，ほとんどが 10m^4〜10^5m^3/day オーダーである。これらは地下深部でのマグマ蓄積と考えられているケースが多く，1 年あたりに換算すると，1000 万 m^3 に相当する。これは深部でのマグマ蓄積の検知限界を示すとも考えられるが，桜島や新燃岳をはじめ，地下深部でのマグマ蓄積レートがほとんどこの程度の量となり共通しているように見えるのは，深部でのマグマ蓄積のメカニズムを考える上で興味深い。

2.1.2.3　監視の視点から見た地殻変動の分類

以上の地殻変動の時空間的特徴から，近年観測されている地殻変動は，定性的に以下の 4 種類に分類できる。

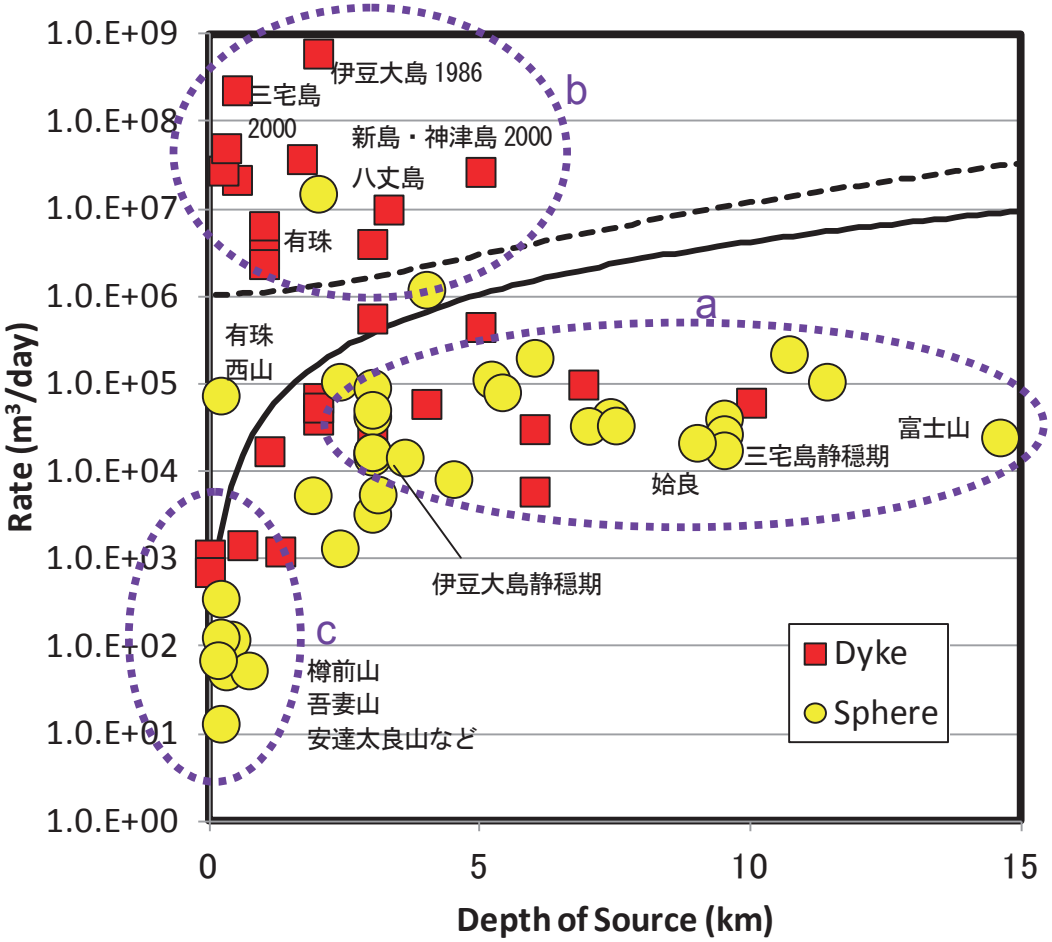


Fig. 2.1.3　Relation between the depths and the inflation rates of pressure sources at various active volcanoes in Japan, calculated from observed ground deformations. Solid line and dashed lines are the same as in Fig. 2.1.2.　Purple dashed ovals indicate events of A, B, and C type ground deformations (see the text for details).

(a)　深部のゆっくりとした膨張（Fig. 2.1.3 で a で囲んだグループ）

深さ数 km よりも深いところでの $10m^4$～10^5m^3/day オーダーのゆっくりとした膨張。多くが茂木モデルで近似されることが多い。深部でのマグマの蓄積・移動によるものと推定される。

(b)　マグマ貫入による地殻変動（Fig. 2.1.3 で b で囲んだグループ）

大きな膨張レート（10^6m^3/day 以上）で特徴づけられる地殻変動で，その多くがダイクモデルで近似される。マグマの浅部への貫入現象と見られる。

(c)　浅部のゆっくりとした膨張（Fig. 2.1.3 で c で囲んだグループ）

深さ 1km 以浅で 10～10^3m^3/day 程度でゆっくりと膨張する現象である。

(d)　高感度の機器だけで観測される微小な地殻変動（Fig. 2.1.2 で d で囲んだグループ）

傾斜計やひずみ計だけで観測される微小な変化で，物理学的には上述の(a)～(c)のいずれかあるいはその中間型とみなすべき現象であるが，浅間山や桜島，新燃岳では，このような変化が噴火直前に見られたこともあり，監視上重要である。

以上から一定の閾値で Table 2.1.1 に各地殻変動について，(a)～(d)の 4 種類に分類した結果を示した。具体的には，

(1)　5km 以深の膨張は(a)に分類

(2)　膨張レートが 10^6m^3/day 以上は(b)に分類

(3)　1km 以浅でかつ膨張レートが 10^4m^3/day 以下は(c)に分類

(4)　直上の地表での隆起が 1cm 以下（ Fig. 2. 1. 2 において実線よりも下の領域の現象）は(d)に分類とすると，約 7 割の現象がいずれかに自動的に分類される。

残りのうち，北海道駒ヶ岳，新島，神津島の長期的膨張は，求まっている圧力源の深さは若干浅い（それぞれ 2. 4km, 4. 5km, 3. 1km）ものの，性質的には(a)に分類するべきものと考え，浅間山や伊豆大島の深さ数 km の膨張イベントも，(a)に近いものとみなした。ただし，岩手山のマグマ貫入イベントや伊豆東部の群発地震発生初期の深部でのマグマ貫入などは，上の(a)と(b)の中間的なものと考えてみた。有珠山の西山の潜在ドーム形成期の局所的変動は，その膨張レートは非常に大きく性質的には若干異なるが(c)に分類してみた。このようにして，全ての地殻変動がいずれかに分類することができた（Table 2. 1. 1)。

2.1.2.4　地殻変動と地震活動の関係

顕著な地殻変動が観測された際に同時に地震活動が活発化することが知られている。火山監視上では，地震観測はその時空間分解能が高いことから，地殻変動とともに，同時に活発化する地震活動の推移を監視することは重要である。上述の各火山で観測された地殻変動について，それと同時に発生した地震活動との相関について調査した。気象庁一元化震源データを用いて，当該地域の地震活動から，地殻変動（膨張）がみられた期間に対して，M=1 以上の地震の回数を計測し，それを基準とした。M=1 程度の地震がもれなく震源決定できていない場合や，M=1 以上の地震がない場合には，Gutenberg-Richter 則に従うものとして外挿して M=1 以上の回数に換算することにした(Fig. 2. 1. 4 参照)。対象範囲は，地殻変動の進行に応じて地震活動が活発化した範囲を適宜対象としたが，活動によっては，地殻変動との関係の有無を含め不明確な場合もあり，誤差は大きいことに注意を要する。

Fig. 2. 1. 5 に，その結果を示す。ある程度活発な地震活動がみられたケースだけを示しており，ほとんど地震活動に変化が見られなかったようなケースはプロットされていない。図には，宮村・他（2010）によってコンパイルされた伊豆東部火山群の地殻変動と地震活動の関係についてもプロットしている。地殻変動の膨張レートと地震活動はオーダーで見る限りは，火山によらず一定のよい相関がある。この関係を用いれば，マグマ貫入（ここに示した例はそのほとんどは前述の分類で言う(b)に当たる地殻変動である）時に地殻変動データが不十分な場合でも，地震活動からおおよその膨張量を推定することが可能になる。

一方，Fig. 2. 1. 6 は，代表的なマグマ貫入事例について，活動の時間経過のなかで，地殻変動から推定される膨張

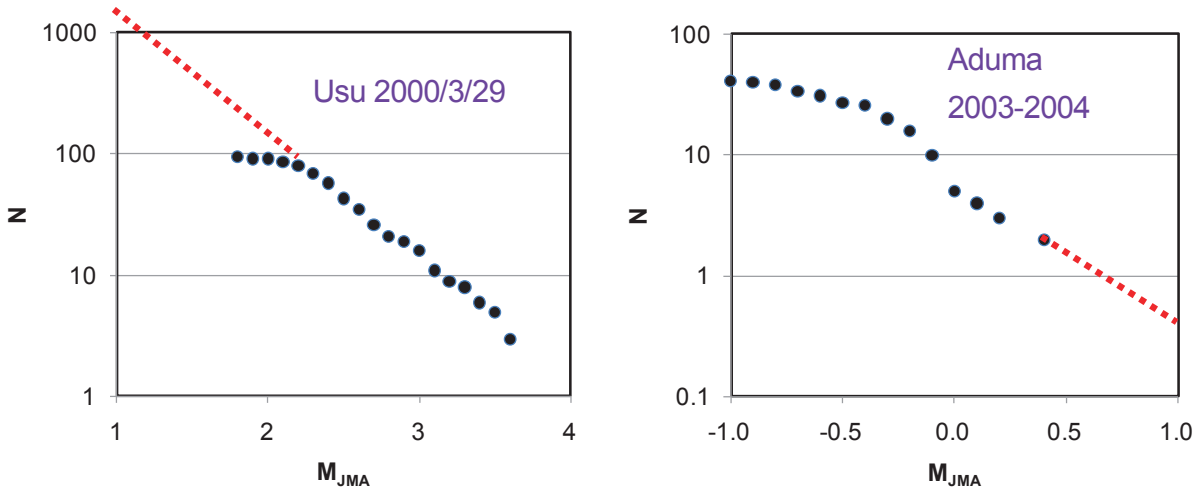


Fig. 2.1.4　Magnitude–frequency distributions of volcanic earthquakes associated with ground deformation. Red dotted lines represent events extrapolated using the Gutenberg-Richter relation.

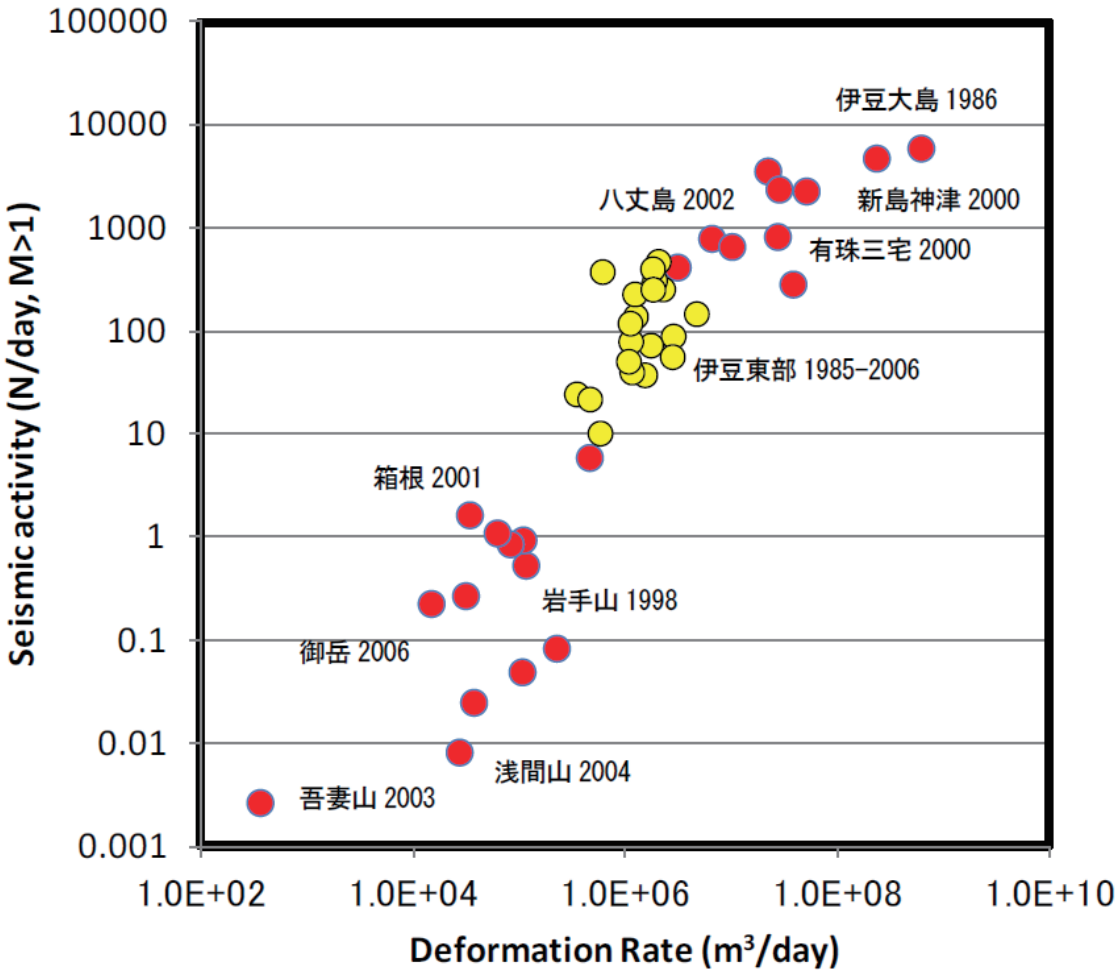


Fig. 2.1.5　Deformation rates plotted against seismic activity for various episodes of volcanic inflation. Yellow circles indicate data from Izu-Tobu volcanoes compiled by Miyamura et al. (2010).

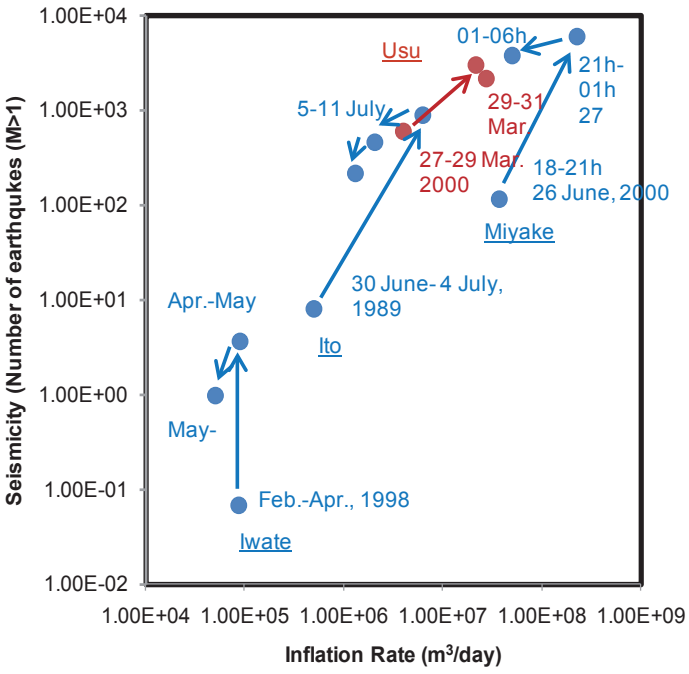


Fig. 2.1.6　Deformation rates plotted against seismic activity for magma intrusions at Usu in 2000, Miyake in 2000, Ito in 1989, and Iwate in 1998.

量と地震活動の関係を示したものである。有珠山については不明瞭であるが，その他の 2000 年三宅島，1998 年岩手山，1989 年伊豆東部についてみると，活動初期は膨張量／地震回数比が大きく，活動が進むに従いその比が小さくなる様子がみて取れる。つまり，マグマ貫入初期は地殻変動（膨張量）の割に地震活動がそれほど活発ではないことが多いことがわかる。伊豆東部火山群での群発地震において，活動の始まりが気象庁の体積ひずみ計で最初に捉えられることがある。ここには示していないが，浅間山の噴火直前の傾斜変化についても，傾斜変化が始まった後しばらくしてから BH 型地震が多発し始める場合がある。観測データの質にも依存するが，マグマ貫入が地震観測より先に地殻変動観測で捉えられる場合があることを示している。

2.1.2.5　分類したそれぞれの地殻変動と火山活動の関係

以上のように，近年我が国で観測された火山性地殻変動（膨張イベント）を，その時空間的特徴をもとに 4 種類に分類した。それぞれの地殻変動について，火山監視の視点からその特徴や火山活動との関係について議論する。

(a)　深部のゆっくりとした膨張

深さ数～10km でゆっくりと膨張する変化である。膨張率は 10^4～10^6㎥/day。深部マグマだまりの膨張，深部のマグマ貫入を示す変化と推定されており，それが直接噴火に結びつくことはないが，中長期的には噴火の先駆現象と考えることが出来る。桜島姶良カルデラや三宅島の深部の膨張のように，定常的に一定レートで膨張している場合もあるが，霧島山，伊豆大島のように，日～年単位で続いたり，繰り返したりすることがある。

これらの変化の多くが国土地理院の GEONET で捉えられている。Table 2.1.1 に列挙した事例でもその膨張モデルの推定において GEONET のデータを活用したものがほとんどである。SAR 干渉解析でも捉えられることがある（例えば，安藤・他，2011）。火山に近接した基線長の短い GPS やトレンドの評価が難しい傾斜計等では捉えられないことが多いが，伊豆大島で繰り返されている数ヶ月程度の膨張はひずみ計や傾斜計でも捉えられており（火山噴火予知連絡会伊豆部会，2008），膨張源と観測点の位置関係や機器の安定性にも依存する。

深部のゆっくりとした膨張の場合，顕著な地震活動を伴わないケースも多いが，Fig. 2.1.5 にみられるように，膨張レートに応じた地震活動が周辺で観測されることがある。

(b)　浅部の急激な膨張

深さ 0～5km で時間～月単位で急激に膨張する変化である。膨張率は 10^5～10^9㎥/day。岩脈状マグマの貫入に伴う膨張と推定される。近年観測されたこの種の地殻変動のうち，噴火に至ったのは，有珠山（2000 年），伊豆東部（1989 年），伊豆大島（1986 年），三宅島（2000 年），噴火に至らなかったのは，岩手山（1998 年），伊豆東部（1989 年以外），新島・神津島近海（2000 年），八丈島（2002 年）である。この種の変動は，GPS だけでなく傾斜計等あらゆる観測機器で捉えられる。岩手山を除けば，噴火に至らなかった事例はいずれもダイクの深さが 3～5km 程度に推定されており（噴火に至った例と岩手山は 2km 以浅），ダイクの深さが重要であると考えられる。

繰り返しマグマ貫入事件が起きている伊豆東部火山群では，詳細な地震活動の解析が行われ，マグマの上昇に伴い震源が移動することが知られている（例えば，Hayashi and Morita, 2003）。この種の地殻変動の場合，極めて活発な地震活動を伴う（Fig. 2.1.5）ことから，地殻変動の進行傾向とともに震源の移動が重要な監視項目となる。

(c)　浅部のゆっくりとした膨張

深さ 0～1km で月～年単位でゆっくりと膨張する変化である。吾妻山，新燃岳（2006～2007 年）などで気象庁等の観測により発見されている。Table 2.1.2 にこの種の変動をまとめて示す。膨張率はほとんどが 10^4㎥/day 以下である。広域の地殻変動を捉える国土地理院の GEONET では捉えられず，気象庁などの近傍の GPS で捉えられることが多い。干

Table 2.1.2　Recently observed episodes of slow, small and shallow inflation at various active volcanoes.

Volcano	Year	Depth (km/)	Volume (m^3/year)	Deep inflation	Seismic activity	Visual phenomena	References
Tokachidake	2007-	0.4	4.4E+04	−	−	△?	JMA et al. (2008)
Tarumaesan	1999-2000	0.3	1.9E+04	−	−	△	Fukui (2008)
Azumayama	2003-2004	0.2	1.5E+05	−	○	△	Yoshida et al. (2012)
Adatarayama	1998-1999	0.2	4.8E+03	−	−	△	Yamamoto et al. (2008)
Asamayama	2008-2009	0.2-0.6	4.6E+04	−	−	○	Takagi et al. (2010b)
Ontakesan	2006-2007	1.8	1.0E+06	○	○	○	Takagi et al. (2007)
Hakoneyama	2001	0.6	6.0E+06	○	○	△	GSI (2002b)
Shinmoedake	2005-2007	0.7	2.0E+04	−	−	○	Fukui et al. (2008)
Kuchinoerabujima	2005	0.15	2.5E+04	−	○	△	Saito and Iguchi (2006)

渉 SAR で捉えられることもある（気象研究所，本技術報告）。多くが熱水活動に関係した膨張と考えられている。地震活動は，10^5㎥/year を超える場合には火山性地震の活発化などの変化が見られることがある（火山性地震の活発化が見られたイベントは Table 2.1.2 に○で示した）が，多くの場合ほとんどないか非常に低い。深部の膨張と同時に観測されることもある（Table 2.1.2 に○で示した）。

重要なことは，この種の膨張は，その後に小規模な噴火や熱活動の活発化など表面現象を伴っていることである。Table 2.1.2 に，噴火を伴ったものに○，噴気活動等の活発化が見られたものに△印をつけた。例えば，樽前山や安達太良山では，噴気活動の活発化と同時に発生しており，箱根山のように地殻変動が進行した後に活動期の後半で噴気活動の活発化した例がある。吾妻山や口之永良部島のように膨張イベントを繰り返しているなかで新噴気の出現などが見られたこともある。繰り返し観測によって捉えられることが多いため，そのような表面現象との正確な時間関係を特定することが難しいケースもある。十勝岳の場合，2007 年頃から山頂直下浅部の膨張が継続的に見られるが，現時点で顕著な表面活動には至っていない。しかし，2012 年 7 月の大正火口の熱活動の活発化がこの膨張と関連している可能性はあり，今後注意が必要であろう。

(d)　噴火直前の膨張

噴火を繰り返している火山で，高感度の傾斜計などで，噴火の数時間～数日前から山体がわずかに膨張する地殻変動が見られることがある。桜島では 1980 年代からこのような変化から噴火の直前予知に成功している。2004 年の浅間山噴火でもよく似た変化が見られた。その圧力源は，深さ 0～4㎞ 程度で，膨張量は 10^4～10^5㎥/day と推定さている。浅間山では，ほとんどの場合低周波地震（BH 型地震）の多発と同期して発生する（桜島でもまれに見られる）。新燃岳でも，2011 年 2～4 月の爆発的噴火活動期に浅間山に極似した変化が見られた。この変化は，広帯域地震計でも捉えられることがある。噴火の直前予知にとって極めて有用な現象である。

同様に傾斜計などの高分解能の機器でのみ観測される地殻変動としては，浅部の火山性微動に同期した変化が観測されることもあり，草津白根山や霧島山，伊豆大島などで報告例がある。いずれも熱水やマグマの移動に起因すると考えられる。

2.1.3　火山地殻変動シナリオに関する一考察

以上，4 種類の地殻変動についての特徴と，火山活動が活発化していく中でこれらの地殻変動がどのように観測さ

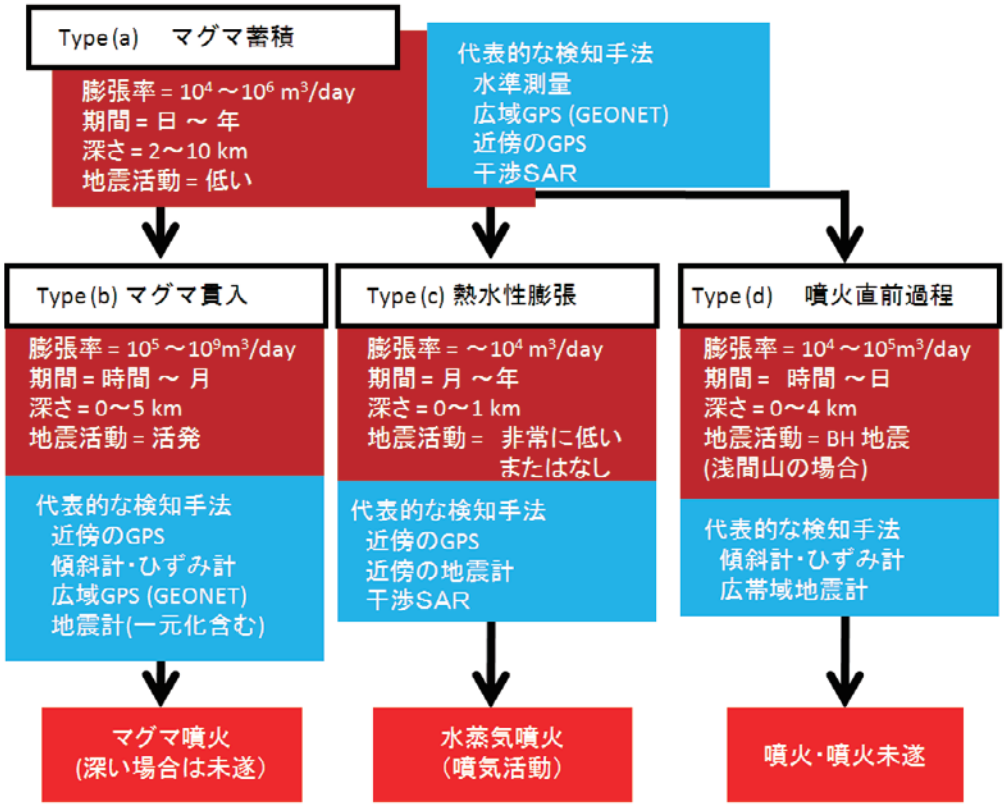


Fig. 2.1.7　Characteristics of the four types of volcanic inflation and general scenario of volcanic activity.

れるかを，これまで見てきた事例を踏まえて，Fig. 2. 1. 7 に示した。4 種類の地殻変動は，何らかの物質移動を捉えており，時空間的な差異を見ているだけとも言え，また，これらの中間型に分類すべき現象もあるが，火山監視という視点では，これらの変動をいかに現用の監視網で捉えるか，どのような変化として捉えられるか，あるいはこのような変化を捉えるためにどのような監視が必要かを考える上で，この分類はひとつの視点となると考えられる。また，過去の噴火事例の少ない火山において噴火シナリオを想定する上でもひとつのヒントとなるであろう。

一つの具体的事例として，霧島山での地殻変動の検知力に係る検討を行った例を示す。以下に示すのは，2011 年の新燃岳マグマ噴火に先立って検討を行った結果であり，マグマ噴火が発生した 1 月 26 日の午前に，気象庁本庁，福岡管区気象台及び鹿児島地方気象台の関係官と共有したものである（観測点配置等は当時のものであり，2011 年噴火後に明らかとなった事実については注書きで括弧内に示した）。

2.1.3.1　霧島山におけるマグマ蓄積による地殻変動

2.1.2.5 で示したうち，(a)に相当するゆっくりとしたマグマ蓄積による地殻変動の検知力について考察した。

考察を行った時点では，霧島山のマグマ供給系はあまりよくわかっておらず，噴火の準備過程としてどのような場所でマグマ蓄積が起きるかについての情報はなかった（注：2011 年噴火によって，新燃岳北西数 km，深さ 6～10km にマグマだまりがあり，そこから新燃岳にマグマが供給されたことが明らかになった）。そこで，当時の観測網で検知しうる地殻変動，つまり，任意の場所で膨張があった場合，どの程度の膨張量が現状の観測網で検知しうるかについて検討した。

ここでは深さ 10km 及び 5km，3km に茂木モデル圧力源を想定して，複数の独立した GPS 基線長が 1cm 以上変化するのが観測される膨張量の分布を調べた（Fig. 2. 1. 8）。複数の独立した GPS 基線長を基準としたのは，複数の基線長に変化が現れても，それがすべて 1 か所の観測点に係る基線であった場合は，その観測点付近のローカルな影響の可能

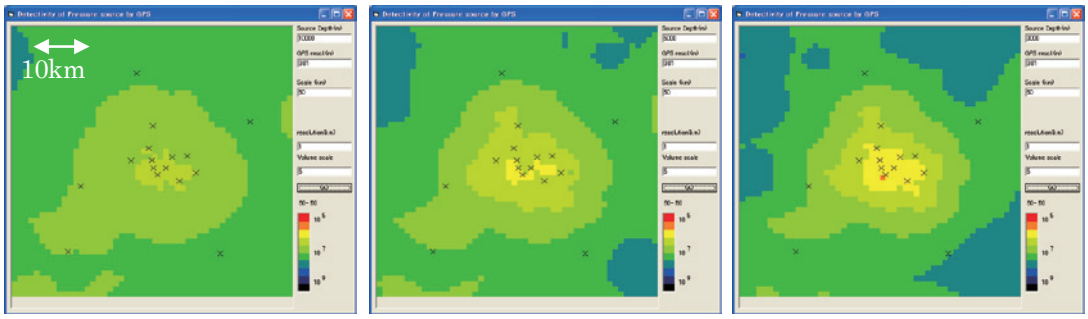


Fig.2.1.8　Detection limit of inflation by networks of GPS observation points (crosses) for sources at 10, 5 and 3 km depth at Kirishimayama.

性をただちには捨てきれず，判断は難しいことがあるためである。GPS 観測では，1cm 以下の基線長変化でも捉えることができるので，現実にはここに示したより小さい段階で検知できると考えられ，明瞭に検知できる限界と考えるべきものである。

Fig. 2. 1. 8 にみられるとおり，深さ 10km では，霧島山周辺では，10^7m^3 程度以上の膨張が国土地理院の GEONET で捉えられる。浅くなればなるほど、気象庁の GPS 観測点が密に存在する火山体ではより小さな膨張も捉えることができるようになる。一方、火山体から離れた地域では，浅い膨張の検知力は低下する。つまり，深部でのマグマ蓄積の場合，周辺の国土地理院の GEONET のデータが重要であり，火山体に近い数 km 以浅でのマグマ蓄積であれば気象庁の観測点が重要な意味を持つことがわかる。(注：2011 年噴火の前に新燃岳北西のマグマだまりの膨張量は 10^7m^3 程度であり，これは GEONET で的確に捉えられた。)

2.1.3.2　霧島山におけるマグマ貫入による地殻変動

次に，2.1.2.5 で示したうち，(b)マグマ貫入による地殻変動については，次のようなモデルを想定して検討を行った。

前述のとおり，近年我が国で観測されているマグマ貫入事件で最大規模のものは，2000 年の新島－神津島近海で観測されたマグマ貫入で，2 か月程度の期間で，10^9m^3 のマグマ貫入があったと推定されているが，多くは、10^7m^3 級の貫入が多い（伊豆東部，有珠山，三宅島など)。これらと同規模のマグマ貫入，ここでは、10^7m^3 のマグマ貫入を想定することとした。これまで様々な火山で推定されたマグマ貫入ダイクモデルでは，そのアスペクト比は 10^{-3}～10^{-4} であるので，3×3km，厚さ 1m のダイクが深部から徐々に浅部へ移動するモデルを想定した。霧島山の場合，火山体が北西－南東に並ぶ配列が顕著であることから，新燃岳，高千穂峰の間に北西－南東に走行を持つダイクを想定し，その深さ（上端の深さ）を 15km から 1km まで移動させた。

Fig. 2. 1. 9 に示したのは，ダイク上端が 3km に達したときの周辺の国土地理院及び気象庁の GPS 観測点の変位分布である。周辺の GPS 観測点で 1～2cm の変動が観測され，明瞭に検知可能なレベルの地殻変動である。一方、ダイクの深さの変化によって観測される主な基線長，2 カ所の傾斜計の変化例を Fig. 2. 1. 10 に示す。

ダイクの走行や貫入様式の違いで，現れる地殻変動は様々であるが，共通して言えることは，以下のとおりである。

(1)　深部からのマグマ貫入は，まず遠方にある国土地理院の GEONET で捉えられる可能性が高い。近距離にある気象庁の GPS 観測点は深さ数 km よりも浅くなった時点で捉えられ，その後は急激な変化を示す。

(2)　傾斜計は，ノイズレベルや時定数にも依存するが，気象庁の GPS で検知できるよりもマグマが深い時点で検知できる。そして，マグマが浅くなるにつれて，加速的な変化を示す。

マグマの貫入形式（つまりダイクの方向や傾斜など）によっては，検知できない基線があったり，マグマの浅部への移動に伴いセンスが逆転するなど，複雑な動きを示すことがあることも監視上は注意しておく必要があろう。

当然ながら，マグマ貫入の量と変化量は比例するので，想定するマグマ貫入量によっては，検知限界は変わる。

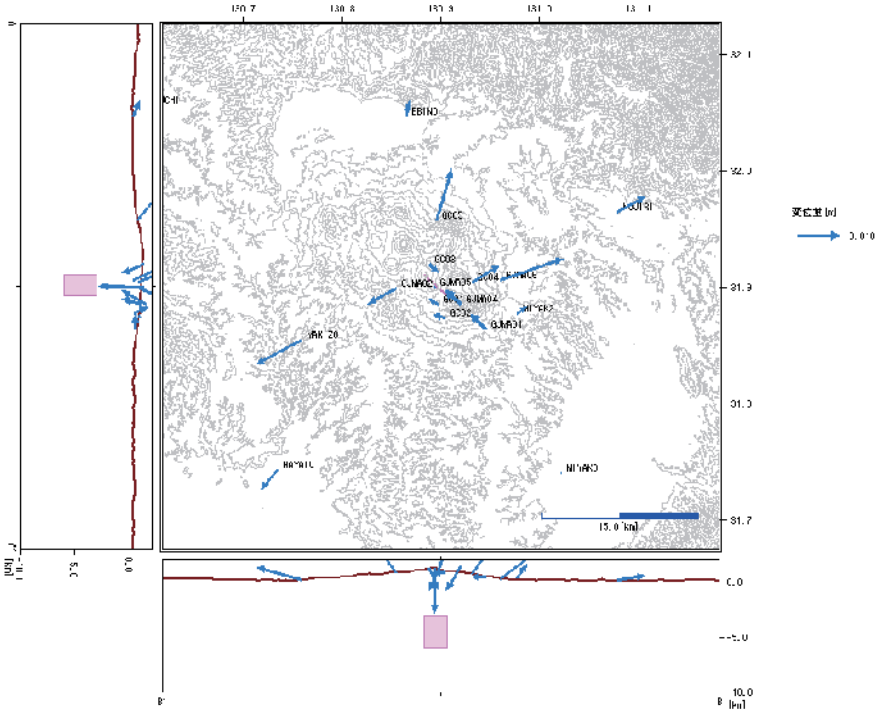


Fig.2.1.9　Example of the distribution of displacement from a dike-model inflation at Kirishimayama. The top of the dike is at 3 km depth.

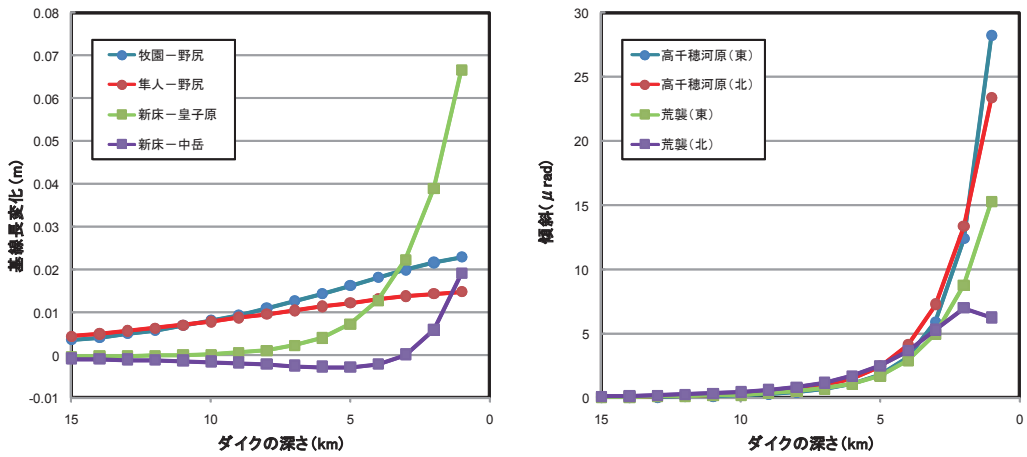


Fig.2.1.10　Examples of time variations of GPS baselines and tilts observed by the JMA network as a result of the dyke shown in Fig. 2.1.9 extending toward the surface.

2.1.3.3　霧島山における熱水性の膨張による地殻変動

次に，2.1.2.5 で示したうち，(c) 浅部のゆっくりとした膨張について，それを的確に検知するための観測網について検討した。

新燃岳では繰り返し観測によって実際にこの種の膨張が観測されているが，連続観測網で捉えることができる膨張量がどの程度かを推定した。我が国の他の火山も含めた熱水膨張の圧力源の深さは数百～1000m に推定されていることが多いことから，ここでは平均的な深さ 600m（標高 700m）について，前述と同じ手法で検知力を検証した。Fig. 2. 1. 11 左に結果を示す。活動火口として注目している新燃岳及び御鉢の火口周辺では、10^5～10^6m^3 程度以上の膨張であれば問題なく明瞭に検知できる。しかし、他の火山でしばしば見られる 10^4～10^5m^3 程度の膨張については、変化量は微小となり、火口をターゲットにした繰り返し観測を組み合わせることが必要である（Fig. 2. 1. 11 右）。特に、新燃岳の

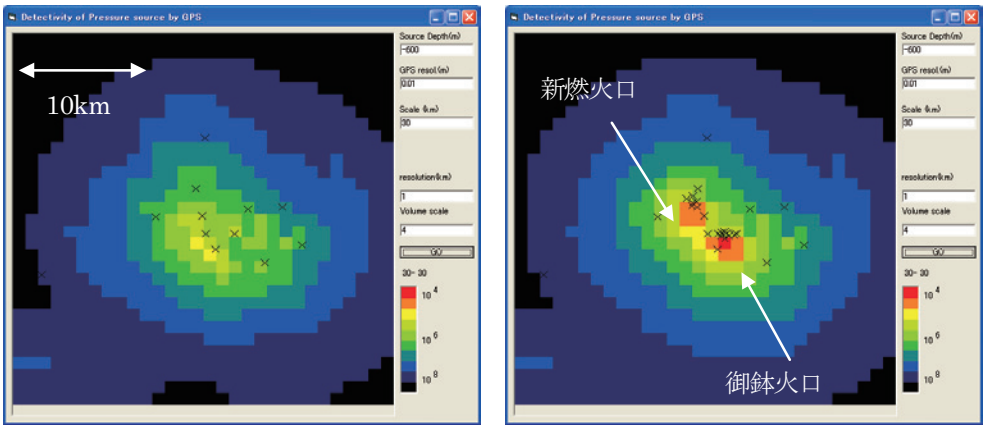


Fig.2.1.11　Detection limit of inflation by networks of GPS observation points (crosses) for sources at 0.4 km depth at Kirishimayama. (left) Result using continuous GPS observations. (right) Result using the GPS network and campaign observations by JMA.

場合、北西側に連続観測点があれば効果的に検知力は上がると思われる（注：2011 年噴火開始後，北西側を中心に監視強化がなされている)。

2.1.3.4　開口火道マグマ供給系火山での地殻変動の評価

以上見てきたのは，体積膨張を起こしながら，マグマが地下での蓄積から上昇に至る過程を見ている。しかし，2011 年新燃岳の噴火は，本格的マグマ噴火の際にはマグマだまりの収縮が明瞭に捉えられたものの，直前には明瞭な地殻変動は見られなかった（例えば，Kato and Yamasato，2013)。その原因については諸説考えられるが，2008 年以降繰り返した小噴火の間に，あるいはその前から，マグマだまりから新燃岳に至るマグマ供給系が確立され，顕著な体積膨張を起こさずにマグマが上昇できたことを示すと考えられる。活発な噴火を繰り返している桜島でも活発な活動期ほどほとんど顕著な地震活動（A 型地震）は伴わない。このような火道が開いた系でのマグマ供給が起きている火山では，供給されるマグマの量がそのまま地殻変動で膨張量として捉えられないことになる。そういった火山では，より高感度・高精度な観測によってマグマの動きを捉えるとともに，噴火規模の即時的な把握によりマグマの供給と噴出のバランスを監視・評価していくことが重要である。

2.1.4　今後の火山監視の技術的方向性

以上のように，様々な火山で観測された地殻変動には時空間的また規模的にも大きな幅があるものの，火山学的意味を理解した上で火山監視の視点で系統的に分類した結果は，火山の活動評価に有効なものであることを示した。これを受けて，気象庁火山課では，火山監視の基本に地殻変動観測を位置付け，震動観測の成果を組み合わせて火山活動評価の基礎とし，さらにこれら以外の観測や研究成果で総合的な火山活動評価とするという考え方を中心とした「今後の火山監視の技術的方向性」(案)を平成 24 年 2 月の地震火山技術検討会で提案した。

その中では，地殻変動の多様性に応じて適した観測手法も含め，以上に示したような特徴を踏まえつつ，観測データを的確に監視・評価できる体制の構築，その上で，新たに設置したボアホール観測点における降水応答をはじめとするノイズレベル調査など，検知力の基礎的調査，過去データも含む GPS データの補正処理も進める必要があるとされている。

当面，マグマ供給系がわかっている火山（例えば桜島や浅間山、新燃岳など）においては，これまでの観測成果をもとに，どのような観測によりどのような変化が捉えられるかをあらかじめ想定しておき，監視基準を設定し，監視評価をしていくこと，マグマ供給系がわかっていない火山では，上述のような様々なタイプの地殻変動について，2.1.3 に示したように，その火山における検知力の調査をあらかじめ進めておいた上で，地殻変動が観測された際に，どのタイプの変化か，どの程度の規模かを即座につかめるようにしておく必要があるとされた。

その他に，異常時の観測強化の事前検討，現業監視体制の改善，MaGCAP-V（火山用地殻活動解析支援ソフトウェア）の活用の拡大，他機関のデータ，リモートセンシング手法のさらなる活用も指摘されている。

（山里　平）

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50mメッシュ（標高）」を使用した。札幌管区気象台宮村淳一地震火山課長には，伊豆東部火山群での地震地殻変動に係るデータベースの提供をいただいた。お礼申し上げる。解析の一部は，MaGCAP-V（火山用地殻活動解析支援ソフトウェア，気象研究所，2008）を用いた。

参考文献

安藤　忍・福井敬一・ 斉藤　誠，2011 : SAR 干渉解析による全国の活火山（4）．地球惑星科学連合大会，STT057-P07.

青木陽介・渡辺秀文・小山悦郎・及川 純・森田裕一，2005：2004-2005 年浅間山火山活動に伴う地殻変動．火山，**50**，575-584.

中禮正明・潟山弘明，2006：2004 年浅間山噴火活動に伴う傾斜変動について．火山，**51**，91-101.

江頭庸夫・高山鐵朗・山本圭吾・M. Hendrasto・味喜大介・園田忠臣・松島　健・内田和也・八木原寛・王　彦賓・木股文昭・宮島力雄・小林和典，1997：姶良カルデラ の地盤の再隆起―1991 年 12 月～1996 年 10 月―，京都大学防災研究所年報，**40B-1**，49-60.

福井敬一・坂井孝行・鳥巣啓多・小枝智幸・高木朗充，2008：地殻変動源推定への火口地形の影響ー霧島山新燃岳山頂部における GPS 観測を事例にー．日本火山学会講演予稿集，B22.

舟崎　淳・高木朗充・藤松　淳，2012：2009 年 2 月 2 日浅間山噴火発生時の傾斜変化から推定した収縮源．日本火山学会秋季大会予稿集，A1-08.

橋本　学・多田　堯，1988：1986 年伊豆大島噴火前後の地殻変動．火山，**33**，S136-S144.

Hayashi, Y and Y. Morita, 2003 : An image of magma intrusion process inferred from precise hypocentral migrations of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula. *Geophys. J. Int.*, **153**, 159-174.

Hidayati, S., K. Ishihara and M. Iguchi, 2007: Volcano-tectonic earthquakes during the stage of magma accumulation at the Aira caldera, southern Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **52**, 289-309.

井口正人・山本圭吾・味喜大介・高山鐵郎・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．全国主要活火山の集中総合観測・薩摩硫黄島火山・口永良部島火山の集中総合観測，99-108.

石原和弘，1993：雲仙火山の溶岩の噴出率と地盤の変動速度から推定されるマグマの供給率について．京都大学防災研究所年報，**36B-1**，219-230.

Ishihara K., 1990 : Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan. in *Magma Transport and Storage*, edited by M. P. Ryan, pp.336-356, John Wiley, New York.

Iwashita, S., H. Takahashi, N. Okazaki, J. Miyamura, M. Kasahara, M. Ichiyanagi, R. Takahashi, and M. Nakagawa, 2005 : Volcanic inflation of Mount Hokkaido-Komagatake, Japan, determined from a dense GPS array. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20304, doi:10.1029/2005GL023438.

加茂幸介・石原和弘，1986：地盤変動連続観測で捕捉された山頂噴火の前駆現象．京都大学防災研究所年報，**29B-1**，1-12.

加藤幸司・藤原善明，2012：2011 年新燃岳の噴火に前駆する傾斜変動量と噴出物量の関係について．地球惑星科学連合大会，SVC50-P29.

Kato, K. and H. Yamasato, 2013, The 2011 eruptive activity of Shinmoedake volcano, Kirishimayama, Kyusyu, Japan - General view

of the activity and Volcanic Alert Level of the Japan Meteorological Agency -. *Earth, Planets and Space*, Submitted.

火山噴火予知連絡会伊豆部会，2008： 伊豆大島の火山活動に関する勉強会報告書－伊豆大島噴火シナリオー．158p，気象庁.

木股文昭・メイラノ　イルワン・深野慶太，2004：GPS により観測された八丈島における地殻変動とそのダイク貫入モデルの推定．火山，**49**，13-22.

気象庁，2006：平成 12 年（2000 年）三宅島噴火及び新島・神津島近海の地震活動調査報告．気象庁技術報告，**128**，293p.

気象研究所，2008：火山活動評価手法の開発研究．気象研究所技術報告，**53**，306p.

国土地理院，2002a：箱根山とその周辺地域の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**80**，34-40.

国土地理院，2002b：三宅島 2000 年噴火にともなう伊豆諸島の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**78**，41-48.

国土地理院，2004：阿蘇山周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**88**，106-110.

国土地理院，2006a：アトサヌプリ周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**91**，1-4.

国土地理院，2006b：地殻変動観測データで見る伊豆東部火山群のマグマシステムについて．地震予知連絡会会報，**76**，272-284.

国土地理院，2008：御嶽山周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**96**，36-39.

国土地理院，2009：新島・神津島周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**99**，57-58.

国土地理院，2011：富士山周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**106**，36-41.

国土地理院，2012：霧島山周辺の地殻変動．火山噴火予知連絡会会報，**108**，197-220.

松島　健・清水　洋・渡辺篤志・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．日本火山学会秋季大会，P51

宮村淳一・上野　寛・横田　崇，2010：体積歪変化量から推定した伊豆東部火山群のマグマ貫入量と火山活動評価の試み．北海道大学地球物理学研究報告，**73**，239-255.

宮崎　務, 1990, 水準測量によって明らかにされた日本の活動的火山の地殻変動. 東京大学地震研究所彙報, **65**, 665-807.

村上　亮・小沢慎三郎・西村卓也・多田　堯，2001：2000 年有珠山噴火にともなうマグマモデルーGPS 連続観測を主とする地殻変動データによる推定．国土地理院時報，**95**，99-105.

村上　亮，2005：GPS 連続観測結果が示唆する浅間火山のマグマ供給系．火山，**50**，347-361.

中坊　真・小野博尉・迫　幹雄・橋本武志・須藤靖明・大倉敬宏・吉川　慎・宇津木充・坂中伸也・Anthony W. Hurst，2002：九重火山の地殻変動．京都大学防災研究所年報，**45B**，633-643.

西　　潔・石原和弘・加茂幸介・小野博尉・森　　済，1995：GPS 測量による雲仙火山のマグマ溜りの推定．火山，**40**，43-51.

西村卓也・村上　亮・小沢慎三郎・石本正芳・鷺谷　威・矢来博司・多田　堯・海津　優・鵜川元雄，2002：三宅島 2000 年噴火前後の地殻変動と変動源の推定－1983 年噴火後から 2001 年 5 月までの収縮・膨張源－．東京大学地震研究所彙報，**77**，55-65.

Nishimura, T, 2006 : Ground deformation due to magma ascent with and without degassing. *Geophys. Res. Lett*., **33**, L23309, doi:10.1029/2006GL028101.

Okada, Y., and Yamamoto, E., 1991 : Dyke intrusion model for the 1989 seismovolcanic activity off Ito, central Japan. *J. Geophys. Res*., **96**, 10361–10376.

岡崎紀俊・高橋浩晃・笠原 稔・ 石丸 聡・森 済・北川貞之・藤原健治・中禮正明，2002：GPS 連続観測による 2000 年有珠山噴火の地殻変動．火山，**47**，547-557.

鬼澤真也・高木朗充・小久保一哉・山本哲也・新堀敏基，2012，伊豆大島火山における地殻変動観測(3)．地球惑星科学連合大会講演予稿集，SVC50-P09.

小澤　拓・上田英樹・島田政信・飛田幹男・矢来博司・和田弘人・雨貝知美・藤原みどり・藤田英輔・鵜川元雄，2007：PALSAR/InSAR により得られた小笠原硫黄島の 2006 年火山活動活発化に伴う地殻変動（速報）．防災科学技術研究所研究報告，**71**，11-22.

Proussevitch, A., D. L. Sahagian, and A. T. Anderson, 1993 : Dynamics of diffusive bubble growth in magmas: Isothermal case. *J. Geophys. Res*., **98**, 22,283– 22,307.

斉藤英二・井口正人，2006：口永良部島火山における GPS 連続観測による気象要素を加味した３次元変位検出．火山，**51**，21-30.

Sato, M. and H. Hamaguchi, 2006, Weak long-lived ground deformation related to Iwate volcanism revealed by Bayesian decomposition of strain, tilt and positioning data. *J. Volcanol. Geotherm. Res*., **155**, 244– 262.

Shimomura, Y., T. Nishimura, and H. Sato, 2006 : Bubble growth processes in magma surrounded by an elastic medium, *J. Volcanol. Geotherm. Res*., **155**, 307– 322.

須藤靖明・筒井智樹・中坊　真・吉川美由紀・吉川　慎・井上寛之，2006：阿蘇火山の地盤変動とマグマ溜まりー長期間の変動と圧力源の位置ー．火山，**51**，291-309.

高木朗充・高木朗充・西村裕一・宮村淳一，2002，セオドライト観測による 2000 年有珠山噴火後の地殻変動．火山，**47**，559-570.

高木朗充・北川貞之・宮村淳一，2007：GPS で捉えられた御嶽山の地殻変動．地球惑星科学連合大会，V156-P002.

高木朗充・福井敬一・小司禎教，2010a：火山周辺での GPS 観測における数値気象モデルを用いた対流圏補正．火山，**55**，41-51.

高木朗充・福井敬一・新堀敏基・飯島 聖，2010b：光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正 ー浅間山への適用ー．火山，**55**，41-51.

Ueda, H., E. Fujita, M. Ukawa, E. Yamamoto, M. Irwan and F. Kimata, 2005: Magma intrusion and discharge process at the initial stage of the 2000 activity of Miyakejima, Central Japan, inferred from tilt and GPS data. *Geophys. J. Int*., **161**, 891–906.

植木貞人・三浦　哲・佐藤俊也・立花憲司・浜口博之，1999：高密度 GPS 観測により解明された岩手火山の地殻変動．月刊地球，**21**，296-301.

Uhira, K., T. Baba, M. Mori, H. Katayama, and N. Hamada, 2005: Earthquake swarms preceding the 2000 eruption of Miyakejima volcano, Japan. *Bull. Volcanol*., **67**,219～230.

Ukawa, M., E. Fujita, H. Ueda, T. Kumagai, H. Nakajima, and H. Morita, 2006 : Long-term geodetic measurements of large scale deformation at Iwo-jima caldera, Japan. *J. Volcanology Geothermal Res*., **150**, 98-118.

山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山英一，1988：伊豆大島の火山活動（1986-1987 年）に伴う傾斜変動，火山，**33**，S170-S178.

山本哲也・高木朗充・福井敬一・大和田毅，2008，安達太良山の火山活動の総合的観測と推定される熱水活動．気象研究所研究報告，**59**，39-64.

Yamaoka, K., M. Kawamura, F. Kimata, N. Fujii, and T. Kudo, 2005: Dike intrusion associated with the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan. *Bull Volcanol*., **67**, 231–242.

山里　平，2005：近代火山観測の歴史ー気象庁の監視観測を中心にー．火山，**50**，S7-S18.

吉田友香・舟越　実・西田　誠・近江克也・高木朗充・安藤　忍，2012，GPS 観測で捉えられた吾妻山の地殻変動．験震時報，**76**，1-8.

2.2　霧島山新燃岳の噴火に先行した山頂部の地殻変動

2.2.1　はじめに

霧島山は九州南部の宮崎県と鹿児島県境付近に位置し，複数の火山からなる火山群である。このうちの新燃岳において，1991 年以来となる小規模な水蒸気噴火が 2008 年 8 月に発生した。その後 8 回の水蒸気噴火が発生した後，2011 年 1 月 26 日に多量の火山灰を連続的に噴出する準プリニー式噴火を発生させるに至った。この噴火では多量の火山砕屑物が噴出したが，噴火直前には顕著な地震活動は伴っていなかった。一方，広域の地殻変動観測では，2009 年 12 月頃から膨張が観測され，膨張は 2011 年 1 月 26 日の噴火に至るまで継続した。国土地理院による GNSS 連続観測システム（以下，GEONET と呼ぶ）では，その膨張の分布から圧力源が新燃岳の北西約 10km 付近の深さ約 7.5km にあることが推定された（国土地理院，2011）。

気象研究所と福岡管区気象台火山監視・情報センターは，2011 年 1 月の本格的なマグマ噴火開始に至るまでの約 10 年間，霧島山新燃岳の周辺において GPS 連続観測及び繰り返し観測を実施していた。その観測結果からは，2011 年噴火の前に観測された膨張が始まる 4 年前の 2005 年 12 月頃から山頂付近の局所的な変動が見られ，得られた変動分布の解析から，新燃岳火口直下を圧力源とする局所的な膨張と収縮であることがわかった。この変動は，GEONET 等の広域観測網で把握されていた新燃岳の北西約 10km 付近を圧力源とする膨張が始まる 2009 年 12 月よりも前に停止していた。

これまでの火山における観測研究で，火山噴火に至るまでの地殻変動観測により，マグマ起源と考えられる深い圧力源の活動とともに，火口直下のごく浅い圧力源の活動も認められることがあることがわかり始めていた。例えば 2009 年 2 月の浅間山噴火の前には，浅間山山体北西側深部を圧力源とするマグマに起因すると考えられる膨張に加え，山頂部でも局所的な膨張が観測された（高木他，2010，等）。霧島山 2011 年噴火に至る地殻変動観測においても，深い圧力源の活動と浅い圧力源の活動が噴火前に存在しており，これらの関係を明らかにすることは，地殻変動観測というアプローチから，噴火に至るシナリオつくりに貢献するものと考えられる。

2.2.2　GPS 観測

霧島山周辺では、本格的な噴火活動が始まる 2011 年 1 月 26 日の時点で，8 地点で GPS 連続観測を実施していた（うち現地収録型は 2 点）。これらのうち 1 点の 2 周波型 GPS 観測点を除き，1 周波型 GPS 観測点であった。また，新燃岳火口周辺の 6 点では 1 周波型 GPS（以上，1 周波型 GPS 受信機はすべて古野電気社製 MG2100）による繰り返し観測を実施していた（Photo. 2.2.1）。新燃岳周辺で GPS 観測を実施していた連続観測点 3 点と繰り返し観測点 6 点の座標値を Table 2.2.1 に示す。これらはすべて 1 周波型である。GEONET 観測点からなる基線長は 20.7～23.5km と長いが，気象庁連続観測点 3 点からなる基線の長さは 2.4～3.9km である。また，新燃岳火口周辺の 4 点からなる基線の長さは 0.49～0.83km と短距離である。Fig.2.2.1 に各観測点の配置図を示す。

繰り返し観測は 2002 年以降，2010 年までに 20 回実施した。1 回の繰り返し観測の測定時間は 2～3 日である。

観測データの基線解析は Bernese Ver.5.0（Darch et al., 2007）を使用した。また，周辺の GEONET 観測点等 4 点の 2 周波 GPS データを用いて電離層補正値を算出し，1 周波の解析結果に施した。基線解析の参照点は連続観測点 GC02 とし，参照点に対する繰り返し観測点，連続観測点及び GEONET 観測点とのの基線解析をおこなうことにより，GEONET の F3 座標値と結合した。

Photo 2.2.1 GPS campaign site GS05 on the southern rim of Shinmoedake crater.

Table 2.2.1 Location of GPS observation sites around Shinmoedake.

Site	Latitude (degree)	Longitude (degree)	Altitude (m)
Single-frequency type. Parmanent site.			
GC02	31.8747	130.9045	872
GC05	31.9585	130.8958	756
GC08	31.8863	130.9203	1507
Single-frequency type. Campaign site.			
GS01	31.9129	130.8790	1344
GS02	31.9152	130.8840	1373
GS03	31.9106	130.8873	1395
GS04	31.9065	130.8878	1319
GS05	31.9078	130.8833	1398
GS06	31.9099	130.8839	1295

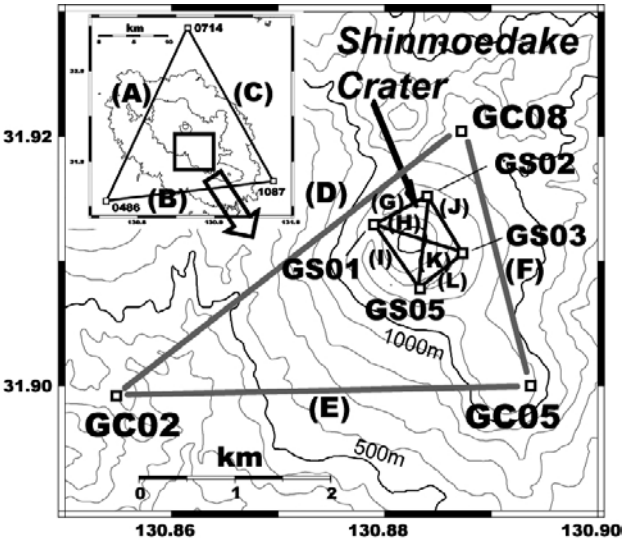


Fig.2.2.1 Distribution of GPS observation sites around Shinmoedake. Letters in parentheses correspond to time series in Fig. 2.2.2.

2.2.3　解析結果

Fig.2.2.1 に示した基線(A)～(L)の 2002～2011 年の基線長変化を Fig.2.2.2 に示す。このうち山頂部繰り返し GPS 観測点からなる基線の基線長を Table 2.2.2 に示す。観測回数が少ない GS04 と GS06 にかかわる基線は省いた。このうち，(A)～(C)は広域の GEONET 観測点の基線であり，この基線長変化からは霧島山とその周辺の変動場を把握することが可能である。(D)～(F)は気象庁の 1 周波連続点の基線で，新燃岳山体周辺の動きを把握することができる。また，(G)～(L)は 1 周波繰り返し観測点の基線であり，新燃岳火口付近の局所的な挙動を見ることができる。

霧島山周辺の広域応力場の動きもとらえる GEONET の基線(A)～(C)を見ると，北北東－南南西の基線(A)及び東北東－西南西(B)の基線は経年的に短縮し，北西－南東の基線(C)がやや伸長していることから，霧島山周辺は北西－南東方向に伸張の応力場にあったことが推測される。その傾向は 2009 年 12 月頃まで継続したが，その後膨張の傾向に反転し，とくに北東－南西に卓越したことがわかる。この急速な膨張場の傾向は，2011 年 1 月の噴火直前まで継続した。

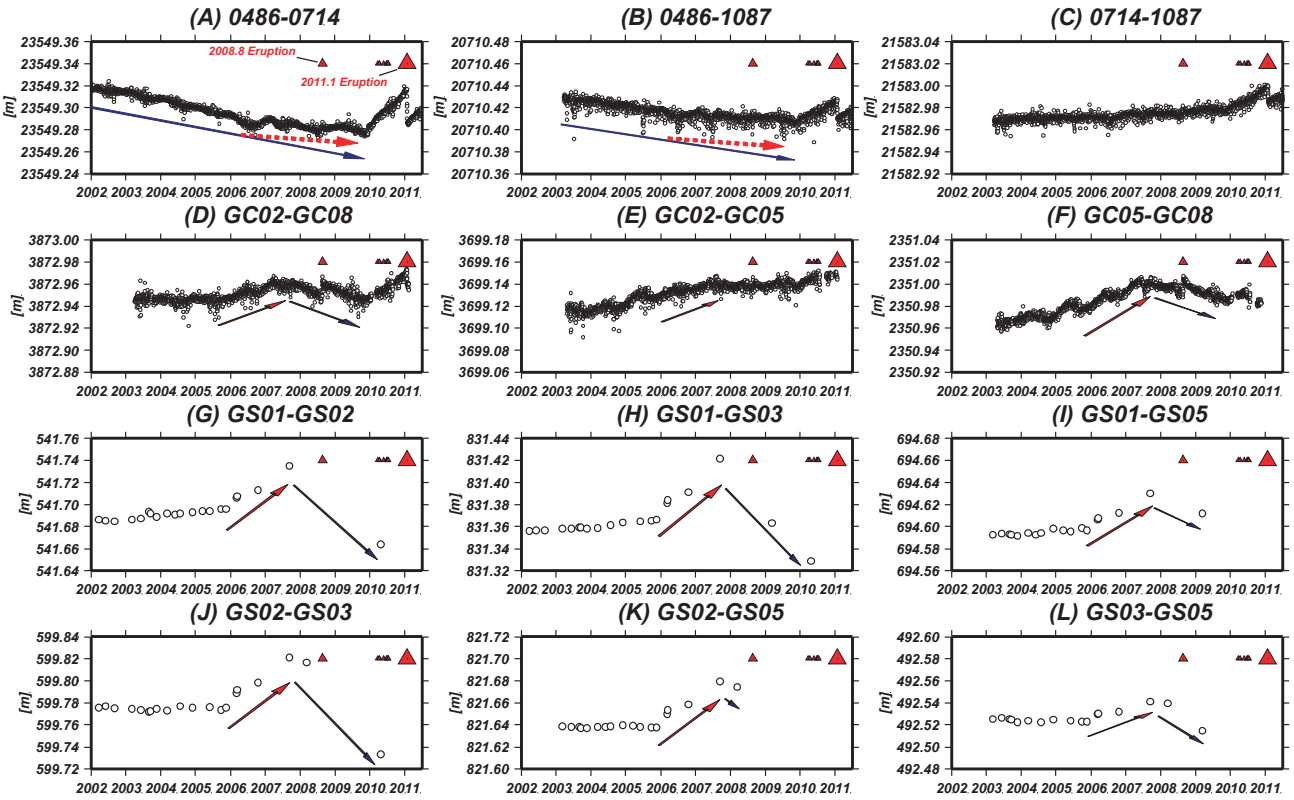


Fig.2.2.2 Time series of GPS baseline lengths. A–C are long baselines by GEONET. D–F are short baselines around Shinmoedake by the JMA GPS network. G–L are baselines in the crater area measured during campaign observations by JMA and MRI. Red triangles correspond to eruptions at Shinmoedake.

一方，新燃岳周辺の連続観測点の基線長変化(D)～(F)を見ると，2005 年 12 月頃から基線が伸び始めて 2007 年中頃まで継続したことがわかる（山頂部膨張期）。その後短縮して，2009 年 12 月頃まで継続した（山頂部収縮期）。この間に発生した 2008 年 8 月の水蒸気噴火に伴い，基線は短時間に伸張した。その後は広域の基線と同様，2011 年噴火直前まで膨張した（広域膨張期）。火口近傍の 4 点からなる 6 基線(G)～(L)を見ると，(D)～(F)と同じ傾向を示すが，変動の絶対量は大きい。

これらの基線解析結果から，茂木モデル（Mogi, 1958）を適用して，各期間の地殻変動を説明できる新燃岳浅部の圧力源パラメータを推定した。その結果と変動分布について，山頂部膨張期（2005 年 9 月～2007 年 9 月）を Fig.2.2.3 に，山頂部収縮期（2007 年 9 月～2010 年 4 月）を Fig.2.2.4 に示す。GEONET にも検知された広域膨張期（2009 年 11 月～2011 年 1 月）については，明らかに南北方向の伸張が東西方向の伸張より卓越しており，茂木モデルよりも開口断層を仮定した方がその変動パターンを説明できるため，Okada（1992）により圧力源を推定した（Fig.2.2.5）。いずれも上段(A)が水平変動，下段(B)が上下変動を示す。白い矢印が観測結果，黒い矢印が計算値を示す。これらの計算は火山用地殻活動解析支援ソウトウェア（福井他，2011）を使用した。

山頂部膨張期の圧力源は新燃岳火口直下 610m（標高 790m）の極めて浅い場所に求められ，体積増加量は $0.088\times10^6 m^3$ と推定された。また，山頂部収縮期の圧力源も新燃岳火口直下 510m（標高 890m）と浅く，体積減少量は $0.116\times10^6 m^3$ と見積もられた。なお，山頂部収縮期におけるキャンペーン観測の頻度が少ないため，解析で使用した収縮期の最後の観測日を 2010 年 4 月とした。しかし，連続観測（Fig.2.2.2(A)-(E)）をみると，この時期は広域の膨張期に入っているので過小評価している可能性が高く，実際の収縮量はこれより大きいと推定される。

広域膨張期の圧力源は，新燃岳山頂から西北西約 5km の深さ 6km を中心とする，長さ 4km 深さ 2km のほぼ東西

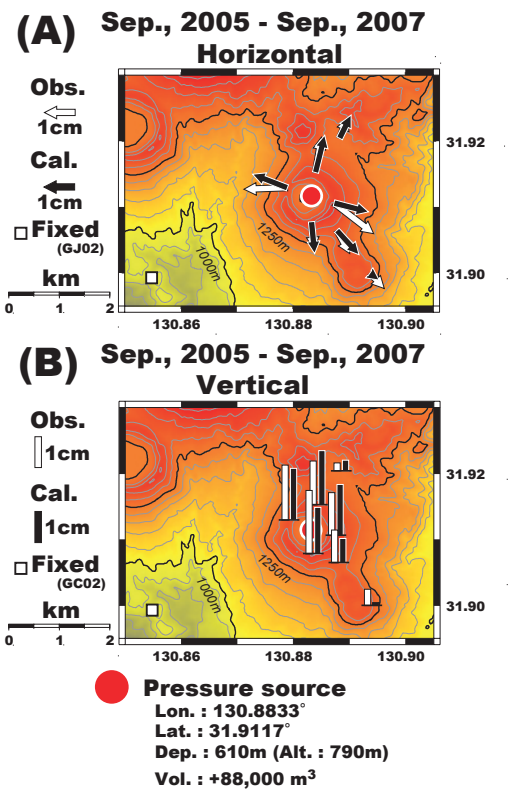


Fig.2.2.3 Estimate of the local inflation pressure source under Shinmoedake based on GPS campaign observations from September 2005 to September 2009: (a) horizontal component and (b) vertical component.

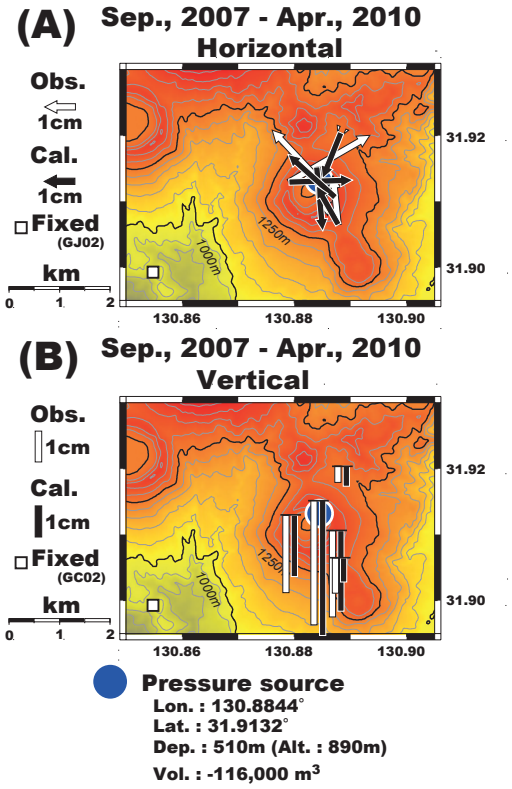


Fig.2.2.4 Estimate of the local deflation pressure source under Shinmoedake based on GPS campaign observations from September 2007 to April 2010: (a) horizontal component and (b) vertical component.

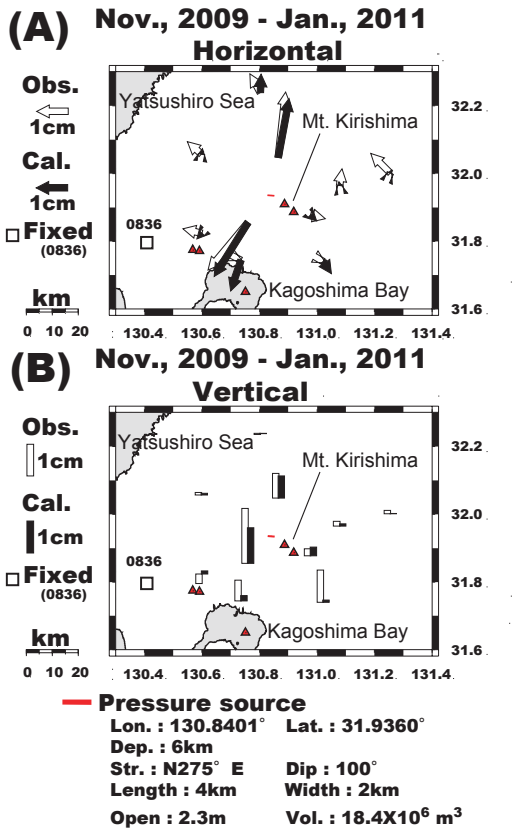


Fig.2.2.5 Estimate of the deep inflation pressure source under Shinmoedake based on GEONET observations from November 2009 to January 2011: (a) horizontal component and (b) vertical component.

方向の走向をもつほぼ直立した断層が 2.3m 開口すれば説明できることがわかった。その場合の体積増加量は $18.4\times10^6 m^3$ と見積もられた。

2.2.4　まとめと考察

霧島山新燃岳では深部だまりへの本格的なマグマ蓄積が，2009 年 12 月から開始されたと推測されるが，新燃岳山頂付近で実施した詳細な GPS 繰り返し観測からは，2005 年 12 月頃から山頂部の局所的膨張が始まっていたことがわかった。一方，2009 年の急速な広域膨張が開始するまでは短縮傾向であった GEONET の長基線（Fig.2.2.2(A)(B)）も，2006 年頃から短縮速度が鈍化していたことがわかる（図中の赤い破線矢印）。深部マグマはこの頃から蓄積過程を開始していた可能性がある。

この 2006 年頃からの深部圧力源での膨張と同期して，山頂周辺部び GPS 観測から火口直下でも膨張を示していたことがわかった。その圧力源の深さは 500～600m と極めて浅いため，マグマ自体の充填というよりも，熱水だまりの活動が励起されていた可能性を示唆している。しかし，膨張開始の約 2 年後に山頂部が収縮に転じ，その過程においてなぜ最初の水蒸気噴火が始まったのか等，今後明らかにすべき課題は多い。Fig.2.2.6 に見積もられた圧力源パラメータと，それらから推測されるマグマ系の概念図を示す。

地震活動に注目すると，最も規模が大きかった 2011 年 1 月 26～27 日の噴火活動の時期も含め，新燃岳噴火に至る火道付近での顕著な活動は観測されていない。浅間山や桜島等のわが国の主な安山岩質火山では，噴火時に火道では地震活動が活発化しやすいことがわかっている（例えば，Takeo et al., 2006）。デイサイト質火山ではあるが，雲仙岳では 1990 年の噴火に至るまでに，火道のマグマ上昇を地震活動が明瞭にモニターしていた（例えば，馬越他，1994）。新燃岳ではマグマだまりと考えられる膨張の継続は認めながらも，準プリニー式噴火という規模の大きい噴火が発生する場合には，事前に活発な地震活動が存在するはずであり，本格的な噴火活動は直ちには開始しないだろうと考えていた関係者は少なくなかった。しかし，2011 年新燃岳噴火に至るマグマ移動を地震活動ではモニターすることは容易ではなかった。地殻変動からは深部マグマだまりの可能性をあらかじめ推測することが可能であった一方で，山頂火口周辺における局所的な活動も明らかにされた。

今後，これらの観測事実を火山活動の噴火過程として明らかにすることは，これまで主として地震観測により噴火シナリオを想定してきた現実から，地殻変動観測におけるシナリオ作成の有効性を進化させることにつながると考えられる。さらに「地殻変動観測におけるシナリオ作成」の課題へのアプローチのひとつとして，物質科学を検討することは

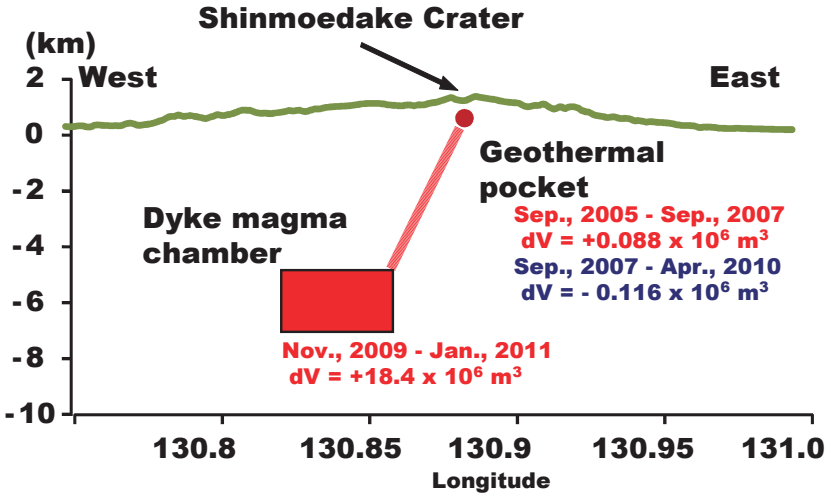


Fig.2.2.6　Estimated pressure-source parameters and schematic model of the magma system of the 2011 Shinmoedake eruption based on GPS observations.

重要であると考える。例えば，火山ガスや噴煙のモニタリングで得られた放出量に基づき質量収支を検討することである。これまで浅間山や三宅島の活動期においては，火山ガス放出量と地殻変動量の収支について議論されてきたことがある。今回の新燃岳噴火の活動前については明瞭な噴煙活動は報告されていないが，今後，他の火山も含め，マグマ蓄積期において物質科学的観測量を考慮した地殻変動観測におけるシナリオを作成していくアプローチも検討していくべき価値があると考える。

（高木朗充）

謝辞

地図データとして国土地理院作成の「数値地図 50m メッシュ（標高）」を使用した。GPS 繰り返し観測では，福岡管区気象台の多くの職員の協力を得た。GPS 繰り返し観測では，東京大学地震研究所のベンチマークを使用した。解析の一部には国土地理院の GEONET を利用した。ここに，深く感謝の意を表する。

参考文献

Darch R., U. Hugentobler, P. Fridez and M. Meindl, Eds., 2007: Bernese GPS Software Version 5.0. Astronomical Institute of University of Berne, 612pp.

福井敬一・安藤忍・坂井孝行・高木朗充・鬼澤真也・新堀敏基・山里平・大須賀弘，2011：火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発(4)－重力データ解析機能，回転楕円体モデルの組み込み．日本地球惑星科学連合 2011 年大会予稿集, SVC050-P05.

国土地理院，2011：霧島山，第 118 回火山噴火予知連絡会資料，110-127.

Mogi, K., 1958: Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. Bull. Earthq. Res. Inst., 36, 99-134.

Okada, Y., 1992: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040.

高木朗充・福井敬一・新堀敏基・飯島　聖，2010：光波測距の数値気象モデルに基づく大気補正－浅間山への適用－．火山, 55, 41-51.

Takeo, M., Aoki, Y., Ohminato, T., and Yamamoto, M., 2006: Magma supply path beneath Mt. Asama volcano, Japan. J. Geophys. Res., 33, L15310.

馬越孝道・清水洋・松尾のり道，1994：精度の良い震源分布から推定した 1990-94 年普賢岳噴火活動のマグマ上昇経路．火山, 39, 223-235.

2.3　霧島火山群における重力探査

2.3.1 はじめに

霧島火山は九州南部に位置する第四紀の火山群で，有史以来，新燃岳や御鉢火山において噴火の記録が残されている（井村・小林, 1991; 筒井・他, 2005）。近年では新燃岳において 2008 年 8 月に噴火活動を再開し，2011 年 1 月には本格的マグマ噴火に至った。これらの噴火活動に先立つ 2005 年から 2007 年にかけて新燃岳浅部での局所的な膨張が検出され，2011 年 1 月マグマ噴火のおよそ 1 年前から深部でのマグマ蓄積を示唆する膨張，噴火に伴う同所での急激な収縮が捉えられるなど，マグマ供給系の理解の上でも活動監視・評価の上でも重要な知見が得られた（福井, 2008; 今給黎・大脇, 2011; 高木・他, 投稿中）。一方，深部マグマ溜まりから地表へ至るマグマ上昇過程や経路に関する情報が乏しく，また，繰り返し発生していた小規模噴火から 2011 年 1 月 26 日，27 日の爆発的噴火へ移行する契機が何であったのかの理解も進んでいない。

地下でのマグマ活動や噴火活動は常に周辺媒質との相互作用の下に成り立っている。マグマ上昇の駆動力として周辺媒質とマグマとの密度差により生じる浮力が重要とされ，さらにマグマ中の揮発性成分の溶解度は封圧によって規制される。このため，これら密度差や封圧を制約する地下の密度構造は，マグマの蓄積，上昇過程から噴火様式の多様性に至るまで強く影響を与えていると考えられる。また，今回の活動では GPS や傾斜計などの地殻変動観測において重要な知見が得られた。これらの観測量から変動源の情報を抽出するには，地下媒質の力学的物性の情報が必要である。従って，地下構造を解明することは，単に地下を構成する媒質の物性の情報を抽出するだけでなく，マグマ活動，噴火活動へ与える影響の解明や変動源パラメータ推定の高精度化のために重要である。

霧島火山や周辺地域の地下構造に関しては地熱開発に伴う地表・坑井での地質調査や物理探査が行われ（新エネルギー総合開発機構(NEDO), 1983; 御幸・他, 1995），火山学的見地からは特に 1990 年代に精力的な調査が行われた（例えば，筒井・他, 1996; 三ケ田, 1996; 鍵山・他, 1996; 西, 1997; Yamamoto and Ida, 1997）。重力探査に関しては，とりわけ霧島火山周辺のカルデラに関する知見が多く得られている。瀬谷・小川 (1971)では，霧島火山群北西の加久藤盆地にて探査を行い，加久藤カルデラに対応する重力異常を明らかにした。田島・荒牧 (1980)は加久藤カルデラの東方の小林盆地にてより規模の大きい負の重力異常を発見し，小林カルデラの存在を提唱した。さらに小林・他 (1995)では霧島火山群南西方に明瞭な負の重力異常を検出し，地形的には判別しがたい伏在する安楽カルデラの可能性を提唱した。また，霧島火山群南東方では四万十累層群の露出に対応した正の重力異常が認められている。一方，霧島火山群を対象とする探査はその地形的制約から多くなく，小林・他 (1995)は韓国岳から獅子戸岳，新燃岳，中岳を縦走するルートで調査を行ったが明瞭な異常は検出されなかった。

本研究では，有史以来噴火を繰り返しており，気象庁，気象研究所にて地殻変動観測を実施してきた新燃岳および御鉢火山を含む高千穂峰周辺を対象に重力探査を実施した。気象研究所では実地形や地下不均質構造の効果を導入した有限要素法による地殻変動源推定手法の開発を進めており，今回の探査の結果を活用することにより，地殻変動源パラメータ推定の高精度化も目指している。

ここでは，まず地下密度解析を進めていく上で基礎資料となる坑井コアの密度について，新エネルギー総合開発機構 (1983)を再コンパイルし特徴をとりまとめる。続いて，新燃岳，高千穂峰を中心に実施した重力探査の概要を記した後，小林・他 (1995)による広域的探査データとの併合処理によって得られた重力異常の特徴を示す。

なお，観測地域である新燃岳とその周辺の地形は 2011 年 1 月の噴火により大きく改変された。ここに記すデータはこれら噴火前に取得されたものであることを付記する。また，本報告に掲載する平面図は解析に用いた数値地図や重ねて示す図面の範囲に合わせるために東京測地系で作成した。ただし，重力測定点の座標リストにて日本測地系 2000，東京測地系の値を併記している。

2.3.2 地質層序と物性

2.3.2.1 地質層序

南部九州地域の地質学的基盤は西南日本外帯の秩父累帯および四万十累帯の付加体堆積物から成り，これを不整合に覆って主に鮮新世以降の陸上噴出の火山岩類が広く分布している（例えば，町田・他, 2001）。霧島火山地域については，地表踏査の他に，主に西麓にて地熱開発のための坑井が多数掘削され地質層序が編まれている（新エネルギー総合開発機構, 1983; 井村, 1994; 御幸, 1995; 井村・小林, 2001）。基盤岩は，白亜紀の四万十累層群北帯の砂岩，泥岩を主とする堆積岩であり，霧島火山群南東方で地表に露出している一方（Fig. 2.3.1b），西麓では地熱調査井の海水準下 1,074.3 m 以深で認められる（Fig. 2.3.2）。その上位は，鮮新世末期または更新世初期以降の火山噴出物および湖性層から成る。霧島火山群北西域に鮮新世後期の肥薩火山岩類が広く分布し，地表では確認されていない更新世初期の溶結凝灰岩（霧島溶結凝灰岩）が坑井の海水準下数 100 m で確認されている。その上位には更新世中期の加久藤火山岩類およびそれと指交関係にある湖性層（加久藤層群）が分布する。霧島火山周辺には大規模火砕流堆積物が少なくとも 3 枚認められる（小林火砕流，下門火砕流，加久藤火砕流）。井村 (1994)などでは，更新世後期（およそ 30 万年前）の加久藤火砕流堆積物より上位を霧島火山の噴出物と位置付け，さらに火山地形の保存状況と侵食の程度によって古期霧島火山と新期霧島火山に分類している。なお，この古期，新期の区分は，Fig. 2.3.1b に示した井村・小林 (2001)による区分とは異なっていることに注意を要する。井村・小林 (2001)では，現在地表で見られる新しい火山体とそれらにほとんど覆われてしまった古期火山岩類をそれぞれ新期霧島火山，古期霧島火山としており，井村 (1994)の古期，新期を含めた霧島火山が井村・小林 (2001)の新期霧島火山におおよそ対応すると考えられる。ここでは井村 (1994)に従い，これを簡略化した地質層序を Table 2.3.1 に示した。

Table 2.3.1 Stratigraphic sequence around Kirishima volcano (after Imura, 1994) and average wet density of rock samples (from NEDO, 1983).

<table>
<tr><th colspan="2">Geological Time</th><th></th><th colspan="2">Formation</th><th>Wet Density [g/cm^3] (NEDO, 1983)</th></tr>
<tr><td rowspan="8">Quaternary</td><td rowspan="7">Pleistocene</td><td>100Ka -</td><td rowspan="2">Kirishima Volcano</td><td>Younger Volcano Group</td><td rowspan="2">2.48±0.19</td></tr>
<tr><td>300Ka - 150Ka</td><td>Older Volcano Group</td></tr>
<tr><td>300Ka</td><td colspan="2">Kakuto Ignimbrite</td><td></td></tr>
<tr><td>350Ka?</td><td colspan="2">Shimokado Ignimbrite</td><td></td></tr>
<tr><td>500Ka - 400Ka</td><td colspan="2">Kobayashi Ignimbrite</td><td></td></tr>
<tr><td>1Ma - 0.8Ma</td><td>Kakuto Volcanic Rocks</td><td>Kakuto Group</td><td>2.44±0.19</td></tr>
<tr><td>1.5Ma</td><td colspan="2">Kirishima Welded Tuff</td><td>2.45±0.07</td></tr>
<tr><td>Neogene</td><td>Pliocene</td><td>3Ma - 2Ma</td><td colspan="2">Hisatsu Volcanic Rocks</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="2">Cretaceous</td><td></td><td colspan="2">Shimanto Supergroup</td><td>2.64±0.04</td></tr>
</table>

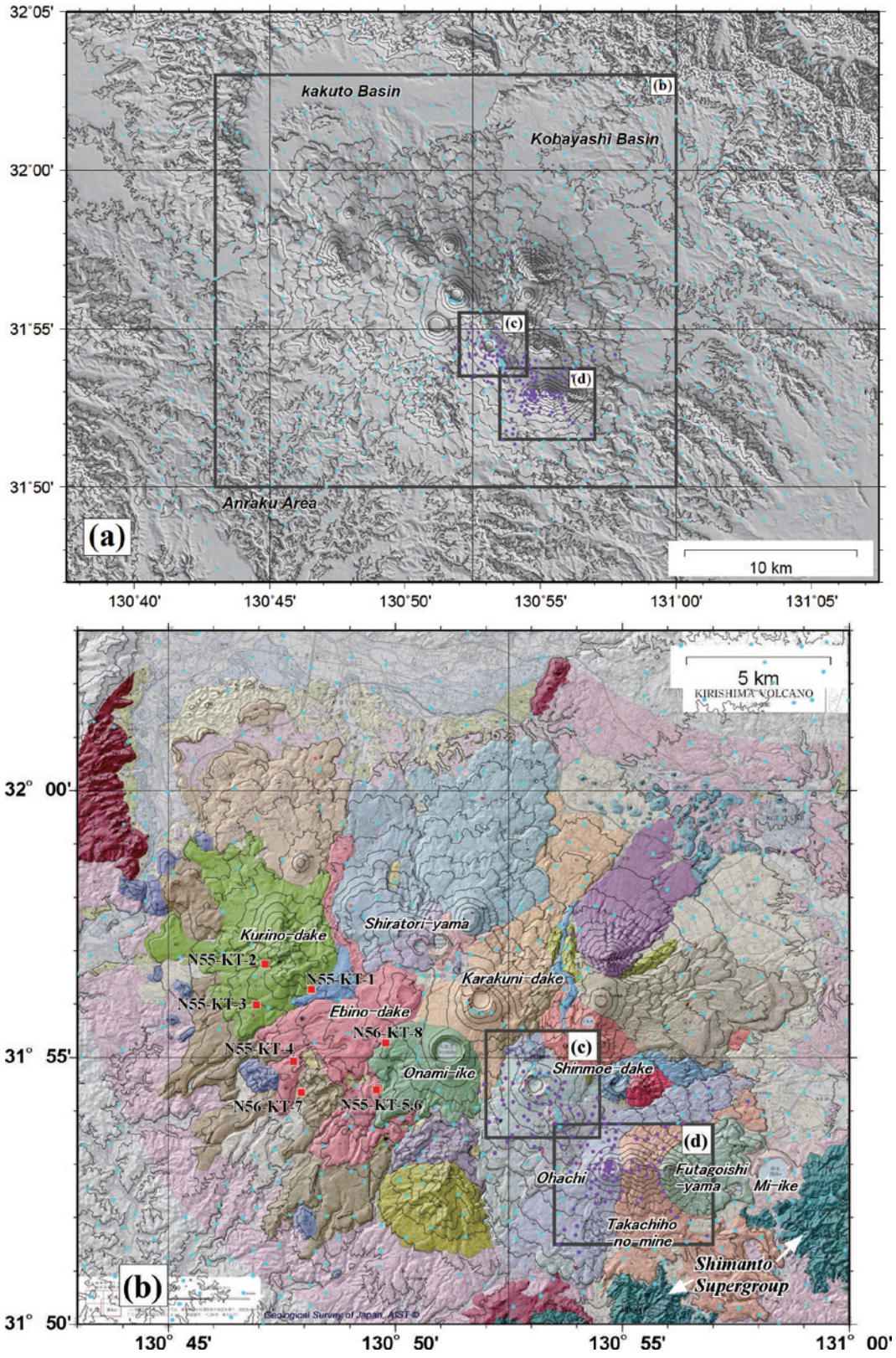


Fig. 2.3.1　(a) Topographic map of around the Kirishima volcanoes showing gravity observation sites (purple dots represent observations from this study and light blue dots represent observations by Kobayashi et al. (1995)). (b) Geologic map of the area outlined in (a) by Imura and Kobayashi (2001). Red squares are locations of boreholes drilled by NEDO (1983). Rectangles (c) and (d) are regions for which Bouguer density was estimated by the F–H relation.

2.3.2.2 坑井コア試料の物性

霧島火山群西麓の大霧地域には地熱開発のための坑井が多数掘削されており，地熱開発促進調査などでは坑井コア試料も採取されている。重力データを用いた地下密度解析の基礎資料となるため，ここでは，新エネルギー総合開発機構 (1983)の「栗野・手洗地域」にて取得された坑井コア試料について，上記の層序に対比して密度の特徴を取りまとめる。なお，御幸 (1995)に記載された本地域の層序区分はほぼ井村 (1994)と同様であるが，若干の差異が認められる。御幸 (1995)にて霧島溶結凝灰岩類より上位，古期霧島火山より下位に分類された火山岩類，および堆積岩類についてもそれぞれ井村 (1994)の加久藤火山岩類，加久藤層群に加えた。また，古期霧島火山に分類される溶岩に挟まれて高原砂礫層が層厚 5〜10 m 程度で分布するが，ここでは古期霧島火山に区分した。

これらの坑井位置は Fig. 2.3.1b に■で示し，坑井毎の湿潤密度と空隙率との深度分布を，Fig. 2.3.2 におおよそ北西ー南東方向の順になるように並べて表示した。霧島火山は N56-KT-7 を除くすべての坑井で地表から 300 m 以上の厚さで分布している。その下位に加久藤火山岩類・加久藤層群が最大 1,200 m 以上の厚さですべての坑井で分布する。霧島溶結凝灰岩類は，N55-KT-4 の海水準下 638.20 m 以深，N56-KT-7 の海水準下 645.70 m から 1074.30 m で認められる。四万十累層群に達しているのは，N56-KT-7 のみであり，海水準下 1,074.30 m 以深で砂岩，粘板岩が確認されている。これらの深度分布図では，一見して密度と空隙率との負の相関が明瞭であり，層準に関わらず第一近似的には空隙率が有効密度を決めていると考えられる。

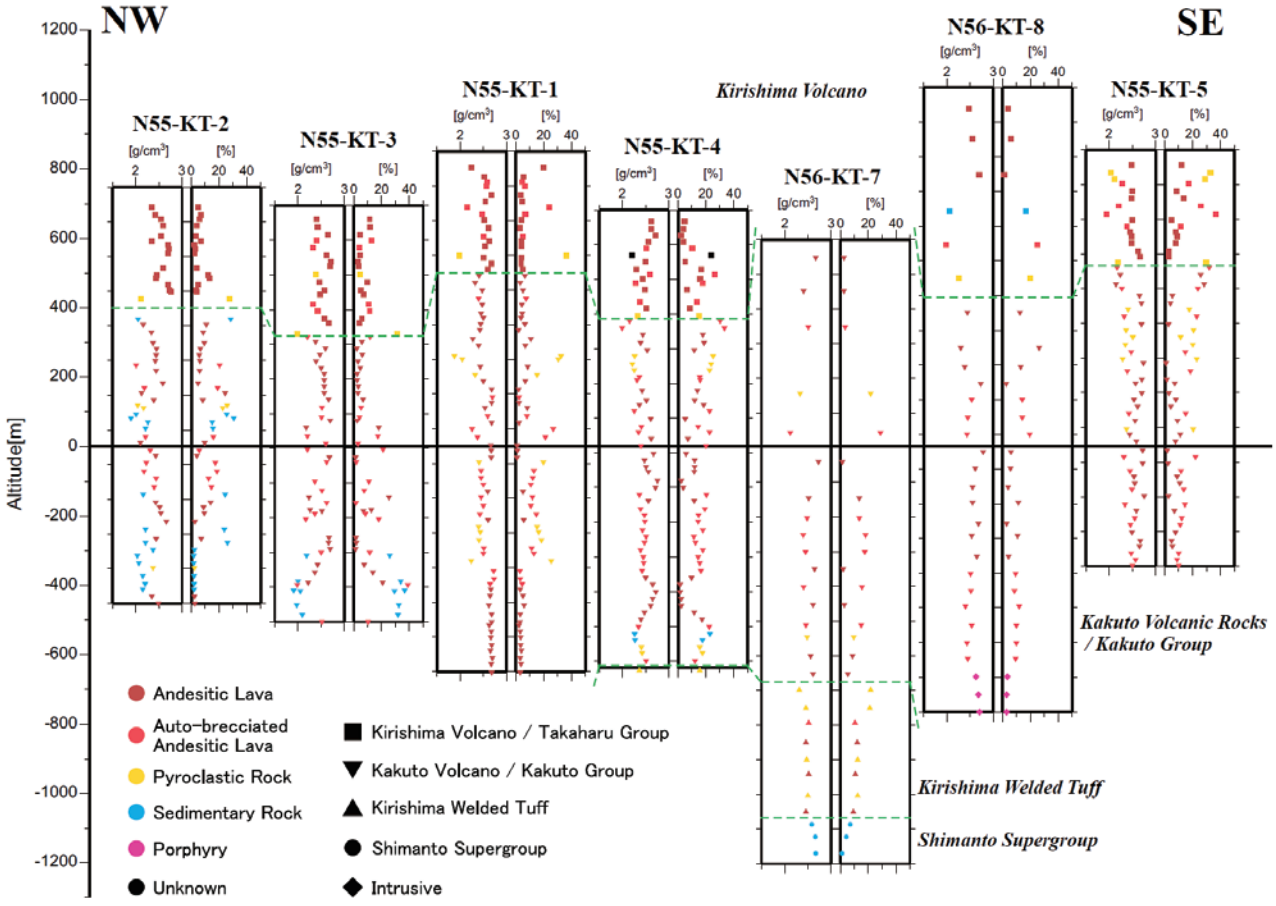


Fig. 2.3.2　Wet density and porosity section for boreholes shown in Fig. 2.3.1(b) (NEDO, 1983).

Fig. 2.3.3 の左側には層準毎の湿潤密度の頻度分布を，右側には最上位の霧島火山およびその下位の加久藤火山岩類の岩相毎の頻度を示す。霧島火山および加久藤火山岩類の岩相として，どちらも安山岩溶岩およびその自破砕部が卓越し，これに火山砕屑岩，堆積岩が少量加わる。密度は，どちらも安山岩溶岩，自破砕溶岩，火山砕屑岩，堆積岩へ向けて小さくなる。これら層準の平均密度はそれぞれ 2.48 g/cm^3，2.44 g/cm^3 であり，岩相と同様に明瞭な差異は認められない。霧島溶結凝灰岩類の平均密度も 2.45 g/cm^3 であり，上位の霧島火山，加久藤火山岩類と差異が見られない。四万十累層群の試料数は 3 つのみであるが，地質学的基盤として予想されるようにその平均密度は 2.64 g/m^3 と鮮新統以浅よりも大きい。これらのことから，この区分に従った場合，鮮新統以浅の火山岩では岩相とともに密度には大きな差異は認められず，最も顕著な差が生じるのは四万十累層群とその上位との境界部であると考えられる。なお，N56-KT-8 の最深部で認められた貫入岩の平均密度も 2.67 g/m^3 と大きい。なおこれらの平均密度は Table 2.3.1 の右側に記している。

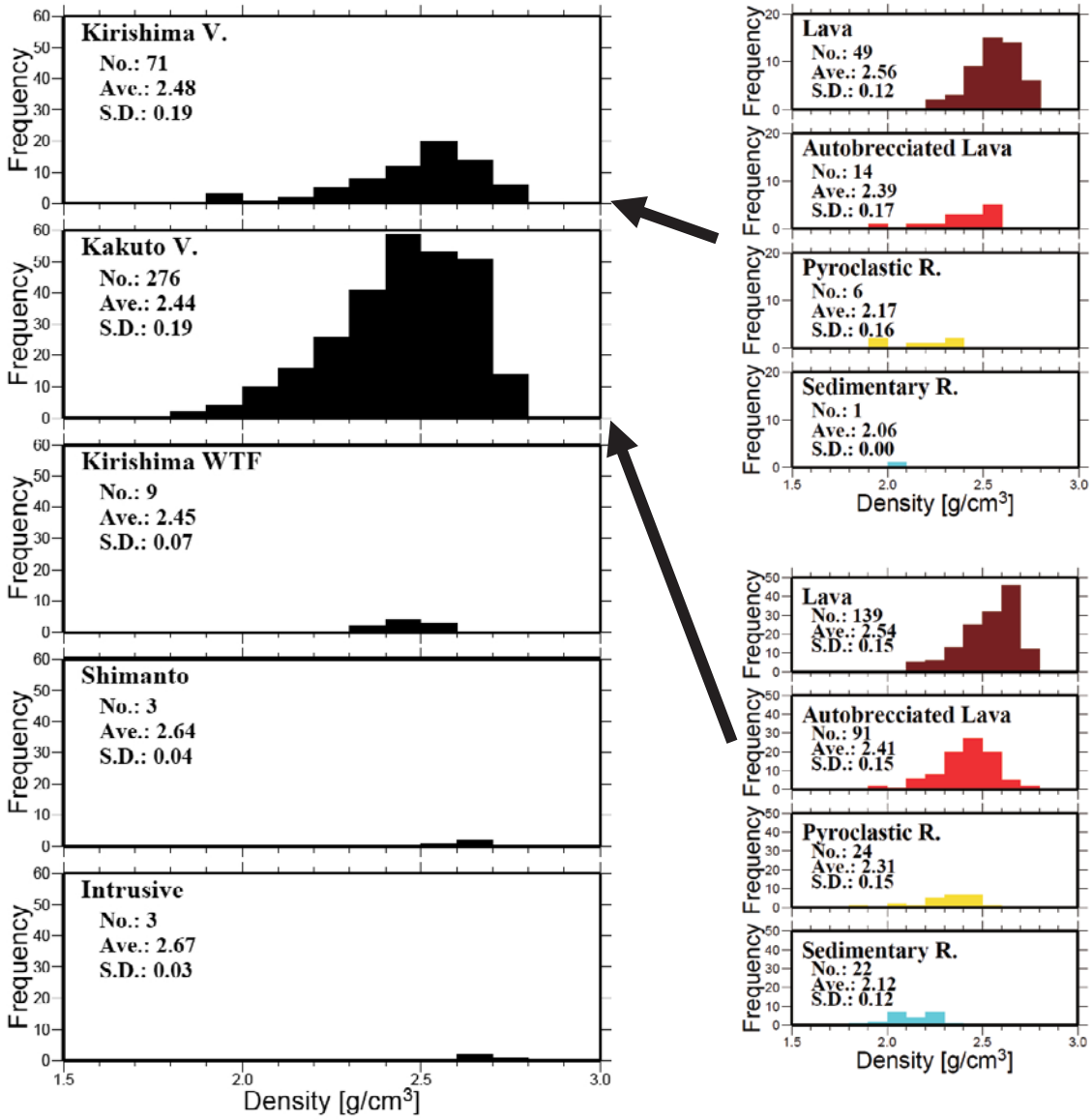


Fig. 2.3.3　(left) Histograms of wet density of core samples for stratigraphic units shown in Table 2.3.1 and Fig. 2.3.2.　(right) Histograms of wet density for each lithology within the Kirishima volcano unit (Takaharu Group) and the Kakuto volcanic rocks (Kakuto Group). Compiled from dataset of NEDO (1983).

2.3.3 観測

重力観測は 2004 年 9 月から 2009 年 12 月にかけて計 5 回にわたり, 新燃岳および御鉢火山を含む高千穂峰周辺を重点的に実施した（Fig. 2.3.1 の紫●）。以下に，これらの観測で行った位置決定および重力測定の概要について記す。

2.3.3.1 位置決定

重力異常データから地下の密度構造を推定するためには，その位置精度が重要である。特に高さ方向の精度が直接重力データの精度に影響を与え，仮に測定データに 1 mgal の精度を要求するならば高さ精度はおよそ 3 m 以内に収めなければならない。今回の観測では状況に応じて，1) GPS 干渉測位，2) ハンディ GPS 単独測位，3) 三角点，独立標高点，によって位置決定を行っている。それぞれの精度は異なることから，位置決定方法を下記に記し，決定した座標をその方法とともに Table 2.3.2 にまとめた。

GPS 干渉測位による決定

霧島火山の活動モニタリングために気象庁および気象研究所によってGPS連続･繰り返し観測点が設置されている（福井, 2008）。これらの観測点脇で重力測定を行った場合は GPS 干渉測位により GPS 観測点座標を決定し，そこから重力測定点座標に変換した。GPS 観測点座標決定のためには，日本測地系 2000 における測地成果が得られている国土地理院電子基準点 021087（都城 2）を基準とした基線解析を行った。基線解析結果には気象の影響による年周変化が生じるため，2004 年 7 月から 2006 年 6 月までの 2 年間の結果を平均して GPS 観測点の座標とした。WGS84 系で求まった座標から，国土地理院による「日本のジオイド 2000」Ver. 5 を用いてジオイド高を算出し，標高に引き直した。さらに GPS 支柱，ボルトの高さ補正，必要に応じて偏心を行い GPS アンテナ座標から重力測定点座標へ変換した。重力測定点の座標については，標高に関しては数 10 cm 程度の精度で決定されていると考えられる。このように決定された観測点には Table 2.3.2 の Positioning にて GPS と付している。また対応する GPS 観測点コードは福井 (2008)に従い，Remarks に記載した。

ハンディ GPS 単独測位による決定

ハンディ GPS による単独測位では特に上下方向でときに 10 m を超える誤差を含んでおり，測定値をそのまま重力測定位置として用いることはできない。ここでは，水平位置はハンディ GPS による測位結果を利用し，この水平位置に対応する標高を数値地図から与えることにした。国土地理院数値地図「火山基本図（10m メッシュ）」の領域に含まれる観測点はこれを，範囲外の観測点は数値地図「50m メッシュ」を用いた。

これらの数値地図の高さ精度を見積もるために，数十 cm の精度で決定されていると考えられる上述の GPS 干渉測位から決定された重力観測点の標高と数値地図の標高とを比較した。この結果，観測値に対する 10m メッシュ数値地図標高の差は平均-0.9 m，標準偏差 1.6 m，最大 4.3 m であった。最も差が大きかった場所は御鉢火口縁の観測点である。一方，50 m メッシュ数値地図に関しては，平均-2.4 m，標準偏差 5.7 m で，最大差は 18.6 m に達する場合も見られた。これらの観測点については Table 2.3.2 の Positioning では Handy と記し，用いた数値地図に応じて Topo10 または Topo50 と記した。

三角点，独立標高点

三角点で測定されたデータは，国土地理院による測量成果による座標を用い，Table 2.3.2 の Positioning には TRI と記した。独立標高点については水平位置はハンディ GPS による値を用い，標高のみ 2 万 5,000 分の 1 地形図に記載された値を用いた。これについては Spot Height と記している。

2.3.3.2 重力測定

測定に用いた重力計は，2004 年 9 月，2006 年 12 月，2007 年 6 月が Scintrex 社製 CG3M（#9608454），2009 年 3 月および 12 月が Scintrex 社製 CG5（#300500033）である。高千穂峰南東麓の御池小学校に設置された気象庁連続 GPS 観測点 GJ01 脇を毎日の重力測定の起点とし，同起点を M001 と命名した。

起点に用いている M001 での絶対重力値は本探査実施前には決定されておらず，2 台の重力計のスケール定数もこれまで決定されていなかった。また，小林・他 (1995)による既存データと併合解析するために，同研究にて基点に使用された東大霧島火山観測所水準点（KVO）との接続が必要である。そこで絶対重力値が既知の鹿児島一等重力点（KGS-GS），姶良重力基準点（AIR-FGS），東京大学地震研究所霧島火山観測所（KVO）と M001 とを結ぶ往復測量により重力計スケール検定を行うとともに，絶対重力値との接続を行った。なお，KGS-GS および AIR-FGS についてはそれぞれ国土地理院による 979,471.200 mgal（JGSN96），979,431.455 mgal（2001 年 9 月測定）の値を用いた。一方，KVO については小林・他 (1995)によって決定された 979,222.54 mgal を用いた。これは IGSN75 系の既知点から接続されたものである。同一時期に同一の重力系に対して決定することが望ましいと考えられるが，1 mgal 程度の精度で議論する探査目的には十分と考え上述の処理を行った。CG3M（#9608454）については 2006 年 12 月，CG5（#300500033）については 2009 年 12 月に検定測量を実施し，スケール定数としてそれぞれ 1.00142，1.00004 の値を得た。スケール検定後の同検定測線上での両重力計による差は最大で 0.017 mgal であった。絶対重力値が未知であった M001 に関しては，両者の差が 0.011 mgal であり，これらの平均 979,373.148 mgal を同点の絶対重力値として採用した。

探査のための観測は，M001 を起点とし当日のうちに閉環測量あるいは往復測量を閉じる形で実施した。上記のスケール補正，閉環，往復測量によるドリフト補正の他に，潮汐補正を施している。小林・他 (1995)に記載されている KVO での値および異常と判断された 2 点のデータを取り除き，計 144 点の新たな重力値を Table 2.3.3 にまとめる。

2.3.4 ブーゲー異常

2.3.4.1 重力補正

今回の測定データは小林・他 (1995)によるデータ（Fig. 2.3.1 の水色●）とともに，ブーゲー補正処理を行った。ブーゲー異常 g^{Boug} は以下のように表現される：

$$g^{Boug} = g^{obs} - \gamma + \beta h + (-Bc^{unit} + Tc^{unit})\rho^{Boug} + Ac$$

ここで，g^{obs}，γ，β，h，Bc^{unit}，Tc^{unit}，ρ^{Boug}，Ac はそれぞれ重力観測値，正規重力値，正規重力鉛直勾配，観測点標高，単位密度当たりのブーゲー補正量，単位密度当たりの地形補正量，補正密度（ブーゲー密度）および気圧補正量である。正規重力 γ は測地基準系 1980（Moritz, 1984）に従い，正規重力鉛直勾配 β は 0.3086 mgal/m を使用した。なお，鉛直勾配に正規重力による値を用いているため，得られるブーゲー異常は観測点標高での station Bouguer anomaly である（萩原, 1981）。ブーゲー補正には，萩原 (1975)による球殻を用いた球面補正を半径 80 km の範囲について実施した。地形補正についてもブーゲー補正と同じ領域に対して球面補正を実施した。地形データを角柱要素で近似し，野崎（1981）で行われているように，観測点からの距離に応じて角柱要素の高度を下げる形で地球の曲率の影響を反映させた。また，山本（1984）は測定点近傍の地形データの精度が地形補正の精度を高める上で極めて重要であることを指摘している。特に今回のように急峻な山体を対象とした探査においては出来うる限り精密な地形データを使用することが望ましい。霧島火山では国土地理院より白鳥山，韓国岳，大浪池，新燃岳，高千穂峰西側等を含む領域で 10 m メッシュの地形データが刊行されており，**2.3.3.1** で確認したように 50 m メッシュデータより精度が高いと考えられる。そこで広域的には 50 m メッシュデータを使用し，10 m メッシュデータが刊行されている領域については 50 m メッシュデータの中にこれを組み込む形で地形補正を実施した。

2.3.4.2 ブーゲー密度

重力データによる霧島火山地域の地下の平均的密度の推定は多くの先行研究により試みられており，それらは小林・他 (1995)にまとめられている。これを見ると，推定される密度はその推定法や領域によって 2.0 から 2.428 g/m^3 と幅が大きい。本研究においても，複数の領域について F-H 法（Parasnis, 1979）による推定を行った（Table 2.3.4）。なお，この方法では，ブーゲー異常と地形との相関がないことを仮定しており，仮に正の相関がある場合にはブーゲー密度として現実と較べ大きな値が，負の相関がある場合には小さな値が推定される（例えば，高倉・花岡, 1988）。そこで，広域的なブーゲー異常と地形との相関を軽減するために対象地域を細分化した Fukao et al. (1981)による方法も併せて実施した。

対象全領域（Fig. 2.3.1a の領域）およびそれより若干狭い地質図の領域（Fig. 2.3.1b）に対して F-H 法を用いた場合，それぞれ 2.49 g/cm^3，2.55 g/cm^3 と先行研究より大きめの値が推定された。領域(a)については，鮮新世以降のコア試料の平均密度に近い。これら領域(a)，(b)について，領域を分割した場合をそれぞれ Fig. 2.3.4 および Fig. 2.3.5 に示す。

なお，領域の分割数を増やす程，1 領域内のデータ数が減ることから，ここでは最低 5 データが含まれる領域のみを用いることとし，それぞれの図の(b)に全領域数に対する使用した領域数，全データ数に対する使用データ数の割合を示した。大局的にはどちらの場合でも分割数を上げるにつれて推定密度が小さくなった。このことは，村田 (1990)

Table 2.3.4　Bouguer densities estimated by the F–H relation (Parasnis, 1979). Each region is shown in Fig. 2.3.1.

Region	# of Data	Density [g/cm^3]
(a) All	977	2.49
(b) Geological Map	629	2.55
(c) Shinmoe-dake	63	2.24
(d) Takachiho-no-mine	87	1.95

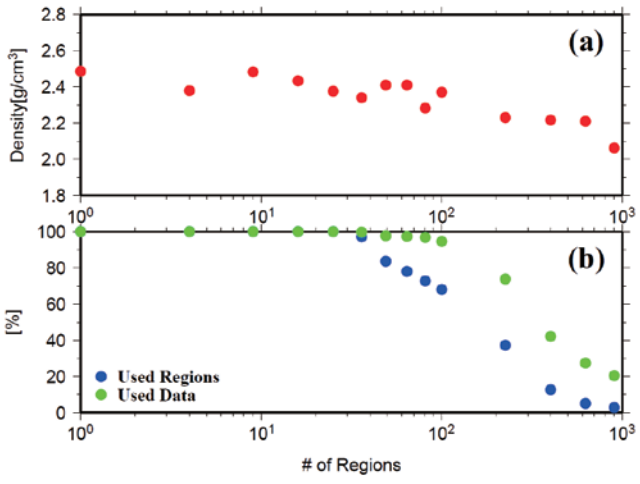


Fig. 2.3.4　Estimated Bouguer densities for region (a) in Fig. 2.3.1 by the method of Fukao et al. (1981). (a) Estimated density versus the number of divisions of the target region (a). (b) Proportions of regions used (blue) and data used (green) in the Bouguer density calculations.

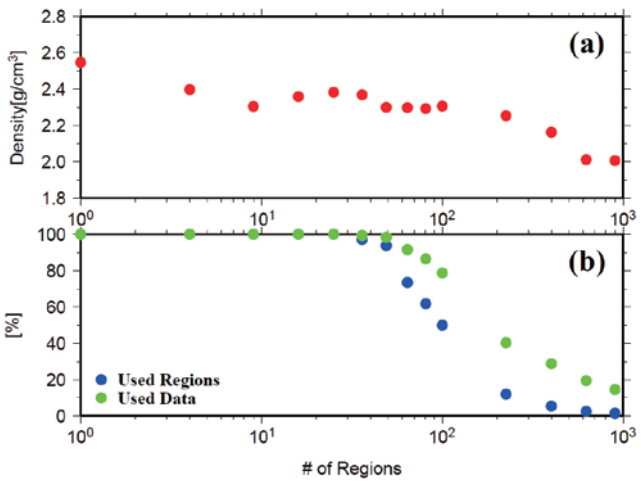


Fig. 2.3.5　Estimated Bouguer densities for region (b) in Fig. 2.3.1 by the method of Fukao et al. (1981). Notation is the same as in Fig. 2.3.4.

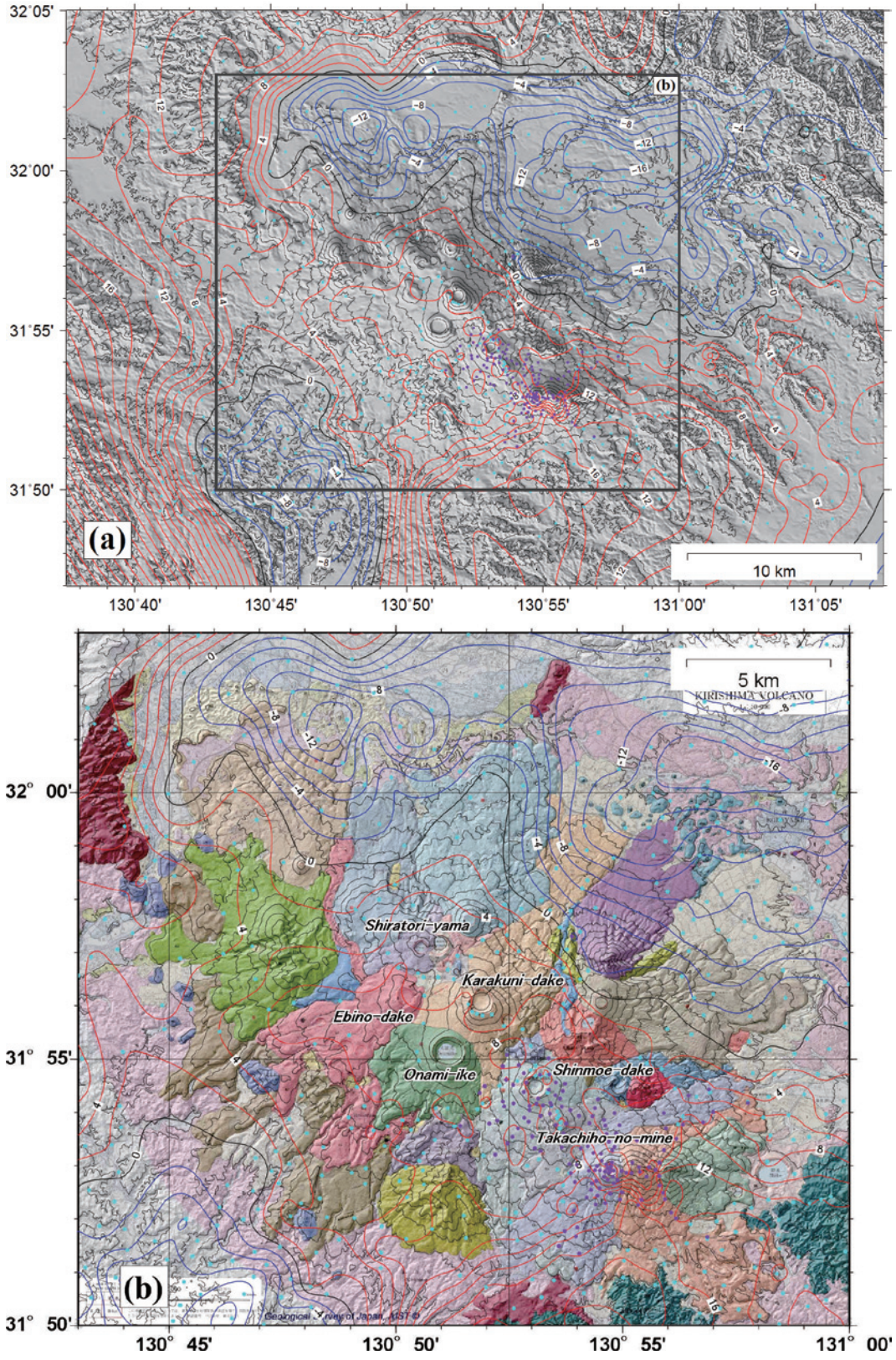


Fig. 2.3.6　Bouguer anomaly map around Kirishima volcano group, relative to a Bouguer density of 2.3 g/cm^3. Contour interval is 2 mgal. Red and blue contours indicate positive and negative anomalies, respectively. Other details are the same as in Fig. 2.3.1.

にて Fukao et al. (1981)の方法や ABIC 最小化法を用いた場合と同様の傾向であり，広域的にはブーゲー異常と地形との間に正の相関があると考えられる。ただし，領域の取り方によって推定密度の値や分割による低下の仕方が異なる結果が得られた。領域(a)では分割前の 2.49 g/cm^3 から分割数を上げるに従い，密度の増減を繰り返しながら徐々に低下していく。これに対し領域(b)では，分割前の 2.55 g/m^3 から 9 分割での 2.3 g/m^3 まで分割数に従い低下し，その後分割数 100 程度までおよそ 2.3 g/m^3 で安定する。また，新燃岳（Fig. 2.3.1 の領域(c)）および高千穂峰（領域(d)）のみを対象とした F-H 法を実施した場合，それぞれ 2.24 g/cm^3 および 1.95 g/cm^3 と広域での推定より小さい値が得られた。これらのことから，地域ごとに平均密度は大きく変化すると想像され，平均的密度を一意に決定することは容易ではない。ここでは，領域(b)での Fukao et al. (1981)の方法にて領域分割中，比較的安定して得られた 2.3 g/cm^3 に対して作成したブーゲー異常図を示すことにする（Fig. 2.3.6）。なお，ここではコンター間隔 2 mgal にて作成した。このコンター間隔は，**2.3.3.1** で議論した測定点の位置決定精度の観点からは，GPS 干渉測位や三角点，GPS 単独測位で 10 m メッシュ数値地図を用いて標高を決定した領域は問題ないと考えられるが，50 m メッシュで標高を決定した領域では精度に満たない場合もあり得ると思われる。

なお，10 m メッシュ地形データを組み込んで地形補正を行った今回の結果は，50 m メッシュ地形データのみで実施した場合と較べて，最大で 1.5 mgal の差が生じた。ただし，必ずしも地形の急峻な地域で差が大きいわけではなく，御鉢火山や新燃岳火口縁でのブーゲー異常の差は高々0.3 mgal 程度であった。大きな差が生じた地域はむしろ 50 m メッシュデータのうち十分な精度を有していない地域に相当すると思われる。

2.3.5 考察

2.3.5.1 広域的特徴

すでに先行研究（瀬谷・小川, 1971; 田島・荒牧, 1980; 小林・他, 1995）にて指摘されているように霧島火山群周辺を含めた広域的なスケールでは以下のような特徴が認められる。すなわち，霧島火山群北西の加久藤盆地，北東の小林盆地，南西の安楽地域における負の異常で，それぞれ加久藤カルデラ，小林カルデラ，安楽カルデラとされたものである。補正密度を 2.3 g/cm^3 とした場合，それぞれ-13 mgal，-17 mgal，-10 mgal の異常に達する（Fig. 2.3.6）。一方，霧島火山群南方では，東北東－西南西方向に走向を持つ重力の急変帯が存在し，その南方では正の異常が認められる。これは西麓の坑井にて海水準下約 1,000 m で確認された地質学的基盤である四万十累層群が南方では地表に露出していることに対応している。この特徴は筒井・他 (1996)による屈折法探査でも認められ，速度基盤が北西に向かい深く，南東方で浅くなっている。

2.3.5.2 高千穂峰

ほぼ重力の急変帯上に位置する高千穂峰では，おおよそ山体に対応する低重力異常が認められる（Fig. 2.3.6）。見やすくするために Fig. 2.3.7 にブーゲー異常から波長 4 km より短波長成分のみを取り出した重力異常図を示す。このような異常が認められた際，不正確な地形データによる地形補正処理による影響も懸念される。しかし，今回は高千穂峰山頂部より西側は 10 m メッシュデータを利用している。また，1) 仮に地形データの情報が 50 m メッシュ程度の分解能，精度しか有しない場合でも，その地形補正量は 10 m メッシュデータを用いた場合と較べ高々0.3 mgal 程度の差しか生じないこと，2) **2.3.3.1** で記したように，10 m メッシュデータを使用した場合，御鉢火山の火口縁においても最大で 4.3 m しかずれていないこと，からこの低重力異常は有意と考えられる。高千穂峰領域（(d)領域）のデータを用いて F-H 法によって推定される密度は 1.95 g/cm^3 であり（Table 2.3.4），広域データによる F-H 法推定密度や，溶岩の卓越する栗野・手洗地域の坑井コア平均密度よりも顕著に小さく，山体の密度は比較的低いことが推定される。

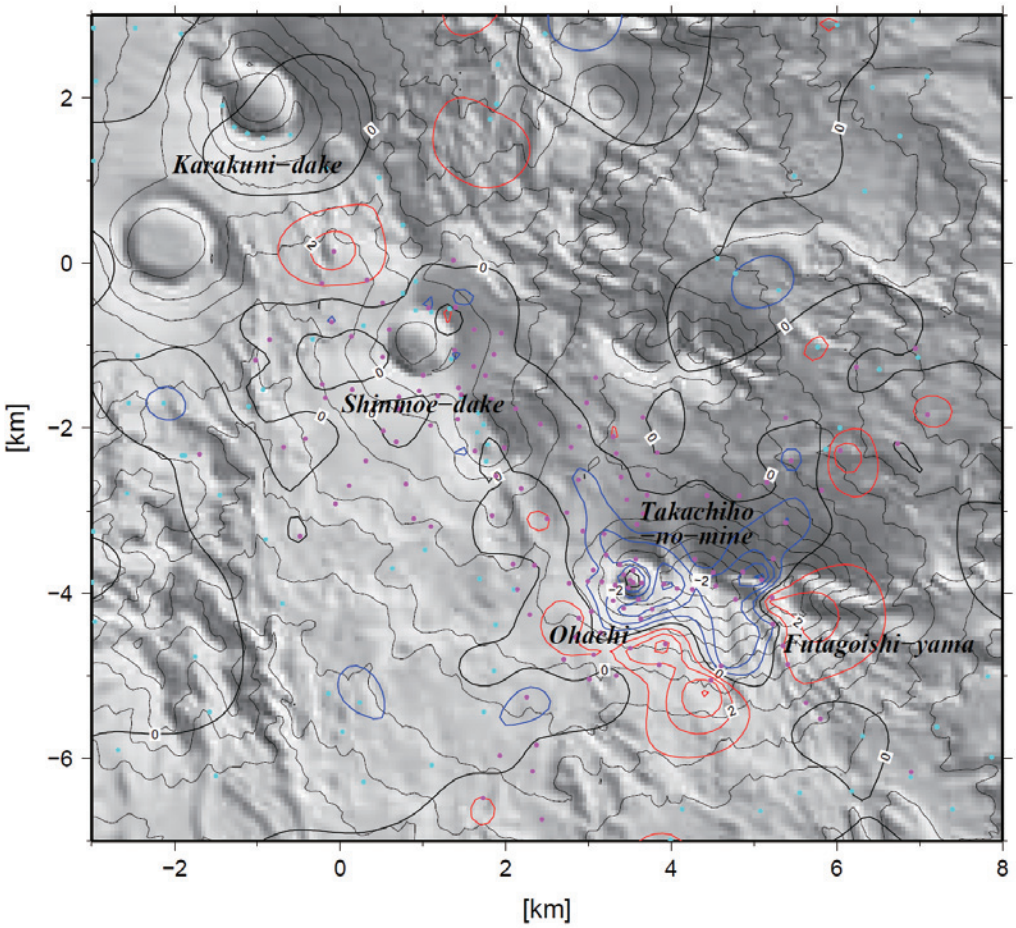


Fig. 2.3.7 Short-wavelength component of the gravity anomaly around Shinmoedake. Contour interval is 1 mgal.

Imura (1992)および井村 (1994) は，霧島火山群の活動履歴に関して「溶岩流出型活動期－静穏期－爆発型活動期」という変遷を指摘し，高千穂峰，御鉢，御池等の霧島南部の火山が活動的であった完新世の活動は，溶岩に対するテフラの比率が高く爆発型活動期に相当することを示している。井ノ上 (1988)によれば，高千穂複合火山は東から西に，二子石火山，古高千穂峰火山，高千穂峰火山，御鉢火山の 4 つの火山体が重なり合っており，東から西へ向けて若くなる。このうち東端にある二子石火山は 22,000 年以前には活動は終息していたと推定され，山体は火山砕屑物に対し溶岩が卓越し，同火山源テフラは発見されていない。一方，残りの 3 火山はすべて完新世に入ってから活動を開始し，どれも東麓にテフラ層を残す火砕噴火を伴いながら山体を成長させている。大局的には二子石火山以外の完新世に活動した西寄りの 3 火山に対応して負の異常が分布している。さらに御鉢火山に関しては，ほぼ山体部に対応した負の異常が認められる。井ノ上 (1988)によれば，古高千穂峰火山，高千穂峰火山の山体は薄い溶岩流と火山砕屑物による成層構造を成しているのに対し，御鉢火山では，溶岩は麓のみに存在し，山体部は降下火砕物の溶結部と非溶結部の互層で成層火山を形成しており溶岩は全く存在しない。この御鉢火山の低重力異常は火砕噴火によって形成された低密度の山体に起因すると推定される。

2.3.5.3 新燃岳

小林・他 (1995)によれば，韓国岳から獅子戸岳，新燃岳，中岳を縦走するルートでは明瞭な異常は検出されなかった。今回の新燃岳山腹のデータも含め補正密度を 2.3 g/cm^3 とした場合でも，新燃岳と韓国岳との鞍部に 2 mgal 程度の正の異常が認められる以外には顕著な異常は検出されない（Fig. 2.3.7）。

井村・小林 (1991)によれば，新燃岳の主山体は溶岩の累積によって形成されており，その上に完新世に噴出した火山砕屑物による一部溶結した火砕丘が載る。**2.3.2** で見たように霧島火山群で溶岩が卓越し，新燃岳でも主山体は溶岩から成るため，顕著な異常が認められないと推定される。ただし，補正密度を 2.3 g/cm^3 として顕著な異常が認められないことや，新燃岳領域（領域(c)）のデータを用いて F-H 法を実施すると 2.24 g/cm^3 となり，どちらもコア試料の平均値 2.48 g/cm^3 より小さいことは表層に分布する火山砕屑物の影響を若干反映しているのかもしれない。また，新燃岳と韓国岳との鞍部の正の異常が認められる場所は，井村・小林 (2001)によれば噴出源不明の霧島火山噴出物が露出する場所に相当する。

2.3.6 まとめ

霧島火山群の地下密度構造の解明を目的として，霧島火山の新燃岳および高千穂峰において重力探査を行った。本探査で得られたデータと小林・他 (1995)による広域的なデータとを併合しブーゲー異常図を作成した。この結果，広域的には先行研究で明らかになってきたカルデラに対応する低重力異常や地質学的基盤露出域に対応する高重力異常が認められた。局所的には御鉢火山を含む高千穂峰において低重力異常が検出された。これは完新世以降の火砕噴火を伴う噴火様式に起因していると推定される。一方，新燃岳については顕著な異常は検出されなかった。これは新燃岳の主山体が溶岩の累積により形成されており，火山群全体と大きな差異が見られないためと考えられる。

（鬼澤真也）

謝辞

国土地理院測地部物理測地課および宇宙測地課の皆様には，姶良基準重力点，鹿児島一等重力点における測定のための便宜を図って頂くとともに最新の測量成果の御提供を頂きました。GPS 干渉測位による観測点座標の決定には国土地理院電子基準点のデータを利用致しました。表層地質図には産業技術総合研究所発行の火山地質図を使用させて頂きました。また，本探査は中橋正樹氏，小窪則夫氏のご協力により実施されました。さらに，小林茂樹氏により取りまとめられた広域の重力データを利用することにより，本報告を作成することができました。ここに記して感謝の意を表します。

参考文献

Fukao, Y., A. Yamamoto and K. Nozaki, 1981: A method of density determination for gravity correction. J. Phys. Earth, **29**, 163-166.

福井敬一, 2008: 霧島山における GPS 観測. 気象研究所技術報告, **53**, 144-154.

御幸和則, 1995: 鹿児島県霧島地熱地域大霧地熱開発地区の地質学的手法による地熱構造解析. 資源地質, 45, 41-52.

御幸和則・児玉牧夫・信本亮一, 1995: 霧島地熱地域大霧開発地区の地熱調査とその開発. 資源地質, **45**, 377-390.

萩原幸男, 1975: 通常のブーゲー補正と球面ブーゲー補正. 測地学会誌, **21**, 16-18.

萩原幸男, 1981: ブーゲー・リダクションにおける重力鉛直勾配異常の重要性. 測地学会誌, 27, 61-69.

今給黎哲郎・大脇温子, 2011: 火山 GPS 統合解析データに基づく霧島山の変動源モデル. 国土地理院時報, **121**, 183-188.

Imura, R., 1992: Eruptive history of the Krishima volcano during the past 22,000 years. Geogr. Rep. Tokyo Metropl. Univ., **27**, 73-91.

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.

井村隆介・小林哲夫, 2001: 霧島火山地質図. 火山地質図 11, 地質調査所.

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.

鍵山恒臣・歌田久司・上嶋　誠・増谷文雄・神田　径・田中良和・増田秀晴・村上英記・塩崎一郎・市来雅啓・行武毅・茂木　透・網田和宏・大志万直人・三品正明, 1996: 霧島火山群中南東部の比抵抗構造. 火山, **41**, 215-225.

小林茂樹・志知龍一・仲西秀人・渡辺秀文・鬼澤真也, 1995: 霧島火山および周辺カルデラにおける緻密重力測定. 東京大学地震研究所彙報, **70**, 103-136.

町田　洋・太田陽子・河名俊男・森脇　広・長岡信治(編), 2001: 日本の地形 7 九州・南西諸島. 東京大学出版, 355pp.

三ケ田　均, 1996: 霧島火山群構造探査データの反射法処理. 火山, **41**, 159-170.

Moritz, H., 1984: Geodetic reference system 1980. Bull. Geod., **58**, 388-398.

村田泰章, 1990: ABIC 最小化法によるブーゲー密度の推定. 地震, **43**, 327-339.

西　潔, 1997: 構造探査データを用いた霧島火山体浅部の 3D 速度構造. 火山, **42**, 165-170.

野崎京三, 1981: 球面地形補正の計算プログラム. 測地学会誌, **27**, 23-32.

Parasnis, D.S., 1979: Principles of applied geophysicsl Third edition, Chapman and Hall, London, 275pp.

瀬谷　清・小川健三, 1971: えびの・吉松地区地震地域の重力異常について. 防災科学技術総合研究報告, **26**, 47-61.

新エネルギー総合開発機構, 1983: 地熱開発促進調査報告書No.3栗野・手洗地域.

田島広一・荒牧重雄, 1980: 霧島火山周辺の Bouguer 異常. 東京大学地震研究所彙報, **55**, 241-257.

高木朗充・福井敬一・鬼澤真也・山本哲也・加藤幸司・近澤　心・藤原健治・坂井孝行, 2011 年霧島山新燃岳噴火前の山頂部地殻変動. 験震時報, 投稿中.

高倉伸一・花岡尚之, 1988: G-H 関係とそこから推定される密度の持つ意味. 物理探査, **41**, 316-328.

筒井正明・富田克利・小林哲夫, 2005: 霧島・御鉢火山における 2003 年 12 月以降の噴気活動と明治～大正時代の噴火活動. 火山, **50**, 475-489.

筒井智樹・他 68 名, 1996: 人工地震探査による霧島火山群の地震波速度構造－はぎとり法による解析－. 火山, **41**, 227-241.

山本明彦, 1984: 山岳地域の重力データ処理. 月刊地球, **6**, 373-380.

Yamamoto, K. and Y. Ida, 1997: Significant P wave attenuation for a specific frequency range beneath Kirishima volcano, Japan. Geophys. Res. Lett., **24**, 1275-1278.

Table 2.3.2 Locations of gravity observation sites..

Site NO.	JGD2000						Tokyo Datum						Altitude	Positioning	Date	Remarks
	Latitude			Longitude			Latitude			Longitude						
	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[m]			
M001	31	51	52.25	130	56	43.93	31	51	39.76	130	56	52.30	527.29	GPS		GJ01
M002	31	54	11.65	130	55	46.42	31	53	59.18	130	55	54.78	752.49	GPS	2004/9/6	GC04
M003	31	54	23.26	130	57	37.16	31	54	10.79	130	57	45.53	337.00	GPS		GJ03
M004	31	57	30.77	130	53	44.81	31	57	18.31	130	53	53.16	763.28	GPS		GC05
M005	31	53	13.58	130	53	51.02	31	53	1.11	130	53	59.36	981.03	GPS		GC01
M006	31	53	11.85	130	54	18.07	31	52	59.37	130	54	26.41	1157.56	GPS		GT01
M007	31	53	13.92	130	54	30.16	31	53	1.45	130	54	38.50	1321.42	GPS		GT06F
M008	31	53	16.10	130	54	37.62	31	53	3.63	130	54	45.96	1354.02	GPS		GT03
M009	31	53	6.96	130	54	36.21	31	52	54.48	130	54	44.56	1207.14	GPS	2004/9/8	GT07
M010	31	53	5.88	130	54	28.15	31	52	53.41	130	54	36.49	1294.90	GPS		GT02
M011	31	53	0.10	130	54	38.88	31	52	47.62	130	54	47.23	1338.51	GPS		GT05
M012	31	53	6.27	130	54	50.52	31	52	53.80	130	54	58.86	1407.68	GPS		GT04
M013	31	53	10.69	130	55	13.09	31	52	58.22	130	55	21.44	1515.39	GPS		GJ04
M014	31	54	15.1	130	52	48.6	31	54	2.6	130	52	56.9	1206.8	Handy Topo10		MS10
M015	31	54	23.43	130	53	16.12	31	54	10.96	130	53	24.46	1327.61	GPS		GS04
M016	31	54	28.23	130	52	59.80	31	54	15.76	130	53	8.14	1407.14	GPS		GS05
M017	31	54	38.27	130	53	14.39	31	54	25.80	130	53	22.72	1404.24	GPS	2004/9/9	GS03
M018	31	54	54.80	130	53	2.36	31	54	42.33	130	53	10.69	1381.98	GPS		GS02
M019	31	54	46.39	130	52	44.28	31	54	33.92	130	52	52.61	1353.42	GPS		GS01
M020	31	53	41.3	130	52	19.8	31	53	28.8	130	52	28.1	1007.9	Handy Topo10		
M022	31	53	4.2	130	53	43.1	31	52	51.7	130	53	51.4	965.0	Handy Topo10		
M023	31	53	25.1	130	52	3.2	31	53	12.6	130	52	11.5	859.3	Handy Topo10	2004/9/10	
M024	31	53	57.29	130	51	17.15	31	53	44.82	130	51	25.48	939.14	GPS		GJ02
M026	31	52	21.8	130	53	47.4	31	52	9.3	130	53	55.7	809.0	Handy Topo10		
M027	31	51	58.8	130	53	35.1	31	51	46.3	130	53	43.4	723	Handy Topo50	2006/12/14	
M028	31	51	33.7	130	53	54.4	31	51	21.2	130	54	2.7	667	Handy Topo50		
M029	31	53	17.8	130	54	23.9	31	53	5.3	130	54	32.2	1217.0	Handy Topo10		
M030	31	53	9.9	130	54	32.0	31	52	57.4	130	54	40.3	1255.9	Handy Topo10		
M031	31	53	11.6	130	54	36.3	31	52	59.1	130	54	44.6	1248.8	Handy Topo10		
M032	31	53	7.8	130	54	35.1	31	52	55.3	130	54	43.4	1209.1	Handy Topo10		
M033	31	53	6.7	130	54	40.3	31	52	54.2	130	54	48.6	1246.4	Handy Topo10		
M034	31	53	4.7	130	54	34.2	31	52	52.2	130	54	42.5	1243.4	Handy Topo10	2006/12/15	
M035	31	52	59.7	130	54	27.1	31	52	47.2	130	54	35.4	1263.9	Handy Topo10		
M036	31	52	56.6	130	54	32.0	31	52	44.1	130	54	40.3	1258.0	Handy Topo10		
M037	31	53	7.2	130	54	22.0	31	52	54.7	130	54	30.3	1215.5	Handy Topo10		
M038	31	53	7.4	130	54	15.5	31	52	54.9	130	54	23.8	1147.5	Handy Topo10		
M039	31	53	6.6	130	54	6.9	31	52	54.1	130	54	15.2	1085.5	Handy Topo10		
M040	31	52	54.3	130	53	48.8	31	52	41.8	130	53	57.1	987.9	Handy Topo10		
M041	31	53	57.6	130	54	28.7	31	53	45.1	130	54	37.0	990.3	Handy Topo10		
M042	31	53	34.4	130	54	5.9	31	53	21.9	130	54	14.2	1016.1	Handy Topo10	2006/12/16	
M043	31	53	26.0	130	54	23.1	31	53	13.5	130	54	31.4	1113.3	Handy Topo10		
M044	31	53	27.0	130	54	13.2	31	53	14.5	130	54	21.5	1054.0	Handy Topo10		
M045	31	53	57.9	130	54	47.4	31	53	45.4	130	54	55.7	975.1	Handy Topo10		
M046	31	53	49.2	130	54	43.1	31	53	36.7	130	54	51.4	1003.8	Handy Topo10		
M047	31	53	41.2	130	54	42.7	31	53	28.7	130	54	51.0	1034.4	Handy Topo10		
M048	31	53	33.9	130	54	40.9	31	53	21.4	130	54	49.2	1087.3	Handy Topo10	2007/6/6	
M049	31	53	29.7	130	54	38.1	31	53	17.2	130	54	46.4	1124.0	Handy Topo10		
M050	31	53	39.4	130	54	33.5	31	53	26.9	130	54	41.8	1048.3	Handy Topo10		
M051	31	53	48.2	130	54	30.7	31	53	35.7	130	54	39.0	1019.3	Handy Topo10		
M052	31	52	38.5	130	54	18.2	31	52	26.0	130	54	26.5	920.2	Handy Topo10		
M053	31	52	47.1	130	54	21.5	31	52	34.6	130	54	29.8	1007.2	Handy Topo10		
M054	31	52	55.4	130	54	17.1	31	52	42.9	130	54	25.4	1083.6	Handy Topo10		
M055	31	52	52.8	130	54	11.4	31	52	40.3	130	54	19.7	1007.3	Handy Topo10		
M056	31	52	45.3	130	54	9.9	31	52	32.8	130	54	18.2	951.0	Handy Topo10	2007/6/7	
M057	31	52	36.7	130	54	4.5	31	52	24.2	130	54	12.8	904.9	Handy Topo10		
M058	31	51	42.2	130	53	27.4	31	51	29.7	130	53	35.7	682	Handy Topo50		
M059	31	51	52.7	130	53	50.1	31	51	40.2	130	53	58.4	724	Handy Topo50		
M060	31	52	3.0	130	53	51.8	31	51	50.5	130	54	0.1	747.3	Handy Topo10		
M061	31	52	52.5	130	54	39.9	31	52	40.0	130	54	48.2	1187.8	Handy Topo10		
M062	31	52	56.3	130	54	45.0	31	52	43.8	130	54	53.3	1248.0	Handy Topo10		
M063	31	53	4.4	130	54	56.5	31	52	51.9	130	55	4.8	1395.2	Handy Topo10	2007/6/8	
M064	31	53	4.1	130	55	3.5	31	52	51.6	130	55	11.8	1436.0	Handy Topo10		
M065	31	53	16.1	130	55	4.6	31	53	3.6	130	55	12.9	1464.5	Handy Topo10		
M066	31	52	41.1	130	54	35.1	31	52	28.6	130	54	43.4	987.0	Handy Topo10		
M067	31	52	34.5	130	54	48.3	31	52	22.0	130	54	56.6	918.7	Handy Topo10		
M068	31	52	42.7	130	54	51.1	31	52	30.2	130	54	59.4	1011.1	Handy Topo10	2007/6/9	
M069	31	52	28.4	130	55	12.1	31	52	15.9	130	55	20.5	903.9	Handy Topo10		
M070	31	52	34.0	130	55	16.8	31	52	21.5	130	55	25.2	1016.9	Handy Topo10		
M071	31	52	30.3	130	54	28.6	31	52	17.8	130	54	36.9	864.9	Handy Topo10		
M072	31	59	3.85	130	58	40.63	31	58	51.41	130	58	49.01	227.91	TRI	2007/6/10	Nagatadaira

Table 2.3.2 (Continued)

Site NO.	JGD2000						Tokyo Datum						Altitude	Positioning	Date	Remarks
	Latitude			Longitude			Latitude			Longitude						
	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[deg]	[min]	[sec]	[m]			
M073	31	54	49.3	130	52	17.8	31	54	36.8	130	52	26.1	1126.0	Handy Topo10		
M074	31	54	56.8	130	52	41.2	31	54	44.3	130	52	49.5	1251.8	Handy Topo10		
M075	31	55	13.48	130	53	13.73	31	55	1.01	130	53	22.07	1266.49	GPS		GC03
M076	31	54	55.1	130	53	14.6	31	54	42.6	130	53	22.9	1334.1	Handy Topo10		
M077	31	54	46.3	130	53	23.3	31	54	33.8	130	53	31.6	1331.8	Handy Topo10		
M078	31	54	45.0	130	53	35.8	31	54	32.5	130	53	44.1	1281.9	Handy Topo10	2007/6/11	
M079	31	54	36.6	130	53	32.4	31	54	24.1	130	53	40.7	1285.4	Handy Topo10		
M080	31	54	31.8	130	53	23.1	31	54	19.3	130	53	31.4	1320.5	Handy Topo10		
M081	31	54	20.2	130	53	6.7	31	54	7.7	130	53	15.0	1288.5	Handy Topo10		
M082	31	54	22.2	130	52	58.0	31	54	9.7	130	53	6.3	1328.6	Handy Topo10		
M083	31	54	35.5	130	52	41.2	31	54	23.0	130	52	49.5	1349.5	Handy Topo10		
M084	31	53	14.1	130	53	41.2	31	53	1.6	130	53	49.5	1015.6	Handy Topo10		
M085	31	53	33.2	130	53	31.5	31	53	20.7	130	53	39.8	1115.8	Handy Topo10		
M086	31	53	48.7	130	53	33.3	31	53	36.2	130	53	41.6	1205.7	Handy Topo10		
M087	31	53	58.48	130	53	23.59	31	53	46.01	130	53	31.93	1332.36	TRI	2007/6/12	Nakadake
M088	31	54	11.1	130	53	15.7	31	53	58.6	130	53	24.0	1315.4	Handy Topo10		
M089	31	53	59.84	130	53	37.12	31	53	47.37	130	53	45.45	1324.54	GPS		GJ05
M090	31	53	43.8	130	53	45.0	31	53	31.3	130	53	53.3	1113.1	Handy Topo10		
M091	31	53	31.9	130	53	56.7	31	53	19.4	130	54	5.0	1039.0	Handy Topo10		
M092	31	53	37.7	130	52	19.5	31	53	25.2	130	52	27.8	974.1	Handy Topo10		
M093	31	53	45.0	130	52	25.9	31	53	32.5	130	52	34.2	1019.4	Handy Topo10		
M094	31	53	54.7	130	52	33.6	31	53	42.2	130	52	41.9	1082.3	Handy Topo10		
M095	31	54	19.9	130	52	48.8	31	54	7.4	130	52	57.1	1244.6	Handy Topo10		
M096	31	54	22.6	130	52	27.3	31	54	10.1	130	52	35.6	1159.6	Handy Topo10		
M097	31	54	19.4	130	52	14.9	31	54	6.9	130	52	23.2	1093.8	Handy Topo10	2009/3/12	
M098	31	54	3.4	130	52	5.8	31	53	50.9	130	52	14.1	1010.7	Handy Topo10		
M099	31	54	0.0	130	51	55.7	31	53	47.5	130	52	4.0	914.7	Handy Topo10		
M100	31	53	31.9	130	52	55.6	31	53	19.4	130	53	3.9	999.9	Handy Topo10		
M101	31	53	45.5	130	52	51.9	31	53	33.0	130	53	0.2	1059.9	Handy Topo10		
M102	31	53	28.9	130	53	3.4	31	53	16.4	130	53	11.7	976.2	Handy Topo10		
M103	31	53	47.2	130	54	11.3	31	53	34.7	130	54	19.6	999.8	Handy Topo10		
M104	31	54	27.3	130	54	19.2	31	54	14.8	130	54	27.5	1012.9	Handy Topo10		
M105	31	54	17.4	130	54	15.1	31	54	4.9	130	54	23.4	1036.5	Handy Topo10	2009/3/14	
M106	31	54	8.2	130	54	11.6	31	53	55.7	130	54	19.9	1034.8	Handy Topo10		
M107	31	54	4.1	130	54	27.2	31	53	51.6	130	54	35.5	973.4	Handy Topo10		
M108	31	54	11.8	130	54	40.8	31	53	59.3	130	54	49.1	964.3	Handy Topo10		
M109	31	54	6.5	130	52	41.6	31	53	54.0	130	52	49.9	1139.6	Handy Topo10		
M110	31	54	8.6	130	53	3.2	31	53	56.1	130	53	11.5	1188.0	Handy Topo10	2009/3/15	
M111	31	54	2.2	130	52	47.4	31	53	49.7	130	52	55.7	1130.3	Handy Topo10		
M112	31	52	13.2	130	56	2.4	31	52	0.7	130	56	10.8	715	Handy Topo50		
M113	31	52	19.6	130	55	55.8	31	52	7.1	130	56	4.2	778	Handy Topo50		
M114	31	52	34.7	130	55	47.4	31	52	22.2	130	55	55.8	914	Handy Topo50		
M115	31	52	41.9	130	55	45.2	31	52	29.4	130	55	53.6	1008	Handy Topo50		
M116	31	52	50.5	130	55	40.5	31	52	38.0	130	55	48.9	1130	Handy Topo50		
M117	31	53	0.9	130	55	40.1	31	52	48.4	130	55	48.5	1245	Handy Topo50		
M118	31	53	8.0	130	55	35.3	31	52	55.5	130	55	43.7	1310	Handy Topo50		
M119	31	53	5.5	130	55	14.3	31	52	53.0	130	55	22.7	1506.9	Handy Topo10	2009/3/16	
M120	31	53	0.2	130	55	23.4	31	52	47.7	130	55	31.8	1403.0	Handy Topo10		
M121	31	53	11.0	130	55	26.8	31	52	58.5	130	55	35.2	1383	Handy Topo50		
M122	31	53	16.2	130	55	40.8	31	53	3.7	130	55	49.2	1192	Handy Topo50		
M123	31	53	30.3	130	55	46.5	31	53	17.8	130	55	54.9	986	Handy Topo50		
M124	31	53	43.0	130	56	2.9	31	53	30.5	130	56	11.3	798	Handy Topo50		
M125	31	53	58.6	130	56	11.5	31	53	46.1	130	56	19.9	661	Handy Topo50		
M126	31	54	1.3	130	56	37.9	31	53	48.8	130	56	46.3	527	Handy Topo50		
M127	31	54	12.8	130	56	51.6	31	54	0.3	130	56	60.0	483	Handy Topo50		
M128	31	54	42.4	130	51	49.3	31	54	29.9	130	51	57.6	1063.6	Handy Topo10		
M129	31	55	5.7	130	52	34.1	31	54	53.2	130	52	42.4	1181.1	Handy Topo10		
M130	31	55	17.1	130	52	18.8	31	55	4.6	130	52	27.1	1136.0	Handy Topo10		
M131	31	55	4.5	130	52	13.2	31	54	52.0	130	52	21.5	1109.4	Handy Topo10	2009/3/17	
M132	31	54	43.5	130	52	26.8	31	54	31.0	130	52	35.1	1199.0	Handy Topo10		
M133	31	54	24.8	130	52	13.5	31	54	12.3	130	52	21.8	1096.2	Handy Topo10		
M135	31	54	34.3	130	51	42.8	31	54	21.8	130	51	51.1	976.0	Handy Topo10		
M136	31	54	38.7	130	56	46.0	31	54	26.2	130	56	54.4	493	Handy Topo50		
M137	31	53	54.8	130	55	49.0	31	53	42.3	130	55	57.3	779	Handy Topo50		
M138	31	53	46.3	130	55	37.9	31	53	33.8	130	55	46.2	881	Handy Topo50	2009/12/16	
M139	31	53	40.9	130	55	25.2	31	53	28.4	130	55	33.6	958	Handy Topo50		
M140	31	53	41.0	130	55	10.4	31	53	28.5	130	55	18.7	1029.6	Handy Topo10		
M141	31	54	31.5	130	56	18.8	31	54	19.0	130	56	27.2	598	Handy Topo50		
M142	31	54	20.6	130	53	17.5	31	54	8.1	130	53	25.8	1317	Handy Spot Height		
M143	31	54	28.2	130	53	28.6	31	54	15.7	130	53	36.9	1283.4	Handy Topo10		
M144	31	54	19.0	130	53	31.4	31	54	6.5	130	53	39.7	1251.5	Handy Topo10	2009/12/17	
M145	31	54	15.1	130	53	42.5	31	54	2.7	130	53	50.8	1198.7	Handy Topo10		
M146	31	54	9.0	130	53	53.8	31	53	56.5	130	54	2.1	1160.0	Handy Topo10		
M147	31	54	0.1	130	54	7.9	31	53	47.6	130	54	16.2	1044.2	Handy Topo10		

Table 2.3.3 Observed gravities, terrain corrections for unit density (Tcunit) and Bouguer anomalies (Banom) based on a Bouguer density is assumed to be 2.3 g/cm^3

Site NO.	Observed Gravity [mgal]	Tc^{unit} [mgal/(g/cm^3)]	Banom (2.3 g/cm^3) [mgal]	Instrument Type	Instrument S/N	Date
M001	979373.15	1.14	15.25	CG3M	9608454	
M002	979316.03	2.97	7.00	CG3M	9608454	2004/9/6
M003	979406.00	1.33	4.79	CG3M	9608454	
M004	979309.09	2.95	-2.18	CG3M	9608454	
M005	979267.62	2.67	7.78	CG3M	9608454	
M006	979224.36	4.89	7.24	CG3M	9608454	
M007	979179.14	8.43	5.00	CG3M	9608454	
M008	979169.73	9.24	4.37	CG3M	9608454	
M009	979212.96	6.13	9.33	CG3M	9608454	2004/9/8
M010	979187.11	7.86	6.20	CG3M	9608454	
M011	979172.32	10.04	5.84	CG3M	9608454	
M012	979154.42	10.65	3.96	CG3M	9608454	
M013	979124.32	15.12	7.01	CG3M	9608454	
M014	979217.24	4.03	7.18	CG3M	9608454	
M015	979187.62	5.02	5.40	CG3M	9608454	
M016	979165.11	7.54	5.51	CG3M	9608454	
M017	979167.87	6.43	4.90	CG3M	9608454	2004/9/9
M018	979174.96	5.61	4.97	CG3M	9608454	
M019	979181.07	5.82	5.66	CG3M	9608454	
M021	979292.35	2.74	11.61	CG3M	9608454	
M022	979271.15	2.52	7.76	CG3M	9608454	
M023	979293.91	2.09	6.59	CG3M	9608454	2004/9/10
M024	979276.00	2.38	5.60	CG3M	9608454	
M026	979305.78	2.21	9.49	CG3M	9608454	
M027	979327.15	1.67	11.79	CG3M	9608454	2006/12/14
M028	979342.64	1.53	15.71	CG3M	9608454	
M029	979207.42	6.03	5.43	CG3M	9608454	
M030	979200.35	6.34	7.54	CG3M	9608454	
M031	979202.22	6.50	8.24	CG3M	9608454	
M032	979212.59	6.04	9.17	CG3M	9608454	
M033	979202.24	6.78	8.48	CG3M	9608454	
M034	979203.23	6.52	8.30	CG3M	9608454	2006/12/15
M035	979193.62	7.86	6.24	CG3M	9608454	
M036	979193.73	8.07	5.65	CG3M	9608454	
M037	979208.80	6.09	6.86	CG3M	9608454	
M038	979226.23	4.84	6.93	CG3M	9608454	
M039	979243.44	3.81	8.60	CG3M	9608454	
M040	979267.28	2.77	9.55	CG3M	9608454	
M041	979265.87	2.49	6.60	CG3M	9608454	
M042	979259.45	2.70	6.66	CG3M	9608454	2006/12/16
M043	979233.38	4.16	4.84	CG3M	9608454	
M044	979249.96	3.16	6.47	CG3M	9608454	
M045	979268.80	2.59	6.53	CG3M	9608454	
M046	979262.76	2.81	7.28	CG3M	9608454	
M047	979254.51	3.23	6.69	CG3M	9608454	
M048	979241.68	3.90	6.82	CG3M	9608454	2007/6/6
M049	979232.46	4.49	6.88	CG3M	9608454	
M050	979251.57	3.16	6.59	CG3M	9608454	
M051	979258.46	2.78	6.24	CG3M	9608454	
M052	979282.72	3.34	12.28	CG3M	9608454	
M053	979258.72	4.45	9.14	CG3M	9608454	
M054	979241.51	4.98	9.21	CG3M	9608454	
M055	979262.11	3.81	10.94	CG3M	9608454	
M056	979275.64	3.15	11.15	CG3M	9608454	2007/6/7
M057	979286.49	2.84	11.67	CG3M	9608454	
M058	979338.42	1.67	14.88	CG3M	9608454	
M059	979329.18	1.68	14.20	CG3M	9608454	
M060	979322.89	1.85	13.08	CG3M	9608454	
M061	979212.37	7.00	6.97	CG3M	9608454	
M062	979196.97	7.86	6.28	CG3M	9608454	
M063	979157.89	10.60	4.69	CG3M	9608454	2007/6/8
M064	979148.11	12.08	7.01	CG3M	9608454	
M065	979140.37	13.02	7.25	CG3M	9608454	
M066	979266.91	4.55	13.40	CG3M	9608454	
M067	979282.70	4.04	13.64	CG3M	9608454	
M068	979261.70	5.22	14.82	CG3M	9608454	2007/6/9
M069	979288.03	4.35	16.68	CG3M	9608454	
M070	979255.30	5.41	10.28	CG3M	9608454	
M071	979293.86	3.11	11.32	CG3M	9608454	
M072	979422.46	0.85	-9.28	CG3M	9608454	2007/6/10
M073	979235.94	3.06	5.70	CG3M	9608454	
M074	979208.36	3.99	6.87	CG3M	9608454	
M075	979206.11	3.75	6.82	CG3M	9608454	
M076	979187.67	4.64	5.24	CG3M	9608454	
M077	979187.62	4.82	5.31	CG3M	9608454	
M078	979199.60	4.40	5.73	CG3M	9608454	2007/6/11
M079	979198.62	4.43	5.75	CG3M	9608454	
M080	979189.75	4.88	5.50	CG3M	9608454	
M081	979196.74	4.81	5.78	CG3M	9608454	
M082	979186.59	5.72	6.21	CG3M	9608454	
M083	979182.39	5.97	6.75	CG3M	9608454	
M084	979259.69	2.82	7.53	CG3M	9608454	
M085	979236.99	3.47	7.23	CG3M	9608454	
M086	979214.12	4.90	6.44	CG3M	9608454	
M087	979182.60	6.49	5.33	CG3M	9608454	2007/6/12
M088	979189.15	5.51	5.73	CG3M	9608454	
M089	979184.35	6.66	5.78	CG3M	9608454	
M090	979237.83	3.43	7.15	CG3M	9608454	
M091	979256.12	2.72	8.31	CG3M	9608454	
M092	979267.15	2.88	5.78	CG5	300500033	
M093	979257.28	2.83	5.26	CG5	300500033	
M094	979244.33	3.05	5.99	CG5	300500033	
M095	979206.86	4.47	5.77	CG5	300500033	
M096	979227.42	3.60	6.17	CG5	300500033	
M097	979242.56	3.05	6.11	CG5	300500033	2009/3/12
M098	979261.25	2.83	6.97	CG5	300500033	
M099	979282.12	2.45	6.62	CG5	300500033	
M100	979262.54	2.72	6.42	CG5	300500033	
M101	979249.05	3.09	6.24	CG5	300500033	
M102	979267.29	2.77	6.31	CG5	300500033	
M103	979261.81	2.77	5.43	CG5	300500033	
M104	979261.19	2.66	6.45	CG5	300500033	
M105	979255.88	2.69	6.45	CG5	300500033	2009/3/14
M106	979255.27	2.73	5.77	CG5	300500033	
M107	979270.29	2.57	7.46	CG5	300500033	
M108	979271.55	2.44	6.32	CG5	300500033	
M109	979231.92	3.36	6.22	CG5	300500033	
M110	979220.07	3.87	5.79	CG5	300500033	2009/3/15
M111	979234.00	3.31	6.29	CG5	300500033	
M112	979329.07	2.56	13.78	CG5	300500033	
M113	979315.64	3.03	14.69	CG5	300500033	
M114	979283.49	4.35	14.04	CG5	300500033	
M115	979260.38	5.61	13.68	CG5	300500033	
M116	979227.46	7.07	10.05	CG5	300500033	
M117	979203.44	8.17	12.76	CG5	300500033	
M118	979179.18	9.35	4.80	CG5	300500033	
M119	979125.65	14.64	5.54	CG5	300500033	2009/3/16
M120	979156.03	11.71	7.13	CG5	300500033	
M121	979160.19	11.27	5.86	CG5	300500033	
M122	979211.71	7.50	7.87	CG5	300500033	
M123	979260.18	4.94	6.23	CG5	300500033	
M124	979306.91	3.23	8.68	CG5	300500033	
M125	979340.26	2.49	11.05	CG5	300500033	
M126	979366.27	2.04	7.54	CG5	300500033	
M127	979377.40	1.68	8.12	CG5	300500033	
M128	979250.15	2.73	6.01	CG5	300500033	
M129	979226.12	3.47	8.17	CG5	300500033	
M130	979237.56	3.59	10.04	CG5	300500033	
M131	979242.56	3.09	8.50	CG5	300500033	2009/3/17
M132	979220.10	3.78	7.19	CG5	300500033	
M133	979242.79	3.05	6.72	CG5	300500033	
M135	979268.83	3.14	7.18	CG5	300500033	
M136	979372.64	1.56	4.65	CG5	300500033	
M137	979309.26	2.88	6.03	CG5	300500033	
M138	979288.24	3.40	8.17	CG5	300500033	2009/12/16
M139	979269.77	4.02	7.63	CG5	300500033	
M140	979253.25	4.35	6.98	CG5	300500033	
M141	979350.20	1.83	5.34	CG5	300500033	
M142	979190.65	4.88	5.90	CG5	300500033	
M143	979198.75	4.46	5.71	CG5	300500033	
M144	979205.02	4.43	5.34	CG5	300500033	2009/12/17
M145	979217.33	3.98	5.45	CG5	300500033	
M146	979226.24	3.80	5.83	CG5	300500033	
M147	979252.73	2.85	5.70	CG5	300500033	

2.4　火山用地殻活動解析支援ソフトウェア MaGCAP-V の機能強化

2.4.1　はじめに

気象庁では火山活動監視のため，GNSS（気象庁では 2012 年現在 GPS 以外の測位衛星を用いた地殻変動観測を実施していないため，本稿では GPS という用語を用いる）や傾斜計等を用いた地殻変動観測，プロトン磁力計による全磁力繰り返し観測を実施している。これらデータから，マグマ供給や熱水活動に関連した圧力源や熱消磁域などの変動源（MaGCAP-V ではこれらを「熱源モデル」と呼んでいる）を推定し，火山活動を総合的に評価するための判断材料を提供するパーソナル・コンピュータ上で動作する火山用地殻活動解析支援ソフトウェア MaGCAP-V が開発され（気象研究所地震火山研究部，2008b），火山監視業務や研究に活用されている。

このソフトウェアは平成 12 年度（2000 年度）に地磁気全磁力データ，GPS データ，傾斜データ各々を個別に解析するソフトウェアとして開発が始められ，平成 16 年度には地殻変動データと地磁気データを同時に取り扱えるソフトウェア MaGCAP-V へと発展・統合され，平成 17 年度には，地殻変動データについて有限要素法計算結果データベースを用いることによって構造や地形の影響を考慮したモデル推定も可能となった（福井・他，2006）。本ソフトウェアは観測データとモデル計算結果を相互に比較しながら解析することが可能な GUI ベースのソフトウェアとなっており，標高補正茂木モデル（福井・他，2003；気象研究所地震火山研究部，2008a）などによって簡略的に地形の影響を考慮した解析を行い，異なる観測種目を組み合わせた解析も可能となっている。なお，本ソフトウェアでは各種地殻変動データのみならず，地磁気データ，マグマの移動に伴う重力変化を取り扱うことができ，また，将来的には熱活動も対象とすることを想定しており，「地殻活動」解析支援ソフトウェアと名付けた。

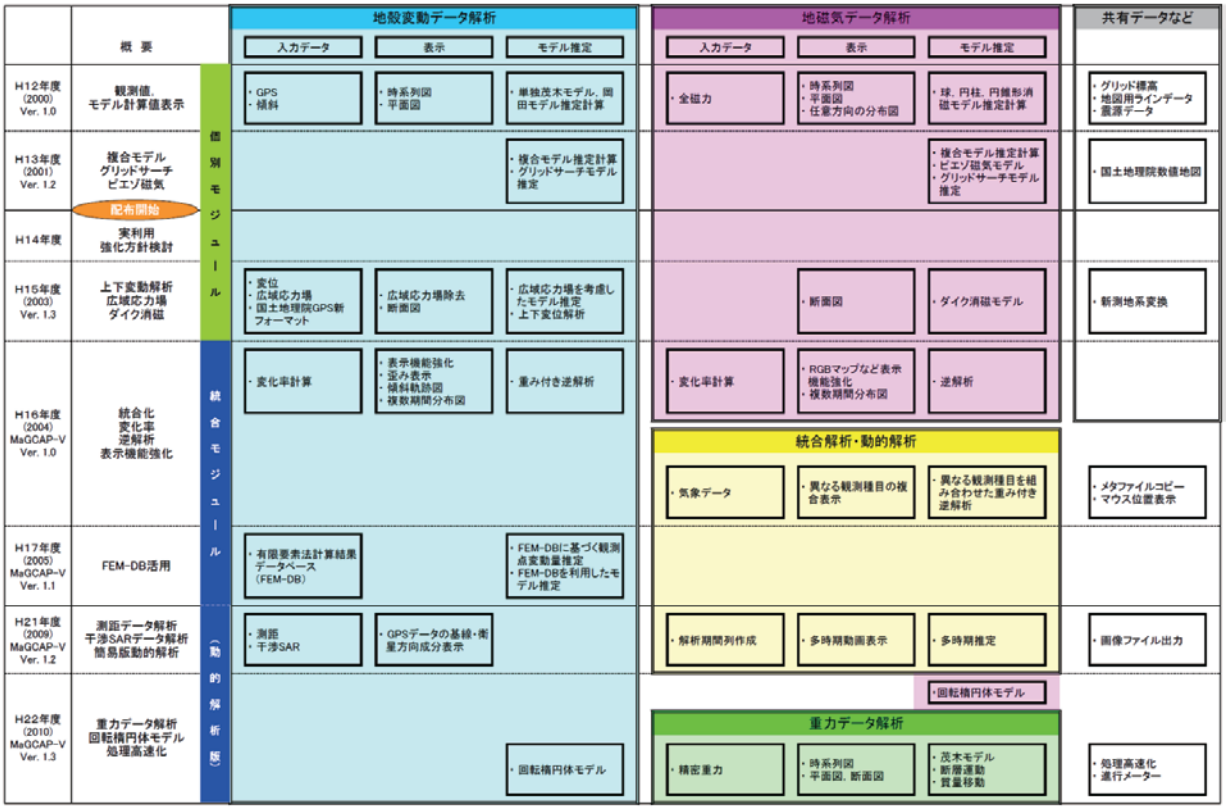


Fig. 2.4.1　Summary of the development of MaGCAP-V.

今回新たに，測距データ，干渉 SAR データ，重力データを取り扱えるようにするとともに，回転楕円体圧力源によって生じる地殻変動を取り扱う「坂井モデル」（坂井・他，2008）を組み込み，地殻変動，地磁気データとともに重力データも同時に組み合わせて解析可能とした。さらに地殻活動の時間変化の様子を解析するための簡易版動的解析機能を組み込んだ。Fig. 2.4.1 に開発開始当初からの年次毎の開発概要を示す。本稿では，平成 21，22 年度に追加した機能の概略について述べる。

2.4.2　測距データ解析機能

測距データは器械点とミラー点という２種類の観測点のペア（基線）で観測量が定まるという，他の観測種目にはない特徴を持っており，観測データのファイル名およびデータファイル内に基線情報を入れている。本解析機能特有の表示項目として，器械点とミラー点を結んだ基線の表示，基線方向へのベクトル表示（断面図を含む）がある。観測値の時系列表示，観測値の分布図表示（ベクトル表示，色付き記号，上下バー表示），モデル計算値の分布図表示（観測値の表示方法に加え，地表面あるいは任意標高におけるコンター表示，カラーマップ表示），グリッドサーチおよび逆解析による標高を加味した茂木モデル，ダイクモデル，断層運動のパラメータ推定，広域応力場の考慮，異なる観測種目を組み合わせたモデル推定など，GPS データ解析機能と同様の機能が利用可能である。また，測距データと比較可能とするためGPSデータ解析機能に器械点からGPS観測点に向かう方向の成分を表示する機能を追加した。

Fig. 2.4.2 に測距データの空間分布図の表示例を示す。

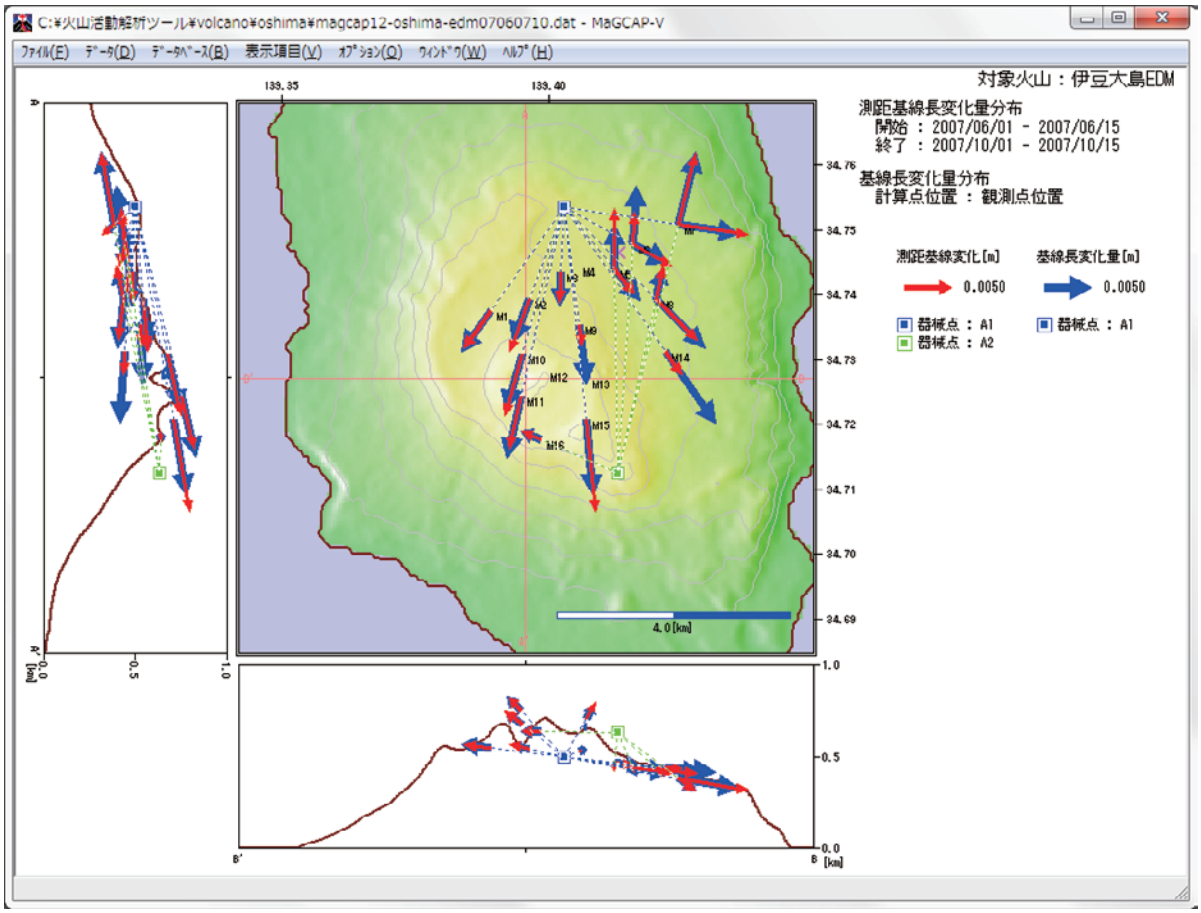


Fig. 2.4.2　Displacement vector map produced by MaGCAP-V. Vectors show the observed displacement of EDM stations A1 (blue lines) and A2 (green lines) to target mirrors between June and October 2007 (red arrows) and calculated displacements from a Mogi source (blue arrows) at Izu-Oshima volcano. Cross in the bottom figure marks the center of the Mogi source.

2.4.3　干渉 SAR データ解析機能

干渉 SAR データは衛星情報や撮像情報などを含むヘッダーファイル（Fig. 2.4.3）とアンラッピング処理を施したジオコードグリッドデータファイルのペアで構成されている。本解析機能特有の機能として，Fig. 2.4.4 に示す方式でリサンプリングを行い表示や解析に使用するデータを生成するリサンプリング機能を設けた（リサンプリングなしとすることも可能である）。Fig. 2.4.5 にリサンプリング手法の設定や解析に使用するデータファイルの設定などを行う干渉 SAR データ設定画面を示す。また，モデル推定を行う際には，リサンプリングデータからさらにデータを切り出したり，個別にモデル推定に用いるデータを取捨選択したりすることが可能となっており，リサンプリング点もしくは GPS 観測点から選択した基準点からの偏差量をモデル推定に使用する。また，変動がないと推定される領域を 0.0 としてアンラッピングされた変動量である場合は，基準点を指定しないことも可能である。カラーマップ表示では干渉 SAR データに対し，広く利用されている半波長毎（あるいは任意波長毎や変動量毎）に繰り返すスペクトルカラー表現も利用可能である。GPS データと比較できるように，GPS 観測点において内挿推定した干渉 SAR 変動量を表示する機能，GPS データから衛星方向の成分を表示する機能を設けた。観測値や計算値を表示させる際には指定したオフセットを加味した値もしくは任意に選択した基準点からの偏差量も利用可能である。

Fig. 2.4.6～2.4.8 に InSAR 機能による空間分布図の例を示す。Fig. 2.4.6 はリサンプリングした点における衛星方向変動量をベクトル表示した例，Fig. 2.4.7 は観測値とこのデータから推定した標高補正茂木モデルで計算される視線方向変動量の分布，Fig. 2.4.8 には観測された衛星方向変動量分布と GPS 観測点における変動量(赤矢印)と InSAR データから推定された標高補正茂木モデルによって生じる GPS 観測点における衛星方向変動量（青矢印）を示す。

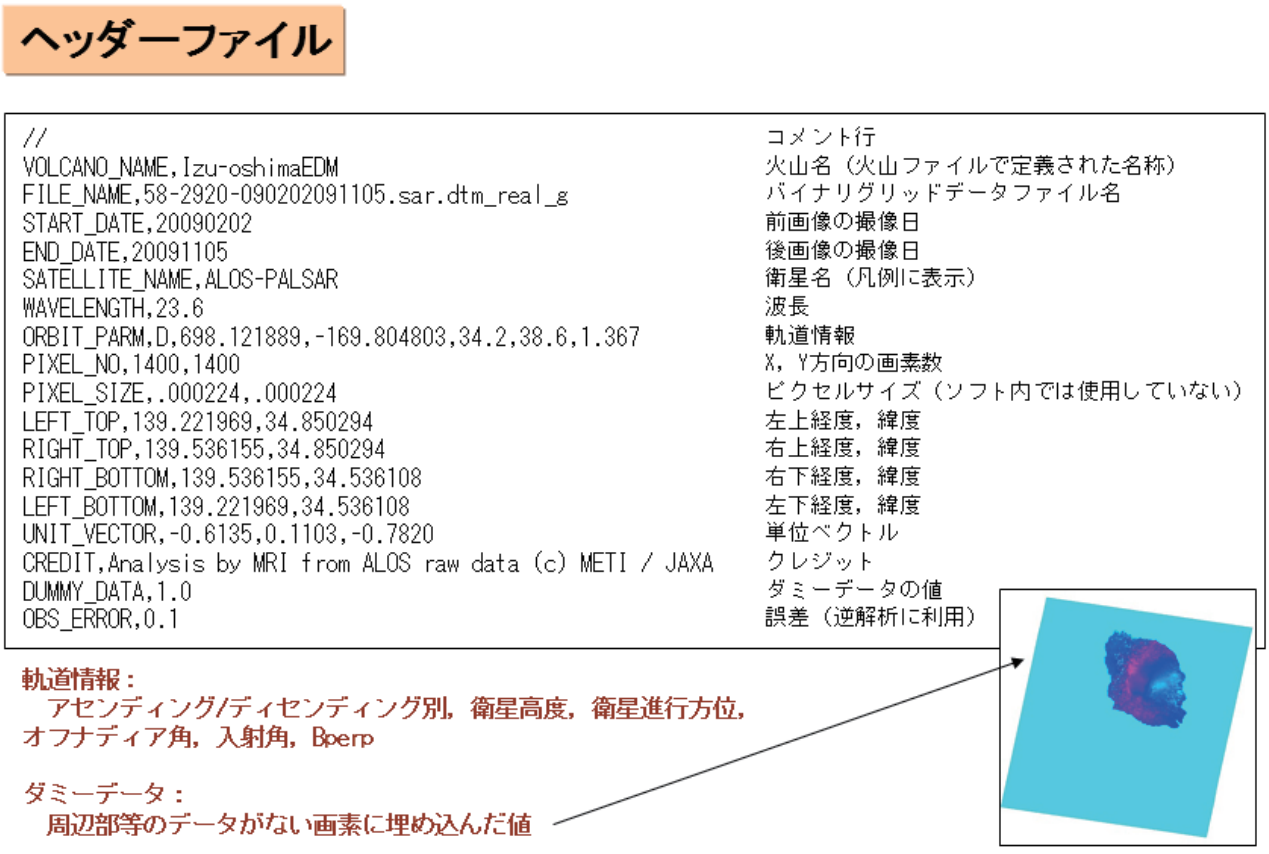


Fig. 2.4.3　Typical header file for InSAR data.

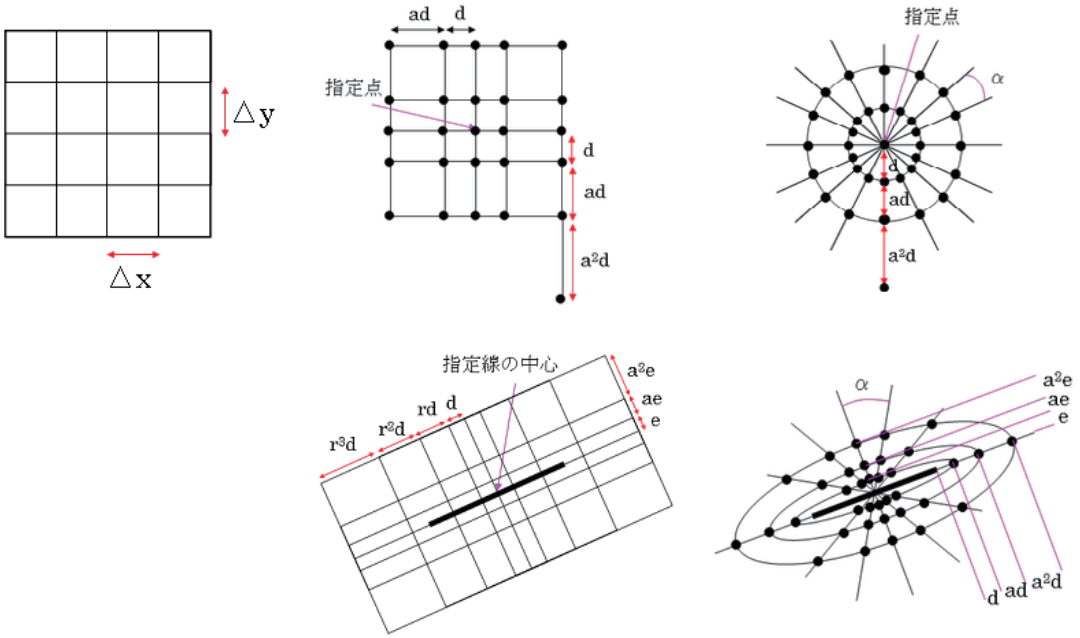


Fig. 2.4.4　Diagram of resampling methods for InSAR data in MaGCAP-V. The resampling type and parameters Δx, Δy, a, d, α, r, and e are set in the resampling window of MaGCAP-V.

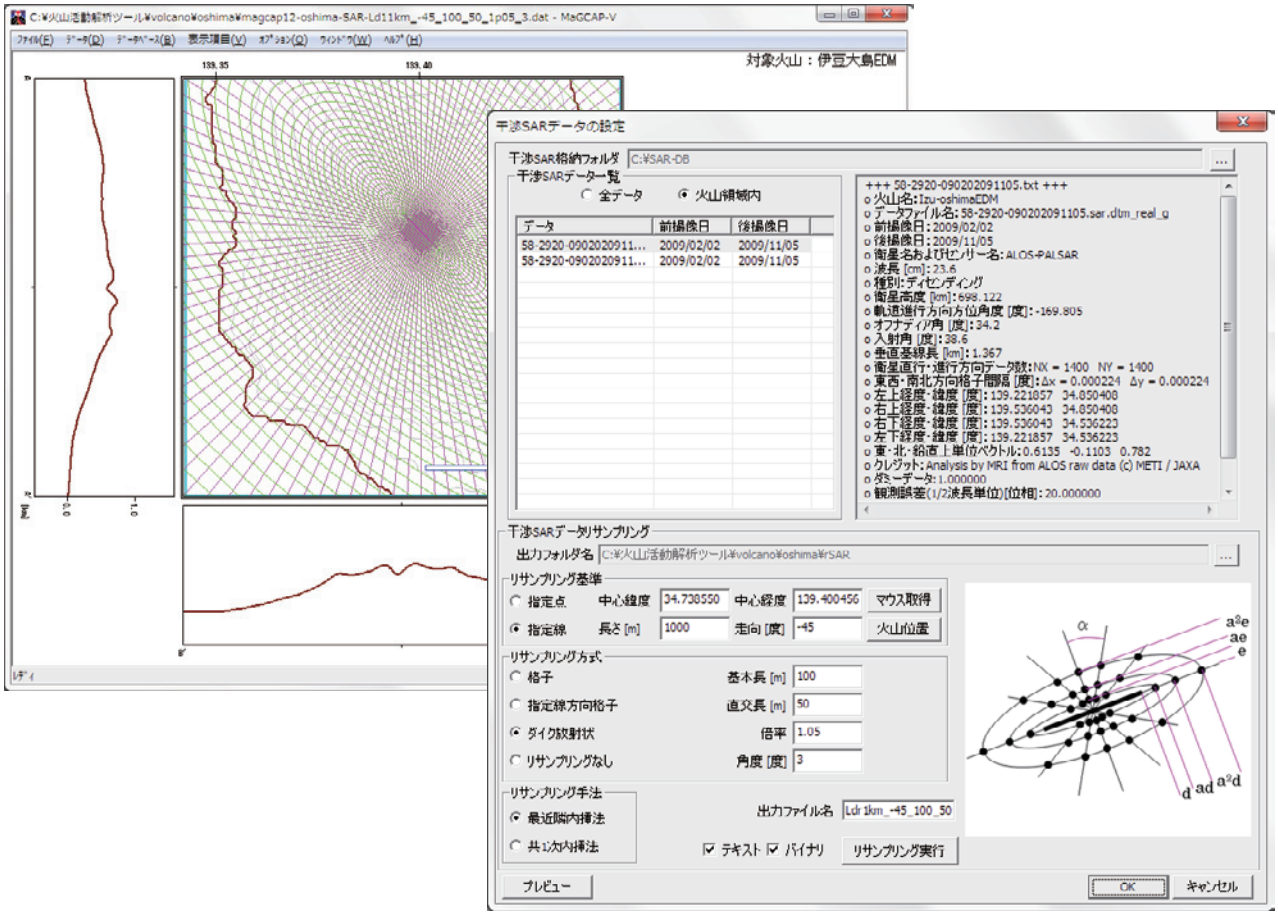


Fig. 2.4.5　Configuration window of InSAR data (right) and preview window of the resampling points (left).

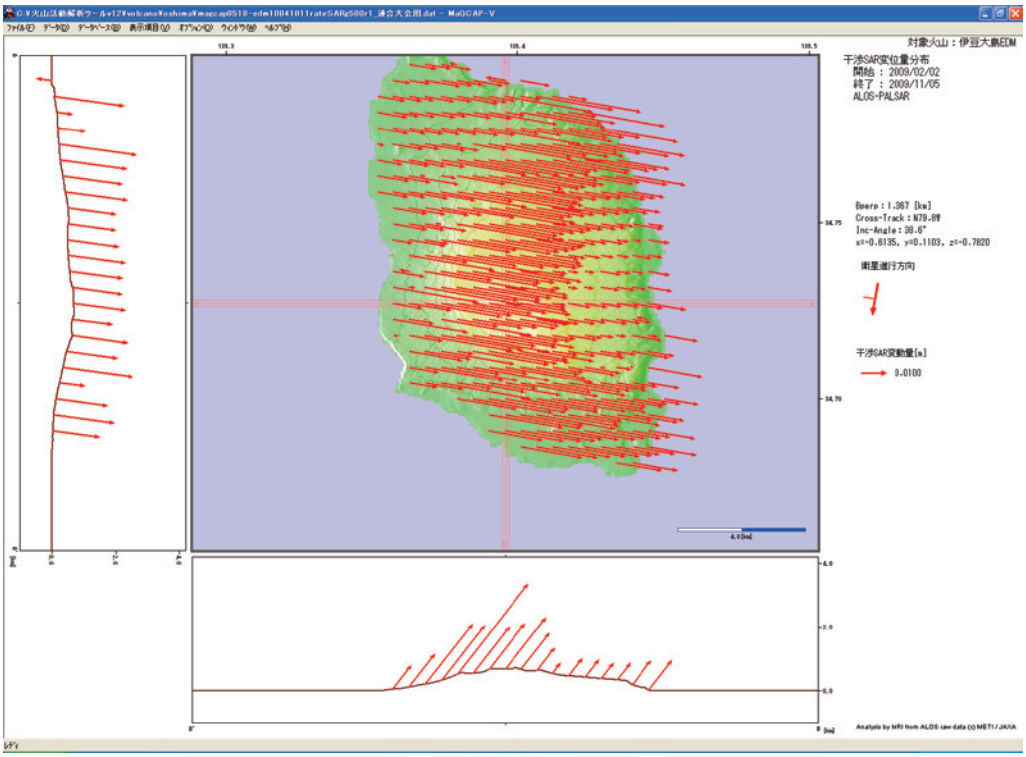


Fig. 2.4.6　Typical representation of the spatial distribution of InSAR data. Vectors are displacements in the direction of ALOS.

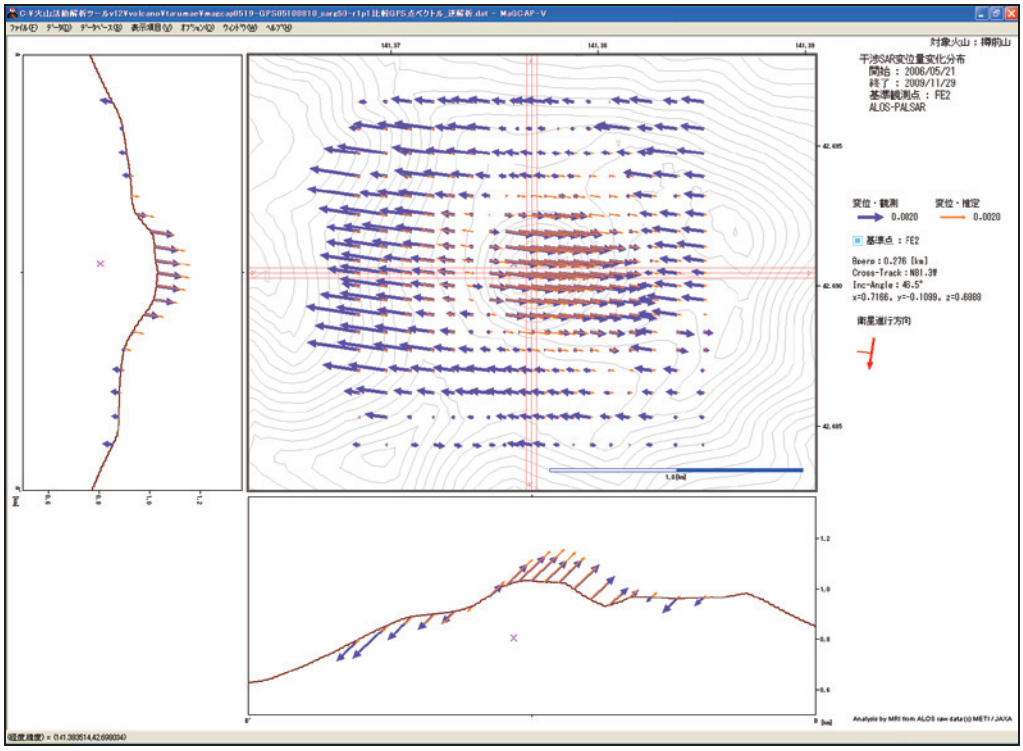


Fig. 2.4.7　Example of observed displacement (blue arrows) and calculated displacement (red arrows) in the direction of the satellite. Cross mark shows the estimated Mogi source.

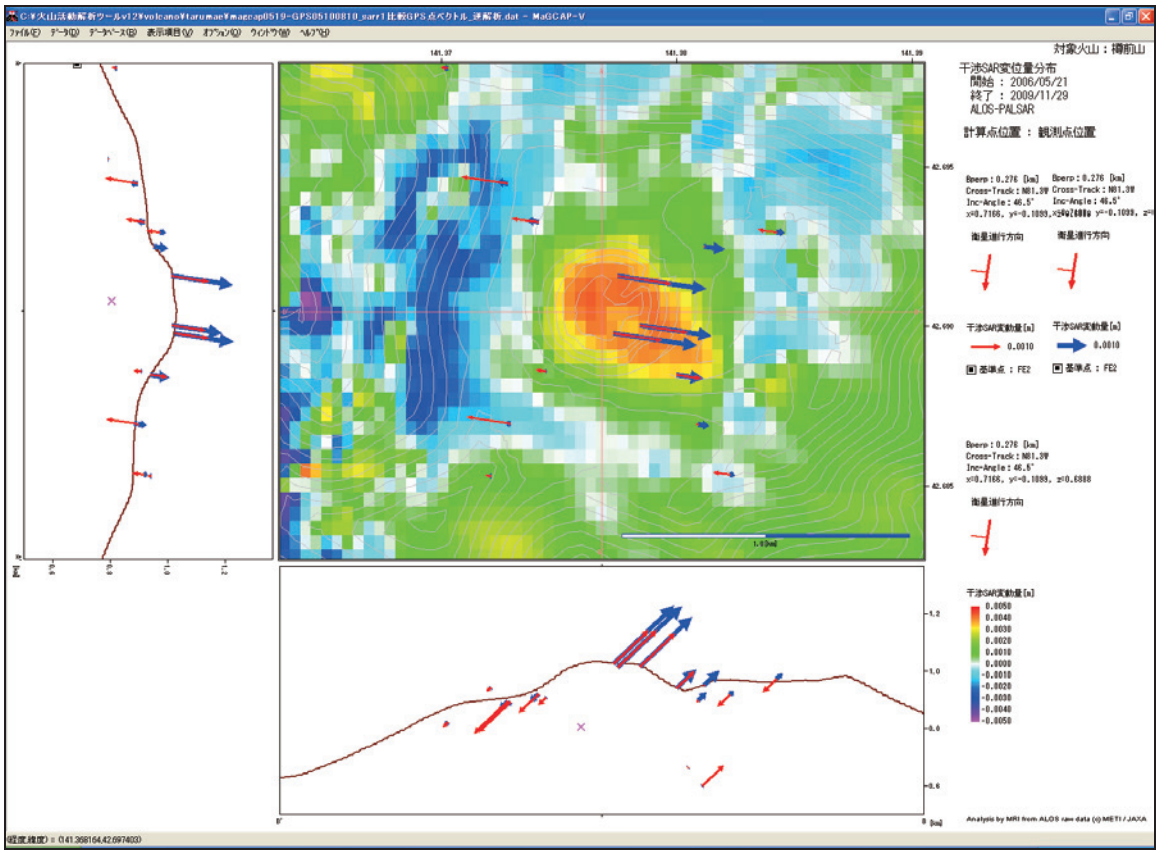


Fig. 2.4.8　Color map of InSAR displacements and selected displacement vectors (blue arrows are observed, red arrows are calculated) in the direction of the satellite at GPS stations. Data and estimated Mogi source are the same as in Fig. 2.4.7.

2.4.4　重力データ解析機能

繰り返し精密重力測量などによって取得された火山地域における重力変化量は地磁気全磁力データと同じように取り扱うことができる。観測値は，基準点から相対的な時間変化量もしくは観測値の時間変化量をバー表示や，観測点への色つき記号表示する。利用可能なモデルは茂木モデル（茂木，1957）によって生じる重力変化を説明する萩原モデル（萩原，1977），Okada (1992) によるディスロケーションモデルによって生じる重力変化（Okubo，1992），種々の形状（球，円柱，円錐台，直方体，回転楕円体）をした領域の質量が移動した際に生じる重力変化（MaGCAP-V では質量モデルと呼んでいる）である。萩原モデルによる重力変化 Δg は標高補正茂木モデルと同様に圧力源の深さとして，観測点からの深さを用いた，

$$\Delta g = \left(\frac{3C_f \Delta V}{4\pi} + G\Delta V \rho_0 \right) \frac{D+h}{\left\{ r^2 + (D+h)^2 \right\}^{3/2}}$$

で求めた。ここで，C_f はフリーエア勾配，ρ_0 は圧力源の密度，G は万有引力定数，h は観測点標高，D は圧力源の海水面からの深さ，ΔV は体積変化量，r は観測点と圧力源中心との水平距離である。

円柱，円錐台，回転楕円体質量モデルは各形状を胴方向，高さ方向に分割した角柱の集まりと近似し，角柱によってもたらされる重力を計算する式（Bhattacharyya, 1964；物理探査学会，1989），

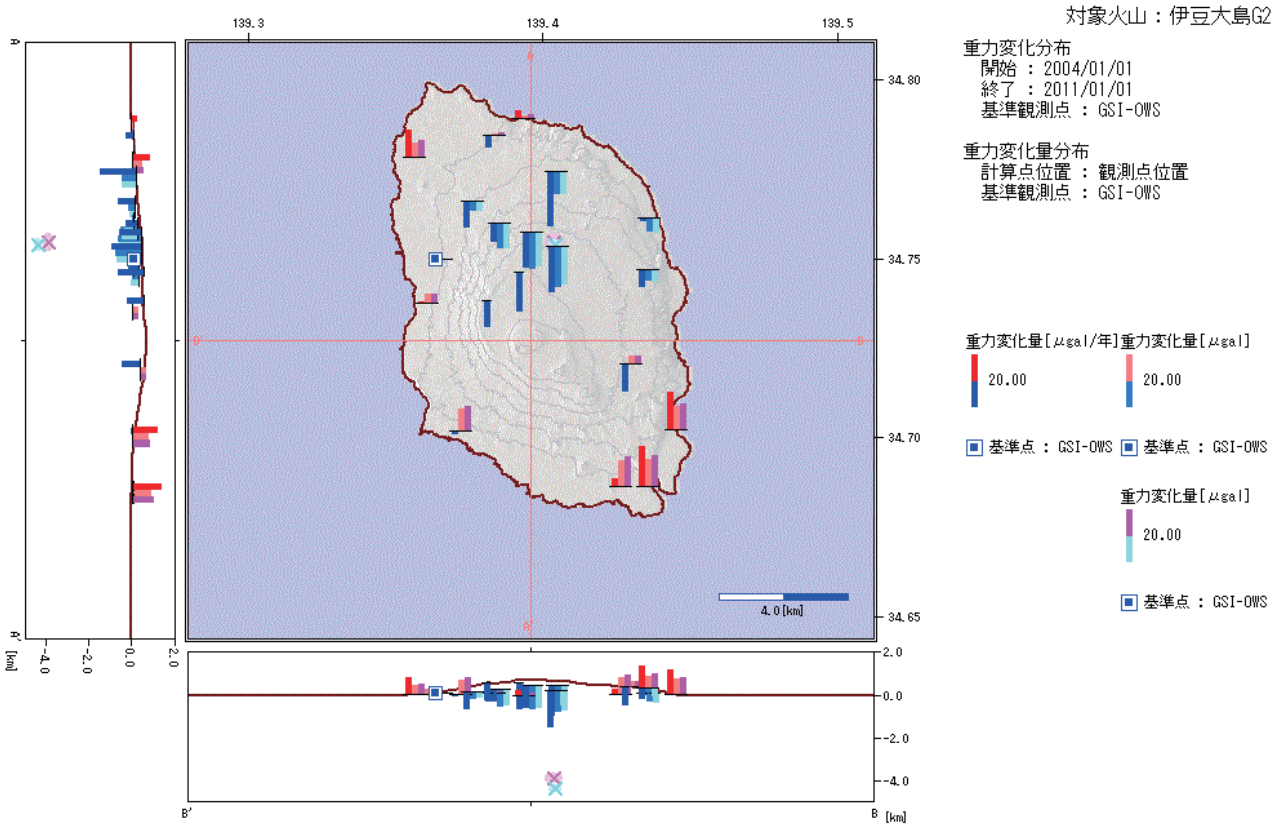


Fig. 2.4.9　Display of gravity changes observed by repeated precise gravity surveys. The three vertical bars for each gravity station show the gravity changes observed by surveys (left), calculated from the Hagiwara model with a source at the pink cross (middle) and calculated from a spherical mass change model with a source at the blue cross (right).

$$\Delta g = G\rho_0 F(x,y,z)\Big|_{x=x_1}^{x=x_2}\Big|_{y=y_1}^{y=y_2}\Big|_{z=z_1}^{z=z_2}$$

$$F(x,y,z) = \frac{x}{2}\log\left(\frac{R-y}{R+y}\right) + \frac{y}{2}\log\left(\frac{R-x}{R+x}\right) + z\tan^{-1}\left(\frac{xy}{Rz}\right)$$

を利用した。ここで，R は角柱中心と観測点との距離である。直方体は高さ方向，直方体の長さ，幅方向に分割した角柱の集合として求める。

観測値の表示，モデルパラメータの推定，モデル計算値の分布図表示，異なる観測種目を組み合わせたモデル推定など，他の観測種目と同様の機能が利用可能である。Fig. 2.4.9 には伊豆大島における繰り返し精密重力測量結果を萩原モデルに当てはめて求めた変動源の位置と計算値，観測値を比較した例を示す。

2.4.5　回転楕円体モデル

近年，SAR 干渉法あるいは稠密 GPS 観測により，地殻変動量の詳細な面的分布が求められるようになった。このような地殻変動データをモデリングするために，縦長，横長の回転楕円体に適用可能な坂井・他（2008）による楕円体圧力源モデル（ここでは「坂井モデル」と呼ぶ）を利用可能とした。合わせて，回転楕円体領域の消磁による全磁力値の変化や質量変化による重力値の変化を説明するモデルも追加した。回転楕円体による熱消磁や質量変化は胴方向，高さ方向に分割した直方体の集まりと近似し，前述した角柱による重力値の理論式，帯磁した角柱によって生じる磁場の理論式を用いて求めた。

坂井モデルは有限要素法を用いて求められた，回転楕円体圧力源によって生じる地表面変位を説明するための実験式であり，水平変位 U_r ，上下変位 U_z は次式で求めることができる。

$$U_z = \frac{3}{4\pi} \cdot \Delta V \cdot \frac{D+h}{((D+h)^2 + r^2)^{3/2}} \left(1 + h_1 f + h_2 f \frac{(D+h)^2}{(D+h)^2 + r^2} \right)$$

$$U_r = \frac{3}{4\pi} \cdot \Delta V \cdot \frac{r}{((D+h)^2 + r^2)^{3/2}} \left(1 + h_1 f + h_2 f \frac{(D+h)^2}{(D+h)^2 + r^2} \right)$$

ここで

U_z ：上下変位

U_r ：熱源の中心と観測点を結ぶ方向の水平変位

h ：観測点標高

r ：熱源中心と観測点間の水平距離

D ：地表面から熱源までの深さ

ΔV: 熱源の体積変化量

f ：回転楕円体熱源の扁平率

h_1, h_2 ：Table 2.4.1 に示した f に依存するパラメータ

扁平率 f は回転楕円体の回転軸方向の半径（極半径）a，回転楕円体の回転軸に直交する方向の半径（赤道半径）b から $f = (a-b)/a$ で定義される。

また，体積変化量 ΔV は

$$\Delta V = \pi a b^2 \Delta P / \mu$$

で求めることができる（坂井・他，2008）。ここで ΔP は圧力変化量，μ は剛性率である。

傾斜 γ は，$dh/dr = 0$ とし

$$\gamma = dU_z / dr$$

から求めた。

Table 2.4.1　Parameters h1 and h2 and flattening f in the Sakai model (Sakai et al., 2008).

横長の回転楕円体（oblate）			縦長の回転楕円体（prolate）		
f	h_1	h_2	f	h_1	h_2
-0.1111	0.3965	-1.5183	0.1	0.4542	-1.5701
-0.25	0.3764	-1.5157	0.2	0.4747	-1.5735
-0.4286	0.3485	-1.5026	0.3	0.4960	-1.5749
-0.6667	0.3190	-1.4858	0.4	0.5179	-1.5732
-1	0.2810	-1.4648	0.5	0.5396	-1.5670
-1.5	0.2390	-1.4417	0.6	0.5600	-1.5539
-2.3333	0.1895	-1.4060	0.7	0.5770	-1.5309
-4	0.1323	-1.3540	0.8	0.5873	-1.4929
-9	0.06609	-1.2944	0.9	0.5847	-1.4323

2.4.6　異なる観測種目を組み合わせた解析

MaGCAP-V では異なる観測種目の解析結果を一枚の図に重ね合わせて表示するだけでなく，地殻変動データと地磁気，重力データを単一の熱源モデルでモデリングする機能を設けている。MaGCAP-V で利用可能な変動源のモデルを Table 2.4.2 に示した。「点源モデル」は地殻変動データを茂木モデルで，重力データに対しては萩原モデルを，地磁気データに対しては球の消磁帯磁モデルを使用し，これら異なる観測種目のデータを組み合わせて変動源の位置，大きさなどを推定する。「直方体モデル」は地殻変動に岡田モデルを，重力には大久保モデルを，地磁気データに対しては直方体領域の消磁帯磁モデルを利用するモデルで，「回転楕円体モデル」は地殻変動に坂井モデルを，地磁気データに対しては回転楕円体領域の消磁帯磁モデルを利用する。さらに，各種形状の帯磁消磁モデルと重力における質量モデルを組み合わせてモデリングすることも可能である。

2.4.7　簡易版動的解析機能

GPS 観測装置や自動光波測距儀による火山体山頂部における高密度地殻変動連続観測が可能になったこともあり，従来行われてきたスナップショット的解析から時間分解能をあげた解析によって変動源のより詳細な時間変化の様子を推定することが可能となってきた。このため，事前に準備した任意の数の期間についての解析を半自動的に行い，観測値，計算値，熱源モデルの空間分布の時間変化の様子を簡単な操作で表示させる「動的解析機能」を組み込んだ。

解析期間列作成機能 (Fig. 2.4.10) により解析期間列を作成した後，任意の 1 つの期間について手動でモデル推定，観測値，計算値の分布図作成を行った後，同じ解析，描画パラメータを用いて，全期間のモデル推定，分布図画像ファイル生成，モデルパラメータファイル出力などを行う。生成された分布図はアニメーション表示できるようにしている。

Table 2.4.2 Source model handling in MaGCAP-V.

個別モデル			複合モデル
地磁気	地殻変動	重力	
双極子・球	山川・茂木	萩原	点源
双極子・直方体	岡田	大久保	直方体
双極子・楕円体	坂井	―	回転楕円体
双極子・球	―	質量・球	球源
双極子・円柱	―	質量・円柱	円柱源
双極子・円錐	―	質量・円錐	円錐源
双極子・直方体	―	質量・直方体	直方体源
双極子・楕円体	―	質量・楕円体	楕円体源

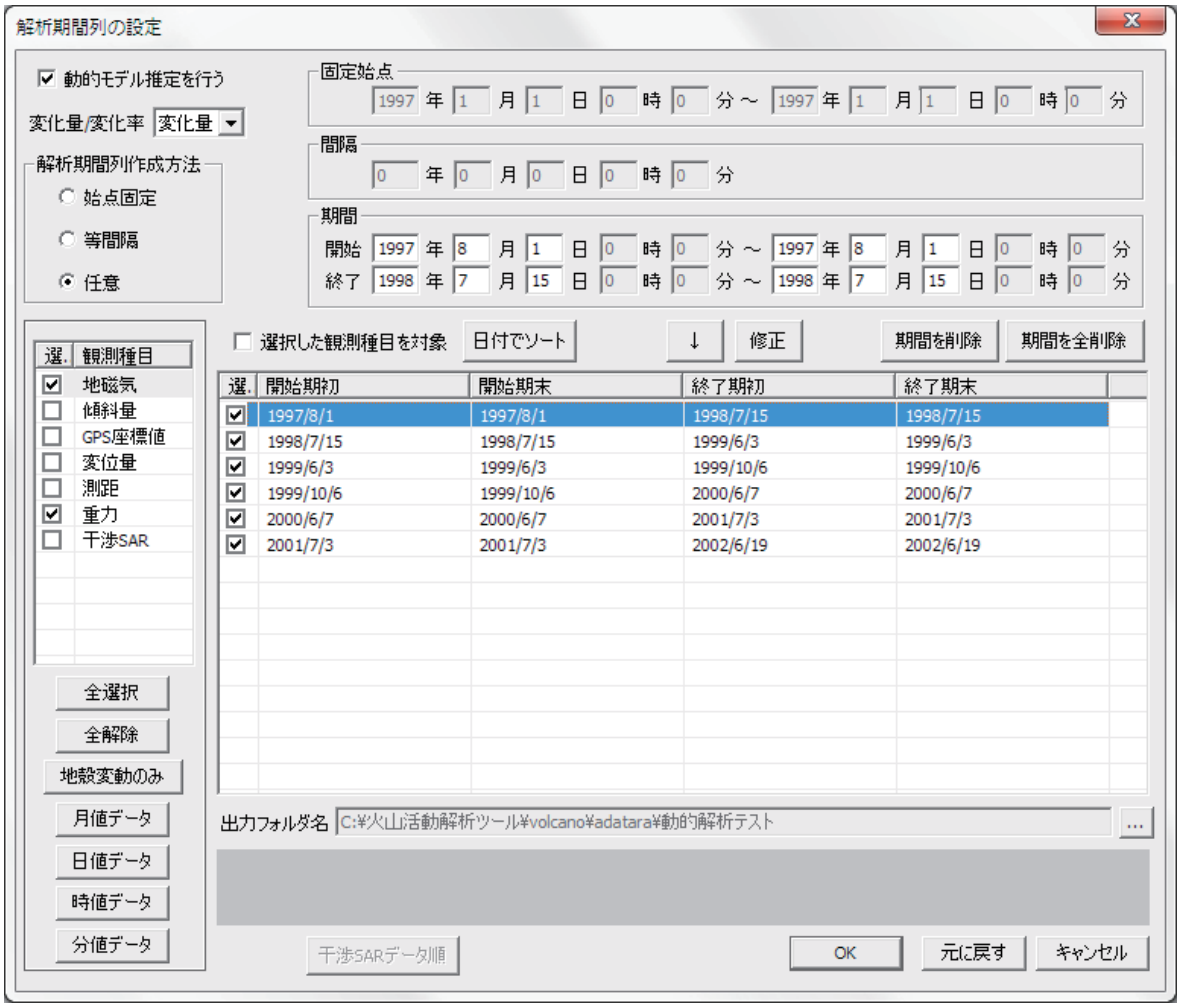


Fig. 2.4.10　Setup window for the series of start and end times for a dynamical analysis.

今回開発したバージョンは異常値処理が含まれておらず，モデル推定結果を次の期間のモデル推定のための事前情報として利用していない。また，観測データの更新に合わせて自動的にモデル推定などを行う機能も含んでいない，「簡易版」の動的解析機能である。

2.4.8　その他の改良，機能追加

モデル推定におけるグリッドサーチや動的解析機能は計算時間が長くなることがあるが，近年一般的になってきたマルチコア，マルチスレッド CPU の性能をフルに発揮し，実行時間を短縮できる機能を追加した。また，グリッドサーチ，動的解析の進行状況を表示する機能も追加した。さらに，ダブルバッファを利用し，再描画を高速化する改良を施した。

（福井敬一）

謝辞

断層による重力変化量計算には北海道大学古屋正人教授のご協力を得た。PALSAR データは火山噴火予知連絡会・衛星解析グループの活動により提供されたものであり，原初データの所有権は経済産業省および（独）宇宙航空研究開発機構にある。地図データについては国土地理院発行の数値地図 50m メッシュ（標高），数値地図 25000（行政界・

海岸線）を利用した。

本ソフトウェアのプログラミング作業はみずほ情報総研株式会社（2005 年度 Ver. 1.1 まで），アドバンスソフト株式会社（2009 年度 Ver. 1.2）および株式会社ヴィスコア（2010 年度 Ver. 1.3）が実施した。

参考文献

物理探査学会，1989：理論編「2. 重力・磁気探査」．図解物理探査，p.187-191.

Bhattacharyya, B. K., 1964: Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization. *Geophysics*, **29**, 517-531, DOI: 10.1190/1.1439386

福井敬一・坂井孝行・山本哲也・藤原健治・高木朗充・中禮正明，2003：標高補正茂木モデルの有用性とその限界．日本火山学会2003年秋季大会，予稿集2003，35.

福井敬一・北川貞之・高木朗充・山本哲也・坂井孝行，2006：有限要素法シミュレーション結果データベースを用いた地殻変動モデル推定手法の開発．日本火山学会2006年秋季大会，予稿集2006，67.

萩原幸男，1977：伊豆半島の異常隆起を説明する茂木モデルとそれに伴う重力変化．地震研究所彙報，**52**，301-309.

気象研究所地震火山研究部，2008a：標高補正茂木モデルの有効性と適用範囲．気象研究所技術報告第 53 号「火山活動評価手法の開発研究」, 105-122.

気象研究所地震火山研究部，2008b：火山用地殻活動解析支援ソフトウェアの開発．気象研究所技術報告第 53 号「火山活動評価手法の開発研究」, 123-140.

茂木清夫，1957：桜島の噴火と周辺の地殻変動との関係．火山，**1**，9-18.

Okada, Y., 1992: Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.

Okubo, S., 1992: Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space. *J. Geophys. Res,*. **97**, 7137-7144.

坂井孝行・福井敬一・高木朗充・山里平，2008：回転楕円体圧力源による変位を表す経験式 (第２報)－FE解析結果に最小二乗法を適用しての係数決定－．日本火山学会2008年秋季大会，予稿集2008，83.

Table 2.4.3　Functions of MaGCAP-V.

		火山用地殻活動解析支援ソフトウェア MaGCAP-V Ver. 1.3 機能一覧						
		GPS・変位	傾斜	測距	干渉SAR	重力	地磁気	統合解析・動的解析
使用データ	観測データ	GPS，変位時値，日値	傾斜（温度つき）分値，時値，日値，月値 時間雨量（1地点）	分値，時値，日値	アンラップ済み干渉SARデータ	分値，時値，日値	全磁力分値，日値，月値，年値	気象データ（気温，湿度，気圧，降水量）時値
	地震データ	気象庁96カラムフォーマット震源データ（負のマグニチュード，海面上の震源に対応）						
	地図データ	ユーザー作成ライン，DEMデータ 国土地理院数値地図50m，250m，1kmメッシュ（標高），平成12年度版数値地図25000（海岸線・行政界）						
	リサンプリング等				各種手法によるリサンプリング			解析期間列作成（始点固定，等間隔，任意）
観測データ表示	時系列表示機能	1観測点の座標 任意基準点からのNS,EW,UD相対変位変化，基線長変化	傾斜2成分，温度，雨量	基線長変化		観測値あるいは任意基準点からの相互差	観測値あるいは任意基準点からの相互差	5種類までの任意データを組み合わせ表示 解析期間列表示
	分布図表示データ	指定期間間の変化量，指定期間の変化率 基準点を任意に選択可能（変位量については基準点を指定しないことも可能） 広域応力場の影響除去可能	指定期間間の変化量，指定期間の変化率	指定期間間の変化量，変化率 応力場の影響除去可能	リサンプリングされた干渉SARデータ 応力場の影響除去可能	指定期間間の変化量，指定期間の変化率 観測値あるいは任意基準点からの相互差	指定期間間の変化量，指定期間の変化率 観測値あるいは任意基準点からの相互差	
	分布図	任意基準点からの水平，上下，測距・衝量方向相対変位を観測点に色付き印，縦棒，ベクトル（水平，上下），数値表示 EW，NS，UD変位基線長さ変化，測距・衝量方向基線長変化，EW，NS，ずれ，面積歪みのRGBマップ表示 三角網付き主歪みの二軸ベクトル表示 複数の期間のデータ，複数の表示形式による図を重ね合わせ表示可能	観測点にベクトル，数値表示 複数の期間のデータを重ね合わせ表示可能	ミラー点にベクトル，色付き印，縦棒，数値表示 RGBマップ表示 基線表示（線種変更可） 器械点選択（ベクトル表示は全器械点も可） 複数の期間のデータ，複数の表示形式による図を重ね合わせ表示可能	リサンプリング点，GPS観測点にベクトル，色付き印，縦棒，数値表示 RGBマップ表示（指定した位相もしくは絶対値によるスペクトルカラー表現も可能） 基準観測点からの相対量表示 オフセット量指定 複数の期間のデータ，複数の表示形式による図を重ね合わせ表示可能	観測点に色付き印，縦棒，数値表示 RGBマップ表示 複数の期間のデータ，複数の表示形式による図を重ね合わせ表示可能	観測点に色付き印，縦棒，数値表示 RGBマップ表示 複数の期間のデータ，複数の表示形式による図を重ね合わせ表示可能	6種類までの任意データを組み合わせ表示（傾斜軌跡図との重ね合わせは不可） 解析期間列作成機能で設定した期間を選択し表示 全期間について事前に指定した表示形式の分布図を画像ファイルとして保存
	断面図	標高断面図に色付き印，縦棒，ベクトル表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能） 複数期間の観測値の指定位置からの水平距離ー変位断面図	標高断面図に表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能） 複数期間の観測値の指定位置からの水平距離ー傾斜断面図	標高断面図に色付き印，縦棒，基線方向ベクトル表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能）	標高断面図に色付き印，縦棒，衛星方向ベクトル表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能）	標高断面図に色付き印，縦棒表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能） 任意方向の分布図（複数期間を重ね合わせ可能）	標高断面図に色付き印，縦棒表示（複数期間，表示形式を重ね合わせ可能） 任意方向の分布図（複数期間を重ね合わせ可能）	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に表示
	軌跡図	複数観測点を1枚に表示 平面図の観測点位置に表示	複数観測点を1枚に表示 平面図の観測点位置に表示	－	－	－	－	－
モデル計算	使用モデル	複合茂木，岡田，坂井モデル FEM計算結果データベース	複合茂木，岡田，坂井モデル FEM計算結果データベース	複合茂木，岡田，坂井モデル FEM計算結果データベース	複合茂木，岡田，坂井モデル FEM計算結果データベース	萩原，大久保モデル 球，円柱，円錐台，直方体，回転楕円体質量変化	球，円柱，円錐台，直方体，回転楕円体消磁 茂木モデルによるピエゾ磁気	球（茂木，萩原モデル，球消磁） ダイク（岡田，大久保モデル，直方体消磁） 回転楕円体（坂井モデル，回転楕円体消磁） 質量変化，消磁（球，円柱，円錐台，直方体，回転楕円体）
	推定量	水平変位，上下変位，三次元変位	傾斜	基線長	衛星視線方向変位	重力変化	地磁気全磁力変化	任意の観測種目を組み合わせ利用可能
	モデル推定	グリッドサーチ（水平，上下重み付け，水平，鉛直方向探索格子表示） 茂木モデル体積変化最小自乗法＋空間グリッドサーチ（水平，上下重み付け） 逆解析（水平，上下重み付け，変化率の場合は推定誤差を考慮） FEMモデルサーチ FEMモデル内挿 モデル推定に使用する観測点選択可能 基準点からの相対変位量推定値をモデル推定に利用するのか，変位量自体をモデル推定に利用するのかどうか選択可能 観測量として三次元，水平，上下ベクトル，三次元，水平スカラーを選択可能 観測点標高を考慮 広域応力場の影響を付加可能	グリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 単独茂木モデル体積変化最小自乗法＋空間グリッドサーチ 逆解析（変化率の場合は推定誤差を考慮） FEMモデルサーチ FEMモデル内挿 モデル推定に使用する観測点選択可能 観測量としてベクトル，スカラーを選択可能 観測点標高を考慮	グリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 茂木モデル体積変化最小自乗法＋空間グリッドサーチ 逆解析（変化率の場合は推定誤差を考慮） FEMモデルサーチ FEMモデル内挿 モデル推定に使用する観測点選択可能 器械点1箇所選択orすべて使用 観測点標高を考慮 広域応力場の影響を付加可能	グリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 茂木モデル体積変化最小自乗法＋空間グリッドサーチ 逆解析（事前に与えた観測誤差を考慮） FEMモデルサーチ FEMモデル内挿 モデル推定に使用するリサンプリング点，データ領域を指定可能 観測点標高を考慮 広域応力場の影響を付加可能	グリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 逆解析（変化率の場合は推定誤差を考慮） モデル推定に使用する観測点選択可能 基準点からの相対推定値をモデル推定に利用するのか，重力変化量自体をモデル推定に利用するのかどうか選択可能 観測点標高を考慮	グリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 逆解析（変化率の場合は推定誤差を考慮） モデル推定に使用する観測点選択可能 基準点からの相互差をモデル推定に利用するのか，観測量自体をモデル推定に利用するのかどうか選択可能 観測点標高を考慮	重み付きグリッドサーチ（水平，鉛直方向探索格子表示） 重み付き逆解析（変化率の場合は誤差を考慮） 観測点標高を考慮 任意の期間について事前に解析したパラメータに従って全期間をモデル推定しモデルパラメータなどをテキストファイルとして，分布図を画像ファイルとして保存
	推定量表示	観測点，FEM計算点に色付き印，縦棒，ベクトル，数値表示 任意標高，地表面格子におけるコンター，ベクトル，RGBマップ表示 基準点を任意に選択可能	観測点，FEM計算点にベクトル，数値表示 任意標高，地表面格子におけるベクトル表示	観測点，FEM計算点に色付き印，縦棒，ベクトル，数値表示 任意標高，地表面格子におけるコンター，ベクトル，RGBマップ表示 器械点選択（ベクトル表示は全器械点も可）	SARリサンプリング点を含む観測点，FEM計算点に色付き印，縦棒，ベクトル，数値表示 任意標高，地表面格子におけるコンター，ベクトル，RGBマップ表示（指定した位相もしくは絶対値によるスペクトルカラー表現も可能） 基準観測点からの相対量表示 オフセット量指定	観測点に色付き印，縦棒，数値 任意標高，地表面格子におけるコンター，RGBマップ表示 基準点を任意に選択可能	観測点に色付き印，縦棒，数値 任意標高，地表面格子におけるコンター，RGBマップ表示 基準点を任意に選択可能	6種類までの任意推定値を任意の表示形式で組み合わせ表示 動的解析によって作成された分布図画像ファイルを表示 動的解析によって推定された各期間のモデルパラメータを用いて分布図を表示
	断面図	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に色付き印，縦棒，ベクトル表示 茂木モデル，複数期間の観測値の水平距離ー変位断面図	茂木モデル，複数期間の観測値の水平距離ー傾斜断面図	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に色付き印，縦棒，ベクトル表示	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に色付き印，縦棒，ベクトル表示	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に色付き印，縦棒表示 複数の観測値と計算値を重ね合わせた任意方向の断面図	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に色付き印，縦棒表示 複数の観測値と計算値を重ね合わせた任意方向の断面図	平面図と同じ組み合わせで標高断面図に表示
	観測値との重ね合わせ表示	観測値，推定値分布図を任意の組み合わせで重ね合わせ可能（推定値，観測値それぞれ6種）						観測値，推定値分布図を任意の組み合わせで重ね合わせ可能（推定値，観測値それぞれ6種）
	モデル表示	推定量表示画面の平面図，標高断面図に表示（非表示可）						選択した任意のモデルを平面図，標高断面図に表示
出力	画面出力	画面印刷 メタ画像（編集可能，v.1.2以降不可），BMP画像としてクリップボードにコピー 空間分布図を画像ファイル（GIF，PNG，JPEG，BMP，TIFF）として保存						
	データ出力	時系列データ，分布図の表示形式に従って観測値，推定値をテキストファイルに保存 推定パラメータ，誤差をテキストファイルに保存 リサンプリング干渉SARデータをテキストファイルに保存						
地震データ表示		平面図，断面図への震源データの表示 モデル推定値（6種まで）と震源分布の重ね合わせ表示						
その他	画面レイアウト	平面図描画中心緯度経度，スケール指定 標高断面図表示，非表示選択，平面図，標高断面図表示領域比率可変 断面方向指定，表示標高指定 標高断面図への観測データ等表示範囲指定（データ等非表示可） タイトル，凡例表示位置，文字サイズ可変 干渉SARデータに対するSAR観測パラメータ（衛星名，Bperp，視線方位，入射角，単位ベクトル），衛星進行方向図（表示，非表示指定可能），クレジット表示						
	観測点位置図	平面図，標高断面図の観測点位置に指定した属性（色，種類，サイズ）の印，観測点名などを表示（観測点毎に属性変更可能），平面図，標高断面図に測線基線を表示（線属性変更可能）						
	地図表現	等高線，陰影図，ラインデータ表示，東京測地系地図データの世界測地系への簡易変換						
	ステータス表示	マウス位置の緯度，経度，観測点名表示（観測点名が複数ある場合はすべてを表示）						
	プレビュー表示	空間分布図レイアウト，空間分布図表示格子，熱源モデル，グリッドサーチ水平・垂直探索格子，最適計算推定モデル位置，干渉SARリサンプリング格子，印刷プレビュー						
	高速化	グリッドサーチ，動的解析処理に対する使用スレッド数指定，進行メーター表示，一時停止機能 ダブルバッファを利用した再描画						
	パラメータ保存	画面表示パラメータ，モデル推定パラメータ，モデル推定結果等をケースデータとして保存し，再利用可能						
	ヘルプ等	操作説明書pdfファイル表示，バージョン表示，ツールチップ表示（干渉SARリサンプリング機能の一部のみ），ポップアップメニュー						

（注）黒字はGPS，傾斜，地磁気個別モジュール（gpspso，slant，geomag）v.1.2（初回配布版）に組み込まれた機能
青字はGPS，傾斜，地磁気個別モジュール（gpspso，slant，geomag）v.1.3で追加された機能
赤字はMaGCAP-V v.1.0で追加された機能
朱字はMaGCAP-V v.1.1で追加された機能
緑字はMaGCAP-V v.1.2で追加された機能
紫字はMaGCAP-V v.1.3で追加された機能

気象研究所技術報告一覧表

第１号　バックグラウンド大気汚染の測定法の開発（地球規模大気汚染特別研究班，1978）
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)

第２号　主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究（地震火山研究部，1979）
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)

第３号　筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設（花房龍男，藤谷徳之助，伴野登，魚津博，1979）
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979)

第４号　海底地震常時観測システムの開発（地震火山研究部，1980）
Permanent Ocean－Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)

第５号　本州南方海域水温図－400m（又は 500m）深と 1,000m 深－（1934－1943 年及び 1954－1980 年）（海洋研究部，1981）
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western －North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)

第６号　成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測（高層物理研究部，1982）
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozon Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)

第７号　83 型強震計の開発（地震火山研究部，1983）
Strong－Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)

第８号　大気中における雪片の融解現象に関する研究（物理気象研究部，1984）
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984)

第９号　御前崎南方沖における海底水圧観測（地震火山研究部・海洋研究部，1984）
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)

第 10 号　日本付近の低気圧の統計（予報研究部，1984）
Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)

第 11 号　局地風と大気汚染質の輸送に関する研究（応用気象研究部, 1984）
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium－Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984)

第 12 号　火山活動監視手法に関する研究（地震火山研究部，1984）
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)

第 13 号　気象研究所大気大循環モデル－Ⅰ（MRI・GCM－Ⅰ）（予報研究部，1984）
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM－Ⅰ). (Forecast Research Division, 1984)

第 14 号　台風の構造の変化と移動に関する研究－台風 7916 の一生－（台風研究部，1985）
A Study on the Changes of the Three - Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)

第 15 号　波浪推算モデル MRI と MRI－Ⅱの相互比較研究－計算結果図集－（海洋気象研究部，1985）
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI－Ⅱ －A Compilation of Results－ (Oceanographical Research Division, 1985)

第 16 号　地震予知に関する実験的及び理論的研究（地震火山研究部，1985）
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)

第 17 号　北半球地上月平均気温偏差図（予報研究部，1986）
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891－1981. (Forecast Research Division, 1986)

第 18 号　中層大気の研究（高層物理研究部, 気象衛星研究部，予報研究部，地磁気観測所，1986）
Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)

第 19 号　ドップラーレーダによる気象・海象の研究（気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部，1986）
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986)

第 20 号　気象研究所対流圏大気大循環モデル（MRI・GCM－Ⅰ）による 12 年間分の積分（予報研究部，1986）
Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM－Ⅰbased on 12－year Integration. (Forecast Research Division, 1986)

第 21 号　宇宙線中間子強度 1983－1986（高層物理研究部，1987）
Multi－Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983－1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)

第 22 号　静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究（地震火山研究部，1987）
Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
第 23 号　オホーツク海海洋気候図（篠原吉雄，四竈信行，1988）
Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
第 24 号　海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験（海洋研究部，1989）
Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
第 25 号　太平洋における海洋諸要素の季節平均分布（海洋研究部，1989）
Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
第 26 号　地震前兆現象のデータベース（地震火山研究部, 1990）
Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
第 27 号　沖縄地方における梅雨期の降水システムの特性（台風研究部，1991）
Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991)
第 28 号　気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル（猪川元興・斉藤和雄，1991）
Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
第 29 号　雲の放射過程に関する総合的研究（気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部，1992）
A Synthetic Study on Cloud－Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)
第 30 号　大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究（三上正男・遠藤昌宏・新野　宏・山崎孝治，1992）
Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean－Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
第 31 号　降水日の出現頻度からみた日本の季節推移－30 年間の日降水量資料に基づく統計－（秋山孝子，1993）
Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. －Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years－(T. Akiyama, 1993)
第 32 号　直下型地震予知に関する観測的研究（地震火山研究部，1994）
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
第 33 号　各種気象観測機器による比較観測（気象衛星・観測システム研究部，1994）
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
第 34 号　硫黄酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用（応用気象研究部，1995）
The Long－Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
第 35 号　ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究（気象衛星・観測システム研究部，1995）
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
第 36 号　降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究（地球化学研究部，1996）
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
第 37 号　大気と海洋の地球化学的研究（1995 年及び 1996 年）（地球化学研究部，1998）
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
第 38 号　鉛直２次元非線形問題（金久博忠，1999）
Vertically 2-dmensional Nonlinear Problem (H. Kanehisa, 1999)
第 39 号　客観的予報技術の研究（予報研究部，2000）
Study on the Objective Forecasting Techniques（Forecast Research Department, 2000）
第 40 号　南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究（地震火山研究部，2000）
Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region（Seismology and Volcanology Research Department, 2000）
第 41 号　電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素同位体比の測定（石井雅男・吉川久幸・松枝秀和，2000）
Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon Dioxide in the Atmosphere and for the Total Inorganic Carbon in Seawater（I.Masao, H.Y.Inoue and H.Matsueda, 2000）
第 42 号　気象研究所／数値予報課統一非静力学モデル（斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし，2001）
Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi，2001)
第 43 号　大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの確立（時枝隆之・井上(吉川)久幸，2004）
Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale

(Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue，2004)

第 44 号　PostScript コードを生成する描画ツール"PLOTPS"マニュアル（加藤輝之，2004）
Documentation of "PLOTPS": Outputting Tools for PostScript Code (Teruyuki Kato，2004)

第 45 号　気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価に関する調査・研究（松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤　庸介・坪井一寛・堤　之智・神谷ひとみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本　治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田　晃，2004）
Re-evaluation for scale and stability of CO_2 standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshirou Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada，2004)

第 46 号　地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究（地震火山研究部，2005）
A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)

第 47 号　気象研究所共用海洋モデル（MRI.COM）解説（海洋研究部，2005）
Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)

第 48 号　日本海降雪雲の降水機構と人工調節の可能性に関する研究（物理気象研究部・予報研究部，2005）
Study of Precipitation Mechanisms in Snow Clouds over the Sea of Japan and Feasibility of Their Modification by Seeding (Physical Meteorology Research Department, Forecast Research Department, 2005)

第 49 号　2004 年日本上陸台風の概要と環境場（台風研究部, 2006）
Summary of Landfalling Typhoons in Japan, 2004 (Typhoon Research Department, 2006)

第 50 号　栄養塩測定用海水組成標準の 2003 年国際共同実験報告（青山道夫，2006）
2003 Intercomparison Exercise for Reference Material for Nutrients in Seawater in a Seawater Matrix (Michio Aoyama, 2006)

第 51 号　大気および海水中の超微量六フッ化硫黄(SF_6)の測定手法の高度化と SF_6 標準ガスの長期安定性の評価（時枝隆之、石井雅男、斉藤 秀、緑川 貴, 2007）
Highly developed precise analysis of atmospheric and oceanic sulfur hexafluoride (SF_6) and evaluation of SF_6 standard gas stability (Takayuki Tokieda, Masao Ishii, Shu Saito and Takashi Midorikawa, 2007)

第 52 号　地球温暖化による東北地方の気候変化に関する研究（仙台管区気象台，環境・応用気象研究部, 2008）
Study of Climate Change over Tohoku District due to Global Warming (Sendai District Meteorological Observatory, Atmospheric Environment and Applied Meteorology Research Department, 2008)

第 53 号　火山活動評価手法の開発研究（地震火山研究部, 2008）
Studies on Evaluation Method of Volcanic Activity (Seismology and Volcanology Research Department, 2008)

第 54 号　日本における活性炭冷却捕集およびガスクロ分離による気体計数システムによる ^{85}Kr の測定システムの構築および 1995 年から 2006 年の測定結果（青山道夫, 藤井憲治, 廣瀬勝己, 五十嵐康人, 磯貝啓介, 新田 済, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008）
Establishment of a cold charcoal trap-gas chromatography-gas counting system for ^{85}Kr measurements in Japan and results from 1995 to 2006 (Michio Aoyama, Kenji Fujii, Katsumi Hirose, Yasuhito Igarashi, Keisuke Isogai, Wataru Nitta, Hartmut Sartorius, Clemens Schlosser, Wolfgang Weiss, 2008)

第 55 号　長期係留による 4 種類の流速計観測結果の比較（中野俊也，石崎 廣，四竈信行, 2008）
Comparison of Data from Four Current Meters Obtained by Long-Term Deep-Sea Moorings (Toshiya Nakano, Hiroshi Ishizaki and Nobuyuki Shikama, 2008)

第 56 号　CMIP3 マルチモデルアンサンブル平均を利用した将来の海面水温・海氷分布の推定（水田 亮, 足立恭将, 行本誠史, 楠 昌司, 2008）
Estimation of the Future Distribution of Sea Surface Temperature and Sea Ice Using the CMIP3 Multi-model Ensemble Mean (Ryo Mizuta, Yukimasa Adachi, Seiji Yukimoto and Shoji Kusunoki, 2008)

第 57 号　閉流路中のフローセルを用いた分光光度法自動分析装置による海水の高精度 pH_T 測定（斉藤 秀, 石井雅男, 緑川 貴, 井上（吉川）久幸, 2008）
Precise Spectrophotometric Measurement of Seawater pH_T with an Automated Apparatus using a Flow Cell in a Closed Circuit（Shu Saito, Masao Ishii, Takashi Midorikawa and Hisayuki Y. Inoue, 2008）

第 58 号　栄養塩測定用海水組成標準の 2006 年国際共同実験報告（青山道夫,J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E.S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. Dai, G. O Donnell, C. Engelke, Gwo-Ching Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, Ming-Ming Jin, 葛西広海, R. Kerouel, 清本容子, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, 熊谷正光, S. Leterme, Yarong Li, 増田真次, 宮尾 孝, T. Moutin, 村田昌彦, 永井直樹, G. Nausch, A. Nybakk, M. K. Ngirchechol, 小川浩史, J. van Ooijen, 太田秀和, J. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, 齊藤一浩, 佐藤憲一郎, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, 芳村 毅, A. Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2008）
2006 Inter-laboratory Comparison Study for Reference Material for Nutrients in Seawater（M. Aoyama, J. Barwell-Clarke, S. Becker, M. Blum, Braga E. S., S. C. Coverly, E. Czobik, I. Dahllöf, M. H. Dai, G. O. Donnell, C. Engelke, G. C. Gong, Gi-Hoon Hong, D. J. Hydes, M. M. Jin, H. Kasai, R. Kerouel, Y. Kiyomono, M. Knockaert, N. Kress, K. A. Krogslund, M. Kumagai, S. Leterme, Yarong Li, S. Masuda, T. Miyao, T. Moutin, A. Murata, N. Nagai, G. Nausch, M. K. Ngirchechol, A. Nybakk, H. Ogawa, J. van Ooijen, H. Ota, J. M. Pan, C. Payne, O. Pierre-Duplessix, M. Pujo-Pay, T. Raabe, K. Saito, K. Sato, C. Schmidt, M. Schuett, T. M. Shammon, J. Sun, T. Tanhua, L. White, E.M.S. Woodward, P. Worsfold, P. Yeats, T.

Yoshimura, A. Youénou, J. Z. Zhang, 2008）

第 59 号　気象研究所共用海洋モデル(MRI.COM)第 3 版解説（辻野博之, 本井達夫, 石川一郎, 平原幹俊, 中野英之, 山中吾郎, 安田珠幾, 石崎廣（気象研究所海洋研究部）, 2010）
Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Version 3（Hiroyuki Tsujino, Tatsuo Motoi, Ichiro Ishikawa, Mikitoshi Hirabara, Hideyuki Nakano, Goro Yamanaka, Tamaki Yasuda, and Hiroshi Ishizaki (Oceanographic Research Department), 2010）

第 60 号　栄養塩測定用海水組成標準の 2008 年国際共同実験報告（青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D’amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010）
2008 Inter-laboratory Comparison Study of a Reference Material for Nutrients in Seawater（青山道夫, Carol Anstey, Janet Barwell-Clarke, François Baurand, Susan Becker, Marguerite Blum, Stephen C. Coverly, Edward Czobik, Florence D’amico, Ingela Dahllöf, Minhan Dai, Judy Dobson, Magali Duval, Clemens Engelke, Gwo-Ching Gong, Olivier Grosso, 平山篤史, 井上博敬, 石田雄三, David J. Hydes, 葛西広海, Roger Kerouel, Marc Knockaert, Nurit Kress, Katherine A. Krogslund, 熊谷正光, Sophie C. Leterme, Claire Mahaffey, 光田均, Pascal Morin, Thierry Moutin, Dominique Munaron, 村田昌彦, Günther Nausch, 小川浩史, Jan van Ooijen, Jianming Pan, Georges Paradis, Chris Payne, Olivier Pierre-Duplessix, Gary Prove, Patrick Raimbault, Malcolm Rose, 齊藤一浩, 斉藤宏明, 佐藤憲一郎, Cristopher Schmidt, Monika Schütt, Theresa M. Shammon, Solveig Olafsdottir, Jun Sun, Toste Tanhua, Sieglinde Weigelt-Krenz, Linda White, E. Malcolm. S. Woodward, Paul Worsfold, 芳村毅, Agnès Youénou, Jia-Zhong Zhang, 2010）

第 61 号　強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究（大阪管区気象台・彦根地方気象台・京都地方気象台・奈良地方気象台・和歌山地方気象台・神戸海洋気象台・松江地方気象台・鳥取地方気象台・舞鶴海洋気象台・広島地方気象台・徳島地方気象台・予報研究部, 2010）
Studies on formation process of line-shaped rainfall systems and predictability of rainfall intensity and moving speed（Osaka District Meteorological Observatory, Hikone Local Meteorological Observatory, Kyoto Local Meteorological Observatory, Nara Local Meteorological Observatory, Wakayama Local Meteorological Observatory, Kobe Marine Observatory, Matsue Local Meteorological Observatory, Tottori Local Meteorological Observatory, Maizuru Marine Observatory, Hiroshima Local Meteorological Observatory, Tokushima Local Meteorological Observatory AND Forecast Research Department, 2010）

第 62 号　WWRP 北京オリンピック 2008 予報実証/研究開発プロジェクト（齊藤和雄, 國井勝, 原昌弘, 瀬古弘, 原旅人, 山口宗彦, 三好建正, 黄偉健, 2010）
WWRP Beijing Olympics 2008 Forecast Demonstration/Research and Development Project (B08FDP/RDP)（Kazuo Saito, Masaru Kunii, Masahiro Hara, Hiromu Seko, Tabito Hara, Munehiko Yamaguchi, Takemasa Miyoshi and Wai-kin Wong, 2010）

第 63 号　東海地震の予測精度向上及び東南海・南海地震の発生準備過程の研究（地震火山研究部, 2011）
Improvement in prediction accuracy for the Tokai earthquake and research of the preparation process of the Tonankai and the Nankai earthquakes (Seismology and Volcanology Research Department, 2011)

第 64 号　気象研究所地球システムモデル第 1 版（MRI-ESM1）―モデルの記述―（行本誠史, 吉村裕正, 保坂征宏, 坂見智法, 辻野博之, 平原幹俊, 田中泰宙, 出牛真, 小畑淳, 中野英之, 足立恭将, 新藤永樹, 鰺将吉, 尾瀬智昭, 鬼頭昭雄, 2011）
Meteorological Research Institute-Earth System Model Version 1 (MRI-ESM1) — Model Description —（Seiji Yukimoto, Hiromasa Yoshimura, Masahiro Hosaka, Tomonori Sakami, Hiroyuki Tsujino, Mikitoshi Hirabara, Taichu Y. Tanaka, Makoto Deushi, Atsushi Obata, Hideyuki Nakano, Yukimasa Adachi, Eiki Shindo, Shoukichi Yabu, Tomoaki Ose and Akio Kitoh, 2011)

第 65 号　東南アジア地域の気象災害軽減国際共同研究（斉藤和雄, 黒田徹, 林修吾, 瀬古弘, 國井勝, 小司禎教, 上野充, 川畑拓矢, 余田成男, 大塚成徳, Nurjanna Joko Trilaksono, 許智揚, 古関俊也, Le Duc, Kieu Thi Xin, 黄偉健, Krushna Chandra Gouda, 2011）
International Research for Prevention and Mitigation of Meteorological Disasters in Southeast Asia (Kazuo Saito, Tohru Kuroda, Syugo Hayashi, Hiromu Seko, Masaru Kunii, Yoshinori Shoji, Mitsuru Ueno, Takuya Kawabata, Shigeo Yoden, Shigenori Otsuka, Nurjanna Joko Trilaksono, Tieh-Yong Koh, Syunya Koseki, Le Duc, Kieu Thi Xin, Wai-Kin Wong and Krushna Chandra Gouda, 2011)

第 66 号　太平洋における大気－海洋間二酸化炭素フラックス推定手法（杉本裕之, 平石直孝, 石井雅男, 緑川貴, 2012）
A method for estimating the sea-air CO2 flux in the Pacific Ocean (Hiroyuki Sugimoto, Naotaka Hiraishi, Masao Ishii and Takashi Midorikawa, 2012)

第 67 号　太平洋における大気－海洋間二酸化炭素フラックス推定手法（坪井一寛, 松枝秀和, 澤庸介, 丹羽洋介, 中村雅道, 久保池大輔, 岩坪昇平, 齊藤和幸, 花宮義和, 辻健太郎, 大森英裕, 西秀紘, 2012）
Development of a flask sampling and its high-precision measuring system for greenhouse gases observations using a cargo aircraft C-130H (Kazuhiro Tsuboi, Hidekazu Matsueda, Yousuke Sawa, Yosuke Niwa Masamichi Nakamura, Daisuke

Kuboike, Shohei Iwatsubo, Kazuyuki Saito Yoshikazu Hanamiya, Kentaro Tsuji, Hidehiro Ohmori, Hidehiro Nishi, 2012)

第 68 号　国際シンポジウム 電子顕微鏡を用いたエアロゾル研究（五十嵐康人, Weijun Li, Peter.R.Buseck, 岡田菊雄, 張代洲, 足立光司, 藤谷雄二, 嶋寺光, 五藤大輔, 三井千珠, 野島雅, 大島長, 松井仁志, 石元裕史, 松木篤, Pradeep Khatri, 中山智喜, 向井将平, 大石乾詞, 間山憲仁, 坂本哲夫, 直江寛明, 財前祐二, 塩流水洋樹, 田中泰宙, 梶野瑞王, 2013）

International Symposium on Aerosol Studies Explored by Electron Microscopy (Yasuhito Igarashi, Weijun Li, Peter. R. Buseck, Kikuo Okada, Daizhou Zhang, Kouji Adachi, Yuji Fujitani, Hikari Shimadera, Daisuke Goto, Chizu Mitsui, Masashi Nojima, Naga Oshima, Hitoshi Matsui, Hiroshi Ishimoto, Atsushi Matsuki, Pradeep Khatri, Tomoki Nakayama, Shohei Mukai, Kenji Ohishi, Norihito Mayama, Tetsuo Sakamoto, Hiroaki Naoe, Yuji Zaizen, Hiroki Shiozuru, Taichu Y. Tanaka and Mizuo Kajino, 2013)

気　象　研　究　所

1946（昭和21）年　設　立

所　　長：瀬　上　哲　秀

予報研究部	部長：理博	露木　義
気候研究部	部長：理博	鬼頭昭雄
台風研究部	部長：理博	中村誠臣
物理気象研究部	部長：	山田眞吾
環境・応用気象研究部	部長：理博	三上正男
気象衛星・観測システム研究部	部長：理博	角村　悟
地震火山研究部	部長：理博	横田　崇
海洋研究部	部長：工博	蒲地政文
地球化学研究部	部長：	安藤　正

気　象　研　究　所　技　術　報　告

編集委員長：安　藤　　正

編集委員：村崎万代　石井正好　湊　信也
萩野谷成徳　関山　剛　酒井　哲
林　　豊　中野英之　澤　庸介
事務局：高橋　宙　阿見隆之

気象研究所技術報告は，1978（昭和53）年の初刊以来,気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり，気象研究所の研究計画に基づき実施した研究に関する手法、データ、結果等についてのまとめ、または、すでに公表した研究論文類をとりまとめ総合的報告としたものを掲載する。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は,出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製，転載，翻訳，あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究，学習，教育に使用する場合は,出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気　象　研　究　所　技　術　報　告　　ISSN 0386-4049
第　69　号

平成25年3月　発行

編集兼
発行者　気　象　研　究　所

〒305-0052　茨城県つくば市長峰１－１
TEL(029)853-8535

印　刷　者　松枝印刷株式会社
〒303-0034　茨城県常総市水海道天満町2438