

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 宮崎 務

(平成2年6月15日受理)

要 旨

本研究は、日本における活動的な6火山において実施した水準測量の結果より、それぞれの火山の活動の経過、および火山体の構成に対応した地殻変動の状態を考察したものである。火山の活動に伴って発生する地殻変動を、水準測量によって検出した事例は、日本においても数多く知られている。最近では、火山噴火予知による災害の軽減という社会的要請もあって、火山噴火の前兆としての地殻変動観測の重要性が再認識されている。火山の活動に伴って生ずる地殻変動は、基本的には、膨張・(噴火)・収縮の過程により表現されている。それぞれの過程は、エネルギーの蓄積による噴火準備(膨張)、蓄積したエネルギーの放出(噴火)、エネルギー放出後の安定化現象(収縮)に相当する。本論文では、この変動がそれぞれの火山において、きわめて多様な現れ方をすることを示す。また、火山の表面活動に直接関連した上記の運動の他に、もうひとつの火山性地殻変動の様式を提案する。それはカルデラ床の沈降運動である。これは火山構成岩石の違いやカルデラ形成時期の新旧によらず、カルデラ構造に特有な運動である、と思われる。火山における垂直変位は、火山活動の長期的、および短期的な活動予測に、決定的に重要な情報である。しかし水準測量のデータ自体は、様々な性質の運動を含んでいる。その中から、本研究で明らかにされた火山性地殻変動の特徴を識別することが、火山噴火予知のためには不可欠な作業といえる。火山における水準測量は、一般にきわめて過酷な条件下で、行われている。このような環境での、観測の誤差と全体としての信頼性についても、議論した。以下では、一般的に用いられる火山構成岩石の分類に従って、各火山を区別し、本研究によって明らかになった個々の火山の特徴を述べる。

安山岩質火山

桜島火山

1) 同火山は、鹿児島湾北部始良カルデラ南縁に生成したポストカルデラ火山である。同カルデラの北東部に位置する国分地域において、カルデラ縁の断層運動を、長期間にわたって観測した結果より、1914年の桜島大噴火の際のステップ状の沈降運動の他に、カルデラ側が常時、クリーブ状の沈降を続けていることを確認した。このようなカルデラ沈降現象は、火山性地殻変動の一般的な様式の一つと考えられる。

2) 同火山の南岳山頂火口活動に関連する主(始良カルデラ下部)及び副(桜島火山下部)の二つの圧力源(マグマ溜り)の圧力増減による地殻変動を、広域的な水準測量の繰

り返しによって明らかにした。この観測結果は、重力変化、噴出物量等、物理的、化学的諸量の測定結果とあわせて考察することにより、桜島火山の今後の活動推移を予測するうえで大きく貢献した。

霧島火山

1) 霧島火山北西部に位置する加久藤カルデラにおいて、1968、1975年に発生した群発地震活動によってカルデラ内の沈降が生じていることが判った。これらの変動は、カルデラの構成に起因するとみられ、南東部地域の火山活動と直接関連する現象とは考えられない。

2) 霧島火山中のえびの高原で、高温熱水、蒸気が地下浅部に貯溜された地熱地帯における測量によって、熱湯、蒸気の汲み上げのために地盤沈降変動が生じることを指摘した。上部地層の上下歪量は 10^{-2} のオーダーに達するとみられる。沈降変動の原因は、地熱地帯に供給される熱水、蒸気を上回る汲み上げによる地下地層中の孔隙圧の減少と推定される。

浅間火山

1) 地質学的に明らかにされた浅間火山の形成史によれば、現在の浅間山の山頂部分は、黒斑火山と呼ばれる巨大な成層火山が崩壊し、その地溝状の落込みの中から、新たに前掛山(釜山)火山が成長した。1935-39年の大きな活動期に、この黒斑山を中心として、深さ7kmを圧力源とする。顕著な隆起が観測された。その後の中規模な活動期に、1939年と1950-53年の間に、前掛山の直下2kmを力源とする隆起が、そして1954年と1958年の間にも、同じ位置を力源とする隆起が検出されている。1958年と1977年の間に、同火山南東部において 10^{-4} に達する傾斜角を示す南東方向上がりのブロック運動が見いだされた。この現象発生の原因はさだかでない。更に、1977年から1981年にかけては、前掛山の同じ深さを収縮源とする沈降が確認された。浅間山では噴火活動に先だって、3回も膨張過程が観測されたことになる。データは茂木モデルに、きわめて良く適合する。

2) 浅間火山においても、二つの力源の存在が確認された。主たる力源は浅間火山の本体と見なされる黒斑山の地下7kmにあり、副次的なそれは、現在の活動的な火口前掛山の下2kmにある。これらの圧力源の位置は、現在の浅間火山下部に発生する地震の震源分布と良く調和している。

玄武岩質火山

伊豆大島火山

1) 1986年11月の山頂噴火に際して、明瞭な *Inflation* が先駆しない噴火発生過程が初めて発見された。この現象は、*Open conduit* の存在で説明できる。すなわち、低粘性のマグマが、既存の火道中を低速度で上昇する場合には、*Inflation* を生ずるような抵抗を受けないためと考えられる。この事実は、他の物理諸量の観測結果とも調和している。

2) 1986年11月21日、割れ目噴火の直前に、我々の緊急測量によって、極めて大きな隆起現象が確認された。噴火後の測量から、割れ目地帯における顕著な沈降が明らかになった。さらに大島火山、とくに北側半分の地域における東上がり(あるいは西下がり)の傾斜運動の発生が確認された。

3) 山頂カルデラ内では外輪山(カルデラ縁上部)に対して常時 *Creep* 状の沈降変動が生じていることが明らかになった。また噴火時には *Step* 状に沈降する現象がみられた。

これらの沈降変動については、量的に吟味することが可能になった。この沈降変動は、定性的には圧密現象と思われるが、沈降速度が極めて大きい。重力測定結果によって示された高ブーゲー異常型カルデラの、形成過程の一因をなすものであろう。

4) 大島火山山頂カルデラは、新旧2つのカルデラより構成されていると推定される。より新期に形成された北東側では、噴火時のステップ状の落ち込みが顕著であるのに対し、南西側ではクリープの沈降が卓越する。この違いは形成年代の差と火口の存在の影響を反映していると思われる。また同カルデラ縁もある種の活断層であることが示された。

三宅島火山

1) 同火山の中腹に位置する環状道路に水準測量路線を新設して測量を実施した。その結果、島内部における上下変動分布、とくに、1940、1962年の噴火割れ目地帯が、いまだに沈降変動を続けていることが明らかになった。また、1983年噴火による南西側割れ目地帯も沈降を続けているが、沈降域の両側では隆起を示すマグマ貫入割れ目による典型的な上下変動を生じていることが判った。さらに同島周回路線の測量で見いだされた傾動が島の内部にも及んでいることを明らかにした。この傾動は、1983年噴火による影響とみられるが、今後どの様に推移するか注目される。

2) 1940年、1962年の噴火後に実施された三角測量の結果からは、山頂部（カルデラ）の沈降がうかがえる。従って、三宅島火山の地殻変動は山頂部分の膨張—収縮とカルデラ沈降が組合わさったものとして、解釈する必要がある。

デイサイト質火山

有珠火山

1) 1977年噴火によるデイサイトドームの成長に伴って発現した同火山北部山麓における押し出し変動は、水平方向で 10^{-2} のオーダーに達する歪を含むものであった。その水平方向の移動量は、2~30 m に達した。潜在ドーム等の障害によりその変動の方向が急に変わり、複雑な歪を生ずる場所で構造物に大きな被害が生じていることを明らかにした。

以上のように、各火山毎に、個別に特徴を挙げた。安山岩質火山では、噴火に際して *Inflation* が発現し易いことが判った。また、玄武岩質火山では、明瞭な *Inflation* のない噴火が認められた。これらの観測事実より、火山の上下変動発現の基本的要素の一つとして、マグマの物理的状態、とくに粘性が大きな地位を占めていることが容易に理解される。

目 次

第一章. 序説	669
I. 火山活動に関連した地殻変動	669
II. 日本の火山における地殻変動解析のための水準測量の変遷	670
III. 水準測量による火山活動関連変動の検出とその方法	670
IV. 各火山の特徴的変動について	671
第二章. 桜島火山	672
I. 1914年噴火に伴った変動の解釈	672
II. 1946・1955年噴火以後の桜島周辺における水準測量	674

III. 始良カルデラ周辺も含めた変動の解明 (集中総合観測の始まり).....	676
IV. 始良カルデラ周辺地域における地殻変動	677
V. 始良カルデラ周辺と桜島島内の測量結果を併せた変動解析	681
VI. 始良カルデラ壁面付近における特異な変動	687
VII. まとめ	691
第三章. 霧島火山	692
I. 霧島火山と観測の概要	692
II. 加久藤カルデラ内における地殻変動	695
III. えびの高原における地盤変動	702
IV. 考察とまとめ	705
第四章. 浅間火山	706
I. 浅間火山と測地学的観測の概略	706
II. 浅間火山における水準測量	707
III. 水準測量によって得られた浅間火山地殻上下変動についての考察	710
IV. まとめ	720
第五章. 伊豆大島火山	722
I. はじめに	722
II. 大島火山における水準測量の沿革と現状	723
III. 水準測量の実行と結果	728
III-1. 山麓よりカルデラ内部に至る路線 (1986年噴火発生以前の変動)...	728
III-2. 山麓よりカルデラ内部に至る路線 (1986年噴火に伴った変動測量 およびその後の経過測量).....	729
III-3. 外輪山 (カルデラ縁) とカルデラ内部の相対変動	731
IV. 変動の考察	734
IV-1. 山麓よりカルデラ内部に至る路線	734
a. 1958年10月~1967年11月の間に生じた沈降変動	734
b. 1986年山頂噴火開始前の変動	737
c. 1986年噴火に伴った変動およびその後の経過	739
IV-2. 外輪山 (カルデラ縁) とカルデラ内部の相対変動	745
a. 1986年噴火開始以前の変動	745
b. 1986年噴火による変動とその後の経過	747
V. カルデラ内で観察された噴火直前変動	750
VI. まとめ	754
APPENDIX 1.	755
APPENDIX 2.	764
第六章. 三宅島火山	765
I. 三宅島火山の活動の特徴と測地学的観測経過の概略	765
II. 三宅島火山における地殻上下変動	767
III. 新路線の設置と測量	775
IV. 観測された変動の考察	779
V. まとめ	781
第七章. 有珠火山	782
I. 有珠火山の活動に伴う地殻変動	782
II. 観測の方法	782
II-1. 測量網の作成とその後の経過	782
II-2. 測量の方法と使用計器	784
II-3. 測量実施結果	785
III. 測量結果の解析	785
IV. 測量結果の考察	787
IV-1. A 測量網 (北東山麓)	787

IV-2. B 測量網 (北西山麓)	790
V. まとめ	793
第八章. まとめ	794
謝辞	797

第一章. 序 説

I. 火山活動に関連した地殻変動

火山の活動にともなって、地表に様々な地形の変化が生ずることは良く知られている。これらの地形変化は、地下深部より上昇したマグマが地表面に噴出し堆積する、あるいはマグマより派生した気体、熱水等の作用によって、すでに地表面に存在した物質が移動することによってもたらされる。このような現象は肉眼で観察可能であり、一般的に火山噴火活動の一部と認識されている出来事である。一方、地下におけるマグマの移動、あるいは地下における圧力の増大によって、表面噴火活動開始以前に地表に出現する変形は、その変動量も小さいために、計器を用いた精密観測によらなければ検出することは不可能である。地下における火山活動の物理過程を解明する上で、測地学的手法による観測は、きわめて重要な地位を占めている。とくに、火山噴火活動の予知を目的とする場合には、基本的な観測要素といえる。

火山活動に伴う地殻変動は、活動に関与するマグマの物理・化学的性質の相違、地質構造の差異等の因子が複雑にからみあって発生するために、個々の火山によって異なることが判っている。あるいは判りつつあるというべきかも知れない。本論文は、日本の代表的な活火山における地殻変動を、測地学的手法の一つである精密水準測量によって観測し、火山活動との関連性を考察したものである。

最近の技術革新によって、測地測量の計器・方法は大変に進歩し、水平位置(長さ)の測定は、EDM, GPS, あるいは VLBI などによって、精度の良いデータが容易に得られるようになった。そのような技術的变化の進行の中で、高さを測定する水準測量においては、計器類は別として、基本的作業方法に関して言えば取り立てて進歩もせず、時代にも取り残された感じさえする程である。しかし、このような現実には、火山活動の観察に限っては必ずしも障害にはならない。一般的に火山は、常時活動していることは珍しく、むしろある時間間隔、場合によって100年を越える休止期をおいて活動することが多いのである。特定の火山を研究対象としている研究者であっても、個人的な研究活動寿命内に、その火山の噴火活動に遭遇する機会に恵まれるならば、幸運と言わざるを得ない程である。しかしながら、火山現象の本質的解明には、長期的視野にたった活動解析こそ絶対必要である。その意味では、例えば19世紀に設置された測点を用いた測量成果が、精度的には、若干問題があるものの、現在においても同路線における同じ測点の測量成果と直接比較し得る水準測量は、火山地殻変動の時間経過を理解するためには貴重な手段である。しかし場合によっては、数世代にわたる観測を必要としよう。

本論文で対象とする火山は、島弧として日本の火山活動を象徴する代表的な6火山であ

る。すなわち、安山岩質火山として桜島、霧島山、浅間山、玄武岩質火山として伊豆大島、三宅島、そしてデイサイト質火山としての有珠山について、それぞれの火山の活動と構造に関連した特徴的な地殻上下変動に論点を絞り紹介することを目的とした。

II. 日本の火山における地殻変動解析のための水準測量の変遷

日本の火山で、噴火ともなった地殻変動の検出を目的とする精密水準測量が、初めて行われたのは、1910年の北海道有珠山噴火の際であった (OMORI 1911, 1913, 1920b)。明治新山 (四十三山) の生成活動に伴った山麓部の地殻変動が、水準測量によって明らかにされた。1914年の桜島大噴火の際には、南九州一带にわたる地殻変動が発生し、水準及び三角測量によって観測された (OMORI, 1916, 1920a)。この変動に関する測量成果は、後に多くの研究者によっても様々な見地より解析された (例えば、Tsuboi, 1933. 宮部, 1934. 原田, 1950. Mogi, 1958)。この桜島噴火活動に伴った南九州の変動は、火山活動によって生ずる地殻変動の典型例の一つとなっている。1929年北海道駒ヶ岳の噴火後には、山麓部の水準測量によって、火山体を中心とすると推定される沈降が検出された (Tsuboi, 1930)。これらの全ての火山における水準測量は、1913年までに完成した日本全国の1等水準測量網のうちの、火山周辺路線について実施されたものである。これらの測量路線は、本来、火山活動に伴う変動の検出を目的として設置されたものではなかった。

1930年頃より、火山活動と地殻変動の関連が注目されるようになり、傾斜計、伸縮計による連続観測が開始されるようになった。また個々の火山において、変動調査を目的とする測量路線が、各関係機関によって設置され始めた。例えば、浅間山においては、1934年より測点設置作業が行われ、翌1935年には山頂越えの水準測量が実施された (高橋, 1936) し、阿蘇火山では、1937年より中央火口付近での精密水準測量が行われている (吉川, 1954)。また、伊豆大島火山においても、1940年より1941年にかけて、山頂部における水準測量が実施された (高橋, 1942)。1943年12月から始まった北海道有珠山昭和新山の活動に際しては、補助路線を使用した極めて密度の高い測量が実施され、新山の成長と地盤変動の関係が詳細に検討された (Minakami, 1947, Minakai *et al.*, 1951)。

1951年頃、実用的な水準測量用自動レベルが出現した (西独ツァイス社の Ni-2 型が最初である)。自動レベルはその取扱いの容易さから、火山研究者自身による水準測量実行の道を開いた。この現象は世界的な傾向で、多くの火山で水準測量が行われ、データ量が急激に増加している。この報文で取り扱う測量資料も、その頃より観測を始めた資料が多い。細部については各火山の項で述べる。

III. 水準測量による火山活動関連変動の検出とその方法

日本国内に設置されている水準路線の内、通常の1等水準路線においては、およそ2 km (最近では道路沿いの km ポストを使用することも多い) 毎に水準点が設置されている。また補助として2・3等の路線もつくられている。したがって火山性地殻変動であっても、広範囲にわたる場合には、既存の路線測量で検出される機会もある。1914年の桜島の変動がその例に当たる。通常的水準測量路線によって火山の地殻変動を検出する場合、あるい

はその目的で独自路線をつくって測量を行う場合に、問題となる点を考える。

一般的に山岳部の道路は、山体の山麓部をまわる形に取り付けられていることが多い。それは、道をつくる際、その勾配を小さくするために当然の条件であって、むしろ人間の生活上極く自然の営みである。火山周辺における水準測量路線も、多くは活動中心である火山体の、接線方向に分布している。しかし、火山活動と地盤上下変動の関係を解明するには、活動中心に対し半径方向の変動値が、本質的に必要である。したがって、既存路線だけで変動調査測量ができる火山は、本当に限られてしまうのである。

火山活動に関連した変動の解明を目的とするような、一般的な測量目的よりはなれて、いわば特殊な路線は、当然その火山を研究対象とする機関あるいは研究者が独自に設置することになる。現実には路線を設置すると多くの問題が派生する。それらの問題を克服して設置した後に、最大の難題である長期間に亘る測点の維持、管理が待ちかまえる。

次の問題点は、火山活動の時間間隔に関するものである。現在までに火山活動に伴った地盤変動の観測資料は、その大部分が、火山の噴火後の測量によって得られたものである。比較すべき噴火前の測量資料は、はるか昔に得られたものであり、噴火直前にどのような事態が生じたか判然としないのが普通である。得られた結果が果して火山活動と直接関連した変動であるかどうかの問題が生ずる。それでも結果が求まる程測点が残っていれば幸運である。再測量しようにも測点がほとんど亡失している場合も多い。一般的に、火山には比較的短い活動的な時期（活動期）と長い静穏な時期（休止期）が交互に存在する。活動期と休止期の間隔がある程度規則性を示す火山もあるが、ほとんどの火山はそうではない。多少の不規則性があったとしても、活動の間隔が人間の生活実感に適合している場合には、繰り返して測量も行われるが、数十年あるいは数百年に一回といった活動間隔になると、非現実的な問題として、観測さえもなおざりにされてしまうのが通例である。

その反面、活動期にあってしばしば噴火を繰り返す火山においては、測量を行う機会が多いために良質な資料が得られる。噴火活動に関連した地殻変動の観測された火山が、限定されているのは致し方ないことと思える。火山地殻変動の測量は、臨時の計器観測と異なり、一度測点を設置した場合には、移動は許されず、期待する現象が発現するまで、測点を保守する難題を克服して、観測を続けなければならないのであるから、開始に先立って必要観測期間の策定がきわめて重要である。また極めて活動的な火山、例えばハワイのキラウエア火山 (FISKE, R. S. and W. T. KINOSHITA, 1969. SWANSON, D. A., W. A. DUFFIELD and R. S. FISKE, 1976) であるとか桜島火山で検出されたような種類の変動が、たまに活動する様な火山においても発生するとは限らないことも認識した上で、問題を絞ることが必要である。

IV. 各火山の特徴的変動について

これから取り扱う各火山の変動を解明するための視点と方法について簡単に触れる。

第二章の桜島火山に関しては、主に1955年以降の南岳山頂噴火活動に関連した同火山北方始良カルデラ下部の主マグマ溜りと、同火山下部の副マグマ溜りの変動の経過について考察する。また始良カルデラ壁面における断層変動の解明によりカルデラ形成機構に関する

る新知見を報告する。

第三章、霧島火山については、同火山群北西部に位置する加久藤カルデラの変動と構造の問題、火山体上部における地熱地帯の地盤上下変動を観測した結果について述べる。

第四章、浅間火山では、長期間に亘る同火山の一輪回の活動における変動の時間的推移と火山体構造の影響に関する観測結果について述べ、同火山の活動に關与するマグマがもたらされる位置について推定される事実を報告する。浅間山においても二つの圧力源が想定されるのは興味があろう。

第五章、伊豆大島火山では、主に1986年噴火に際して得られた多くの資料を用いて、高重力異常型カルデラとしての山頂カルデラの形成過程に関する長期的変動経過とカルデラ縁の断層運動、また割れ目噴火発生による割れ目変動の解明、大島火山独自の傾動について言及し、同じキラウエア型に分類されているが、全く異なる噴火前変動を示す原因を考察する。

第六章、三宅島火山では、1983年に発生した噴火によって生じた変動のその後の経過、1940年、1962年噴火後の観測結果を含めて、同火山の活動形態について考察し、今後の対応を検討する。

第七章、有珠火山に関しては、1910年、および1944年の噴火の際の変動と、1977年噴火に際して発生した同火山北部、洞爺湖畔における地殻変動を三角水準測量によって観測した結果と比較し、将来の活動に対する対策を考える。

以上6火山の地殻変動に関して解析した結果に基づいて、火山の活動に關与するマグマの性質の差異により発生する変動の相違、火山構造の影響などを第八章で考察し、総合的なまとめとする。

第二章. 桜島火山

I. 1914年大噴火に伴った変動の解釈

1914年の桜島火山大噴火による地殻変動は、鹿児島、宮崎、熊本の南九州3県に影響を及ぼしている (Fig. 2-1)。広範囲の地域に沈降が生じたのであるが、その沈降中心は桜島本体ではなくて、同火山の北方の鹿児島に位置することが、当時の水準測量を主体とする各種測量で判っていた (OMORI, 1916, 1920a)。桜島火山は、始良カルデラの南縁に位置する後カルデラ火山である (福山, 1978. 小林哲夫, 1982)。桜島の活動に關連したマグマ溜りは、桜島北方鹿児島湾 (始良カルデラ) の地下深部に位置することが想定された (OMORI, 1916) 点は重要である。但し大森の時代には、カルデラという火山性地形に関する明確な定義は存在しない。1914年の大噴火の後実施された測量の結果によれば、1915年の初めまでは余効的沈降が続いたが、その後隆起に転じ沈降した量は回復していった。沈降が著しかった地域ほど回復隆起も大きいことも気付かれていた (大森, 1919)。

測地測量によって観測された桜島周辺について、いくつかの解釈がなされた。つぎに簡単に要約してみる。

OMORI (1916) は、沈降により地殻が減じた容量と、噴火による噴出物量の比を推定し、沈下容量は噴出物量のおよそ1/2に相当すると想定した。TSUBOI (1928) は、地塊運動

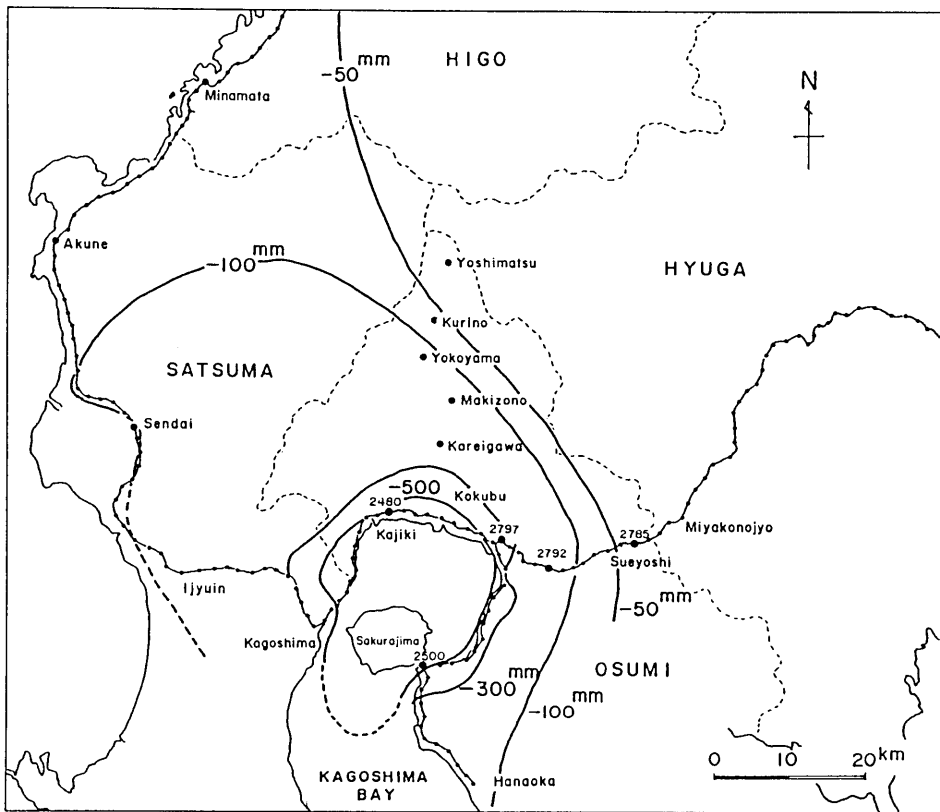


Fig. 2-1. Map showing contours of elevation changes in southern Kyushu before and after the great 1914 eruption of Sakurajima volcano (After OMORI, 1916).

の見地にとって桜島周辺の変動を考察し、地塊運動の存在及び地塊と地質学上の所見の一致を述べている。宮部 (1934) は、噴火時の地殻変動が、噴火それ自体によって起こされた地殻の歪であるとすれば、その後の逆向きの変動は平衡に戻るためと考えられるし、また、噴火時の変動が蓄積された歪力の解放によるとすれば、その逆向きの変動は再び歪力が蓄積される過程を示すとし、解釈によって相反する結論が導かれるとした。そしてこの問題の解釈は、将来にわたる観察にまつべきと述べている。原田 (1950) は、1914年及び1946年の噴火前後の地殻変動の様子より、桜島付近の変動が、地殻内部の物質量的変化に起因するとして、変動のモードを調べ $K = \text{沈下容量} / \text{噴出物容量} = 0.4$ なる関係が成立するとした。佐々 (1956) は、エネルギーの蓄積と放出に関して、地震と火山の相似性を考え、桜島1914年大噴火後の隆起をエネルギー蓄積過程と推定している。これらの諸説と異なり茂木 (1957) は、1914年の大噴火の際の変動そのものは、桜島北方カルデラの地下深部の圧力源における圧力減少による弾性変形として説明できること、その後の隆起変動も同種の弾性モデルによって説明されるとした。

1914年桜島大噴火の地殻変動は、まことに顕著であったので、以上のように多くの解釈

が行われた。1914年の大噴火後、桜島火山は20年程静穏状態を保ったが、1935年9月に南岳山頂火口により小噴火を行い、1939年10月には南岳東方山腹より噴火した。1946年3月には、1939年に開口した火口から溶岩を流出する噴火を行った、噴出した溶岩量は0.09～0.1 km³と推定された(萩原ほか, 1946)。この噴火は、3ヶ月半ほどで終了しその後は暫く休止期間に入った。1955年10月より南岳山頂火口における爆発的な噴火を開始し、ほぼ連続的な活動を現在においても続けている。この連続活動を解明する目的で、この間、たびたび測量が実施され、多くの資料が得られた。それらの資料による活動関連の変動の解明の経過を、先に述べた桜島火山の変動解釈との整合性の問題も含めて次に述べる。

II. 1946年・1955年噴火以後の桜島周辺における水準測量

1946年3月上旬より5月下旬にかけて、南岳山腹より溶岩を流出した噴火に際しては、桜島島内において傾動を調べる目的の傾斜水準測量(ドライティルト)が実施され、比較的短期間に生じた傾動が調査された。その結果によれば、島の南部と北部で傾動の方向が異なり地塊的性質を持つ変動を生じていると推定されている(水上・岩間, 1946a. 水上・佐久間, 1946b)。

1946年噴火の9年後、1955年10月より桜島南岳山頂火口で連続噴火が始まった。1956年12月に桜島口(大隅半島との接点に当たる)にある GSI BM-2500 (以下 GSI を略す) の水準点を起点として、南回りで桜島を周回し、北東部高免に至る約25 kmの間に29の水準点が埋設され、1957年2月東京大学地震研究所岡田惇博士によって、第1回の測量が実施された。翌1958年2月には2回目の測量がおこなわれ、この間に生じた変動として、 8.9×10^{-6} の全島南落ち(或は北上がり)の傾動が報告されている(吉川圭三, 1958, 1961a)。1958年11月には全島一周路線も完成、それ以後同島内測量は、京都大学防災研究所付属桜島火山観測所によって、ほぼ毎年実施されている。また1960年には桜島島内の引の平ルート、1963年には同じく赤水ルートが設置され、桜島の西側山腹の変動が測量可能になった。さらに1963年には、鹿児島市内の BM-2467 より磯海岸を回って大崎の鼻の BM-2474 に至る路線(この路線の方向は桜島北方の始良カルデラの中心を向いている)に、補助水準点が設置され毎年測量が繰り返された(江頭, 1965)。これらの路線の水準測量によって検出された桜島周辺の変動の時間経過をみる。

- | | |
|----------------|--|
| 1. 1957年～1958年 | 桜島島内北部隆起 |
| 2. 1958年～1959年 | 島の北東部から中央部にかけて隆起 |
| 3. 1959年～1960年 | 島の北部隆起、東西に異常変動を生ずる場所が現れる(判明する) |
| 4. 1960年～1961年 | 島の中央部が沈降した。引の平ルート BM-S-111 (80 mm). 1955年以来最大の火山活動 |
| 5. 1961年～1962年 | 1957年以來の北側隆起の傾向消失、沈降域出現、中央部僅か隆起。 |
| 6. 1962年～1963年 | 桜島全体にむたって沈降。 |

7. 1963年～1964年3月 引の平ルートの水準点 (BM-S-111) 大きく隆起 (62 mm)
8. 1962年～1964年8月 引の平ルート (BM-S-111) は3月以降も相変わらず隆起 (江頭, 1965) より抜粋.
9. 1964年8月～1965年3月 桜島中央部 BM-S-111 (引の平ルート) 大幅に沈降する (80 mm). 北部の変動は僅かである.
10. 1965年3月～1966年3月 中央部僅か沈降, 北部はほとんど横這い状態だが隆起の気配あり
11. 1966年3月～1967年3月 中央部僅か隆起, 北部 (BM-S-29) も前年に引き続き隆起傾向
12. 1967年3月～1970年3月 中央部の変動僅か, BM-S-111 沈降 (14 mm), 北部一帯隆起, 107 mm (BM-S-29) (1968年, 1969年には測量無し)
13. 1965年3月～1970年3月 桜島の南部ルートでの測量結果よりこの期間に有村付近で50 mm に達する沈降 (江頭, 1971) より抜粋
14. 1971年より1974年3月にかけて桜島北部 (BM-S-29 で代表される) 2.5 cm/year の割合で隆起し, カルデラ内地下のマグマ溜りにおける増圧が推定された. 鎖静していた山頂噴火活動は, 1972年に再開, 1974年には年間 489 回の爆発的噴火が発生, 1960年に続き2回目の山頂噴火活動最盛期を迎える. (江頭・石原, 1975. 江頭・中村, 1986より抜粋)

このような桜島島内における地盤垂直変動の経時変化より, 次のような推定がおこなわれた.

YOSHIKAWA (1961b) は, 桜島北部の隆起は, 茂木 (1957) によって指摘されている, 桜島北方始良カルデラ中心部地下の圧力源の内部圧力の増大による弾性変形と考え, 桜島島内だけの資料からその中心位置の推定を試みた. さらに, 桜島中心部地下にも小さな圧力源の存在を推定している.

江頭 (1965) は, 桜島火山を含む始良カルデラには, カルデラ中央部地下と桜島火山中心部の地下とに, それぞれ主と副の内部力源 (マグマ溜り) があり, それらの内部圧力の増減によって, この一帯の地殻の垂直変動が生じていると考え, 桜島島内における垂直変動量分布が, 定性的に説明できるとした. 今日では広く認められている桜島火山の二つの活動源モデルを明確に述べた最初の仕事であった. ただしこの説によっては, 黒神地区 (桜島東部) における異常沈降は, まったく説明できないと指摘している.

江頭 (1965) は更に, このような内部力源の圧力変動と桜島の火山活動の時間的変化の関連性を議論している. Fig. 2-2 は, その相互関係を示したものである. 桜島西部袴腰港検潮儀室水準点 (BM-S-17) を不動点とし, BM-S-29 (桜島北部) および BM-S-111 (桜島中央部) の1957年以降の比高変化, それらの変動に対して, 南岳の爆発回数の年間総和 (N), および東桜島湯之地震計室 (桜島火山観測所所属) の S-50 地震計 (N-S 成

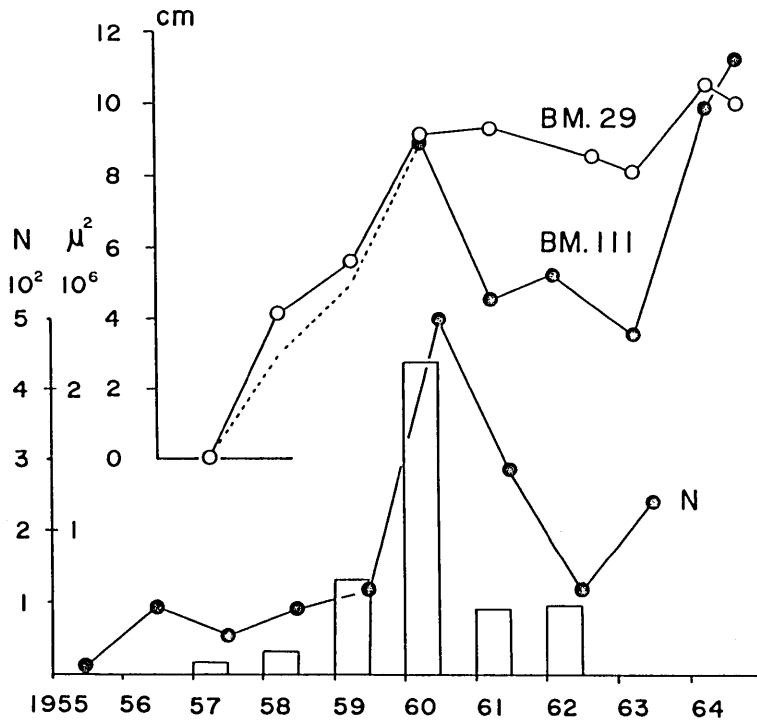


Fig. 2-2. Relationship among the changes in elevation of BM-29 and BM-111. The yearly total number of volcanic explosions (N) and the yearly sum of the square of maximum amplitude of explosion earthquakes (μ^2) observed at Yuno station (After ETO, 1965).

分)に記録された爆発地震の最大振幅の自乗値の年間総和(μ^2)が示してある。図に明らかかなように、南岳の爆発によって消費される火山活動のエネルギーと、BM-S-29とBM-S-111の比高変化により代表される二つの地下内部力源の、潜在的火山活動エネルギーとの相互関係をよく表していると考えられる。

このように、京都大学防災研究所桜島火山観測所を主体とした、桜島島内における垂直変動と南岳の噴火活動との相互関係の解明の努力が続けられ、始良カルデラ下部における圧力源、桜島火山下部の圧力源および火山活動のエネルギーの相互関係が次第に明らかにされた。

III. 始良カルデラ周辺も含めた変動の解明(集中総合観測のはじまり)

1974年より火山噴火予知計画がスタートし、1975年より桜島火山の集中総合調査が、全国の大学の機関を中心として、おこなわれた。この集中総合観測においては、始良カルデラ周辺及び桜島島内の垂直変動と、桜島南岳山頂の噴火活動との全体的関連性を解明することが観測目的の一つとなった。これらの集中総合調査に際して、水準測量に関しては、始良カルデラ周辺地域、すなわち約20 km東方の、鹿児島県曾於郡末吉町(BM-2785)

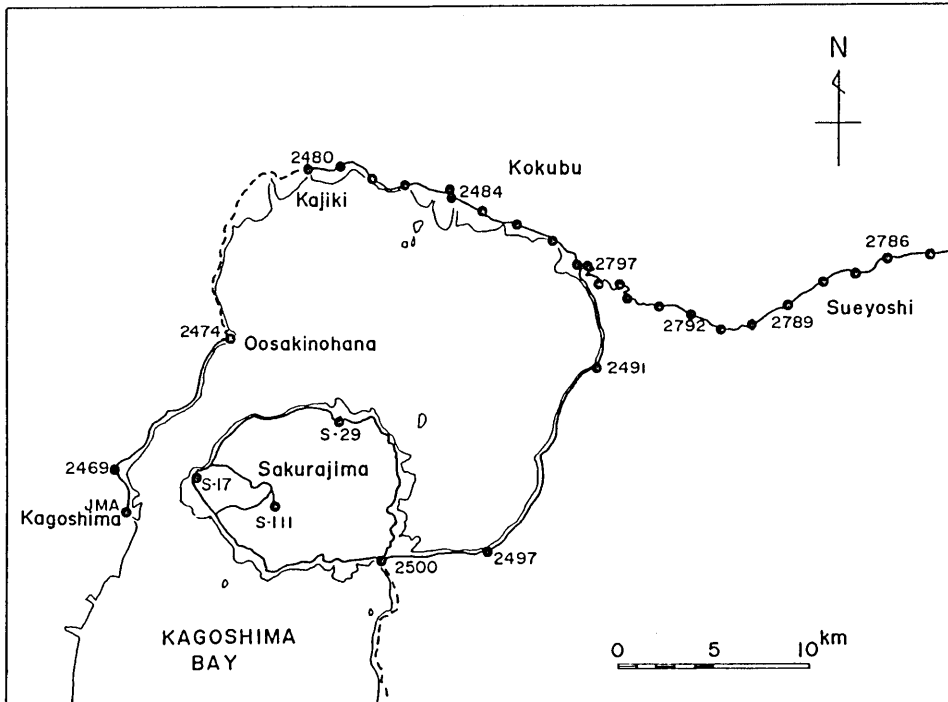


Fig. 2-3. Locations of leveling route around the Aira caldera and the Sakurajima volcano.

よりカルデラ縁に達し、カルデラ壁面（亀割坂）を下り（BM交 2797）内縁を北方の始良郡加治木町（BM-2480）に迂回する路線（東京大学地震研究所）と、始良カルデラ北東方縁、亀割坂付近（BM交 2797）より大隅半島西岸を南方に迂回し、桜島口（BM-2500）を経て桜島島内の全路線（京都大学防災研究所附属桜島火山観測所）の分担がおこなわれた。Fig. 2-3 には集中総合観測所において測量される路線を示した。

両者の測量結果を併せて解析することによって始良カルデラと桜島火山の関連性がさらに詳しく理解された。著者は始良カルデラ周辺地域における東大班の水準測量にすべて参加し、同地域の特徴的な変動を知ることができた。これらの水準測量による垂直変動の結果に、測距測量、重力測定等の測地学観測及び他の物理、化学上の成果を併せて解析することにより桜島火山の活動のダイナミックスの解明はより密度の高い成果が得られるようになった。

IV. 始良カルデラ周辺地域における地殻変動

1975年からの集中総合観測において、著者を含む東大班が分担した路線区は、Fig. 2-3 に示した説明したが、この区間の測量によって始良カルデラ半径方向の変動が解明されると期待された。

初めに、1891年 (BM-2480-BM 交 2797) および 1894・95年 (BM-2785-BM 交 2797) より1985年にいたる、およそ90年間に、この路線において実施された水準測量の結果より、14の期間変動図をつくり Fig. 2-4 に示してある。それぞれの測量において、測量区間が異なったり、あるいは水準点の損壊、改埋、移転等により変動を求める基準点 (不動点) も変えざるを得ないが、変動の時間経過に関する大きな傾向は、この図によって良く理解できる。図中 (1) の変動は、1914年大噴火による沈降変動を示している。この欄の変動値のスケールは、他欄と一桁違う点が注目されよう。(1) においては BM-2787 を基準点としているが、同点は OMORI (1916) によれば、1914年大噴火の際におよそ 50 mm の沈降 (宮崎県日向市細島の験潮場水準点を不動点とする) を生じている点であることを指摘しておく。また Fig. 2-4 中の各欄の測量区間にある縦線は、TSUBOI (1928, 1933) によって指摘された地塊の境界を示している。

Fig. 2-4 によって変動の時間経過をみる。1914年大噴火による沈降は、その後時間の経過と共に回復していったことが容易に判るし、また、(2), (3), (9), (10) 等の期間変動はそのパターンがよく似ている。この路線においても、1946年の溶岩を流出した噴火の影響による隆起量の停滞が認められる (1932年11月~1946年8月)。しかし、実際には1946年噴火の直前まで隆起を続け、噴火発生によって沈降を生じたとするのが自然な考え方であろう。その点に関しては、次の Fig. 2-5 の説明の際に触れる。

この路線で明瞭な沈降が発現するのは (6) に示したもので、1953年3月~1956年6月の期間変動である。この期間には、1955年10月からの南岳山頂火口における噴火が発生している。反対に注目すべき隆起変動は、1957年と1962年の間に生じた、このことは既に II 項において触れたように、1960年を中心とする山頂活動活発化に対応するものと考えられる。この期間、桜島島内では1957年より1960年にかけて北部隆起が観測されている。この隆起は、当然桜島北方カルデラ下部のマグマ溜り内の圧力増加による膨張を意味していると考えられる。また1960年~1961年にみられた桜島島内中央部沈降は、桜島火山下部のマグマ溜りの収縮を表している。始良カルデラ北東部における変動は、その後1962年3月~1968年11月には僅かな隆起、1968年11月~1975年3月は隆起を示し、桜島島内における変動と良く調和している。1975年以後は、変動量も小さくなり、1978年以降は、北東部路線では、むしろ沈降の傾向が目だつようになった。

ここでカルデラ北東部路線中の或る水準点の変動について、その時間経過を調べてみる。水準点の亡失、損壊、改埋等のために適当な点を探すのに苦勞するが、変動点として BM-2484点 (隼人町浜の市)、固定点としては BM-2789 (末吉町諏訪方) を選んだ。2789点[○]が使用できない場合には、2797点 (国分市麓)、あるいは2792点 (福山町佳例川) を用いた。固定点が変わるので量分吟味には不適當であるが、定性的な傾向を理解するには充分である。このようにして求めた変動図を Fig. 2-5 に示した。さきにカルデラ北東部路線全体の変動図で示した変動の時間経過は、Fig. 2-5 によって、より明らかに読みとれる。この図で主な不動点とした BM-2789 は、1914年の大噴火の際には 100 mm 近い沈降を示した点である。そのことも考慮にいれたうえで BM-2484 の変動をみる。Fig. 2-4 の全体区間変動図では不明瞭な1946年噴火による影響も、この Fig. 2-5 中に点線で示したような

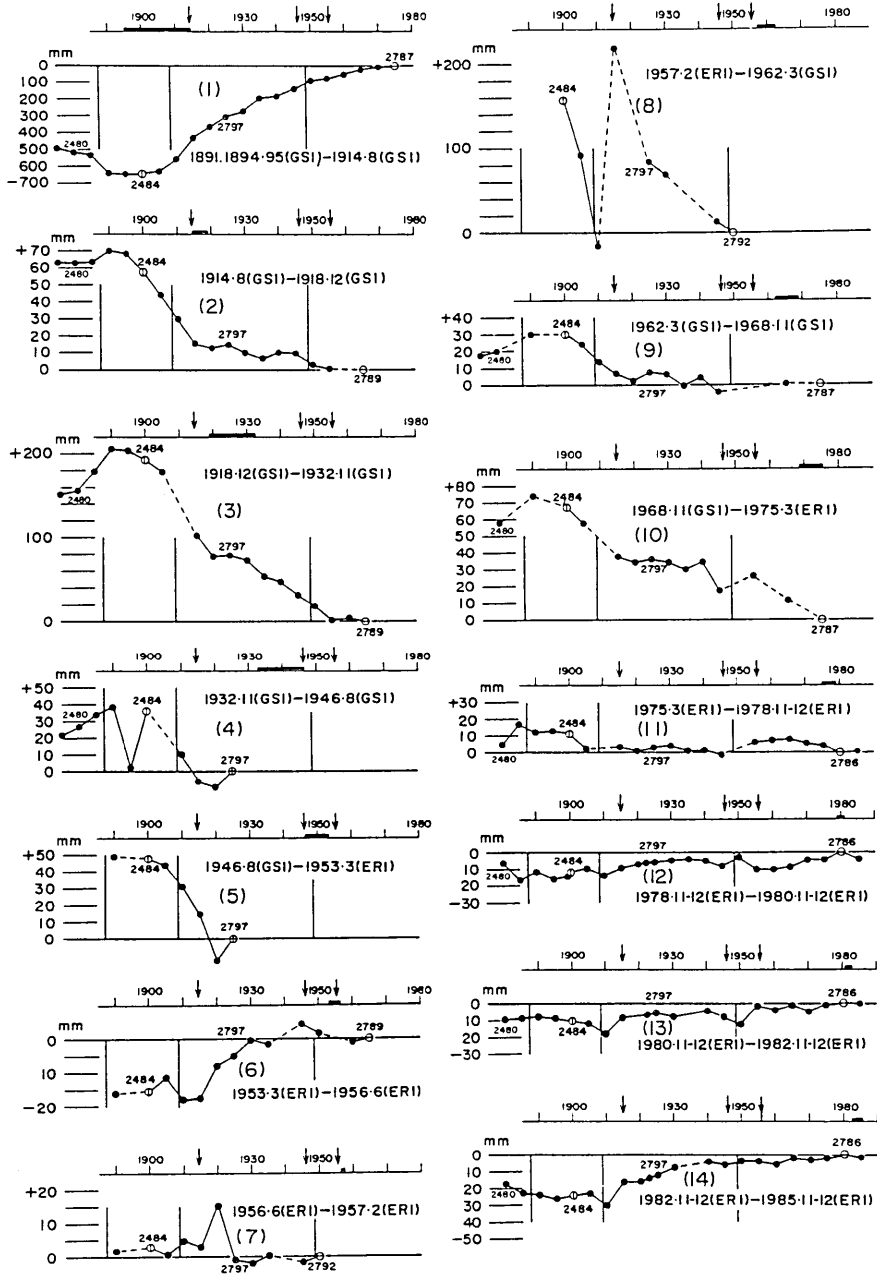


Fig. 2-4. Elevation changes of bench marks in the northern part of Aira caldera and its surroundings. Data obtained by GSI and ERI are compiled.

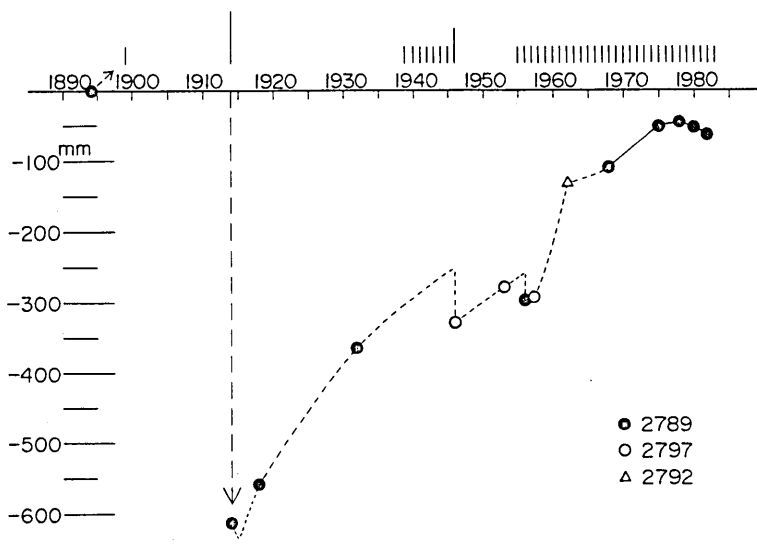


Fig. 2-5. Secular height changes of bench mark 2484. The datum bench mark is different in each survey.

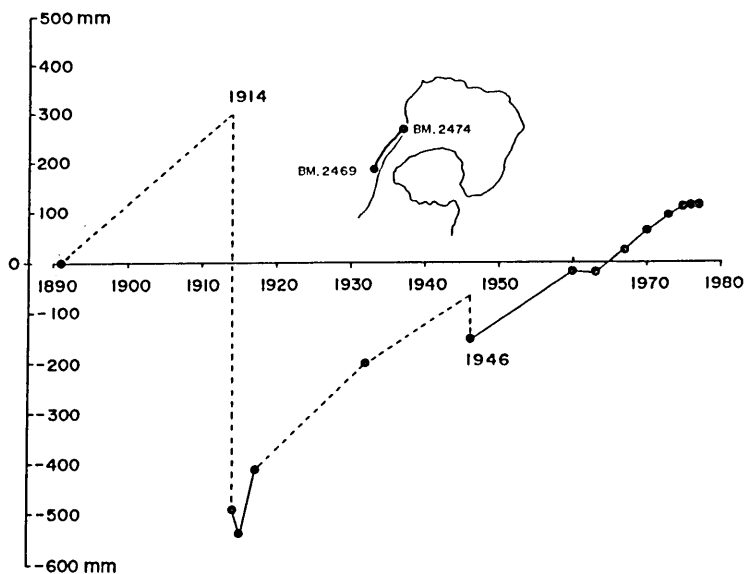


Fig. 2-6. Secular changes of BM-2474 relative to BM-2469 (After ETO and ISHIHARA, 1977).

変動経過が考えられる。1946年噴火によって沈降が生じたとする方が自然である。

ここで、江頭・石原(1977)による鹿児島市県庁水準点 BM-2469 に対する大崎の鼻水準点 BM-2474 の比高の変化を示す図を Fig. 2-6 に示した。Fig. 2-5 と比較しながら

みると、カルデラ周辺における変動がよく理解できる。すなわち、1946年噴火に対して沈降を生じたとする推論は同じであるが、しかし、BM-2484 の変動では1955年噴火活動開始の影響とみられる沈降が見られる。また、BM-2474 の変動によっては、1960年活動変化による沈降が検出されている。一方 BM-2484 の変動には、1960年活動活発化前の急激な隆起が現われている。この両方より理解される重要な点は、桜島火山において顕著な活動が発生すると、それに応じて、カルデラ周辺では隆起の停滞あるいは沈降が生じることである。以上のように桜島の山頂を含めた活動と始良カルデラ周辺の垂直変動との密接な関係はきわめて明瞭になってきた。

V. 始良カルデラ周辺と桜島島内の測量結果を併せた変動解析

1975年よりの集中総合観測によって、カルデラ周辺と桜島島内における水準測量が同時期に合わせて行われるようになった。この集中観測の主目的の一つは、いうまでもなく桜島火山の活動の事前調査であり、活動の経過と諸現象の推移を観測解明して、将来の活動の予測を可能にする点にある。桜島および始良カルデラ周辺の地盤上下変動に関しては、1914年大噴火に伴った変動の事後調査、及びその後の変動回復の過程、ならびに1955年よりの連続活動の観察によって、桜島北方カルデラ下部と桜島火山下部の圧力源のそれぞれの挙動と南岳山頂火口の活動の関連について定性的にはかなり明白になっていた。両者の挙動を時間的に一致させて観察することは、きわめて有意義な試みといえる。

集中総合観測開始の前年1974年は、南岳山頂火口の活動が1960年に続き2回目のピークをみせた年であった。その影響として、1974年12月と1975年3月の測量結果よりみた桜島北部の BM-S-29 の変動は、横ばい状態になっていた(江頭・石原, 1975)。我々が1975年3月に実施した始良カルデラ周辺の測量結果と比較し得る前回の測量資料は、1968年に実施された国土地理院による測量成果である。したがって、1974年の南岳山頂噴火活動のピークを迎える前段階としての、始良カルデラ下部の圧力源の増圧による隆起を含む変動が観測されていることになる。それが Fig. 2-4 中の (10) に示されている結果であって、明らかにカルデラ縁でも隆起が生じている。

桜島周辺における垂直変動を解明するための極めて有用な手段として、既に弾性変形理論による球状圧力源モデルが適用されていた。1914年大噴火による始良カルデラ周辺の沈降変動について茂木(1957)は、半無限弾性体内部の球状圧力源における静水圧変化による変形理論で解析し、その圧力源の位置は始良カルデラの中心部地下10 km であって、いくつかの仮定のもとに、3~4 km の半径を有する球状圧力源の圧力が2000気圧変化したことにより説明できることを示した。いわゆる茂木モデルである。YOKOYAMA(1971)は突き上げ型の圧力源を考えてこの変形を説明し、圧力源の深さを6 km としている。YOSHIKAWA(1961b)は、1957年より1960年にいたる間に、桜島島内における水準測量によって得られた垂直変動を、茂木モデルによって解析し、圧力源位置を推定した。その結果、主圧力源は桜島北方カルデラ中央部地下10 km、また桜島地下3 km、に位置する副圧力源を想定し2圧力源モデルによる説明をおこなった。これからの説明のために茂木モデルについて簡単に触れておく。

Fig. 2-7 上段に示したような半無限弾性体内に、半径 a の球状圧力源が存在する場合の弾性変形の理論 (山川, 1955) を用いて、 $Z=-f$ に自由表面をとり、圧力源に Δp の静水圧変化が生じた場合の表面の変形を考える。ポアソン比が 0.25, 圧力球の半径 a が深さ f に対して十分に小さい ($a/f \ll 1$) の条件で、表面における垂直変動量 U_z , および水平変動量 U_R はそれぞれ次式で与えられる。

$$U_z = 3a^3 \Delta P \cdot f / 4\mu \cdot (f^2 + R^2)^{3/2} \quad (1)$$

$$U_R = 3a^3 \Delta P \cdot R / 4\mu \cdot (f^2 + R^2)^{3/2} \quad (2)$$

ただし、 μ は剛性率、 R は圧力源真上から測った半径方向の距離を表す。圧力源真上の垂直変動量を U_z とすれば、(1) 式で $R=0$ とおいて

$$U_z = 3a^3 \Delta P / 4\mu f^2 \quad (3)$$

で求められる。(3) 式を用いて (1) および (2) 式はそれぞれ

$$U_z = U_z^0 \cdot 1 / [(R/f)^2 + 1]^{3/2} \quad (4)$$

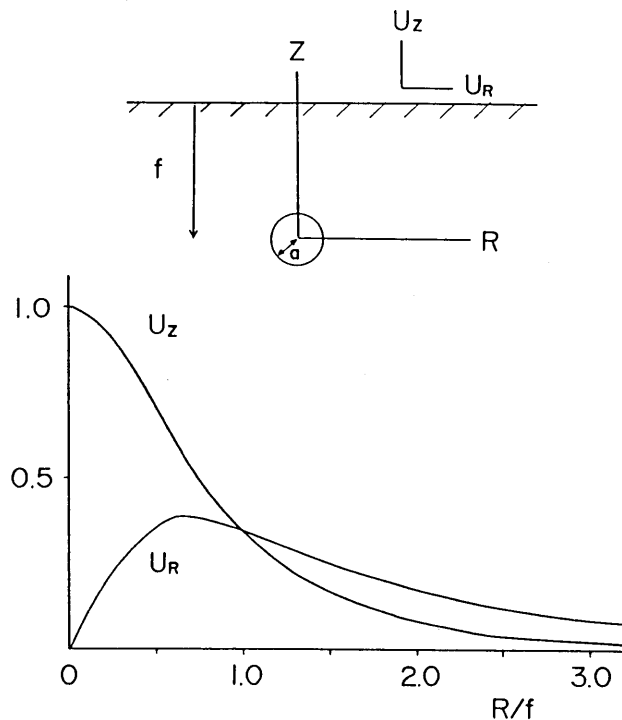


Fig. 2-7. An outline of the MOGI model (MOGI, 1958). Vertical displacement U_z and horizontal displacement in the radial direction U_r , normalized with the maximum uplift.

$$U_R = U_z^0 \cdot R/f / [(R/f)^2 + 1]^{3/2} \quad (5)$$

に書き換えられる。Fig. 2-7 下段は U_z^0 によって規格化した U_z と U_R を R/f で示している。

江頭・中村 (1986) は、1974、75年以降の集中観測による始良カルデラ周辺と桜島島内の水準測量資料を用いて、茂木モデルによる圧力源を、始良カルデラ下部と桜島火山下部の2カ所におく2圧力源モデルによって解析した。2圧力源モデルを考える場合には、相互の圧力変化の影響で生ずる力学的の歪みと、ホモ面上の圧力分布の不均一は無視できる程小さいとみなせることが必要である。その条件下で、それぞれの圧力源による垂直変動量の重ね合わせを考慮することができる。以下に、江藤・中村 (1986) による2圧力源モデルによる解析の概略を示す。

Fig. 2-8 は、1974年11月・1975年3月～1982年10・11・12月の間に生じた桜島火山周辺と始良カルデラ周辺の垂直変動量分布を示している。この図及び1974年から1976年間に生じた桜島島内の垂直変動量より、桜島北方の始良カルデラ内部地下に一つの圧力源を想定した。この圧力源の影響をうける桜島島外の水準点について、圧力源からの距離と8年間の垂直変動量 Δh の関係を調べた。圧力源の位置と深さを変えて、茂木モデルの理論曲線をつくり、8年間の垂直変動量 Δh に最もよく適合する曲線を最小自乗法で求めた。結果は Fig. 2-9 に示したが、変動を求めるのに不動点とした BM-2786 に -8.5 mm の変動を与え Fig. 2-9 中の A の位置の深さ 10 km に圧力源を考えると、測量値、理論値が最もよく適合した。国中の実線は深さ 10 km の A 圧力源 ($U_z^0 = -103$ mm とする) による理論的変動量 (Δh_A) である。同図中には桜島島内の水準点についても、A からの距

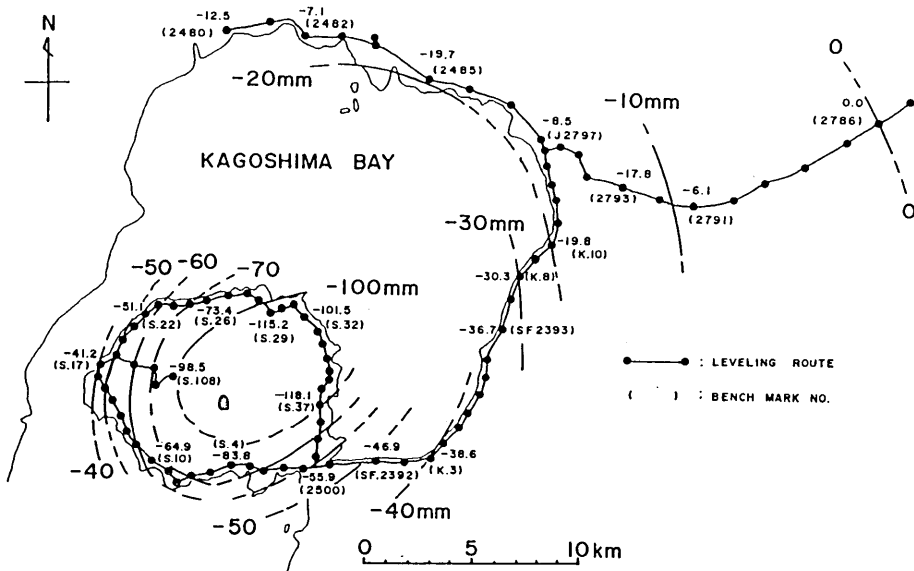


Fig. 2-8. Vertical crustal movement around Sakurajima volcano from 1975 to 1982.

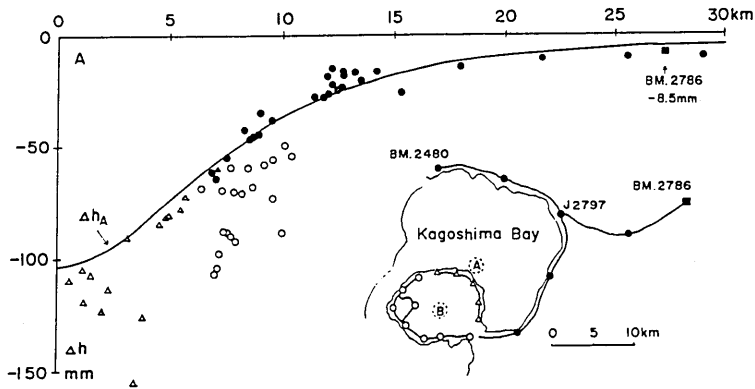


Fig. 2-9. Curve fitting of leveling data for the MOGI model. Solid line indicates a theoretical curve for a source at A. Notice that far-field data (black circles) fit fairly well while those in Sakurajima island (hollow circles and triangles) deviate systematically (after ETO and NAKAMURA, 1986).

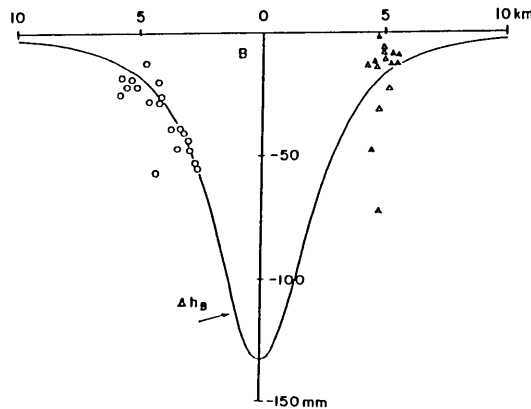


Fig. 2-10. Curve fitting of residual leveling data ($\Delta h - \Delta h_A$) to a theoretical curve for a source at B. The solid line indicates a curve for the source B at a depth of 3 km (after ETO and NAKAMURA, 1986).

離と垂直変動量を白三角と白丸で記してある。白丸で表した桜島南部から西部にかけての水準点の測量値は、 Δh_A よりも著しく大きな沈降を示している。

桜島北～東部を除く島内の測量値は、始良カルデラ内部地下の A 圧力源による変動量だけでは説明がつかない。他の圧力源の影響を受けているとみられる。別の圧力源による影響を調べるために、桜島島内の水準点の測量の変動値 (Δh) と、A 圧力源による変動量の理論値 (Δh_A) の差を求めた。南岳火口直下に別の圧力源を考え、火口よりの距離と ($\Delta h - \Delta h_A$) の関係を調べた。この場合には深さ 3 km ($U_z = -133$ mm) に B 圧力源を

想定すると、 $(\Delta h - \Delta h_A)$ と Δh_B (B 圧力源による変動の理論値) が最もよく適合した (Fig. 2-10). Fig. 2-9 中の B は B 圧力源の位置を示している.

ここで、始良カルデラ内部地下 10 km の A 圧力源と桜島南岳直下 3 km の B 圧力源による理論値 (Δh_A と Δh_B) を点線で Fig. 2-11 中に示した. 同図中の実線は、 A と B を通る直線上の垂直変動値 Δh_A と Δh_B を重ね合わせたものである. 図中の白丸と白三角は Fig. 2-9 と同じようにそれぞれ島内南部から西部, 及び北部から東部の水準点の位置と変動量を示している.

このように、1974年末より1982年末までの、始良カルデラ周辺と桜島島内の垂直変動量は、2圧力源モデルによるそれぞれの変動量の重ね合わせで説明できることが示された. Fig. 2-12 は 1974・75年より1982年にいたる間の5回の集中観測における水準測量資料によって4期間の垂直変動について、2圧力源モデルにより解析した結果が示してある. これらの結果より明らかなのは1975年以降は、桜島を中心として始良カルデラ周辺も沈降を続けている点である. さらにその後、1985年に実施した6回目の集中観測における水準測量によって得られた垂直変動を同様に2圧力源モデルで解析した結果 (江頭, 1988) も沈降を示している. 既に触れたように、1974年には南岳山頂火口の噴火活動が、1955年の連続活動開始以来1960年に続き2回目のピークを迎えた. 石原(1982)によれば、1960年代の活動と1970年代の活動を比較すると、後者は単に爆発回数が多かっただけではなく噴煙活動も活発であった. 1978年6月 (鹿児島県により組織的な降灰量の調査が開始された) ~

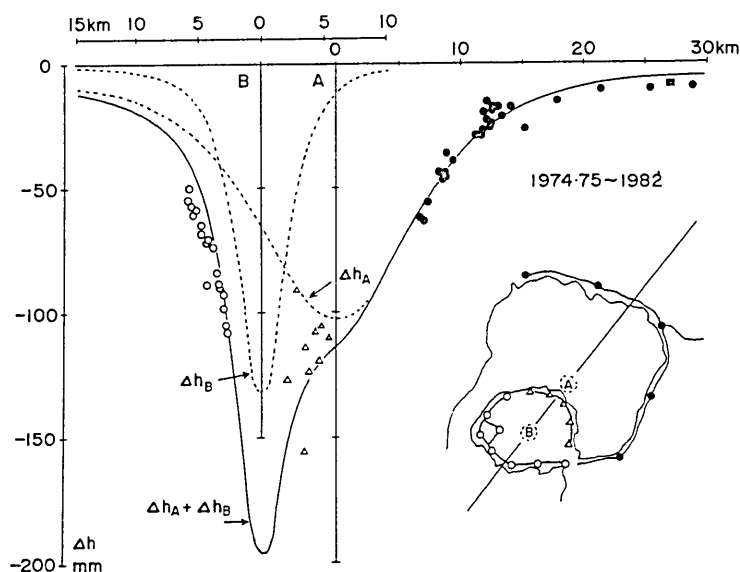


Fig. 2-11. Dashed lines are a theoretical curve for a pressure source A at a depth of 10 km (Δh_A), and a curve for source B at a depth of 3 km. The solid line is upheaval ($\Delta h_A + \Delta h_B$) due to a compound model along a straight line connecting A and B (after ETO and NAKAMURA, 1986).

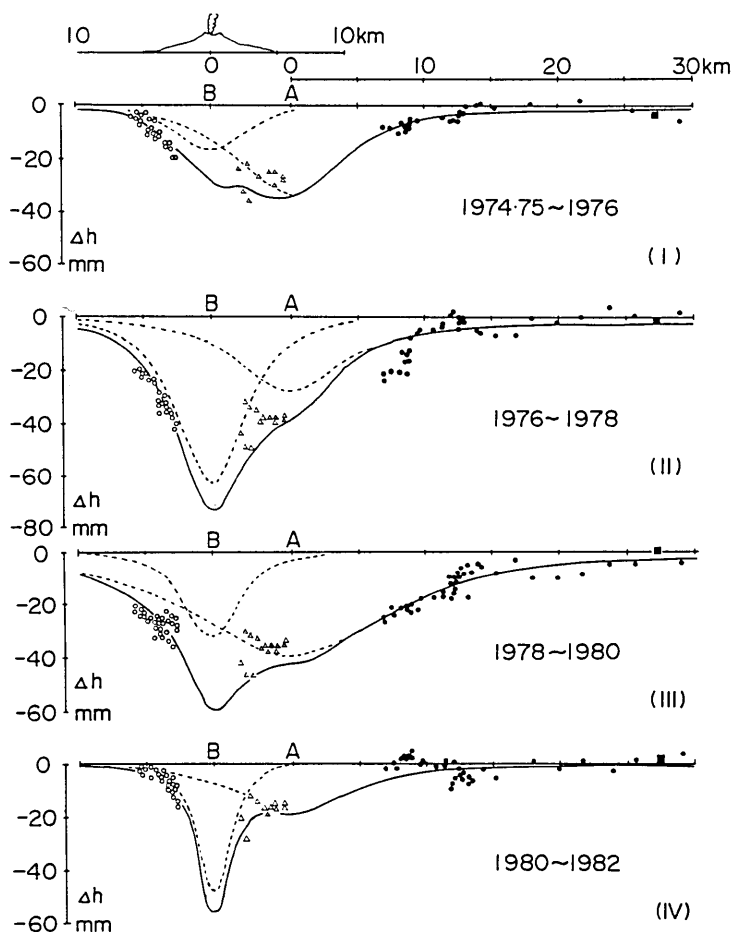


Fig. 2-12. Curve fitted to the two-source model for successive periods. The solid line indicates the compound vertical displacement due to the pressure sources. The pressure source A is buried within the Aira caldera and B beneath Sakurajima volcano (dashed line). Black circles are data off Sakurajima island, hollow triangles those on the north and east sides of the island and hollow circles those south and west of the island (after ETO and NAKAMURA, 1986).

1981年2月の噴火活動による降下火山灰量は、 $2 \times 10^7 \text{m}^3$ と見積られている。これらの表面現象と、桜島周辺における垂直変動の推移だけを関連させて考えると、始良カルデラ内下部及び桜島島内下部に位置するとみられる圧力源（マグマ溜り）に供給される地下深部よりの物質質量よりも、南岳山頂火口より放出される物質質量が勝っているという結果になる。

一方、集中総合観測に際しては、初回より桜島島内および始良カルデラ周辺において、複数台の LaCoste 重力計を用いた重力の精密測定が実施されている（田島ほか、1975、

1977. 石原ほか, 1980, 1982, 1986, 1988). これらの観測, 調査結果によれば, 桜島付近の地盤沈下の傾向に対応して桜島中央部を中心とする重力の増加傾向が明らかにされた. 桜島南岳に最も近い重力測定点ハルタ山観測点(京大桜島観測所付属)では, 1982年11月までに, $100 \mu\text{gal}$ を越える重力変化が検出された(石原ほか, 1986)といわれる. 重力の精密測定によって検出された桜島島内における重力増加量は, 水準測量によって測定された地盤の沈降量より期待される値よりはるかに大きく, 桜島中央部地下での密度の増加現象が進行していると推定されている. 1975年3月より1982年11月までの約8年間に生じた桜島地下における質量増加量はおよそ2億 ton と見積られている. また重力変化量より推定された質量増加は, 約8年間におけるマグマの供給量と噴出物量の差として解釈されている. 1985年の集中観測における重力精密観測によっても, これまでと同様, 桜島を中心とした重力増加の傾向が確認された.

桜島におけるこの観測例は地盤垂直変動と重力の測定が関連づけられると地下におけるマグマの挙動の推定が可能なることを示した. 他の物理・化学量を観測し総合的に判断することによりさらに詳細な桜島火山の活動のダイナミクス解明が期待できる.

VI. 始良カルデラ壁面付近における特異な変動

始良カルデラ北東部, 国分市敷根付近のカルデラ壁(亀割坂)を通る水準路線の測量結果より, 桜島の火山活動と関連して, カルデラ縁に断層沈降変動が生じていると指摘されている(水上・岡田, 1957. MINAKAMI, 1960). この指摘では, カルデラ壁面全体の断層地形的変動としてとらえ, その質と量については明確に示されていない. この付近で1953, 1956及び1957年に実施された東大地震研究所の水準測量(この成果を使用させていただいている)の目的の一つは, カルデラ縁の断層運動としての変動の確認であった(故水上 武東大名教授よりの私信). 亀割坂付近の地形と水準測量路線を Fig.

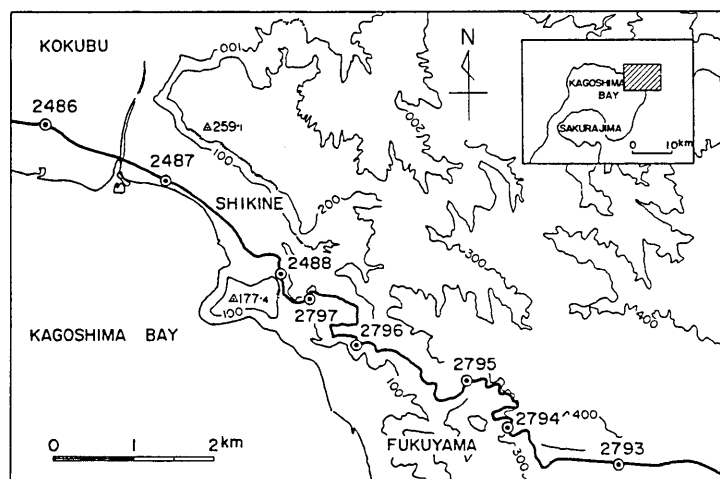


Fig. 2-13. Topography of north-eastern part of Kagoshima Bay, and locations of leveling bench marks in the Shikine area.

2-13 に示した。図中の水準点2488付近には、断層の存在が認められている。

一方、荒牧 (1969a) によれば、Fig. 2-13 中左上部の標高 259.1 m の三角点で示される台地と、その南方標高 177.4 m の三角点のある半島 (若尊の鼻) は、ともに同種溶岩の互層より成るが、相対的に半島側が落込み、その量はおよそ 60 m に達している。したがって水上・岡田 (1957) によって指摘された断層沈降変動は、上記断層の変動によるとする推定も可能である。そこで1891年以降この地域で実施された14回的水準測量の成果を用いて、この変動の質と量の検討を行った。長期間にわたる繰り返し測量の結果を使用して長期変動を解析する場合、通常は、路線中にある基準点 (不動点) を設け、それより各水準点の積算比高を求めて比較するので普通である。この方法だと事故水準点の測量値処理が問題である。すなわち水準点の損壊、亡失によって改埋、補修等がおこなわれると、その前後の積算比高値に大きな不連続が生じてしまう。その欠点を補うために、測定値になんらかの処理が必要である。そこで次のような方法を採用した。

1. 隣接する水準点間の変動値だけを用いる。
2. ある水準点が事故を生じた場合には、次に隣接する水準点の変動値をもとめて、直線変動として補間する。
3. この補間法の適用は1事故点だけとし、事故点が複数連続した場合には補間をおこなわず、測量値を棄却する。

この方法によって BM-2785 (末吉町)—BM-交2797 (国分市麓)—BM-2480 (加治木町) の区間について求めた結果を Table 2-1 に示した。また同表の値を用いて Fig. 2-14 をつくってある。Fig. 2-14 上段は BM-2785 より BM-2480 に至る間の水準路線に沿った標高断面図である。同図中 BM-2793 より BM-2787 までがカルデラ壁面を通る区間である。Fig. 2-14 の中段は、主として1914年の桜島大噴火に伴って生じた変動を、上段路線中の右側 (東側) の水準点に対する左側 (西側) の水準点の変動を示したものである。図中黒く塗りつぶしたのは問題の、BM-2797 にたいする BM-2488 の変動である。Fig. 2-14 最下段には1914年大噴火以降の変動値の累積を示している。Table 2-1 においても理解できるように、度々水準点の補修が行われており、カルデラ壁面区間では、1956~1960年間の変動値は使用できない。Fig. 2-14 の中段、下段を比較すれば明らかのように、BM-2797 にたいする BM-2488 の変動は、1914年以降も継続していることが理解される。他の水準点のあいだでは、特異な変動を示す BM-2793 (この点は交差点に位置し、道路拡幅による重量車両交通の影響を受け、局所的な沈降を生じていると考えられる) を除けば、1914年変動の回復が進行していることが明瞭にうかがえる。大森 (1919) の指摘による変動の大きかった地域ほどの回復が著しい点はこの図においても明かである。

Fig. 2-15 には、BM-2796 より BM-2487 に至る3区間について、それぞれの区間の変動の時間経過を示してある。1914年以降 BM-2797 にたいして BM-2488 は沈降を続けているが、直線変動として最小自乗法で求めると、図中に示したように1914~1956年には -0.77 m/Year 、1960~1985年では -0.61 mm/Year の割合となった。他の2区間にはむしろ隆起の傾向がうかがえる。

Table 2-1. Height changes between adjacent bench marks. The upper bench marks are fixed.

Δh	Δh													$\Sigma \Delta h$
	Δh_1	Δh_2	Δh_3	Δh_4	Δh_5	Δh_6	Δh_7	Δh_8	Δh_9	Δh_{10}	Δh_{11}	Δh_{12}	Δh_{13}	
P	1891~ 1914	1914~ 1918	1918~ 1932	1932~ 1946	1932~ 1946~ 1953	1953~ 1956	1960~ 1962	1962~ 1968	1968~ 1975	1975~ 1978	1978~ 1980	1980~ 1982	1982~ 1985	1914~ 1985
BM	m m -0.8	m m (+0.3) +0.5 (+0.3)	m m +3.6 -2.4 +16.8 +12.8 +16.8 +5.4 +20.6 +6.1 -2.6 +24.7 (+38.3) +76.5 (+38.3)	m m -1.2 (+1.4) +2.8 (+1.4)	m m +3.6* (-6.5) -12.9* (-6.5) +2.7* (+34.5) +69.0* (34.5) +10.8* +1.1* -13.0 +27.8 +16.2 +12.8 +4.4 (+0.6) +1.2 (+0.6)	m m -1.7 (+5.6) +11.2 (+5.6) (+2.2) +4.4 (+2.2) (-4.3) -8.5 (-4.3) +16.9 -4.4 +4.4 +1.4 -1.6 +3.6 (+9.1) +18.2 (+9.1) -4.4 (+3.4) +6.7 +1.5 -5.2 +4.1 +7.1 +9.9 +4.4 -1.8 (-0.4) +6.7 -2.6 +3.0 +0.2 +5.9 -1.8	m m -1.2 +3.8 (+2.0) +4.2 (+2.0) (+4.2) +8.3 (+4.4) (+2.2) -1.4 0.0 +7.5 -7.6 (-3.8) -5.6 (-3.8) +2.8 -0.4 +2.9 -0.5 -2.8 +2.4 (-0.4) -0.8 (-0.4) +24.7 (+0.6) +1.2 (+0.6) (-3.9) -7.8 (-7.8)	m m +3.9 -4.5 -0.1 -4.0 -1.4 0.0 +7.5 -5.6 +3.3 +0.8 -0.3 -1.8 -0.9 -2.5 (-0.1) -0.2 (-0.1) -1.9 -4.4 +4.7 -6.4 +10.1	m m -1.5 -1.2 -4.1 +3.9 -3.0 +2.2 -10.1 +4.1 +3.2 (-1.5) -2.9 (-1.5) +2.2 (-1.5) -1.8 -3.8 -0.5 (-3.1) -3.6 (-3.1) +2.1 +1.0 +1.2 -1.3 -3.2	m m +1.2 -2.2 -1.0 +1.3 -3.8 +1.9 -0.1 -2.1 +1.9 (-1.7) -3.4 (-1.7) -4.9 -3.8 -1.6 -2.2 +2.6 +1.0 -56.0 +5.6	m m +2.5 -5.8 +2.8 +9.2 +4.5 +3.3 +3.4 +13.1 +88.8 +24.5 +46.5 +5.3 -45.6 +51.8 +98.5 +98.3 +70.6 +20.1 +16.8 -56.0 -28.3			

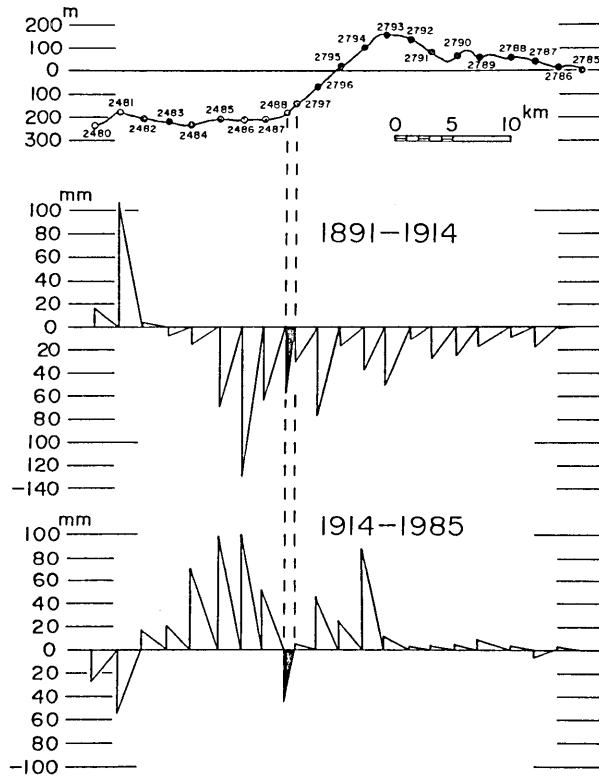


Fig. 2-14. Profile along the leveling route passing through the rim of Aira caldera (top). Cumulative height changes between adjacent bench marks from 1891 to 1914 (middle), and 1914 to 1985 (bottom). Dashed lines show the positions of bench marks 2488 and 2797.

以上の結果を要約すると、始良カルデラ縁水準点 BM-2488 付近の断層は、カルデラ全体が沈降を生じた1914年の大噴火の際には、およそ 60 mm、ステップ状に湾側に落ち込んだ。その後は、上記のような割合で、クリープ的な沈降を続けていることが明らかになった。この断層が1914年大噴火以前にどのような変動を生じていたか不明であるが、現在の変動パターンより類推すると、噴火前においても、ある割合で沈降変動を継続していたと考えられよう。水準測量によって解明されたこの現象は、この地域におけるカルデラ形成を含めた長期的な地形変動の考察に大きく寄与することは明かである。

つぎに Tsuboi (1928) による地塊運動の境界について考察する。始良カルデラ北東縁における路線の期間変動図 (Fig. 2-4) に示したように、地塊運動の境界が指摘されている。これらの境界付近に地表面における明瞭な地質構造上の不連続が存在すれば、我々にも容易に理解し得るが、そのような痕跡は見あたらない。鹿児島湾は、ほぼ南北に平行に延びる正断層による地溝といわれている (露木, 1969)。国分地域における基盤層である四

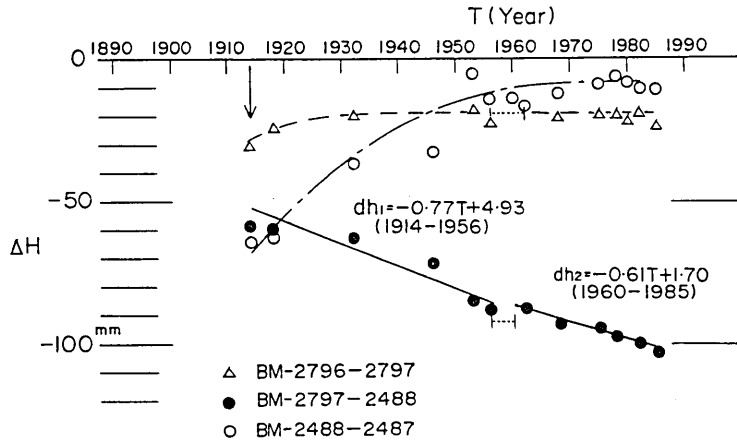


Fig. 2-15. Development of the height changes between adjacent bench marks on the periphery of Aira caldera from 1914 to 1985. a simple relation between height changes bench marks 2488 and 2797 was obtained by the least square method.

万十層群の西縁は、鹿児島湾東縁にほぼ合致している（荒牧，1969a）。であるとすれば、四万十層群の西縁が、位置的にみて、BM-2486, 2485の間を通ることは十分に考えられる。この地溝を形成した断層の一つが、地域の境界となり両側に折れ曲がったヒンジ状の変動を生じている可能性がある。さらに、BM-2481, 2482の間にみられる地塊境界は、鹿児島湾西岸沿いの正断層を示す可能性も十分に考えられる。この、両側の正断層には含まれた地域が、基盤層である四万十層を含めて、1914年の大噴火に伴っては西落ち、その後は反対の地塊変動を生じているとしても不自然ではない。一方、鹿児島湾北部地域の地溝延長では、下部層に落ち込みが生じていることが、爆破地震探査より見いだされている（ONO *et al.*, 1978）。この弾性波速度調査の結果から明らかにされた不連続の存在が地殻変動の発生について、どのように関与しているのか、現在の段階では定かでない。しかし、水準測量によって示された長期的地殻変動の結果が地下の基盤構造と、密接に関連している可能性が明らかになった点はきわめて重要である。地下構造の調査においても、長期に亘る地殻変動調査の必要性が認識されたといえる。1975年以降に、我々が始良カルデラ周辺で実施した水準測量の成果は、宮崎ほか（1975, 1977, 1980, 1982, 1986, 1988, 1989）に発表してある。

VII. ま と め

1914年の桜島火山大爆発に伴って南九州一帯に及ぶ沈降変動が発生し、火山活動による地殻変動の典型例として各種解析が行われた。その結果、桜島火山の活動に関連する主マグマ溜りは、桜島北方の始良カルデラ下部に存在することが確かめられた。その後も桜島内外、及び周辺における地殻変動測量特に水準測量は、継続的に実施された。1955年よりの南岳山頂噴火開始後は、観測の密度も濃くなった結果、南岳直下にも副次的とみられる

マグマ溜りの存在も解明された。現在では主、副両マグマ溜りの桜島の活動と直接関連した変動はもとより、周辺地域に及ぶ影響の時間経過の解明も可能な段階を迎えている。それらの結果を以下にまとめる。

1. 1975年以降の集中観測における、始良カルデラ周辺を含めた、水準測量観測成果の解析の結果、始良カルデラ下部(主)、桜島直下(副)の二つのマグマ溜りの、桜島火山の活動に関連した変動が、茂木モデルの重ね合わせの方法で解析された。桜島火山の活動の理解に大きな進歩が得られた。

2. 桜島島内における地殻上下変動と、重力精密測定によって桜島下部に質量増加が進行していることが明らかになった。これは上下変動測量の重要性を示す一例である。

3. 始良カルデラ北東部、国分付近のカルデラ縁でみられる断層について、長期間にわたる水準測量成果の解析から、カルデラ縁における継続的な落込みの質と量が明らかになった。この現象はカルデラ形成に関する基本的な事柄であり、この新知見は、始良カルデラはもとより、日本における一般的なカルデラの形成後における地形の考察に寄与しよう。

4. 鹿児島湾北部地域における水準測量結果により、地下下部構造の反映とみられる変動が認められた。この結果は水準測量を含めた測地学的測量が鹿児島湾地溝形成プロセスの解明に不可欠であることを示した。

第三章 霧島火山

I. 霧島火山と観測の概要

霧島火山は鹿児島・宮崎両県の境に位置し、20余りの小規模な火山(体積 3 km^3 以下)が集合している火山群である。同火山群中歴史時代に明白な噴火記録のあるのは、高千穂御鉢、新然岳両火山である。霧島火山の活動に関して、諸計器を使用した火山学的観測が初めて実施されたのは、1959年2月17日の新燃岳噴火後のことである。この噴火の発生を契機として東京大学地震研究所は、霧島火山全体の活動調査を目的として、主に火山性地震を主体とする観測を開始した。

1961年2月27日03時10分、日向灘に $M=7.0$ の地震が発生したが、その地震発生と時を同じくして、霧島火山群北西部に地震が発生し始め、当時、霧島火山中の宮崎県えびの高原で観測中の東京大学地震研究所の地震計によって記録された。この地震群によって、震央付近では道路損壊などの軽い被害が発生した。この群発地震は、急遽霧島火山群周辺に設置された地震研究所地震観測網によって観測・解析され、霧島火山北西部飯盛山付近の地下に発生していることが明らかになった(MINAKAMI *et al.*, 1968)。これらの地震学的諸現象と、霧島火山の活動の関連性を解明するための、恒久的な観測所の必要性が認められると共に、地元からも設置が要望された。1964年3月に、えびの高原に東京大学地震研究所霧島火山観測所が設置され、地震観測がルーティン化された。

観測所開設後暫くの間は、霧島火山の活動および周辺の地震活動は、きわめて静穏であった。その間に水準測量を主体とする、局所的な測地観測網が整備された。しかし、霧島火山群の占める広大な地域をカバーするような測量網の設置は、当時は望み得べくもない

ことであった。そこで、将来問題が生ずる可能性の考えられる地域を限定し、また、繰り返し測量実施の能力も考慮したうえで設置された。

計画、設置された測量網その1は、霧島火山群北西部加久藤カルデラ内、岡元地区に設置された傾斜変動の検出のための水準路線で、1測線3km以内の十字形を形成している(平賀ほか, 1968)。その設置目的は、1913年の加久藤カルデラ内真幸地区における地震群活動発生後、霧島火山群中の高千穂御鉢火口の噴火に発展した例にみられるような、あるいは1959年の新燃岳噴火発生と1961年飯盛山地震群活動の関係のように、加久藤カルデラ内の地震活動と霧島火山の火山活動との時空間活動の関連性の解明であった。すなわち、地震発生の予期されるカルデラ内において、地震発生に前後して生ずるとみられる傾斜変動を観測することにあつた。

ちなみに加久藤カルデラは、有田(1957a, b)によって提唱された。荒牧(1969a)は、同カルデラから噴出したと判断される溶結火砕流堆積物が南九州の広い地域に分布していることを明らかにした。同カルデラ内では低重力異常が認められている(田島・荒牧, 1980)。荒牧(私信)による加久藤カルデラの輪郭は、Fig. 3-8に示してある。

現在では、加久藤カルデラ内に設置してある水準測量網は、地震現象の他に、カルデラ自体の変動を解明する目的に応じて、カバーする範囲を広げその一部は、カルデラ縁に達している。

測量網その2の目的は、主にえびの高原周辺の地熱地帯の移動(後述)による地盤変動を調べることにあり、高原一帯に分布した水準点は、霧島火山観測所水準点を基準として測定されている。えびの高原に位置する白鳥硫黄山は、霧島火山地域中もっとも噴気活動の活発な場所で、歴史時代に活動をおこなったと推定されている(KOBAYASHI *et al.*, 1981)。事実、局発的な有感地震も発生するし、同地域下部に限定される浅発地震も観測されている(MINAKAMI *et al.*, 1968)。したがって測量網2の観測には、白鳥硫黄山の活動監視という目的も含まれる。

その3としては、北西部山麓えびの市飯野町よりの登山道を登り、えびの高原の霧島火山観測所に達する路線である。この路線測量の目的は、観測所に至る道路沿いの水準点の高度決定で、将来の精密重力測定に備えるものであった。以上の路線の全てについて、1967年には測量を終了した。

1968年2月21日08時51分(M=5.7)、そして10時45分(M=6.1)の被害地震を含む群発地震が、加久藤カルデラ内西部地域を中心として発生した。えびの群発地震である。これらの地震によって震央付近の宮崎県えびの市、鹿児島県始良郡吉松町では、家屋の倒壊、死者を含む負傷者発生等かなりの被害が生じた。同地域では、3月25日00時59分に、再びM=5.6の地震が発生している。これらの群発地震が活動継続中の、同年4月1日09時42分、日向灘に大きな地震が発生した(32.3°N, 132.5°E, M=7.5, 理科年表)。この地震は、'1968年日向灘地震'と命名されている。地震発生の順序が、1961年2月27日の日向灘地震(M=7.0)とその後が発生した飯盛山地震群(最大地震, M=5.5)と、反対になっている点が注目された。この事例は、この地域の地震活動について、南九州一帯の広域応力場との関連を考えるきっかけをつくった。このえびの地震群に関しては、霧島火山山体

内の地震活動を含めて、観測調査が実施された (MINAKAMI *et al.*, 1969a, b, 1970).

測地的な調査は、水準測量を中心として実施された。岡元地区、飯野町よりえびの高原に至る登山道路線、えびの高原地域の全測量網が再測された。それらの詳細は後述する。一方、国土地理院によって、えびの群発地震域に対して、南方は鹿児島県加治木町より、また北方は熊本県人吉市より2等水準路線が延長され、えびの市加久藤付近で合致して、さらに霧島火山東方の宮崎県都城市に至る路線が新設され、測量が実施された。しかしこの路線の新設水準点は、えびの群発地震の被害復旧とその後の道路拡幅によって、えびの市一帯では、ほとんど亡失してしまった。ただし、霧島火山観測所所属の水準網は、亡失する前の地理院路線との結合測量を終了している。その後は、著者を中心に測量網の拡大、整備を行うと共に測量を実施している。Fig. 3-1には、現在霧島火山周辺に設置されている水準測量網を示した。国土地理院路線水準点については、設置時の位置を示してある。水準路線整備終了後は現在に至るまで、霧島火山周辺において、顕著な地盤変動を生ずるような現象は発生していない。詳細は次項で述べる。

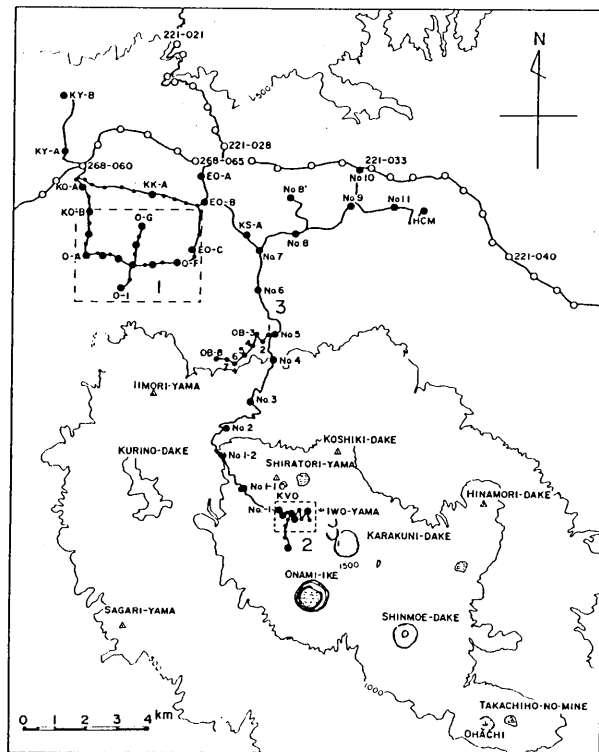


Fig. 3-1. Topographic map around the Kirishima volcano and leveling routes in the area. 1. Okamoto route, 2. Ebino-Kogen route and 3. climbing route from Ebino city to Ebino-Kogen area.

II. 加久藤カルデラ内における地殻変動

加久藤カルデラ内、岡元地区における局地水準測量網水準点の現在の配置を Fig. 3-2 に示した。同図中 0-1 より 0-11 までが、最初に設置された測点である。この水準測量網の初回の測量は、1967年3月に実施、1968年2月21日から始まったえびの群発地震の後、同年3月に再測された。測量の精度は、国土地理院1等往復水準測量の規準 $2.5\sqrt{S}$ mm (S は測点間の距離で単位は km) を保っている。1967年3月より1974年11月に至る期間内に、岡元地区で実施した7回の測量成果と変動量を Tabl 3-1 に示してある。1968年2月21日より発生したえびの群発地震の影響で岡元地区に生じた変動について MIYAZAKI *et al.* (1969) は次のように考察している。

1968年3月に実施した測量の結果によれば、地震発生の影響で岡元地区の北西部に当たる池牟礼、桃ヶ迫地区に近い 0-1 点および北方の三吉地区に近い 0-9 点が大い沈降を生じた。これらを一つのブロック (A) と考え、北西下がりの傾動を生じたとし、他の測点グループは南東下がりの傾斜を生じたとした。8カ月後の1968年11月の測量結果によれば、Aブロックの傾斜の方向は北方に変わり、Bブロックはその傾斜量も方向も変わらない結果を得た (Fig. 3-3 および Fig. 3-4)。MIYABE の方法 (1931) で求めたこれらの傾斜量と傾斜方向は図中に示した。MIYABE の方法については第四章で詳述する。

えびの地震群のうち、2月21日に発生した $M=6.1$ および 5.7 の地震の震源は、岡元地区より北西方に位置している。これらの地震による被害も、岡元よりみて北西より西方に近い集落に多く生じた。群発地震震源域の移動は、新しくカルデラ内に設置された地震観測網による観測によって確認された (MINAKAMI *et al.*, 1969a)。そこで震源域の移動によって A ブロックの傾斜方向 (震源域が沈降した) が変化したと考えた。しかし測量網のカバーする範囲が狭いので、これ以上に踏み込んで解釈するのは無理である。

荒牧 (1968a) によれば岡元地区は、南方の飯盛山より流下した溶岩に覆われた比較的

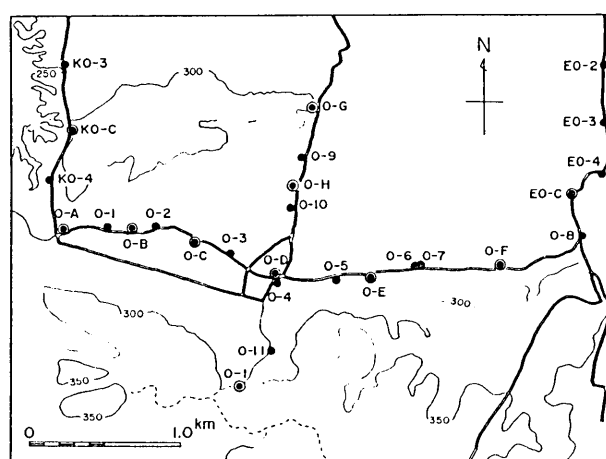


Fig. 3-2. Distribution of bench marks in the Okamota area.

Table 3-1. Results of leveling surveys in the Okamoto area within the Kakuto caldera.

Height	h_1	h_2	h_3	H_4	H_5	H_6	H_7	Δh_{1-1}	Δh_{1-2}	Δh_{1-3}	Δh_{1-4}	Δh_{1-5}	Δh_{1-6}
W													
Date	'67.3.7	'68.3.11	'68.11.3	'69.3.22	'70.4.16	'70.9.25	'74.11.29						
B.M.	-10	-15	-5	-27	-18	-10	-6						
O-A			m +7.0261	m +7.0273	m +7.0276	m +7.0186	m +7.0258			mm +1.2	mm +0.3	mm -9.0	mm +7.2
O-1		m +0.5204	m -0.0765 (+0.5216)	m -0.0757	m -0.0773	m -0.0839				mm +0.8	mm -1.6	mm -6.6	
O-B			m +0.2034	m +0.2035	m +0.2038	m +0.1938				mm +0.1	mm +0.3	mm -10.0	mm +3.3
O-2			m +0.8622	m +0.8622	m +0.8622	m +0.8622				mm +0.4	mm -0.1	mm -9.7	
O-C			m -1.1163 (-0.5282)	m -1.1160	m -1.1161	m -1.1238				mm -0.7	mm +0.5	mm -9.5	mm +7.5
O-3			m -0.5981 (0.0)	m 0.0	m 0.0	m 0.0				mm +0.3	mm -0.7	mm -7.1	mm +4.6
O-4			m +2.7964 (+3.3944)	m +2.7966	m +2.7994	m +2.7963				mm 0.0	mm 0.0	mm 0.0	mm 0.0
O-5			m +2.5736	m +2.5720	m +2.5763	m +2.5723				mm +0.2	mm +2.8	mm -3.1	mm +2.1
O-E			m +5.8177 (+6.4158)	m +4.7048	m +4.7044	m +4.7062				mm -1.6	mm +4.3	mm -4.0	mm +2.4
O-6			m +6.0619 (+6.6600)	m +6.0600 (+6.2995)	m +6.0619	m +6.0190							
O-7			m +4.7048	m +4.7020	m +4.7044	m +4.7062				mm -1.9	mm +2.4	mm +1.8	mm -6.8
O-F			m +6.0156 (+6.6137)	m +6.0101	m +6.0130	m +6.0190				mm +5.7	mm +2.9	mm +6.0	mm -10.3
O-8			m +12.6148	m +12.6168	m +12.6150	m +12.6065				mm +9.5	mm +2.9	mm +6.0	mm -10.3
O-G			m +3.6298 (+4.2279)	m +3.6293	m +3.6291	m +3.6221							
O-9			m -0.9679	m -0.9689	m -0.9693	m -0.9773				mm -10.9	mm -0.5	mm -7.0	mm +7.3
O-H			m -0.5644 (+0.0337)	m -0.5647	m -0.5641	m -0.5707				mm +3.3	mm -0.3	mm -8.0	mm +6.7
O-10			m -0.5961 (0.0)	m 0.0	m 0.0	m 0.0				mm 0.0	mm +0.6	mm -6.6	
O-4			m +0.8496	m +0.8496	m +0.8496	m +0.8496				mm 0.0	mm 0.0	mm 0.0	mm 0.0
O-D			m +0.8516	m +0.8516	m +0.8516	m +0.8516				mm +0.7	mm +1.0	mm -8.2	mm +5.8
O-11			m +0.8496	m +0.8496	m +0.8496	m +0.8496				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
O-1			m ± 0.84 mm/km	m ± 0.76 mm/km	m ± 0.78 mm/km	m ± 0.52 mm/km				mm -1.8	mm +1.0	mm -8.2	mm +5.8
S.D.			m ± 0.96 mm/km	m ± 0.96 mm/km	m ± 0.96 mm/km	m ± 0.55 mm/km				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
C.E.			m ± 3.1088 mm/km	m ± 3.1088 mm/km	m ± 3.1088 mm/km	m ± 3.1088 mm/km				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 0.63 mm/km	m ± 0.63 mm/km	m ± 0.63 mm/km	m ± 0.63 mm/km				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 1.5 mm	m ± 1.5 mm	m ± 1.5 mm	m ± 1.5 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm -8.8	mm +7.0
			m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm	m ± 3.6 mm				mm +0.2	mm +1.0	mm	

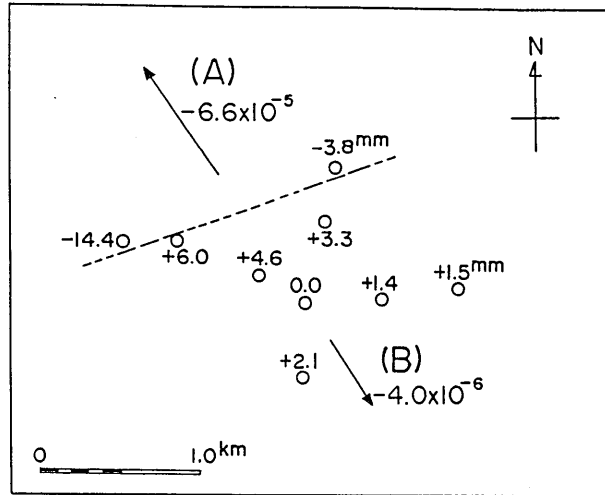


Fig. 3-3. Uplift and apparent tilt in the Okamoto area from March, 1967 to March, 1968.

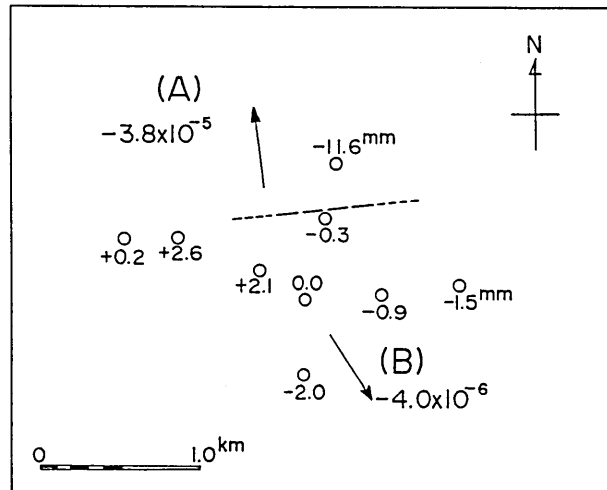


Fig. 3-4. Uplift and apparent tilt in the Okamoto area from March to November, 1968.

平坦な台地状地域である。飯盛山溶岩流を基盤層とする岡元部落そのものには地震による被害は少なかった。しかし、溶岩流末端に近い地域にある水準点が沈降を示したことは、溶岩流下部の地質構造がブロック傾斜を生じる一因として関与していることも推定される。

1968年に発生したえびの群発地震群の観測・解析から、加久藤カルデラの構造と地震発生応力とが関係あるらしいという問題が提起された。それは、霧島火山観測所の臨時観測

網を含めた全部の地震計で初動が引きを示す地震が観測されたことである。このような発震機構を持つ地震の発生は、通常の応力分布では理解し難い。爆発と反対の現象が発生したとすれば、この発震機構は理解される。ただしこれらの地震の発震機構については、地震観測網の配置および霧島火山下部の弾性波速度構造の影響によることも考えられるので、簡単には断定できない点も残されている (MINAKAMI *et al.*, 1969). 既述したように、加久藤カルデラ内では負のブーゲー異常が観測されている。このような物理的性質をもつカルデラ内で地震が発生した場合に、カルデラの構造に関連して、あるいは地震の発震機構によって、どのような地盤変動を生ずるか、火山学的にはきわめて興味ある問題である。

その点に関して著者は、1968年のえびの群発地震を含めた、過去のカルデラ内群発地震震央域が Fig. 3-5 に示すように、活動毎に移動していることに注目していた。これらの事実から、今後カルデラ内に発生する地震の発生機構、および地震に伴う地殻変動を、さらに詳細に観測することによってカルデラ形成後における変形進行と、起震応力の関係の解明が可能になると考え、測量網の拡大を実行した。Fig. 3-6 には、第一次拡大後の測量網を示す。1970年9~10月には、京町一岡元一栗下(加久藤)一京町の環状路線の1回目の測量、1974年11~12月には再び同路線の測量を実施した。その測量結果による環状路線の変動を、カルデラ北部の国土地理院水準点221-028を不動として Fig. 3-7 に示した。

1975~1976年には加久藤カルデラ北東部で、規模は小さいが群発地震活動が発生した。Fig. 3-8 にこれらの地震の震央域を示す。このカルデラ内群発地震の内最大の地震のマグニチュードは、1975年10月17日の $M_{kvo}=4.2$ (地震研究所霧島火山観測所による) で

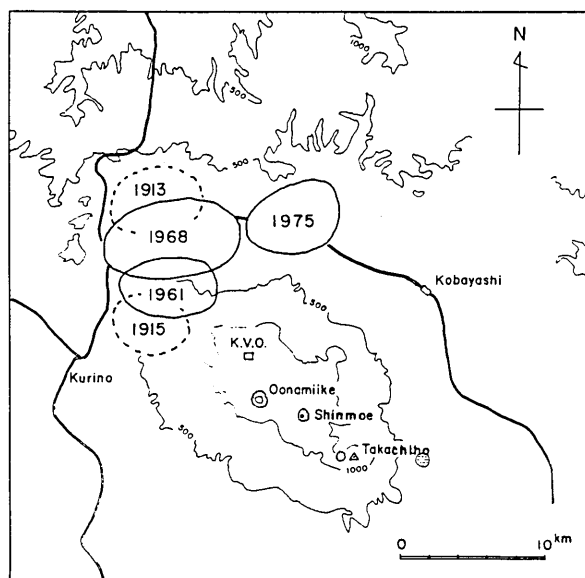


Fig. 3-5. Distribution of epicenters of earthquake swarm in Kakuto caldera (MIYAZAKI *et al.*, 1976).

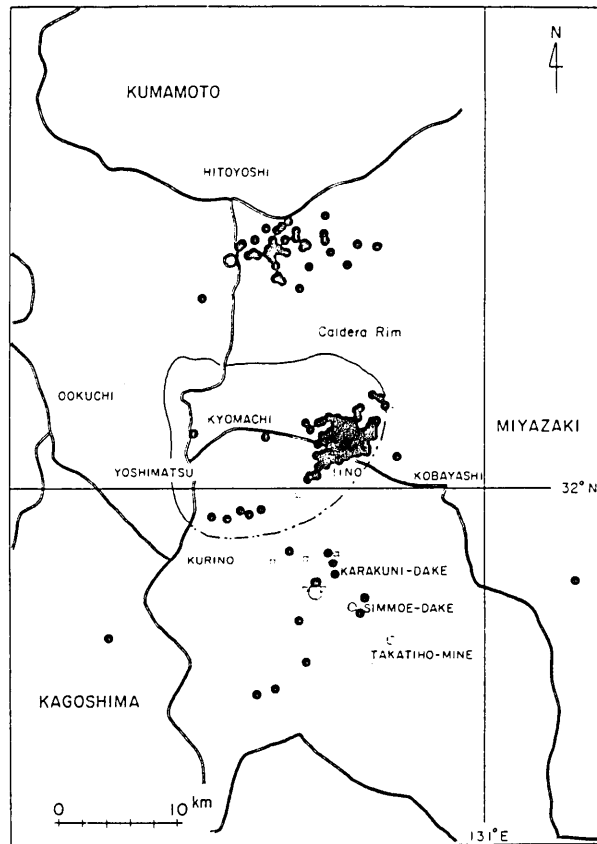


Fig. 3-8. Epicentral distribution of earthquakes in Kiri-shima volcano from Sept. 29 to Dec. 31, 1975.

Fig. 3-9 には 1968年5~10・11月 (dh_1), 1968年10・11月~1976年4月 (dh_2) および、その後の1980年測量による1976年4月~1980年4月 (dh_3) の3期間の変動を示した。霧島火山観測所構内水準点 KVO No. 1 を基準とすると、1968年より1976年の間は、加久藤カルデラ内の測点が沈降を示したと推定される。有田 (1957) による加久藤カルデラの南縁は、甕岳、白鳥山、えびの岳、および栗野岳を結ぶ線である (Fig. 3-1 参照)。しかし荒牧 (私信) によれば、その南縁は Fig. 3-8 に示したように、さらに北方に位置するといわれる。いずれにしても、KVO No. 1 は加久藤カルデラ南縁外に位置すると考えられる。

カルデラ内部に群発地震が発生すると、カルデラ内の沈降が生ずることが確実であるならば、カルデラ形成後の構造および地震の起震力の考察に重要な手がかりが得られる。1968年の例をみてもカルデラ内は確かに沈降していると考えられる。その後の観測による沈降量が小さいのが難点であるが、誤差要素の介在を考慮しても変動の傾向が逆転することは有り得ない。この問題について、さらに十分に確認出来るようなイベントは、その後

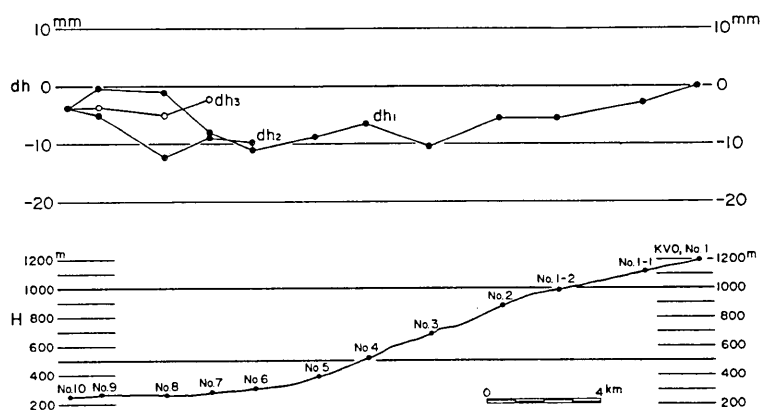


Fig. 3-9. Height changes of bench marks along the route between Ebino city and Kirishima Volcano Observatory. dh1: May-Oct. Nov., 1968. dh2: Oct. Nov., 1968-April, 1976. dh3: April, 1976-April, 1980. Bottom: Terrain profile along the leveling route.

加久藤カルデラ内に発生していない。課題とする事象の性質を考えれば、まだ観測期間が不十分だといえよう。

1980年3~4月には、加久藤カルデラ内の岡元地区を中心とする測量網をすべて測量するとともに、同地域より北西方のカルデラ縁に当たる吉田温泉に路線を延長し結合測量を実施した。さらに岡元地区より東方に延長して、飯野町 No. 10 より KVO No. 1 にいたる路線に結合し、カルデラ東方縁の八幡ヶ岡基準点 (HCM) までの測量を実施した。この結果、加久藤カルデラをほぼ東西に横断する水準測量路線が完成した。

1970年9・10月~1974年10・11月、1974年10・11月~1980年3・4月の2期間に生じた京町 (KO-1) — 栗下 (EO-B) — 岡元東 (O-8) — 岡元西 (O-A) — 京町 (KO-1) の環状路線に生じた変動を Fig. 3-10 に示した。これらの変動図では、岡元地区の O-1 点 (Fig. 3-1 参照) を基準とした。環状路線の変動で目だつのは、1970~1974年の間に生じた岡元地区の東下りの傾斜である。次の期間岡元地区は全く変動を生じていない点に比べて、きわめて対照的である。1975・1976年群発地震の前兆とするには、震央域が離れすぎていると考えられる。この傾斜を生じた原因は不明である。

岡元—京町間の路線で KO-C (沈降)、KO-3 (不変)、KO-B (隆起) の間に異常な変動が生じた。この変動についてはそのパターンより、初めは断層の活動を考えた。しかし現地における観察より次のように推定した。KO-B の隆起であるが、同点設置、初回測量完了後同点の裏山より、いわゆるシラスの採取が大規模におこなわれ、比高 30 m を越える山が喪失していた。シラスの移動量は概算で $30,000 \text{ m}^3$ を越えている。その結果局部的に荷重が減少して KO-B が隆起したと考える。KO-C の沈降も同点の設置位置に関係するとみられる。同点は岡元地区より京町に下る斜面上の道路脇に位置し、段丘斜面を形成する火砕流堆積物中 (京町層, 荒牧, 1968a) に設置してある。したがって、原因として

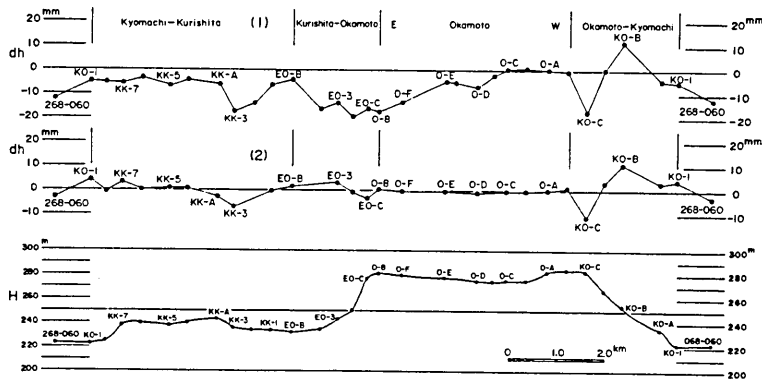


Fig. 3-10. Vertical displacement along the leveling loop in the Okamoto area. Middle: the period from Nov. Dec., 1974 to March April 1980. Bottom: terrain profile along the leveling loop.

は斜面全体の滑落を考えるのが妥当であろう。

以上述べたように、加久藤カルデラ内の地殻変動と地震発生間に密接な関係があるらしいことが判った。現在の水準量路線が維持されて行けば、将来の地震を待ってこの両者を結び付ける原因が明らかにされよう。

III. えびの高原における地盤変動

えびの高原は霧島火山群中の最高峰である韓国岳、および大浪池、えびの岳、白鳥山などに囲まれた一大高原の総称である。韓国岳の北西に位置する白鳥硫黄山を中心として、東西に地熱地帯が広がっている。現在、噴気活動が最も活発なのは、白鳥硫黄山を中心とした一帯である。かつて白鳥硫黄山では、硫黄採取がおこなわれていた。1954年7～11月に、地質調査所によってこの地域の地熱調査が実施されている（地質調査所地熱調査班、1955）。我々が調査を開始した1959年頃より、この地域では観光面を主体とする開発、整備がおこなわれ、その結果、現在では周辺環境は大幅に変容している。硫黄鉱山が存在したことなどは想像できない状態である。

1964年霧島火山観測所設立前後は、えびの地熱地帯において、地熱分布測定を重点的に実施していた。当時、同地域では、地熱域の移動による植生の枯死が大きな問題であった。その後、1968年えびの群発地震発生の際には、地熱地域の移動はさほど話題にならなくなった。えびの地熱地域末端における拡大が停止したからである。その原因の一つとして、地熱地帯中心における高温蒸気、熱湯の採取オーバーが考えられる。Fig. 3-11にえびの高原における水準点の分布を示した。Fig. 3-11の範囲は、Fig. 3-1中に四角でしめしてある。Fig. 3-11中にA, B, Cの白丸で示した点は、1954年におこなわれた地質調査所の地熱調査の際に、深層ボーリングがおこなわれた場所を示す（これらのボーリング地点における地下の蒸気帯の深さは、A地点では30m深以下では蒸気帯が認められず、B, C地点では地下18.3～4mで熱水、蒸気が爆発的に噴出しそれより下部の調査は

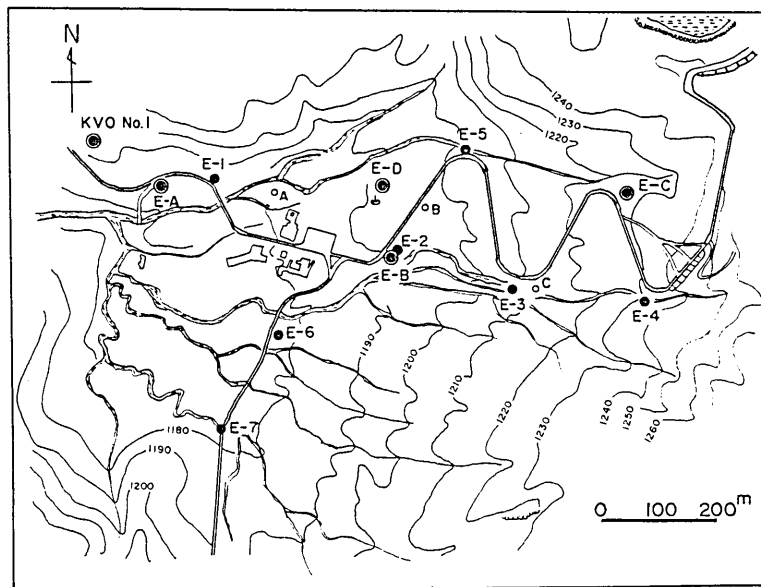


Fig. 3-11. Topographical map of Ebino-Kogen highland and the distribution of bench marks. A, B, and C denote bore-holes which were dug in 1954 by the Geological Survey of Japan.

不可能と報告されている)。これらのボーリングの結果をふくめ、この地域の蒸気貯溜層帯の深度は比較的浅いことが確認されている。

霧島火山観測点 KVO NO. 1 を不動点とするえびの高原内水準点の、1968年以降の変動を Fig. 3-12 に示した。同図にに明らかなように1970年頃より、E-B, E-3, E-4, E-C, E-D などの点が沈降を生じている。Fig. 3-12 中最上段に示したのは、えびの高原における雨量である。1972年には、年間降雨量 6145 mm を記録したほどで、日本でも有数の多雨地帯である。えびの地熱地帯は、白鳥硫黄山下部の熱源からもたらされる熱水、高温蒸気と、韓国岳山体上部における豊富な降水が混じて、白鳥山、えびの岳、大浪池などに囲まれた低地部に多量に蓄えられた熱水蒸気溜りと考えられる。

Fig. 3-12 中の E-D 点近くで、ボーリングがおこなわれ(温泉マーク)、多量の温泉、高温蒸気が長年月にわたって無計画に、温泉、暖房などに供用された(この近くの地獄より採取した温泉水の酸素/水素同位体比による調査によれば、霧島火山周辺において、地表水に対して地下深部よりの熱水の混合比が、もっとも高い温泉と推定されている。松葉谷ほか, 1975)。その使用量が自然にかん養される熱水蒸気量を上回った結果、地下における孔隙蒸気圧の減少をもたらし、局部的沈降を生じたとみられる。ボーリング地点付近に見られた、いわゆる地獄現象も消失した。これらの変化は、あくまでも人為的な作業の結果である。どの位の量の温泉、蒸気を使用したか調査をしたが、記録がなく不明であり、地下よりの揚湯量と沈降の関係を定量的に吟味することは不可能であった。実害としては、付近の歩道敷舗装に不同沈降による食い違いが発生していた。

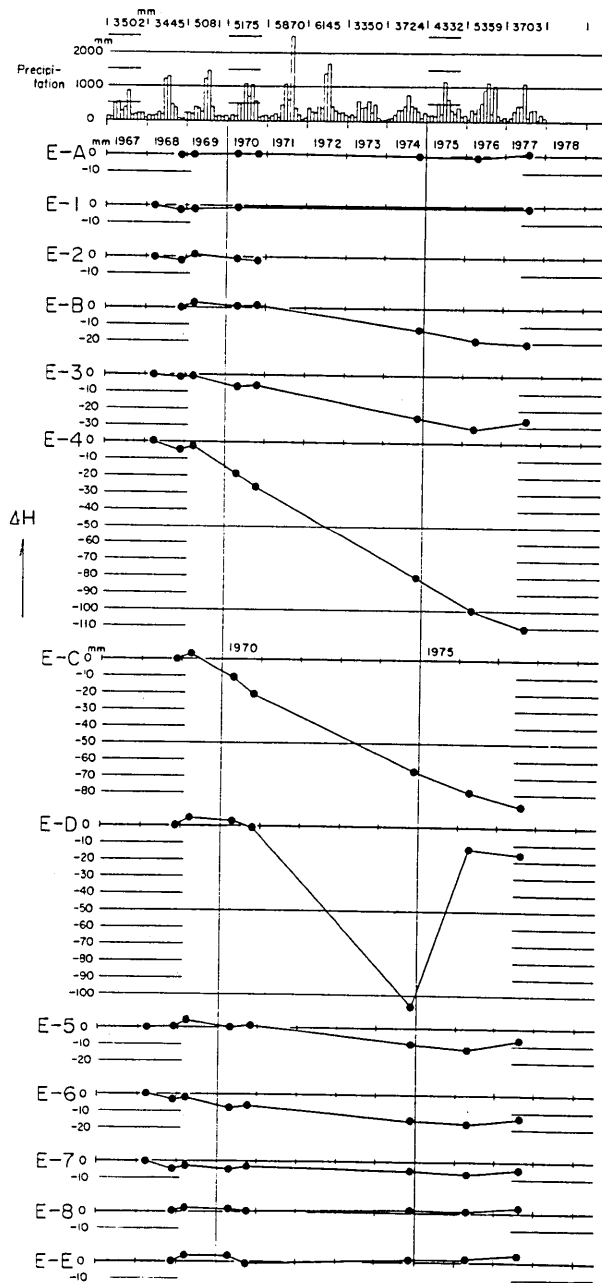


Fig. 3-12. The precipitation at Ebino-Kogen highland (Top) and height changes of bench marks in the Ebino-Kogen area.

Fig. 3-1 中の飯野～えびの高原路線の水準点 No. 5 より尾八重野（おべの）地域に延びた路線は、地下蒸気圧変動と地盤変動の関係を知るべく設けたものである。1975～76年地熱開発計画による深層ボーリングが尾八重野付近で実施されるとのことで、先んじて路線を設置し測量を行った。計画通りボーリングは行われたが、蒸気がほとんど噴出しない結果に終わり、我々の計画は成功しなかった。

えびの高原より高千穂河原に至る道路沿いに、8点の水準測量用標石が埋設済みであるが測量が未済であるので Fig. 3-1 には記入していない。なるべく近い将来に測量する予定である。

IV. 考察とまとめ

1967年より霧島火山地域における水準測量によって明らかになった事柄を考察しまとめる。霧島火山の北西部、加久藤カルデラ内における現象と火山山体部における事象にわけて考察する。

1. 加久藤カルデラ内における群発地震活動によって、震央地域には地盤上下変動として沈降が発生すると考えられる。この変動の存在は1968年、1975～76年の2度に亘る群発地震後の水準測量によって明らかにされた。この2回の地震活動は、霧島火山の活動と直接関連しなかった。また、カルデラの内部における沈降も、霧島火山の活動に関連する現象とは考えられない。

この点霧島火山群中の活動火山と加久藤カルデラの関係は、桜島火山と始良カルデラとの関係と全く異なっている。桜島火山は始良カルデラの縁に生成したポストカルデラ火山であるが、現在の霧島火山中の活動火山は加久藤カルデラ生成と直接関連していない（井ノ上、1988）点に留意する必要がある。

2. 1968年2月21日よりのえびの群発地震発生後には、霧島火山下部にも地震、微動の発生が認められた（MINAKAMI *et al.*, 1969a）が、4月1日には、九州東方の日向灘に $M=7.5$ の地震が起こり、さらに5月29日には、霧島火山南方の桜島火山東部においても1914年以来の有感地震の群発が観察された（吉川・西、1969）。このような現象が連鎖的に生じる原因は、この地域における広域応力場の状態の反映である。すなわち、1913年にみられた加久藤カルデラ内地震活動→霧島御鉢火山噴火発生といった時系列は、ある地域応力条件下で成立したことである。したがって、カルデラ内の地震活動が直ちに火山活動に結び付くのではなくて、霧島火山地域を支配する広域応力場の応力条件と火山体下部の火山活動営力の蓄積状態が霧島火山の活動の発生を規制すると考えるべきである。1975～76年の群発地震にみられたように、カルデラ北方地域とカルデラ内の地震活動が交互に発生する（宮崎ほか、1976）ようなことも明らかに応力場の支配する現象と考えられる。

3. 霧島火山中のえびの高原地熱地帯の地盤変動測量を実施し変動する条件を調べた。地下浅部に貯溜された熱水・水蒸気溜りより自然に補給される量以上の熱水・水蒸気を汲み上げた場合には、孔隙圧の減少によって地盤沈下を生ずることが判った。その沈降量は歪にして 10^{-2} のオーダーにも達した可能性がある。実際に揚湯した量が不明のた

め、定量的な推定はできなかった。熱水、蒸気溜りが浅く分布する地熱地帯において無計画に蒸気、熱水を取り出すと地盤沈下を生ずる具体例が得られた。

霧島火山地域で水準測量の観測網が整備された以後、特に顕著な地震あるいは火山活動が発現していない。したがって、大きな地殻変動は発生していない。霧島火山においては、将来発生する変動の解明が期待できる観測網ができあがった段階と言える。

第四章 浅間火山

I. 浅間火山と測地的観測の概略

浅間火山は長野・群馬両県境に位置する日本の代表的な活火山である。同火山を構成する岩石は主として安山岩である。浅間火山の活動形態の特徴は、非常に爆発的な噴火をおこなう点で、大変に危険性の高い火山である。

1909年12月頃より、およそ2年間にわたって強烈な爆発がしばしば発生した。爆発に伴った音響は東京にも達し市民を驚かす程であった。激しい活動に直面し、1783年(天明3年)のような大噴火に発展することを懸念する山麓住民の危ぐを無くすために浅間山の科学研究が開始された(OMORI, 1912)。

1911年8月長野県は、浅間山南西山腹の湯の平に火山性地震の観測を行う観測所を設置した。なおこの観測所が本邦における初めての火山観測所である。その後、浅間山では地震観測を中心とする活動の監視が続けられたが、測地的手法による観測が開始されたのは、1930年代に入ってからである。

1930年代はじめより、石本式シリカ傾斜計を使用した傾斜観測が、浅間山南西の小諸(TAKAHASI, 1932. TAKAHASI and MINAKAMI, 1937)と東側の浅間火山観測所、および浅間山北側の鬼押し出し観測臺で開始された(MINAKAMI, 1935, 1938, 1942)。それらと時期を同じくして測量基準点の設置が開始された。

1934年に高橋(1936)は、浅間火山の全体的な地形変動を解明するために、陸地測量部の協力を得て、浅間山山頂を越える水準測量路線を設置し測量を実施した。この浅間山山頂越えの路線は、山麓国道沿いの路線と結合して環を形成していた。すなわち時計廻りで、御代田村(BM-551)～小諸町(BM-10824)～火山館(S-18)～山頂(補助金標)～三の鳥居(K-2)～峰の茶屋(浅間火山観測所, BM-10823)～沓掛(現中軽井沢, BM-547)～御代田村の周回路線である(Fig. 4-1 参照)。1939年7～8月には2回目の測量がおこなわれ、この間に生じた変化が明らかになった(MIYABE, 1940)。その結果によれば、浅間山西側斜面(小諸よりの登山道)が隆起し、山頂より東側の斜面から南東山腹が沈降している。同報告では、隆起の中心が山頂ではない点が特に指摘されている。この2回の測量後しばらくは、浅間山山体における水準測量は行われていない。

1950年より再び環状路線について部分的な測量が開始されると共に、新路線の追加、設置が行われた。1950年より1953年にわたる測量で、環状路線の測量が完了し、1939年以後の変動が明らかにされた(MINAKAMI, 1960)。その変動は、山頂部を中心とする山体中央部が隆起し、中腹部に沈降がみられるドーナツ型を示した。その後、1954年、1958年、1976年、1977年、1981年等に南側山腹の路線における水準測量が実施され、浅間火山

の活動と地殻変動の関係が明らかにされた(宮崎ほか, 1978, 1982). Fig. 4-1 には, 1980年以前に浅間火山の地殻変動調査を目的として, 山体上に設置された水準の位置を示してある.

1970年代より, 浅間山東側中腹部浅間火山観測所を中心とする局所的な水準測量路線, 光波測量網が拡大, 充実されているが(竹田ほか, 1978), 浅間火山の活動が, 長期的にみて衰退期にあたり, 現在のところ, 表面活動に関連した明瞭な変化が検出され得る状態ではない. 次の活動に備えての観測基礎体制づくりが進行している段階である. 次項以下では, 現在までに得られた水準測量資料によって浅間山の地殻変動の特徴を考える.

II. 浅間火山における水準測量

浅間山山体に地殻変動測定用の水準測量測点が設置されたのは, 1934年10~11月である. およそ半年の Seasoning の後, 1935年6月より測量が開始され9月に第1回の測量が完了した(高橋, 1936). 1939年に地震研究所は, 再び陸地測量部に委託して, 浅間火山を含む環状路線の測量を行った. それらの測量成果は, 1935年測量については高橋(1936), 1939年測量については地震研究所(1940)に記載されている. それらの結果によ

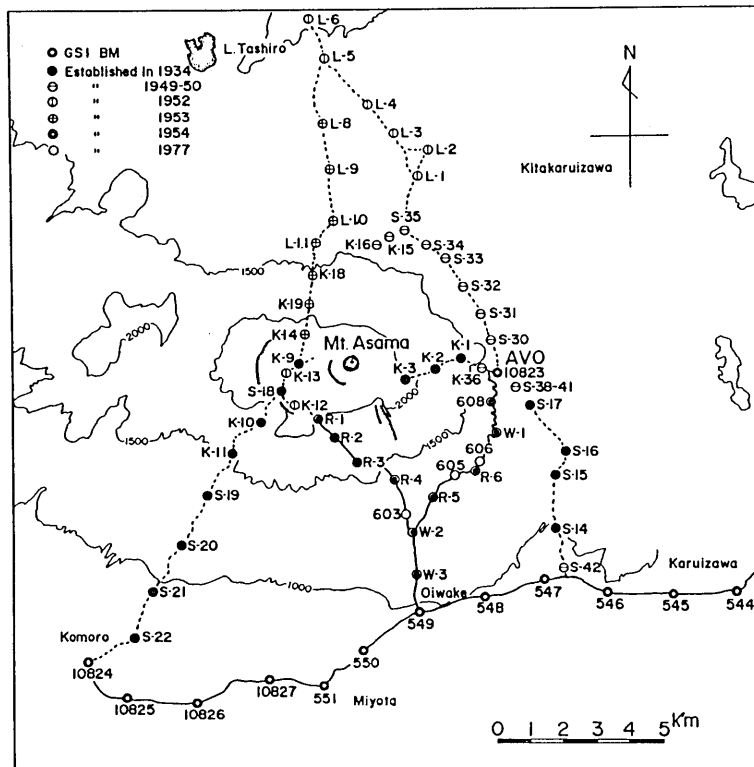


Fig. 4-1. Topographical map around Asama volcano and the distribution of the leveling bench marks.

る環状路線の1935年～1939年の変動を、BM-551 (御代田村) を不動として求め Fig. 4-2 に示した。1950年より再開された環状路線の測量は、地震研究所の岡田惇博士が担当し、1953年までに周回路線の測量を終了した。1939年～1951, 1952, 1953年の期間に発生した変動も Fig. 4-2 中に示してある。この変動について MINAKAMI (1960) は、山頂部隆起、中腹部沈降の変動パターンを考えている。1935年より3回実施された環状路線の測量成果とその期間変動値を、Table 4-1 に示してある。

浅間山の南側山腹に新設した路線については、追分西町 BM-549 より東側山腹の浅間火山観測所 BM-10823 に至るルート、および途中で分岐して小諸口登山道の火山館 S-18 に至る路線については、1954年に初めて測量が実施された。この路線に関しては、R-1 より S-18 の間を除いて、1954年以後、1958年、1976年、1977年、1981年に測量を実施し浅間山南側山腹における変動を確認した。それらの測量成果及び変動値を Table 4-2a, b に示した。1954～1958年の南側山腹における変動は、山頂火口よりの測点距離に反比例した山体上部の隆起を示している。1958年の測量終了後の11月10日には浅間山の噴火でも Aクラスの爆発 ($K. E. = 10^{20}$ erg) が発生している。その爆発をふくむ一連の活動の前駆としての山体上部隆起が観測されたと考えられる。

1958年の噴火の後しばらくは測量は行われなかった。18年後の1976年に宮崎ほか (1978) は南側山腹における測量を実施し、南東斜面の一部にブロック状の傾動が生じていることを明らかにした。1958年～1976年の間には、1958, 1962, 1973年の活動が発生しているので、その影響とみられるが因果関係は明かではない。1977年には追分 (BM-549) より浅間火山観測所 (BM-10823) までの測量を実施し、1976年測量によって検出された1958～1976年変動の推移を観察した。1981年に追分より浅間観測所および R-1 点に至る測量を

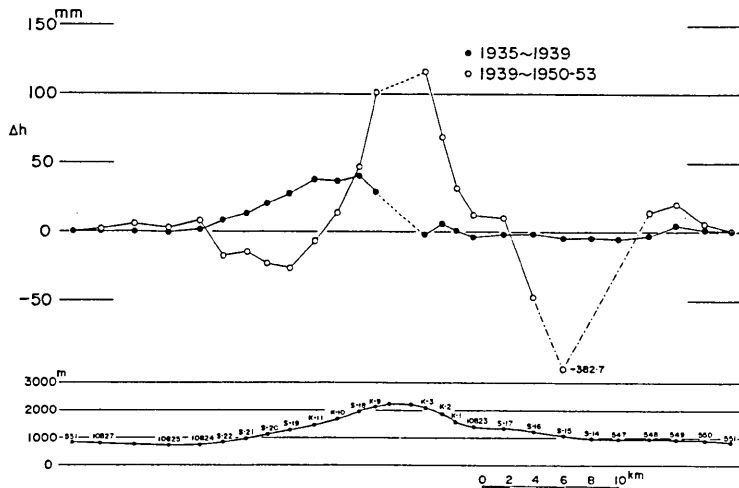


Fig. 4-2. Elevation changes in Asama volcano from 1935 to 1939 (solid circles) and from 1939 to 1950-53 (Open circles). The lower figure shows the terrain profile along the leveling route across Asama volcano.

Table 4-1. Result of precise leveling surveys carried out on Asama volcano (TAKAHASI, 1935, E. R. I., 1940).

	I	II	III	II - I	III - II
BM	1935	1939	1950, 51, 52, 53		
551	828.3829m	828.3829m	828.3829m	0.0mm	0.0mm
550	906.2337	906.2357	906.2410	+ 2.0	+ 5.3
549	979.4027	979.4072	979.4271	+ 4.5	+ 19.9
548	977.3024	977.2995	977.3128	- 2.9	+ 13.3
s-43			968.5482		
547	951.0919	951.0863	953.8574	- 5.6	
s-42			947.7376		
s-14	975.3311	975.3266	975.7688	- 4.5	
s-15	1073.2619	1073.2567	1072.8740	- 5.2	-382.7
s-16	1212.1467	1212.1449	1212.0980	- 1.8	- 46.9
s-17	1377.0514	1377.0494	1377.0599	- 2.0	+ 10.5
10823	1405.8201	1405.8164	1405.8291	- 3.7	+ 12.2
s-36			1466.7086		
k-1	1566.8530	1566.8537	1566.8852	+ 0.7	+ 31.5
k-2	1822.8646	1822.8699	1822.9379	+ 5.3	+ 68.0
k-3	2162.2392	2162.2377	2162.3546	- 1.5	+116.9
k-9	2192.6237	2192.6526	2192.7531	+28.9	+101.1
k-13			2081.4652		
s-18	1983.4245	1983.4650	1983.5119	+40.5	+ 46.8
k-10	1694.7429	1694.7789	1694.7921	+36.0	+ 13.2
k-11	1485.6286	1485.6664	1485.6599	+37.8	- 6.5
s-19	1271.2025	1271.2302	1271.2036	+27.7	- 26.6
s-20	1110.8365	1110.8572	1110.8344	+20.7	- 22.8
s-21	970.3770	970.3906	970.3759	+13.6	- 14.7
s-22	835.0909	835.0998	835.0824	+ 8.9	- 17.4
10824	711.7159	711.7172	711.7252	+ 1.3	+ 8.0
10825	710.2915	710.2907	710.2934	- 0.8	+ 2.7
10236	748.8650	748.8650	748.8704	0.0	+ 5.4
10237	800.8098	800.8101	800.8119	+ 0.3	+ 1.8
551	828.3829	828.3829	828.3829	0.0	0.0

行い、1976.77~1981年の期間変動値を調査した。その結果、この期間には1954~1958年に生じた山体上部隆起変動と正反対の山体上部沈降が発生していることが判明した。これらの詳細については次項で考察する。

Table 4-2a. Result of precise levelings carried out on the south-eastern flank of Asama volcano.

	H1	H2	H3	H4	H5
BM	1954	1958	1976.10	1977.7	1981.10-11
549	0.0m	0.0m	0.0m	0.0m	0.0m
W・3	+75.7986	+75.7995	+75.7958	+75.7934	+75.7934
W・2	+169.4199	+169.4218	+169.9068	+169.9057	+169.9015
603					+241.6774
R・5	+245.7794	+245.7822	+246.2646	+246.2629	+246.2574
605					+257.0168
R・6	+282.9314	+282.9344	+283.4413	+283.4417	+283.4383
606					+299.1618
W・1	+313.7502	+313.7515	+313.7662	+313.7661	+313.7545
608					+334.8707
10823	+426.3855	+426.3861		+426.3748	+426.3590
R・4	+387.4268	+387.4327	+387.8613		+387.8501
R・3	+660.7081	+660.7187	+661.0733		+661.0533
R・2	+809.5894	+809.6262	+809.7298		+809.7023
R・1	+988.5894	+988.6053	+988.6225		+988.5862
S. D.			± 1.55mm/km	± 1.30mm/km	± 1.63mm/km

III. 水準測量によって得られた浅間火山地殻上下変動についての考察

今までに簡単に述べた浅間火山における水準測量の結果から、浅間火山の噴火活動の推移との関連性を考察する。Fig. 4-3 には多くの資料を参考として数えた浅間山の1869年以後の年間噴火回数を示してある。噴火回数を活動の指標とすれば、大きな傾向として、1890年代より次第に活動度が高まり、1910~1940年代にわたって活発に活動し、その後次第に活動度が衰退して行く経過が認められる。筆者はこの一連の活動を、複成火山としての浅間山の一輪廻の活動（中村ほか、1963）と考える。長期的一輪廻の活動は、いくつかの小活動の重複によってエネルギーを放出する。それと異なり、1783年の大噴火のように、極く短時間に大量のエネルギーを放出するタイプの一輪廻の活動も発生する。

浅間山において水準測量が開始されたのは1934年であるが、その頃には、様々の観測成果を用いて、噴火の運動エネルギーの推定が可能になった（MINAKAMI, *et al.*, 1970）。それらの方法で求めた浅間山噴火の年間累積エネルギーと水準測量実施時期の関連をFig. 4-4に示した。第1回の測量（1935年）と2回目の測量（1939年）は、正しく活動期のいくつかのピークをはさんで実施されていることが理解される。このような期間に生じた変化として Fig. 4-2 に示した変動を考える。浅間火山1935~1939年の噴火活動は、

Table 4-2b. Height changes of bench marks on the south-eastern flank of Asama volcano.

	dh1	dh2	dh3	dh4	Remarks
BM	H2-H1	H3-H2	H4-H3	H5-H4	
546	0.0mm	0.0mm	0.0mm	0.0mm	
W・3	+ 0.9	- 3.2	- 0.5	- 2.4	
W・2	+ 1.9	+485.5	- 1.1	- 4.2	
603					
R・5	+ 2.8	+482.7	- 2.0	- 5.5	
605					
R・6	+ 3.0	+506.9	+ 0.4	- 3.4	
606					
W・1	+ 1.3	+ 14.7	- 0.1	-11.6	
608					
10823	+ 0.6		*-11.3	-15.8	* H4-H2
R・4	+ 5.9	+428.6		** -11.2	** H5-H3
R・3	+10.6	+354.6		** -20.0	** H5-H3
R・2	+11.7	+103.6		** -27.7	** H5-H3
R・1	+15.9	+ 17.2		** -36.3	** H5-H3

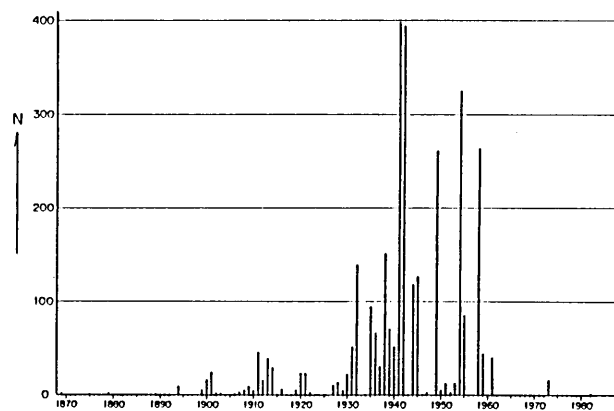


Fig. 4-3 Yearly number of volcanic explosions in Asama volcano.

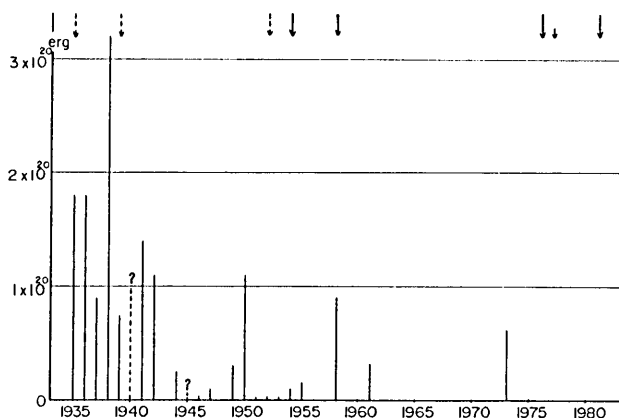


Fig. 4-4. Yearly cumulative energy of eruptions in Asama volcano. Arrows at the top show the times of leveling surveys. The dotted arrows indicate leveling across the summit area, solid arrows those on the southern flank of the volcano.

すべて山頂火口に限定されている。したがって、活動の経過よりみて火口下部の火道より供給されるマグマの圧力は、この一輪廻の活動中最も上昇した段階の一つを経たものと考えられる。下部における圧力の上昇は山体上部の隆起をもたらすであろう。事実山体上部は隆起を示した。ただし、1935~1939年に生じた変動は山頂火口を中心とした隆起を示していない (Fig. 4-2 参照)。MIYABE (1940) も指摘しているように、南西側ルート (小諸よりの登山道) 上部で隆起が生じている。このような変動が観測されるには、2種類の原因が考えられる。先ずその1としては、浅間山頂越えの測量完成には長期間 (3カ月を必要としている) を費やしているの、その間に、山体に生じている変動パターンが変化してしまった可能性である。その2としては、得られた変動は浅間山山体構造を反映した本質的な動きを示しているとする考え方である。

この二つの解釈について様々の見地より検討した結果、後者、すなわち浅間山山体構造に起因するとしたほうが、その後の測量によって得られた変動に関しても、定性的ではあるが合理的に説明できることが判った。以下に述べる。

荒牧 (1968b) によれば、現在の浅間火山の構成は次のような経過を経ておこなわれた。

1. 黒斑山一古期成層火山一の成長。この成層火山の東側は破壊されているが、等高線を復元して推定した山頂火口位置は、現在の湯の平丸山付近で、現在の中央火口の西方およそ 2 km である。
2. 成層火山黒斑山東部の破壊、黒斑山中央の大爆発と陥没、南北方向の地溝の形成。
3. 仏岩火山体の成長 (主として溶岩流の噴出)、同山体西部、北部と断層運動により破壊を受ける。
4. 現火口付近よりの第1, 第2軽石流の噴出、火口付近の陥没。

5. 前掛山—新时期成層火山—の生成. 前掛山の位置には古い山体の存在が推定されるが新しい噴出物に覆われて不明である. 前掛山自体は現在も成長段階にある. その中央火口丘が釜山である.

このような複雑な過程を経て成長した浅間火山山体に、現在の活動に伴って生じる地形変動は、当然、多くの山体構成要素に支配されていると考えられる. 1935~1939年の間に生じた変動は、浅間山西南方小諸よりの登山道上部の各点が隆起を生じている. これらの点はすべて黒斑山の山腹に位置し、最大の隆起を生じた点は、荒牧 (1968b) が推定した成層火山黒斑山の山頂火口位置に近い S-18 点である. さらにさかのぼって考察すると、1908年より1912年にかけて浅間山本体 (黒斑山中心) および周辺で、多くの強震が発生した (例えば、ABE, 1979). これらの地震は、黒斑山を中心とする地下下部より、浅間火山の活動に関連するマグマが上昇するエネルギーにより誘発されたとも考えられる.

このような黒斑山火山の中心に関連する一つの現象に、現在においても、浅間火山に発生する地震の震源位置の問題がある. すなわち、浅間火山に発生する地震で震源の位置の深いものほど現在の中央火口下部より西偏し、湯の平を中心として発生する傾向 (例えば、東京大学地震研究所浅間火山観測所, 1983) がある. この点については、1950年代に浅間火山の地震の震源決定が比較的精度良くおこなわれるようになった段階で、関係者には気付かれていた. これらのことより、浅間火山の活動に関連する火道は、山体深部においては、現在の釜山中央火口直下に存在するのではなくて、西方のある深さより東に向かって、斜めにマグマが上昇するような構造を考えることが合理的であろう. 1935~1939年に生じた変動値を使用し、第二章Vで述べた茂木モデルの (4) 式によって黒斑山を中心とする圧力源の深さを推定してみる. 黒斑山の火口位置を、Fig. 4-5 中の A で示した位置と仮定し、 U_0^2 を用いて標準化した曲線に適合する圧力源の深さを求めてみると Fig. 4-6 に示したように $f=7$ km でかなり良く一致する. 本来このような変動は中心に対して対称形で生じると考えられるが、黒斑山の東側山体上部は破壊されてしまっていて、その位置には、前掛山、仏岩等の火山体が存在しているため Fig. 4-2 にみられるように、東側山体上では異なる変動を生じている. したがって、1935~1939年に生じた南西ルートにおける変動は、黒斑山中心とした下部圧力源における圧力増によると考えても、定性的には肯定されよう.

次に 1939-1950, 51, 52, 53年に生じた変動について考える. Fig. 4-3 および Fig. 4-4 に示した浅間山の長期的活動の流れより見ると、この期間はある程度衰退の傾向にあることがうかがえる. このことは、Fig. 4-2 における南西ルートの測点の沈降が示すように、黒斑山中心とする深部圧力源における圧力の減少が考えられる.

一方、現在の前掛山の中央火口下部の浅い位置に圧力源の存在を考え、そこでは圧力が増加したとすると、1939~1950, 51, 52, 53年の測量による前掛山中心の隆起変動を理解できる. すなわち、深部マグマ溜り (黒斑山中心とする圧力源) よりその上部の浅部マグマ溜り (前掛山中心とする圧力源) へのマグマ (圧力) の供給は、1935~1939年における活動はもとより、さらにその後の活動による放出分をも上回ったと考えられる. 観測された変動結果より、前掛山下部の圧力源の深さを茂木モデルを用いて求め、Fig. 4-7 に示

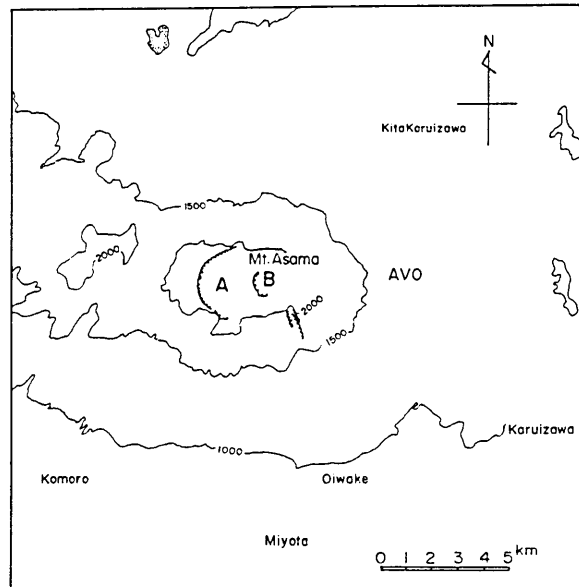


Fig. 4-5. Map showing the horizontal position of the two pressure sources A and B.

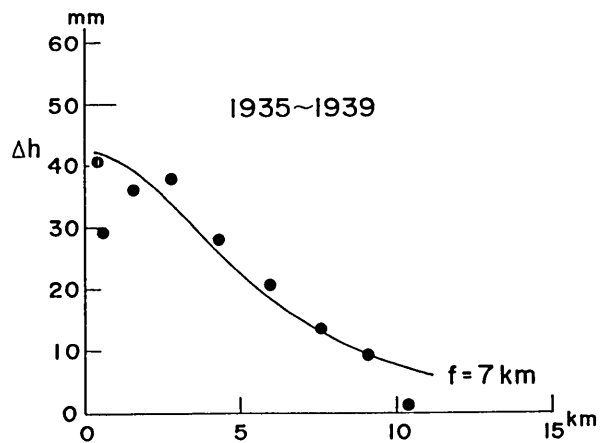


Fig. 4-6. Curve fitting of leveling data to the Mogi model. Pressure source A in Fig. 4-5 at a depth of 7 km gives the best fit for the period from 1935 to 1939.

した。 $f=2$ km で良く適合している。この計算では圧力中心の水平位置は、現在の前掛山火口中心と一致すると仮定している (Fig. 4-5 中の B 点)。

観測された二つの変動例から、浅間火山の活動に関する圧力源として、黒斑火山中心と

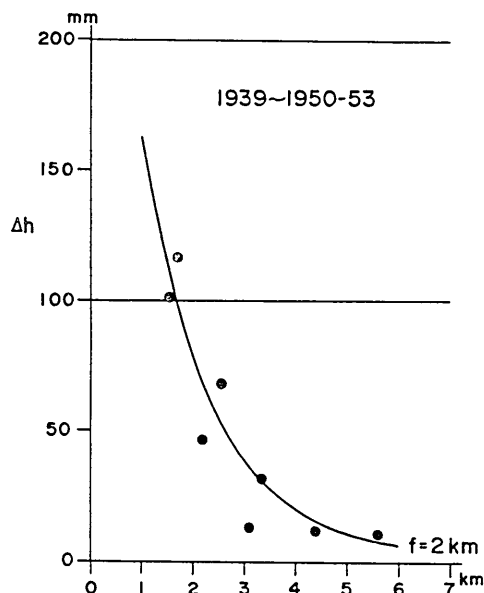


Fig. 4-7. Curve fitting for the period from 1939 to 1950-1953. The source at B in Fig. 4-5 at a depth of 2 km gives the best fit.

する深さ 7 km に一つ、それより東方およそ 2 km、前掛山中央火口中心下部 2 km にさらに別の圧力源を考えると都合がよいことが判った。黒斑火山と前掛火山は、構成時期が異なるが、現在の浅間火山の活動営力をもたらず火道の存在と、マグマの上昇については関連性を有していることが明らかになった。

つぎに1954~1958年の間に生じた変動について考える。浅間山山頂を越える環状路線の水準測量は、1950年代半ばには事実上実施不可能になっていた。すなわち、環状路線に設置されていた水準点の大部分が、人為的に破壊されて僅かの基準点が残る程度になっていた。幸いなことに、浅間山南側斜面に設置した水準点は、ほとんど被害を受けなかった。したがって、1954~1958年の変動は、南側路線の測量によって得られたものである。Fig. 4-8 は南側路線の水準点配置を示している。この南側路線は浅間山山麓を通る水準測量路線の BM-549 点に結合している。南側路線の地形的特徴としては、分岐点 BM-603 (1977 年以降に設置) より東側に迂回し、東京大学地震研究所浅間火山観測所に向かう路線は、比較的平坦であるが、北側に向かう路線は、寄生火山石尊山の東側の急峻な登山道を登るため測量精度の確保が極めて困難である。1954年および1958年に、この路線で実施された測量成果は、その後の結果と共に Table 4-2a, b, に示してある。1954~1958年の間に、この路線において生じた変動より、中央火口を中心 (Fig. 4-5 中の B 点) とし、茂木モデルを用いて圧力源の深さを求めると、Fig. 4-9 に示したように $f=2$ km の変動曲線に観測値がよく適合した。すなわち、1939~1950-53 年に生じた変動と、同じ深さの球状圧力源の圧力変化で解釈できることが判った。1958年11月10日浅間火山には、運動エネルギーが 10^{20} erg オーダーの爆発が発生した。1958年の測量で見いだされた前掛山体の隆起は、

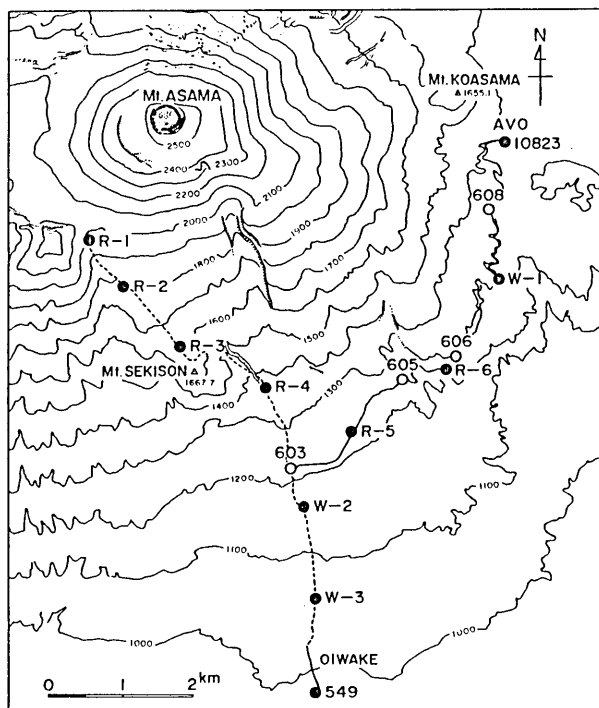


Fig. 4-8. Topographic map of the south-eastern flank of the Asama volcano and the distribution of leveling bench marks.

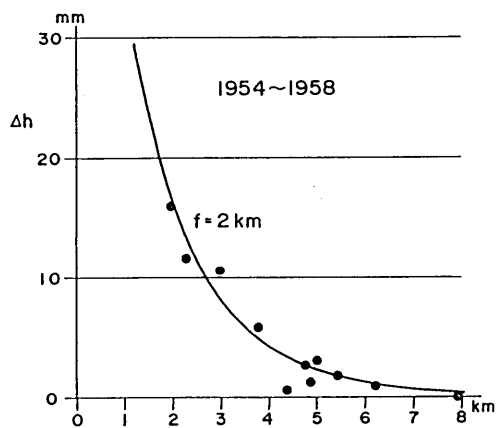


Fig. 4-9. Curve fitting for the period from 1954 to 1958. The same source B again gives the best fit.

その噴火の前兆と考えられる。

1976年に南側山腹路線の測量を行い、その成果も Table 4-2a, b に示してある。この測量の結果1958~1976年の間に、南側山腹において極めて特異な変動が生じていることが判った。Table 4-2b でも明らかなように、BM-549 を不動として、BM-W-2, R-5, R-6, R-4, R-3, R-2 等の各点が最大 50 cm に達する隆起を生じている。各水準点の位置と変動量を Fig. 4-10 に示した。BM-W-2 と W-3 の間、および W-1 と R-6 の間には顕著な段差変動が認められる。とくに注目されるのは、BM-R-3, W-2, R-6 を頂点とし、BM-R-4, R-5 を含む三角形の地域が、隆起し、かつ傾斜を生じている点である。すなわち明らかにブロックとしての変動を示している。この5水準点の組合せにより、MIYABE (1931) の方法を用いて、ブロックの最大傾斜量とその方向を求めてみた。

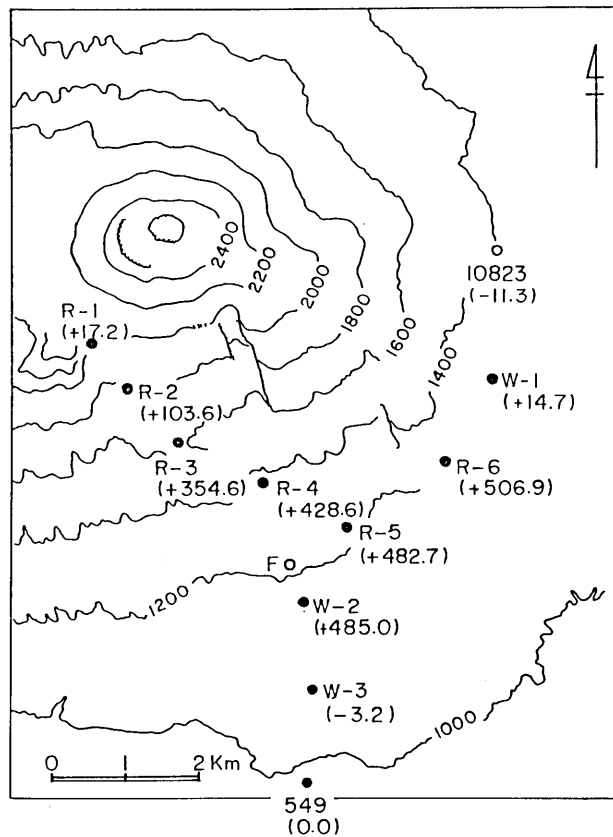


Fig. 4-10. Height changes at the bench marks on the south-eastern flank of Asama volcano. Numerals in parenthesis denote the height change at each point. A positive value indicates uplift in mm. This enormous deformation occurred during the period from 1958 to 1976-77.

各水準点が一つのブロック上に位置した場合、水準点相互間の dh/dl (傾斜) および ϕ (方向) が求められれば、ブロックの傾斜とその方向は一般的に次のように表せる。

$$dh/dl = dh/dl_{(\max)} \cdot \cos(\theta - \phi)$$

ここに dh/dl : 傾斜量

θ : ブロックの最大傾斜の方向

ϕ : 北より反時計廻りで測った角度

である。この方法を用いて求めた結果は Fig. 4-11 に示してある。

このブロックは、全体として 40 cm 以上隆起し、東南方向上がりにおよそ10秒の傾斜を生じたことになる、1976年に続いて1977年6月に実施した測量結果によれば、BM-W-2, R-5, R-6 点は変化をしていなかった。したがってこのブロック変動は、1958~1976年の間に発生したと考えられる。この間浅間山には、1958年11月10日の大爆発を始めとし、1959年、1961年および1973年に活動が発生している。しかしこれらの山頂火口における活動に対して、南東山腹に生じた地形変動と関連するような具体的事象は確認されていない。山体の構成の地域性よりみれば、このようなブロック運動に関しては、仏岩火山体にその原因を求めるべきと考える。その点で、強いて可能性のある事象を挙げるとすれば、1970, 71, 72年および1973年の2~3月に浅間山東側山腹に発生した地震群がある(下鶴ほか, 1975)。これらの地震群も、おそらくは仏岩火山体に関係があると推定されるからである。浅間山の長期的活動経過において、仏岩火山がどの様に関与したのか現在のところよく判っていない。今後解明すべき重要な課題である。

南側山腹路線における1981年の測量によって得られた成果も Table 4-2a, b に示してある。1976年の測量により判明した南東部の大きな変動は、そのまま固定していることが判る。一方、BM-549 を不動として、1976-77~1981年の間に生じた変動を見ると、前掛山を中心とする沈降が生じていると考えられる。この変動についても茂木モデルによって

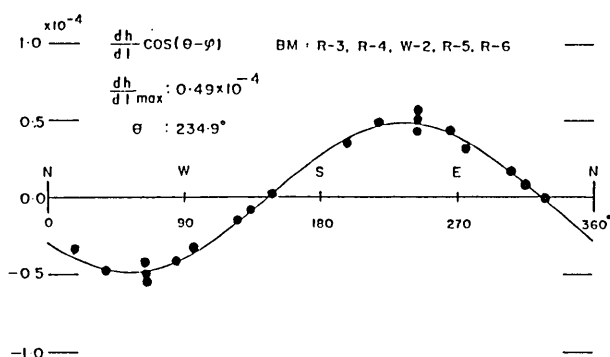


Fig. 4-11. Determination of the tilt movement by Miyabe's method of a block which bears five bench marks on the south-eastern flank of the volcano. Maximum tilt and its direction are given in the figure.

圧力源の深さを求め、Fig. 4-12 にその結果を示した。この期間に発生した沈降変動も、火口下部深さ 2 km の圧力源における減圧の結果として計算した曲線が観測値と適合する。この結果は、1954~1958年の間に生じた隆起変動と同じく、深さ 2 km の圧力源による変動が再現したわけで、きわめて重要な意味を持つ。すなわち浅間火山の現在の中央火口下部 2 km に圧力源が存在し、そこにおける圧力の増減が浅間火山の短期的な活動の消長と直接関連すると考えられるからである。浅間火山の山体位置と二つの圧力源位置の関係を、Fig. 4-13 に模式的に示した。また、東京大学地震研究所浅間火山山観測所(1983)による1982年浅間火山下部の震源位置プロフィールに、二つの圧力源を入れて、Fig. 4-14 に示してある。

1981年10~11月の水準測量終了後、翌1982年4月26日浅間山は、運動エネルギーを大きく見積っても 10^{18} erg オーダーの小規模の噴火を行った。この噴火発生後、浅間山の状態を調べるために、南側山腹斜面の BM-R-3 より R-1 に至る 2 区間について、5月1~5日の間に水準測量を実施した。この 2 区間は、1976~1981年の間に最も大きな変動を生じた区間である。その測量結果によれば、1981年11月より1982年5月の間に、RM-R-3 に対して R-2, R-1 はそれぞれ 2.0, 9.5 mm の隆起を生じていた。この隆起量は1976年~1981年の間に生じた変化量を下回っていたが、点然次の活動について懸念は有った。しかし大きな活動の発生の可能性は、他の現象の観測結果と総合的に考察した結果、少ないと判断した。その後浅間火山には、1982年10月2日に微噴火、1983年4月8日に爆発が生じたが被害発生をみるほどの活動ではなかった。現在は静穏な状態を維持している。

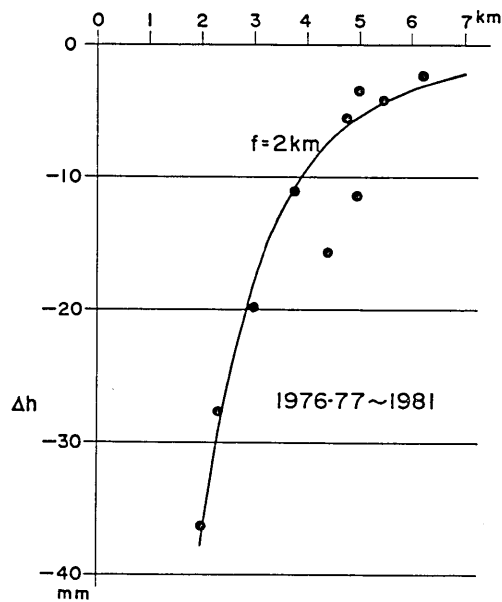


Fig. 4-12. Curve fitting for the period from 1977 to 1981. It is noteworthy that the same pressure source B worked even during the deflation stage.

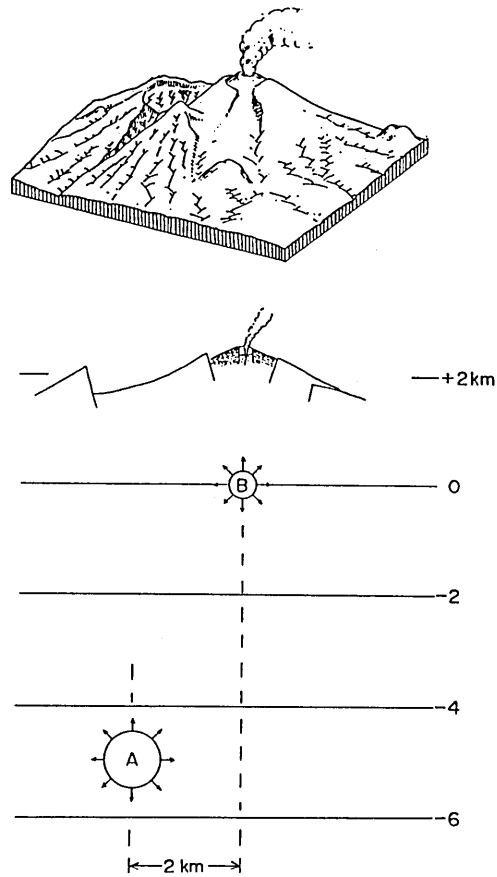


Fig. 4-13. A schematic representation of the two source positions within the Asama volcano. Horizontal and vertical positions are correct.

IV. ま と め

長期的にみると、1783年（天明3年）の大爆発後、久しく静穏であった浅間山は、19世紀の後半から活動を再開した。その後、1910年前後及び1930～1940年に、それぞれ活動の盛期を迎えたが、次第に活動力も衰退し、現在は静穏化の傾向を示している。すなわち、一輪廻の活動の終了の徴候が明かである。1934年より浅間火山周辺において実施された水準測量によって、同火山の活動の反映としての地盤上下変動が、同火山の生成に関連した山体構造と密接に関連することが明らかになった。水準測量によって認められた浅間火山の変動の特徴を以下にまとめて列記する。

1. 1934～1939年の間に、浅間山南西部の黒斑山山体に生じた変動を茂木モデルによって解釈すると、現在の釜山火口西方およそ2 kmの、湯の平丸山付近に位置したと推定される古期成層火山黒斑山火口下部7 kmに存在する圧力源の増圧で説明できることが

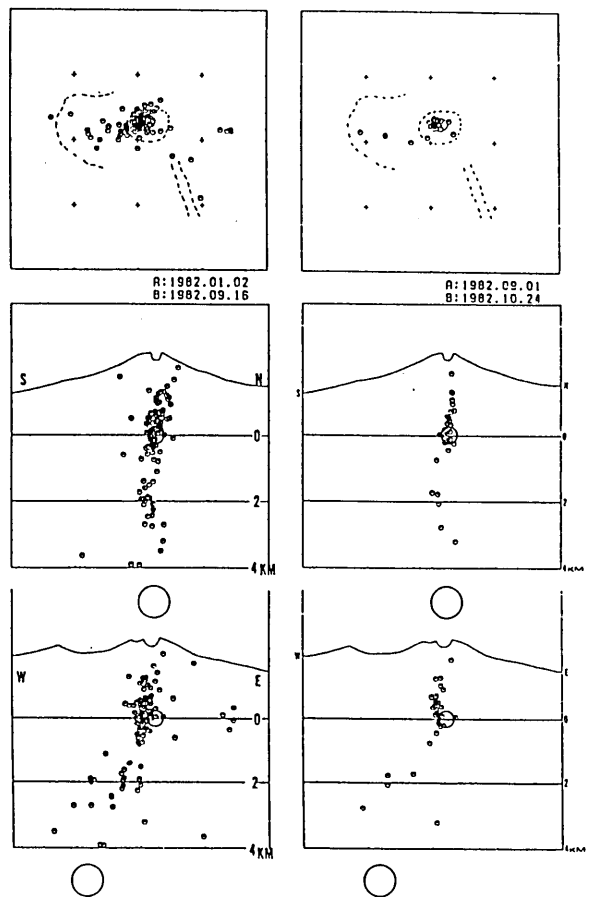


Fig. 4-14. Relationship between hypocentral distribution of volcanic earthquakes and the position of two pressure sources beneath Asama volcano. The hypocenters were determined by the seismic network of Asama Volcano Observatory (ASAMA VOLCANO OBSERVATORY, 1983).

判った。浅間火山の活動に関連するマグマの上昇経路の解明について、一つの手掛りが得られたことを意味する。この事象は現在の浅間火山において発生する地震の、震源位置分布の傾向とよく調和している。

2. 1939~1950—53年の間に生じた変動より、現在の前掛山火山中央火口を中心とする深さ2 kmの圧力源の存在が推定できた。この圧力源は先の深さ7 kmの圧力源と異なる挙動を示すが、その原因については山体構造の差異によると考えられる。

3. 南側山腹における1954年および1958年の測量により前掛山山体の隆起が認められた。この隆起の原因である圧力源の深さを求めると2 kmで観測値を満足する。したがっ

て、この期間における圧力源の深さも、前掛山火口直下 2 km と考えられる。この隆起は1958年11月10日に発生した噴火の前兆とみられる。

4. 1958~1976年の間に東南山腹においてブロック変動が生じた。その原因は不明であるが、仏岩火山の山体に関連があると考えられる。1930年代に小諸 (TAKAHASI, 1932) と浅間火山観測所 (MINAKAMI, 1942) で行われた傾斜計の連続観測によれば、浅間山の南東山麓が膨れ上がると考えると都合が良い現象が観測されている。定性的には一致しているが同一の現象とする確証はない。

5. 1976~1981年の間に、西側山腹においては沈降変動が生じていた。この沈降も、前掛山火口の下部、深さ 2 km における圧力源の減圧で説明できる。南側山腹路線は、古期成層火山黒斑山の東側に生じた地溝帯に成長した前掛山山体部分に設置されている。したがって、現在の浅間火山の活動営力に関する前掛山下部の圧力源の圧力変化に対し極めて効果的に反応を示す位置、すなわち、'つぼ' と呼べる部分である可能性がある。今後この地域における変動測量によって、浅間山の活動見通しについての有効な情報が得られることが期待される。

第五章 伊豆大島火山

I. はじめに

1974年の小活動以後およそ12年間静穏状態を保った伊豆大島火山は、1986年11月15日の夕刻、中央火口丘三原山山頂火口南側壁面上部より噴火を開始し、久しぶりに御神火が復活した。自然科学的な観察が開始された以後の大島火山の活動は、三原山山頂火口に限定されていたが、長期間にわたることもあり、あるいは溶岩を流出することもあった。しかしながら、活動中心である山頂火口が住民居住域と離れているために、よほどの大噴火に発展しない限り、防災面における対応は比較的容易であって、むしろ研究、調査に関して、それほど危険のないおとなしい火山と考えられていた。今回の活動においても、山頂噴火が続いた初期段階では、調査、観測に従事していた火山研究者の間にも、噴火の危険に対する格別の緊張感は存在しなかったといえる。しかし、激しい有感地震の群発を前駆として、11月21日16時15分、山頂カルデラ内北西部の床面より割れ目噴火が始まり、およそ1時間半後に、割れ目火口が外輪山中腹に開口するに至って諸般の状況は急変した。

すなわち、可能性が予想される噴火活動への進展と、その結果がもたらすであろう危険域の増大という懸念に対応するために、全島民島外避難という事態に発展した。この出来事は我々の大島火山の観測、研究の実行に関しても大きな影響を及ぼした。当然その後における我々の調査、観測には、社会的要請としての、短期的活動推移に関する監視責任が加重されることになる。

東京大学地震研究所では大島火山の地球物理学的研究の一環として、かねてより同島に測量網を設置し、水準、測距測量を実施してきた。今回の噴火発生に際しても、繰り返して測定をおこない、噴火に伴って生じた変動の解明に努めた。この報文では、主に1986年噴火に伴った地殻変動について、水準測量の結果より検討するが、噴火開始以前および噴火後の経過についても吟味をおこない、大島火山の長期的な地殻変動に関する知見を述べ

る。

II. 大島火山における水準測量の沿革と現状

大島島内における水準測量の沿革，および現状について，簡単に述べておく．1940年2月，地震研究所の高橋竜太郎（1942）は，陸地測量部の協力を得て，三原山北西部外輪山（カルデラ縁）御神火茶屋付近よりカルデラ内に入り，三原山火口縁上に位置する火口茶屋に至る登山道路沿いに，水準点を設置し，精密一等水準測量をおこなった（Fig. 5-1）．また同時に，三原山火口内に測点を設け，三角水準測量も実施した．これらの測量後，同年8月19日には小規模な活動が発生し，山頂火口内に噴出物が堆積した．2回目の測量は翌1941年の8月におこなわれ，この間に生じた変動が検討されている．この測量網における測量は，この2回だけに終わり測点の大部分はその後亡失してしまった．大島火山の活動も，1940年8月の活動以後10年間は静穏であった．

1950. 51年の溶岩流出を伴う噴火の終了後，1954年より東京大学地震研究所（水上 武，岡田 惇）による水準点の新設が開始された．当時，大島をおよそ2/3周する道路，および元村（現元町）より，大島測候所を経て，カルデラ内表砂漠に至る登山道路沿いに水準点が設置され，測量がおこなわれた．1958年には全路線の再測が実施された．大島を循環する道路は1963年に開通し，大島一周が可能になった．1967年，下鶴ほか（1972）は，元町よりカルデラ内に至る登山道路の測量をおこなった．その後，東大地震研究所火山部のメンバーの手によって，水準点が少しずつ増設され，1979年には大島一周路線及び山体横断路線も完成したが，諸般の事情によって，地震研究所による大島一周測量は実施されて

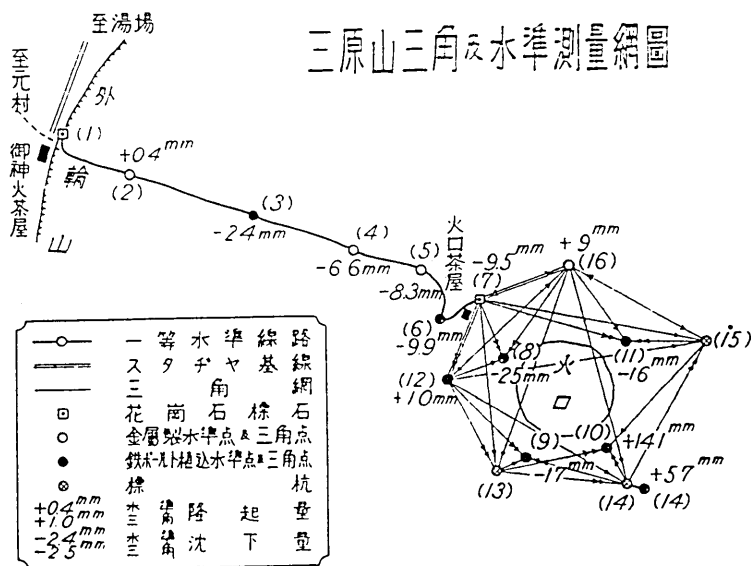


Fig. 5-1. Distribution of leveling bench marks and triangulation points in the Oshima summit caldera area, after TAKAHASI (1942).

いない。

1979年、国土地理院は、島内を一周する道路沿いに測点を設置し、一周水準測量を実施した。この一周路線に関しては、国土地理院によって1982年まで毎年測量が実施された。1980年の測量からは、同じ周回道路沿いに設置されている地震研究所水準点の大部分も、一諸に測量された。

1983年、国立大学火山研究グループによる大島火山集中総合観測が実施された。その前年1982年に、地震研究所は大島東側周回道路より裏砂漠を通り中央火口丘三原山に登り、さらに北西側外輪山に至る測量を行った。翌1983年に、元町より三原山火口縁に至る測量を実施し、大島横断測量を完了した。この水準測量の主目的の一つは、精密重力測定のための測点高度の決定であった。しかし、この測量ルートのうち、とくに、裏砂漠より三原山に登る道路は、軟弱な火山砂に覆われ、しかも急峻な斜面にあった。したがって測量実行は困難を極めた。そこで、新発足した地震研究所伊豆大島火山観測所は、1985年に、北側外輪山温泉ホテル付近より、裏砂漠中央部に至る道路沿いに、水準点を埋設し、新横断路線とした。

北西側外輪山御神火茶屋付近よりカルデラ内に入り、三原山火口縁に至る路線について

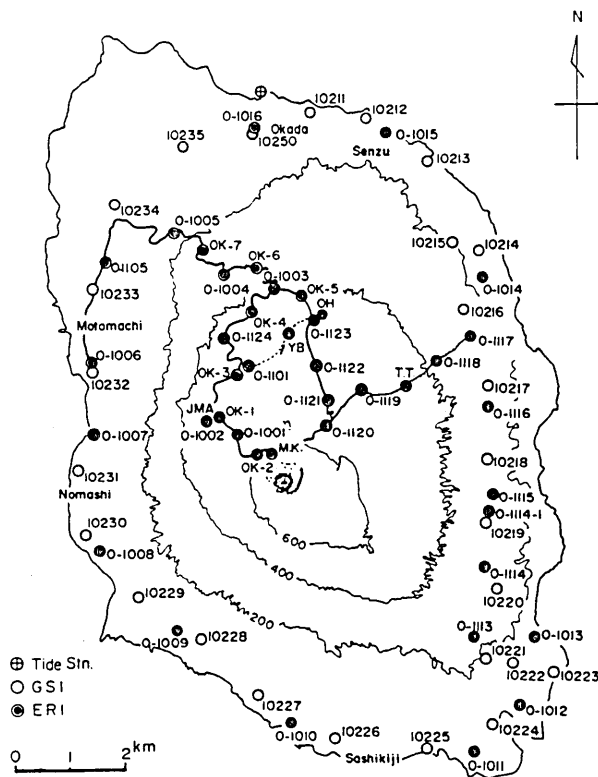


Fig. 5-2. Distribution of leveling bench marks in Oshima volcano before the eruption in 1986.

は1982年より、北側外輪山より裏砂漠に至る間は、1986年に測量を開始し、毎年繰り返された。

1986年噴火発生前の大島島内における水準点（一部は測距用測点を併用）分布を Fig. 5-2 に示してある。1986年噴火によって水準点が亡失した。その結果、路線の一部変更を行った。また三原山の南側、二子山登山の路線も新設、測量を行った。増設点も含め1987年11月の水準点分布を Fig. 5-3 に示した。カルデラ内三原山登山の新路線には、1940年設置の水準点（新番号 OK-402）が組み入れてある。1954年以降地震研究所が、大島火山で実施した水準測量の実施年月、および関係者名を Table 5-1 に挙げてある、また Table 5-2 には、測量に用いた計器、測量の仕様等を表示した。

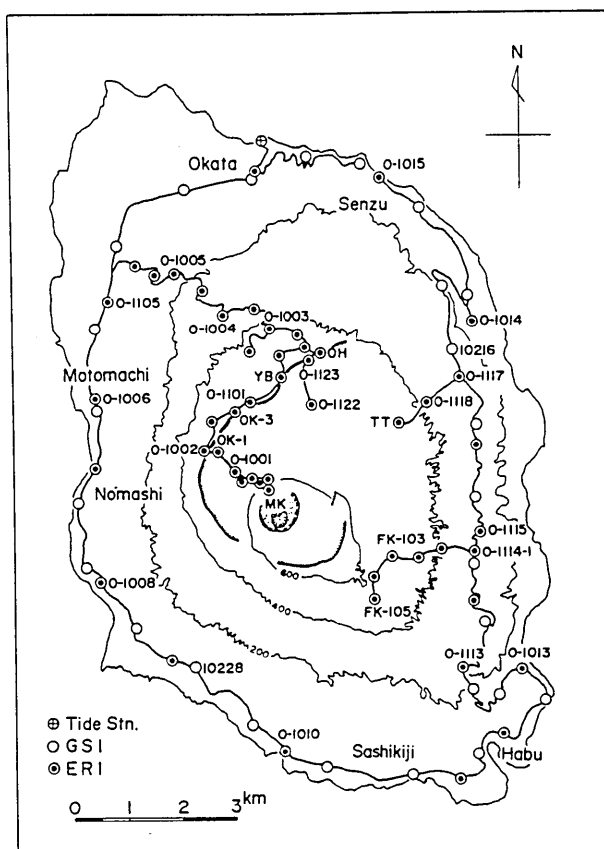


Fig. 5-3. Distribution of leveling bench marks in Oshima volcano in March, 1989.

Table 5-1. Members of leveling parties and route in each survey.

観測年月日	観測班	氏名	観測区間
1954年3月	東大地震研究所	岡田 惇ほか	周回道路, 元町一表砂漠
1958年10月	"	"	"
1967年11月	"	下鶴大輔・長田 昇・堀米和夫ほか	元町一表砂漠
1974年6, 7月	"	宮崎 務・行田紀也・竹田豊太郎・下鶴大輔	元町一表砂漠
1982年8月	"	宮崎 務・長田 昇・辻 浩・下鶴大輔	元町一表砂漠
1983年5月	"	宮崎 務・山田恒臣・長田 昇・下鶴大輔	元町一表砂漠
1984年9月	京大・防災研・桜島火山観測所	江頭庸夫	第1回集中総合観測
1985年6月	東大地震研究所	宮崎 務・長田 昇・高橋正義・辻 浩・下鶴大輔	真砂漠, 火口一外輪
1986年4月	"	宮崎 務・長田 昇・坂下至功・渡辺秀文	元町一外輪一火口
1986年5月	"	宮崎 務・長田 昇・坂下至功・渡辺秀文	第2回集中総合観測
1986年8月	"	宮崎 務・渡辺秀文・山岡耕春・下村高史・坂下至功	外輪一火口
1986年11月	"	宮崎 務・渡辺秀文・山岡耕春・下村高史・坂下至功	多輪一火口
1986年12月	東大地震研究所	宮崎 務・山田恒臣・坂下至功・辻 浩・長谷川雅一	外輪一火口一真砂漠
1987年3月	九大・理・島原地震火山観測所	宮崎 務・行田紀也・山口 勝	外輪一表砂漠一真砂漠
1987年7, 8月	東大地震研究所	清水 洋	元町一表砂漠
1987年11月	京大・防災研・桜島火山観測所	宮崎 務・行田紀也・辻 浩・坂下至功	元町一火口一真砂漠
1988年3月	九大・理・島原地震火山観測所	江頭庸夫	外輪一火口一真砂漠
1988年9月	東大地震研究所	清水 洋	元町一火口一真砂漠
1989年3月	東大地震研究所	宮崎 務・長田 昇・坂下至功・長谷川雅一	周回道路一三子山
	"	宮崎 務・坂下至功・小山悦郎・沢田宗久・長田昇・辻 浩・大久保修平・笹井洋一	元町一火口一真砂漠
	"	宮崎 務・長田 昇・坂下至功・行田紀也・小山悦郎・是沢定之	周回道路一三子山
	"	宮崎 務・行田紀也・長田 昇・坂下至功	外輪一火口一真砂漠
	"	宮崎 務・行田紀也・長田 昇・坂下至功	元町一火口一真砂漠

Table 5-2. Standards of accuracy and equipment associated with each leveling survey in Izu-Oshima volcano.

Date	Limitation of error	Instruments			Remarks
		Carl Zeiss Jena 1st Level.	Wild Invar Staves.	5 mm Double Scale	
May 1954	4.0 mm + S (km) ^{1/2}	Carl Zeiss Jena 1st Level.	Wild Invar Staves.	5 mm Double Scale	Double Run Obs.
Oct. 1958	"	"	"	"	"
Nov. 1967	2.5 mm + S (km) ^{1/2}	Carl Zeiss Ni-2, Auto Level.	Wild Invar Staves (No. 464 465)	"	"
June-July 1974	"	"	(No. 36828). Carl Zeiss Invar Staves (No. 12019 12020).	10mm Double Scale	"
Aug. 1982	"	"	(No. 134421). Carl Zeiss Jena Invar Staves (No. 53679 53680).	"	"
May ~ June 1983	"	"	"	"	"
Sep. 1984	"	"	"	"	"
June 1985	"	"	"	"	"
April 1986	"	"	(No. 134209). Carl Zeiss Invar Staves (No. 6412 6413).	"	"
May 1986	"	"	"	"	"
Aug. 1986	"	"	"	"	"
Nov. 1986	"	Wild N-3 Level (No. 125224).	"	"	"
Dec. 1986	"	Carl Zeiss Ni-2 Auto Level (No. 134209).	"	"	"
March 1987	"	Carl Zeiss Ni-1 Auto Level (No. 78275). Carl Zeiss Jena Invar Staves (No. 53679 53680)	"	"	"
July ~ Aug. 1987	"	Carl Zeiss Jena Ni-002 Auto Level (No. 426795).	"	"	"
Nov. 1987	"	Carl Zeiss Ni-2 Auto Level (No. 134209).	"	"	"
March 1988	"	"	"	"	"
Sept. 1988	"	"	"	"	"
March 1989	"	"	"	"	"

III. 水準測量の実行と結果

III-1. 山麓よりカルデラ内部に至る路線 (1986年噴火発生以前の変動)

1954年5月に行われた初回の測量以後、1986年11月15日の山頂噴火発生までの期間に、大島北西部山麓元町よりカルデラ内に至る路線の測量は6回実施された。それらの観測結果の一部については、既に、下鶴ほか (1972, 195), 宮崎ほか (1975, 1985) に報告された。

ここで、1954年5月以降1986年5月までの測量結果より、各期間の変動値(元町O-1006点を不動とする)を求め、Fig. 5-4に示した。同図に明らかなように、1958年より1967年の間に、外輪山及びカルデラ内測点は、25 cmを越える沈降を生じた。この注目される変動と、それがもたらした影響については後節で詳述する。他期間の観測結果に関してであるが、高度差のある路線測量に必然的に含まれる各種誤差、とくに大気屈折誤差 (APENDIX 2 参照)、あるいは標尺の変更による影響を考えると、カルデラ内部における変動以外に、特別有意な変動が生じているとは言えない。噴火前、1983年より1986年の

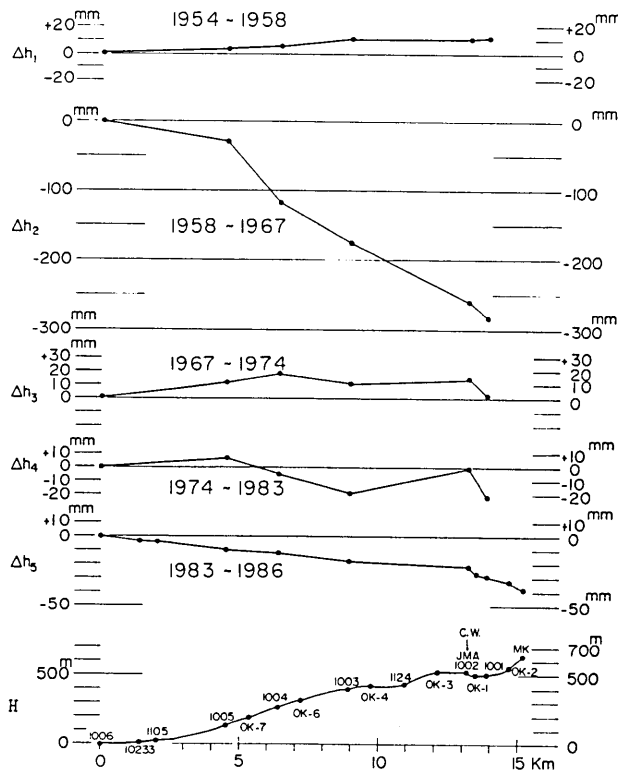


Fig. 5-4. Height changes of bench marks along the route from Motomachi town to the inside of south-western part of summit caldera. Datum is O-1006 at Motomachi town. The bottom denotes the terrain profile along the leveling route.

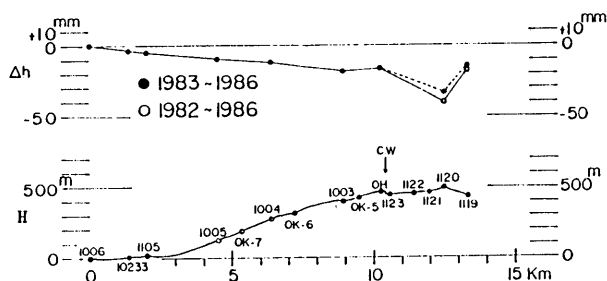


Fig. 5-5. Height changes of bench marks along the leveling route from Motomachi town to the inside the north-eastern part of the summit caldera. Datum is O-1006.

間には、山体部が沈降傾向にあるが、高度依存誤差の懸念もあり、少なくとも隆起をしていない点が指摘できる程度であろう。

1986年5月からは、外輪山縁に近い湯場 (O-1003点) より分岐し、北側カルデラ縁温泉ホテル付近より、カルデラ内に入る路線の測量も実施した。この路線は、1982年に測量を行った東側周回路線より裏砂漠を横断する路線の、O-1119点、O-1120点に結合させるものである。それらの路線における1982、1983、1986年の測量結果より、期間変動値を求めFig. 5-5に示した。同図において山麓よりO-1003点に至る区間の変動は、Fig. 5-4と重複している。

III-2. 山麓よりカルデラ内部に至る路線 (1986年噴火に伴った変動測量およびその後の経過測量)

1986年11月15日、山頂噴火発生 の報を得て、直ちに山麓より山頂に至る測量を計画した。この測量に際しては、噴火に伴う脈動のために、我々が通常使用している自動レベルの使用が不可能と予想されたので、ティルティングレベル (Wild N-3型) を用いることにしたが、計器の入手等準備に手間取り、11月18日より測量を開始した。噴火の状態より考えて、三原山火口縁及び中腹に位置する測点は、新噴出溶岩による埋没も想定されたので、三原山登山路線より作業にかかった。測量開始前に推定した通り三原山付近では、自動レベルによる測量は、震動 (火山性脈動) のために、まったく不可能であった。11月18日には、スコリアの降下に悩まされながらも、カルデラ内O-1001点よりOK-2点 (三原山中腹) までの往復測量を完了したが、火口縁MK点の測量は翌日回しとなった。しかし翌19日には、火口縁低部より新噴出溶岩が流下し、OK-2点と登山道を埋め、MK点までの測量は不可能となった。そこで19日午後よりは、測量作業をO-1003点 (湯場) より北側カルデラ内に向かう路線で行い、11月21日15時少し前には、O-1120点までの往復測量を完了した。

11月21日14時過ぎ、O-1003点付近で作業中激しい地震活動が始まり、ただならぬ事態の発生が予想された。そのため緊急観測を目的として、既に、11月19日午前中に測量を終了している北西部カルデラ内、OK-1点～O-1001点区間に移動し、繰り返し測量を開始し



Fig. 5-6. Ash column of the fissure eruption seen from the southwest. Around 16:20, Nov. 21, 1986. Photo by T. MIYAZAKI.



Fig. 5-7. Fire fountain with thick ash cloud seen from the northern rim of the caldera. 16:43, Nov. 21, 1986. Photo by T. MIYAZAKI.

た。16時頃、OK-1点よりO-1001点に至る測量を終わり、直ちに復測量に入ったが、16時15分頃、近くのカルデラ床より割れ目噴火が始まり (Fig. 5-6, 5-7)、余儀なく測量を中止した。この緊急測量の結果についてはIV節で詳述する。

1986年11月の噴火が一段落した12月、元町O-1006点よりカルデラ内に至る測量を急遽実施した。11月21日の割れ目噴火によって、外輪山外側では一部水準点が破壊され、道路も通行不能の状態になっていた。しかし、1986年5月に北側カルデラ縁まで路線を延ばしていたことに加え、唯一迂回可能な道路沿いに、既設の水準点 (O-1101点) が存在していたことも幸いして、容易にカルデラ内に至る測量が実行できた。その測量結果を5月の測量成果と比較した結果、山体路線においては、非常に大きな変化が生じていることが明らかになった。この変動は11月21日の割れ目噴火に伴って生じたものである。同じく12月、国土地理院によって実施された大島周回路線測量結果と併せて、11月21日の噴火活動に伴った変動は、島内全域に影響を及ぼしていることが判った。詳細はIV節で述べる。

1986年12月の水準測量終了後に、三原山火口縁の測点MK点が、破壊されていないことが判明した。そこで1987年3月の測量からは、O-1001点よりMK点の間に5点の測点を設け、新流下溶岩流の間隙を通して、再び火口縁までの測量を行っている。Fig. 5-8には溶岩による埋没を免れた三原山火口縁MK点、Fig. 5-9には三原山中腹新迂回路線における測量の様子を示してある。

1987年11月に、我々は、山麓一火口縁の測量を実施した。11月16日10時47分頃山頂火口で小爆発が発生した。この噴火は、火孔内に溜っていた1986年溶岩の、火孔下部への崩落に伴ったものである。同日、我々は三原山山麓で測量を実施していたが、OK-1点よりO-1001点を経てOK-11点に至る往測量がちょうど終了した時点で噴火に遭遇した。この測量によって得られた変動についてはIV節で詳述する。11月16日の噴火に続いて、11月18日未明には、さしたる噴火も伴はず、火孔内溶岩の大規模崩落が発生し、山頂火口は100mを越える深さに再現された。その活動後の11月21日に、我々は、火口縁MK点までの測量を実行した。1983年5・6月以降1988年3月までの間に、元町 (O-1006) より外輪山 (O-1002) に至る路線でおこなった測量成果をTable 5-3aに示してある。また、Table 5-3bにはO-1006点を固定した各水準点の期間変動値を示してある。

III-3. 外輪山 (カルデラ縁) とカルデラ内部の相対変動

1954年の大島における水準測量開始以後、1986年噴火発生までの測量結果より、カルデラ北西部外輪山御神火茶屋付近のO-1002点に対するカルデラ内のO-1001点の変動を求め、Fig. 5-10の最上段に示した。1954年より1958年の間を除き、O-1001点がO-1002点に対して沈降を続けているのは明瞭である。この沈降は火山の活動状態にほとんど影響されていない。Fig. 5-10には、噴火活動 (2段目)、火山性微動発生状態 (3段目)、大島周辺地震発生数 (最下段) も図示してある。水準測量値以外の要素はは気象庁の地震月報、火山報告によっている。

1982年よりは、O-1001点よりさらに延長して、中央火口丘三原山に登り、火口縁にある火口茶屋付近のMK点 (本来は測距測量用の測点である) に至る測量を毎年実施した。1986年には、噴火前兆とみられる諸現象の発現と噴火発生に対応して、測量回数を増加し



Fig. 5-8. Bench mark MK on the crater rim of the central cone Miharayama. In the background, to the right of the bench mark, is a new lava flow of the 1986 eruption. Photo by T. MIYAZAKI.

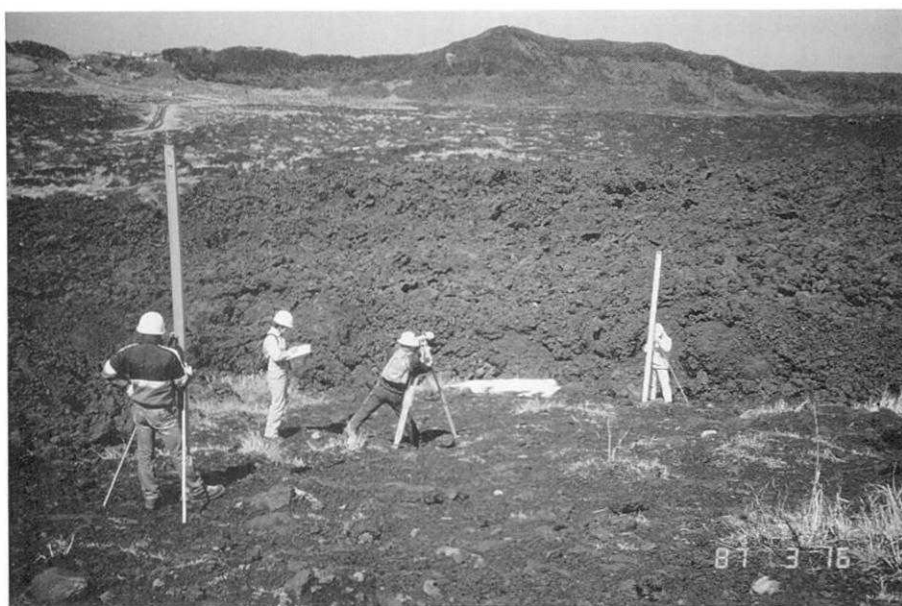


Fig. 5-9. Leveling survey at the flank of the central cone Miharayama. Photo by T. MIYAZAKI.

Table 5-3a. Results of leveling surveys on the route from Motomachi town (O-1006) to the rim of the summit caldera (O-1002), in the period from May-June 1983 to March 1988.

Date	May-June 1983	May 1986	Dec. 1986		March 1987	Nov. 1987	March 1988
H							
BM	H_2	H_5	H_8	BM	H_9	H_{11}	H_{12}
O-1006	0.0 m	0.0 m	0.0 m		0.0 m	0.0 m	0.0 m
10233	8.7358	8.7309	8.6760		8.6740	8.6706	8.6692
O-1105	23.2263	23.2220	23.1486		23.1502	23.1479	23.1462
OK-9				Newly established	55.2572	55.2559	55.2543
OK-8				Newly established	92.3049	92.3036	92.3015
O-1005	137.6037	137.5938	137.6121		137.6199	137.6183	137.6166
OK-7	Established in 1986	191.8547	191.8874		191.8983	191.6183	191.8969
O-1004	267.6134	267.6015	267.5808		267.5944	267.5957	267.5947
OK-6	Established in 1986	316.8961	316.9538		316.9756	316.9817	316.9819
O-1003	408.0418	408.0236	408.0569	O-1003	408.0844	408.0923	408.0938
OK-4	Established in 1986	425.7845	425.6916		425.7147	425.7166	425.7182
OK-5	"	423.7605	423.8459	OK-5	423.8781	423.8903	423.8916
O-1124	"	440.2989	Lost by eruption	OK-51	Newly established	455.6002	455.6022
				OK-52	"	490.5385	490.5390
YB		(511.9976) Sept. 1986 OH→YB	511.9207	YB	511.9495	511.9581	511.9586
O-1101	Established in 1979		529.0740	O-1101	529.0569	529.0143	529.0000
OK-3	Established in 1986	524.1100	523.8476	OK-3	523.8502	523.8288	523.8214
				OK-31	Newly established	525.5999	525.6001
JMA (GO)	525.0087	524.9874	524.9984	JMA (GO)	525.0189	525.0294	525.0291
O-1002	524.6701	524.6476	524.6602	O-1002	524.6806	524.6914	524.6911
m	± 0.69 mm/km	± 0.81 mm/km	± 1.37 mm/km		± 0.37 mm/km	± 0.98 mm/ km	± 0.65 mm/ km

た. この路線中の三原山中腹登山道の部分は, 11月19日よりの新噴出溶岩の流下により大部分が埋没し, OK-2 点は亡失した. その後は, 既述したように, 迂回路線を設け, MK 点に登る測量を行っている. それらの経緯と結果を示すために, 1988年3月の山体上部水準点配置を Fig. 5-11 に図示した. 図中, OK-2, O-1120等白丸の点は, 噴火によって破壊されたことを意味する.

1982年8月以降1988年3月までの間に, 北西側外輪山とカルデラ内各測点の測量を12回

Table 5-3b. Height changes of bench marks on the route from Motomachi to the rim of the summit caldera, during the period from May-June 1983 to March 1988. BM O-1006 was fixed.

	ΔhI	ΔhII	Δh	$\Delta hIII$	ΔhIV	ΔhV
	May 1983 } May 1986	May 1986 } Dec. 1986		Dec. 1986 } March 1987	March 1987 } Nov. 1987	Nov. 1987 } March 1988
BM	H_5-H_2	H_8-H_5	BM	H_9-H_8	$H_{11}-H_9$	$H_{12}-H_{11}$
O-1006	0.0 mm	0.0 mm		0.0 mm	0.0 mm	0.0 mm
10233	-4.9	-54.9		-2.0	-3.4	-1.4
O-1105	-4.3	-73.4		+1.6	-2.3	-1.7
OK-9					-1.3	-1.6
OK-8					-1.3	-2.1
O-1005	-9.9	+18.3		+7.8	-1.6	-1.7
OK-7		+32.7		+10.9	+0.3	-1.7
O-1004	-11.9	-20.7		+13.6	+1.3	-1.0
OK-6		+57.7		+21.8	+6.1	+0.2
O-1003	-18.2	+33.3	O-1003	+27.5	+7.9	+1.5
OK-4		-92.9		+23.1	+1.9	
OK-5		+85.4	OK-5	+32.2	+12.2	+1.3
O-1124			OK-51			+2.0
			OK-52			+0.5
YB		-76.9	YB	+28.8	+8.6	+0.5
O-1101			O-1101		-42.6	-14.3
OK-3		-262.4	OK-3	+2.6	-21.4	-7.4
			OK-31			+0.2
JMA (GO)	-21.3	+11.0	JMA (GO)	+20.5	+10.5	-0.3
O-1002	-22.5	+12.6	O-1002	+20.4	+10.8	-0.3

実施した。またカルデラ北側の湯場 (O-1003点) より、温泉ホテル付近 (OH 点) を経てカルデラ内に下る区間は、1986年5月以後8回の測量を行っている。いずれの路線においても、カルデラ内の測点が外輪山に対して沈降を続けていることが明らかになった。

Table 5-4 には、北西側外輪山O-1002点より三原山火口縁点に至る路線で、1982年以降1988年3月までに実施した測量の成果を示してある。また Table 5-5 には、北側カルデラ内測点に対して、O-1003 点 (湯場付近) および OH 点 (温泉ホテル付近) より求めた1986年5月以降1988年3月までの測量結果を示してある。

IV. 変動の考察

IV-1. 山麓よりカルデラ内部に至る路線

a. 1958年10月~1967年11月の間に生じた沈降変動

III-1 で述べたようにこの期間には、山麓元町に対して、外輪山縁において 25 cm を越

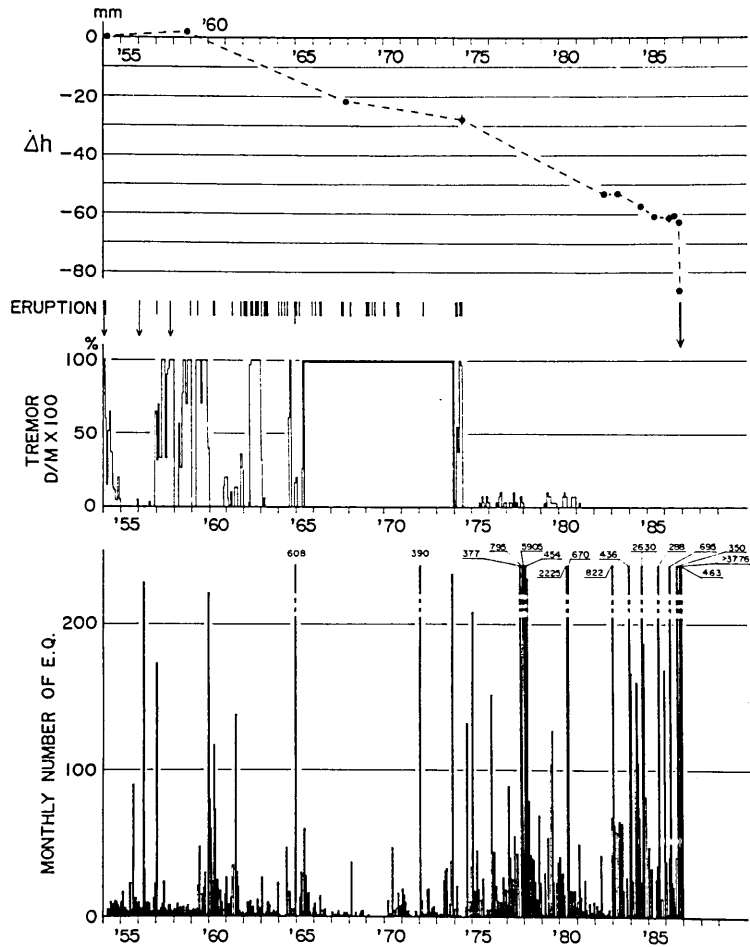


Fig. 5-10. Top: height changes of the bench mark O-1001 (at the foot of the central cone, Mihara-yama) relative to point O-1002 (on the western wall of the caldera) during the period from 1954 to 1986. Second: occurrence of eruptions (short lines). Third: percentage of days in every month when volcanic tremors were observed. Bottom: monthly number of earthquakes (S-P time less than 3.5 sec.) observed at Oshima Weather Station, JMA.

え、カルデラ内では 28.8 cm に達する沈降変動の発生が観測された (Fig. 5-4 参照)。この山体沈降現象について下鶴ほか (1972) は、大島火山下部で、NNE-SSW 方向に伸長した形状の圧力源における圧力の増大および減少を考えることにより、山体上で行われている測距測量の観測結果とも、矛盾することなく説明できるとした。ただし、測点数が不足しているので、詳細な議論は不可能であるとしている。この沈降は、1960年頃に大島を含む広範囲の地域に生じた変動の影響ではないかとする推定もおこなわれている (宮崎

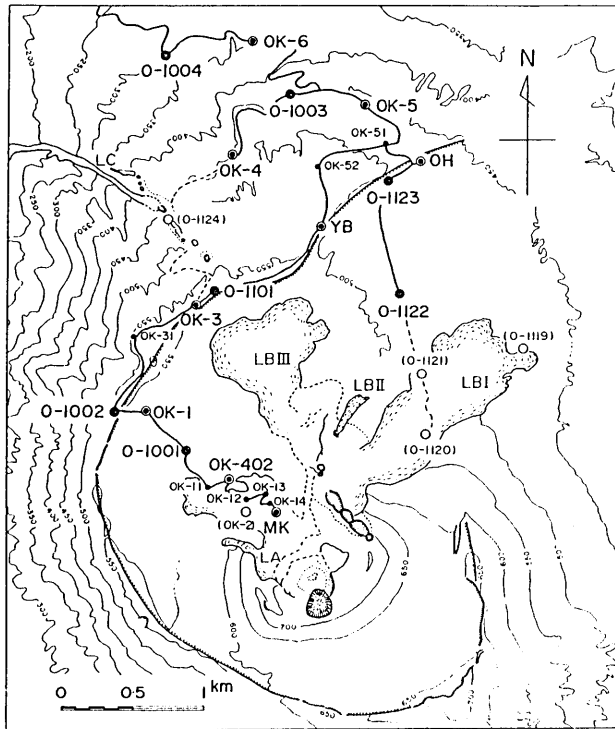


Fig. 5-11. Location of leveling bench marks and route in the summit caldera area of Izu-Oshima volcano. LA, LB and LC are lava flows in the 1986 eruptions.

ほか, 1975). 何に起因したか確証は見当たらず, しかも, 大島火山の表面上の活動(当時小活動は続いていた. APPENDIX 1 参照)には大きな変化は見られず, この沈降だけが観察されたのである.

しかしながら1967年の水準測量によって明らかになったこの変動は, その後, 大島火山の活動予測の面で大きな影響を与えた. その理由は, この現象発現によって, 大島火山の活動パターン解釈の点で, 上下変動(あるいは傾斜変動と考えてもよい)に関し, きわめて'常識的'な考察が成り立つことにあった. すなわち, 1950年7月16日より開始された活動においては, マグマが地下深部より上昇してきて, ある活動段階で, 火山体下部の比較的浅所に, マグマ溜りが形成されたと推定されている. この点については, 大島火山下部において, ある体積の部分が, 温度上昇により消磁したと解釈される地磁気変化が観測されている(RIKITAKE, 1951). マグマが地下深所より上昇するには, 当然地下における圧力増大が必要である. 地下における圧力増大は, 地表面に弾性変形による隆起をもたらす(例えば, MOGI, 1958)であろう. 事実, 他火山では多くの実例が観察されている. したがって, このような力源モデルに基づく地表変形の推定は, 火山学では, いわば, '教科書的概念'であって, (1) 山体膨張(内圧の増加, あるいはマグマ上昇), (2) 噴火, (3)

山体収縮（内圧の減少，あるいはマグマ下降）といった火山活動の山体変形プロセスが，当然大島火山においても成立しているとみられた．この考え方によれば，1950年噴火開始以後の活動プロセスのうち，(3) 山体収縮だけが，1967年の測量によって検出されたと解釈されるのである．

現実には，大島火山ではとくに目立つようなマグマヘッドの下降は観察されず，1967年以後も山頂火口では，しばしば活動が生じていたという矛盾点もあった．とはいえ，1974年に一度活動を休止した大島火山が，1950，51年噴火に匹敵する活動を開始するに際しては，(1) 山体膨張のプロセス発生が期待されたのは当然のことであろう．大島火山1986年噴火発生以前，来るべき噴火を予知する主要因子として，とくに噴火予知に関わる研究者の間に，測地学的観測成果が重視されていたが，その立場には，この沈降現象の観測結果が影響を及ぼしていたと考えられる．

しかしながら，大島火山1950年7月16日山頂噴火発生前に，山体が膨張したとする確実な証拠は，何一つ存在しなかったことこそ，まぎれのない事実である．

b. 1986年山頂噴火開始前の変動

1967年11月以降には，1974年6～7月（第1回伊豆大島三原山集中観測），1983年5～6月（第2回集中観測）および1986年5月（比抵抗変化等の異常現象の発現により噴火を懸念）に測量を実施している．一方，1983年からは，北側カルデラ内の路線測量も行っている．それらの測量によって検出された変動は Fig. 5-4 および Fig. 5-5 に示した．それらの結果について考察する．

Fig. 5-4 によって1967年以後1986年に至る間の変動を見てみる． Δh_3 (1967～1974年) には山体が隆起したかのような傾向が認められたものの，この程度の変化では有意とされず，むしろカルデラ内の沈降傾向が注目された．この結果は，同年2月より火口内小活動の続いた同火山の活動が，さらに活発化する可能性と低いと判断される要因の一つとなった（横山，1975）．

1974年より1983年の間に生じた変動 (Δh_4) は，その量も小さく，格別な変化とは認め難い．その後の，1986年5～6月実施の測量によって得られた変動 (Δh_5) は，山体沈降を示しているように見える．しかしその変動量は，外輪山上O-1002点で2 cm 程度であり，また標尺が変わっていることも考慮すれば (Table 5-2 参照)，強調できる変化とはいえない．ただし，外輪山に対するカルデラ内測点の沈降については，既に，別の観点より考察（宮崎，1988）がおこなわれていた．いずれにしろ，1986年5月段階の観測結果よりは，山体上部の明瞭な隆起は認められない．

この考えの変種として，カルデラ壁に対して三原山が沈降を続けた現象を北西カルデラ壁付近に隆起中心があって，見掛け上三原山が沈降するという考えもあった．もしそうであるとすれば，山頂噴火に伴ってカルデラ壁の沈降三原山の相対隆起が観測される筈である．後述するように実際の測量結果はこの予測と反対であった．すなわち山頂噴火の前に，カルデラ壁の北西部付近に隆起中心があったという仮説も観測事実から否定される．

その後，1986年8月に実施したカルデラ内の水準測量（宮崎，1988），さらには，大島島内における傾斜計の連続観測（山本ほか，1987），あるいは体積歪計の観測（神定ほか，

Table 5-4. Results of leveling surveys on the inside route in the northwestern part

Date	Aug. 1982	May~June 1983	Sept. 1984	June 1985	April 1986	Aug. 1986	18~19. Nov. 1986
BM	H_1	H_2	H_3	H_4	H_5	H_6	H_7
O-1002		0.0 m	0.0 m	0.0 m	0.0 m	0.0 m	0.0 m
JMA (GO)	0.0 m	+0.3386	+0.3394	+0.3399	+0.3398	+0.3392	
OK-1	-25.6186	-25.2808	-25.2824	-25.2838	-25.2825	-25.2851	-25.2873
	6.0967	6.0975	6.0962	6.0946	6.0937	6.0953	6.0955
O-1001	-19.5219	-19.1833	-19.1862	-19.1892	-19.1901	-19.1898	-19.1918
OK-11							
OK-402							
		52.7586	52.7569	52.7562	52.7550	52.7527	52.7513
OK-12							
	134.1740						
OK-2		+33.5753	+33.5707	+33.5670	+33.5649	+33.5629	+33.5595
OK-13							
		81.4096	81.4086	81.4063	81.4044	81.4029	
OK-14							
MK	+114.6521	+114.9849	+114.9793	+114.9733	+114.9693	+114.9658	
m	± 1.3 mm/km	± 0.69 mm/km	± 0.72 mm/km	± 0.94 mm/km	± 0.81 mm/km	± 0.56 mm/km	± 0.98 mm/km

1987) によっても、1986年11月15日夕刻の山頂噴火発生以前に、明瞭な前駆変動は検知されなかった。

島である大島火山全体が隆起した可能性も否定できない。その点に関しては、気象庁岡田検潮所における潮位連続観測の結果と、本州側における検潮記録の比較より、大島岡田の潮位が、11月15日の、山頂噴火開始に先行して、変化した事実は認められていない（東京大学地震研究所、加藤照之、1989）。以上の諸観測結果が示すように、1986年11月15日の山頂噴火開始に先立って、山体隆起変動は生じなかったと考えられる。

このような型の噴火をおこなうには、その噴火機巧にいくつかの条件が必要である。それらの条件の内もっとも大事な点は、既存の火道の存在である。初めに、火口下部のマグマ溜りで過剰圧力が生ずると、マグマは火道中に上昇を開始しよう。火道中では粘性抵抗と自重を受けるが、圧力が大きければさらに上昇を続ける。その際受ける粘性抵抗の大きさは、マグマの粘性と上昇速度に依存する。粘性が小さく上昇速度も小さければ、当然、マグマ溜りにおける圧力増も小さいことになる。

横山 (1961) は、1950年三原山噴火の際、8月14日より9月13日までの29日間に、溶岩が、三原山内輪山火口を満たす間、ハーゲン・ポアズイユの流れという条件と、過剰圧力頭が不変という仮定より火道の長さを求め、およそ 5 km (半径は 2.5 m と仮定) を得ている。その推定に用いた粘性は 5×10^3 ポアーズである。1986年の大島山頂噴火に際しては、溶岩の粘性は測定されていないが、噴火開始当初の山頂火口噴出溶岩の粘性は、その組成、温度等岩石学的特徴 (藤井ほか、1988) より、1950~1951年噴火と同程度 ($10^3 \sim 10^4$ ポアーズ、MINAKAMI, 1951) と推定される。また、マグマヘッドの上昇速度に関し

of the summit caldera, during the period from Aug. 1982 to March 1988.

21, Nov. 1986	Dec. 1986	March 1987	July~Aug. 1987	16, Nov. 1987	20~21, Nov. 1977	March 1988
H_7	H_8	H_9	H_{10}	H_{11}	H_{11}	H_{11}
	0.0 m	0.0 m	0.0 m		0.0 m	0.0 m
	+0.3382	+0.3383	+0.3379		+0.3380	+0.3380
-25.2873 (0.0 m)	-25.2974	-25.3006	-25.3040	09 h 30 m~ 16 h 00 m	-25.3053	-25.3078
6.1275	6.0823	6.0740	6.0689	6.0655	6.0654	6.0628
19.1598)	-19.2151	-19.2266	-19.2351	10 h 20 m~ 10 h 40 m	-19.2399	-19.2450
(Single run)		7.1267	7.1230	7.1188	7.1181	7.1142
	Newly established	-12.0999	-12.1121	(Single run)	-12.1218	-12.1308
	Established in 1940	+6.8449	+6.8235		+6.8085	+6.7954
	Newly established	+26.4918	+26.4647		+26.4466	+26.4303
Lost by eruption	Newly established	+47.5413	+47.5029		+47.4796	+47.4592
	Newly established	+76.6598	+76.6180		+76.5939	+76.5717
		114.6182	114.5807		114.5593	114.5371
	± 1.36 mm/km	± 0.37 mm/km	± 0.43 mm/km		± 0.98 mm/km	± 0.65 mm/km

ては、連続性火山脈動の発現時期（1986年10月24日頃、渡辺，1987）より噴火発生までの期間から、海拔 0 m より上部、噴火開口部までの間は、27~8 m/day、程度のきわめてゆっくりした速度と推定される。これらの諸条件より推定される深さ l のマグマ溜りにおける圧力の増加は、その深さにおける常圧 ($\rho g l$) より桁違いに小さい量である。

地震研究所大島火山観測所の観測によれば、1986年4月より11月15日山頂噴火発生に至るまで、山頂火口付近に震央の求まる地震はほとんど観測されなかった(山岡ほか, 1988)。この観測事実も、マグマ上昇が抵抗なく行われたことを示している。

1986年11月15日よりの三原山山頂噴火も、まさしく「伊豆大島型」といえる活動形態を示した。噴火開始の状況は、1950年7月16日の山頂噴火開始と酷似しており(高橋竜太郎, 1951. 木沢, 1951), 新火口開口場所もほぼ同じ中央火孔壁南面上部より静かに火蓋が切られたのである。

c. 1986年噴火に伴った変動およびその後の経過

11月21日に発生した割れ目噴火による混乱の影響は、水準測量作業にも及んだ。先述したように、路線の一部を迂回させることになったが、新ルートによるカルデラ内O-1001点までの測量を実施した。その結果を用いた1986年5月~12月の間に生じた変動を Fig. 5-12 の上より2段目に示してある。図に明らかなように、山体上部の測点(例えばOH点)は、山麓O-1006点に対して10 cm に達する隆起を生じる一方、例えば外輪山縁(Fig. 5-12 最下段路線断面図参照)上のOK-3点は、26 cm に達する沈降を示している。この変動図でまず目につく点は、沈降の谷が2個所で生じていることである。すなわち、山麓周辺道路においてはO-1105点、外輪山縁上でOK-3点を中心とする沈降がみられる。これら

の変動は Fig. 5-3 および 5-11 を参照すれば、噴火が発生した割れ目 (C 群列) またはその延長線に沿って生じたことは明白である。事実、登山路線においては、割れ目に近い O-1004, O-1003 の両点がより大きな沈降を生じている (Fig. 5-12)。また旧路線に属し割れ目により近く位置している OK-4 点は、9 cm に達する沈降を示した (Table 5-3b 参照)。

我々の測量が終了した後、同じく12月に、国土地理院により実施された大島周回路線の測量結果によれば、大島北部岡田検潮所水準点 (Fig. 5-2 または 5-3 参照) を不動とす

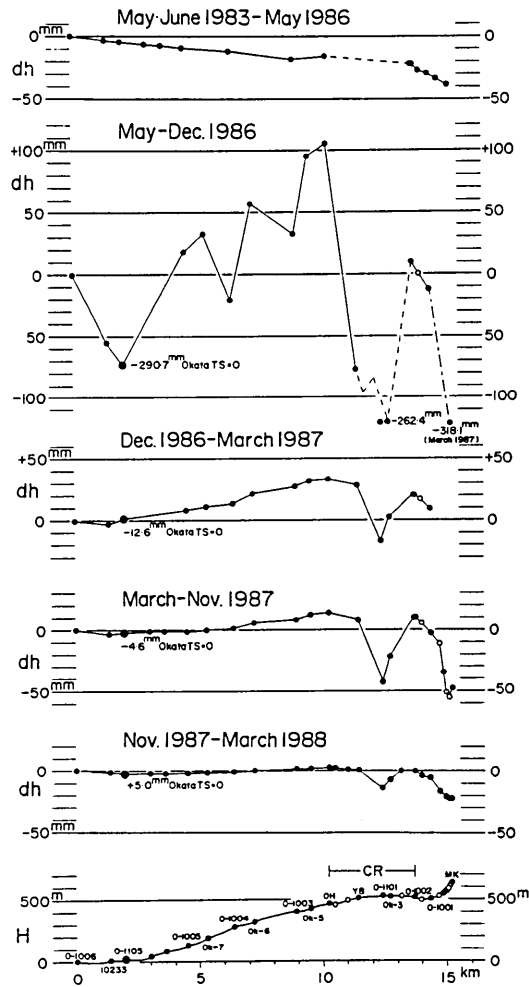


Fig. 5-12. Height changes of bench marks along the leveling route from Motomachi town to the inside of the summit caldera, relative to O-1006. Terrain profile along the leveling route is shown at the bottom.

ると、0-1006点(元町)は22 cmに達する沈降を生じている。その結果に基づいて山体上の測点の変動を求めると、全ての測点が沈降したことになる。これらの大きな変動は、主に11月21日の割れ目噴火に伴って生じたと考えてよい。ここで国土地理院の測量成果(1982年10月~1986年12月)を使用させていただき、岡田検潮所水準点を不動とした島内全域の等変動線図をつくって Fig. 5-13 に示した。この変動図作成に際しては、測距班(竹田ほか、1988)の未発表資料も参考させてもらった。いずれにしても、島内部、とくに南部における測点密度が低いために、等変動線を定めるには、多分に任意性が含まれる。

このような変動が、火山島としての大島の、地学的構造と、どの様に関連するかを考える。Fig. 5-14 は国土地理院の測量成果による、大島周回道路路線の変動図である。この変動図における各測点の方向は、三原山山頂火口より見た方位にとってある。方位による路線断面は Fig. 5-14 最下段に示してある。同図における上から2段目の変動図は、1982年10・11月と1986年12月の測量値の比較である。この変動図も、岡田検潮所水準点を不動としている。この大きな変動は、当然1986年11月21日の割れ目噴火に伴って生じたもので

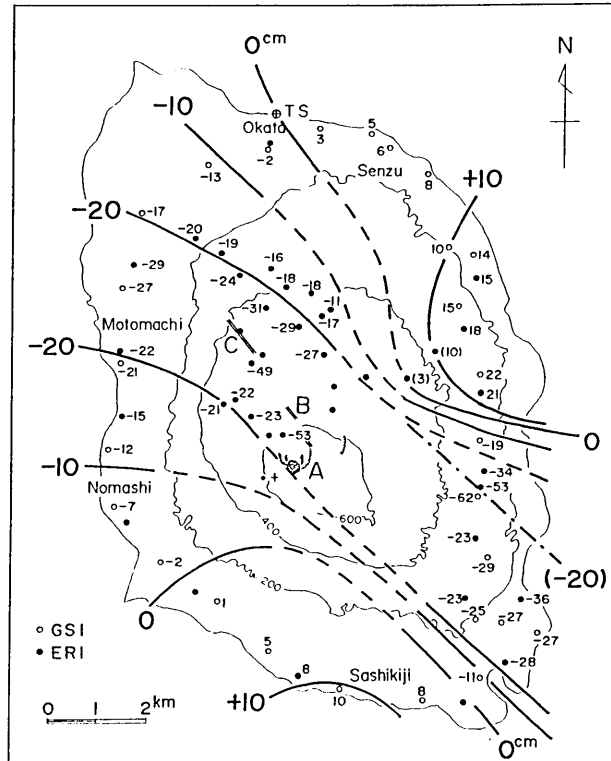


Fig. 5-13. Vertical displacements associated with the 1986 eruption revealed by the leveling survey. In units of cm. Data ERI and GSI are incorporated.

ある。Fig. 5-14 の上よりの2段目の変動図では、いくつかの水準点について、その番号も示してある。

つぎに Fig. 5-15 は、NAKAMURA, (1964) による大島火山の過去の活動における寄生火山、火口、割れ目等の分布を示したもので図中には、現在の水準測量路線も入れてある。Fig. 5-14 の変動図によれば、東北東に位置する O-1116 点より東南に位置する10225点の間に、大きな沈降が生じていることが判る。この沈降の両側端が、どのような位置に生じているかを Fig. 5-15 で確認できる。すなわち、沈降の東側はO-1116点と10218点の間に生じているが、この位置は Fig. 5-15 によれば、東側フィッシャーゾーン (S₂ 噴火、684? による割れ目) に相当する。また西側の変動は、10224点と10225点との間に生じて

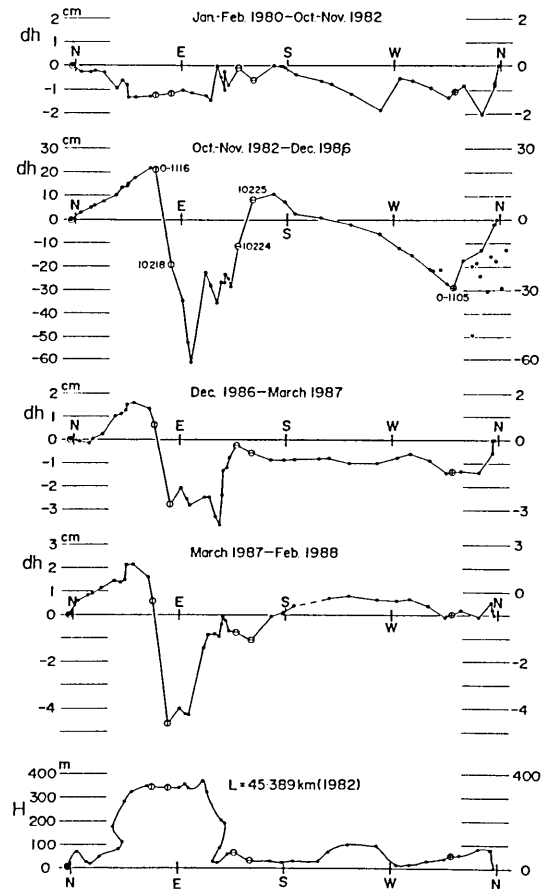


Fig. 5-14. Elevation changes in Izu-Oshima volcano since 1980 along the route encircling the island (after the Geographical Survey Institute). Bottom is the terrain profile along the route. The position of each bench mark is proportional to the azimuth viewed from the center of the summit crater.

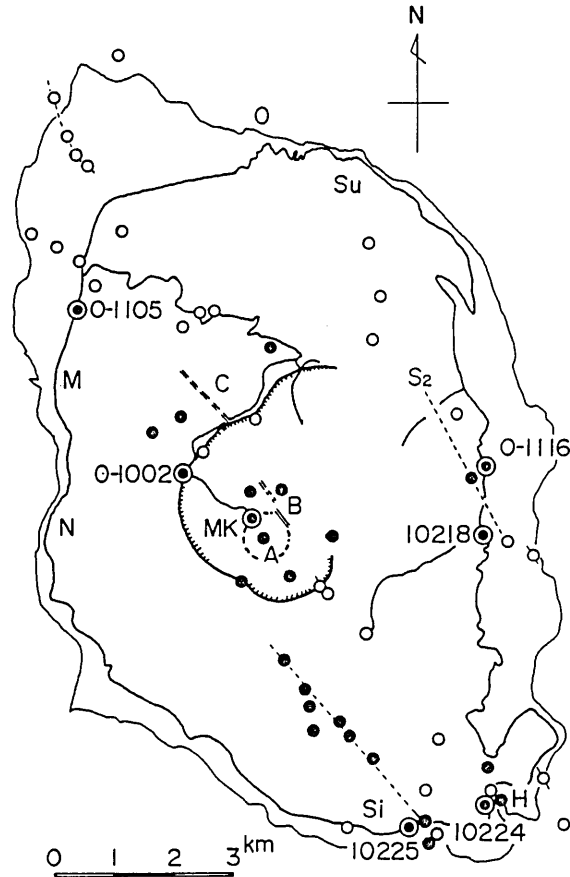


Fig. 5-15. The distribution of parasitic cones (hollow circle: before the caldera formation; solid circle: after the caldera formation) dykes (hollow circle with a bar) (NAKAMURA, 1964: partly revised). Dashed lines are fissures. Leveling routes and some bench marks are also depicted.

おり、これも Fig. 5-15 に示されているように、西側フィッシャーゾーン (Y₄ 噴火, 1420 による) に相当する地点である。これらの事実より大島南東部にみられる沈降は、NAKAMURA (1964) によって指摘されている、NNW-SSE の方向の、ほぼ平行のリフトゾーンにはさまれた地域に、おそらくは帯状に生じていることが理解される。

この帯状沈降以外の変動として注目されるのは、西海岸沿いの北下がりの傾動である。帯状沈降帯の外れ10225点より O-1105点 (元町) にかけては、ほぼ直線的な沈降 (傾動) を示している。この変動は O-1105点を境として突然北上がりの傾動に転ずる。したがって大島西岸の変動は、O-1105点付近であたかも折れ曲がったような観を呈する。O-1105点の位置は、先述したように、大島北西方向に生じた割れ目の延長部に一致する。

ここで登山路線におけるO-1105点より外輪山縁OH点に至る変動を考える(Fig. 5-12)。この区間の路線の方位(Fig. 5-3 参照)よりみて、この変動は、基本的に東上がり(または西下がり)の傾動と見なすことができよう。この解釈は、周回路線におけるO-1105点より北東方の測点の隆起傾動と、良く調和する。

これら全ての変動を併せて考えると、大局的にみて、今回大島に発生した変動は、大島の東側隆起・西側沈降のパターンに、北西側の割れ目に沿った沈降、南東側の帯状沈降が重なっているとみてよからう。とくに大島の北半分においては、東上がり(または西下がり)の傾動の存在が明瞭である。

Fig. 5-12 によって、1986年12月以後の測量により得られた変動の経過をみる。上より3段目には、1986年12月より1987年3月の間に生じた変動が示してある。この期間の変動で明らかなのは、東上がり(または西下がり)の傾動である。その傾動の進行レートは減少しているものの、継続して進行していることが判る。O-1105点付近にみられた割れ目による変動は、もはや見当らず、外輪山縁の割れ目付近の沈降は継続している。この変動図では、O-1006点を不動としたために、東上がりの傾動により外輪山縁OH点付近では見掛け上3cm程度の隆起が生じたように見える。しかし、図中に小さく添え書きしたように、岡田検潮所水準点を不動とした場合O-1105点は-13mm程度の沈降となり、それだけ山体上部も沈降したことになる。さらには1987年初めには、岡田検潮所自体が5~6cm沈降したという解析結果(橋本・多田, 1988)もある。その結果を考慮すれば、外輪山上の全ての点も沈降したことになる。

1987年3月~11月の期間変動(下より3段目)では傾動、外輪山縁割れ目付近の沈降ともに量的には減少しつつ継続しているので認められる。これらの変動パターンがよく似ている点が注目される。これは、ある原因で生じた変動が緩和していく過程で、別種の変動を起こす他の力源がまったく作用していないことを意味しよう。さらにそれ以後の1988年3月、1989年3月の測量によっても、同じパターンの変動が次第に減衰していることが明らかになった(Fig. 5-16)。

IV-2. 外輪山(カルデラ縁)とカルデラ内部の相対変動

a. 1986年噴火開始以前の変動

大島山頂カルデラはマユ型をしているが、2個の陥没カルデラによって出来上がったとも考えられ、カルデラ壁の東部は、カルデラ形成後の噴出物によって覆われている(NAKAMURA, 1964)。カルデラ北東部の下部には、正のプーゲー異常よりみて、より密度の大きい物質の存在が推定される(YOKOYAMA, 1969)。しかしカルデラの南西部に位置する火口丘三原山は、火道を中心として局所的な負のプーゲー異常を示す(YOKOYAMA and TAJIMA, 1957)ことよりみて、周囲に比べてより粗しょうな物質によって構成されていると考えられる。事実、三原山山体の大部分は、安永~寛政(1777~1792)大噴火の際の孔隙に富んだ噴出物によって出来上がっているといはれる(NAKAMURA, 1964)。

既にIII-3, において、カルデラ内の測点は、外輪山に対して継続的に沈降していることを述べた。Fig. 5-10 最上段に示したように、カルデラ内の測点O-1001点は、内輪山縁O-1002点に対して、1954年以後1986年噴火発生前までに60mmに達する沈降を生じてい

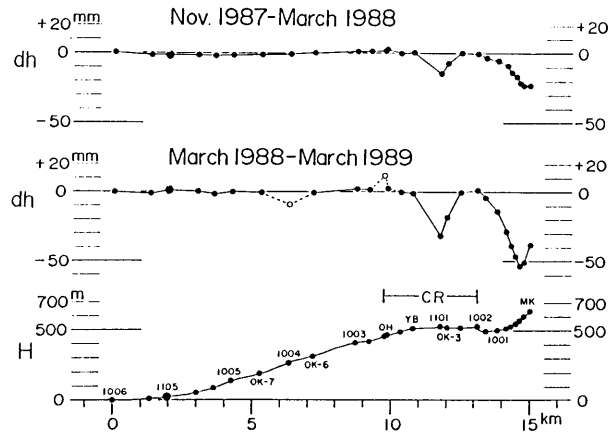


Fig. 5-16. Height changes of bench marks along the leveling route from Motomachi town to the crater rim of the central cone Mihara Yama relative to O-1006.

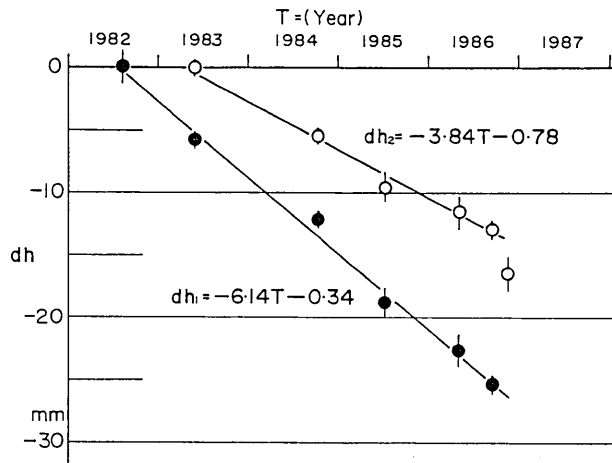


Fig. 5-17. Secular height changes of bench marks MK (dh_1) and OK-2 (dh_2) relative to O-1002.

た。この量は平均として 1.9 mm/year 程度である。1982年以降には、増設されたカルデラ内測点の変動が明らかになった。その典型例として、三原山火口縁の MK 点および中腹に位置する OK-2 点の変動を Fig. 5-17 に示してある。1986年噴火発生前二点は、外輪山に対し、それぞれ一定のレートで沈降を続けた。その沈降レートは、MK 点で 6.1 mm/year (Fig. 5-17 中の dh_1) 程度であった。既に II 節で述べたが、1940, 1941年外輪山より三原山火口縁に達する精密水準測量が実施された(高橋, 1942)。その測量の際の測点 No. 7 (Fig. 5-1 参照) は、現在の測点 MK 点とほぼ同位置に設置されていたと考

えられる。この測点では、1940年2月より1941年8月にいたる18カ月間に、外輪山に対して9.5 mmの沈降が観測されている。この量は1年当たり6.3 mmの沈降になる。MK点の示した6.1 mm/yearの沈降レートとよく一致している。このように長年月を隔てて観測された変動の一致は、共通因子の作用によると考えられる。その要素として考えられるのは、三原山山体の自重による圧密沈降である。すなわち、中央火口丘三原山は、その生成以来、継続して沈降を行っていると考えられる。このような推論を導くに至った、いわば傍証ともいえる、噴火に伴った変動について次項で述べる。

b. 1986年噴火による変動とその後の経過

1986年11月15日の山頂噴火発生後、同月18日より測量を開始した。18日中に測量を終えた三原山中腹OK-2点の外輪山縁に対する変動値はFig. 5-17中に示してある。1983年以降における同点の変動レート(Fig. 5-17中の dh_2)の線より明らかに外れ、沈降が急激に進行している。11月18日、既に三原山中央火口内には、2,000万tonに達する新噴出溶岩が溜っていた(小山ほか, 1987)。自重によるコンスタントな圧密沈降を続けていた三原山上部に、新噴出溶岩の重量が加わったとすれば、OK-2点の沈降量増加は定性的に容易に理解できる。ここで注意したいのは、火口内に溜った新溶岩は、新しく開口した火口より流下あるいは落下したものが大部分で、溜りの最下部では、溶岩を供給する火道と直接つながっていない点である。火山下部の圧力増加によって、マグマヘッドが上昇し火口内に溜った溶岩プールの状態で、下部と圧力の釣合が存在する場合には、三原山には特別の荷重は掛からないはずである。

11月21日の割れ目噴火発生以前に測量を終了したカルデラ内の各測点も、沈降量の増加を示したが、OK-2点ほど顕著ではない(Fig. 5-20, 後出)。したがってOK-2点の沈降量急増は、三原山への荷重増が主因と推定される。

11月21日の割れ目噴火発生により一時測量は中断したが、12月に実施した測量結果によって、カルデラ内全ての測点で、外輪山縁に対する急激な沈降が生じていることが判明した。この沈降は明らかに11月21日の割れ目噴火の影響と考えられる。北西側カルデラ内各測点の、外輪山に対しての変動の推移を、その測量開始の時点よりFig. 5-18に示した。1986年噴火終了後現在においても、各測点で、かなりのレートで沈降が継続している。

ここで、大島火山の活動の長期的推移と地表上下変動との関連について考える。大島火山の安永・寛政(1777~1792)の大噴火以後の噴火は、噴出物の総質量が 10^7 tonのオーダーであって、安永あるいはそれ以前の大噴火等と比較すると、1桁あるいはそれ以上に規模が小さい。安永以前の大噴火は100~150年間隔で繰り返されていた。安永大噴火以後の噴火は1876~1877, 1912~1914, 1950~1951, そして今回の活動と、噴出量よりみていわゆる中噴火と呼ばれる活動は、36年, 38年, 36年といった間隔で発生している(例えば一色, 1984a)。これらの活動は、明白な休止期が介在することよりみて、中村ほか(1963)による1輪廻の活動と称してよからう。そこで大島において、現在までに得られた水準測量データを用い、NAKAMURA(1964)による噴出物量を参考とし、典型的な例としてMK点の、1輪廻の活動において外輪山に対して示す変動を概念図としてFig. 5-19に示した。今回1986年の活動においては、割れ目噴火に伴った激しい地震活動と地

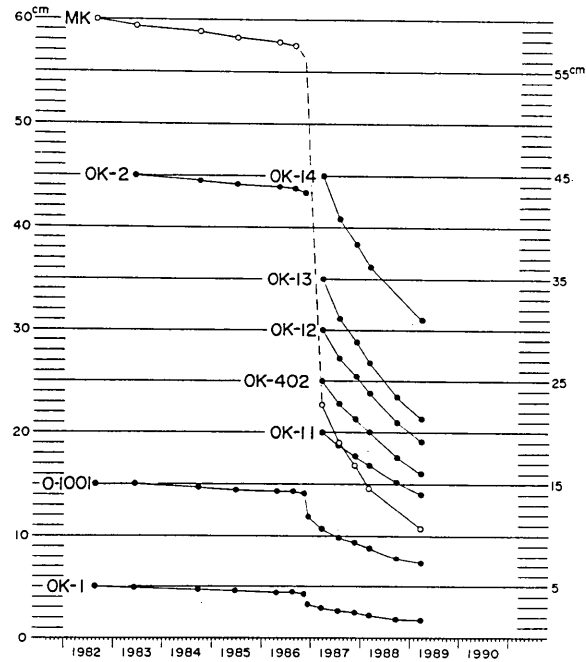


Fig. 5-18. Time variation of height at each bench mark relative to the first measurement (left-hand side circle of each line).

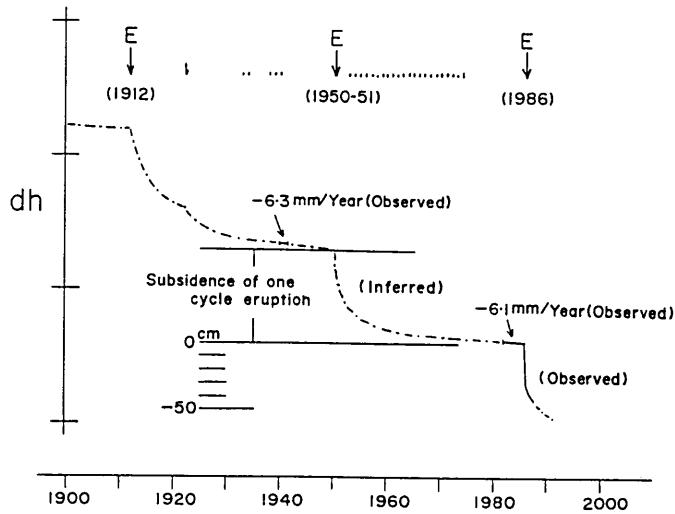


Fig. 5-19. A schematic representation of the relationship between the three active cycles and the degree of subsidence at bench mark MK within the summit caldera. The solid portion of the decline line is actually observed while the dashed one is speculation.

盤変動の影響で、沈降量が過去における中噴火1輪廻によるものより全体的に大きいことが考えられる。いずれにしても Fig. 5-19 に代表されるようなパターンの変動が、カルデラ内で生じていることが推定される。このような沈降変動と、新噴出物のカルデラ内堆積の繰り返しが、高重力異常型カルデラ形成の主因である可能性が考えられる。

つぎに地下における構造の相違に起因すると考えられる沈降変動の違いについて検討する。Fig. 5-20 には、北西部および北部カルデラ内に位置するそれぞれ2測点の、外輪山縁に対する変化を示してある。カルデラの北西部と北部では、沈降のパターンが少し異なっている。とくに、顕著な特徴を示しているのがO-1123点の変動である。同点は北部カルデラ壁面付近に位置しているが、噴火の際に50 mm に達する沈降を示した。しかし、その後はほとんど変化を生じていない。北部カルデラ内のO-1122点も同様の傾向を示している。一方、OK-1 およびO-1001点の北西部カルデラグループは、噴火の際にステップ状の沈降を生じたものの、その量は、北部の2測点に比較すると小さいが、噴火後も沈降を続けている。このように、場所によって異なる変動を示す原因としては、地下、とくに浅部における構造の違いが考えられる。

すなわち、マユ型をした大島山頂カルデラは、二つのカルデラよりなるとの考えは、地盤変動の違いより、定性的には首肯される。北部カルデラO-1123点付近では、ボーリング

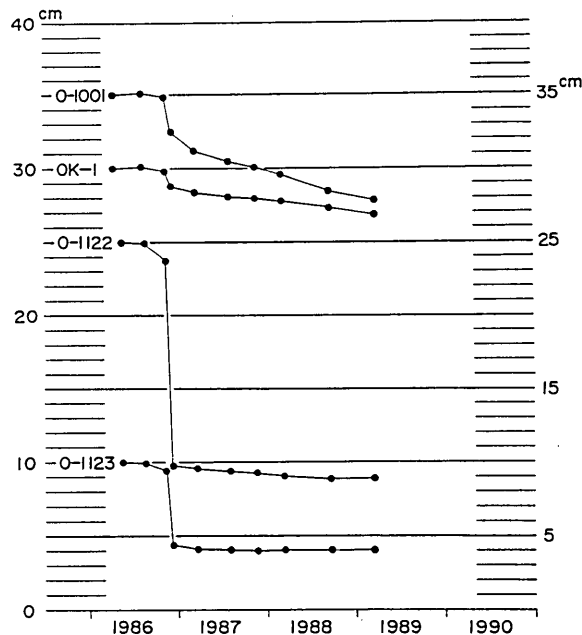


Fig. 5-20. Height changes at OK-1, O-1001 along the western route and O-1123, O-1122 along the northern route relative to the 1986 measurement at each bench mark (left-hand side circle of each line).

調査が行われ、下部構造が明らかにされているほか、カルデラ壁面の断層は、垂直に近い落込みをしていることが判っている（一色ほか、1963）。しかし北西部側では、調査がおこなわれていないので、下部構造の比較は不可能である。

いうまでもなくカルデラ壁面とは、陥没によって生じた環状断層面にほかならない。O-1123点あるいはOK-1点のステップ状の沈降は、カルデラ壁面断層が、ある種の活断層であることを示している。またその沈降変動は、現在でも、噴火発生のたびに生じていると考えられる。

V. カルデラ内で観察された噴火直前変動

山頂カルデラ内で噴火開始直前の変動を、意識的に、および偶然に、観測した例が各1回づつあり興味深い結果が得られている。先に意識的に観測した例について述べる。

既に略述したが、1986年11月21日午後、カルデラ北部で測量中に激しい地震活動を体感した我々は、カルデラ内での緊急観測を実施した。その目的は噴火前兆としての、地盤変動（傾斜）の検出であった。すなわち群発している地震は明らかに噴火の前兆であり、マグマ上昇あるいは地下の圧力増加による膨張変動の発生を想定したからである。

緊急測量実施区間として北西部カルデラ内の、OK-1点とO-1001点の間を選んだ。この区間の位置であるが、OK-1よりO-1001点を望む方位はE50°Sで、ほぼ三原山中央火口方向にあたっている。また高度差は6m程度、区間距離は約400m、で容易に繰り返し測量ができると判断したからである。測量は15時35分にOK-1点より開始した。この時点では、山頂A火口の活動は一旦停止しており、激しい地震活動だけが続いていた。16時00分頃にはO-1001点に到着し、直ちに復測量に入った。16時15分頃カルデラ床面より噴火が始まり、危険を避けるため測量を中止した。

この緊急測量の結果（往測量だけ）を、それより2日前の19日に測量した同区間の結果と比較すると、O-1001点はOK-1点に対して32mmに達する隆起を示していた。この量は傾斜にして、およそ80 μ ラジアンに相当する。緊急測量開始前に予期したように、噴火開始域（測量路線の方向は中央火口の半径方向に当たるが、最初に割れ目噴火が開いた地点は、OK-1点よりみてほぼ東方、中央火口中心よりおよそ1km北方のカルデラ床面である。阿部・高橋、1987）では、急激な膨張が生じたとみられる。割れ目開口域付近では、噴火発生前に地表に生じたクラックが観察されている（千葉、1988）。これらクラックの成因は、当然、マグマ上昇による地表面の膨張であろう。観測された傾斜量よりみて、地表面の歪量は、 10^{-4} のオーダーを越えていたと考えられる。Fig. 5-21に、1982年以降の、OK-1点に対するO-1001点の高度変化（傾動）の経過を示した。山頂噴火（1986年11月15日）と異なり、地下深部より急速にマグマが上昇して割れ目噴火を発生させるような場合には、割れ目開口域を中心とする顕著な膨張隆起が発現することが確認された。また噴火終了後には、沈降が生じているのはFig. 5-21に示されているとおりである。この噴火においては、水準測量によって、膨張・噴火・収縮の一連のプロセスが明瞭に観測された。

次に、まったく偶然に観察された例について述べる。1987年に入って3月及び7～8月に

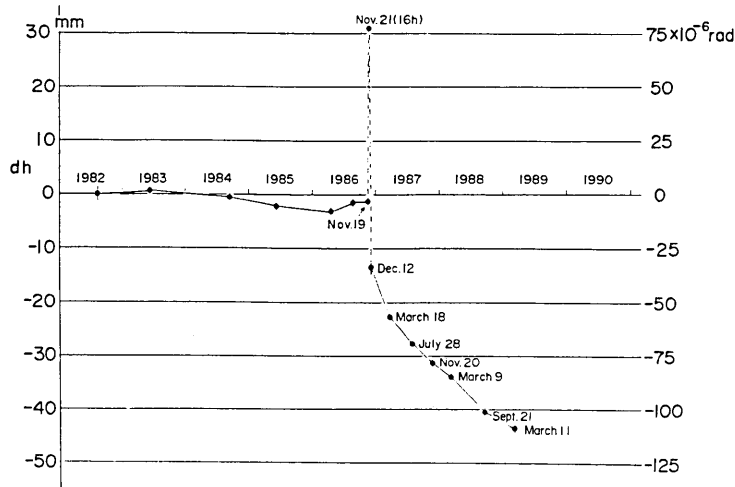


Fig. 5-21. Height changes (dh) between OK-1 and O-1001 during the period from August 1982 to March 1989. OK-1 is fixed. The measurement on Nov. 21 was made only 15 minutes before the fissure eruption.

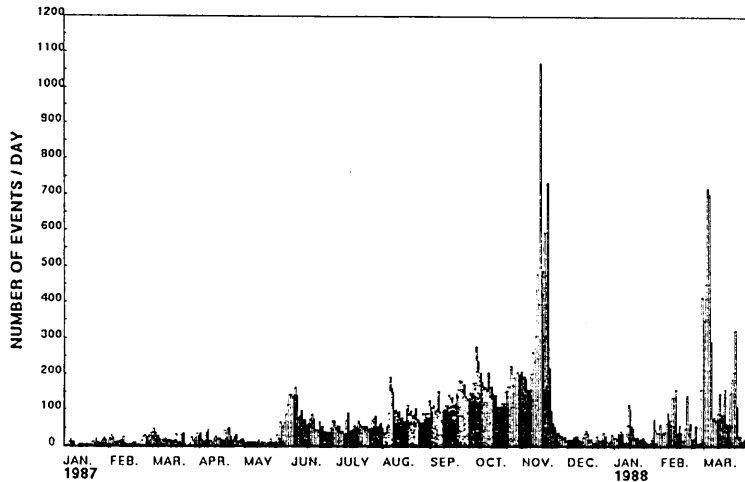


Fig. 5-22. Daily frequency of earthquakes which occurred near the pit crater of the central cone Mihara-yama (after Oshima Volcano Observatory).

測量を実施した。その結果によると、三原山は外輪山に対して沈降を続けていた (Fig. 5-18 参照)。一方、地震研究所大島火山観測所の観測によれば、1987年にはいると、三原山中央火口下部に震源を持つ微小地震が発生し始め、5月末頃にはその数も顕著に増加し、さらに活発化する傾向を示した (Fig. 5-22 参照)。この地震活動は、噴火の前兆ではないかとして、予知関係研究者の関心を集めた。これらの点に関して著者は、三原山は沈降を

続けているうちに、観測される地震の性質（当時、大島火山観測所による三原山火口周辺の地震設置数は、地震の発震機構を十分に解明するには不足していた。解明が十分に可能になる程増設が行われたのは、11月に入ってからである）を考慮すると、新しいマグマ供給による下部圧力増加の結果生ずる地震と異なり、地震発生の原因としては、火孔内上部に蓄積されている1986年噴出溶岩の荷重による火孔下部支持体の破壊が考えられる、との見解を1987年9月地震研究所談話会で発表した。

このような状況下で我々は、1987年11月に測量を計画、実施した。Fig. 5-22 にみられるように三原山火口下部の地震活動は著しく活発化していた。11月16日朝、我々は09時30頃より OK-1 点から O-1001 点に向かって測量を開始、O-1001 点を経て OK-11 点までの往復量を10時40分頃終了した。OK-11 点は三原山の山麓、山体傾斜が立ち上がる変曲点に設置してある。OK-11 点より上方、三原山山体部には霧がかかり見通しが悪いので、登山測量の続行を断念し、小休止した。暫くするとゆっくりとした揺れ方の地震を感じた（体感震度は3位）。異常な地震について皆で話し合っている内に、パーンという鋭い噴火音（爆発音）が聞こえた。時計をみると10時47分を回っていた。この噴火による一噴石は我々の頭上を越え、100 m 程後方に落下し直径 3 m 程の穴を生じた（Fig. 5-23）。我々はこの噴石の飛行中を目撃している。そこで、念のためにこの区間の測量を中止し、ほかの地域に移動、測量を続けた。

4・5日後の11月20・21日に、同区間の測量を再び行くと共に、山頂 MK 点までの往復測量を実施した。OK-1～O-1001、O-1001～OK-11 の両区間の変動について、1987年3月、7～8月、11月16日および20・21日、1988年3月及び9月の各測量結果による変動の経過



Fig. 5-23. A hole caused by the fall of a volcanic bomb in the vicinity of the leveling route inside the caldera, during the eruption of Nov. 16, 1987.

を、Fig. 5-24 に示した。1987年11月16日の噴火の直前及び直後といえる観測によっても、測量誤差を上回る変動が検出されていないことは明かである。11月16日の爆発は、三原山中央火孔上部に貯溜されていた1986年溶岩が、火道内に崩落する（この先行現象による地震動を、我々は体感したと考えられる）際に、随伴現象として生じた活動であったと考えられる。新しいマグマが放出されなかったことは、荒牧・藤井（1988）による噴出物調査で確認されている。したがって噴火に前後して、山体の膨張・収縮が認められなかったのは当然といえる。

爆発を伴ったこの活動によって、中央火口を埋めていた1986年溶岩の表面は、約 25 m の陥没を生じた（遠藤ほか、1988）。しかし爆発による固体噴出物の総量は 10^4 ton 程度かそれ以下である（荒牧・藤井、1988）。この量は陥没空間の1/150以下と考えられる。この崩落に引き続き11月18日03時26分頃、再び大きな崩落が生じ、100 m を越える深さを持つ中央火孔が再現した。これら一連の活動によって、中央火口に貯溜されていた、およそ 2000万 ton と推定される1986年噴出溶岩は、火道内に崩落した。先述したように（IV-2, b), 1986年11月15日山頂噴火開始後の、11月18日の測量結果によれば、三原山中腹（現在のOK-13 点より 5.3 m 程上方）に位置した OK-2 点は、既に特別な沈降を示し始めており（Fig. 5-17）、その原因として、中央火口に溜り始めた溶岩の荷重が考えられた。今回はその反対に荷重解放が行われたのであるから反対隆起の発生が期待されたが、Fig.

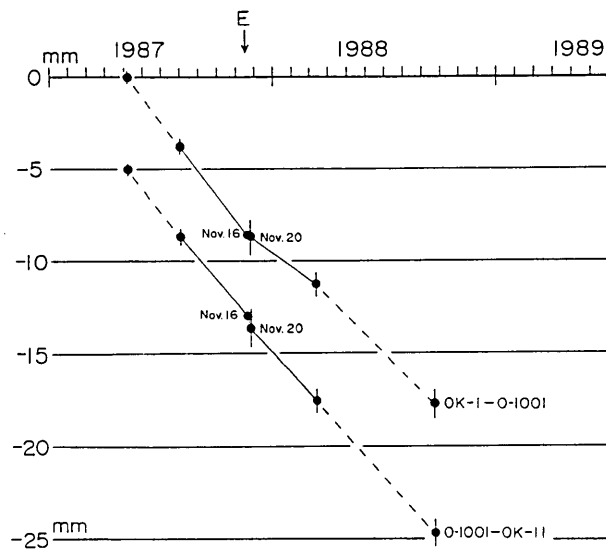


Fig. 5-24. Height changes at O-1001 relative to OK-1 and those at OK-11 relative to O-1001, for the period from May 1987 to Sept. 1988. This figure indicates that the subsidence rates of bench marks inside the caldera are not affected by the eruption of Nov. 16, 1987.

5-18 中に示されている MK, OK-14, OK-13 点等の諸点の, 1987年11月21日の測量結果には, 沈降のレートを変えるような特別の変化は見当らない. この事実より三原山の下部構成物質は, 山体上部における荷重が解放されても, 弾性的に直ちに反発隆起を生ずる状態ではないと推定される.

1982年8月の観測開始後1986年8月までの期間に, MK 点が外輪山に対して示した沈降は 3 cm 以内である. しかし 1986年11月の噴火以後, 1987年11月21日までに生じた沈降は 40 cm に達する. この間, 外輪山 (O-1002点) が格別に隆起したことは認められていない. したがってこの沈降を, 海水準面より上の三原山山体が受け持ったとすると, MK 点においては 0.6×10^{-3} に達する上下歪が生じていることになる. このような大きな歪が, 山体上部より下部にわたって平均して分布しているとは考え難い. おそらく山体下部において, 破壊が生じていると考えられる. Fig. 5-18 にみられるように, 現在でもかなりのレートで変動が進行している. これをあらゆる種の変動の緩和現象として解析するにしても, いま暫くの経過観測が必要と考えられる.

この項においては, 噴火直前, 直後の観測例を考えた. 噴火に伴って発現する地盤変動を注意深く観測すれば, 火山活動のメカニズム 下部構造を忠実に反映する結果が得られることが明らかになった.

VI. ま と め

伊豆大島火山における地盤上下変動を, 水準測量の結果を用いて調べた. 主体となったのは, 1986年噴火に関連して観察された変動である. 1986年大島火山山頂噴火は, ある程度予期されていた活動であった. 活動開始以前に多くの異常現象が感知されていた. そのような条件下で, 火山性地殻, あるいは地盤変動についても, 当然のこととして前兆変動の発現が期待された. しかし山頂噴火開始前に, 中央火口丘三原山は明瞭な隆起を示さなかった. 一方, 山頂噴火におくれて発生した割れ目噴火の場合には, 開口域における明瞭な隆起変動が発現した. これらの観測事実は, 山頂あるいは山腹噴火活動に関与するマグマの地下深部よりの上昇プロセスの考察に多くの示唆を与えるものであった. また噴火発生後の経過観測によっても, 中央火口丘三原山山体構成の特異性が明らかになった. それらの結果と共に, 伊豆大島火山山頂カルデラの構造に関する情報が得られた. ここでは, 1986年噴火以前に観測された結果を含めて, 大島火山の上下変動の特徴をまとめてみる.

1. 1950年あるいは1986年11月15日のような, 三原山山頂火口よりの噴火開始に先行して, 大島火山全体に影響の及ぶような地盤変動が発生する可能性は小さい. そのような結果をもたらす原因は, 既存の火道の存在, マグマの粘性と下部よりの上昇速度が小さい点が挙げられる. すなわち, マグマが上昇する場合あまり抵抗を受けないので, 地下深部における圧力増加も, 地表変動を生ずる程必要とせず噴火に至るからである.
2. 中央火口丘三原山は, きわめて孔隙に富む脆弱な物質で構成されていると考えられる. その結果自重による圧密沈降を生じているのが観察された.
3. 地下深部より新しい火道をつくりマグマが上昇するような場合 (割れ目噴火) には, 割れ目開口域を中心とする明瞭な隆起変動が生ずる. このような場合には, 火道をつく

るための破壊を伴っているため、必然的に地震が発生する。

4. 大島山頂カルデラ床面は、外輪山に対して通常は圧密沈降を続けている。噴火が生じた際には沈降の割合が加速する。噴出した溶岩流がカルデラ内に溜り、圧密沈降を繰り返した結果が高重力異常型カルデラを形成する一因であろう。
5. 山頂カルデラは二つのカルデラよりなるとみられるが、北東側および南西側それぞれのカルデラ内の沈降パターンが異なっている。このことは、カルデラ下部構造の違いを反映していると考えられる。
6. カルデラ縁においては噴火によって急激な沈降が発生する。カルデラ壁と床面との間の断層は一種の‘活断層’とみられる。
7. 大島火山の少なくとも北半分において、東上がりまたは西下がりの傾動が生じているように見える。西北岸元町周辺の沈降もその一端と考えられるが、沈降を生ずる原因はさだかでない。

APPENDIX 1. 1950, 1951年以降の大島火山の活動経過

大島火山の火山活動の時間経過と、地盤変動との関連を考えるために、ここで1950, 1951年の大噴火以降1986年の活動開始にいたる間の、大島火山活動の経過、および1986年活動とその後の活動推移の概略について触れる。

1950年7月より1951年6月にわたり大島火山は、三原山山頂火口南側に新山を生成させるとともに、カルデラ床に溶岩を流下させる活動をおこなった。この活動はⅢ期間に分類され、噴出物の総量はおよそ 66×10^6 tonと見積られている (TSUYA *et al.* 1954a, 1954b, 1955)。これらの活動は、1951年6月27日に発生した爆発的噴火を最後として一旦休止した。およそ28ヶ月後、1953年10月5日より三原山山頂火口における活動を再開し、1955年2月まで続けた (TSUYA *et al.* 1956, はこの活動を5期に分けた)。1956年1月以降は、また山頂火口における断続的な活動を開始して1974年まで続けた。1974年6月の小活動終了後は、12年間にわたる静穏状態が続き、1986年の噴火開始直前には、山頂中央火口壁面に植物の生育しているのが散見されたほどであった。

1986年のはじめより、三原山火口下部における電気抵抗の変化 (YUKUTAKE *et al.* 1987) をはじめとし、地磁気変化 (浜野, 1987)、火孔内における地表温度変化 (鍵山, 1987)、火山性微動の発生 (渡辺, 1987) 等三原山を中心とする異常現象発現の後、11月15日夕刻より山頂噴火が開始された。11月19日には新噴出溶岩は三原山火口を埋め、その一部は火口縁を越えてカルデラ床面に流下し始めた。さらに同月21日午後には、激しい地震活動を前駆として、三原山北方のカルデラ床面より割れ目噴火が始まった (B群火口)。この割れ目噴火発生のおよそ1時間半前に、山頂火口 (A火口) の噴火は一旦停止する。その後噴火割れ目は、外輪山外側にも生じ (C群火口)、これらの火口の一つより流出した溶岩は、山麓元町の集落に向かって流下したが、集落直前で停止する。割れ目噴火は、21日21時前にC群、夜半前にはB群も溶岩流出を停止した。22日にはいると、B群の火口より火山灰を含む噴煙活動が見られたが、23日には静穏化した。割れ目噴火開始後3~40分後に、活動を再開した山頂A火口も、21日夜半過ぎまでには、溶岩噴泉活動を停

大島火山の活動の記録 (1951年6月以降)

年	月	活 動 状 況	備 考
1951	6	27日午後爆発的噴火, 18時30分頃最盛, 大爆発音が聞こえ, 元村に著しい降灰. この爆発は1950-1951年の爆発活動中最大, 火口周辺放出物で覆はれる. 厚さ 2 m 西縁. 28日以後2・3日のうちに火口中央部の陥没は 50 m に達す(旧来の中央堅坑状火孔再現, 噴石丘北半分は崩壊).	6月半ば火口底深 650 m (A.S.L.) A. S. L.: Above sea level.
1952	12	群発地震	
1953	1	群発地震	
	9	"	1953-54年活動
	10	4日19時頃より大島測候所ウイーヘルト地震計に火山性微動記録. 5日, 8時32分噴火始まる. 7日頃もっとも強く, 12日19時30分頃急におさまる.	第1期
	11	9日より13日にかけて噴火, 12日の夕刻には溶岩流(長さ 72 m, 幅 8 m) が認められる.	第2期 11月26日房総沖地震 (M=7.4)
	12	1日より18日まで10・11月の活動と同位置の噴出孔から噴煙, スコリアを打ち上げる. 14日06時50分より09時30分の間大島測候所において 17 gr/m^2 の降灰, 16日22時より17日6時の間 32 gr/m^2 の降灰. 28日18時頃より噴火開始, 元村でも音が聞こえる	第3期
1954	1	この噴火は16日まで続く. 1月13-14日には大島の東北東およそ 50 km の富崎で爆発音が聞かれた. 15日, 溶岩噴泉. 27日11時30分頃活動開始, 溶岩片はおよそ 1,000 m の高さまで噴き上げられる. 13時30分より溶岩が噴出孔より流出, 5 m の幅で堅穴状火口に流下する. 17時30分頃には堅穴状火口底の床の大部分を覆う. 28-31日噴火弱まりつつ継続.	第4期 第5期
	2	1日より8日噴火, 8日以降噴火弱まる. この活動の期間中火口の北西およそ 1.5 km にある観測所(外輪山縁)で火山性微動が連続的に記録される. 1953-54年噴火による噴出物量. 溶岩: $2.2 \times 10^5 \text{ m}^3$, 放出物: $7.3 \times 10^4 \text{ m}^3$ (TSUYA <i>et al.</i> 1956)	3月第1回水準測量実施.
	4	8日, 大きな微動(脈動)	
	7	微動弱まる傾向	
	8	1953-54年の噴孔地帯徐々に沈降, 火孔壁の崩壊続き火口底浅くなる.	
	11	噴煙多い	
1955	2	火口底の深さはおよそ 620 m (A.S.L.)	
	9	7~8日群発地震	
	12	噴煙活動	
1956	1	3~6日, 17~18日, 23日小爆発, 火口付近に降灰.	
	2	13日まで弱い噴煙活動	

(to be continued)

(continued)

年	月	活 動 状 況	備 考
1956	4, 5	群発地震	
	8	25~26日小爆発	
	12	火口で時折弱い鳴動	
1957	1	9日, 15~20日地震群発 (有感を含む)	
	5	火山性微動続く.	
	6	火山性微動多い. 表面静穏, しかし噴火鳴動 度々測候所に聞こえる.	
	7	火山性微動断続	
	8	噴煙活動	
	9	28日, 29日小爆発, 噴煙活動	
	10	爆発的活動が激しくなる. 13日1956年噴出孔 の北東に接して新噴出孔を生じた. この爆発的 噴火により54名遭難 (死者1名, 負傷者53名)	
	11	ときどき爆発, 噴煙活発	11日11宅島近海地震, M=6.0, 新島, 式根島 で被害
	12	噴煙活動, 小爆発	
1958	1	11日まで火山性微動連続, 火孔底 660 m (A.S.L.)	
	1	13日, 17日, 31日弱い爆発音	
	4	17日小爆発	
	6	中旬, 下旬ときどき小爆発	
	7, 8	ときどき爆発	
	9	全月小活動, 13日, 14日空振あり, ときどき 測候所に降灰	
	10	ときどき小爆発, 第2回水準測量実施	
1958	11	ときどき小爆発	
	12	小爆発頻発	
1959	1	ときどき小爆発, 火映 (御神火)	
	2, 3	" "	
	4	ときどき空振, 火映	
	5	25日小爆発, 4日, 15日, 26日空振, 火映	
	6	7~12日, 21~26日火山性地震群発, 火映	
	8	局発地震群発	
	10	1日, 局発地震群発	
	11	15日小爆発, 山頂付近降灰	
	12	群発地震	
1960	1	8日, 空振を伴う爆発音2回	
	2	29日小爆発, 局発地震多数	
	3	20日, 25日小爆発, 局発地震群発	
	4	22日, 27日, 29日小爆発, 局発地震多数	

(to be continued)

(continued)

年	月	活 動 状 況	備 考
1960	5	2日, 8日, 16日, 25日, 30日, 31日小爆発, 火山性地震(無感)多数	
	6	8日, 10日, 17日, 21日, 26日小爆発	
	7	6日, 12日, 14日?, 22日小爆発	
	8	6日, 15日小爆発	
	9	13日, 16日小爆発	
	10	16~18日, 25日, 27日, 29日小爆発	
	11	ときどき小爆発	
	12	噴煙, 鳴動	
1961	1	噴煙, 火映, 地震群発	
	2,3	鳴動, 火映	
	4	噴煙	
	5	噴煙, 23日山麓に降灰(小量)	
	6	噴煙, 12日, 16日山麓に降灰	
	7	噴煙, 22~25日地震群発(有感, 14回)	大島近海, 最大 M= 4.6 岡田で地割れ
	8	13~25日火口内で噴石活動	
	9	噴煙, 火映	
	10	" "	
	11	噴煙, 23日には山麓に降灰	
	12	噴煙, 火映	
1962	1	噴煙, 鳴動	
	2	" "	
	3	" "	
	4	鳴動, 火映	
	5	9日, 14日, 19日小爆発	
	6	1日, 21日小爆発, 火映	
	7	火映	
	8	火映, 小噴火	8月26日三宅島噴火, 噴火後地震群発, 最大 M=5.9
	9	鳴動, 空振, 小噴火	
	10	噴煙	
	11	"	
	12	"	
1963	1	9~10日小爆発, 火映, 8~9日火山性地震 群発	
	2	火映, 下旬山頂で降灰, 鳴動	
	3	2日, 3日, 8日, 14日降灰, 鳴動, 火映	
	4~6	噴煙, 鳴動, 降灰	
	7~9	小噴火を繰り返す	

(to be continued)

(continued)

年 月	活 動 状 況	備 考
1963 10, 11	噴煙	11月13日三宅島近海地震群発, M=4.7, 新島, 式根島で軽被害
1964 12	10日小爆発, 火口付近火山毛	
1964 1	小噴火	
2	火映	
3	小噴火数回	
4	5日, 26日鳴動	
5	8日, 12日, 15日, 16日, 18日小噴火, 8日降灰	
6	18日火山毛	
7, 8, 9	18日, 19日, 23日火山性地震頻発	
12	火映, ときどき小爆発	
	28~31日爆発活発	12月大島, 利島付近で地震群発, 軽被害, M=5以上3回, 最大M=5.8
1965 1	7日, 小噴火	
2	21~22日小噴火?	
3	14日, 18日, 22日弱い光環現象	
4	ときどき鳴動, 火映	
5	ときどき鳴動, 火映, 11日小爆発	
6	ときどき鳴動, 火映, 6日, 10日小爆発	
7	火映, ときどき鳴動	
8	" "	3日新島, 式根島付近で地震群発, 最大M=5.0
9	" "	
10	中旬以降ときどき火映	10月11日以降神津島で地震群発(含む有感)
11	15日, 26~29日小爆発	
12	7日, 12日, 18日小爆発	
1966 1	しばしば鳴動, 18日空振	
2	7日~中旬, 小爆発, 空振	
3	ときどき鳴動, 降灰	
4	ときどき小爆発	
5	" , 24日島内一部降灰	新島近海地震群発(5月, 6月)
6	" , 11日 "	
7~12	連続微動	
1967 1	しばしば火映, 連続微動	
2~3	" , "	

(to be continued)

(continued)

年 月	活 動 状 況	備 考
1967 4~6	" , "	4月6~7日神津島近海で地震群発, 最大M=5.3 神津島, 式根島で被害
7	ときどき小噴火, 連続微動	
8	" , "	
9	" , "	
10~12	連続微動, 11月第3回水準測量実施	
1968 1	19日小爆発, 火口付近降灰, しばしば火映	
2	しばしば火映	2月24~27日新島付近地震群発, M=5.0
3	" , 火孔底の深さ 450 m (A.S.L.)	
4~6	ときどき火映, 連続微動	
7~9	連続微動	
10~12	しばしば火映, 連続微動	
1969 1	19日夜より小噴火続く	
2	25, 26日アワイ, 行者窟方面に黒色火山灰, 月末まで小康状態	
3	小噴火断続, 月末に衰える	
4	連続微動	
5	ときどき小噴火, 7~8日の噴火で島内に多量の降灰	
6	連続微動	
7	3~4日中央火孔で爆発, 火山毛, 火山灰, 全島で空振, 15~16日4回爆発	
8~12	連続, 孤立型微動混じって発生	
1970 1	26日弱噴火, 火山毛噴出, 25, 26, 28日火映	
2~9	静穏	
10	8日, 9日噴煙, 降灰, 火映	
11	9日, 12日降灰含火山毛, 火映	
12	火映, 連続微動	
1971 1	火映, 連続微動	
2	" , "	
3	" , "	
4~6	4月4日火山灰少量, 火映, 連続微動	
7~9	火映, 連続微動	
10~12	しばしば火映, 連続微動	
1972 1	しばしば火映, 14~15日大島付近地震群発	最大震度4 軽微被害 M=3.8
2	しばしば火映, 連続微動	2月29日八丈島東方沖地震, M=7.1
3	火映, 連続微動, 火孔底深さ 448 m (A.S.L.)	
4,5	連続微動	

(to be continued)

(continued)

年 月	活 動 状 況	備 考
1972 6	14日, 25日火映, 22日地震群発	
7~9	ときどき火映, 連続微動	
10~12	火映, 連続微動	12月4日八丈島東方沖地震, M=7.2
1973 1~3	しばしば火映, 連続微動	
4~6	" "	
7~9	" "	
10~12	11月11~24日18回の有感地震群発, 連続微動	最大震度 4
1974 1~3	2月28日~3月1日, 小爆発, 噴石, 降灰, 火山毛, 空振, 火映, 噴出物約 3,000 ton	
4	小噴出, 16日火孔底に噴出口, 月末火孔壁の崩壊ひんびん	
5	小噴出, 火映, 鳴動	5月10日1974年伊豆半島沖地震, M=6.9
6	" , 日火孔底の深さは約 450 m (A.S.L.) 三原山集中総合観測, 第4回水準測量実施	
7~12	静穏	
1975 1	20日群発地震 (含有感)	
2~12	静穏	
1976 1	静穏	
2	群発地震 (含有感)	
3~12	静穏	4月三宅島付近群発地震
1977	10月9日, 31日および11月4日, 16日を中心に地震群発 (含有感), 他の月は静穏	
1978 1	14日, 1978年伊豆大島近海地震, M=7.0, この地震によって火孔壁崩れる.	伊豆半島で被害
11~12	地震群発, 12月3日伊豆半島東方沖, M=5.4	伊東市で被害
1979	一年を通じて静穏	
1980 6,7	静穏, 6月29日~7月下旬地震群発, 6月29日伊豆半島東方沖地震, M=6.7	伊豆半島で被害
1981	静穏, 6月7~8日地震多発	
1982 8	静穏, 12日伊豆大島近海地震, M=5.7	神奈川県で被害
	8月, 第5回水準測量実施	
12	静穏	12月27日より三宅島近海で群発地震, M=5.4 12月28日地震, M=6.4
1983 1	静穏, 13~25日伊豆半島東方沖で群発地震	
5~6	" , 第2回集中総合観測, 第6回水準測量実施	
8~9	"	新島東岸沖群発地震 M=4.7
10	静穏	3日三宅島南西山腹で噴火, 噴火後, M=6.2

(to be continued)

(continued)

年	月	活 動 状 況	備 考
1983	12	30~31日群発地震(有感, 30回, 測候所)震源, 大島西岸	12月19~12日新島東岸沖地震群発, M=4.2
1984	1	昨年よりの群発地震続く	
	2~7	島内ないし近傍の地震がしばしば観測される	
	8	8月30日~9月日伊豆半島東方沖で地震群発, M=4.5	
	9	第7回水準測量実施, 島内地震群発, 5~7, 11~14日	
1985	1~7	静穏, 6月第8回水準測量実施	
	8	16日から24日にかけて大島周辺地震活動が活発化(含有感, 測候所)	
	9	静穏	9月21~22日新島近海地震群発,
	10	13日から伊豆半島東方沖で群発地震, M=4.8	
1986	1	三原山火口下部の比抵抗変化加速する	
	4	1~2日, 地震群発(含有感), 火山表面変化無し第9回水準測量実施	
	5	三原山南側で地磁気変化, 第10回水準測量実施	
	6	火山表面変化認められず	6月24日房総半島南東沖地震, M=6.5
	7	下旬より間欠的火山性微動発現, 以後発生続く	
	8	11~13日, 26~27日地震群発(含有感, 測候所), 22日の観測で火孔底温度分布に変化みとめられる。火孔縁でガス臭強い。第11回水準測量実施	大島西岸沖
	9	間欠的火山性微動続く	
	10	24日, 火山性微動連続となる	
	11	12日三原山火口内南側火孔壁の噴気が増大 15日17時25分頃火口内南壁より噴火開始(A火口) 第12回水準測量実施 19日新噴出溶岩三原山火口内を埋め火口縁低部よりカルデラ床に流下を始める 20日朝より噴火は間隔があくとともに爆発的になり光環現象が見られるようになる 21日14時30分頃よりカルデラ北部で地震群発次第に激しさを増す(有感地震多数含む) 14時40分頃A火口の噴火一時停止する 16時15分カルデラ床より割れ目噴火開始(B火口) 16時45分頃A火口噴火再開 17時46分頃外輪山外側で割れ目噴火開始(C火口) 20時45分頃C火口群活動を停止 A火口爆発的噴火を続ける	

(to be continued)

(continued)

年	月	活 動 状 況	備 考
1986		22日02時頃カルデラ床の割れ目噴火衰える " 02~03時の間にA火口活動停止	22日09時41分、噴火に伴った最大地震、 M=6.1
		B火口では噴煙活動続く 23日09時43分以降活動停止 噴出物量、A、B、C併せておよそ8,000万ton	(遠藤ほか, 1988)
	12	第13回水準測量実施 17日、火山性微動発現 18日、17時30分頃山頂A火口で噴火開始、約2時間続く	
1987	1	火山性微動発生続く	
	2	"	
	3	"	
	4	" , 第14回水準測量実施	
	5	6日頃より伊豆半島東方沖で群発地震、 M=5.1 23日頃より山頂火口下の微小地震発生増加する	
	6	火口下における微小地震活動続く	
	7	8月にかけて第15回水準測量実施	
	8	8~17日、21~24日火山性微動連続となる。 山頂火口下部の地震発生増加	
	9	火口下部微小地震発生増加、火山性微動断続	
	10	" , 中央火孔を示す リング状噴気確認(21日)	
	11	16日10時47分中央火孔陥没に伴って噴火、爆発音を伴う。噴出物推定量、 10^4 ton 以下 第16回水準測量実施	(荒牧・藤井, 1988)
		18日03時29分頃山頂火口中央火孔内に1986年溶岩崩落する。深さおよそ150mの火孔再現、 火山性微動火口下の微小地震発生止む	
	12	18日より火山性微動再び発生、火口壁の崩落がしばしば発生する	17日千葉県東方沖地震 M=6.7
1988	1	間欠、連続的火山性微動、25日、27日火口壁崩落	
	2	" , 14日より伊豆半島東方沖で群発地震、M=4.7	
	3	間欠、連続的火山性微動続く、第17回水準測量実施	
	4	間欠、連続的火山性微動続く	
	5	"	
	6	" , 噴気により作物に影響出る(間伏方面)	
	7	26日から8月にかけて伊豆半島東方沖で地震群発、最大地震、7月31日08時40分、M=5.2	

(to be continued)

(continued)

年	月	活 動 状 況	備 考
1988	8	中旬より9月にかけて山頂火口の微小地震増加	
	9	中旬まで山頂微小地震多い, 第18回水準測量実施	
	10~12	火山性微動続く	
1989	1	火山性微動続く	
	2	"	
	3	" , 第19回水準測量実施	
	4	"	
	5	"	
	6	" , 30日18時頃より伊豆半島東方沖で群発地震活動開始	
	7	9日11時09分群発地震中最大の地震, M=5.5発生 11日20時38分頃より伊東市沖で海底火山活動開始, 大振幅微動が観測される。 13日18時28分頃水路部調査船拓洋は既に存在する海丘を測量, その直後18時33分より海中噴火によると思われる衝撃音を感じ, 36~45分には海面の盛り上がりと噴煙を確認, 同噴火は陸上よりも認められた	伊豆半島伊東市沖海底火山活動に発展 手石海丘と命名される(伊東市沖海底火山)
	8	大島, 火山性微動続く	
	9	" "	

止した(遠藤ほか, 1987)。約1ヵ月後の12月18日, 山頂A火口において小活動が発生したが, 短時間で終了し表面上は静穏化した。しかしながら山頂火口の中央火孔は, 1986年噴出の溶岩によって満たされ, 中央火孔は消失した状態が続いた。1986年噴火による噴出物量は, およそ 58×10^6 tonと見積られている(早川, 1987)。1987年に入ると火口浅部における地震発生の増大, 火山性微動の多様発生等さまざまな現象が観測された(渡辺ほか, 1987)が, 1987年11月16日, 爆発を伴って, 山頂火孔内に蓄積されていた溶岩の陥没が生じた。二日後の18日には, 旧中央火孔内にさらに大規模に崩落し, 三原山山頂火口内に再び中央火孔が出現した。その後は同火孔よりの活発な噴気活動が続いている。

以上に述べた大島火山活動の概略については, 大島付近に発生した参考事象も加え付表に示してある。同表は気象庁(1956年6月30日までは中央气象台)発行の気象要覧, 地震月報および火山報告, TSUYA *et al.* (1956), 一色(1984a), 理科年表(1988東京天文台編)等によっているが, 現地大島における我々の観察結果なども加えてある。

APPENDIX 2. 高度依存誤差について

Fig. 5-4 最下段の地形断面に示したようにこの路線は, 山麓より外輪山縁まで一方的な登りで, その比高は500 mを越える。このような地形の路線における水準測量には, さまざまな測量誤差の介在が考えられる。測量実施に際してはすべて往復測量を行い, 往復

差を吟味しているもので、偶然誤差は介入し難いと考えられる。問題は高度変化に依存する系統誤差によって、結果的にどのような見掛け変動が生じるかその評価にある。系統誤差を大きくする原因の一つは標尺の問題である。この問題は二つの要素に分かれる。すなわち、標尺の傾斜（取扱上の問題）、および標尺の温度膨張係数（固有の問題）に起因するものである。前者に関しては、使用に先立って直立調整を充分に行い、測量中取扱いに注意する以外の対策はないが、現実的には、もっとも留意すべき重要な処理である。後者については、測量協会技術センターにより目盛り検定をおこなった複数の標尺中より、経年変化の少ない標尺を選んで使用しているため、温度補正によるエラーは、最小限におさえられていると考えている。

水準測量における系統誤差の最大のもは、レフラクシヨンエラー（大気屈折誤差）であろう。このエラーは必然的に含まれるもので、無視することはできない量に達するといわれている。田島ほか（1983）によれば、地表約 50cm 以上の気温 T の鉛直分布が地上高 Z と

$$T = a + bZ^c$$

なるモデルにおいて $C = -1/3$ である場合、平均的な大気屈折誤差は

$$R = -6.46 \times 10^{-6} \cdot L^2 \cdot \Delta t \cdot \Delta h$$

L ; 視準距離 (m)

Δt ; 地上高 2.5 m と 0.5 m における気温の差 ($^{\circ}\text{C}$)

Δh ; 前視, 後視標尺の比高 (m)

とかけるといふ。これは $L, \Delta t, \Delta h$ を適当にきめれば大気屈折誤差の評価は可能なことを意味している。大島においても、山頂カルデラ内のように局限された路線では、 L 及び Δh は各測量ごとにあまり変化せず、主に Δt の変化だけの影響を受けるとみられる（宮崎, 1988）。しかし、山麓より外輪山に至る測量では、 $L, \Delta h, \Delta t$ が測量のたびに異なるので、系統誤差として含まれるレフラクシヨンエラーの量は、測量のたびに变化するであろう。TANAKA *et al.* (1984) は、伊豆伊東付近で、特殊インバーを用いた標尺を使い高度依存誤差の試験観測を行っている。その結果と、同時に行った従来よりの作業方法による観測成果と比較して、この路線で、この時期に使われた標尺については、4 mm/100 m であったと報告している。また、過去の資料より求めた統計的な高度依存誤差は、6.7 mm/100 m に達するという。大島においても、測量成果には、そのような誤差量を含むものとして、変動を考慮する必要がある。ただし、測量毎に含まれる系統誤差の差が比較変動値には含まれる。すなわち、異なる時期の測量成果を比較して得られた変動量が小さい場合、その変動傾向の判断には慎重な検討が要求される。

第六章 三宅島火山

I. 三宅島火山の活動の特徴と測地学的観測経過の概略

伊豆諸島の一つである三宅島は、東京の南南西方およそ 200 km の洋上に位置してい

る。本島は直径約 8 km, ほぼ円形をしており湾入に乏しい。三宅島火山は玄武岩・安山岩の溶岩および火山砕屑物よりなる複式成層火山であって、主成層火山雄山山頂火口内に中央火口丘、山腹には多数の寄生火山および寄生火口を有している。山頂火口は島のほぼ中央にあり、直径が約 1.5 km もあるので、おそらくは一種のカルデラと考えてよい（一色, 1960）。なお、主成層火山南西山腹にもカルデラが存在が指摘されている（茅原ほか, 1973）。同火山では 20 世紀に入って 3 回の噴火が発生している。活動の特徴は山腹割れ目噴火を主体とする点にあるが、山頂火口の活動を伴うこともある。1940 年 7 月の噴火では、東北東山腹の割れ目噴火終了後に山頂噴火が始まり、23 日間続いた。1962 年 8 月には、1940 年噴火とほぼ同位置の、東北東山腹で噴火したが、噴火終了直後より激しい有感地震が群発し、島民の一部が島外避難したほどであった。また、1983 年 10 月には、主成層火山の南西山腹で割れ目噴火が発生し、流下した溶岩流により同島最大の阿古の集落が埋没、焼失したことは記憶に新しい。

三宅島火山における噴火活動に関連した測地測量は、1940 年の噴火の際に初めて実施された。同火山東北東部の割れ目噴火発生域について、三角測量による噴火後の変動測量が行われている（OMOTE, 1941）。また 1940 年噴火が終了した翌 1941 年 1～2 月に、全島の三角点についての三角測量が行われ、1912 年の測量成果と比較した変動が解析された（OMOTE, 1942）。その解析の結果によれば、大きな水平変動が、割れ目噴火発生域の同島東北東部を中心として、生じていることが明らかにされている。また、同じ資料を用いて東西方向にみられる傾斜の影響を除いた垂直変動解析の結果によれば、主成層火山山頂部においては、沈降が生じていると指摘されている点は、同火山の噴火機構を考察するうえできわめて重要である（MIYABE, 1942）。

1962 年 8 月の噴火後の三角測量は、9 年後の 1971 年になって実施された。その成果の解析によれば、1940 年噴火による変動と水平、垂直共に同じ傾向の変動が発生していると報告されている（一色 朗, 1977）。1986 年 10 月の噴火後は、三角辺長測量は実施されていない。

三宅島における水準測量は 1953 年に開始された。この年東京大学地震研究所は、同島内に 6 個の花崗岩標石および 6 個の補助金標を埋設し、初回的水準測量を実施した（Fig. 6-1）。1962 年 8 月 24 日からの東北東部山腹割れ目噴火活動終了後、同年 12 月に再測量が行われた。1962 年 12 月の測量結果については、岡田（1963）によって解析、報告されている。

1972 年に宮崎（1974）は、同島の水準路線の測量を実施し、1962 年 12 月以降 1972 年に至る期間に生じた変動を検討した。これらの測量に使用された 1953 年設置の水準点は、その後の島内道路拡幅工事等によって損壊し、1972 年の測量の際には、3 個の標石が残っているに過ぎなかった。そのほかに東京都港湾局の水準点が 1 個、阿古の港湾局事務所前に設置されていた。

1979 年に国土地理院は、三宅島島内周回道路沿いの 16 カ所に水準点を設置するとともに測量を実施した（国土地理院, 1982）。1980 年に宮崎ほか（1982）は、地震研究所設置水準点と、その近くに新設された国土地理院水準点の間を測量し、1980 年実施の国土地理院

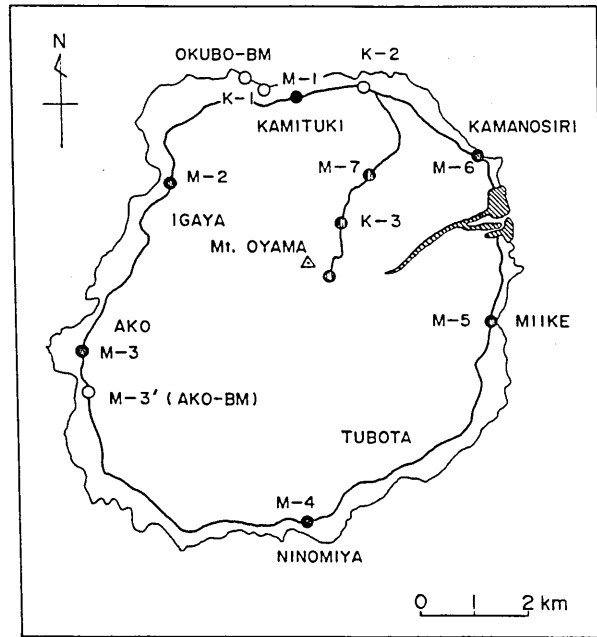


Fig. 6-1. Leveling route and bench marks on Miyakejima in 1953 (OKADA, 1963).

の成果を利用して、1972年以降に生じた地震研究所水準点の変動を調べる試みも行った。

この三宅島周回道路沿いの水準路線については、1979年より1986年まで、毎年国土地理院による測量が行われ、1983年10月、三宅島南西山腹に発生した噴火に関連した上下変動が明らかにされた(国土地理院, 1984. 長岡ほか, 1984)。

1985年、第2回の三宅島集中総合観測が実施されるに際して、宮崎ほか(1987a, b)は、主成層火山雄山中腹の環状林道、および山麓周回道路と環状林道を結ぶ南北2本の登山道路沿いに、合計29個の水準点を設置し初回の測量を行った。この山体中腹における環状水準路線の完成によって三宅島火山では、山麓の周回路線と併せて測量することにより、島内上下変動の面的分布を、ある程度明らかに出来ることになった。

1988年には、東京都によって三宅島島内の全水準路線の測量が実施され、1985年以降の島内上下変動が明らかになった(宮崎ほか, 1988)。その測量施行の際に、さらに3個所に測点を追加設置した。水準点設置の状況からみれば今後の測量による成果がおおいに期待出来る状態である。

II. 三宅島火山における地殻上下変動

1940年の噴火後、1941年1-2月に実施された三角測量によって明らかにされた三宅島火山の垂直変動の特徴は、島内中央部とくに山頂部における著しい沈降が見いだされたことである(OMOTE, 1942. MIYABE, 1942)。Fig. 6-2 および Fig. 6-3 に三角測量による垂

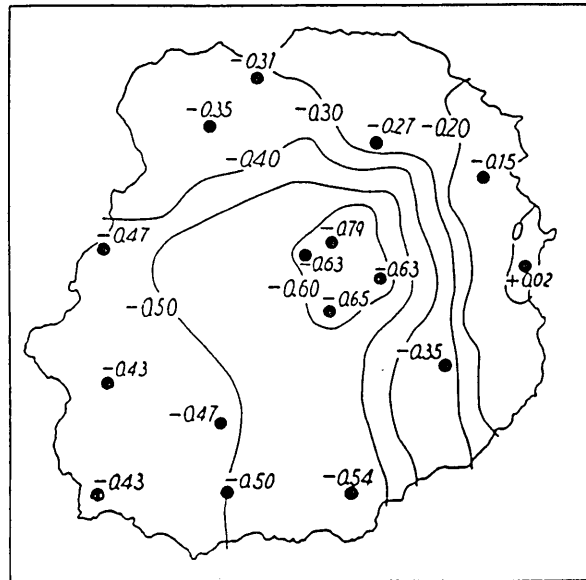


Fig. 6-2. Vertical crustal deformations detected by triangulation survey after the eruption in 1940. Lines of equal elevation changes are plotted in meters (OMOTE, 1942).

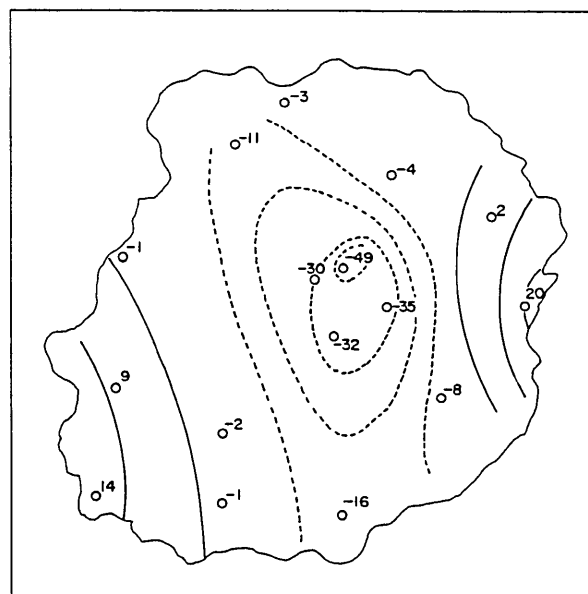


Fig. 6-3. Reduced vertical displacement associated with the eruption in 1940, the average tilt is subtracted (MIYABE, 1942). In units of cm.

直変動の結果を示した。Fig. 6-2 には測定された変動そのもの (OMOTE, 1942) を, Fig. 6-3 は傾斜を除いた垂直変動を示している (MIYABE, 1942)。1940年噴火では山頂火口にも噴火が発生し, 10^6m^3 オーダーの噴出物を放出したが, その大部分は山頂火口付近に堆積している (TSUYA, 1941)。その噴出物の荷重によって, 山頂部の沈降が観察されたと考えるか, または山頂噴火による地形変動そのものの影響なのか, あるいは山腹噴火活動だけでも山頂部の沈降は発生するのか, それらの関係を明らかにすることは, 三宅島火山の噴火機巧を考えるうえで重要な問題である。三宅島火山においては, 噴火発生前に山頂部の隆起が生ずるかどうかなの問題は, 観測面では全く解決していない。仮に三宅島火山では, 発生する噴火が山頂火口, あるいは山腹部にかかわらず, 噴火発生前に山頂部が隆起, 噴火後に沈降することが確認できれば, 噴火機巧の考察に大きな手がかりが得られるし, 噴火予知の面からもきわめて有意である。この問題の解明は, その後における噴火発生の際の観測の課題として持ち越された。

1962年8月の噴火終了後の12月に, 1953年に設置, 測量された地震研究所水準点の測量が行われた。その測量結果によれば, 三宅島南部大路池入口付近の水準点 M-4 (Fig. 6-1 参照) を不動とすると, 三宅島東北東部の割れ目噴火発生域に向かって, 上向きの傾動が生じていることが確かめられた (Fig. 6-4)。島内全体の測点について, 宮部の方法を適用

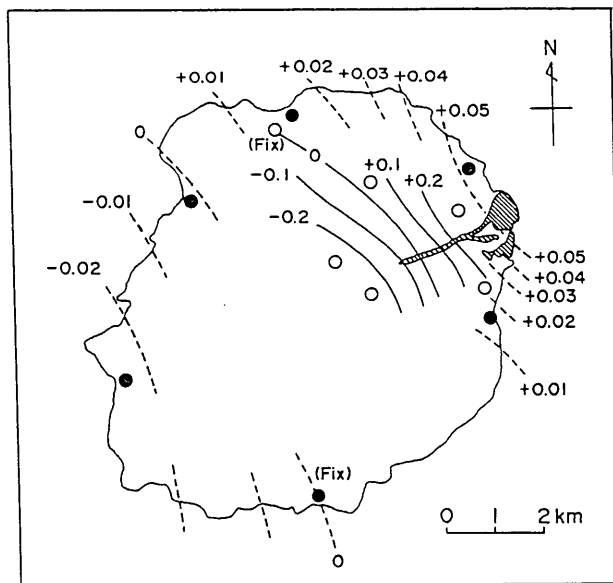


Fig. 6-4. Vertical displacement relative to a fixed point on the south coast in two different periods. In unit of m. Open circles are triangulation points, which revealed the height changes shown by the solid line from 1912 to 1940. Solid circles are leveling bench marks, which revealed the height changes shown by the dashed line epoch from 1953 to 1962.

して求めた最大傾斜の方位角は、 $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}E$ 、また最大傾斜角は、 $+1.8''$ と報告されている(岡田, 1963)。この解析に使用された測点は、すべて周回道路沿いに設置されているので、島の内部における情報は欠けている。

1962年の噴火後、三宅島全体にわたる三角測量が実施されたのは1971年であって、噴火後9年を経過していた。1971年三角測量の結果による変動パターンは、1940年噴火後1941年に測量された結果による変動パターンと類似している点が指摘された(一色 朗, 1977)。Fig. 6-5 に、1971年の三角測量によって得られた上下変動を示す。国に明らかなように、主成層火山山頂部付近の沈降も観測されている。これらの変動は、1941年の測量によって得られた変動に、さらに累積して生じているものである。ただし量としては、1940年噴火後の測量によって明らかにされた沈降量の $1/3\sim 1/4$ 程度である。噴火発生後9年を経たからの測定であって、得られた変動が1962年噴火による影響をそのまま固定しているとは考え難い点もある。むしろ、1962年噴火による沈降変動が継続して進行しているのか、あるいは回復の過程にあるのか、判然としない疑問が生じたともいえる。

しかし、山腹噴火生後に山頂部の沈降が生じた点は、三宅島火山の噴火機構について、新しい認識が得られたことになった。

1972年、我々は独自に三宅島の総合観測を実施した。その際、島内に残された水準点についての一週測量を行った。Fig. 6-6 に1979年の三宅島島内の水準点配置を示したが、1972年当時は Fig. 6-6 中の M-1, M-6, M-4, M-3' (港湾局水準点) の4点が三宅島に

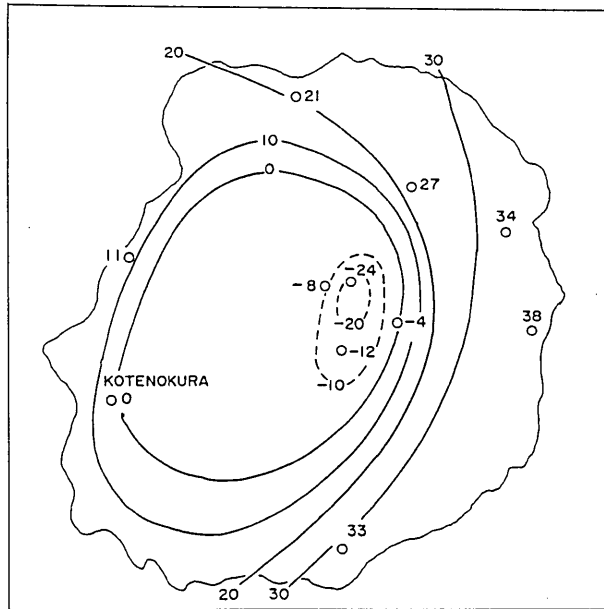


Fig. 6-5. Vertical displacements obtained from triangulation surveys after the 1962 eruption (ISSHIKI, 1977). In units of cm.

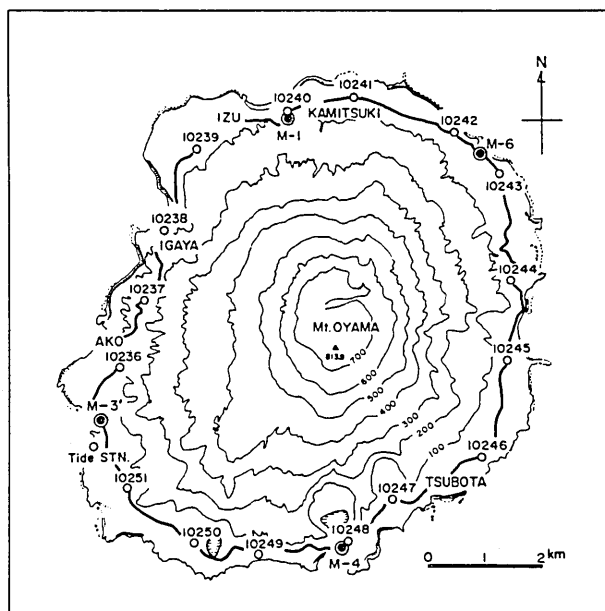


Fig. 6-6. Topographical map and distribution of the leveling bench marks on Miyake-jima in 1979.

における水準点の全てであった。それらの水準点の測量結果より、1962年噴火後、岡田(1963)によって指摘された同島における北北東方向上がりの傾動は、大体そのまま固定されていることが判った。また、北上がり(または南下がり)に約 $0.5''$ の変動が重複していた(宮崎, 1974)。この観測の結果得られた変動の傾向は、1971年実施の国土地理院の三角測量による結果と調和している。1954年以降に実施した測量成果、およびそれより得られた変動値については Table 6-1 および Table 6-2 にそれぞれ示した。

1979年に国土地理院は、周回道路沿いに16点の水準点を設置し測量を実施した。その後は毎年測量が行われた。1980年の三宅島集中総合観測実施の際に、地震研究所および港湾局水準点(Mシリーズと呼ぶ)と、その付近の国土地理院水準点との結合測量を行った。1980年の国土地理院測量成果を利用させていただき、1972年以降のMシリーズ水準点の変動を検討した。その結果も Table 6-1 および Table 6-2 に示してある。M-4点を不動とすると、他の三点は最大31cmに達する隆起を示した。これらの変動はきわめて複雑で、全島一体傾動として宮部の方法を適用することができない、最大変動を示したM-6点とM-4点の間は傾動とすると 4×10^{-5} 程度となる。国土地理院による1979年と1980年の周回路線測量の結果によれば、三宅島全体として、北上がりまたは南下がりの傾向が認められる(長岡ほか, 1984)。しかしその傾動量は、 $10^{-7} \sim 10^{-8}$ であって、M-4とM-6との間の変動を説明できるほど大きくない。1972年と1980年の間に、三宅島島内または付近において、顕著な地震あるいは火山活動のような、変動を誘起しそうな現象発生は認められない。

Table 6-1. Results of the leveling surveys in Miyake-jima volcano.

BM No.	H1: 1953.10	H2: 1962.12	H3: 1972.11	H4: 1980.9	Remarks
M-1	-3.0479 m	-3.0686 m			
M-2	-49.5660				Lost
M-3 (Old)		-49.5991			Lost
M-3" (New)	-21.4900				Lost
M-3'		-21.4678	-74.1057 m	-73.9801 m	Kowan BM
M-4	+32.6653	+32.6863	+32.6366	-32.7942	
M-5	-41.0422	-41.0284			Lost
M-6	+9.8702	+9.9122	-31.0988	-30.7878	
M-1	+72.6106	+72.5654	+72.5679	+71.9737	
Closing error	(+8.5 mm)	(-9.1 mm)	(-6.9 mm)		

Table 6-2. List of the height at each bench mark in Miyake-jima volcano.

BM No.	$\delta h1(H2-H1)$	$\delta h2(H3-H2)$	$\delta h3(H4-H3)$	Remarks
M-1	+10.6 mm	+19.9 mm	+283.2 mm	
M-2	-10.1	—	—	
M-3 (O)	—	—	—	
M-3" (N)	—	—	—	
M-3'	-21.0	-49.7	+157.6	Kowan BM
M-4	0.0	0.0	0.0	
M-5	+13.8	—	—	
M-6	+55.8	+17.4	+311.0	
M-1	10.6	+19.9	+283.2	

地質学的所見によれば、M-6 点の位置する釜の尻付近には、隆起海岸段丘の存在が指摘されている(津屋, 1940)。したがって M-6 点に関しては、長期的にみて隆起する傾向があると考えてよいが、他の 2 点については考察する手がかりが足りない。この変動の発生原因については、いまだ未解明のままである。

1983年10月3日、三宅島主成層火山の南西山腹で割れ目噴火が発生した。同年11-12月に国土地理院は島内周回道路路線の測量を実施した。Fig. 6-7には、1980年2月より1982年11-12月、1982年11-12月より1983年11-12月(噴火をはさむ)、1983年11-12月より1984年10-11月、そして1984年10-12月より1986年1月の4期間について、国土地理院の測量成果による変動を示してある。同図最下段に示したのは、島のほぼ中央部、山頂火口よりみた各水準点の方位による路線地形断面である。各期間の変動については、海上保安庁水路部阿古験潮場の水準点を不動として求めてある。

変動を求めるのに阿古験潮場水準点を不動と仮定したが、これはあくまで便宜上のものである。三宅島における潮位の観測そのものからは、海流の影響によるノイズに妨げられ

て、正確な基盤変動を求め難いと言われる（地震研究所加藤，私信）。しかし噴火前後における重力の精密測定結果よりみても，阿古験潮場水準点を不動と考えることは，特に問題はないと考えられる（横山・前川，1984）。Fig. 6-7 最上段に示した1980年1月～1982年11-12月の間の変動は，島の北側が沈降したような傾向がみえる。この傾向に関しては，後で傾動と考慮して計算して示す。この期間変動で注目されるのは，1983年10月に生じる噴火割れ目付近の水準点，10250，10249，10248 の3点が，近傍の点に対して沈降を生じていることである。この噴火前の変動を，上より2段目に示した噴火をはさんだ変動である1982年11-12月～1983年11-12月の期間変動値と比較するとその対照は顕著である。すなわち，全体の傾動は明らかに反対方向の北上がり（南下がり）に転じている。また，噴火割れ目付近で噴火前に沈降を示した3測点は，逆に近傍より隆起したかのようにみえる。し

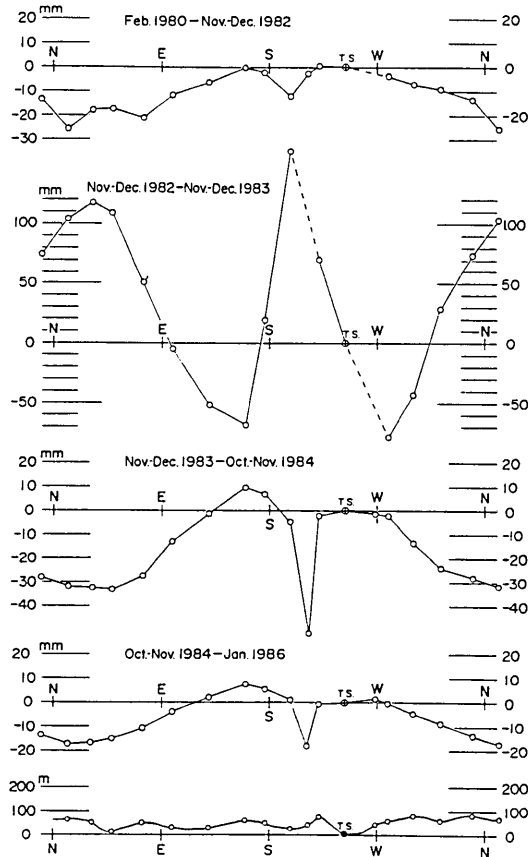


Fig. 6-7. Elevation changes in Miyake-Jima volcano since 1980 along a leveling route encircling the island (after the Geographical Survey Institute). Bottom is the terrain profile along the route.

かし、10250点は噴火の後におこなわれた1983年11-12月の測量に際しては、破損点として再測されずに改埋された後、測量されたので、噴火にともなった正確な変動は不明となったいきさつがある。とくに10250点の変動に関しては、IV項で詳述する。

1983年噴火発生以後の傾動は、噴火前の変動パターンと同じ南上がりの傾動に戻った(3段目、1983年11-12月~1984年10-11月)。その後は同じ傾向の変動が変化量を減少しながら続いている(4段目、1984年10-11月~1986年1月)。それら四つの期間変動値について、それぞれ島全体の傾動とする視点から宮部の方法で求めた結果をFig. 6-8とFig. 6-9に示した。

Fig. 6-9は噴火をはさんだ1982年11-12月~1983年11-12月の期間変動値より求められている(横山・前川, 1984)。Fig. 6-8, Fig. 6-9ともに計算に際しては、割れ目付近で大きな変動を生じたために傾向より外れる測点は除外している。両図により噴火をはさむ

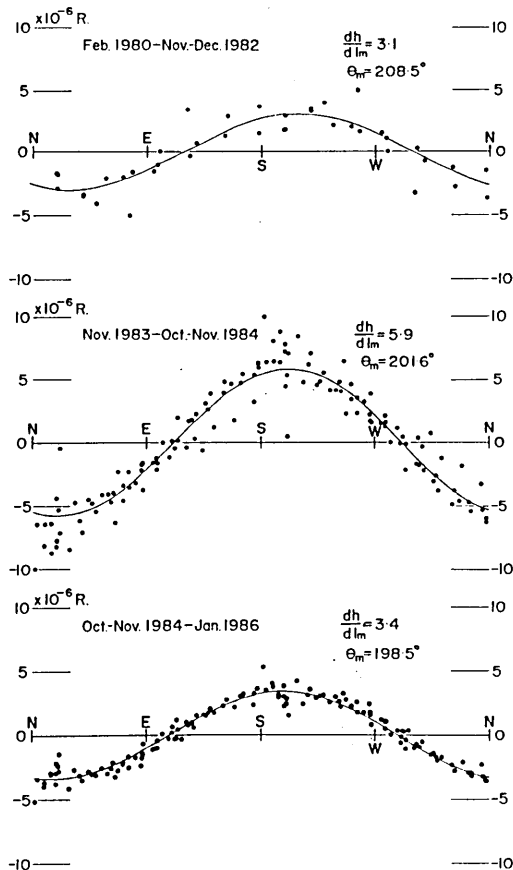


Fig. 6-8. Determination of tilt movements in Miyake-jima volcano by Miyabe's method for three periods before and after the 1983 eruption.

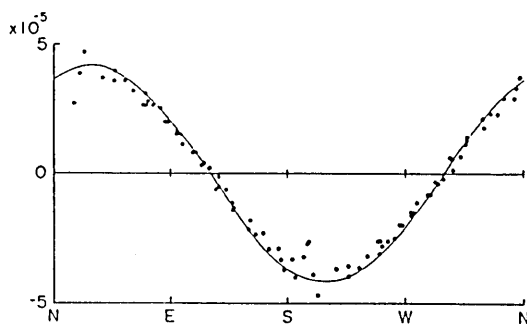


Fig. 6-9. Determination of tilt movement of Miyake-jima related to the 1983 eruption. Elevation change data of bench marks near the 1983 eruption site are excluded from the figure (YOKOYAMA and MAEKAWA, 1984).

期間に生じた傾動は、それ以外の期間に生じた傾動と逆転していることが明瞭に理解できる。

これまでは、周回道路路線沿いの測点の変動について、観測された結果を述べた。1985年11月には中腹環状林道における測量を実施した。この新路線に関する測量結果を次項で述べる。

III. 新路線の設置と測量

1985年に、国立大学火山研究グループによる三宅島火山集中総合観測が計画、実施された。その観測を機会に、三宅島内部にも水準測量路線の設置を計画し、同年7月に実行した。我々の計画の要点は、主成層火山の中腹平均標高 350 m 程度の環状林道沿いに水準点を設置し、測量路線をつくることにある。

路線設置の条件として計画の段階で考えたことは

1. 山麓周回道路とは登山道路線によって南北2カ所で結合させること。この条件の重要な点は、Fig. 6-10 (後出)でも理解されるように、路線網平均が可能なことが一つ、また三宅島の噴火は、どのあたりの山腹から発生するか不明である。したがって、どちらか一方の登山路線が噴火によって破壊されても、他の路線によって、山麓路線との結合測量が可能である。
2. 将来の保守を考慮して測点位置を厳選すること。重要な測点には花崗岩標石を理設すること。

以上二つを主条件として選点、埋設工事を実施した(宮崎ほか, 1987a)。設置した測点は、花崗岩15点、18-8ステンレススティール金標が14点である。中腹環状林道路線の初回測量は、1985年11月に行った(宮崎ほか, 1987b)。Fig. 6-10は1988年5月測量実施時の測点位置を示している。1985年以後に破壊された2点は、1988年測量に際して復旧すると

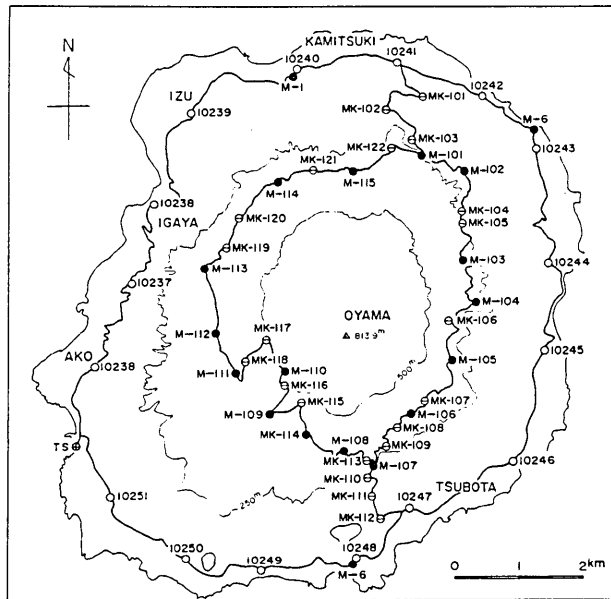


Fig. 6-10. Locations of leveling bench marks on Miyake-jima in 1985.

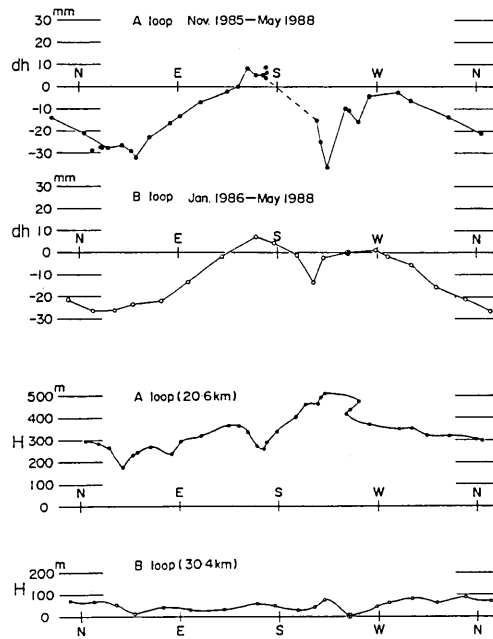


Fig. 6-11. Height changes along two leveling routes in Miyake-jima volcano from Nov. 1985 to May 1988 (loop A), and from Jan. 1986 to May 1988 (loop B).

共に、さらに3点を追加設置した。

1988年東京都総務局災害対策部に依頼し、東京都土木技術研究所監督によって、三宅島全島の水準測量を実施していただいた。その結果、中腹環状路線については、1985年11月～1988年5月、山麓周回路線については、1986年1月(国土地理院測量)～1988年5月の期間変動値が得られた。

Fig. 6-11には両路線の期間変動値を示してある。同図においても各測点の変動は、山頂火口中心よりの方位で表してある。図中下部2段は、それぞれの路線断面であって、Aループは中腹環状路線、Bループは山麓周回路線を示している。Fig. 6-11 上部 1, 2段はそれぞれA, Bグループにおける測点の変動値を示している。この変動値を求めるに際しても、阿古験潮場水準点を不動と仮定して処理してある。A, B両ループの変動図中、南西方の沈降は1983年10月の割れ目噴火の影響である。山麓周回路線よりも、中腹環状路線における噴火割れ目の影響が明瞭に発現している。1985年11月～1988年5月の間に、中腹環状路線の測点二つ(MK-114, MK-115)が壊された。Fig. 6-11 中点線で結んだ区間は両点の位置を示す。

AおよびBループともに南上がり(または北下がり)の傾動が認められるが、これは1983年噴火以後、国土地理院による山麓周回路線繰り返し測量で明らかにされた傾動が、三宅島の内部にも及んでいることを示す。ここで注意を引くのは、中腹路線東北東部の測点MK-104およびMK-105両点が、周囲に比べて沈降を示していることである。これ

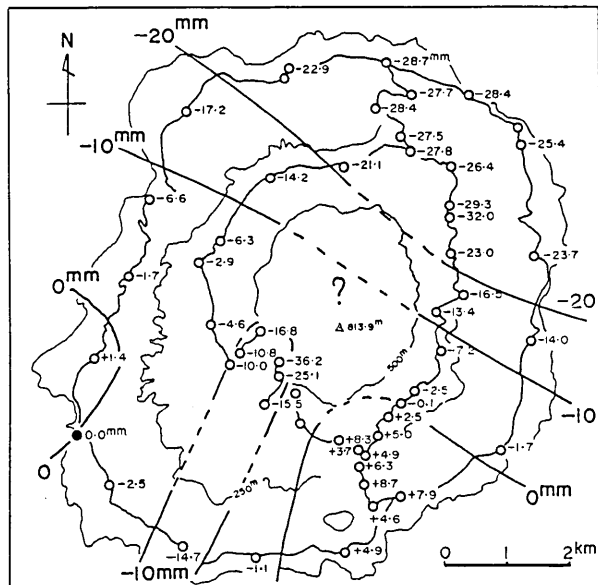


Fig. 6-12. Height changes of bench marks on Miyakejima from Nov. 1985 to May 1988 (in units of mm). Data by GSI, ERI and Tokyo Metropolitan Government are incorporated.

らの測点は、1940年、1962年に噴火した三宅島東部の割れ目地帯に、計画的に設置した測点である。ある程度の期待通り、東北東部の噴火割れ目においても周囲に対する変動が発生していることが判った。1940、1962年の噴火が生じた割れ目の変動が、いまだに継続している点は新発見といえる。

いままでは A, B 両路線ともに三宅島火口中心よりの方位による変動として示した。ここで、山麓路線における国土地理院の1984年11-12月および1986年1月の測量成果により各水準点の1985年11月の値を、期間変動が直線的に生じているとして内挿して求め、また中腹路線における集中観測時および東京都による測量成果を併せて1985年11月~1988年5月の期間に生じた島内の各水準点の変動量を水平分布として Fig. 6-12 に示した。各水準点に添えてある数値が変動を表している。図中には等変動値線も入れてある。この変動図により、直ちに2種の下変動パターンの存在が理解できる。その1は島全体にわたる南西上がりあるいは北東下がりの変動である。その2は、1983年に発生した南西部中腹割れ目火口群列に沿った沈降と、その両側に生じている隆起地域の存在である。この南西部における変動については後で詳述する。山頂部は測定資料に欠けるので、疑問符をつけてある。ここで、中腹および山麓の A, B 両ループについて、傾動として最大傾斜量とその方位を求めた。結果は Fig. 6-13 に示した。図に明らかなように、A, B 両ループともに 10^{-6} オーダーの傾斜が生じている。この傾斜計算においても大体の傾向より外れる測点

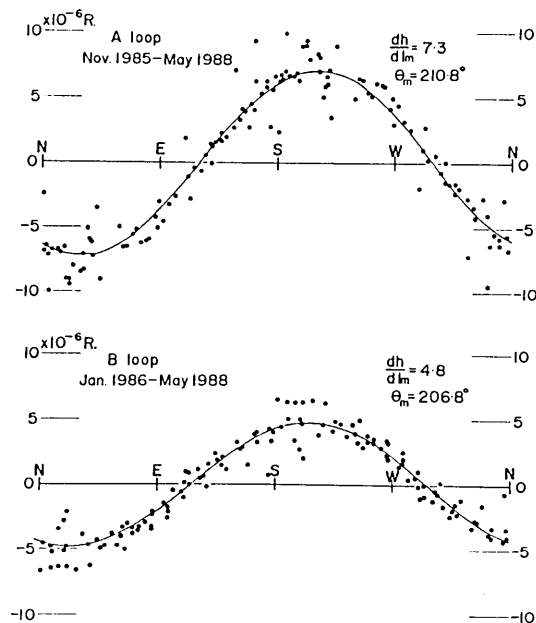


Fig. 6-13. Determination of tilt movement of Miyake-jima volcano using two different data sets along routes A and B. Height changes at bench marks near the 1983 eruption site are excluded from the data.

の組合せを除いた。したがって、計算の結果も測点の選択によって、多少変化することが考えられる。最大傾斜の方位は、A、B 両ループ共に南南西上がり（北北東下がり）でよく一致している。最大傾斜量は A ループが少し大きいようであるが、先に説明したように測点の選択による影響もあるので厳密な量の比較はできない。

IV. 観測された変動の考察

1940年および1962年の噴火後に実施された三宅島島内三角測量によって、山腹に開口した割れ目噴火域を中心とする大きな水平方向の変動が明らかにされた。とくに、1940年噴火後、1941年実施の三角測量高度角測定より算出された垂直変動では、主成層火山山頂部の三角点の沈降が顕著に認められた。1940年の噴火は、山頂火口の噴火を伴ない、山頂火口よりの噴出物もその周辺に堆積しているの、その荷重増による沈降も含めた変動が観察されたと考えられる。

1940年噴火の次の噴火は1962年に発生したが、山腹割れ目噴火だけで、山頂火口の活動に発展しなかった。この噴火後の三角測量は1971年に実施された。この測量によっても山頂部の沈降が観測されたことは注目される。この沈降は、1941年の測量によって見いだされた1940年噴火による沈降に、さらに重畳していることになる。

中村（1984）は、三宅島火山においても、ハワイのキラウエア火山や桜島火山と同様に一般的な火山噴火機構として、噴火に前後して膨張、収縮が発生していると推論している。しかし、第五章伊豆大島火山で述べたように、1986年噴火に伴った大島山頂カルデラの挙動を考えると、三宅島火山においても山頂部の変動に関しては、膨張、収縮プロセスの存在について一抹の疑念が生ずる。膨張、収縮プロセスが存在すると仮定して、そのために生ずる疑問点について述べる。

1874年の噴火以後、三宅島山頂火口部を含めた三宅島火山山体は、一定の割合で膨張を始めたとしよう。この現象は、桜島火山の場合には、次の噴火活動の準備に当たるが、三宅島の場合も同じと考えてよい。1874年噴火より38年後の1912年に初回の三角測量は実施されている。1940年噴火はそれより28年を経た後に発生する。したがって、初回の三角測量が実施された1912年頃には、1940年噴火に向けて或程度の準備段階、すなわち膨張が生じていたと考えられよう。1940年に噴火が発生し、その直後といえる1941年に測量が行われた。この測量によって観察された山頂部の沈降は、三宅島火山の噴火後の変動としては、最大の値を示していると考えられる。次の噴火は1962年に発生する。その噴火に向けて、1941年以後再び山体膨張が始まる。次の測量が行われたのは1962年噴火後9年を経過した1971年である。この間1941年以後の膨張、そして1962年噴火による沈降、その後9年間の膨張過程を経ているにもかかわらず、1971年の測量によって、1941年よりもさらに沈降していることが判った。この結果は、1941年～1962年噴火前、および1962年噴火後～1971年の2回の膨張過程がなかったか、あるいは1962年噴火に伴った沈降が、膨張過程における隆起よりも大きかったかのいずれかであろう。いずれにしろ膨張、収縮モデルの立場からは理解に苦しむ事象である。

中村（1984）は、1971年の測量による沈降は、1983年噴火に対する準備膨張を生ずるマ

グマ溜りの位置が深く、そのために、噴火直前に生ずるであろう浅いマグマ溜りによる局部的な山頂部の隆起は認められないのであって、三宅島周辺部では隆起が認められると述べている。しかしその指摘に関して著者が疑念を持つ点は、三宅島では噴火前の膨張現象としての明白な山頂部隆起は、客観的事実として観測されていないばかりでなくて、発生した痕跡さえも認められていないことである。

三宅島においても、噴火前の内圧増加による隆起は発生するとして、水準測量によって現在までに観察された結果を考える。水準測量によって初めて得られた変動は、1962年の東北東部山腹における噴火により生じた、開口部方向上がりの傾動であった。1962年噴火後の1971年の三角測量の結果と1940年噴火後の変動の類似性より考えると、1940年の噴火においても同様な傾動が生じたとみて間違いはない。1983年の噴火に伴って生じた変動は、噴火後1983年11-12月に実施された山麓周回路線 (B ループ) の測量によっては、南西方向下がりの傾動と割れ目付近における複雑な隆起がみられた。その後、傾動の方向は逆転して南西上がりとなり、次第にその傾動量も減じていることが、1984、1986、1988年の測量によって確認された。

南西部割れ目付近の隆起変動であるが、一つ重要な見落としがなされていたと考えられる。すなわち1983年11-12月の測量の際には、割れ目にもっとも近い10250点は再測されることなく再設置されてから測量が行われたため、噴火に伴った変動は不明となってしまった。その後、1984年10-11月の測量によれば10250点は、両側の水準点10249および10251点に対して大きく沈降していることが判明した (Fig. 6-7 参照)。その変動の傾向はその後とも変化していない。

1985年新設路線を含めた三宅島島内で、1985~1988年に生じた平面変動によれば、南西部の割れ目線を中心とする沈降とその両側の隆起域の存在が明かである (Fig. 6-12)。

この変動パターンは、マグマ貫入による割れ目発生の結果生ずる割れ目直上の沈降とその両側における隆起 (例えば DIETERICH and DECKER, 1975) で理解される。すなわち、1983年10月の噴火発生によって、10250点は大きく沈降したとすれば、割れ目発生により生じた変動がその後次第に緩和していく過程にあることとして解釈できる。このような変動の緩和過程は、既に五章の伊豆大島火山においても観測されている現象である。1983年噴火に伴って、10250点が両隣の測点と一緒に隆起せずに、沈降したとみられる事実は重視されるべきである。とくに、割れ目付近における重力観測値の解釈 (横山・前川, 1984) に大きく影響を及ぼすと考えられる。

1983年10月の三宅島噴火に伴った変動は、島全体の傾動と割れ目火口発生域の変動が混在したものであることが推定された。この変動パターンは基本的に、1940年、1962年の両噴火後に生じた変動と同質である可能性が考えられる。

1983年噴火後には、三宅島岩内の三角測量は未だ実施されていない。したがって山頂部の変動については不明である。多田・中村 (1988) は、1983年噴火活動に前後した三宅島の地殻変動について、島の中心よりずれた位置における圧力源を考え、茂木モデルによるインフレーション・デフレーション過程で解釈できるとし、マグマ溜りの深さを求めている。これらの解析は、周辺道路路線の成果を用いて行われており、島の内部における観測

値はない。1988年実施の全島測量の結果をみると観測された結果は、多田・中村のモデルに適合しないように思える。三宅島内部における変動は、まだ一回得られただけであるので、これ以上の言及は避ける。島の中心を外れた位置における下部圧力源の作用による結果としての傾動発生は、十分に考えられる事象であるので、さらに資料、とくに山頂部を充実してから考察することが肝要である。山腹割れ目噴火の発生位置と下部圧力源の位置は、当然有意な関係を持つであろうし、この事象の解明は噴火予知の面でも重要である。ただし、その前提として、資料充実のための繰り返し測量が必要なことはいうまでもない。

V. ま と め

三宅島火山に発生した1940年、1962年および1983年の噴火に伴った地殻変動について、三角および水準測量の観測結果より、主に垂直変動に関して検討した。いずれの活動においても、噴火直前におけるデータは欠けているか、または不十分であって、地殻変動の観測結果だけでは三宅島火山の噴火機巧を十分に理解できる段階ではない。現在までに観測によって得られた三宅島の地殻変動、とくに垂直変動より考察した結果を次にまとめる。

1. 1940年、1962年の噴火後にみられるように、三宅島主成層火山山頂部は、発生する噴火が、山頂火口あるいは山腹割れ目のいずれにかかわらず、活動後に沈降を生ずると考えられる。三宅島における15世紀以後の活動は、山腹噴火を主体とするように活動形態が変化した（一色，1984b）が、主成層火山直下の火道に構造的な変化が生じたことが原因であろう。その影響によって、一般的な火山における膨張—噴火—沈降のプロセスが、三宅島火山において発現するとしても、同火山山頂部では、膨張過程における明瞭な隆起発生は期待出来ない。
2. 三宅島火山噴火前に、長期的な膨張プロセスが存在するとすれば、見掛けの現象としては、島全体の傾動として発現する可能性が高い。その場合、新しく山腹に火口が開く方向上がりの傾動となる公算が高いが、噴火直前に方向が変化することも考えられる。噴火予知の目的は、噴火直前の傾動方向のチェックが鍵を握るとも考えられる。また同時に地磁気、重力等の繰り返し観測も必要不可欠であって、総合的に判断する必要がある。
3. 1962年以降の同島の傾動をみると、長期的には、北上がりの傾動がやや卓越しているように見える。このような傾動を十分に吟味するためには、三宅島島内で複数点の潮位観測を実施し、同島の長期的な基盤変動を確認する必要がある。
4. 山腹割れ目火口域は、割れ目発生による大きな変動を生ずる。とくに水平方向の変動が著しい。噴火割れ目付近では、噴火後長い期間沈降が続いているのが観測された。このことより、噴火時に生成した割れ目に貫入し、噴出した溶岩以外の大部分のマグマは、再び地下深部に戻り、浅い場所にとどまっていないとみられる。
5. 大島火山における観測例より類推すると、三宅島火山山腹噴火においても、割れ目噴火発生直前に、開口域を中心とした激しい膨張が発現するであろう。また地震発生を伴うことは、既に三宅島で観察されている事実である。急激な地殻変動を測定する計器

を山腹に多く設置，連続観測を続ければ，地震震源位置決定と相まって，噴火直前に新火口開口位置を推定することが出来ると考えられる。

第七章 有珠火山

I. 有珠火山の活動に伴う地殻変動

北海道有珠火山がその活動に際して，著しい地形変動を伴うことは良く知られている。1910年7月より8月にかけての爆発的活動後に始まった明治新山（四十三山）の成長に際しては，1911年夏に行われた水準測量によって，有珠火山北西山麓に位置する BM-6598 が，2.4 m 程隆起したと報告されている (OMORI, 1913)。また北東山麓の洞爺湖湖畔では隆起，断層等の地殻変動が観察された (OMORI, 1911)。

1943年の暮れより始まった地震活動を皮切りに開始された有珠火山の活動は，1944年に入って昭和山の新山の成長が始まった。昭和山の新山の成長域を含む東側には，道路が通じ，伊達より壮瞥を経て京極町に至る鉄道路線が敷かれていた。道路に沿って臨時に設置された水準路線の繰り返し測量によって，隆起域の移動，隆起量の変化が明らかにされた (MINAKAMI *et al.*, 1951)。

有珠火山の隆起変動は，活動開始前の変動を除き，潜在型あるいは地表出現型いずれに関わらず，基本的にはデイスайдドームの成長に伴うもので，きわめて変動量が大きく，1944年の測量では 20 cm/day を超えるレートの隆起が観測されている。このように連続的に大きく変化する量を観測するためには，通常の精密水準測量と異なる新しい方策の必要性を感じていた。1978年7月～12月に実施された第1回有珠火山集中総合観測に際して我々は，新しい観測計器を使用して迅速な三角水準測量作業を行い，変動を観察した。この方法によれば短時間で観測網をカバー出来ることが判った。それらの方法も含めて，変動観測の結果を述べる。

II. 観測の方法

II-1. 測量網の作成とその後の経過

1977年8月の山頂火口内における噴火活動開始後，有珠火山では，中央火口原内における新山の成長に伴って，活発な地震活動と顕著な地殻変動が発生した。我々はとくに地殻変動がいちじるしく，構造物等に被害の発生している同火山北東山麓（壮瞥温泉地域，Fig. 7-1 中の A）。および北西山麓（洞爺湖温泉町，Fig. 7-1 中の B）に局地的な測量網を設置した。それぞれの測量網と有珠火山の位置関係は Fig. 7-1 に示した。また Fig. 7-2 および Fig. 7-3 には，北東山麓（A 測量網），北西山麓（B 測量網）それぞれの測点位置を示してある。

A 測量網の測点配置については，相互に視準出来ることを考慮したうえで，現場の状態よりみて，変動の比較的小さいと考えられる地域と，いちじるしい変動が観察されている地域との，相互の関係を解明できることを目的の一つとした。測点の大部分は，ステンレス鋼または砲金製の金属標をコンクリートを使用して地中埋設した。一部の補助点には，頂部に金属リベットを打ち込んだ木杭を使用した。

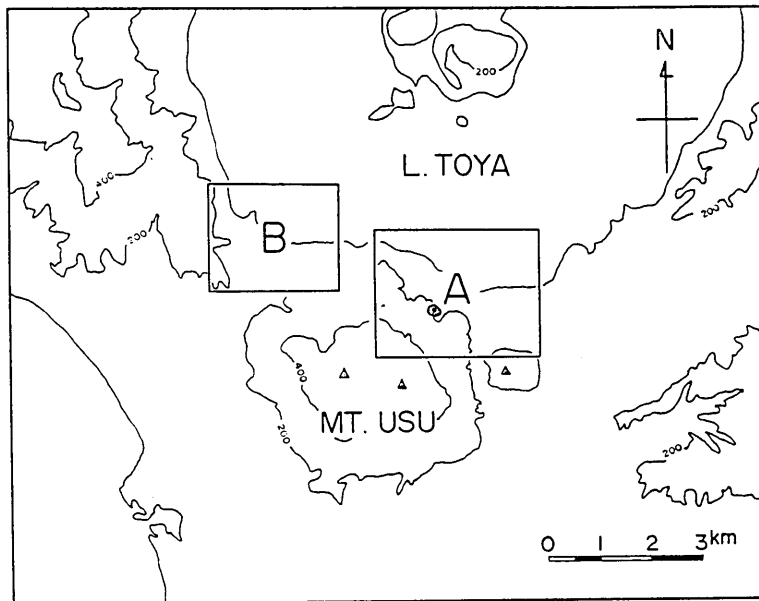


Fig. 7-1. Locations of the survey areas A and B for ground deformation.

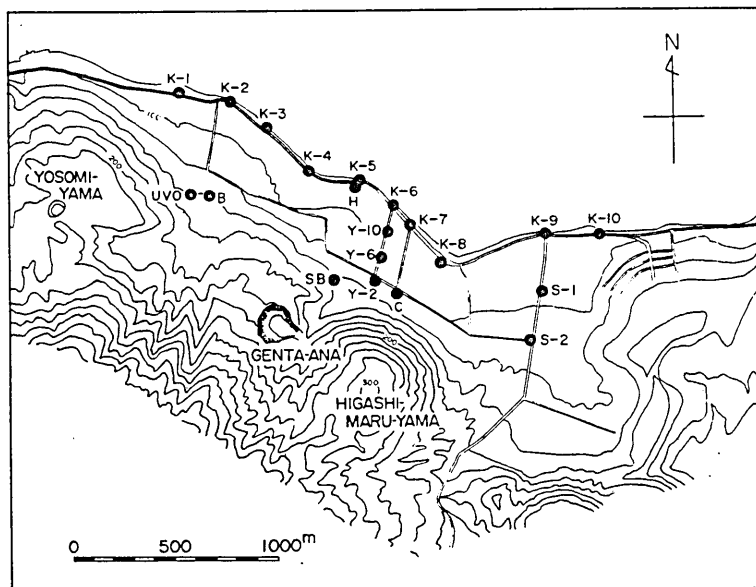


Fig. 7-2. Distribution of bench marks in the A area on the north-eastern foot of Usu volcano.

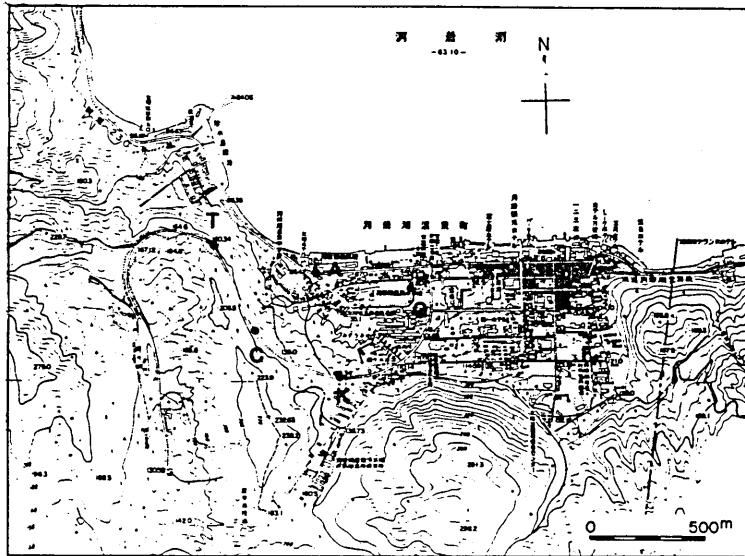


Fig. 7-3. Distribution of bench marks in the B area on the north-eastern foot of Usu volcano.

B 測量網の設置に際しては、既に明瞭に観察されていた断層の変動状態を明らかにすることを試みた。しかし、同地域における測点設置条件は大変に悪く、たとえ測点を設置してもたちまち破壊されることが明かであった。その原因は、新山成長に伴う地殻変動の進行そのものによって、絶えず道路、構造物等の補修、新設が実施されていたからである。したがって、A 測量網と異なり十分な測点設置は不可能であった。

両測量網の測点設置条件の差は測点の保存状態に歴然と現れた。1978年10月の両測量網設置後1982年11月に至るおよそ4年間に、A 測量網で亡失した測点は K-3 (橋新設による) だけであり、その他に S-2 が道路工事の影響を受けた。B 測量網においては、1979年9月以降に G, K の2測点が亡失し、C 点は不明となった。同地域において施工された大規模な工事によるものである。

II-2. 測量の方法と使用計器

両測量網における測量は4回実施したが、すべて三角水準法と称すべき方法で、測距、測角(上下、水平)を行い各測点位置を3次的に求めた。1978年10月の測量開始当時、測量実測地域では、かなりの速さで変動が進行していた。そのために測量実施中の変動によって、測量結果が大きな影響を受けぬよう、出来得る限り短時間で測量作業を終了する必要があった。また測量精度についても、必要条件を満たすことが要求される。

これらの条件にたいし満足できる機能を具備していた測定器が、スイス・ウィルド社製のディストマツト DI3S であった。1978年10月以降4回の測量ではすべて同器を使用した。このディストマツト DI3S はセオドライト(地震研究所の場合にはウィルド社 T-2型)と組み合わせて測距、測角を行うものである。簡単に同器の機能を述べる。

a. 測距

2波長の赤外線を使用し、各100回の精密、粗測定の内検定、各1,000回、500回の精粗測定を行い平均化した結果が表示される。これらの作業は約10秒間に全自動的に行われる。赤外線ビームに対する障害（反射光の弱化、歩行者、自動車による遮断等）が生じた場合は自動的に測定を中断し、ビームが復旧すると同時に再開する。この測距作業はスタートスイッチ一つで行えるので、測距時間中に測角が出来る。測距の標準偏差は計器に取り付けてあるメーターで読み取り可能である。すなわち、シグナルの強弱により測定の標準偏差が異なるが、通常は $\pm 5\text{ mm}$ 以内で変化する場合が多い。測定距離が長い、あるいは気象条件で偏差が大きい場合には、何回か測定を繰り返して平均をとるようにする。

b. 測角

ウィルド社 T-2 型セオドライトの機能である水平、上下1秒角まで読み取り可能、ただし T-2 型の場合、測距用のアダプターが望遠鏡上部につくので、正反の測角は不可能であるが、鉛直軸方向については自動調整機構を有している。

その他、光波測距においては、気圧、気温の補正が問題である。DI3S は高度（気圧）についての補正を自動的に行う機能を有している。しかし我々の測量においては、ポーション気圧計、アスマン通風乾湿計を使用し気圧、気温を測定して測距結果を補正した。

II-3. 測量実施結果

測量を実施した際にいくつかの障害があった。測量の結果に影響を及ぼすとみられる例を二つ挙げる。

1). 測量実施中に変動を生じてしまう特異な現象がみられた。とくに、1978年10月の測量においては、計器が測距中に地震が発生すると、数 cm のオーダーで測距値が変動する測線があった。

2). 計器のセッティングには充分注意したが、測定中に重量のある車両が近傍を通過すると、計器全体が震動しセットの状態が狂うことがあった。この場合の変化量は、T-2型の持つ鉛直軸調整機構の能力範囲を超えていると考えられる。

以上の2例の内2)の項は、4回の測量すべて影響を受けた。1)の条件に関して（有珠山北東部山麓において地震発生に伴ない、2点間の距離が変化する現象は詳細に観測されている。原田ほか、1979）は測定時間を短縮することで対応することとし、1978年の測量では、測距、測角とも2回にとどめた。1979年6月以降の測量では測距、測角とも最低5回測定し平均値を求めた。1測点を視準し、距離、角度を複数回測定して得られた結果による平均自乗誤差は 2×10^{-6} 程度である。しかし、既述した条件の影響で全体的に含まれる誤差はさらに大きいと考えられる。この点については次節で別の観点より吟味する。

III. 測量結果の解析

A、および B 測量網共に地形上の制約もあり、測量網としては、充分な三角網を形成していない。したがって、測定不能な辺については計算によって求めた。

測量結果より変動を計算するには、基準点（不動点）が必要である。測量開始当初の計

Table 7-1. Coordinates of bench marks in area A determined at each survey. The origin of coordinates is K-10. Positive directions of x, y and z axes are in N45°40'E, N44°20'W and upward.

BM	Oct. 1978			June 1979			Sept. 1979			Nov. 1982		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
K-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K-9	-194.677	187.097	-0.237	-194.682	187.092	-0.251	-194.671	187.097	-0.246	-194.644	187.134	-0.309
S-1	-389.349	0	+9.200	-389.341	0	+9.203	-389.336	0	+9.203	-389.338	0	+9.190
S-2	-591.527	-156.127	+21.481	-591.474	-156.158	+21.470	-591.469	-156.153	+21.468	-591.981 ^A	-155.981 ^A	+21.393 ^A
K-8	-657.291	429.255	+1.175	-657.245	429.240	+1.135	-657.226	429.237	+1.178	-657.193	429.243	+1.140
S-B	-1061.466	755.038	+50.122	-1056.271	756.077	+49.667	-1054.446	756.524	+49.757	-1048.980	757.828	+49.366
K-5	-653.488	970.606	-0.639	-660.140	971.266	-0.754	-658.900	971.597	-0.775	-655.235	972.481	-0.758
K-4	-851.355	1173.330	+1.199	-847.935	1174.653	+1.076	-846.693	1175.233	+1.096	-843.118	1176.773	+0.983
K-6	-646.275	795.433	+0.013	-643.281	795.872	+0.063	-642.141	796.140	+0.112	-638.760	796.860	+0.343
K-7	-650.560	658.649	+1.370	-649.848	658.584	+1.291	-649.615	658.614	+1.285	-647.875	658.419	+1.285
Y-10	-731.599	731.645	+6.418	-728.985	731.855	+6.307	-728.073	732.056	+6.311	-725.244	732.589	+6.412
Y-6	-854.574	649.391	+18.864	-851.462	649.721	+19.004	-850.336	649.925	+19.085	-846.802	650.469	+19.334
Y-2	-949.507	584.140	+29.509	-945.710	584.625	+30.220	-944.380	584.873	+30.461	-940.280	585.623	+31.499
C	-923.266	461.527	+20.366	-922.980	461.388	+20.765	-923.112	461.447	+20.322	-922.991	461.397	+20.554
H	-706.251	967.433	+5.904	-702.865	968.238	+5.519	-701.622	968.679	+5.678	-698.010	969.265	+5.399
B	-1254.251	1409.032	+53.162	-1251.231	1411.280	+53.008	-1250.219	1412.159	+53.037	-1246.024	1415.165	+53.034
K-2	-887.441	1673.640	-2.027	-885.271	1674.796	-2.442	-884.520	1675.332	-2.493	-881.038	1677.385	-2.636
K-1	-1021.318	1865.363	-1.543	-1019.376	1866.867	-2.075	-1018.724	1867.510	-2.142	-1015.495	1870.083	-2.420
UVO	-1323.358	1469.677	+53.567	-1320.616	1471.606	+53.167	-1319.696	1472.366	+53.126	-1315.563	1475.129	+53.081

画では、遠方に既知（位置）の目標点（不動点とする）を複数設け、測量網中の基線（これは変動する）より測定して相互の位置を計算し、その結果より測量網全体の変動を求めらることを考えた。遠方点としては洞爺湖中の中の島三角点、洞爺湖東岸発電所建物等を視準し、測量網中の基線として、A 測量網では S-1~SB 測線、B 測量網では T~C 測線を用いて測量結果より計算を行った。その結果によると、誤差が大変に大きくこの方法は適当でないと判断した。大きな誤差を生ずる原因としては、遠方点までの距離に対して基線長が短いために測点に対する夾角が小さいことが挙げられる。また測角に際し、正反2回の測定が出来ない点も影響したとみられる。

実際の計算では A, B 両測量網共に、測量結果よりみて変動のきわめて小さい測線を基準とした。A 測量網では、K-10 を原点（不動点）とし、S-I 測点を見通す測線方位を不変（X 軸の一方方向）とした。それに直交して西北の方向に Y 軸の十方向をとってある。以上の条件で4回の測量の結果より求めた各測点座標値を Table 7-1 に表示してある。

これらの値に含まれる誤差の統一的な評価は困難である。今回の計算では次のような方法で吟味した。先ず、不動点とした K-10 より各測点に対する測量結果を逐次計算して各測点の座標を求める。この場合、原点より遠く離れる程誤差は累積されよう。原点 K-10 より最も離れた K-1 点に対して、逐次計算のルートを変更して（3 通り、一部では重複）計算し、その結果得られた3種の座標値を比較した。1978年10月の測量においても、それらの値の差は、水平方向で 10 cm、上下方向で 5 cm を越えることはない。発生している変動は、それらの測定差より遙かに大きいので、実用的には影響を受けないと考えられる。A. 測量網における4回の測量結果より、各期間に生じた水平変動量 (δl)、上下変動量 (δz)、水平変動の方向 (ϕ : N より時計周りに測角を求め Table 7-2 に表示した。同表に明らかなように、1978年10月より1982年11月に至る約4年間に、S-1 点の移動量は 11 mm であって、誤差範囲ともいえる量であるが、SB 点では 12.8 m に及ぶ水平移動がみられた。

同様の方法によって求めた B 測量網の座標値を Table 7-3 に表示してある。この測量網においては、T 点を原点とし T-C 方向を不変（X 軸十方向）として計算した。さきに述べたが、B 測量網では測点亡失により4回目（1982年11月）の測量は実施していない。1978年10月より翌年9月に至る間に行った3回の測量による水平変動量 (δl)、上下変動量 (δz)、水平変動の方向 (ϕ : N より時計廻りに測角) を Table 7-4 表示してある。B 測量網の測量誤差は、A 測量網より小さいと考えられる。

IV. 測量結果の考察

IV-1. A 測量網（北東山麓）

我々が測量網をつくり測量を開始したのは1978年10月であって、1977年8月の噴火開始後1年2カ月の年月が経過していた。測量開始後の約4年間に、洞爺湖の南岸において、最大 9 m に及ぶ北ないし北東への水平移動が生じている。この水平移動が、いつごろから湖畔に発生し始めたかを考える。

洞爺湖の中央にある中島と湖南岸（有珠火山北麓）間の辺長測量が実施されている（北

Table 7-2. Horizontal (Δl) and vertical (Δz) displacements and azimuth (ϕ) of the horizontal displacement at bench marks in area A at each survey. Azimuth is measured clockwise from north. Asterisk indicates that the bench mark suffered some artificial disturbance.

Term m. v.	1978 Oct. 1979 June			1979 June-1979 Sept.			1979 Sept.-1982 Nov.			1978 Oct.-1982 Nov.		
	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ
BM K-10	0	0		0	0		0	0		0	0	
K-9	0.007	-0.014	90°40'	0.012	+0.004	21°13'	0.046	-0.063	351°47'	0.050	-0.072	357°24'
S-1	0.008	+0.003	45 40	0.005	0	45 40	0.002	-0.013	225 40	0.011	-0.010	45 40
S-2	0.061	-0.011	75 59	0.007	-0.002	90 40	*0.240	-0.075	*91 20	*0.267	*-0.088	*78 32
K-8	0.048	-0.040	63 43	0.019	+0.043	54 38	0.034	-0.038	35 22	0.039	-0.035	52 39
K-7	0.715	-0.079	50 53	0.235	-0.006	38 20	1.751	0	52 04	2.695	-0.085	50 34
C	0.318	+0.399	71 35	0.145	-0.443	249 44	0.131	+0.232	68 07	0.304	+0.188	70 58
K-6	3.026	+0.060	37 20	1.171	+0.049	32 26	3.457	+0.231	33 39	7.649	+0.330	34 55
Y-2	3.823	+0.711	37 23	1.353	+0.241	35 38	4.168	+1.038	35 18	9.345	+1.990	36 32
Y-6	3.129	+0.140	39 37	1.144	+0.081	35 24	3.576	+0.249	36 55	7.846	+0.470	37 46
Y-10	2.622	-0.111	41 04	0.934	+0.004	33 14	2.879	+0.101	35 00	6.425	-0.006	37 13
SB	5.298	-0.455	34 21	1.879	+0.090	31 54	5.619	-0.391	32 15	12.794	-0.756	33 04
H	3.480	-0.385	32 18	1.319	+0.159	26 08	3.660	-0.279	36 23	8.442	-0.505	33 08
K-5	3.412	-0.115	34 31	1.283	-0.021	17 39	3.770	+0.017	32 06	8.463	-0.119	32 52
K-4	3.667	-0.124	24 31	1.371	+0.020	20 38	3.893	+0.113	22 22	8.928	-0.216	22 59
K-2	2.459	-0.415	17 37	0.923	-0.051	10 09	4.042	-0.143	15 09	7.418	-0.609	15 21
K-1	2.456	-0.532	07 55	0.916	-0.067	01 04	4.129	-0.278	07 07	7.496	-0.877	06 38
B	3.764	-0.154	09 00	1.340	+0.029	04 41	5.161	-0.003	10 03	10.261	-0.123	08 53
UVO	3.353	-0.400	10 32	1.193	-0.041	06 06	4.972	-0.045	11 54	9.512	-0.486	10 42

Table 7-3. Coordinates of bench marks in area B determined the each survey. The origin of coordinates is T. Positive directions of x, y, and z axes are S23°53'E, N66°07'E and upward.

BK	Oct. 1978			June 1979			Sept. 1979		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
T	0 m	0 m	0 m	0 m	0 m	0 m	0 m	0 m	0 m
C	374.521	0	-13.022	374.516	0	-13.035	374.521	0	-13.022
A	258.841	315.053	-72.699	258.844	315.045	-72.701	258.844	315.045	-72.699
G	513.036	687.200	-65.205	511.086	687.512	-65.049	510.401	687.693	-64.993
K	766.301	327.376	-40.472	765.393	327.964	-40.738	765.010	328.242	-40.847

Table 7-4. Horizontal (Δl) and vertical (ΔZ) displacements and azimuth (ϕ) of the horizontal displacement at bench marks in area B in each survey. Azimuth is measured clockwise from north.

Term BM	1978 Oct.-1979 June			1979 June-1979 Sept.			1978 Oct.-1979 Sept.		
	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ	Δl (m)	ΔZ (m)	ϕ
T	0	0		0	0		0	0	
C	0.005	-0.013	336°07'	0.005	+0.013	156°07'	0.000		
A	0.013	-0.002	233 07	0	+0.002		0.013	0.000	233°07'
G	1.975	+0.156	345 12	0.709	+0.056	350 55	2.681	+0.212	346 43
K	1.082	-0.266	009 03	0.473	-0.109	012 05	1.555	-0.375	009 58

大理・京大防災研, 1978a). その報告によれば, 1977年8月~12月の期間における中島一湖南岸の辺長変化は, 縮み率として約 1 cm/month である. この期間に測定された, 有珠山北部外輪と湖岸の母と子の家 (A 測量網中の H 点) の間の辺長縮み率は, 30 cm/day (12月末) である. この縮み率の差に注目する. 1977年12月より翌年3月の間の観測では, 中島と湖岸との短縮率は, 約 1 cm/day と増加している (北大理・京大防災研, 1973b). この期間内初期に水平変動は, 湖岸にも影響を及ぼし始めたと考えられる. 1978年4月~6月においては, 中島一湖岸の間で最大の縮み率はおよそ 2 cm/day, さらに翌年7月~12月には 1.7 cm/day となり, 東測では減少傾向が認められている (北大理・京大防災研, 1978c, 1979a). この期間内に我々の測量は開始された. 1979年5月~7月の期間には, 最大で 0.96 cm/day の縮み率が観測され, 8月~12月には 0.92 cm/day といくらか減少した (中島一湖岸 BM-1054, 北大理, 1979b, 1980).

Fig. 7-4 には, A 測量網測点の1978年10月~1979年6月, 1979年6月~9月, 及び1979年9月~1982年11月の3期間における水平変動ベクトルの方位を図示してある. 測点 K-1 については, 各期間の平均変動率を求め, 図上に記入してある. この測点 K-1 は, 北大, 京大による中島~湖岸辺長測量の測定点 BM-1054 の近傍にある. Fig. 7-4 に示してある

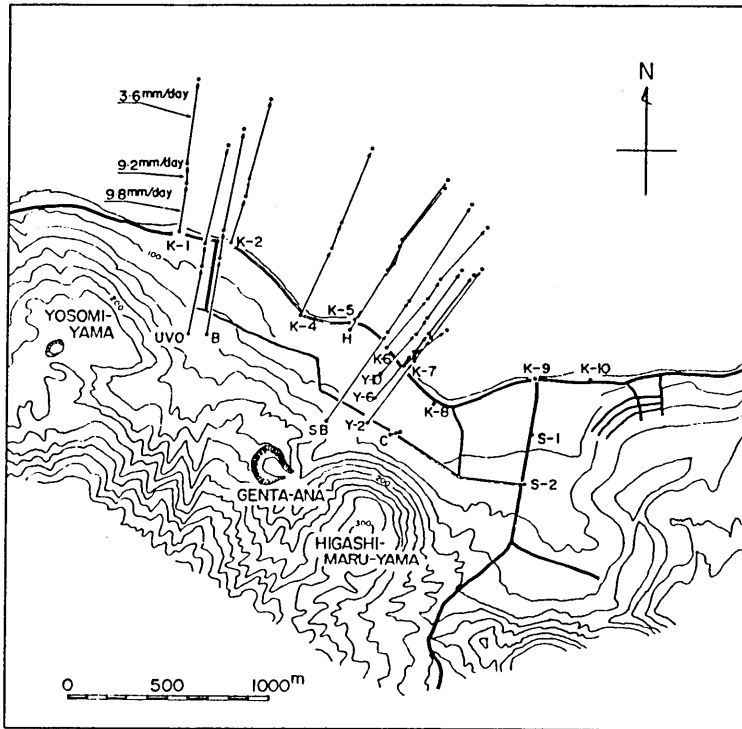


Fig. 7-4. Displacement vectors in area A from Oct. 1978 to June 1979, from June 1979 to Sept. 1979 and from Sept. 1979 to Nov. 1982.

ように、測点 K-1 の1979年6月～9月の変動率は 0.92 cm/day であって、変動の方位は中島に向かっていているとしてよい。中島一湖岸辺長測量よりは、1979年5月～7月、および8月～12月にそれぞれ 0.96 cm/day , 0.9 cm/day の縮み率が報告されている。中島を不動とすれば、両測定の変動はきわめてよく一致している。

Fig. 7-5 には、1978年10月より1982年11月の約4年間における A 測量網測点の水平変動量と方位を図示してある。内輪火口原内を中心として、東側は東丸山、西側はおそらく明治新山の潜在円頂丘の中間までの地域が、北より北東方向に向けて、扇状に変動していることが明かである。扇の開き角より中心（要）位置を求めると、大有殊円頂丘の西側麓付近にあたる。

A 測量網の扇状変動を示した測点のうち、押し出しの中心よりみて東丸山の蔭に当たる地域に位置する K-6, Y-10, Y-2, C, K-7, K-8 等の変動は複雑である。K-6, Y-6, Y-2, C 等の測点は、山体斜面に沿って水平変動を起こしつつ隆起したことは、Table 7-2 より容易に理解できる。これらの地域は、水準測量の結果よりも変動の大きな地帯であると指摘されている（渡辺ほか, 1984）のは当然であろう。この地域においては、東丸山に近い場所程、建築物の被害が大きい。このことは、北東方向への押し出しが東丸山潜在円頂丘の抵抗によって、回折するような変動を生ずる結果、小区域内における変動の変化度が

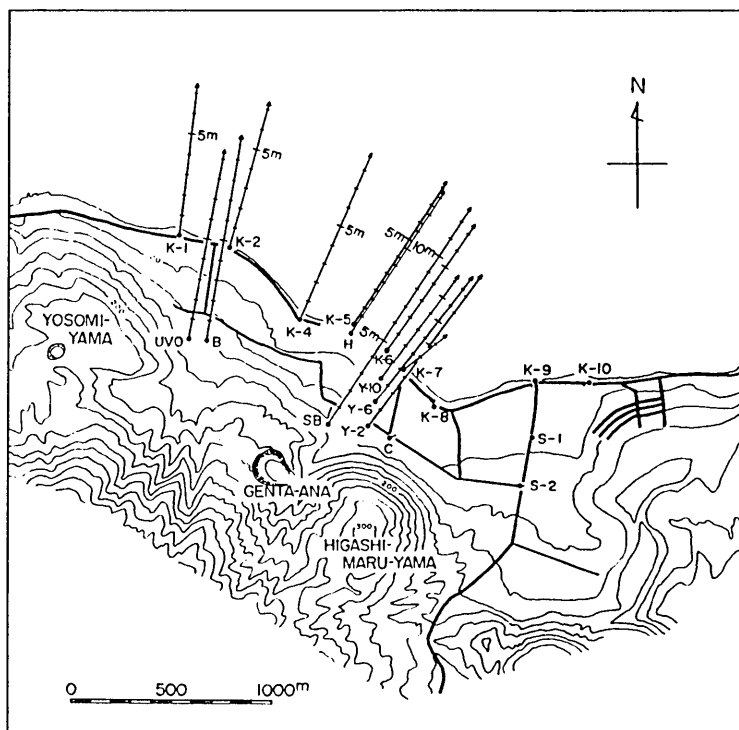


Fig. 7-5. Cumulative values and the directions of horizontal displacement at bench marks in area A from Oct. 1978 to Nov. 1982.

大きく、複雑な歪力が建築物に加わったことに起因すると考えられる。

測点 K-7 のすぐ西側には、明瞭な右横ずれ断層（亀裂状）が生じ道路が損壊している。この断層（亀裂）は 1910 年の活動の際にも発生し、OMORI (1911) によって指摘されている亀裂帯とおそらくは同位置、同質のものと推定される。この断層の西側地域、すなわち 1910 年の活動の際にも変動が生じた地域と、今回の活動による変動域が一致していることは注目される。また 1943 年 12 月末からの、昭和新山の活動の際にもこの地域に変動を生じたことが、当時の状況より考えられる（井上，1948）。今回の活動で容易に大きな変動を生じた原因の一つとして、この地域内の地層は既に 1910 年の活動、あるいはそれ以前の活動の際にも火口原内よりの横圧を受けて破砕が進行していることが考えられる。

IV-2. B 測量網（北西山麓）

この測量網において実施した 3 回の測量（1978 年 10 月，1979 年 6 月，同年 9 月）結果より求めた各測点座標値及び変動値については、それぞれ Table 7-3 と Table 7-4 に表示してある。既述したように、B 測量網においては、測点 T を原点として計算し変動を求めた。Table 7-4 に明らかなように、測点 T, C, A の 3 点の形づくる三角形はほとんど変動していない。それらの点の相互の変動量に比較して、測点 K および G は大きな変動を示している。Fig. 7-6 には、1978 年 10 月～1979 年 6 月、および 1979 年 6 月～同年 9 月

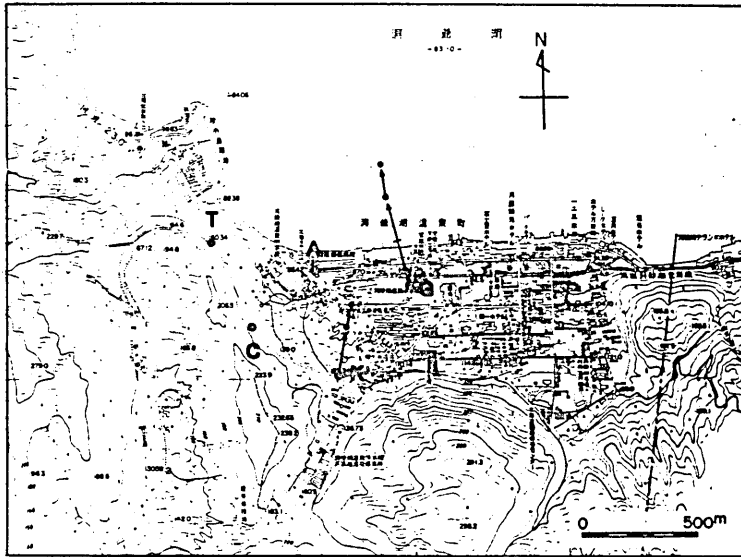


Fig. 7-6. Displacement vectors of bench marks in area B from Oct. 1978 to Jun. 1979 and from Jun. 1979 to Sept. 1979.

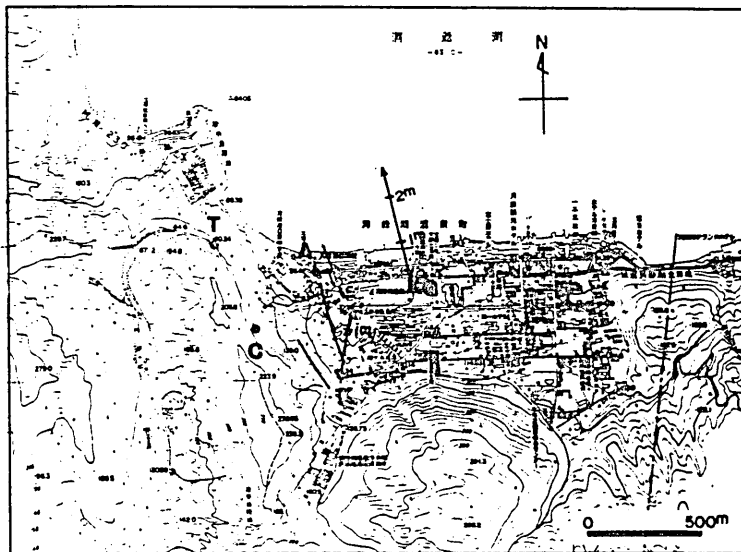


Fig. 7-7. Cumulative values and directions of horizontal displacement at bench marks in area B from Oct. 1978 to Sept. 1979.

の2期間における水平変動ベクトルの方向を示してある。また Fig. 7-7 には、2期間を合わせた累積変動量と、その方向を示してある。同図には、近堂ほか(1982)によって編図された有珠火山地質図に記載されている断層の、およそその位置を入れてある。

これらの地帯は洞爺カルデラ壁の断層帯に相当し、1910年の活動に際しても亀裂を生じた(OMORI, 1911)。今回の活動では、全体としてこの断層帯東側が北側(湖側)へ水平移動していると勝井ほか(1978)が指摘している。G点はこの断層帯の東方約300mに位置するが、水平移動の方向は断層の走行方向にほぼ一致している。またその移動量は、1978年10月～1979年9月の11ヶ月間に2.7mに達していることが明らかになった。さらに、僅かではあるが隆起を生じていることも判明した(Table 7-4 参照)。ちなみにG点には、洞爺湖温泉小学校付近に設置した測点である。

K点の移動方向はG点と異なるが、基本的には北方移動である。特徴として、K点の移動方向は等高線に対して直角である点が挙げられる。また沈降もしているため、滑落を生じているともみられる。しかし測点が僅か1点であり断定するのは危険である。むしろK点の南方、浄水場北側の東西性北落ちの正断層(Fig. 7-7 中では欠落)の影響が及んでいると考えるのが妥当であろう。

V. ま と め

1978年10月以降1982年11月に至る間の3～4回の測量によって、有珠火山北西方および北東方山麓において発生した地殻変動の一端を明らかにした。これらの変動を生じた直接の原因は、有珠火山中央火口原内における新山成長による横方向(カルデラ方向)への押しだしであることは明かである。これらの変動を観測した結果認められた特徴を列記すると共に、将来の火山活動発生によって予期される点を以下に述べる。

1. 今回の活動に伴って、有珠火山北東部山麓地域に発生した地殻変動は、1910年の活動の際に生じた変動と、その場所、性質が類似している。今回および1910年の活動例より類推すれば、過去の有珠火山火口原内の1663, 1769, 1822, および1853年等の活動に際しても、この地域には地殻変動が生じたと推定される。そのためこの地域の地層は、既に数次にわたる横圧を受けて破砕が生じ、容易に横方向へ移動する状態になっているといえる。
2. 北東部山麓の変動観測によれば、山麓部の地域は、ブロックとして一様に移動するのではなく、横方向にも開きながら動く。また湖岸と、500m程山よりの測点の間では、およそ5mの縮みが生じている。すなわち 10^{-2} のオーダーに達する歪をこれらの地域内の構造物は受けることになる。またこれらの縮みが、地すうと呼ばれるしわを生ずる原因である。とくに横方向の押し出しに強く抵抗するような潜在ドーム(例えば東丸山)付近では、押し出しの変動が、抵抗物の蔭に回折するような複雑な変化が観察された。その結果、小区域内での変化率の差が大きくなるために、三恵病院、あるいは長日園等の建物にみられるような、複雑な破壊が生じた点は注目される。
3. 北西部山麓においては、潜在的断層の活動によって構造物被害が生じた。それらの断層運動を観測の結果、水平変動だけではなくて上下変動が大きい場合があることが判

った。1943～44年の活動に際しても、この地域の浄水場付近では、活動開始初期の段階で、地殻変動による被害が発生している（三松，1962）。今回の活動においても初期の段階で地殻変動による被害を生じた。以上の結果よりみて、将来の有殊火山の活動に際しても、同地域では同様の変動発生が考えられる。

防災的な見地よりすれば、今回の活動にともなって大きな変動を生じた地域では、地層の強度を主体とした状態。断層の存在、滑り面の深さ等、土質工学的調査を充分に行う必要がある。その結果を反映させて構造物をつくることが肝要であろう。

第八章 ま と め

日本の活動的な6火山における主として地殻の上下変動を調べた。現在までに得られた知見によれば、個々の火山によって、変動の発現様式に相違がみられる場合がある。火山の活動様式を規定する方法として、噴火活動の形態によるもの、火山構成岩石の質の違いによる方法などがある。火山の地殻変動の発生様式はきわめて複雑であるが、基本的には、活動に関与するマグマの物性によって、支配されているとみられる。そこで、各火山を一般的に用いられる火山構成岩石の分類によって位置づけ、本研究によって明らかになったそれぞれの火山の活動と、地殻上下変動との関連の特徴を挙げ、火山活動ダイナミクス理解の一助とする。

安山岩質火山

桜島火山では、1914年の大噴火に伴って、同火山北方の始良カルデラ中央部を中心として、南九州全域に及ぶ沈降変動を生じた。その後、やはり始良カルデラを中心とする隆起に転じ、1946年には、およそ $1 \times 10^8 \text{ m}^3$ の溶岩を流出する活動をおこなった。その後は、再び隆起を続けた。1955年10月より開始された同火山南岳山頂火口における噴火活動は、現在にいたるも継続している。この間に、主として桜島島内における水準測量によって、始良カルデラ下部に位置する主マグマ溜りと、桜島火山直下に位置する副マグマ溜りの存在が見いだされた。

1974・75年より、全国の主として大学関係の各分野の研究者が、集中的に同火山を観測する計画が実行され、桜島火山に関する現象を総合的に考察、判断できるようになった。この集中観測は、同火山活動監視の見地よりみれば、極めて効果的であった。とくに、桜島島内および始良カルデラ周辺を同時に水準測量することにより、カルデラ下部の主マグマ溜りと、同火山直下の副マグマ溜りの相互に関連した変動の解析（2圧力源モデル）がおこなわれた。また、水準測量と並行して実施された精密重力測定によって、桜島火山下部における過剰質量の存在が指摘される等、活動の将来を考察するうえに大きな手がかりが得られた。噴火を予知する目的にはふさわしい成果である。

一方、始良カルデラ北東部、国分市敷根地区のカルデラ壁を下る水準路線では、カルデラ内が沈降するという指摘はなされていたが、その質及び量は明かでなかった。この点に関して本研究では、1891年以降に、同地域で行われた水準量資料と、新しい成果を合わせて処理し、このカルデラ縁において BM-2797 と BM-2488 との間に位置する断層の運動

の質と量を解析した。その結果、1914年桜島大噴火の際にステップ状の沈降、それ以後はクリーブ状の沈降変動を続けていることを明らかにした。この事実は、カルデラ形成に関する過程の一端を示すものであって、一般的なカルデラ構成についての考察に寄与することが考えられる。

同じ安山岩質である霧島火山においては、同火山北西部に位置する加久藤カルデラ内の変動について重点的に調査を実施した。1913年、同カルデラ内の群発地震（真幸地震）発生に引続き、霧島火山南東部の高千穂御鉢火口の活動が生じたことが、一つの状況判断として存在し、カルデラ内の地震活動発生が火山活動に関連する可能性が考えられたことにある。1968年のえびの群発地震発生以後、同カルデラ内で繰り返した水準測量の結果よりは、カルデラ内沈降を示す変動が得られている。始良カルデラと同じにカルデラ内沈降は、火山性地殻変動の様式であることを示す結果となった。カルデラ内の地震活動が、火山活動と直接関連するかどうかは、明瞭な現象が発現せず、未だ確認できていない。しかし、霧島火山の活動火口と、加久藤カルデラとは形成過程よりみて無関係と考えられるので、別の原因による相関活動、例えば地域応力場の応力変化の影響を重視する方が、地震発生の状態より考えて、より本質的であろう。

安山岩質の火山であっても、浅間火山は別種の活動側面を示した。19世紀末より開始された一輪回の活動について、その活動の半ばより実施された同火山における水準測量の成果に、茂木モデルを適用することにより、主、副二つの圧力源の存在が明らかになった。これら二つの圧力源は、地質学的にみた浅間火山の形成プロセスに密接に関連するものと考えられる。すなわち、主圧力源は、同火山の母火山と考えられる黒斑火山火口直下に位置していることが示され、また、副圧力源は現在の活動火口である釜山火口直下に有ることが明らかになった。現在、浅間火山下部に発生する地震の震源分布は、二つの圧力源の存在する位置とよく調和していることが判った。

ここで強調したいのは、地殻変動測量結果より示された浅間火山、桜島火山の類似性である。浅間火山の主、副二つの圧力源（マグマ溜り）は、母火山の火口直下、および活動現火口直下に、それぞれ位置している。一方、桜島火山は、始良カルデラ南縁に生成したポストカルデラ火山であるが、その活動に関与する主マグマ溜りは、始良カルデラ下部に、副マグマ溜りは現在活動中の火山下部に位置することが確認されている。浅間火山、桜島火山と日本を代表する安山岩質活火山は、いずれも火山の地質学的形成過程に関連した位置に、それぞれ主、副二つの圧力源を有するという共通性が明らかになった。この成果は、安山岩質火山の活動のダイナミックスを考察するための大きな手がかりとなる。

桜島火山、浅間火山においては、地殻変動測量、とくに水準測量によって、明瞭な *Inflation-Deflation* 過程の存在が示されたことは、当然とはいえ重視すべきであろう。また、霧島火山の地熱地帯における変動測量のように、無計画な揚湯の結果、場合によっては、地表の構造物に被害を与えかねない程の、地盤変動の発生が確認された点も記憶するに値する。

玄武岩質火山

伊豆大島火山 1986年山頂噴火の開始前には、明瞭な *Inflation* は認められなかった。

この現象はカルデラ周辺における測距測量によっても確認されている。このような噴火活動開始のプロセスは、とくに、噴火予知の研究のために重視されるべき事実である。山体上部に *Inflation* を生ずることなく、地下深部によりマグマが静かに上昇して噴火にいたる過程は、他の物理量の観測結果と併せて、*Open conduit* の存在で説明し得ることが判った。すなわち、山頂火口下部に既存の火道が存在していたことが、静かなマグマ上昇を生み出す一原因であるとともに、マグマの物性、とくに粘性が小さい点も要因の一つである。このような、いわば、伊豆大島で初めて見いだされた伊豆大島型ともいえる噴火形態の理解には、火道中のマグマの物理、化学的性質の解明が先決事項であろう。

しかし、粘性が小さいマグマでも、貫入型として地下深所より急激に上昇し、割れ目噴火を起こすような場合、例えば、1986年11月21日の伊豆大島火山 Phase 2 の活動開始の際にみられたように、火口開口部周辺に隆起 (*Inflation*) を生ずることが、噴火直前の水準測量によって明らかに示された。

伊豆大島火山で観測された割れ目噴火の際の地殻変動の発現は、同じ玄武岩質火山である三宅島火山の割れ目噴火に伴う地殻変動についての類推を可能にした点で、きわめて重要な意味を持つ。割れ目噴火発生に先行する *Inflation* とその位置の決定は、正しく三宅島火山における割れ目噴火開始と、その位置を知ることを意味する。三宅島火山の噴火災害防止の面で大きな鍵を握ったことは明かである。

伊豆大島火山では、1986年噴火以前より、山頂カルデラ内が、カルデラ縁上部に対して沈降を続けていることが判っていた。この現象は、1950・51年の噴火以前に実施された水準測量の結果によつても認められていた。今回、1986年噴火発生に伴つて、カルデラ内がステップ状に沈降したことが、水準測量によって明瞭に示された。また、ステップ状沈降後にクリープ状沈降が継続するプロセスが存在し、現在もその変動はかなりのペースで進行している。これらの沈降の中心は、中央火口丘三原山であることも明らかになった。

カルデラ縁では噴火開始に伴って、断層の変動が発生した。この点は、安山岩質火山の項で述べた始良カルデラ縁の断層沈降と、ほぼ同様のカルデラ形成機構の存在を示したといえる。カルデラ縁における断層運動は、構成岩質に関連しない普遍的現象と考えられる。

伊豆大島火山の山頂カルデラは、形成時期の異なる二つのカルデラによって成り立っているといわれる。水準測量の結果は、この二つのカルデラ内の沈降パターンのちがいを示した。両者の下部構造の差異を暗示している。

重力測定の結果より伊豆大島火山山頂カルデラは、高重力異常型カルデラに分類されているが、概念的にみた高重力異常型カルデラの形成の一因としてカルデラ内沈降現象を位置づけることも可能である。

山頂部 (カルデラ) の沈降現象は、三宅島火山においても、1940年、1962年の噴火後に実施された三角測量の結果よりその存在が推定される。同火山の長期的活動の経過をみると、かつては山頂火口が活発に活動した時代があったが、その頃には、山頂火口への火道

(Open conduit) も存在したと 考えてよかろう。或る時期 (活動史によれば、1154 年より 1469 年に至る 315 年間、一色、1984) に火道上部が閉じたらしい。その後は、山腹における割れ目噴火を主体とする活動に変わった。1962 年の噴火以後、三宅島火山に於ける水準測量によって得られる変動は、傾動の形で現れる。この現象は、山頂火口下部に存在する既存の火道がある深さまで上昇したマグマが、突如として斜めに上昇することによる因果関係の現れではないかと考える。すなわち、*Inflation-Deflation* 過程が、傾動の形によって出現すると考えられる。マグマがある深さより斜めに上昇する方向は、多分に偶然性に支配されているとみられ、その結果島内の様々の方向の山腹で割れ目噴火が生ずるのであろう。その度に山頂部は沈降を生じ、傾動の方向も噴火毎に異なるのであろう。これはあくまで推測に過ぎないが、要するに信頼するに足るデータが欠落している点を充分認識したい。次の噴火発生に備え、同火山中腹までは水準路線を新設し、測量を終えたが、山頂部まで路線を伸ばし、推測によらずに同火山の噴火を理解できる結果を得るための作業をおこないつつある。

デイサイト質火山

北海道有珠火山において、火頂火口原内におけるデイサイトドームの成長に伴って、山麓地域に生じた、横方向への押しだしによる地殻変動を調べた。基本的には火山の活動に関連した変動であるが、安山岩質、玄武岩質火山に発生する変動とは全く異質である。その変動量は、大変に大きく三角水準測量によって測定された水平方向の移動量は、山麓部においても 20 m に達した。また水平歪としては 10^{-2} のオーダーであって、破壊的な変動である。とくに破壊が発生し易い場所は、横方向への押しだしが、潜在ドームなどの障害物によって、複雑に変化を生ずるような地域であることを明らかにした。これらの変動は、1910年、1944年、1977年のいずれの噴火においても、さほど変らぬ場所に生じており、その点を考慮に入れば、防災面では対応し易いと考えられる。

謝 辞

本研究の基礎となった解析資料を得るための水準測量実行に際しては、多くの方々のご協力をいただいている。第五章、伊豆大島火山の Table 5-1 を参照くだされば、実状の一部がご理解いただけると思います。とくに、東京大学地震研究所火山物理部門の観測所関係では、霧島火山の山口 勝・鍵山恒臣・増谷文雄、浅間火山の行田紀也・小山悦郎・辻 浩、大島火山の坂下至功・下村高史の諸氏には様々の点で御協力をいただいた。仲間の一人として心より御礼申し上げます。東京大学地震研究所火山物理部門の、長田 昇・竹田豊太郎・萩原道徳・松本時子の各氏にも御助力を受けた。厚く御礼申し上げます。

未使用の水準測量成果と、多くの水準点を残して下さった故水上 武東大名誉教授、水準測量の実技の基礎を教えてくれた岡田 惇博士にも深く感謝の意を表します。

1974年以降、比較的自由に水準測量を実行できたのは、下鶴大輔東大名誉教授のご配慮であり厚く御礼申し上げます。

また貴重な測量成果を快く使用させて下さった建設省国土地理院地殻変動調査部の各位

に、心から謝意を表します。

論文の作成に際しては、東京大学地震研究所の笹井良一・沢田宗久の両氏より多くの協力をと助言をいただき、鼓舞激励を受けた。深く感謝の意を表します。

論文作成についてご指導いただいた地震研究所火山研究部井田喜明東大教授、同じく地震研究所地球物理研究部石井 紘東大教授に心から厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- ABE, K., 1979, Magnitude of major volcanic earthquakes of Japan 1901 to 1925, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Serie 7 (Geophysics)*, 6, 201-212.
- 阿部勝征・高橋正義, 1987, 伊豆大島カルデラ床での割れ目噴火(1986年11月21日)の推移—写真解析による調査—, *震研彙報*, 62, 149-162.
- 荒牧重雄, 1968a, 加久藤盆地の地質—えびの・吉松地域の地震に関連して—, *震研彙報*, 46, 1325-1343.
- 荒牧重雄, 1968b, 浅間火山の地質, *地団研専報*, 14, 1-45.
- 荒牧重雄, 1969a, 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物, *地質雑*, 75, 425-442.
- 荒牧重雄, 1969b, カルデラ学説に関するいくつかの問題, *火山*, 第2集, 14, 55-76.
- 荒牧重雄・藤井敏嗣, 1988, 伊豆大島火山1986年噴火の岩石学的・地質学的モデル, *火山*, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S297-S306.
- 有田忠雄, 1957a, 加久藤カルデラの提唱(演旨), *地質雑*, 63, 443-444.
- 有田忠雄, 1957b, 加久藤カルデラ及び森カルデラの発見と Salic front の提唱(演旨), *火山*, 第2集, 1, 70.
- 千葉達朗, 1988, 伊豆大島1986年噴火の経緯と溶岩流, *日本大学理学部自然科学研究所紀要*, 23, 49-66.
- 茅原一也・青木 滋・八木健三・新藤静夫, 1973, 三宅島火山に関する新知見(演旨), *火山*, 第2集, 18, 102-103.
- 地質調査所地熱調査班, 1955, 宮崎県海老野地熱地帯調査報告, *地質調査所月報*, 第6巻, 611-625.
- DIETERICH, J. H. and R. W. DECKER, 1975, Finite element modeling of surface deformation associated with volcanism, *J. Geophys. Res.* 80, 4094-4102.
- 遠藤邦彦・千葉達朗・宮地直道・隅田まり・宇野リベカ・宮原智哉・太刀川茂樹, 1987, 伊豆大島1986年噴火の経緯と噴出物, *月刊地球*, 9, 452-459.
- 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, テフクロ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*, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S32-S51.
- 江頭庸夫, 1965, 火山性地殻変動(I)—最近の桜島火山における垂直変動と火山活動との関係—, *京大防災研年報*, 8号, 71-82.
- 江頭庸夫, 1971, 火山性地殻変動(V), *京大防災研年報*, 14号, A, 97-106.
- 江頭庸夫, 1988, 桜島火山周辺における地盤変動—1982年~1985年—, 第6回桜島火山の集中総合観測—1985年10~12月—報告, 15-19.
- 江頭庸夫・石原和弘, 1975, 桜島および始良カルデラ周辺の地殻変動と火山活動, 桜島火山の総合調査報告(昭和49年12月~昭和60年3月), 自然災害特別研究「桜島火山の総合調査」研究班, 19-24.
- 江頭庸夫・石原和弘, 1977, 桜島火山周辺の地盤変動と山頂噴火活動, 第2回桜島火山の集中総合観測(昭和51年11~12月)報告, 19-24.
- 江頭庸夫・中村貞美, 1986, 桜島火山周辺における地盤変動—1974~1982—, 第5回桜島火山の集中総合観測報告, 11-21.
- FISKE, R. S. and W. T. KINOSHITA, 1969, Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967-1968 eruption, *Science*, 165, 341-349.
- 藤井敏嗣・荒牧重雄・金子隆之・小沢一仁・川辺禎久・福岡孝昭, 1988, 伊豆大島火山1986年噴火噴

- 出物の岩石学的特徴, 火山, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S234-S254.
- 福山博之, 1978, 桜島火山の地質, 地質学雑誌, 84, 309-316.
- 萩原尊禮・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平, 1946, 昭和21年3月の桜島噴火, 震研彙報, 24, 143-159.
- 浜野洋三, 1987, 1986伊豆大島噴火に関連した電磁気観測の概要, 月刊地球, 9, 446-451.
- 橋本 学・多田 晃, 1988, 1986年伊豆大島噴火と地殻変動, 火山, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S136-S144.
- 早川由起夫, 1987, 伊豆大島1986年噴火の噴出量と噴出率, 月刊地球, 9, 366-371.
- 原田 徹・山下 濟・渡辺秀文, 1979, 1977-1978年有珠山噴火に伴う辺長変化の準連続観測, 北大地物研究報告, 38, 31-40.
- 原田美道, 1950, 桜島近傍の地殻変動に就いて, 地理調査所報告, 1, 9-15.
- 平賀士郎・水上 武・国土地理院, 1968, 飯盛山北麓およびえびの高原の小地域水準測量結果(演旨), 火山, 第2集, 13, 48-49.
- 北大理・京大防災研, 1978a, 有珠山北東麓の地殻変動(1977年8月~12月), 火山噴火予知連絡会報, 11, 13-20.
- 北大理有珠火山観測所・京大防災研桜島火山観測所, 1978b, 有珠山北東麓の地殻変動(1977年12月~1978年3月), 火山噴火予知連絡会報, 12, 9-12.
- 北大理有珠火山観測所・京大防災研桜島火山観測所, 1978c, 有珠山北東麓の地殻変動(1978年4月~6月), 火山噴火予知連絡会報, 13, 21-26.
- 北大理有珠火山観測所・京大防災研桜島火山観測所, 1979a, 有珠山北東麓の地殻変動(1978年7月~12月), 火山噴火予知連絡会報, 14, 10-18.
- 北大理有珠火山観測所, 1979b, 有珠山北東麓の地殻変動(1979年5月~7月), 火山噴火予知連絡会報, 16, 8-12.
- 北大理有珠火山観測所, 1980, 有珠山北東麓の地殻変動(1979年8月~12月), 火山噴火予知連絡会報, 17, 37-43.
- 井上宇胤, 1948, 昭和19年有珠岳の火山活動に伴った地震並びに地変の調査報告, 験震時報, 14, No. 2, 9-20.
- 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.
- 石原和弘, 1982, 桜島南岳における最近の山頂噴火活動, 火山, 第2集, 27, 141-142.
- 石原和弘・宮町宏樹・横山 泉・田島広一・沢田宗久, 1988, 桜島およびその周辺地域における重力の精密測定, 第6回桜島火山の集中総合観測(昭和60年10~12月)報告, 47-53.
- 石原和弘・大島弘光・横山 泉・田島広一, 1980, 桜島およびその周辺地域における重力の精密測定, 第3回桜島火山の集中総合観測(昭和53年10~12月)報告, 34-40.
- 石原和弘・横山 泉・前川徳光・田島広一, 1982, 桜島およびその周辺地域における重力の精密測定, 第4回桜島火山の集中総合観測(昭和55年10~12月)報告, 39-45.
- 石原和弘・横山 泉・前川徳光・田島広一, 1986, 桜島およびその周辺地域における重力の精密測定, 第5回桜島火山の集中総合観測(昭和57年10~12月), 33-40.
- 一色 朗, 1977, 火山活動に伴う地殻変動, 地理院時報, 50, 44-50.
- 一色直記, 1960, 5万分1の地質図幅「三宅島」および同説明書, 地質調査所, 85 pp.
- 一色直記, 1984a, 大島火山の歴史時代における活動記録, 地質調査月報, 35, 477-499.
- 一色直記, 1984b, 三宅島火山の過去3,000年間の活動, 火山噴火予知連絡会報, 29, 1-3.
- 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, 試錐結果からみた伊豆大島火山のカルデラの構造, 火山, 第2集, 8, 61-106.
- 鍵山恒臣・辻 浩, 1987, 1986年伊豆大島噴火の熱的前兆と現況, 月刊地球, 9, 435-440.
- 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.
- 勝井義雄・大場与志男・大沼晃助・鈴木健夫・近堂裕弘・渡辺暉夫・新井田清信・卯田 勉・萩原 茂・永尾隆志・西川純一・山本正継・池田保夫・片山秀基・土屋信高・白波瀬正人・根本周太郎・横山節子・曾屋竜典・藤田隆男・稲葉邦九・小出 潔, 1978, 1977年有珠山噴火の地質学的研究, 1977年有珠山噴火による災害調査, 58-81.
- 木澤 綏, 1951, 火山活動に現われた地球物理学上の諸現象, (1), (2), (3), 研究時報, 3, 249-260, 277-291, 368-377.

- 小林哲夫, 1982, 桜島火山の地質: これまでの研究の成果と今後の課題, 火山, 第2集, 27, 277-292.
- KOBAYASHI, T., S. ARAMAKI, T. WATANABE and M. KAMADA, 1981, 1981 IAVCEI Symposium, Field excursion guide to Sakurajima, Kirishima and Aso volcanoes, Part 2. Kirishima volcano, 19-32.
- 国土地理院, 1982, 大島・三宅島の上下変動, 火山噴火予知連絡会報, 24, 33-34.
- 国土地理院, 1984, 水準測量による三宅島の上下変動, 昭和58年10月3日三宅島噴火および災害に関する調査研究, 185-187.
- 近堂裕弘・後藤弘之・新井田清信・勝井義雄, 1982, 有珠火山地質図, 自然災害特別研究, 「有珠山における泥流災害とその対策に関する研究」.
- 小山真人・白尾元理・早川由起夫, 1987, 三原山火山口溶岩湖の成長過程—1986年伊豆大島噴火の第一過程—, 月刊地球, 9, 372-379.
- 松葉谷治・上田 晃・日下部実・松下幸敬・酒井 均・佐々木昭, 1975, 薩摩硫黄島および九州の二、三の地域の火山ならびに温泉についての同位体化学的調査報告, 地質調査所月報, 26, 375-392.
- 三松正夫, 1962, 昭和新年山生成日記, 209 p.
- MINAKAMI, T., 1935, The explosion activities of volcano Asama in 1935, (Part 1.), *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 13, 629-644.
- MINAKAMI, T., 1938, Explosion activities of volcano Asama and tilting of the Earth's surface, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 16, 372-390.
- MINAKAMI, T., 1942, On the volcanic activities and tilting of the Earth's surface, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 20, 431-504.
- MINAKAMI, T., 1947, Recent activities of volcano Usu (1), (2), *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 25, 65-75.
- MINAKAMI, T., 1951, On the temperature and viscosity of the fresh lava extruded in the 1951 Oo-sima eruption, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 29, 487-498.
- MINAKAMI, T., 1960, Fundamental research for predicting volcanic eruptions, (Part 1) Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 38, 497-544.
- MINAKAMI, T., M. HAGIWARA, M. YAMAGUCHI, E. KOYAMA and K. HIRAI, 1970, The Ebino earthquakes swarm and seismic activity in the Kirisima volcanoes, in 1968-1969, Part 4. Shifts of seismic activity from the Kakuto caldera to Simmoe-dake, Nakadake and Takatiho-mine, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 48, 205-233.
- MINAKAMI, T., S. HIRAGA, T. MIYAZAKI and H. TERAOKA, 1969b, The Ebino earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcanoes in 1968-1969, Part 2. Geographical distribution of initial motions and travel time curves along the Kirisima volcano, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 47, 745-767.
- MINAKAMI, T., T. ISHIKAWA and K. YAGI, 1951, The 1944 eruption of volcano Usu in Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanologique*, 11, 45-157.
- 水上 武・岩間和夫, 1946a, 最近の桜島火山の活動に就いて (I) 地震, 脈動と傾斜変化, 震研彙報, 24, 171-178.
- 水上 武・岡田惇, 1957, 桜島火山活動に伴うアキラカルデラの沈降(演旨), 火山, 第2集, 1, 65.
- 水上 武・佐久間修三, 1946b, 最近の桜島火山の活動に就いて (II) 新溶岩流の帯磁と傾斜変化, 震研彙報, 24, 179-184.
- MINAKAMI, T., D. SHIMOZURU, T. MIYAZAKI, S. HIRAGA and M. YAMAGUCHI, 1968, The 1959 eruption of Simmoe-dake and the 1961 Iimori-yama earthquake swarm, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 46, 965-992.
- MINAKAMI, T., S. UTIBORI, M. YAMAGUCHI, N. GYODA, T. UTSUNOMIYA, M. HAGIWARA and K. HIRAI, 1969a, The Ebino earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcanoes, in 1968-1969, Part 1. Hypocentral distribution of the 1968 Ebino earthquakes inside Kakuto caldera, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 47, 721-743.
- MINAKAMI, T., S. UTIBORI, S. HIRAGA, T. MIYAZAKI, N. GYODA and T. UTSUNOMIYA, 1970,

- Seismometrical studies of volcano Asama, Part 1. Seismic and volcanic activities of Asama during 1934-1969, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 48, 235-301.
- MIYABE, N., 1931, Blocks in the Earth's crust and their movements, Part 1, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 9, 256-270.
- 宮部直巳, 1934, 桜島近傍における地殻の変動に就いて, *震研彙報*, 12, 471-481.
- MIYABE, N., 1940, Results of rerunning the line of levels crossing Mt. Asama, *Proc. Imp. Acad.*, 16, 182-183.
- MIYABE, N., 1942, Notes on crustal deformation in Miyake-sima, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 20, 141-153.
- 宮崎 務, 1974, 三宅島, 浅間山の地殻変動測量について(演旨), 火山, 第2集, 19, 42-43.
- 宮崎 務, 1988, 伊豆大島火山1986年噴火に関連した山頂カルデラの地盤上下変動, 火山, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S145-S154.
- 宮崎 務・行田紀也・小山悦郎・長田 昇, 1978, 浅間火山における水準測量, *震研彙報*, 53, 487-495.
- 宮崎 務・行田紀也・竹田豊太郎, 1987a, 三宅島における水準測量その I, 水準測量路線の新設(1985年7月14日~24日), 第2回三宅島集中総合観測報告(昭和60年), 9-11.
- 宮崎 務・行田紀也・竹田豊太郎・長田 昇・辻 浩・沢田宗久・鍵山恒臣・江頭庸夫・清水 洋, 1988, 三宅島火山の地盤上下変動(演旨), 火山, 第2集, 33, 353-354.
- MIYAZAKI, T., S. HIRAGA and T. MINAKAMI, 1969, The Ebino earthquake swarm and the seismic activity in the Kirisima volcanose, in 1968-1969, Part. 3. Crustal deformation inside the Kakuto caldera relating to the 1986 Ebino earthquakes. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 47, 769-781.
- 宮崎 務・鍵山恒臣・長田 昇・竹田豊太郎・沢田宗久, 1982, 水準測量によって検出された三宅島の地殻垂直変動, 三宅島集中総合観測報告(昭和55年), 15-21.
- 宮崎 務・鍵山恒臣・辻 浩・三ヶ田均・行田紀也・渡部暉彦・江頭庸夫, 1982, 浅間火山における水準測量, 浅間山集中総合観測報告(昭和56年), 25-30.
- 宮崎 務・長田 昇・沢田宗久・鍵山恒臣・辻 浩・江頭庸夫・清水 洋, 1987b, 三宅島における水準測量その II, 新設路線の水準測量(1985年10月1日~14日), 第2回三宅島集中総合観測報告(昭和60年), 9-11.
- 宮崎 務・長田 昇・辻 浩・下鶴大輔・江頭庸夫, 1985, 伊豆大島三原山の上下変動測量(水準測量: 含1984年実施測量結果), 伊豆大島集中観測報告(昭和58年), 35-41.
- 宮崎 務・下鶴大輔, 1975, 始良カルデラ周辺地域における水準測量について, 桜島火山の総合調査報告(昭和49年12~昭和50年3月), 25-30.
- 宮崎 務・下鶴大輔, 1977, 始良カルデラ周辺地域における水準測量, 第2回桜島火山の集中総合観測—1976年11-12月—, 28-33.
- 宮崎 務・竹田豊太郎・行田紀也・下鶴大輔, 1975, 伊豆大島の地殻変動, 日本火山学会演旨, 火山, 第2集, 19, 170.
- 宮崎 務・山口 勝・増谷文雄・寺尾弘子, 1976, “1975-1976”年霧島火山北方地域における群発地震活動, *震研彙報*, 51, 115-149.
- 宮崎 務・山口 勝・小山悦郎, 1980, 始良カルデラ周辺地域における水準測量, 第3回桜島火山の集中総合観測—1978年10-12月—, 22-26.
- 宮崎 務・山口 勝・小山悦郎, 1982, 始良カルデラ周辺の地盤上下変動, 第4回桜島火山の集中総合観測—1980年10-12月—, 23-27.
- 宮崎 務・山口 勝・行田紀也, 1986, 始良カルデラ周辺地域における水準測量, 第5回桜島火山の集中総合観測(昭和57年10-12月), 23-27.
- 宮崎 務・山口 勝・辻 浩, 1988, 始良カルデラ周辺地域における水準測量, 第6回桜島火山の集中総合観測—1985年10-12月—, 21-29.
- 宮崎 務・山口 勝・小山悦郎・長田 昇, 1989, 始良カルデラ周辺地域における水準測量, 第7回桜島火山の集中総合観測—1988年10月~12月—報告, 21-25.
- 茂木清夫, 1957, 桜島の噴火と周辺の地殻変動との関係, 火山, 第2集, 1, 9-18.
- Mogi, K., 1958, Relation between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surface around them, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*,

- 36, 99-134.
- 長岡正利・水野浩雄・武田隆夫・大田安雄, 1984, 1983年三宅島噴火前後の写真測量から得られる地形変化と水準測量による上下変動, 火山, 第2集, 29, 特集号「三宅島の噴火1983年」, S125-S128.
- NAKAMURA, K., 1964, Volcano-stratigraphic study of Oshima volcano, Izu, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 42, 649-728.
- 中村一明, 1984, 三宅島の側火口分布と地殻応力場の性質, 火山, 第2集, 29, 特集号「三宅島の噴火1983年」, S16-S23.
- 中村一明・荒牧重雄・村井 勇, 1963, 火山の噴火と堆積物の性質, 第四紀研究, 3, 13-30.
- 岡田 惇, 1963, 1962年(昭和37年)三宅島噴火にともなう地形変動, 震研彙報, 41, 447-457.
- OMORI, F., 1911, The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena. *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 5, No. 1, 1-38.
- OMORI, F., 1912, The eruptions and earthquakes of the Asama-yama, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 6, 1-136.
- OMORI, F., 1913, The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena 2. Comparison of the bench mark heights in the base district before and after the eruption, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 5, 101-137.
- OMORI, F., 1916, The Sakura-jima eruptions and earthquakes, 2. On the sound and ash-precipitation areas of, and on the level changes caused by, the eruptions of 1914 with historical sketches of earlier Sakura-jima outbursts. 1, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 8, 35-179.
- 大森房吉, 1919, 桜島大噴火に伴へる地盤の昇降, 地学雑誌, 31, 325-330.
- OMORI, F., 1920a, The Sakura-jima eruptions and earthquakes, 4. Results of the leveling surveys and the Kagoshima Bay soundings made after the Sakura-jima eruption of 1914, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 8, 323-351.
- OMORI, F., 1920b, The Usu-san eruption and earthquake and elevation phenomena 3. Results of precise leveling in 1905-1919 with accounts of the observations relating to the level change of the Lake of Toya, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 9, 41-76.
- OMOTE, S., 1941, The eruption of Miyake-sima, one of the seven Izu Island, in 1940. part XII. A topographical survey of the new parasitic cones and the lava flow of Miyake-sima Island. Part XIII. Horizontal and vertical ground displacements associated with the eruption of Miyake-sima Island, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 19, 381-392.
- OMOTE, S., 1942, Crustal deformation in Miyake-sima Island that accompanied the volcanic activities in 1940, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, 20, 127-140.
- ONO, K., K. ITO, I. HASEGAWA, K. ICHIKAWA, S. IZUKA, T. KAKUTA and H. Suzuki, 1978, Explosion seismic studies in south Kyushu especially around the Sakurajima volcano, *Journ. Phys. Earth.*, 26, Supl., S309-S319.
- RIKITAKE, T., 1951, The distribution of magnetic dip in Ooshima (Oosima) island and its change that accompanied the eruption of volcano Mihara, 1950., *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 29, 161-181.
- 佐々憲三, 1956, 地震予知に関する2, 3の問題 (II) (地殻変動観測について), 京大防災研創立5周年記念論文集, 3-7.
- 下鶴大輔・宮崎 務・竹田豊太郎・行田紀也・沢田宗久・萩原道徳・長田 昇, 1975, 伊豆大島地形変動測量, 伊豆大島三原山の集中観測—1974年6月—, 自然災害特別研究「噴火予知のための主要活火山における熱的狀態の調査研究」研究班報告, 23-30.
- 下鶴大輔・長田 昇・堀米和夫・沢田宗久・岡田 惇・柴野睦郎・松本滋夫・佐々木幸一・細谷与一, 1972, 伊豆諸島の地震活動および火山活動の特質, 火山, 17, 66-87.
- 下鶴大輔・内堀貞雄・行田紀也・小山悦郎・宮崎 務・松本時子・長田 昇・寺尾弘子, 1975, 1973年の浅間山噴火活動について, 震研彙報, 50, 115-151.
- SWANSON, D. A., W. A. DUFFIELD and R. S. FISKE, 1976, Displacement of the south flank of Kilauea Volcano. The result of forceful intrusion of magma into rift zones, U. S.

- Geological Survey Professional Paper*, 963, 1-39.
- 多田 堯・中村一明, 1988, 1983年三宅島噴火に関連した地殻変動とその解釈 —INFLATION・DEFLATION モデル— 火山, 第2集, 33, 173-184.
- 高橋龍太郎, 1936, 浅間火山の精密水準測量結果, 震研彙報, 14, 18-25.
- 高橋龍太郎, 1942, 三原火山の精密水準測量結果の概報, 地震, 第1集, 14, 71-75.
- 高橋龍太郎, 1951, 1950年の活動と地形の変化, 地学雑誌, 60, 114-117.
- TAKAHASI, R., 1932, Tilt of earth's crust observed at the Asama volcano, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. of Tokyo*, 11, 25-37.
- TAKAHASI, R. and T. MINAKAMI, 1937, Tilt observations during the recent activities of volcano Asama, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 15, 463-491.
- 竹田豊太郎・行田紀也・小山悦郎・長田 昇・江頭庸夫・園田忠雄, 1978, 浅間火山北東山麓における光波測量 (第1報), 震研彙報, 53, 497-508.
- 竹田豊太郎・渡辺秀文・小山悦郎・辻 浩, 1988, 1986年伊豆大島火山噴火にともなう水平地殻変動, 火山, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S155-S160.
- 田島広一・荒牧重雄, 1980, 霧島火山周辺の Bouguer 異常, 震研彙報, 55, 241-257.
- 田島広一・萩原幸男・大川史朗・横山 泉, 1975, 桜島および鹿児島湾周辺における重力精密測定, 自然災害特別研究「桜島火山の総合調査」研究班, 桜島火山の総合調査報告 (昭和49年12月~昭和50年3月), 50-56.
- 田島広一・井筒屋貞勝・大島弘光・大川史朗・横山 泉・石原和弘, 1977, 桜島および鹿児島湾周辺における重力の精密測定, 第2回桜島火山の集中総合観測報告, 45-54.
- 田島 稔・中堀義郎・菅野静男・西 啓, 1983, ほとんど常に定符号の閉合誤差を生じる水準環と大気屈折, 測地学会誌, 29, 83-88.
- TANAKA, M., S. KAKINUMA, T. KOSUGE and H. NAKANO, 1984, Detection of height dependent error in precise leveling on a mountain slope, *J. Geodetic Soc. Japan*, 30, 75-86.
- 東京大学地震研究所一加藤照之, 1989, 月平均潮位記録から推定された地殻の上下変動, 地震予知連絡会会報, 41, 498-520.
- 東京大学地震研究所浅間火山観測所, 1983, 浅間山の1982年1月1日より10月24日までの地震活動と噴火による山頂火口内部の地形変化, 火山噴火予知連絡会報, 26, 22-24.
- TSUBOI, C., 1928, Block movements as revealed by means of precise levellings in some earthquake district of Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 7, 103-114.
- TSUBOI, C., 1930, The eruption of Komagatake Hokkaido in 1929, Part 5, Precise levellings around the volcano, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ., Tokyo*, 8, 298-300.
- TSUBOI, C., 1933, Investigation on the deformation of the earth's crust found by precise geodetic means, *Jap. J. Astron. Geophys.*, 10, 93-248.
- 津屋弘達, 1940, 昭和15年7月三宅島噴火調査概報, 地震, 第1集, 12, 437-478.
- TSUYA, H., 1941, The eruption of Miyake-sima, one of the Seven Izu Islands, in 1940. Geological observations of the Miyake-sima eruption of 1940 (II), *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 19, 492-522.
- TSUYA, H., R. MORIMOTO and J. OSSAKA, 1954a, The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara, Oshima volcano, seven Izu island, Japan. Part I, The 1950 eruption, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 32, 35-66.
- TSUYA, H., R. MORIMOTO and J. OSSAKA, 1954b, The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara, Oshima volcano, seven Izu islands, Japan. Part II, The 1951 eruption. A. Activity of the second period, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 32, 289-312.
- TSUYA, H., R. MORIMOTO and J. OSSAKA, 1955, The 1950-1951 eruptions of Mt. Mihara Oshima volcano, seven Izu islands, Japan. Part III, The 1951 eruption. B. Activity of the third period, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 33, 79-107.
- 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.

- 露木利貞, 1969, 九州地方における温泉の地質学的研究 (第5報) 鹿児島地溝内の温泉特に温泉貯留体について, 鹿大理学部紀要, No. 2, 85-101.
- 渡辺秀文, 1987, 火山性微動からみた伊豆大島火山の噴火機構, 月刊地球, 9, 475-480.
- 渡辺秀文・前川徳光・鈴木敦生・山下 濟・江頭庸夫・中村貞美, 1984, 有珠火山周辺における精密水準測量 (1982年) 主要活火山の集中総合観測報告有珠山第2回-1982年樽前山-第1回-1983年一, 25-31.
- 山川宣男, 1955, 内部応力源による半無限弾性体の変形について, 地震, 第2集, 8, 84-98.
- 山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山栄一, 1987, 1986年伊豆大島噴火前後の地殻傾斜変動, 月刊地球, 9, 404-409.
- 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, 第2集, 33, 伊豆大島噴火特集号, S91-S101.
- 横山 泉, 1961, 溶岩流の運動その I, その II, 火山, 第2集, 6, 51-59.
- 横山 泉, 1965, カルデラの構造と成因, 火山, 第2集, 10, 10周年特別号, 119-128.
- YOKOYAMA, I., 1969, The subsurface structure of Oosima volcano, Izu, *Jour. Phys. Earth*, 17, 55-68.
- YOKOYAMA, I., 1971, A model for the crustal deformation around volcanoes, *Jour. Phys. Earth*, 19, 199-207.
- 横山 泉, 1975, 集中観測 (1974年6月) の結果から三原山活動度を評価する試み, 伊豆大島三原山の集中観測-1974年6月一, 「噴火予知のための主要活火山における熱的状態の調査研究」 研究班報告, 59-62.
- 横山 泉・前川徳光, 1984, 1983年三宅島噴火にともなった地殻変動と重力変化, 火山, 第2集, 29, 特集号「三宅島の噴火1983年」, S130-S140.
- YOKOYAMA, I. and H. TAJIMA, 1957, A gravity survey on volcano Mihara, Ooshima island by means of a worden gravimeter, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 35, 23-33.
- 吉川圭三, 1954, 阿蘇火山の地盤変動に就いて (第1報), 地震, 第2集, 7, 151-154.
- 吉川圭三, 1958, 桜島に於ける水準測量結果について (第1報), 京大防災研年報, 2号, 140-144.
- 吉川圭三, 1961a, 桜島に於ける水準測量結果について (第2報) 及び桜島に於ける地盤変動観測について (統報), 京大防災研年報, 4号, 21-35.
- YOSHIKAWA, K., 1961b, On the crustal movement accompanying with the recent activity of the volcano Sakurajima (part 1), *Bull. Disast. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, No. 48, 1-15.
- 吉川圭三・西 潔, 1969, 桜島深部の地震活動について, 京大防災研年報, 12-A, 57-65.
- YUKUTAKE, T., T. YOSHINO, H. UTADA, H. WATANABE, Y. HAMANO, Y. SASAI and T. SHIMOMURA, 1987, Changes in the electrical resistivity of the central cone, Miharayama, of Izu-Oshima volcano associated with its eruption in November, 1986, *Proc. Japan Acad.*, 63, Ser. B., 55-58.
- 地震研究所, 1940, 新発田一平間並びに浅間火山付近水準測量結果, 震研彙報, 18, 460-464.

*Recent Crustal Movements of Active Volcanoes in
Japan as Revealed by Leveling Survey*

Tsutomu MIYAZAKI

Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

This study presents some typical examples of crustal movements in six volcanoes, the most active ones in the Japanese Islands, which are revealed by repeated precise

leveling survey. The fundamental mode of the ground deformation in a volcano is the inflation-deflation process which reflects storage and discharge of magma within a volcano. Various features of this process are presented in this paper, which are highly dependent on physical properties of magma. We can distinguish some peculiar types of crustal movements, according to the petrological classification of island arc volcanism: i.e. basalt, andesite and dacite volcanoes. In andesite volcanoes, a *two-reservoir system* is proposed for the two most active volcanoes (i.e. Sakurajima and Asama Volcanoes). The main reservoir is located within the central part of the edifice, the most active portion during volcano formation. The subsidiary one is just below a currently-active summit crater. In the basalt volcano case, an unexpected phenomenon was observed: i.e. *the lack of the inflation stage before eruption* (Izu-Oshima Volcano). This suggests a special mechanism for magma ascent, most probably due to gradual vesiculation of volatiles in magma through an open conduit. In dacite volcanoes *an extremely large amount of ground surface deformation* sometimes takes place in the post-eruption stage (Usu Volcano).

We also propose *another mode of crustal movements in volcano, namely the caldera floor depression*. They were confirmed in the Aira caldera (Sakurajima Volcano), the Kakuto caldera (Kirishima Volcano) and summit calderas in Izu-Oshima and Miyakejima Volcano. This movement seems peculiar to the caldera structure, regardless of either the volcano type or the age of the caldera formation. In particular, *the caldera wall behaves as a sort of active normal fault*, where an episodic step-down change at the time of eruptions as well as creep-like subsidence of the caldera floor occur. These phenomena give us a new insight for the caldera formation process.

Vertical displacements are crucial for the long- and short-term forecast of the volcanic activity. Leveling data, however, contain every kinds of movements. Proper assessment on the volcanic crustal movements as classified in this study is a key for prediction and monitoring of volcanic eruptions. Leveling in volcanoes has been conducted under severe circumstances. The accuracy of each measurement and overall reliability of repeat leveling were examined and discussed in detail in the Appendix.

Andesite Volcanoes

Sakurajima Volcano

1) This volcano is located on the southern rim of the Aira caldera. Normal faulting movement was found at the northern periphery of the caldera. Not only the step-like depression at the time of the 1914 great eruption was confirmed but also a constant creep at the very point of the caldera wall. This implies that *the ground movement of the caldera formation in the pre-historic time (20,000 years BP) still continues at present*.

2) Existence of two pressure sources, which were responsible for summit eruptions in the past decades, was brought to light. The main reservoir is located around the center of the Aira caldera, while the subsidiary one is just beneath the Minami-dake summit of the volcano (ETO and NAKAMURA, 1986). Our data contribute mostly to clarifying the existing main reservoir. This mechanical model plays the key role in understanding the present state of Sakurajima Volcano. Leveling data combined with those data on gravity, ejecta volume and volcanic gases enables us to monitor and forecast the long-term activity of the most active volcano in Japan.

Kirishima Volcano

1) On the northwestern side of Kirishima Volcano is located the Kakuto caldera. This caldera is a few tens of thousand years old. No close relationship has been recognized between the recent activity in Kirishima Volcano and the caldera. Swarm

earthquakes took place in 1968 and 1976 within the caldera. Kakuto caldera subsided at the time of these swarms. Thus we found a depression movement even within an old and inactive caldera.

2) Geothermal areas exist in and around Kirishima Volcano. Pumping of steam and hot water in this area caused severe subsidence of ground. The vertical strain is on the order of 10^{-2} .

Asama Volcano

1) Asama Volcano consists of roughly two parts: the old main edifice to the Kurofu volcano and a newly developed summit Maekake (Kamayama) volcano. The center of Kurofu is situated about 2 km west of Maekake. During the great activity in the 1930's to 1940's, an uplift was observed from 1935 to 1939 with a dilatation center near Kurofu at a depth of 7 km. During the moderately active period from 1939 to 1950-53 was detected an uplift with a different source: it was centered at the summit crater cone, Maekakeyama, at a depth of 2 km. A quite similar uplift with the same dilatation center was again confirmed for the period from 1954 to 1958. In the declining activity a subsidence was observed with the contraction center at the same position for the period from 1977 to 1981. *The inflation stage prior to the eruption activity was observed in Asama three times. Most of the data showed good fit to the Mogi model.*

2) In Asama Volcano we had two pressure sources: *one about 7 km beneath the main volcano Kurofu during the most active period and another one at a shallow depth of 2 km below the currently active summit crater during moderate activity.* The main and subsidiary pressure sources are separated vertically, in contrast to the horizontal separation in Sakurajima Volcano. The distribution of volcanic earthquakes supports the above mechanism with a two-reservoir system. A vertical cross section of earthquake foci indicates a cluster of earthquakes beneath the summit crater, a linear arrangement with depth increasing westward and another cluster below the Kurofu volcano at a depth of 7 km or so. This suggests the existence of two magma reservoirs and a vent connecting them.

Basalt Volcanoes

Izu-Oshima Volcano

1) During the declining period of the former active cycle (1950-1974) for Izu-Oshima Volcano, the summit subsided by more than 20 cm relative to the western coast of the island for the period from 1958 to 1967. This fact was reasonably interpreted in these days as a deflation process. Hence the summit inflation had been anticipated before a forthcoming eruption. Frequent repeat leveling, however, gave no evidence of upheaval in the summit area before the 1986 eruption. *The lack of an inflation stage prior to a big eruption after a long lapse is demonstrated here for the first time.* In spite of many other anomalous data such as electromagnetic, geothermal and geochemical data, no mechanical precursors except for intermittent volcanic tremors appeared, including seismicity in the summit area, leveling, geodimeter and strainmeters. This implies that magma ascended through an existing vent from depth toward the pit crater without mechanically deforming surrounding materials.

2) Just before the onset of fissure eruption, we detected enormous uplift by our emergency survey. Subsidence along the fissure zone was confirmed after the eruption. We also found that an overall inclination rising to the east occurred in the northern half of Izu-Oshima Volcano during the 1986 eruptions.

3) The summit caldera of Izu-Oshima Volcano belongs to the high gravity anomaly type (YOKOYAMA, 1969). *The caldera floor usually continues to subside at a constant rate. The rate was accelerated at the time of the 1986 eruption.* This manner of

ground deformation is quite identical with that of the Aira caldera. The phenomenon is considered as one of the dominant causes to build up a high-gravity type caldera.

4) The summit caldera is cocoon-shaped: the southwestern half was formed earlier than the northeastern one. In the northern part a step-like depression at the time of eruptions is dominant, while in the south a creep-like subsidence prevails. The discrepancy reflects the difference in the ages of caldera formation.

Miyake-jima Volcano

1) This volcano repeated flank fissure eruptions in 1940, 1962 and 1983. It is an island volcano with 8 km radius, the leveling route being located along the coast. The lack of leveling data inside the island prevented us from clarifying the inflation-deflation process. We established a new route encircling the flank of Miyake-jima Volcano in 1985. Repeat surveys along these routes brought to light that the fissure eruption area on the northeast side of the island still continued to subside. We also found an inclination all over the island, which is regarded as an after-effect of the 1983 eruption.

2) Triangulation measurements were made after the 1940 and 1962 eruptions, which revealed height changes at several points in the summit area with a coarse accuracy. These data suggest predominant subsidence of the summit caldera. The crustal movements in Miyakejima Volcano can be interpreted as a combination of the inflation-deflation process and the summit caldera depression.

Dacite Volcanoes

Usu Volcano

1) Usu Volcano erupted in 1910, 1943-45 and 1977-78. Cleft domes were formed in these activities. After the 1977 eruption, the ground on the northern foot of the volcano was pushed away northward by more than 10 m, producing complicated deformations. By means of angular measurements we revealed horizontal strains on the order of 10^{-2} . Fabrics were severely damaged where the pushed-out soil turned its direction.