

火山性地震の発生からみた火山の浅部構造

井口正人

京都大学防災研究所火山活動研究センター

要旨

桜島火山における火山性地震は、その波形の特徴から A 型、高周波 B 型 (BH)、低周波 B 型 (BL)、爆発地震に分類される。これらの火山性地震は、その発生のメカニズムからせん断破壊によって発生する A 型地震と、震源における体積変化によって発生する BH 型、BL 型および爆発地震に大別される。BH 型、BL 型および爆発地震の震源は、頻繁に噴火を繰り返す火口の直下に集中して分布するのに対し、A 型地震は、それを取り巻くように分布する。このことから BH 型、BL 型および爆発地震は、流体の動きによって発生し、その震源域はマグマに満たされた火道に対応するもの推定される。A 型地震は、火道をとリまく岩石の領域において発生していることが推定される。したがって、BH 型、BL 型および爆発地震は、初動部分の震源時間関数の違いによってその波形が異なる。BH 型地震の群発時には、顕著な噴火現象がみられず、火口周辺の地盤が隆起・膨張することから、上部において閉塞された火道内に新たにマグマが貫入したため、火道内の圧力が増加しつつある状態と推定される。一方、BL 型地震の群発に伴い、噴煙、噴石の放出がみられ、地盤は逆に沈降・収縮することから、噴火による噴出物の放出により火道内の圧力が減少しているものと考えられる。爆発地震の直前には急激な地盤の隆起・膨張が観測され、爆発的噴火に伴い、噴石が高速で放出されることから、火道内は高圧であると思われる。これらの結果は、火山性地震の発生状況を把握することにより、火道内の状態を推定できる可能性を示す。

1 はじめに

火山性地震の多発現象は、しばしば火山爆発の前兆現象として現れることが多い。1977～1982 年の有珠山噴火では、噴火開始の約 32 時間前から火山性地震の多発が始まった (気象庁, 1978)。また、1990 年の雲仙普賢岳の噴火では、1989 年 11 月ごろから普賢岳の西方の千々石湾において群発し始め、次第に普賢岳の浅部へ移動した (馬越・他, 1994)。桜島や浅間山など頻繁に噴火が繰り返される火山では、やや深い場所において A 型地震が発生し、その後、B 型地震が火口周辺のごく浅い場所において多発した後、爆発的噴火活動が活発化することはよく知られている (Minakami, 1974; 加茂, 1978)。このように火山性地震の発生と噴火が密接な関係にあることは、火山性地震の発生は、噴火に伴うマグマの貫入など火山体内部の状態変化を反映しているものと考えられる。しかも、火山においては様々な波形をもつ地震が観測されることは、異なる種類の地震発生はそれぞれ異なる内部の状態を反映しているのかもしれない。

マグマの供給経路として、多くの火山において火山体下のマグマ溜りとそのマグマ溜りと火山物質の噴出口である火口をつなぐ火道が想定されている。例えば、桜島火山では、桜島北方の始良カルデラの地下 10km 付近と桜島火山の直下深さ 3～6km にマグマ溜りがあり、その浅部マグマ溜りと山頂の南岳火口を結ぶ直径 200

～300m程度の火道が存在すると考えられている(石原, 1988)。このようなマグマの蓄積場所あるいは通路としての火道内部の物理的な状態の変化は、火道内部での脱ガスや発泡あるいは爆発によって引き起こされたり、また、その状態変化が、周辺の岩石の応力状態を変えたりすると思われる。この火道内部の状態変化は、しばしば火山性地震として観測される。本稿では、桜島火山を例に、火山性地震の発生から火道内部およびその周辺の状態の変化を推定してみた。

2 火山性地震の分類

火山、特に噴火活動が頻繁に発生する火山では様々な波形をもつ火山性地震が観測される。図1に桜島火山において発生する火山性地震と微動の波形の例を示す。これらの記録は、南岳山頂火口から2.8kmの距離にある速度型地中地震計により観測されたものである。A型地震は、P波およびS波が明瞭に識別でき、10Hz以上の高周波成分に富む。BH型地震とBL型地震は、従来B型地震(Minakami, 1974)と呼ばれてきた火山性地震をその卓越周波数により2つに分類したものである(Iguchi, 1994)。BH型は高周波のB型地震であり、5～8Hzの周波数成分が卓越する。BL型では1～3Hzの低周波成分が卓越する。爆発地震は、爆発的噴火に伴って発生し、10Pa以上の強い空気振動を伴う。その振幅は、B型地震よりも大きく、初動も明瞭である。初動付近は2Hz程度の波で構成されるが、振幅の大きい主要動は1～2秒の長周期波動からなる。火山性微動は2種類に分類される。C型微動は、ハーモニックな振動波形が継続する。そのスペクトルは、特定の基本周波数およびその整数倍の周波数にピークを持つ(加茂・他, 1977)。D'型微動は、2～4Hz程度の周波数帯域の波が不規則に繰り返される。多くの場合、火山灰の連続噴出に伴い発生する。

図2にこれらの火山性地震の震源位置を示す。いずれのタイプの地震についてもその震源は火口直下に分布するが、詳しく見るとその位置には微妙な違いがある。爆発地震は火口直下の深さ1kmから3kmの直径200～300m程度の円筒状領域に分布する。BL型地震は、深度1～2kmの浅い部分に発生するものが多いものの、その震源域は爆発地震の震源域とほぼ一致する。BH型地震の震央は爆発地震およびBL型地震の震央と一致し、火口内の直径300mの領域にあるが、その深さは2～3.5kmとやや深い。一方、A型地震の震央分布は、BH、BLおよび爆発地震と明らかに異なり、火口を中心とする直径200～300mの領域にはなく、ほとんどその外側に分布している。

これら火山性地震の震源分布の違いをメカニズムの観点から見てみる。図3にP波初動の空間的な振幅分布からインバージョンしたモーメント加速度テンソルの6成分の大きさを示す。 \ddot{M}_{xx} 、 \ddot{M}_{yy} 、 \ddot{M}_{zz} の3つのダイポール成分は震源での体積変化を表す。それ以外の成分はせん断応力に対応する。BH、BLおよび爆発地震では \ddot{M}_{zz} 成分が卓越しており、鉛直方向への体積膨張が起こっているものと思われる。一方、A型地震では、体積膨張をあらわす \ddot{M}_{xx} 、 \ddot{M}_{yy} 、 \ddot{M}_{zz} は小さく、水平方向のせん断破壊に対応する \ddot{M}_{xy} 成分が卓越している。したがって、モーメントテンソル解からはBH、BLおよび爆発地震は、震源における体積膨張により始まり、A型地震はせん断破壊により発生すると推定される(Iguchi, 1994)。

これらの火山性地震の震源分布とメカニズムから次のことがいえよう。BH、BLおよび爆発地震はいずれも

山頂火口直下の直径 200~300m の領域において発生している。爆発地震は必ず爆発的噴火と対応していること、また、これらの震源は火口直下に位置することから、火口直下における直径 200~300m の円筒領域は、火道に対応すると考えられる。この領域は、液体のマグマあるいは火山ガスなどに満たされており、体積変化が起こりやすい状態であると思われる。したがって、体積変化により発生する BH、BL および爆発地震などは、流体に満たされた火道内において発生することになる。一方、せん断破壊によって発生すると考えられる A 型地震は、流体に満たされた火道内では、せん断応力を蓄積することができないため、発生しえない。A 型地震が発生するのは、火道に相当する直径 200~300m の円筒領域の外側で、せん断応力蓄積可能な岩石の領域である。せん断破壊により発生する A 型地震と体積変化に伴い発生する BH、BL、爆発地震との震源域がはっきり分離していることは、マグマ供給路としての火道が確立していることを意味する。

このように、A 型地震と B 型および爆発地震の震源域がはっきり分離している火山の例をいくつか示す。図 4 は、1950 年代から頻繁にストロンボリ式の爆発を繰り返している諏訪之瀬島火山における火山性地震の震源分布を 3 回の集中総合観測の結果 (西・他, 1988; 西・他, 1993; 西・他, 2000) をもとに編集したものである。A 型地震は、御岳新火口の南側の馬蹄形カルデラ縁に沿って分布する。一方、B 型地震と爆発地震の震源は、御岳新火口の直下に位置する。図 5 は、薩摩硫黄島における火山性地震の震源分布の例である。1970 年代後半におけるサンシャイン計画に基づく火山性地震調査 (加茂, 1976; 1977; 1978) および最近の調査 (井口・他, 1999) をもとに示した。薩摩硫黄島では、山頂の硫黄岳の火口における噴気活動が活発である。この火山においても同様に B 型地震の震源は火口の直下に分布し、A 型地震は、その周辺、特に西側の山腹において多く発生している。このように、噴火活動や噴気活動の活発な火山では、A 型地震と B 型・爆発地震の震源域の分離がみられ、流体が通過する経路としての火道が確立しているものと思われる。

一方、長い休止期にある火山では、火山性地震の発生とその震源分布はどうであろうか。図 6 はインドネシアのジャワ島西部にあるグントール火山における震源分布である。この火山は 17 世紀後半から 19 世紀中ごろにかけてしばしば爆発的噴火や溶岩流出を繰り返したが、1843 年を最後に、150 年以上も噴火が発生していない (Suantika *et al.*, 1997)。しかし、火山性地震活動は活発で、1999 年 5 月には M=2.9 と 2.7 の有感地震が発生した (Iguchi and Suantika, 1999)。この火山でも多くの火山性地震は山頂のグントール火口の深さ 5km 付近までに分布する。しかし、発生する地震はすべて A 型地震であり、B 型地震は発生していない。しかも、桜島、諏訪之瀬島および薩摩硫黄島に見られるような火口直下の A 型地震が発生しない空間が存在せず、火口の直下もすべて A 型地震で占められている。グントール火山の場合、火口直下には破砕帯は存在しても体積変化をおこすのに十分な量の流体が通過しうるような火道はすでに閉塞しているものと推定される。

3 B 型地震発生時の火道内の状態

桜島火山においては、BH、BL および爆発の 3 種類の地震はいずれも火道内において体積変化によって発生しているが、そのスペクトルの構造は明らかに異なっている。BH 型では卓越周波数は 5~8Hz であり、BL 型は 1~3Hz にピークの周波数をもつ。爆発地震では、BL 型よりも更に低周波側に帯域が伸びている。これらの

地震が発生するときの火道内の状態に違いはないのであろうか。

桜島火山においては、爆発的噴火活動に先行して BL 型地震がしばしば多発する。このときの地盤変動にもとづいて火道内の状態を推定してみる。図 7 に南岳山頂火口から 2.8km の距離にある観測坑道に設置された水管傾斜計の記録と地震動エネルギーの放出率を示す。1988 年 4 月 13 日には 3 回の群発地震が発生している。5 時から 8 時まで BL 型地震が連続的に発生し、それに伴い、火口方向の地盤が沈降したことを示す約 $0.115\mu\text{radian}$ の傾斜変化が観測された。さらに、17 時から 19 時までの群発地震では同様に火口方向の地盤が $0.06\mu\text{radian}$ の傾斜変化を伴って沈降した。

BL 型地震の群発に伴い顕著な噴火活動が観測される。図 7 の上段に示すように、山頂火口からの噴煙の放出が活発化する。最も活動的な場合では、噴石が噴泉のように連続的に放出されることがある。この噴火活動は爆発的噴火に比べれば、穏やかであり、同時に噴火に伴い観測される空気振動は 10Pa 以下、また、噴石の到達高度は約 500m で放出速度は 60m/s 程度と推定される。同時に観測される地盤変動と噴火現象から BL 型地震の発生する火道内では、噴煙や火山ガスの放出に伴って圧力の減少が起こっていると思われる (石原・井口, 1989)。

一方、BH 型地震が群発するときは、BL 型地震の群発とは異なることが起こっているようである。BH 型地震の群発自体、その例は少ないが、1987 年 9 月 3 日から 4 日にかけて群発したことがあるので、このときの地盤変動にもとづいて火道内の状態を推定してみる。図 8 に示すように、BH 型地震は 9 月 3 日の 22 時ごろから翌 4 日の午前 7 時ごろまで多発した。それに同期して火口方向の地盤が隆起したことを示す約 $0.25\mu\text{radian}$ の傾斜量の増加が観測された。その後、7 時から 8 時にかけて BL 型地震が混在すると、傾斜変化は減少し、火口方向の地盤は沈降に転じた。しかし、8 時以降再び BH 型地震だけが発生するようになると再び隆起が始まった。このことから BH 型地震が群発するときは、火道内において圧力が増加しているといえる。BH 型地震の群発時には顕著な噴火活動は観測されておらず、火道内にあらたにマグマが貫入することにより圧力が増加したものと推定される (石原・井口, 1989)。

4 爆発に至るまでの火道内の状態の変化

桜島火山では、最も典型的な場合、まず、南西部のやや深い場所で A 型地震が発生し、その震源が次第に浅くなって山頂火口直下へ移動した後、B 型 (BL) 地震が群発し、噴火活動が活発化するとされている (加茂, 1978)。ここでは、A 型地震の火口直下への移動から後のプロセスについて考えてみる。

BH 型地震の群発の例は、少ないが、その後に BL 型地震の群発を伴う。また、BL 型地震の群発では、その振動波形が次第に単純化して、特定の周波数にピークがみられるようになり、C 型と呼ばれるハーモニック微動が発生することが知られている (西, 1984)。また、C 型微動が発生したあとは、爆発が発生する確率が高い。これらのことから、爆発に至るまでの火山性地震発生の時間経過は以下のようにまとめられる。

1) BH 型地震の発生

2) BL 型地震の群発

3) C 型 (ハーモニック微動) の発生

4) 爆発的噴火の発生

これらの地震発生時における火道内の状態とその変化を図 9 にまとめた。1987 年 9 月に BH 型地震が群発する前は噴火活動の静穏期である。また、BH 型地震発生時には噴気の放出は見られるものの顕著な火山灰放出などの噴火現象が見られないことから、火孔は緩く閉じた状態であると推定される。その状態でマグマ溜りから火道下部へマグマが貫入してくると、火道内において圧力が上昇する。その結果として、火道下部において BH 型地震が発生し、また、火口周辺の地盤が隆起膨張するような地盤変動が観測される (図 9(a))。火孔上部は緩く閉じられているだけなので、火道内で圧力が上昇し、マグマが火道上部へ移動すると、火孔上部が開き噴火を伴う BL 型地震が発生する。火孔上部が閉じられていないときは、BH 型地震発生のプロセスはスキップされ、マグマは顕著な現象を伴わず火道上部まで上昇する。多くの場合、火山活動の活発化の過程が BL 型地震の群発から始まるように見えるのはこのためであろう。しかしながら、BL 型地震群発の前には微小ながら火口周辺の地盤が隆起膨張する傾斜変化が見られることから、BH 型地震の発生如何にかかわらずマグマの火道への貫入があるものと思われる。

BL 型地震の群発時には、顕著な噴火活動や火映が見られることから、火道内に貫入したマグマが火道上部へ上昇、火孔から溢れ出している状態といえる。その結果として火道内の圧力は減少し、地盤が沈降収縮する変動が観測される (図 9(b))。

次に、BL 型地震は群発中にその波形が次第に単純化し、C 型微動に移行する。C 型微動のスペクトルでは基本周波数とその整数倍にピークが現れることから、C 型微動は火山ガスなどに満たされた空洞の振動によって発生すると考えられている (加茂・他, 1977; 西・他, 1984)。また、BL 型の単純化および C 型微動への移行に伴い、噴火活動も次第に沈静化する。これらのことから BL 型の単純化および C 型微動への移行は、火道上部に栓とその直下にガス溜りが次第に形成される過程と解釈される (図 9(c))。噴火によって火道上部から火山ガス成分が抜けることにより熱量が減少し、火道上部まで達した溶岩は冷却され、火道上部に蓋が形成されるものと思われる。

BL 型地震の群発・C 型微動への移行から 1~数日を経て爆発的噴火が発生する。爆発的噴火の数分から 10 時間前には、火口周辺の地盤が隆起・膨張する地盤変動が観測される (図 9(d))。これは火口直下の深さ 3~6km における圧力増加によるものとされている (Ishihara, 1989)。爆発的噴火直前には火道内は高圧の状態になっている。噴石の放出速度から火道上部の噴火時の圧力を見積もると BL 型地震群発時には高々 45 bar であるが、爆発的噴火時には 100~600 bar に達する (井口・他, 1983)。図 9(e) は爆発地震の発生を示す。爆発地震の発生から 1.1~1.5 秒経過して、山頂の火口底において衝撃波が発生し、噴石が放出される (図 9(f))。すなわち、地下約 2km の爆発地震の発生と地表での爆発の間には 1.1~1.5 秒の時間差がある。爆発地震により圧力波が発生し、それが約 1.3~1.6 km/s の速度で火道内を伝播して火口底に達し、火口底での爆発を引き起こすと考えられている (Ishihara, 1985)。

5 まとめ

火道は地下数 km にあるマグマ溜りと地表の火口を繋ぐ単なる流体の通り道ではない。爆発地震は火道内において発生するので、爆発発生場としての火道の状態を知ることは、爆発発生のための条件を明らかにする上で重要である。火道内では様々な種類の火山性地震が発生するが、それらの発生と表面現象の観察および地盤変動の観測を結びつけることにより、大まかではあるが、火道内の状態を伺い知ることができるようになった。

参考文献

Iguchi, M., A vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, **39**, 49–67, 1994.

井口正人・石原和弘・高山鉄朗・為栗健・篠原宏志・斎藤英二, 薩摩硫黄島の火山活動 1995 年～1999 年, 京都大学防災研究所年報, **42 B-1**, 1–10, 1999.

井口正人・石原和弘・加茂幸介, 火山弾の飛跡の解析 放出速度と爆発圧力について, 京都大学防災研究所年報, **26 B-1**, 9–21, 1983.

Iguchi, M. and Suantika, G., Felt earthquake ($M = 3$) on May 6, 1999 at Guntur volcano, West Java, Indonesia, 日本火山学会講演予稿集 1999 年度秋季大会, 132, 1999.

Ishihara, K., Dynamical analysis of volcanic explosion, *J. Geodyn.*, **3**, 327–349, 1985.

Ishihara, K., Pressure sources and induced ground deformation associated with explosive eruptions at an andesitic volcano: Sakurajima volcano, Japan, in *Magma Transport and Storage* (M. P. Ryan, John Wiley and Sons eds.), New York, 335–356, 1989.

石原和弘, 地球物理学的観測による桜島火山のマグマ溜りおよび火道の推定, 京都大学防災研究所年報, **31 B-1**, 59–73, 1988.

石原和弘・井口正人, 火山体の変形、表面活動と火山性地震発生の関係 (1) 微小地震の群発現象について, 京都大学防災研究所年報, **32 B-1**, 1–11, 1989.

加茂幸介・古沢保・赤松純平, 桜島の火山性微動の性質について, *火山*, **22**, 41–58, 1977.

加茂幸介, 桜島火山における噴火の前駆現象と予知, *火山*, **23**, 53–64, 1978.

加茂幸介, 地震観測, 火山発電方式に関するフィジビリティスタディ(サンシャイン計画委託調査研究成果報告書), 38–59, 1976.

加茂幸介, 地震計の設置, 火山発電方式に関するフィジビリティスタディ(サンシャイン計画委託調査研究成果報告書), 25–39, 1977.

加茂幸介, 地震計の設置, 火山発電方式に関するフィジビリティスタディ(サンシャイン計画委託調査研究成果報告書), 17–31, 1978.

気象庁, 全国の火山活動状況, 火山噴火予知連絡会会報, **11**, 73–88, 1978.

Minakami, T., Seismology and volcanoes in Japan, in *Physical Volcanology* (Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G., Rapolla, A. eds.), 1–27, Elsevier, 1974.

西潔, 爆発に先行する火山性 B 型地震の群発, 京都大学防災研究所年報, 27 B-1, 29-34, 1984.

西潔・中村貞美・園田忠惟・岡田弘・前川徳光・植木貞人・河野俊夫・渡部彦・増谷文雄・小野博尉・須藤靖明, 諏訪之瀬島火山の地震活動, 第 1 回諏訪瀬島火山の集中総合観測, 1-11, 1988.

西潔・江頭庸夫・井口正人・高山鉄朗・園田忠惟・西村裕一・浜口博之・西村太志・沢田宗久・須藤靖明, 諏訪之瀬島火山の地震活動 1989 年 10 月, 第 2 回諏訪瀬島火山の集中総合観測, 3-11, 1993.

西潔・井口正人・為栗健・及川純・増谷文雄・加藤寛章・八木原寛・平野舟一郎・清水洋・大島弘光・佐藤峰司, 諏訪之瀬島火山の地震活動 1998 年 10 月, 第 3 回諏訪之瀬島火山の集中総合観測, 11-17, 2000.

Suantika, G., Suganda, O. K., Iguchi, M., Ishihara, K., Hypocenter distribution and focal mechanism of volcanic earthquakes around Guntur volcano, West Jawa, Indonesia, *Ann. Disas. Prev. Inst., Kyoto Univ.*, 40 IDNDR S.1., 5-11, 1997.

馬越孝道・清水洋・松尾のり道, 精度の良い震源分布から推定した 1990-1994 年普賢岳噴火活動のマグマ上昇経路, 火山, 39, 223-235, 1994.

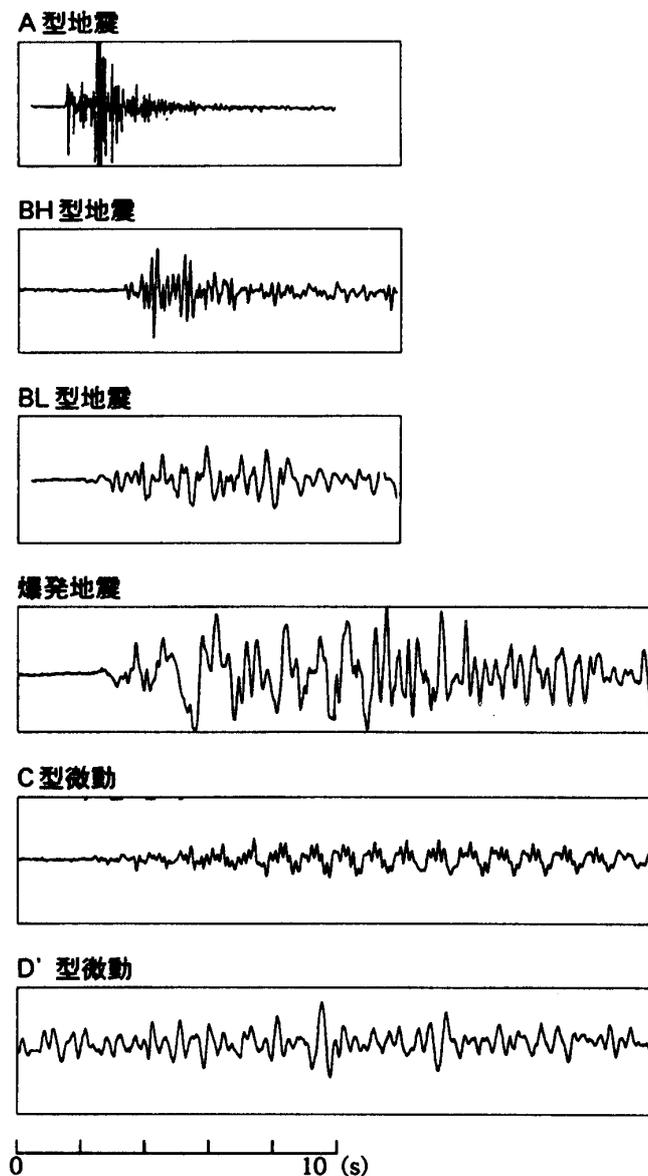


図1: 桜島火山における火山性地震・微動の波形例。

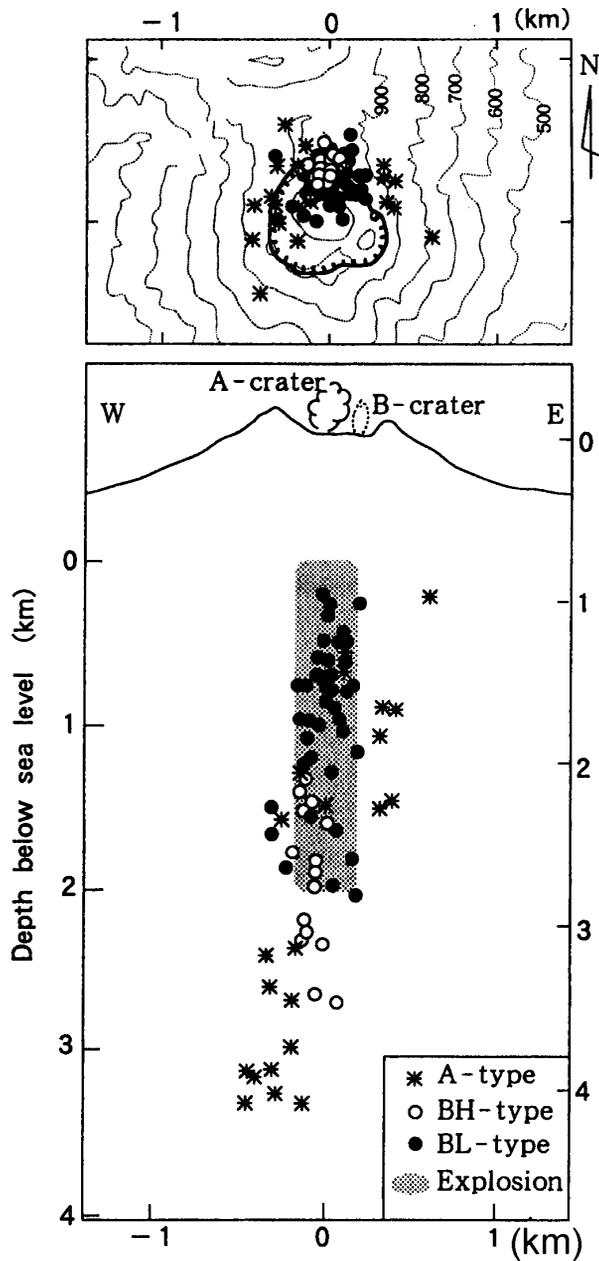


図2: 桜島火山における火山性地震の震源分布。P波速度2.5km/sの半無限均質構造を仮定して震源位置を計算した。(上)震央分布。(下)震源分布の東西断面。

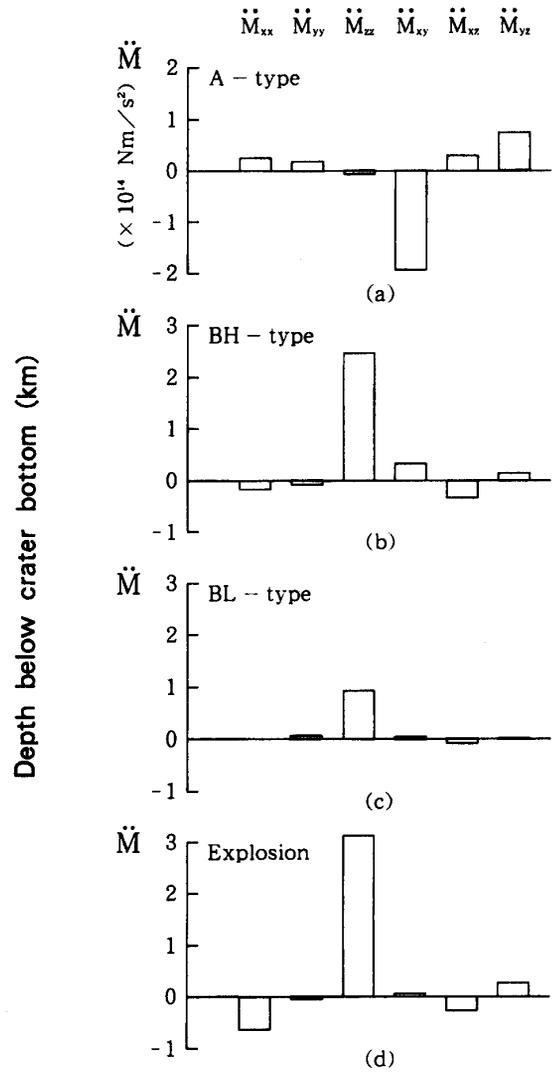


図3: A型、BH型、BL型および爆発地震の初動部分のモーメント加速度テンソル。

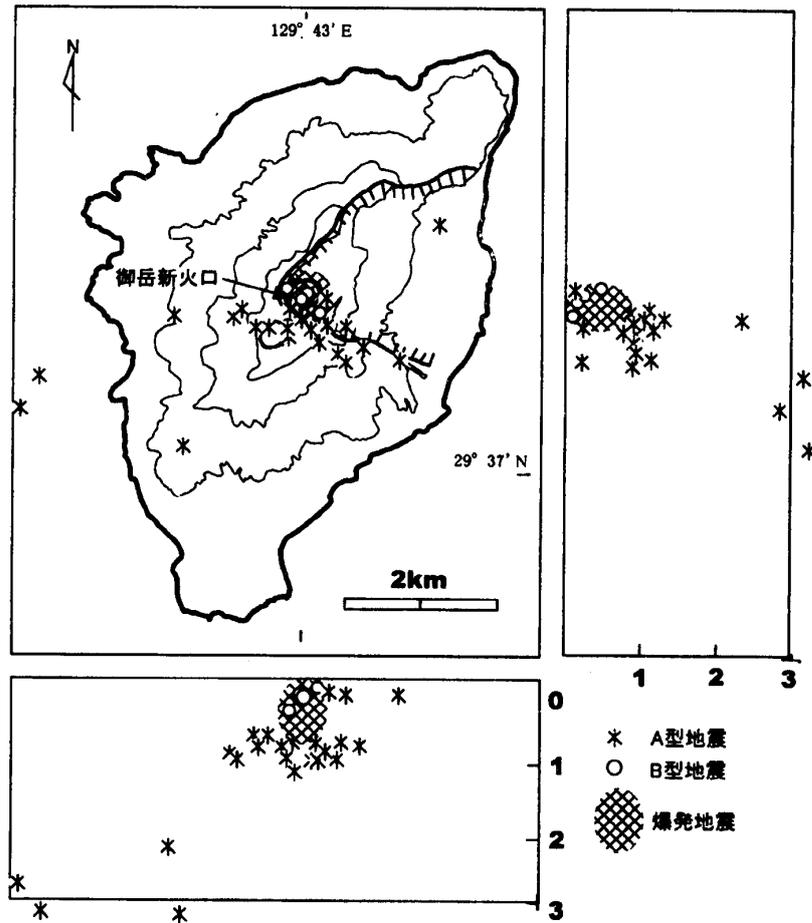


図4: 諏訪之瀬島における火山性地震の震源分布。西・他(1988)、西・他(1993)、西・他(2000)より編集した。

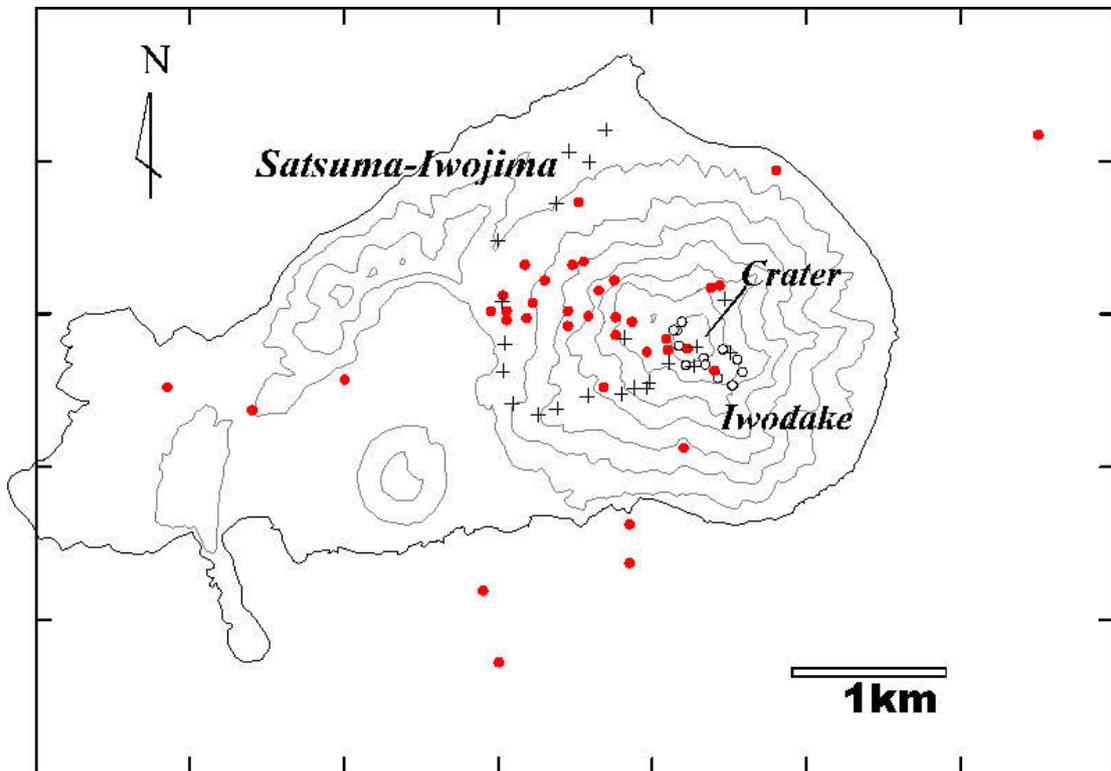


図5: 薩摩硫黄島における火山性地震の震央分布。加茂(1976)、加茂(1977)、加茂(1978)、井口・他(1999)から編集した。

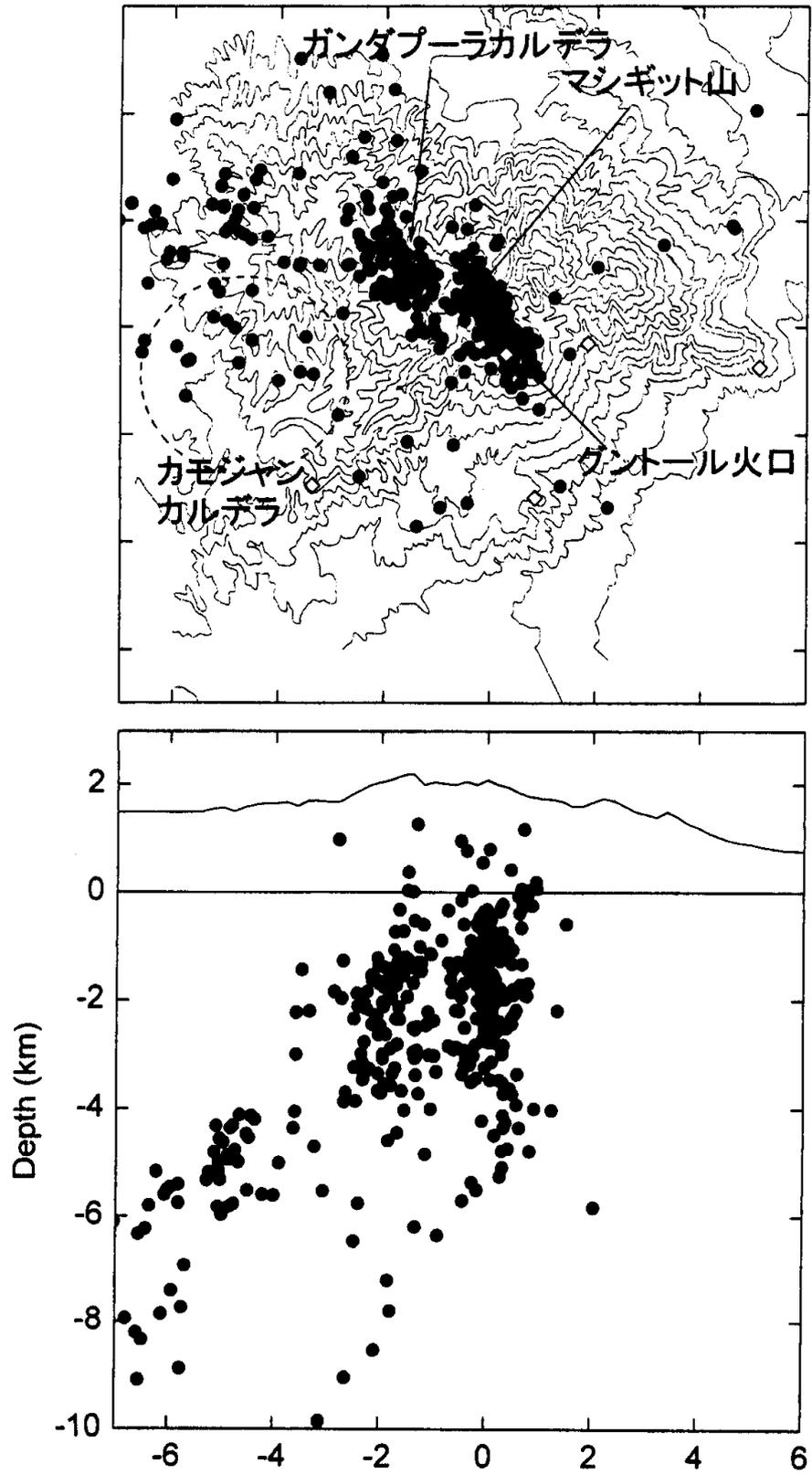


図6: インドネシア・ジャワ島のグントール火山における震源分布。
すべてA型地震の震源を示す。

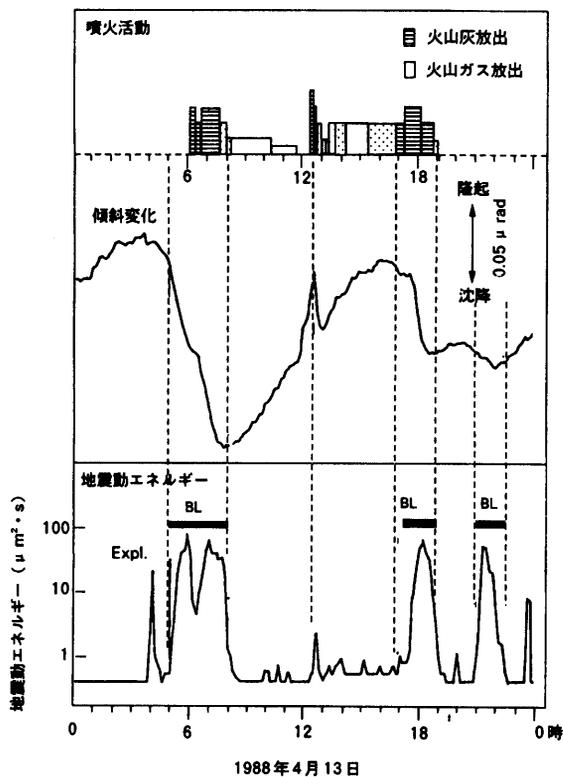


図7: BL型地震の群発現象に伴う噴火活動の推移と傾斜変化。(上)噴火活動の強度。ハッチの濃さは火山灰放出の強度を意味する。(中)ハルタ山観測坑道(火口から2.8km)に設置された水管傾斜計により観測された傾斜変化。(下)地震動エネルギーの放出率を対数軸で示した。

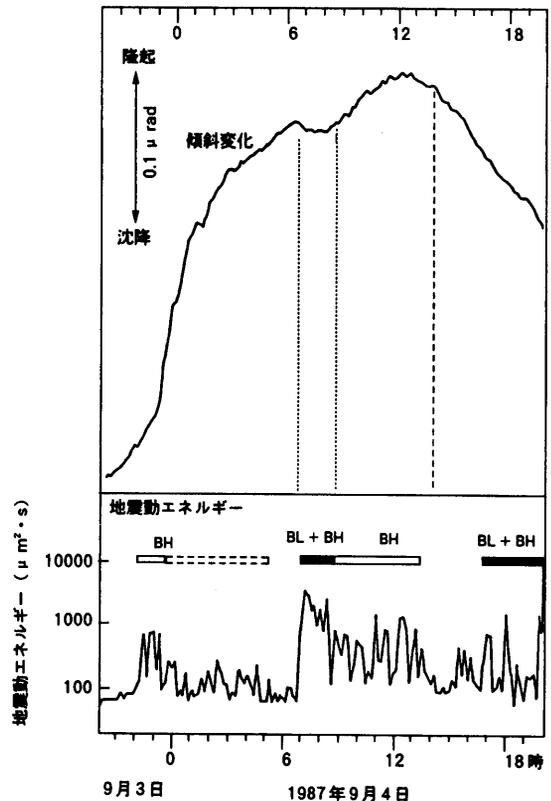


図8: BH型地震の群発現象に伴う傾斜変化。(上)ハルタ山観測坑道(火口から2.8km)に設置された水管傾斜計により観測された傾斜変化。(下)地震動エネルギーの放出率を対数軸で示した。白四角はBH型地震のみの群発、黒四角はBL型地震が混在することを示す。

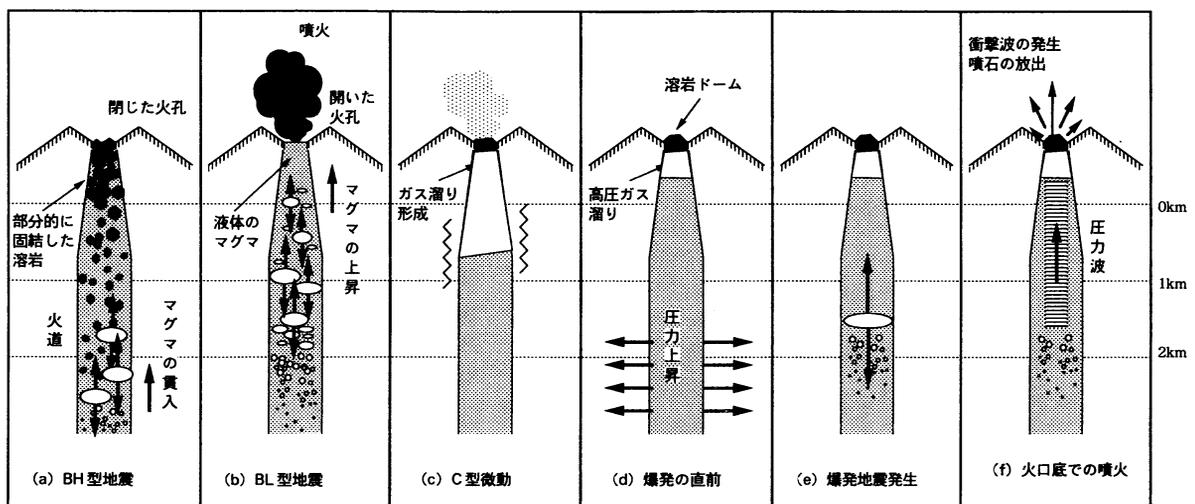


図9: 火山性地震の発生から爆発的噴火に至るまでの火道内の状態変化。(a)BH型地震群発時。火道上部の六角形は部分的に固結した溶岩を、また楕円とそれに付随する矢印はBH型地震の発生を表す。(b)BL型地震群発時。楕円とそれに付随する矢印はBL型地震の発生を表す。(c)C型微動発生時。火道上部から火口底に溶岩ドームが形成されつつあり、その結果ガス溜りができる。波線はC型微動の発生を意味する。(d)爆発的噴火発生の直前。火道内の圧力が上昇し、周辺の地盤が隆起・伸張する。また、火口底直下には高圧のガス溜りが形成される。(e)爆発地震のはじまり。楕円とそれに付随する矢印は爆発地震の発生を表す。(f)火口底における噴火の発生。圧力波が火道内を伝播し、火道上部の高圧ガス溜りが破壊され、衝撃波が発生、噴石が放出される。