

薩摩硫黄島における火山性地震の特徴

京都大学防災研究所 井口 正人・高山 鐵朗

為栗 健

産業技術総合研究所地質調査総合センター

西 祐司・松島 喜雄

1. はじめに

薩摩硫黄島は、鹿児島県薩摩半島の南 45km にある活火山である。約 6300 年前に大噴火が発生した鬼界カルデラの北縁に位置する (Matsumoto, 1943)¹⁾。1934 ~ 1935 年には同島の東海域において海底噴火が発生し、新島を形成した。島の東部にある硫黄岳の山頂火口内部およびその周辺において噴気活動が活発である。1988 年 1 月 18 日には 4 回にわたり噴煙が観測された (気象庁, 1988)²⁾。

薩摩硫黄島においては、地球物理学的観測・調査が繰り返されてきた。1975 年から 1978 年にかけて、硫黄岳の山麓において火山性地震の連続観測が行われ、火山性地震活動の推移が把握されるとともに、火山性地震の震源が硫黄岳西部の深さ 1km 付近に求められた (加茂, 1976; 1977; 1978)^{3, 4, 5)}。地質調査所は、1990 年以降、硫黄岳周辺の火口の地形観測、火山ガス分析、噴気温度測定などの調査を繰り返してきた (地質調査所, 1997)⁶⁾。また、火山性微動の停止期に発生する長周期パルスを見出し、火道内のマグマの対流と火山ガスの放出に関連しているものと推定した (Ohminato and Ereditato, 1997)⁷⁾。また、福岡管区気象台は、1985 年、1992 年に機動観測を実施した (福岡管区気象台, 1986; 1993)^{8, 9)}。

京都大学桜島火山観測所は、1988 年 2 月から 1 台の地震計による火山性地震の連続観測を開始した (Iguchi, 1991)¹⁰⁾。途中、事故による観測の中断があったが、1995 年 6 月から観測を再開し、現在に至っている。また、福岡管区気象台も、1997 年 9 月から火山性地震活動の連続監視を行っている。1998 年 4 月以降、薩摩硫黄島島内および東 14km にある竹島においてしばしば、降灰が観測されている。本稿では、桜島火山観測所及び福岡管区気象台による火山性地震の連続観測データ及び、1998 年 7 月、1999 年 11 月に行った火山性地震の臨時多点観測の結果をもとに、同火山において発生する火山性地震の特徴について調べ、その発生機構について考察する。

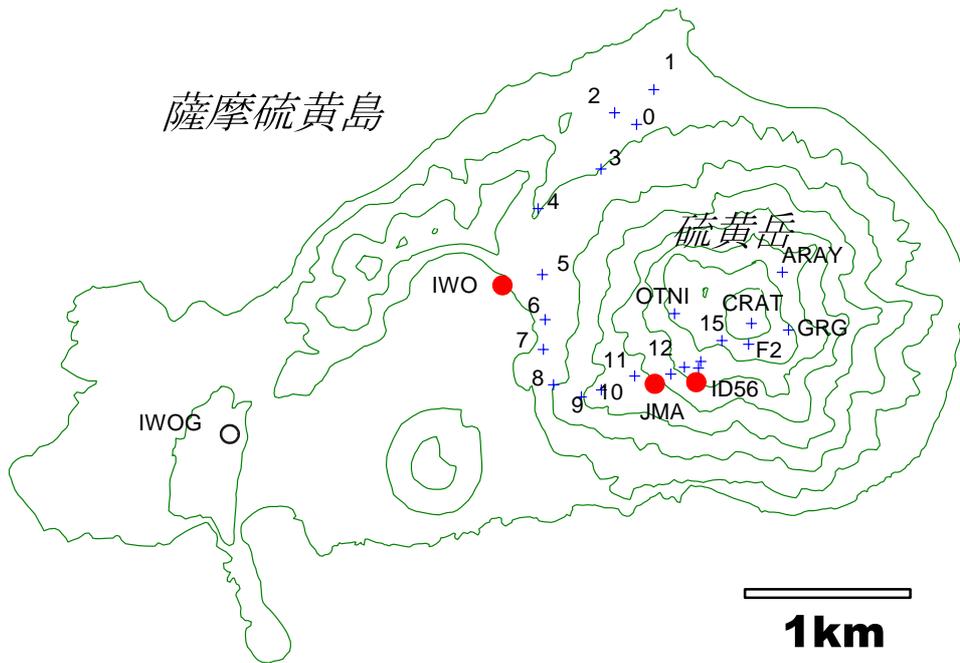


図 1. 薩摩硫黄島における観測点位置図。黒丸は長期間設置された観測点を示す。観測点 IWO は 1995 年 6 月に火山活動研究センターにより設置された。観測点 JMA は 1997 年 9 月に福岡管区気象台により設置された。観測点 C は 1975 年 6 月から 1978 年 1 月まで稼動した。十字は臨時観測点を示す。観測点 1, 5, 7, 13 は 1998 年 7 月 26 日～31 日における観測, 観測点 0 から 15 および ARAY, IWDK, F2, OTAN, ID56, CRAT は, 1999 年 11 月 14 日～25 日における臨時観測点である。ID56 は, 2000 年 11 月以降, 常設の観測点となって稼動中である。IWOG は, GPS 連続観測点であり, テレメータの中継局を兼ねる。低周波マイクロホンは, この局舎に設置されている。等高線の間隔は 100m である。

2. 観測

図 1 に観測点の配置を示す。桜島火山観測所は 1995 年 6 月に硫黄岳の西 1.5km の地点 (IWO) に固有周期 1s の 3 成分地震計を設置し, 観測を継続してきた。この地震計からの信号は無線搬送された後, パーソナルコンピュータによりトリガー方式で記録され, 桜島火山観測所まで公衆電話回線を用いて伝送される (Iguchi, 1991)¹⁰⁾。また, 福岡管区気象台は, 1997 年 9 月から硫黄岳の西部 0.5km ~ 2.5km の 4 点に地震計を設置した。地震計の固有周期はいずれも 1s である。地震波形信号は硫黄島小中学校まで無線搬送された後, 専用回線により福岡管区気象台まで伝送される。また, この信号のうち観測点 JMA (図 1) の出力は硫黄島小中学校において, 1998 年 6 月から 1999 年まで桜島火山観測所のパーソナルコンピュータに分岐した。

火山性地震の震源決定を目的として 1998 年 7 月 26 日から 30 日および 1999 年 11 月 14 日から 25 日にかけて, 硫黄岳の北～西～南山麓において臨時地震観測を行った。1998 年 7 月 26 日から 30 日の観測では, 観測点 1, 5, 7, 13 に固有周期 1s の 3 成分地震計 (L4C-3D) を観測点 JMA には, STS-2 型広帯域地震計を設置した。また, 1999 年 11 月 14 日から 25 日の観測

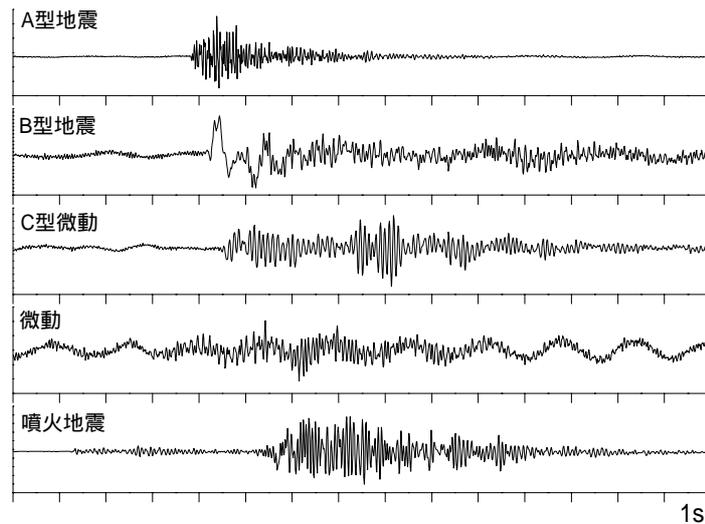


図 2. 薩摩硫黄島における典型的な火山性地震の波形。ここに示す A 型地震は 1999 年 11 月 22 日 16:47, B 型地震は 1999 年 11 月 19 日 23:14, C 型微動は 1999 年 11 月 19 日 19:26, 火山性微動は, 1999 年 11 月 20 日 19:10, 噴火地震は 2001 年 8 月 13 日 7:41 に発生した。

では, 観測点 0 から 15 に, 固有周期 0.5s の上下動地震計 (L-22) を, 観測点 ARAY, IWDK, F2, OTAN, ID56 には CMG-40T 広帯域地震計, 硫黄岳の山頂火口内の CRAT には固有周期 1s の上下動地震計を設置した。データは, GPS 刻時校正装置付きデータロガー (LS-8000SH) に, サンプリング周波数 100Hz, 分解能 14bit でデジタル収録した。

3. 火山性地震の波形の特徴

薩摩硫黄島火山において観測される典型的な地震波形記録を図 2 に示した。桜島および諏訪之瀬島の例にならい, A 型地震, B 型地震, C 型微動, 火山性微動および噴火地震の 5 種類に分類した。また, その初動から 10.24 秒間の波形から FFT により計算されたスペクトルを図 3 に示した。図 3 には, イベント直前の 10.24 秒間における振動のスペクトルをバックグラウンドノイズとしてあわせて示した。A 型地震は 10Hz 以上の高周波成分に富む。P 波および S 波の位相が比較的明瞭であり, S-P 時間は 1s 以下である。B 型地震は 1~6Hz 程度の低周波成分が卓越する。この例では 1.8Hz の振動が卓越している。C 型微動では, モノトニックな振動が 10~20 秒程度継続する。図 3 に示した例では, そのスペクトルは 9Hz 付近に鋭いピークをもつ。波形のエンベロープには, 様々な現れ方があり, 桜島の C 型微動のように紡錘形であるものや浅間山などにおいて発生する T 型地震 (浜田・他, 1975)¹¹⁾ のようにコーダ部分がゆっくりと減衰するものなどが認められる。火山性微動は 3~10Hz の周波数をもつ波が卓越する。また, 2001 年 8 月 13

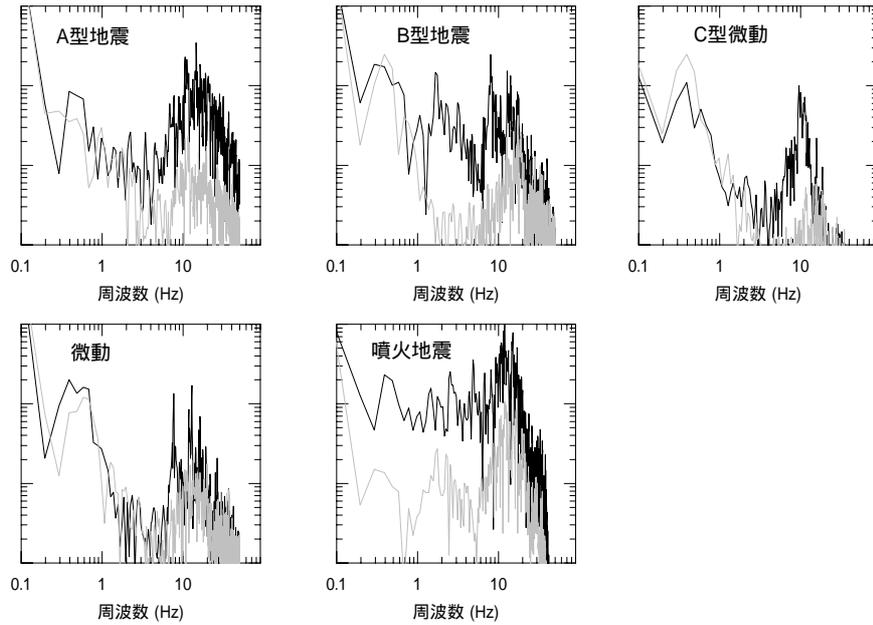


図 3. 火山性地震のスペクトル。図 2 に示す波形の初動から 10.24 秒間の波形から FFT により計算した。対数表示してある。黒線はイベントのスペクトル, 灰色の線は, イベントの直前のバックグラウンドノイズのスペクトル。

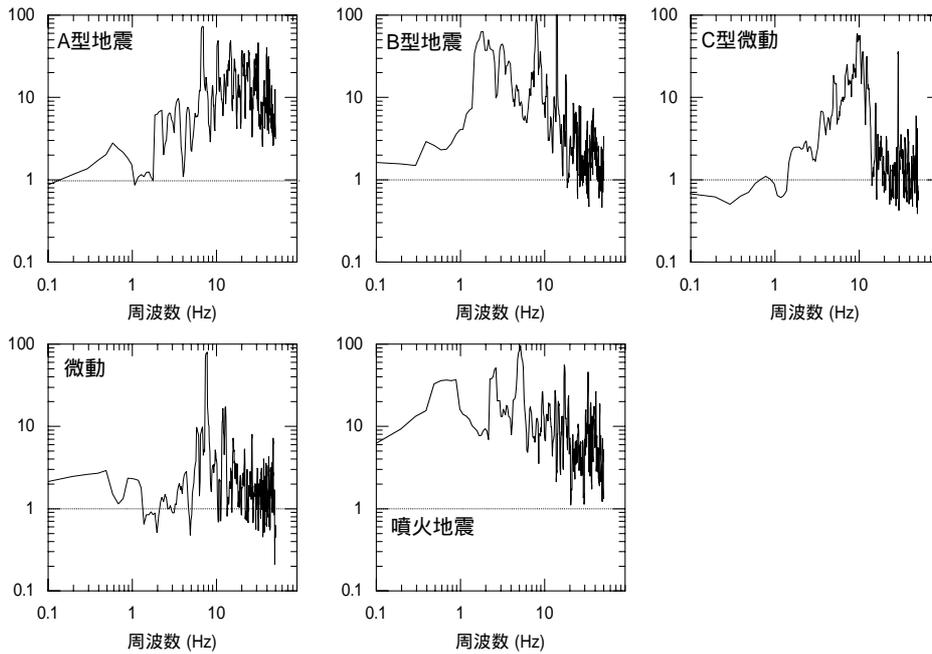


図 4. イベントとバックグラウンドノイズのスペクトルの比

日には, 明らかに空気振動を伴う火山性地震も観測されており, ここでは噴火地震とした。なお, Uchida and Sakai(2002)¹²⁾は, 小振幅の初期微動を伴う地震を特に, Special-type として分類しているが, ここではスペクトル構造の類似している B 型地震に分類して取り扱った。

図 4 に, これらのイベントとバックグラウンドノイズのスペクトルの比をとり, 隣接平均によるスム

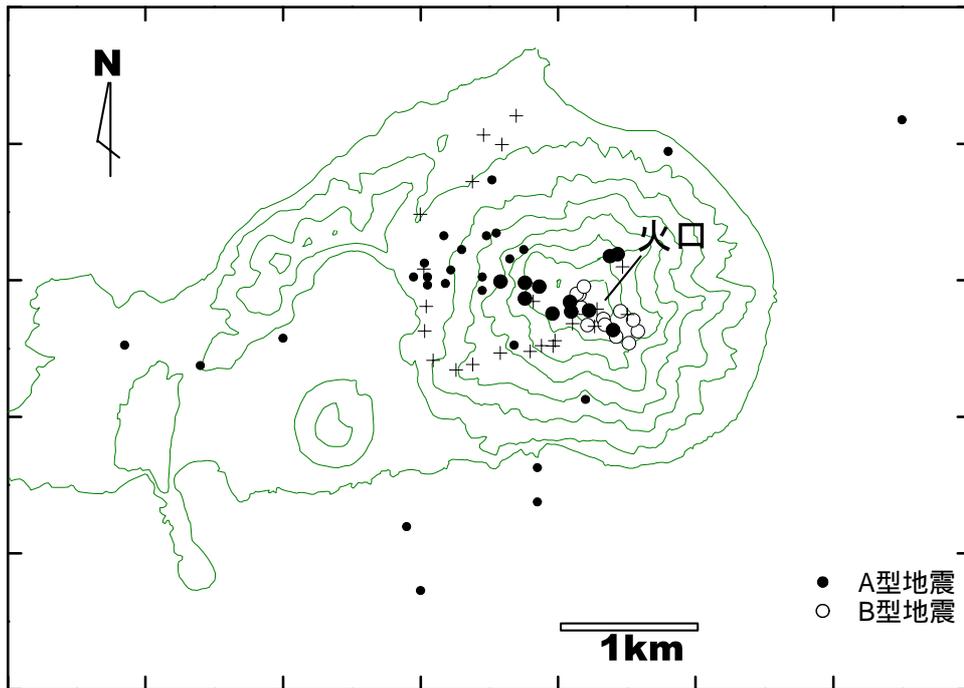


図5. A型地震およびB型地震の震源分布。黒丸がA型地震、白丸がB型地震を表す。大きい黒丸は、本観測による震源決定であり、小さい黒丸は加茂(1976, 1977, 1978)による。十字は観測点を示す。

ース化したものを示した。A型地震, B型地震, C型微動, 火山性微動では, 約1.5Hzより低周波側の振動は両者の比が1に近く, 低周波域にエネルギーを持っていないことがわかる。A型地震では6Hz以上の高周波成分はバックグラウンドノイズに対して10倍程度の振幅をもち, 高周波成分に富む。B型地震, C型微動, 火山性微動では, 10Hz付近よりも高周波側の振幅が小さい。一方, 噴火地震では, 1Hz以下の低周波側および10Hzを超える高周波側でもバックグラウンドノイズに対して10倍以上の振幅をもち, 周波数帯域が広いことがわかる。

4. 震源位置

震源決定を目的とした臨時地震観測を硫黄岳の山体において1998年7月26日から30日と1999年11月14日から25日にかけて行った。観測点の位置は図1に示した。P波速度2.0km/sの半無限均質構造を仮定し, P波初動の着震時から震源位置を求めた。観測期間中, 震源決定できたのは, A型地震11個とB型地震12個であった。

震央分布を図5に示す。A型地震は硫黄岳の北西および北山麓の深さ海面下1km付近に震源決定された。図4には, 加茂(1976; 1977; 1978)^{3, 4, 5)}による3点観測網を用いた震源決定の結果も合わせて示した。B型地震の震源は, 硫黄岳の火口付近に求まった。初動の立ちあがり是非常に緩やかで, ノイズレベルが大きいため, 初動の読み取り精度はよくなく, 深さは0~4kmにばらついて求まった。図6に火口の南に位置する観測点13における3成分の記録とその初

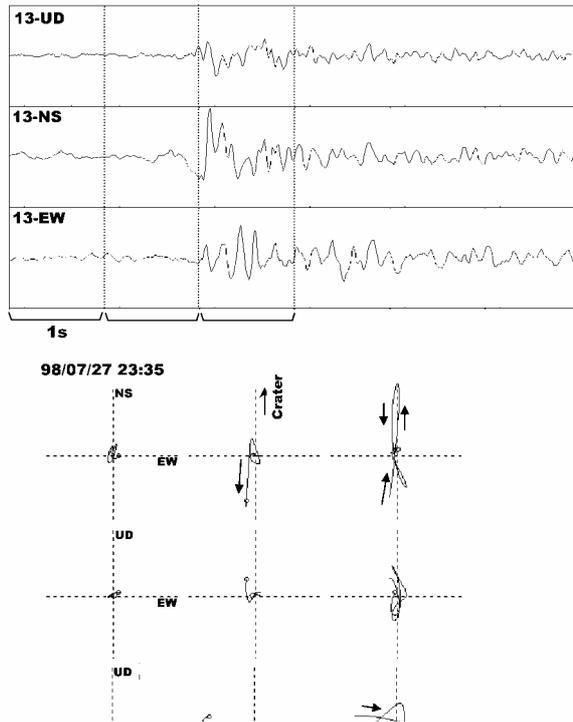


図 6. B 型地震の初動付近の振動軌跡。地震波形は、観測点 13 における上下動，南北動，東西動を示す。振動軌跡は、波形の下に示した。

動付近の振動軌跡を示す。南北成分が radial 成分，東西成分が tangential 成分に対応する。波形記録では，初動は南北成分から始まっているように見える。初動は，火口方向からほぼ水平に動いているように見える。このことから B 型地震の震源は極めて浅いと思われる。また，この A 型は硫黄岳の山体にばらついて発生しているのに対し，B 型地震は火口内の狭い範囲に集中して分布している。

P 波初動の着震時から C 型微動の震源位置は，求めることができなかったが，振幅の減衰の様子から硫黄岳火口付近と推定される。

5. 発震機構

次に，A 型地震および B 型地震の発震機構を求めてみた。1999 年 11 月 22 日 01:01 に発生した A 型地震の初動の押し引き分布を震源球の上半球に等積投影した(図 7)。図 1 に示したすべての観測点における初動の押し引きを示した。この地震の震源は硫黄岳の北山腹に位置する(図 4)。標高 150m 付近よりも硫黄岳の火口に近い観測点における初動は引き，それよりも標高に低い北西から北山麓の観測点では押しであった。メカニズム解を一意的に求めることはできないが，T 軸が東西方向となる正断層型の解が最も妥当である。臨時観測中，すべての観測点において初動が明瞭に読み取れた地震は，この一例だけであるが，その他の A 型地震につ

いてもその初動は火口に近い観測点では押し、離れた点で引きであり、同様の傾向を示した。薩摩硫黄島火山では正断層型が卓越しているようである。

B型地震については、図5に示したように、水平動の方が上下動よりも早く動き始めるものが多い。初動はすべての観測点において押しで観測される。B型地震は周期1s程度の低周波成分が卓越しているため、試みに、1, 5, 7, 13の4観測点における3成分の波形記録を用いてインバージョン法により、1998年7月27日23:35のB型地震震源のメカニズムを求めた。波形インバージョンには、Kikuchi and Kanamori (1991)¹³⁾の方法を用い、震源時間関数には三角波を仮定し、時間幅を変化させることにより最適解を求めた。用いた速度構造は震源決定と同じである。結果を図8に示す。理論波形の観測波形への一致は初動付近を除くとよくないが、ダイポール成分($M_{xx}:M_{yy}:M_{zz}$)が $(2.4 : 2.6 : 3.4) \times 10^{10}$ Nm、また、ダブルカップル成分は、($M_{xy}:M_{yz}:M_{yz}$)は、 $(-0.4 : -0.2 : -0.7) \times 10^{10}$ Nmとなった。ダイポール成分はダブルカップル成分に比べて約1桁大きく、P波初動分布から予想されるような体積膨張型のメカニズム解が得られた。

6. 議論

薩摩硫黄島において発生するB型地震に波形インバージョン法を適用してメカニズムを求めたところ、体積膨張型の解が得られた。ダイポール成分の大きさの比については、検討を要するが、初動が全観測点において押しで観測されていることから、体積膨張型の震源メカニズムであることは、間違いなさそうである。

B型地震は体積膨張型のメカニズムをもつことから、同じく薩摩硫黄島において微動の停止期に発生する周期15秒の長周期パルス(Ohminato and Ereditato, 1997)⁷⁾に類似している。しかし、スペクトルには大きな違いが見られる。周期15sの長周期パルスは広帯域地震計のみで検出することができ、固有周期1sの地震計では常時微動を超えるような信号をみいだすのが困

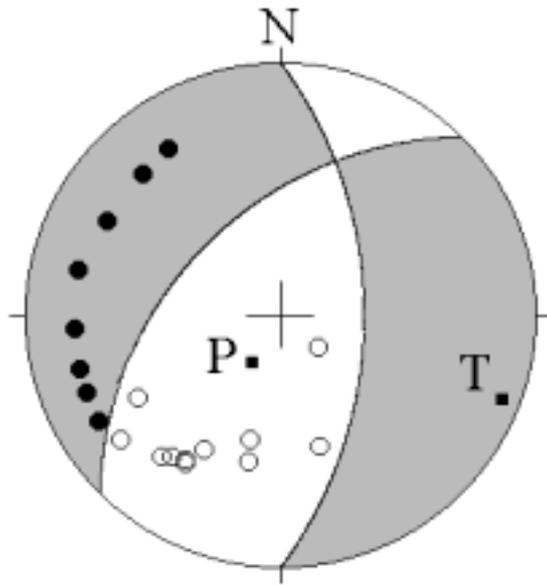


図7. A型地震のメカニズム解の例(1999年11月22日01:01)。初動の押し引き分布を上半球等積投影した。黒丸が押し、白丸が引きを表す。

1998/7/27 23:35

30.788N, 130.310E, .2km

M0= .97E+11 N m (Mw=1.3)

t1= .20s, t2= .40s, start=1.10s

error= .979

filter: .1 -10.0Hz, sampling=20.0Hz

$M_{xx}=2.4 \times 10^{10}$ Nm

$M_{yy}=2.6 \times 10^{10}$ Nm

$M_{zz}=3.4 \times 10^{10}$ Nm

$M_{xy}=-0.4 \times 10^{10}$ Nm

$M_{xz}=-0.2 \times 10^{10}$ Nm

$M_{yz}=-0.7 \times 10^{10}$ Nm

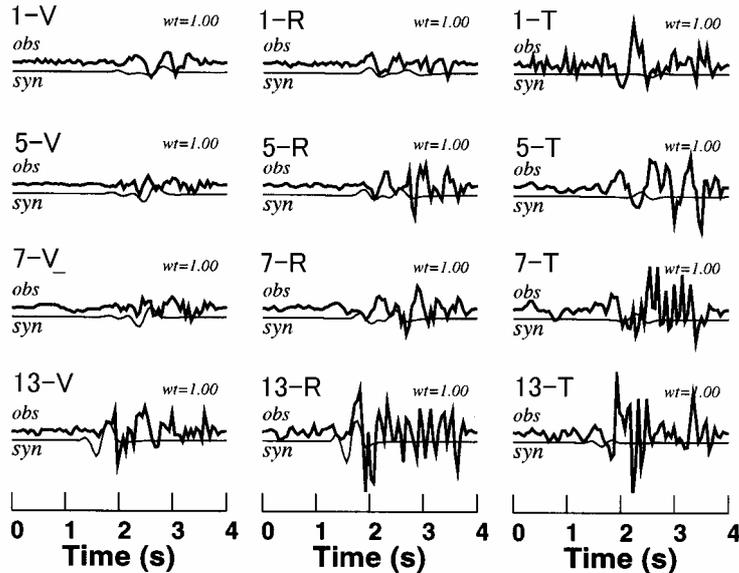
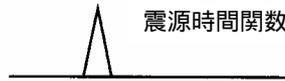


図 8. モーメントテンソル・インバージョンによる B 型地震の震源メカニズムの例(1998 年 7 月 27 日 23:35)。理論波形(細線)を観測波形(太線)と比較して示した。1-V は観測点 1 の上下動, 1-R は radial 成分, 1-T は tangential 成分を示し, 以下, 観測点 5, 7, 13 の波形を表す。

難である。一方, B 型地震では, スペクトルのピークは 1s 付近にあり, 固有周期 1 秒の地震計でも常時微動の振幅レベル以上の信号を検出できるが, 周期 15 秒の振動は同時に設置した広帯域地震計でも見出すことはできなかった。

桜島の B 型地震は鉛直方向のダイポール成分が卓越する体積膨張型のメカニズムをもつ (Iguchi, 1994)¹⁴。薩摩硫黄島の B 型地震は桜島の B 型地震にそのメカニズムも類似しているようである。硫黄岳の火口からは, 火山灰混じりの火山ガスが放出されており, 桜島の B 型地震から類推するとガス溜りの膨張により発生するのかもしれない。

1998 年 7 月 26 日から 30 日の観測期間中, 硫黄岳の火口から 250m 離れた地点において空気振動の連続観測を行った。桜島では, BL 型地震の発生は 10Pa 以下の微弱な空気振動の発生と対応しているが(井口・石原, 1990)¹⁵, 薩摩硫黄島の B 型地震の発生時には, 大気圧の常時振動レベルを超えて, B 型地震に対応するような顕著な空気振動は観測されなかった。1998

年 7 月の観測時には、約 3 分の時間間隔で、火山ガス・火山灰が間欠的に放出されていたが、目視により確認できる火山ガスの放出と B 型地震の発生にも対応関係は見られなかった。ところが、2001 年 7 月中旬ごろから、硫黄岳の火口からは多量の白色の火山灰が放出されるようになり、2001 年 7 月および 9 月の火口縁における観察では、爆発音が聞かれた。8 月 13 日には顕著な火山灰の放出を伴う噴火が発生したが、その際に火口から 3km 離れた観測点 (IWOG, 図 1) でも明瞭な空気振動パルスが観測された。2001 年 11 月には火口の縁において地震動と空気振動の同時観測が行われ、爆発音や継続時間数分から 10 分程度の空気振動と地震動が観測された (西・他, 2002)¹⁶⁾。空気振動は、火口内の浅い場所での火山ガスの膨張によって励起されると考えられるが、2001 年 7 月ごろから空気振動が明瞭に観測され始めたことは、火山ガスの膨張速度が以前よりも大きくなったことを示唆する。

臨時観測期間中、A 型地震は硫黄岳の西側および北側の山腹に震源決定された。1975 年から 1978 年における A 型地震の震源位置 (加茂, 1976; 1977)^{3, 4, 5)}と同様の場所である。また、B 型地震は硫黄岳火口の直下に震源位置が求まった。桜島火山においては、B 型地震 (BH, BL とも) は火口直下において発生し、A 型地震は、B 型地震の震源域を取り囲むように発生しており、B 型地震は流体に満たされた火道内のガスの膨張により、また、A 型地震は火道周辺の岩石のせん断破壊によって発生すると解釈されている (Iguchi, 1994)¹⁴⁾。薩摩硫黄島においても、B 型地震は火口直下において発生し、A 型地震は、火口からやや離れた場所において発生していること、また、B 型地震のメカニズムが類似していることは、硫黄岳にも、桜島南岳と同様に、流体に満たされた火道が存在することを示唆する。

7. まとめ

薩摩硫黄島における火山性地震の特徴は、以下のようにまとめられる。

- (1) 薩摩硫黄島においても桜島や諏訪之瀬島と類似した種類の火山性地震 A 型、B 型および C 型 (モノクロマティック微動)、火山性微動および噴火地震が発生している。
- (2) A 型地震の震源は硫黄岳の山頂から西～北山腹に分布し、1975 年～1978 年における発生位置と同様である。また、正断層型のメカニズムを持つものが多い。
- (3) B 型地震は、山頂火口直下のごく浅い場所において発生しており、体積膨張型のメカニズムをもつ。火山ガスの膨張と関連している可能性が高い。

謝 辞

硫黄岳周辺の観測については南島オパール長浜所長、徳田和良氏に入山の許可と観測の

ご協力を頂きました。三島村役場総務課には観測全般についてお世話になりました。福岡管区気象台からは薩摩硫黄島に設置した地震計の信号を分岐し、データを使用することを了解頂きました。インドネシア火山調査所 Asep Wildan, ling Kusnadi, Kristianto 氏には臨時観測にご協力頂きました。以上、あわせてお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Matsumoto, T. (1943): The four giantic caldera volcanoes of Kyushu, Jap. Jour. Geol. Geogra, 19, 57.
- 2) 気象庁(1988): 1988年1月地震火山概況, p10.
- 3) 加茂幸介(1976): 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.
- 4) 加茂幸介(1977): 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.
- 5) 加茂幸介(1978): 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.
- 6) 地質調査所(1997): 薩摩硫黄島火山の硫黄岳の活動状況, 火山噴火予知連絡会会報, 67, 79-82.
- 7) Ohminato, T. and Ereditato D. (1997): Broadband seismic observations at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. Geophys. Res. Lett., 24, 2845-2848.
- 8) 福岡管区気象台(1986): 薩摩硫黄島火山, 九州地域火山機動観測実施報告, 6, 1-21.
- 9) 福岡管区気象台(1993): 鶴見岳・薩摩硫黄島, 九州地域火山機動観測実施報告, 13, 41-59.
- 10) Iguchi, M. (1991): Geophysical data collection using an interactive personal computer system (part 1) -Experimental monitoring at Suwanosejima Volcano-, Bull. Volcanol. Soc. Jpn., 36, 335-343.
- 11) 浜田信生・神宮博・生本光二(1976): 減衰の遅い終期微動を伴う火山性地震について, 火山, 21, 167-183.
- 12) Uchida, N., and Sakai T. (2002): Analysis of peculiar volcanic earthquakes at Satsuma-Iwojima volcano, Earth Planets Space, 211-216.
- 13) Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1991): Inversion of complex body waves-III, Bull. Seis. Soc. Am., 81, 2335-2350.
- 14) Iguchi, M. (1994) : Vertical expansion source model for the mechanisms of earthquakes

originated in the magma conduit of an andesitic volcano: Sakurajima, Japan. Bull. Volcanol. Soc. Jpn., 39, 49-67.

- 15) 井口正人・石原和弘(1990): 爆発的噴火に伴う地震動・空気振動の比較研究 桜島火山と諏訪之瀬島火山の比較 , 京都大学防災研究所年報, 33B-1, 1-12
- 16) 西 祐司・松島喜雄・斉藤英二・井口正人(2002): 薩摩硫黄島硫黄岳の火山活動 2001 - 2002, 2002 年地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, V032.

(Received on March 22, 2002)