



Title	2000年有珠山噴火活動によって励起された強震動
Author(s)	吉田, 邦一; YOSHIDA, Kunikazu; 笹谷, 努 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 64, 195-214
Issue Date	2001-03-27
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.64.195
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14298
Type	departmental bulletin paper
File Information	64_p195-214.pdf



2000年有珠山噴火活動によって励起された強震動

吉田 邦一・笹谷 努・大島 弘光

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

一柳 昌義・田村 慎

北海道大学大学院理学研究科附属地震火山研究観測センター

(2001年1月16日受理)

Strong Ground Motions Excited by Eruptive Activities of Mt. Usu in 2000

Kunikazu YOSHIDA, Tsutomu SASATANI, Hiromitsu OSHIMA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science,

Hokkaido University

Masayoshi ICHIYANAGI, Makoto TAMURA

Institute of Seismology and Volcanology, Graduate School of Science,

Hokkaido University

(Received January 16, 2001)

Usu volcano has erupted at 13 : 07(JST) on March 31, 2000, about 23 years after the 1977 eruption. Many precursory earthquakes occurred since March 27, as in the case of the 1977 eruption. In order to reveal characteristics of these precursory earthquakes, we performed temporal strong-motion observations at two stations near Usu volcano for the period of March 29 to April 1. Wide band and wide dynamic range accelerometers were installed and more than 300 earthquakes ($M \leq 4$) were obtained by them. The maximum acceleration is about 500 cm/s/s. These earthquakes are classified into two groups, high frequency and low frequency earthquakes, based on frequency contents of seismic waves. The number of the low frequency earthquakes is 47, that is much less compared with that of the high frequency earthquakes. The maximum acceleration from the low frequency earthquakes is about 1/50 of that of the high frequency earthquakes. The high frequency earthquakes having a peak frequency of about 3 Hz in the velocity spectrum show simple waveform and short duration. Most of them are located south of new craters (Nishi-yama and Kompira-yama) and have relatively deep foci (3~6 km). Activity of these earthquakes makes a peak on March 30, before the eruption. On the other hand, the low frequency earthquakes having a peak frequency of 0.6 Hz in the velocity spectrum show complex waveform and long duration. At least two earthquake families are found among the low frequency earthquakes. Although P

phases of these earthquakes are very weak, hypocenters of about half of them are determined based on 1D velocity structure and a few P-wave travel times. The epicenters are scattered around Usu volcano, but two families are located near one of the new craters (Kompirayama). The focal depths of them are less than 3 km. Activity of these earthquakes makes a peak in and around the eruption. We try to determine the source mechanism of one of earthquake families by the moment tensor inversion. A tentative solution shows a series of non-double-couple sources with different mechanisms.

I. はじめに

2000年3月31日13時7分有珠山は西山の西山麓より約23年ぶりに噴火した。この噴火では、噴煙が最大高度3200m程度まで上昇した。また、翌4月1日には金毘羅山にも新しい火口が生成された。これらの噴火に先立ち、3月27日夜から有珠山周辺で発生する微小地震の数が増加し始め、28日午前1時から有感地震も発生するようになり、30日に地震発生数がピークに達した。その後徐々に地震の数は減少し、31日の噴火を迎えた後、4月1日3時12分に一連の地震活動中最大の M_{JMA} (気象庁マグニチュード) 4.6の地震が発生した。一連の地震活動では有感地震が多発し、気象庁の観測によると3月28日から3月31日の間に最大震度5弱を含む1142回の有感地震が観測された (気象庁, 2000)。

過去の有珠山は、その噴火に際して、今回と同様に多数の地震を発生させてきた (例えば, Yokoyama and Seino, 2000)。これらの地震の観測記録からさまざまなことが調べられている。例えば、1977年噴火の際には、Takeo (1983) は噴火後に設置された長周期地震計記録をもとに、隆起域の地震による断層面上の食い違いとそこでの地殻変動とが良く調和していることを見出している。

有珠山を含めて火山における地震観測では、通常、震源決定に重点を置いた短周期高感度地震計による観測が主である。しかし、このような地震計による記録は周波数帯域が狭い上、有感地震の際には記録が振り切れたりして波形解析に用いるのには不適當である。これまでに、噴火開始後に臨時に広帯域・広ダイナミックレンジ強震計を設置、観測し、それによる地震記録を解析した例はいくつかある。例えば、1988年十勝岳噴火の際に、噴火口から約3.5kmの距離で速度型強震計による観測が行われ、爆発地震の記録が多数得られている (鈴木・他, 1989)。加藤 (2000) はこれらの強震記録を解析し、爆発地震の震源メカニズムが vertical single force によって説明されることを示している。このように広帯域・広ダイナミックレンジ地震計による記録は詳細な波形解析を行うことができるが、噴火前にこのような地震計を設置し、観測を開始した例は数少ない。

我々は噴火前からの地震の発生メカニズムの解明を目的として、今回の噴火活動に際し、噴火が始まる2日前に臨時に比較的周波数帯域の広い強震計を設置し観測を開始した。本研究では、この観測によって得られた噴火前後の多数の地震記録を整理し、今回の噴火活動に伴う噴火前後

の地震波形の特徴について調べる。また、観測データを基に地下構造を推定するとともに、これに基づいて、特徴的な波形を有する地震（低周波地震）の震源決定を行う。さらに、観測された特徴的な地震の波形とその発生メカニズムについて予備的な解析を行う。

II. 観測・データ

1977年の噴火の際、有珠山は前兆地震の発生から36時間で噴火したこともあり、前兆地震を記録するためには、観測は地震増加の知らせが入ってから可能な限り短い時間で開始する必要があった。また、地殻変動や噴火により商用電源の停電の可能性が十分に考えられたので電源には電池を用いることが望まれた。我々はセンサーにアカシ製加速度型強震計 JEP-6A3 を、記録装置には白山工業製 24 bits データロガー LS 8000 WD を用いることとした。このシステムは広ダイナミックレンジで、比較的広い周波数帯域 (0.07~100 Hz) を有しており、しかもその設置が容易である(工藤, 1998)。ロガーを駆動するための電源には電池を用い、少なくとも1週間は停電などにかかわらず観測を行えるようにした。設置に際しセンサーは強震動下においても動かないよう床に固定した。我々はこれらの観測システムを3月29日0時にUVO(有珠火山観測所)、同日11時にMIT(三豊)に設置し、収録を開始した(Fig. 1)。UVOは、崖錐及び扇状地堆積物上に、MITは新第三紀火山岩類の上に位置する(曾屋・他, 1981)。サンプリング周波数は200 Hzで観測を行った。また、MITのJEP-6A3の出力は有珠火山観測所のテレメータ装置 LT 8500にも分岐し、有珠火山観測所側でもサンプリング周波数100 Hzで収録を行った。

当初、観測データは数時間おきに各観測点を廻り回収を行った。しかし、29日の午後以降、有珠山周辺の立ち入りが規制されたため、データ回収を行うことができなくなった。幸いなことに、UVOでは最後にデータ回収を行った際に設定したトリガレベルが適切であったため、噴火後までメモリが満杯にならずに本研究で取り上げた特徴ある記録を得ることができた。一方、MITではイベントトリガの記録は30日9:20でメモリが満杯となり収録が終了していた。しかし、30日午前1時からテレメータ側で収録が開始され、有珠火山観測所の移転に伴いテレメータ記録が一旦途切れる4月1日午

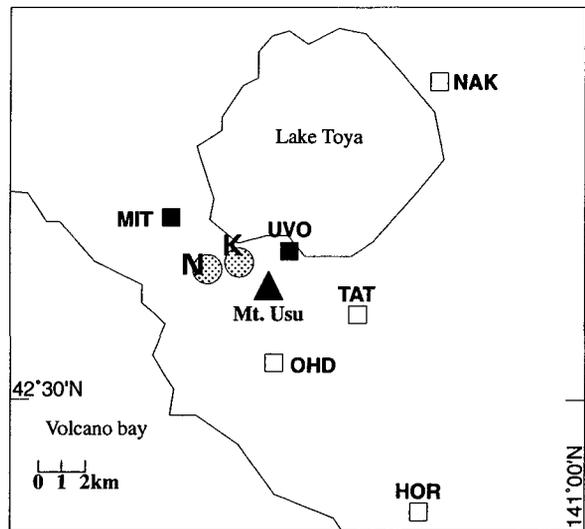


Fig. 1. Location map showing the peak of Mt. Usu (a solid triangle), new craters (shaded circles), and seismic stations (squares) used in this study. N and K denote new craters at Nishi-yama and Kompira-yama, respectively. Solid and open squares denote temporal and permanent stations, respectively, where accelerometers were installed.

前9時頃まで観測記録を得ることができた。

我々の観測期間と気象庁A点で観測された地震の時間毎回数(札幌管区気象台, 私信)とを対比したものがFig. 2である。我々の観測は地震活動が特に活発になった時間帯を含み、噴火にいたるまでの過程をカバーしている。比較的規模の大きな地震は特に地震活動が活発であった30日に主に発生しているが、この時間帯を含むことができた。

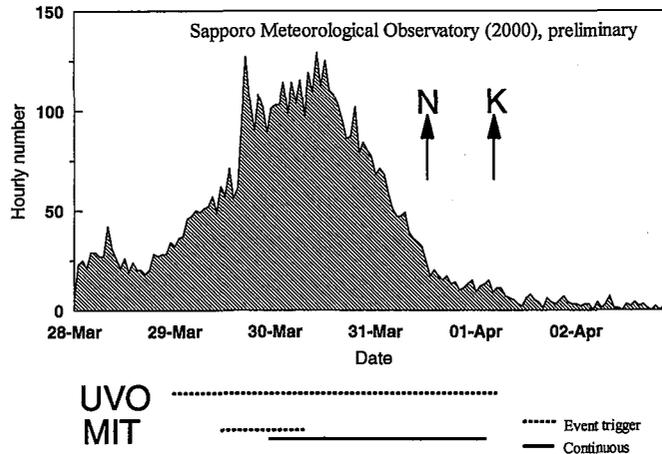


Fig. 2. Hourly number of volcanic earthquakes prior to the eruptions observed at JMA-A station (after SMO, Sapporo Meteorological Observatory, 2000). Arrows indicate the start time of the Nishi-yama eruption (N) and that of the Kompira-yama eruption (K). Operation periods of our temporal strong-motion observations (UVO and MIT) are also shown at the lower side. A dotted and a solid line indicate an event-trigger and a continuous recording system.

観測の結果、現地収録のイベントトリガ記録ではUVOで計290、MITで計190のファイルが生成され、多数の地震動記録を得ることができた。また、MITではテレメータによるほぼ連続の記録も得られた。観測された記録の最大加速度は、3月30日23時12分の地震によるUVOのNS成分509 cm/s/sであった。これに相当する地動速度は18 cm/sで、やはり全記録中で最大の値であった。一方、最大の地動変位は4月1日3:12の地震によるUVOのEW成分の1.8 cmであった。

有珠山の周辺では、我々が設置収録した観測点のほか、有珠火山観測所でも定常観測網による観測を行っていた(Fig. 1)。今回の活動時に有珠火山観測所は5観測点で1 Hz高感度地震計と昭和測器2403型加速度計によるテレメータ地震観測を行っていた。我々はこれらの加速度計による記録も補助的に解析に加えることとした。

昭和測器2403型加速度計はもともと振動計で、仕様上は0.2~150 Hzの帯域を有し、最大1 Gまでの計測が可能である。この振動計を地震計として用いるにあたり、記録の質について検定を

行った。有珠火山観測所の加速度計は MIT にもあり、我々の JEP-6A3 による加速度波形との比較を行うことができた。これら 2 種類の加速度計の記録を比較した結果、最大振幅数 10 cm/s/s 以下の比較的小振幅の記録に対して、少なくとも 0.1~10 Hz 程度の周波数範囲で有珠火山観測所の加速度計と JEP-6A3 の加速度計との記録にはほとんど差がないことが分かった (Fig. 3)。

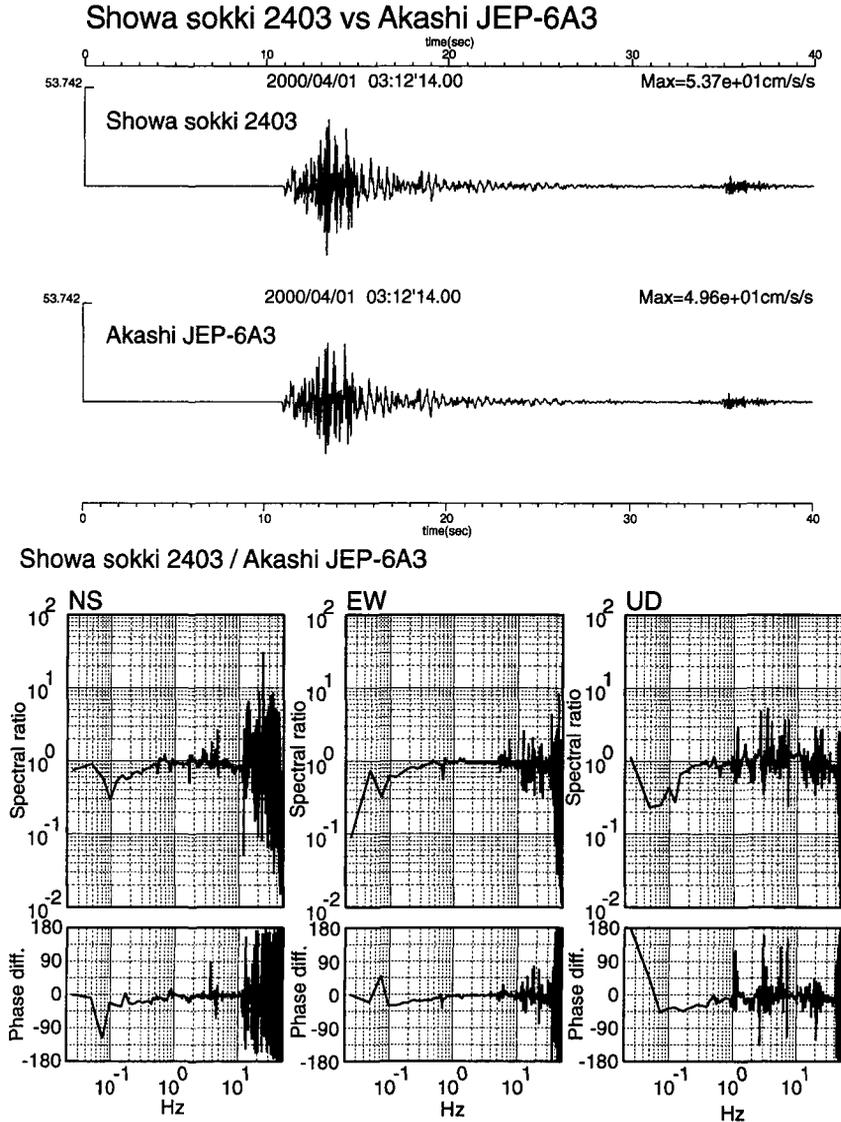


Fig. 3. Check of Showa Sokki 2403 accelerometer by comparing its records with Akashi JEP-6A3 records. Upper: Time histories (vertical component) observed by the two accelerometers at MIT. Lower: Spectral ratios of the Showa Sokki 2403 record to the Akashi JEP-6A3 record (three components). Phase differences between two accelerometers are also shown.

III. 地震記象の特徴と分類

1. 観測された火山性地震記象の特徴

UVOやMITで観測された波形のほとんどは、Fig.4に示すような、P波とS波の立ち上がりが明瞭な比較的高周波の卓越した、継続時間の短い波形である。しかし、中にはFig.5のように

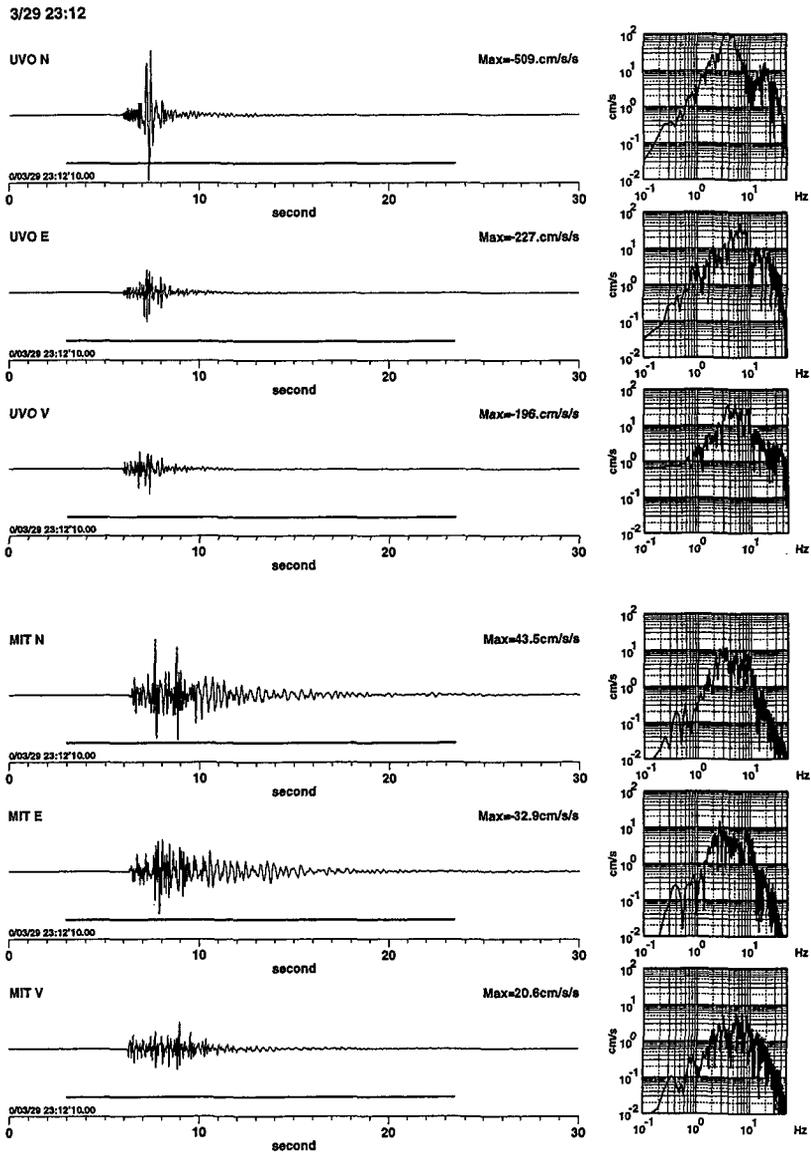


Fig. 4. Acceleration time histories at UVO and MIT for a high frequency event. Each spectrum is shown at the right side; a solid line attached to each record indicates the time window for the spectral analysis.

異常に立ち上がりが不明瞭で低周波が卓越し、継続時間が長い特異な波形もあった。

武尾(1986)や下鶴・他(1995)などによれば、火山で観測される地震には様々な型の地震があることが知られている。本研究では主に地震波の周波数成分に着目して、UVOとMITで観測された地震波形をもとに地震を高周波地震(HF)と低周波地震(LF)に分類した。観測されたそれぞれの型の地震の波形の特徴について次に挙げる。

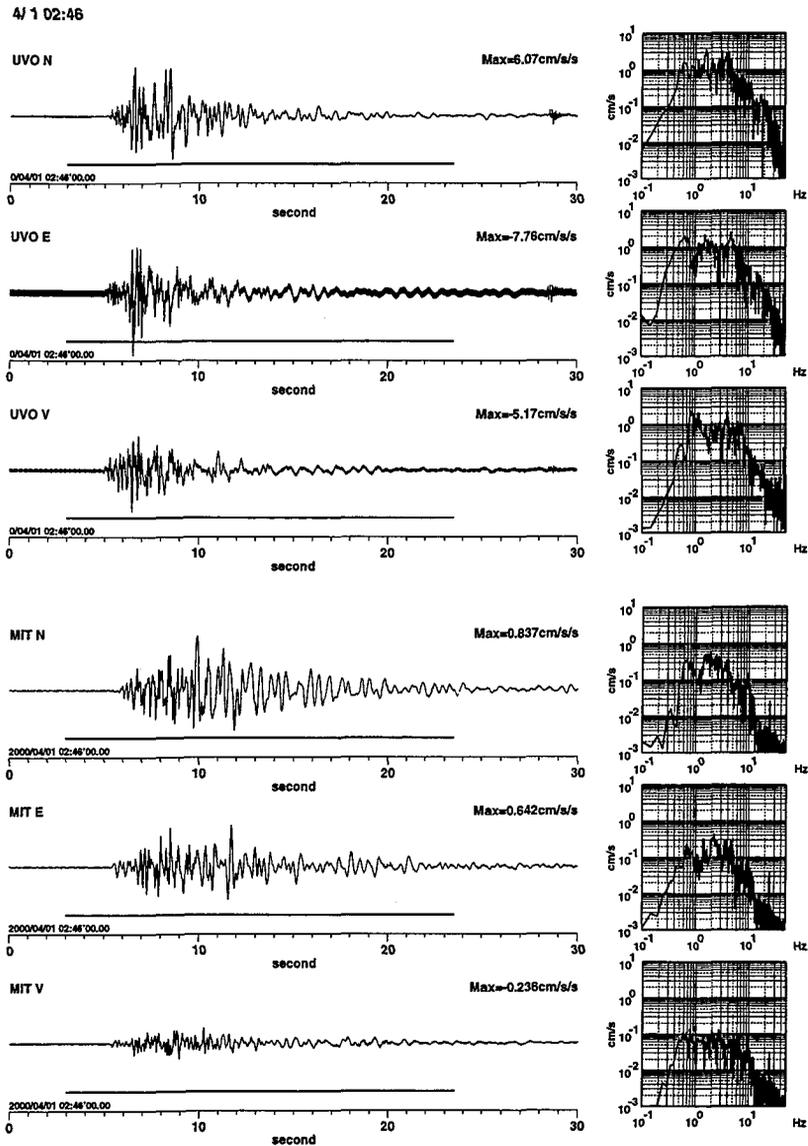


Fig. 5. Acceleration time histories at UVO and MIT for a low frequency event. Each spectrum is shown at the right side; a solid line attached to each record indicates the time window for the spectral analysis.

UVOで観測された高周波地震の加速度波形およびそれを積分して得られた速度，変位波形の例を Fig. 6 (Upper) に示す。高周波地震の波形は P 波 S 波の立ち上がりが明瞭である。UVO で観測された波形の主要な部分の継続時間は 3 秒前後である。一方，MIT の波形は UVO のものよりも継続時間が長めであるが，これは UVO に比べ MIT は震源から遠く，構造の影響を大きく受けているためと考えられる (Fig. 4)。

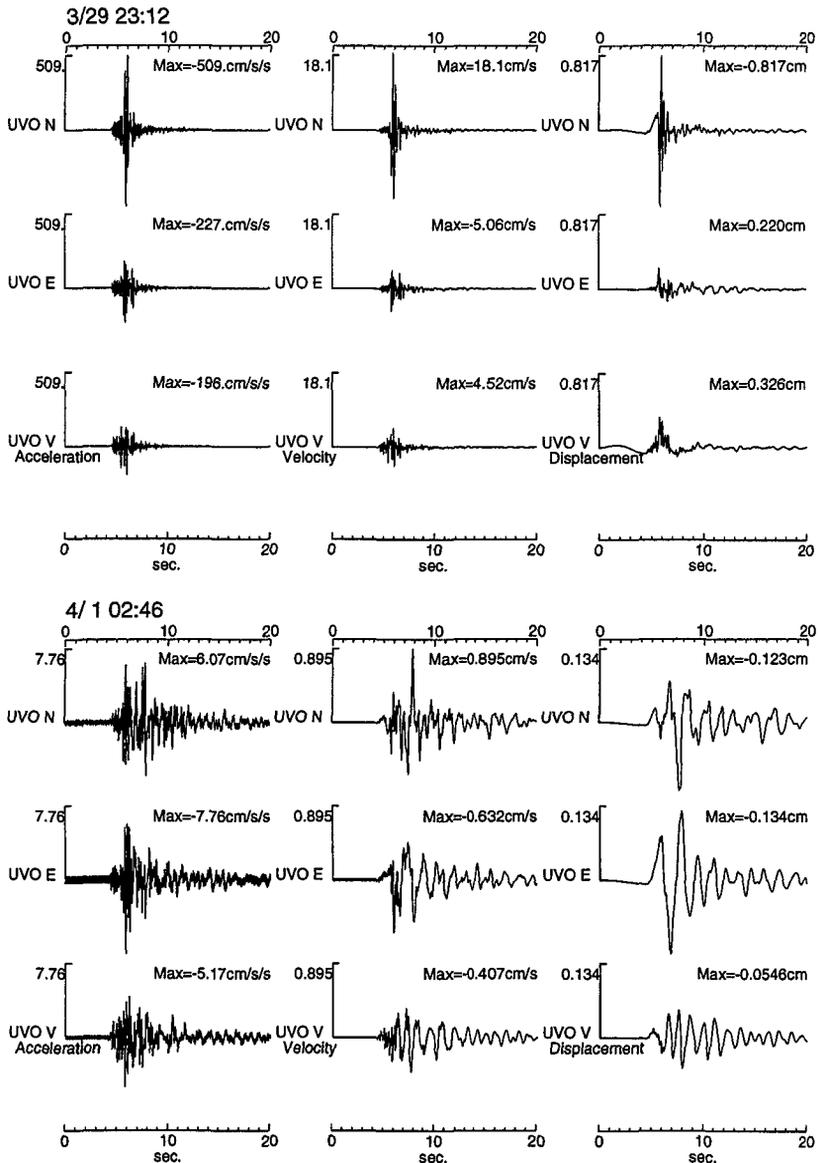


Fig. 6. Upper: Acceleration (left), velocity (middle) and displacement (right) time histories at UVO for a high frequency event. Lower: Acceleration (left), velocity (middle) and displacement (right) time histories at UVO for a low frequency event.

この型の地震の加速度フーリエスペクトル (Fig. 4) は概ね低周波数側で周波数の二乗に比例して振幅が増大し、地震によってその周波数はやや異なるが、3 Hz あたりで折れ曲がって 10 Hz 程度まで平坦となる傾向にあり、いわゆる ω^{-2} モデルに則った形状をしている。観測された M 4 程度の地震のスペクトルの折れ曲がりの周波数は約 2 ~ 3 Hz である (Fig. 4)。一般的に M 3.5 ~ 4.5 の地震のコーナー周波数は 3 ~ 10 Hz である (例えば, Mahdavian and Sasatani, 1996)。観測波形に対するスペクトルは S 波部分のみではなく、波形全体のもので厳密な比較ではないが、観測された地震のスペクトルの折れ曲がりの周波数が S 波のコーナー周波数だとみなすと、この値は上記の値よりやや低い程度である。

UVO と MIT での観測スペクトルを比較すると、UVO のスペクトルの 3~5 Hz に MIT のスペクトルには見られない山が見られる。他のイベントにおいても同様のスペクトルの山が見られ、これは UVO の波形が site effect の影響を大きく受けた結果だと考えられる。

Fig. 6 (Lower) に低周波地震の加速度、速度、変位波形を示す。加速度で見ると、P 波の立ち上がりは数 Hz で振動しながら徐々に大きくなるという特異な形をしている。このような波形のため、P 波の立ち上がりは高周波地震と比べて不明瞭である。S 波の立ち上がりは P 波以上に不明瞭である。また、変位波形の形状は約 0.5 Hz が卓越した紡錘形の envelop を示し、継続時間が 10 秒以上と非常に長く、高周波地震とは大きく異なる。

低周波地震の加速度スペクトル (Fig. 5) を調べると、0.2~0.6 Hz にかけて周波数の二乗に比例するよりも急激に振幅が増大し、0.6 Hz 付近からそのまま数 Hz まで平坦になるという構造をしており、高周波地震のものとは大きく異なる。このスペクトル形状の特徴は UVO, MIT の両観測点において同様に見られる。

2. 分類と結果

分類を行うにあたって、高周波地震と低周波地震の区別は主に波形形状を目で見に行った。前節で述べたように、高周波地震と低周波地震の波形は加速度波形でも明瞭に異なるが、積分波形ではより違いが明瞭であり (Fig. 6)、変位波形を作成することで、これらの区別を容易に行うことができた。M が大きく低周波が卓越している紛らわしいイベントについてはスペクトルを計算するなどして、低周波側のスペクトル形状が ω^{-2} モデルから想定されるよりも異常に大きいものを低周波地震として分類した。低周波地震として分類した地震は計 47 個あり、そのうち UVO で 13 個、MIT で 45 個が観測された。UVO と MIT で地震数が異なるのは、トリガレベルが異なるためである。低周波地震に分類された地震の一覧を Appendix に示した。

地震の時空間分布について検討する。大島・他 (2000) によれば、高周波地震の震源は、Fig. 7 に示すように、主に有珠山の西側から南側の深さ 3 ~ 6 km 前後に位置する。最大加速度が 100 cm/s/s を超えるような大振幅のイベントはすべてこの型であるが、特に M が 4 を超える大きな地震は有珠山の南側に集まっている。高周波地震の数は非常に多く、地震活動が活発化しはじめたときから発生し、30 日に地震発生数のピークを迎えている (Fig. 2)。我々の観測システムで観

測された地震のほとんどはこの型に分類された。

UVO, MIT で観測された低周波地震の発生頻度を Fig. 8 に示す。イベントトリガによる観測なので、必ずしも Fig. 2 と対応させられるわけではないが、大まかな傾向はつかめるはずである。低周波地震は3月31日の噴火前後に多発しているように見え、高周波地震の発生頻度とはやや異なる傾向を示している。低周波地震には高周波地震のような数100 cm/s/s といった大振幅波形は見当たらず、高々10 cm/s/s 程度である。低周波地震の震源分布については次章で述べる。

低周波地震に分類された地震波形の中には、波形が相似な地震をいくつか見出すことができた。そこで、トリガレベルが高く波形が見やすいUVOで観測された低周波地震の中から、相似な波形を探し分類した。その結果、相似な波形は少なくとも2種類存在し、それぞれの型に対しI, IIと符号を振った。Fig. 9にUVOとMITで観測されたそれぞれの型の変位波形を示す。UVOで相似な波形を示す地震は、MITでも同様にそれぞれの型で相似な波形を示す。UVOで観測された13個の低周波地震のうち、I型が4個、II型が3個の計7個が相似地震に分類された。その他の6個の地震波形はUVOの記録中には特に相似なものを見つけることはできなかった。

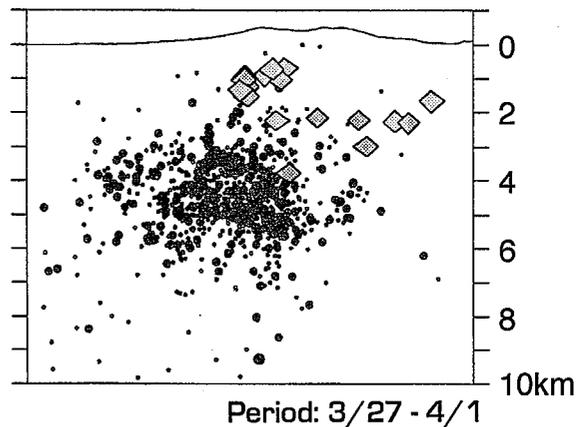
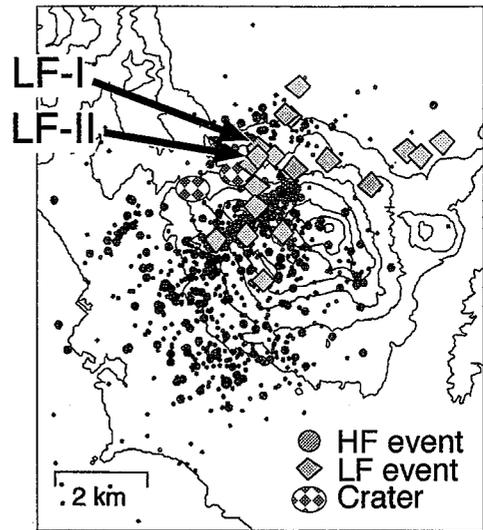


Fig. 7. Comparison of hypocenters between the high frequency events (HF events; solid circles) and the low frequency events (LF events; diamonds). LF-I and LF-II indicate earthquake families for the low frequency events. Checked circles indicate the new craters. The base figure is taken from Oshima et al. (2000).

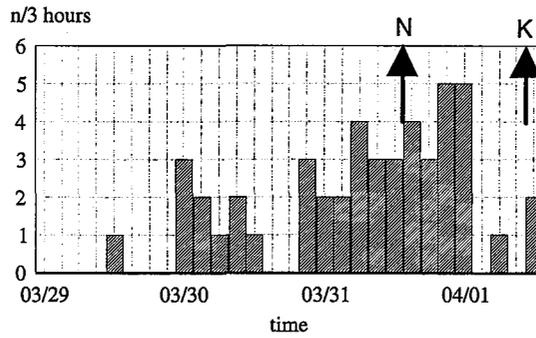


Fig. 8. Number of the low frequency events counted at every three hours at UVO and MIT. Arrows indicate the start time of the Nishi-yama eruption (N) and that of the Kompira-yama eruption (K).

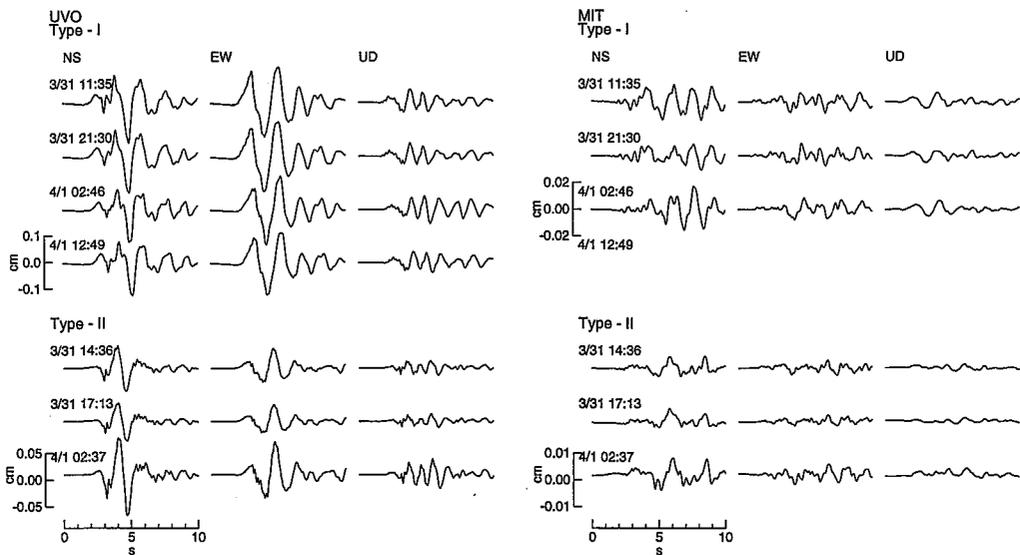


Fig. 9. Displacement time histories recorded at UVO (left) and MIT (right) for two earthquake families (Type-I and II).

IV. 低周波地震の震源の決定

1. 速度構造の推定

観測された地震記録についてより詳細な議論を行っていくためには、より正確な速度構造と高精度の震源位置が必要である。そのために、高周波浅発地震のP波初動走時データを使ったインバージョンによる、1次元P波速度構造と観測点補正值の推定、その結果を用いた対象領域内の地震の震源再決定を行った。インバージョンにはCrosson (1976)を拡張したSato (1979)の手法を用いた。ただし、ここでは、後述する低周波地震の震源決定に必要な速度構造の結果のみを記す。インバージョン手法の詳細、観測点補正值および再決定震源の検討結果は別途報告する予定である。

このインバージョンでは、構造は一次元の水平多層構造とし、各層のP波速度を求めた。層分割はOgawa et al. (1998)やMatsushima et al. (2000)などのMT法による電磁氣的構造を参考に4層構造を設定し、各層の初期速度は2.0, 4.5, 5.5, 6.0 km/sとした。

インバージョンの結果求められた1次元速度構造をFig. 10に示す。解の信頼性を示す resolu-

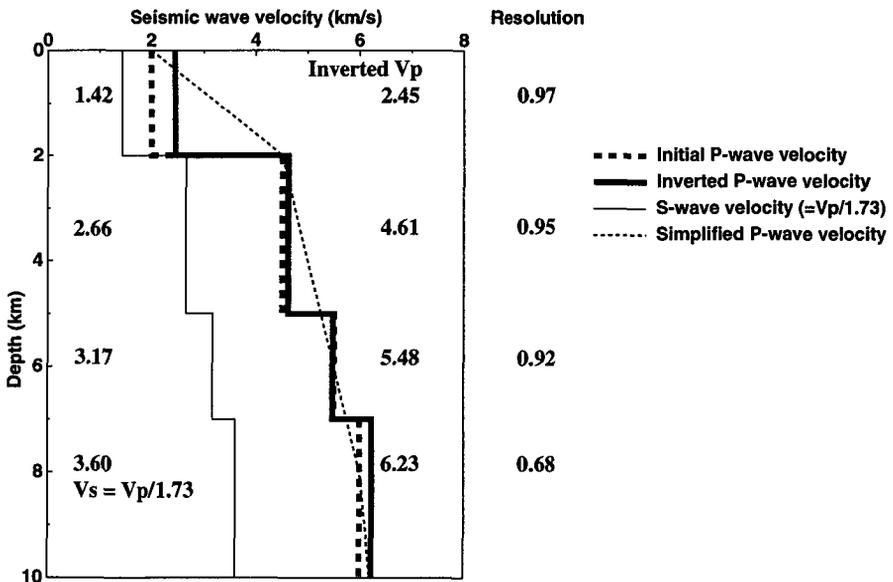


Fig. 10. Preliminary one dimensional velocity structure (bold line) estimated by the inversion method (Sato, 1979) based on P-wave travel times for the high frequency events. Diagonal elements of resolution matrix are also shown in the right side. The stepwise structure is used to calculate theoretical travel times shown in Fig. 11; S-wave velocity structure is estimated assuming Poisson solid ($V_s = V_p/1.73$). The thin dotted line structure is used to determine hypocenters of the low frequency events; the results are shown in Fig. 7.

tion matrix の対角成分の値は大きく、決定した速度の標準偏差の値は十分小さいので、解が比較的良く求まっているといえる。第 4 層の resolution matrix の対角成分の値が他と比較して良くないが、これは多くのイベントが深さ 5 km 近辺で発生しているため、波線が少ないこと等がその原因として考えられる。

なお、次に述べる低周波地震の震源決定は、Fig. 10 中で破線で示した、インバージョンで求めた構造を簡略化した構造を用い、hypomh (Hirata and Matsu'ura, 1987) によって行われた。また、波形解析に用いる S 波速度構造には、各層の P 波速度を 1.73 で割ったものを S 波速度として与えた (Fig. 10)。

2. 低周波地震の震源位置

低周波地震の震源決定を P 波初動走時の読み取り値を用いて行った。S 波初動走時は不明瞭なため、読み取ることができなかった。低周波地震の P 波初動は高周波地震のものと比べ不明瞭なので、P 波初動に他の高周波地震が重なるなど、何らかのノイズがあった場合などには、低周波地震の存在が分かっていても、その走時の読み取りができなかった。

低周波地震と分類された 47 地震のうち、20 地震については条件が良く、4 点以上で P 波初動走時の読み取りの行うことが可能で、震源を決めることができた (Fig. 7)。ただし、これらの震源は、P 波の立ち上がり不明瞭なので読み取りの誤差が大きいこと、また初動走時を読み取ることのできる観測点が 4 ~ 5 点と少ないこと、S 波の読み取りがないことなどから高周波地震のものと比べ震源決定の信頼性はやや欠けると考えられる。

そこで、低周波相似地震 I 型の震源について、観測走時と理論走時との比較からその地震の震源位置の妥当性を検討する。まず、ここで求めた震央位置をもとに地震記録の paste up を作成した (Fig. 11)。なお、比較のために高周波地震の例も同図に示してある。震央距離約 5.9 km の TAT^{たつか}(立香)まで初動の見かけ速度は約 2 km/s である。この見かけ速度は高周波地震の約 6 km/s と比較して、明らかに遅い。震源決定では震源の深さが約 1 km と求められている。そこで、深さ 1.0 km とした低周波地震の理論走時を計算すると、観測波形の初動の走時と P 波の理論走時が概ね一致する (Fig. 11)。同様に S 波の理論走時を計算すると、理論走時の辺りに S 波らしいものを読み取ることができる。これらのことから、読み取った P 波初動走時から求めた震央位置はさほど悪いものではないといえる。また、見かけ速度の違いから、低周波地震の震源の深さは高周波地震のものと比べ明らかに浅く、震源決定による低周波地震の深さが浅いことと矛盾しない。ここで挙げた観測走時は、すべての低周波相似地震 I 型に対して共通で、これらの検討はすべての低周波相似地震 I 型に対して適用できる。

決定された震源 (Fig. 7) は主に有珠山の北側から北西側の深さ約 1 ~ 2 km の浅いところに分布し、高周波地震の震源分布と異なる傾向を示している。また、低周波相似地震 I, II 型の震源位置はすべて金毘羅 (K) 火口の近傍に位置する。一方、決定された震源の中には、西山 (N) 火口周辺には存在していない。なお、Appendix にこれらの震源情報も示してある。

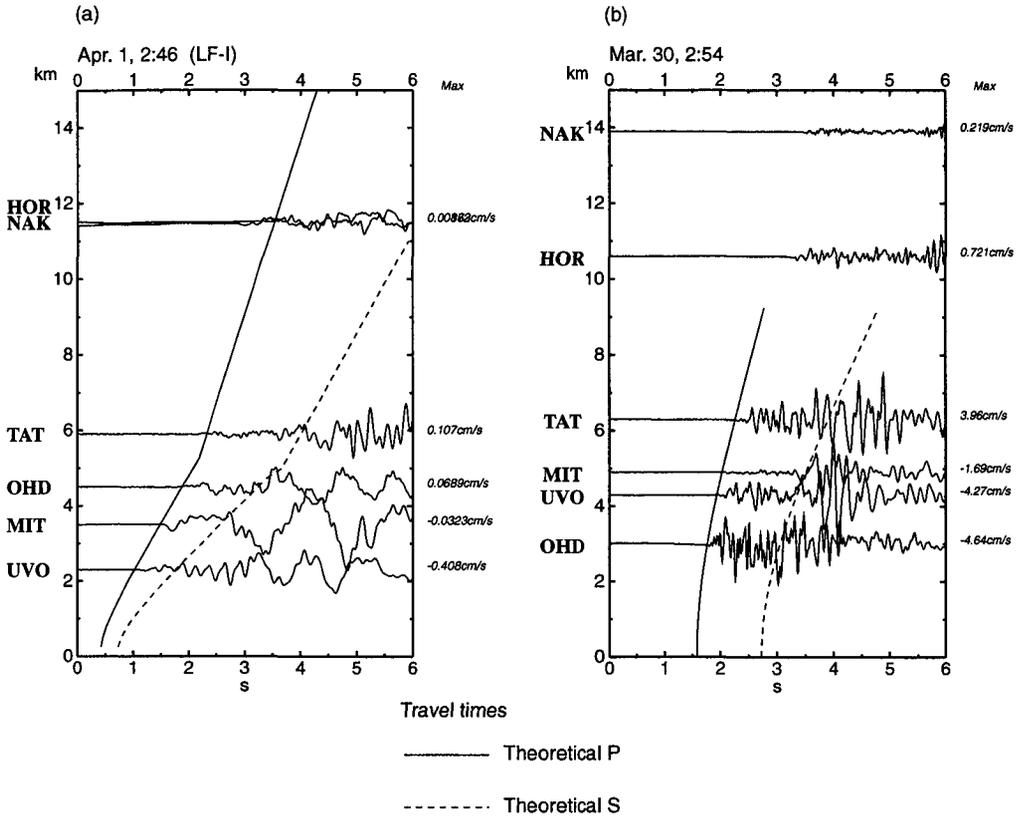


Fig. 11. Paste up of observed vertical components and theoretical travel times calculated based on the stepwise velocity structure shown in Fig. 10. (a) Low frequency event and (b) High frequency event.

V. 低周波相似地震

有珠山では1977年の噴火の際にも観測された地震に相似地震が見出された (Okada et al., 1981; Takeo, 1983). しかし, 今回の相似地震は1977年のときに見出されたものと異なり低周波地震であり, 成因が異なることが考えられる. ここでは最も多く観測され, 震央が金毘羅火口近くに推定されているI型の地震について解析を進める.

まず, 低周波地震の波動特性を検討するために, 求めた震源位置をもとに観測波形の座標変換を行い, Radial成分 (以下R成分) と Transverse成分 (以下T成分) の波形を合成し, 合成したR, T成分と上下動成分 (以下V成分) の波形をもとに変位波形の Particle motion を作成した (Fig. 12). 図中にP波初動と理論S波走時に対応する時刻を示した. P波に対応する部分と理論S波走時に対応する部分の時刻では, Particle motion は明瞭ではない.

理論S波走時の後に続く大振幅部分での Particle motion を検討する. UVOではR成分とT

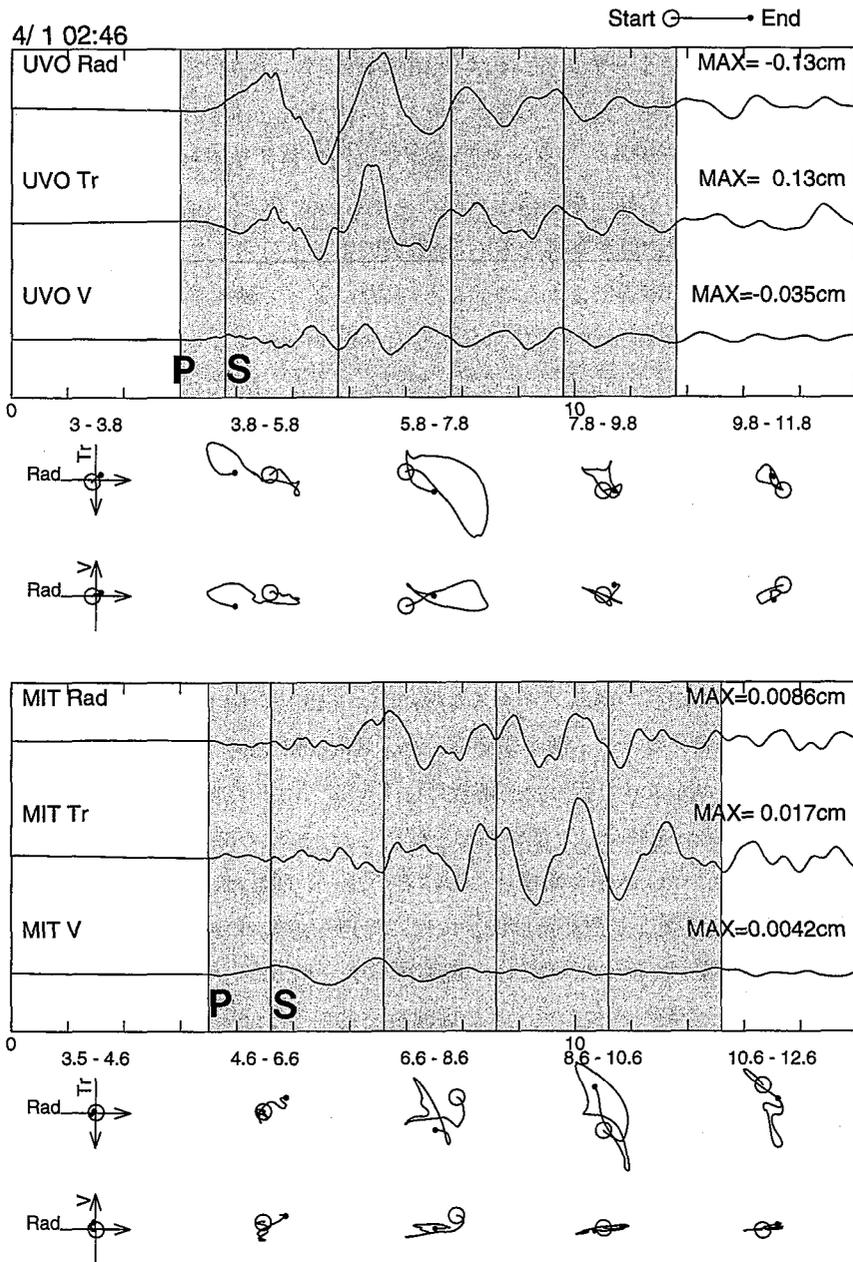


Fig. 12. Rotated displacement waveforms of low frequency earthquake at UVO and MIT. Rad = radial component, Tr = transverse component and V = vertical component. P indicates the first arrival time of P wave and S indicates the estimated first arrival time of S wave. Particle motion diagrams are also shown for selected time windows. A circle and a dot denote the start and end points

成分の最大振幅は同程度である。R成分の振幅が大きい区間ではV成分の振幅はそれ程大きくないが、3.8–5.8区間の後半に楕円軌道 (retrograde) らしいものが見える。しかし、V成分の卓越周期はR成分のその約半分である。T成分の振幅が大きい区間では、R成分の振幅も大きくなっている。一見すると単純な波形であるが、その Particle motion はかなり複雑である。MITでは、T成分はR成分より大きい。またR-V断面中に特に楕円軌道は見えない。大振幅部分でUVO, MITに共通してR-V断面中に楕円軌道が見えるわけではないことを考えると、R成分の低周波大振幅部分の主要な波動が単純な Rayleigh 波であるとは考えにくい。

低周波大振幅部が構造の影響によるものでなく、震源によって励起されたものであるとすると、低周波大振幅部は発震時よりもやや遅れて発生した sub event によって励起されたと考えられる。UVOで、理論S波走時の約2秒後に最大振幅部があるが、MITの理論S波走時の約2秒後にも、最大ではないが大きな振幅の波を見ることができる。これらの波は震源での同一の sub event に対応していると考えられる。ただし、UVOとMITでは最大振幅の時刻が異なる。大振幅部の起源が震源とすると、UVOとMITではそれぞれの最大振幅部に対応する震源での sub event やその sub event の放射特性が異なることになる。

規模の大きな高周波地震の震源メカニズム解は福山・久保 (2000)、菊地・山中 (2000)、一柳・他 (2001) などが求めているが、それらによると高周波地震は断層運動により発生したことで説明される。一方、低周波地震の震源メカニズム解については彼らによって求められていない。そこで、低周波地震の震源メカニズム解を求めるため、Kikuchi and Kanamori (1991) の方法による moment tensor inversion を行った。解析にはUVO, MITの他にOHD (おおだいら (大平)) の記録も用い、それぞれの観測波形を積分した変位波形を解析した。震源の深さを1.0 kmとし、構造にはIV章で求めたものを用いた。水平多層構造におけるグリーン関数は、Takeo (1985) の方法によって計算した。震源を点と仮定し、震源時間関数には二等辺三角形の moment rate function を仮定した。三角形の底辺の幅 (以下パルス幅) は、観測スペクトルのコーナー周波数が約0.6 Hz (Fig. 5) であることから、三角形パルスのコーナー周波数がそれとほぼ同一となる1.0秒に設定した。

単一の震源モデルでは、上述のUVOでの複雑な Particle motion や長い継続時間を説明することは不可能であった。そこで、sub event を数個発生させて波形の説明を試みた。試行錯誤の結果の一例を Fig. 13 に示す。これは、sub event を8個設定したときの結果である。ただし、解析においては、UVO, MIT, OHD の波形に1.0, 0.8, 0.7の重みをつけている。UVOの観測波形は、振幅の不一致を除けば、このモデルでかなり良く説明されている。しかし、MITとOHDの観測波形は、このモデルで十分に説明されているとは言い難い。このような状況ではあるが、求められた moment tensor 解 (Fig. 13(b)) について考察する。moment tensor 解は、non-double-couple 成分が卓越し、時間ごとに変化する複雑な様相を呈している。規模の大きな sub event に注目すると、1.9秒にほぼ一様な引っ張り、2.4秒から上下方向の圧縮が卓越し、2.9秒には水平 (NE-SW) 方向の圧縮と上下方向の引っ張り、そして3.6秒からほぼ一様な引っ張りを示している。低周波地震の発生原因には、ガスやマグマなどの流体の動きに関係したものなどが考えられ

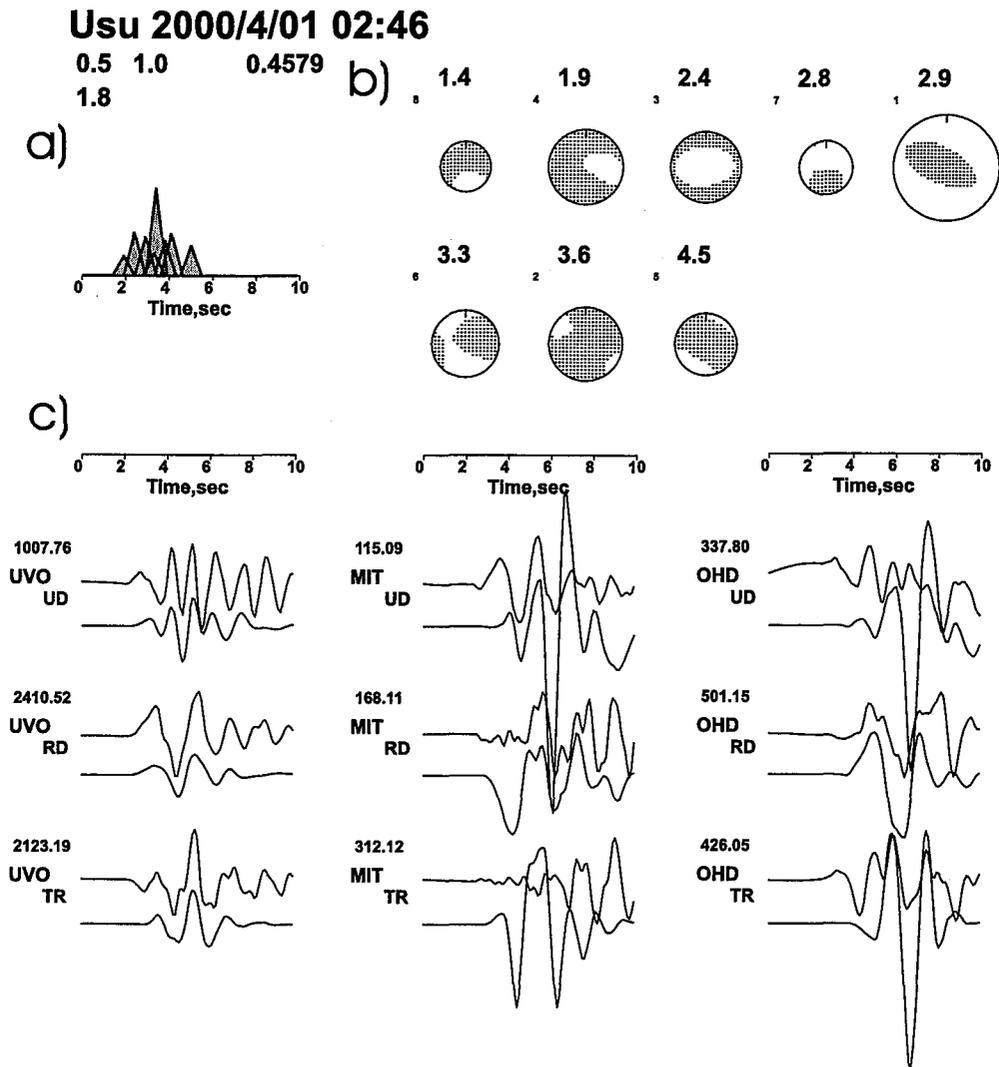


Fig. 13. Results of the moment tensor inversion. a) Source time function. b) Moment tensor solutions (Lower-hemisphere projection). Shaded regions indicate compressional P-wave motions. c) Comparison between the observed (Upper) and synthetic (Lower) displacement waveforms.

ているが (例えば Chouet, 1992), ここで解析した moment tensor 解の時間変化は金毘羅山火口近くでの何らかの流体の動きに関係したものかもしれない。しかし, MIT と OHD での観測波形が十分に説明されていない現段階で, これ以上の議論は無意味と考える。いずれにしても, ここで解析した低周波地震は, 震源時間関数が異常に長く, 複雑な震源過程を有していることは確かであろう。

VI. ま と め

2000年3月31日13時7分の噴火に先立ち、有珠山周辺では地震が多発した。そこで、3月29日からUVOとMITに強震計を設置し、観測を行った。データは噴火後の4月1日まで得ることができ、最大加速度約0.5Gのものを含む290以上の地震の記録を得ることができた。

得られた地震波形をもとに、観測された地震をイベントの大多数を占める高周波地震と、それと比して数は少ないがP波、S波が不明瞭で低周波が卓越した特徴的な波形の低周波地震に分類することができた。高周波地震の地震発生のピークが30日にあり、震源が主に有珠山の南側の深さ3～6kmに位置するのに対し、低周波地震の発生のピークは噴火前後にあり、震源が主に有珠山の北側の3kmより浅い所に位置していた。

解析に用いるために使う速度構造を、観測された高周波地震のP波走時からインバージョンによって求めた。これにより、有珠山周辺に対する一次元速度構造を求めることができた。

低周波地震の波形を詳しく検討していくと、相似地震を見出すことができた。相似な低周波地震の一種類を対象にして、その波動的性質について解析を行ったところ、低周波数の大振幅部分は、震源で発震時よりも遅れて発生したsub eventによって励起された可能性が高い。そこで、低周波地震の震源メカニズム解をmoment tensor inversionで求めようとしたが、まだ十分な波形の一致を見てはいない。しかし、震源時間関数は通常の高周波地震のものとは比べ異常に長く、複雑な震源過程を有し、これらを相似地震として複数回繰り返し発生していたことが推測された。

謝 辞 有珠火山観測所には貴重なデータを提供していただきました。札幌管区気象台宮村淳一氏にはFig. 2の提供と有益な助言をいただきました。理学研究科附属地震火山研究観測センター笠原稔教授、高橋浩晃助手、北海道立地質研究所岡崎紀俊研究員には観測に協力していただきました。ここに記して感謝します。

文 献

- Chouet, Bernard, 1992. A seismic model for the source of long-period events and harmonic tremor, *Volcanic seismology*, IAVCEI Proceedings in Volcanology 3, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 133–156.
- Crosson, F. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data, 1, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, *J. Geophys. Res.*, **81**, 3036–3046.
- 福山英一・久保篤規, 2000. 有珠山噴火前に発生したM4クラスの地震のモーメントテンソル解, 地震予知連絡学会報, **64**, 24–27.
- Hirata, N. and M. Matsu'ura, 1987. Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **47**, 50–61.
- 一柳昌義・田村慎・笠原稔, 2001. 広域地震観測網で得られた有珠山2000年噴火に伴う地震活動とP波初動押し引きによるメカニズム解の決定, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 本報告.
- Kikuchi, M. and H. Kanamori, 1991. Inversion of complex body waves-III, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2335–2350.

- 菊地正幸・山中佳子, 2000. 4月1日有珠山周辺の地震 (Mj 4.6), <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/EIC/EIC-News/000401.html>, EIC 地震学ノート No. 76.
- 加藤幸司, 2000. 1988-1989年の十勝岳噴火に伴う爆発地震の震源メカニズム, 北海道大学大学院理学研究科修士論文, 70 pp.
- 気象庁, 2000. 平成12年3月地震火山月報 (防災編).
- 工藤一嘉, 1998. 機動強震アレイ観測のための計量小型強震計の製作と観測・解析マニュアルの製作, 科学研究費補助金 [基盤研究 (A)] 研究成果報告書, 176 pp.
- Mahdavian, A. and T. Sasatani, 1996. S-Wave spectra from strong motion seismograms: source parameters and site response, *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophys.)*, **10**, 1-19.
- Matsushima, N., H. Oshima, Y. Ogawa, S. Takakura, H. Satoh, M. Utsugi and Y. Nishida, 2000. Magma prospecting in Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotelluric and magnetotelluric soundings, *J. Volc. Geotherm., Res.* submitted.
- 西村太志, 1990. 噴火活動に伴う地震及び微動の発生機構に関する研究, 東北大学学位論文, 157 pp.
- Okada, Hm., H. Watanabe, H. Yamashita and I. Yokoyama, 1981. Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu Volcano, Hokkaido, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **9**, 311-334.
- Ogawa, Y., N. Matsushima, H. Oshima, S. Takakura, M. Utsugi, K. Hirano, M. Igarashi and T. Doi, 1998. A resistivity cross-section of Usu volcano, Hokkaido, Japan, by audiomagnetotelluric soundings, *Earth, Planets and Space*, **50**, 339-346.
- 大島弘光・森濟・前川徳光・吉田邦一・田村慎・一柳昌義・岡田弘・浜口博之・西村太志・青山裕・辻浩・植平賢司・宮町宏樹・八木原寛・須藤靖明・高山鐵朗, 2000. 2000年有珠山噴火に伴う地震活動, 日本火山学会2000年秋季大会.
- 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明, 1995. 火山の辞典, 朝倉書院, 590 pp.
- 曾屋竜典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子, 1981. 有珠火山地質図, 地質調査所.
- Takeo, M., 1983. Source mechanisms of Usu volcano, Japan, earthquakes and their tectonic implications, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **32**, 241-264.
- 武尾実, 1985. 非弾性減衰を考慮した震源近傍での地震波合成-堆積層での非弾性減衰の効果について-, 気象研究所研究報告, **36**, 245-257.
- 武尾実, 1986. 火山性地震とその発生機構モデル, 火山, 第2集, **30**, S 85-S 99.
- 札幌管区气象台, 2000. 私信.
- Sato, T., 1979. Velocity structure of the crust beneath the northeastern part of Honsyu, Japan as derived from local earthquake data, *J. Phys. Earth*, **27**, 239-253.
- 鈴木貞臣・笠原稔・本谷義信・岡山宗夫・石川春義・岡田広・笹谷努・森谷武男・松島健・竹中博士・高木朗充・道脇正則・宮腰研・西田泰典・宮町宏樹・前川徳光・岡田弘・清水洋・田中和夫, 1988. 十勝岳周辺の地震観測, 1988年十勝岳火山噴火の推移, 発生機構および社会への影響に関する調査研究, 57-65.
- Yokoyama, I. and M. Seino, 2000. Geophysical comparison of the three eruptions in the 20th century of Usu volcano, Japan, *Earth, Planets and Space*, **52**, 73-89.

Appendix. List of low frequency earthquakes observed at UVO or MIT.

Date	Time (JST)	Observed points	Type	Latitude	Longitude	Depth	
00/03/29	12:56	UVO	MIT				
00/03/30	01:17		MIT				
00/03/30	01:25		MIT				
00/03/30	02:40		MIT				
00/03/30	04:22		MIT				
00/03/30	05:32	UVO	MIT	42.551	140.847	2.3	
00/03/30	07:54		MIT	42.542	140.825	0.8	
00/03/30	10:37		MIT	42.559	140.866	1.7	
00/03/30	10:45		MIT	42.542	140.816	-1.0	
00/03/30	14:12		MIT				
00/03/30	22:18		MIT				
00/03/30	22:20		MIT	42.610	140.849	3.0	
00/03/30	23:15		MIT				
00/03/31	01:48		MIT				
00/03/31	01:52		MIT	42.533	140.820	0.2	
00/03/31	04:09	UVO	MIT	42.557	140.856	2.3	
00/03/31	04:53		MIT				
00/03/31	06:51		MIT				
00/03/31	07:13		MIT	42.541	140.808	-0.6	
00/03/31	08:18		MIT				
00/03/31	08:32		MIT	42.557	140.823	1.0	
00/03/31	09:25		MIT	42.555	140.817	1.4	
00/03/31	09:47		MIT				
00/03/31	11:35	UVO	MIT	LF- I			
00/03/31	13:09		MIT	42.556	140.818	1.5	
00/03/31	13:34		MIT				
00/03/31	14:36	UVO	MIT	LF- II	42.554	140.828	0.7
00/03/31	15:23		MIT	42.556	140.860	2.4	
00/03/31	16:07		MIT	42.564	140.826	2.3	
00/03/31	16:57		MIT	42.556	140.836	2.2	
00/03/31	17:13	UVO	MIT	LF- II			
00/03/31	18:26		MIT	42.564	140.827	1.1	
00/03/31	19:14		MIT				
00/03/31	20:16		MIT				
00/03/31	21:30	UVO	MIT	LF- I			
00/03/31	21:38		MIT				
00/03/31	22:06		MIT				
00/03/31	23:18		MIT				
00/03/31	23:29		MIT				
00/04/01	00:28		MIT	42.547	140.818	1.1	
00/04/01	02:01	UVO	MIT				
00/04/01	02:11		MIT	42.569	140.829	3.8	
00/04/01	02:37	UVO	MIT	LF- II			
00/04/01	02:46	UVO	MIT	LF- I	42.551	140.818	1.0
00/04/01	08:43	UVO	MIT		42.558	140.819	1.3
00/04/01	12:42	UVO					
00/04/01	12:49	UVO		LF- I			