

## 富士山の低周波地震

鵜川元雄\*

### Low Frequency Earthquakes at Mount Fuji

Motoo UKAWA\*

Mount Fuji is seismologically characterized by the relatively high activity of deep low frequency (DLF) earthquakes in the mid-crustal depth range. The DLF earthquake activity was found in the early 1980s as the development of micro-earthquake observation network for earthquake prediction studies in Japan. The DLF earthquake activity has been geophysical evidence indicating subsurface volcanic activity beneath Mount Fuji. Because of the social importance of the volcanic activity of Mount Fuji, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED) constructed Fuji volcano observation network, which was composed of four observation sites with bore-hole seismometers and tilt-meters in the distances of about 10 km from the summit, to monitor seismicity and crustal deformation in 1990s. By using the observation network, the DLF earthquakes are located beneath the small area centered at 2-4 km from the summit in the northeast direction with focal depths ranging from 10 to 20 km. In 2000 and 2001 a remarkably high DLF earthquake activity occurred. The total number of the DLF events during the high activity period of about one year reached the total number during the ordinary period from 1980 to 1999. No anomalous crustal deformation was observed by the tilt-meters, indicating no evidence for magma migration to the shallow depth. After the swarm-like DLF earthquakes NIED added two observation sites on the mid-flank of the volcano to improve the monitoring ability in 2002 and 2003. In the recent 20 years, the DLF earthquake activities have been reported for many volcanic areas. In some cases, volcanic eruptions or magma migration events accompanied the increase of the DLF earthquakes activity, suggesting close relationship between the DLF earthquakes and magma movements. The mechanism of the DLF earthquakes, however, still remains open. Because the hypocenters of them are limited to small areas near volcanoes, ductile fracture due to magma movement may be a key to the DLF earthquakes.

#### 1. はじめに

火山で発生する地震は火山活動の状態を示す有効な指標である。現在の富士山には火山活動と直接関連する表面活動は見られないが、地震活動には低周波地震という火山活動に密接に関連する特異な現象が見つかっている。富士山の低周波地震が認識されたのはそれほど古いことではなく、地震予知研究のための微小地震観測網の整備が進んだ1980年代前半である。それ以降、富士山の低周波地震の認識とともに富士山の火山活動を把握するための観測網の整備も1990年代に大きく進んだ。さらに2000年から2001年にかけての低周波地震の急増により、観測空白域だった富士山腹の観測点整備も2002年以降に進展した。ここでは1980年代以降、観測網の整備とともに明らかにされてきた低周波地震の活動について震源分布や発生頻度の特徴、火山活動との関連について解説する。なお富士山の低周波地震は火山地域深部で観測される深部低周波地震と同じ発生機構と考えられるが、ここでは簡単のために「富士

山の低周波地震」と呼ぶことにする。

#### 2. 低周波地震が認識されるまで

富士山の低周波地震活動が明らかになったのは、微小地震観測網が中部・関東地方に整備された1980年代で、比較的近年のことである。それ以前の富士山の観測としては1965年から1979年にかけて東京大学地震研究所（以後、地震研究所と記す）を中心にして大学による臨時観測が5回行われている。宮崎・他（1981）によれば、これらの臨時観測によって富士山山体直下に震源決定される地震が存在するが、その活動は不活発であること、火山性微動は発生していないこと、宝永火口壁の崩壊による振動が観測されたことなどが報告されている。これらの臨時観測によって低周波地震が認識されなかった理由は、観測期間が長くても1ヶ月程度であり、複数の地震計が稼動していた期間は1日から10日程度とさらに短かったこと、また地震計の配置が狭い範囲に限られていたことによる。

低周波地震が発生していることを初めて認識したのは、浜田（1981）による報告である。浜田（1981）は、国立防災科学技術センター（現在の防災科学技術研究所）の関東・東海地震観測網、地震研究所、気象庁の富士山周辺観測点の地震波形記録に低周波の卓越する地震が時折現れることを見だし、震源は山頂の北側と推定した。

\*〒305-0006 茨城県つくば市天王台3-1

防災科学技術研究所 火山防災研究部

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Tennodai 3-1, Tsukuba-shi, 305-0006, Japan

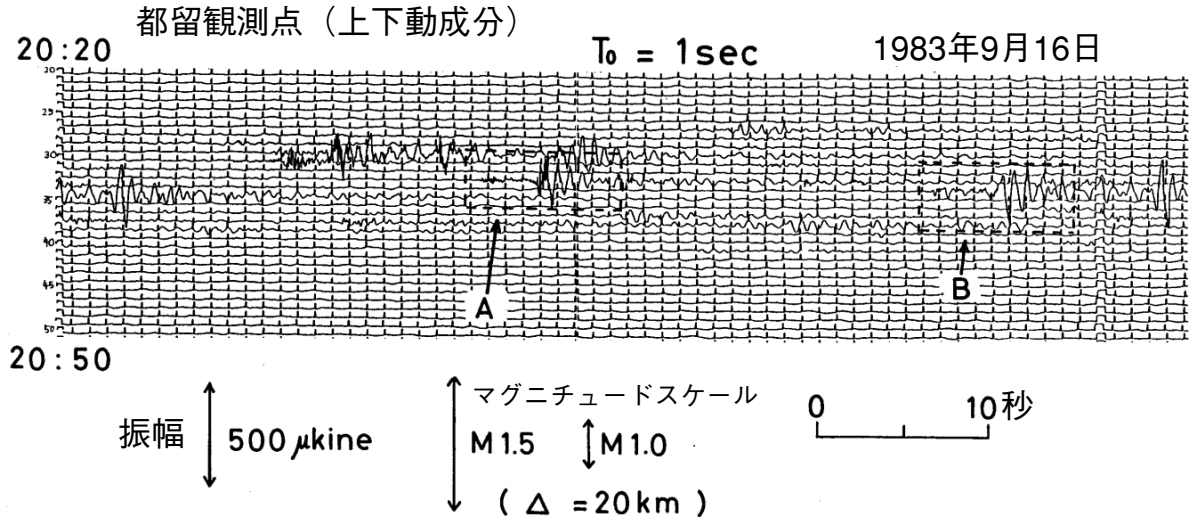


図1 1983年9月16日に都留（TRU）観測点で観測された富士山の低周波地震の上下動地震記象。

Fig. 1. Vertical component seismogram of low frequency earthquakes at Mount Fuji recorded at TRU station on September 16, 1983.

低周波地震の詳しい調査が始まることになった契機は、1983年9月に比較的大規模の大きいM1.6の低周波地震が発生し、国立防災科学技術センター（鷗川・大竹, 1984）と地震研究所（Kanjo *et al.*, 1984）により富士山直下で発生していることが明らかになったことである。Fig. 1にTRU（都留）観測点で記録された上下動成分の地震記象を示す。当時の観測網はまだ富士山に最も近い観測点でも山頂から約20 km離れている悪い観測条件であったが、鷗川・大竹（1984）により低周波地震は数分間から十数分間にわたって連続的に発生すること（Fig. 1）、P波とS波の初動付近に高周波が重畳することがあること（Fig. 1のAは高周波が重畳した例、Bには高周波が見られない）、震源決定精度は悪いが、震源の深さは10 km～30 kmと深いこと、1979年7月から1983年12月の4年半の間に50回（平均年10回程度）発生していることが報告された。Kanjo *et al.*, (1984) も地震研究所のデータをもとに低周波地震は微小地震の連続的発生であること、1979年7月以降の活動頻度、周波数の特徴を報告し、また震源は山頂周辺数 kmに広がり、深さは10 km以浅と報告している。観測点が少なかったことによると考えられるが、現在の震源分布よりやや浅く震源が決められているようである。1982年10月から1984年12月の活動については、下鶴・他（1986）によっても報告されていて、初動付近は火山に発生する地震と似ていることなどが指摘されている。

1987年8月20日から27日にかけて富士山頂のみで有感となる地震が4回発生した（鷗川・他, 1989；気象庁地震火山部, 1990）。この地震活動は震度分布、地震波形から山頂付近の極めて浅いところで発生した地震と考えられていて、いわゆる富士山の低周波地震とは異なる地震活動である。しかしこの地震を機に富士山の火山活動監視としての地震観測の必要性が認識され、気象庁は山頂で地震の機

動観測を開始し、地震研究所と防災科学技術研究所も富士山山麓での地震観測の強化を開始した。防災科学技術研究所では、その後、1990年から1998年にかけて富士山山麓に深度200 mのボアホールに設置した地震計と傾斜計を中心にした観測施設を4カ所整備した。この防災科学技術研究所の観測データによる解析結果を今回の報告には主に使用する。

### 3. 防災科学技術研究所の富士火山観測網

1980年代に発見された富士山の低周波地震により富士山の地下深部での火山活動が継続していることが明らかになった。一方、1986年に発生した伊豆大島の噴火でボアホール式傾斜計が噴火の前にマグマが地中を上昇してくることによる地殻変動を捉え、ボアホール式傾斜計が火山噴火予知に有力な計測器であることが実証された（山本・他, 1988）。そこで1990年に防災科学技術研究所では、富士山の火山活動の活発化は他の火山と比較にならない甚大な社会的影響を及ぼすことを考慮し、その噴火予知研究のためにボアホール式傾斜計と地震計を主軸観測機器とした火山観測網の整備に着手した。1990年から1998年に実施されたこの富士火山観測網整備事業により Fig. 2に示すように山頂からほぼ10 kmの4カ所（FJN, FJY, FJS, FJH）に観測点を設置した。

防災科学技術研究所の上記4カ所の火山観測点には短周期地震計（固有周期1秒）と広帯域地震計（STS 2型、約120秒まで観測）の2種類の地震計を設置している。短周期地震計はボアホール式傾斜計と同じ耐圧容器に装備され、深さ約200 mの観測井底に設置されている。広帯域地震計は地表下2 m～6 mの縦穴に設置した。これら2種類の地震計により幅広い周波数の地震波を観測できるようにした。テレメータによる伝送のために短周期地震計のデ

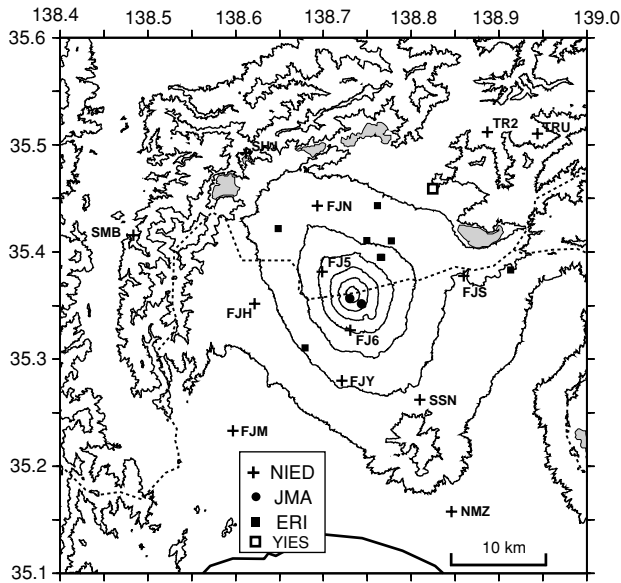


図2 富士山周辺の観測点分布。防災科学技術研究所(NIED), 気象庁(JMA), 東京大学地震研究所(ERI), 山梨県環境科学研究所(YIES)の観測点を+, ●, ■, □の記号により図示した。

Fig.2. Map showing the station distribution around Mount Fuji. The symbols of plus marks, solid circles, solid squares and open squares indicate stations belonging to National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan Meteorological Agency (JMA), Earthquake Research Institute (ERI) and Yamanashi Institute of Environmental Sciences (YIES), respectively.

ータは100 Hzで, 広帯域地震計は20 Hz (3成分) 及び100 Hz (上下動と水平動1成分) でサンプリングされている。1 Hzのサンプリング周波数の傾斜計とあわせると20 Hz程度の比較的高周波からDC成分までの地殻活動を16ビットの分解能で観測することができる(鶴川, 1993)。観測されたデータは有線や無線テレメータにより, つくばの防災科学技術研究所に実時間で伝送されている。

防災科学技術研究所では, 1995年4月以前は関東・東海地殻活動観測網により低周波地震活動を把握し, 震源は定常作業と別に個別に調査していた。1995年4月以降は, 富士火山観測施設の観測データと富士山周辺の地震調査研究のための観測点データをデータ処理用のワークステーションにおいて併合し, 富士山周辺の震源決定を定常作業として実施している。これにより1995年4月以降は富士火山観測データ処理解析システムに富士山の震源データが継続的に蓄積されている。本報告で主に使用する震源データや地震波データはこのシステムによるものである。

2000年から2001年にかけて富士山の低周波地震活動が活発化したことを受けて, 富士山の山頂から中腹にかけての観測網強化が進んだ。防災科学技術研究所は富士山の南山腹と北西山腹, 標高2,000 m付近に新しい観測点を2002年から2003年にかけて新設した(Fig.2のFJ5とFJ6)。この場所では, 電源は太陽電池からの供給になり, 容量が

限られるので, 広帯域地震観測を観測項目からはずし, 傾斜計と短周期地震計を中心とした観測施設とした。データは無線テレメータにより, 富士山周辺の観測施設に一旦伝送され, そこを中継点としてNTT回線を通してつくばに伝送されている。このほか地震研究所は北東山腹に3カ所のボアホール観測施設を設置, 気象庁は山頂付近の観測を強化, 山梨県環境科学研究所は北東麓にボアホール観測点を設置した(Fig.2参照)。

2004年以降, 気象庁の山頂周辺観測点データと山梨県環境科学研究所による富士山北東麓観測点データを定常データ処理において併合するようになった。観測点の新設と他機関観測点データの併合により, 富士山の低周波地震を含む微小地震の検知能力はほぼマグニチュード0程度の地震まで震源決定できる水準に向上し, 検出できる地震数も増加した。

#### 4. 低周波地震の震源と波形

富士火山観測データ処理解析システムによる定常作業として得られた震源分布をFig.3に示す。期間は1995年4月から2003年12月である。定常震源決定作業では, できるだけ多くの地震の位置を決めるように努力しているので, 精度の低いものも含まれている。低周波地震の震央は富士山の山頂やや北東(山頂から2~4 km)を中心として, 山頂を含む直径10 kmくらいの範囲に分布している。ほとんどの地震は8 km~20 kmの深さに位置しているが, 数個, 20 km以深に震源決定された地震もある。

富士山の低周波地震の典型的な波形を富士山山体直下で発生した通常地震と比較してFig.4に示す。Fig.4aは3分間以上にわたって継続した振動の全体の様子, Fig.4bはこの中で最も明瞭な低周波地震の3成分地震記象, Fig.4cは富士山で発生した構造的な地震の3成分地震記象である。Fig.1及びFig.4aとFig.4bから低周波地震が統発して1回の活動を形成していることがわかる。Fig.4bとFig.4cの比較から構造的な地震との波形の違いは明白である。

Fig.4に示した低周波地震のスペクトルをFig.5に示す。P波もS波も最大スペクトル振幅は2 Hz~4 Hzの範囲にあり, この地震と同規模の構造的な地震の卓越周波数は通常10 Hz以上なので, 卓越周波数の違いは明瞭である。またP波もS波もほぼ同じ卓越周波数であることから, 低周波の原因は地震波の伝播経路での減衰ではなく, 震源での地震波の励起にあることがわかる。

これらの図より低周波地震の波形に次のような特徴があることがわかる。(1) 数分から十数分にわたり低周波地震が統発する(Fig.1及びFig.4a参照)。(2) S波が明瞭に記録され, その最大振幅は通常, P波より大きい。(3) 卓越周波数は1 Hzから5 Hzの範囲に入ることが多い。(4) P波とS波の初動付近に10 Hz程度の高周波波動が低周波波動に重畳することがあり, 特にP波で顕著である(例えばFig.1のAで示した地震)。これらの特徴は, 島弧の火山下20 kmから50 kmでしばしば発生することが知ら

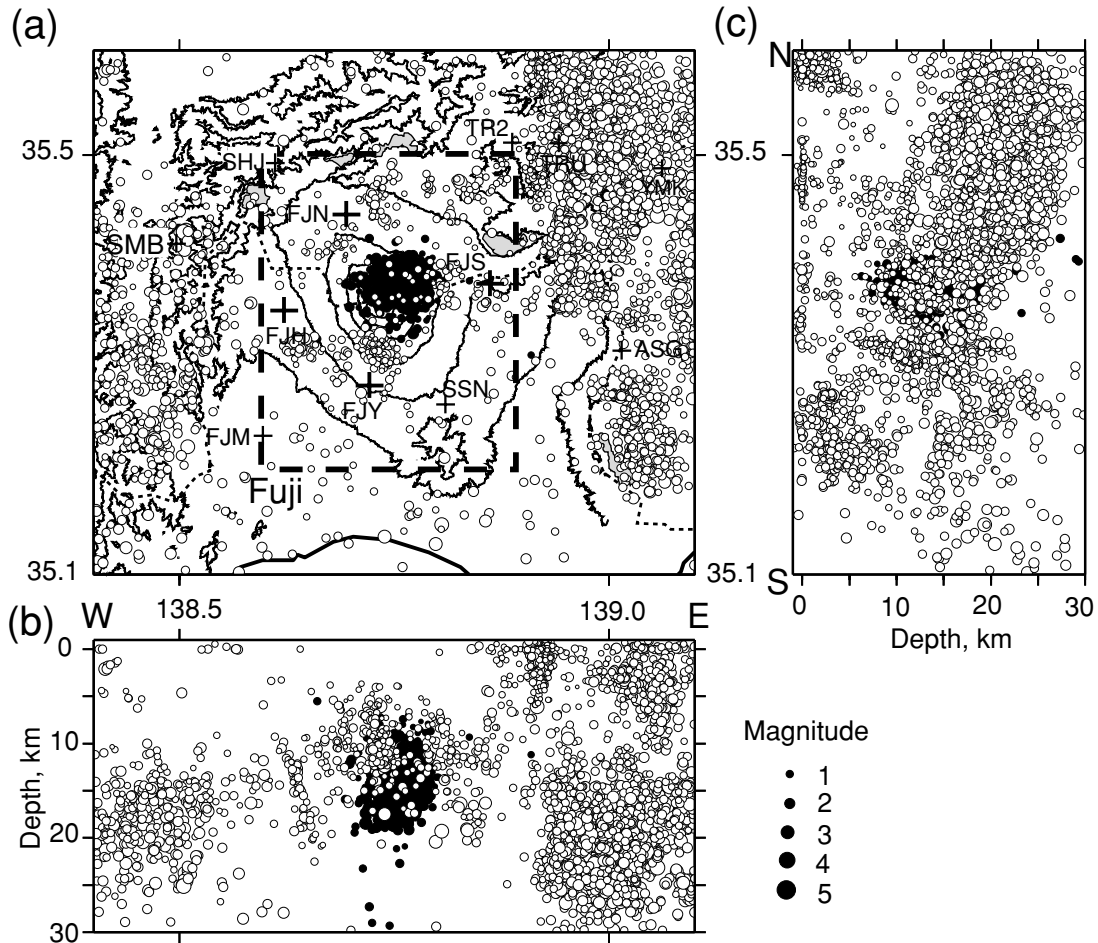


図3 (a) 防災科学技術研究所の観測点と定常震源決定作業による1995年4月から2003年12月の震央分布。大きい+と小さい+は、それぞれ富士観測網と関東・東海観測網の観測点を表す。FUJIと名付けた領域を破線の四角形で示す。等高線の間隔は500 mである。(b) (a)の震央分布図に表示した地震の東西断面投影図。(c) (a)の震央分布図に表示した地震の南北断面投影図。いずれの図でも低周波地震を黒丸で示した。

Fig. 3. (a) Map showing station locations of NIED and hypocenters determined routinely by NIED during the period from April 1995 to December 2003. Small and large marks (+) indicate stations belonging to the Kanto-Tokai network and those belonging to the Fuji observation network, respectively. A sub-region named as Fuji is indicated by rectangular with broken line. The topographic contour interval is 500 m. (b) E-W vertical cross section of all hypocenters plotted in (a). (c) N-S vertical cross section of all hypocenters plotted in (a). Black circles indicate the DLF earthquakes.

れている深部低周波地震の特徴と同様のものである(鷗川・小原, 1993; Hasegawa and Yamamoto, 1994)。富士山の低周波地震の震源は他の火山地域の深部低周波地震と比べてやや浅いが、その波形は深部低周波地震の特徴を備えている。

## 5. 2000年から2001年の低周波地震活動活発化

2000年9月頃から2001年5月にかけて、低周波地震が急増した。防災科学技術研究所の観測データがある1980年以降の低周波地震活動の時間変化と震源分布からこの低周波地震急増現象を検討する。

### 5-1 低周波地震活動の時間変化

低周波地震は続発して発生する特徴があり、個々の地震を判別することが難しい場合がある。特に比較的規模が大

きい地震が発生すると、そのコーダ波と引き続く地震の区別が困難で、識別できる地震数が減少する傾向がある。また続発した場合、震源決定できる地震が限られてしまう。このため計測された地震数や震源決定された地震数を活動度評価に使用することは適当でない。そこで低周波地震が続発してモニター用記録紙上で振動が継続している期間を1回の低周波地震活動と定義し、その継続時間と最大振幅を指標として低周波地震活動の時間変化を評価することにする。

低周波地震の継続時間と最大振幅を調べるため各期間、1つの観測点を選択した。1980年1月から1981年8月はSMB(下部)観測点、1981年8月から1993年12月はTRU(都留)観測点、1994年1月以降はFJN(富士鳴沢)観測点である。震源から各観測点までの距離は10 km(FJN)か

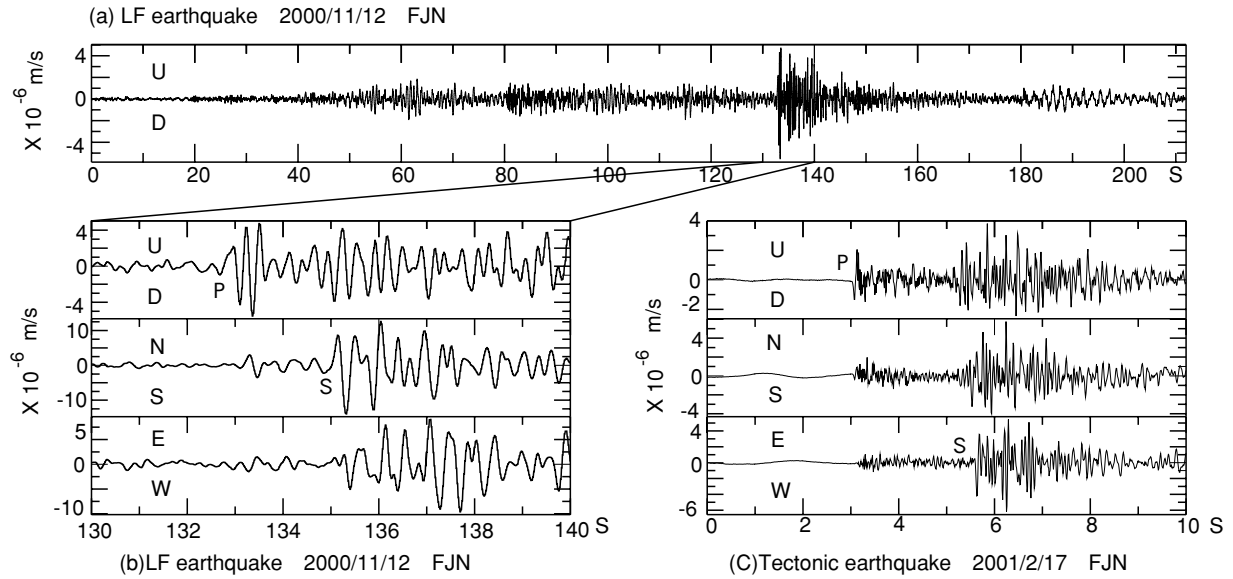


図4 (a) FJN 観測点で記録された2000年11月12日の富士山の低周波地震の上下動地震記象.210秒間の記録. (b) (a) で表示した地震波の20秒間の3成分地震記象. (c) 2001年2月17日にFJN 観測点で観測された構造性地震の3成分地震記象.

Fig.4. (a) Vertical component seismogram of a DLF earthquake on November 12, 2000, recorded at FJN station. The total duration is 210 s. (b) Three component seismograms at FJN for a 20s interval of the seismogram shown above. (c) Three component seismograms of a tectonic earthquake in Mount Fuji region recorded at FJN on February 17, 2001.

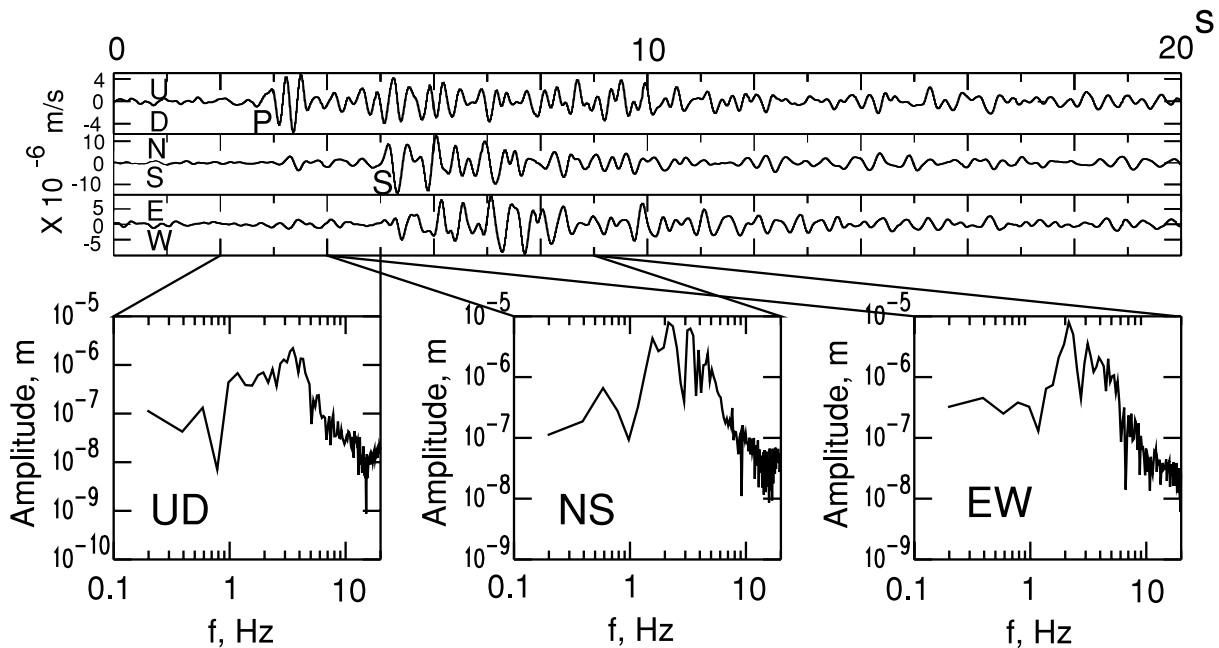


図5 上下動成分のP波と水平動成分のS波のスペクトル. どちらも2~4 Hz にスペクトルのピークがある. 解析した地震は,2000年11月12日の低周波地震, 観測点はFJN.

Fig.5. Spectra of P wave on a vertical component and those of S wave on horizontal components showing the predominant frequencies between 2 and 4 Hz. The analyzed event is the low frequency earthquake on November 12, 2000, shown in Fig.4. The observation station is FJN.

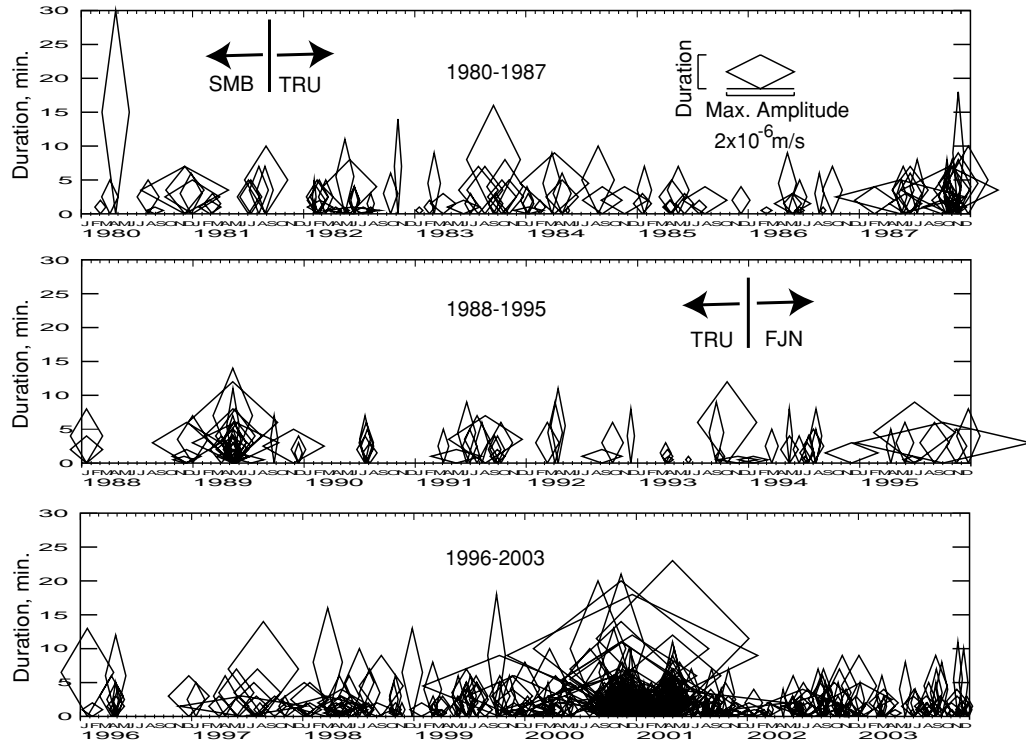


図6 (a) 富士山の深部低周波地震の活動を示すダイヤモンド・ダイアグラム。菱形の高さと幅は図中に示す特定の観測点で計測された1回の低周波地震活動の継続時間と最大振幅を示す。

Fig. 6. (a) A diamond diagram showing the activity of the DLF events at Mount Fuji. The height and width of each diamond represent the duration time and the maximum amplitude of each DLF event that is composed of successive DLF earthquakes. The duration time and the maximum amplitudes have been measured on the seismogram of the selected station indicated in the figure.

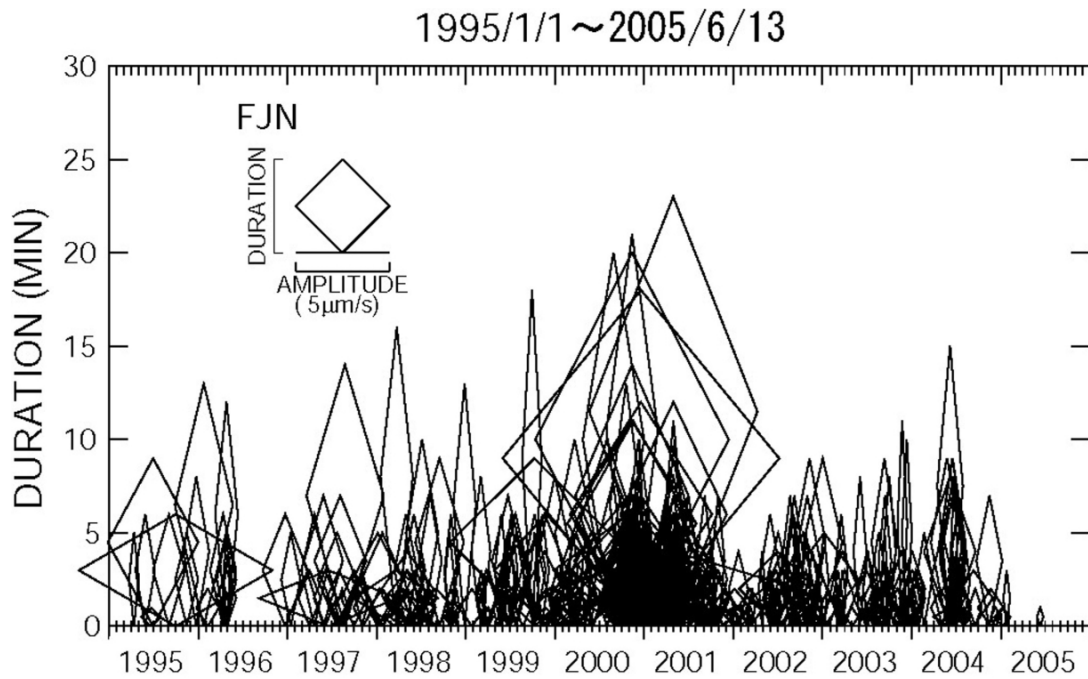


図6 (b) 1995年から2005年6月13日の低周波地震活動を示すダイヤモンド・ダイアグラム。

Fig. 6. (b) A diamond diagram showing the activity of the DLF events at Mount Fuji for the period from January 1, 1995 to June 13, 2005.

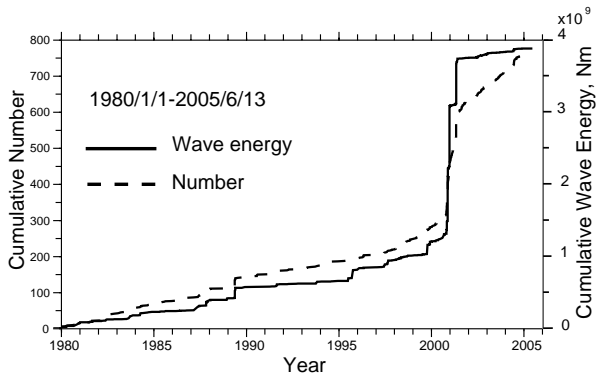


図7 富士山の低周波地震活動の積算回数と積算波動エネルギー。  
Fig.7. Diagram showing the cumulative number and the cumulative wave energy of the DLF earthquake activities.

ら 25 km (SMB) と異なるが、同じ低周波地震の振幅を比較した結果、系統的に大きな相違は見られなかったので、補正は行わずにそれぞれの観測点での記録上で計測された振幅を使用している。

低周波地震活動の活動状況をグラフ上で表すため、1回の低周波地震活動の継続時間を高さに、また最大振幅を幅とした菱形を時間軸（横軸）にプロットした時系列ダイアグラムを作り、それをダイヤモンド・ダイアグラムと呼ぶことにする (Ukawa, 2005)。Fig. 6 a に 1980 年から 2003 年の富士山の低周波地震活動を表したダイヤモンド・ダイアグラムを示した。また Fig. 6 b は 1995 年 1 月から 2005 年 6 月 13 日までの拡大図である。この図から低周波地震活動の継続時間はほとんどの場合、15 分以内であり、小規模のものは 1~2 分で終了していることがわかる。発生頻度の時間変化で最も顕著な現象は 2000 年から 2001 年にかけての大規模群発活動であり、Fig. 6 b でも菱形が重なり合って区別できない程、多数の低周波地震が発生している。活動活発化の開始時期は 2000 年 9 月から 10 月にかけての時期であるが、2000 年 8 月にも低周波地震は発生しているので、明確な活発化時期を限定することはできない。一方、活発化期間の終了時期は、2001 年 6 月以降、発生数が激減するので、2001 年 5 月と限定することができる。

富士山の低周波地震の活動度を低周波地震活動の積算数の変化と波動エネルギーの積算の変化で図示したものが Fig. 7 である。データは Fig. 6 に示した低周波地震活動と同じもので、発生数だけを考慮した積算数が点線で示されている。実線は最大振幅をもとに震源から放出される全波動エネルギーを推定し、その積算値を示したものである (Ukawa, 2005)。波動エネルギー積算値には低周波地震の振幅情報が考慮されているので、活動の積算数より客観的に活動度を表していると考えられる。ただし大きい地震が発生するとその影響が大きく現れる傾向にある。Fig. 7 の地震活動積算数と積算波動エネルギーを見ると 2000 年 9 月から 2001 年 5 月の群発地震活動では 1980 年以降、2000 年 8 月以前に識別された低周波地震活動の地震数ではほぼ同

数、波動エネルギーでは約 2 倍の活動が発生したことがわかる。約 25 年間の観測データから客観的に判断して 2000 年から 2001 年の低周波地震活発化は活動度が平常時に比べて 1 桁以上高くなり、明らかに異常な活動であったと言える。

Fig. 6 と Fig. 7 から全般的な発生状況を見ると、1997 年以降、発生頻度が増加しているが、この変化は観測網の整備と富士火山活動観測データ処理解析システムが稼働し、小規模の活動も富士山の低周波地震と認識できるようになったためである。また 2002 年以降の発生頻度も 2000 年以前と比較すると高い状態にあるように見えるが、Fig. 7 の積算波動エネルギーはほとんど増加していないので、観測網が整備されたことによる人為的な見かけのものである。2000 年活発化現象以前は大きく見ると発生率はほぼ一定に見えるが、詳しく見ると頻発期と静穏期を繰り返している。例えば 1983 年、1987 年、1989 年は頻発期であり、1990 年、1993 年は活動度が低い。

## 5-2 詳細な震源分布

防災科学技術研究所の富士山周辺の震源データセットは、富士火山活動観測データ処理解析システムが運用を開始した 1995 年 4 月を境として質的に変化している。1995 年以前は関東・東海地殻活動観測網として決定した震源であったため、富士山直下の地震決定精度は高くなく、また観測点の増加とともに震源決定精度や系統的な誤差が変化している。1995 年 4 月以降は、富士山のための震源決定を実施しているので震源決定精度はそれ以前に比べて向上したが、この期間も観測点が増加しているので、観測網整備に伴う系統誤差の変化の影響は依然大きい。この影響を小さくするために観測点補正値を求め、震源を再決定した (Ukawa, 2005)。

ここでは Ukawa (2005) により再決定された 1995 年 4 月から 2001 年 5 月までの低周波地震の震源を Fig. 8 に示す。白抜き丸は 1995 年 4 月から 2000 年 7 月までの震源で、静穏期の状態を表すと考えてよい。黒丸は 2000 年 8 月から 2001 年 5 月までの震源で、活発化した時期の状態である。静穏期の震央は、富士山の山頂から北東 2 km から 4 km 付近を中心にして、富士山頂の南東および南西方向にかけても分布していることがわかる。これに対して活発化した時期には、主に富士山の北東を中心に西北西-東南東に伸びた長径約 10 km の楕円形領域で発生している。震源の深さは、静穏期、頻発期ともに 10 km~20 km の範囲に分布している。

防災科学技術研究所と地震研究所の観測データを併合して低周波地震の震源を再決定した Nakamichi *et al.*, (2004) によると、精度良く決定された震源は北西-南東の線状に配列し、防災科学技術研究所の定常震源決定結果による震央域の中心よりやや山頂より位置している。

## 5-3 活発化の原因

2000 年 9 月頃から始まった低周波地震の活発化は、三宅島の噴火及び三宅島-神津島間で発生したマグマの貫入とそれに伴う大群発地震活動が一段落した時期に一致す

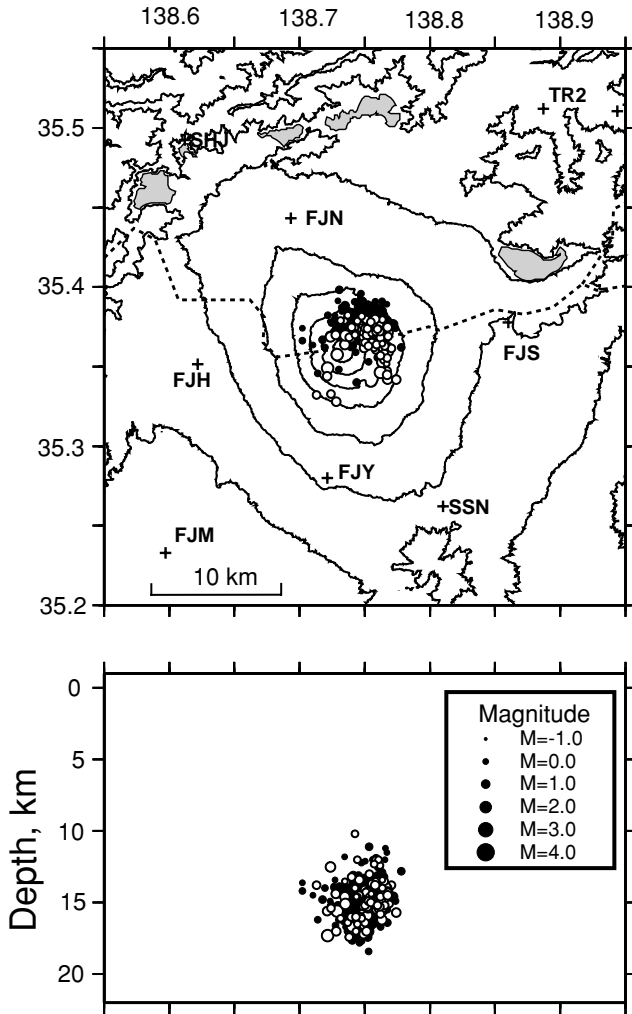


図8 再決定された富士山の低周波地震の震源分布図。白丸と黒丸は、それぞれ1995年4月から2000年7月までの期間と2000年8月から2001年5月までの期間の低周波地震を表している。

Fig.8. Re-determined hypocenters of the DLF earthquakes in the Mount Fuji region. Open and solid circles indicate the DLF events for April 1995-July 2000 and those for August 2000-May 2001, respectively.

る。Ukawa (2005) は富士山周辺の地震活動や地殻変動に低周波地震の活発化と関連する事象が見られなかったかについて調査した。その結果、下記の状況がわかった。

- (1) 三宅島―神津島の活動開始後、東海地方でスロースリップ現象や地震活動の変化が発生した (Ozawa *et al.*, 2002 ; Matsumura, 2003)。
- (2) 富士山の低周波地震活動が元の水準に戻った2001年半ば以降、箱根、伊豆東部火山群、八丈島で岩脈貫入現象が観測された。伊豆東部火山群は5年ぶり、他の2火山では観測史上初めての事象であった。
- (3) 山梨県東部の群発地震域など富士山に隣接する地域の構造的な地震活動の活動度には変化が認められなかったが、富士山では構造的な地震の活動度がやや高くなった。Fig.9 に富士山近傍の1995年以降の構造的な地震

の検知回数積算回数、Fig.10 には2000年8月から2001年5月の構造的な地震の震源分布を示す。両図から2001年初旬に富士山南麓にある震源集中域（地震の巣）の活動が高まったことがわかる。また富士山山頂付近や河口湖周辺でも通常の活動レベルより発生個数が多かった。

- (4) 富士山に設置してある防災科学技術研究所の傾斜計には火山活動に起因すると考えられる明瞭な異常は見つからなかった。

これらを考慮すると、三宅島―神津島間の岩脈貫入後、フィリピン海プレートの沈み込み速度や地下のマグマの状態が広域に変化し、周辺火山の活動を活発化させた可能性があり、富士山の低周波地震活動活発化もその一つと考えられる。富士山の場合は、箱根、伊豆東部火山群、八丈島と異なり、明瞭なマグマの上昇までは引き起こさなかったが、マグマの活動と密接な関連がある低周波地震活動を活発化させ、さらに普段から地震の発生しやすい状態にある富士山直下にある地震の巣の構造的な地震の活動も活発化させたと言える。三宅島―神津島間の岩脈貫入による富士山周辺での静的な応力変化は高々0.01 MPaで、微小地震の応力降下量より一桁以上小さい (Ukawa, 2005)。このためマグマの状態が変化した原因としては静的な応力変化が主要因とは考えがたく、三宅島―神津島間で大量にマグマが移動したことが周辺火山の深部にあるマグマにまで何らかの影響を与えたことが原因と考えられる。ただし具体的なメカニズムは不明である。

#### 5-4 地下構造と低周波地震震源分布の関連

Lees and Ukawa (1992) は、富士山周辺の地殻と最上部マントルの地震波速度構造を3次元トモグラフィ法で推定した。彼らの得た結果によると、富士山山体下では地表から深さ20 km くらいまでは顕著な低速度域は見られないが、深さ20 km 以深にはP波にもS波にも明瞭な低速

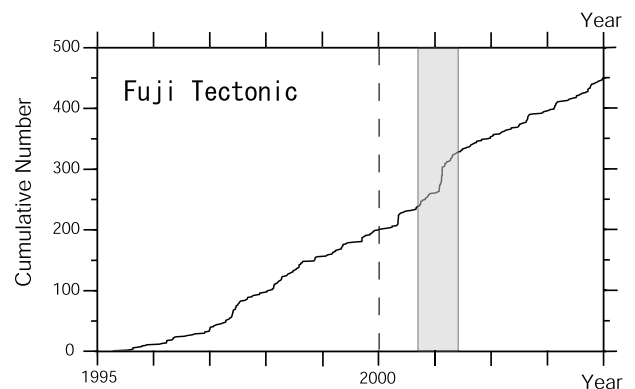


図9 Fig.1 に示した Fuji 領域で発生した低周波地震以外の地震の積算数時間変化。影の領域は低周波地震の活発化した期間。

Fig.9. Graph showing cumulative number of earthquakes not including DLF events and blasts in the Fuji regions indicated in Fig.1. The shaded area indicates the high activity period of the low frequency earthquakes.



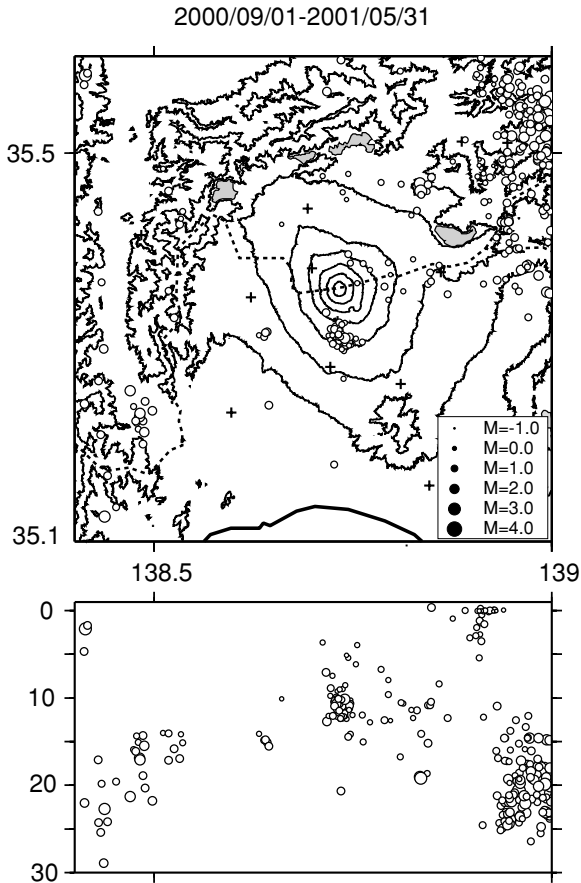


図10 低周波地震活動が活発化した2000年9月1日から2001年5月31日までの富士山の構造的な地震の震源分布図。

Fig.10. Tectonic earthquakes around Mount Fuji region during the active period of the DLF earthquakes from September 1, 2000 to May 31, 2001.

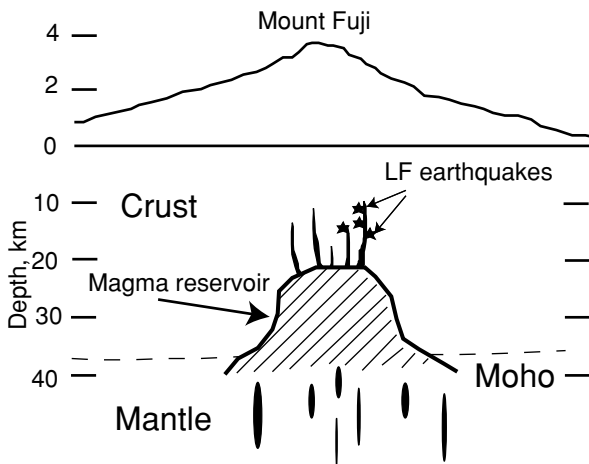


図11 富士山の低周波地震とマグマシステムの関係を示す図。  
Fig.11. Cartoon showing the relationship between the DLF earthquakes and the magma system beneath Mount Fuji.

度域が見られる。地震波が低速度になる原因として、火山下では多量のマグマの存在が考えられる。富士山直下のマグマ溜まりの位置はまだ明らかになっていないが、この低速度域が対応する可能性が高い。低周波地震の発生している深さ10 kmから20 kmは周囲に比較してやや速い地震波速度構造であるので、大規模なマグマ溜まりはこの深さ範囲には考えにくい。

鶴川(1994)は低周波地震の震源とLees and Ukawa(1992)による地震波速度3次元構造を基に、Fig.11のような地下のイメージを提案している。マグマ溜まりは深さ20 km以深に存在し、そこからマグマが上昇するための岩脈群が存在する。低周波地震はこの岩脈群周辺で発生していると考えられる。岩脈の厚さは薄いので、3次元トモグラフィ法での1ブロックサイズ(幅2.5 km、厚さ5 km)の地震波速度にはほとんど影響しないであろう。マグマの圧力の変化により、マグマで充填された岩脈群の状態が変化し、低周波地震を引き起こしているというモデルである。2000年以降、富士山の速度構造の精密な研究が進んでいる。今後、強化された観測網のデータを用いた詳細な地下構造が明らかになり、低周波地震との関係もさらにはっきりしたものになるであろう。

## 6. 深部低周波地震と火山活動の関係

富士山の低周波地震は、その波形の特徴や震源の深さから考えて、火山下の地殻中部から最上部マントルにかけて観測される深部低周波地震の一つである。この章では深部低周波地震の一般的な特徴と火山活動との関連について説明する。

### 6-1 深部低周波地震

深部低周波地震は、火口周辺に発生する浅い低周波地震に対して火山地域の地殻中部から最上部マントルにかけて発生する低周波地震を指している。震源の深さの定義はないが、これまでに見つかった低周波地震の震源の深さから、概ね10 km以深、50 km以浅の地震を対象としている。発生機構が解明されているわけではないので、10 km以浅でも同じような特徴の地震がありうるし、50 km以深で発生する可能性もありうる。Fig.12にこれまでに報告されている主な深部低周波地震発生地域での震源の深さ範囲を示した。(出典は鶴川(2001)を参照。)

深部低周波地震は、日本国内に微小地震観測網が整備された1980年代から1990年代にかけて世界に先駆けて日本の火山地域で相次いで報告された(例えば、Ukawa and Oh-take, 1987; 鶴川・小原, 1993; Hasegawa and Yamamoto, 1994)。その後、1990年代には北米やフィリピンなど海外の火山地域で発生していることもわかってきた(White, 1996; Hill, 1996; Power *et al.*, 2004)。多くの火山の深部低周波地震は発生数が年間数個以下で、活動度は低い。そのなかで岩手山(Nakamichi *et al.*, 2003)、栃木県西部地域(西富・武尾, 1996)、フィリピン・ピナツボ火山(White, 1996)のように年間100個以上の地震が観測された火山もある。富士山の2000年から2001年の活動は、これらと同

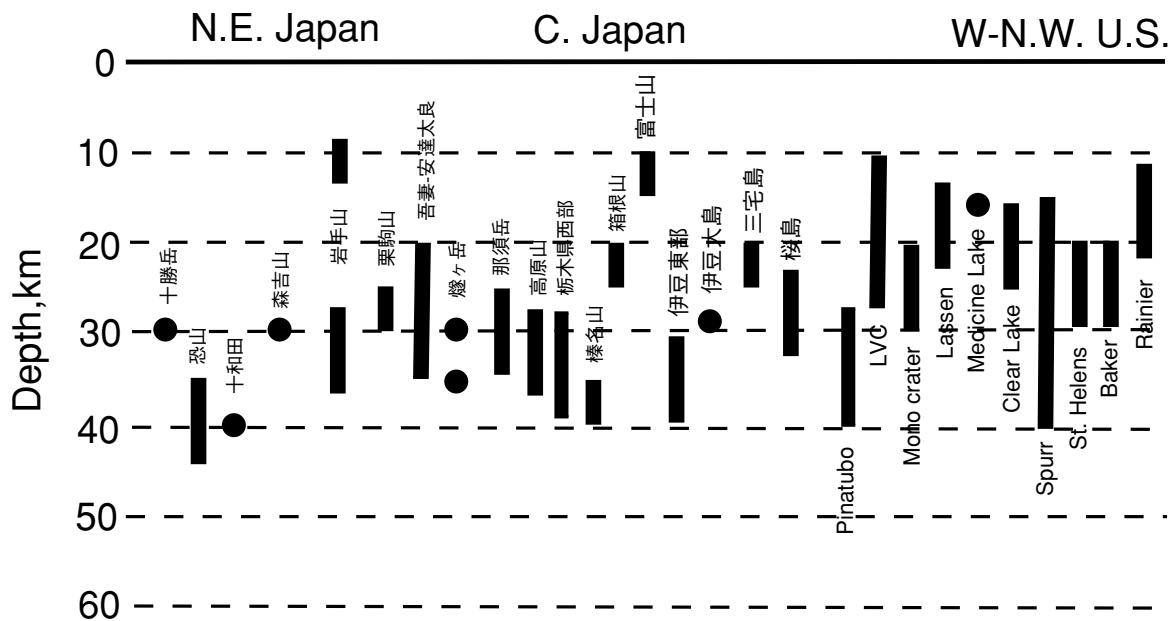


図 12 様々な火山地域の低周波地震の震源の深さ範囲（鵜川（2001）を参照）. 黒丸と太線で深さの範囲を示す.

Fig. 12. Focal depth ranges of DLF earthquakes in various volcanic regions (refer to Ukawa, 2001). The solid circles and tick bars indicate the depth ranges.

様に深部低周波地震としては例外的に高活動度であった。一般に深部低周波地震の規模は小さく、マグニチュード2以上の地震が観測されることは少ない。深部低周波地震は、地震観測網が整備された多くの島弧型火山で観測されることから、島弧の火山フロント下の地殻中部・深部からマントル最上部で一般的に見られる現象であることがわかる。

## 6-2 火山噴火と深部低周波地震の関連

少数ではあるが、噴火活動や火山浅部へのマグマの上昇と関連して深部低周波地震が発生した場合がある。最も顕著なものは1991年に発生したフィリピンのピナツボ火山の場合である。ピナツボ火山では、1991年4月に噴火活動が始まり、その後噴火活動が活発化して同年6月15日に二十世紀最大級の噴火が発生した。6月15日の噴火に先立ち、5月26日ころから深さ30 km付近を中心にして低周波地震が頻発した。米国地質調査所の地震観測によると2週間に約600個の低周波地震が検知され、最大の地震の規模はマグニチュード3.8とこれまでに世界中から報告されている深部低周波地震のなかで最大のものであった。この現象は地下30~40 kmから新たな玄武岩質マグマが上昇してきて浅部マグマ溜まりに供給され、これが刺激となって6月15日の大噴火に至ったと解釈されている(White, 1996)。

ピナツボ火山の場合ほど明瞭ではないが, 1986 年伊豆大島噴火 (Ukawa and Ohtake, 1987), 1988 年十勝岳噴火 (鈴木, 1992), 1992 年アラスカ・スパー火山噴火 (Power *et al.*, 1995) でも噴火と関連したと考えられる低周波地震の活動が観測された。伊豆大島の噴火では噴火の約 1 年前に低周波地震が発生, 十勝岳では噴火のほぼ 1 年後に低周波地震が観測された。またスパー火山では, 噴火を契機とし

て低周波地震が活発化している。

噴火には至らなかったが、地殻浅部へのマグマの上昇と深部低周波地震が関連して発生した例もある。1998年4月から5月にかけて岩手山では浅部での地震活動の活発化やマグマの上昇を示す地殻変動の異常が観測された。この地殻浅部でのマグマ活動の活発化に数日先立ち、深部低周波地震が深さ30 kmで活発化した (Nakamichi *et al.*, 2003)。1980年から1998年にかけて毎年1~2回、岩脈貫入による群発地震を繰り返した伊豆東部火山群でも1995年と1998年の群発地震時に深さ30~40 kmで低周波地震が観測された。この群発地震活動はマグマが地殻浅部に上昇してきたため引き起こされているので、浅部でのマグマの動きと深部低周波地震が関連して発生した例と言える (防災科学技術研究所, 1995)。

以上のように、少数ではあるが深部低周波地震は噴火活動のようなマグマの浅部活動と関連して発生する場合もあることが分かる。深部低周波地震の発生機構は解明されていないが、地下のマグマの移動が深部低周波地震発生のきっかけとなっているようである。

### 6-3 深部低周波地震の発生機構

富士山の低周波地震を含め深部低周波地震には下記のよう  
に地震の発生機構と密接に関連していると考えられる共  
通点がある。

- (1) 地震の規模は小さい，報告されている深部低周波地震は最大でも M4 程度である．
- (2) P 波，S 波ともにスペクトルには地震の規模から期待される周波数より低周波にピークがある．
- (3) 続発的に発生するが，個々の地震の波形は単純な震源時間関数のように見える．ただし初動部分に高周波数

の波動が重畳することがある。

- (4) 続発的発生から連続的な発生、共振的な振動に移行する場合がある。
- (5) 噴火や岩脈貫入のようなマグマの移動と同期して活発化することがある。

深部低周波地震の最重要な研究目的は、このような特徴を示す地震波を励起する震源をモデル化することである。これまでにハワイの深部火山性微動については、Aki and Koyanagi (1981) がクラック開閉モデルを、また伊豆大島の深部低周波地震については Ukawa and Ohtake (1987) がマグマ溜まり間の火道をマグマが間欠的に移動するモデルを提唱しているが、これらのモデルは上記の共通の特徴のすべてを説明できるものではない。

震源に働く力を波形から推定し、震源をモデル化する研究も行われているが、深部低周波地震では、初動が不明瞭な場合が多いこと、規模が小さいため明瞭な波形が得られる観測点が限られることなどから普通の構造性地震のように震源をモデル化することが難しい。岩手山の深部低周波地震について、Nakamichi *et al.*, (2003) は稠密な観測網を利用して力源を推定し、体積変化成分が有意に認められることから、開口割れ目と断層の複合的な震源を推定したが、その力源は地震毎にばらつくという特徴がある。富士山の低周波地震の場合、まだ波形から力源を特定できていないが、地震毎の波形のばらつきが大きいことから、震源の複雑さも深部低周波地震の特徴と考えられる。ここでは上述の特徴から震源で起こっていることをどの程度絞り込めるかについて考察する。

多くの場合、火山地域の深部低周波地震は構造性地震が発生できない下部地殻から最上部マントルで発生しているので、深部低周波地震は一般的に延性的な環境下でも発生することのできる地震現象であることは確かである。そして波形の特徴からマグマ溜まりや火道に蓄積されたマグマなどの火山性流体の共振は主要因ではないことも明らかである。一方、伝播速度の小さい破壊現象であれば波形の特徴は説明できそうであるが、共振的な振動も観測される場合があることを考慮すると、震源周辺に流体が関与している必要がありそうである。ほとんどの地域の深部低周波地震の卓越周波数が共通して 1 Hz から数 Hz の範囲に集中していることは、震源の動的性質として重要な特徴である。また規模の小さい地震に限られることは、深部低周波地震の発生できる条件が空間的に限定されていることを示している。マグマの移動との強い関係は噴火などと同期して深部低周波地震が活発化する場合があることによっても支持される。

破壊を伴いながらマグマが移動する明確な現象に岩脈の貫入がある。伊豆半島東部では繰り返し岩脈の貫入が群発地震を伴いながら発生しているが、その際、発生する地震は通常の地震であり (例えば Ukawa and Tsukahara, 1996), 深部低周波地震は岩脈貫入域では発生していない。この事実、マグマと脆性破壊領域の地殻の相互作用では深部低周波地震のような波動は励起されないことを示している。

深部低周波地震の震源をモデル化することは現段階では困難であるが、上記の特徴を考慮すると延性的な環境下でのマグマの移動による破壊的な現象の関与が震源過程の重要な候補として浮かび上がる。例えば高温領域での玄武岩と橄欖岩の変形に伴う AE の観測実験で、低周波の AE の続発的発生が観測されることが報告され、その波形や発生様式の特徴は深部低周波地震と共通点がある (Burlini *et al.*, 2004)。通常の地震の震源過程は、地殻の脆性破壊としてモデル化され、物理的な理解も進んでいる。しかし、脆性領域から外れた地殻やマントルで起こりうる地震現象についてはまだ理解が進んでいない。深部低周波地震を物理的に理解するには、延性領域でのマグマに関与する破壊現象の理解が必要であろう。

## 7. まとめ

富士山の低周波地震について、発見までの経緯、富士山の地震観測の変遷、主に防災科学技術研究所の観測データによる低周波地震の特徴、一般的な深部低周波地震の特徴と火山活動の関連をまとめた。富士山の低周波地震は観測データのある 1980 年代以降、2000 年までは頻発期と静穏期を繰り返しながらもほぼ一定の発生率で推移してきた。2000 年 9 月頃から始まり 2001 年 5 月に終わった活動活澱化の期間には、過去と比較し 1 桁以上高い発生率に増加した。しかし 2001 年 6 月以降はもとの活動レベルに戻っている。富士山の低周波地震の地震波形の特徴は、火山地域でしばしば観測される深部低周波地震と共通する点が多く、火山深部の共通の条件で地震が発生していると考えられる。ピナツボ火山や岩手山のように地下のマグマの移動と低周波地震の活澱化が明瞭に結びついている事象もあることから、この地震活動が地下のマグマの動態と関連していることは確実である。まだ発生機構モデルは確立していないが、2000 年以降に拡充された観測網のデータが蓄積されれば解決の糸口がつかめるものと期待できる。

## 謝辞

本報告を書く機会を与えていただきました荒牧重雄山梨県環境科学研究所長に感謝いたします。富士山の低周波地震の観測には、防災科学技術研究所の多くの方々の協力の上に継続することができたことをここに記して感謝いたします。名古屋大学の中道博士には本論文の改訂に有益なコメントを頂いた。

## 参考文献

- Aki, K. and Koyanagi, R. (1981) Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii. *J. Geophys. Research*, **86**, 7095-7109.
- 防災科学技術研究所 (1995) 伊豆半島東方沖群発地震に伴った低周波地震と微動. 火山噴火予知連絡会会報(気象庁), **63**, 19-20.
- Burlini, L., Vinciguerra, S. and Meredith, P.G. (2004) Seismic properties and acoustic emission of olivine and molten basalt.

- EGU Abstract, Vol.6, 04024.
- 浜田信生 (1981) 微小地震観測網で捉えた富士山の地震活動. 火山, 第2集, **26**, 143.
- Hasegawa A. and Yamamoto, A. (1994) Deep, low-frequency microearthquakes in or around seismic low-velocity zones beneath active volcanoes in northeastern Japan. *Tectonophys.*, **233**, 233-252.
- Hill, D.P. (1996) Earthquakes and carbon dioxide beneath Mammoth mountain, California. *Seismological Research Letters*, **67**, 8-13.
- Kanjo K., Karakama, I. and Matsuura, R.S. (1984) Seismic activities of Mt. Fuji region detected by continuous observation of micro-earthquakes. *J. Phys., Earth*, **32**, 463-468.
- 気象庁地震火山部 (1990) 富士山・草津白根山. 火山機動観測実施報告書 (昭和62年8月~10月), 第24号, 3-8.
- Lees, J.M. and Ukawa, M. (1992) The south Fossa Magna, Japan, Revealed by high-resolution P- and S-wave travel time tomography, *Tectonophysics*, **203**, 377-396.
- Matsumura, S. (2003) Spatio-temporal features of the seismicity occurring in the assumed locked area of the next Tokai earthquake (in Japanese with English abstract). *Bull Earthqu Res Inst Univ Tokyo* 78: 269-282
- 宮崎 務, 行田紀也, 平賀士郎 (1981) 富士火山の地震活動. 地震研究所彙報, **56**, 391-414.
- Nakamichi, H., Hamaguchi, H., Tanaka, S., Ueki, S., Nishimura, T., Hasegawa, A. (2003) Source mechanisms of deep and intermediate-depth low-frequency earthquakes beneath Iwate volcano, northeastern Japan. *Geophys. J. Int.* **154**, 811-828.
- Nakamichi, H., Ukawa, M., Sakai, S. (2004) Precise hypocenter locations of midcrustal low-frequency earthquakes beneath Mt. Fuji, Japan. *Earth Planet. Space*, **56**, e37-e40.
- 西富一平・武尾 実 (1996) 栃木県西部地域モホ面付近に発生する低周波地震の活動とその発震機構. 火山, **41**, 43-60.
- Power, J. A., Jolly, A. D., Page, R. A. and McNutt, S. R. (1995) Seismicity and forecasting of the 1992 eruptions of Crater Peak Vent, Mount Spurr volcano, Alaska: an overview. *U.S. Geological Survey Bulletin* 2139, 149-177.
- Power, J. A., Stihler, S. D., White, R. A. and Moran, S. C. (2004) Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989-2002. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **138**, 243-266.
- Ozawa, S., Murakami, M., Kaidzu, M., Tada, T., Sagiya, T., Hatanaka, Y., Yairai, H., Nishimura, T. (2002) Detection and monitoring of ongoing aseismic slip in the Tokai region, central Japan. *Science*, **298**, 1009-1012.
- 下鶴大輔, 長田 昇, 宮崎 務 (1986) 富士山の地震・傾斜観測システムと1982年10月—1984年12月の観測結果. 地震研究所彙報, **61**, 587-613.
- 鈴木貞臣 (1992) 十勝岳付近のモホ面付近に発生した低周波微小地震——震源とスペクトル. 火山, **37**, 9-20.
- 鵜川元雄 (1993) 富士山の噴火予知に挑む. 月刊地球, 号外 **No.7**, 59-64.
- 鵜川元雄 (1994) 富士山の下で何が起きているのか—地震波で見るマグマの上昇. 科学, **64**, 570-581.
- 鵜川元雄 (2001) 富士山の低周波地震 (続報). 地震ジャーナル, **31**, 37-46.
- Ukawa, M. (2005) Deep low-frequency earthquake swarm in the mid crust beneath Mount Fuji (Japan) in 2000 and 2001. *Bull. Volcanol.*, **68**, 47-56, DOI: 10.1007/s00445-005-0419-5.
- 鵜川元雄・大竹政和 (1984) 富士山直下の特異な微小地震活動について. 地震, **37**, 129-133.
- Ukawa M. and Ohtake, M. (1987) A monochromatic earthquake suggesting deep-seated magmatic activity beneath the Izu-Ooshima volcano, Japan, *J. Geophys. Research*, **92**, 12649-12663.
- 鵜川元雄・小原一成 (1993) 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震. 火山, **38**, 187-197.
- Ukawa, M. and Tsukahara, H. (1996) Earthquake swarms and dike intrusions off the east coast of Izu Peninsula, central Japan. *Tectonophysics*, **253**, 285-303.
- 鵜川元雄・岡田義光・福山英一 (1989) 鳴沢臨時地震観測点で観測された富士山直下の地震. 国立防災科学技術センター研究報告, **42**, 13-33.
- White, R. A. (1996) Precursory deep long-period earthquakes at Mount Pinatubo: spatio-temporal link to basaltic trigger, In *Fire and Mud* (C Newhall, C.G. and R.S. Punongbayang, R.S. ed.), 307-326.
- 山本英二・熊谷貞治・島田誠一・福山英一 (1988) 伊豆大島の火山活動 (1986-1987) に伴う傾斜変動. 火山, **33**, S170-S178.