1989年伊豆半島東方沖群発地震活動の最大地震(M5.5)の震源と
噴火地点(手石海丘)との相対的位置について

勝間田明男

**Relative Locations of the Eruption Vent(Teishi Knoll) and
the Hypocenter of the Largest Earthquake(M5.5) in the 1989
Earthquake Swarm Activities in the Offshore Region to
the Northeast of the Izu Peninsula**

by

Akio Katsumata*

Meteorological Research Institute, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan

(Received July 13, 1992; Revised June 17, 1993)

Abstract

Earthquake swarm activities have occasionally occurred in the offshore region to the northeast of the Izu Peninsula since 1978. Anomalous crustal deformation has also continued around the northeast part of the Izu Peninsula since 1978. Earthquake swarm activities started on June 30 in 1989, and peaked on July 4. A volcanic tremor started on July 11, and a submarine eruption followed on July 13. The largest earthquake (M5.5) in the 1989 swarm activities occurred on July 9. It was the second largest earthquake among the swarm activities since 1978. Tensile fault models have been proposed to interpret the ground deformation and the earthquake swarm activities in 1989. It has been estimated that magma intrusion had been most active from July 4 till July 11. The largest earthquake took place when magma was intruding, and it was located near the site of the submarine eruption. We checked up on the location of the earthquake to estimate the effect of the intrusion on earthquake initiation. We compared observed strong motion records with synthetics which were computed for various starting points of rupture on the assumed fault, and checked the initial motion polarities observed with seismographs around the inferred earthquake fault. It was estimated that the epicenter of the earthquake was apart from the vent of the eruption, and that the fracture started at the bottom of the fault.

Key word: Earthquakes in an active volcanic region, Rupture process, Near-field strong motion records, Earthquake swarm activities in the offshore region to the northeast of the Izu Peninsula.

*Present affiliation : Seismological and Volcanological Department, the Japan Meteorological Agency

1. はじめに

伊豆半島の伊東市川奈崎沖では、1978年から群発地震活動が年1～2回程度の回数で活発化、沈静化を繰り返してきた(気象庁, 1990)。伊豆半島北東部を中心に1978年秋から異常隆起が始まり、群発地震活動と同時進行的に、ほぼ様な隆起を継続してきた(Tada and Hashimoto, 1991)。これらの地殻活動については、火山活動に結びついているとする考え方が提唱されていた[荒巻・他(1977), 笹井・石井(1985), 多田・橋本(1988)]。

1989年にも6月30日に群発地震活動が始まった。このときの地震活動は、それ以前の活動に比べても活動的なものであった。群発地震活動は7月4日にピークをむかえたが、そのピークを過ぎた7月11日に、1978年からの活動において初めて連続微動が観測され、7月13日には海底噴火が起きた。1989年6～7月の群発地震活動において最大の地震は1989年7月9日に発生したM5.5の地震である。この地震は噴火口である手石海丘に隣接して発生した。1989年の群発地震活動はマグマの貫入が直接的原因であると考えられており(Tada and Hashimoto, 1991; Okada and Yamamoto, 1991)、そのマグマの貫入がその周辺の応力場に影響を与えていたと推定される。7月9日の最大地震もそのような場において発生しており、火山活動地域における地震発生場について検討する上でも重要と考え、この地震の破壊開始点について調べた。用いたデータは、気象庁が1988年から展開した87型電磁式強震計によって記録された強震加速度記録及び周辺の高感度地震計により観測された波形記録である。P波の到着時刻、破壊開始点の位置と地震波形との関係、初動の振動方向等から破壊開始点の位置について検討した。

2. 関連する地震活動

川奈崎沖の群発地震活動は、1978年の11月以来活発化、鎮静化を繰り返してきた。それ以前にも小規模な群発地震活動が大室山付近等であった[津村・他(1977)]。Fig. 1に気象庁が静岡県伊東市鎌田に設置した高感度地震計により1978年から1990年の間に観測された $S-P \leq 6.0$ [sec]の地震の日回数を示す。この範囲には伊豆大島付近も含

まれているため、1978年の伊豆大島近海地震(Fig. 1中のピーク A)や1986年の伊豆大島の噴火活動に伴う地震(Fig. 1中のピーク B)も含まれているが、そのほかのピークは伊豆半島の川奈崎付近で発生した地震によるものである。ここで示すように群発地震活動は年1～2回程度の頻度で発生してきた。1989年の6月から7月にかけての活動は、その中でも最も地震発生回数の多い活動の一つである。1978年から1990年のこの付近の震源分布図をFig. 2(a)に示す。震源は気象庁地震月報(1978-1990)によるものである。群発地震の震源位置は活動毎に移動し、一つの活動期の中においても震源の移動が見られたことがある(気象庁, 1990)。

Fig. 2(b)にFig. 2(a)で示した地震のM-T図を示す。図中に示した地震の最大のものは、1980年6月29日に発生したM6.7の地震である。他にはM6以上の地震の発生はなく、1989年7月9日のM5.5の地震はそれに次ぐ規模のものである。この付近の地震の発震機構については、井元・他(1981)の調査があり、北西-南東方向の主圧縮軸を持つ地震が多い。

1989年6月から7月の活動時における鎌田の地震観測点において観測された1時間あたりの地震回数をFig. 3に示す。群発地震活動は6月30日から始まり7月4日に急激に活発化した。その後は何度か活動のピークはあったが、次第に活動のレベルが低下した。7月8日に再び地震活動が活発化し、7月9日に最大地震であるM5.5の地震が発生した。その後、地震活動は次第に低下していったが、7月11日20時38分ころから火山性微動が観測され、7月13日18時33分頃に海底噴火が起きた(気象庁, 1990)。1989年7月1日から7月20日までの川奈崎周辺の気象庁地震月報による震央分布図及び時空間分布図をFig. 4に示す。Fig. 4中に13日の噴火の噴火口である手石海丘の位置を▲印により示す。手石海丘の位置は海上保安庁水路部(1990)による。震央分布図では、地震活動の中心域は手石海丘ができた場所の近傍に位置している。この地震活動は、マグマの貫入が直接の原因と考えられ、地殻変動データからその貫入の様式が推定されている(東京大学地震研究所地震予知移動観測室他, 1990; Tada and Hashimoto, 1991; Okada and Yamamoto, 1991)。Fig. 4の時空間分布図の時間軸の矢印は最大地震の震源時を

Fig. 1 Daily number of earthquakes ($S-P \leq 6\text{sec}$) observed at Kamata station. Peaks A and B are earthquakes near Izu-Ohshima in 1978 and 1986. Other peaks are swarm activities in the offshore region to the northeast of the Izu Peninsula.

Fig. 2 Seismicity in the offshore region to the northeast of the Izu Peninsula from 1978 to 1990.

(a) Epicenter map.

(b) M-T chart.

The largest earthquake ($M5.5$) in the 1989 swarm activities was the second largest of the swarm activities since 1978.

Fig. 3 Hourly number of earthquakes ($S-P \leq 6\text{sec}$) observed at Kamata station in the 1989 earthquake swarm activities. They started on June 30, and peaked on July 4. The largest earthquake (M5.5) of them occurred on July 9. A volcanic tremor started on July 11, and a submarine eruption followed on July 13.

Fig. 4 Epicenter distribution and space-time distribution of the 1989 swarm activities. A solid triangle denotes the location of Teishi Knoll. Seismicity in the west region was activated after the largest earthquake (M5.5).

Locations of Ajiro and Kamata station are referred to later.

Fig. 5 Fault plane solution of the largest earthquake in the 1989 swarm activities which occurred at 11:09 on July 9. (Lower hemisphere)

Fig. 6 Hypocenter Distribution within 39 hours after the largest earthquake on July 9, M5.5. A thick circle denotes the epicenter of the largest earthquake on July 9, which is determined from the arrival time data of seismic wave phases. A solid triangle denotes the location of Teishi Knoll.

Fig. 7 Hypocenter distribution obtained with a dense network by the Faculty of Science, Tohoku University (1990).

示す。

7月9日のM5.5の地震のP波初動極性から求めた発震機構解をFig. 5に示す。その地震の主圧縮軸はほぼ北西-南東方向を向いており、井元・他(1981)が調べたこの地域の応力場に整合的である。最大地震発生から約1.5日間の震央分布図及び断面図をFig. 6に示す。この間に発生した地震の震央分布図は東西方向に広がりを持っている。Fig. 4の時空間分布図より、Fig. 6に示した地震活動の西側の部分の活動は、最大地震発生以後に、活発になっていることがわかる。このことから、最大地震以後群発地震活動の中心域の西側に発生した地震は、最大地震の余震が中心であると推定される。この余震分布から断層の走行はほぼ東西方向であることが推定される。Fig. 6の震源分布図上では、手石海丘の位置はこの地震直後に発生した地震の震源域の東端にあたっている。最大地震以後西側に発生した地震の震源の深さは、5km以浅の極浅い場所に震源決定されている。Fig. 7に東北大学理学部(1990)による1989年7月18日から10月31日までの震源分布図を示す。この結果は高密度の観測網によるもので、震源位置の信頼性が高い。この結果によると活動域の西側で発生した地震は深さが約2kmから約5kmの間に決まっているものが多い。

3. 最大地震の断層モデルについて

Fig. 8にOkada and Yamamoto (1991)による

Fig. 8 Tensile faults model by Okada and Yamamoto (1991). F1 and F2 are tensile faults. F3 is an earthquake fault of the largest earthquake on July 9.

マグマ貫入モデルの平面図を示す。Fig. 8のF1, F2はマグマ貫入による開口割れ目、F3は7月9日の最大地震による地震断層である。F3の位置は余震分布から、F1, F2の位置及び変位量は群発地震活動の震源域、川奈崎付近に設置した傾斜計の記録等から推定したものとしている。Okada and Yamamoto (1991)によると、7/4 08h~7/11 03hの間に量的に大きなマグマの貫入があった。噴火は、川奈崎の傾斜計の変化が緩やかになった後に発生している。

Fig. 9にOkada and Yamamoto (1991)が国立防災科学技術センターの群発地震活動域近傍の15観測点を用いて決定した最大地震直後の震源分布図を示す。Fig. 8のF3の断層位置及び断層長はFig. 9に示す最大地震発生直後の震央分布、Fig. 7(東北大学理学部)、発震機構解及びマグニチュードから推定したものとしている。Okada and Yamamoto (1991)は、川奈崎付近に設置した傾斜計のデータを中心として解析を行っているが、傾斜変動への寄与はF1, F2の開口割れ目によるものが大きく、地震断層F3による傾斜変動への寄与は小さい。

Tada and Hashimoto (1991)は、水準測量及び光波測距のデータを主として解析して、最大地震の地震断層及び開口割れ目のモデルを提案している。この場合も地震断層の地殻変動への寄与は開口割れ目に比べて小さく、断層パラメータの地殻変動のみからの推定は困難としている。

Fig. 9 Focal mechanism(lower hemisphere) and the 2-hour aftershock distribution of the largest earthquake. (Okada and Yamamoto, 1991)

4. 最大地震の震源位置について

気象庁地震月報による最大地震直後の震源分布を Fig. 6 に示す。Fig. 6 と Fig. 9 はデータの表示期間は異なるが、比較してみると震央の分布範囲はほぼ重なっている。しかし、最大地震の震源位置は、やや異なっている。最大地震の震源決定位置については、規模の小さな地震では得られない遠方の観測点のデータが得られること、近傍の高感度地震計の S 波の到着時刻が得られないことの影響もあると考えられる。個々の震源の決定位置が異なるのに対し、複数の地震の震源分布範囲がほぼ重なる理由は、決められた震源の位置はそれぞれの地震について誤差を含んでいるが、Fig. 6 と Fig. 9 の両者の震源決定位置に全体としては大きな系統的差がないためであると考えられる。

最大地震は、マグマ貫入の最中に発生したもの (Okada and Yamamoto, 1991) であり、マグマ貫入による応力場の変化の影響下で発生したものと考えられる。最大地震は、このように火山活動域に発生したものであり、その破壊がマグマ貫入位置とどのような相対的位置にあるかは、地震の発生機構を検討してゆく上でも重要と考え、最大地震の震源位置：破壊開始点について調査した。

最大地震震源近傍の気象庁の観測点は、網代と鎌田である (Fig. 4)。この 2 観測点における最大地震の P 波の到着時刻は次の通りである。

網代：11h 9m 12.74s

鎌田：11h 9m 12.75s

2 観測点における P 波の到着時刻は 0.01 秒単位で違いがほとんどなく、最大地震の震央は 2 観測点を結ぶ線分をほぼ 2 等分するような線上にあると考えられる。

松井他 (1990, 口頭説明) は、工藤他 (1989) が伊東市付近に設置した強震計等により観測された最大地震の相出現時刻により震源決定を行い、震源位置は気象庁による震源位置に誤差の範囲内で等しいとしている。

網代観測点には、気象庁が 1988 年から展開した 87 型電磁式強震計 (若山他, 1989) が設置されており、この地震計によっても最大地震の地震波形が記録された。この地震記録を用いて破壊開始点について検討する。

87 型強震計は加速度を計測し、最大振幅 ± 9.8 [m/s²] までの地動を分解能 3.0×10^{-4} [m/s²]、

サンプリング周波数 50 [Hz] でデジタル記録する。その周波数特性を Fig. 10 に示す。7 月 9 日の最大地震の観測波形を Fig. 11 に示す。これは Fig. 12 に示す近傍の 4 観測点の記録である。各地震計は測候所の地震計台に固定して設置されている。それぞれの観測点の原記録である加速度とそれを数値積分して求めた変位の記録を示す。時間軸の開始点は震源計算により求めた震源時である。積分には台形式を用いた。変位波形に変換する際に低域遮断特性のデジタルフィルタを施している。用いたデジタルフィルタの周波数特性は、周期 5 秒、減衰係数 0.5 の地震計の特性を模擬したものである。最近傍の網代の観測点では、最大 2.2 [m/s²] を越える加速度が記録されている。網代の観測点は断層面をほぼ垂直にみる位置にあり、水平動の振幅が大きくなっている。1.0 [m/s²] を越える加速度が観測された点は網代のみで、他の観測点においては、最大加速度は数 100 [mm/s²] 程度までとなっている。網代における変位は 27 [mm] 程度になっている。Fig. 9 に示した他の観測点の変位の最大振幅は、数 mm ~ 1 mm 程度である。

Fig. 6, 7, 9 の震源分布図、Okada and Yamamoto (1991) によるモデル (Fig. 8)、Tada and Hashimoto (1991) によるモデル及び網代・鎌田の相出現時刻がほぼ同時であることを参考として Fig. 13 のような断層を想定し、異なった破壊開始点を仮定した理論波形を計算し、それを観測波

Fig. 10 Frequency response of JMA 87-type strong motion seismograph. It records acceleration.

Fig. 11 Seismograms of the earthquake (July 9, M5.5) observed at the stations shown in Fig. 12.

Displacement records are obtained from acceleration records by numerical integration.

Table. 1 Assumed Velocity Structure.

Fig. 12 Stations with JMA 87-type seismographs near the swarm activity region.

DEPTH (km)	V (km/s)		ρ (g/cm ³)	Q	
	P	S		P	S
0.0~0.5	2.6	1.5	2.0	100	50
0.5~2.4	4.2	2.4	2.4	200	100
2.4~14.6	5.3	3.1	2.6	300	150
14.6~31.5	6.7	3.9	3.0	500	250
31.5~	8.0	4.6	3.2	1000	500

Fig.13 Fault model used to calculate synthetics. Small crosses denote point source locations. Synthetics in Figs. 14 and 16 are calculated with this fault model. Synthetics are obtained by addition of each point source synthetic.

Fig. 15 Frequency response of a digital filter which is used to get displacement records shown in Fig. 14.

Fig.14 Comparison of ground displacements observed at Ajiro station and synthetics with various fracture starting points. (D, H) denotes the assumed fracture starting point. (1, 1) corresponds to the shallowest west end point and (3, 5) to the deepest east end point. The fault model is shown in Fig. 13.

形と比較して破壊開始点の位置について検討する。Fig. 13の枠が想定断層の輪郭を表す。走向・傾斜角・すべり角についてはFig. 5の初動の極性による発震機構解の値を用いた。Fig. 7を参考に断層の上端は深さ2km, 下端は深さ5kmと仮定した。断層長はFig. 6, 9を参考に5kmを仮定した。断層は点震源を断層面上に配置することにより表現した。点震源は、深さ方向に3列、水平方向に5列、計15点を配置した。Fig. 13中の+が仮定した点震源の位置を示す。理論波形の計算には点震源に対する水平成層構造の周波数・波数毎の応答を求めてから波形を計算する Kennett and Kerry (1979) による方法に、武尾 (1985) が減衰の効果を導入したものを用いた。プログラムは武尾が開始したものを用いた。速度構造は YOSHII *et al.* (1986) が伊豆半島について求めた速度構造を参照し、Table. 1のように仮定した。破壊の移動は、それぞれの点震源の破壊開始時刻を破壊速度にあわせて遅らせて表現した。断層のすべり方向はすべての点において同じであると仮定している。各点に与えたモーメントは、断層の滑り量一定を仮定した値である。滑り量一定の仮定より最も浅い点震源のモーメントは、深い点震源のモーメントの0.7倍としている。

観測波形と破壊開始点を変化させた場合の理論波形をあわせて、Fig. 14に示す。Fig. 14の最上部に観測波形を示す。左から NS 成分, EW 成分, UD 成分としている。破壊の大域的な特徴を捕ら

えることを目的としたので、データには通過域2秒～5秒のバンドパスフィルタ処理を施した。フィルタ特性をFig. 15に示す。フィルタは勝間田 (1993) による3次のベッセルフィルタを用いた。各点震源には、幅2.0秒の三角形の震源時間関数を仮定している。理論波形は、観測波形と同等の周波数特性のフィルタ処理を施している。Fig. 14中のD:及び、H:が仮定した破壊開始点のポイントを示している。D: 1が最も浅い場所から破壊が始まったと仮定した理論波形で2, 3の順で深くなる。また、H: 1が西端に破壊開始点を仮定したもので、数字が増えるにつれて仮定破壊開始点が東へゆく。モーメントは理論波形と観測波形の振幅が合うように与え、モーメントの合計は 1.0×10^{17} [Nm] である。この値は断層のすべり量に換算して約30cmになる。各理論波形は、主として上下動に差が出ている。観測波形と理論波形を比較したときに、(D, H) = (2, 5), (3, 4), (3, 5)の理論波形が観測波形に近い。これは、東の下部に破壊開始点を仮定した場合に、観測データを説明しやすいことを示している。なお、ここでは破壊速度を2.8km/secと仮定している。破壊速度は、いくつかの破壊速度を仮定して計算した理論波形と観測波形と比較して、波形の周期を近づけることにより推定した。Fig. 12に観測波形を示した4観測点の理論波形と観測波形との比較をFig. 16に示す。網代以外の観測点の波形の相似性はあまりよくない。これは、仮定した速度構造が

Fig. 16 Comparison of ground displacement observed at stations shown in Fig. 12 and synthetics with the fault model shown in Fig. 13 and a fracture starting point (D, H) = (3, 4).

これらの観測点と震源との間の構造をよく代表していないためであると考え。初動から求めたメカニズムがモデル最適でない可能性もあるが、Fig. 6, 9から断層面が推定できること及び網代における波形の相似性は良いので、その可能性は低いと考える。以後も比較は構造の影響の小さい網代の観測点の波形について行う。

仮定した断層位置は Fig. 13が必ずしも最適とは限らない。断層位置を東西に0.9km (0.6') ほどずらせた場合の理論波形を計算した。断層位置を東にずらせた場合の理論波形を Fig. 17に、西にずらせた場合の理論波形を Fig. 18に示す。Fig. 17に波形を示す断層を東に仮定した場合には、(D, H) = (2, 4), (2, 5), (3, 3), (3, 4), (3, 5) の範囲で理論波形と観測波形との相似性がよいと

言える。Fig. 18に示す断層を西に仮定した理論波形には、Fig. 14や Fig. 17の例と同等の相似性のある理論波形が見えない。以上のことから、断層面上においてすべり量一定の仮定の下では、Fig. 13の $H = 4$ 以東の断層下部で破壊が始まった可能性が高いことが示唆される。また、Fig. 18の断層の東端が手石海丘から離れたモデルでは理論波形と観測波形の相似性が低いことから、断層の東端は手石海丘直下付近まで達していたと推定される。なお、想定断層を東にずらすほど理論波形と観測波形の相似性が高まったことについては、すべり量が断層の東部分で大きかったためである可能性も考えられる。しかし、極端なすべり量の分布のかたよりを想定する場合以外は、以上の結果よりあまり西に震源を想定することは妥当ではな

Fig. 17 Comparison of ground displacement observed at Ajiro station and synthetics with various fracture starting points. The model fault is located 0.6' east of the fault shown in Fig. 13. (D, H) denotes the assumed fracture starting point. (1, 1) corresponds to the shallowest west end point and (3, 5) to the deepest east end point.

いと考える。

Fig. 11に示した観測変位波形の初動部分の拡大と軌道を Fig. 19に示す。ここで初動の極性は、S, W, Dとなっている。上下動の初動はDなので、W方向の東西動の初動は、破壊開始点を断層の東部分におく推定とは矛盾してくる。Fig. 14に示したフィルタ処理後の観測波形の初動と (D, H) = (3, 4)の理論波形の初動の軌道を並べて、Fig. 20に示す。P波到着以前の部分も含めて1.5秒間のものである。観測波形と理論波形の軌道の相似性が高いと言える。理論波形の軌道は計算誤差も含まれているが、理論波形の東西動はやや東へ振れた後に大きく西へ振れている。Fig. 20からみると、破壊開始点を Fig. 13の仮定断層の東下部におくことは、初動において矛盾するが、その軌道の概

形を説明する上では観測波形と大きな差は現れない。

網代における速度型1秒周期の地震計の初動部分の波形を Fig. 21に示す。この観測波形の東西動成分をみると、まずやや西に振れ (Fig. 21③), その後東に振れ (Fig. 21④), 更に西に (Fig. 21⑤)振れている。この Fig. 21⑤の部分が、Fig. 19に見えるWという初動方向にあたる。Fig. 19に示すように地震波はほぼ真下から入射している。そのため、Fig. 21⑥のように南北動の初動が北に振れている例が示す通り、水平動の初動の極性に関する信頼性は必ずしも高くはないと考えられる。なお、Fig. 21の③, ④の相が偶然に別の場所で発生した地震の初動の可能性も考えられる。③の相と同時刻に上下動には①の相がある。またそ

Fig. 18 Comparison of ground displacement observed at Ajiro station and synthetics with various fracture starting points. The model fault is located 0.6' west of the fault shown in Fig. 13. (D, H) denotes the assumed fracture starting point. (1, 1) corresponds to the shallowest west end point and (3, 5) to the deepest east end point.

Fig. 19 Initial motions of the largest earthquake observed at Ajiro station with JMA 87-type strong motion seismograph. Time-series (left) and particle motions (right) are shown. Polarities of initial motions are S, W, D respectively. This suggests that the epicenter of the largest earthquake was located to the southwest of Ajiro station.

Fig. 20 Comparison of observed and synthetic particle motions. The fault model shown in Fig. 13 and the fracture starting point (D, H)=(3, 4) are assumed.

Fig. 21 Initial motion of the largest earthquake observed at Ajiro station with a high-sensitive seismograph.

の0.18秒後に②のような相が見られる。①, ②のような相は鎌田 (Fig. 4) 及び大島 (Fig. 12) 観測点の1秒周期の地震計においても見られる。これらのいずれの観測点においても2つの相の間の時間差は0.18秒であり, 方位角によって差がみられない。そこで Fig. 21①, ②の相は同一の場所の現象であり, 同じ時間帯にある③, ④の相も最大地震の震源による現象であると考えられる。

以上に示したこのように振幅スケールによって全く極性が異なって見えることになり, Fig. 19に示した波形の水平動の初動極性がSWであることが, 必ずしも最大地震の震源が網代観測点の南東象限になかった根拠とは得ないと考える。但し, Fig. 19に示した変位波形は水平動の初動部分の軌道方向はほぼ南を向いており, 最大地震の震源を網代観測点の南の方角から大きくはずれた場所に想定することは適当ではないと考える。手石海丘の位置は網代観測点から見て約S28°Eの方位にあり, 手石海丘が最大地震の震央付近にあたりと考えることは, 必ずしも適当であるとは考えられない。むしろ最大地震の震央は手石海丘の西方域に想定することが妥当と考える。

理論波形との比較から最大地震の震源の位置は Fig. 13のH=4の点以东と考えられ, また初動の軌動からは南の方角から測った方位角が小さいことが望まれる。この2点を最も満足する点は Fig. 13におけるH=4となる点となる。H=4の位置に震源があるとした場合には, 震源を断層下部とした場合に最も観測波形と理論波形との相似性が高い。Fig. 13における(D, H)=(3, 4)の点付近に

最大地震の震源があったとすると最も観測データを説明しやすい。但し、すべり量の分布による波形への影響、地震波速度構造の初動軌道への影響も考えると、更にその範囲は広がる可能性はある。

5. 結 論

1989年6～7月に発生した伊豆半島東方沖の群発地震の中の最大地震の震源位置について地震波形を用いて検討をおこなった。7月9日に発生した1989年6～7月の伊豆半島東方沖群発地震活動の最大地震(M5.5)の発生時には、マグマ貫入により群発地震の中心域である手石海丘付近の地下の応力が高い状態にあったと考えられる。

網代観測点における観測波形と想定震源位置を変えたときの理論波形との比較と、同観測点における地震波の初動部分の振動方向からみて、最大地震の震源は手石海丘から西方に震央距離2km程度離れた場所の断層下部にあった可能性が高いと推定される。すべり量が東部分で大きかった可能性や初動軌道への構造からの影響も考えると、その範囲はその周辺にも広がるが、手石海丘直下に震源があった可能性は低いと考えられる。なお、最大地震の推定断層は、水平方向の長さ5km、上端の深さ2km、下端の深さ5km、変位量30cmの走向がほぼ東西のストライクスリップの断層であり、断層の東端は、噴火地点である手石海丘の直下付近に達していたと考えられる。

6. 謝 辞

この調査にあたり、理論波形計算プログラムを使用させて頂いた武尾実博士に感謝する。

参考文献

- 荒巻重雄, 1977: 東伊豆単成火山群の地質—1975—1977中伊豆の異常地殻活動に関連して—, 地震研究所集報, **52**, 235-278.
- 井元政二郎・唐鎌郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦, 1981: 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, 地震, **2**, **34**, 481-493.
- 海上保安庁水路部, 1990: 手石海丘噴火前後の海底地形の変化, 地震予知連絡会会報, **43**, 323-334.
- 気象庁, 1990: 伊豆半島東方沖群発地震及び海底火山噴火に関する調査(平成元年度災害対策総合推進調整費), pp. 247.
- 気象庁, 1978-1991: 気象庁地震月報1978年1月号～1990年12月号.
- 勝間田明男, 1993: ベッセルデジタルフィルタの自動設計について, 験震時報, **56**, 17-34.
- 工藤一嘉, 坂上 実, 宮崎 務, 澤田宗久, 大島章一, 1989: 手石海丘で発生した海底噴火の震動, 地震学会予稿集1989 No. 2, 132.
- 国土地理院, 1990: 伊豆半島の地殻変動, 地震予知連絡会報, **43**, 227-252.
- 笹井洋一, 石井良宣, 1985: 伊豆半島東部地域の異常地殻変動に伴う全磁力変化(第5報)—1982-1984年川奈崎沖群発地震と地殻隆起—, 地震研究所集報, **60**, 147-177.
- 東京大学地震研究所地震予知移動観測室・地震予知観測室, 気象庁気象研究所, 1990: 伊豆半島付近の地震活動(1989年5月～10), 地震予知連絡会会報, **43**, 157-174.
- 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.
- 多田 堯・橋本 学, 1987: 伊豆半島北東部の異常隆起の原因について(1), 地震学会予稿集, No. 1, 36.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 1977: 伊豆半島における群発地震の観測(1975～1977), 地震研究所集報, **52**, 113-140.
- 松井一郎, 岩田知孝, 入倉孝次郎, 工藤一嘉, 1990: 広がりを持った震源から生ずる地震動計算のための波線理論—定式化と1989年伊豆沖地震(M5.5)への適用—, 地震学会予稿集 1990 No.1, 115.
- 若山晶彦, 藤沢 格, 遠山忠昭, 神定健二, 1989: 気象庁における電磁式強震計観測の現状, 地震学会予稿集 1989 No.1, 115.
- Kennett, D. L. N. and N. J. Kerry, 1979: Seismic waves in a Stratified Half Space, Geophys. J. R. astr. Soc., **57**, 557-583.
- Okada, Y. and E. Yamamoto, 1991: Dyke Intrusion Model for the 1989 Seismovolcanic Activity Off Ito, Central Japan, J. of Geophysical Research, **96**, 10361-10376.
- Tada, T. and M. Hashimoto, 1991: Anomalous Crustal Deformation in the Northeastern Izu Peninsula and Its Tectonic Significance—Ten-

sion Crack Model-, J. Phys. Earth, **39**, 197-218.
YOSHII, T., S. ASANO, S. KUBOTA, Y. SASAKI,
H. OKADA, T. MASUDA, H. MURAKAMI, S.
SUZUKI, T. MORIYA, N. NISHIDE, H.
INATANI, 1986: Detailed Crustal Structure In

the Izu Peninsula as Revealed by Explosion
Seismic Experiments, J. Phys. Earth, **34**,
Suppl., S241-S248.

1989年伊豆半島東方沖群発地震活動の最大地震(M5.5)の震源と 噴火地点(手石海丘)との相対的位置について

勝間田明男

伊豆半島の伊東市川奈崎沖では、1978年から群発地震活動が年1～2回程度の回数で活発化、沈静化を繰り返してきた。伊豆半島北東部を中心に1978年秋から異常隆起が始まり、ほぼ一様な隆起を継続してきた。1989年も6月30日に群発地震活動が始まった。このときの地震活動は、それ以前の活動に比べても活動的なものであった。群発地震活動は7月4日にピークをむかえたが、そのピークを過ぎた7月11日に、1978年からの活動において初めて連続微動が観測され、7月13日には海底噴火が起きた。1989年6～7月の群発地震活動において最大の地震は1989年7月9日に起きたM5.5の地震である。この地震は噴火口である手石海丘に隣接して発生した地震である。群発地震活動はマグマの貫入によると考えられており、そのマグマの貫入がその周辺の応力場に影響を与えていたと推定される。7月9日の最大地震もそのような場において発生しており、火山活動地域における地震発生場について検討する上でも重要と考え、この地震の破壊開始点について調べた。用いたデータは、気象庁87型電磁式強震計の記録及び周辺の高感度地震計により観測された波形記録である。P波の到着時刻、破壊開始点の位置と地震波形との関係、初動の振動方向等から破壊開始点の位置について検討した。その結果最大地震の震央は噴火地点から西側の離れた場所にあり、また、破壊は断層下部から始まったと推定した。

* 現在所属：気象庁地震火山部