

36. 1978年伊豆大島近海地震の前震活動と 大島付近の異常構造

地震研究所 { 笠原 順 三
 是 沢 定 之
 南 雲 昭 三 郎
 下 鶴 大 輔

(昭和53年7月18日受理)

1. はじめに

1978年1月13日の20時38分頃から伊豆大島で有感地震が多発した。14日の12時06分までに震度IVの地震が4回起り、有感地震の合計は51回に達した(気象庁, 1978)。気象庁は12時(本震30分前)異例の地震警報を出し伊豆大島内の人々に注意を呼びかけた。そして、同日12時24分、伊豆大島と伊豆半島間の海底でM=7.0の地震が発生した。この地震は地震動による直接の被害のほか地震によって生じた断層および地汜りによる被害も大きく、伊豆半島東岸に家屋の倒壊および死者を出した。稲取付近に生じた断層は最大1mのずりを示した。地表に表われた断層系の1つは右ずれで、その走向は伊豆半島における活断層のそれらとほぼ同じである(村井他, 1978; 山崎他, 1978; 恒石他, 1978)。

2. 前震活動

伊豆大島における2ヶ月半前~2ヶ月前の群発地震活動

1977年10月31日前後および11月17日前後に伊豆大島付近に群発活動が起った。起った場所と起り方からみて、この群発活動は伊豆大島西側で時折発生していた群発活動と類似していた。過去の伊豆大島付近の群発活動のほとんどは伊豆大島と伊豆半島の中間の海底で起っていた(田中, 1973)。1977年10月・11月の活動域もこれらの過去の群発活動域と類似の場所であった。今回の群発地震は、10月末伊豆大島三原山直下約3kmに起りはじめ、11月14日頃には大島の西約10kmの場所へ移動し、その深さは約10kmになった。11月中旬の震源は、後に述べる大島西側の余震分布と一致している。

直前の前震活動*

1978年1月13日20時38分頃から、伊豆大島では有感地震が多発し、翌日の12時06分まで

* 本著者等は1月14日午前中の活動を重視し、午前10時頃に大島に出かけ臨時地震観測を3点で行うことを決め、12時に下鶴は大島に向った。後発隊は夜10時の船で出発するため準備にとりかかった。しかし、12時24分の本震は東京で震度IVであり、交通機能の麻ひにより下鶴は伊豆大島へ向えず地震研究所へ戻り、改めて10時の船で大島へ向った。

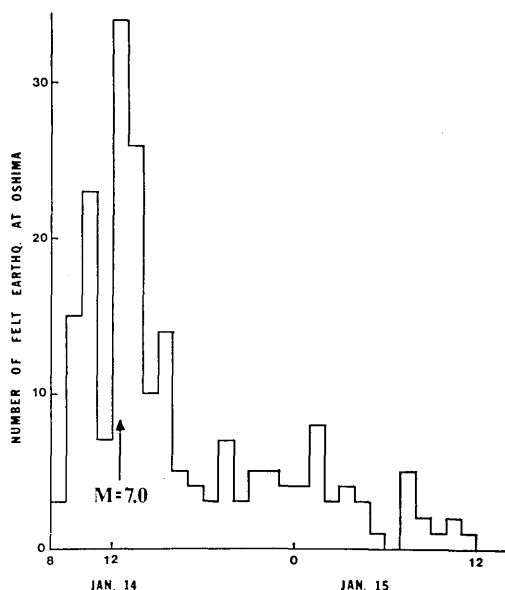


Fig. 1. Time sequence of felt earthquakes at Oshima-Island (based on data of JMA, 1978).

観測点の位置, 観測期間, 観測方式等は Table 1 にまとめた。

有感地震の数の変化は, 本震の翌日(1月15日)の12時まではほぼ平均的な本震一余震型の減衰を示した(Fig. 1)。N点で観測された地震の数の累積数の変化と2時間毎の地震の数の変化を Fig. 2 に示した。余震の数は全体としては減少する傾向にあるが, 短い時間スケールで見ると余震活動は間欠的である。例えば, 15日深夜には活動のピークがあり, 17日12時前後は活動度が低い。また, 18日10時~12時にかけて活発になっている。

に震度 IV 4回を含め計51回を数えた。しかし, 本震直前の12時06分~24分の間は有感地震は起らなかった。気象庁大島測候所で発表された有感地震の数の時間的推移(Fig. 1)を見ると, 14日午前8時より15日14時までは, 1つの前震~本震~余震型をなしている。しかし, 1~2時間の短い時間スケールでは, 個々の活動は群をなし, 本震の起る約1時間前の11時~12時は前震活動が減少している。また上述のように12時06分から24分の本震までは極めて前震活動が低くなった。

3. 余震活動

余震を観測するために, 伊豆大島内の3点(野増-N点, 大島灯台-T点, 泉津-S点)で臨時観測を行った。観

Table 1. 伊豆大島における臨時観測点

観測場所	観測期間	観測点の位置と高度	観測方式	観測者
地震研究所伊豆大島地磁気観測所(野増) N点	1978年 1月15日10:00 ~2月20日	34.72944°N 139.36033°E 25 m	4チャンネルペンレコーダーによる連続記録およびDAR-1000時間長時間記録計による磁気テープ記録。 地震計: 4.5 Hz 3成分。	南雲昭三郎 笠原順三 是沢定之
海上保安庁, 大島灯台 T点	1978年 1月15日14:00 ~2月19日	34.79414°N 139.37536°E 115 m	同上	同上
地震研究所伊豆大島津波観測所(泉津) S点	1978年 1月15日12:00 ~1月18日 07:00	34.77885°N 139.41927°E 20 m	ドラム式記録。地震計: 1 Hz 水平動1成分	下鶴大輔

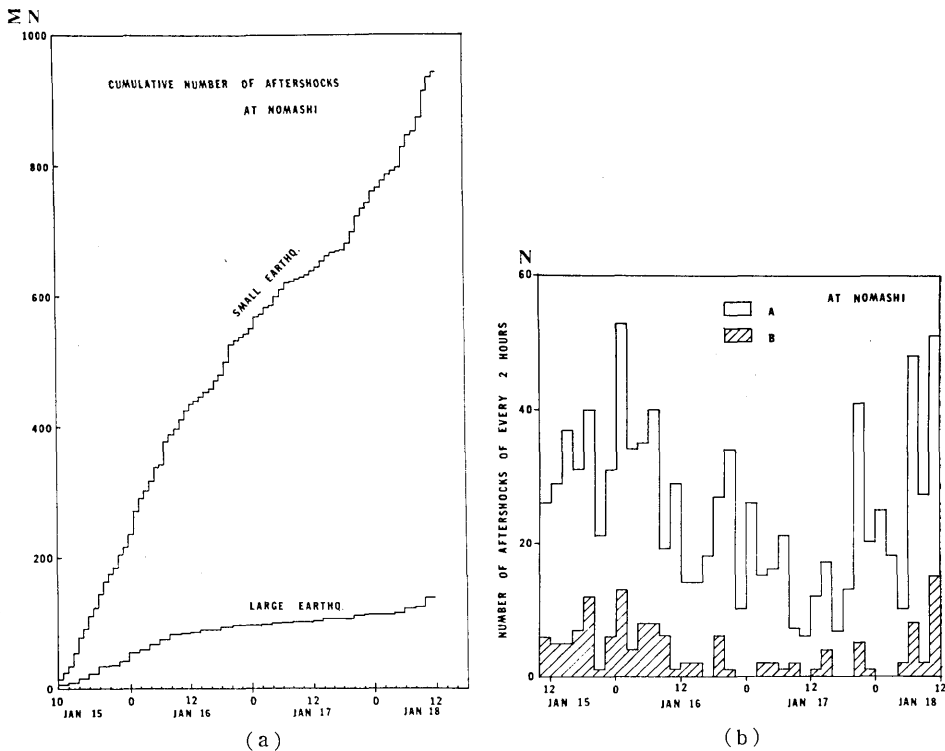


Fig. 2. (a) Time versus cumulative number of earthquakes at Nomashi. Large and small earthquakes mean large amplitude and small one, respectively. (b) Time versus number of earthquakes every two hours at Nomashi.

野増及び泉津における S-P 時間分布

伊豆大島の西端に位置する N 点における S-P 時間 (t_{s-p}) の分布 (Fig. 3a) は明瞭に伊豆大島付近の活動域の西端の存在を示した。大島付近の余震活動は (a) $0 \leq t_{s-p} \leq 2.5$ 秒に主な活動域があり, $t_{s-p} = 2.5$ 秒に顕著な境界がある。(b) $3 \text{ 秒} \leq t_{s-p} \leq 3.5$ 秒, は極めて余震活動が低く余震の空白域になっている。この場所で起る地震に対する検知能力は充分にあるから見掛けのものではない。(c) $3.5 \text{ 秒} \leq t_{s-p} \leq 4.5$ 秒および (d) $6.0 \text{ 秒} \leq t_{s-p} \leq 6.5$ 秒には別々の活動ピークがある。(a) は大島付近の活動であり, 後述する震源決定の結果を参照すれば, (c) は伊豆半島稲取付近, (d) は伊豆半島湯ヶ島付近の余震活動に相当する。(c) と (d) の活動域はほぼ連続的につながり, 観測期間中は (d) の活動域が主として活発であった。

伊豆大島の東端の点である S 点 (泉津) では, t_{s-p} は明瞭に 2 つのグループに分かれる (Fig. 3b)。1 つは $0.4 \text{ 秒} \leq t_{s-p} \leq 2.0$ 秒であり, もう 1 つは $1.1 \text{ 秒} \leq t_{s-p} \leq 2.0$ 秒である。両者の間には余震は非常に少なく, 2 つの余震活動が空間的に分離したものであることがわかる。前者は泉津の東側の活動に相当し, 後者は大島西岸の地震群に属している。

震源分布

2 種類の震源決定を行った。1: 大島付近の余震活動を近い観測点だけを使って調べた

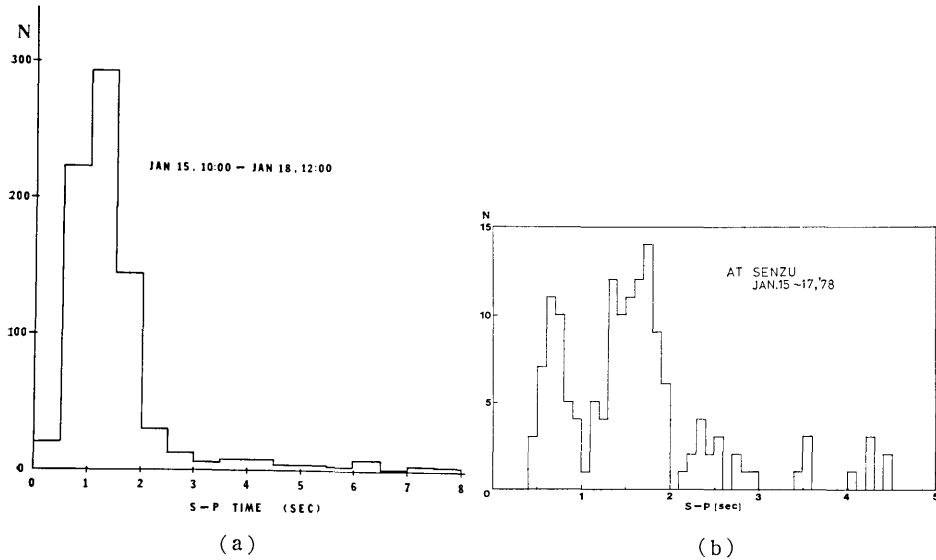


Fig. 3. S-P time distribution (a) at Nomashi seismic station, N, and (b) at Senzu seismic station, S.

もの。2: 気象庁大島測候所のデータ (私信), 伊豆半島内の地震研究所のデータ (私信) を加えたもの。

1では大島内の3点の観測結果を用いて震源決定を行った。T点は強風と記録計の不調のため、S点は波浪ノイズのために完全な記録が得られなかったため、1月15日12時から17日06時までに行った約80個の地震についてのみ震源を求めた。大島の地殻構造は、地震波速度変化のための爆破を使って非常に精度良く求められているので(田中, 1973), これから $V_p=4.30$ km/s, $V_p/V_s=1.64$ の均一層を仮定し, S-P 時間により震源時を決め, P波の到着時間を使って $t_{s-p} \leq 3$ 秒の地震の震源を決めた (Fig. 4 and Fig. 5)。

水平分布 (Fig. 4) からわかるように, 伊豆大島付近の余震は2つのグループに分かれる。1つは大島三原山から $N70^\circ W$ 方向へ直線的に延びる長さ約 15 km の余震群 (図中 A-B に沿った余震群), 他の1つは S 点から東へ延びる長さ約 5 km の余震群である。後者の余震群も前者にほぼ平行な線状配列をしている。

前者のリニアメントに属する余震は, Fig. 4 中 A-B に沿った垂直分布 (Fig. 5a) では, 深さ約 3 km から 16 km まで面的に分布している。これに直交する断面 C-B-D (Fig. 5b) では, 余震は幅約 2.5 km の中に起っており深さ 3 km 以浅の地震は1つだけであり, 余震分布は地表まで達していない。この2つの断面から, 余震は走向 $N70^\circ W$ (Fig. 4, A-B), 深さ 3~16 km までの垂直断層上に分布していると推定できる。

第2の余震活動は泉津 (S 点) から東側へかけてのものであり, この深さは 0~6 km に求まった。このグループの地震は泉津で t_{s-p} 約 0.65 秒に属するものである。第1の余震群ほど明瞭な直線的な分布を示さないが, ほぼ A-B に平行している。

震源の決った地震のうちで, 上述の2つのグループ以外の地震はわずかに2つだけであるが, この2つは記録が不明瞭なために本来2つのグループのどちらかに属する地震であ

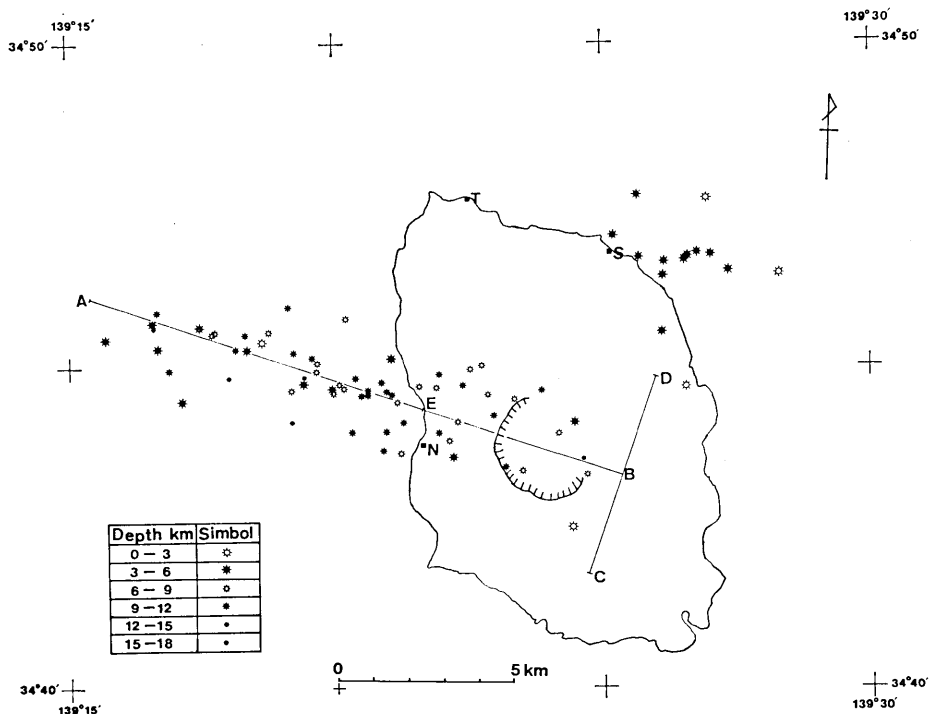


Fig. 4. Epicenter distribution of aftershocks with S-P time ≤ 3.0 seconds.

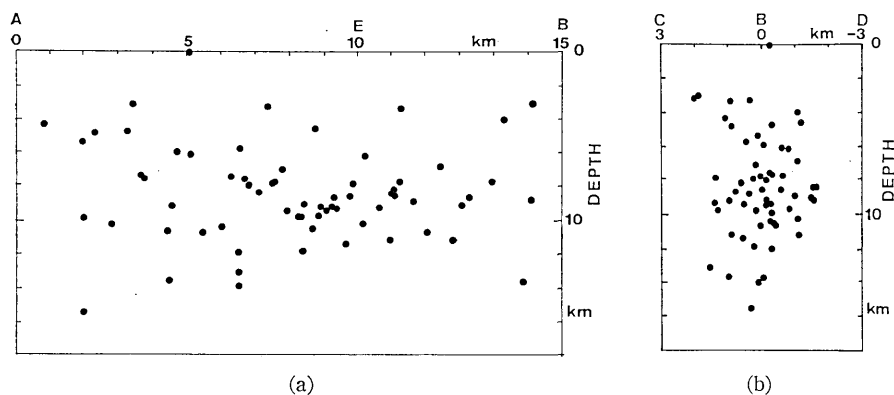


Fig. 5. Vertical distribution of aftershocks along (a) A-B and (b) C-D (see Fig. 4).

る可能性が大きい。

伊豆大島付近の余震の性格は以上の様であった。次に明らかに存在する伊豆半島内の余震活動および伊豆半島と伊豆大島の余震分布との連続性を調べる。そのために、伊豆大島内のデータに、伊豆半島内の根岸、奥野、鎌田のデータを加えて余震域全体の活動を求めた。更に、本震、1月15日07時30分の $M=5.5$ の最大余震（湯ヶ島の活動の本震）、伊豆

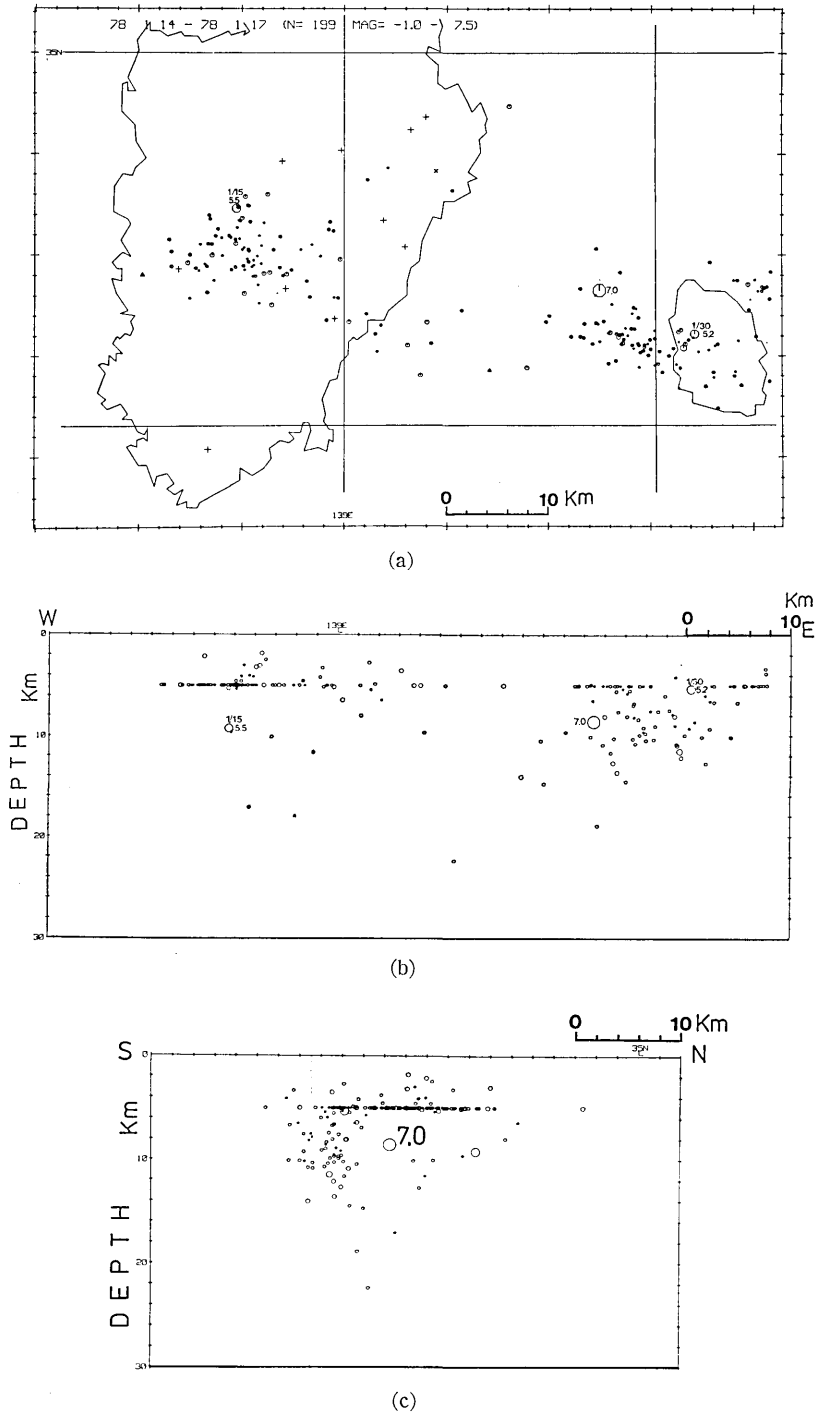


Fig. 6. Epicenter distribution of aftershocks. (a) horizontal distribution, (b) E-W vertical section, and (c) N-S vertical section.

大島に起った1月30日09時00分の余震 ($M=5.2$) の震源も求めた (Fig. 6). この計算には関東の震源決定に用いられていると同じ速度構造 (津村他, 1977) を用いた. この構造は田中 (1973) の求めた伊豆大島の下に速度にくらべ早い P 波速度を持っている. このために Fig. 6 の大島付近の余震分布は Fig. 4 の余震にくらべ全体に南寄りに決った. この他にも大島付近の余震分布が乱れる次のような理由がある. 震源が空中へ飛び出るものは, 深さを 5 km に固定して計算しなおしたため誤差が大きくなった. また, M が 2 程度より大きな地震については伊豆半島側のデータが加わったため, 震源決定に用いた観測点配列が均質でなくなった. しかし, 伊豆大島付近の余震活動について前述した特徴は見出すことができる.

伊豆半島側の余震は, 津村他 (1978) によって求められた程際立ったリニアメントを示していない. これは, 震源決定期間が異なるのが主な理由である. 震源決定期間 (1月15日~1月17日) には, まだ伊豆半島内の臨時観測点が観測を開始していなかったために, 少い観測点と余震域から離れた観測点によって震源決定を行った. しかし, 津村他 (1978) が求めた1月20日以降の余震分布と1月15日~17日の余震分布とは大勢は異ならない. 稲取から $N60^{\circ}W$ へ延びる余震活動と湯ヶ島付近でそれと交叉するほぼ共役な余震活動が存在する. その交叉点に最大余震 (1月15日, 07時30分, $M=5.5$) が起った. 稲取から伊豆半島内へ延びる余震分布の走向は, 伊豆大島の西側のリニアメントの走向 $N70^{\circ}W$ より約 10° 北へ回転している. 稲取付近の余震分布の走向 $N60^{\circ}W$ は, 地表断層の走向 $N50^{\circ}W \sim N70^{\circ}W$ (村井他, 1978) とほぼ一致している.

使用した観測点配列が全く異なるために, 本震と余震分布とを正確に比較はできないが, 本震はほぼ伊豆大島側の余震分布の西北西端 (Fig. 6, $34.7878^{\circ}N$, $139.2726^{\circ}E$, $Z=8.55$ km, $OT=12$ 時24分38.8秒) に起ったと考えられる.

伊豆大島から伊豆半島にかけての余震分布で重要な事実は, 上述の大島側の余震活動 A—B (Fig. 4) と, 伊豆半島稲取付近から半島内へ延びる余震活動の間では, 余震活動が極めて低かったことである.

発震機構

伊豆大島の N 点, T 点で観測された上下動を使って震源の重ね合せによって伊豆大島付近の余震活動に対する発震機構を求めた. Fig. 7a は大島西側の余震についてのものであり, Fig. 7b は S 点の東側の余震群についてのものである. 押し引きは水平面にプロットしてある. 観測点と震源との距離が非常に近い ($0.5 \sim 8$ km) ために, 震源決定の誤差が方位に大きく影響する. リニアメント A—B に対しては $N76^{\circ}W$, $N14^{\circ}E$ の2つの節面が押し引き分布をほぼ満足する. 一方, S 点の東側の活動に対してはデータは西側だけしかないが, これらのデータを満足する節面は $N73^{\circ}W$, $N17^{\circ}E$ である. この2つの結果は, 余震分布の走向から求めた $N70^{\circ}W$ に極めて近い. また, 2つの発震機構は右ずれを示し, 伊豆半島に現われた断層および本震断層が右ずれであることと一致している. 大島の東側と西側の余震が夫々 $N73^{\circ}W$, $N76^{\circ}W$ の走向を持つ右ずれ断層のメカニズムを示したことは, 大島付近に起る破壊がこの走向の右ずれと調和していると考えて良いであろう. Fig. 6 からわかるように, 伊豆半島内の余震分布はこの走向よりやや時計回りで, ほぼ $N60^{\circ}W$ の走向を示し, 伊豆大島から伊豆半島内部へと断層の走向が変化したことを

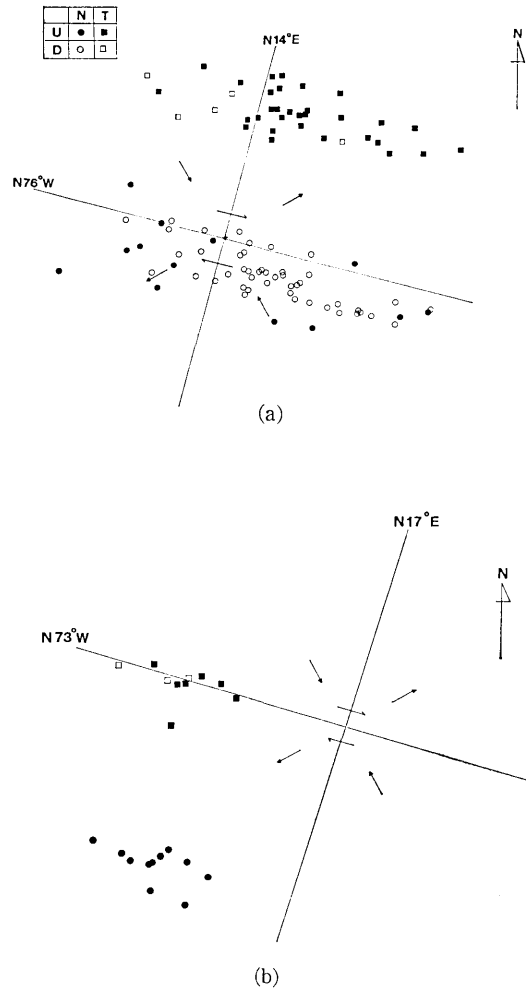


Fig. 7. Earthquake mechanisms obtained by superposition of epicenters, for (a): aftershock group A-B and (b): aftershocks east of Senzu, S (see Fig. 4). N: Nomashi (circle), T: Todai (square), U: Up (solid), D: down (open).

示している。

余震活動域の移動

余震活動は決して時間的に一樣ではないことはすでに述べた通りである。Fig. 8 は、N 点における t_{s-p} の時間的移り変りを 4 時間毎に示したものである。 t_{s-p} のピーク的位置は 0~2.5 秒の範囲を連続的に移動している様に見える。 t_{s-p} の時間変化は最も急激な所で $\cong 1.0$ 秒/12 時間である。 t_{s-p} の変化は震源の移動そのものであるから、大森係数 $k=7.0$ km/s と仮定すれば、 7.0 km/12 時間 = 14 km/日になる。この数字は震源の移動速度を表わしている。笠原 (1974) は、房総半島沖の群発地震に対して 26 km/日、1972 年 12 月の八丈東方沖地震に対して 80 km/日 という移動速度を得た。今回の余震に対す

る移動速度はこれらの約 1/2~1/6 である。これらの速度がそれ程かけ離れた値をとらないということは重要であろう。群発地震活動、余震活動などが移動する際のメカニズムは類似であることが考えられる。WALKER (1978) は世界の各地域の地震が約 30 km/日という移動速度で関連して起ると結論した。これらの移動速度は、大地震の本震の破壊速度にくらべ著しく小さい。しかし地殻変動などから見積られている移動速度(笠原他, 1973)よりも圧倒的に大きい。このことは、震源移動のメカニズムが本震の破壊、地殻変動の移動に対するそれとは異なることを意味していると考えられる。

4. 伊豆大島の下の特異構造

伊豆大島 N 点(野増)の記録紙上にいくつかの興味深い現象が観察された。記録例を Fig. 9 に示す。Fig. 9a は約 12 Hz 程度の P 波初動卓越周波数を持つ地震の例(No.7 と No. 8)である。これに対し No. 18 の地震(Fig. 9b)は約 6 Hz の卓越周波数を持つ地震であり全体が低周波である。この地震は泉津の東に起ったものである。No. 17 の地震(Fig. 9c)は、P 波初動約 1.0 秒は約 6 Hz と No. 18 のものと同様であるが、約 1.0 秒後に約 20 Hz の高周波の波が到達している。これは N-S 成分の記録に特に明瞭である。No. 91 の地震(Fig. 9d)は約 8 Hz の P 波初動卓越初

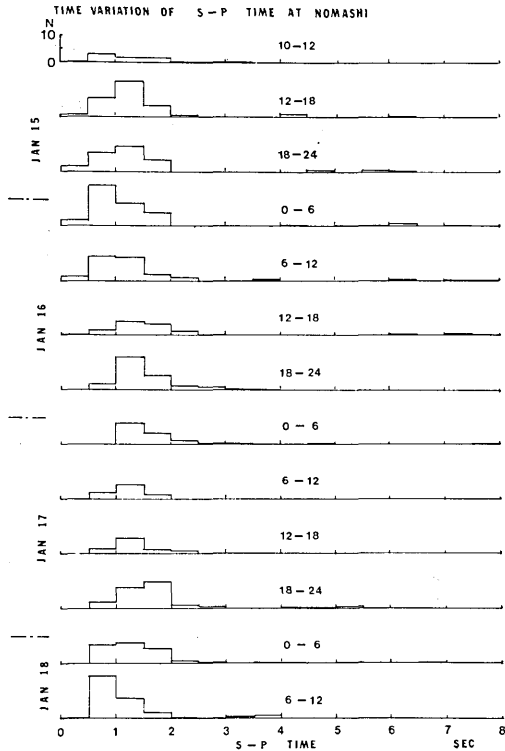
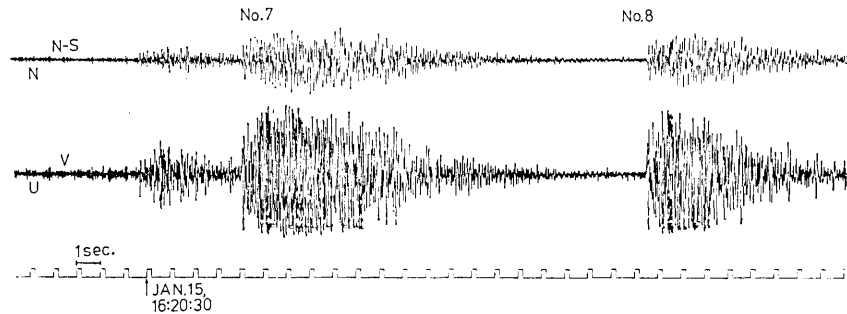
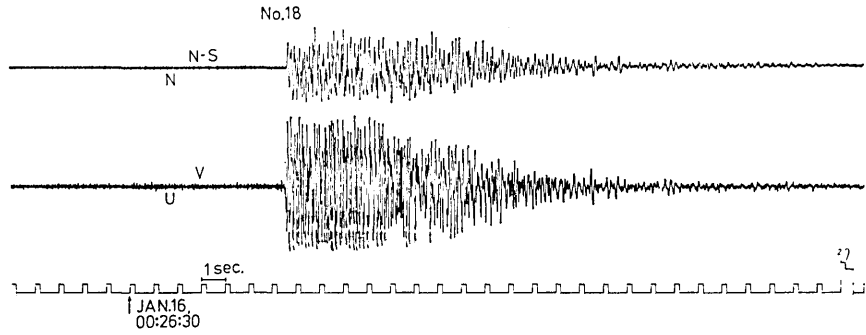


Fig. 8. Time variation of S-P time at Nomashi seismic station N. Peaks of S-P time migrate with time.

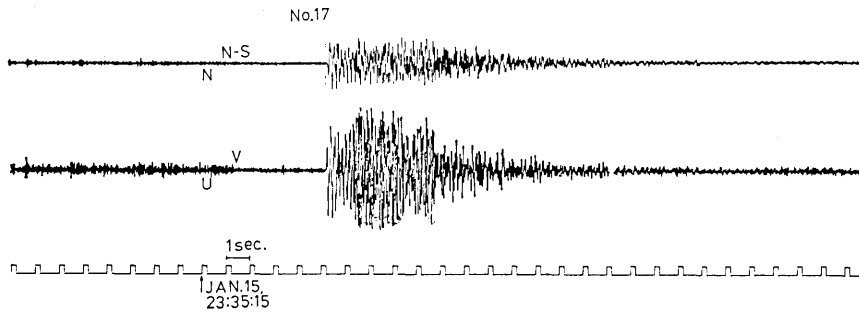
動を持つ地震の例(No.7 と No. 8)である。これに対し No. 18 の地震(Fig. 9b)は約 6 Hz の卓越周波数を持つ地震であり全体が低周波である。この地震は泉津の東に起ったものである。No. 17 の地震(Fig. 9c)は、P 波初動約 1.0 秒は約 6 Hz と No. 18 のものと同様であるが、約 1.0 秒後に約 20 Hz の高周波の波が到達している。これは N-S 成分の記録に特に明瞭である。No. 91 の地震(Fig. 9d)は約 8 Hz の P 波初動卓越初



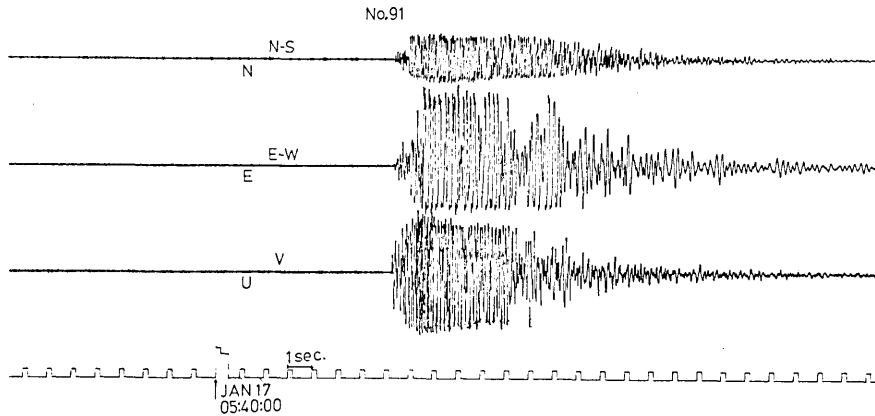
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 9. Example of records. (a) high frequency P phase earthquakes (No. 7 and 8), (b) low frequency earthquake which occurred to the east of S station, (c) low frequency P phase and high frequency phase appearing at several tenth of a second after P phase onset, and (d) high frequency phase after P. Arrival times of large amplitude phases (S) for N-S and E-W components are different, possibly suggesting large S anisotropy.

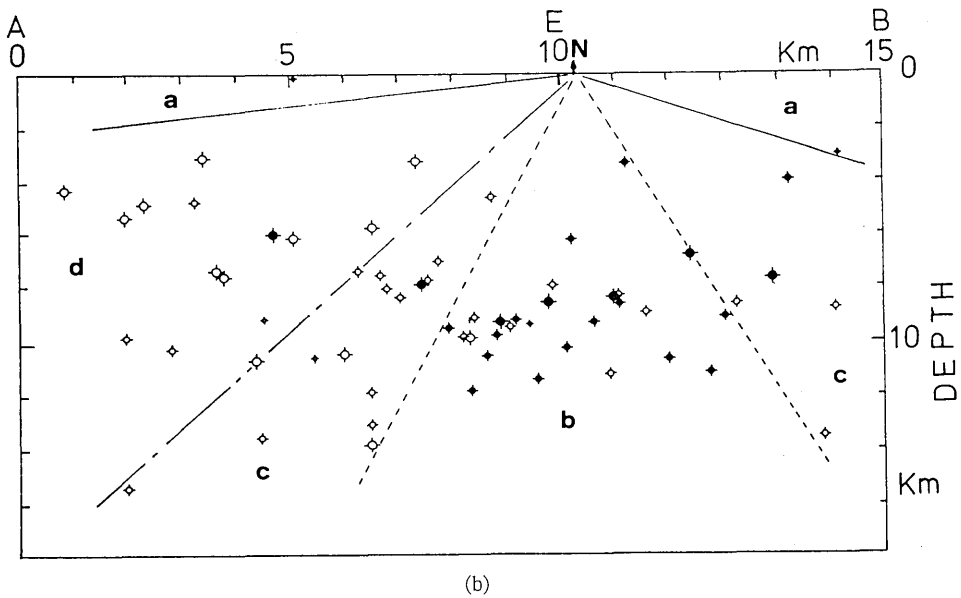
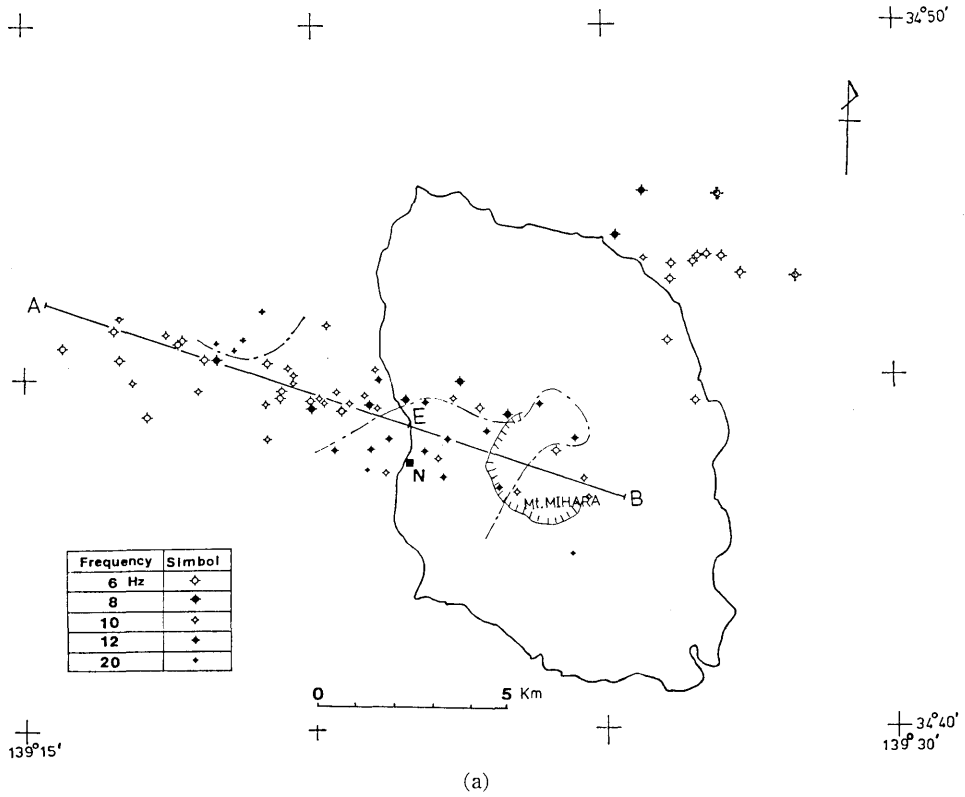


Fig. 10. (a) Horizontal distribution of P-dominant frequency. (b) Vertical distribution. "a" and "b" show high frequency zones, "c", intermediate frequency zone, and "d", low frequency zone. These suggest strong horizontal heterogeneity at Oshima-Island.

動を持っている。この記録の N—S 成分の振幅の大きくなる所と、E—W 成分のそれとは異っており、N—S が約 0.5 秒早い。この地震の高周波相は N—S と E—W の振幅が大きくなる場所の中間に見られる。

上記の記録に現われた特徴のうち、P 波初動約 0.5 秒の部分に注目して震源分布とその卓越周波数の関係を調べた (Fig. 10)。水平分布 (Fig. 10a) から判るように、N 点に到達する波は N 点の真下から北東へかけて高周波が卓越する。しかし大島の西側の地震群 A—E では卓越周波数は E から A へ向って次第に低周波になる。ここで扱った余震が全て同一の震源スペクトルを持っているとすれば、泉津 (S 点) 東方の地震に対しては高周波が吸収され低周波だけの波になっている。垂直分布 (Fig. 10b) では、卓越周波数は N 点に対し放射状に変化し、ゾーン a と b は最も高周波をよく伝える。ゾーン d は最も低周波である。ゾーン c はその中間的なものである。このような P 波初動卓越周期の方位、地域依存性の原因として、火山地域に有りそうな垂直貫入岩体による水平方向の不均質を考えた。地下から貫入してきたマグマは火山地域の鉛直方向の割れ目にそって入り、垂直貫入岩体を作るであろう。このようなものがあれば、垂直方向には高周波をよく伝え、岩体に直交する方向には高周波を吸収するであろう。表層付近では、火口より流れ出た熔岩流によって水平方向に熔岩の層ができる。この中を伝わる波はやはり高周波をよく伝えるであろう。但しこの解釈が唯一のものではない。例えば、N 点の西側に少し温度の高い部分があって高周波の吸収が大きいとしても説明がつくであろう。

観測された 6 Hz の初動卓越周波数は、これらの地震のマグニチュードと伝播距離にくらべ著しく低周波である。例えば、M=3 の地震を距離 150 km で観測した海底地震計の記録は約 8~9 Hz の卓越周波数を示した (KASAHARA and HARVEY, 1976)。大島と同じ火山地帯である八丈島、新島における余震観測の記録において、50~60 km の距離を伝わった M=2~3 の地震はやはり約 8 Hz の卓越周波数を示した (笠原他, 1974a, b)。一方、余震から N 点までは約 0.5~8 km である。このことは、大島直下で地震波の吸収が極めて大きいことを示しているであろう。

その他の特徴は、P 波初動後 0.5~1.0 秒に現われる高周波相の存在である。この相は S 波に極めて近い時間に現われるけれども、水平動の振幅の大になる場所とは一般に一致しない。その相が S 波だとすれば、S 波が P 波の 2~3 倍の高い卓越周波数を持っていることになり、通常 S 波は P 波よりも低い卓越周波数を持つという一般的傾向と合わない。また、上下動の振幅も大きいので S 波でなく P 波であると考えられる。大島の下は構造が水平方向に不均質だとすれば、一番早く到達する P 波の経路は必ずしも高周波をよく通すとは限らない。そのために P 波初動の付近は低周波になり、高周波をよく通す所を選択的に通って来た一種のチャンネル波が後に到達することも考えられる。

Fig. 9d の記録では、N—S 成分と E—W 成分の振幅の大きくなる時間は同一ではなく、約 0.5 秒も違っていた。他の多くの地震についてもこの現象は観測された。これは N—S 方向に振動面を持つ S 波と E—W 方向に振動面を持つ S 波の速度が異なれば説明がつく。しかし異方性だとすれば速度が 50% も違う S 波速度異方性を持っていることになる。中村 (1969) によれば、大島の側火山は大島の長軸方向 (N30°W) に分布しており、貫入岩体の伸長方向も火口周辺数キロを除けばその方向である。上記の説明に対して

考えた垂直貫入岩体, および水平方向の不均質性の仮定とよく一致している. S波異方性も大島の長軸方向に延びる dike によって説明可能である. これによる S波速度は, N—S 振動方向に対して大きく, E—W 振動方向に対して小さくなる. これは Fig. 9d の観測とよく一致している. 表層付近のやわらかい堆積層の中で P波から S波への変換が起っても同様の記録が得られる可能性がある. 異方性によるのか変換波によるのかは現在のデータだけでは決定できない.

5. 余震活動に現われた低周波・孤立性地震

本震約2週間後(1月30日)大島直下約6.2 km (34.734°N, 139.368°E, OT=09時00分25.93秒, M=5.2)で余震が起った. この地震は, 伊豆大島近海地震の余震の中では極めて大きなものであったが, この地震に付随すると考えられる余震は非常に少なく2回だけ(M=2.5と1.6)であった. 本論文ではその地震に直接付随した地震活動が極めて低いものを“孤立性地震”と呼ぶ. Fig. 11はこの地震を含めた約5時間の記録である. 同じ図に1月26日の余震活動(最大 M=4.2, 34.757°N, 139.320°E, Z=4.6 km, OT=03時57分32.91秒)を比較のために示した. この M=4.2の地震は M=1.8の前震と約25回の余震を伴った. 大島で発生した大島近海地震の余震は, 大島で発生した1月30日の孤立型地震を除き, 全て多くの余震を伴うこの型のものであった.

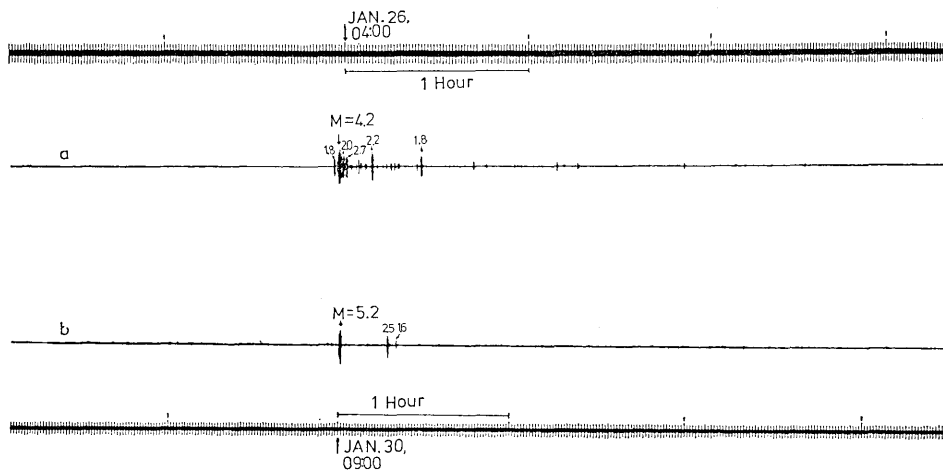


Fig. 11. Examples of swarm type aftershocks and isolated aftershock activity. Both activities are aftershocks of the A-B group, west of Oshima Island.

1月30日の地震とよく似た余震を伴わない孤立性地震は, 1964年12月~1965年2月の大島における群発活動に際しても現われた(神沼他, 1975). この群発活動のときには, 12月9日(M=5.8), 12月25~26日(M=5.5)と活発になり, 1965年1月6日に M=5.1と5.3の地震が1分おいて起った. この地震の余震はわずかに4回だけであった. 2月20

Table 2. 1900年～1970年の伊豆大島付近の主な地震

年 代	震 源		M	起 り 方 と 主 な 被 害
	経 度	緯 度		
1905年 (明治38年) 6月7日	139.2° ^E	34.8° ^N	7.0	1905年5月28日～6月15日までの群発地震のうち最大。石垣の崩壊、地割。被害は元村、野増、泉津の順であった。岡田、差木地、波浮には被害なし。1978年1月14日大島近海地震に類似。200回以上の地震有り、三原山変化なし。
1909年 (明治42年) 1月16日	139.5° (震源に大きな誤差有り)	34.8°	6.8	差木地、波浮港で地割れ。
1923年 (大正12年) 9月10日 9月26日	139.4° 139.4°	34.8° 34.8°	6.3 4.8	大島東海岸で被害が若干。
1938年 (昭和13年) 6月				群発地震。湯場付近。
1939年 (昭和14年) 12月				群発地震。
1942年 (昭和17年) 11月7日	139.3°	34.8°	4.6	h=0, 11月7日A型地震が群発。その最大地震。器物の落下、壁に割目。
1948年 (昭和23年) 12月				群発地震。
1950年 (昭和25年) 8月				群発地震。
1957年 (昭和32年) 11月				群発地震。
1961年 (昭和36年) 7月22日	139.33°	34.85°	4.6	h=20 km. 島の北西で山崩れ。地割れ。
1964年 (昭和39年) 12月9日	139°30'	34.58°	5.8	h=0 km. 12月～2月(1965年)A型群発。波浮港付近で小規模ながけ崩れ。利島、新島でも若干被害。
12月26日	139°28'	34.67°	5.5	h=0 km, 島の南西部で小規模ながけ崩れ。道路に地割れ。25～26日有感地震多発。
1965年 (昭和40年) 1月6日	139.28° 139.52°	34.63° 34.68°	5.1 5.3	h=20 km, 1分おいて発生。余震わずかに4回。大島南東。
2月20日	139.00°	34.48°	4.8	h=20 km, 4.0以上のもの8回。群発。大島北西。

* 以下のものをまとめた。JMA (1972), 田中 (1973), 神沼他 (1975), 南雲 (1970), 高橋・永田 (1939), 竹花 (1940), 木沢 (1951), 横山 (1958)。

日頃 $M=4.8$ を最大とする $M \geq 4$ の地震が8回起きた (Table 2)。1965年の余震をほとんど伴わない地震も群発活動中期に起っている点、今回の場合 (1978年1月30日) と類似している。余震を伴わない地震は深さ数十 km 以深のやや深い地震等に見られる特徴であるが、この地震の場合、震源は浅く ($Z=6.2$ km) 決った。

この地震はまた極めて低周波成分に富んだ地震であった。辻浦 (1978) は堂平観測点等の記録から、この地震が余震活動中とび抜けて低周波の地震であったと報告している。N点の 4.5 Hz の地震計を使って長時間記録計に記録されたこの地震の F-P 時間から求めたマグニチュードは 3.2 であった。他方伊豆半島の観測点の 1 Hz の地震計を使って決めたマグニチュードは 5.2 であった。野増では 4.5 Hz の地震計を用いた。この地震計の 1 Hz の感度は 4.5 Hz の感度の約 1/20 しかない。4.5 Hz より低い卓越周期を持つ地震であれば、この地震計の記録を使って決めた F-P マグニチュードは小さくなってしまう。M=3.2 と決ったことは、この地震が低周波に富んだ地震であったことを示している。

海溝付近には極めて低周波の地震が時折発生する。これらの地震は群発的であり、M~8級の巨大地震を伴うことがある。大地震のあるものはそのマグニチュードに較べて大きな津波を発生する (例えば KANAMORI, 1971)。しかし、大島に起った低周波一孤立性地震は、この地震に直接関連のある余震が著しく少なかったことを考えると、海溝型の低周波一群発的地震と区別して考えねばならないであろう。低周波一孤立型地震は、その発生位置から考えてマグマ溜りに関係のある地震かも知れない。マグマ周辺の高温の岩石が破壊すれば、高温による塑性化のために小さな差応力下でも地震が起り、低いストレス・ドロップを示す地震が起りうる。もし破壊した岩石がガラス状の均質物質であれば、その地震に関係した余震は極めて少ないであろう。

6. 過去の大島付近の地震活動および大島近海地震のテクトニクス

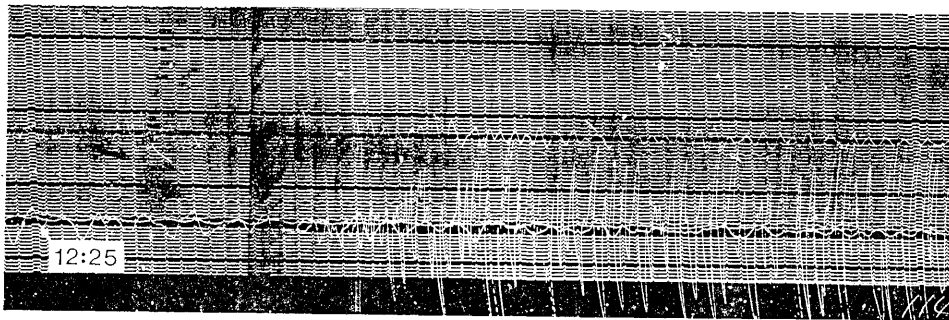
西暦1900年以前に伊豆大島付近で起きた地震の記録は極めて不完全である。過去の大・巨大地震の表 (例えば宇佐美 (1973)) にも載っていない。Table 2 は 1900年以降の大島付近に起きた地震の表である。地震計の使用が始まってからは $M \geq 4.0$ の地震の数が増加している。これらの地震の震源は、1923年9月26日の地震と1965年1月6日の地震以外は大島の西側である。高橋・永田 (1939) は1938年の群発活動が大島北東の湯場地方で起ったとした。神沼他 (1975) は1964~65年の群発活動の震源をトリパタイトによる観測から決めた。群発地震の震源は野増 (N点) からはほぼ西~西南西へ延びている。震源決定の誤差を考慮すれば、今回の余震域とほぼ同じ場所で起っていたと考えても良い。

1905年に起った $M=7.0$ の地震は大島の西側で起り、被害も元町、野増が大きかった。泉津で被害が出たことは、今回同様泉津の東側の活動が併発したのかも知れない。過去の地震の発生場所から考えると、今回大島西側に現われた右ずれ断層またはそれと平行なくつかの断層が時折活動していたと考えることは許されるであろう。大島東側相模トラフ及び大島北西の海底地形はほぼ $N70^{\circ}W$ の走向を持っており、これらは大島~伊豆半島の地震活動に密接に関係しているであろう。中村 (1969) は側火山が magma fracturing (hydrofracturing のマグマ版) によって生成されたと考えて、主圧力方向を求めた。伊豆大島についての主圧力方向は $N30^{\circ}W$ であり、これから推定される共役な2つの断層面は剪断面角を 90° とすれば $N75^{\circ}W$ および $N15^{\circ}E$ である。前者は、大島西側の余震分布の走向 ($N70^{\circ}W$) および発震機構から求めた節線方向 ($N76^{\circ}W$ および $N73^{\circ}W$)

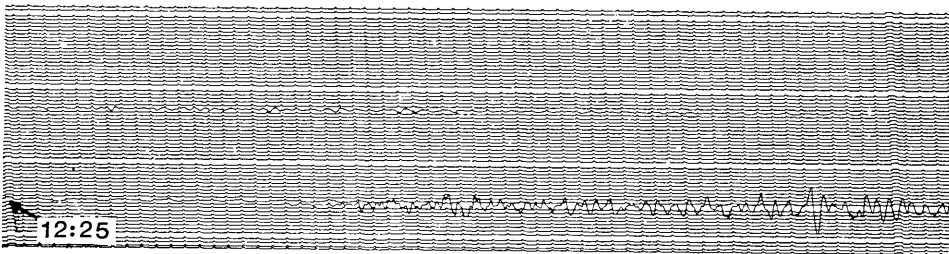
と極めて近い。またこの方向は、ICHIKAWA (1970) が地震から求めた大島西側の主圧力方向ともほぼ一致している。

著者等は伊豆大島測候所の強震計の記録が初動約6秒後に大きな相を示すことから、本震は多重地震だと考えた。同様の記象は北信微小地震観測所大峰の記録(北信微小地震観測所, 私信)にも見られる(Fig. 12)。和歌山微小地震観測所中の沢の記録(和歌山微小地震観測所, 私信)も同様6秒後に大きな相が到達している。島崎・SOMERVILLE (1978)・石橋他(1978)・須藤他(1978)・安藤他(1978)も同様多重地震だと考えている。彼等は第1の地震と主エネルギーを放出した第2の地震のそれぞれに対して発震機構を求めた。彼等の解は相互に必ずしも一致していないが、島崎・SOMERVILLE (1978)によれば、第2の地震は断層面の傾きが垂直に近くほぼ東西の走向を持つ右ずれ断層である。須藤他(1978)もほぼ同様な解を得た。安藤他(1978)は、気象庁のデータから第1の地震はほぼ東西の走向を持つ右ずれ断層であるとした。しかし安藤等は第2の地震については $N75^{\circ}W$ の走向を得た。

上記の第1、第2の地震のメカニズムは、安藤他(1978)の結果を除いて、伊豆大島西側の余震分布の走向として得た $N70^{\circ}W$ と一致しない。また、著者等が大島西側の余震に対して求めた発震機構とも一致しない。しかし石橋他(1978)の求めた前震のメカニズムは大島西側に対して得た我々の結果と一致している。第1、第2の地震のメカニズムが大



(a)



(b)

Fig. 12. A record of the main shock observed at the Omine station, belonging to Hokushin seismological observatory, ERI. Magnification is (a) 4,000 and (b) 400 Z-component.

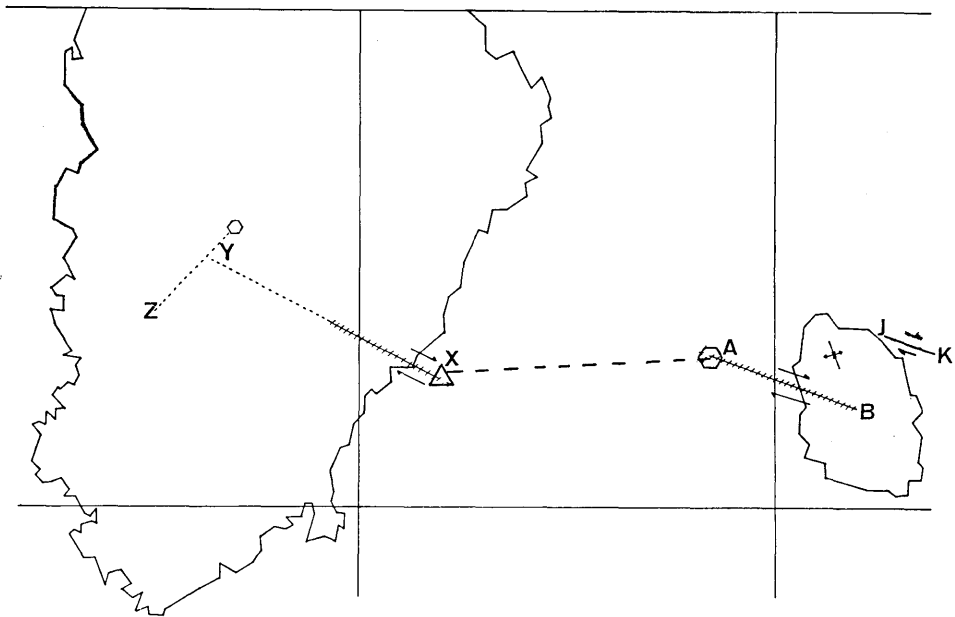


Fig. 13. A schematic representation of main shock-aftershock activity. Main shock began at A and propagated to X. In region A-X was very low aftershock activity.

島西側、稲取側の余震分布の走向と一致しないこと、第1の地震の震源（主破壊が始まった所）は大島西側の余震分布の西端に位置することから、第1、第2の地震で破壊した場所は島と稲取の間の余震空白域と一致すると考えられる。

Fig. 13 は今回の余震観測の結果と、本震—余震の起り方に対する考えをまとめたものである。1月13日から発生した前震は大島西側の $N70^{\circ}W$ の走向を持つ右ずれ走向断層上 (A—B) に起った。その西端 (A) で1月14日12時24分、第1、第2の地震が起り、A—X と断層が生成したのであろう。その後、伊豆半島内 X—Y と断層生成に伴うスリップ運動が拡大し、それが伊豆半島稲取付近に地表断層を作ったのであろう。稲取に現われた地震断層は、本震とほとんど同時に生じたと考えられる。しかし、第2の地震の発震機構は稲取側の余震分布の走向と一致しない。従って、第2の地震とは別にもう一つの地震が起り稲取付近の地表の断層はこれによって生じたのであろう。この第3の地震は大きな第2の地震によってマスクされ判別不可能となっているのであろう。

翌日には最大余震発生に伴ない、湯ヶ島付近 (Y) から XY と共役な断層 YZ の余震活動が起った。余震活動は主として A—B, X—Y, Y—Z に起った。第1、第2の地震の発生域であると考えられる A—X 域では余震の数が非常に少ない。これは余震活動の後期でも同様である (津村他, 1978)。本震直後1時間程の間震源に近い微小地震観測点の記録は読み取り不可能であるのでこれらを使った震源決定は出来ない。気象庁大島測候所の S—P 時間読取り (気象庁大島測候所, 私信) は、本震直後の A—X 域の活動がやはり極めて低かったことを示している。もし主エネルギー放出域が Fig. 13 中の A—X

であるならば、本震域は余震をほとんど伴わず、余震活動はむしろその両側で活発になるような破壊を起したと考えねばならない。

「余震は本震破壊域にはほとんど発生しない」という性質が全ての地震に対して成り立つことなのか、この地震だけが特別な例なのか正確な震源決定をなされた大地震が少ないので明確ではない。今後震源決定精度の向上に伴って明らかにされていくであろう。またこの性質が一般的性質であるならば、いくつかの問題が生じる。従来本震の発震機構からどちらの面が真の断層面かを推定するのに余震分布の走向を用いることが多かった。しかしこの方法は誤りが大きいことになる。また、地震断層の大きさとして余震分布の大きさを使うことが多い。これも大き目の見積りになってしまう。この他にも、本震—余震の物理的過程を考える上で空間的広がりを含んだ緩和過程を考えねばならない。

謝 辞

伊豆大島、伊豆半島の震源決定に際し、伊豆半島内臨時観測点のデータを使用させて下さった、津村建四朗助教授を始め実際に観測にたずさわった方々に対して感謝いたします。また、大島における臨時観測に援助下さった海上保安庁大島航路標識所の方々、地震研究所地磁気、津波観測所の方々に感謝いたします。本文を読んで有益な助言をいただいた中村一明助教授に感謝いたします。

参 考 文 献

- 安藤雅孝・三雲 健・石川有三, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発震機構, 1978年地震学会予講集, (1), 63, 1978.
- ICHIKAWA, M., Reanalysis of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274, 1970.
- 石橋克彦・平田 直・須藤 研, 1978年大島近海地震と主な前震・余震の震源位置とメカニズム, 1978年地震学会予講集, (1), 59, 1978.
- 神沼克伊・茅野一郎・窪田 将, 1964年12月~1965年2月の伊豆大島付近の群発地震—地震と噴火の関係, *火山*, **20**, 37-47, 1975.
- KANAMORI, H., Seismological evidence for a lithospheric normal faulting—the Sanriku Earthquake of 1933, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **4**, 289-300, 1971.
- 笠原順三, 地震活動の時間的移動, *地震*, **27**, 270-272, 1974.
- 笠原順三・是沢定之・中村 功・津村建四朗・南雲昭三郎, 1974年12月4日の八丈島東方沖地震の前震活動と余震活動, *地震*, **26**, 326-335, 1974a.
- 笠原順三・是沢定之・南雲昭三郎, 1974年伊豆半島沖地震の余震観測報告—新島観測点—, *地震研究所速報*, **14**, 69-76, 1974b.
- KASAHARA, J. and R. HARVEY, Ocean bottom seismometer study of the Kuril trench area, *HIG report*, **76-9**, 1-64, 1976.
- 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝, 南関東の地殻変動—展望と作業仮説—関東大地震50周年記念論文集, 103-116, 1973.
- 気象庁, 日本付近の地域別地震表(昭和36年~昭和45年), 地震月報別冊第4号, 1972.
- 気象庁大島測候所, 1978年伊豆大島付近海の地震に関する速報, 昭和53年防災業務実施状況報告第1号, 1-14, 1978.
- 木沢 綏, 火山活動に現われた地球物理学上の諸現象(2), *研究時報*, **3**, 277-291, 1951.

- 村井 勇・松田時彦・中村一明, 1978年伊豆大島近海地震に伴う稲取付近の地震断層, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, 53-54, 1978.
- 南雲昭三郎, 房総周辺の海底地震活動, 地震予知観測センター資料, 第1号, 41-46, 1970.
- 中村一明, 広域応力場を反映した火山体の構造, 火山, 14, 8-20, 1969.
- 島崎邦彦・P. SOMERVILLE, 伊豆大島近海地震の静的パラメーター, 1978年地震学会予講集, (1), 61, 1978.
- 須藤 研・石橋克彦・平田 直・川崎一朗, 1978年1月14日伊豆大島近海地震の発生機構, 1978年地震学会予講集, (1), 60, 1978.
- 高橋龍太郎・永田 武, 昭和13年6月18日頃大島に頻発した地震群に就いて, 地震, 11, 161-197, 1939.
- 竹花峰夫, 昭和14年12月15日-21日伊豆大島に頻発した地震群について, 驗震時報, 11, 68-80, 1940.
- 田中康裕, 伊豆大島の地震計測学的研究 (III), 気象研究所研究報告, 21, 243-289, 1970.
- 田中康裕, 地震計測による伊豆大島三原山の火山活動の研究, 研究時報, 25, 229-283, 1973.
- 辻浦 賢, 前震, 余震のスペクトル解析—1978年伊豆大島近海地震—, 1978年地震学会予講集 (1), 55, 1978.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・酒井 要・高橋正義, 伊豆半島における群発地震の観測 (1975~1977), 地震研究所彙報, 52, 113-140, 1977.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫・荻野 泉・高橋正義・神定健二・中村 功・溝上 恵, 関東および伊豆半島の微小地震観測網による1978年伊豆大島近海地震の前震・余震の観測, 1978年伊豆大島近海の地震による災害の総合的調査研究報告, 1-2, 1978.
- 恒石幸正・伊藤谷生・狩野謙一, 1978年伊豆大島近海地震にともなう地震断層, 1978年地震学会予講集 (1), 25, 1978.
- 宇佐美龍夫, 地震災害, 河角広編, 1-82, 共立出版, 1973.
- WALKER, D. A., Discrete seismic velocities in the range of 0.10 to 0.40°/day, in preparation, 1978.
- 山崎晴夫・小出 仁・佃 栄吉, 1978年伊豆大島近海地震の地震断層について, 1978年地震学会予講集, (1), 23, 1978.
- 横山 泉, 大島の地球物理学的研究の総括, 火山, 3, 39-69, 1958.

36. *Aftershock Activity of the Izu-Oshima-kinkai Earthquake of 1978 and Anomalous Structure beneath Oshima-Island, Japan.*

By Junzo KASAHARA, Sadayuki KORESAWA, Shozaburo
NAGUMO and Daisuke SHIMOZURU,

Earthquake Research Institute.

An earthquake whose magnitude was 7.0 occurred to the west of Oshima-Island. Three temporary seismic stations were placed on the island. The earthquake sequence was of a typical "foreshock-mainshock-aftershock type". Aftershocks were distributed from Oshima-Island into Izu-Peninsula. The aftershocks at the west end of Oshima-Island occurred defining a right-lateral strike of the slip fault with a strike about N 70°W. The aftershock activity between the island and the peninsula, was extremely low. A new mechanism should be considered to explain the weak aftershock activity along the main fault break. The mainshock might be composed of multiple-shock, possibly,

triple-shock.

Seismic records observed at the seismic station on the island, Nomashi, show a directional dependence of the dominant P-wave frequency. This might be caused by horizontal heterogeneities beneath Oshima-Island. An aftershock ($M=5.2$) with very low frequency had only two following earthquakes although the seismic station was at only 5 km distance from the epicenter.