

## 伊豆半島東岸の溶融体を伴う地殻深部不連続面

加藤 孝志<sup>1)</sup>・飯高 隆<sup>2)</sup>・溝上 恵<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>鹿児島地方気象台

<sup>2)</sup>東京大学地震研究所

(1992年3月27日受理)

### *The Subcrustal Discontinuity with a Molten Material at the East Coast off the Izu Peninsula*

Takashi KATO<sup>1)</sup>, Takashi IIDAKA<sup>2)</sup>, Megumi MIZOUE<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup>Kagoshima Local Meteorological Observatory

<sup>2)</sup>Earthquake Research Institute, University of Tokyo

(Received March 27, 1992)

#### Abstract

To determine the scale and depth of a molten material near the volcanic front and at active volcanoes, the reflection phases on microearthquake seismograms have been studied. At the east coast off the Izu peninsula many phenomena, such as earthquake swarms and unusual up rifts of the ground, have occurred. Many interpretations have been presented regarding these phenomena. It became clear that these phenomena were caused by the molten material after the submarine eruption which occurred on 13, July, 1989. In this paper we discuss the location of a molten material beneath the area of earthquake swarms.

We studied the seismograms of earthquake swarms in 1987, 1988, and 1989, which occurred at the east coast off the Izu peninsula. Two impulsive phases, which occurred 3-4.5 and 6-7 seconds after the P arrival, were found on the seismograms. We explain the cause of the later phases as being the SxP and SxS reflectoin phases at the subcrustal discontinuity at the depths of 16-20 km.

We cannot explain the large reflection coefficients of the phases as reflection waves at the Conrad discontinuity, even if the focal mechanism is considered. The large reflection coefficients can be explain as being the reflected phases at the boundary with a S-wave velocity of about 0 km/s, such as the molten material. The spatial distribution of the reflection point is located beneath the swarm area. We suppose that many phenomena in this area are caused by the molten material found in the present study.

#### §1 はじめに

火山では噴火の際に溶岩の流出が見られるように、その下には高温の溶融体が存在すると一般に考えられている。その溶融体の深さ・規模を明らかにするために、微小地震観測網における溶融体からの反射波の解析が行われてきた。例えば、アメリカ New

Mexico 州の Rio Grande において, SANFORD and LONG (1965), SANFORD *et al.* (1973), RINEHART and SANFORD (1981) らにより, 微小地震の記録中に S 波初動の約 2.5 秒と約 5.0 秒後に顕著な後続波が検出された. これら 2 つの後続波は深さ約 18 km に存在する不連続面における SxP 反射波 (S 波で入射し P 波で反射した波) と SxS 反射波 (S 波で入射し S 波で反射した波) であることが示され, その反射係数が大きいことから地殻内部における溶融体からの反射波であることが示唆された.

日本においても, 火山前線近傍あるいは活火山周辺の地域で同様な研究がなされ, 溶融体から反射したと考えられる地震波が報告されている (溝上, 1980; MIZOUE *et al.*, 1982; HORIUCHI *et al.*, 1988; 岩瀬, 1989) (Fig. 1). 日光・足尾地域において溝上 (1980) は, 微小地震の記録中に, S 波到着時の 2.5~3.0 秒後と 4.5~5.0 秒後に顕著な後続波を検出し, それらの後続波を SxP 波, SxS 波と解釈し SxP 波と SxS 波の振幅比が 0.3~0.7 であることから, その不連続面は地殻深部の溶融体であるとした. また, MIZOUE *et al.* (1982) は, その反射波の反射点の位置を求め, 反射波の有無のデータをもとに溶融体の広がり方を論議するとともに, 不連続面が北西に向い 30~35 度傾斜していることを示した. その後, HORIUCHI *et al.* (1988) は, 各反射点の傾斜を考慮し, すべての反射点が同一平面上にあるとして SxP 波と SxS 波について 3 次元的に走時計算を行うことにより,

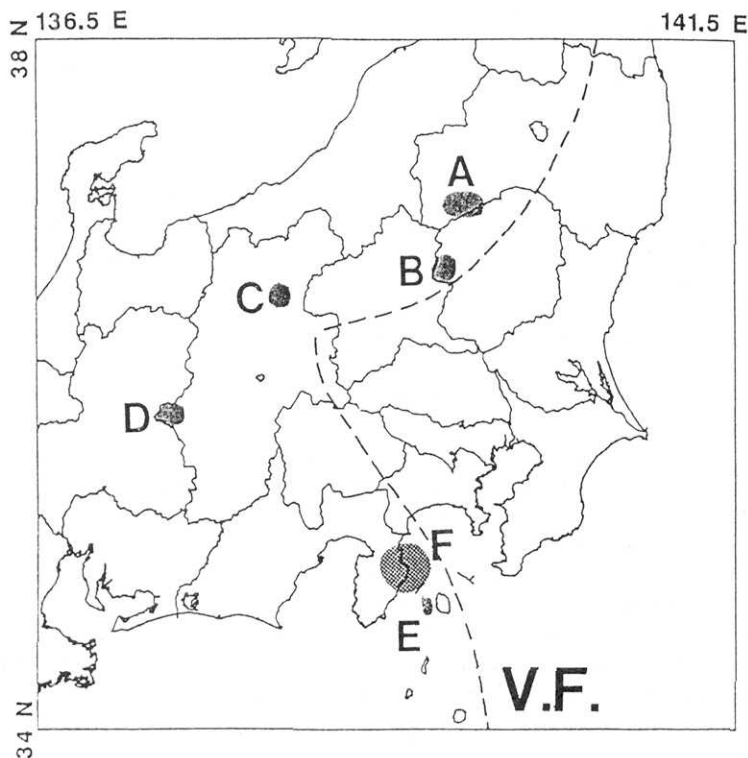


Fig. 1. Examples of areas where the discontinuities with molten materials have been found in Japan (hatched areas). [(A) IWASE (1989) (B) MIZOUE *et al.* (1980) (C) NISHIWAKI *et al.* (1989) (D) MIZOUE *et al.* (1989) (E) KATO *et al.* (1990) (F) The area considered in this study.] The broken line indicates the Volcanic Front (V. F.).

不連続面の位置と傾きを求めた。

また、福島県西部から栃木県北部にかけて  $80 \text{ km} \times 45 \text{ km}$  の範囲に観測点を 20 点配置した臨時観測が行われ、S 波の後に観測された後続波が深さ 13 km に存在する溶融体を伴う不連続面における SxS 反射波であることが示された(岩瀬, 1989)。松代群発域においても同様の研究がなされており、気象庁地震観測所の観測網における松代群発地震の記録中に、S 波の後に SxS 波が観測されたことが示されている(西脇・他, 1989)。また、伊豆大島西方沖地域では、1990 年 2 月 20 日に発生した地震 ( $M=6.5$ ) の余震観測記録中に、深さ約 20 km に存在する溶融体と思われる面における SxP 波が、伊豆半島周辺の広範囲の観測点で観測されたことが示されている(加藤・他, 1990)。

活火山周辺における例として、御嶽山付近の長野県西部地域において 1984 年 9 月 14 日に起こった長野県西部地震 ( $M=6.8$ ) の余震観測記録中に、S 波到着時の約 12 秒後に地殻内部に存在する溶融体からの反射波と思われる後続波を検出し、その後続波は sSxS 波として解釈され、深さ約 12 km に溶融体を伴う不連続面が求められた(溝上・石桁, 1988)。その後、稲盛(1990)は、従来人工地震探査に用いられていた反射法を自然地震に適用することにより、溝上・石桁(1988)では S 波のコーダに隠れて明瞭に見えない

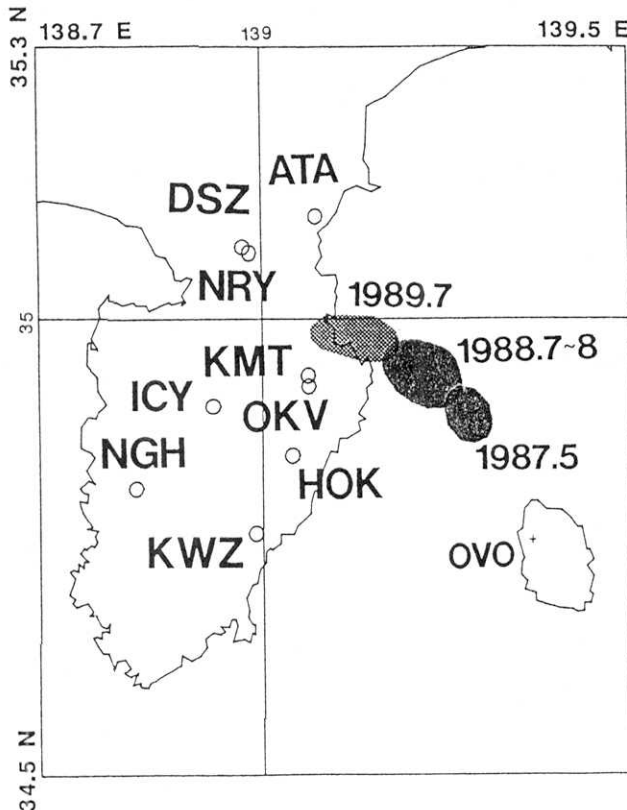


Fig. 2. Earthquake swarm areas (hatched areas) and locations of seismic stations (circles, cross). The numbers indicate the years and months when the earthquake swarms occurred.

と解釈された微弱な SxS 波を検出することに成功した。

このように、これまで火山前線近傍あるいは活火山周辺の様々な地域において反射波を解析することにより溶融体が検出されている。また、これらの地域は群発地震が発生するなど地震活動の活発な地域であり、その地震活動と溶融体の関係についての議論も多くなされている (MIZOUE *et al.*, 1982; 溝上ほか, 1987; 溝上・石桁, 1988)。

本研究で取り上げる伊豆半島東岸地域は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの衝突域というテクトニクス的に特異な環境下にあるとともに、火山前線近傍に位置している。また、1978年から群発地震が頻繁に発生しており (茂木, 1991)、異常な地殻変動 (石井, 1989)、全磁力の変化 (SASAI, 1989) などの特異な現象も見られている。これらの諸現象が発生する原因として、これまでに深部断層のクリープ・ディスロケーション説 (石橋, 1977; 藤井, 1977; ISNHIBASHI, 1988)、大地震の先行現象としてのダイラタンシー説 (梅津・多田, 1989)、マグマの貫入説 (多田・橋本, 1987, 1988; 溝上・他, 1988; 島崎, 1988; SASAI, 1989) などが唱えられてきた。その後 1989年7月13日に

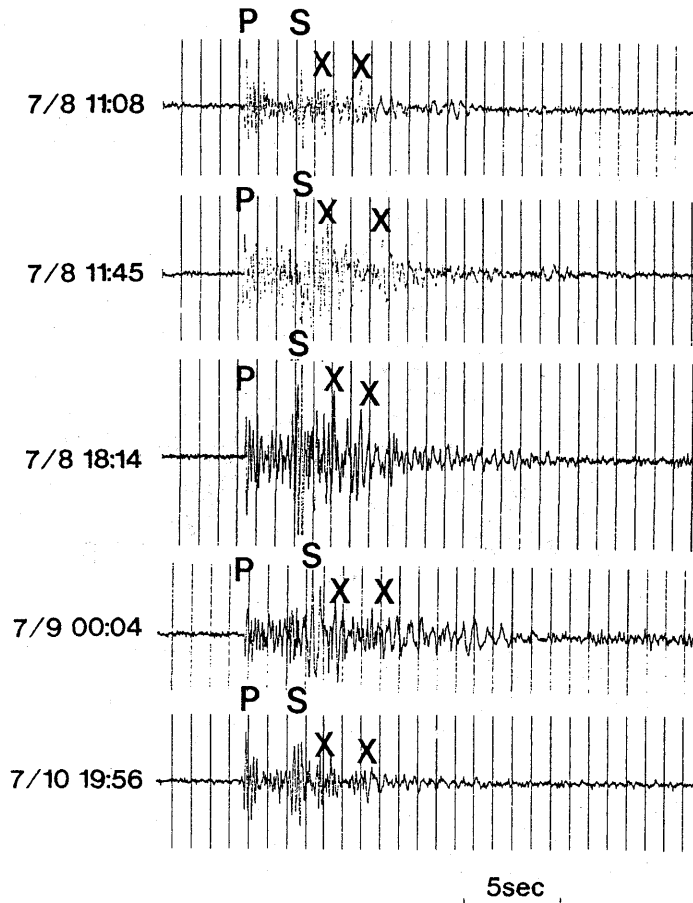


Fig. 3. Examples of vertical-component seismograms of swarm events showing two clearly reflected waves (X) at the HOK station. The dates are indicated by numerals. These events occurred in 1989.

伊豆伊東沖で海底火山噴火が発生したことによって、これらの現象にマグマが関与している可能性が示された。このようにこの地域においては、火山活動や様々な特異な現象に関係する溶融体の存在が予想される。本研究は、伊豆半島東岸の群発地震域の直下における溶融体の存在とその分布において明らかにするとともに、群発地震や海底火山噴火との関連性について考察する。

## §2 データ

伊東半島東方沖においては1978年から活発な群発地震活動が見られる(茂木, 1991; 溝上・他, 1991)。本研究ではその中で、各々南東部, 中央部, 北西部で起こった1987年5月, 1988年7~8月, 1989年7月の伊豆半島東方沖の群発地震を用いた。これにより、1978年からのすべての群発地震の震源域をほぼ扱うことができる。

用いた群発地震の震源域, 観測点の位置を Fig. 2 に示す。解析には、1987年5月16日~5月31日, 1988年8月8日~8月15日の、東京大学地震研究所地震予知観測室の定常観測点 HOK (箒木山), 同所地震予知移動観測班 (以下、移動観測班と呼ぶ) の観測点 OKV (奥野), KWZ (河津), ICY (市山), ATA (熱海), NGH (ねぎの畑), DSZ (大仙山), また気象庁の定常観測点 KMT (鎌田) の波形記録を用いた。またこれらの期間においては、震源再決定の再、東大地震研究所の定常観測点 OVO (大島火山観測所) の P 波の到着時も合わせて用いた。1989年7月の群発地震においては、7月7日から7月13日までは HOK, OKV, KWZ, ICY, ATA, NGH, KMT, さらに7月14日に移動観

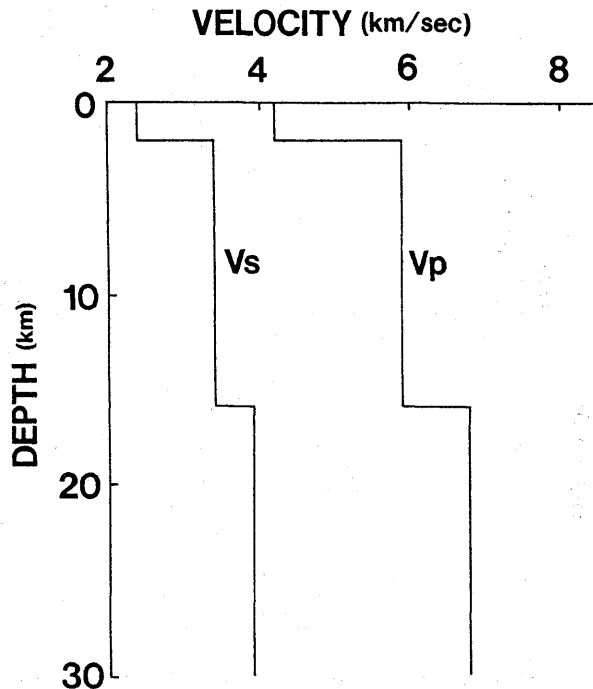


Fig. 4. Velocity profile, the P-wave ( $V_p$ ) and S-wave ( $V_s$ ) assumed in this study after refraction survey by Asano *et. al* (1985) in the same region.

測班によって新しい観測点 NRY (韭山) が設置されたので、7月14日から7月31日まででは NRY を加えた観測点の波形記録を用いた。

HOK における波形記録は、東大地震研究所にテレメータされデジタル信号で送られてきたものを D/A 変換し、14ch データレコーダに連続記録したもので、紙送り速度 5mm/s でペンレコーダに連続再生して可視記録を作成した。なお、HOK では上下動成分の波形記録を用いた。

他の観測点の波形記録は、送り速度 4mm/s のペン書きの連続記録である。OKV, ICY, ATA, KMT は上下動成分のみで、KWZ, NGH, DSZ, NRY は上下動成分のほか水平

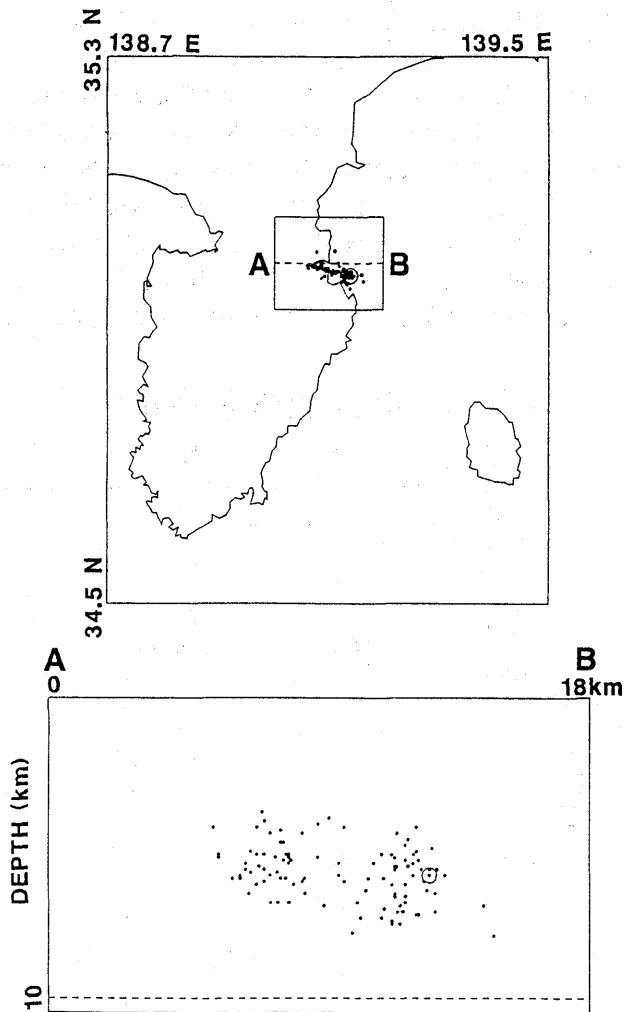


Fig. 5. Hypocenter distribution of swarm events (open circles) which occurred in July, 1989. They were relocated using the master-event method. The master event is indicated by the large circle. The vertical cross section along line AB in the map is also shown in the lower part of the figure.

動成分が1成分設置されている。

本研究においては、不連続面の位置を精度よく決めるために、マグニチュードが1.5以上の地震に限り、また後続波の到着時が精度よく読むことができる地震だけを選んだ。1989年7月の群発地震におけるHOKでの波形例(上下動成分)をFig. 3に示す。後続波が確認された地震は半数程度で、見えないものはノイズやコードに隠れているものと思われる。後続波が確認されるが到着時がはっきりしない地震は解析から省いた。その結果、1987年5月、1988年7~8月、1989年7月の群発地震において解析の対象とした期間にマグニチュードが1.5以上の地震は各々67個、100個、428個あり、その中で解析に用いた地震は各々27個、18個、107個である。

### §3 解 析

#### 3-1 震源再決定

本解析では震源の深さ方向の精度が重要な要素となるので、解析に用いた地震について震源再決定を行った。1989年7月の群発地震を例にとってみると、1989年7月8日~

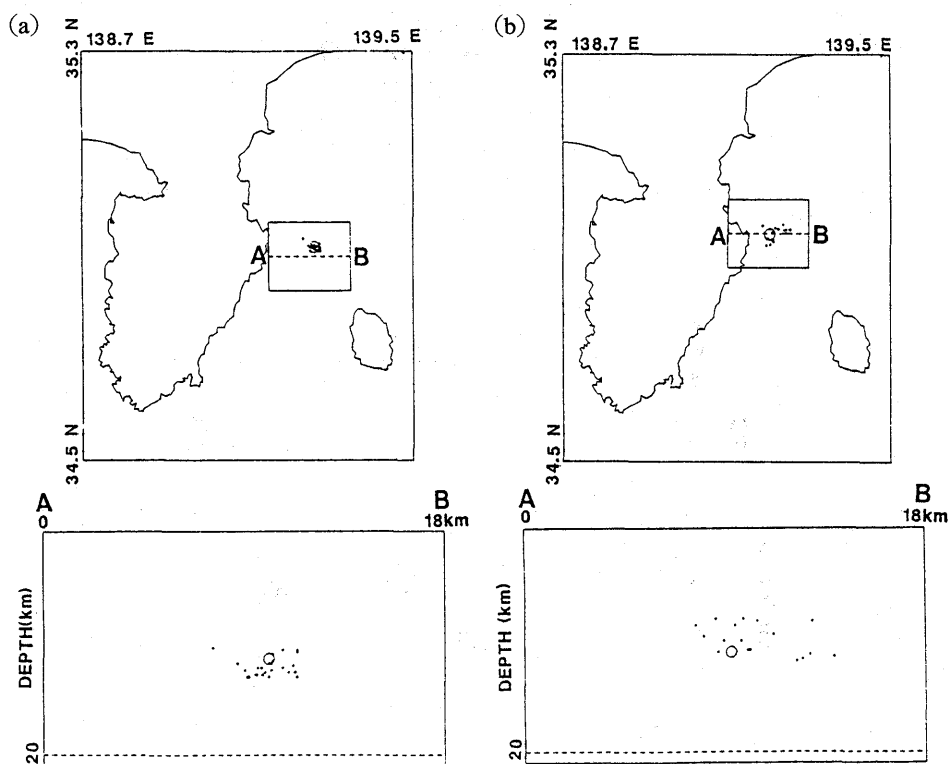


Fig. 6. Hypocenter distribution of swarm events (open circles) which occurred in May, 1987 (a), and from July to August, 1988 (b), respectively. They were relocated using the master-event method. The master events are indicated by the large circles. The vertical cross sections along line AB in the maps are also shown in the lower parts of the figures.

7月31日の後続波が顕著に見られた107個の地震に対して、上下動、水平動成分があるKWZ, NGH, NRYにおけるP波、S波の到着時、上下動成分だけのOKV, ICY, ATAのP波の到着時を用いて震源再決定を行った。震源決定法には、あるひとつの基準となる地震に対して他の震源が相対的に精度よく決めることのできるマスターイベント法を用いた。基準となる地震（マスターイベント）には、震源決定に用いた6観測点におけるP波の到着時、また水平動成分もある3観測点における3波の到着時をすべて読み取れた地震で、かつ走時残差の最も小さなものを選んだ（1989年7月19日01時36分（ $M=2.1$ ））。マスターイベントの読み取り誤差による影響を見積るために、P波到着時に土

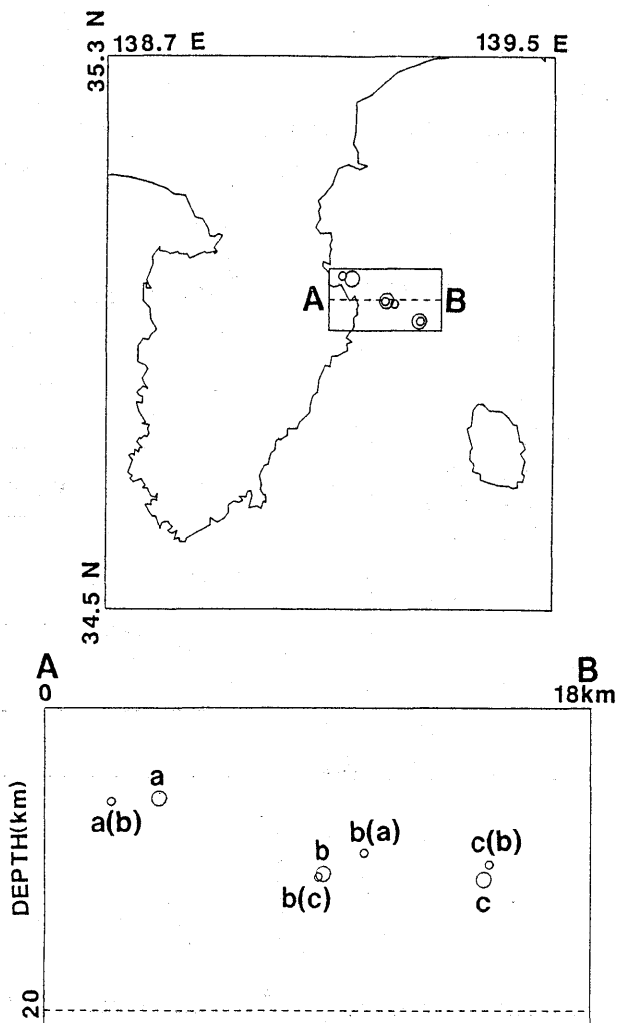


Fig. 7. Master events relocated by other master events;  $\langle a \rangle$ ,  $\langle b \rangle$ , and  $\langle c \rangle$  are the master events of swarms which occurred in 1989, 1988, and 1987, respectively. For example,  $a(b)$  shows that hypocenter  $\langle a \rangle$  was relocated by the use of master event  $\langle b \rangle$ . The vertical cross section along line AB in the map is also shown in the lower part of the figure.



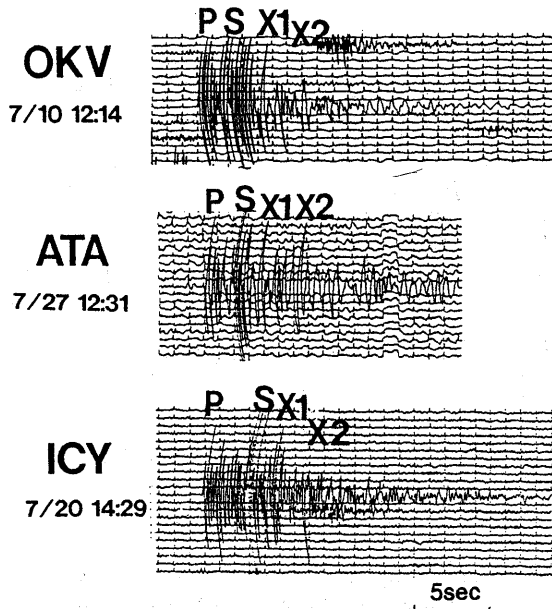


Fig. 8. Examples of vertical-component seismograms of swarm events showing two clearly reflected waves (X1, X2) at the OKV, ATA, and ICY stations. The dates are indicated by numerals. These events occurred in 1989.

0.05 秒，S 波到着時に $\pm 0.10$  秒誤差をランダムに与えて震源位置のずれを計算したところ，そのずれは水平方向には約 $\pm 1$  km，深さ方向には約 $\pm 2$  km あった．基準としたマスターイベントにはこの値程度の誤差が含まれると考えられる．

震源再決定の際には，HIRATA and MATSUURA (1987) によるプログラムを用いた．速度構造は，伊豆半島の人工地震探査の結果 (ASANO *et al.*, 1985) をもとに，深さ 2 km, 16 km に速度不連続面を設け，第 1 層の P 波，S 波速度を各々 4.2 km/s, 2.4 km/s，第 2 層を 5.9 km/s, 3.4 km/s，第 3 層を 6.8 km/s, 3.9 km/s とするモデルを仮定した (Fig. 4)．解析に用いたマスターイベント法によって震源再決定された地震の震源分布を Fig. 5 に示す．なお，その震源はほぼ深さ 4 km から 8 km の間に決まっている．

1987 年 5 月，1988 年 7～8 月の群発地震においても同じ手法を用いた．後続波が顕著に見られた 1987 年 5 月 16 日～5 月 31 日の 27 個の地震，1988 年 8 月 8 日～8 月 15 日の 18 個の地震に対して，KWZ, NGH, DSZ における P 波，S 波の到着時，OKV, ICY, ATA，また震源域が海底下にあるため伊豆大島にある観測点 OVO における P 波の到着時を用いた．1987 年の群発地震においては，1987 年 5 月 22 日 06 時 43 分の地震 ( $M=2.0$ ) を，1988 年の群発地震においては 1988 年 8 月 9 日 00 時 36 分の地震 ( $M=2.0$ ) をマスターイベントとした．1987 年，1988 年の群発地震において再決定された地震の震源分布を Fig. 6 に示す．1987 年の群発地震ではその震源はほぼ深さ 10 km から 13 km の間に決まり，1988 年ではほぼ深さ 8 km から 12 km の間に決まっている．

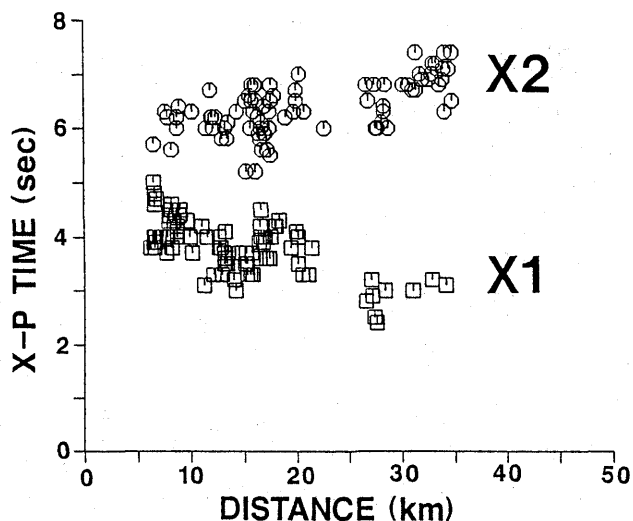


Fig. 9. Observed travel times of the two reflected phases versus epicentral distance. The open squares and circles indicate the observed travel times of X1 and X2, respectively. The data are from the swarm which occurred in July, 1989.

1987年5月, 1988年7~8月, 1989年7月の群発地震において, 独立なマスターイベントを用いているので, 各々の相対的な誤差がどの程度あるかを見積る必要がある。そのために, マスターイベントとして用いた地震を他のマスターイベントを基準に震源再決定してみた (Fig. 7)。例えば, 1989年の群発地震においてマスターイベントとした地震 (Fig. 7のa) を, 1988年の群発地震においてマスターイベントとした地震 (Fig. 7のb) をマスターイベントとして震源再決定したものが Fig. 7のa(b), aをマスターイベントとしてbを震源再決定したものが Fig. 7のb(a)である。aとb(b), bとb(a)には水平方向, 深さ方向ともに1~2 km程度のずれがある。このように, 少なくともマスターイベントとしたイベント同士にはこの程度の相対的な震源誤差があるものと考えられる。

### 3-2 走時の解析

1989年7月の群発地震において, 上下動成分のみある観測点OKV, ATA, ICYで観測された後続波の波形例を Fig. 8に示す。P波, S波のほかに2つの顕著な後続波が見られ, それらをX1, X2とする。

この2つの後続波 (X1, X2) の特徴を調べるために, X-P時間を読み取り, 震央距離との関係について調べた (Fig. 9)。その結果, X1 (Fig. 9の□) はX-P時間が約3~4.5秒で, 震央距離が増加するにつれて減少する傾向が見られた。またX2 (Fig. 9の○) は, X-P時間が約6~7秒で, 震央距離が増加するにつれて増加する傾向が見られた。また, X2には上下動成分と水平動成分の記録がある観測点KWZ, NRY, NGHの波形例に示

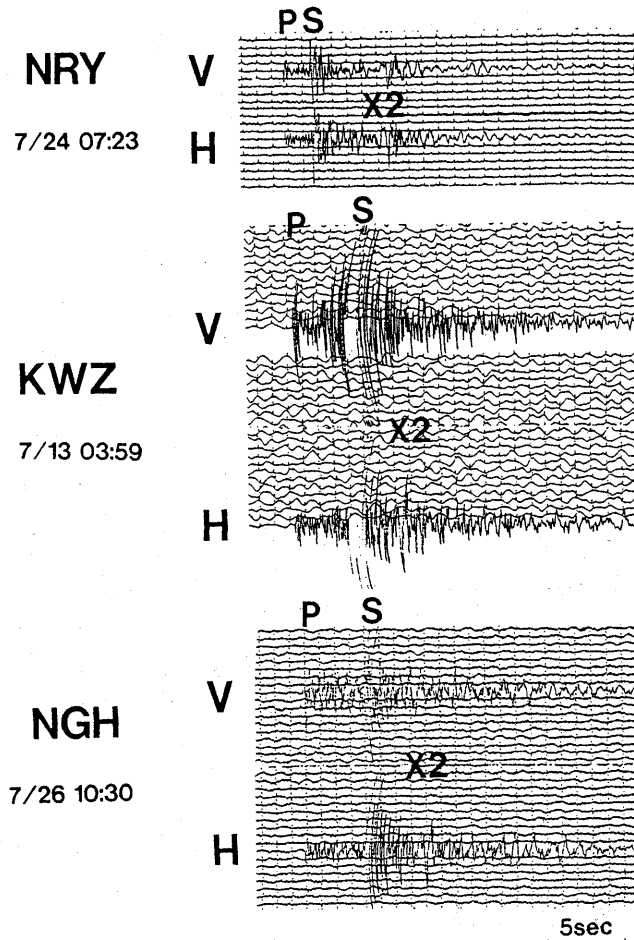


Fig. 10. Examples of vertical-component (V) and horizontal-component (H) seismograms of swarm events showing the clearly reflected wave (X2) at the NRY, KWZ, and NGH stations. The dates are indicated by numerals. These events occurred in 1989.

されるように、水平動成分に卓越する傾向が見られた (Fig. 10).

次に、この後続波の成因について解析を行った。まず X2 から考えてみる。X2 は水平動成分に卓越している (Fig. 10) ことから、S 波であると考えて、その可能性について Fig. 11 に示す。

それらは、1) 観測点下の堆積層などにおける多重反射の場合、2) 震源より上に存在する不連続面で P 波で入射し S 波に変換された場合 (PS 変換波)、3) モホ面・コンラッド面・溶融体を伴う地殻内不連続面などの震源より下に存在する不連続面に P 波で入射し、S 波で反射した場合 (PxS 反射波)、4) 震源より下に存在する不連続面に S 波で入射し、S 波で反射した場合 (SxS 反射波) である。

はじめに 1) について考える。この場合が正しいとすると他の地域に起きた地震についても同様に観測されるはずであるが、他の地域の地震については、この後続波は確認されなかった。このことからこの可能性は否定される。

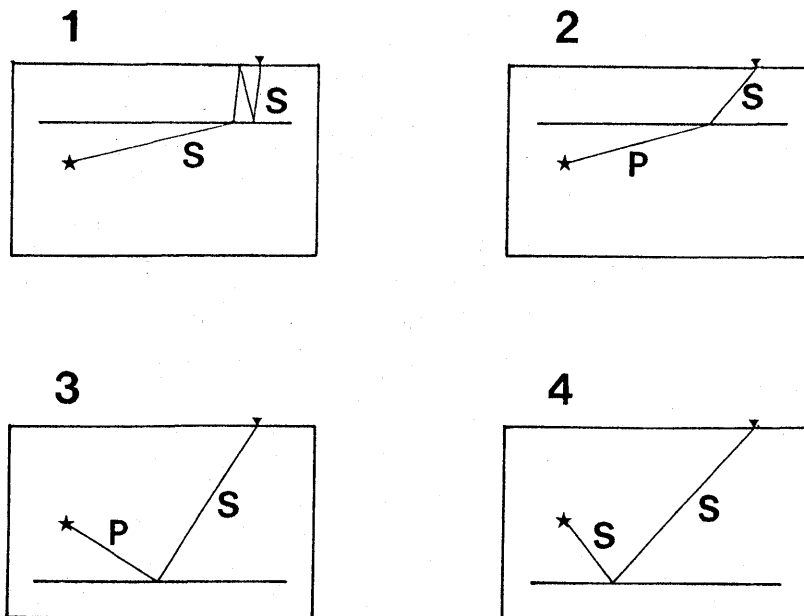


Fig. 11. Simple possible models proposed for the X2-phase. The stars, triangles and curves indicate the hypocenters, stations, and ray paths of the P and S waves, respectively.

次に2)であるが、用いた地震の震源は4 km~8 kmなので、変換面の深さを3 kmとしてもPS変換波の到着時はP波到着時より高々1秒遅れるだけで、X-P時間が今回観測されたような6~7秒という大きな値にはならない。つまり、震源より上に存在する不連続面におけるPS変換波でもX2を説明できない。

次に、3)または4)で説明できないかどうかを考えてみるために、反射波の理論走時を計算し、観測走時と比較することを試みた。理論走時の計算には、震源再決定の際に用いた速度構造 (Fig. 4) を仮定し、CERVENY and PSENCIK (1983) によるプログラムパッケージ SEIS83 を用いた。3)におけるPxS反射波の可能性であるが、深さ19 kmに不連続面が存在する場合のPxS反射波のX-P時間の理論曲線を、X2の観測値 (Fig. 9の○) とともに Fig. 12-(a) に示す。縦軸はX-P時間、横軸は震央距離をとっている。不連続面は水平な場合を考え、用いた震源が4 kmから8 kmであることから、震源を深さ4 kmと8 kmに置いた場合の2通りの理論走時を計算した (Fig. 12-(a)の実線)。もしX2相が深さ19 kmに存在する不連続面におけるPxS反射波であるのならば、2本の理論曲線が観測値を満足するはずであるが、この場合は大きく外れている。つまり、X2は深さ19 kmに存在する不連続面におけるPxS反射波では説明できない。また、不連続面の深さを上下に変化させても、理論曲線は震央距離が増加するにつれてX-P時間が減少する傾向は変わらずに時間軸に沿って上下するだけで、PxS反射波では観測走時にみられる傾向は説明できない。すなわち、X2がPxS反射波である可能性は否定される。

最後に4)におけるSxS反射波の理論走時の計算を行ったところ、不連続面を上下させて深さを16 kmとしたときに、理論走時が観測走時を説明できた (Fig. 12-(b))。つま

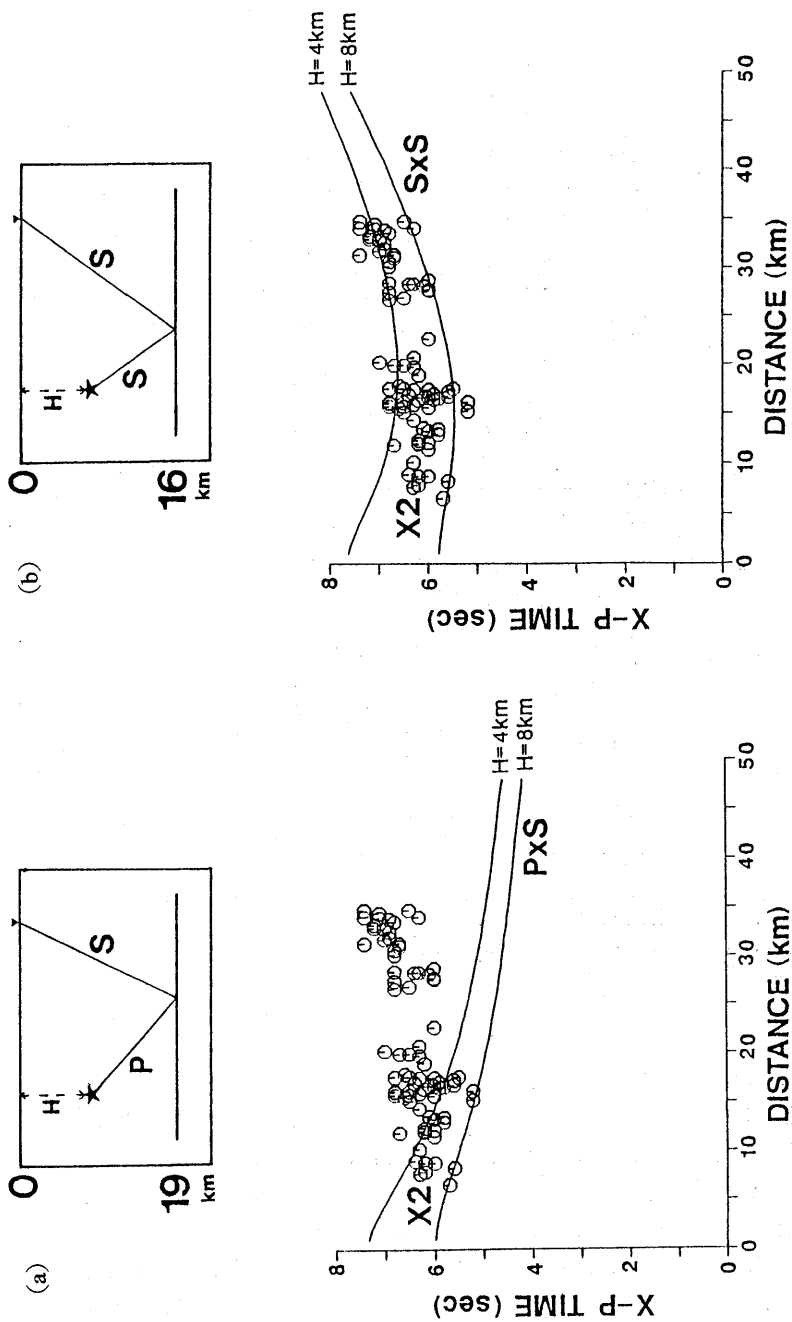


Fig. 12. Observed and theoretical travel times of the reflected phase (X2) versus epicentral distance. The open squares indicate the observed travel times of X2. The data are from the swarm which occurred in July, 1989.

(a) The curves indicate the theoretical travel times of the PxS phase. The depth of the reflector is assumed to be 19 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.

(b) The curves indicate the theoretical travel times of the SxS phase. The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.

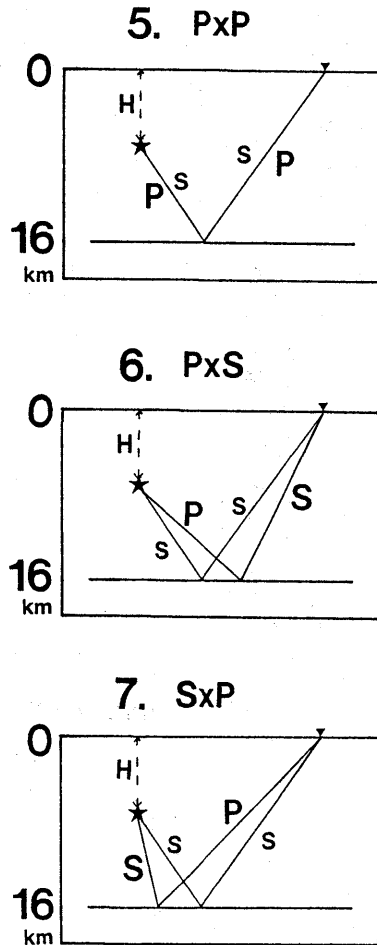


Fig. 13. Simple possible models proposed for the X1-phase, assuming that the depth of the reflector is 16 km. The stars, triangles and curves indicate the hypocenters, stations and ray paths, respectively. The ray paths of SxS phase (X2) are also shown.

り、X2は深さ16 kmに存在する不連続面におけるSxS反射波であると考えられる。

次にX1の成因について考えるが、その可能性はFig. 13に示したように3通りある。5)は、不連続面にP波で入射し、P波で反射した場合(PxP反射波)、6)は、不連続面にP波で入射し、S波で反射した場合(PxS反射波)、7)は不連続面にS波で入射し、P波で反射した場合(SxP反射波)である。これらの場合は不連続面の深さを適当に与えることによって、X1の観測走時を説明することが可能であるが、他の顕著な反射波(X2)が見られることから、深さ16 kmには明瞭な不連続面が存在すると考えられる。そこで、X1についても同一の不連続面で説明できないかを考えた(Fig. 13)。

5), 6), 7)の場合の理論走時を、SxS反射波の理論走時とX1, X2の観測走時(Fig. 9の□, ○)とともに各々Fig. 14に示す。いずれの場合も、震源を深さ4 kmと8 kmに置い

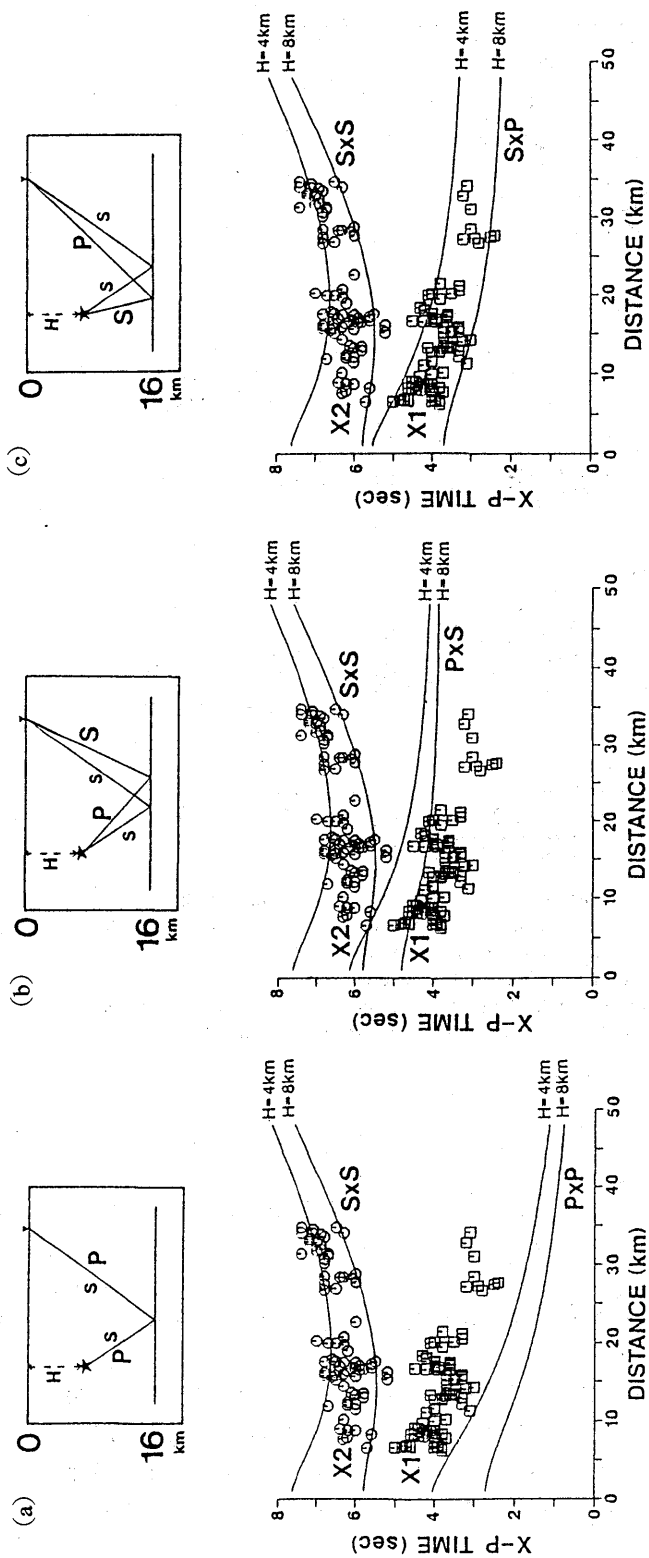


Fig. 14. Observed and theoretical travel times of the two reflected phases (X1, X2) versus epicentral distance. The open squares and circles indicate the observed travel times of X1 and X2, respectively. The date are from the swarm which occurred in July, 1989.

- (a) The curves indicate the theoretical travel times of the PXP and SxS phases. The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.
- (b) The curves indicate the theoretical travel times of the PxS and SxS phases. The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.
- (c) The curves indicate the theoretical travel times of the SxP and SxS phases. The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.

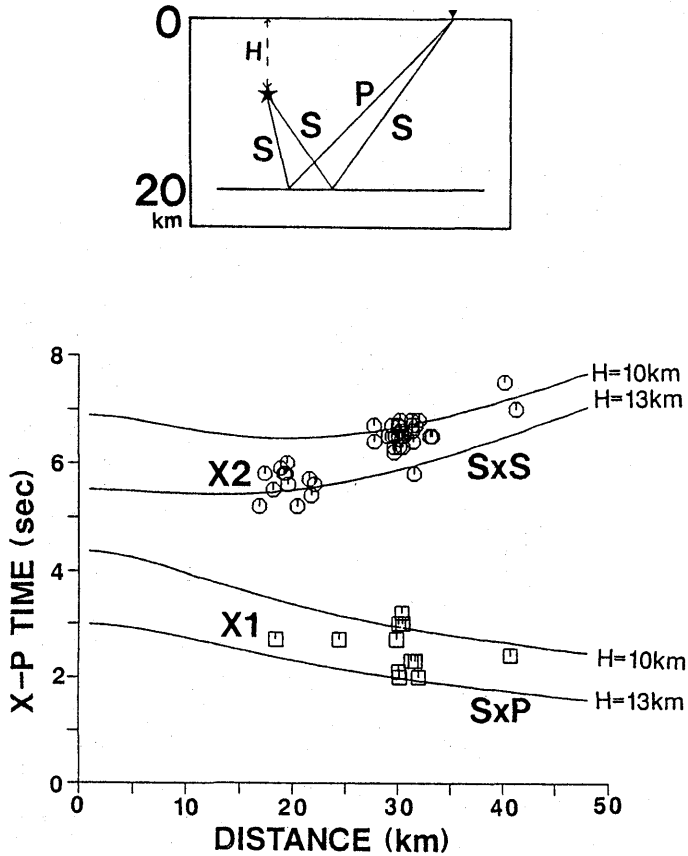


Fig. 15. Observed and theoretical travel times of the two reflected phases (X1, X2) versus epicentral distance. The open squares and circles indicate the observed travel times of X1 and X2, respectively. The data are from the swarm which occurred in May, 1987. The curves indicate the theoretical travel times of the SxP and SxS phases. The depth of the reflector is assumed to be 20 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 10 and 13 km.

た場合の2通りの理論走時を計算してある。Fig. 13の5)と6)の場合、X1において理論走時と観測走時が一致しないが(Fig. 14-(a), (b)), 7)の場合観測走時を説明できる(Fig. 14-(c)). つまり、X1は深さ16 kmに存在する不連続面からの反射波であると仮定すると、X1がSxP反射波であると考えたと説明できる。

以上のように、2つの後続波を同一の不連続面によると考えると、深さ16 kmに存在する不連続面におけるSxP反射波(X1)、SxS反射波(X2)とすると観測走時を説明できる。

1989年の解析と同様に1987年5月、1988年7~8月の群発地震においても後続波のX-P時間を読み取り、同様の走時解析を行った。その結果、1987年の群発地震では深さ20 kmに存在する不連続面におけるSxP、SxS反射波(Fig. 15)、1988年の群発地震では深さ18 kmに存在する不連続面におけるSxP、SxS反射波とすると観測走時を説明でき



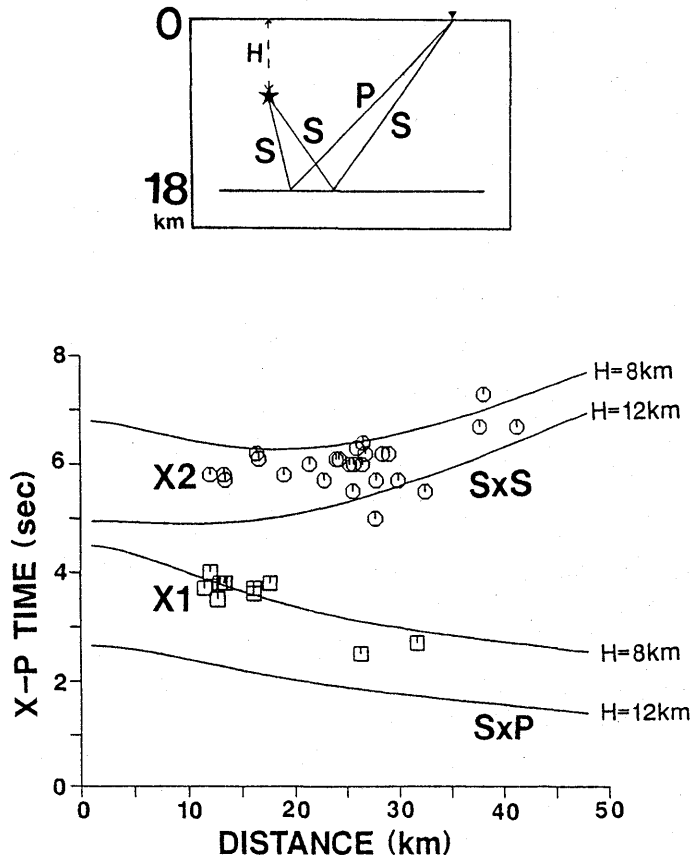


Fig. 16. Observed and theoretical travel times of the two reflected phases (X1, X2) versus epicentral distance. The open squares and circles indicate the observed travel times of X1 and X2, respectively. The data are from the swarm which occurred in 1988. The curves indicate the theoretical travel times of the SxP and SxS phases. The depth of the reflector is assumed to be 18 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 8 and 12 km.

る (Fig. 16).

### 3-3 振幅の解析

次に反射変換波の振幅をもとに境界面の物理量について考える。ここでは、1989年7月の群発地震を例にとって進める。3-2で述べたように地震記録に見られた2つの顕著な後続波は、走時解析結果深さ16 kmに存在する不連続面におけるSxP, SxS反射波であることがわかった。一方、伊豆半島における人工地震探査の結果、伊豆半島では深さ約16 kmにおいてP波速度が5.9 km/sから6.8 km/sに不連続に変化するコンラッド面が求められている (ASANO *et al.*, 1985)。

そこで、この速度不連続の値を見積るために反射波の振幅について議論する。振幅は様々な影響を受けているので絶対値を議論するのは困難であるため、ここでは反射波の振幅とS波の振幅の各上下動成分の比を考えることにする。また、反射波の入射角が臨

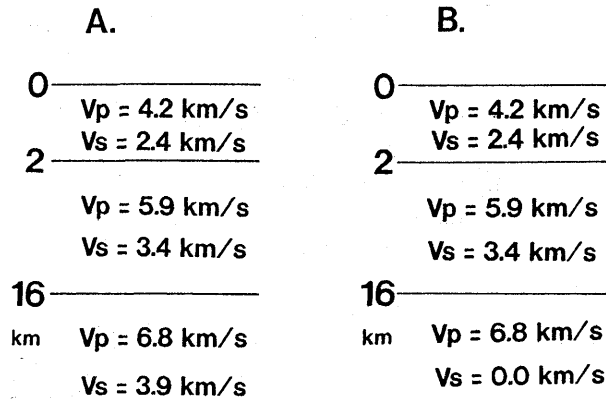


Fig. 17. Velocity structure models used to estimate the amplitude ratio.  
 〈A〉 Conrad plane model 〈B〉 Molten material model.

界角に近づくと速度構造によらず全反射するようになるので、震央距離が 25 km 以下の範囲で観測値と理論値を比較し議論を行う。S 波の振幅の議論をおこなうのであるから、本来は水平動成分の振幅で議論すべきであるが、震央距離 25 km 以下の観測点では水平動成分の観測がなされている観測点は NRY と DSZ しかない。この NRY 観測点も DSZ 観測点を移動したもので同時に 2 点の観測はおこなっていない。その結果、水平動成分のある観測点で解析に使用できる観測点は 1 点となってしまう、データの不足のため議論は困難となる。そのため、ここでは上下動成分を解析に用いた。S 波の解析に上下動成分を用いてあるので詳細な議論はできないが、後に述べるように境界面の物理量によって後続波の振幅がオーダーで違うため、その程度の議論はできるものと考えられる。そこで、解析には S 波の飽和していない地震のみを選び、最大振幅を用いた。また、S 波と反射波は入射角が違うために、その影響を考慮し補正をおこない、上下動成分での振幅比の比較をおこなった。

はじめに、コンラッド面の速度不連続を与えたモデル (Fig. 17-A) を考えた。理論計算には SEIS83 (CERVENY and PSENCIK, 1983) を用い、速度構造を Fig. 17-A とした場合の前節 (3-2) で求めた深さ 16 km に存在する不連続面における反射波の振幅と S 波の振幅の比を求めた。Fig. 18-(a) に震源の深さを 4 km, 8 km とした場合の 2 通りの理論値を実線で、観測値をプロットで示す。縦軸は振幅比をログスケールで、横軸は震央距離をとっている。理論計算においては自由表面補正を行っていない。このモデル A では、SxS 反射波 (Fig. 18-(a)(1)), SxP 反射波 (Fig. 18-(a)(2)) のどちら場合でも理論値は観測値に比べて 1 桁以上小さく、観測される大きな反射係数を説明できない。

しかし、この振幅の議論は発震機構の影響を受けるために、震源のメカニズム解を考慮する必要がある。一方、この節で用いた地震は S 波が飽和していない、つまりマグニチュードが小さい地震であるため、メカニズム解が決められない。そこで、群発地震域で起こったマグニチュードの大きい 1989 年 7 月 9 日 11 時 09 分の地震 (M=5.5) (気象庁地震予知情報課 (1990)) (Fig. 19) のメカニズム解をこの地域の応力場を代表しているものと仮定して、震源近傍における S 波と反射波の振幅の比を見積り、大きな反射係数が発震機構によって生ずる可能性について考えてみた。ここでは、解析に用いたすべ

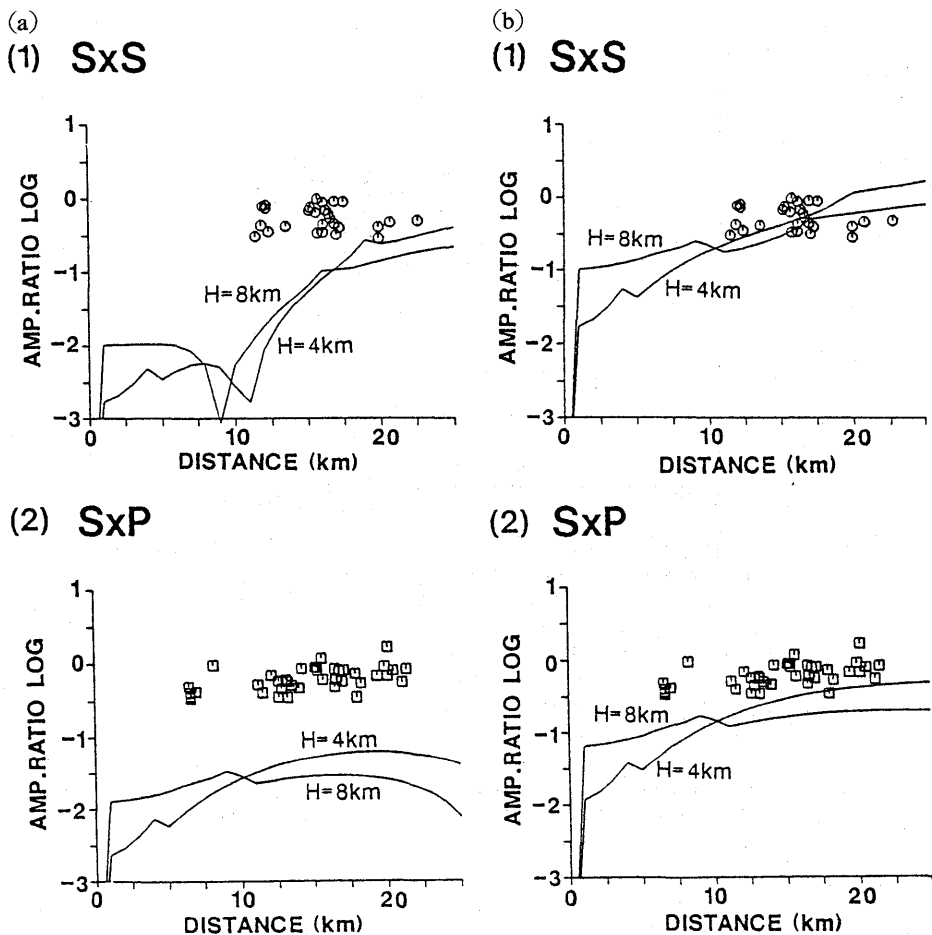


Fig. 18. Observed and theoretical amplitude ratios ( $A_{sxs}/A_s$  (1) and  $A_{sxp}/A_s$  (2)) versus epicentral distance.  $A_s$ ,  $A_{sxs}$ , and  $A_{sxp}$  show the amplitudes of the S-phase, SxS-phase, and SxP-phase, respectively. The vertical scale is given according to the log scale. The open circles and triangles indicate observed  $A_{sxs}/A_s$  and  $A_{sxp}/A_s$ , respectively. The data are from the swarm which occurred in July, 1989.

(a) Velocity structure Model <A> (Fig. 17) was used to calculate the theoretical ratios (curves). The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.

(b) Velocity structure Model <B> (Fig. 17) was used to calculate the theoretical ratios (curves). The depth of the reflector is assumed to be 16 km. The depths of the hypocenters (H) are assumed to be 4 and 8 km.

での地震を用いるのではなく、Fig. 19に示した1989年7月の群発地震域のほぼ東端、西端、中央で起こった地震を各々1個ずつ選び (Fig. 19のA, B, C), 観測点は震源からの方位角が各々大きく異なるようにOKV, ICY, NRYの3点を用いた。震源と観測点の位置から震源近傍におけるS波と反射波の射出角と方位角をFig. 17-Aの速度構造を用いて求め、仮定したメカニズム解をもとに、Aki and Richards (1980)のp115 (4.85)式を用いて震源近傍におけるS波と反射波の振幅の比を求めた (Table. 1)。用いた3つの地震と3観測点の各々の組合せにおいて、震源近傍におけるS波と反射波の振幅の比

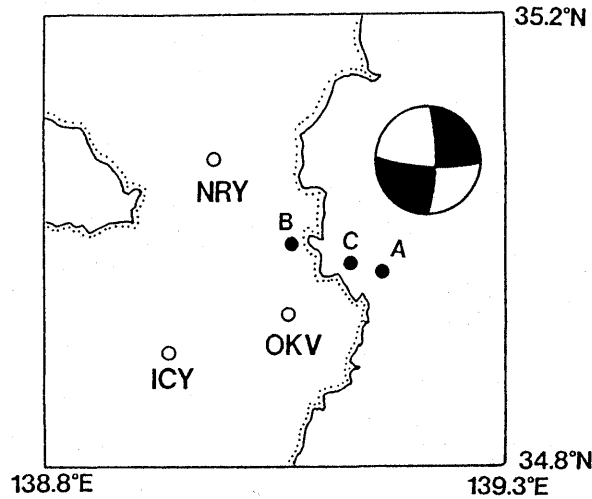


Fig. 19. Hypocenters (solid circles) and stations (open circles) used to calculate the theoretical amplitude ratios ( $A_{SXS}/A_S$ ,  $A_{SXP}/A_S$ ) near the sources. Earthquake <A>, <B>, and <C> occurred on 12:09 15, July, 1989, on 00:47, 17, July, 1989, and on 10:21, 22, July, 1989, respectively. The mechanism solution of the earthquake which occurred on 11:09, 9, July, 1989 ( $M=5.5$ ) (Earthquake Prediction Information Division, Japan Meteorological Agency, 1990) is also shown.

Table 1. Theoretical amplitude ratios ( $A_{SXS}/A_S$ ,  $A_{SXP}/A_S$ ) near the source. A, B, and C (Fig. 19) are the hypocenters used to calculate the theoretical ratios.

	A		B		C	
	$A_{SXP}/A_S$	$A_{SXS}/A_S$	$A_{SXP}/A_S$	$A_{SXS}/A_S$	$A_{SXP}/A_S$	$A_{SXS}/A_S$
OKV	-0.83	-0.84	-1.01	-0.93	-0.80	-0.64
ICY	-1.65	-1.40	-1.41	-1.18	-2.11	-1.78
NRY	-1.18	-1.12	-1.01	-0.89	-1.42	-1.29

は, ( $A_{SXP}/A_S$ ) = -1.8 ~ -0.6, ( $A_{SXS}/A_S$ ) = -2.1 ~ -0.6 となり, 観測された大きな反射係数は発震機構の影響を考慮し, 幾何学補正を行っても説明できない。

このように後続波の反射係数が大きいことは, これまでも議論されてきており (溝上, 1980. 岩瀬, 1989), これらの研究をもとに下層の S 波速度を 0 km/s とするモデル (Fig. 17-B) を用いて理論値を計算したところ, SxS 反射波, SxP 反射波において理論値を観測値に近づけることができた (Fig. 18-(b)). このように, 不連続面の下では S 波速度が 0 km/s である, つまり熔融体を伴う不連続面である可能性がある。

#### 3-4 反射点分布

次に, このような不連続面がどこに存在するか求めるために, 反射点の分布について

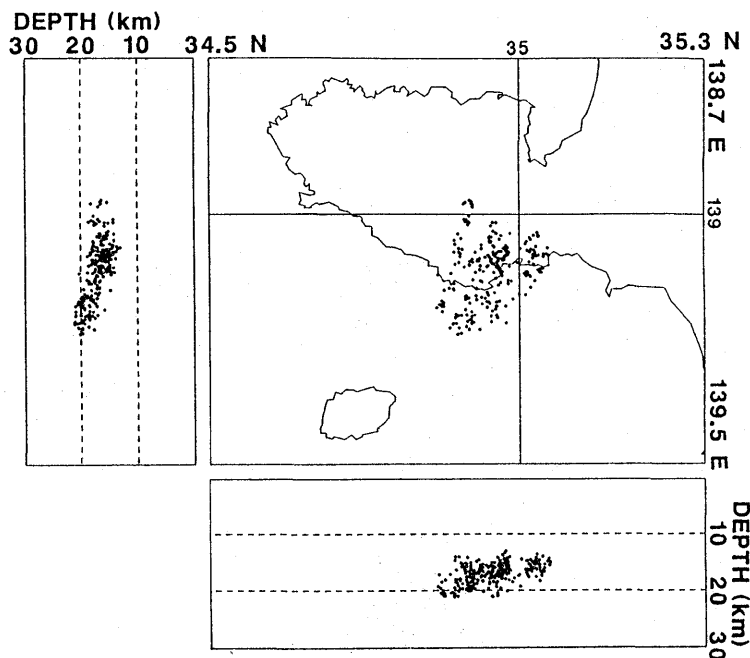


Fig. 20. Spatial distribution of reflection points of the SxP and SxS phases (circles). The vertical cross sections are also shown in the lower and righter parts of the figure.

考えた。震源と観測点の位置は既知の値なので、速度構造を仮定して不連続面の深さを与えれば反射点の位置は一意的に決まる。また、地震記録から X-P 時間が読み取られているので、その観測走時と理論走時が一致する不連続面の深さを計算し、反射点の位置を求めた。このようにして求められた SxS 反射波の反射点分布と SxP 反射波の反射点分布を Fig. 20 に示す。反射点は、走時解析の結果求めた深さを中心に  $\pm 2$  km 程度ばらついているが、震源の深さを  $\pm 1$  km 上下させると反射点の深さは SxS 反射波では  $\pm 0.6$  km, SxP 反射波では  $\pm 0.8$  km 上下し、また X-P 時間の読み取り値を  $\pm 0.2$  秒ずらすと反射点の深さは SxS 反射波では  $\pm 0.3$  km, SxP 反射波では  $\pm 0.5$  km 上下するので、それらの誤差によるところが大きいと考えられる。反射点分布の解析により、溶融体を伴う可能性のある不連続面は伊豆半島東部及び東方沖に存在することが明らかになった。

#### §4 考 察

前節 (3-4) では、1987 年 5 月、1988 年 7~8 月、1989 年 7 月の群発地震におけるデータをもとに、反射点分布を示した (Fig. 20)。今回の解析においては、限られた震源域の地震しか用いていないので、溶融体を伴う可能性のある不連続面の存在範囲を明確に示すことは困難であるが、群発地震の震源域の下に存在していることは明らかである。

次に、1987 年から 1989 年までのこの地方における地震の震源分布 (Fig. 21, 移動観測班による) と不連続面の形状の関係について考える。震源分布図から、群発地震の発生している下限の深さが東側 (海側) に行くに従い深くなる傾向が見られる。またその傾

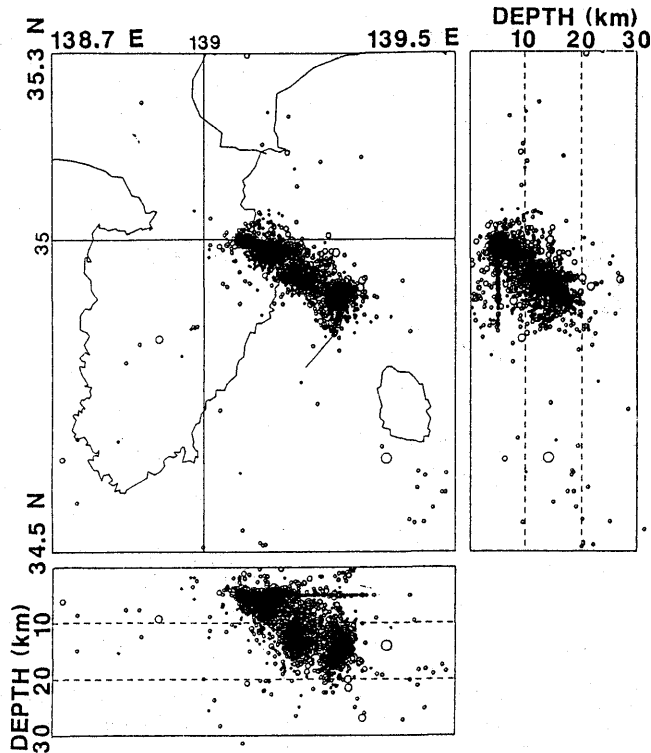


Fig. 21. Hypocenter distribution of earthquake swarms which occurred at the east off the Izu peninsula from 1987 to 1989. The vertical cross sections are also shown in the lower and righter parts of the figure.

向と同様に、反射点の深さ分布も Fig. 20 に見られるように東側（海側）に行くに従い深くなるように傾斜しているように見える。この東下がりの傾向は、走時解析によって 1989 年、1988 年、1987 年の群発地震ごとに決められた不連続面の深さが伊豆半島内から海に向い、各々 16 km, 18 km, 20 km と異なった値に求まることからわかる (Fig. 14, 16 15)。しかし、各々の群発地震において独立なマスターイベントを用いたために、この傾向はマスターイベント同士の深さ方向の相対的な誤差による、見かけ上のものである可能性があるため、不連続面が傾斜していると結論づけることは困難であると思われる。また、今回の結果では不連続面が水平であることを仮定しているが、もし実際の不連続面が傾斜しているのならば、傾斜を考慮した解析が望ましい。また、震源域が海底下にあり、観測点配置などを考えるとこれ以上詳しい議論は困難である。現在、伊豆半島東方沖に海底地震計を設置中であるので、それによるさらなる観測を行い、また本研究においては行わなかったが、稲盛 (1990) などで行われているノーマル・ムーブアウト補正などの精度のよい解析も望まれる。

これまでの研究から、伊豆半島東岸で起こった群発地震、地殻変動などは、マグマの貫入によって説明されている (茂木, 1988; 石井, 1989; 植木・他, 1991; 溝上・他, 1991; 岡田・他 1991)。しかし、そのマグマがどこから供給されているかについては明ら

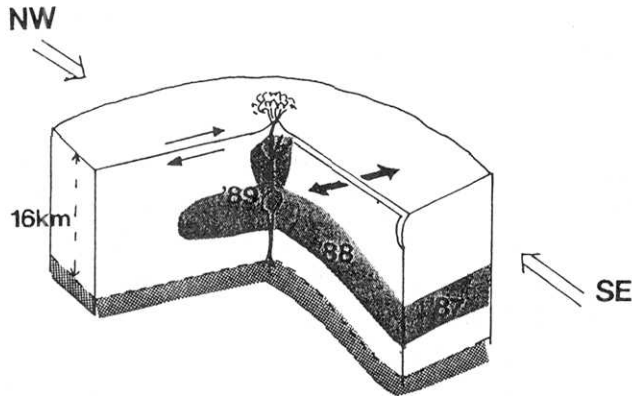


Fig. 22. Simple model used to interpret the phenomena. The open arrows indicate the directions of stress in this area. The thin solid arrows indicate the directions of the fault. The thick solid arrows indicate the directions of the open crack. The numbers indicate the years when the swarms occurred.

かにされていない。例えば、茂木（1991）においては、マグマの貫入によって群発地震が起こる場所よりも深いところにマグマの供給源があると述べられているが、存在する深さ、規模などについてはまったく触れられていない。群発地震との位置関係などを考慮すると、本研究によって求めた深さ約16~20 kmに存在する溶融体を伴う可能性がある不連続面がマグマの供給源であると考えられる。以下の考察は溶融体が存在するものとして議論をすすめる。

以上述べてきたことを考慮して、伊豆半島東岸において最近起こった現象を非常に単純化してモデルを Fig. 22 に示した。このモデルでは、マグマの貫入によって1987年、1988年、1989年と群発地震が発生し、その際、北西-南東に圧縮される伊豆地域では、群発地震に対応する開口割れ目、1989年7月9日の最大地震による右横ずれ断層が生じ、その交点付近で海底火山噴火が発生した。このような一連の活動を起こした原因であると考えられるマグマは、本研究によって求めた深さ約16~20 kmに存在する溶融体を伴う不連続面から上がってきたものではないかと考えられる。

本研究では、溶融体を伴う不連続面の真上で起こった群発地震にみられた反射波の解析の結果、不連続面の深さについては求められたが、その厚さについては明らかにすることはできなかった。溶融体を伴う不連続面が真下に存在する観測点（例えばOKV）において、溶融体を真下から通過してきたと思われる地震波形を調べたところ、S波においてそれほど減衰がみられなかったことから、溶融体はS波の波長と比べると薄いと考えられる。溶融体の厚さについては、Rio GrandeにおいてAKE and SANFORD（1988）がP波とPxP反射波の波形の比較からおよそ百数十mと推定した例があり、また、溶融体が薄くかつ広く存在する理由としてGLANZNER and USSLER（1988）は、溶融体を伴う不連続面が人工地震検査の結果求めたコンラッド面の深さとほぼ一致することから、上昇してきたマグマが密度の不連続を伴うコンラッド面において浮力を失い、シート状にたまるというモデルを示している。本研究で取り上げた伊豆半島東岸においても溶融体を伴う不連続面は、人工地震探査によって求められたコンラッド面とほぼ同じ深さに求

まった。このように、溶融体の深さと地殻構造は密接な関係がある可能性があり、地質学的にも非常に興味の持たれる結果である。

## §5 結 論

様々な特異な現象がみられる伊豆半島東岸地域における群発地震において、P波初動の後に2つの後続波が伊豆半島の観測点で検出され、その走時解析の結果、それらを同一の起源を考えるとすると、深さ約16~20 kmに存在する不連続面におけるSxP, SxS反射波であることがわかった。この不連続面は、これらの反射波とS波の振幅比を評価した結果、下層のS波速度が0 km/sでなくてはならない、つまり、溶融体を伴う可能性のある不連続面であると考えられる。また、この不連続面がどこに存在するかを明らかにするために反射波の反射点分布を求めたところ、群発地震の震源域の下に広範囲に存在することがわかった。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、有益な御助言を与えてくださった東京大学地震研究所の阿部勝征教授・佃為成助教授・笹井洋一氏に深く感謝いたします。大学院生の吉田康宏氏・東田進也氏とは絶えず議論をさせていただきました。また本研究は、同研究所の萩野泉氏の長年の伊豆半島周辺における観測によって得られた貴重な記録なしでは成り立たなかったものであります。また、気象庁には鎌田観測点の記録を提供していただき、この際、地震火山業務課の上垣内修氏には様々な便宜を図っていただきました。ここに記して感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- AKE, J. P. and A. R. SANFORD, 1988, New evidence for the existence and internal structure of a thin layer of magma at mid-crustal depths near Socorro, New Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 1335-1359.
- AKI, K. and P. G. RICHARDS, 1980, *Quantitative Seismology Theory and Methods*, 932pp, W. H. Freeman, New York, vol 1.
- ASANO, S., K. WADA, T. YOSHII, M. Hayakawa, Y. MISAWA, T. MORIYA, T. KANAZAWA, H. MURAKAMI, F. SUZUKI, R. KUBOTA, K. SUYEHIRO, 1985, Crustal structure in the northern part of the Philippine sea plate as derived from seismic observation of Hatoyama-Off Izu Peninsula explosions, *J. Phys. Earth*, **33**, 173-189.
- CERVENY, V. and I. PšENČIK, 1983, Program SEIS83, *Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by ray method*, Charles University, Prague.
- 藤井陽一郎, 1977, 伊豆半島地殻隆起のクリープモデル, 地震予知連絡会会報, **17**, 68-70.
- Glazner, A. F. and W. Ussler III, 1988, Trapping of magma at midcrustal density discontinuities, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 673-675.
- HIRATA, N. and M. MATSUURA, 1987, maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, *Phys. earth. planet. interior*, **47**, 50-61.
- HORIUCHI, S., A. HASEGAWA, A. TAKAGI, A. ITO, M. SUZUKI, and H. KANEYAMA, 1988, Mapping of melting zone near Mt. Nikko-Shirane in Northern Kanto, Japan, as inferred from SxP and SxS reflections, *Sci. Rep. Tohoku Univ.* **5**, 31, 43-55.
- 稲盛隆穂, 1990, 内陸地震震源域及び活火山周辺の地殻微細構造の研究, 東北大学修士論文.
- 石井 紘, 1989, 最近の伊豆半島の隆起について, 地震研究所彙報, **64**, 313-324.
- 石橋克彦, 1977, 伊豆半島地殻隆起のクリープモデル-伊豆東方線スラスト深部の非地震性断層運動-, 地震予知連絡会会報, **17**, 65-67.
- ISHIBASHI, K., 1988, Two categories of earthquake precursors, physical and tectonic, and their roles in



- intermediate-term earthquake prediction, *PAGEOPH*, **126**, 687-700.
- 岩瀬良一, 1989, 溶融体を伴う地殻内地震波不連続面の検出一火山前線近傍における微小地震観測による一, 東京大学修士論文.
- 加藤孝志・飯高 隆・中村 功・溝上 恵, 1990, 伊豆大島近傍で起こった地震にみられる X 相について, 地震学会講演予稿集, No. 2, 73.
- 気象庁地震予知情報課, 1990, 伊豆半島およびその周辺の地震活動 (1989年5月~10月), 地震予知連絡会会報, **43**, 140-156.
- 溝上 恵, 1980, 微小地震反射波の観測と溶融体をともなう地殻深部不連続面の検出, 地震研究所彙報, **55**, 705-735.
- MIZOUE, M., I. NAKAMURA and T. YOKOTA, 1982, Mapping of an unusual crustal discontinuity by microearthquake reflections in the earthquake swarm area near Asio, northwestern part of Tochigi prefecture, central Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **57**, 653-686.
- 溝上 恵・石桁征夫・佃 為成・山科健一郎・中村 功・高橋正義・唐鎌郁夫・酒井 要・小林勝・羽田敏夫・橋本信一・三浦勝美, 1987, 御嶽山周辺における地殻深部反射波による溶融体の検出と地震活動の関係について (序報), 地震学会講演予稿集, No. 2, 45-46.
- 溝上 恵・石桁征夫, 1988, 微小地震反射波による長野県西部, 御嶽山南東麓における地殻深部溶融体の検出, 月刊地球, **10**, 700-705.
- 溝上 恵・萩野 泉・勝俣 啓, 1988, 伊豆半島東方沖の群発地震とマグマの貫入, 地震学会講演予稿集, No. 2, 50.
- 溝上 恵・横田 崇, 1991, 伊豆東方沖群発地震活動に伴う震央移動と開口割れ目の伝播, 月刊地球, **13**, 63-73.
- 茂木清夫, 1989, 伊豆半島の地殻異常隆起と群発地震の関係, 月刊地球, **11**, 195-198.
- 茂木清夫, 1991, 近年の伊豆半島東部の地殻活動の非可逆的变化, 月刊地球, **13**, 55-62.
- 西脇 誠・森田裕一・流精 誠・長田芳一・永井直昭, 1989, 松代アレイで観測された SxS 波反射面の検出, 地震学会講演予稿集, No. 1, 184.
- 岡田義光・山本英二, 1991, 地殻変動より見た 1989年伊東沖の地震・火山活動, 月刊地球, **13**, 95-102.
- RINEHART, E. J. and A. R. SANFORD, 1981, Upper crustal structure of the Rio Grande Rift near Socorro, New Mexico, from inversion of microearthquake S-wave reflections, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71**, 437-450.
- SANFORD, A. R. and L. T. LONG, 1965, Microearthquake crustal reflections, Socorro, New Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **55**, 579-586.
- SANFORD, A. R., R. O. ALPTEKIN and T. R. TOPPOZADA, 1973, Use of reflection on microearthquake seismograms to map an unusual discontinuity beneath the Rio Grande Rift, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 2021-2034.
- SASAI, Y., 1989, Tectonomagnetism in Southern Kanto and Tokai district, Central Japan, *J. Geod. Soc. Jpn.*, **35**, 227-242.
- 島崎邦彦, 1988, 伊豆東方沖の岩脈貫入仮説, 地震学会講演予稿集, No. 1, 330.
- 多田 堯, 橋本 学, 1987, 伊豆半島北東部の異常地殻活動の原因について (1), 地震学会講演予稿集, No. 1, 36.
- 多田 堯, 橋本 学, 1988, 伊豆半島北東部の異常地殻活動の原因について (2)—マグマ溜りと開口割れ目—, 地震学会講演予稿集, No. 1, 139.
- 植木貞人・森田裕一・西村太志・浜口博之, 1991, 1989年伊豆半島東方沖海底火山噴火直後の精密震源分布, 月刊地球, **13**, 74-77.
- 梅津 優・多田 堯, 1980, 伊豆半島東部における最近の隆起, 月刊地球, **2**, 132-136.

## 要 旨

火山前線付近, または活火山周辺に存在すると考えられる溶融体の深さとその規模を明らかにするために, これらの地域で発生する群発地震の地震波形記録に見られる溶融体からの反射波の解析が試みられてきた。伊豆半島東岸地域では, 群発地震が頻発し, 異常隆起等の特異な現象が見られており, これまでこれらの現象を説明するために様々な仮説が唱えられてきた。その後, 1989年7月13日に伊東沖で海底火山の噴火が起こったことからマグマが関与している可能性が高いことが示された。この論文ではこの地域において群発地震の震源域直下における溶融体の存在について考察する。

1987年5月, 1988年7~8月, 1989年7月に発生した各々震源域の異なる伊豆半島東方沖の群

発地震の地震波形記録において、P波初動の3~4.5秒、6~7秒後に顕著に後続波が観測された。これらの2つの後続波は走時解析を行った結果、深さ16~20 kmに存在する不連続面からのSxP反射波、SxS反射波であることが明らかとなった。これらの反射波の大きな反射係数は発震機構を考慮してもコンラッド面では説明できず、不連続面の下の層のS波速度が0 km/sに近い物質、つまり溶融体を伴う不連続面からの反射波である可能性があることがわかった。また、この不連続面の広がりを見るために反射点分布を求めたところ、群発地震の震源域の下に広範囲に存在することがわかった。これらの結果から伊豆半島東岸の群発地震及び噴火現象は、本研究によって求められた溶融体を伴う不連続面から上昇してきたマグマによって引き起こされた群発地震、海底火山噴火である可能性があると考えられる。