

## 8. 伊豆半島東方沖の群発地震の観測による相模湾、伊豆半島および駿河湾地域の地殻上部構造の推定

地震研究所 { 溝 上 恵  
                  中 村 功  
                  千 葉 平 八 郎  
                  吉 田 満  
                  萩 原 弘 子  
                  横 田 崇

(昭和56年2月28日受理)

### 1. はじめに

駿河湾、伊豆半島および相模湾地域の地殻構造については従来から多くの研究が行なわれている。爆破地震動研究グループ(1964), Hotta et al. (1964), 堀田ほか(1964)は東経139°にそう地殻構造を爆破地震の観測により推定した。とくに伊豆半島地域については河津爆破(1963年3月21日)により表層下に厚さ21~23 km, P波速度6.0 km/secの層があるという結果をえた。市川, 吉田(1968)は1966年12月から1967年1月にかけての伊豆大島乳ヶ崎および房総半島南端の富崎における爆破地震を富崎~伊豆半島間のほぼ東西方向の海上測線上で観測し相模湾地域南部の地殻構造の推定を行った。すなわち伊豆大島の付近では表層の下に厚さ3~5 km, P波速度2.4~3.0 km/secの新第三紀層があり, その下に厚さ約10 km, P波速度3.3~4.5 km/secの湯ヶ島層群と考えられる新第三紀層が深さ約15 kmにまで達している。さらにその下に6.4~6.6 km/secの基盤がある。伊豆大島から伊豆半島よりの西側の海域と房総半島よりの東側の海域では3.3~4.5 km/secの層にかわり4.7 km/secの中生層または四万十層群と考えられる第三紀層がある。この市川, 吉田(1968)の結果とHotta et al. (1964)の結果とを比較すると次の点がとくに注目される。すなわち伊豆半島で6.0 km/sec層があるのに対して伊豆大島を含む相模湾南部ではこの層がみられない。また相模湾南部では2.4~3.0 km/sec, 3.3~4.5 km/secおよび4.7 km/secの速度の小さい層が6.4~6.6 km/secの基盤の上に約15 kmの厚さで分布している。

一方, 伊神(1976-a)は1974年11月29日, 伊豆大島乳ヶ崎における爆破地震を伊豆半島の7地点および駿河湾をこえた清水, 水見色, 御前崎の3点で観測した。その結果, これら3観測点の走時が伊豆半島の7観測点から推定される走時より1.0~1.5 sec程度遅れることを確かめた。この走時の遅れは笠原ら(1974)も御前崎における伊豆半島沖地震(1974年5月9日, M6.9)の余震観測により確かめている。伊神(1976-a)によると伊豆半島での観測点の間では見かけ速度が6.38 km/secであるのに対し駿河湾をはさんだ観測点

の間の見かけ速度は 5.60 km/sec となった。

これらの結果から伊神 (1976-b) は伊豆半島では 6.0 km/sec 層のある陸的な地殻であるのに対して駿河湾ではこれを欠く海的な地殻である可能性を指摘した。市川, 吉田 (1968) によると前述のように相模湾においても 6.0 km/sec 層を欠いている。さらに伊神 (1976-a) は伊豆半島で 6.38 km/sec 層が約 6 度で東下がりになっているのに対し駿河湾では 5.60 km/sec 層が約 10 度で西下がりになっている可能性を指摘した。伊神 (1976-b) は 1974 年 11 月, 1975 年 12 月の伊豆大島での爆破地震の観測から伊豆半島周辺の地殻構造を次のように推定した。すなわちこの地域の地殻最上部層の P 波速度は 4.8 km/sec でありこの層の厚さは伊豆半島の西部で約 1 km, 伊豆大島付近で約 6 km である。また 4.8 km/sec 層の下の地殻上部層の P 波速度は 6.0 km/sec であり伊豆半島ではこの 6.0 km/sec 層の底部が約 17.5 km の深さにまで達している。またこの 6.0 km/sec 層は伊豆大島へ向って厚さが減少している。駿河湾では 4.8 km/sec の地殻最上部層の厚さは 10 km をこえるのに対してその下の 6.0 km/sec 層の厚さはその分だけうすくなっている。

伊神 (1977) は 1976 年 9 月 2 日の愛知県稲武での碎石発破を稲武から駿河湾沿岸地域にかけての測線および伊豆半島における各地点で観測した。これは伊豆大島での爆破地震動

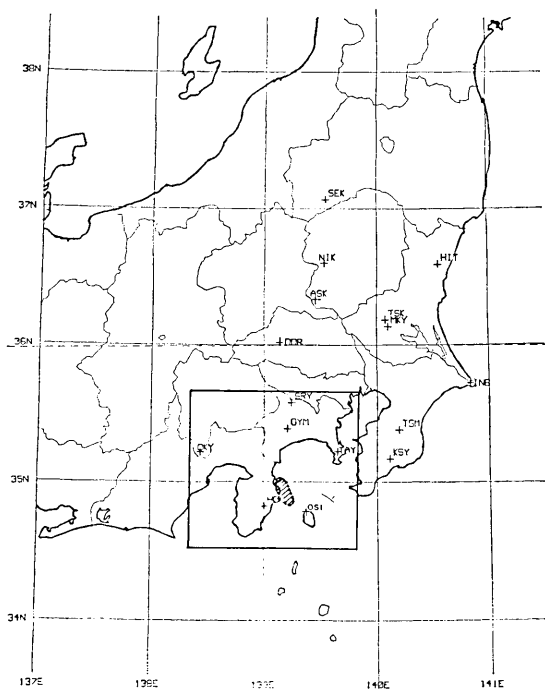


Fig. 1-a. Station distribution in the Kanto district. Station names are abbreviated by three letters. The region under investigation is enclosed by a rectangle. Hatched zone indicates the epicentral area of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980.

観測の逆測線となっている。その結果、稲武から伊豆大島へ向う測線について震央距離が約 50 km の地点を境にして走時に約 0.5 sec の遅れが生じることを確かめた。これは中央構造線を境として四万十帯に相当する地域の下の 6.0 km/sec 層が東側に 6 km 程度落ちこみ、さらに約 5 度の傾斜で東上がりになっていることによると解釈された。また伊豆半島西部では 6.0 km/sec 層が地表の近くにまで達していると解釈された。

1977年3月には爆破地震による地震波速度変化の検出のための実験が地質調査所地震波速度研究グループ(1978)により行なわれた。その結果、静岡県西部地域の地殻構造が次のように推定された。すなわち地殻最上部層の 4.4 km/sec 層が東南にむかって厚くなっているのに対し、その下の 5.4 km/sec 層は逆にうすくなっている。駿河湾の西岸付近では 6.0 km/sec 層が深さ約 8 km と地表近傍に達しているという結果をえた。伊豆半島およびその周辺の 6.0 km/sec 層の構造については浅野ら(1979)、爆破地震動研究グループ(1981)の最近の結果がある。

このように駿河湾、伊豆半島および相模湾地域の地殻構造については従来からさまざまな推定が行なわれているが 6.0 km/sec 層の存在と地殻最上部層の速度の値以外は必ずしも信頼性の高い情報とはいえない。従来の成果は主に爆破地震動の観測によるものであるが、ここでは微小地震の観測による推定を行なう。その主な利点は自然地震では爆破地震に比べて S 波のエネルギーの放出が大きく爆破地震の観測では検出できない地震波位相の走時による地殻構造についての新しい知見がえやすいことである。

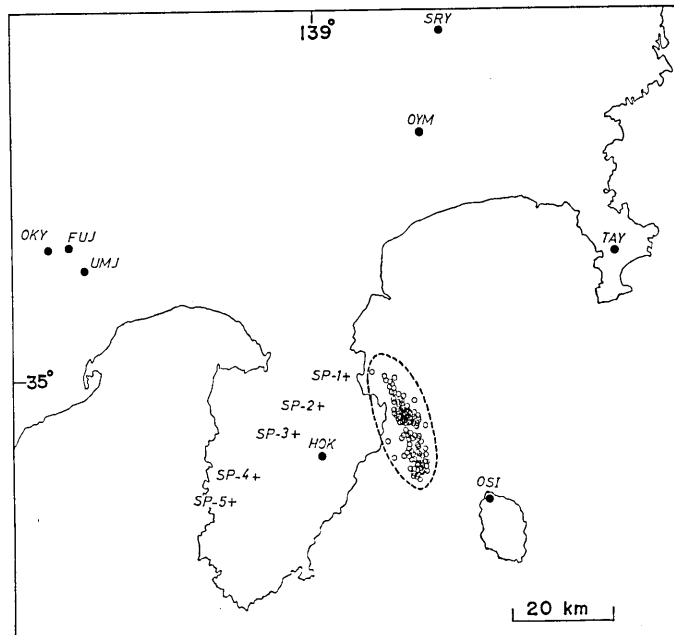


Fig. 1-b. Enlarged map of the permanent station locations (closed circles) and the shot points (crosses) of the seismic explosions of SP-1~5 in the Izu Peninsula, Dec. 11-12, 1980. The epicenters of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 are indicated by small open circles and the corresponding epicentral area is enclosed by a dashed line.

1980年6月からはじまった伊豆半島東方沖の群発地震を地震研究所の微小地震観測網(溝上, 中村, 1980)により観測し次の事実を確めた. すなわち Fig. 1 の TAY (武山) および OKY (奥山) では伊豆半島東方沖の群発地震の記録に初動 P 波と S 波の間にきわめて顕著な位相がみられる. また TAY の初動 P 波と S 波の走時を震央距離がほぼ等しくかつ方位の異なる OYM (大山) の走時と比較すると, TAY は OYM よりも初動 P 波が 0.7~0.8 sec, S 波が 2.0~2.5 sec 遅れる. 同様に, OKY での走時を震央距離がほぼ等しく方位の異なる SRY (城山) の走時と比較すると OKY は SRY よりも初動 P 波が 0.2~0.4 sec, S 波が 0.4~0.6 sec 遅れる. このような TAY と OKY での顕著な位相と走時の遅れに着目して伊豆半島周辺の地殻上部の構造を推定した.

## 2. 駿河湾地域の地殻最上部の P 波速度

1980年12月, 伊豆半島での爆破地震動研究グループにより爆破実験が行なわれた. その地震動の観測を山梨県巨摩郡富沢町で3点 (NGM, KTM, SHM) の臨時観測点を設けて行った. 同地域では富士川地殻変動観測所が FUJ (富士川) と UMJ (梅島) (Fig. 1-b) で微小地震の定常観測を行っている (渡辺, 岡田, 1979). また OKY はテレメータリング観測点である. Fig. 1-b に1980年12月11~12日の実験の爆破点位置を示す. Fig. 2 に OKY, FUJ, UMJ の各定常観測点および NGM, KTM, SHM の臨時観測点の位置を示す. Fig. 3 に1980年12月12日01時02分の爆破地震動の観測記録を, Fig. 4 にその P 波走時を示す. その結果, P 波のみかけ速度 5.2~5.3 km/sec が求められた. この値は震央距離を走時で割った平均的速度とほぼ等しい.

1976年9月2日の稲武における砕石発破の観測結果から求めた東海地方の地下構造 (伊神, 1977) では稲武から駿河湾をへて伊豆半島へいたる測線についての地殻最上部の P 波速度は 5.5 km/sec である. この結果も考慮すると, この地域の地殻最上部の P 波速度

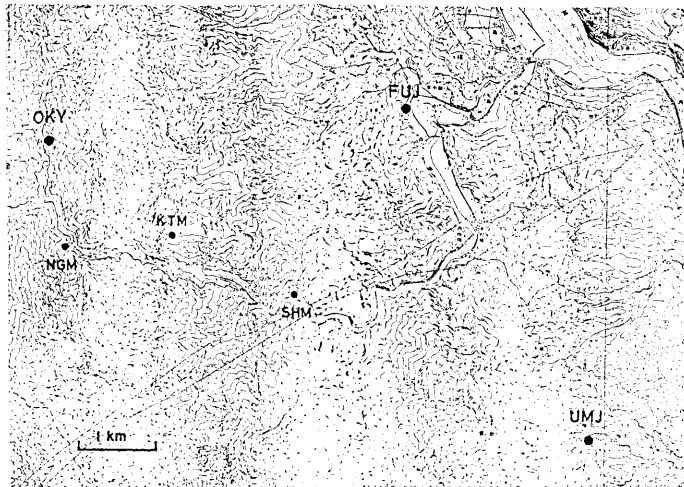


Fig. 2. Locations of the stations of OKY (Okuyama), FUJ (Fujigawa) and UMJ (Umejima) for the permanent observation of microearthquakes and NGM, KTM and SHM for the temporary observation of the seismic explosions in the Izu Peninsula, Dec. 11-12, 1980.

は 5.2~5.5 km/sec と推定される。

### 3. 伊豆半島東方沖の群発地震波記録にみられる顕著な特徴

1980年6月下旬からはじまった伊豆半島東方沖の群発地震の記録例を Fig. 5-(a), (b) および (c) に示す. これらは紙送り速度 10 mm/sec の多成分ペンレコーダによるものであり初動P波の到着時刻順に観測点をならべてある. これらの記録例をみると次のような顕著な特徴を指摘できる.

Fig. 5-(a) の6月27日18時08分の地震の記録については TAY の上下動成分に S 波よりも約 3.2 sec 前に顕著な位相がみられる. また TAY と OYM との初動 P 波の到着時刻がほぼ等しいにもかかわらず S 波の到着時刻は TAY が OYM に比べて約 1.6 sec 遅れている. 伊豆半島東方沖の群発地震の震央域 (Fig. 1) からみると TAY は相模湾をこえてほぼ北東の方向に位置するのに対し OYM はほぼ北の方向に位置している. この群発地震の震央域から TAY および OYM までの距離はほ

DEC 12 01<sup>h</sup>02<sup>m</sup>

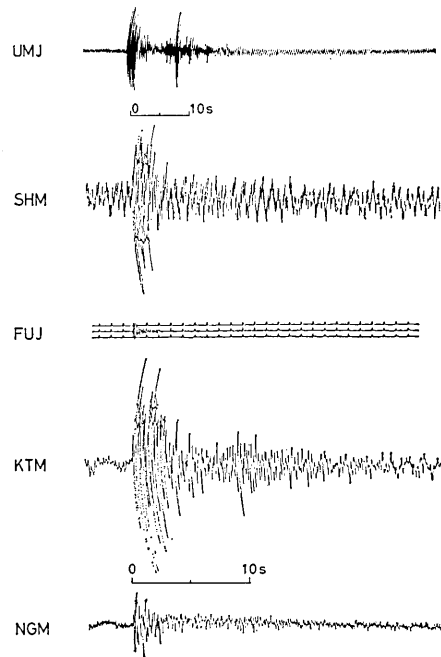


Fig. 3. Examples of seismograms of the seismic explosion (SP-4), in the Izu Peninsula Dec. 12, 1980, 01<sup>h</sup>01<sup>m</sup>59<sup>s</sup>. 649 at the stations of UMJ, SHM, FUJ, KTM and NGM.

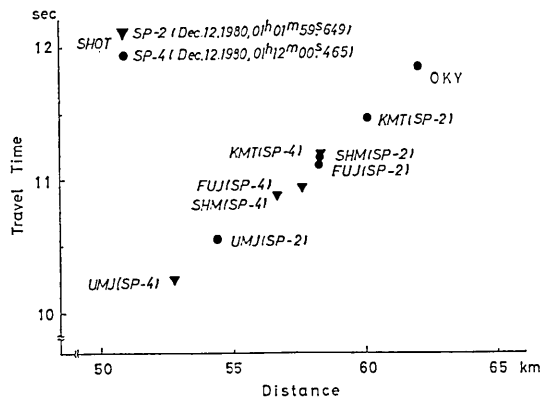


Fig. 4. Travel time data obtained by the observation of the seismic explosions of SP-2 (shot time: 01<sup>h</sup>01<sup>m</sup>59<sup>s</sup>. 649, Dec. 12, 1980) and SP-4 (shot time; 01<sup>h</sup>12<sup>m</sup>00<sup>s</sup>. 465, Dec. 12, 1980) at the stations of UMJ, SHM, FUJ, KMT and OKY. The apparent velocity of the direct P waves is estimated to be 5.2-5.3 km/sec.

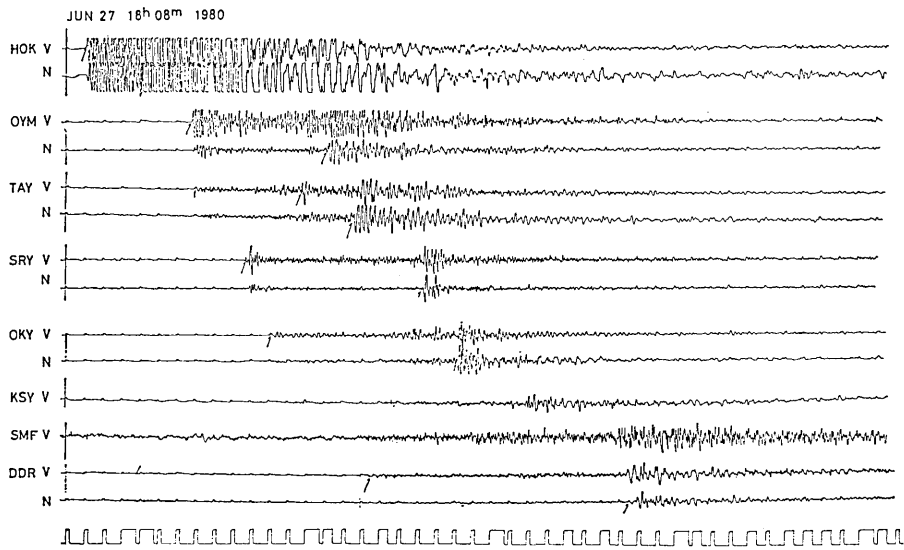


Fig. 5-a.

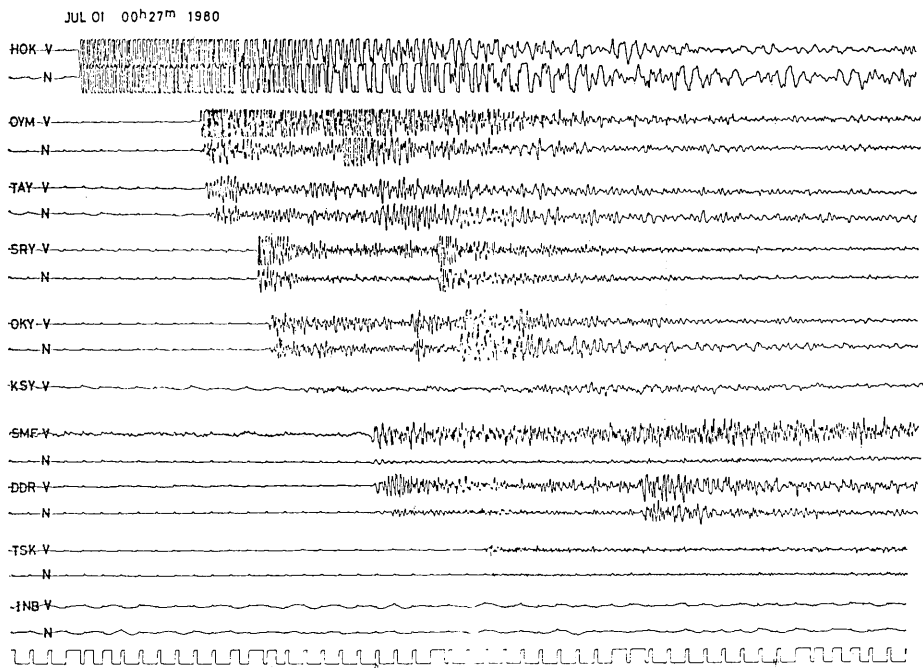


Fig. 5-b.

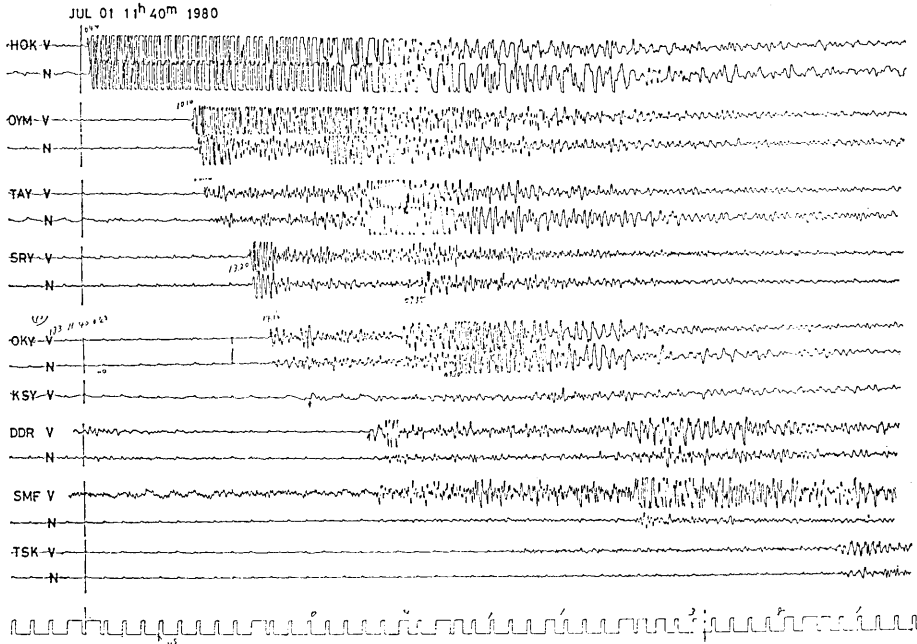


Fig. 5-c.

Fig. 5-a, b and c. Examples of the multi-channel strip chart seismograms of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 with time marks for every one sec. Recording speed is 10 mm/sec.

ば等しい。これから P および S 波の平均速度が伝搬方向により大きく変化し TAY の周辺地域を含む相模湾地域ではとくに S 波速度が異常に小さくなっていることが指摘できる。OKY についてみると上下動成分に S よりも約 2.6 sec 前にやや顕著な位相がみられる。

Fig. 5-(b) の 7 月 1 日 0 時 27 分の地震の記録については Fig. 5-(a) の記録例にみられるほど明瞭ではないが、TAY の上下動成分で S 波の約 3.5 sec 前にやや顕著な位相がみられる。また TAY と OYM との P 波の到着時刻はほぼ等しいにもかかわらず S 波の到着時刻は TAY が OYM よりも約 2 sec だけ遅れている。OKY については上下動および水平動成分で S 波の約 2.6 sec 前に顕著な位相がみられる。以上の点は Fig. 5-(a) の場合と共通である。OKY と SRV との P 波の走時差が約 0.6 sec であるのに対し S 波の走時差は約 1.2 sec である。これは駿河湾地域で S の波速度が伊豆半島付近に比べてやや小さいことを示している。

Fig. 5-(c) の 7 月 1 日 11 時 40 分の地震の記録についてみると Fig. 5-(a) および (b) についてと同様なことが指摘できる。なお OKY では初動 P 波よりも約 2.1 sec おくれて顕著な位相がみられる。

Fig. 6-(a) は TAY における伊豆半島東方沖の群発地震の上下動成分の記録例である。これらの記録例には初動 P 波および S 波以外に S 波の到着時刻の 3.0~3.5 sec 前に顕著な位相がみられる。この位相をかりに SP 波と呼ぶ。この SP 波は上下動成分の振

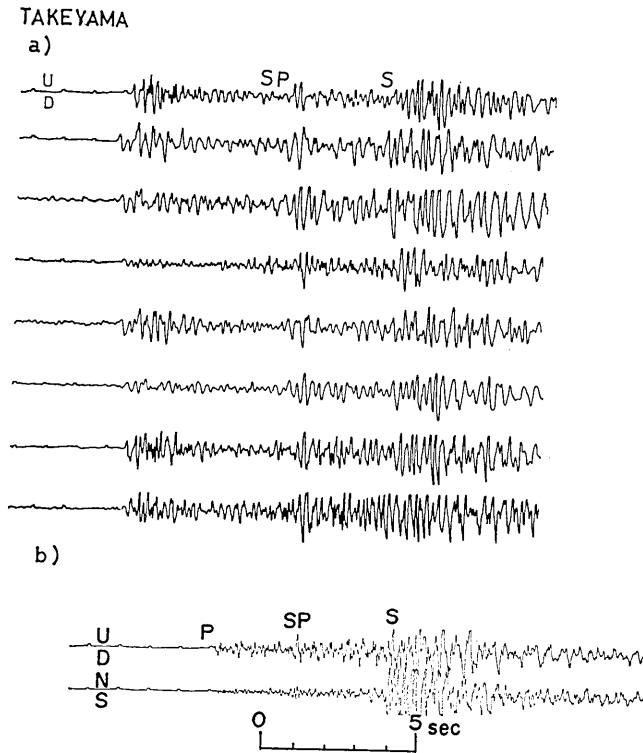


Fig. 6-a. Vertical component seismograms of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 recorded at TAY in the Miura Peninsula, Kanagawa Prefecture. Note that a predominant impulsive phase of the SP waves is registered on each of the seismograms preceding the direct S waves by 3.0-3.5 sec.

Fig. 6-b. Vertical and horizontal components seismograms of an micro-earthquake located in Sagami Bay (open circle in Fig. 9). Note that a predominant impulsive phase of the SP waves is registered on the seismograms preceding the direct S waves by about 3.3 sec as similar to the seismograms in Fig. 6-a despite of the large difference in S-P time.

Fig. 7-a. Vertical component seismograms of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 recorded at OKY in the south-western part of Yamanishi Prefecture. Note that a predominant impulsive phase of the SP waves is registered on each of the seismograms preceding the direct S waves by about 2.5 sec.

Fig. 7-b. Vertical component seismograms of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 recorded at OKY in the south-western part of Yamanishi Prefecture. Note that two predominant phases of the SP waves and the PS waves are registered on each of the seismograms preceding the direct S waves and following the direct P waves by about 2.5 sec.

Fig. 7-c. Vertical and horizontal component seismograms of a microearthquake located in Suruga Bay (closed circle in Fig. 9). Note that a predominant impulsive phase of the SP waves is registered on the seismograms preceding the direct S waves by about 2.5 sec as similar to those in Figs. 7-a and 7-b despite of the large difference in S-P time.

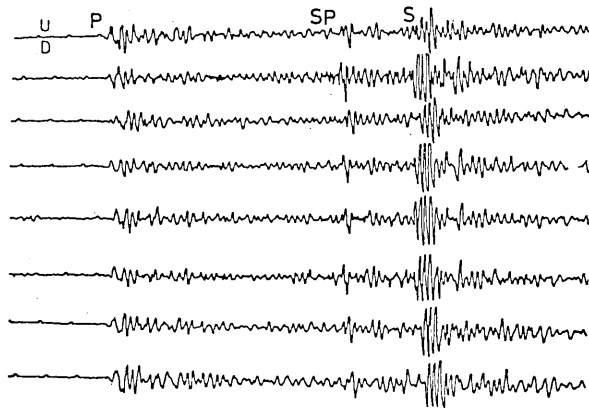


幅が水平動成分の振幅の3~4倍であることが多い。伊豆半島沖の群発地震の震源の深さが5~12 km と非常に浅い(唐鎌ら, 1980, 瀬川, 1980) ことおよび SP 波と S 波との走時差が震央距離 50~60 km の範囲で 3.0~3.5 sec であることを考えるとこの SP 波が地殻深部での反射波である可能性はほとんどないといえる。SP 波が地殻浅所を伝搬した波であるとするこの SP 波は伊豆半島東方沖の群発地震の震源域から TAY にいたる伝搬経路である相模湾の地殻浅所の構造を反映していると考えられる。

Fig. 6-(b) は相模湾におきた震源の深さ約 7 km の微小地震の TAY における上下動および水平動成分の記録である。その震央を Fig. 8 に白丸で示す。この地震の TAY に

OKUYAMA

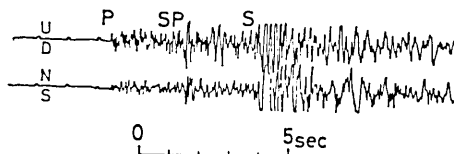
a)



b)



c)



における S-P 時間は約 5.5 sec であり伊豆半島東方沖の群発地震に対する S-P 時間約 9 sec と比べると著しく小さい。このように S-P 時間が小さく震央の位置が全く異なる地震についても伊豆半島東方沖の群発地震の場合と同様に S 波の約 3.3 sec 前に SP 波に対応する顕著な位相が検出されることは注目に値する。この観測事実もまた TAY の南西の相模湾地域の地殻浅所における速度不連続面の存在を示唆する。

Fig. 7-(a), (b) は OKY における伊豆半島東方沖の群発地震の上下動成分の記録例である。Fig. 7-(a) の記録例には初動 P 波および S 波以外に S 波の約 2.5 sec 前に顕著な位相がみられる。この位相を TAY の場合と同じように SP 波とよぶ。この SP 波の上下動成分の振幅は水平動成分の振幅の 3~4 倍であることが多い。これは TAY の SP 波と同様である。Fig. 7-(b) は Fig. 7-(a) の記録例の地震よりもやや規模の大きい M 2.5 前後の地震の記録例を示す。これらの記録例には SP 波以外に初動 P 波に後続する約 3.0 sec の間に一連の波群がみられる。この波群は 4~6 Hz の卓越波からなるがそのうちの最後部の波をかりに PS 波とよぶ。この PS 波の立上りは初動 P 波の約 2.5 sec 後に検出される。この PS 波と初動 P 波との走時差は S 波と SP 波との走時差とほぼ等しい。

Fig. 7-(b) に示すような初動 P 波の後続部と S 波の前駆部に検出される波群は OKY の周辺および駿河湾を含む地域における地殻浅所の構造によるものと考えられる。すなわち OKY 周辺の地殻浅所に速度不連続面を含む破砕の進んだ構造があるものとする。この OKY 周辺地域へ P 波または S 波が入射すると変成波が生成され、その結果初動 P 波および S 波以外に初動 P 波に後続する一連の波群と S 波に前駆する一連の波群が検出されると考えられる。この初動 P 波の後続波のうち走時の最も遅い波は OKY 周辺地域の南東方向の最外縁に位置する不連続面への入射 P 波が S 波に変成された PS 波である可能

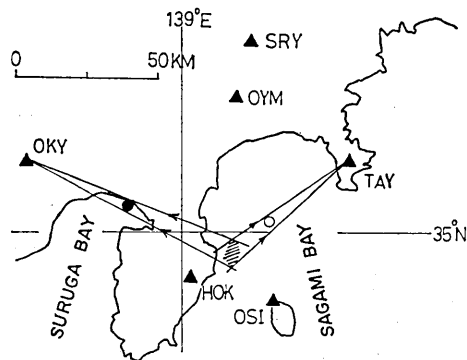


Fig. 8. Map showing the location of stations, epicentral area of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 (hatched zone) and seismic wave paths from the epicentral area to the stations of TAY and OKY. The open and closed circles in Sagami and Suruga Bays correspond to the epicenters of the microearthquakes of which seismograms are shown in Fig. 6-b and Fig. 7-c.

性が高い。入射 S 波についても同様に考えると S 波に前駆する波群のうち走時の最も速い波は OKY 周辺地域の南西方向の最外縁に位置する不連続面への入射 S 波が P 波に変成された SP 波である可能性が高い。この場合変成波を生成する不連続面が P 波入射と S 波入射について共通であるので、PS 波と初動 P 波との走時差は S 波と SP 波との走時差にはほぼ等しくなる。Fig. 7-(b) の記録例にみられるようにこれらの走時差は観測結果からみて実際にはほぼ等しい。

Fig. 7-(c) は駿河湾におきた震源の深さ約 10 km の微小地震の OKY における上下

### UMEJIMA (Vertical)

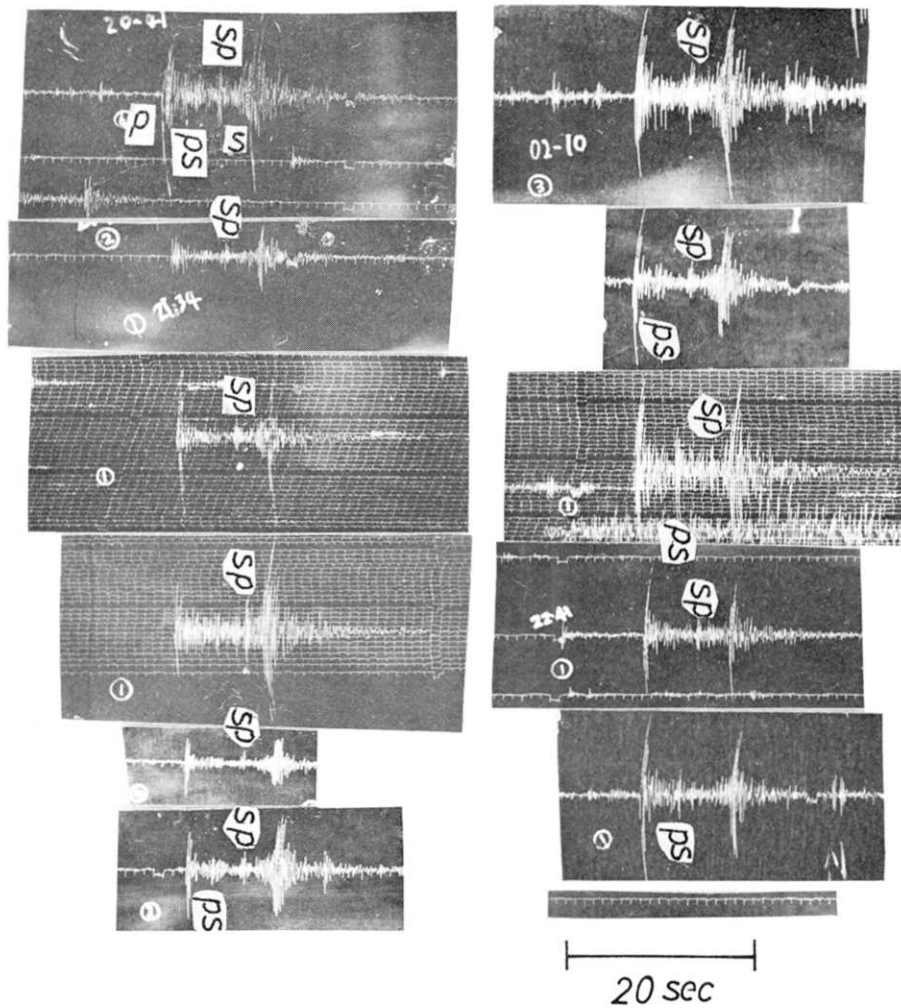


Fig. 9. Vertical component seismograms (smoked paper herical drum records) of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980. Recording speed is 1 mm/sec.

動成分および水平動成分の記録である。その震央を Fig. 8 に黒丸で示す。この地震の OKY における S-P 時間は約 4.9 sec であり伊豆半島東方沖の群発地震に対する S-P 時間約 10.5 sec と比べて著しく小さい。このように S-P 時間が小さく震央の位置が全く異なる場合にも S 波の約 2.5 sec 前に SP 波に対応する顕著な位相が検出される。この観測事実もまた伊豆半島東方沖の群発地震の記録とともに OKY の南東の駿河湾地域の地殻浅所における不連続面の存在を示唆する。

Fig. 9 は UMJ (梅島) における伊豆半島東方沖の群発地震の煤書きドラム記録である。紙送り速度は 1 mm/sec なので時刻検出精度は高くないが OKY の記録と同様に初動 P 波の約 3 sec 後と S 波の約 3 sec 前に顕著な位相が検出される。UMJ は OKY の約 8 km 西方に位置しているが UMJ の顕著な位相も OKY における位相と同じく駿河湾地域の地殻浅所における不連続面の存在を示唆する。

#### 4. 相模湾および駿河湾周辺地域の走時異常

TAY および OKY においてそれぞれ顕著な位相が検出されそれらが相模湾および駿河湾地域の地殻浅所の不連続面による変成波である可能性が高いことをすでに指摘した。ここでは伊豆半島東方沖の群発地震の初動 P 波と S 波が相模湾および駿河湾を通過するときどの程度走時が影響をうけるかを検討する。そのために伊豆半島東方沖の群発地震の震央域からの距離がほぼ等しく方位の異なる TAY と OYM との走時、および OKY と SRY との走時を比較する。

TAY はこの群発地震の震央域からみてほぼ北東の方位にあるのに対し OYM はほぼ北の方位にある。Hotta et al. (1964), 堀田ほか (1964) による東経 139 度にそう地殻上部構造によれば伊豆半島の南北方向の断面では 6.0 km/sec 層が地表面の近くにまで達している。もしこのモデルが正しいならば伊豆半島東方沖の群発地震の震源は 6.0 km/sec 層内にあることになるので OYM にいたる地震波はその伝搬経路のほとんどの部分が 6.0 km/sec 層内にあると考えられる。これに対し TAY で観測される地震波は 6.0 km/sec 層をある距離だけ伝搬した後、相模湾の地殻最上部層に入射し TAY にいたると考えられる。そのため OYM と TAY の走時差は主として相模湾から TAY にかけての地殻最上部層と 6.0 km/sec 層との速度差とそれに対応する不連続面の位置によるといえる。一方、OKY はこの群発地震の震央域からみてほぼ北西の方位あるのに対し SRY は OYM と同じくほぼ北の方位にある。従って SRY にいたる地震波は OYM の場合と同じくその伝搬経路のほとんどの部分が 6.0 km/sec 層内にあると考えられる。これに対し OKY で観測される地震波は 6.0 km/sec 層をある距離だけ伝搬した後、駿河湾の地殻最上部層に入射し OKY にいたると考えられる。そのため OKY と SRY との走時差は主として駿河湾から OKY にかけての地殻最上部層と 6.0 km/sec 層との速度差とそれに対応する不連続面が地震波の伝搬経路のどの位置あるかによるといえる。

Fig. 10-(a) は TAY と OYM との走時を比較したものである。走時の比較を行った震央距離の範囲は 50~60 km である。この結果から TAY の走時は OYM の走時に比べて初動 P 波および S 波がそれぞれ 0.7~0.8 sec および 2.0~2.5 sec 遅れることが

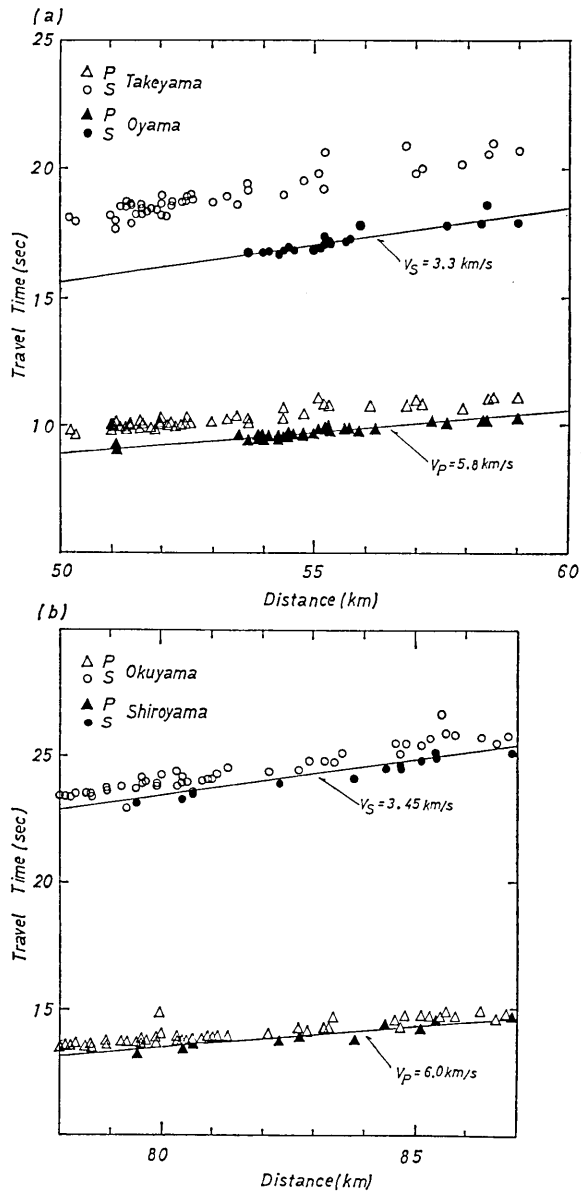


Fig. 10-a. Comparison of the travel times at TAY and OYM for the P waves (triangles) and S waves (circles) in the epicentral distance range of 50-60 km. Theoretical travel time curves of the direct P and S waves are given for OYM with the P wave velocity of 5.8 km/sec and the S wave velocity of 3.3 km/sec.

Fig. 10-b. Comparison of the travel times at OKY and SRY for the P waves (triangles) and S waves (circles) in the epicentral distance range of 78-87 km. Theoretical travel time curves of the direct P and S waves are given for SRY with the P wave velocity of 6.0 km/sec and the S wave velocity of 3.45 km/sec.

わかる。OYM の走時は P 波速度および S 波速度をそれぞれ 5.8 km/sec および 3.3 km/sec と仮定すると説明できる。ただし P 波、S 波ともにこれらの速度の層を直達波として伝搬するものとする。TAY と OYM とではこのように走時について大きな差があるにもかかわらず見かけ速度については誤差の範囲で等しくなっていることが Fig. 10-(a) からよみとれる。この観測事実は震源が 6.0 km/sec 層内にあり、TAY と OYM との走時差は相模湾東部を含む TAY の周辺の地殻最上部構造によることを示唆する。

上記の場合と同様に Fig. 10-(b) は OKY と SRY との走時を比較したものである。走時の比較を行った震央距離の範囲は 79~87 km である。その結果 OKY の走時は SRY の走時に比べて初動 P 波および S 波がそれぞれ 0.2~0.4 sec および 0.4~0.6 sec 遅れることがわかる。また SRY の走時は P 波速度および S 波速度をそれぞれ 6.00 km/sec および 3.45 km/sec と仮定すると説明できる。OKY と SRY とではこのように走時そのものについて有意な差があるにもかかわらず見かけ速度については誤差の範囲で等しくなっていることが Fig. 10-(b) からよみとれる。この観測事実は震源が 6.0 km/sec 層内にあり、OKY と SRY との走時差は駿河湾西部を含む OKY の周辺の地殻最上部層の構造によることを示唆する。なおここで用いた震源座標については地震予知観測室による地震波記録の検測、処理結果に加え唐鎌ら (1980) および瀬川 (1981) の結果を参照した。

## 5. 地震波走時の解析

前節の検討から次のことが推論される。すなわち伊豆半島東方沖の群発地震の震源は P 波速度が 6.0 km/sec 層の中にあり、震央域のほぼ北の方位に位置する OYM および SRY へは震源からの地震波はほとんどこの 6.0 km/sec 層の中のみを伝搬する。このことは OYM および SRY でのみかけ速度が明らかに示すところである。一方、震央域のほぼ北東および北西の方位に位置する TAY および OKY についてみると地震波は震源から最初のある距離は OYM および SRY の場合と同様に 6.0 km/sec 層の中を伝搬するが、それから先ではより低速度の層の中を伝搬して観測点に到達するものと考えられる。このように考えると TAY および OKY の走時はそれぞれ OYM および SRY に比べて遅れが認められるにもかかわらず見かけ速度そのものはほぼ等しいということを説明することができる。つまり震源の位置が 6.0 km/sec 層の中で移動することにより走時が変化していると解釈できる。このことは前述のように震源から TAY および OKY にいたる地震波の伝搬経路の途中に速度不連続面が存在することに対応しており、その不連続面から TAY および OKY にいたる領域での速度によって TAY と OYM との走時差および OKY と SRY との走時差がほぼ定まることを意味する。

この推論は伊豆半島周辺の地殻構造に関する爆破地震動による従来の解析結果に示されている伊豆半島直下での 6.0 km/sec 層の存在や相模湾および駿河湾における厚い低速度の上部層の存在とも調和的である。たとえば相模湾では最上部層の P 波速度として 2.4~3.0 km/sec, 3.3~4.5 km/sec, 4.7~4.8 km/sec などの層の存在が指摘されている (市川, 吉田, 1968)。また駿河湾では最上部層の P 波速度として 4.8 km/sec, 5.6 km/sec などの層の存在が指摘されている (伊神, 1976-a, b)。また前述のように 1980 年

12月の伊豆半島における爆破実験を富沢で観測した結果えられた  $5.2\sim 5.3$  km/sec という P 波速度の値も駿河湾地域の地殻の最上部が低速度であることを示している。

ここで述べたように相模湾および駿河湾地域に  $6.0$  km/sec 層よりも明らかに低速度の層がありそれともなう速度不連続面が存在すると考えられ, この低速度の層のために TAY および OKY での走時の遅れが生じるものとする, この不連続面で変成波が生成される可能性がある. このような考え方に従って今後の議論ではすでにのべた SP 波および PS 波をこの不連続面で生じた変成波として解析を行った. 従ってこの仮定に立った走時の計算結果と観測値とが大幅に食い違う場合には上記の考え方は正しくないことになる. ここで SP 波および PS 波を変成波と考えたその他の理由としてさらに次の3つのことがあげられる. すなわち, SP 波が上下動成分で振幅が卓越する傾向がみられるのに対し, PS 波が水平動成分で振幅が卓越する傾向がみられることがその1つである. また S 波と SP 波との走時差および PS 波と P 波との走時差がほぼ等しいことが他の1つの理由である. さらに伊豆半島東方沖の群発地震の震源の深さが  $8\sim 12$  km ときわめて浅くしかも  $6.0$  km/sec 層の中に震源が位置していると考えられるので, 走時が初動 P 波と S 波の間になるような波の位相の伝搬経路はきわめて限定された範囲の中でしか撰択できない.

実際の走時解析は次のような手順によった.

i) 伊豆半島近傍での地殻上部の P 波および S 波速度をこれまでの爆破地震動による解析結果を考慮に入れて第1次近似値として  $6.0$  km/sec と仮定する. この値は後の解析過程で変更される.

ii) TAY および OKY 周辺の地殻最上部での P 波および S 波の速度を  $5.0$  km/sec および  $3.0$  km/sec と仮定する. この値は後の解析過程で変更される.

iii) 上記 i) および ii) において仮定した速度を用いて観測された走時を最もよく説明するような速度不連続面を震源と観測点 (TAY および OKY) をむすぶ地震波の伝搬経路の間に設定する. このときに初動 P 波および S 波のみでなく変成波としての SP 波および PS 波の走時も同時によく説明するように不連続面の位置および傾きをえらぶ.

iv) 不連続面の位置および傾きの選択の範囲では観測された走時を説明できない場合には不連続面の両側の領域の速度を変える. ただし伊豆半島近傍での P 波速度は  $6.0$  km/sec に近い値をもつものとし選択値の許容範囲を約10%以内 ( $5.8$  km/sec $\sim 6.3$  km/sec) とした.

v) i) から iv) までの過程をくりかえし計算値が一定の許容範囲内に入った場合の不連続面の位置と傾きをもって最終結果とする.

以上にのべたような手順に従って走時解析を行った結果をまとめると次のようである.

i) 相模湾地域では TAY からほぼ南西の方向へ約  $25$  km の位置で地表面に対して約  $60$  度で北東の方向へ傾斜した不連続面がある. TAY の近傍からこの不連続面にいたる領域での P 波および S 波の速度はそれぞれ  $4.3$  km/sec および  $2.6$  km/sec である.

ii) 駿河湾地域では OKY からほぼ南東の方向へ  $25$  km の位置で地表面に対して約  $80$  度で北西の方向へ傾斜した不連続面がある. OKY の近傍からこの不連続面にいたる領域での P 波および S 波の速度はそれぞれ  $5.0$  km/sec および  $3.1$  km/sec である.

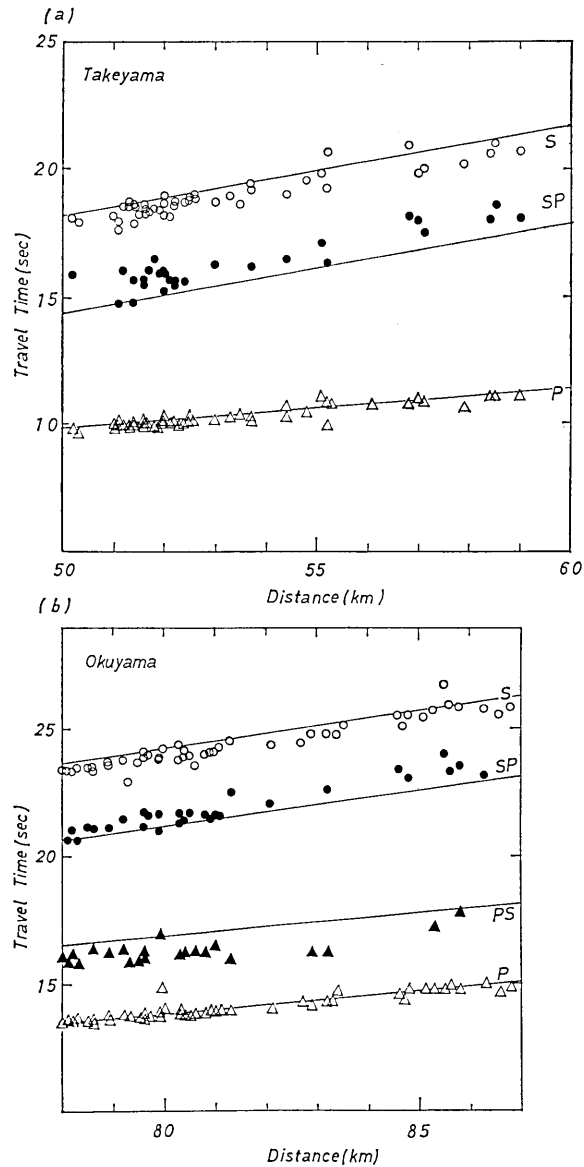


Fig. 11-a. Observed and theoretical travel time curves at TAY for the P, S and SP waves. The theoretical travel time curves are calculated for the crustal model as shown in Fig. 12. The theoretical travel time curve for the SP waves corresponds to the lower limit of the observed data plots. The focal depth is taken to be 10 km.

Fig. 11-b. Observed and theoretical travel time curves at OKY for the P, S, SP and PS waves. The theoretical travel time curves are calculated for the crustal model as shown in Fig. 12. The theoretical travel time curves for the SP and PS correspond to the lower and the upper limits of the observed data plots. The focal depth is taken to be 10 km.



iii) 伊豆半島東方沖の群発地震の震央域から北東方向へ不連続面 A'AA" (Fig. 12) にいたるまでの領域の P 波および S 波の速度はそれぞれ 6.3 km/sec および 2.9 km/sec である. またこの震央域から北西方向へ不連続面 B'BB" (Fig. 12) にいたるまでの領域の P 波および S 波の速度はそれぞれ 6.2 km/sec および 3.4 km/sec である. またこの震央域から北の方向へかけて OYM および SRY にいたる地震波伝搬経路での P 波および S 波の速度は 5.8~6.0 km/sec および 3.3~3.45 km/sec である.

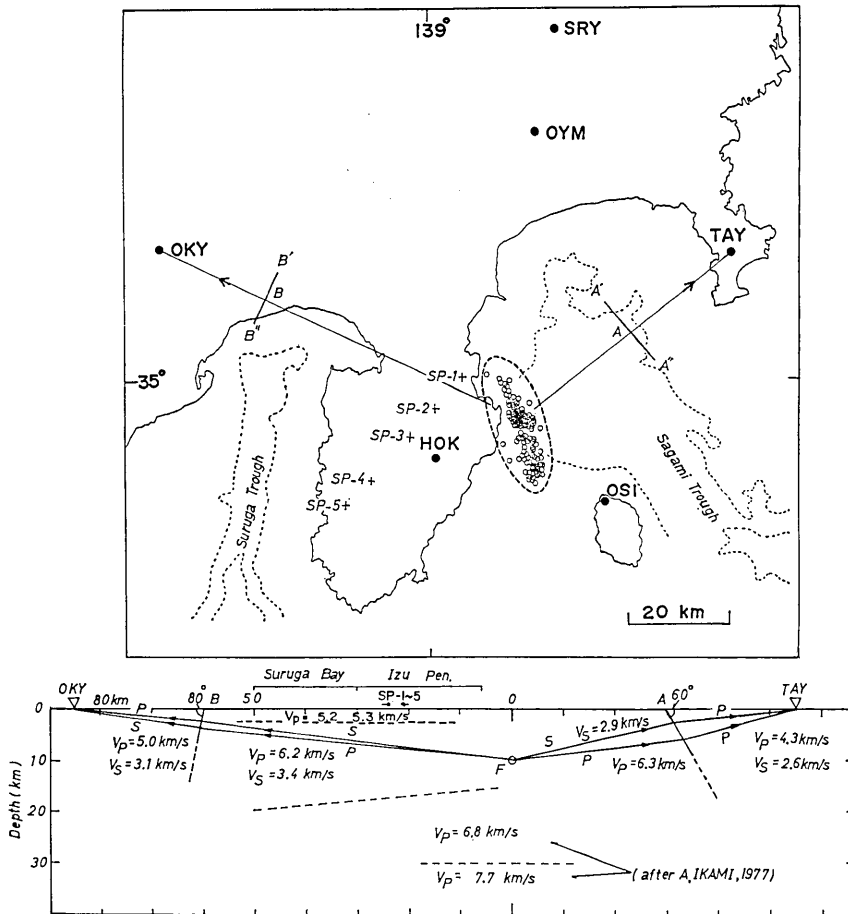


Fig. 12. The upper figure shows the station locations (closed circles) of TAY, OKY, SRY, OYM, HOK and OSI and the epicenters of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 (small open circles). Seismic wave paths from the epicentral area to the stations of TAY and OKY are shown by the lines with an arrow. The segment A'AA" and B'BB" correspond to the strike of the velocity discontinuities given in the lower figure. The P and S wave velocities and the dip of the velocity discontinuities in the upper part of the crust are given in the lower figure. Seismic wave paths from the focus F at a depth of 10 km to the stations TAY and OKY are illustrated for the vertical profile. The P wave velocities of 6.8 and 7.7 km/sec in the figure are given after A. IKAMI (1977).

なお TAY および OKY における初動 P 波, S 波および SP 波, PS 波の走時をここでもとめた速度構造について震源の深さ 10 km を仮定して求めた結果を観測値とともに Fig. 11-(a), (b) に示す. この速度構造から求めた走時曲線は P 波については観測値の平均とよく一致し, S 波については 0.1~0.2 sec だけ理論値の方が遅れている. SP 波および PS 波については理論値は観測値の下限および上限にそれぞれよく一致している. これは全般的にいて走時に関する限り SP 波および PS 波を変成波と考えてよいことを示している.

Fig. 12 にここで求めた相模湾, 伊豆半島および駿河湾地域における地殻上部の速度構造を示す. Fig. 12 の上図は伊豆半島東方沖の群発地震の震源域およびそこから TAY および OKY にいたる地震波の伝搬経路および不連続面が地表と交る位置 A'AA" および B'BB" を示す. これらの位置がそれぞれ相模トラフ および 駿河トラフの位置とほぼ一致していることは注目に値する. また駿河湾側の B'BB" については富士川断層 (恒石, 塩坂, 1978, 1979) の位置とほぼ一致する. Fig. 12 の下図は地震波の伝搬経路と地震波速度構造を上図の垂直断面について示したものである. 震源 F から TAY にいたる地震波線のうち SP 波は P 波にくらべてかなり浅い部分を通ることがわかる. これは相模湾の西部での S 波速度が 2.9 km/sec と小さい値を示すことと関係があると考えられる. なお駿河湾の最上部層の速度は1980年12月の爆破実験の観測による. また地殻深部の P 波速度の値 6.8 km/sec および 7.7 km/sec は伊神 (1977) による.

## 結 論

伊豆半島東方沖の群発地震を TAY, OKY, OYM および SRY の各点で観測し, 相模湾, 駿河湾を含む伊豆半島周辺地域における地殻の上部構造 (深さ 15 km 以浅) を推定した. その観測および解析結果を要約すると次のようである.

i) 伊豆半島東方沖の群発地震の震央域から相模湾の地殻上部を伝搬して TAY にいたる走時と, この震央域から北方へ向い OYM にいたる走時とを比較すると TAY では初動 P 波について 0.7~0.8 sec, S 波について 2.0~2.2 sec の走時の遅れが認められる. またこの震央域から駿河湾の地殻上部を伝搬して OKY にいたる走時と同じ震央域から北方へ向い SRY にいたる走時とを比較すると OKY では初動 P 波について 0.2~0.4 sec, S 波について 0.4~0.6 sec の走時の遅れが認められる.

ii) 伊豆半島東方沖の群発地震を観測すると TAY では初動 P 波および S 波以外に S 波の 3.0~3.5 sec 前に顕著な位相 SP 波が検出される. また OKY では初動 P 波の約 2.5 sec 後と S 波の約 2.5 sec 前にそれぞれ顕著な位相 PS 波および SP 波が検出される. また伊豆半島東方沖の群発地震とは異なる相模湾で発生した微小地震を TAY で観測したところ S 波の 3.3 sec 前に顕著な位相 SP 波が検出された. また駿河湾で発生した微小地震を OKY で観測したところ S 波の 2.5 sec 前に顕著な位相 SP 波が検出された. これらの位相 SP 波および PS 波はその走時から判断して相模湾および駿河湾地域の地殻浅所の速度不連続面により生成された変成波と解釈される.

iii) 爆破地震動の実験によりすでにえられている当地域の地殻構造に関する情報を考

慮した上で i) および ii) でえられた地震波走時の解析を行った。その結果, TAY から南西へ約 25 km のほぼ相模トラフの東縁の位置で北東へ約 60度傾斜した速度不連続面が存在することが推定された。この速度不連続面を境界として相模トラフより東側での P 波および S 波の速度はそれぞれ 4.3 km/sec および約 2.6 km/sec となり, 相模トラフより西側での P 波および S 波の速度はそれぞれ 6.3 km/sec および 2.9 km/sec となる。ただしこの S 波 2.9 km/sec はその伝播経路からみて地殻最上部層の速度に対応するものと考えられる。また OKY から南東へ約 25 km のほぼ駿河トラフの北端にあたる位置で北西へ約 80度傾斜した速度不連続面が存在することが推定された。この速度不連続面を境界として駿河トラフより西側での P 波および S 波の速度はそれぞれ 5.0 km/sec および 3.1 km/sec となり, 駿河トラフより東側での P 波および S 波の速度はそれぞれ 6.2 km/sec および 3.4 km/sec となる。

ここでの走時解析のねらいは爆破地震動の観測などからある程度地殻構造についての情報がえられている地域で自然地震を用いて地殻の最上部層および上部層の構造を推定することにある。このとき用いる地震の震源の深さはきわめて浅いという必要がある。伊豆半島東方沖の群発地震はこの目的にきわめて適した地震であった。地殻の最上部層または上部層の構造に着目したため P 波速度が 6.0 km/sec 層とこれをおおっている層による速度不連続面が解析の対象となる構造である。このような地殻浅所での構造は相模湾および駿河湾では海底地形または地質に反映されていると考えられる。これらの地域の海底地形については海上保安庁水路部 (1978, 1980) によって最近くわしい調査が行なわれている。ここで求めた構造はこれらの海底地形の詳細と照合させるほどの精度はない。しかし相模トラフおよび駿河トラフといった顕著な地形的特徴と関連した地殻の上部構造はここで議論した地震波速度の不連続面と密接な関連をもっている可能性がある。また今回えられた駿河湾側での不連続面が富士川断層 (恒石, 塩坂, 1978, 1979) の位置とほぼ一致していることは上述の点からみて注目されることの 1つといえよう。地殻浅所で異常構造の存在が期待される地域で震源のきわめて浅い微小地震を観測しその地震波に含まれる顕著な位相の走時の解析を行うことはこの種の異常構造を検出するためにきわめて有効な方法であるといえる。

## 謝 辞

富士川地殻変動観測所の渡辺茂氏および加藤照之氏には爆破地震動観測のために御助力いただいた。また同観測所梅島 (UMJ) 観測点の記録を利用させていただいた。ここにその旨を記し謝辞とする。

## 参 考 文 献

- 1) 浅野周三, ノ瀬洋一郎, 長谷川功, 坂塚 進, 鈴木宏芳, 1979, 爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造, 地震, 2, 32, 41-55.
- 2) 爆破地震研究グループ, 1964, 爆破地震動観測による本州中央部を南北に横断する測線上の地殻構造, 第1部, 紫雲寺, 安中, 河津爆破地震動の観測, 地震, 2, 17, 187-200.
- 3) 爆破地震動研究グループ, 1981, 三島・下田測線における伊豆半島の地殻構造, 地震予知連絡会会報, 25, 183-185.

- 4) 地質調査所, 地震波速度研究グループ, 1978, 静岡県西部地域の地下構造, 地震予知連絡会会報, 19, 103-106.
  - 5) Hotta, H. S. Murauchi, T. Usami, E. Shima, Y. Motoya and T. Asanuma, 1964, Crustal Structure in Central Japan along Longitude Line 139°E as derived from Explosion Seismic Observation. Part 2, Crustal Structure, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42, 533-541.
  - 6) 堀田 宏, 村内必典, 宇佐美竜夫, 嶋 悦三, 本谷義信, 浅沼俊夫, 1964, 爆破地震動観測による本州中央部を南北に横断する測線上の地殻構造, 地震, 2, 17, 201-209.
  - 7) 市川金徳, 吉田 尚, 1968, 国際地球内部開発調査研究 (UMP) 深層試錐計画, 地質ニュース, 171, 1-9.
  - 8) 伊神 輝, 1976-a, 伊豆半島下における地震波の減衰, 地震, 2, 29, 15-24.
  - 9) 伊神 輝, 1976-b, 伊豆半島, 駿河湾周辺地域の地下構造, 地震予知連絡会会報, 16, 105-107.
  - 10) 伊神 輝, 1977, 稲武砕石発破による東海地方の地下構造, 地震予知連絡会会報, 17, 98-101.
  - 11) 海上保安庁水路部, 1978, 相模灘付近の海底地形, 地質構造について, 地震予知連絡会会報, 19, 60-63.
  - 12) 海上保安庁水路部, 1980, 駿河湾南部の海底地形, 地質構造について, 地震予知連絡会会報, 23, 77-79.
  - 13) 笠原順三, 東海大学海洋学部海洋資源学教室余震観測班, 1974, 1974年伊豆半島沖地震の余震観測報告—御前崎観測点—, 地震研究所研究速報, 14, 77-81.
  - 14) 唐鎌郁夫, 萩野 泉, 津村建四郎, 神定建二, 高橋正義, 瀬川律子, 1980, 1980年伊豆東方沖の群発地震活動, 地震研究所彙報, 55, 913-948.
  - 15) 溝上 恵, 中村 功, 1980, 微小地震観測ネットワークシステムについて, 関東ネットワーク—その1, テレメータリングシステム, 地震研究所地震予知観測室観測技術報告, 第1号.
  - 16) 瀬川律子, 1981, 1980年伊豆半島東方沖群発地震の震源分布とスペクトル, 地震研究所談話会, 第561回.
  - 17) 恒石幸正, 塩坂邦雄, 1978, 安政東海地震 (1854) を起こした断層, 地震予知連絡会会報, 20, 158-161.
  - 18) 恒石幸正, 塩坂邦雄, 1979, 富士川断層に関する追加データ (1), 地震予知連絡会会報, 22, 149-154.
  - 19) 渡辺 茂, 岡田義光, 1979, 山梨県最南部周辺の極微小地震活動 (1), 地震研究所彙報, 54, 317-327.
-

8. *The Structure of the Upper Part of the Crust in the Regions of Sagami Bay, the Izu Peninsula and Suruga Bay as Found by the Observation of the Earthquake Swarm East off the Izu Peninsula in 1980.*

By Megumi MIZOUE, Isao NAKAMURA, Heihachiro CHIBA,  
Mitsuru YOSHIDA, Hiroko HAGIWARA  
and Takashi YOKOTA,

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo.

The travel time data of the earthquake swarm east off the Izu Peninsula in 1980 in the local distance range less than 87 km is available for the study of the upper crustal structure in the regions of Sagami Bay, the Izu Peninsula and Suruga Bay. The epicentral area of the swarm is located at a distance of 50-60 km from TAY (Takeyama) in the Miura Peninsula, Kanagawa Prefecture and 75-87 km from OKY (Okuyama), southwestern Yamanishi Prefecture. Due to the very shallow focal depths of 5-12 km of the earthquake swarm, seismic waves from the focus arrived at TAY and OKY propagating through the upper part of the crust beneath Sagami Bay and Suruga Bay, respectively.

Seismic explosion studies previously made in the adjacent regions in the Izu Peninsula ascertain the existence of the upper layer with the P wave velocity of about 6.0 km/sec extending from a depth very near the earth's surface to the depth of over 18 km in the Izu Peninsula (HOTTA, et al., 1964; IKAMI, 1976b). Therefore, it should be remarkable in this connection that the hypocenters of the events of the swarm can be located within the layer of the P wave velocity of about 6.0 km/sec.

Microearthquake seismograms of the swarm at the stations of TAY and OKY indicate remarkable characteristic features in their wave forms. A sharp impulsive phase is observed preceding the direct S by about 3.0-3.5 sec on the vertical component seismograms at TAY located at a distance of 50-60 km northeast from the epicentral area. However, no predominant phases are detected at OYM (Oyama) in the same epicentral distance range toward the north. On the other hand, two predominant phases, one following the direct P and the other preceding the direct S by about 2.5 sec, are observed at OKY 75-85 km northwest from the epicentral area. No predominant phases of similar types are detected at SRY (Shiroyama) in the same epicentral distance range toward the north. The arrival time at TAY is found to be 0.7-0.8 sec slower for the direct P and 2.0-2.5 sec slower for the direct S than that at OYM in the epicentral distance range of 50-60 km. The arrival time at OKY is found to be 0.2-0.4 sec slower for the direct P and 0.4-0.6 sec slower for the direct S than that at SRY in the epicentral distance range of 78-87 km. The apparent velocities of the P and S waves are estimated to be 5.8 km/sec and 3.3 km/sec for OYM and 6.0 km/sec and 3.45 km/sec for SRY, respectively. The P wave velocity indicates no significant discrepancy with the results as derived from previous seismic explosion study (HOTTA et al., 1964).

Considering the fact that the seismic wave arriving at OYM and SRY is transmitted towards the north and propagates mostly through the layer of the P wave velocity of about 6.0 km/sec, the arrival time delay of TAY relative to OYM and that of OKY relative to SRY can be interpreted as being caused by the effect of the anomalous

structure in the uppermost layer around TAY and OKY. Travel time data of TAY and OKY are analysed in order to make a preliminary interpretation of the arrival time delay of the P and S waves as well as the travel times of the predominant phases following the P waves and preceding the S waves. The results of the travel time analysis are summarized as follows.

i) A predominant impulsive phase is detected at TAY 3.0-3.5 sec before the direct S waves. The phase can be interpreted as the P waves converted from the S waves on the velocity discontinuity in the upper part of the crust beneath Sagami Bay. On the other hand, two predominant phases are detected at OKY, one preceding the direct S waves by about 2.5 sec and the other following the direct P waves by about 2.5 sec. The former can be interpreted as the P waves converted from the S waves, and the later as the S waves converted from the P waves on the velocity discontinuity in the upper part of the crust beneath Suruga Bay.

ii) The P and the S wave velocities in the uppermost layer in the east of Sagami Trough are estimated to be about 4.3 km/sec and 2.6 km/sec, respectively. The smaller values as compared to those in the Izu Peninsula and the western part of Sagami Bay are in good agreement with the previous results obtained by seismic explosion studies. The velocity discontinuity near Sagami Trough intersects with the earth's surface at a distance of about 25 km from TAY with an inclination dip of about  $60^{\circ} \pm 10^{\circ}$  toward the northeast.

iii) The P and S wave velocities in the uppermost layer in the west of Suruga Trough are estimated to be about 5.0 km/sec and 3.1 km/sec, respectively. The velocity discontinuity near Suruga Trough and Fujigawa fault intersects with the earth's surface at a distance of about 25 km from OKY with a nearly vertical inclination dip of about  $80^{\circ} \pm 10^{\circ}$  toward the northwest.

iv) The P wave velocity is 6.2-6.3 km/sec in the upper crust in the Izu Peninsula, the western part of Sagami Bay and the eastern part of Suruga Bay. On the other hand, the S wave velocity in the regions varies from 2.9 km/sec in the western part of Sagami Bay to 3.4 km/sec in the eastern part of Suruga Bay.

v) It is remarkable that the S wave velocity is extremely low (2.6-2.9 km/sec) for the path through the upper part of the crust in Sagami Bay as compared to that in Suruga Bay (3.1-3.4 km/sec). It may partly be due to a thick sedimentary layer in the area of Sagami Bay.