

相模湾北西部の地殻構造探查†

沖野 郷子*・西澤あずさ**・浅田 昭*

CRUSTAL STRUCTURE SURVEY IN THE NORTHWESTERN PART OF THE SAGAMI BAY †

Kyoko OKINO, Azusa NISHIZAWA and Akira ASADA

Abstract

A 30km long offset reflection survey with direction of NE—SW and four expanding spread profilings (ESPs) across the long offset line were carried out at the northwestern part of the Sagami Bay. The experiments were designed to obtain accurate velocity models and to identify the faults related to the forecoming great earthquakes proposed in this region. P-wave velocity models deduced from ESPs show significant differences among profiles and indicate that the crustal structure varies along the long offset line. The obtained velocities were used for the depth conversion of the long offset reflection data. The resultant depth section shows clear reflections dipping from the Izu Peninsula to the Sagami Trough axis. Our records do not indicate the existence of the West Sagami Basin Fracture, one of the most probable earthquake faults, in the range shallower than 5km.

1. はじめに

相模湾はフィリピン海プレートの北端に位置し、湾の中央部を北西-南東に走る相模トラフは西の伊豆半島側が東の三浦半島側に対して右ずれの斜め沈み込みを起こしている場と考えられている (Fig. 1)。ここでは、1853年嘉永小田原地震、1923年大正関東地震をはじめとして、被害地震がおよそ70から80年間隔で発生しており、これら大地震発生のメカニズムを解明する上でも、相模湾の地殻構造を理解することが重要であろう。特に相模トラフの先端にあたる相模湾北西部はきわめて複雑な地形を示しており、プレート境界がどこにあるかについてこれまで数多くの議論がなされ (杉村, 1972, 石橋, 1976,

1980, 1988, 大河内, 1990), 石橋 (1988) により西相模湾断裂の存在が提唱された注目すべき場所である。フィリピン海プレートの火山弧は伊豆半島北側で本州弧と衝突しているが、東の外弧は相模トラフで本州下に沈み込んでいる。そのため、沈む東側と衝突する西側の境目で、フィリピン海プレートが裂け左ずれ成分をともなう垂直変位を生じると考えるのが西相模湾断裂である。しかしながら、この海域の深部地殻構造はいまだ不明な点が多く、西相模湾断裂の存在の有無も決着がついていない。

水路部ではこれまでも相模湾の地殻構造について調査を行ってきた。その結果の概要は以下の通りである。1982年にはトラフ軸を横切る形で北東-南西方向のマルチチャンネル音波探查を実施した (加藤ほ

† Received 22th February 1994

* 海洋調査課 Ocean Surveys Division

** 企画課海洋研究室 Marine Research Laboratory, Planning Division

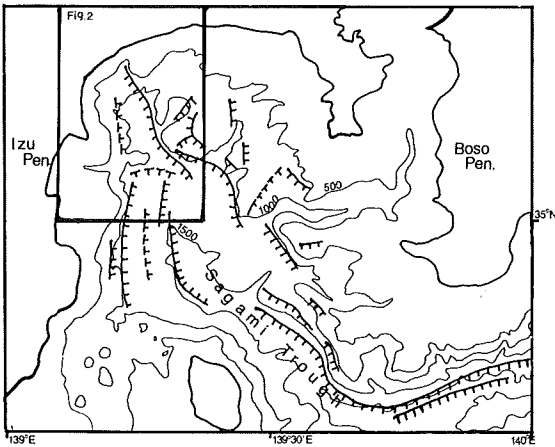


Fig. 1 Tectonic map of the Sagami Bay (modified from Active faults in Japan, The research Group for Active Faults in Japan, 1991). The box shows the area of Fig. 2.

か, 1983)。この調査では、伊豆半島側の基盤が約10度の傾きをもってトラフ側に下がり、その上位に海溝特有のくさび型の堆積層が認められたが、半島側の基盤はトラフを越えて北東側に検出することはできなかった。1990年には海底下の構造を3次元的に捉えるために、相模湾西部において格子状の測線によるマルチチャンネル音波探査を行った(岩淵ほか, 1991)。この結果、トラフの堆積物が真鶴海丘の南側で圧縮変形していることがわかった。このことは、水路部のスパーカー記録をもとに大河内(1990)が提唱した、フィリピン海プレートと東北日本との力学境界が相模構造線から真鶴海丘南への移り変わりつつあるという考えを支持する結果となった。また、岩淵ほか(1991)は、90年の探査結果からは西相模湾断裂を示すような垂直変位は認められず、断裂が存在しないか、横ずれ断層となっているかであろうと推定している。

今回の調査の目的のひとつは、相模湾北西端の小田原沖において地殻深部の構造を知り、西相模湾断裂の有無を確認することである。そのために岩淵ほか(1991)とは異なる地点で西相模湾断裂の予想位置を横切るような北東-南西のロングオフセット反

射法音波探査を行った。もう一つの目的はこの海域の速度構造を精度よく求めることで、ロングオフセット測線と交差するように4本のExpanding Spread Profile(以下ESP)法探査を実施した(Fig. 2)。ESP法の結果をロングオフセット探査結果の深度変換に使うことにより、従来より信頼性のある深度断面が得られるはずである。

2. 調査概要

調査は1992年3月、16chエアガン4基を搭載した発振船(東京丸)と24chストリーマーケーブルを曳航する受振船(マリンたかさい)により行われ、ESP法音波探査測線とロングオフセット・マルチチャンネル音波探査測線の記録を得た。

ESP法音波探査は、発振船と受振船を測線の両端からショット間隔が100mになるような船速で、かつ中点と発振船、受振船の距離が等しく保たれるように調整しつつ走らせ、共通反射点である測線中点の速度構造を求めるものである。今回は小田原沖において測線A~Dまでの4本の観測を行った。ロングオフセット音波探査は西相模湾断裂の存在が提唱される線(石橋, 1988)を横切る北東-南西方向の30kmの測線Eについて行った。ストリーマーの受振間隔は50mでチャンネル数は24である。発振船と受振船の距離(オフセット距離)を一定に保ちながら航走することを、オフセット距離を1200m, 3600m, 8400mと変えて3回繰り返す。このようにオフセットを変えた計測結果を足し合わせることにより、一部欠測はあるが72ch, オフセット9600mの長大なマルチチャンネル反射法探査を行ったことと等価となる。測位、2船間距離の計測はマイクロ波精密電波測位(トリスボンダ)を用いた。測位の精度は約1mである。

3. 解析および結果

(1) ESP法音波探査

ESP法音波探査は相模湾北西部でロングオフセット探査測線に交差するように3本、トラフ軸の

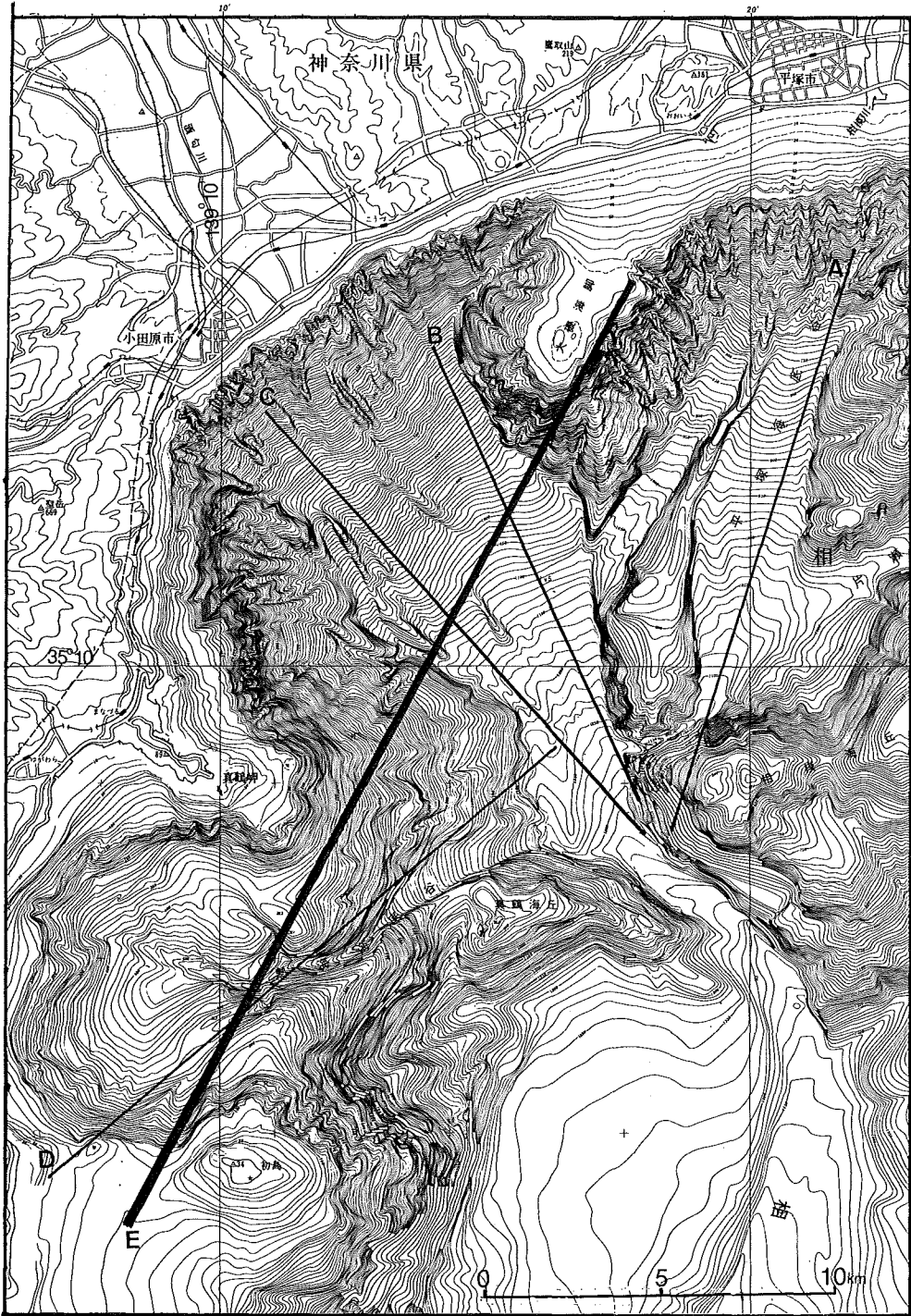


Fig. 2 Topography of the survey area and the survey lines. Contour interval is 10m. Line A—D : expanding spread profile (ESP) survey. Line E : long offset multi-channel reflection survey.

北東側の構造を知るために平塚沖で1本行った。測線Aは唯一トラフの北東側に設定した測線で、相模川の河口沖合から平塚海底谷の中をほぼ谷に沿って南南西へ向かい相模海丘の西端に達する。測線B, Cはいずれも小田原沖、相模トラフ北端に位置し、トラフ底をトラフの走向にほぼ平行に走る。Bはトラフ底の東よりを北北西—南南東に延び、Cはトラフ底西よりを北西—南東に延びる。測線Dは初島の西から北東へ海底谷の北限に沿って熱海海底谷の上流部を横切り、トラフ底に達する。測線長はそれぞれ17.3, 14.5, 16.2, 18.9kmである。

各測線ごとに、オフセットの短い(2km以内)記録についてはプレディクティブ・デコンボリューション、長い記録には速度フィルタを施したあと、オフセット重合を行った。Aは、海底の多重反射の位相が顕著で、屈折波や反射波の振幅は弱い。オフセット10~14kmで初動直後に見られる位相は見かけ速度が速く反射波と解釈される。Bは初動屈折波は振幅も弱く連続しないのに対し、反射波と見られる放物線状の比較的振幅の強い位相が全体に多数認められる。Cではオフセット4.5km以遠で後続屈折波があるほか、12km以遠では反射波とみられる位相が認められる。Dは屈折波が全体にわたって明瞭である。このように、各測線の記録はそれぞれ特徴が大きく異なり、地殻構造の複雑さを反映していることがわかる。

次に、この記録から τ - p 変換による速度構造インバージョン、走時曲線解析のふたつの手法で速度構造を求めた。 τ - p 変換による方法の流れを測線Bを例にとってFig. 3に示す。全記録のSlant Stack (Fig. 3 b)を行ったのち、Semblance filterをかけ、その断面から τ - p 曲線を求めて速度構造インバージョンを行った。P波速度は海底下から順に2.3, 3.0, 3.6, 4.4, 5.4, 6.1km/sとなった。 τ - p 変換では信号の抽出がS/N比に大きく依存する。そのため、測線A, Cでは遠方での屈折波、反射波の信号が弱くS/N比が良くないことから十分な解析結果が得られないと判断し、走時曲線解析を全測線に

ついて行った。走時曲線解析は、まずオフセット重合記録から顕著な位相を読み取り速度を決めて初期モデルとし、理論走時曲線を計算して観測走時と比較し、走時が0.1秒以内に一致するまでモデルの修正を繰り返す。Fig. 4は測線Dの場合で、海底下4層目までの速度(2.4~4.9km/s)はすべて屈折波から求められた値である。5.9km/sと最下層の6.8km/sは、オフセット2km以内と11km以遠に認められる顕著な反射波を説明するためのものである。今回は、測線A, C, Dでは走時曲線解析の結果を、測線Bでは τ - p 変換による速度構造インバージョンの結果を速度構造として採用し、ロングオフセット音波探査記録の深度変換の資料とした。

(2) ロングオフセット音波探査

測線は初島の南西、手石海丘の北から熱海海底谷を横切りトラフ北端を越えて大磯海脚に至るおよそ30kmの北東—南西向きに設定した。最小オフセットが1200, 3600, 8400mの3種類の航走観測を実施したため、1ショットあたりのトレース数は仮想的に72chとなる。発振間隔は100m、受振器間隔は50mであることから、共通反射点(CDP)間隔は25mで1CDPあたり18重合である。3回の航走によって得たデータは共通発振点編集の後、幾何学的発散補正、多重反射とバブリング除去を目的としたデコンボリューション、側方反射やストリーマの振動に起因するノイズ除去を目的としたF-K速度フィルタを施した。速度解析は100CDPごとの共通反射点記録についてNMOを行い二乗平均速度を時間の関数として求め、最終的にはESPの結果も考慮に入れて二乗平均速度分布を決定した。前述の重合前フィルタを施したデータに対し、決定した速度分布を用いてNMO補正とミュート操作をし、CDP重合を行った。さらに重合後にバンドパスフィルタ、AGCを施した。マイグレーション処理はマイグレーション速度を重合速度の80%としたところ下に凸になる双曲線ノイズが目立ったので、断面全体を1500m/secの一定速度で処理した。マイグレーション後は反射位相を強調するためにコヒーレント処理を行っ

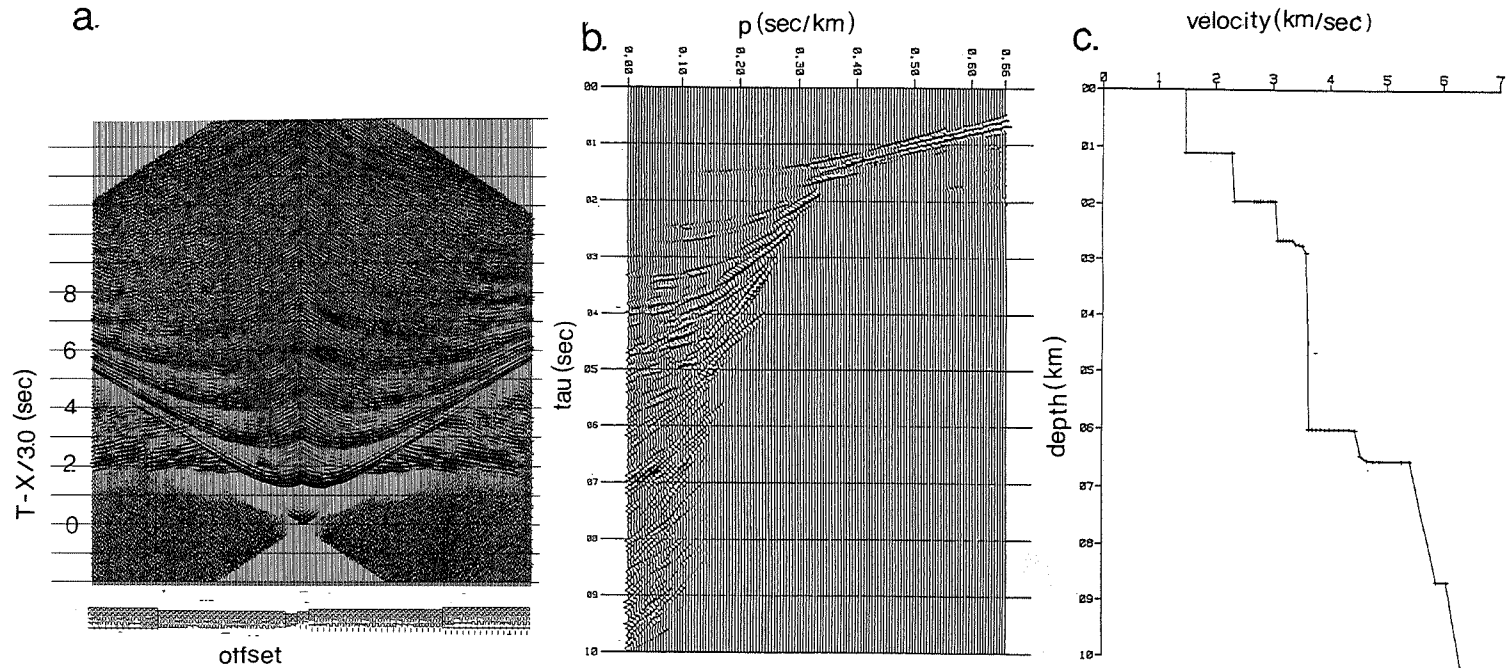


Fig. 3 P-velocity using intercept time-ray parameter data (line B). (a) Observed record section for profile B. (b) τ - p data obtained by slant stack. (c) Result of τ -sum velocity depth inversion.

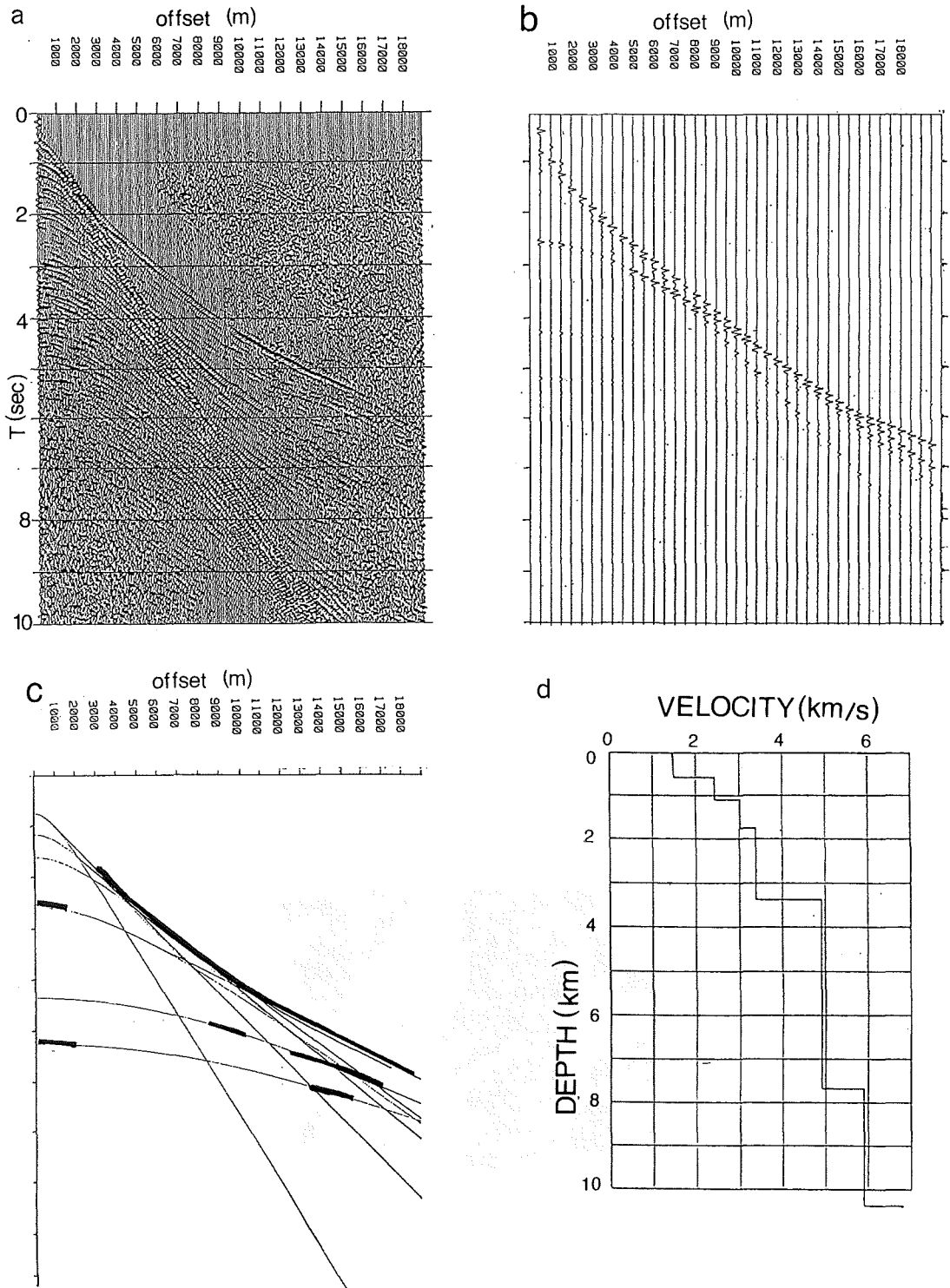


Fig. 4 P-velocity using travel time data (line D).
 (a) Observed record section for profile D.
 (b) Synthetic seismogram. (c) Detected phases and the theoretical travel time curves.
 (d) Obtained velocity model.

た (Fig. 5)。深度変換は ESP 測線 B~D の結果を用いた (Fig. 7)。

測線南西端 (CDP1700) から CDP1550 付近までは伊豆半島の陸棚にあたり、深さ約 1 km までほぼ水平な堆積層が見られる。そこから熱海海底谷を経てトラフに至る (CDP850) までの間には、緩く北東に傾く反射面が見られる。このトラフ軸に向かって傾く反射面の深いものは深さ 7 km (CDP1250) から 9 km (CDP900)、もうひとつは深さ 3 km (CDP1450) から 5.5 km (CDP900) へと続いているように見える。傾斜はともに見かけ上およそ 15 度であるが、後述するように 4~5 km 以深では速度決定の精度が悪いため実際の傾斜角とは異なることもありうる。10 km 以深にも反射は見られるが連続して追跡することは困難である。トラフの部分では、上位は水平な層理が発達し、ESP の B 測線付近で最も厚く堆積しており、変位は見られない。一方、その下の層は ESP の C 測線付近で最も厚く、堆積の中心が西から東へ移ったことが読み取れる。CDP850 付近で下部 (深さ 9~13 km) の反射に不連続が見られる。トラフを越えて大磯海脚に至ると海底下の反射面は断続的できわめて不明瞭である。

4. 議論

ESPA~D 測線で求められた速度構造は、成層構造を仮定しており、海底地形が水平方向に大きな不均質を持つ場合を考慮していない。また各層内の速度勾配は多数の均質な薄い層の積み重ねで近似しており、前節で求めた層の境界面が本当に速度境界としての意味があるかどうかは不明である。そこで、海底地形の情報を含み、かつ速度勾配を持つ層構造を仮定して 2 次元波線追跡を行い、観測記録を 0.1 秒以内で説明できないかどうかを確かめた。速度モデルは 1) 層数がより少なく、低速度層のないモデルを目標とし、層の境界が必要な場合は反射波の存在を吟味した上で導入する、2) 水平方向の変化はできるだけ小さくし、不均質を考慮しなければならない場合はモデルのより浅部に置き、まずは海底地形に平

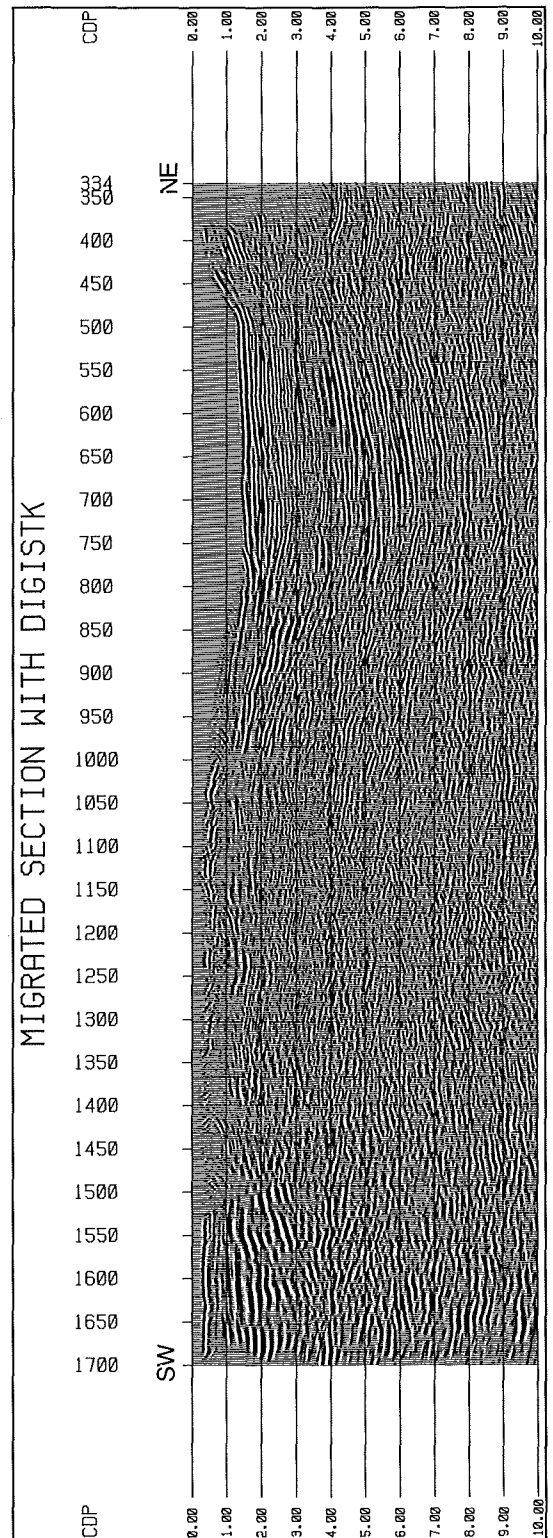


Fig. 5 Migration section of the long offset multi-channel survey (line E).

行な変化を考へることとした。また、確実な結果を得るために初動のみを利用した。Fig. 6は測線Dの結果を示す。この方法により、上位から、P波速度1.8km/sを仮定した層、2.2~3.4km/sで速度勾配が0.375km/s/kmの層、3.3~4.6km/sで速度勾配0.25km/s/kmの層、および最下層を持つ4層モデルで説明できることがわかった。ただし、第4層の最上部の速度を±0.5km/sの範囲で変化させても第3層の厚さを変化させることにより観測走時を0.1秒以内で説明することが可能であるので、この層の速度を精度よく求めることは困難である。これは、初動がはっきり観測される震央距離の範囲が小さすぎることによる。測線Aは 5.8 ± 0.5 km/s、測線Dでは 4.9 ± 0.5 km/sと推定されるが、測線BおよびCでは求められなかった。速度勾配、層厚は決められない。得られた速度は、速度勾配を置かない場合と平均的にはよく一致し(Fig. 7 b)、前節で述べた速度解析結果が少なくとも深さ4~5km位までは十分信頼できるものであることがわかった。また、この解析では海底地形のデータを加えて波線追跡を行ったが、浅部の速度は地形を考慮していない前節の結果とほぼ一致することから、海底地形の変化が速度構造解析に大きく影響していないことがわかった。ただし、前節の走時解析の結果得られた5.9、6.8km/sの速度はいずれも後続波を使ったものであり、精度に問題があると考えられる。従って、Fig. 7のロングオフセット深度変換断面も深部の反射面の傾斜は異なってくる可能性がある。より深部の速度をESP法で求めるためには、測線長を延ばすことが必要であるが、相模湾の複雑な地形からは長い測線をとることが難しい。

Fig. 7 bはロングオフセット深度変換断面上にESP測線A~Dから得られた速度構造を示した。速度構造のうち右側は速度勾配のない水平層構造を仮定した場合、左側が速度勾配を仮定した場合である。測線Aはロングオフセット測線上にはないが、比較のために並べた。4.9km/s層の上面は測線Dでは深さ3.5kmなのに対し、測線Cでは7.4kmとなり、ロン

グオフセット記録上の反射面とほぼ一致する。この4.9km/s層は伊豆半島から続くものと考えられ、陸上の爆破データから得られている瀬尾(1985)のモデルと一致する。測線B、Cはともにトラフ底でおよそ3kmしか離れていないにもかかわらず、Bでは2~4km/sの層が厚く、あきらかにCとは異なる構造を見せている。測線Bはほぼ相模構造線(木村, 1975)の位置に一致する。Bの上部では比較的遅い層が厚いわけだが、この傾向は平塚海底谷の測線Aと共通である。測線Aの深さ2kmまでの速度は陸上データ(長谷川ほか, 1991)とも調和的である。CDP1320付近が西相模湾断裂の存在が予測された場所であるが、反射面の垂直変位は見られず、顕著な反射の乱れも認められなかった。

5. まとめ

相模湾北西部において、ロングオフセットマルチチャンネル音波探査と、ESP法音波探査を行い、以下のことが明らかになった。

- 1) 深部において伊豆半島側からトラフ軸に向かって傾斜する反射面を確認した。
- 2) トラフの北東部、大磯海脚下では反射面は不明瞭。
- 3) 浅部(5km以浅)の速度構造を決めることができた。速度構造が測線ごとにより異なり、複雑な地殻構造を反映している。特に測線BとCは、ともにトラフ底にもかかわらず顕著な構造の差がある。
- 4) 西相模湾断裂に相当する構造は発見できなかった。
- 5) トラフには水平な層理の発達した堆積層が認められ、ほとんど変位していない。

謝辞

本調査の海上作業、データ処理にあたられた川崎地質株式会社スタッフと調査船の乗組員の方々に深く感謝する。なお、本研究は1990~1991年度科学技術振興調整費による「マグニチュード7級の内陸地震の予知に関する研究」の一環として行われた。

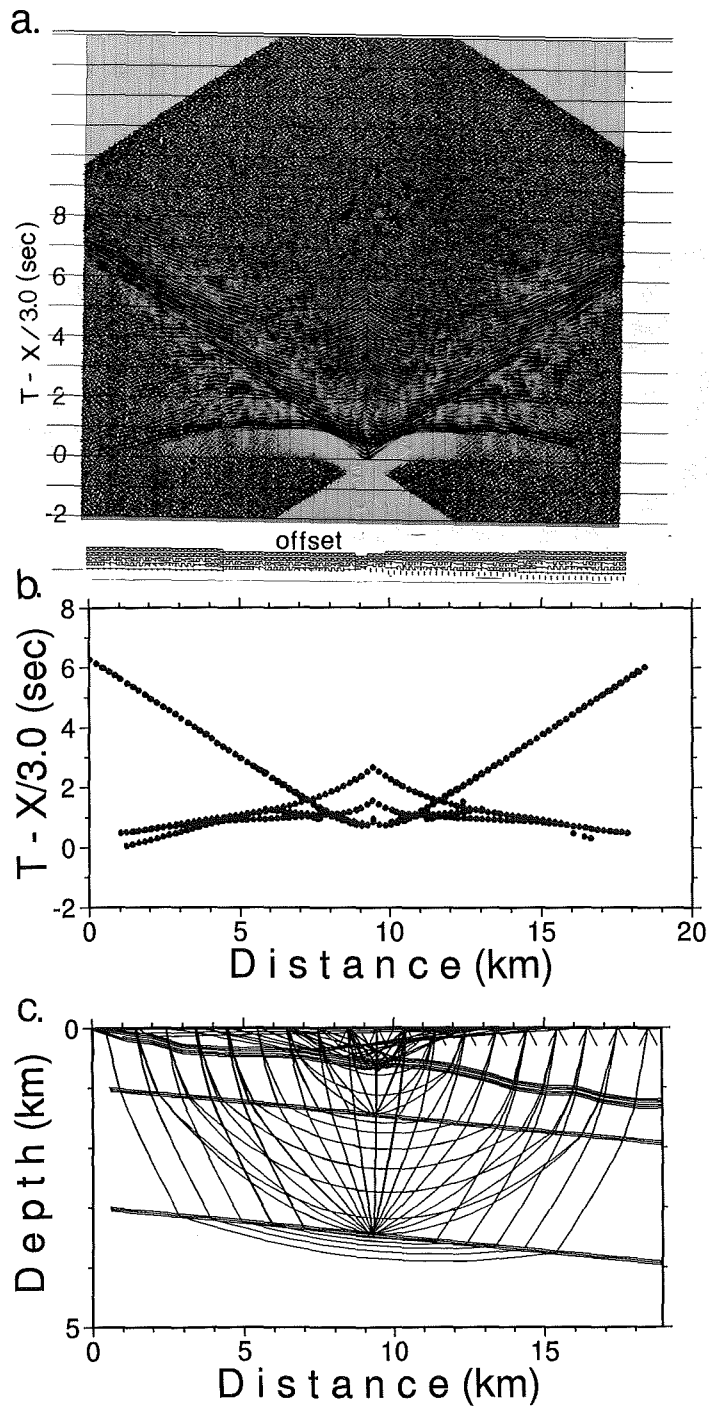


Fig. 6 P-velocity analysis using 2-D model with velocity gradient (line D). (a) Observed record section for profile D. (b) Synthetic seismogram calculated by the asymptotic ray theoretical approach of Červený and Pšenčík (1983) for the P velocity model given in Fig.6c. (c) Velocity model and ray paths obtained using the forward ray tracing. The top layer is water.

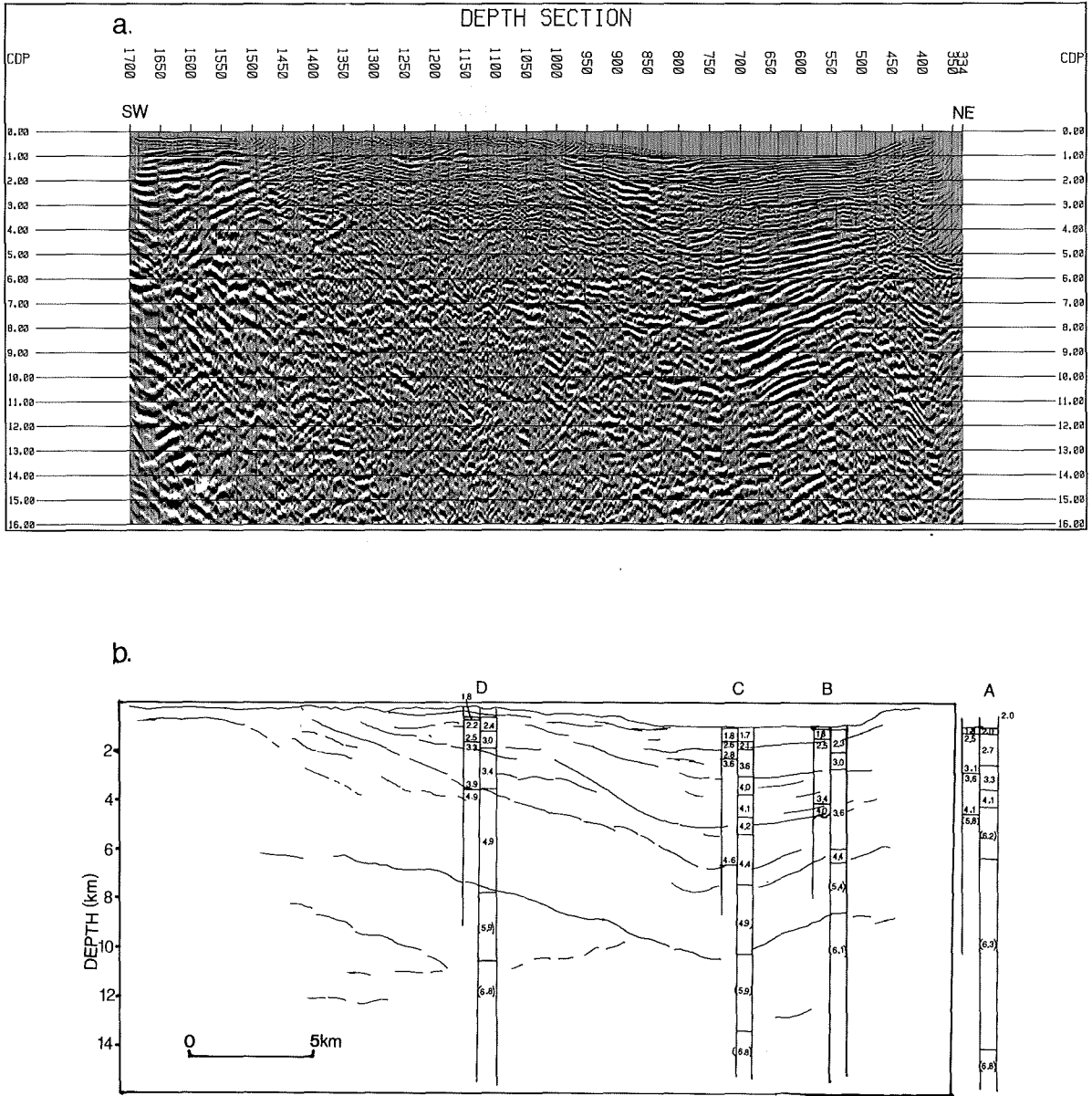


Fig. 7 Results of a long offset and ESP surveys. (a) Depth section of long offset multi-channel reflection survey. (b) Line drawing of Fig. 7a and velocity structures for the case of homogeneous layered model (left) and 2-D model (right) using ESP data.

参 考 文 献

- Červený, V. and Pšenčík, I. : Program SEIS83, Numerical modeling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structures by the ray method, Charles Univ., Prague. (1983)
- 加藤茂, 佐藤任弘, 桜井操 : 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査, 水路部研究報告, 18, 1—23. (1983)
- 活断層研究会 : 新編日本の活断層, 東京大学出版会, 422. (1991)
- 木村正昭 : 南関東の地殻モデルに関する一考察, 地質ニュース, 204, 1—11. (1971)
- 長谷川功, 伊藤公介, 佐藤隆司, 渡辺史朗, 駒沢正夫, 二宮芳樹, 伊藤久男, 当舎利行, 杉原光彦 : 屈折法および反射法による足柄平野の地下構造, 地震学会講演予稿集, 2, 214. (1991)
- 石橋克彦 : 「伊豆東方線—西相模湾断層」と伊豆異常隆起の解釈—フィリピン海プレート最北境界の二重構造, 地震学会講演予稿集, 2, 29. (1976)
- 石橋克彦 : 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス, 月刊地球, 2, 110—119. (1980)
- 石橋克彦 : “ 神奈川県西部地震” と地震予知 I, II, 科学, 58, 537—547, 771—780. (1988)
- 岩渕洋, 加藤幸弘, 浜本文隆, 近藤忠, 進林一彦 : 相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査, 海洋調査技術, 3, 39—51. (1991)
- 大河内直彦 : 相模湾の活構造とテクトニクス, 地学雑誌, 99, 38—50. (1990)
- 瀬尾和大 : 東京から小田原に至る地域の地下構造について, 月刊地球, 7, 452—456. (1985)
- 杉村新 : 日本付近におけるプレートの境界, 科学, 42, 192—202. (1972)