

地震探査による海洋における地殻構造の解明

— 伊豆小笠原島弧を例にして —

Investigation of crustal structure of ocean by seismic survey Izu-Ogasawara arc

高橋成実*
Narumi Takahashi*

Abstract: I discuss P-wave and S-wave velocity structure and materials which are estimated from seismic structures in the Izu-Ogasawara arc trench system which relates to subduction. There is mainly a granitic layer whose P-wave speed is about 6 km/s in the middle crust. The layer does not exist in the backarc. A P-wave velocity gradient and thickness of the 6 km/s layer in arc region are different from those in forearc region. A P-wave speed of the lower crust is 7.1-7.3 km/s and is faster than that of typical continental and oceanic crusts. High-velocity lower crusts are also found in other active arcs. The difference of the P-wave speed between east and west parts of the lower crust is uncertain, S-wave velocities in the lower crust vary laterally. A variety of S-wave velocity may correspond to changes of component of rocks in the lower crust.

Key words: *velocity structure, OBS, Izu-Ogasawara arc, poisson's ratio*

はじめに

日本列島付近にはいくつかのプレートがひしめきあっている。東北日本の東側には日本海溝が南北に連なり東から太平洋プレートが沈み込んでいる。日本海溝はその南端で伊豆小笠原海溝に接しており、そこでは伊豆諸島が属するフィリピン海プレートの下へ太平洋プレートが沈み込んでいる。一方フィリピン海プレートは、南海トラフや琉球海溝を境にして西南日本が属するユーラシアプレートの下に沈み込んでいる。このように日本列島周辺は相当複雑な構造をしている。その複雑さを数十km以上の地域を精度よくマッピングするためには地震探査が必要になる。

地震波を用いて地殻やマントルなどの構造を求める探査のことを一般に地震探査と言う。地震探査を行うためには、地震波を発生させる震源と、地殻内を伝わって返ってくる地震波を記録する受信器が必要である。

この震源や受信器に何をを使うか、は求めるべき構造の大きさによる。震源に注目すると、大きく分けて2つの方法がある。一つは、自然地震を使う方法で、もう一つはエアガンやダイナマイトなど制御震源を用いることである。自然地震は、その地震エネルギーが大きく地球全体を求めるために有効な震源である。しかし、自然地震は、その発震時刻と震源の位置が正確につかめない。そのため求めた結果もその分の誤差を持った結果になる。また、現在陸上では特に観測点が多数設置されてはいるものの海洋には少なく観測点が地球全体を均等に覆っているとは言い難い。それに比べて制御震源を使う方法は、自ら発震時刻を制御することができ、GPS (Global Positioning System) を使ってその位置も常に知ることができるため、求めた構造の誤差も小さい。地震探査での受信器の使い方には大きくわけて2通りある。震源と受信器を比較的近くにおいて実験する場合と震源と受信器を距離をおいて用いる場合である。前者として最もよく使われる受信器はハイドロフォンストリーマーである。これは船尾より曳航し、反射法地震探査と言われる反射波を使う探査によく使われる。この方法は、震源と受信器が近いので、地震波が水平方向よりも鉛直方向に伝わり、断層分布など水平方向の不均質を明らかにする目的に使われ

1996年12月4日受付。1997年3月10日受理。

*東京大学海洋研究所、現在、海洋科学技術センター
Ocean Research Institute, University of Tokyo, Present address:
Japan Marine Science and Technology Center, Yokosuka 237, Japan

*横須賀市夏島町2-15 海洋科学技術センター深海研究部
Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology
Center, 2-15 Natsushima-cho, Yokosuka, 237, Japan

る。一方、本論で扱う海底地震計やハイドロフォンストリーマーを使った二船式と言われる方法は、屈折波や広角反射波を用いた構造探査に使われる。この方法は、地震波が水平方向に伝わるため、層の速度の情報を得る時によく用いられる。地震波を使って求められた速度構造は、地下の岩相の変化の様子を表している。構成される物質に対応して速度の分布も変化する。また、含水率や空隙率によっても速度は変化する。地下の速度分布を知ることは、その構成される岩相を推定する手掛りになるのである。

本論では、伊豆小笠原島弧—海溝系で行った実験を例に制御震源で求められた速度構造を概観する。P波速度構造に関しては島弧—海溝系全体を、S波速度構造に関しては島弧の部分について説明する。また、その速度構造から求められる物性について議論を加える。

観測方法

観測の際最も重要なことは、発震した時刻とその位置を正確に知ることである。伊豆小笠原島弧—海溝系の実験では、発震時刻は誤差1 ms以内、位置は20 m程度の精度であった。位置の精度は、GPSを利用することにより、以前よりも正確に求められているが、最近の実験ではdifferential GPSを用いることによって数メートルの精度で求められるようになった。

震源としてダイナマイトなど火薬の爆破を利用する場合は、それによる振動が大きくなるため、船と火薬を遠ざける必要がある。その場合でも、発震時刻と発震位置を求めなければならない。そのために船尾からセンサーを曳航し、火薬の爆破点からの直達波と海底からの反射波、多重反射波を受震し、その爆破の時刻と位置を求めている。特に電気発破の場合、ダイナマイトに送る高電圧の信号から発破時刻を得ている。

海底地震計は、ガラス球の中に3成分のセンサー、レコーダー、バッテリーなどを内蔵し、ハードハットに収められている。また、実験終了後海底地震計を回収するために、トランスポンダーとフラッシャー、ビーコンが取り付けられている。その海底地震計にアンカーを取り付けて自由落下で海底に設置する。回収は、船上より超音波を送り、その信号を受信したトランスポンダーが海底地震計とアンカーを取り付けている金属部分に電圧をかけ、電蝕によってアンカーを切り離して浮上させることによって行う。速度構造を求める場合、堆積層の速度構造に対する影響をいかに補正するかが重要になる。海底地震計を使った探査では、エアガンを曳航すると同時にハイドロフォンストリーマーも曳航し、エアガンの発震により生じる反射波を記録している(Fig. 1)。このようにして堆積層の影響を補正することができる。

伊豆小笠原島弧—海溝系

以下に実際に海底地震計を用いてデータを処理、解析した例を挙げる。

テクトニックセッティング

島弧は、その起源から大陸性島弧と海洋性島弧の2つに分けられる。前者は、大陸から切り離されて形成されたもの、後者は、海洋性地殻起源と考えられるものである。例えば、東北日本弧及び西南日本弧はユーラシア大陸から切り離されてできた島弧、つまり、大陸性島弧である、と考えられている(e.g., 村内, 1972)。一方、本論で取り上げる伊豆小笠原島弧は東北日本の南部につながる典型的な海洋性島弧であり活動的な島弧でもある。そもそも伊豆小笠原—マリアナ弧は、始新世中期にtransform faultがプレートの向きが変わることによりtrenchに進化したことから形成し始めた、と言われている(Uyeda & Kanamori, 1976)。Karig & Moore (1975)によれば、その後のプレートの沈み込みにより漸新世には小笠原海嶺が形成され、また、古伊豆小笠原島弧も形成されつつあった。ところが、中新世の初期には四国海盆が拡大を始め、同時に海溝が東へ後退していったのである。更に、その古島弧は、現在の九州パラオ海嶺と伊豆小笠原島弧に分かれた。そして、伊豆小笠原島弧については、火成活動が活発になって七島—硫黄島海嶺を形成したのである。現在フィリピン海プレートはユーラシアプレートに対してほぼ北西の方向に移動しており、西南日本下では沈み込み、伊豆半島周辺では衝突している。

上記のように伊豆小笠原島弧は2段階の形成過程を踏んでいる。島弧の海溝寄りでは四国海盆形成前の島弧活動の岩石も得られている。それでは、古島弧と現在の島弧の構造上の違いはどこに表われてくるのだろうか? Hino (1991)は、伊豆小笠原島弧にP波速度6 km/s層が存在することを示した。6 km/sのP波速度を持たない海洋性地殻から発達して現在の島弧があるとすれば、6 km/s層はある程度の拡がりを持って島弧下に存在していなければならない。島弧下の6 km/s層が下部からの何らかの貫入によって形成されたとすれば、その下の下部地殻にはどんな影響を与えているかを求めることが重要になる。そのために、島弧全体のP波速度構造を求めてリフト域と背弧域、前弧域の速度構造を比較した。また、それぞれの層の物質を限定するために、P波速度構造のみならずS波速度構造、ポアソン比分布を求めた。この例では、島弧を沈み込むプレートから前弧域、リフト域を通して背弧域まで横断する測線を設定し(Fig. 2)、震源としてエアガンとダイナマイトの爆破を、受信器として、24チャンネルのハイドロフォンストリーマーと海底地震計を用いた(篠原他, 1993; 山田他, 1981; 松田他, 1986)。

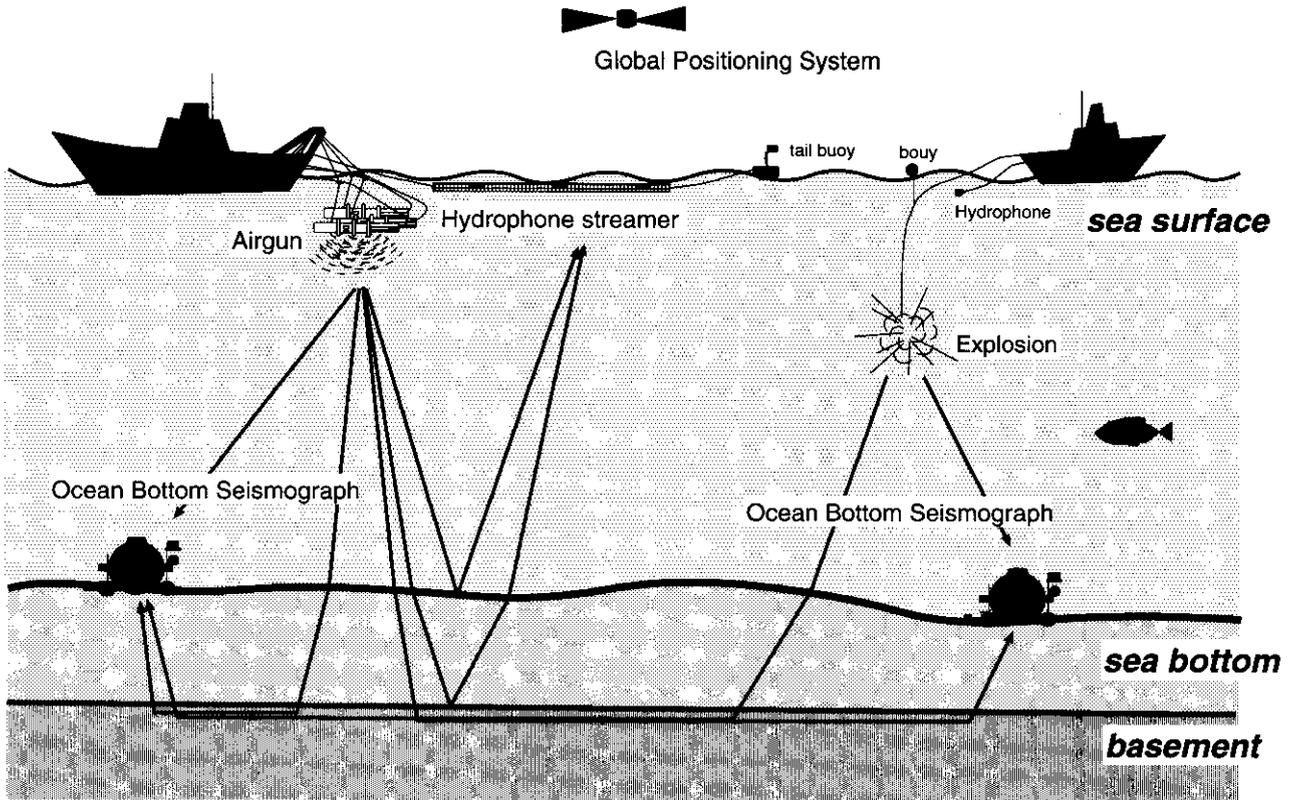


Fig.1 観測時の概念図。測位は基本的にGPSを用いる。

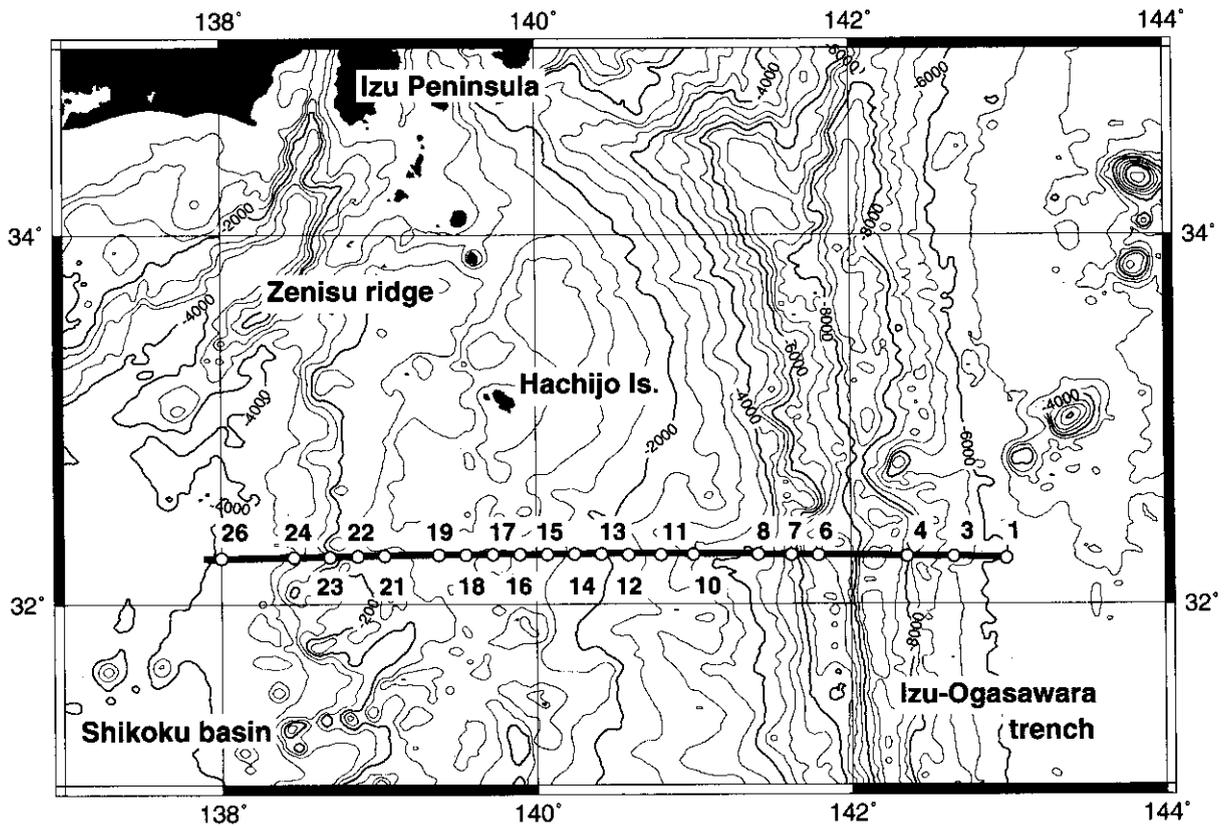


Fig.2 測線図。丸印は海底地震計の位置を示し、添え字は海底地震計の番号である。

解析

速度構造をできるだけ精密に求めるためには、速度構造以外の未知数を可能な限り正確に求めておく必要がある。上記にも触れたように震源の位置と発破時刻を正確に知ることは可能となった。海底地震計(OBS)を用いた探査の場合、船上より、自由落下させることにより海底に設置する。そのため設置されたOBSの位置を正確に知ることはできない。しかし、ある仮定をすることによってその位置を推定することはできる。推定するためには、まず、エアガンの発震時刻とその位置、更にOBSで受震した水中直達波の到着時刻を正確に求める必要がある。その上で、OBSに記録されている水中直達波の走時を利用し、海水の速度を一様であると仮定して最小二乗法によりOBSの位置を求めるのである。

まず、上記のような方法によってOBSの位置を求め、距離—時間軸断面を作成する。その記録断面上の波形や走時を説明するような速度構造を求めるのである。本研究の場合は、二次元の波線追跡法を用いて、試行錯誤的に速度構造を求めることとした。しかし、この波線追跡法のみで速度構造を求めるのは難しい。それは、海底地震計の記録が海底地形を含めた表層の構造の影響を強く受けているからである。しかし、浅部の地殻構造を反映している相からの信号は、水中直達波の後続波となってしまうことが多く、正確に初動を読み取ることができない。この表層の構造を求めるため、距離—時間領域から原点走時—レイパラメータ領域に変換した。このことによって、水中直達波の後続波となっていた屈折波や反射波を読み取りやすくなり、浅部の地殻構造を正確に求めることができる。そこで、本研究では、エアガンの距離—時間軸断面と反射記録断面を見ながら、地形の影響を比較的受けていない地震計近傍に限ってdirect τ - p mapping (Stoffa et al., 1981)と τ -sum inversion法(Diebold & Stoffa., 1981)を用いることとした。これによって海底地震計近傍の一次元速度構造を求めることができ、反射記録断面と複数の海底地震計の一次元速度構造から浅部の水平方向の不均質性をある程度求めることができる。その際、求めた一次元構造を深さの関数を往復走時の関数に変換して、反射法探査の結果と比較する。

その一次元構造を参考に、速度構造モデルを作り、二次元波線追跡法を用いて試行錯誤的に速度構造を求める。二次元波線追跡法はseis83(Červený, V. & I. Pšenčík, 1983)をOBS用に修正したプログラムseisobs(平田・新庄, 1986)を用いている。

P波速度構造とS波速度構造

求めたP波速度構造をFig. 3に示す。ここでは、まず島弧の構造をP波速度より表層から5.6km/s層までの上部地殻、6.1~6.5km/s層の中部地殻、6.8km/s

層からモホ面までの下部地殻と分けて説明する。

まず上部地殻のP波速度構造を説明する。七島硫黄島海嶺、西七島海嶺に属する西側の2つの海山の山体の速度は、約5 km/sという比較的速いP波速度をもち、その岩体は海底下1 km以内にまで存在している。東側の海山は、西側の2つと比較すると山体の速度は遅い。火山フロントの下には、P波速度3.0~4.5km/sの貫入物体があることがわかった。前弧域と背弧域では比較的均質であるが、前弧域に発達している堆積層は、褶曲構造をしている。前弧域の島弧側(OBS # 10Aより西側)では、堆積層の厚さはあまり変わらない。しかし、海溝側ではTrench slope breakの下で基盤層が盛り上がっている。また、基盤の速度は3.5~4.0km/sで島弧全体にわたってあまりかわらない。太平洋プレート側の浅部地殻構造は、表層に音響的に透明な層と、その下の速度勾配の大きい層から成っている。しかし、海側から海溝軸に近づくにつれて、ホルストグラベン構造が顕著になってくると透明な層は消える。また、マルチチャンネル反射法地震探査の記録断面から海溝軸には堆積物はないことがわかった。堆積層の下には、4.0~4.5km/sのP波速度を持ち、比較的速度勾配の大きな層がある。これは、海洋性地殻第2層に相当する速度である。その下部には、5.6km/sのP波速度を持ち速度勾配の小さい層がある。この層は、前弧域では薄くなる。

次に上記の下部にある約6 km/s前後のP波速度を持つ中部地殻を説明する。この6 km/s層は、背弧域では見られず、背弧域からリフト域に移るにつれて急激に厚くなり、火山フロント付近で最も厚く、その厚さは、約8 kmである。この中部地殻のP波速度は全体的にリフト域から前弧域にうつるにつれて遅くなり、速度勾配が大きくなる。

3番目に下部地殻について触れる。中部地殻の下には、6.8~6.9km/sのP波速度を持つ層が島弧下に限って存在する。この層は、リフト域で最も厚くなり、前弧域にうつるにつれて徐々に薄くなる。背弧域では見られない。その下部には、P波速度7.1~7.3km/sの層が存在する。この層は、背弧域から前弧域にかけて速度の変化が小さく、全体的に変化しないが、海溝周辺に近くなると徐々に速度が遅くなる。Trench slope breakの下では、6.5km/sとなる。背弧域の下部地殻の上面のP波速度も7.1km/sであった。Moho面の深度は、島弧で海面下約22km、背弧域で海面下約11kmである。Moho面は、リフト域から背弧域にかけて水深が深くなると同時に、急激に浅くなる。一方、リフト域から前弧域にかけては徐々にMoho面は浅くなり、前弧海盆下で、海面下約18kmとなる。

上部マントルのP波速度は7.8km/sと求められた。しかし、前弧域の下から海溝に近づくにつれて徐々にP波速度が遅くなっていき、Trench slope breakの下

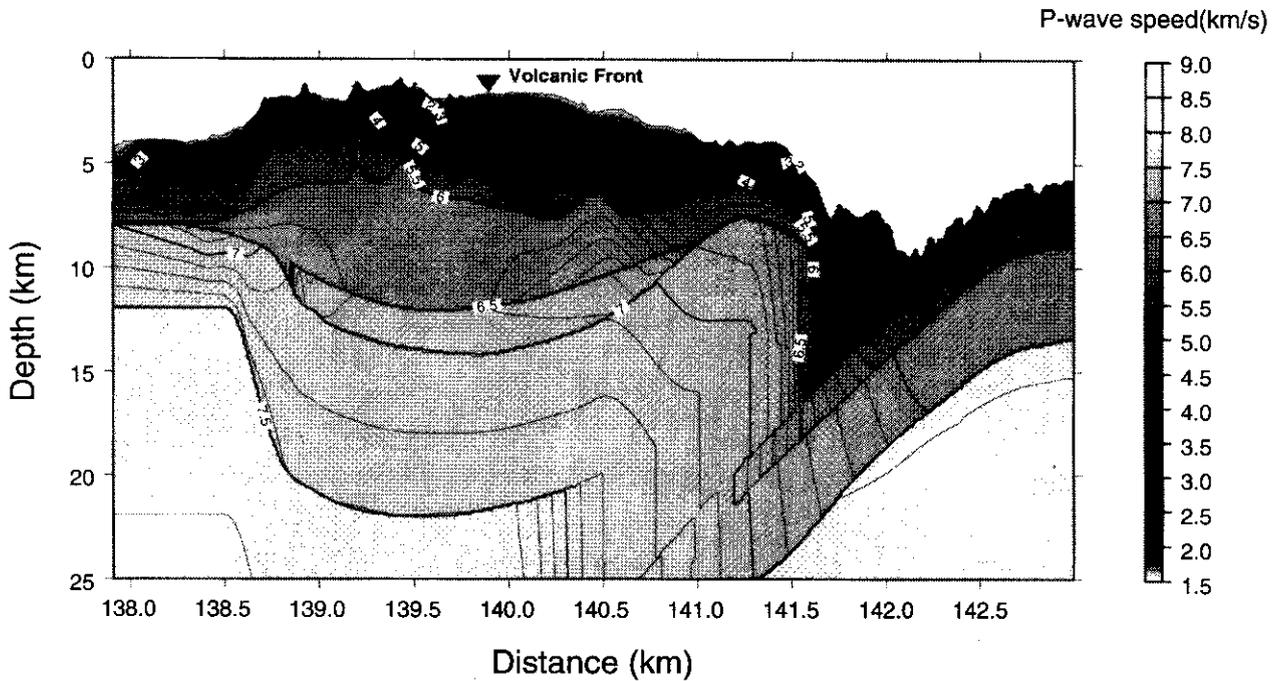


Fig.3 P波速度構造(km/s)のコンターマップ. コンターは0.1km/s毎である.

では下部地殻とまったく見分けがつかなくなる。

次に、S波速度構造を求める。現在のところ暫定的ではあるが、P波速度構造と同様に水平動記録の走時と振幅を説明する速度構造モデルを構築した。実験では海面近くで発震する。海水は液体であるのでS波は発生しない。本研究では、鳥弧の部分に限り、堆積層と音響基盤層の境界でP波からS波に変換された波を用いてS波速度構造を求めた。ここで用いたPS変換波は堆積層から基盤層に入射する時にS波に変換したPSS波を用いた(Fig. 4)。基盤層以深のS波速度構造を求める場合は、PSP波かPSS波を用いることになる。本研究の場合、PSP波よりもPSS波の方がよりはっきり読みとることができたため、PSS波を用いた(Fig. 5)。

海溝付近から太平洋プレート側の水平動記録はS/N比が悪く、S波速度構造を求めることができなかった。Fig. 6に上記のP波速度構造と求めたS波速度構造から計算した

$$\text{ポアソン比 } \sigma \left(= \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{(Vp/Vs)^2 - 1} \right) \right)$$

分布を示す。前弧域では表層から順にポアソン比は0.43から0.45, 0.25, 0.31, 0.31~0.38, 0.31であった。5層目までが上記の上部地殻に相当する。一方、リフト域での表層のポアソン比は非常に大きく変化する。青ヶ島トラフ周辺や西七島海嶺周辺では0.48から0.49で比較的大きい。しかし、Central Rift Zoneの西側では0.38とポアソン比は小さかった。この両者の間

のP波速度はそれほど変わらない。背弧域での表層のポアソン比は前弧域に比べると大きく0.47である。リフト域から背弧域については、第2層目から下層では、ポアソン比は0.25である。P波速度6 km/sの層と6.8~6.9km/sの層のポアソン比は前弧域から背弧域全体にわたって0.25である。これまでに求めたS波速度構造は鳥弧に直交する方向のみの記録から求めた。しかし、これは構造が大きく変化する方向で誤差が大きい可能性がある。本論文で扱った実験は、鳥弧に平行な方向でも制御震源による実験を行っており、それによるS波速度構造を求め、今後本研究の結果と比較する必要がある。

議 論

上記のようにP波速度構造とS波速度構造からポアソン比分布を求めることができた。ポアソン比は含水率によっても変化するが、それ以外に岩石実験からポアソン比に関して、以下のような特徴がある(Holbrook et al., 1988; Zandt & Ammon, 1995; Christensen, 1996)。

1. 圧力が増加するとポアソン比はわずかに増加するだけである。玄武岩、花崗岩、あるいはfelsic, mafic問わず500MPa圧力を増加してもポアソン比の増分は0.01程度である。
2. 温度が高くなってもポアソン比は変化しない。
3. 岩石の成分によって大きく変化する。一般的にfelsic成分に富むとポアソン比は減少し、mafic成分に富むとポアソン比は増加する。

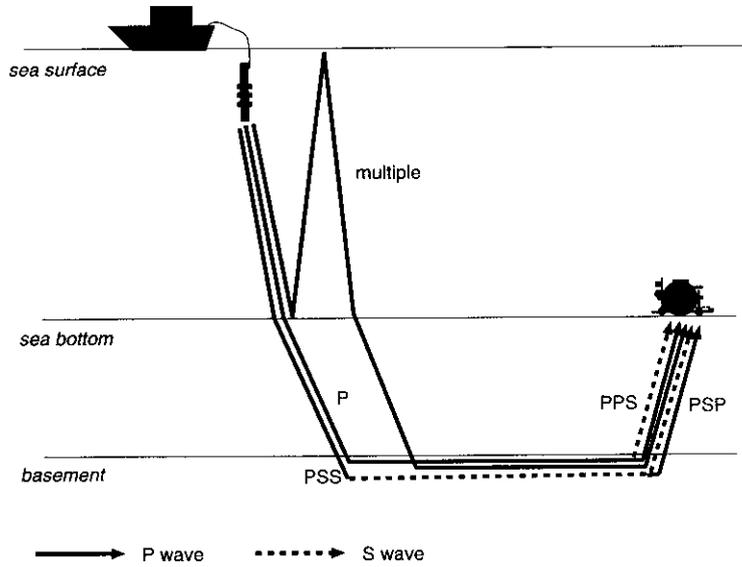


Fig.4 PS変換波の説明図。実線はP波、破線はS波で伝わる。これらの変換波をすべて計算し、観測走時を説明するS波速度構造を求めた。

浅部の堆積層は含水率が高くなっていることによりポアソン比は大きくなると思われる。しかし、数MPaで極端に含水率は減少するので、中部地殻の深さになれば、含水率はほとんど無視できるだろう、と考えた。本研究の結果、中部地殻のポアソン比は0.25、前弧域と背弧域の下部地殻のポアソン比も0.25であった。6 km/s程度のP波速度を持つ層は、背弧域にはなく高弧部だけに存在すること、ポアソン比が0.25と比較的felsicであることを合わせて考えると、花崗岩質の岩石から成っているだろう。下部地殻のポアソン比については、やはり前弧域と背弧域下ではfelsic成分に富んでいると考えられる。例えば、盾状地では、地殻全体の平均的なポアソン比はおよそ0.28であるが、felsic成分を多く含む上部地殻がポアソン比が0.26以下であるので、下部地殻のポアソン比は0.30程度になる(Zandt & Ammon, 1995)。これは、盾状地下の下部地殻がアンダープレATINGにより mafic成分に富んでいるか水などの揮発成分を含んでいることによると考えられている。伊豆小笠原高弧の前弧域に大規模なアンダープレATINGが起こり、mafic成分に富む岩石が地殻下部に付加されるとすれば、おそらく前弧地域下の下部地殻のポアソン比は更に大きい値を示すであろう。本研究の結果からは、現在の前弧域下の下部地殻の形成にはマントル物質の付加の影響はそれほど大きくないことを示している。OBS(OBS #22A)の記録から、あまり記録が明瞭ではないが、リフト地域下周辺の下部地殻のポアソン比は0.25 ($V_p/V_s=1.73$)よりも0.28 ($V_p/V_s=1.8$)に近いようにも見える(Fig. 7)。これが正しければ、その周辺下では、前弧地域や背弧地域下の下部地殻よりも mafic

成分に富んでいることになり、マントル物質の付加がおこっている可能性がある。前弧域の浅部については、ODP792孔の掘削の結果から、第2層は安山岩質の溶岩であり、年代は、後期漸新世であることが示されている。(e.g., 藤岡他, 1991)。その下層の第3層、第4層のポアソン比は、0.25よりも有意に大きい。これは、上記の例のようにその層が、mafic成分に富んでいるか水などの揮発成分を含んでいることを示している。第3層はそのP波速度から火成岩から成っているとは考えにくい。水などの揮発成分に富むと考えると、後期漸新世以前の堆積層である可能性がある。これは四国海盆が開く前の島弧活動の時に火山性の噴出物による堆積層であるかもしれない。

上部マントルのP波速度は、背弧域では7.8km/sであるが、前弧域では海溝に近づくにつれて徐々に遅くなっている。特に前弧域東部下では上部マントルのP波速度が下部地殻のそれと変わらなくなってしまうのである。海溝の陸側に蛇紋岩ダイアピルが露出していることを合わせて考えると、おそらくマントル物質が沈み込むプレートの上面に沿って海底に露出しているものと想像される。

結 果

以上のようにP波速度構造とS波速度構造を求めた。S波速度構造については上記のような理由でやや検討の余地は残っているが、ポアソン比分布を求め、その構造に新たな制約を与えることができた。これらの構造をまとめるとおよそ以下のようなになる。

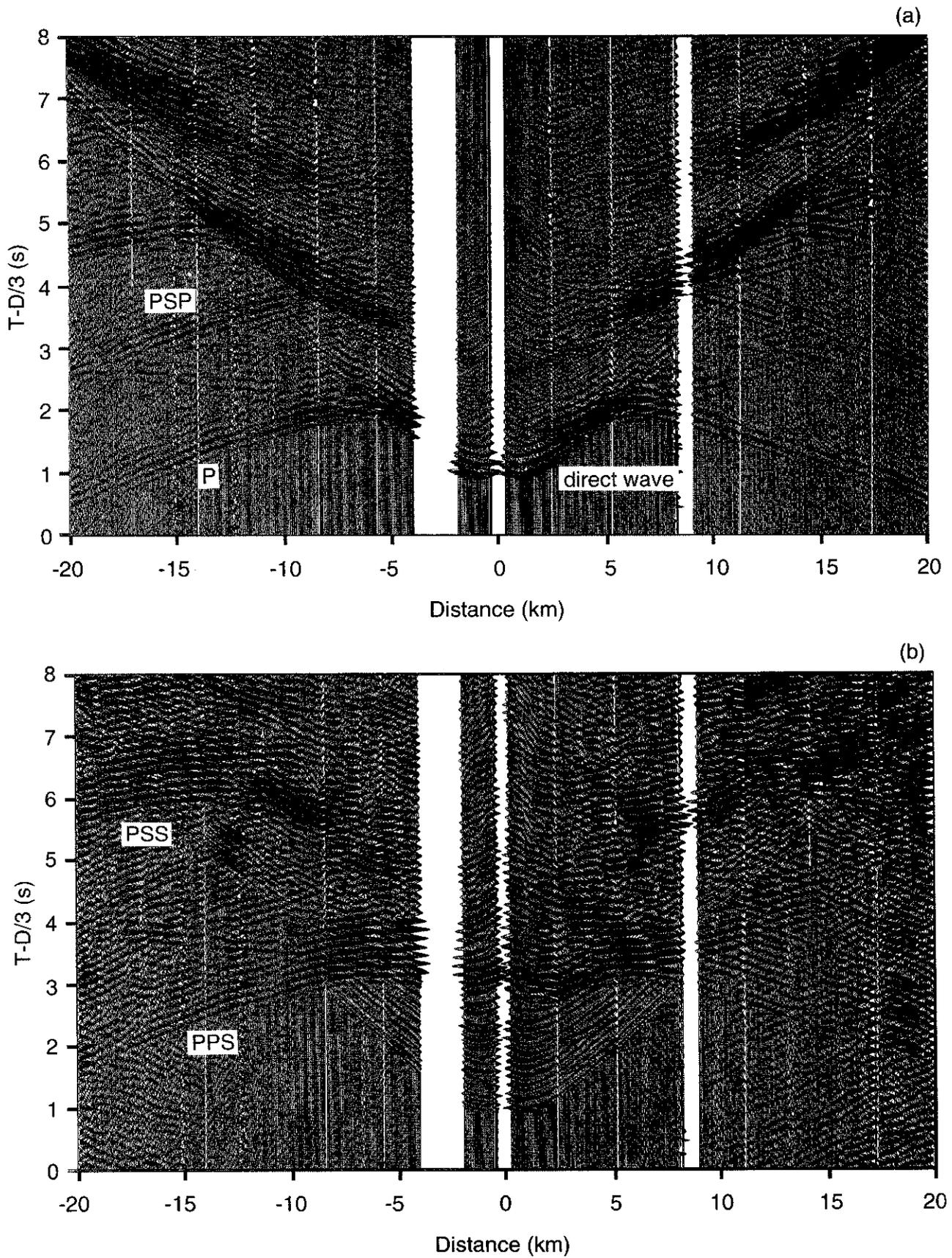


Fig.5 海底地震計の記録例 (OBS #14A)。(a)上下動記録。(b)水平動記録。横軸はOBSからの距離、縦軸は3 km/sの速度でreduceした時間である。記録には5-15Hzのバンドパスフィルターをかけてある。水中直達波 (direct wave)、P波の他にPSS波、PSP波、PPS波の走時も読みとることができる。

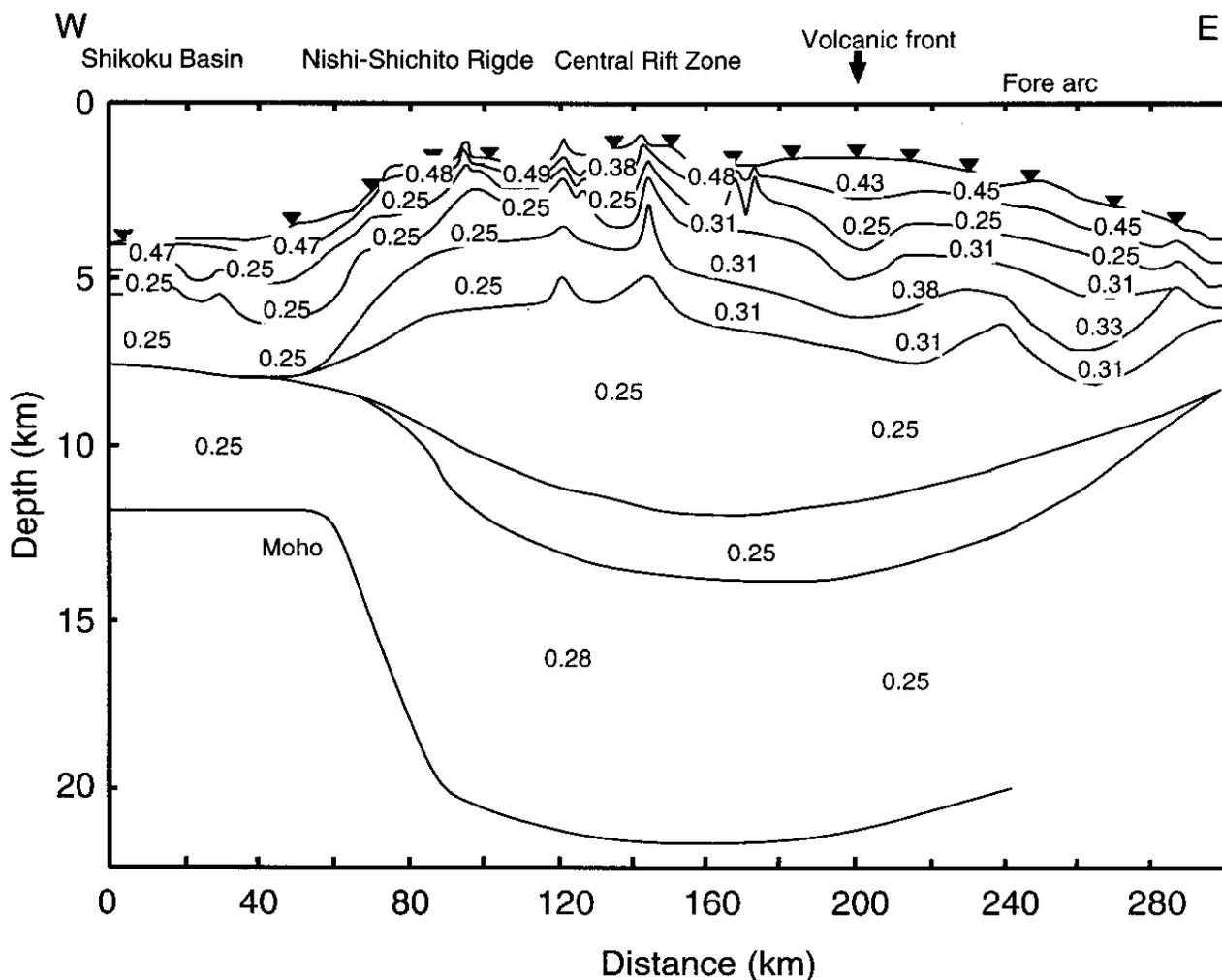


Fig.6 伊豆小笠原島弧のポアソン比分布.

1. 島弧の地殻は火山フロントで最も厚く、その厚さは約20kmである。
2. リフト域には、大規模に6 km/sのP波速度を持つ中部地殻が存在することが初めて明らかになった。この6 km/s層は、背弧域には存在していない。前弧域には存在するが、リフト地域と比べその厚さは薄く、速度勾配も大きい。
3. 下部地殻については島弧全体にわたって7.1~7.3km/sの速度を持つことがわかった。これは東北日本の下部地殻と比較すると有意に速い。
4. 上部マントルのP波速度は背弧地域で7.8km/sであることがわかった。しかし、リフト域から前弧域に向かうにつれてその速度は遅くなり、ついには下部地殻と区別がつかなくなる。これは太平洋プレートの沈み込みに伴って堆積物や水分を地下にとりこむためと思われる。
5. 浅部については、リフト地域で不均質性が大きいことがわかった。特に、火山フロントから、七島硫黄島海嶺、西七島海嶺にいたるところでは、約5 km/sという比較的速いP波速度をもつブロックが海底下1 km以内まで存在している。マルチチャンネル反射法探査の記録断面からもリフト域には大規模に貫入物質が存在が確認できた。
6. 前弧域下では、表層の堆積物のポアソン比は0.45で比較的一定である。しかし、リフト地域下の表層堆積物のポアソン比は水平方向に大きく変化する。
7. 前弧域下の2層目のポアソン比は0.25である。これは安山岩質の溶岩層に相当する。
8. 前弧域下では、P波速度5.6km/s層まで比較的高いポアソン比を示す。しかし、リフト地域では音響基盤層以深のポアソン比は0.25である。
9. 背弧域では表層の堆積層のポアソン比は0.47と前弧域よりも有意に高い。これは堆積層の年代が前弧域のそれよりも新しいことを示しているのかもしれない。
10. P波速度6 km/s層のポアソン比分布は0.25である。これは mafic 成分よりも felsic 成分に富むことを

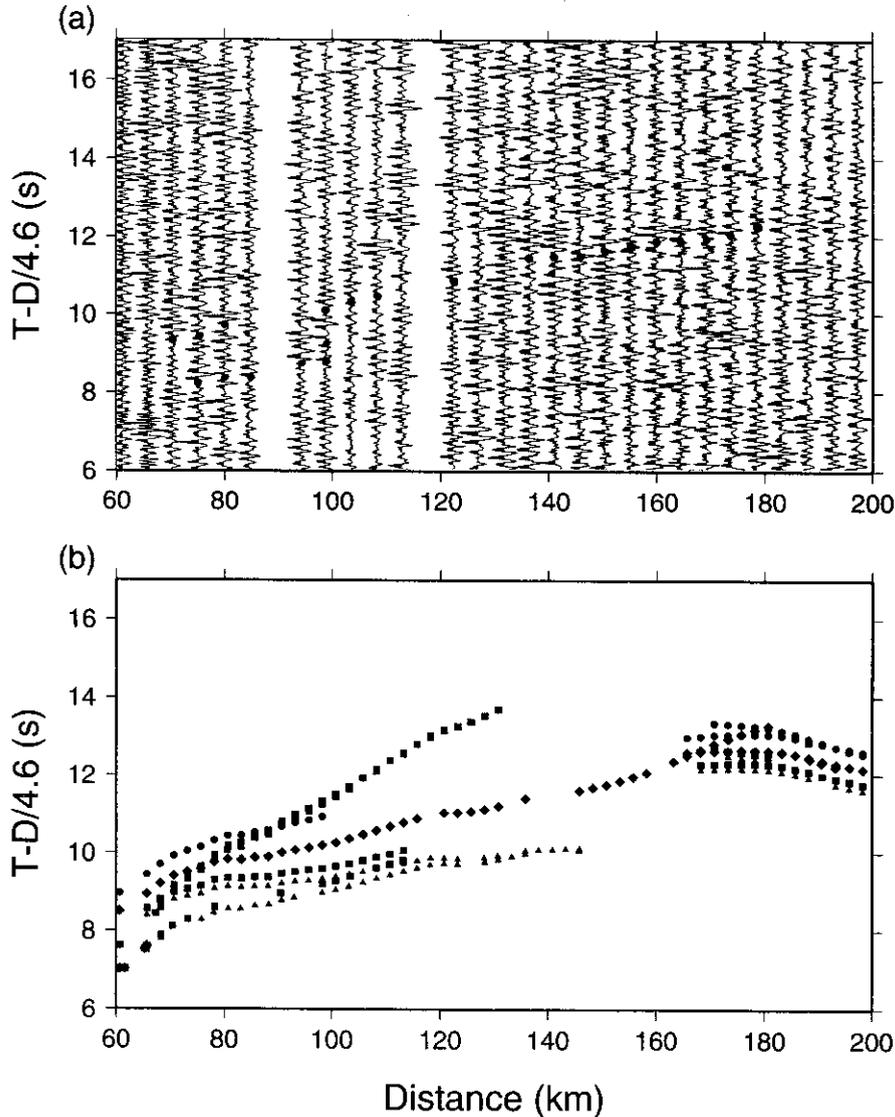


Fig.7 ダイナマイトの爆破を震源とした OBS #22A の上下動記録(a)と理論走時(b). 横軸は OBS からの距離, 縦軸は4.6km/s の速度で reduce した時間である. 2-15Hz のバンドパスフィルターをかけてある. (a)中の丸印は読みとった PSS 波, (b)中の三角, 四角, ダイヤモンド, 丸の印はそれぞれ下部地殻のポアソン比を0.24, 0.25, 0.28, 0.31にした時の理論走時である.

示す. これは, 6 km/s 層の大きさから, 海洋性地殻に大規模に花崗岩が貫入し, 島弧が形成されたことを物語っている.

11. P 波速度 7 km/s の下部地殻のポアソン比は, 前弧域, 背弧域下では0.25である. ダイナマイトの爆破を音源とした記録から, リフト域下周辺でのポアソン比は0.25よりも高い可能性がある. これが正しければ, リフト地域下ではマントル物質の付加の影響を前弧域よりも大きく受けているかもしれない.

まとめ

本論では, 伊豆小笠原島弧—海溝系の速度構造を例にとって, 速度構造からそれぞれの層の物性が何であるかを議論してみた. P 波速度構造と S 波速度構造からポアソン比分布を求め, その結果を手がかりに推察した. P 波速度構造からは, 層序とそれぞれの層の厚さや分布を求めることができる. 6 km/s 層がどれぐらいの大きさを占めるのか, 地殻の厚さはどれぐらいか, といったことが本研究では明確にされた. 更に, それぞれの層の構成物質を知るためには S 波速度構造を精密に求める必要がある. これは伊豆小笠原島弧の

例によって示した。S波速度構造を精密に求めることができれば、議論した内容もよりはっきりとしてくるだろう。また、直接触れなかったが、マルチチャンネル反射法の記録断面からは、細かい断層の分布をつかむことができる。今後、議論した内容から実際にどんな物質によってそれぞれの層が構成されているのかを把握するためには、岩石学的な考察を十分に行う必要がある。

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、東京大学海洋研究所の末広潔教授と海洋科学技術センターの木下肇深海研究部部長、海上保安庁水路部の西澤あずさ博士には貴重なコメントを頂きました。また、査読して下さった方にも具体的なコメントを頂きました。記して感謝の意を表します。

文 献

- Červeňý, V. and I. Pšenčík, 1983, Program package SEIS 83. *Charles University, Prague*.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.*, **101**, 3139-3156.
- Diebold, J. B. and P. L. Stoffa, 1981, The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data. *Geophysics*, **46**, 238-254.
- 藤岡換太郎, B. Taylor, 西村 昭, 小山真人, 海保邦夫, 田崎和江, T. Janecek 及び第126節乗船研究者一同, 1989, 伊豆・小笠原弧の横断掘削—ODP126節成果報告—。地学雑誌, **98**, no.7, 886-910.
- Hino, R., 1991, A study on the crustal structure of the Izu-Bonin arc by airgun-OBS seismic profiling. *DSc Thesis, Tohoku University*.
- 平田 直, 新庄直樹, 1986, SEISOBS—SEIS83の海底地震記象用プログラムへの変更—。地震, **2**, **39**, 317-321.
- Holbrook, W. S., D. Gajewski, A. Krammer and C. Prodehl, 1988, An interpretation of wide-angle compressional and shear wave data in southwest Germany: Poisson's ratio and petrological implications. *J. Geophys. Res.*, **93**, 12081-12106.
- Karig, D. E. and G. F. Moore, 1975, Tectonic complexities in the Bonin arcsystem. *Tectonophysics*, **27**, 97-118.
- 松田直子, 藤井智弘, 木下 肇, 1986, 自己浮上式海底地震計ハイドロフォンシステム。地震学会講演予稿集, no.2, 241.
- 村内必典, 1972, 人工地震探査による日本海の地殻構造。科学, **42**, no.7, 367-375.
- 篠原雅尚, 松田滋夫, 小沢和男, 末広 潔, 1993, DATレコーダーを用いたデジタル大容量海底地震計。海洋調査技術, **5**, 21-31.
- Stoffa, P. L., P. Buhl, J. B. Diebold and F. Wenzel, 1981, Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter—A plane-wave decomposition. *Geophysics*, **46**, 255-267.
- Uyeda, S. and H. Kanamori, 1979, Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.*, **84**, 1049-1061.
- 山田敏彦, 浅田 敏, 島村英紀, 1981, 自己浮上式海底地震計システム。地震学会講演予稿集, no.2, 126.
- Zandt, G. and C. J. Ammon, 1995, Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio. *Nature*, **374**, 152-154.