海洋地殻の地震学的性質

末 広 潔*

Seismological Characteristics of Oceanic Crusts

Kiyoshi SUYEHIRO*

Abstract

Modern seismological methods applied to studies of oceanic crustal structures are revealing detailed two-dimensional, sometimes three-dimensional, models. These new models are being constructed in areas where their geology and tectonics are much better defined than before. We are in an era in which researchers are vigorously testing new ideas on how oceanic crusts form, evolve and eventually recycle into mantle or accrete onto land. This requires synthesis of seismological, petrological and geological evidences, including ophiolites. This paper aims to show how seismological models of oceanic crusts are constructed, how seismological parameters are dependent on other parameters, and what is the present view of an oceanic crust.

I. はじめに

1) この論説の目的

海洋地殻の生成, 進化, 消滅プロセス・ダイナミクスの解明は, 地球科学の大きな学術的なテーマのひとつであり, 海洋地殻の地震学的モデルはその基本像を与える。しかし, この基本像の意味するところを正しく把握することはかならずしも簡単ではない。この論説では地震学を専門としない研究者を対象として, 海洋地殻の地震学的性質がどのように調べられ, 構造モデルが構築されるかを述べることを主眼とする。はじめに, 地震学的手法について説明し, 次に, 海洋地殻の実体について著者の関わった実験からの例をもとに, どういう計測器を用いたどういう実験デザインにより, どういう原理に基づきどのような解像度のモデルを得ているかを示す。他に, 海洋地殻の地震学的構造あるいは解析手法を概説した文献には, たとえば Christensen and Salisbury (1975),

Kennett (1977), Spudich and Orcutt (1980a, b), Suyehiro (1988), 平田 (1991), 末廣 (1991) White *et al.* (1990) などがある。海洋地殻の「個性」についてはなるべく多くあげた文献の項を参照していただきたい。

2) 薄い海洋地殻

海洋地殻の厚さは5~8 km であるので, 厚さ30 km 程度の大陸地殻に比べれば全貌をつかみやすい。そもそも地球内部構造を地震波で探り始めた初期の第1級の発見は今でこそあたりまえだが, この歴然とした構造の違いからくる表面波の伝搬の違い(海洋域を越えてきた方が速い)である(たとえば, Gutenberg, 1925; Matuzawa, 1929)。これはラブ波, レイリー波の存在すら怪しむ向きがあったような時代(Matuzawa, 1929)に示された。明瞭に厚さの違いで定量化するのはもっとあとのことで理論の構築も進んだ50年代以降である。表面波はしかし, 構造の詳しい地域性を論じるには不向きなのでこれ以降は触れない。

* 東京大学海洋研究所

* Ocean Research Institute, The University of Tokyo

3) 多様な海洋地殻とその変貌

海洋地殻は大洋底だけではなく、縁海でも海洋底拡大によって生成される。拡大様式もさまざま異なる海嶺あるいは同じ海嶺中でも地殻構造は変化していることがわかってきている。現在はその地震学的構造をできるだけ詳しくイメージ化しようと実験の工夫がなされている。たとえば、海嶺直下のマグマ供給システムを調べる努力は大西洋中央海嶺 (MAR) (Purdy and Detrick, 1986), 東太平洋海膨 (EPR) (Detrick *et al.*, 1987; Toomey *et al.*, 1990), あるいはファンデフカ海嶺 (White and Clowes, 1990; Cudrak and Clowes, 1993) で続いており、マグマ溜まりを示唆する低速領域の在否あるいはその形状、さらに地殻成長の様子が調べられている。海嶺は種々のスケールのセグメントに分けられるが (Macdonald *et al.*, 1991), その最大スケールのトランスフォーム断層、その延長の破砕帯では地殻が異常に薄く速さも小さいと示唆されている (Detrick *et al.*, 1993)。

このような詳しい議論が可能になった背景のひとつには、地形、年代、サンプリングの詳しいデータの存在がある。昔は破砕帯をよぎって構造探索をしても破砕帯の存在に気づかなかったことも多いはずである (Purdy, 1983)。生成過程がさらに明確ではない縁海では、そもそも海洋底拡大起源かどうか構造モデルから制約することになる (たとえば、日本海では Hirata *et al.*, 1989, 1992; Tamaki *et al.*, 1992)。

海洋地殻のほとんどは海溝で消費されるだろうが、付加の割合は定量的には未だ不明である。海洋性島弧地殻が海洋地殻からどう生成するのか (Taira *et al.*, 1992; Takahashi *et al.*, 1993), ホットスポットがどのように構造を変えるのか (Caress *et al.*, 1993), このようなことも現在進行中の課題である。沈み込む海洋地殻は海溝沿いのスラスト型大地震断層のフットウォール側をなし、その物性解明なくして地震発生ダイナミクスの理解はおぼつかないだろう (Suyehiro and Nishizawa, 1994)。海洋地殻が流体をどのくらいマントルに持ち込み、どのように放出するのかに

についても地震学的手法からの貢献が期待される (Shipley *et al.*, 1994)。

4) 海洋地殻物質・オフィオライト

海洋地殻の地震学的モデルは岩石学モデルと調和的になるはずで、具体的なマントル・地殻間の物質循環モデルに発展すべきである。しかし、本来の定義を逸脱して言われている「岩石学的モホ面」なる呼称の存在はそれがまだ必ずしも調和的でないことを示している。海洋地殻の掘削が下部地殻、マントル物質を捉えた例があるとはいえ、標準的な海洋地殻サンプルを手にするのは来世紀になるだろう。また、たとえそうであっても、「点」のサンプリングに空間的広がりを持たせるには地震学的手法によらねばならない。このことは強調しておきたい。

陸上にのしあげたとされるオフィオライトとの比較は海洋地殻物質を考えるうえで重要であるし、逆にオフィオライトの実体、成因を明らかにするためにも重要である。そのためには、海洋地殻の地震学的モデルをさらに精密にして、その成因、進化と関連させたものにしていかなくてはならない。ただし、あとで見るように、分解能の限界は地震波の波長つまり「ものさし」の大きさによる。手に取るサンプルとの比較は無理である。

II. 海洋地殻の地震学的区分と構成岩石

——第1近似——

地震学的手法に入る前に海洋地殻の「第1近似」的イメージを概観しておこう。海洋地殻の古典的な分類を表1にあげた。三層に分類されているのが特徴である。第一層は堆積層である。地殻が海嶺から離れるにしたがって厚くなる。カバーとなる堆積物は大気・海洋・生物の環境による。マントルから分離・付加した物質は第二層以下を構成する。このことは海洋学術掘削 (国際深海掘削計画 (DSDP/ODP)) からはっきりしている。第二層は海水に接して固化したピローバサルトとその貫入岩体としてのシーテッドダイクからなる。地震波の速さはここで大きく変化する。バサルトの速さにだんだん近づくわけだが、速さは破砕されて空隙が多いことから小さい値を示し、P波の速

表 1 標準海洋地殻構造

層	速さ ¹⁾ km/s	厚さ ¹⁾ km	速さ ²⁾ km/s	厚さ ²⁾ km	速さ ³⁾ km/s	厚さ ³⁾ km	速さ勾配 ⁴⁾ s ⁻¹
2	5.07±.63	1.71±.75	5.04±.69	1.39±.50	2.5-6.6	2.1±.6	1-2
3	6.69±.26	4.86±1.42	6.73±.19	4.97±1.25	6.6-7.6	4.9±.9	0.1
マントル	8.13±.24		8.15±.31		>7.6		

1) Raitt (1973)

2) Christensen and Salisbury (1975) : age>40 Ma

3) White *et al.* (1992) : ホットスポット, 破碎帯の影響のない 53 のプロファイルによる. 厚さは 7.0±.8km.

4) Spudich and Orcutt (1980b)

さは4.5 km/s から5.5 km/s と幅がある。さらに下部の第三層（下部地殻）はガプロで構成される。掘削サンプルもこれを支持する。このガプロは海嶺のマグマ溜りで固化したものとされていて、6.7 km/s くらいの速さを持つ。厚さは4 km くらいあり、モホ面を介して上部マントルのペリドタイトに達する。地震波の速さはモホ面で大きく変化する。というより、本来そのような面をモホ面と定義するのである。

上記のような岩石との対応は、現在もっともらしいとされているものだが、異なる説もあった。たとえば、第3層がサーペンティン化したペリドタイトと考えたときもあった (Hess, 1962)。あるいは第3層の底には高速層が存在するとされたときもあった (Sutton *et al.*, 1971)。ある時期に手にしたサンプル、あるいは速さモデルを海洋地殻の代表と考えるかどうかで種々の説が提唱される。いずれも、あらたなサンプルあるいはあらたな速さモデルによって改変を余儀なくされている (Spudich and Orcutt, 1980b)。このような事態は今後も発生するであろうか？ 地震波モデルの示す海洋地殻像は、標準像を示すことが目標ではもちろんない。前章で述べたように、海洋地殻が形成されてからはや海洋地殻とは呼べなくなるまで変貌する過程を描き出し、物質・ダイナミクスと関係づけられねば調べる意味はないであろう。

では地震学ではどのように構造推定を行なっているか、まず地震波の性質から見ることにする。

III. 地震波というプローブ

1) 地震波と媒質

地球内部を伝わる地震の波は実体波と表面波に

大別される。すでに言及した表面波は、表面（弾性定数の不連続面）があつてはじめて存在できる。実体波は境界面を要さず媒質を伝わる波で、よく知られているようにP波とS波が存在する（水中ではP波のみ伝わる）。しかしこれも仮定があるので、はじめのステップから概略を述べてみる。きちんと数式を積み上げていくには専門書を参照していただきたい（たとえば、Aki and Richards, 1980）。

ふつう、地震学では等方均質弾性体に成り立つ波動方程式の解をたよりに話を進める。これだと媒質の密度と二つの弾性定数（たとえば、非圧縮率と剛性率）によって決まる速さで伝搬するP波（媒質の体積変化；粗密波；縦波；音波）とS波（媒質のねじれ；横波）の存在が簡単に証明される。地殻内部だとだいたいP波がS波の1.7~1.8倍の速さで伝わる。

しかし、一般に岩石は非等方（異方性を示す）であり、不均質（密度、弾性定数が場所の関数）であり、さらに非弾性（波動エネルギーは伝播とともに熱に変えられる）でもある。これらの性質を波動方程式にしたがって波形まで調べるには数値解に頼らねばならない。現在のところそのような詳しいモデリングは少ない (Wilcock *et al.*, 1993)。

P波とS波の速さが測れても、この二つの値から構成岩石の上記三つのパラメータを求めることはできず独立な情報を要する。たとえば地殻を構成していそうな岩石について、室内実験でこれらの値を調べておくなどである。また、弾性定数といっても地震波の「ものさし」で見たそれである。実際の地殻はとくに浅いところでは、空隙率が大

きく、破碎度も高く、流体との二相をなしている。これらは圧力・温度依存性も大きい。したがってどのような岩石がどのような状態にあるか（実はこれを知りたい）を推定するのは難しい。前章で触れたように実験室での「ものさし」とは桁が違うからである。

地殻構成岩石にせまる重要なパラメータにPとSの両速さから求められるポアソン比がある。柱状のサンプルを軸方向に圧縮（引張）すれば直交する方向に伸びる（縮む）。このときの縮みに対する伸びの割合がポアソン比である。剛体に近づくとき剛性率が大きくなれば、ポアソン比は0（ $V_p/V_s = \sqrt{2}$ ）に近づく。後でも見るように、ポアソン比の決定は物質（と空隙率）との対応に重要である（Spudich and Orcutt, 1980a, b; Christensen, 1984; Shaw, 1994）。たとえばガブロとサーペンティン化したペリドタイトは同様のP波速さを持ちうるが、ポアソン比で弁別できる。

2) 地震波の伝播

問題は、波の発生源（震源、波源）から観測点まで波がどのような波形変化を受けどのようなスピードで伝わってくるかである。これが波の通過経路上の構造によって決まるからである。波動方程式によれば刻々の波動場が与えられるから、たとえば媒質の各点の変位がどう変化するかがわかる。しかし、波がどのように実際の媒質を伝わるか正確に求めることは上述したように困難である（計算時間がかかる）。波の進行とは波の山谷（位相）がどう伝わるかということであり、P波とS波の速さというのもその伝わる速さのことである。これに注目して幾何光学的に考えるのがもっとも簡単でふつうである。周波数無限大（波長0）の仮定である。これだと波の経路は線としてイメージでき、伝わりかたはフェルマーの原理にしたがう。すなわち、ある2点間（たとえば震源と観測点）を考えれば、間を結ぶありとあらゆる経路のうち、その経路に沿う伝搬時間（走時）がその経路をほんの少し変えても変化しない経路（走時（経路の関数）の経路に関する変分が0）を伝わる。ふつうは最小走時経路である。

よく知られているスネルの法則はフェルマーの

$$\text{Snell's Law : } \sin \theta_1 / V_{p1} = \sin \theta_2 / V_{p2}$$

図1 地震波の経路はスネルの法則による反射、屈折の繰り返しによって決まる

Fig. 1 Snell's Law determines the reflections and refractions, hence the path of a seismic ray

原理のあらわれで、媒質が面を介して変化している場合に適用される（図1）。一般に地球は深さ方向にもっとも不均質であるから、1次元不均質として媒質の性質の変化を多数の層構造で近似してやれば全地球に対してスネルの法則が応用できる。地球は丸いのでいつでも直交座標で考えて便利な（境界面を平面とする）わけではないが、海洋地殻の構造に対しては曲率は無視してよい。

ある位相の面（等位相面：等方弾性体中では波面）がどのような形で伝わっていくかも考える必要がある。ある等位相面が平面状に揃っていれば平面波と呼ばれる。1点から波が広がるとき均質なら球面波となる。媒質が不均質なら、波は複雑な形に広がっていくことが予想できるだろう。媒質に不連続面（曲面でもよい）があれば、そこで屈折波のみならず反射波も生じる。P（S）からS（P）への変換も発生する。たとえばP波が入射すれば最大4方向に波は屈折反射する（図1）。不連続面がたくさんあればそれだけ波の数がふえる（エネルギーが分配される）。これがひとつの理由で、実際に観測される波は、P波が到着してから、いろいろな波（相）が到着するのがふつうである。

実際の波は幾何光学では律しきれない有限の波長（有限の周波数）の波なので、物理光学の世界

図 2 ヘッドウェーブの伝わり方
媒質 I と II が平面境界で接している。S を震源とする球面波 P の波面 (I) は速度 c で広がる (S: 中心の球面)。距離 h に達してからは媒質 II への屈折波 (T)、境界からの反射波 (R: S の II 側鏡像中心の球面) が加わる。境界面に沿って波面は円形に広がる。この広がるスピードは入射波面 (I) が境界面に接する入射角 0 のとき無限大で入射角増加とともに急速に遅くなる。臨界角ではこのスピードが P の媒質 II を伝わる速度 $c' > c$ まで落ちる。このあと、境界面に沿っての I, R の波面の広がり媒質 II 側を伝わる T に抜かれる。この擾乱が媒質 I 側にあつた擾乱を与えてヘッドウェーブ (H) を励起する。H は z 軸中心の円錐台の側面をなす。図の右方にある 2 つの円はあらたな擾乱の広がりを示したものである。淡い色の線がヘッドウェーブの経路を示す。

Fig. 2 Generation of a head wave
Spherical wave (I) emitted from S spreads at speed c . Upon reaching distance h , reflections (R) and refractions (T) occur. The disturbance on the interface caused by incident wave at first spreads at infinite speed but drops to medium II speed of $c' > c$ at critical distance. After this, refracted wave travels faster than incident or reflected waves on the interface. This causes new disturbances from medium II side to medium I side, which is called the head wave (H). H is a part of a cone. Two circles indicate the spreading of these disturbances. The ray path of head wave is shown by a light color line.

になっている。そのため、回折、散乱、分散が発生し、これらは波長の関数になる。これも、震源で理想的なパルスがひとつ発震されたとしても、観測される波を複雑にしてしまう原因である。

ここでヘッドウェーブなる波について説明する。これは地殻構造のもっとも単純なモデル構築を可能にする波である。その存在は図式で示すのが簡

単である。入射波がある境界面に全反射を起こしはじめる臨界角で入ったとき屈折波はどうなるであろうか？ スネルの法則では境界面を平行につたことになる。実は、球面波が入射すると図 2 に示す伝播経路が実現するのである。このような伝わり方をする波をヘッドウェーブと呼んでいる。この波は経路が簡単なのでモデル化しやすいことが特徴である。ただし現実には観測されにくい。深さ方向に速さが増加していれば、曲げられてすぐ境界面に戻る透過波が境界面で下方反射を繰り返して境界面直下近傍を伝わってくる波（インタラクティブヘッドウェーブと呼ばれる）が存在し、振幅の距離による減衰も小さいので実際の伝搬様式としては現実的である。

3) 地震波の発生

波を発生するには震源が必要で、これはふつう有限の空間・時間に広がっていて、ある波形を持つ。観測される波形は異なる位相、波長（波数）、周期（周波数）の波の重ね合わせで表現できる。高い周波数の波ほど時間分解能が高く、短い波長の波ほど空間分解能が高い。速さは媒質で決まってしまう、波長と周波数の積が速さだから結局時間空間分解能をあげるには高い周波数の波を利用することになる。ところが、高い周波数の波ほど減衰が大きいのので深部探査には不向きである。

海洋地殻構造調査の場合は、震源の大きさが問題になるくらいそばで観測するときをのぞいて、点震源と考えてよい。したがって発生するのは球面波である。波面の広がりが球面なので刻々球面上の単位面積あたりに分配されるエネルギーは距離の -2 乗に比例して小さくなる。では具体的に地震波をプローブとして用いる観測について次に述べよう。

IV. 地殻構造調査 ——人工地震学——

1) 人工地震学 ——屈折法と反射法——

人工地震学あるいは制御震源地震学とは、震源を自然地震ではなく、人工の震源を用いて、発生伝播した波を観測して媒質の性質を調べる分野である。海域で海洋地殻を調べるには、エアガン、ダイナマイトが普通用いられる。数～数10 Hz が

震源の周波数帯域である。どのくらいの距離信号が届くかは、構造そのものと雑音環境によるが、海洋地殻全体を探るためにはこれらの震源で十分で、水平に数10 km 届くのが普通である。

地震波の速さはおおむね深さ方向に増加し、それが地球内部の最大不均質方向である。このため、海面近くから下方へ伝播した波の一部は上方へ曲げられて、観測範囲内の海面あるいは海底に戻ってくる。スネルの法則で下方へ進むにつれ曲げられていくと、いずれ水平方向へ曲げられる最深点までに至り、その後は上方へ進んでいくのである。このような波を屈折波と呼び、おもにこれを観測して構造を求める方法を屈折法と呼んでいる。調べる深さに対し水平距離を十分長く取らないと観測できない。5～6 km の海洋地殻なら50 km 程度の水平距離まで観測することが必要である（図3）。

波の一部は、地殻内の不連続面で反射されて海面あるいは海底に戻ってくる。これは広範囲に観測され得るが、とくに震源の近傍で捉えられる反射波を用いて構造を求める方法を反射法と呼んでいる（図4）。不連続面の検出に有用な手法であるが、反射効率はよくないので屈折法ほど深部までの研究には不向きである。しかし、近年では強力な震源、多数センサーによる信号対雑音比の改善により最上部マントルからの反射波まで捉えられるようになってきた。残る弱点は、速さ変化の大きい方向へ最小の経路で伝わった波なので速さの値の不正確さである。そこで、広角で反射する波をねらっての観測も行なわれるようになってきた（図5）。

要は、片方の手法だけですべてがわかるのではなく、両者を総合することがより正確な地殻モデル形成に貢献するということである。言い換えれば、震源から海面あるいは海底に戻った波はすべて利用すべきである。この点は技術的には可能なのだが両手法が別々の発展をしてきたので総合化はまだ現在進行形である。

結果の精度に大きく響く要素に、時刻と位置がある。反射法はひとつの時計で発信と受信を同時管理できるので、それが独立になる屈折法よりは

図3 標準海洋地殻構造（表1）に対する水深5kmの海底地震計の走時図
屈折法では、レシーバー（定点）に伝わる異なる距離からのショットの信号をプロットしたものをレコードセクションと呼び、ある経路を伝わった信号（相）の到着時の並びは走時曲線をなす。

Fig. 3 Calculated travel times for OBS at 5 km depth for a normal oceanic crust (Table 1) In a seismic refraction survey, a record section is obtained by plotting each shot record observed by a fixed point receiver. A travel time curve corresponds to arrivals of a particular seismic phase.

有利であった。位置はGPS（Global Positioning System）の時代になり格段によくなった。結果を見ると絶対的な緯度経度を考えるときにはGPS以前か以後かは重要である。ただし、GPS以前でもNNSS（Navy Navigation Satellite System）衛星、LORAN-C（Long Range Navigation）の併用で比較的高い精度（数100 m以内）を保っている場合もある。

2) 人工震源

エアガンは、高圧空気（100～150 kg/cm²）をある容量（数～10リットル）瞬時に海中に放出し、その圧力変化を遠方へ伝える。その時生じる海中気泡が振動しながら海面に上昇していくときの振動数が、屈折法にとっては観測される波形の卓越

図 4 反射法によるデータ取得法と得られるレコードセクション例
多重反射法 (MCS) では、共通中間点 (CPM) を持つ複数のショットー
ハイドロホン記録を経路沿いの速度を補正して加えて (スタック), CMP
直下の反射面を強調した記録を得る。たとえば, ハイドロホンのチャンネル
数が 96 あり, ショット間隔 50 m でチャンネル間隔が 25 m ならば,
1 CMP あたり 48 個の記録をスタックでき, CMP の間隔は 12.5 m にな
る。実際例は, 太平洋からの記録である (Ariie and Suyehiro, 1993より)。

Fig. 4 Schematic views of geometry of a seismic reflection survey
and obtained seismogram

In a multi-channel seismic (MCS) method, a number of seismograms
which share a common mid-point (CMP) are corrected for the crustal
speed to stack them to enhance signals from reflectors. For example,
if there are 96 hydrophone channels with 25 m spacing and shots with
50 m spacing, 48 seismic traces will be obtained per each CMP with
12.5 m spacing. Actual example is from the Pacific Ocean (from
Ariie and Suyehiro, 1993).

周波数となる。反射法ではインパルスを震源とし
て地殻内部の応答を得られれば, それがそのまま
反射面の位置と反射強度の情報となるので, でき
るだけ単一パルスを送り出したい。そのためシャ

ープな立ち上がりの第 1 波だけを利用すべく, 異
なる容量のエアガンを組み合わせてアレーとし,
異なる気泡の振動数の重ね合わせにより第 1 波だ
け強調するような工夫をする。しかし, 深部から

図 5 2 船を用いたショット，レシーバーの配置のパリエーション
ESP では CMP を 1 点に保ち，広角の反射波まで捉えて，正確な速度決定を行なう．COP では特定の反射面からの信号を強く捉えるような距離に 2 船を保つ．いずれも正確なナビゲーションを要する．

Fig. 5 Two-ship operation increases freedom of shot-receiver geometry to allow records of wide angle reflections ESP (expanding spread profiling) keeps a CMP COP (constant offset profiling) keeps the distance between two ships.

の反射を捉えるためには減衰の小さい低い周波数の波に頼らざるを得ないので容量を大きくしてエネルギーをかせぐことが優先される。

エアガンの発信ボタンを押すのと実際に発信されるまでの機械的な遅れとを，きちんと把握していないと 10 ms の精度は保証できない。

ダイナマイトは，海洋地殻程度の研究にはだんだん使われる頻度は下がっている。大容量のエアガンの方が高密度（～50 m 間隔）に再現性よい波形でシューティングできるからである。再現性がよいということは異なるショットに対する観測波形の重ね合わせができる，また各々のショットに対して得られる波形間の相互相関をとりやすいので信号（相）の同定が容易になるということである。ダイナマイトはしかし，エネルギーはけた違いに強力にできるので，深部からの情報に確かさを求めれば必要である。

海中での震源は当然 P 波しか励起できない。し

かし，上述したように不連続面があれば，そこでエネルギーの一部は S 波にも変換される。堆積層のない海底面，堆積層中のハイエータス，あるいは火成岩層上面がそのような変換を起こす顕著な境界の候補である。このように生じる S 波がポアソン比を求めるデータとなる。

3) レシーバー

伝わってくる地震波によって媒質が「揺れる」のを記録する機器を，ここでは受信器になぞらえてレシーバーと呼ぶ。現在の主流はマルチチャンネルハイドロホンストリーマー（MCS）と海底地震計（OBS）である。前者は，船から曳航する圧力変化感知センサー（ハイドロホン： μbar 変化を検知）をいくつかの組（チャンネル：96～256）として線状（リニア）アレーとしたものである。組む理由は，下方つまり地殻中から位相をそろえてくる波を重ね合わせて強調するためである。長いものは船尾から 2～3 km 後方へ曳航する。こ

れはレンズの口径を拡げるようなもので、より遠方つまりより深くからの信号への感度を高める。同じ船でシューティングすれば、いわば2~3 km の距離の屈折法探査の繰り返しともいえる。別の船でシューティングしてセンサーとレシーバー間の距離の自由度を高めれば、さらに異なる波の観測が可能になる(図5)。両者とも移動できるので面的カバーも可能である。ただし、この場合はたとえばマイクロ波の送受信器を搭載して2船間の相対距離を正確に測定しなくてはならない。絶対位置も重要だが最近では、GPS のデファレンシャル測定により、メートル単位の位置決めが大洋のまっただ中でも可能である。

海底地震計は、陸上型と同じ3成分(上下、水平2)地動速さ地震センサーを内蔵するのが普通である。センサーは速さで 10^{-8} m/s 程度の感度を持つ。これは5 Hz の振動ならば変位にすると 3×10^{-8} m (0.03ミクロン)の微小変位に相当する。海底に設置することにより、S波も観測できること、海面より雑音が小さい(海底では 10^{-7} m/s 程度)ので遠方からの微小信号を捉えられることが特徴である。定点観測なので自然地震を用いるには必需測器である。現在では多数の設置回収があたりまえになってきている。オフライン観測なので時刻精度の確保が重要である。人工地震による構造調査では1週間程度の設置で十分なので、 5×10^{-7} の精度の水晶が装着されていれば、温度がほぼ一定の海底なので0.1秒以内の議論ができる。エアガンショットの時刻、位置は精密に求められるので、それをもとに海底レシーバーの位置、時刻補正も行なえる。これで、位置は数10 m 以内に決められる。

さらに地震計を掘削孔内に吊り下げれば(最深の海洋掘削は海底下2 km 達成されている)、地震計と人工震源との間の速さ構造は完全に決まるほか、より深部も反射波観測によりわかる(VSP: vertical seismic profiling と呼ぶ)。

V. 地殻構造モデル

これから述べることは、読者が実際にデータ解析を行なうことは想定しておらず、屈折法を主な

例にして理解のためのポイントを示そうとするものである。

1) レイヤーケーキモデル

すでに地震学的な区分を実際の構成岩石と対応づけて述べた。しかし、地震学的な層区分、速さ、厚さは岩石との対応を念頭に求められたものではない。理想化されたモデルとして提出されたものが第1近似的には対応づけられるということで、さらに詳しい対比ができなければ地震学データの貢献は小さくとどまってしまう。

しかし、このヘッドウェーブを根拠に置く古典的モデルも大きく役に立った。はじめに述べた標準モデルがそれである。このモデルはレイヤーケーキモデルなどと呼ばれることがある。速さは深さ方向に不連続に変化するのみのもっとも単純な一次元モデルである(図6)。ひとつの層をひとつの速さで代表させている。このような構造を明らかにするには図6に示したようなデザインの実験をすればよい。

このモデルを構築するために必要なパラメータは、ひとつの層を伝わるヘッドウェーブの速さとそのヘッドウェーブの距離0における仮想的な走時(インターセプトタイム)のペアを各層について得ることである。ヘッドウェーブはその伝わる層を水平に無限に伝わるので、レコードセクションではその到着時は直線上に乗る。この直線の傾きの逆数その層の速さである。これで一意にモデルが決まる。ただし正しく相を認識できないと間違える。たとえば屈折波の振幅が小さいので、見落として反射波を屈折波と思いこんだりすればである。

レイヤーケーキモデルは、できるだけ単純なモデル、少ないパラメータによって、異なる実験で得られた結果の比較を有意にしようとしたのである。異なる海洋でどう違うか、異なる年代で変化が見られるかいろいろ調べられたが、第3層が年代とともに厚くなっているらしいこと以外確定的なことはわからなかった(たとえば, Goslin *et al.*, 1972)。

各層内で、岩石が圧力増加とともにどのように速さを増すのか、そのような評価まで行なうには

shot-receiver configuration

crustal models

図 6 人工地震探査の測器配置と求められる地殻モデル

左：OBS の片側に人工震源を分布させれば深さ方向にのみ速さの変化するモデルを決定できる。速度一定の平行層の重なりからなるレイヤーケーキモデルはもっとも単純で古典的なものである。

中：2 台の OBS があれば測線下の層構造の傾斜を推定できる。

右：現実的な地殻に対してはショットもレシーバーも多数必要になる。

Fig. 9 Geometries of seismic refraction profiling used to obtain various crustal models

left: One-dimensional model can be constructed from a distribution of shots on one side of an OBS. Simplest and classic case is the so-called layer-cake model consisting of a stack of horizontal constant wavespeed layers.

middle: With 2 OBSs, layers' dip angles may be estimated.

right: For a realistic two-dimensional crust, both many receivers and shots are necessary.

もはや上記方式ではだめである。また、何をもって層と定義するのも明確ではない。このモデルでは層の境では速さが不連続となるが、そうなることによって生じる反射波の証拠が必要である。屈折波と反射波を区別して認識できるような記録を得るには、観測点の空間密度と観測の感度・ダイナミックレンジの大きいことが必要であるが、

そのような観測が可能になったのは主に70年代以降である。

2) 一般的な一次元構造 — τ と p —

海洋地殻での実験の観測例を図7に示す。同一距離にいくつも相が見える。同一観測点でも経路の違い、PかSの違いで走時は異なり別の相となって現われる。どの相がどういう素性の波か間違

図 7 上：実際の海洋地殻のレコードセクションの例 (Suyehiro *et al.*, 1990)

記録は北西太平洋海盆でのエアガン—OBS 記録。

下：モデル (図11) による各相の走時と振幅変化

相の記号は波の伝播の様式をあらわす。mはモホ面反射，小文字の p, s は堆積層中の伝わり方，wは海面反射。

Fig. 7 top: An example of a seismic refraction record section of an oceanic crust (from Suyehiro *et al.*, 1990)

The record is from northwestern Pacific basin.

bottom: Calculated seismograms based on a model (Fig. 11)

Various seismic phases with variable amplitudes are shown. "m" is reflection off Moho. "p" and "s" depict wave types in the sedimentary layer. "w" is reflection off the sea surface.

えると別のモデルを構築してしまう。屈折波と反射波を取り違えることもありうる。理想的にレコードセクション上で正しく信号の到着時刻を判定できたとする (図7)。これは、走時は距離の多価関数となっているので複雑である。こうなった理由はもちろん構造のせいによるのだが、もっとわかりやすい1価関数表示にならないだろうか。

じつは、それを実現する方法がある。速さが増加する場合は近似的に細かい一定速さの層に分解して考えることにする。するとその層 (スローネス u とする) の中では波線は直線でその水平成分を x 、垂直成分を z とすると波線の長さは $x \sin q + z \cos q$ であるから、走時はこれにスローネス u を掛けたものになる。ここでスローネスの水平成分を p 、垂直成分を q とすると走時は $px + qz$ と書ける。

ここで、一次元構造の特質を知らねばならない。といってもスネルの法則でよいのだが、要はある波線に着目するとそのスローネスの水平成分 (レイパラメータとも呼ぶ) は保存される (一定) ということである。この波線が一番深いところに達すればその後はそれまでに費やしたと同じ走時と同じ距離を走って深さ0の点に戻る。各層の波線の長さの水平成分の和は水平距離となり垂直成分の和は深さとなる。最深点までの走時の和は、 p は一定だから、水平距離の和に p を掛けた項と、各層毎の q と z の積和の項の和になる。この2倍が深さ0の観測点に達するまでの走時である。結局走時 (T) は;

$$T = pX + 2 \sum [qz]$$

のかたちになる。ここで第2項を τ と呼ぶ (インターセプトタイムとも呼ぶ)。

データは T - X 平面にプロットされると多価関数になる。これを上式を使って p と τ で表示することも可能である。

構造はふつう下方に速さ (スローネス) が不連続を含めて増加 (減少) する。つまりより深いところから曲げられて戻ってくる波線はより小さな p を持つ。そしてより深いほど第2項は大きくなるはずである。結局 τ は p の単調減少関数で1価関数になった (臨界角以下の反射波 (c-d) を除く: 図8)。

実際のデータでこのような変換をするためには空間的に密にデータを取る必要がある。海域はまさにそのようなデータを得るためにあるようなもので、数10 m 間隔でデータが得られる。船が5ノットで進みながら20秒おきにショットすれば約50 m 間隔である。

さて、ここから速さモデルをどう客観的に求められるだろうか。 τ - p 曲線が求まれば、速さ (p^{-1}) を正しい深さに持っていきただけであるので p の大きい (τ の小さい、浅い) ところから小さいほうへ順に qz を分解していけばよい。これは自動的に行なうことも可能である。

このようにして求めた日本海での例を図9に示す。掘削データとつきあわせても相関のよい高い分解能が示されている (Shinohara *et al.*, 1994)。図にはエラーバーが示されているが、これは τ の読みとりで0.05秒の誤差があるとした場合である。それが、深さエラーにして100 m 以上の大きさに伝播するわけである。

3) 傾斜層構造

図6中央に示したのは、横方向の不均質を層の境界を傾けて表現したモデルである。もし地下構造が近似的にこのような形態をしていると考えてよいとしたら、人工震源を多点配置して、これを少なくとも2台のレーザバーで記録すればよい (図6)。片方の測線 (片測線) のデータでは、距離の方向に傾斜が下向き (上向き) ならば走時の傾きは実際より小さく (大きく) なる。得られた記録の両側の相の傾きとインターセプトタイムが揃えば、境界面の傾きまで求められる。しかし、現実の地殻構造を単純な傾斜構造で近似するのは限界があり、次に述べるように、現在は実験技術が進み、より自由度の高いモデル構築が可能になっている。

4) 一般的な二次元構造

単純な傾斜層構造は平面境界に限定される単純化されたモデルである。もっと自由度を高めて図6右のような構造を仮定すると、一意に求めるのは著しく困難になってしまう。しかしこれまでのシミュレーションの結果などによれば、震源および観測点の密度を高くして、得られるデータの情報を正しく解釈して用いればほぼ正しい解に到達できる。

一般に海底面も堆積層と火成岩の境界もフラットではなく、単に傾斜しているわけでもない。海底面がフラットに見えても第2層上部境界は凸凹しているのがふつうである。したがってこの浅い

図8 層内で速度が漸増する2層構造の場合の記録。距離に対し信号の到着時をプロットすると左下のようになる (図では走時 (到着時-発震時) からさらに距離/基準速度を引いているので距離とともに縦軸値の減少がありうる)。第1層内を屈折してくる波が a-b、境界で反射してくるのが b-c-d、第2層から屈折してくるのが c-e となり b-c 間では同じ距離での記録には3つの信号が到着する。cは反射と屈折が分岐する臨界角の点である。データが十分空間的に密に得られていれば、これを右下の τ - p 平面へ写像できる。これにより a-b-c-e の結び目がほどける。

Fig. 8 Records from a two-layered structure with increasing speed in each layer. Lower left figure shows signal travel times against distance (traveltime is reduced in the figure by a factor of [distance]/[reduction speed] so the plot may decrease with distance). Refractions in the first layer arrive as a-b branch. Reflections appear as b-c-d. Refractions from the second layer are c-e. Note triple arrivals expected between b and c. Point c corresponds to critical angle and bifurcation into refractions and reflections occur. If sufficiently spatially dense data are obtained, the data can be transformed onto τ - p plane. Then, the triplication a-b-c-e is united.

部分の2次元構造の影響は、レイヤーキーモデル構築の時代からその補正は重要であった。しかし、おおむね海底面の凹凸の簡単な仮定に基づく補正にとどまっていた。

現在では地殻全体の2次元性を問題にするので、精度の高い補正が要求される。そのためには地震波の経路を知らなくてはならず、すなわち全体の構造が効いてくるのでやっかいである。反射法による記録は最近の海底面の2次元的スワスマッピングとあわせて、初期的な補正値を求めるために

図 9 τ - p インバージョンで求めた日本海大和盆地の浅部地殻構造 (Shinohara *et al.*, 1994) (右上), 左上が OBS 記録

このうち 10 km までと 10-20 km の記録を分けて τ - p 変換した結果が下に示されている。信号として読み取ったところを実線でマークしてある。 τ の大きいところの大振幅は多重反射。 τ の小さいところの大振幅は水中のみを伝った自明の波。距離 4 km あたりに原記録で反射、屈折の重なりがあるが左下図でそれがほどけている。

Fig. 9 Shallow crustal structure model in Yamato Basin, Japan Sea obtained by τ - p inversion (Shinohara *et al.*, 1994) (upper right).

Upper left figure is the original OBS record.

Dividing this into two distance ranges, lower figures are obtained. Picked signals are shown by solid lines. Large signals at small τ values are due to direct arrivals through water. Those at large τ values are arrivals due to multiple pathing. Triplexation seen at about 4 km distance in original record is “untied”.

必需データである。

モデルを構築するのに、まだ τ - p 法のようなインバージョンは完成されていない。現在のところは波線追跡法によっていわば試行錯誤方式に求

めた方がデータをより活用している。あるモデルに対し、種々の相の走時と振幅を計算してデータと比較して相関を高めていくやりかたである。主観的に進められるわけだが、より多くの情報を総

合判断して利用している分、部分的情報しか利用していないインバージョンより妥当なモデルを構築していると考ええる。もちろん計算機の高速化に伴って、より包括的なインバージョンに移行すべきである。

これまであまり振幅のことに触れなかったが、振幅は構造の速さ変化に敏感なので重要なパラメータである。波形あるいは振幅の絶対評価はまだ困難であるが、2次元構造モデルを求めるには振幅の相対評価はなされるのが普通である。観測振幅を説明するためには、急激な速さ変化が見られる遷移層をモデルに含めなければならないこともしばしばある。

5) 3次元構造

MCS 反射法では3次元構造が求められる時代になった。深部構造については屈折法を利用したいが、そもそもそのようなデータ取得が未だ困難である。レーザバーが2次元の実験で数10台動員しているのが、その二乗で増えるからである。解析ももはや主観（試行錯誤）的方法ではとうてい不十分であろう。

3次元構造探査がもっとも望まれるのは、まさに地殻が成長している現場、すなわちマグマが上昇固化している現場の詳しいイメージを得る場合である。海嶺では数 km 幅以内でまわりより速さの小さい物質をマッピングしなければならず、しかも軸方向の変化も無視できないのでこれから将来においても難しいと思われる。

6) 異方性

速さが場所の関数としてどうあらわされるかに加えて、最近是非等方性あるいは異方性も重要なトピックである。鉱物の結晶は顕著な異方性を示す。モホ面直下最上部マントルの異方性は Hess (1964) の提唱以来いくつもの実験を経て確立された感があるが、地殻内はどうであろうか？異方性を検証するのはたいへん難しい。異方性媒質中ではもはやP、Sというわかりやすい伝わり方をしなくなるのだが、簡単には振動方向によって速さが変わることから、S波が進行方向垂直面内での直交2成分に伝わり方のずれ（スプリッティング）が生じることを利用して、ひとつの観測点の

記録からそれを見つける手がある。もうひとつは震源からいろいろな方向で観測して速度に方位依存性が見られるかである。前者は直接的証拠であるが、後者は地域性（水平方向の不均質性）で生じる可能性がある。海洋地殻では後者の検出方法がほとんどである。高周波数（狭い帯域）で短い距離での観測でS波のずれを検知するのは難しい。

図10は日本海で異方性を上部地殻内で検出した例である (Hirata *et al.*, 1992)。結晶がきれいに配列しているのではなく、クラックに加わるテクトニックな応力場によりクラックの開き方に選択的配列があるという解釈がなされた。ここでは、統計的検定に耐える0.1秒以下の精度の議論により数%の速度の方向依存性が求められたことを強調したい。GPSをももちろん使用している。

このように、水平応力場の主応力の方向の推定に役立つとすれば地震の起きない場所に応用できるし、掘削孔を利用したの孔内測定で「点推定」とあわせて有用であろう。

VI. 海洋地殻の地震構造・コアサンプル・オフィオライト

海洋地殻のレイヤーケーキモデルが長く流布したが、現在のモデルは上述のより進んだモデルにとって代わられている。表1にそれを示したが、あらたに重要なパラメータは深さ方向の速さ勾配である〔速さ変化幅〕／〔深さの幅〕だから単位は s^{-1} である。第2層はこの勾配がもっとも大きい部分として特徴づけられる。第3層ではこの勾配が1/10程度になる。第2層と第3層の境界は速さ勾配の不連続面であって速さのそれではないのが最近の結果の示すところである。たとえば、北西太平洋海盆での海底地震計とエアガンによる屈折法の結果 (Suyehiro *et al.*, 1990) を見る (図11)。近傍で行なわれた別のOBS屈折法の結果 (Duennebier *et al.*, 1987) が重ねて示してあるが、似ているのがわかる。違いは、約深さ5 kmの低速層とモホにさしかかるところの遷移層である。この違いを評価するのは簡単ではない。得られたレコードセクションの走時、振幅の振る舞いが実験の誤差範囲で、前者の場合は説明できると判定し

図 10 日本海大和海盆地殻内の異方性 (Hirata *et al.*, 1992)

左下の内側の円周のエアガンショットを中央の 794D の掘削孔の地震計で得た記録を上
に示す。距離が正確には一定できないこと、海底の深さ、堆積層の変化が大きく影響し
ているが、これらを除去して、 ± 0.1 秒以内の有意な変化を検出して異方性のモデルを
あてはめると右下の相関が得られる。上部地殻には北西-南東に速度の大きい異方性が
ある。

Fig. 10 Anisotropy found within the upper crust of the Yamato Basin, Japan Sea
(Hirata *et al.*, 1992)

The inner circle airgun shots to a borehole seismograph at 794D (lower left) are
recorded as shown in upper figure. After correcting for distances, water depths,
and sedimentary structure, significant travel time fluctuations within ± 0.1 s change
correlate well with an anisotropy model with maximum speed in NW-SE direction
in the upper crust.

たが、後者はより細かい振る舞いまで実際の構造
の影響として説明しようとしたためと思われる。
このことは、真の構造はおそらく前者よりは複雑
だが、後者がそのユニークな解であるかは必ずし
もはっきりしないことを示している。構造がこの
ように限定されたなら、次のステップとしてあら

たに、たとえば低速層の存在の可否を問う実験が
デザインできる。Hess (1964) が、マントル異方
性の存在をそれまでの結果のコンパイルから類推
したが、実証するには Raitt *et al.* (1971) によっ
て合目的実験を要したのと事情は似ている。

ここで、素性のわかっている海洋地殻について

図 11 左上：北西太平洋海盆（水深 5,560 m；>100 Ma）での海洋地殻構造図 8 参照（Suyehiro *et al.*, 1990）
 縦軸右側の数字はポアソン比。近傍の地殻の別の結果も薄い線で示してある（Duennebie *et al.*, 1987）。
 右上：東太平洋ファラロンプレート（水深 3,550 m；15Ma）での古い記録の解釈（Spudich and Orcutt, 1980a）
 左下：東太平洋ファンデフカプレート（水深 2,500 m；<15 Ma）での OBS 記録からのモデル（Au and Clowes, 1984）
 右下：大西洋（水深 5,200 m；140 Ma）での地殻構造（Purdy, 1983）
 地殻浅部で小さなポアソン比が見られるのは 15 Ma 以下の地殻であり空隙の存在によるのだろう（Shaw, 1994）。

Fig. 11 top left : Oceanic crustal structure of northwest Pacific basin (depth 5,560 m ; >100 Ma) (see Fig. 8) (Suyehiro *et al.*, 1990)
 Another model by Duennebie *et al.* (1987) for a nearby crust is also shown (thin line). Figures on the right hand side of vertical axis are Poisson's ratios.
 top right : Structure models for Farallon Plate in the east Pacific (depth 3,550 m ; 15Ma) (Spudich and Orcutt, 1980a)
 bottom left : Structure models from OBS record on Juan de Fuca Plate (depth 2,500 m ; <15Ma) (Au and Clowes, 1984)
 bottom right : Model for western central Atlantic (depth 5,200 m ; 140 Ma) (Purdy, 1983)
 Low Poisson's ratios for <15 Ma crusts are probably due to the presense of cracks in the shallow crust (Shaw, 1994).

図 12 上 : オフィオライトサンプルの室内実験による速度分布 (Salisbury and Christensen, 1978 ; Christensen and Smewing, 1981より)

原則的にオマーンに対応する岩石を左側に示した。

中 : 上のデータから求められるポアソン比の分布

下 : 岩石別のポアソン比の分布 (Christensen, 1978より)

Fig. 12 top : Laboratory measurements of ophiolite samples (from Salisbury and Christensen, 1978 ; Christensen and Smewing, 1981)

Rock types for Oman are indicated on the left side.

middle : Poisson's ratio distribution

bottom : Poisson's ratio distribution in different rocks (from Christensen, 1978)

調べられたP波、S波構造について見てみよう。前記したようにポアソン比は構成岩石の特定に役立つ。P波速さに対しS波速さをプロットしたこの図11は東太平洋 (Spudich and Orcutt, 1980a; Au and Clowes, 1984), 大西洋 (Purdy, 1983), 北西太平洋 (Suyehiro *et al.*, 1990) からの異なる4つの海嶺で生産された海洋地殻の例である。もっとも顕著な違いは浅い地殻の構造であるが、年齢の若い地殻でポアソン比が小さい。これは空隙率の違いのせいに見える (Shaw, 1994)。

オフィオライトサンプルに対しての室内計測実験結果を図12に示す。室内計測サンプルと実際の *in situ* 条件では、サイズ、温度、圧力、空隙度、クラック形状、液体飽和度が異なり、いずれも速さに影響するので、比較するにはこれらの条件を考慮しなくてはならない。つまり、図11と12を比較して簡単に結論を出すわけにはいかないわけであるが、深部ほど不均質の影響は小さいとすると下部地殻のガブロ・メタガブロとの対応はよい。高速で大きなポアソン比が認められれば、サーペンティン化されたペリドタイトも候補にあがるがそれは認められない。

海洋地殻の多様性をその成因、進化の過程のなかで理解するためには、地震学的データに加えて実験室サンプル計測との関連を求めることが重要であり、同時にオフィオライトの生まれる過程を限定するためにも重要である。

VII. おわりに

海洋地殻構造の地震学的研究を見てみると、世界的に進められたことだが、西太平洋では60年代のUMP (上部マントル計画)、日米科学協力研究によりレイヤーケーキあるいは傾斜層構造モデルは広範囲に求められた (たとえば, Murauchi *et al.*, 1968; Den 1972)。この第一近似的海洋地殻像を資産に、より高次のイメージを得つつあるのが現在である。現在では、地殻の全貌をP、S波速さ2 (3) 次元分布で求めることができるようになった。これを可能にするためにはOBS、MCSに代表される計測器の進歩、人工震源の進歩があり、背景には、計算解析技術の進歩、GPS

の登場があった。また、測線のデザインには詳しい面的海底地形図、年代分布、テクトニクスの情報が利用できるようになった。このようにして求められる精密な地殻像は、地殻の形成進化により重要な制限を加えつつある (たとえば, White *et al.*, 1994)。

観測する地震波の性質により、空間分解能を数10 m 以下にするのは難しい。地殻下部で7 km/s ならば50 Hzの周波数で調べられたとしても、波長140 mの「ものさし」をあてることになる。サンプルレベルの変化は平均化されてしまう。にも関わらず地震学が地殻形成進化の解明に挑戦し続けるのは、形成進化を決定づける鍵は0.1 m オーダーのスケール以上に存すると考えるからである。

海洋地殻は海洋底拡大で生成される。初期条件として海嶺のセグメント化をあらたに考慮すべきことになったが、その後年代とともに変成するのみならず、ホットスポット、プレート内部あるいは境界の火山活動の影響により変成する。応力場の影響もある。さらに地球の歴史上海洋地殻のすべてがリサイクルしているわけではなさそうなことはオフィオライトや海洋性島弧の存在から推定される。どのような基本的プロセスによって海洋地殻が形成、変成、消費しているかは地球科学第一級の問題である。

地震学的手法の限界を述べたが、サンプリングできない深さで地球内部の3次元不均質を調べるには、いまのところ地震学的手法が最高分解能をもっている。これを生かして海洋地殻の輪廻を解明するには、地震学的手法による定量化をさらに進め、他の地球科学パラメータとの総合解釈が必須である。

謝 辞

平田 直氏、徳山英一氏には原稿にコメントをいただきました。

文 献

- Aki, K. and Richards, P. G. (1980): *Quantitative seismology*. W. H. Freeman and Co., San Francisco, 932p.
Ariie, Y. and Suyehiro, K. (1993): Multi-channel seismic reflection survey across the Kuril Trench.

- In Kobayashi, K. ed.: *Preliminary Rept. Hakuho Maru Cruise KH 92-3*. Ocean Res. Inst., Univ. of Tokyo, 87-90.
- Au, D. and Clowes, R. M. (1984): Shear-wave velocity structure of the oceanic lithosphere from ocean bottom seismometer studies. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **77**, 105-123.
- Caress, D. W., Mutter, J. C., McNutt, M. and Detrick, R. S. (1993): Seismic refraction evidence for crustal underplating beneath the Marquesas Islands hotspot trace. *EOS*, **74**, p. 563.
- Christensen, N. I. (1978): Ophidites, seismic velocities and oceanic crustal structure. *Tectonophysics*, **47**, 131-157.
- Christensen, N. I. (1984): Pore pressure and oceanic crustal seismic structure. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 411-423.
- Christensen, N. I. and Salisbury, M. H. (1975): Structure and constitution of the lower oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 57-86.
- Christensen, N. I. and Smewing (1981): Geology and seismic structure of the northern section of Oman ophiolite. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2545-2555.
- Cudrak, C. F. and Clowes, R. M. (1993): Crustal structure of Endeavour Ridge segment, Juan de Fuca Ridge. from a detailed seismic refraction survey. *J. Geophys. Res.*, **98**, 6329-6349.
- Den, N. (1972): Explosion seismology, Crustal structures in the western Pacific Ocean. In Miyamura, S. and Uyeda, S. eds.: *The crust and upper mantle of the Japanese area, Pt. 1 Geophysics*. Japanese National Committee for Upper Mantle Project, Univ. Tokyo, 57-68.
- Detrick, R. S., Buhl, P., Vera, E., Mutter, J., Orcutt, Madsen, J. and Brocher, T. (1987): Multi-channel seismic imaging of a crustal magma chamber along the East Pacific Rise. *Nature*, **326**, 35-41.
- Detrick, R. S., White, R. S. and Purdy, G. M. (1993): Crustal structure of north Atlantic fracture zones. *Rev. Geophys.*, **31**, 439-458.
- Duennebie, F. K., Lienert, B., Cessaro, R., Anderson, P. and Mallick, S. (1987): Controlled-source seismic experiment at Hole 581C. In Duennebie, F. K., Stephen, R., Gettrust, J. F. et al. eds.: *Init. Repts. DSDP*, **88**, 105-125.
- Goslin, J., Beuzart, P., Francheteau, J. and Le Pichon, X. (1972): Thickening of the oceanic layer in the Pacific Ocean. *Mar. Geophys. Res.*, **1**, 418-427.
- Gutenberg, B. (1925): *Zeits. f. Geophys.* **1**, 94p.
- Hess, H. H. (1962): History of ocean basins. In Engel, A. E. J., James, H. L. and Leonard, B. F. eds.: *Petrologic studies, Buddington Vol.* Geol. Soc. Amer., Colorado, 599-620.
- Hess, H. H. (1964): Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. *Nature*, **203**, 629-631.
- 平田 直 (1991): 海洋地殻深部地震探査, 地震 **2**, **44**, 173-181.
- Hirata, N., Tokuyama, H. and Chung, T. W. (1989): An anomalously thick layering of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: The final stage of back-arc spreading. *Tectonophysics*, **165**, 303-314.
- Hirata, N., Karp, B. Y., Yamaguchi, T., Kanazawa, T., Suyehiro, K., Kasahara, J., Shiobara, H., Shinohara, M. and Kinoshita, H. (1992): Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2027-2030.
- Hirata, N., Nambu, H., Shinohara, M. and Suyehiro, K. (1992): Seismic evidence of anisotropy in the Yamato basin crust. *Proc. ODP Sci. Res.*, **127/128**, Pt. 2, 1107-1121.
- Kennett, B. L. N. (1977): Towards a more detailed seismic picture of the oceanic crust and mantle. *Mar. Geophys. Res.*, **3**, 7-42.
- Macdonald, K. C., Scheirer, D. S. and Carbotte, S. M. (1991): Mid-ocean ridges: Discontinuities, segments and giant cracks. *Science*, **253**, 986-994.
- Matuzawa, T. (1929): Observation of some recent earthquakes and their time-distance curves (part IV). *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **6**, 218-229.
- Murauchi, S., Den, N., Asano, S., Hotta, H., Yoshii, Asanuma, T., Hagiwara, K., Ichikawa, K., Sato, T., Ludwig, W. J., Ewing, J. I., Edgar, N. T. and Houtz, R. E. (1968): Crustal structure of the Philippine Sea. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3143-3171.
- Purdy, G. M. (1983): The seismic structure of 140 Myr old crust in the western central Atlantic Ocean. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **72**, 115-137.
- Purdy, G. M. and Detrick, R. S. (1986): Crustal structure of the Mid-Atlantic Ridge at 23° N from seismic refraction studies. *J. Geophys. Res.*, **91**, 3739-3762.
- Raitt, R. W. (1963): The crustal rocks. In Hill, M. N. ed.: *The sea, Vol. 3*. John Wiley, New York, 85-102.
- Raitt, R. W., Shor, Jr., G. G., Morris, G. B. and Kirk, H. K. (1971): Mantle anisotropy in the Pacific Ocean. *Tectonophysics*, **12**, 173-186.
- Salisbury, M. H. and Christensen, N. I. (1978): The seismic velocity structure of a traverse through the Bay of Islands ophiolite complex, Newfoundland, an exposure of oceanic crust and upper mantle. *J. Geophys. Res.*, **83**, 805-817.
- Shaw, P. R. (1994): Age variations of oceanic crust Poisson's ratio: Inversion and a porosity evolution model. *J. Geophys. Res.*, **99**, 3057-3066.

- Shinohara, M., Hirata, N., Nambu, H., Suyehiro, K., Kanazawa, T. and Kinoshita, H. (1992): Detailed crustal structure of northern Yamato Basin. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J. and Mc Williams, M. eds.: *Proc. ODP, Sci. Repts.*, 127/128, pt. 2. 1075-1106.
- Shinohara, M., Hirata, N. and Takahashi, N. (1994): High resolution velocity analysis of ocean bottom seismometer data by the τ - p method. *Mar. Geophys. Res.*, 16, 185-199.
- Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N. L., Moore, J. C. and Stoffa, P. L. (1994): Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados Ridge decollement: Implications for fluid migration and fault strength. *Geology*, 22, 411-414.
- Spudich, P. and Orcutt, J. (1980a): Petrology and porosity of an ocean crustal site: Results from wave form modeling of seismic refraction data. *J. Geophys. Res.*, 85, 1409-1433.
- Spudich, P. and Orcutt, J. (1980b): A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 627-654.
- Sutton, G. H., Maynard, G. L. and Hussong, D. M. (1971): Widespread occurrence of a high velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys. In Heacock, J. G. ed.: *The structure and physical properties of the Earth's crust*. Geophys. Monogr., 14, AGU, Washington, D. C., 193-209.
- Suyehiro, K. (1988): Controlled source seismology. In Nairn, A. E. M., Stehli, F. G. and Uyeda, S. eds.: *The oceans and margins. The Pacific Ocean 7B*. Plenum Press, New York, 559-594.
- 末廣 潔 (1991): 1980年代の海底地震観測. 地震, 44, 27-40.
- Suyehiro, K. and Nishizawa, A. (1994): Crustal structure and seismicity beneath the forearc off north-eastern Japan. *J. Geophys. Res.*, 99, 22331-22347.
- Suyehiro, K., Nishizawa, A., Fujii, T., Matsuda N. and Kinoshita, H. (1990): Report on DELP 1986 cruises in the northwestern Pacific, Part II: Oceanic crust of the basin. *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, 65, 89-104.
- Taira, A., Suyehiro, K., Tokuyama, H., Fujioka, K., Shinohara, M. and Klaus, A. (1992): Evolution of oceanic island arc crust—inferences from the northern Izu-Bonin investigation. *EOS*, 73, p. 570.
- Takahashi, N., Shinohara, M., Suyehiro, K., Taira, A., Hino, R., Hirata, N. and Kanazawa, T. (1993): Seismic structure of the Izu-Ogasawara Arc using airgun and explosion-OBS data. *EOS*, 74, p. 415.
- Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., Ingle, J. C. and Pisciotto, K. (1992): Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling. *Proc. ODP Sci. Res.*, 127/128, Pt. 2. 1333-1348.
- Toomey, D. R., Solomon, S. C., Purdy, G. M. and Wilcock, W. S. D. (1990): The three-dimensional seismic velocity structure of the East Pacific Rise near latitude 9°30'N. *Nature*, 347, 639-645.
- White, D. J. and Clowes, R. M. (1990): Shallow crustal structure beneath the Juan de Fuca Ridge from 2-D seismic refraction tomography. *Geophys. J. Int.*, 100, 349-367.
- White, R. S., Detrick, R. S., Mutter, J. C., Buhl, P., Minshull, T. A. and Morris E. (1990): New seismic images of oceanic crustal structure. *Geology*, 18, 462-465.
- White, R. S., McKenzie, D., and O'Nions, R. K. (1992): Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions. *J. Geophys. Res.*, 97, 19683-19715.
- White, R. S., McBride, J. H., Henstock, T. J. and Hobbs, R. W. (1994): Internal structure of a spreading segment of Mesozoic oceanic crust. *Geology*, 22, 597-600.
- Wilcock, W. S. D., Dougherty, M. E., Solomon, S. C., Purdy, G. M. and Toomey, D. R. (1993): Seismic propagation across the East Pacific Rise: Finite difference experiments and implications for seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 98, 19913-19932.

(1995年3月1日受付, 1995年4月14日受理)