

地球の地震学的構造

原 辰 彦*

Earth Structure Revealed by Seismology

Tatsuhiko HARA*

Abstract

We review seismological studies on structure of the Earth's deep interior. First, we describe spherically symmetric Earth structure and discuss its geophysical implications. Second, we show three-dimensional mantle structure revealed by seismic tomography and discuss its geophysical implications. Then, we briefly review various anomalous and interesting features found in the lower mantle and the inner core.

Key words : Earth structure, seismology, crust, mantle, core

キーワード : 地球内部構造, 地震学, 地殻, マントル, コア

I. 地球内部を伝わる地震波

地球内部を伝播する地震波は伝播経路上の媒質の物性(例えば, 地震波速度や密度)の情報をもっている。従って, 観測された地震波を調べることにより, 地球内部の地震波速度や密度の分布(地球内部構造と呼ばれる。以下, 単に構造と呼ぶこともある)を調べることができる。

地震波には大きく分けて, 実体波と表面波の2種類がある。初期微動と呼ばれることもある縦波(P波)やその後到達する横波(S波)は実体波の例である。図1に地球深部を伝播する実体波の伝播経路(地震波線と呼ばれる)の例を示す。これらの波を使えば地球中心に至る構造を調べることができる。

表面波は地表面に沿って伝わる波である。振幅の深さ方向変化の例を図2に示す。地表面に沿って伝わるといっても, 波の周期が長くなれば, 深くまでエネルギーが浸み込むので, 深さ1000 km程度までの構造を調べることが可能で

ある。図3に, 実際の波形例として, 2003年9月26日に発生した十勝沖地震(M8.1)で励起された地震波をアリゾナで捉えた記録を示す。震源から観測点までの距離は地表面に沿って約8800 kmである。

地震は, 沈み込み帯, 中央海嶺, トランスフォーム断層といったプレート境界で多く発生するので, その分布に偏りがある。また, 地震計も多くの場合は大陸や島に設置されているので, 分布が偏っている。従って, 実体波だけを用いると地球内部で調べられる場所が限られることになる。例えば, 海洋下の比較的浅い部分を均一に調べるのは困難である。一方, 表面波を使えば, 海洋下についても比較的均一に調べることができるが, 地球中心に至る深部を調べることは難しい。両者を組み合わせることによって, 地球内部を詳細に調べることが可能となる。

本稿 章では, 地震学からみた地球内部構造の深さ方向変化(1次元構造)を地表面から中心までみていく。 章では, マントルの3次元構造を,

* 独立行政法人建築研究所国際地震工学センター

* International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute

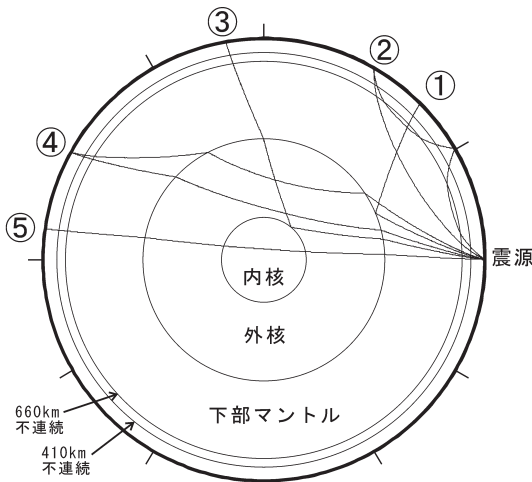


図 1 地球深部を伝播する実体波の地震波線の例。コア・マントル境界 (CMB) で反射し、地表で観測される P 波 (PcP と呼ばれる)。地表で一度反射した波と下部マントルを伝わってきた P 波。同じ観測点で異なる伝播経路の複数の地震波が観測される。内核・外核境界 (ICB) で反射し、地表で観測される P 波 (PKiKP と呼ばれる)。地殻・マントル 外核 マントル・地殻を伝える P 波。同じ観測点に対して複数の伝播経路がある。地殻・マントル 外核 内核 外核 マントル・地殻を伝える P 波。地球内部の層構造については本文参照のこと。

Fig. 1 Examples of ray paths traveling in the Earth's deep interior. P wave that is reflected at the Core-Mantle boundary (CMB) and observed at the Earth's surface (PcP). P wave that is once reflected at the Earth's surface, and another P wave that travels through the mid-lower mantle. More than one seismic phase can be observed at a single station. P wave that is once reflected at the Inner Core-Outer Core boundary (PKiKP). P waves that travel through the Earth's crust, mantle, outer core, mantle, and crust (PKP). P wave that travels through the Earth's crust, mantle, outer core, inner Core, outer core, mantle, and crust (PKiKP). See the text for the details of the Earth's layered structure.

章では、最近明らかになってきた下部マントル、内核の構造を概説する。

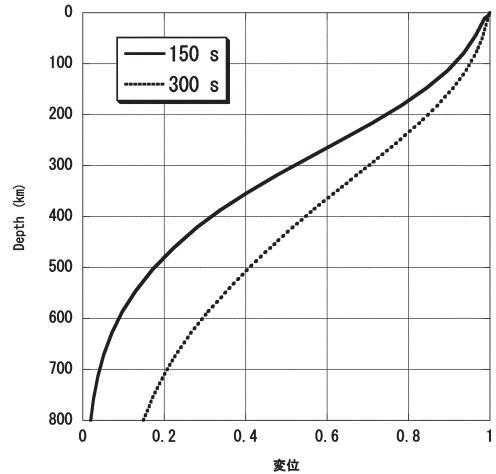


図 2 表面波の一種 Love 波の振幅の深さ方向変化 (振動パターン)。周期 150 秒 (実線) と 300 秒 (点線) の波の振幅を表示した。表面波は地表面に沿って伝わる波で、深くなると振幅が小さくなる。周期が長いと深くまでエネルギーが浸み込む。

Fig. 2 Vertical displacements of Love waves whose periods are 150 sec (solid curve) and 300 sec (dotted curve), respectively. Surface waves travel along the Earth's surface. When the period of waves becomes longer, penetration depth increases.

II . 1 次元構造

地球内部の地震波速度や密度の値は、緯度、経度、深さによって異なるが、初期の頃の地球内部構造の研究では、深さ方向の分布を決定する試みが精力的に行われた。深さ方向にのみ構造が変化するモデルを 1 次元モデルあるいは球対称モデルと呼ぶ。代表的なモデルとしては、PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) や IASP91 (Kennett and Engdahl, 1991) がある。

図 4 に PREM による構造を示す。いくつかの深さで地震波速度や密度が急激に変化していることが分かる。こうした急激な変化を不連続面あるいは境界と呼ぶ。また不連続面間の領域を層と呼ぶ。代表的な層は、地殻、マントル、外核、内核である。以下、地球の層構造を地表から中心まで見ていく。

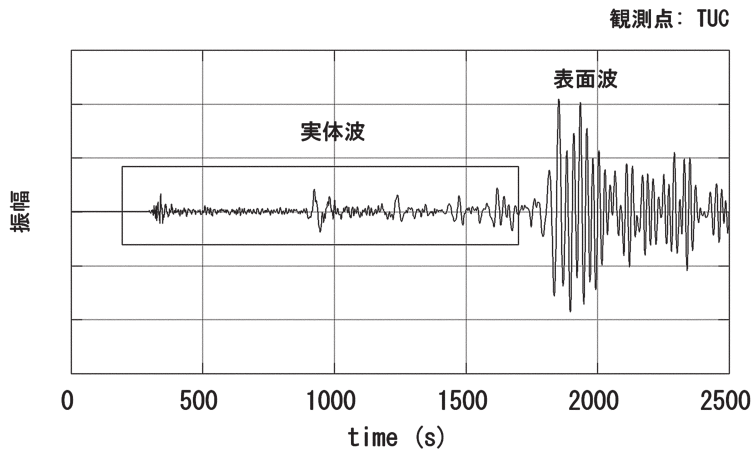


図 3 地震波形の一例 .

2003年9月26日(日本時間)に発生した十勝沖地震(M8.1)をアリゾナで記録したもの.震源から観測点までの距離は地表面に沿って約8800km.

Fig. 3 An example of observed seismograms recorded at TUC (Arizona, USA) for the September 25, 2003 Tokachi-Oki earthquake (M8.1). The epicentral distance is about 8800 km.

1) モホ面

地震波速度は地表からある程度の深さまで、6-7 km/s の値を取るが、ある深さで約 8 km/s に急増することが知られている。この不連続面は発見者の名前から、モホロビッチ (Mohorovičić) 不連続面あるいはモホ面と呼ばれている。モホ面以浅を地殻、以深をマントルと呼ぶ。表 1 に、典型的な大陸地殻、海洋地殻とその直下のマントルの構造を示す(より詳細には、大陸地殻は上部地殻と下部地殻に分かれ、その境界はコンラッド(不連続)面と呼ばれる)。

図 5 に、地震波線の模式図と、スネルの法則を使って計算した伝播に要する時間(走時)を示す(震源からの距離を横軸に、走時を縦軸にとって表示した曲線を走時曲線と呼ぶ)。短い距離では地殻内を伝わる地震波が早く到達するが、ある距離からはマントル最上部を伝わってきた波が早く到達するようになる。これに伴い、走時曲線の傾きが小さくなっていることが分かる。上述のモホロビッチは、ユーゴスラビアの地震の走時曲線からモホ面を発見したのである。

不連続面の成因としては以下の 3 つが考えら

れる:(1)物質(岩石の種類など)が異なる;(2)状態が異なる(例えば、液体と固体);(3)結晶構造が異なる。大陸地殻、海洋地殻の代表的な岩石は、それぞれ花崗岩・安山岩、玄武岩であるのに対し、マントルは主にかんらん岩から構成されている。つまり、モホ面は(1)の場合に相当する。

モホ面の深さは、大陸下では平均的には 30-40 km であるが、ヒマラヤや南米では 70-80 km に達することもある。一方、海洋下では海底下 5-7 km とほぼ一定の値を取る。海洋地殻は、中央海嶺下でマントル物質が溶融し、集積してマグマ溜まりをつくり、噴出・貫入し、あるいは固化することによって生産される。海洋地殻の厚さがほぼ同じ値を取ることは、この過程が時間的にも、空間的にもほぼ均一であることを示唆する。

2) 410 km 不連続面, 660 km 不連続面

深さ 410 km と 660 km の付近には地震波速度、密度の不連続が存在し、この 2 つの深さに囲まれた領域をマントル遷移層、660 km を境に浅部を上部マントル、深部を下部マントルと呼ぶ。地表面では脆いグラファイト(石墨)が、地球深部のような高温・高圧条件下ではダイヤモンドにな

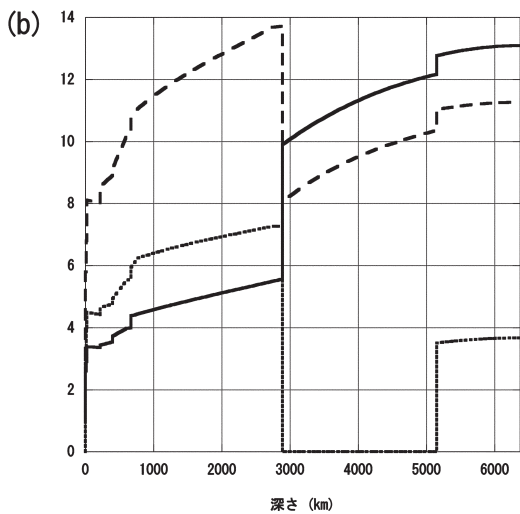
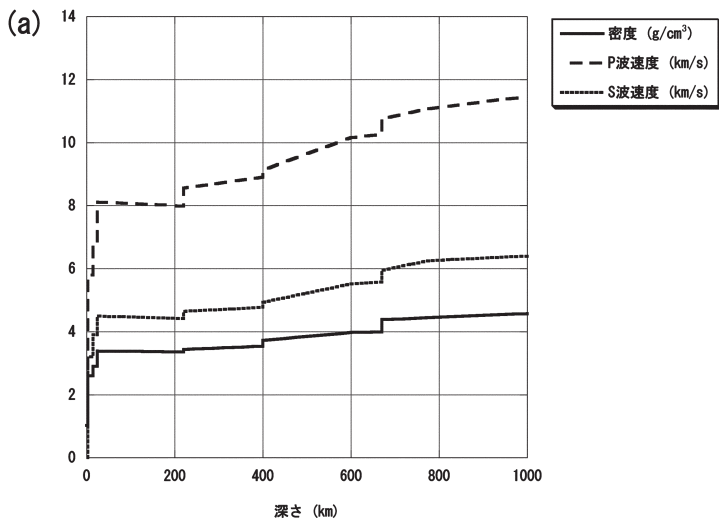


図 4 球対称地球モデル PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) .

密度 (実線), P 波速度 (破線), S 波速度 (点線) を表示 . (a) 深さ 0 1000km; (b) 深さ 0 6371km . PREM には地震波速度が伝わる方向によって異なる性質 (異方性) を取り入れたモデルと方向によって変わらない等方モデルがあるが, ここでは後者を表示 .

Fig. 4 Isotropic PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) density (solid curve), V_p (dashed curve), and V_s (dotted curve) are shown, respectively. (a) depth range: 0 1000 km; (b) depth range: 0 6371 km.

表 1 典型的な大陸地殻・海洋地殻の構造 (Dziewonski *et al.*, 1975) .

Table 1 Typical models for continental and oceanic crusts (Dziewonski *et al.*, 1975) .

地殻の種類	層	深さ (km)	密度 (g/cm^3)	V_p (km/sec)	V_s (km/sec)
大陸	上部地殻	0 20	2.72	5.80	3.45
	下部地殻	20 35	2.92	6.50	3.75
	マントル	35	3.32	8.02	4.69
海洋	海	0 4	1.03	1.50	0.0
	堆積層	4 5	1.5	2.00	1.00
	地殻	5 11	2.85	6.40	3.70
	マントル	11	3.32	7.90	4.55

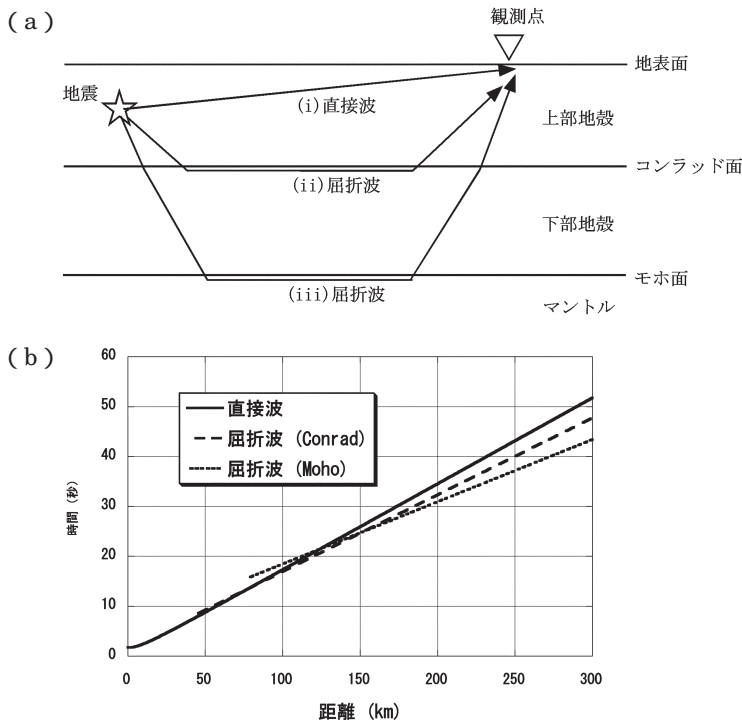


図 5 (a) 大陸地殻と最上部マントルを伝わる地震波線の模式図。(i) 直接波, (ii) コンラッド面 (上部地殻と下部地殻の境界) を伝わってくる波, (iii) モホ面を伝わってくる波。
 (b) スネルの法則を使った P 波走時のモデル計算 (実線, 破線, 点線はそれぞれ (i) (ii) (iii) に対応。上部地殻, 下部地殻の厚さはそれぞれ 15, 20 km。上部地殻, 下部地殻, 最上部マントルの P 波速度は 5.8, 6.8, 8.02 km/s とし, 層内は同じ値とした。地震の深さは 10 km とした。

Fig. 5 (a) Schematic figure of ray paths of seismic waves that travel in the Earth's crust and the uppermost mantle: (i) direct wave, (ii) head wave that travels along the Conrad discontinuity, and (iii) head wave that travels along the Moho discontinuity.
 (b) Theoretical travel times for P waves whose ray paths are illustrated in (a) (solid curve, dashed line, and dotted line correspond to (i), (ii), and (iii), respectively). The thicknesses of the upper and lower crusts are set to 15 and 20 km, respectively. The P-wave velocities in the upper and lower crusts and the uppermost mantle are set to 5.8, 6.8, and 8.02 km/s, respectively. Seismic velocities are constant in each layer. The focal depth is set to 10 km in this calculation.

るように, 固体に圧力をかけるとより稠密な結晶構造に変化する (相転移)。上部マントルを構成する主な岩石であるかんらん岩中の主要鉱物オリピンは, 深さ 410, 660 km に相当する温度圧力条件で相転移することが高圧実験により知られている。従って, 地震学的に観測された 410 km,

660 km 不連続面の成因は, オリピンの相転移であると考えられている。

一般に, 相転移を起こす圧力は温度によって変わる。660 km 不連続面に相当する相転移では, 温度が低いと, より高圧で (つまりより深くで) 転移する。地球内部での実際の状況に照らし合わ

せると、地表で温度を奪われ冷たくなってマントルに沈み込んだ海洋プレートが 660 km 不連続に達すると、周囲の領域は、より高密度の構造に相転移するのに対して、海洋プレートは低温ゆえに相転移せず、周囲のマントルに比べて相対的に軽くなってしまうことが予想される。後で述べる、海洋プレートがマントル中に水平に横たわる原因には、この相転移の温度依存性が関係している可能性がある。

3) コア・マントル境界 (Core Mantle boundary, CMB) と外核

深さ 2900 km 付近で密度、地震波速度に大きな変化がある。この境界は、コア・マントル境界 (Core-Mantle boundary, CMB) と呼ばれ、この境界以深をコア (核) と呼ぶ。次節で述べるように、コアは外側の外核と内側の内核に分けられる。本節では外核について説明する。

CMB で密度は大幅に増加しており、外核には高密度の物質が集まっていることが分かる。地球全体がどのような元素から構成されているかは、太陽や隕石の化学組成から推定することができ、外核の化学組成は、主に鉄・ニッケルであることが分かっている。つまり、CMB は、岩石から成るマントルと鉄・ニッケルから成る外核という、化学組成の異なる層の境界である。外核には、さらに若干の酸素、硫黄、炭素などが含まれていると考えられている。どの元素が含まれているのか、また地球の歴史の中でどのような過程を経て含まれるようになったのかは、地球惑星科学上の重要な問題である。

地震波速度をみると、P 波速度は減少し、S 波速度は 0 である (図 4)。後者は、外核が横波を通さない液体であることを意味する。従って、CMB は、化学境界であると同時に、固体であるマントルと液体である外核が接する、物質の状態が異なる境界でもある。

4) 内核・外核境界 (Inner core-Outer core boundary) と内核

深さ約 5150 km、中心から半径約 1200 km に速度、密度の不連続がある。この境界は、内核・外核境界 (Inner core-Outer core boundary,

ICB) と呼ばれる。地球自由振動のデータに基づいて (例えば, Dziewonski and Gilbert, 1971), 内核は、有限の S 波速度をもつ固体であると考えられている。実際に、内核を S 波で伝播してきた地震波が最近、観測され始めた (例えば, Deuss *et al.*, 2000)。

内核の組成は、基本的には外核と同じ鉄・ニッケルであり、ICB は液体と固体の境界であると考えられている。地球がその歴史の中で冷えていくに従い、液体の外核の一部が固化し、地球中心に集まることによって内核は形成されたと考えられている (固化の過程で液体の組成と固体の組成は異なるので、外核と内核の組成は厳密には同一ではない)。

5) 球対称 (1 次元) 地球モデルと地球自由振動

これまで、地球内部の主な不連続面、境界をみてきた。基本的な層構造が分かれば、地球物理学的データを使って、それぞれの地震波速度や密度の値を推定できる。PREM の場合、実体波の走時に加えて、地球の総質量と慣性能率、そして地球自由振動の固有振動数が用いられた。地球の自由振動は、地球全体の性質を調べるには重要な情報源なので、以下簡単に説明する。

大地震が起きると地球は、叩かれた鐘や弦のように振動することが知られている。1 次元に張られた弦が衝撃を受けた場合、特定の振動パターン (sin 波) と振動数で揺れるように、地球も特定の振動パターンと振動数をもつ。前者を固有関数、後者を固有周波数と呼ぶ。図 6 に、固有関数の地表でのパターンの例と実際に得られた振動成分を示す (地球自由振動についての詳細は Lay and Wallace, 1995 や Dahlen and Tromp, 1998 を参照されたい)。

I 章で説明した実体波と表面波は、実は地球の自由振動の重ね合わせとして表現することができる。つまり、地球内部を伝播する波動を、進行波 (traveling wave) として見た場合が実体波、表面波であり、定存波 (standing wave) としてみた場合が自由振動である。

弦の振動数が、密度と弾性定数で決められるのと同様に、地球自由振動の固有振動数も、弾性定

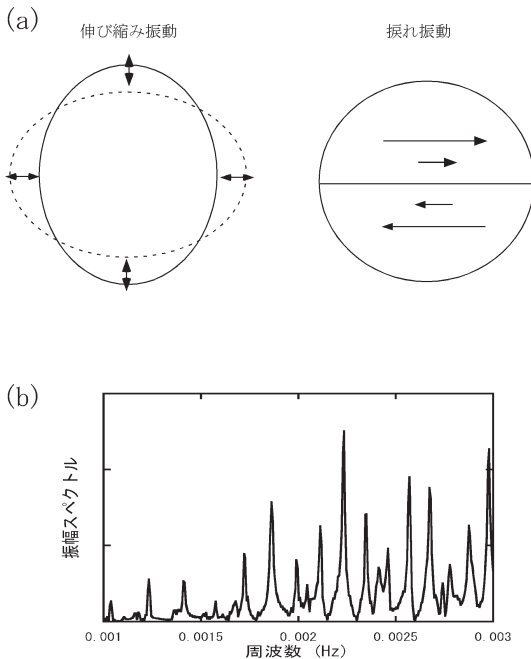


図 6 (a) 地球自由振動の固有関数の地表でのパターンの例。(左) 伸び縮み振動 ${}_0S_2$ の例, (右) 捩れ振動 ${}_0T_2$ の例。
 (b) 2004 年 12 月 26 日スマトラ沖地震で観測された地震記録の振幅スペクトル (観測点は長野の松代)。図にみえるピークは地球自由振動の固有周波数を表している。

Fig. 6 (a) Examples of patterns of surface displacements of Earth's free oscillations (left: spheroidal mode, ${}_0S_2$; right: toroidal mode ${}_0T_2$)
 (b) Amplitude spectrum calculated from data observed at MAJO (Matsushiro, Japan) for the December 26, 2004 Sumatra great earthquake (M 9.0)

数と密度の情報を持っていて、観測された固有振動数から地球内部の地震波速度と密度分布を推定することができる。

6) 成層構造の形成と地球の歴史

図 4 の密度分布を改めて見てみると、深くなるにつれて増加していることが分かる。つまり、高密度の物質は深部に、低密度の物質は浅部に分布している。この状態は重力的に安定である (密度成層している, という)。

密度が増加する理由としては、以下の 3 つの

理由が考えられる: (1) 圧力の増加により体積が減り、密度が増す (相変化は起こさない); (2) 重い元素がより多く含まれる; (3) 相転移 (液体 固体, 結晶構造の変化) を起こす。深さに従い、なだらかに増加している部分は (1) に相当する。(2) によるのはモホ面, CMB, (3) によるのは 410 km 不連続, 660 km 不連続と ICB である。

図 4 に示されているのは、現在の地球内部構造の深さ方向変化であり、次章で説明する 3 次元構造に比べると、静的な印象を与える。しかしながら、地球の歴史の中で現在の状態になったことを考えると、地球内部のダイナミックな運動の結果とみることができる。惑星形成理論によれば、地球型惑星は、約 45 億年前に原始太陽系星雲中に生じた微惑星が、衝突・合体を繰り返すことによって形成された。地球形成過程の初期には、マントル (岩石) とコア (鉄) は未分化であったはずであり、地球が成長する過程で、岩石と鉄の分化が進行した結果を現在我々は見ていることになる。地球の冷却に伴い、初期には融解していた核の一部が固化し、中心に集まることによって内核が形成されてきた。

現在の地殻とマントルの層構造は、マントル部分が海嶺や沈み込み帯における火成活動によって相対的に軽い大陸地殻を形成してきた結果である。大陸地殻は軽く、地質学的時間スケールで安定に地表面に存在するのに対して、海洋地殻はその下のマントル部分が冷却することで全体として重くなり、ほとんどの海洋地殻はマントルに戻る。これはダイナミクス、地質学的観点からみた大陸地殻・海洋地殻の大きな相違点である。

III . マントルの 3 次元構造

章では、地球内部構造の深さ方向変化をみてきた。もちろん、実際の地震波速度や密度は、緯度・経度によっても変わる。密度が水平方向に変化していれば、高密度の領域は下降し、低密度の領域は上昇することになり、対流を駆動するだろう。つまり、地球内部の地震波速度や密度の 3 次元的な分布 (3 次元内部構造と呼ばれる。1 次

元モデルからの差を、それぞれ速度異常、密度異常と呼ぶこともある)は、現在の地球内部のダイナミックな運動に関する重要な情報をもたらしてくれるはずである。

本章では、80年代、90年代に大いに発展し、地球内部に関する現在の我々の理解に大きな影響を与えた地震波トモグラフィーという3次元構造を調べる手法と、トモグラフィーでみたマンツルの3次元構造について述べる。

1) 地震波トモグラフィー

1次元モデルより高速度の領域が存在し、そこを地震波が通過すれば、1次元モデルから予測される到着時刻より早く到達するだろう。逆に低速度の領域を通過すれば、遅く到達するだろう。このことは、観測された地震波の到着時刻と、1次元モデルから予測される理論値の差(走時残差と呼ばれる)は、地球内部の地震波速度の、1次元モデルからの差(つまり、3次元分布)に関する情報をもっていることを意味する。走時残差から地球内部構造を推定するデータ解析手法を地震波トモグラフィーと呼ぶ。1つのデータだけを使っても、高速度(あるいは低速度)の領域が地震波線上のどこに存在するかは分からないが、多数の地震に対して多数の観測点で得られた走時残差を同時に解析することによって、3次元的な分布を推定することができる。

地球内部の断層写真(地震の断層の意味ではなく、断面図の意)という意味で、地震波トモグラフィーは、医療分野で用いられるX線を使った人体の断層写真(Computed tomography, CT)と似ている。しかしながら、X線を使った場合は、減衰の割合をデータとして使うのに対して、地震波トモグラフィーでは伝播に要する時間を使う、また、X線の伝播経路が直線であるのに対し、地震波はスネルの法則に従って曲がりながら伝わる、といった相違点がある。後者のため、地震波トモグラフィーでは、波線をどのように計算するかも重要な課題となる。また、CTでは、均一なサンプリングによって均質な解像度が得られるのに対して、地震と観測点の分布は偏っているため、地震波トモグラフィーの空間解像度は不均質

である。

以下2)~5)では、マンツル浅部からCMBに至るグローバルスケールの3次元速度構造をみていく。6)、7)では、速度異常の成因について解説する。

2) 上部マンツル浅部

図7に、Ritsema and van Heijst(2000)が求めた全マンツル3次元S波速度モデルの、上部マンツル浅部の構造を示す。速度が水平方向に変化する部分を、同じ深さでの平均的な速度に対する割合で示した。青い領域、赤い領域はそれぞれ平均より高速度と低速度の領域を表している。大陸の位置と、主なプレート境界を合わせて表示した。このモデルは、実体波、表面波、自由振動データを合わせて解析することによって求められたものである。

古い大陸地殻下の上部マンツル浅部の地震波速度は平均より速い傾向がある。これは、大陸地殻下のマンツルが、ある程度の深さまで地殻と共に大陸プレートとして地球表面を移動し、その間に冷えて、低温のために硬く(弾性定数が大きく)なったと解釈できる。低温の層が厚くなると全体として周囲より高密度になり、マンツル深部に沈み込んでしまうように思われるが、実際はそうっていない。このことから、古い大陸地殻下のマンツルはある程度の深さまで相対的に軽い化学組成であると考えられている。

太平洋プレートをみると明らかのように、中央海嶺の近くは低速度である一方、年代が古くなるに従って高速度になっている。これは地質学的な時間スケールにおける海洋プレートの冷却をみている。

中央海嶺下のマンツルは、周囲と温度の差がないとしても、海洋プレートの沈み込みによって海嶺部分に質量の欠損が生じるので、それを埋めるために受動的に上昇する。その場合、断熱膨張によって温度は少し低下するが、地表付近でもかなりの高温で、マンツルの融解する温度を超える。そのためマンツルは溶融し、マグマ活動が始まるのである。このメカニズムでは、中央海嶺下のマンツルが高温である必要はない。

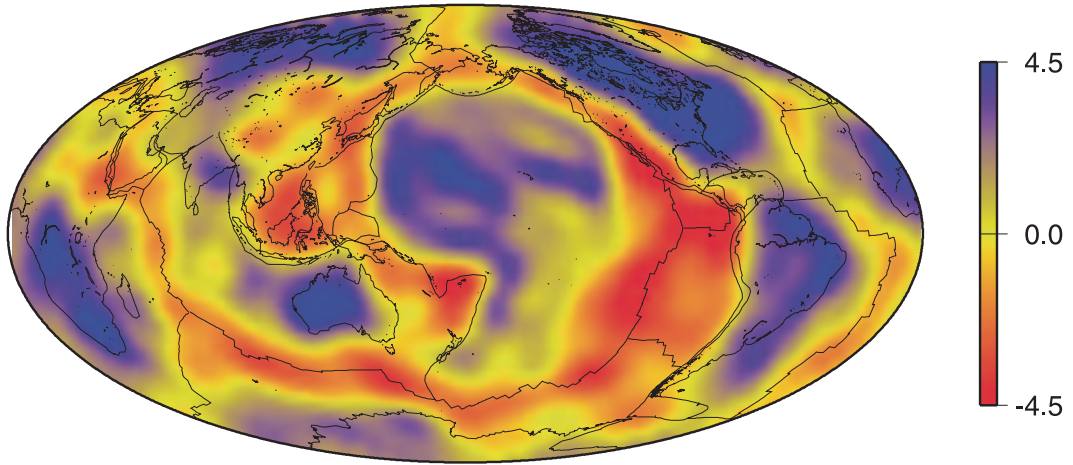


図 7 上部マントル（深さ 22-111 km）の S 波速度分布（Ritsema and van Heijst, 2000）. 水平方向に変化する部分を同じ深さの平均的な速度に対する割合（%）で示した。青い領域は速く、赤い領域では遅い。

Fig. 7 Laterally heterogeneous S-wave velocity model at a depth range of 22-111 km (Ritsema and van Heijst, 2000)

Laterally heterogeneous structure is specified as a percentage of the spherically symmetric part at the same depth range.

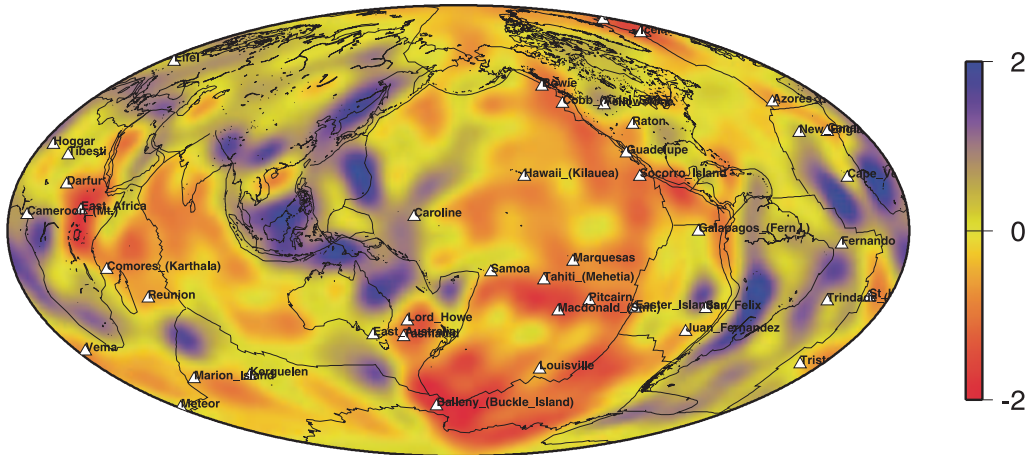


図 8 マントル遷移層の S 波速度構造モデル（原, 2003）. 水平方向に変化する部分を同じ深さの平均的な速度に対する割合（%）で示した。△はマントル深部に起源をもつと考えられているホットスポットと呼ばれる火山。

Fig. 8 Transition zone S-wave velocity model (Hara, 2003) Laterally heterogeneous structure is specified as a percentage of the spherically symmetric part at the same depth range. The triangles denote hot spots.

3) マントル遷移層

図 8 は、マントル遷移層の S 波速度分布である（原, 2003）。このモデルは、表面波の解析に

より得られた。マントル浅部でみられた地表のテクトニクス（大陸や海の分布や年代、中央海嶺や海溝の分布など）と速度構造との相関は、この深

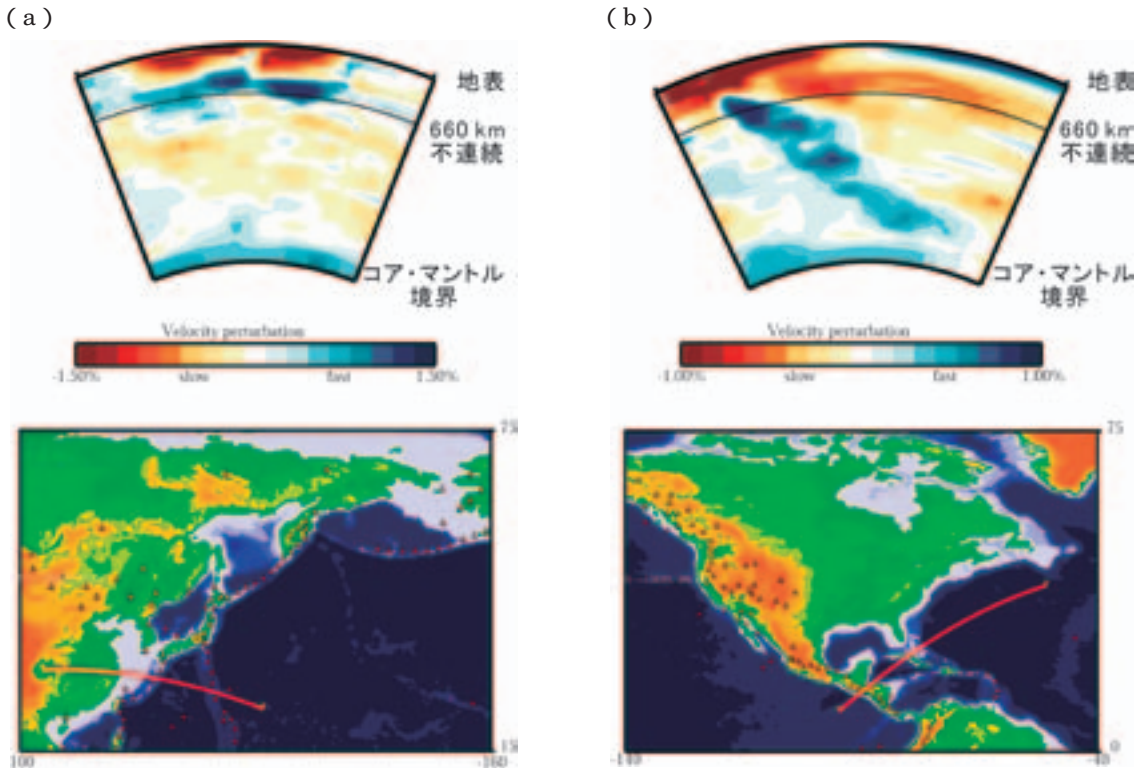


図 9 伊豆 小笠原弧下 (a) および中央アメリカ下 (b) の P 波速度分布 (Fukao *et al.*, 2001). それぞれ、モホからマントルに至る断面図 (上) と断面を取った側線 (下) が示されている。水平方向に変化する部分を同じ深さの平均的な速度に対する割合 (%) で表示した。断面図中の曲線は 660 km 不連続面。

Fig. 9 Vertical cross sections of P-wave velocity model (Fukao *et al.*, 2001) from the Moho to the CMB across (a) the Izu-Bonin arc and (b) the Middle America Trench (upper panels).

Lower panels show the locations of the cross sections. Laterally heterogeneous parts specified as a percentage of the spherically symmetric part at the corresponding depth are shown. The solid curves in the upper panels represent the 660 km discontinuity.

さでは顕著ではない。特徴的なパターンは、西太平洋にある高速度領域である。沈み込んだ海洋プレート (スラブと呼ばれる) をみていると考えられる。しかしながら、海洋プレートが沈み込む位置と角度、プレートの厚さ、低温による地震波速度の変化などから推定される値より大きな地震波速度の変化が得られている (例えば, Ricard *et al.*, 1996)。これには次節で説明する横たわるスラブ (stagnant slab, スタグナントスラブ) が関係していると思われる。

いくつかの低速度領域は、で示されたホットスポット火山とよい位置的相関を示している。

ホットスポット火山とは、プレート運動と関係がある中央海嶺や沈み込み帯での火成活動とは別の成因をもつと考えられる火山のことで、代表的なものとしてはハワイやアイスランド、タヒチなどがある。長期間位置が安定して活動していることから、地球の深部にその起源があると考えられている。図 8 からは、いくつかのホットスポットに関係しているだろうと思われる低速度が少なくともマントル遷移層の深さまで迎れることが分かる。

4) 横たわるスラブ

マントル対流の循環様式については従来、大別

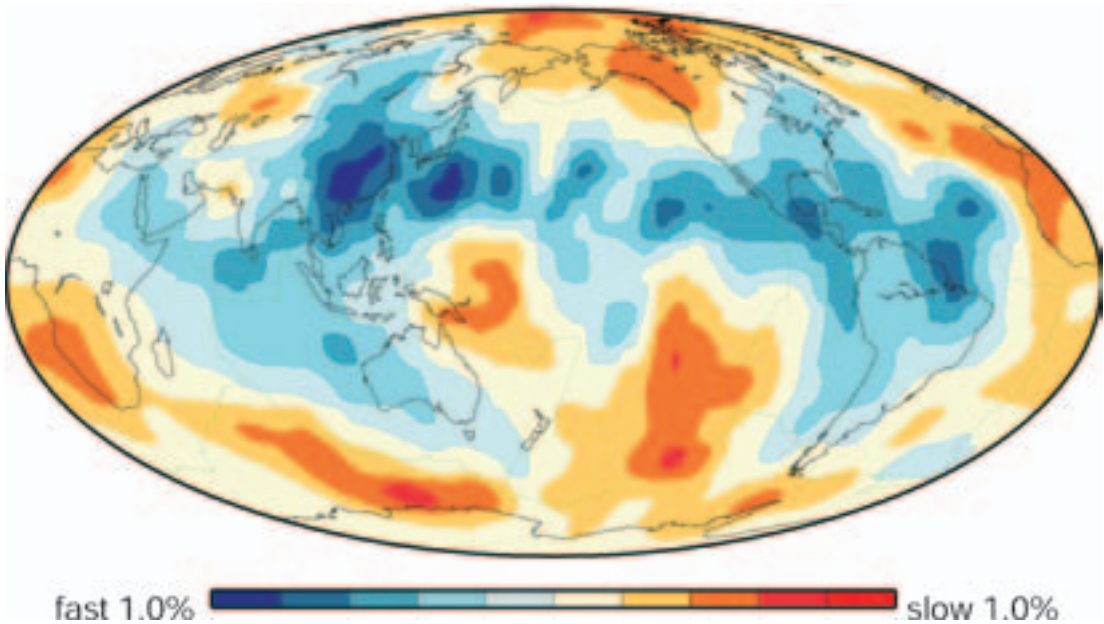


図 10 深さ 2566 km ~ CMB (厚さ 325 km) の P 波速度モデル (Fukao *et al.*, 2001). 水平方向に変化する部分を同じ深さの平均的な速度に対する割合 (%) で表示した。

Fig. 10 P-wave velocity model at a depth range of 2741 km-CMB (Fukao *et al.*, 2001). Laterally heterogeneous structure is specified as a percentage of the spherically symmetric part at the same depth range.

して 1 層対流と 2 層対流の 2 つの考え方があった。前者は、マントル全体で対流しているとする考えで、後者は、660 km を境に 2 つに分かれて対流するというものである。地震学的観測からは、スラブが下部マントルに入り込んでいて、全マントル対流であるように見える一方、地球化学的には、化学組成の異なる複数の領域が地球内部に存在する方が都合がよいので、2 層対流が支持された。最近の地震波トモグラフィーの結果によれば、実際の対流の様式はもっと複雑であることが分かってきた。

図 9 に、P 波を用いた地震波トモグラフィーで得られたいくつかの断面図を示す (Fukao *et al.*, 2001)。伊豆 小笠原弧下の断面図をみると、高速度領域として捉えられている沈み込んだスラブが 660 km 不連続面の上で曲がり、横たわっている。スラブは 660 km 不連続面で大きな抵抗を受け、そのままの形状ではそれより深部へ沈み込めないうように見える。しかしながら、中央アメリカ

下の断面をみると、高速度領域は下部マントルまで続き、スラブは下部マントルに入っているようである。

このような地域差と沈み込みの歴史から Fukao *et al.* (2001) は、(1) スラブは 660 km でいったん横たわり、ある程度時間が経過した後、下部マントルに沈み込む、(2) トモグラフィーはこのプロセスのいくつかのステージを捉えている、と論じた。この考えは、広域的なプレート運動の変化といった地質学的現象をうまく説明するように思われるが、スラブが横たわるメカニズムはまだよく分かっていない。また後で述べるように、下部マントルには海洋地殻がただよい、地震波の反射などを引き起こすようである。もしそうなら、海洋地殻部分とマントル部分の分離が起きた可能性がある。横たわったスラブのダイナミクスは、マントルの化学組成の理解にとっても重要な問題である。

5) CMB 直上

図 10 に、CMB 直上の速度構造を示す (Fukao *et al.*, 2001)。大規模な低速度領域が太平洋とアフリカの下にあることが分かる。この低速度と地表面におけるホットスポット火山の集中、高いジオイド高 (ジオイドは地表付近における地球の等ポテンシャル面で、海域では平均海面に一致する) は、CMB から地表に向かう大規模な上昇流、スーパー (ホット) プルームの存在を示唆する。

これまでは、高速度 低温、低速度 高温という直観的なイメージで話を進めてきたが、CMB 直上の低速度領域についていえば、規模が巨大であり、そのまま温度の異常として扱うと上昇速度が速くなりすぎるといった問題が生じる (プルームは大きくなればなるほど、速く上昇する)。

6) 速度異常の成因

それでは、地震波トモグラフィで得られた速度異常は、実際には何を意味しているのだろうか？

例えば、海洋プレートは地表面にある間に冷却し、海溝からマンテルに沈み込む。図 9 に認められる沈み込んだスラブに対応する高速度領域は確かに低温を意味しているであろう。しかしながら地震波速度は、温度だけではなく、化学組成によっても変化するので、地震波速度の変化が温度の変化だけによるのかどうかは、1 つの観測量だけから判断できない場合も多い。

最近では複数の観測量を組み合わせることによって、温度と組成の効果を分けて議論することが可能になってきた。例えば、Shito *et al.* (2004) はトモグラフィで得られたフィリピン海北部の上部マンテルの P 波速度、S 波速度、S 波速度の減衰のしやすさの 3 つの観測量を使って、3 つの物理量、温度、水の量、Fe と Mg の比を求めている (後述するように、水は地球内部の物理・化学過程を理解する上で重要である。一方、マンテルの岩石は融けると岩石中の Fe が液層に濃集するので、Fe と Mg の比は融解過程についての情報をもっている)。

また、Trampert *et al.* (2004) は自由振動データを解析して、全球スケールの密度異常に対する

温度の寄与と化学組成の寄与を分離した。彼らは、下部マンテルでは温度の寄与と化学組成の寄与は同等であり、下部マンテルの下部 (深さ 2000 km ~ CMB) では、スーパーブルームと名づけられた太平洋とアフリカの下の低速度は、温度ではなく、主に化学組成を反映しているという結果を得た。これまでのスーパーブルームの見方に大きな修正が必要かもしれない。

7) 水の影響

水は 3 次元速度構造の解釈で重要な要素である。例えば、Kamiya and Kobayashi (2000) は関東地方下の P 波速度と S 波速度からポアソン比 (値が大きいほど軟らかい) を求め、沈み込んだプレート直上に軟らかい物質が存在することを発見した。これは海洋プレートから脱水した水とマンテルの岩石が反応してできた蛇紋岩と考えられる。

また、Gaherty らは海洋プレートの下面がシャープな境界であることを明らかにした (例えば、Gaherty *et al.*, 1999)。海洋プレートの冷却だけではシャープな境界は生じない。この境界は水をほとんど含まないリソスフェアと水を少し含むアセノスフェアの境界であると考えられる (Hirth and Kohlstedt, 1996; Karato and Jung, 1998)。つまり、海洋プレートの地震波速度は、冷却による温度変化と組成の変化の 2 つの要素が関係しているのである。

海洋地殻と海洋プレートの最上部マンテルに含まれた水はプレートの沈み込みに従い、その上部にある陸側のマンテルに入る。上述の Shito *et al.* (2004) や Kamiya and Kobayashi (2000) の結果は、そのプロセスの一部を地震学的に可視化したものといえる。さらに深部にどのくらいの水が入り込むのか、あるいは現在どのくらいの水が含まれているのは、マンテルのダイナミクスを考える上で重要である。マンテル遷移層の凸凹あるいは厚さを使った解析は、そうした試みの一つである。410 km、660 km 不連続がマンテルを構成する鉱物の相転移であることは既に述べた。相転移を起こす圧力 (深さ) は温度と組成 (この場合、水の量) に依存する。逆にいえば、複数の観

測量（地震波速度と凸凹の深さ）を組み合わせれば、温度と水の量を両方推定できる。海洋開発機構地球内部変動研究センター、愛媛大学地球深部ダイナミクス研究センターが中心となって、こうした研究を積極的に進めている。

IV. 下部マントル・内核の構造

本章では、最近明らかになってきた下部マントルの不均質構造や内核の地震波速度異方性について概説する。

1) 下部マントル散乱

速度や密度が空間的に急激に変化するところでは、地震波の反射や変換（P波からS波に変換されたり、S波からP波に変換される）が生じる。最近、下部マントルでこうした変換波が多くみつけられるようになった（例えば、Kawakatsu and Niu 1994; Kaneshima and Helffrich, 2003）。一般に温度が空間的に変化しているだけでは、変換波を生じるような局所的な速度や密度の変化は生じない。従って、こうした発見は、まだ確認されていない下部マントルでの相転移の存在、あるいは海洋地殻のように周辺のマントルとは化学組成、速度構造が異なる物質の存在を意味していると思われる。また、深さ660 km付近で横たわったスラブが、その後下部マントルに沈み込むのか、海洋地殻部分は分離するのか、分離するとしたら海洋地殻はどこに行くのか、といった地球科学的問題にも、これらの観測事実は関係している。

2) D"層と超低速度層

CMBの上の厚さ250 km程度の領域はD"層と呼ばれている。PREMでは、地震波速度が深くなるにつれて増加する割合が、この領域で変化している。Lay and Helmberger (1983)が、D"層にS波速度の不連続があると指摘して以降、多くの研究がなされ、速度不連続はP波でも認められること、地域差が大きいこと（不連続が確認される場合とそうでない場合がある。不連続の深さも変化する）、P波・S波の結果は必ずしも一致しないこと、などが明らかとなった。

D"層の成因は、地球科学上の大きな課題であ

る。速度不連続が多く認められる領域と海洋プレートが過去に沈み込んだ位置に相関があることから、海洋プレートの残骸をみている可能性もある。あるいは、D"層全体の化学組成が、その上の下部マントルと異なっている可能性もある。

最近、下部マントルの主構成鉱物である珪酸塩ペロフスカイト（化学組成は $(Mg, Fe)SiO_3$ ）が、CMB直上の温度圧力条件で新しい結晶構造に変化する可能性が高压実験から指摘され、D"層の成因に関係している可能性が議論されている。

また、CMB直上の数～数10 km（D"層の下部）では、P波が10%程度、S波が30%程度遅い超低速度層（Ultra Low Velocity Zone, ULVZ）と呼ばれる領域が発見され、部分溶融が起きていることが分かってきた（例えば、Helmberger *et al.*, 1998）。下部マントル最下部は地殻に匹敵する複雑さ、不均質性をもつ領域のようである。

3) 内核の地震波速度異方性

内核に地震波速度の異方性が確認されたのは1986年のことである（Morelli *et al.*, 1986; Woodhouse *et al.*, 1986）。異方性とは、地震波の速度が、波の進む方向によって異なる性質のことである。例えば、海洋下の最上部マントルではプレートの運動方向に進むP波が速い。これは主要鉱物であるオリピンの結晶が、プレートの運動方向に揃っているためと考えられている。

内核の場合は地球の自転軸に平行な方向に速く、垂直な方向が遅い、軸対称性をもつ異方性が存在する。異方性の成因についてはまだ確かなことは分かっていないが、内核の成長や磁場が関係している可能性があり、コア・マントルのダイナミクスとその歴史の解明にとって重要な観測事実である。

4) 内核の超回転

内核の地震波速度異方性は自転軸を対称軸とすると述べたが、正確には少し傾いているらしい。地球ダイナモの数値計算から、内核がマントルと違う角速度で回転している可能性が指摘されている。もしそうであるなら、異方性の対称軸はマントルに対して時間的に変化することになる。地震データ解析によりこの時間変化を検出する試みが

なされているが、まだ確かな結論は得られていない(例えば, Li and Richards, 2002; Souriau and Poupinet, 2002)

V. おわりに

以上, 地球内部の1次元構造, マントルの3次元構造, 下部マントル・内核の構造の地震学的特徴をみてきた。地震波トモグラフィーによって, マントル対流の複雑な様式が明らかになってきた。3次元速度構造は, 温度の違いだけをみているわけではなく, 組成の違いや水の分布も反映している。海洋地殻の一部は下部マントルに漂っているらしく, CMB付近には複雑な速度不均質が存在している。

本稿で述べてきた地震学的手法による地球内部構造に関する研究成果に加えて, 地球内部物質の高圧実験や対流シミュレーションの進展により, 地球内部ダイナミクスの包括的な理解という大きなパズルを解くためのピースが揃いつつあるように思われる。今後このパズルの解明にむけて大きな進展が期待される。

謝辞

図9, 10は海洋開発機構地球内部変動研究センターの大林政行氏に作成・提供していただきました。また, 同氏からは原稿に関する貴重なご意見を頂きました。論文執筆にあたり, 東北大学大学院理学研究科附属地震・噴火予知研究観測センターの田中聡氏, 金沢大学理学部地球学教室の隅田育郎氏のご意見を参考にさせていただきました。防災科学技術研究所の井上公氏, 北海道大学大学院理学研究科の倉本圭両氏には原稿に関する貴重なご意見を頂きました。東京大学地震研究所の瀬野徹三氏, 東濃地科学センターの笠原順三氏の査読意見は本稿の改善に大変有益でした。記して感謝致します。

文献

Dahlen, F.A. and Tromp, J. (1998) *Theoretical Global Seismology*. Princeton University Press.
Deuss, A., Woodhouse, J.H., Paulssen H. and Trampert, J. (2000) The observation of inner core shear waves. *Geophys. J. Int.*, **142**, 67-73.
Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L. (1981) Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **25**, 297-358.

Dziewonski, A.M. and Gilbert, F. (1971) Solidity of the inner core of the Earth inferred from normal mode observations. *Nature*, **234**, 465-466.
Dziewonski, A.M., Hales, A.L. and Lapwood, E.R. (1975) Parametrically Simple Earth Models Consistent with Geophysical Data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **10**, 12-48.
Fukao, Y., Widiyantoro, S. and Obayashi, M. (2001) Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev. Geophys.*, **39**, 291-323.
Gaherty, J.B., Kato, M. and Jordan, T.H. (1999) Seismological structure of the upper mantle: A regional comparison of seismic layering. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **110**, 21-41.
原辰彦 (2003) 地球シミュレータで覗く地球の内部。日本惑星科学会誌「遊・星・人」, **12**, 59-164.
Helmberger, D.V., Wen, L. and Ding, X. (1998) Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary. *Nature*, **396**, 251-255.
Hirth, G. and Kohlstedt, D.L. (1996) Water in the oceanic upper mantle-implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **144**, 93-108.
Kamiya, S. and Kobayashi, Y. (2000) Seismological evidence for the existence of serpentinized wedge mantle. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 819-822.
Kaneshima, S. and Helffrich, G. (2003) Subparallel dipping heterogeneities in the mid-lower mantle. *J. Geophys. Res.*, DOI 10.1029/2001JB001596.
Karato, S. and Jung, H. (1998) Water, partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **157**, 193-207.
Kawakatsu, H. and Niu, F. (1994) Seismic evidence for a 920-km discontinuity in the mantle. *Nature*, **371**, 301-305.
Kennett, B.L.N. and Engdahl, E.R. (1991) Travel times for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.
Lay, T. and Helmberger, D.V. (1983) A lower mantle S-wave triplication and the velocity structure of D". *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **75**, 799-837.
Lay, T. and Wallace T.C. (1995) *Modern Global Seismology*. Academic Press.
Li, A. and Richards, P.G. (2002) Study of Inner Core structure and rotation using seismic records from Novaya Zemlya underground nuclear tests. *AGU Dynamics series, "Earth's Core; Dynamics, Structure, Rotation"*, **31**, 23-29.
Morelli, A., Dziewonski, A.M. and Woodhouse, J.H. (1986) Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1545-1548.
Ricard, Y., Nataf, H.-C. and Montagner, J.-P. (1996) The three-dimensional seismological model a priori constrained: Confrontation with seismic data. *J.*

- Geophys. Res.*, **101**, 8457–8472.
- Ritsema, J., and van Heijst, H.-J. (2000) Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: Evidence for large-scale mantle flow. *Science Progress*, **83**, 243–259.
- Shito, A., Matsukage, K.N., Nishihara, Y. and Karato, S. (2004): Three-dimensional thermal and chemical structure of the subduction zone upper mantle beneath the Philippine Sea. *EOS Trans. AGU*, **85** (47), Fall Meet. Suppl., Abstract T24B-01.
- Souriau, A. and Poupinet, G. (2002): Inner Core rotation: A critical appraisal. *AGU Dynamics Series*, "Earth's Core; Dynamics, Structure, Rotation", **31**, 65–82.
- Trampert, J., Deschamps, F., Resovsky, J. and Yuen, D. (2004) Probabilistic Tomography Maps Chemical Heterogeneities Throughout the Lower Mantle. *Science*, **306**, 853–856.
- Woodhouse, J.H., Giardini, D. and Li, X.-D. (1986) Evidence for inner core anisotropy from free oscillations. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1549–1552.
- (2005年3月28日受付, 2005年7月21日受理)