

下部マントルの新しい不連続面

J アレイで覗く地球深部

川勝 均 鈕 鳳林

日本列島に張り巡らされた地震観測網 J アレイによって、下部マントルの深さ 920 km の位置に、地震波速度の不連続面が存在することを明らかにした。その存在は、地球のマントルダイナミクスに対し、大きな制約を与える。この不連続面が何で、どのようにして形成されたのか、考えられる可能性について議論する。

地震予知計画のもとでは、全国の大学と研究機関によって日本列島をカバーするように微小地震観測網が張りめぐらされている。これをひとつの地震計の大アレイとして、地球深部を覗く望遠鏡（望深鏡？）のような使い方をしよう、というのが J アレイ計画である（本号 p. 699、安藤雅孝氏の解説参照）。J アレイの望深鏡でマントルを覗いていたら、思いがけないものがみえたので紹介したい⁽¹⁾。

マントルのなか、地表からの深さ 920 km のところに、新しい地震波速度の不連続面がみつかった。この面が全地球的に存在するかどうかはまだ明らかではないが、マントルのダイナミクスに関する新しい視点をわれわれに要求するだろう。下部マントルの局所的な構造を反映したものかもしれないし、ひょっとするといままで考えられなかった物質境界かもしれない。いずれにせよ、地球の進化を考えるうえで新たな制約条件になるはずである。

マントルの構造と遷移層

地球は成層構造をしており、地震波速度などの急激な変化のあるいくつかの境界で分けられている。図 1 は現在もっとも一般的に受け入れられて

いる、平均的な地球の速度構造である⁽²⁾。

これまで少なくとも二つの“物質境界”が知られている。まず、図では地殻が薄いのでみえないが、モホロビッチ不連続面を境界として密度の軽い地殻（花崗岩・玄武岩）がマントル（かんらん岩）をおおっている。次に、マントルと核の境界は固体と流体（鉄）との境界でもある。この二つの境界は化学組成が異なる層のあいだの境界であり、化学反応なしに物質的な移動はない。

一方、この 30 年ほどの地震学的観測から、マントル内の深さ 400～700 km——このあたりをマントル遷移層と呼ぶ——に、地震波速度の不連続面（410 km と 660 km の深さ）が二つあることがわかってきた。とくに 660 km の不連続面が物質境界なのか、それとも、化学組成は同じでも相転

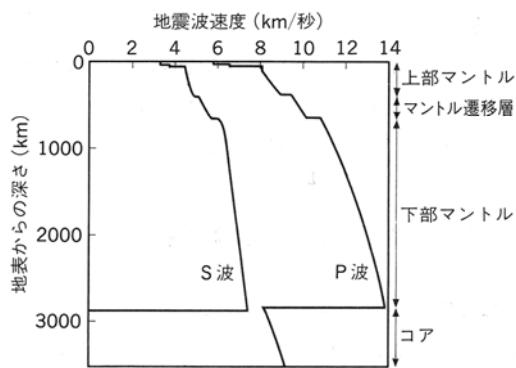


図 1 平均的なマントルの地震波速度構造。

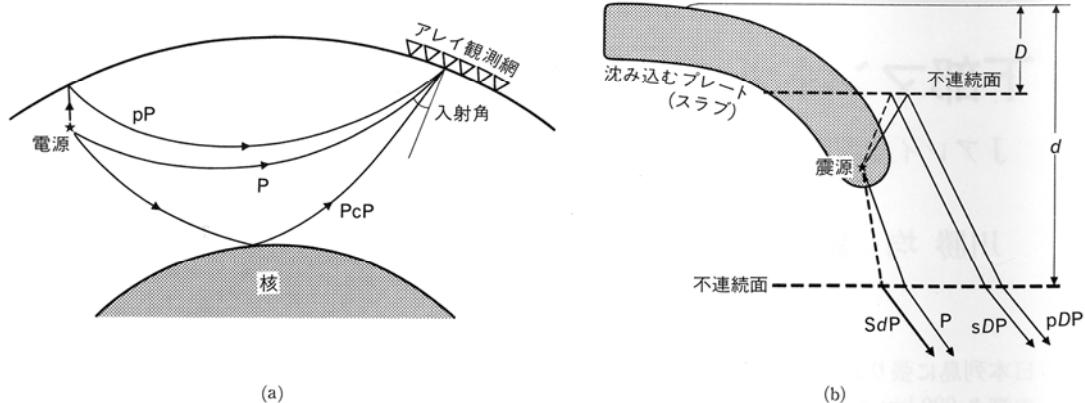


図2 地震計アレイでマントル構造を調べる。(a)震源から地震計アレイまでの主な波の伝わり方。 pP 波は地表で反射された波、 PcP 波はマントル-核境界で反射された波。(b)マントル内に地震波速度の不連続面があると、波が反射・変換され、直達のP波に遅れ、異なる入射角でアレイに到達する。震源から上方に出た波の入射角は大きく、下方に出た波の入射角は小さい。

移によって生じた“相境界”なのかは、きわめて重要な問題である。というのは、もし660 km不連続面が相境界であれば、この境界を通して物質の移動が可能になり、マントル対流は全マントル的に起きる。逆に物質境界である場合は、マントルは二つの対流層からなることになる。このどちらかで、地球の進化(冷え方)は非常に異なることが予想される。たとえば、全マントル対流では地球は効率的に冷えてきたはずで、さかのぼると初期にはずっと熱かったことになり、プレートテクトニクスなどの活動もおおいに活発だったろう。逆に2層対流では内部の熱が逃げにくく、現在の地球の深部はかなり熱いことになる。このことはマントルダイナミクスだけにとどまらず、核内の流体運動にも大きな影響を与え、地球磁場の起源などを考えるうえでも基本的な問題である。いまのところ、660 km不連続面がそのどちらなのかは、完全には決着がついていない。

このように、マントル遷移層の理解は地球科学の第一級の問題であり、過去何十年間もマントルダイナミクスの中心課題とされてきた。

Jアレイで覗くマントル遷移層

地震計をアレイ状にならべて地下構造を調べることは、何もJアレイに始まったことではなく、石油探査から地殻の構造の研究まで地震学のさま

ざまな分野で日常的に使われている手法である。Jアレイの特別な点は、その差し渡しの長さにある。地震波の到来する方向によって異なるが、最長3000 kmにも及ぶ範囲をカバーできるため、遠方および地球深部からくるさまざまな地震波の微妙な入射角の違いを識別することができる。

図2aに、地球深部からくる波を地震計のアレイによって識別する原理を示す。地球深部—地震は660 km不連続面より浅いところで起きる—で地震が起きると、直達の波(この図ではP波)以外に、地表で反射された波(pP)、マントルと核との境界面で反射された波(PcP)など、いろいろな波が観測点にやってくる。これらの波は、遠地の地震の場合は、かなり急な入射角度で観測点下に入ってくる。特定の波についてみると、地表のアレイの各地震計には、震源からの距離が近い順に到着し、一定の速度で地表を伝わっていくようみえる。この伝播の速度を“みかけ速度”と呼ぶ。このみかけ速度は、波の入射角の正弦に逆比例する(アレイの真下、すなわち地球の中心からくる波は入射角0°であり、みかけ速度は無限大)。それぞれの波の入射角は少しずつ異なるので、アレイ上でみかけ速度を測ることでそれぞれの波を同定することができる。

図2bは、マントル遷移層にある地震波速度の不連続面によって反射、あるいは変換され、直達のP波のすぐ後にくると予想される波を示して

いる。たとえば、震源から上方に P 波として出て、深さ D km にある不連続面で反射した波が pDP、また、震源から下方に S 波として出て深さ d km の不連続面で変換されて P 波として観測されるものが SdP である。SdP 波は、P 波に比べて小さな入射角(速いみかけ速度)で観測点に入り、pDP 波は大きな入射角(遅いみかけ速度)で観測点に入る。こうしてみかけ速度から波の種類が同定されると、直達 P 波との時間差から不連続面の深さがわかれることになる。

上に“みかけ速度を測る”と書いたが、マントル遷移層を調べるためにわれわれが観測しようとしているような波は微弱で、個々の観測点の波形から波の到来を読みとることは困難である。図 3 は、トンガ地域の深さ 563 km で起きた地震を J アレイで観測した波形である。各地震計の震央からの距離(角距離で表わす)を縦軸にとってある。マントル深部からくる波は、この図ではほぼ直線上に並ぶはずである。

各波形で、はじめに現われる波が直達の P 波で、120 秒ほど後に現われるのが地表で反射された pP 波である。この二つの波の間にいろいろな微弱な波が観測されるが、これらの多くは観測点直下の構造を反映している波であり、マントル深部についての情報を求めているわれわれにとってはノイズにすぎない。しかし、これらの波形をたくさん集めて、波のみかけ速度を仮定して重ね合わせると、観測点固有の波はお互いに打ち消しあい、ノイズに埋もれていたいろいろな波が浮かび上がってくる。図にはいくつかの予想される波の理論的な到来時間を直線で描いているが、この直線の傾きがみかけ速度にあたる。

このような操作をほどこして、重ね合わせた波形の振幅をプロットしたものが図 4 である。影の濃いところが振幅の大きな部分を示し、地球深部からくる波の存在を表わす。縦軸は、重ね合わせるときに使ったみかけ速度の逆数(スロウネス slowness と呼ぶ。入射角の正弦に比例する)を、直達の P 波を基準にとってある。この値が正(入射角が直達 P 波より大きい)ということは、波が震源から上向きに出て反射されてきたことを意味

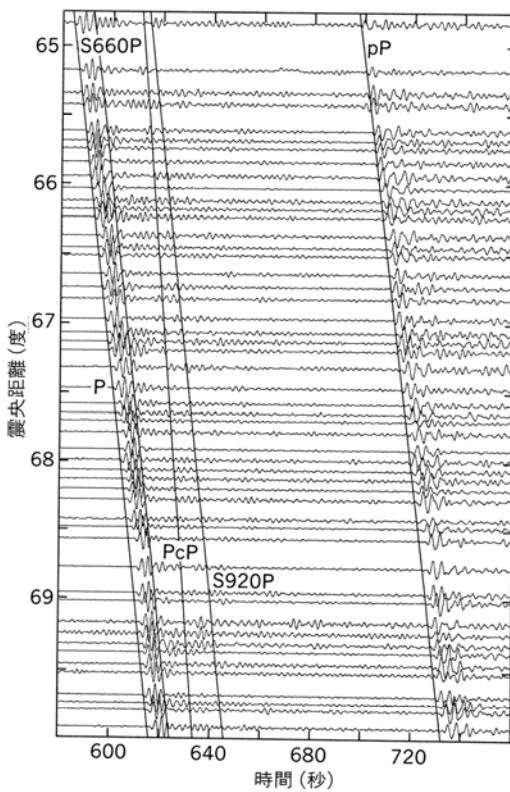


図 3 J アレイでとらえた深発地震。1993 年 4 月 16 日、トンガ地域の深さ 563 km で起きた地震。波形を各地震計の震源からの角距離にしたがって示す。

し(例えば、pP 波)、負の場合は下向きに出て深部で反射または S 波から P 波へ変換されてきたことになる(例えば PcP 波)。

図 4 では、pP 波と PcP 波という地球の基本的な層構造から期待される波を、明瞭にみることができる(pP が長く続くのは、実際はこの中に海水面や地殻とマントルの境界面で反射されたものが一緒に混ざっているからである)。そして、それ以外に三つのピークがみられる。入射角が直達 P 波とあまり変わらないことは、波の経路が似ていることを示し、震源の近くで反射・変換されたものであることを示唆する。波の到来時間と入射角から、このうち二つはすでに知られているマントル遷移層の不連続面に対応しており、S660P および p410P と解釈される。三つめの波は、入射角が P 波より小さいことから、S660P と同様に震源から下方に S 波として出て、どこかで P 波に変換されたものであろう。到来時間から深さを決

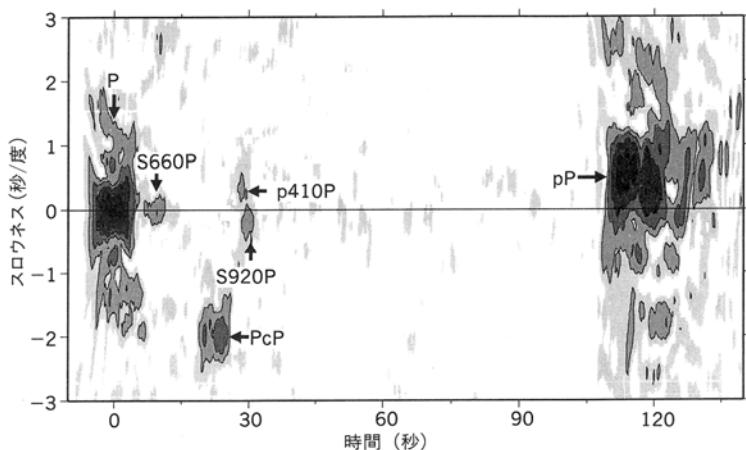


図4 図3の波形をみかけ速度を仮定して重ね合わせた結果。縦軸のスロウネスは、みかけ速度の逆数。顕著なpP波、PcP波のほかに、S660P、p410P、そしてS920Pと解釈されるピークがみえる。

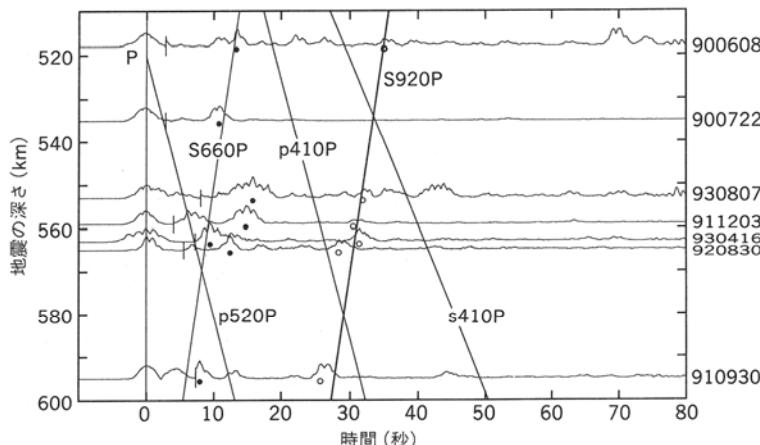


図5 トンガ地域で起きた7個の深発地震。6個の地震について明瞭なS920P波が観測された。P波以後は、微弱な後続波がみやすいようにS660P波の振幅が1になるように拡大してある。右端の数字は発生した年(下2桁)、月、日を表す。

めると、約920 kmとなつた。

920 km 不連続面

図4のような結果が得られてS920P波らしきものがみえたからといって、マントルの920 kmの深さに地震波速度の不連続面が存在するとは、一概に結論しにくい。マントルには水平方向にさまざまなスケールの不均質があることが知られており、そのようなものがたまたまみえている可能性もあるからである。幸いなことに——ここで解析するような深発地震はいくら起きても災害はもたらさない——、トンガ地域は地球上で最も多く(世界の65%)深発地震が起きるところである。Jアレイ計画が開始されて以来、500 kmより深いところで十分大きな地震が7個起きている。これらの地震の震源は、南北およそ1000 kmにも及

ぶ範囲にある。7個のうち6個の地震について、到達時刻と入射角からS920P波の確認をすることができた(図5)。

図5には、個々の地震についてS920P波の振幅が最大になるように重ね合せを行なった波形を、地震の深さに沿って並べてある。P波以後は、微弱な後続波がみやすいようにS660P波の振幅が1になるように拡大してある。また、いくつかの波について理論的な到来時間を直線で示してある。後続波にいろいろなものがみられるが、最も顕著なのは黒丸をつけたS660P相である。理論値からかなりずれることがあるのは、660 km不連続面が深発地震の起こるあたり、すなわち、沈み込んだ海洋プレート(スラブと呼ぶ)の周辺で深くなっていることの現われである。最近の地震学的研究から、スラブの周辺で660 km不連続面が20~60 km深くなっていることが明らかになってき

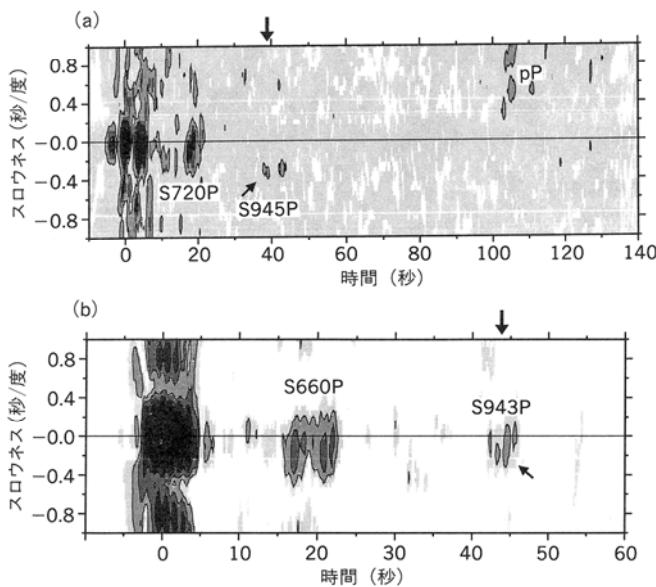


図6 フロレス海(a)と日本海(b)の地下で起きた深発地震にもS920P波が観測される。

ており⁽³⁾⁽⁴⁾、筆者らの解析とも調和的である⁽⁵⁾。S660Pの次にめだつのが白丸をつけた波で、S920Pの理論到来時間にほぼ一致して直線上に並んでいる。図4と同様の解析をすると、スロウネスもP波に比べて少し小さい。したがって、この波をS920Pと解釈してまちがいなさそうである。1990年7月22日の地震についてこの相がみられないのは、ほとんど同時刻にくるs410P相と打ち消しあったためではないかと考えられる(この地震と1990年6月8日の地震については、地震研究所のデータしか手元になく解像度があまりよくない)。

同様の解析をインドネシアのフロレス海、および日本海の下で起きた深発地震について解析を行なった結果が図6である。トンガの場合に比べて少し深めになるが、これらの沈み込み帯の下でもS660PのほかにP波に比べてスロウネスの小さい波が観測され、945kmの深さに不連続面があると考えると説明がつく。

なお、トンガ地域の地震についてS920PとS660Pの振幅を比較すると、920km不連続面を境にした地震波速度(実際はS波速度)のとびは660km不連続面の40%程度と、かなり大きいことがわかる。また、S920Pが周期1秒近くまでの短周期の波で観測されることから、地震波速度の不連続は、地震波の波長程度(約10km)の深さの

幅で起きているといえる。

グローバルか、ローカルか

920km不連続面が全地球的に広がっているか、それとも、筆者らが解析を行なった場所(いずれもプレート沈み込み帯)だけにあるものなのかは、いまのところわからない。これから解析が進むにつれおいおい答えは出てくるであろうが、ここではそれぞれの場合についてマントルダイナミクスの考え方に対する影響について思いをめぐらせてみることにする。

局所的な不連続面の場合

920km不連続面が沈み込み帯の下だけに存在するという考え(図7a)は、それほど抵抗なく受け入れられるかもしれない。マントルに沈み込んだ海洋プレート(スラブ)が660km不連続面を通り越して下部マントルに入り込むとき、スラブの上側半分(海洋性地殻など)が周囲の平均的下部マントルに比べて軽くなることを示す実験結果がある⁽⁶⁾。沈み込みが長期間続く場合、660km不連続面の下にもとの海洋性地殻の残骸がたまり、層を形成しているかもしれない。この層の底が920kmあたりである可能性がある。

三つの沈み込み帯で深さがだいたい一定であることは、不連続面ができる深さはたぶん温度・圧

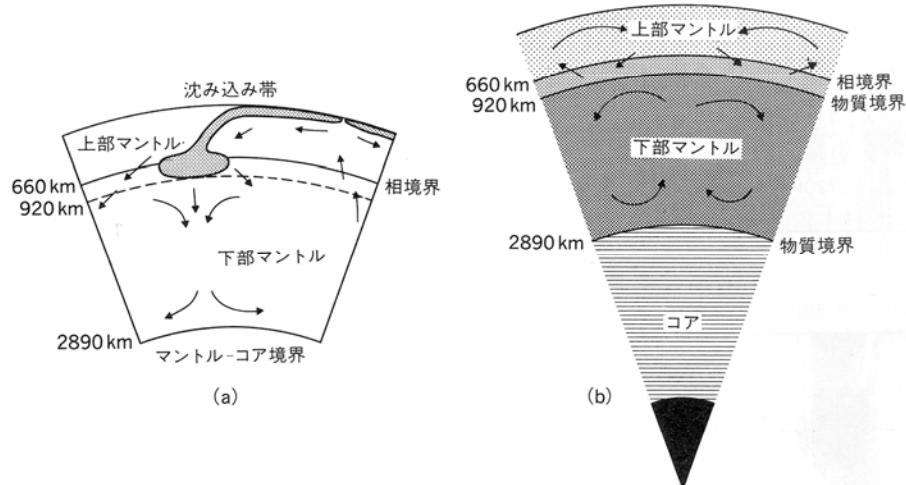


図7 920 km 不連続面をどのように説明するか。 (a)局所的な不連続面の場合、沈み込んだ海洋性地殻の残骸がたまたま層の下端が 920 km になるかもしれない。(b)全地球的な不連続面の場合、660 km が相境界で、920 km は物質境界かもしれない。

力などの熱力学的な条件で決まっているのである。高圧物性実験のほうからそのようなマントル物質の安定条件が決定されれば、920 kmあたりの圧力はおよそ見当がつくので、下部マントルでの温度に制約が与えられることになる。一般に、下部マントルの温度構造はほとんどわかっていないので、それが与えられることはマントルダイナミクスを考えるうえで重要な制約条件となる。

全地球的な不連続面の場合

920 km 不連続面が全地球的なものであると言いたるにはかなりの勇気を要する。多くの地震学者は、そんなものがあればとくの昔にみつかっていたはずだと反論するかもしれない。しかしながら、この30年間あまり注意は払われてこなかったが、マントルの深さ 900~950 km あたりに地震波速度が急激に変化している場所があるという報告は、かなりの数存在する。今回の研究のように明瞭ではないが、900 km あたりの不連続面から反射波または変換波を観測したという報告もいくつかあり、観測された場所は沈み込み帯だけにとどまらず、北アメリカ大陸・ロシアの西端・大西洋中央海嶺の下と、さまざまな地域に及ぶ。したがって、920 km 不連続面が沈み込み帯以外の地域の地下深部にある可能性はおおいにあるし、全地球的に存在する可能性も否定はできないのである。

先に、660 km 不連続面が相境界か物質境界かは決着がついていないと書いた。しかしながら多くの研究者は、スピネル構造のかんらん石を主成分とする上部マントル物質が、ペロフスカイト構造の輝石とマグネシウム・鉄酸化物とを主成分とする下部マントル物質に相転移(より厳密には相分解)を起こす相境界であると考えている。マントルは基本的に化学的に均一で、全マントル的な対流運動をしながら、遷移層で上部マントル相から高圧でより安定な下部マントル相に転移(またはその逆)を起こす、という考え方である。ところで、最近の高圧実験の結果からは、下部マントルの主成分であるケイ酸塩ペロフスカイトは下部マントル全領域で安定である可能性が強く示されており⁽⁷⁾⁽⁸⁾、920 km 不連続面に対応するような相転移は存在しないらしい。マントルは化学的に均質とする全マントル対流的な考え方と、全地球的な 920 km 不連続面の存在は相容れないことになる。

上に述べた高圧実験は、ペロフスカイトの安定性だけでなく、熱膨張率が今まで低圧で予想していたよりもかなり大きいことを報告している。下部マントルが上部マントルと同じ組成をもつとすると、軽すぎてほかのデータ(密度)を説明できない。下部マントルには上部マントルより多くのケイ酸塩または鉄が存在しないといけないとい

う⁽⁷⁾。“660 km 不連続面は相境界で、920 km 不連続面が物質境界である”という大胆な仮説は、このパラドクスを説明するかもしれない。つまり、920 km 不連続面がマントル遷移層の底であるとする考え方である(図7b)。地球の初期にマントルの大規模な分化があり、そのときの痕跡が920 km 不連続面としてみえているという可能性はないだろうか?

以上、920 km 不連続面の説明として二つのものを考えてみた。前者は、今多くの研究者が抱いているイメージを少し変えるにすぎないが、後者はかなり大胆な考え方である。また、どちらも的外れなのかもしれない。いずれにせよ、マントルの深部920 kmあたりに地震波速度の不連続があるという観測事実は、これからマントルダイナミクスのいかなるモデルも考慮しなければならない基本的な制約条件である。

“退屈”でない下部マントル

上にも述べたように、660 km 以深の下部マントルについての地震学的・高圧物性科学的な研究は不十分で、今回の観測事実の本当に意味するところは定かでない。地震学的にはまず、920 km 不連続面がどのような地域に存在するのかを早急に明らかにしなければならない。筆者らは今回と

は異なる経路で反射・変換された地震波をいろいろ組み合わせて研究を行なっていく予定である。高圧実験には、下部マントルの温度・圧力条件下での信頼できる実験結果を期待したい。ある高圧物性の研究者によると、“今まで地震学者が、下部マントルはなにも特別な構造がなく‘退屈だ’といつて元気がでなかった”ということであるが、下部マントル1200 kmの深さにも不連続面があるといっているアメリカの研究者もいるし、なによりも、全地球質量のおよそ半分は下部マントルが占めるのである。退屈どころではなく、地球の進化・ダイナミクスの問題を解くうえでの重要な鍵が潜んでいるのではなかろうか。

文 献

- (1) H. KAWAKATSU & F. NIU: Nature, **371**, 301 (1994)
- (2) B. L. N. KENNEDY & E. R. ENGDAHL: Geophys. J. Int., **105**, 429(1991)
- (3) J. E. VIDALE & H. M. BENZ: Nature, **356**, 678 (1992)
- (4) C. W. WICKS Jr. & M. A. RICHARDS: Science, **261**, 1424(1993)
- (5) F.-L. NIU & H. KAWAKATSU: Geophys. Res. Lett., 投稿中
- (6) A. E. RINGWOOD & T. IRIFUNE: Nature, **331**, 131(1988)
- (7) E. KNITTLE et al.: Nature, **319**, 214(1986)
- (8) 八木健彦: 科学, **63**, 584(1993)