

6 章 . マントル遷移層とは何か

2nd Draft (5/14/01)

はじめに：

地球のマントルには、深さ 400-1000km のあたりに地震波速度が急激に速くなる領域がある。この領域はマントル遷移層とよばれ、マントルを構成する岩石の結晶構造が、浅い（より低温・低圧な）条件下で安定なものから、深い（より高温・高圧な）条件下で安定なものに変わる相転移を起こす領域と考えられている。もしマントルがダイナミックに対流運動をしておらず静的な平衡状態にあるならば、0 章図？に示されるような深さのみで決まる温度・圧力条件に対応した成層構造（本当は球殻）の相状態で、マントルの岩石は構成されるはずである。これは第 1 次近似的には（おおまかには）正しいが、実際の地球では、地震波トモグラフィーから明らかなように、マントルには水平方向の不均質が存在してマントル対流が活発に起きている。このせいでマントル内の温度圧力条件は、水平成層のものから若干ずれる。このずれはマントル遷移層の構造に変化を及ぼし、驚くべきことにその影響はマントル全体のダイナミクスや地球の進化をコントロールする重要な要素であるらしい。このようにマントル遷移層の研究は、過去 20 年間の地球科学の中心テーマのひとつであり、高圧物性実験・グローバル地震学・マントル対流シミュレーションなどの様々な分野の成果が集大成され近年急速に理解が進んだ分野である。ここではその成果をふまえて、マントルのダイナミクスにおけるマントル遷移層の役割を考察する。

地球史における（マントル活動の）非連続性：

マントル遷移層の話しに入る前に、地球の歴史の中でのマントルの活動がどのような変化をするか考えてみよう。地球の表面での活動が、大陸・海などの大きな空間的な変化があるように、マントルの活動は時間的にもいろいろ変化する。例えば、ホットスポットの跡としてよく知られるハワイ・天皇海山列は（図？）、4600 年前の火山のところで急に折れ曲がっている。これは太平洋プレートの運動方向が、折れ曲がりに対応する年代にほぼ北の方向からから西北西に急激に変わったことの証拠である。プレートの運動はその下のマントルの運動と無関係ではあり得ないから、同時にマントル内の運動（マントル対流）も急激に変わったことが予想される。プレートの運動方向以外にも、地表での火山活動の情報からマントルの活動の変化を知ることができる。図？はマントルの火成活動の指標となるジルコンという鉱物の分布を、地球の歴史 46 億年を通して調べたものである。これを見ると地球の全歴史の中で、10 億年くらいの時間スケールでマントルの活動が変化しているらしいことがわかる。また海洋プレートの生成量を時代別に調べてみると、今から 8 千万年～1 億 2 千万年前の間に、非常に多くの海洋プレートが生成された時期があることがわかっている。このように地球史におけるマントルの（グローバル）活動は、連続的に起こるのでなく、活動の激しい時とそうでない時が

あり、非連続的に（間欠的に？）起こるのである。

このような地球史におけるマントル活動の非連続性が、マントルを構成している岩石の性質、特に相転移の起こり方、に強く依存しているらしいことが明らかになってきた。

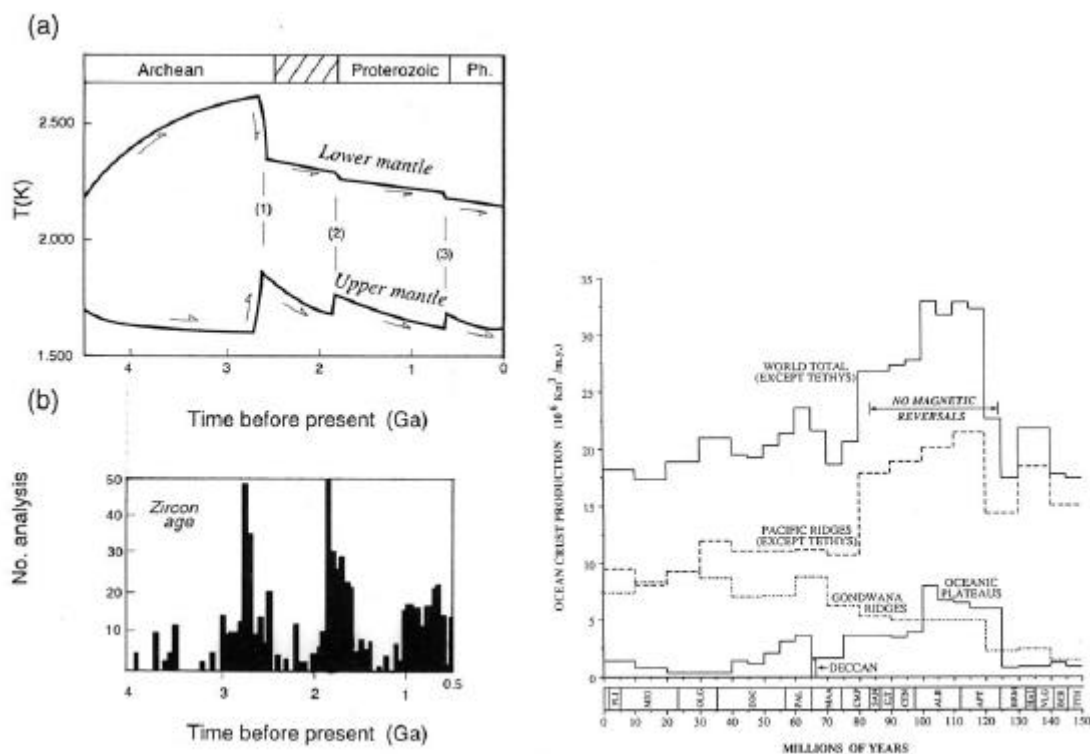


図 1. 3 章 (左), 8 章 (右) と重複

相転移とは：

マントル物質の相転移を理解する前に、身近な物質である水 (H_2O) のふるまいを考えてみよう。図 2 は、様々な温度・圧力条件での水の状態をあらわす「相図」である。線で分けられたそれぞれの領域で、 H_2O は液体（水）、気体（水蒸気）、固体（氷）と別の相状態をとる。それぞれの相を分ける曲線上にある温度圧力条件では、二つの相が共存し平衡状態にある。例えば水を入れたやかんを大気圧下で室温から暖めると（図(a)で 1 気圧の点線に沿って右に移動する）、100 度 C で沸騰が始まり、液体の水が水蒸気になる。この変化が液体から気体への相転移である。逆に温度を下げれば 0 度 C で水は氷に相転移する。地球内部で岩石等が気化する可能性はほとんどないが、マグマの生成など固体が液体に相転移する（すなわち溶融する）ことは、地球内部では“日常的”におこっていることである（4 章, 8 章）。このような固-液-気体間の相転移はなじみ深い。同じ固体でも異なった結晶構造を持つものがあり、その間の変化も相転移である。図 2(b)には、高圧下での水の相図を示してあるが、固体の氷には様々な高圧相がある

ことが実験的に明らかになっている．Ice I から Ice VII まで名前が付いており，それぞれの固体相で水分子の配列の規則性（結晶構造）が異なっているのである．このような固体間の相転移は，高温高压のマントル深部で起こることが予想される．われわれの生活に身近で（であると良いが），地球科学的にも重要な固体の相転移の例としては，グラファイト（石墨）からダイヤモンドに変わる炭素の相転移がある．ダイヤモンドは地球深部 200 km の条件下で安定な鉱物であり，逆に言えばダイヤモンドを調べることによって深さ 200 km の地球深部の情報が得られる可能性がある．このように岩石・鉱物の結晶構造などから鉱物が生成された地球深部の条件を決定するのが岩石学という学問分野である．ダイヤモンドであるということだけからでは，ダイヤモンドが安定な相図のなかの広い領域のどこかは特定できないが，別の相と共存していたことがわかれば二つの相の平衡状態（相図でいえば曲線上）にあったことがわかり生成の条件をかなり狭めることが出来る．このように相平衡・相転移を調べることは地球の深部の状態を推定する際に大きな制約条件を与える可能性がある．その際，相境界線の傾き（ dP/dT ）は重要なパラメーターとなることをここで指摘しておこう．

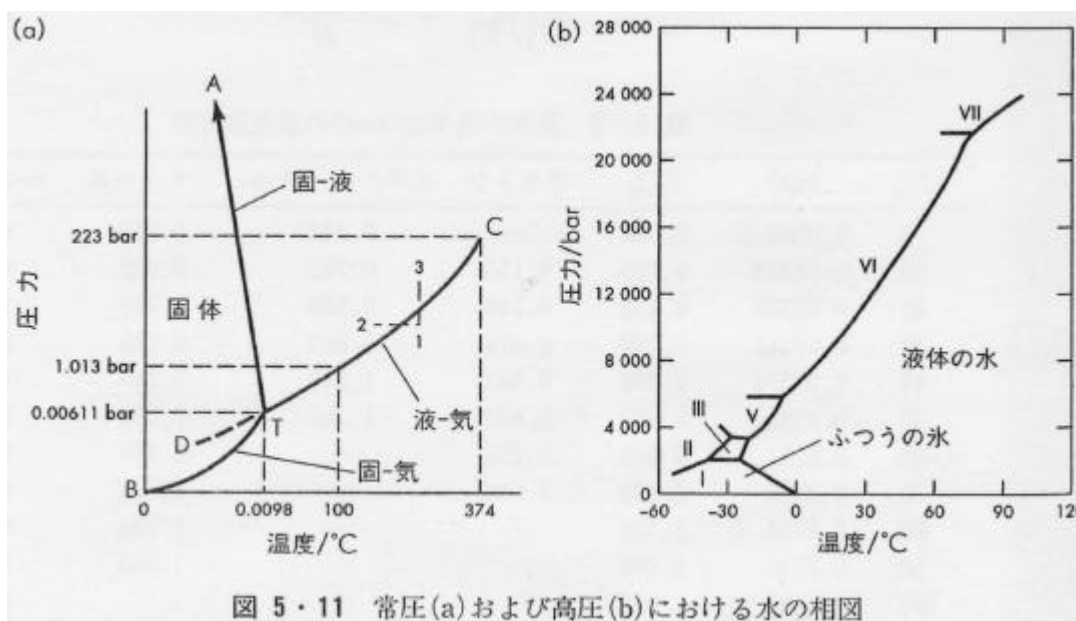


図 5・11 常圧(a)および高压(b)における水の相図

図 2 常温(左)および高压(右)における水の相図(パーロー, 1999)

地球内部で予想される相転移

マントルを構成する岩石は，かんらん石・輝石などを主成分とし，総称してかんらん岩(peridotite)と呼ばれる．そのかんらん岩の主成分であるかんらん石(オリブ色であることからオリビンolivineとよばれる)は，マントル遷移層に相当する温度・圧力条件で図3にあるような3種類の異なった結晶構造(固体の相)を持つことが，実

験室内において高温・高圧を作り出す「高圧実験科学」によって明らかになっている。3つの結晶構造は低圧力で安定なものから、*olivine*、*spinel*、*spinel* と呼ばれる（ここでスピネル *spinel* とは結晶構造に由来する呼び名であり、この相転移をオリビン-スピネル転移と呼ぶ）。水が固体になっても液体になっても同じ H_2O であるように、*olivine*、*spinel*、*spinel*、どれも同じ化学式 Mg_2SiO_4 を持つ同一組成の物質である。

高圧実験によって図3のような相図がもとまると、地球深部の温度圧力条件でどの相が安定か予想できる。その結果 *olivine* の転移は 400km (1400 度 C, 14 万気圧)、

spinel の転移は 500km (1500 度 C, 18 万気圧) 付近で起こることが予想される。またこれらの相転移境界の傾き dP/dT は正であることを。

さてこのような相転移があるということはどのようなことだろうか？一般的に、より高圧で安定な構造の方が、体積が減り（密度が増え）固くなる。従って地球の中で相転移があるとその上下で密度や弾性率（地震波の速度に反映）が急激に変わることが予想される。それがマントル遷移層として地震学的に見えているのである。410km の不連続面が *olivine* の転移、520km にあるといわれている不連続面（簡単には見えない）が

spinel の転移に対応していると考えられている。では660kmにある不連続面はどのような相転移に対応しているのだろうか？あとでも見るように660km不連続面は、地震学的にはもっとも明瞭に観測される不連続面である。また5章で見たように深発地震はこのあたりの深さより下では起こらない。地球科学的に重要な境界である可能性が高い。

660km 不連続面：

高圧実験の結果によると、かんらん石 (*spinel*) は 660km 不連続面に対応する圧力条件で別の構造に変化する。この変化は単なる相転移ではなく、二つの生成物に変化する相分解である。化学式にすると $Mg_2SiO_4 \rightarrow MgSiO_3 + MgO$ という分解反応を起こし、生成物の前者はペロフスカイトと呼ばれる構造、後者は岩塩構造（塩 $NaCl$ と同じの結晶構造）を持つ。この反応は、オリビン-スピネル転移と違って吸熱反応であり、反応の起こる温度圧力条件をきめる境界線の傾き dP/dT が負になる。このことが後述するようにマントルのダイナミクスに大きな影響を与える。

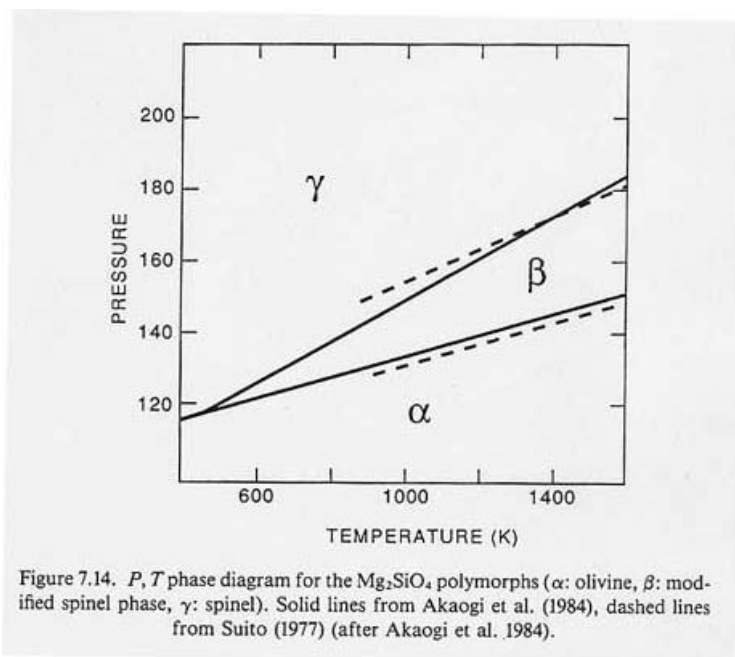


図 3 オリビンの相図 (Akaogi, 1984)

地震波でみるマントル遷移層

ここでマントル遷移層の詳細を地震学的に見てみよう。速度構造が不連続に増えるということは、1章?図で考察したように、走時曲線が複雑になる (triplication を持つ) ことが期待される。図4はカリフォルニアの地震観測網のP波の波形記録を震央距離10-40度にわたって並べたものである。走時曲線の複雑さが見て取れるだろうか?10度から18度までの間はP波の走時は震央距離に対して直線的に増えている。しかし18度でこの傾きが急に変わり25度くらいまでまた直線的に増える。25度付近で傾きがまた変わりそれ以遠はほぼ直線的に増えている(この図では走時を見やすくするために時刻座標を実際の時刻から(震央距離)×10引いたものになっているので、走時は減っているように見えるがそれは見かけ上のものである)。1章にあるように、走時曲線の傾きの逆数は、地震波線の最深点での速度に比例するので、遠くへいけばいくほど傾きが小さくなることは、深いほど地震波速度が増えていることの現れである。そして、走時曲線の傾きに飛びがあるということは、地震波速度構造に飛びがあるということである。従って、図4(a)のような走時曲線から読みとれることは、震央距離18度と25度に対応した深さのところに地震波速度が急激に増える速度不連続面がある、ということである。その深さが410kmと660kmなのである。実際に図の走時曲線を説明すべく提出された速度構造モデルは図4(b)のようになっている。1章で単純な場合について説明したが、実際の地球はもう少し複雑で、図4に見えるのは、二つのtriplicationが重なったものなのである。

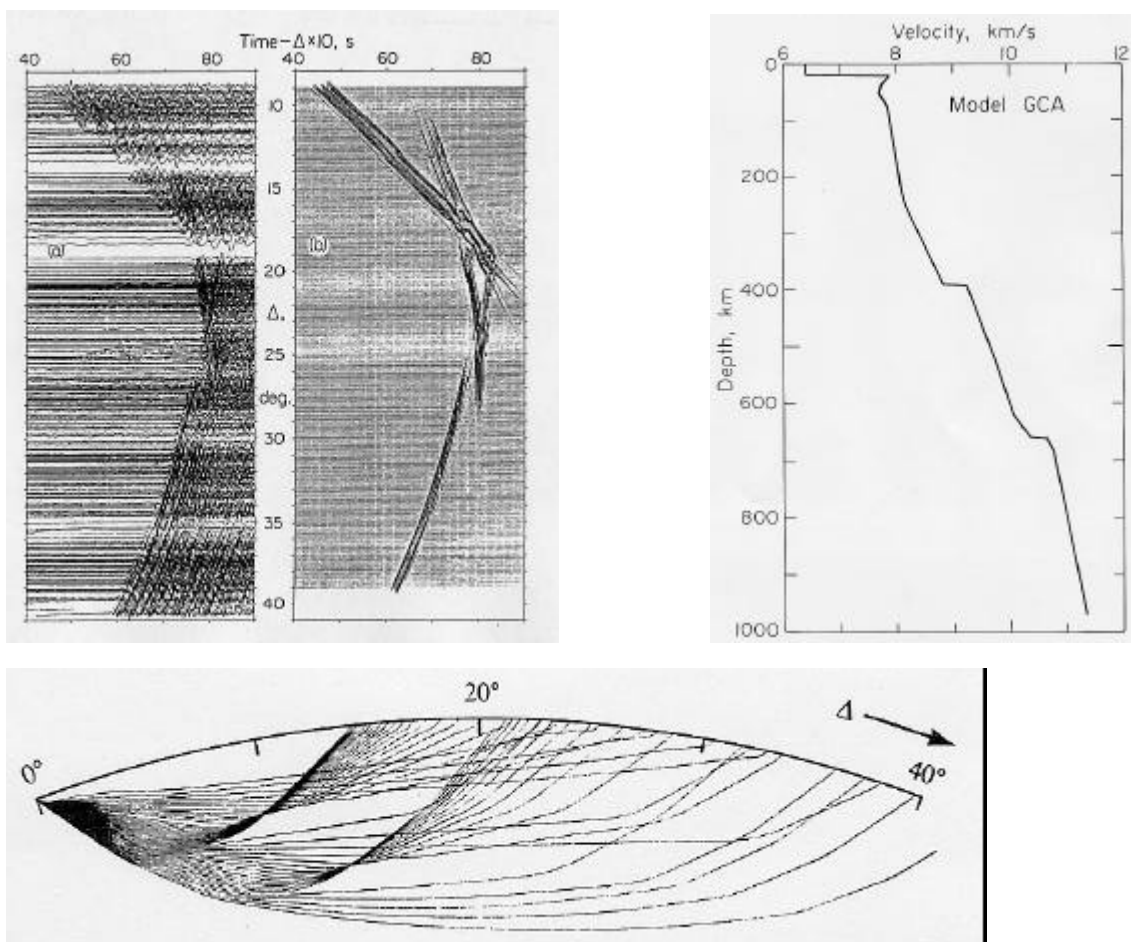


図 4 カリフォルニアで観測された地震波形と理論波形 (左). 走時解析から求められた遷移層のモデル (中)(Walck, 1985) と対応する地震波線 (右).

S波に関しても原理的に同様の走時曲線を得ることができ、このような解析から二つの遷移層の不連続面における速度の飛びは、地球全体で平均すると、410km 不連続面で 4%、660km 不連続面で 6%程度となっている。これらの飛びの大きさは、高圧物性実験から予想されるかんらん石の相転移と大まかにあっており、マントル不連続面の性質・成因については、研究者の間で大方のコンセンサスは得られつつある。

スラブの沈み込みと遷移層

いままで述べたような地震学的観測と高圧実験の結果から、マントル遷移層は、かんらん岩の相転移 (410km 不連続面)・相分解 (660km 不連続面) が起こっている領域であると考えられている。マントル遷移層以深のマントルは、1 章の図 1.10 にあるように、少しずつ地震波速度が増え、マントルの底 (CMB, 7 章参照) の直上まで特別な相変化は期待されない。このようにマントル遷移層を境とし上部マントルと下部マントルに分

かれるが、マントル対流などのマントルのダイナミクスにおいて遷移層の役割を次に考えよう。冷たく重いスラブが沈み込むときや、熱く軽いブルームがCMB から上がってくる時、マントル遷移層でなにが起こるであろうか？

温度変化があるときになにが起こるかはオリビン-スピネルの相図(図3)に戻って考えればわかりやすい。相境界を決める曲線の傾き dP/dT は「クラペイロン勾配」と呼ばれるが、この勾配が正であるか負であるかが、相変化がダイナミクスに影響を与える際の効果を決定する。まず正の勾配の場合 ($dP/dT > 0$) を考えよう。温度圧力が (T_0, P_0) で相転移が起きるのが平均的なマントルの条件だとしよう(たとえば 410km 不連続面の条件)。その深さでの温度が T だけ低くなるとすると(たとえばスラブの沈み込みによって)、圧力は一定と考えて良いので、 $(P-T)$ 図の上で左に水平に動くことになる。その結果、境界線の傾きが正なので $(T_0 + T, P_0)$ の点は高压の相が安定な領域にはいる。これは圧力を多少下げても(深さが多少浅くなっても)成り立つので、温度が下がることにより高压の相の安定領域が浅くなるのがわかる。逆にその場の温度が上昇すると高压相安定領域は深くなる。境界線の傾きが負の場合は逆になる(表1)。

表 1 相境界の深さ変化

	温度上昇 ($T > 0$, ブルーム)	温度下降 ($T < 0$, スラブ)
$dP/dT > 0$	境界の深さは、深くなる	浅くなる
$dP/dT < 0$	浅くなる	深くなる

以上をふまえて、スラブが遷移層に沈み込むときになにが起こるか考えてみよう。図5(a)には、マントルのかんらん石の相転移・相分解の相図の一部とマントルの温度構造が模式的に示されている。今までのものに比べて多少複雑に見合えるのは、マントルのかんらん石は純粋な Mg_2SiO_4 でなく 10%ほどの Fe_2SiO_4 を含んでいることを考慮しているからである。この影響で相境界線は厳密には1本ではなく近接した2本の線になる。(2本の線の間狭い領域では二つの相が共存している領域である。) しながら相境界の性質は特に変わらず、オリビン-スピネル転移のクラペイロン勾配は正であり、ペロフスカイトへの相分解の勾配は負であるのはそのままである(図では圧力は下向き(深さ方向に)正にとってあるので注意)。違いは相転移が起こる領域に多少の幅ができることである。

このような状態にあるマントルにスラブが沈み込むと、5章で見たようにスラブは周囲のマントルに比べて低温である(そのせいで高密度でもある)ので、スラブとその周辺は周囲のマントルに比べて低温になる。その結果、410kmの不連続面はクラペイロン勾配が正のため、浅い方へ引き上げられる。また、660kmの不連続面は下向きに引き下げられる(5章)。図5(b)には660km不連続面の様子を示しているが、図の影を施した部分は低压側の $-spinel$ 相である。低压相は、高压相に比べて密度が低いため、影

のついた部分は同じ深さの周囲のマントルより軽くなり浮力を受ける。すなわちスラブの沈み込みを妨げる方向に力が働く。同様の議論は、プルームのような温かいものがマントル内で上昇する（8章参照）ときにも適用でき、660km 不連続面は、この場合もプルームの上昇を妨げる作用を及ぼす。660km 不連続面のマントル対流にたいするこのような作用は、対応する相転移のクラペイロン勾配が負であることによる。410km 不連続面のように正の傾きを持つ場合は逆になり、まとめると表2のようになる。

表2 相転移のマントル対流への影響

クラペイロン勾配	マントル（熱）対流を
$dP/dT > 0$ (410km 不連続面)	助ける
$dP/dT < 0$ (660km 不連続面)	妨げる

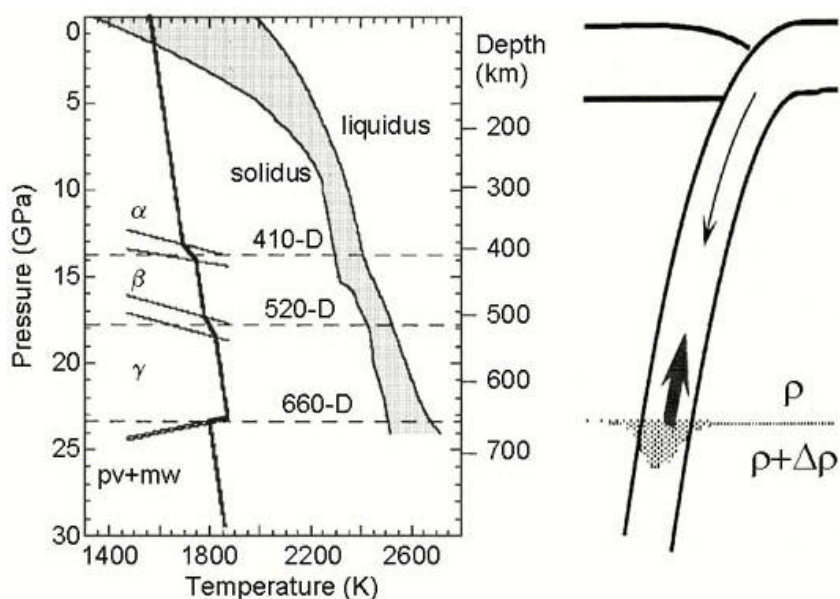


図5 マントルの相図と沈み込むスラブに働く力 (Jackson 編, 1998)

660km 不連続面がスラブの沈み込みやプルームの上昇を妨げる作用を及ぼすというのは、マントル対流が660km 不連続面の上下で別々の対流の形態（2層対流）をとるのではないかという、マントルのダイナミクスを議論する上できわめて重要な問題を提起する。それについては後半で議論することとして、高压実験から予想されるマントル遷移層の不連続構造の特徴は、他の地球物理データから検証可能なのであろうか？

アレイ地震学の登場

マントル遷移層の地震波不連続面の成因が、高压実験から予想されるかんらん石の

相転移にあるとすると、不連続面の形が沈み込むスラブの周辺で、410km 不連続面は上側に、660km 不連続面は下側に変形しているのが見えるはずである。スラブの厚さは海洋プレートの厚さと同じせいぜい100km のものであるから、その程度の解像度でマンツルの不連続面の形状を読みとる必要がある。これは現在の地震波トモグラフィーの解像度では達成できないが、高密度の地震観測網のデータを使って不連続面に由来する散乱波を解析することで読みとれることが明らかになってきた。

図6はその原理を示す。1章で述べたように、震源からはP波とS波が球面状に放射される。遠くの観測点で観測されるP波・S波は、震源で球面状に放射された波のうち、ちょうどその観測点にたどり着くある特定方向に放射されたものである。図のように震源がスラブの中の410km 不連続面と660km 不連続面の間にあると、震源から上方にでたP・S波が、急激な速度変化のある410km 不連続面で反射されたり、S波からP波の変換(P→Sもある)が起きたりして、やはり観測点の方向へ放射される波になる。同様に下方に放射されるS波も660km 不連続面でP波に変換される。このような反射・変換波のうちP波として不連続面から放出されるものは、震源・スラブの周辺以外では、震源から観測点へ直接伝わってくる本物(?)のP波とほとんど同じ経路を通ってくる。直接のP波とのちがいは、(1)震源周辺で散乱されてくるため、P波より少し遅れてくる、(2)反射・変換の効率は不連続面の大きさ(数%)程度なので波の振幅が小さい、ことがある。この二つの性質のせいで、このような散乱波は、直達P波の後ろでノイズに隠れやすく、一観測点の波形記録から読み取るのはなかなか難しい。しかしながら近年、大量のデジタル地震記録が簡単に使えるようになり、微弱な波の観測が簡単に行えるようになってきた。その結果遷移層の不連続面の形状が議論できるようになってきたのである。

上に述べたように地球深部で地震が起きると、直達のP波以外に、地表で反射された波(pP)、マンツルと流体コアとの境界面での反射波(PcP)など色々な波が地表の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。地表の観測ネットワーク(アレイ)で観測している場合、ある特定の波(例えばPcP波)は、震源からの距離が近い順に観測され、一定の速度で地表を伝わっていくように見える。この伝播の速度を「見かけ速度」と呼ぶが、この見かけ速度は波の入射角の \sin に逆比例する(アレイの真下、すなわち地球の中心から来る波は、入射角 0° であり、見かけ速度は無量大)。各々の波の入射角は少しずつ異なるので、アレイ上で見かけ速度を測ることで各波の同定が可能になる。

図6(b)は、マンツル遷移層に地震波速度の不連続面がある場合、図6(a)の波以外に直達のP波のすぐ後に来ることが予想されるものを示している。ここでは、震源から上方(下方)にP波(S波)として出て、深さD(d)kmにある不連続面で反射して(変換されて)P波として観測されるものをpDP(SdP)と呼んでいる。図6(b)を参考にすると、震源から下向きに出る変換波(SdP)は、P波に比べて小さな入射角(速い見か

け速度)で観測点に入り,上向きに出る反射波(pDP)は大きな入射角(遅い見かけ速度)で観測点に入ることがわかる.見かけ速度から波の種類が同定されると,直達P波との時間差からマントル内の不連続面の深さがわかることになる.

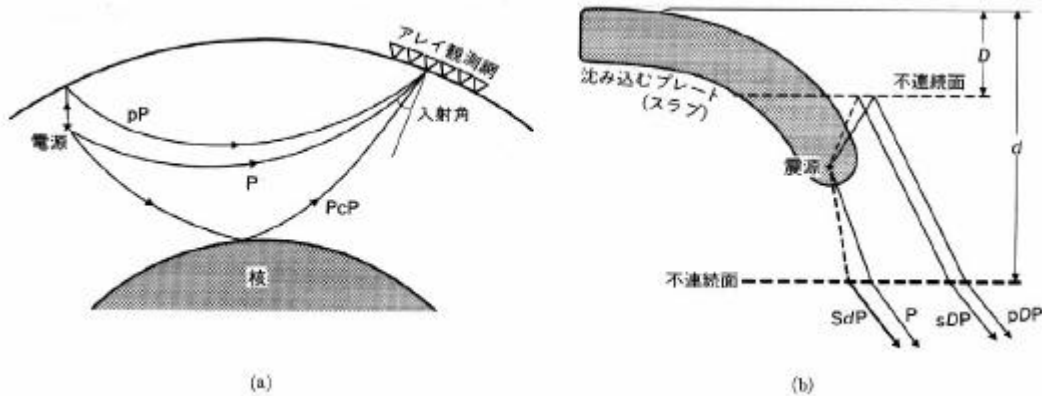


図 6 アレイ地震学概念図:震源,アレイ,波線の関係.それぞれの波は異なる入射角でアレイに入ってくる(左).震源近くの不連続面で反射・変換する波.(川勝・鈕,1994)

上に「見かけ速度を測る」と書いたが,マントル遷移層を調べるために我々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7(b)はトンガ地域で起きた深さ563kmの地震を日本列島にて印解された観測網(通称J-array,図7(a))で観測したものを示す.縦軸は震央距離を角距離で現し,横軸は時間である.マントル深部からくる波はこの図でほぼ直線上に並ぶはずである.各波形で,はじめに現れる波が直達のP波で,120秒ほど後に現れるのが地表で反射されたpP相である.このふた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もとめている場合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,波の見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3には,いくつかの予想される波の理論到来時間が直線で描かれているが,この直線の傾きが各々の波の見かけ速度にあたり,傾きをいろいろ変えて各波形を重ね合わせるので,slant stackingと呼ばれる.

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8である.図で濃い色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現す.縦軸には,重ね合わせるときに使った見かけ速度の逆数(slownessと呼び,入射角のsinに比例する)を直達のP波を基準にとってある.この値が正である(入射角が直達P波より大きい)という事は波が震源から上向きに出て反射されて来たことを意味し(例え

ば, pP 相), 負の場合は直達 P 波に比べて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 (PcP). 図 8 では, 上に述べたような pP, PcP 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観測することが出来る (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).

そしてそれ以外にいくつかのピークが観られる. 入射角が直達 P 波と余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の考察から, このうちふたつはマントル遷移層の不連続面に対応しており, $S_{660}P$, $p_{410}P$ と解釈される. このような地震観測網の大量のデジタルデータを重ね合わせて解析する手法をアレイ地震解析と呼ぶが, このような解析により地震の位置に対して不連続構造の相対的な位置 (深さ) がわかる.

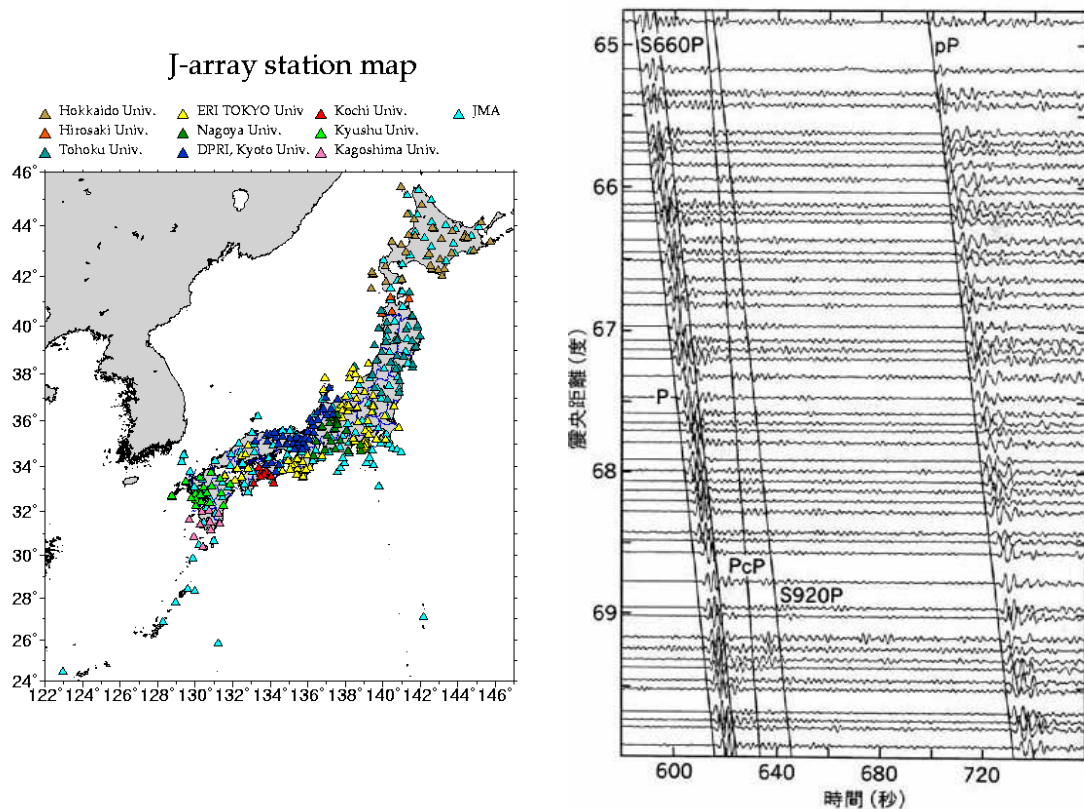


図 7 アレイの例: 日本列島に展開される通称 J-array .300 点以上の地震観測点がある (左). J-array で観測された波形の例.(川勝・鈕, 1994)

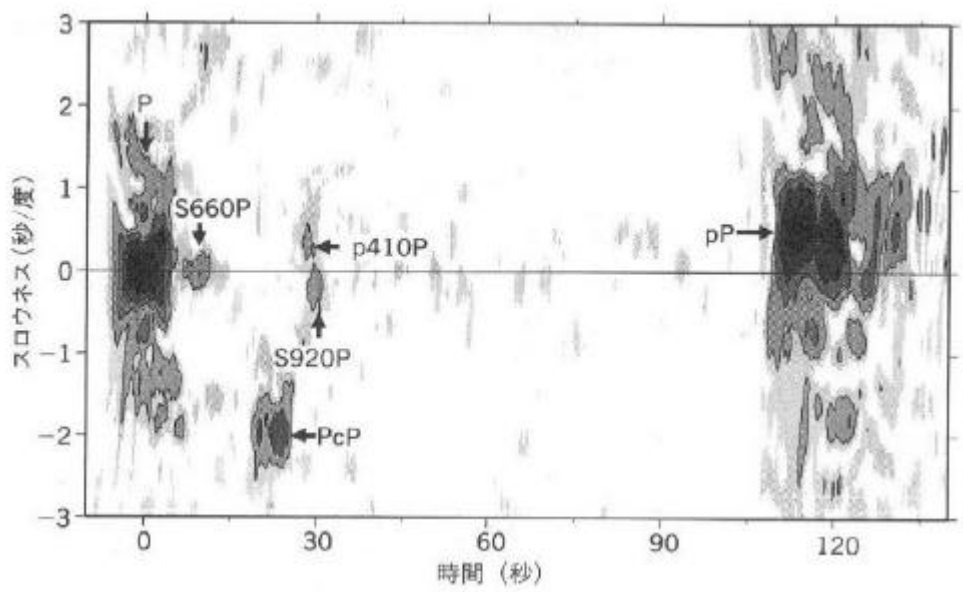


図 8. 図 7 (右) のデータをアレイ解析した例．横軸は時間．縦軸は入射角によって変化する slowness. (川勝・鈕, 1994)

660km 不連続面の凸凹

図 9 には, アレイ地震解析により深発地震の直下に決められた 660km 不連続面による地震波の変換面の位置が示してある．深発地震はスラブの位置を示していると考えられるので, スラブの延長上の 660km 不連続面は, 地球全体の平均 (660km) より 30-60km ほど深くなっているのがわかる．またスラブの中心に対応する場所ほど深くなっている傾向が見て取れ, これはスラブの中心ほど冷たくなっていることと調和的である (5 章)．不連続面がスラブの影響でどのくらい深くなるかは, スラブの温度構造 (周囲のマントルに比べてどれだけ冷たいか) とオリビンのペロフスカイトへの相分解のクラペイロン勾配の大きさに依存する．地震学的に観測されている 660km の地形の振幅はせいぜい 60km 程度で, 高压実験から決められた dP/dT の値と整合的である．

P 波の直後にくる波以外のデータから不連続面の地球規模のマッピングをすることも可能である．震源を S に出てマントルを一度通った後に地表で反射されもう一度マントルを通ってくる波を SS 波と呼ぶが (1 章), この SS 波の直前に遷移層の不連続面で反射された波が到着する (図 10(a) の S660S)．この波を使って遷移層の不連続面をマッピングした結果が図 10(b) に示してある．この方法だと, 地震直下の構造を決める場合に比べておおざっぱなことしかわからないが, 地球全体を調べられるという利点がある．この結果を 0 章のプレート境界の図や 1 章のトモグラフィーの図と比べてみると明らかなように, 現在沈み込みが起きている環太平洋 (特に西太平洋) の 660km 不連続面が深くなっているのが見て取れる．このように地震波の観測からマントル遷移層不

連続面の起伏が解明されつつあり，その結果は，遷移層がオリビンの相転移に起因するという考え方と（高圧実験の結果を踏まえて）調和的である．

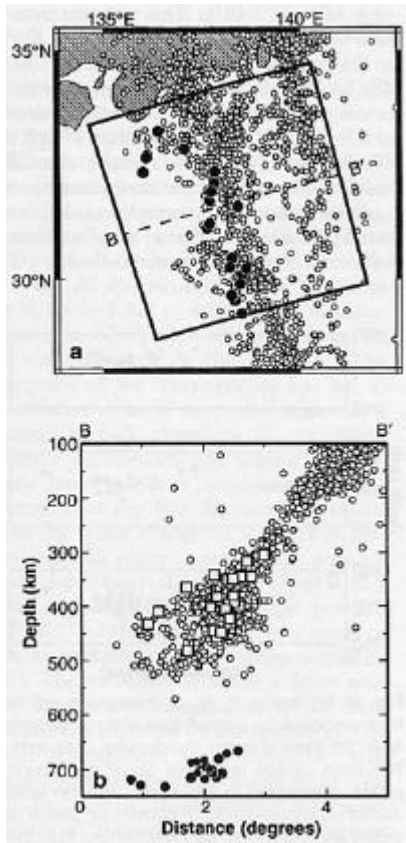


図 9. アレイ解析で求められた660km 不連続面の深さ（黒丸）と地震の分布（白）(Wicks and Richards, 1993).

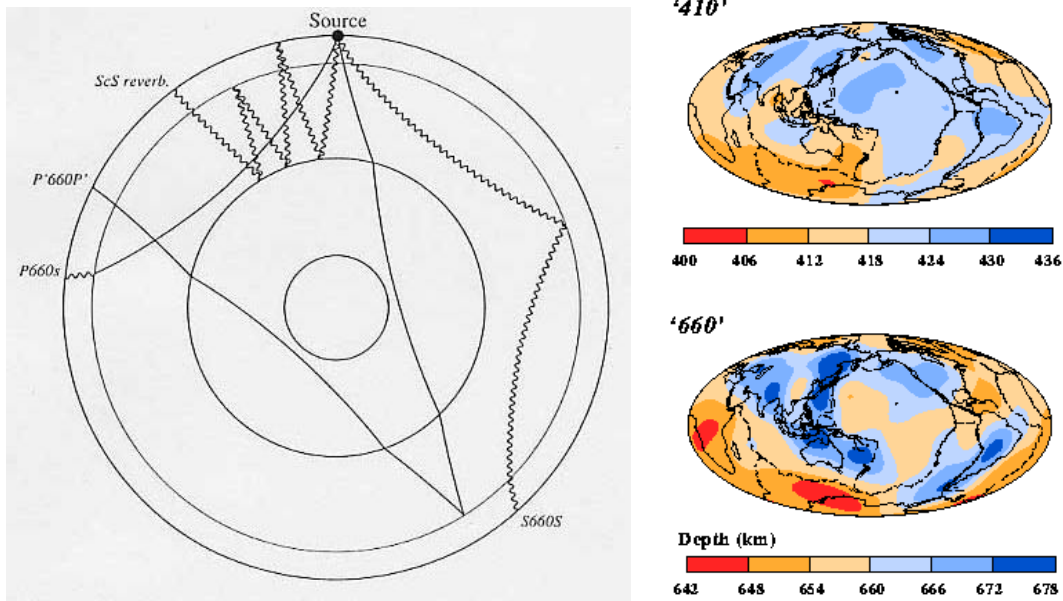


図 10. 660km 不連続面で反射・変換される波の波線 (左). S660S 波を使って決めた 410km・660km 不連続面の深さ分布 (Shearer, 1999).

スラブは遷移層をつきぬけられるか？ (全マントル対流 vs 2 層対流)

660km 不連続面の凸凹が地震学的に確認されたことは、実際の地球の内部で、マントル遷移層の存在が全マントル規模の対流を阻む方向に作用していることを示す。その作用が強い極端な場合は、スラブは 660km 不連続面を突き抜ることができず、上部マントルと下部マントルが混ざらずに別々に対流する「2 層対流」が起きる可能性がある。逆に作用が弱い場合、スラブはするすると遷移層を突き抜け、マントルは全体で対流運動を起こす「全マントル対流」の状態になる (図 11)。2 層対流では、スラブは下部マントルに沈み込まないのであるから、なぜ地震が上部マントルだけに起こるかを一見都合良く説明するように思える。また 2 層対流の場合は、上部マントル・下部マントルはそれぞれの中で対流を起こし熱を上方へ伝えるが、二つの対流層の間には「熱伝導」により熱を上方へ逃す「熱境界層 (7 章参照)」ができ、大きな温度差ができることが予想される。その結果、全マントル対流に比べて熱を逃がす効率が悪くなり、地球はゆっくりと冷えていくことになる。さらに、それぞれの層が別々に対流を起こしているのであれば、物質的に混ざり合うことはないのであるから、下部マントルの方が鉄 Fe などの成分により富んでいるなどといった、上・下マントルの間に化学的な構成成分の違いがあってもおかしくない。このようにマントルが 2 層対流か全マントル対流かのどちらの状態にあるのかは、地球の進化に関わった重要な問題なのである。

実際の地球のマントルが 2 層対流か全マントル対流かは、660km 不連続面がどれだけマントル対流に逆らえるかによる。これは 660km 不連続面での密度ジャンプの大きさ

とクラペイロン勾配の大きさという二つのパラメーターによって決定づけられる。コンピューター能力の向上によって、実際の地球に当てはまるようなパラメーターを設定しマン
トル対流を計算機上でシミュレートすることが可能になり、その結果地球のマン
トルがおかれた条件はなかなか微妙なものであることが明らかになった。

図 12 はドイツ・フランクフルト大学の Chiristensen とアメリカ・ミネソタ大学の Yuen が行った計算機実験のまとめである。横軸にクラペイロン勾配、縦軸に密度ジャンプ(厳密には密度ジャンプ($\Delta r/r$)を 9%とした時の化学成層によるものの大きさ)の大きさとしたもので、二つのパラメーターを変えたときに得られたマン
トル対流の様子を分類している、一種の相図のようなものである。密度ジャンプもクラペイロン勾配も両方 0 の場合、660km 不連続面はマン
トル対流の障害(バリア)にならないので、原点の近くではマン
トルは全マン
トル対流となる。逆に密度ジャンプとクラペイロン勾配(絶対値)が大きいときは、対流の大きなバリアとなり、マン
トルは 2 層対流となる。ここで図の影で示した部分が、高圧実験の結果などから、現実の地球に近いと考えられている領域であり、パラメーターの多少の変化によって 2 層対流にも全マン
トル対流にもなりうる、何とも言えない微妙な状況にあることが見て取れる。

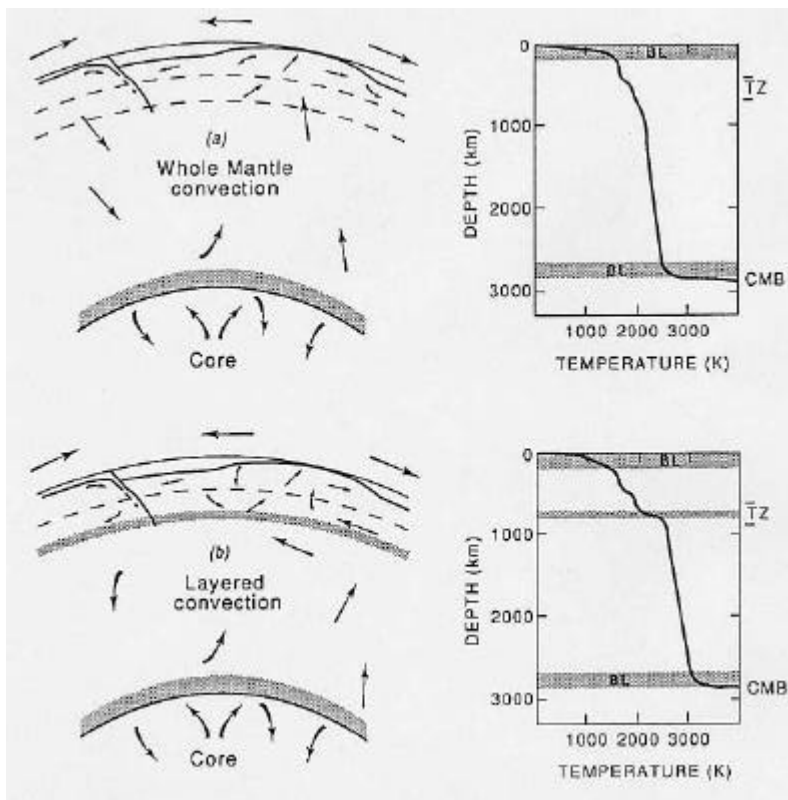


図 11. マン
トル対流の二つの様式 (Peltier and Jarvis, 1982):(上)全マン
トル対流:マン
トルは全体で対流し、遷移層では相変化だけが起こる。(下)マン
トルは 660km 不連続面の上と下で別々に対流をする。660km 不連続面は相変化だけでなく物質の違いによる可能性あり。マン
トル遷移層に熱境界層ができる

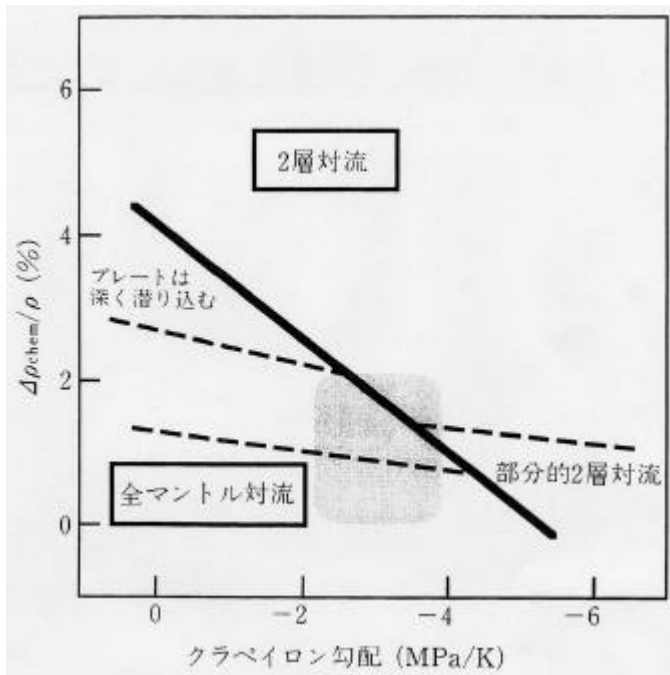


図 12. クラベイロン勾配と密度ジャンプの大きさによるマントル対流パターンの変化．斜線の部分が実際の地球の状態（唐戸，2000．元はChristensen and Yuen, 1984）

スラブのゆくえ・その2（スラブ・ペネトレーション/スタグネーション）

計算機シミュレーションと高圧実験から予想される，現在の微妙な地球の様子は1章で述べられているスラブのゆくえに見て取ることができる．図?にあるように，下部マントルの南北アメリカ直下の 800-1300km あたりに連なる板状の高速の地震波速度層，インドネシアから地中海へつながる同様の高速度層などは，過去の沈み込み帯から沈み込んだスラブが今現在下部マントルにあるのだと考えられており，その意味ではスラブが 660km 不連続面を突き抜けていることになる．一方，図?にあるような環太平洋の今の沈み込み帯のスラブは，マントル遷移層の上下に横たわっているように見える．これは遷移層がマントル対流のバリアになるという，2層対流が見えるようでもある．

全マントル対流的なスラブの下部マントルへの突入（ペネトレーション）と，2層対流的なスラブの遷移層での横たわり（スタグネーション）の原因が，場所の違いによるのか，時代の違いによるのか，過去の歴史の違いによるのかは現在のところはっきりとした結論は出ていない．しかしこのようなスラブのスタグネーション⇔ペネトレーションの切り替えが，本章の初めに述べたマントルの進化の非連続性を支配しているという考えがある．

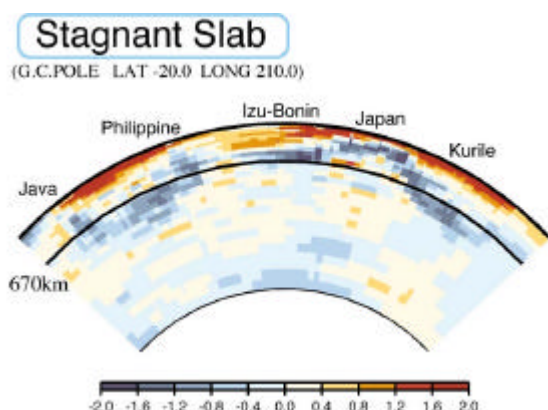


図 13. 西太平洋のマンテル遷移層に停留するスラブ (桜井, 1996).

遷移層が支配するマンテル対流

現実の地球のマンテルに近い条件で対流のシミュレーションを行った結果、以下のようなマンテルダイナミクスの描像が明らかになった。660km 不連続面のバリアによってせき止められた冷たいスラブが上部マンテルに溜まり、溜まりすぎるとある時どっと下部マンテルに流れ込み、その反動でマンテルの底 CMB の高温のものが上部マンテルまで大量にあがってくる（スーパーブルーム）というものである。これは上で述べたスラブのスタグネーション⇒ペネトレーションの切り替えが起こったことで、マンテル全体の対流が加速され、結果として大量の高温の物質が上部マンテルにあふれるといった可能性を示す。そのようなことが起これば、地表での火成活動は活発になり世界中で火山活動が活発になるというようなことも起こるであろう。その結果大気中に大量の火山灰がまき散らされ、気候変動などを起こし、ひいては生命の進化などにも多大な影響を及ぼす可能性がある（たとえば、6 千万年前に起こった恐竜の絶滅は、巨大隕石の衝突が引き金となって大気中に飛び散った塵が太陽光を遮断して起きたという説があるが、同様なことを引き起こすメカニズムは地球の内部にも存在するということである）。

以上のように地球内部に地球表層環境を大きく変えるメカニズムが内在していることが近年のマンテルダイナミクスの研究成果から実証され、「固体地球と生命の共進化」などといった視点からも新たな注目が集まっている（丸山・磯崎の著作）。それを引き起こす原因がマンテル遷移層にある可能性があるのである。相転移（相分解）というありふれた物理現象が地球深部で起きて、それが地球・生命の歴史に重要な影響を与えているかも知れないというのは大変興味深い。

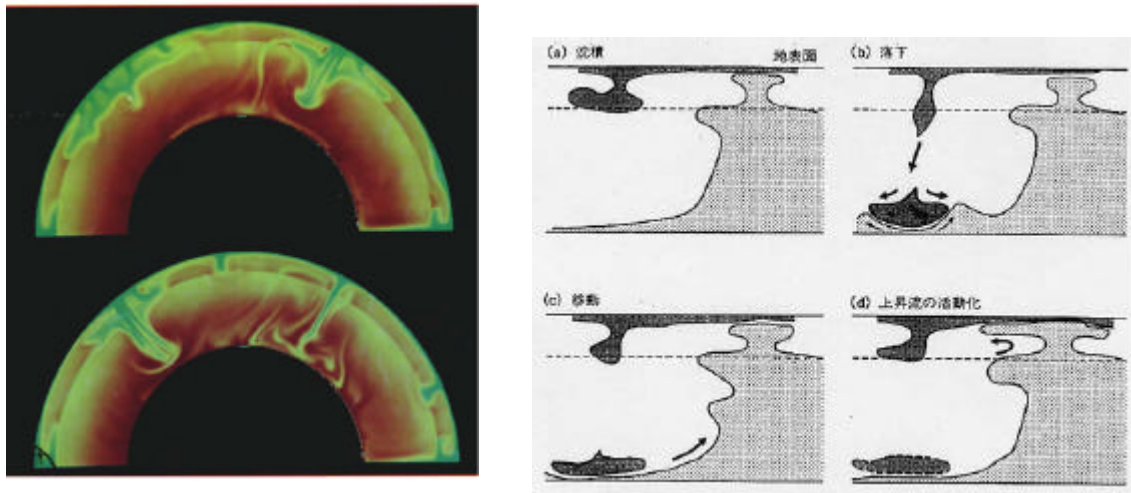


図 14. マントル対流シミュレーション (Machetel and Weber, 1991) とその解釈 (本多・Yuen, 1993). マントル遷移層に溜まったスラブが引き起こす大事件. 低温塊 (緑部分・黒いところ) の落下が高温塊 (赤部分・影のところ) の上昇を引き起こす.

スラブのスタグネーション⇔ペネトレーションの切り替えがどのような条件で起こるのかは現在のところ定説はない. マントルの粘性 (流れ安さ) は, マントル対流の速さを決める重要なパラメーターであるが, 地震波の速度分布などと比べてまだよくわかっていない. 現在, 下部マントルの粘性率は上部マントルの 30 - 100 倍程度である (下部マントルの方が粘性が高く流れにくい) と見積もられているが (2 章), 地球の歴史を通してどのような値をとって変遷してきたかなどがわかれば, スタグネーション⇔ペネトレーションの切り替えがどのような間隔で起きてきたかなど, 地球史を解明する上で重要な知見が与えられるかも知れない. マントル対流のシミュレーションは, 地震波トモグラフィーの発展・コンピューター能力の急激な発展などに関連して, 今後地球の歴史を考える上で重要な知見を与えてくれるであろう.

以下を加えるかは全体をみて判断.

より微細な構造 (ringwood & irifune 的) ?

ブルームの上昇について?