

火山と地震

1. はじめに

昨年9月27日の御嶽山の噴火につづいて、箱根山や浅間山でも火山活動が活発化しています。九州では口永良部島や桜島で避難や入山規制が続いています。関西なまずの会勉強会でも火山の専門家をお呼びして詳しい火山の話をしてもらおうと思っています。今回の合宿勉強会には間に合いませんでしたので、私(地震学者)が前振りをさせていただきます。

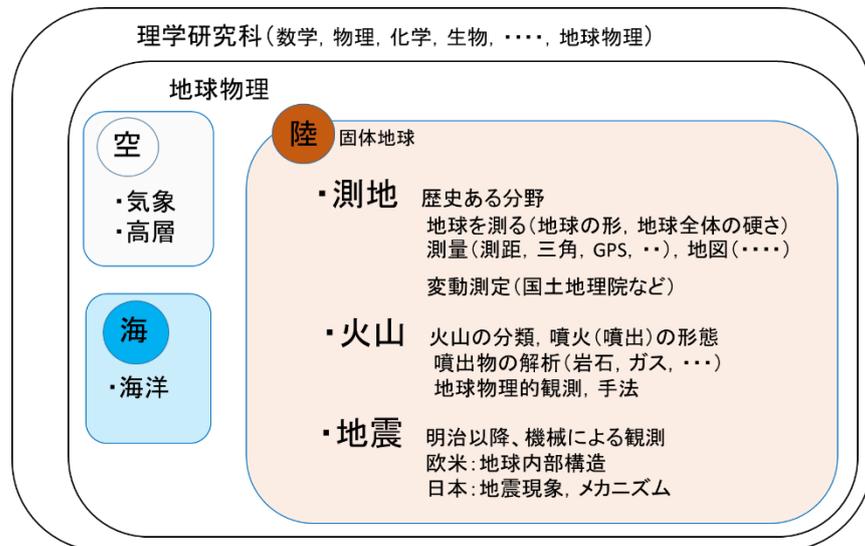
世間一般では火山学者も地震学者も同じと思われているようですが、両者は、どの位近く、どの位離れているかを、私自身を例にお話します。次に地球の内部を探る話をしますが、内部構造そのもの話ではなく、見えない地球の内部をどのようにして解明していったのかという基礎講座らしい話をします。3つ目が火山の話ですが、これはほんの入り口までで、詳しい話しは火山の専門家に引き継ぎます。

2. 地球物理学の内訳

まず大学での各分野の話です。ご存知のように理学研究科(理学部)には物理、数学、化学・・・と言った各学科があり、その中の一つに地球物理があります。大学によっては地球惑星などと名称が異なることはあります。地球物理の中は大体「空」と「海」と「地」に分けられます。「空」は気象とか電離層など高層の分野、「海」は海洋です。「地」は一般には固体地球と呼ばれ、地球内部の固い部分を研究する分野です(図1)。

図1

地球物理の中に、空と海と陸(固体地球)があり、固体地球のなかに「測地」「火山」「地震」などがある



固体地球は、また大きく3つの分野に分けられます。測地・地震・火山の3つです。この中で最も歴史が古いのは測地で、地球を測るという意味では、紀元前240年頃には地球の大きさが測られています。近代的な測量方法は18世紀にフランスで発展しました。フランスは、子午線の1/4の長さを三角測量で図り、その1000万分の1を1メートルとして、メートル原器を作った国ですから、測地に対するフランスの思い入れは強烈です。今でも地球物理の国際学会の名称は「国際測地学・地球物理学連合」となっていて、わざわざ「測地学」という文字が入っています。私の駆け出しの頃は国際学会の公用語も英義とフランス語でした。

地球の大きさがわかりますと、地表の重力加速度(9.8N/kg)から地球の重さを割り出すことができ、それから密度も計算できます。一方、19世紀の後半には地球朝夕の観測から地球の硬さ(剛性率)もわかってきました。こういう地球物理学はドイツで発展しました。次節で述べる地球内部の解明の準備として、地球全体の外から見た平均的な情報は、19世紀後半には得られていました。

測地学に比べると、火山や地震は後発ですが、火山の場合は、実際に山や噴火が見えますから、火山の形式や噴火の様式などの分類、地質学的な考察、溶岩やガスなどの分析が行われました。地震は20世紀になる少し前、日本の招聘学者だったイギリス人のミルンやユーイング達が地震計を開発してから、近代的な観測や研究が始まります。国際地震学会は1903年(ISA)、国際火山学会(IAV)は1919年の設立です。地震計や傾斜計などの機械観測を行って、火山を物理的に調べようとする試みは、地震計の発展とほぼ同期しています。一方、地震は物体がなく単なる現象ですから、観測と理論が中心にならざるをえませんでした。ここらあたりが地震学者と火山学者との分かれ道となるところです。

2. 地球の内部構造を知る

地球の固体部分は、地殻、マントル、核(外核と内核)から成り立っていることはご承知の通りです。これらは地震波を使って明らかにされました。この節では、第8回の基礎講座の走時曲線のおさらいから始めて、マントルや核を見つける方法を説明します。さらに近年進歩してきたトモグラフィーから、ダイナミックな地球内部の動きについて説明し、火山活動につなげたいと思います。

2. 1 走時曲線のおさらい

図3のように地表に地震計がS1, S2・・・と設置してあって、地震波を記録したとします。震源から各観測点までの距離を横軸に、各点で観測されたP波の到達時刻を縦軸にとって、図2のように黒丸印でプロットします。丸を結んで出来る線を「走時曲線」といいます。この線は、白矢印のところから傾きが小さくなっています。傾き(勾配)が小さいということは速度が速くなっていることを意味しますので、ここからはP波は速度の速いところを通過して来たことを示しています。その様子を図3に示しています。なお震源から直接S4やS5

に到達する波を点線で示しましたが、図2ではこれを白丸で示しています。

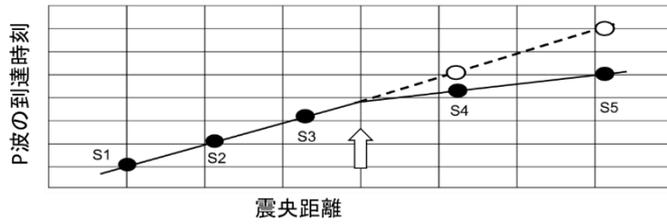


図2 走時曲線

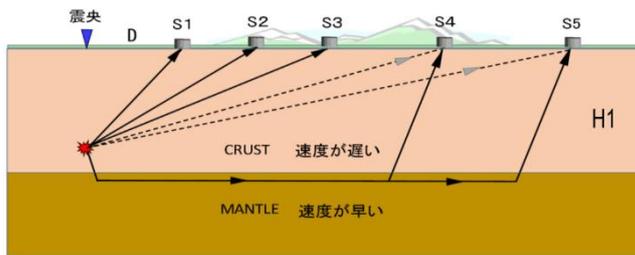


図3 走時曲線から推定される地下構造

図2の白矢印までの勾配から、図3の上の層の速度が求まり、白矢印の距離から上の層の厚さ(H1)が決まります。また白矢印より遠いところ(走時曲線の勾配の小さい部分)から、下の層の速度が求まります。さらに遠くまで走時曲線を描くことができれば、さらに下の層からのP波を観測することができて、その上の層の深さもわかります。このようにして地球内部のP波の速度分布と各層の厚みを割り出していきます。

図3の場合は、上の遅い層を地殻(CRUST)、下の速い層をマントル(MANTLE)としていますが、このことを発見したのは、モホロビッチで、1909年のことです。2つの境界は、発見者の名を冠して「モホロビッチ不連続面」、我々は簡単に「モホ面」などと呼んでいます。

2. 2 地球全体の走時曲線、低速度層

図3よりももっと遠くなりますと、層も増えて図4のように地震波を示す線(これを震波線または単に波線といいます)見かけ上連続した曲線のようになります。また遠くなりますと、地球の表面も平らではなく図5に示したように円で描かれます。こういう場合の走時曲線の距離は、地表の距離をkmではなく、地球の中心から測った角度で表します。

図4 層が増えると、波線は次第に湾曲してくる。

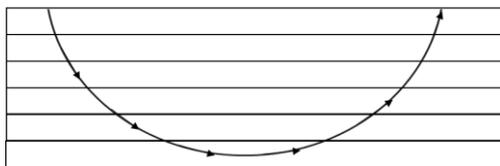


図5 距離は中心角で表す

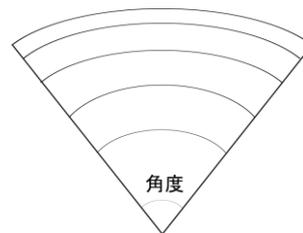
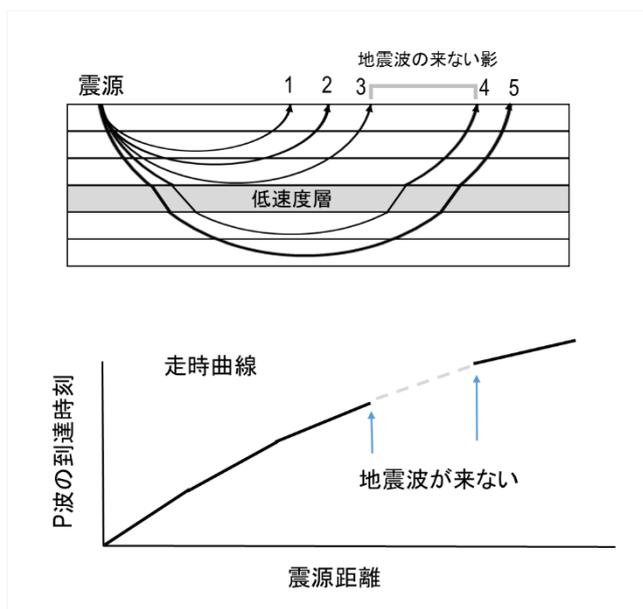


図4は、深くなるに従って地震波の速度が速くなる場合を示したのですが、図6は、ある深さの層が、その上下の層の速度より遅い場合、すなわち「低速度層」がある場合を示してします。1, 2, 3までのP波は順当に到達しますが、3より下に向かった波は、低速度層で屈折し、より速い下の層を伝わって4, 5に到達します。こうなりますと、3から4までは観測点があってもP波は観測されないこととなります。P波の来ない”影”ができることから、こういう地表での領域を「シャドウゾーン」などと呼んでいます。逆に言いますと、シャドウゾーンの位置から地球内部の「低速度層」を見つけることができます。

以上で下準備ができました。次に実際の走時曲線から地球内部の構造を解明していった経過を述べます。

図6 低速度層がある場合の震波線
(上)と走時曲線(下)。
低速度層があると地震波(P波)
がない”影”の領域が出る。



2. 3. 走時曲線から地球内部の速度構造を求める

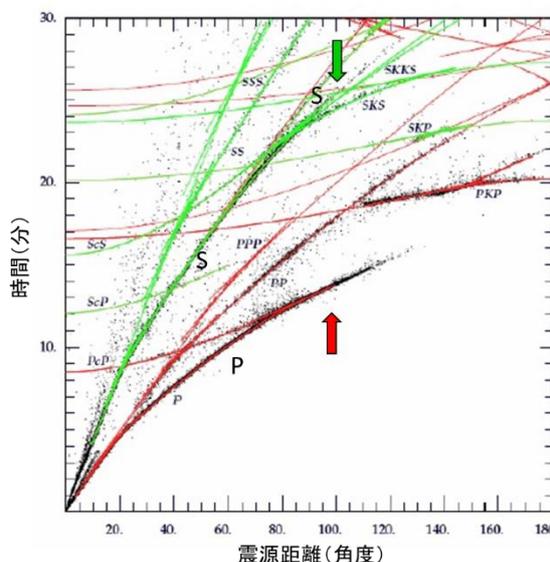
走時曲線から求まるのは地球の内部構造の内、地震波の速度分布(速度構造)です。世界中の地震観測点から、P波やS波その他の波の到達時刻を集めて、前節で述べた走時曲線を描いたのが図7です。一つ一つのデータは小さな黒点なのですが、P波やS波のように沢山観測された波は、連なって線のように濃くなっています。P波やS波以外の黒い連りの一部は後ほど説明します。なお、横軸の距離は地球の中心角です。地球の半周は20000km程ですので、180度で割ると、1度は約111kmになります。

P波に注目しますと、途中で消えてなくなっていることがわかります。これが前節で述べたP波の”影の領域”です。実は、P波が来なくなるのは、上向きの赤い矢印を付けた103度付近で、それより先(遠い所)でプロットされているのはPCPという別種の波です。P波の影ができていことから、前節で述べた低速度層があることがわかります。この様子を地球の断面で描いたのが図8です。図6の低速度層は図8では外核と書かれた部分に相当しています。図8を見ますと、影で観測されなくなったP波は143度を越えると、また観測されることがわかります。このP波は外核を伝わってきたので、103度までのP波と区別するため「PKP」と記します。

図7で、S波を見ますと、やはり震源距離が100度を越えたあたり、下向きの緑矢印で示したあたりから切れて見なくなっています。これはP波の影を作った低速層はS波を通さないことを示しています。このことは、この層が液体であることを意味しています。

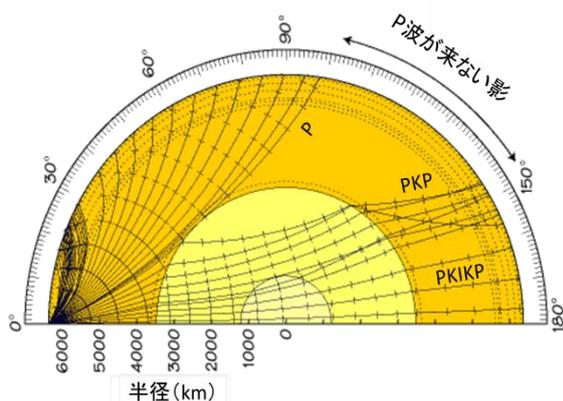
地球の中心にこのような、液体の”核”があることはイギリスのオルダムによって指摘されていましたが、1913年にはドイツのゲーテンベルグが、核の表面までの深さが2900kmであることを走時曲線から明らかにしました。1936年には核のさらに中心部に、S波を通す「内核」が存在することがデンマークのレーマンによって指摘され、その後、内核の半径は1400kmと求められました。これにより外側の核は「外核」と呼ばれ、そこを通過して来たP波は、上述のようにPKPと、内核を通過して来るP波はPKIKPと記します。Kは外核を、Iは内核を通過するという意味です。またPCPは外郭で反射してきた波です。

図7 実際の走時曲線



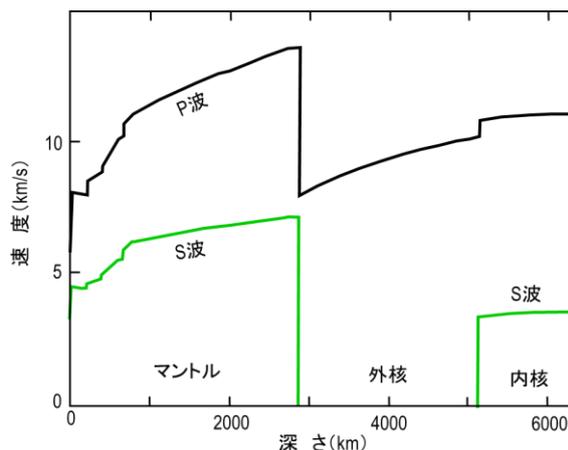
<http://www.rses.anu.edu.au/seismology/SHon2002/>から引用、加筆

図8 外核によるシャドウゾーン。



<http://earthquake.usgs.gov/learn/glossary/?termID=170&alpha=S> から引用

図9 地球の中の地震波速度構造



この様に詳細な走時曲線の解析から地球内部のP波とS波の速度分布が図9のように得られました。深さ2900kmで、P波の速度はどんと落ち、S波の速度はゼロです。内核ではS

波も速度があり、固体であることを示しています。地表から深さ 800 km あたりまでは、さらに詳しく調べられ、図 9 でも、深さに対する速度分布がぎくしゃくしています。マントル遷移層と呼ばれるところですが、この辺のことはまたの機会にお話します。

3. 地球の内部構造

地球の速度構造は分かりましたが、中の物質や圧力、温度はどうやって推定するのでしょうか。まず物質ですが、地球の成り立ちを考えてみますと、宇宙の塵（岩石の破片、氷、などの空間物質）が次第に集まり、収縮（衝突）による発熱からマグマ状の球体ができ、その後は表面から次第に冷えて現在の地球の姿になったと考えられています。元は宇宙の空間物質ですので、今でも地球の周りがあるそれを獲って調べれば、おおよその推定ができます。わざわざ宇宙で採らなくても隕石として落ちてきますからそれを調べます。もう一つはマントルの浅い所ですと、火山のマグマに取り込まれたマントル物質がありますから、浅いところはそれが参考になります。比率や化合物の詳しいことは省略しますが、マントルはかんらん岩、中心に近い核ではもっと重い、鉄とかニッケルが主だろうと推定されています。

物質がわかりますと、今度はそれに高い圧力をかけて地震波の速度を測定します。深さに対する地震波速度は前節のようにわかっていますから、その深さでの圧力を推定することができます。温度の推定は少し難しいですが、理論と実験から推定しています。物質に高い圧力をかけて行う高压実験は阿武山観測所でも行われていましたので、機会があればお話したいと思います。

4. 動く地球の内部

ここまでは地球内部は深さ方向にのみ変化し、横方向の変化はないと考えてきました。こういう構造を成層構造といいます。一方、1960 年の初めに提唱された海洋底拡大説は、地表に近い岩盤層（後にプレートと名付けられる）が移動していることを示すと共に、その原動力として、固体のはずのマントルが非常にゆっくりした対流を起こしていることを示しました。こうして岩盤層の運動形態は、いわゆるプレートテクトニクスとして、ウエーゲナーの大陸移動説をはじめ、それまで未解決だった様々な問題を一挙に解決するとともに、地球科学に運動論的な新しい見識を導入させました。

現在では、マントル内の運動によって、海嶺で生産されたプレートは、多くは海と陸の境界で沈み込んで行くことが知られています。図 10 のように、マントルの中に P 波が遅く伝わる領域があったとします。黒い実線で示した波線だけでは領域の全体を知ることはできませんが、点線で示した逆方向の波線やこの紙面に直交方向の波線など、たくさんの波線がありますと、次第に領域を確定することができます。ちょうど人間の CT スキャンと同じ考えです。X 線の代わりに地震波を、カメラの代わりに地震計を使って地球全体の断面図を描き出します。

前節で述べたような走時曲線をひとつひとつ解析するのとは違って、あらかじめ地球内

部を、仮想的に細かな格子状（グリッド）に分割しておき、それぞれの格子の速度を未知数にして、全ての震源の発震時と、観測されたP波の着信時を満足させるように、各格子の速度を決めます。格子の数が増えると膨大な計算量になりますので、スーパーコンピュータを使って、医療のCTスキャンと同じように、地球の立体的な速度分布を描き出します。これを地震波トモグラフィーと呼んでいます。

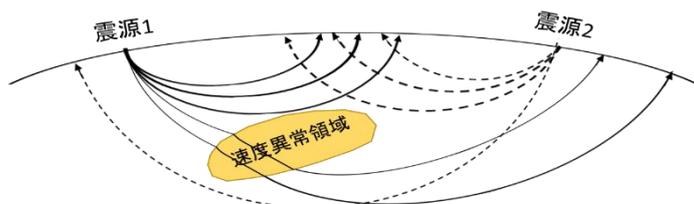
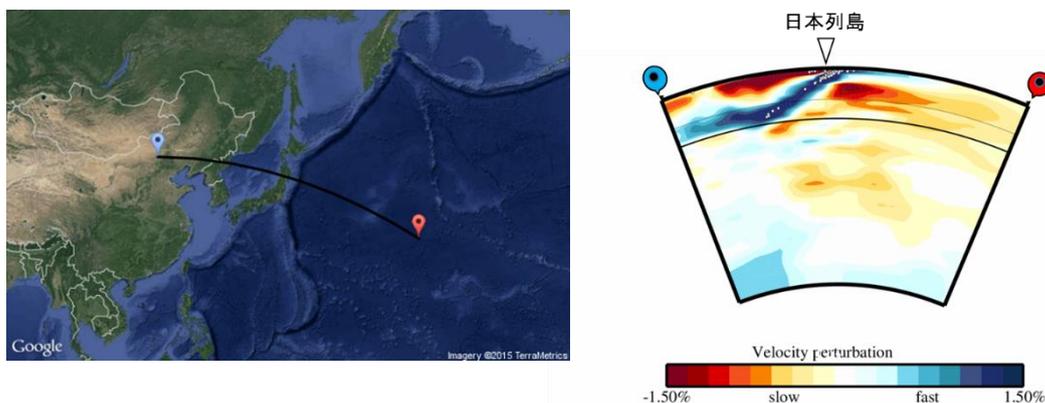


図10 速度異常の領域を検出するために、四方八方からの地震波を観測する。

海洋研究開発機構（JAMSTEC）ではGoogle earthを使って、地球の任意の断面で、地震波トモグラフィーが描き出せるようにしています。図11の左のように、地図上で2点を選ぶと、実線に沿った地球内部の断面図が同図右のように描き出されます。色使いは、赤いところは地震波の速度が、その深さの平均速度よりも遅い、青い部分はその逆で、速度が速いところを示しています。詳しくは講演で説明しますが、<http://csmmap.jamstec.go.jp/> から試してみることができます。

図11 JAMSTECによる地球のトモグラフィー。海洋研究開発機構（JAMSTEC）より。



5. プレーートの沈み込みと火山

図11の右図で、日本列島の少し東から濃い青色の部分が見えますが、これが太平洋プレートです。冷たくなって沈み込んで行くプレートは、固く締まって地震波の速度が速いことを示していますが、その程度は周りに比べて最大でも1.5%増し、といったところです。白い点々は地震です。断面図には、410kmを少し細いで、

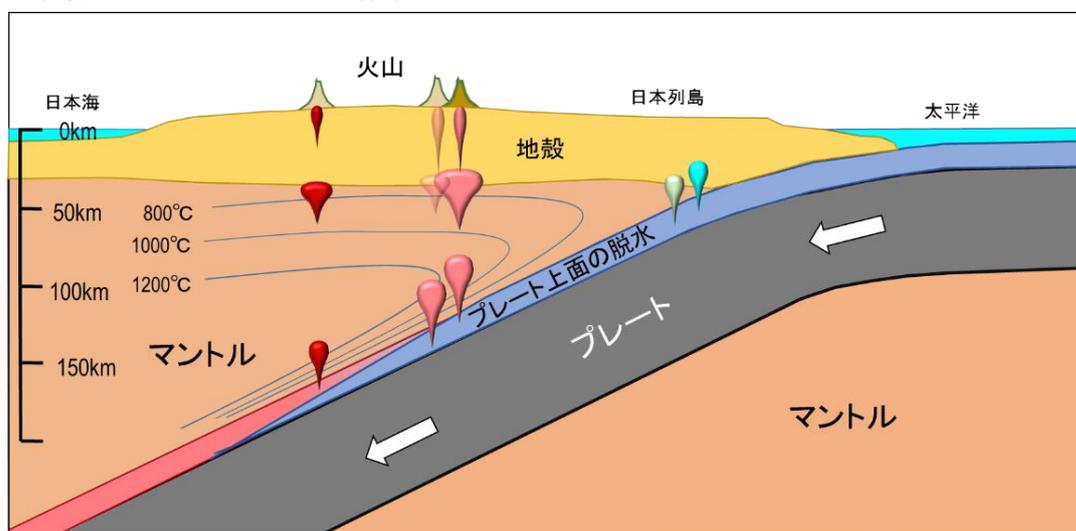
660kmにはやや太い曲線が引いてあります。これらは2.3節の図9の説明で、マントル遷移層と述べたところですが、どうやらプレートは660kmの境界を越えられず、横に(西へ)どろーっと流れていくような感じです。このように、マントル遷移層の上で横たわっているプレートは「スタグナント スラブ (よどんだ岩板)」, さらに溜まって大きくなると「メガリス (巨大な岩板?)」などと呼ばれています。

沈み込むプレートの中には水やガスが、岩石やその組成鉱物の中に取り込まれています。プレートがマントルの中に入っていきますと、次第に温められ、温度と圧力に応じて、つまり深くなるに従って、ガス、水などが熱くなって脱水します。深さ40km付近では水(と言っても高温流体)が絞り出され、低周波地震や低周波微動を盛んに引き起こしています。

深さ150kmあたりに達すると、岩石に取り込まれた水の温度は臨界点を越えて超臨界流体になります。この流体は溶解度が非常に高いため、周りの物を溶かして膨張します。そのため浮力が働いてゆっくり上昇します。ある深さまで上昇すると、浮力との均衡がとれて一時停滞し、マグマ溜りを形成します。ここに、下から供給されるマグマが溜まってくると、圧力が増して地表から噴きだします。

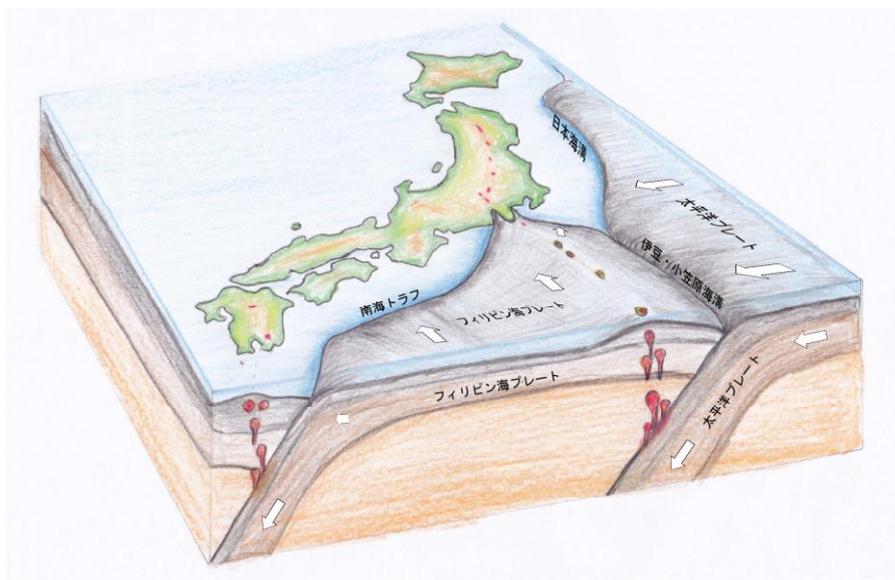
図12 火山の出来る仕組み

海でプレートに取り込まれた水やガスは、プレートの沈み込みに従って温度が上がり、脱水、溶融を起こす。深さ150km付近での溶融体は膨張し軽くなって上昇し始め、火山直下でマグマだまりを形成する。



日本列島の下に沈み込んだプレートの深さ分布に、活火山をプロットすると、太平洋プレートが150kmほど沈み込んだ所に火山が並んでいることがよくわかります。このような火山の列を「火山フロント」などと呼んでいます。図13に前回の基礎講座で示した日本列島のプレートと火山列のイメージ図を再掲しました。

図 1 3 日本列島付近のプレートと火山列を示す概念図



6. まとめ

本稿のタイトルは「火山と地震」でしたが、実際には地球の内部構造を調べる方法に多くを費やしました。そういう意味では「地球の内部構造を知るために」としたほうが良かったかもしれません。地球物理学も元々は物理学の一つでしたが、学問の進歩とともに分化しました。火山学者も地震学者も出处は同じだったのですが、今では所属する学会も異なるほど分かれてしまっています。

地震学は見えない地球内部を、地震波を使って探り、さらに可視化することに成功しています。CT スキャンの基になっている手法、つまり物体に波動を当て、反射波や透過波を受信して物体の内部を探る方法は、地震学が案外と早いこともお分かりいただけたと思います。火山についてはほんの入り口でしたが、いずれ火山の専門家に詳しくお話を聞く機会を持ちたいと思います。

2015年9月12日 梅田康弘

実習 地球のトモグラフィーを描かせる。

海洋研究開発機構 (JAMSTEC) が提供しているソフトを使って、地球のトモグラフィーを実際に描かせます。手順は以下の1~4。

1. URL は <http://csmmap.jamstec.go.jp/>
2. 「Welcome to csmmap - jamstec」をクリック
3. 図 11 左で示した赤と青のポイントを移動させ、見たい断面の地表での円弧を決める
4. 画面下の[download tomogram] をクリック。
5. 断面の大きさによっては少し時間がかかるが、図 1 1 右図が表示される