

日本列島周辺海域の地殻熱流量分布

山野 誠¹⁾・木下 正高²⁾・山形 尚司²⁾

1. はじめに

地下の温度構造はどうなっているのだろうか。地球内部の熱エネルギーがマントル対流やプレート運動の原動力であり、リソスフェアの変形や地震の発生なども温度構造によって支配されることを考えると、これが地球物理学にとって非常に重要な問題であることがわかる。この問題に対して最も基本的な情報を与えるのが、地殻熱流量の値である。

地殻熱流量(以下では、単に熱流量と記す)とは、地表面あるいは海底面において地下から流出してくる熱量を単位時間、単位面積あたりで測定したものである。従って、 $J/m^2/s = W/m^2$ で表されるが、通常は mW/m^2 を単位として用いている。

地下の温度構造が水平方向に一様でかつ定常であるとする、その温度分布は1次元の熱伝導方程式

$$\frac{d}{dz} \left(k(z) \frac{dT}{dz} \right) + A(z) = 0$$

T:温度, z:深さ, k:熱伝導率, A:放射性発熱量で表される。熱流量は地表面における $k(dT/dz)$ の値であるから、この方程式に対する境界条件を与えることになり、熱伝導率と発熱量の深さ分布がわかれば、地下の温度分布を計算することができる。実際には温度構造が2次元や非定常であったり、流体等の動きがあったりして問題は複雑になるが、熱流量が重要な境界条件を与えることには変わりがない。

本稿では、主に海域において熱流量を測定する

方法を紹介した後、日本列島周辺海域の熱流量分布の特徴について述べ、それが何を意味しているか、何が問題であるかを考えることにする。

2. 海域における熱流量測定

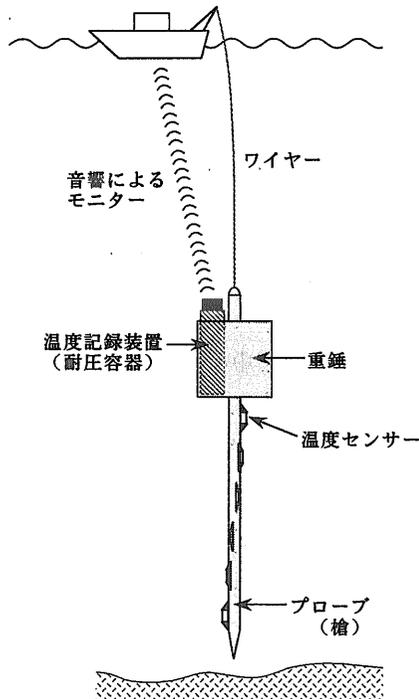
熱流量は垂直方向の温度勾配と熱伝導率の積として与えられるから、これらの値をそれぞれ測定することによって求めることができる。陸上で熱流量を測定する際は、地表付近の各種の擾乱の影響をさけるために、通常100m以上の深さの掘削孔内で温度測定を行う(大久保(本号)を参照)。

これに対して、深海底では温度環境が極めて安定しているので、海底面から数m以内での測定によって熱流量を求めることが可能である。具体的には、「槍」(プローブ)と称する長さ2~6m程度の棒に複数の温度センサーを取り付けたものを、耐圧容器に収めた温度記録装置とともに、海上の観測船からワイヤーで吊り降ろし、海底の堆積物に突き刺して温度勾配の測定を行う(第1図)。プローブを突き刺した時の摩擦熱等のため、真の温度を測定するには長い時間が必要であるが、実際には10分程度の温度記録から最終的な平衡温度を推定し、温度勾配を求めている。

この測定方法は、1950年代に最初の海底での熱流量測定が行われて以来、原理的には変わっていないが、測定装置自体はもちろん大きく進歩している。その代表的なものが、多重貫入(multipenetration)型の測定器である(Hyndman *et al.*, 1979)。このタイプの測定器は、丈夫で曲がりにくいプローブを使用し、長時間のデータを収録できる記録容

1) 東京大学地震研究所:
〒113 東京都文京区弥生1-1-1
2) 東海大学海洋学部

キーワード:地殻熱流量, 地下温度構造, 沈み込み帯, 海洋プレート, 熱水循環, 縁海, 背弧拡大, 海溝, 付加体, 間隙水



第1図 海域における熱流量測定方法の概念図。音響パルスを用いて測定状況をモニターすることにより、多重貫入方式の測定が可能となる。

量を持ち、音響パルスによるデータ伝送によって測定状況をモニターすることができる。従って、1回の測定ごとに測定器を船上まで回収する必要がなく、測定器を海底近くで移動させて繰り返し測定を行うことができるので、狭い地域における高密度の測定に適している。

海底堆積物の熱伝導率の測定に関しても、コア試料を採取して船上で測定する方法が一般的であったが、最近では海底で「その場」(in situ) 測定をする方法が主流になってきている。これは、温度センサーを収めたチューブにヒーター線を組み込んでおき、温度勾配測定を終了後にヒーター線を短時間加熱し、その後の温度変化を解析することによって周囲の堆積物の熱伝導率を求めるという方法である (Lister, 1979)。

このように海底での測定は、任意の場所でプローブを突き刺すことによって可能となるので、ある意味で陸上での測定よりも容易であり、日本列島周辺でも陸上に比べて海域での測定データが圧倒的に多くなっている (口絵1-1参照)。その一方で、堆積物がなく基盤岩が露出している場所や、堆積物

が堅くてプローブが刺さらない場合 (多くは堆積物が粗粒である場合) は、この方法による測定は不可能となる。さらに、海底の水温が安定していることが条件となるため、浅海域では熱流量を正しく求めることが困難である。日本列島の太平洋側を例にとると、水深1,000~2,000m程度が限界となる。東シナ海の大陸棚に熱流量データがほとんどないのは、このためである (口絵1-1参照)。これらの問題を解決するために、プローブが刺さらない場所で熱流量を測定する方法 (Johnson and Hutnak, 1996等)、浅海域で海底水温変動の影響を取り除いて熱流量の値を決定する方法 (Matsubara et al., 1982等) の開発が行われてきているが、まだ測定法を確立するには至っていない。

海域においても、掘削孔において熱流量測定が行われることがある。DSDPやODP (国際深海掘削計画) による掘削孔では、さまざまな機器を用いて温度測定が行われてきた (例えばHyndman et al., 1987)。特に、通常のプローブによる測定ができない浅海域では、貴重なデータソースとなる。また、間隙水の流れ等による温度プロファイルの異常が、海底下の深い場所で検出されることもある。

この他に熱流量を求める方法として、音波探査記録に見られるメタンハイドレートによるBSR (Bottom Simulating Reflector, 倉本, 1996等を参照) を利用するものがある。BSRはハイドレートが安定である温度・圧力領域の下限を示していると解釈されるので、その深さから温度勾配を見積もり、熱流量を推算することが可能である (Yamano et al., 1982)。プローブによる測定に比べると誤差は大きいですが、音波探査測線に沿って連続的に熱流量を求めることができる、海底水温変動等の表層における擾乱の影響が小さい、という利点がある。

3. 地殻熱流量データのコンパイル

我が国で最初に熱流量測定が行われたのは、陸上では1957年、海域では1961年のことである。Uyeda and Horai (1964) は初期の測定データをまとめ、海陸合わせて58点のデータを報告し、本州の日本海側では熱流量が高く、東北日本の太平洋側からその東方海域では熱流量が低いことを述べている。その後も精力的に測定が行われ、1970

年頃までには日本列島付近の熱流量分布の大きな特徴が明らかとなった(Uyeda, 1972等)。

吉井(1979)は日本列島周辺の北緯25~48度, 東経125~150度の範囲について, 各種の地球物理データのコンパイルを行い, 地殻熱流量については537点のデータを収集した。これを基礎として, 筆者らのグループでは, 新しいデータや未公表のデータの収集に努めるとともに, コンパイルの対象とする範囲を少しずつ広げてきた。現在, 対象としている範囲は北緯0~60度, 東経120~160度で, フィリピン海, 日本海, オホーツク海の全域をカバーしている(口絵1-2)。総データ点数は約3,000であり, このうち吉井(1979)のコンパイルの範囲にあるのは約1,700点である。このデータ数の急増には, 多重貫入型プローブによる測定が大きく貢献している。

このデータセットに含まれる項目は, 測点名, 緯度・経度, 標高または水深, 温度測定点数と最大深度, 温度勾配, 熱伝導率とその測定数, 熱流量である。現在, 個々のデータの文献をまとめる作業を進めているが, 最近公表されたデータで未収録のものや現在解析中のデータもかなり存在するので, データを追加する作業も平行して行う予定である。また, 既に収集したデータについても, 精度などについて見直しを行いたいと考えている。なお, このデータセットの利用を希望される方には, フロッピーディスク等の形で配布することが可能である。

世界の熱流量データのコンパイルは, IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior)の国際熱流量委員会(IHFC)のプロジェクトとして行われてきている。現在は, 1991年に公開されたものが最新版であり(Pollack *et al.*, 1993), 熱流量データの総数は約25,000となっている。

4. 日本列島周辺海域の地殻熱流量分布

上に述べた熱流量データセットのうち, 日本列島周辺の部分をプロットしたものが口絵1-1である。沿海州から朝鮮半島北部にかけての地域, 及び水深が浅い東シナ海の大陸棚地域を除くと, かなりの密度でデータが存在することがわかる。この図から見て取ることができる広域的な熱流量分布の特

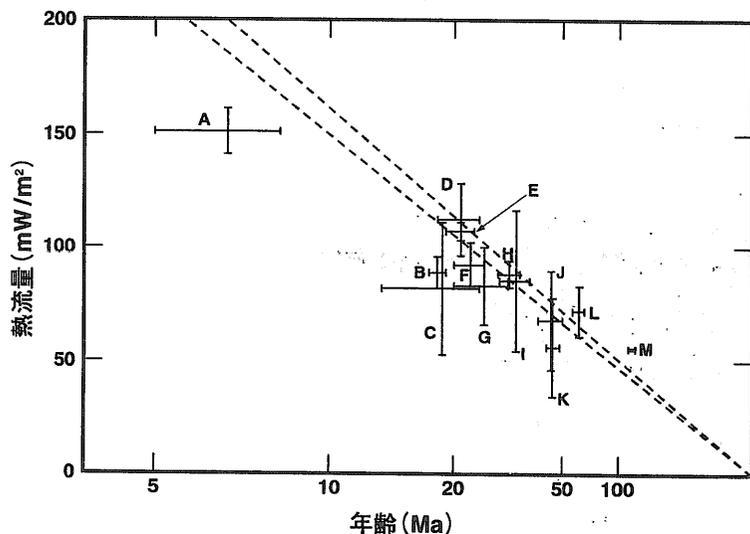
徴として, 東北日本では太平洋側で熱流量が低く(40~80mW/m²)日本海側で高い(80mW/m²以上)こと, これに対して西南日本では海溝である南海トラフで熱流量が100mW/m²以上と高く, 瀬戸内海周辺で相対的に低い値であること, があげられる。また, 日本海では熱流量がかなり一様であること, 沖縄トラフ(琉球弧の背弧海盆)や伊豆小笠原弧付近で高熱流量が多く測定されていることも目に付く。

以下では, 海域を中心として, これらの特徴についてより詳しく見ていくことにするが, その前に海洋プレートの熱流量の一般的性質を明らかにしておく必要がある。

(1) 海洋プレートの熱流量

海洋プレートの熱的構造は, 中央海嶺で新しく生まれた高温のプレートが時間とともに表面(海底面)から冷却される過程として, モデル化することが可能である。プレートの底における境界条件をどう与えるかによって複数のモデルが存在するが, いずれのモデルも, プレートの年齢(t)が80Ma程度までは, 水深が $t^{1/2}$ に比例して増加し, 熱流量が $t^{-1/2}$ に比例して減少するという予測を与える。太平洋や大西洋における水深の値は, この予測とよく一致しており, これらの熱的進化モデルが第1近似として適切であることを示している。年齢が古い部分に関しては水深がこの $t^{1/2}$ 則から外れてくるが, その解釈については議論の分かれるところである(木戸・木下, 1995等を参照)。

これに対して, 熱流量の観測値は特に若い年齢において非常にばらつきが大きく, 平均値もモデルの予測に比べて低い値となっている。かつては, これがプレートの熱的進化モデルの問題点であったが, その原因は海洋地殻内における「熱水循環」にあることが判明した(Lister, 1972)。熱水循環とは, 透水性の高い海洋地殻上部において, 深部からの熱を原動力として海水が循環するもので, これによって多くの熱が運び出されてしまうために伝導による熱流量が小さくなり, かつ熱流量の値のばらつきも大きくなる。プレートの年齢が増すにしたがい, 透水性の低い堆積層が厚くなることや地殻上部の透水性が低下することによって, 熱水循環はしだいに弱まるとともに堆積層の下に閉じ込められ, 熱流



第2図

縁海における熱流量と年齢の関係。信頼できる熱流量データの平均と標準偏差を年齢に対してプロットしたもの(横軸のスケールは、(年齢)^{-1/2}に比例している)。破線は、海洋プレートにおける熱流量と年齢の標準的な関係(本文で定義したcの値として、473及び510に相当)。A: ティレニア海, B: スル海, C: 四国海盆, D: リグリア海盆, E: 南シナ海(1), F: バレアレス海盆, G: パレスペラ海盆, H: 南シナ海(2), I: カロリン海盆, J: フィリピン海盆, K: セレベス海, L: コーラル海盆, M: アリュエーション海盆。

量の観測値には影響しなくなる。このような熱水循環の影響がない地域を選んで熱流量(q)とプレートの年齢の関係を調べると、年齢100Ma程度までは $t^{1/2}$ 則によく合っており、

$$q = ct^{-1/2}$$

という式で表すことができる($c = 470 - 510 \text{ mWm}^{-2} (\text{Ma})^{1/2}$)。なお、年齢が100Ma以上の古い海底においては、熱流量は $46 - 52 \text{ mW/m}^2$ とほぼ一定値となることが知られている(Davis, 1989)。

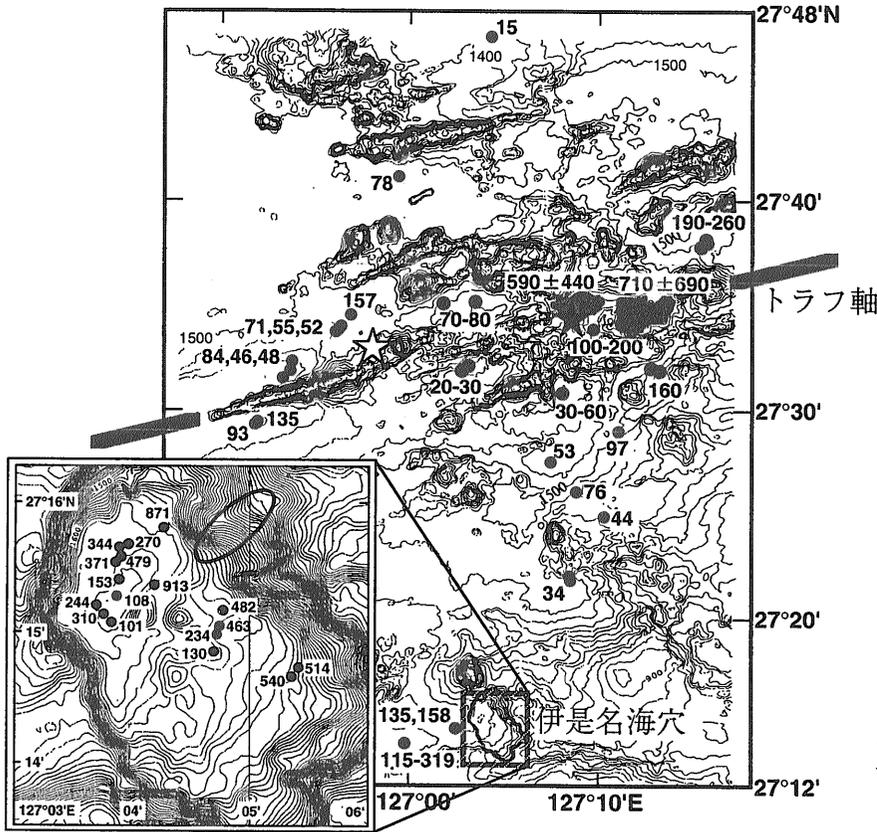
日本列島周辺を含む西太平洋地域には、日本海を始めとして多くの縁海が存在する。これらの縁海の中には、いわゆる背弧拡大で形成されたものあれば、中央海嶺で形成された海洋プレートがトラップされたものもある。また、沈み込み帯に隣接している場合が多いので、沈み込むスラブやマントル・ウェッジ内の対流の存在が熱的構造に影響を与えている可能性がある。そこで、年齢と熱流量がよく決まっている縁海について、その関係を調べてみると第2図のようになり(Yamano and Kinoshita, 1995)、一般の海洋プレートにおける年齢と熱流量の関係は、縁海においてもほぼ成り立っているようである。従って、縁海を含めて、海洋性のプレートにおける熱流量は海底の年齢を示している、とすることができよう。

(2) 日本海と四国海盆

この年齢と熱流量の関係に基づいて、日本周辺

の海底の熱流量分布を見てみる(口絵1-1)。まず、千島海溝・日本海溝・伊豆小笠原海溝の東には太平洋プレートが存在するが、その年齢は120~150Maと非常に古く、熱流量の値は $45 - 50 \text{ mW/m}^2$ 程度であることが予想される。この海域のデータは豊富とは言えず、かつ古いデータが多いため、細かい数値の比較はできないが、予測通りに低い値が多くなっている。

次に日本海とフィリピン海の北部(主に四国海盆)について見ると、フィリピン海に比べて日本海では熱流量のばらつきが非常に小さいことがわかる。これは、堆積層の厚さの違いを反映しているものと考えられる。堆積層が薄いと、熱水循環が活発であることに加えて、基盤岩の起伏が熱流量分布に大きく影響し、特に基盤が露出しているところがあると、熱が集中的に放出される場所となる。日本海の家盆部は1,000~2,000mという厚い堆積層を持つため、これらの影響を受けることがなく、観測される熱流量が一様となるわけである。特に、海山等に隣接するデータを除いて、日本海の家盆部(日本海盆、大和海盆、対馬海盆、タータリー・トラフ)について熱流量の平均値を計算すると、いずれも $95 - 100 \text{ mW/m}^2$ となる(Yamano et al., 1996)。このうち、海洋性地殻を持つ日本海盆について、堆積物の影響を補正した上で年齢と熱流量の関係を適用すると、その年齢は約20Maとなる(堆積物がたまと、それを暖めるために熱が使われるので、観測される熱流量は地下深部からのもの



第3図
 沖縄トラフ中部の熱流量データ(mW/m^2)。トラフ軸付近の影を付けた凹地で、高熱流量が観測された。★は熱水性のマウンド、☆は高温の熱水噴出が発見された場所。伊是名海穴の北東側斜面上の楕円は、活発な熱水活動と非常に高熱流量が観測された地帯を示している。

のよりも低くなる)。これは、ODPによる掘削調査の結果等から推定される日本海の拡大時期と調和的である。

日本海の中央部には、大和堆と呼ばれる高まりが存在し、日本海が拡大した際に切り離された大陸のかけらであると考えられている。この大和堆における熱流量は $60\sim 80mW/m^2$ と周囲の海盆部よりも有意に低いが、沿海州よりは高い値となっている(口絵1-1)。これは、日本海の拡大時に大和堆のリソスフェアもある程度加熱されたことを意味しているのであろう。

フィリピン海は、全般に堆積物が薄く、そのために熱流量のばらつきが大きくなっているものと考えられる。第2図の四国海盆のデータ(C)は、海底の起伏が少ない条件のよい場所で測定されたものを集めたものであるが、それでも年齢に比べて低い値となっている。最近、四国海盆北東部において、厚い堆積物に覆われた2つの地域で高密度の熱流量測定を行ったところ、かなり一様な値が観測された(Yamano and Kinoshita, 1995)。この観測値に

堆積物の効果を補正すると、ほぼ年齢から予測される値となる。従って、四国海盆のリソスフェアも、少なくとも北東部においては標準的な熱的構造を持っているものと推定される。

(3) 沖縄トラフの熱水活動

日本海や四国海盆は、15Ma頃には拡大を停止した背弧海盆であるが、日本列島周辺には新たに背弧拡大が起こりつつある場所がある。琉球弧の北西側に位置する沖縄トラフや、伊豆小笠原弧の背弧凹地群が、それである。これらの海域には、背弧拡大に伴う火成活動を熱源とした活発な熱水活動が存在しており、熱流量データにもそれが現れている。

沖縄トラフを例にとって見ると、潜航調査を含めて最もよく調べられているのは、トラフ中部の東経127度付近である(第3図)。ここではトラフ軸付近の2つの小さな凹地において、平均 $590 \pm 440 mW/m^2$ 、 $710 \pm 690 mW/m^2$ という高熱流量が観測されており、最大値は $2,000 mW/m^2$ を超えてい

る(木下・山野,1989). このように高く、ばらつきの大きい熱流量が得られたことから、この海域には熱水活動が存在するものと予測されたが、実際、潜航調査によって、近くの海山上で熱水性堆積物のマウンドや高温の熱水噴出が見えられた。

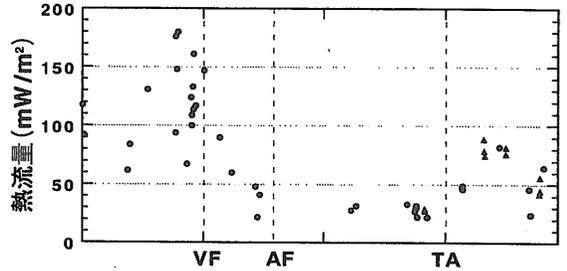
さらに、トラフ軸から南へ35km程度離れたところにある窪地(伊是名海穴)においても、非常に活発な熱水活動地帯が見ついている(第3図). 海穴の北東側斜面上の北東-南西方向に延びた長さ1kmほどの地域において、熱水を噴出するチムニーや活動を停止したチムニー、二酸化炭素の湧出、変質帯等が観察され、熱水の温度は最高320℃に達している(田中ほか,1990等). 海穴の底からこの熱水活動地帯にかけて、非常に高密度の熱流量測定を実施したところ、熱水活動地帯に沿って極めて高い熱流量が見られることが判明した(Kinoshita and Yamano, 1997). 1,000mW/m²を超える値が北東-南西方向に1.5kmあまりも続いており、熱水噴出孔の近くでは、10W/m²を超えるような値も測定された。これに直交する北西-南東方向では、噴出孔からわずか200m程度離れると熱流量は500mW/m²以下に減少する。このように高熱流量帯が細長く延びていることは、熱水循環が地下構造(断層系)に支配されていることを示唆している。

(4) 海溝地域の熱流量

次に、海洋底が沈み込む場所である海溝地域の熱流量分布について見る。その様子は、太平洋プレートが沈み込む日本海溝と、フィリピン海プレート(四国海盆)が沈み込む南海トラフでは大きく異なっている。

東北日本の太平洋側は日本海溝から海岸付近にかけて広い低熱流量地帯となっている(口絵1-1)。これは、多くの沈み込み帯に共通した特徴であり(Watanabe et al.,1977等), 基本的にはプレートの沈み込みによるものと解釈される。すなわち、地球表面にあった海洋プレートが沈み込んでいくために、その地域は冷やされるわけである。

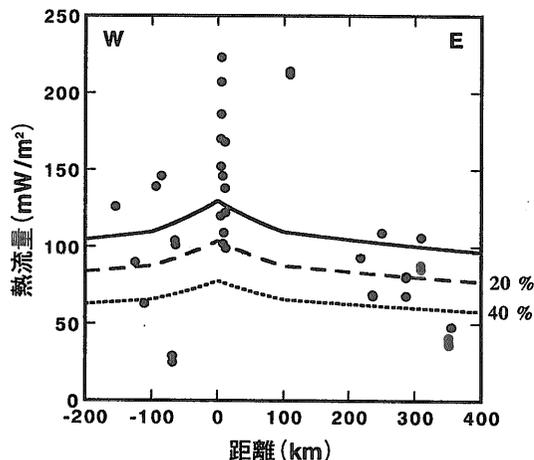
この低熱流量から火山地帯の高熱流量への遷移のしかたは、沈み込み帯の温度構造を考える上で重要な問題である。データが比較的豊富な東北地方の北部について、海溝軸からの距離に対して熱流量をプロットすると、第4図のようになる。海溝軸



第4図 日本海溝北部における熱流量のプロファイル. 横軸は、海溝軸と火山フロントの間隔で規格化した距離. ▲は1996年の航海で得られたデータで、口絵1には示されていない. VF: 火山フロント, AF: アサイスミックフロント, TA: 海溝軸.

からアサイスミックフロントの間では、熱流量は20~40mW/m²と低く一様な値となっていることがわかる。太平洋プレートの沈み込みのモデル計算によると、プレート間の摩擦による発熱を10~20MPaとすると、この観測値を説明できるようなものである(Furukawa and Uyeda,1989). さらに陸側では、アサイスミックフロントから火山フロントにかけて熱流量が急激に増加する。火山フロント付近では熱流量のばらつきが大きい、これはマグマだまりや熱水活動のような浅い熱源によるものである可能性が高い。Furukawa and Uyeda (1989)は、火山フロント付近での深部からの熱流量は100mW/m²であると仮定し、地殻内の放射性発熱量を考慮した温度構造の計算を行い、火山フロント直下の深さ30km(モホ面近傍)における温度を約850℃と推定している。

海溝軸の海側では、熱流量は太平洋プレートの年齢から50mW/m²程度であることが予測されるが、これを有意に上回る値が何点かで観測されている。この問題を調べるために、1996年に北緯38度45分の線上で新たな測定を実施したところ、海溝海側斜面上部で80mW/m²前後の高い値が得られた(第4図の▲, 山野ほか,1997). これらの高熱流量は、太平洋プレートが沈み込みによって曲がり、表層に正断層(ホルストラーベン構造)が発達する付近に位置しており、断層面に沿っての間隙水の流動が重要な役割を果たしているのではないかと考えられる。同じような海溝海側における高熱流量は、千島海溝やスマトラ海溝にも見られ、沈み込み帯に共通するものである可能性がある。



第5図 南海トラフの底で観測された熱流量データ。トラフ軸に沿った距離を横軸とし、四国海盆のかつての拡大軸付近を0点とした。実線は、海底の年齢から予測される熱流量の値。上の破線及び下の点線は、堆積物の影響が20%及び40%であるとして補正をしたもの。実際の補正量は、20%と40%の間であろうと思われる。

これに対し西南日本では、海溝である南海トラフの底において、四国から紀伊半島沖で熱流量が100～150mW/m²と非常に高くなっている(口絵1-1)。これは、日本海溝とは異なり、沈み込む四国海盆の年齢が若い(15～25Ma)ためであると解釈される。しかし、南海トラフの底には大量のタービダイトが堆積しており、その堆積効果を考慮すると、観測される値は四国海盆の年齢に比べて高すぎるということがわかる(第5図)。

この高熱流量の原因としては、沈み込みに伴ってトラフ底の堆積物が陸側に付加する過程で間隙水が絞り出され、この間隙水の流れが深部から熱を運び出している、という可能性が考えられる(Yamano *et al.*, 1992)。大西洋のバルバドス付加体における掘削孔では、プレート間の滑り面(デコルマ)及び付加体を切る逆断層の付近で、温度や間隙水の化学組成の異常が検出されており、断層面に沿った間隙水の流れによるものと考えられている。南海トラフ付加体での掘削では、明らかな異常は見つかっておらず、これは流れが間欠的であることを意味しているのかもしれない。また、堆積物の付加によってもたらされる間隙水が運ぶことができる熱量を見積もってみると、トラフ底での熱流量異常を説明するには不十分であるという問題が

ある。他の付加体においても、さまざまな方法で湧出する間隙水の量が推定されているが、いずれも付加する堆積物中の間隙水の量を遥かに上回っている(Le Pichon *et al.*, 1991)。付加体中の間隙水の流れについては、まだ解明されていない点が多いと言える。

もう一つの問題として、南海トラフの東部では高熱流量が観測されず、ほぼ四国海盆の年齢に応じた値となっている、ということがある(第5図, Kinoshita and Yamano, 1995)。この東西での違いの原因は不明であるが、銭洲海嶺の存在が影響しているという可能性が考えられる。銭洲海嶺は、南海トラフ東部の南側にトラフに平行して延びる高まりで、四国海盆の海洋地殻が逆断層によって持ち上げられたものと解釈されている。最近の音波探査や地震構造探査の結果によると、この銭洲海嶺の南側で新たな沈み込みが始まりつつあるらしい。この第2の沈み込みが、南海トラフ東部の応力状態や間隙水流動のパターンに影響し、西部との熱流量分布の違いをもたらしているのかもしれない。

5. おわりに

日本列島周辺を見る限りにおいて、浅海域を除くと熱流量データの大きな空白域は存在しない。その意味で、日本付近での熱流量測定は、1980年前後から新たな段階に入ってきたと言え、いくつかの問題の解決を目指して地域を限定した集中的な測定が行われてきた。すなわち、前弧側の低熱流量から背弧側の高熱流量への遷移、南海トラフの高熱流量異常、背弧海盆での熱水循環等、の研究である。本稿ではその成果の一部を紹介したわけであるが、詳しい測定を行うことによって新たな問題が生じてくることも多く、今後もデータを積み重ねていくことが必要である。

一方、熱流量の測定を中心とした旧来の熱学的な手法のみでは、得られる情報に限りがある。地下の温度構造を反映するものとしては、他に地震波の速度・減衰構造、電気伝導度構造、地磁気異常、岩石学データ等があり、それらの情報を積極的に取り込んで解析を進める必要がある。将来的には、熱と温度を核として地球科学の諸分野を結び

つけた, 総合的な新しい「地球熱学」を構築していくべきであろう。

参考文献

- Davis, E.E. (1989) : Thermal aging of oceanic lithosphere. In Wright, J.A. and Loudon, K.E. (Eds.), CRC Handbook of Seafloor Heat Flow, CRC Press, Boca Raton, Florida, 145-167.
- Furukawa, Y. and Uyeda, S. (1989) : Thermal state under the Tohoku Arc with consideration of crustal heat generation. *Tectonophysics*, 164, 175-187.
- Hyndman, R.D., Davis, E.E. and Wright, J.A. (1979) : The measurement of marine geothermal heat flow by a multipenetrating probe with digital acoustic telemetry and insitu thermal conductivity. *Marine Geophys. Res.*, 4, 181-205.
- Hyndman, R.D., Langst, M.G. and Von Herzen, R.P. (1987) : Deep-sea drilling project geothermal measurements: a review. *Rev. Geophys.*, 25, 1563-1582.
- Johnson, H.P. and Hutnak, M. (1996) : Conductive heat flow measured in unsedimented regions of the seafloor. *EOS, Trans. AGU*, 77, 321-324.
- 木戸元之・木下 肇 (1995) : 海洋プレートの進化に関する研究の動向. *地震* 2, 47, 469-488.
- 木下正高・山野 誠 (1989) : 沖縄トラフの地殻熱流量. *月刊地球*, 11, 585-590.
- Kinoshita, M. and Yamano, M. (1995) : Heat flow distribution in the Nankai Trough region. In Shcheka, S.A. and Tokuyama, H. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor*, Terrapub, Tokyo, 77-86.
- Kinoshita, M. and Yamano, M. (1997) : Hydrothermal regime and constraints on reservoir depth of the Jade site in the Mid-Okinawa Trough inferred from heat flow measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, 3183-3194.
- 倉本真一 (1996) : メタンハイドレート探査とBSRの持つ意味. *地質学雑誌*, 102, 951-958.
- Le Pichon, X., Henry, P. and The Kaiko-Nankai Scientific Crew (1991) : Water budgets in accretionary wedges: a comparison. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 335, 315-330.
- Lister, C.R.B. (1972) : On the thermal balance of a mid-ocean ridge. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 26, 515-535.
- Lister, C.R.B. (1979) : The pulse-probe method of conductivity measurement. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57, 451-461.
- Matsubara, Y., Kinoshita, H., Uyeda, S. and Thienprasert, A. (1982) : Development of a new system for shallow sea heat flow measurement and its test application in the Gulf of Thailand. *Tectonophysics*, 83, 13-31.
- Pollack, H., Hurter, S. and Johnson, J. (1993) : Heat flow from the earth's interior: analysis of the global data set. *Rev. Geophys.*, 31, 267-280.
- 田中武男・堀田 宏・酒井 均・石橋純一郎・大森 保・井沢英二・小田 望 (1990) : 伊是名海穴の熱水現象とその分布. 海洋科学技術センター試験研究報告, 第6回「しんかい2000」研究シンポジウム報告書, 11-26.
- Uyeda, S. (1972) : Heat flow. In Miyamura, S. and Uyeda, S. (Eds.), *The Crust and Upper Mantle of the Japanese Area, Part 1*, Geophysics, Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 97-105.
- Uyeda, S. and Horai, K. (1964) : Terrestrial heat flow in Japan. *J. Geophys. Res.*, 69, 2121-2141.
- Watanabe, T., Langst, M.G. and Anderson, R.N. (1977) : Heat flow in back-arc basins of the western Pacific. In Talwani, M. and Pitman III, W.C. (Eds.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-arc Basins*, Maurice Ewing Ser. Vol. 1, AGU, 137-167.
- Yamano, M. and Kinoshita, M. (1995) : Heat flow in the Philippine Sea. In Shcheka, S.A. and Tokuyama, H. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Philippine Sea Floor*, Terrapub, Tokyo, 59-75.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y. and Shipley, T.H. (1982) : Estimates of heat flow derived from gas hydrates. *Geology*, 10, 339-343.
- Yamano, M., Foucher, J.-P., Kinoshita, M., Fisher, A., Hyndman, R.D. and ODP Leg 131 Shipboard Scientific Party (1992) : Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 109, 451-462.
- Yamano, M., Shevaldin, Yu.V., Zimin, P.S. and Balabashin, V.I. (1996) : Heat flow of the Japan Sea. In Isezaki, N., Bersenev, I.I., Tamaki, K., Karp, B.Ya. and Lelikov, E.P. (Eds.), *Geology and Geophysics of the Japan Sea*, Terrapub, Tokyo, 61-74.
- 山野 誠・樋泉昌之・林 努・小山崇夫 (1997) : 日本海溝の海側斜面・周縁隆起帯における熱流量異常. 地球惑星科学関連学会 1997年合同大会予稿集, 246.
- 吉井敏剋 (1979) : 日本列島付近の地球物理データのコンパイル (I). *地震研究所集報*, 54, 75-117.

YAMANO Makoto, KINOSHITA Masataka, and YAMAGATA Takashi (1997) : Heat flow distribution around the Japanese Islands.

< 受付 : 1997年8月14日 >