

海底メタンハイドレート探査における地殻熱流量測定

松林 修*

Osamu MATSUBAYASHI (1998) Heat flow measurement as an exploration tool for subbottom methane hydrates. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49 (10), p. 541-549. 8 figs., 1 table.

Abstract : A review is given on heat flow measurement and its interpretation techniques for marine methane hydrate exploration. In addition to seismic reflection data (BSRs), or instead of BSR data, heat flow measurement could provide useful means to estimate the distribution of subbottom methane hydrates, if we resolve some technical problems, such as a success in careful long-term measurement using a sea-floor heat flow probe. Solving those problems will lead to our better knowledge of the heat transfer mechanisms, and then contribute to answering some fundamental questions on marine methane hydrates that have been raised by the recent results of the ocean drilling program. Also, implications of the heat flow data obtained for methane hydrates to the problem of oceanic plate subduction processes are briefly mentioned.

要 旨

海底メタンガスハイドレートの探査を目的とした地殻熱流量の測定とデータ解釈について技術の現状をレビューする。もし海底プローブ法熱流量長期観測などにより熱流量測定技術上の課題が解決された場合には、反射法地震探査による海底疑似反射面 (BSR) の情報を補足するものとして、または BSR データの代用として熱流量測定が海底下のメタンハイドレートの分布を推定する有効な手段となるかもしれない。それらの技術上の課題を克服することにより熱輸送機構のより正確な理解が可能になり、最近の深海底掘削で明らかにされたメタンハイドレートに関する幾つかの基本的な問題点に対する回答をも与えることができるであろう。更には、メタンハイドレートの関連において取得された地殻熱流量データが持つ海洋プレートの沈み込み過程に関する地球科学的意義についても議論する。

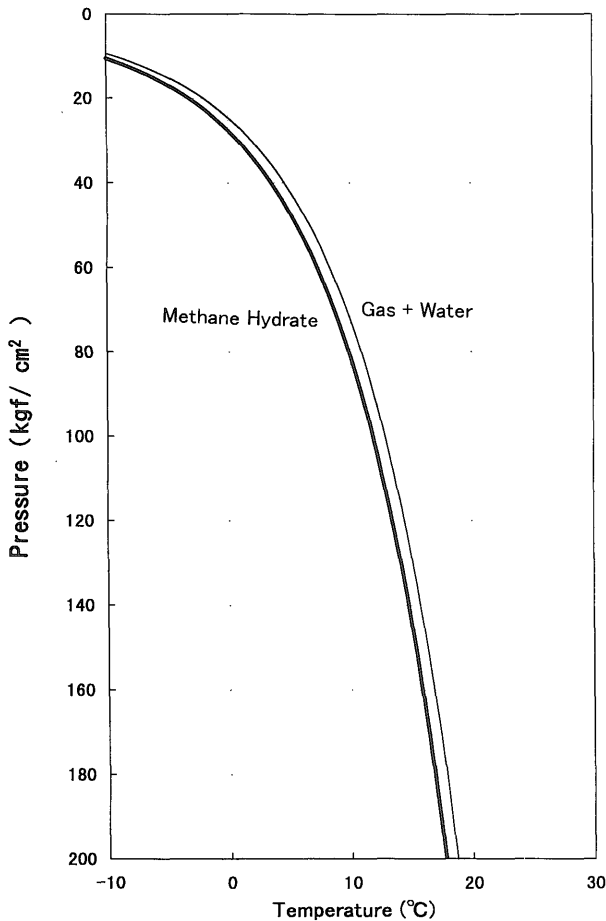
1. はじめに

地殻熱流量とは、地球深部から地表へと鉛直上方に運ばれる微少な熱エネルギー流束の大きさ (通常 SI 単位で $60-70 \text{ mW/m}^2$ 程度の値が「全地球平均」とされる) を地球表面上の場所の関数として与えるような地球物理学

的観測量である。海底下または永久凍土の地下における天然メタンハイドレート存在のための必要条件としての低温・高圧の温度圧力条件が地殻熱流量の大小によって規制されることは既に良く知られるようになっている (松本ほか, 1994)。しかし日本付近で資源として興味の対象とされるハイドレートは分布域が陸に比較的近い海底に限定され (佐藤ほか, 1996)、そのような海域では概して底層海水温変動の影響が無視できないなど測定上の障害があるため、量的にも質的にも地殻熱流量データは十分に得られておらず、海底メタンハイドレート存在の指標として利用するためには第一に地殻熱流量の測定法に関する基礎的な研究を進める必要がある。ハイドレート存在の諸条件が満たされていても反射法地震探査による BSR (海底疑似反射面) が観測できないような場合において、それに代わって熱流量測定がハイドレート分布の範囲を示す遠隔探査ツールとして利用できることが期待されるからである。また BSR が観測される場合でも熱的モデルと BSR 深度とのクロスチェックを行うことにより BSR の実体をより明確に理解することが可能になる。それらの見地からメタンハイドレート探査における地殻熱流量について詳細な検討が望まれており、本論文では現状のレビューと今後の課題を整理して述べる。

Keywords: Heat flow measurement, Marine methane hydrates, Long-term measurement, Stability field of methane hydrates, Subduction of oceanic plate, Crustal thermal structure

* 資源エネルギー地質部 (Mineral and Fuel Resources Department, GSJ)



第1図 前川・今井 (1996) にて推奨された式に基づき計算されたメタン水素の相平衡曲線 (但し、海底での条件を近似すると考えられる塩化ナトリウム 3.5% 水溶液に対するものを太線で、純水に対するものを細線で示す)。縦軸は圧力 (kgf/cm²)、横軸は温度 (摂氏°C)。

Fig. 1 Phase diagram of methane hydrates according to the formula given in Maekawa and Imai (1996), where bold and thin curves indicate those for 3.5% NaCl solution and pure water. Units of pressure and temperature are kgf/cm² and degree Centigrade, respectively.

2. メタン水素安定領域とは何か

メタン水素安定領域の定義及びその深さを地震探査法から推定する方法については松本ほか (1994) をはじめとする内外の文献にて詳細に説明されているのでここでは原理を簡単に触れるにとどめる。メタンを主体とする海底堆積物中の水和物 (メタン水素又は通常ガス水素と呼ばれる物質) の相平衡図は第1図 (前川・今井, 1996 による) に示すものであり、この図上において上に凸の曲線の左側 (低温・高圧側) が水素安定領域である。現実の大陸斜面などで海底下の温度圧力条件がちょうどこの安定境界の両側にわたることが多く、安定領域の境界が反射法地震探査に

よって見出される特徴的な BSR (海底擬似反射面) での推定温度圧力条件と第一近似的には良く一致する (後述の問題もある) ことが世界各地で確認された。この整合性に基づいて、BSR の分布を調べることにより海底水素存在下限の分布が分かると考えられている。しかし、例えば中米グアテマラ沖海溝斜面での例 (ODP 掘削点 570) や奥尻海嶺の例 (ODP 掘削点 796) のように地震探査記録に BSR が認められなかったにもかかわらず水素試料が回収されたという場合も少なからずあり、BSR としての記録が得られるか否かとは独立に水素安定領域 (温度・圧力から見て) を議論できる技術の開発が必要である。

当然ながらこの問題に対して最も直接的な機会を提供したのは、歴史上はじめて海底メタン水素分布域を特にターゲットとして掘削することを目的とした米国南東海岸沖 Blake Ridge における ODP Leg 164 での直接掘削の結果とそれまでに得られていた反射法地震探査データとの対比であった。Blake Ridge における ODP Leg 164 での掘削により、少なくとも大西洋型の passive な大陸縁辺での水素貯蔵層を代表する水素賦存実体が明らかにされた。そこで得られた結果を考慮した最近の「水素・リサイクル・モデル」 (たとえば Korenaga *et al.*, 1997) では、安定領域の最下部に特に水素が濃集するための有効なメカニズムとして、堆積速度が早い場合のメタン解離と水素化との繰り返し (recycling) が有効であるとされている。その点を意識する考え方に立てば物理探査などで水素安定領域の下限深度の予測を行う目的は即ち、水素が最も濃集しやすく、なおかつその直下に厚いフリーガスの層 (Holbrook *et al.*, 1996) を伴うような水素濃集帯深度を特定するという課題に他ならない。テクトニックな場が大西洋型とは異なる日本周辺やカナダ西海岸沖などの沈み込み帯においては貯蔵形成条件は更に複雑となる可能性があるものの、安定領域下限予測のもつ意義はやはり大西洋型と同様、水素濃集帯深度及び付随フリーガス層上面深度の検知であると考えられる。

3. 地殻熱流量データの役割と必要な改良点

地殻熱流量を利用して地下の温度・圧力を推定する考え方の基本は次のとおりである。地殻の表面 (今の場合は海底面) にて垂直温度勾配と熱伝導率を実測して熱の垂直上方向きの熱流束を求め、同一の熱流束が地殻の深さ方向にも連続すると仮定することにより深さ方向の温度の変化 $T(z)$ が推定できる。圧力は海水のコラムの重さによるもの、及び海底面より下方の間隙水の重さを加算する。但し、熱伝導率について深さが増していく時の堆積層各深度での熱伝導率の値を与えるためには何ら

かの観測情報が必要となる。ハイドレートを含みうる海底堆積層についての熱伝導率は地震波速度と正の相関があることが知られており、堆積物の種類 (砂質・泥質の存在比等) を考慮して経験的に推定が可能で、Yamano *et al.* (1982) 以来その方法が採用されてきた。こうして推定される熱伝導率値誤差による熱流量の誤差はほぼ 10% 以下と評価されているが (赤沢ほか, 1996), この熱伝導率推定法について更に系統的な研究の余地があるかもしれない。

海底での地殻熱流量の測定方法にも、ハイドレート探査を目的とする場合には基本的な部分で幾つかの未解決な問題点がある。第一に、日本近海、特に太平洋側のハイドレート分布域では一般に底層水温が深海底におけるほどの安定性がないため、そのような温度環境の下でも精度良く地殻熱流量を得るための特別な観測システムが必要である。海底ハイドレート分布域の水深は一般に 500 m 以上 4,000 m 級まで様々であるが、特に水深 1,000 m 以浅の海域では概して底層水温変動の年周変化等が与える影響は無視できない。Beck *et al.* (1985) では同様な水温変動条件の湖沼底での熱流量測定について検討を行って、どのような測定条件であれば熱流量測定として意味をもつデータが得られるかの判定基準を提示した (第 1 表)。なおここで、必ずしも表のすべての条件が同時に満たされる必要が主張されている訳ではない。我々の現在の目的にとって、まずは熱的ノイズ源の底層水温変動を直接観測してその影響を差し引くという方法が単純で分かりやすい。実際に底層水温の観測がなされた例としては、木下ほか (1994) が相模湾海底のシロウリ貝コロニーにて行ったものがある。長期記録式 (ここで「長期」とは一年以上のオーダーの期間を意味する) 熱流量プローブを海底に刺して地温と底層水温との両者をモ

ニターすることによって、Beck らの論文の表に挙げられた最初の要件を満たすことが可能となる。現在、地質調査所でもそのような長期記録式熱流量プローブのシステムを開発中である。

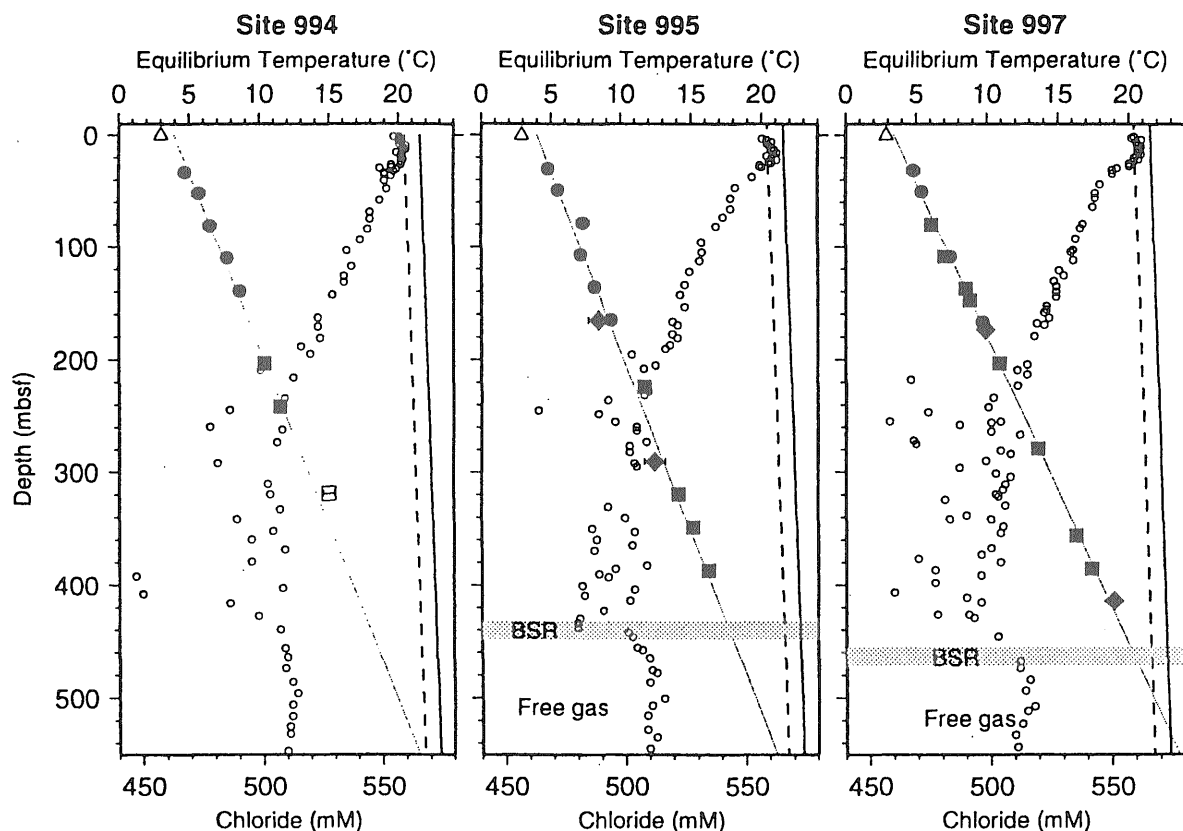
第二の問題としては、大陸斜面などで熱流量プローブが刺さりにくい底質の場合が少なくないことが挙げられる。ハイドレートの分布に伴ってメタンガスが海底ベントを作って吹き出し、その付近に炭酸塩の沈殿が海底表面を覆うこともあり (Paul *et al.*, 1995; Vogt *et al.*, 1997), 熱流量測定が望まれる地点で通常の熱流量プローブが使えないという状況が生じている。これに対しては簡便な海底掘削装置を付随する熱流量測定器を開発するなどの工夫が是非必要である。

次に、第一の問題と密接な関係がある事柄であるが、現在のところ底層水温絶対値のデータ・ベースが未整備であるためにハイドレート安定領域予測における誤差を大きくしている。しばしば引用される米国カリフォルニア沖での海水温対深度の曲線 (Field and Kvenvorden, 1985) は、1,000 m 深で約 4°C と比較的高いので日本付近での安定領域予測にそのまま用いることは出来ない。地質調査所では日本周辺海域のハイドレート分布が予想されている地域についての底層水温データのコンパイルを進めている (上嶋正人ほか, 私信)。以上の技術を実用化するには一定の時間を要するであろうが、もしこれらの問題点が解決されて精度良い地殻熱流量データがハイドレート分布海域について多数得られるようになれば反射法地震探査からもたらされる BSR の情報と相補的に、地下温度構造の直接観測量である地殻熱流量という独立の情報からハイドレート探査の信頼性を高めることが可能となるだろう。

第 1 表 Beck *et al.* (1985) にて提案された底層水温年周変化が存在する海底環境下での地殻熱流量測定についての留意すべき事柄と望ましい測定仕様。

Table 1 Basic requirements and specifications for reliable heat flow measurements in shallow seas where bottom water temperature has a significant annual variation (according to Beck *et al.*, 1985).

注意すべきポイント	のぞましい Spec
1. 海底(湖底)水温の長期間記録が必要	3年間; サンプルング1週間毎
2. 堆積物中の温度についても長期記録が欲しい	
3. プローブの長さ	5メートル以上
4. 深さ方向の測定点数	5点以上; 0.5 m 間隔よりも密に
5. プローブを刺す地点で <u>熱伝導率の深さ方向変化を実測定すべし</u> .	
6. 特に、堆積物表面から 2 m 深までの部分を 数地点で温度測定すべし.	
7. プローブの傾斜をモニターするべき.	
8. 長期間連続が不可能ならば、6ヶ月程度の間隔をあけて再び測定すべし.	
9. 近傍での Heat Flow(HF)測定値を数点集めてやっとなつの地域の HF を代表できる.	



第2図 ODP Leg 164で掘削された3孔での地層平衡温度（黒丸と黒四角）とBSRとの関係。実線と破線はそれぞれ純水、海水に対するメタンハイドレート安定領域下限の曲線。白丸は塩素イオン濃度で、ハイドレートの存在度によって低い値をとる（Ruppel, 1997による）。

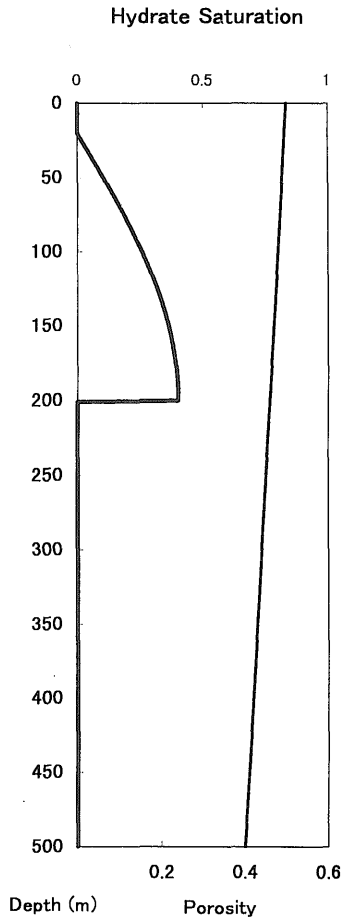
Fig. 2 Relationship between the depth of BSR and time-extrapolated temperatures (solid circles and squares) measured for three holes drilled in ODP Leg 164 by Ruppel (1997). Solid and broken lines indicate lower boundary of methane hydrate stability for pure water and sea water, respectively. Open circles show Cl concentration as reverse indicator of abundance of methane hydrates.

4. 堆積物中での安定領域シフトの原因

大西洋 Blake Ridge における ODP Leg 164 に話題を戻して、この掘削で得られた地層温度精密測定結果については、BSR 深度における温度が実験室で求まるメタンハイドレート安定領域の温度よりも 2-3°C 低い方向へシフトしている（但し、実測温度を下方に外挿計算したものを使った議論である）という現象（第2図、Ruppel (1997) による）が指摘されたが、これは ODP Leg 164 掘削孔のみならず世界の数箇所でも同様に以前から報告されていたことである。Ruppel (1997) にて結論とされた一つの可能性は、多孔質の堆積物中での毛細管現象のために理想的なハイドレート安定領域の温度圧力条件より数°C ほど温度が低い状態でもハイドレートが生成できない「過冷却」の状態が原因、という解釈である。しかし別の可能性として、これが流体の移動現象や堆積物中にハイドレートまたは遊離ガスが大量に存在することによる熱伝導率の不均一性や熱的非定常の効果など、熱輸送のモデルが正しく評価できていないことに

起因するという仮説もまだ否定されるに十分な根拠がある訳ではない。したがってそのような熱輸送の問題を物理的観点から調べることは依然として必要である。

堆積物層の深さ方向熱伝導率分布を幾つかの単純なモデルで与えて地層温度のプロファイルがどうなるか計算を試みた。一つは一定熱伝導率モデルであり、他方は可変熱伝導率モデルである。従来のハイドレート安定領域下限予測（例えば上記の Ruppel *et al.*, 1997）にはいずれも一定熱伝導率モデルが用いられていた。これは堆積層についてある一定の地温勾配で、深さ方向に厳密に直線的な温度上昇があると仮定するモデルである。他方の可変熱伝導率モデルでは圧密による間隙率の鉛直方向減少やメタンハイドレートの存在に対応した熱伝導率変化が考慮され、より現実的なモデルと考えられる。なお後者の計算を行う過程には、メタンハイドレート自体の熱伝導率が堆積物よりも有意に小さいためその存在量に従って熱伝導率も変化して地温勾配にもその影響が及ぶという点で未知パラメータであるハイドレートの堆積物中の分布を仮定するという手続きが入ってくる。そして、間隙水・ハイドレート・堆積物粒子からなる多成分

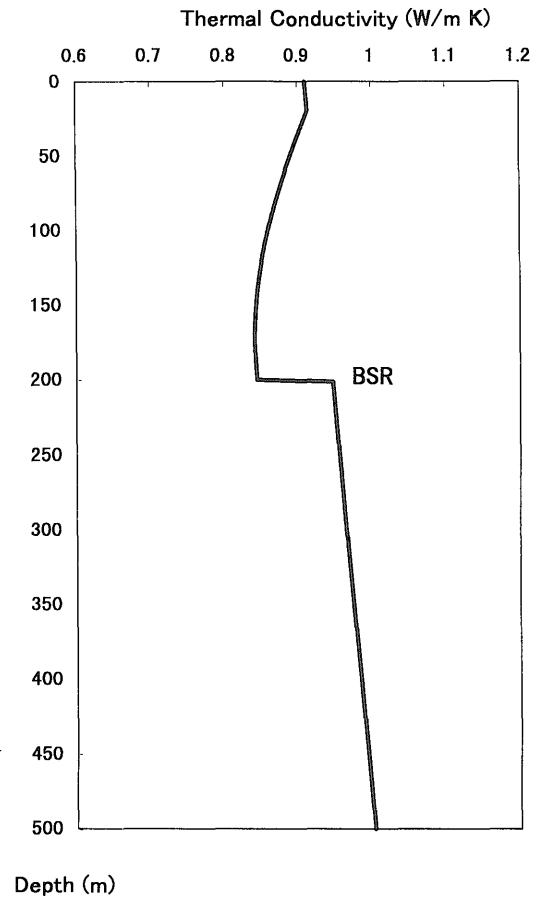


第3図-a Edwards (1997) の単純化ハイドレート分布モデルで仮定された条件。深さについて一次関数的な間隙率 (ϕ) 低下, 及び深さ 20 m から 200 m までの区間で次第にハイドレート充填率 (0 から 0.4 まで) が増加するような正弦関数形の充填率 (s) 変化を仮定している。

Fig. 3-a Simplified methane hydrate distribution model MH4, proposed by Edwards(1997). Linear decrease of porosity as function of depth, and change of hydrate saturation (s) as sinusoidal function of depth between 20 m ($s=0$) and 200 m ($s=0.4$) are assumed in this model.

系の熱伝導率を求める関係式としては Woodside and Messmer (1961) の幾何平均の式を使うことにする。

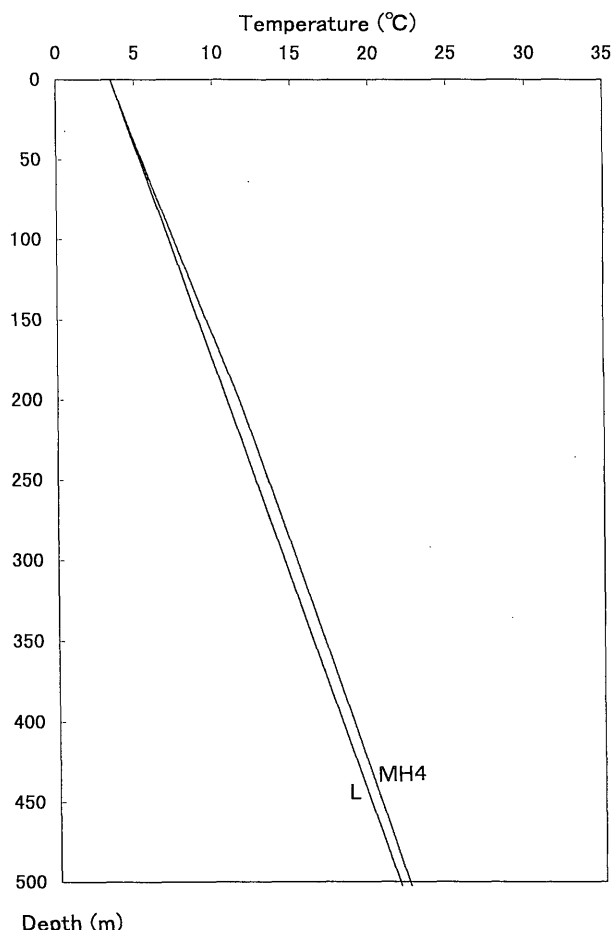
ここではモデルの一例として, 第3図-a・b に示すように海底面下 20 m を存在上限, 200 m を存在下限 (BSR 深度) として下方に行くほどハイドレートが濃集するとして, その充填率 s が深さに対して正弦関数的 (もっと簡単には一次関数的とする考え方もあろうが) に与えられるとしたものを示す。この関数形と上限下限の深度は, ハイドレート存在量予測法の議論をダイポール・ダイポール電磁探査法に基づいて行った Edwards (1997) の論文にて用いられたものをそのまま借用している。下方向からの熱流量を固定しておいてハイドレート充填率 s が BSR 深度で 0.4 となるような正弦関数分布モデルを考えると, その計算結果は第3図-c に示されるように, 地層温度分布は上に凸の曲線となって直線的な温度上昇か



第3図-b 3-a のモデルについての熱伝導率の深さ方向変化。Woodside and Messmer (1961) による多成分混合系の熱伝導率の式を用いて計算したもの。

Fig. 3-b Thermal conductivity vs. depth for MH4 model. Mixing relationship of multi-component system as proposed by Woodside and Messmer (1961) is used.

ら最大 1.6°C 高温側へずれる。その本質的な理由は, ガスハイドレートを含む部分の地層熱伝導率が小さくなり, 全体としての熱抵抗 (熱伝導率の逆数を深さで積分した値) を大きくするからである。従来深海掘削計画で測定されてきた地層平衡温度の測定精度が必ずしもその違いを議論するだけの高い精度を持っているとは限らないことも考慮して, 上述の現位置温度と期待される BSR 温度の「不一致」に対する説明として, 直線的な地層温度プロファイル (一定熱伝導率モデル) をアプリアリに仮定したための誤差である可能性を筆者はここで指摘したい。但し, 現実の s が第3図にて例示したモデルにおけるものより平均的に小さい値であったり, ハイドレート存在の深度区間がこれよりさらに狭い場合には, 明らかに可変熱伝導率の効果は相対的に小さくなりそれ以外の効果による説明が必要になるだろう。



第3図-c 3-bの熱伝導率モデルに対応する温度プロファイル (MH4), 及び一定熱伝導率モデルに対応する温度プロファイル (L) を示す。最大1.6°Cの違いが生じる。

Fig. 3-c Temperature-depth profiles for MH4 model (variable thermal conductivity) and for constant thermal conductivity model(L) are compared.

5. 動的な問題 (メタンハイドレート安定領域の変動と熱的イベントのモデリング)

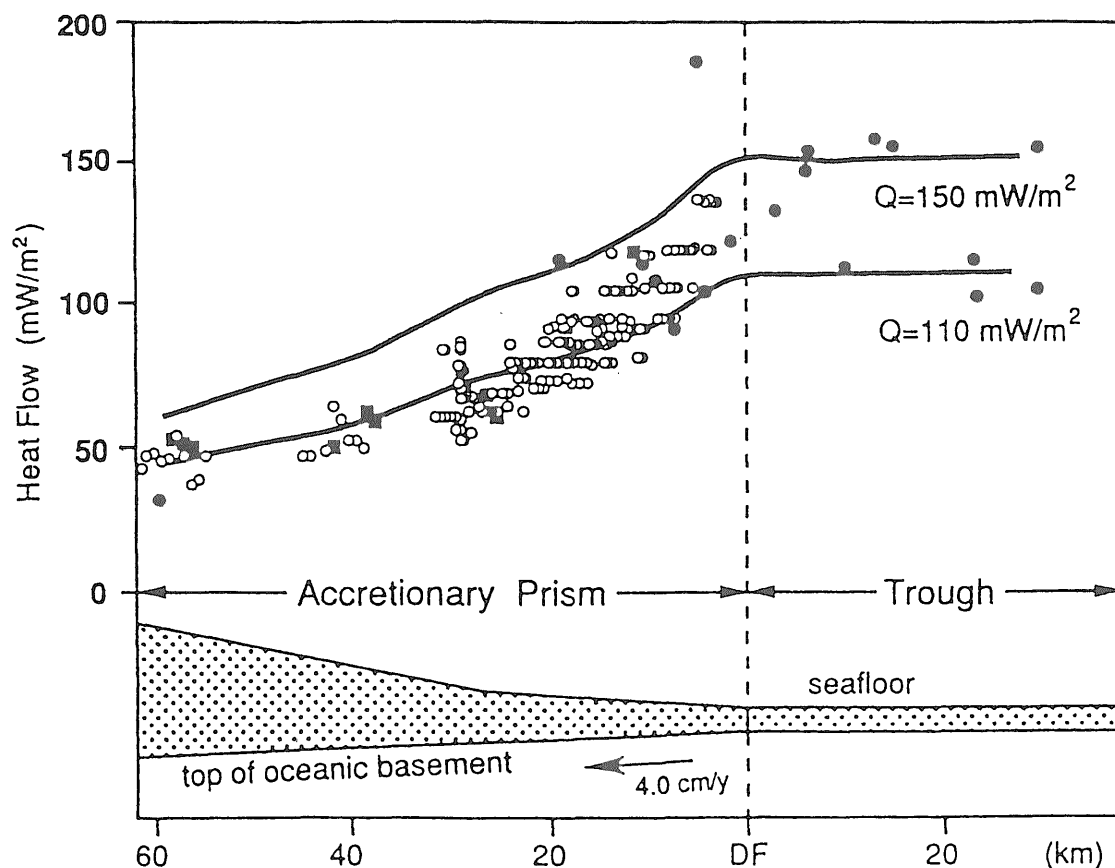
ハイドレート相の安定境界が温度・圧力で規定されることは上に述べた通りであるが、海底面下数百メートルの地層中の圧力条件のみをとっていても自然界は微妙なバランスの上で成立しており、これが崩れることもしばしばあるであろう。メタンハイドレートはこの様な圧力変化に対して非常に鋭敏に相変化を起こすことが知られており、何か外的な作用で間隙水圧の減少 (例えば海水準の低下によって) があればハイドレート相が解離して「ガスと水」へと変化しうる。この反応は吸熱反応なので一時的に周囲の温度を下げる (地殻熱流量の一部を消費して地温を降下させる) 方向へと働く。ハイドレートを含む堆積層中での圧力 (及び温度) 遷移のこの種の現象は、松本 (1996) などによって定性的にしばしば言及されているが定量的にはこれまでに余り研究されていない。既に述べたように、安定領域最下部に特にハイド

レートが濃集するための有効なメカニズムとしてメタン解離とハイドレート化との繰り返しがあるとするリサイクル・モデルが大西洋におけるハイドレートについて提唱された。日本周辺海域で現在海底ハイドレートとして存在しているものは、この大西洋型モデルによって説明できるような一定堆積作用の結果「掃き集められた」ハイドレートが多いのか、それとも間隙流体の動き (多分非定常的な流動の影響が大きいであろう) の方がより強くハイドレート集積を支配しているのか、日本周辺海域では現在まだ実際のハイドレートの産状データもほとんど無い段階なので、それは全く分かっていない。いずれにしても温度・圧力の動的な条件が、メタンの原料となる有機物の供給というもう一つの基本的条件と共に問題の鍵を握っていることに違いはない。

さらに、別の興味深い問題としては断層面などに沿った流体の上昇にともなう非定常温度変化がハイドレートの生成・集積をどのように支配するか、という設問である。ODPによるカナダ西部沖での掘削坑での温度・圧力データなどに基づいて非定常温度変化のモデル化を試みた例として Davis *et al.* (1995) がある。

6. 熱流量データから分かる沈み込み帯の問題 (熱的な背景)

フィリピン海プレートが西南日本弧の下へと沈み込んでいくプレート境界に位置する南海トラフとその陸側の大陸斜面では従来方式での熱流量の測定が精力的に行われた結果、トラフの近傍で得られた熱流量は異常に高い値が含まれており、地下温度場が特異なものであることが分かってきた (Yamano, 1995)。他方、四国沖の南海トラフを横切る反射法探査測線から得られたBSR分布も日本付近では最もデータが多い。このように沈み込み帯での熱流量観測データとハイドレートの存在とが比較できる例は、カナダ西部沖や中米の沖など世界中でも比較的少なく四国沖は貴重な事例研究の場となった。最初に、ODP Leg 131にて四国沖で掘削された掘削孔808における温度実測結果が、実験室的に求められたメタンハイドレート安定領域の温度圧力条件と第一近似的には一致することが検証された (Hyndman *et al.*, 1992)。また Ashi and Taira (1993) により、大陸斜面に広範に分布するBSRの深度からその温度と圧力を求め、沈み込みの構造に直交した地殻熱流量プロファイルを計算するという試みがなされた。そして海底堆積物の表面で測定されたプローブ法の熱流量測定の結果とも整合することが示された (第4図)。しかし彼らの得た典型的な熱流量プロファイルでは、「変形フロント」から陸側へと次第に小さい値をとり フロントから陸側へ50 km程度離れた大陸斜面でその値が 50 mW/m² 以下にも減少している。単純な熱伝導的プレート沈み込みモデルではこの傾



第4図 南海トラフ四国沖の地震探査測線に沿って、BSRから計算で求められた熱流量(黒四角と白丸)と海底プローブ法による熱流量(黒丸)の比較(Ashi and Taira, 1993による)。Q=150及び100 mW/m²は、トラフにおける深部からの熱流量がそれぞれの値である場合についての理想的熱流量プロファイル。DFは“変形フロント”の位置を示す。

Fig. 4 Comparison between BSR-derived heat flow (solid squares and open circle) and probe method heat flow (solid circles) along a seismic line off Shikoku Island (Ashi and Taira, 1993). DF stands for deformation front.

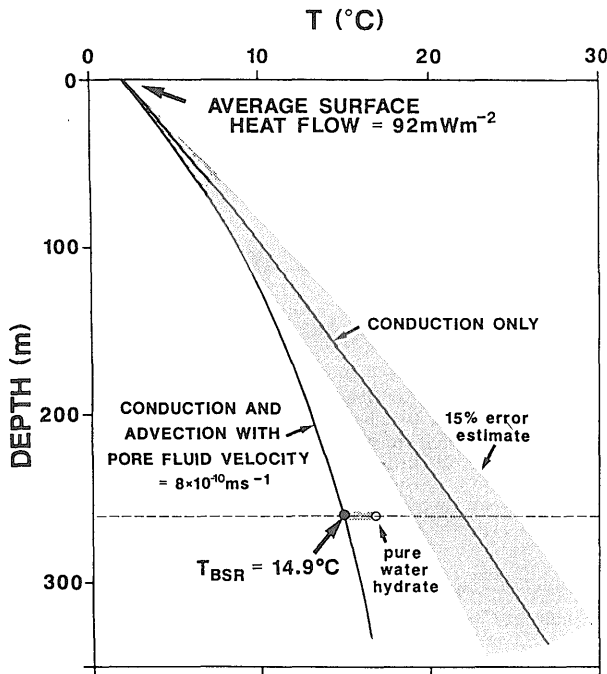
向を再現できず(Wang *et al.*, 1995), 海洋プレート上面の温度を均一化するような大規模対流熱輸送などの特別なメカニズムを考えなくてはならない。

他方、上述のようにカナダ西部バンクーバー島沖のカスカディア付加体においても熱流量測定とBSRを併用して海底ハイドレート分布と熱流量の相互関係が研究されてきた。ハイドレートが生成するための条件として付加体内で流体の絞り出しが起こっていることが関係していることに注目して、熱流量測定からそれを定量的に評価しようとした先駆的研究がこの海域での熱流量データについて行われた。第5図(Davis *et al.*, 1990より)には、熱流量プローブによって測定された海底面熱流量の平均値(92 mW/m²)をもとに、純粋な熱伝導を仮定して計算された深度(BSRの深度にいたるまで)に対する温度のプロファイルを示す。表面熱流量と熱伝導場を仮定して求められるこの深度(約260 m)における推定温度は、BSRから求めたハイドレート相平衡から期待される温度と比較して7°Cほども高く、熱伝導の仮定が現実的でなく間隙水の上方向きの流動が極めて速いと考えると説明できない。第6図は同じ論文(Davis *et al.*,

1990)によるカスカディア付加体の概念断面図(d)と、その断面に沿った熱流量の分布(a)、計算された深さ100 mでの間隙率の分布(b)、間隙水の垂流速の分布(c)である。間隙率が50%より低下する地域にて過剰な表面熱流量(海底プローブ法の測定結果)が観測され、それが鉛直上方向きの流体の浸透によるものと解釈され、BSRの観測結果をも矛盾なく説明できた。

7. まとめ

まず最初に、熱流量プローブによる堆積物表層での測定法における問題が解決されなければならない。深海底については高精度の測定が可能であった熱流量プローブによる地温勾配測定によってではメタンハイドレート探査がなされる海域では精度良い結果が得られないという問題点が挙げられる。その困難を克服する測定システムは現実の底層水温変化の一周期よりも長い期間の表層地温及び海水温の連続観測を行えるような装置であり、データ解析においても底層水温の絶対値を考慮に入れるなど細心の注意が必要である。



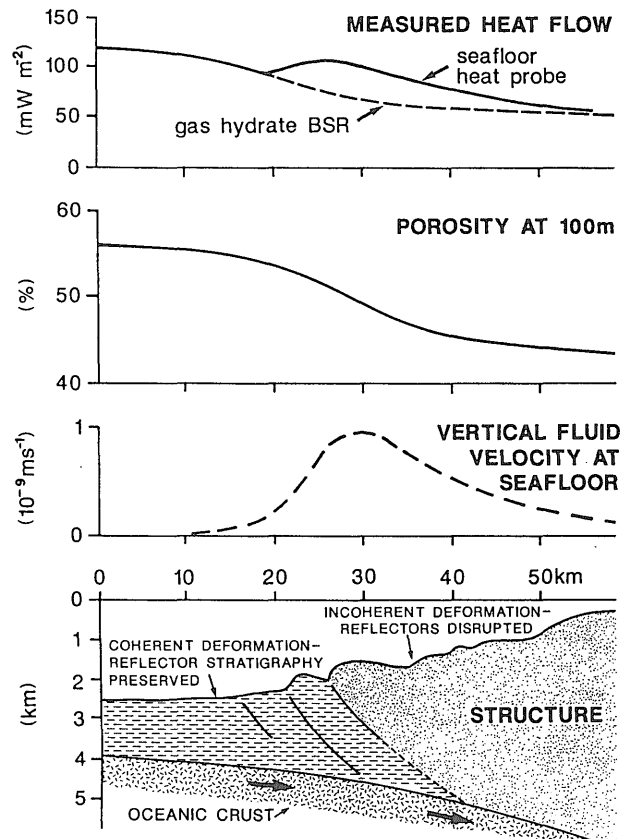
第5図 プローブ法による熱流量の平均値 92 mW/m^2 に対して計算された深さ方向の温度プロファイル, 及び BSR 解析からメタンハイドレート安定領域に基づいて求めた現実の温度場との関係。上昇する間隙水によって運ばれる熱を考慮すると海底表面での高すぎる熱流量が説明できる (Davis *et al.*, 1990 による)。

Fig. 5 The temperature-depth profile computed using the average probe heat flow value (92 mW/m^2) and the variable thermal conductivity, in comparison with the temperature-depth given by BSR analysis. The difference could be explained as due to advective transport of additional heat by vertical pore fluid flow (Davis *et al.*, 1990).

堆積物中でのハイドレート安定領域が実験的な相境界に対して, 原位置では低い方向へ数°Cシフトしうることか, というこれまでの深海掘削で指摘された「安定領域パラドックス」について, 筆者は熱輸送モデルの再検討を提唱する。また海底堆積物中の温度・圧力の条件が時間的に変動する場での天然ハイドレートの分解生成挙動については, 熱構造のモデルの一環として研究することが必要である。

メタンハイドレート探査のために詳細な熱流量測定を行うことができれば, ハイドレートを胚胎している沈み込み帯の更に下方での温度構造についての物理的制約条件が明らかにされ, より広い観点からハイドレート探査にとって貴重な情報が獲得されるであろう。

謝辞 奥田義久資源エネルギー地質部長からは, メタンハイドレートに関する熱的な研究課題に目を向けるよう筆者に助言をいただき小文をまとめることができた。また, 上嶋正人研究調査官からは野外でのデータ取得に関



第6図 カナダ西部カスカディア付加体の断面に沿ったプローブ熱流量 (実線) 及び BSR から求めた熱流量 (破線) の分布, 100 m 深での間隙率の変化, 間隙水流速の垂直成分の分布, そして構造断面概念図 (Davis *et al.*, 1990 による)。

Fig. 6 Schematic profiles of characteristic heat flow, calculated porosity, and inferred regional fluid flux through the seafloor across the northern Cascadia accretionary prism. (Davis *et al.*, 1990).

して重要な点で議論をしていただいた。今井 登地球化学研究室長は本特集号の編集長として原稿の大幅な遅れを寛大に許して下さい。これらの方々に感謝する。

文 献

- 赤沢保彦・芦寿一郎・徳山英一 (1996) ガスハイドレート BSR から求めた熊野舟状海盆の地殻熱流量. 月刊地球 **208**, 660-666.
- Ashi, J. and Taira, A. (1993) Thermal structure of the Nankai accretionary prism as inferred from the distribution of gas hydrate BSRs. *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **273**, 137-149.
- Beck, A. E., Wang, K. and Shen, P. Y. (1985) Sub-bottom temperature perturbations due to temperature variations at the boundary of inhomogeneous lake or oceanic sediments. *Tectonophysics*, **121**, 11-24.

- Davis, E.E., Hyndman, R.D. and Villinger, H. (1990) Rates of fluid expulsion across the northern Cascadia accretionary prism: Constraints from new heat flow and multi-channel seismic reflection data. *Jour. Geophys. Res.*, **95**, 8869-8889.
- Davis, E.E., Becker, K., Wang, K. and Carson, B. (1995) Long-term observation of pressure and temperature in Hole 892B, Cascadia accretionary prism. *Proc. ODP, Scientific Results*, **146**, 299-311.
- Edwards, R.N. (1997) On the resource evaluation of marine gas hydrate deposits using sea-floor transient electric dipole-dipole methods. *Geophysics*, **62**, 63-74.
- Field, M.E. and Kvenvorden, K.A. (1985) Gas hydrates on the northern California continental margin. *Geology*, **13**, 513-520.
- Holbrook, W.S., Hoskins, H., Wood, W.T., Stephan, R.A., Lizarralde, D. and Leg 164 Science Party (1996) Methane hydrate and free gas on the Blake Ridge from vertical seismic profiling. *Science*, **273**, 1840-1843.
- Hyndman, R.D., Foucher, J.P., Yamano, M., Fisher, A. and Scientific Team of ODP Leg 131 (1992) Deep sea bottom-simulating-reflectors: calibration of the base of the hydrate stability field as used for heat flow estimates. *Earth and Planetary Sci. Letters*, **109**, 289-301.
- 木下正高・後藤秀作・山野 誠 (1994) 海底下温度の長期記録による地殻熱流量の測定. 海洋調査技術, **6**, 31-36.
- Korenaga, J., Holbrook, W.S., Singh, S.C. and Minshull, T.A. (1997) Natural gas hydrates on the southeast U.S. margin: Constraints from full waveform and travel time inversions of wide-angle seismic data. *Jour. Geophys. Res.*, **102**, 15345-15365.
- 前川竜男・今井 登 (1996) メタンハイドレート合
成実験と安定条件の検討. 月刊地球, **18**, 695-699.
- 松本 良・奥田義久・青木 豊 (1994) メタンハイドレート—21世紀の巨大天然ガス資源—. 日経サイエンス社.
- 松本 良 (1996) 深海底のメタンハイドレート (地球の新しい炭素貯蔵庫). 科学, **66**, 600-604.
- Paull, C.K., Ussler, W., Borowski, W.S. and Speiss, F.N. (1995) Methane-rich plumes on the Carolina continental rise: Associations with gas hydrates. *Geology*, **23**, 89-92.
- Ruppel, C. (1997) Anomalously cold temperatures observed at the base of the gas hydrate stability zone on the U.S. Atlantic passive margin. *Geology*, **25**, 699-702.
- 佐藤幹男・前川竜男・奥田義久 (1996) 天然ガスハイドレートのメタン量と資源量の推定. 地質学雑誌, **102**, 959-979.
- Vogt, P.R., Cherkashev, G., Ginsburg, G., Ivanov, G., Milkov, A., Crane, K., Lein, A., Sundvor, E., Pimenov, and Egorov, A. (1997) Haakon Mosby mud volcano provides unusual example of venting. *EOS*, **78**, 549-557.
- Wang, K., Hyndman, R.D. and Yamano, M. (1995) Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: Effects of age history of the subducting plate. *Tectonophysics*, **248**, 53-69.
- Woodside, W. and Messmer, J.H. (1961) Thermal conductivity of porous media. *Jour. Appl. Phys.* **32**, 1688-1706.
- 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. (1995) Recent heat flow studies in and around Japan. In: Gupta and Yamano (Eds.), *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia*. Oxford and IBH Publishing Co., New Delhi, pp. 173-201.

(受付: 1998年7月16日; 受理: 1998年7月17日)