



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	北海道における地殻, 上部マントルの熱的構造 : 総合報告
Author(s)	西田, 泰典; NISHIDA, Yasunori; 橋本, 武志 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 70, 1-12
Issue Date	2007-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.70.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20424
Type	departmental bulletin paper
File Information	70-2.pdf



北海道における地殻、上部マントルの熱的構造：総合報告

西田 泰典・橋本 武志

北海道大学理学研究院地震火山研究観測センター

(2006年12月6日受理)

Geothermal structure of the crust and the upper mantle in Hokkaido, Japan: A review

Yasunori NISHIDA and Takeshi HASHIMOTO

Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received December 6, 2006)

Many researchers have studied the thermal state of the crust and the upper mantle and its tectonic implications in Hokkaido, Japan. Terrestrial heat flow data have revealed the following characteristic features: (1) High heat flow ($84\sim 125$ mW/m²) is observed in the backarc side of the volcanic front, while low heat flow (< 42 mW/m²) is observed in the forearc side, showing the typical thermal aspects of the island arc. (2) The central axis zone of Hokkaido (the Kamuikotan and Hidaka metamorphic belts) shows relatively low heat flow ($42\sim 80$ mW/m²). The low heat flow zone extends for Sakhalin. (3) Extremely low ($25\sim 34$ mW/m²) and high ($125\sim 210$ mW/m²) heat flow is distributed locally on the Ishikari-Tomakomai low land and its neighbor on the west, respectively.

Based on the heat flow data and other geophysical data, such as the seismic velocity structure, aeromagnetic data, and so on, the Curie point depth, the solidus temperature depth, temperature at the Moho, and the mantle heat flow have been estimated. The estimated thermal structure implies the temperature of the lower crust comes to the solidus temperature beneath the backarc side of Hokkaido. The result is well supported by the electrical resistivity soundings: the low resistive layer (10~40 ohm·m) develops in the lower crust and is ascribed to the effect of partial melting of the crustal rocks.

I. はじめに

テクトニックな観点から地学現象を議論する場合、様々な地球物理学的、地質学的研究のなかにあつて、地下の熱的状态の把握が不可欠である。本報は、多くの研究者によってなされてきた北海道における地球熱学的調査研究の成果をまとめ、今後の研究に資することを目的としている。まず、もっとも基本的情報である地殻熱流量分布について、その解釈を含めて記述し、以下地殻

浅部から深部にかけて、キュリー点深度分布、ソリダス温度分布、モホ面温度分布、マントル熱流量について記述する。

Ⅱ. 地 殻 熱 流 量

北海道における熱学的研究は北海道大学地球物理学教室の福富研究室を中心とした多くの温泉研究（例えば、福富, 1951; 1952）や火山、地熱域の研究（例えば、松島, 1992; Matsushima, 2003）がある。一方、テクトニックな観点からの研究は Horai (1963) をもって嚆矢とする。我が国の本格的な地球熱学的研究は 1950 年代後半から東京大学地震研究所を中心として始められたが、Horai 論文は Uyeda et al. (1958) を出発点とした一連の研究の一環として、北海道の 6 点で測定された地殻熱流量結果を示したものである。広い北海道の詳細な熱流量分布を表現するには少なすぎる測点数であるが、この時すでに北海道南西部および北東部が高熱流量である可能性が指摘されており、測点数が充実した以後の結果を先取りしている。

1970 年代に入ってこの先駆的な仕事をさらに発展させたのは、北海道大学地球物理学教室横山研究室の江原を中心とした研究である（江原ら, 1970; 江原・横山, 1971; Ehara, 1971）。彼らは Horai (1963) による 6 点に加え 24 点の測定を実施し、Yasui et al. (1967; 1968) による周辺海域のデータも含めて、Fig. 1 のように地殻熱流量をコンパイルした（江原・横山, 1971; Ehara, 1971）。その後さらに多くのデータが蓄積されたが（Nagao and Uyeda, 1989; Yamano, 1995; Tanaka et al., 2004; 松本, 2005）、大局的な地殻熱流量分布の特徴に変わりはない（Fig. 2）。

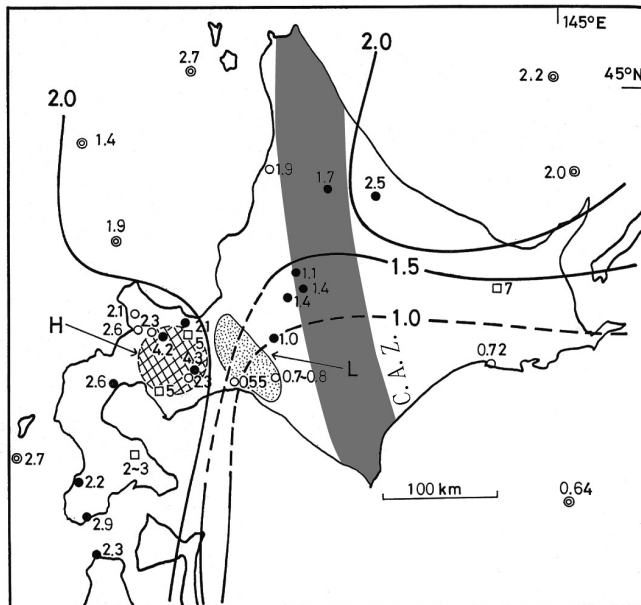


Fig. 1. Distribution of the terrestrial heat flow in and around Hokkaido, Japan (Modified from Ehara and Yokoyama, 1971). Unit: Heat Flow Unit (41.8 mW/m^2). C.A.Z. means the central axis zone of Hokkaido.

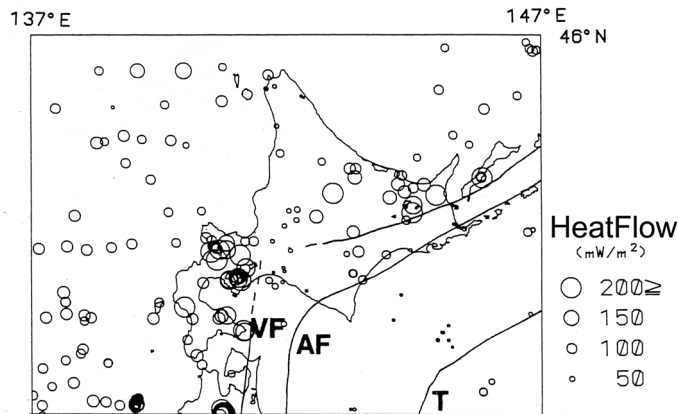


Fig. 2. Distribution of the terrestrial heat flow in and around Hokkaido, Japan (Nagao and Uyeda, 1983).
VF: volcanic front, AF: aseismic front, T: trench axis.

北海道南西部は典型的な島弧構造を示すといわれる東北日本弧に属し, また東部は千島弧に属している. 一般に島弧における地殻熱流量は, 海溝部から火山フロントへかけて低い値を示し (50 mW/m^2 以下), 火山フロント付近で急増して背弧側の高い値 (100 mW/m^2 程度以上) に続く. そのような地殻熱流量分布をもとに, 地下の温度分布を推定したものが Fig. 3 である (Hasebe et al., 1970; Fujii and Kurita, 1978). しかし北海道における地殻熱流量分布はもう少し複雑な様相を呈している. すなわち Fig. 1 および Fig. 2 にみるように, (1) 火山フロントより背弧側の南西部および北東部では $84 \sim 125 \text{ mW/m}^2$ 程度の高熱流量を, また前弧側では 42 mW/m^2 以下の低熱流量を示しており, 上述の典型的島弧の特徴を有しているのに加え, (2) ほぼ南北に走行をもつ神居古潭帯や日高変成帯などの北海道中軸帯 (Fig. 1 の C.A.Z.) に沿って, 周辺とは相対的に低熱流量域 ($42 \sim 80 \text{ mW/m}^2$) が存在し, サハリン (Lubimova and Feldman, 1970) へと続いていること, (3) 石狩—苫小牧低地帯

(Fig. 1 の L 領域) とその西隣 (Fig. 1 の H 領域) にそれぞれ極めて低い熱流量 ($25 \sim 34 \text{ mW/m}^2$) と極めて高い熱流量 ($125 \sim 210 \text{ mW/m}^2$) が局在していることが挙げられる. すなわち, 一般的な島弧の特徴 (1) に (2), (3) で示された特徴が重畳した分布となっている.

一般的傾向 (1) についてみると, Fig. 1, Fig. 2 の 84 mW/m^2 (2 Heat Flow Unit) 以上の領域はいわゆるグリーンタフ地域に一致しており, 新生代第 3 紀中新世以降の火山活動を反映していると思

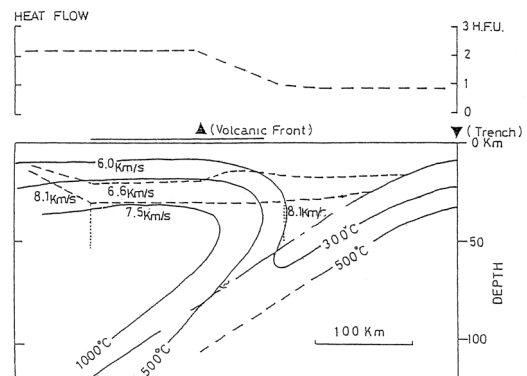


Fig. 3. (Upper) Terrestrial heat flow across a typical island arc. (Lower) Temperature distribution of the crust and the upper mantle. (Modified from Fujii and Kurita, 1978)

われる．そのような高熱流量域の上部マントルの温度は後述のように 1000°C を越えており，また Utsu (1971) によって指摘されたように島弧の内側の上部マントルを通過する地震波の振幅の減衰が大きい (low Q) ので，部分熔融していると推定される．

北海道南西部の高地殻熱流量を単純に上部マントルに及ぶ温度差だけで説明しようとする，例えば 1200°C になる深さは約 40km と計算される一方，上記 (2) の領域では 150 km 程度まで落ち込んで，上部マントルはかなり冷たいという計算結果となる．しかしながら，宇津ら (1972) によると神居古潭帯や日高帯などの中軸帯の上部マントルも特に千島弧の他の地域と変わりなく low Q である．このことは，中軸帯の上部マントルも高温であることを示唆しており，計算結果と矛盾する．

江原 (1974) はその矛盾を解決するために，以下のように考察した．Fig. 4 のように，海溝から島弧に直交する方向での地殻熱流量分布を水平距離に従ってプロットしてみると，北海道中軸帯のそれは典型的島弧とほぼ同じ率で背弧側に向かって高くなるが，一様に 0.5 HFU 程度低い値を示している．すなわち北海道中軸帯では 0.5 HFU 前後の負の異常帯が存在することになる．この負の異常帯が発熱量のコントラストによりもたらされたと仮定してモデル計算を行うと，巾 100 km (中軸帯の巾とほぼ一致)，厚さ 20 km 程度の矩形断面を持ち，上面深度 20 km で中軸帯に平行して伸びているような角柱モデル領域がマントル最上部から下部地殻に分布し，周辺と比べて $1.15 \times 10^{-6}\text{ W/m}^3$ 程度低い発熱をしていることが要求される．地殻下部～上部マントルを構成する岩石は一般的に $0.46 \times 10^{-6}\text{ W/m}^3$ 程度の発熱量を持つと思われるので，この計算結果はモデル領域内に

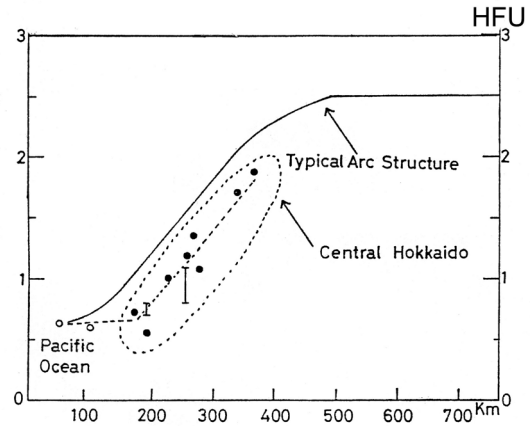


Fig. 4. Heat flow profile across the Hokkaido island from Japan trench (Modified from Ehara, 1974). Vertical axis : Heat Flow Unit (41.8 mW/m^2), Horizontal axis : km.

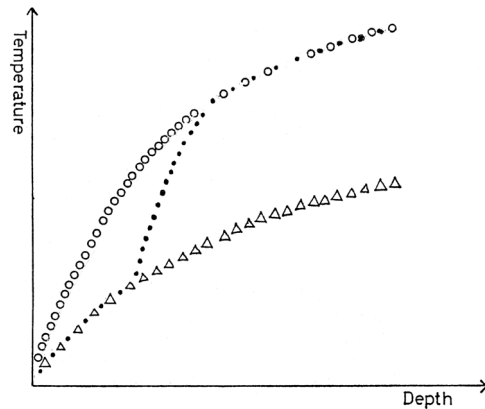


Fig. 5. Schematic temperature models. Dots: temperature distribution beneath the central axis region of Hokkaido. Hollow circles: the temperature distribution beneath the standard high heat flow region. Hollow triangles: the temperature distribution beneath the low heat flow region. Although the scale is arbitrary, horizontal axis is assumed roughly to cover from the ground surface to 150 km depth or so.

$0.69 \times 10^{-6} \text{ W/m}^3$ 程度のマイナスの熱源（すなわち吸熱源）が存在することを示唆することになる．すなわち，北海道中軸帯の上部マンツルからは典型的な島弧構造の場合と同様な熱流が上昇してくるが，マンツル最上部と下部地殻内で起る吸熱反応のために，地表では低熱流量が観測されるのだと解釈すれば，低地殻熱流量でありかつ上部マンツルが low Q であるという，一見矛盾した関係が解消される．このような吸熱作用がどのような実体を持つのかははっきりしないが，例えば変成作用の過程で起る脱水反応による吸熱作用などが候補に挙げられる（例えば，Uyeda and Horai, 1964）．Fig. 5 はこのような解釈を模式的に表したもので，白丸および三角は，各々背弧側の高熱流量域および低熱流量域で想定される温度分布を示している．北海道中軸帯では，上部マンツルは周囲のマンツルと同様な温度でありながら，より浅部では吸熱反応のために急激に温度低下が起り，結果として点線のような温度分布になることを示している．電磁誘導法を用いた比抵抗構造研究によれば（Nishida, 1982），北海道南西部は比較的浅部まで低比抵抗であるのに対し，日高地域は高比抵抗であり，推定される温度構造と整合性がよい．

以上は一連の江原の研究を軸に述べたものであるが，最近ではマンツルの Q 構造の周波数依存性や地域的不均質性などの研究が進められているので（例えば北海道については，前田・笹谷，2001），それらと温度構造をより詳細に関係づけた議論が期待される．

（3）の領域について江原（1974）はモデル計算から，H 領域の極端に高い熱流量は，一般的な背弧側の高熱流量に，今から数 100 万年以内のマグマの大規模貫入活動による熱流量が付加されたことによると推定している．ただし今のところ，この高熱流量と明確に結びつく火成活動が知られているわけではない．一方，一般に堆積岩の熱伝導率は火山岩と比べて低いので，L 領域の極端に低い熱流量は，石狩—苫小牧低地帯を構成する堆積岩の低熱伝導性の故に，下からきた熱流が堆積層境界で屈折され脇に逃げたために生じた結果と解釈している．

これに対し，湯原（1972）や佐倉（1977）は，L 領域と H 領域が対をなしていると考え，L 領域を水の浸透域，H 領域を流出域とする石狩—苫小牧低地帯の堆積層内の熱水循環で解釈できると主張している．これについて江原（1974）は，堆積層の縦横比（1：40）を考えると全層的対流は考えにくいと反論している．固体の熱伝導を仮定した江原の解釈と水循環のみで地殻熱流量データを解釈する湯原，佐倉の相違を解決するには，地下水流動に伴う温度場の乱れがどの程度であるかを定量的に見積もらなければならないが，シミュレーションなどを行う場合，石狩—苫小牧低地帯の時間発展（堆積過程）を組み込んだものでなければならないので問題はかなり複雑である．

Ⅲ. 地殻の温度構造

1. キュリー一点深度

強磁性体が高温になって磁性を失い，常磁性になる温度をキュリー一点といい，岩石中の主たる強磁性鉱物であるチタン磁鉄鉱などでは約 580°C 以下である．一般に地殻内温度は深さとともに上昇するので，ある深さに到達すると地殻はキュリー一点に達し磁性を失う．そこで（解析の利便さから）地殻を角柱磁性体の集合で近似し，磁気異常分布のスペクトル解析から磁性体の下面深

度を求めるのが、キュリー点深度解析である (Spector and Grant, 1970; Okubo et al., 1985 など幾つかの解析手法が提案されているが、基本的には類似している)。

Okubo et al. (1989)は、新エネルギー総合開発機構 (NEDO) による全国規模の航空磁気測量結果をもとにしてキュリー点深度解析を行い、そのうち北海道とその周辺を切り出したものが Fig. 6 である。大局的には火山フロントから前弧側 (太平洋側) のキュリー点深度は 10 km 以上と深く、背弧側では浅いという、一般的な島弧の温度構造の特徴を表している。またほぼ南北に伸びる北海道中軸帯の低地殻熱流量域でもキュリー点深度がやや深く求められており、両者は矛盾しない。(残念ながら北海道東部域の一部は、ロシア - 当時のソ連 - との国境関係で航空磁気測量データが得られておらず、キュリー点深度分布は求まっていない)

これらの結果を解釈するにあたって Okubo et al. (1989)は幾つかの問題点があることを指摘している。一つには、図 3 にみるように、島弧海溝系ではプレートの沈み込みにもなって等温度面は、火山フロントから海溝に向かって急激に落ち込む (500°C の等温度面は 20 km 程度から 50 km 以上の深さに落ち込む) と推定されているのに対し、ここで求められたキュリー点深度は漸移的に深くなっていることが挙げられる。二つには、キュリー点は温度として一体何度を表しているのかという問題である。一つ目の問題について Okubo et al. (1989) は、解析上データの空間的平均操作を行ったために見かけ上生じたもので、前弧側の実際のキュリー点深度はもう少し深いと解釈している。二つ目について、チタノマグネタイト系列ではチタンの含有比が高いほどキュリー点が低下することから、岩石の種類などによりキュリー温度が異なるので、磁気異常解析から推定されたキュリー点深度の温度をより正しく推定するには、その地域の地殻物質の同定が大切となる。また岩石の熱磁化曲線はキュリー点に達する前の温度から磁化の減少が始まることなどを考え合わせると、一般的にはキュリー点深度解析から得られる深度の地温は大略 400~500°C 程度と考えられている。Okubo et al. (1989)は想定される構成岩石を考えて、北海道を含む北東日本の場合、背弧側で 450°C 程度、前弧側で玄武岩でも低い方の 300°C 程度を表していると推定し、このことが前弧側のキュリー点深度が浅く見積もられる原因のひとつと考えている。

磁気測量結果から地下の磁気構造を推定する場合、一般的に磁化物質の上面深度推定と比べて下面深度の推定はかなり不確実性を伴うので、キュリー点深度解析結果の解釈においては、この点も留意しなければならないことを付記しておく。

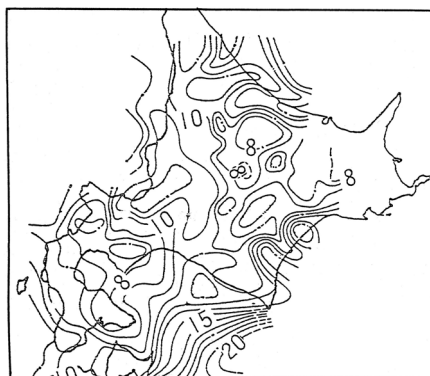


Fig. 6. Distribution of the Curie temperature depth in and around Hokkaido, Japan (Modified from Okubo et al., 1989). Unit: km.

2. ソリダス温度分布

地域毎にどの深さで岩石が溶け出す温度（ソリダス温度）に達しているのかを知ることは、テクトニクスを論じる上で極めて大切である。高温高压実験により、岩石のソリダス温度はその化学組成、圧力、 H_2O や CO_2 の量などによって異なることが知られているが、上部地殻構成物質である花崗岩質岩石のソリダス温度は、深度 10 km 以深で 600–700°C程度であるとされている (Robertson and Wyllie, 1971)。また下部地殻構成物質である角閃岩や水に不飽和な斑れい岩では 900°C程度とされている (巽, 1995)。後述するように、北海道南西部や北東部のモホ面温度は 1000°Cを越えている可能性があり (図 9)、地殻の一部が溶け出していることは十分考えられる。

大久保 (1998) はまず、北海道立地下資源調査所 (現北海道立地質研究所) (1995) が求めた非常に多くの地温勾配測定データ (Fig. 7) や、Zhao et al. (1992) によるモホ面およびコンラッド面深度などをもとに熱伝導方程式を解き、地殻内温度分布を推定した。一般に地殻内の岩石が部分熔融状態になると結晶分化作用が起って化学組成が変化し、 H_2O や CO_2 のやりとりが行われると思われる。そのような場合、二相の熱平衡状態を仮定したクラウジウス・クラペイロンの式が適応出来なくなり、ソリダス温度に達する深度分布を求めるのに必要な支配方程式を設定することはかなり難しい。そこで大久保 (1998) は簡便に、花崗岩のソリダス温度を 10km 深で 650°C、下部地殻物質である角閃岩や水に不飽和な斑れい岩のソリダス温度をモホ面で 900°C、その間のソリダス温度は直線的に変化するとし、さらに 10 km 以浅では 650°Cで一定とした。そして上に述べた地殻内温度分布と組み合わせて、ソリダス温度に達する深度分布を求めている (Fig. 8)。

北海道南西部および北東部の背弧側で

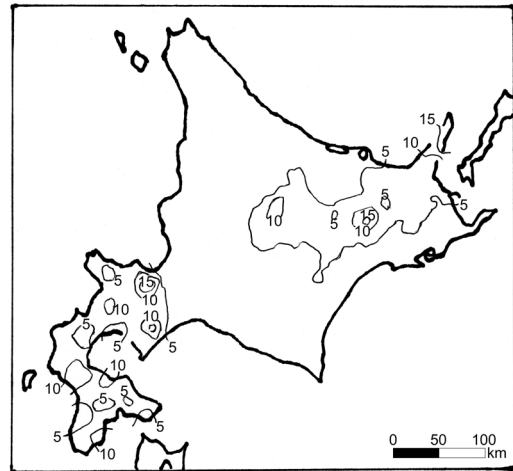


Fig. 7. Ground temperature gradient in Hokkaido, Japan (Modified from Geological Survey of Hokkaido, 1995). Unit: °C/100 m.

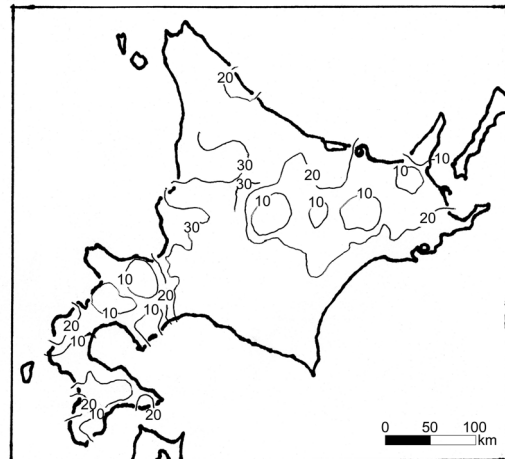


Fig. 8. Depth to the solidus temperature. Unit: km. Temperature of the crust is below the solidus temperature in the blank region (Modified from Okubo, 1998).

は地殻内でソリダス温度に達し、部分熔融層が存在する。特に $10^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 以上の地温勾配を示す火山、地熱地帯では、深度 10 km 前後でソリダス温度に達する。多くの場合、地温測定がなされるのは温泉や地熱が見込まれる特殊な地域が多く、1点1点の地温勾配がどの程度空間的代表性を持っているのか判断が難しい。しかしながら本研究に供せられた地温勾配の測点密度は北海道南西部および北東部において特に高いので、そこで得られたソリダス温度に達する推定深度の信頼性はかなり高いと思われる。北海道東部におけるマグネトテルリック観測から、火山フロントより背弧側の下部地殻は $10\text{--}40\Omega\text{ m}$ の低比抵抗であると推定されている (Satoh et al., 2001)。原因として、連結した部分熔融体の存在が考えられており、ここで求められたソリダス温度分布と極めて整合性がよい。

一方、前弧側ではほとんど地殻内ではソリダス温度に達しないため、Fig. 8 ではコンターが引かれていない。また背弧側でも、低地殻熱流量域の神居古潭や日高帯の大部分はソリダス温度に達しない。

3. モホ面温度分布

藤原 (1984) は吉井 (1979) によりコンパイルされた地殻熱流量分布や、堆積層、コンラッド面、モホ面などの深度分布、一般に云われる岩石の放射性発熱量を与えて定常熱伝導方程式を解き、日本およびその周辺域のモホ面温度分布を計算した。そのうち、北海道部分を切り出したものが Fig. 9 である。当然のことながら北海道南西部や北東部の高熱流量域のモホ面温度は高く、 1000°C を越える値となっている。

この計算において、モホ面深度は Yoshii (1972) が爆破地震学や重力異常分布にもとづいて推定したものを採用している。またコンラッド面深度は、時代の制約からある程度大胆な仮定にもとづいた推定値を用いている。放射性物質が多く濃集する花崗岩質層の厚さ (コンラッド面深度) 分布は地下の温度推定に特に大きく影響するので、地殻構造や放射性熱源分布の不確定性は、温度にして 100°C 以上の誤差を伴うのはやむを得ない。引用する場合はその点を含んでおく必要がある。

その後北海道における地殻熱流量データ数は吉井 (1979) によりコンパイルされた時期よりかなり増えている (Fig. 2)。モホ面深度も、より正確に調べられてきており、藤原 (1984) で用いられた構造とはやや異なっている (例えば, Zhao et al., 1992; Miyamachi et al., 1994)。また重要なコンラッド面深度も, Zhao et al. (1992) により北海

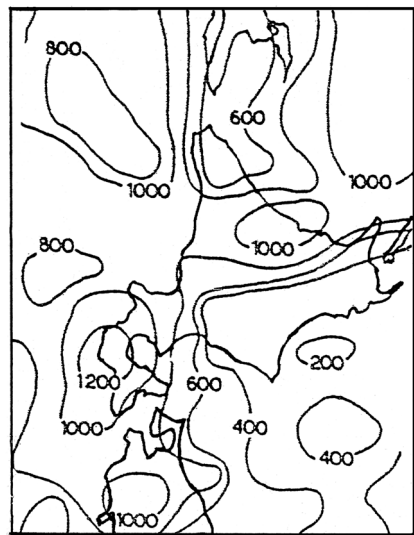


Fig. 9. Distribution of temperature at the Moho (Fujiwara, 1984) Unit: $^{\circ}\text{C}$. Contour interval: 200°C .

道中央部で面的に推定されている。しかし，日高地方および周辺海域に多数展開した地震計による自然地震解析や (Murai et al., 2003)，北海道中軸帯をほぼ東西に切る測線での爆破地震動解析 (Iwasaki et al., 2004) などの詳細な研究は，その地殻構造がかなり複雑であることを示しており，コンラッド面が明瞭に見出されたとは云い難い。かつて大規模なプレート間衝突の結果形成された北海道中軸帯などでは，そもそも成層構造を仮定したコンラッド面という概念が成立し難いのかも知れない。さらに地震観測点分布の制約から北海道北部および東部の地殻構造解析が十分でない。今後それらの点を解決し，モホ面温度分布の再計算を行うことは極めて意義深いことと思われる。

VI. マントル熱流量

地殻の熱的構造は，地殻内物質が含む放射性熱源に大きく依存するが，モホ面を通じてマントルから地殻に流れ込む熱流も重要である。このマントル熱流量は，地殻熱流量から地殻内の発熱量を差し引くことにより求められるが，モホ面やコンラッド面深度などの地殻構造，地殻物質の放射性発熱量などの見積もりがなかなか難しい。藤原 (1984) は，それらの限界を含みながらもマントル熱流量を推定し，Fig. 10 のような結果を提出している。これを見ると，例えば神居古潭変成帯，日高変成帯南部域のマントル熱流量はほぼゼロと求まっている。前述のように江原 (1974) は，北海道中軸帯の低地殻熱流量はマントル最上部から下部地殻にかけて何らかの吸熱反応が作用した結果生じたものと解釈しているのに対し，藤原はそのような効果は仮定していない。マントル熱流量を論ずる場合，このようなモデルの違いを解決して行う必要がある。

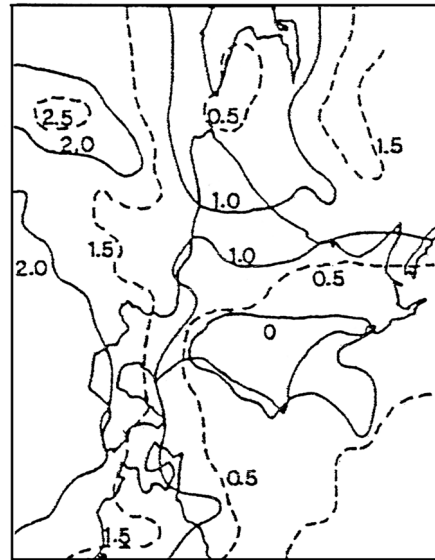


Fig. 10. Distribution of the mantle heat flow (Fujiwara, 1984). Unit: Heat Flow Unit (41.8 mW/m²).

V. 結 論

北海道における地殻熱流量分布は，(1)前弧側は 42 mW/m² 以下の低熱流量であるのに対し，背弧側は 84 mW/m² 以上の高熱流量を示し，典型的な島弧の特徴を有しているのに加え，(2) ほぼ南北に走行を持つ北海道中軸帯に沿って周囲とは相対的に低熱流領域 (42~80 mW/m²) が存在し，サハリンへと続いていること，(3) 石狩-苫小牧低地帯とその西隣にそれぞれ極めて低

い熱流量 ($25\sim 34\text{mW/m}^2$) と極めて高い熱流量 ($125\sim 210\text{mW/m}^2$) が局在していることが特徴的である。これらの結果に加え、地震波速度構造などの地球物理学的研究や岩石地質学的研究成果を加味した解析から、背弧側の北海道南西部および北東部の下部地殻はソリダス温度に達していると結論づけられる。地球電磁気学的観測からも、千島弧の背弧側の下部地殻では、連結した部分溶融体の存在を示唆する低比抵抗層が見つかっており、整合性がよい。

謝辞 本稿作成にあたり、北大地震火山研究観測センター研究員本多 亮氏には大変お世話になった。記して謝意を表します。また、岡田 弘教授の退職にあたり、著者の一人(西田)は学部学生時代から40年以上に及ぶ同氏のご厚情に、この場を借りて感謝いたします。

文 献

- Ehara, S., 1971. Terrestrial heat flow in Hokkaido, Japan – Preliminary report -, *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **3**, 443-460.
- 江原幸雄, 1974. 地殻熱流量からみた北海道及びその周辺の地殻, 上部マントルの熱的構造, 北海道大学地球物理学研究報告, **31**, 33-48.
- 江原幸雄・横山 泉, 1971. 北海道における地殻熱流量の測定 (その2), 北海道大学地球物理学研究報告, **26**, 67-84.
- 江原幸雄・西田直樹・横山 泉, 1970. 北海道における地殻熱流量の測定 (その1), 北海道大学地球物理学研究報告, **24**, 125-139.
- Fujii, N. and K. Kurita, 1978. Seismic activity and pore pressures across island arcs of Japan, *J. Phys. Earth*, **26**, S437-S446 (Suppl.).
- 藤原法之, 1984. 日本列島および周辺域に置けるモホ面温度分布, 日本地熱学会誌, **6**, 183-202.
- 福富孝治, 1951. 1 m 深の地中温度分布より温泉探査の可能性に就いて (第1報), 北海道大学地球物理学研究報告, **1**, 21-34.
- 福富孝治, 1952. ニセコ馬場温泉に就いて, 北海道大学地球物理学研究報告, **2**, 23-30.
- Hasebe, K., N. Fujii and S. Uyeda, 1970. Thermal processes under island arcs, *Tectonophysics*, **10**, 335-355.
- 北海道地下資源調査所, 1995. 60万分の1北海道地温勾配図, 北海道地下資源調査所.
- Lubimova, E. A. and I. S. Feldman, 1970. Heat flow, temperature, and electrical conductivity of the crust and upper mantle in the U. S. S. R., *Tectonophysics*, **10**, 245-281.
- Horai, K., 1963. Studies of the thermal state of the Earth. The 12th paper: Terrestrial heat flow measurements in Hokkaido district, Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **41**, 167-184.
- Iwasaki, T., K. Adachi, T. Moriya, H. Miyamachi, T. Matsushima, K. Miyashita, T. Takeda, T. Taira, T. Yamada and K. Ohtake, 2004. Upper and middle crustal deformation of an arc-arc collision across Hokkaido, Japan, inferred from seismic refraction/wide-angle reflection experiments, *Tectonophysics*, **388**, 59-73.
- 前田宣浩・笹谷 努, 2001. 上部マントルの異常構造が強震動に与える影響, 北海道大学地球物理学研究報告, **64**, 91-113.
- 松本拓己, 2005. 北海道地方における地殻熱流量分布, 日本地震学会講演予稿集, 2005年度秋季大会, 163.

- 松島喜雄, 1992. 活動的火山における熱学的研究—1977年有珠山噴火にともなう放熱過程—, 北海道大学博士論文, pp. 87, 札幌.
- Matsushima, N., 2003. Mathematical simulation of magma-hydrothermal activity associated with the 1977 eruption of Usu volcano, *Earth Planets Space*, **55**, 559-568.
- Miyamachi, H., M. Kasahara, S. Suzuki, K. Tanaka and A. Hasegawa, 1994. Seismic velocity structure in the crust and upper mantle beneath northern Japan, *J. Phys. Earth*, **42**, 269-301.
- Murai, Y., S. Akiyama, K. Katsumata, T. Takanami, T. Yamashina, T. Watanabe, I. Cho, M. Tanaka, A. Kuwano, N. Wada, H. Shimamura, I. Furuya, D. Zhao and R. Sanda, 2003. Delamination structure imaged in the source area of the 1982 Urakawa-oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 43-1-4.
- Nagao, T. and S. Uyeda, 1989. Heat flow measurements in the northern part of Honshu, northeast Japan using shallow holes, *Tectonophysics*, **164**, 301-314.
- Nishida, Y., 1982. Conductivity structure in and around Hokkaido, Japan as revealed by the period dependence of the CA transfer functions, *J. Geomag. Geoelectr.*, **34**, 453-465.
- Okubo, Y., H. Tsu and K. Ogawa, 1989. Estimation of Curie point temperature and geothermal structure of island arcs of Japan, *Tectonophysics*, **159**, 279-290.
- Okubo, Y., R. J. Graf, R. O. Hansen, K. Ogawa and H. Tsu, 1985. Curie point depths of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan, *Geophysics*, **53**, 481-194.
- 大久保泰邦, 1998. 地殻内温度構造解析, 物理探査ハンドブック —手法編— (物理探査学会編), 586-588.
- Robertson, J. K. and P. J. Wyllie, 1971. Rock-water system, with special reference to the water-deficient region, *Amer. J. Sci.*, **271**, 252-277.
- 佐倉保夫, 1977. 水温分布から地下水流動を推定する方法—札幌路周辺の地下水について—, 水温の研究, **21**, 2-14.
- Satoh, H., Y. Nishida, Y. Ogawa, M. Takada and M. Uyeshima, 2001. Crust and upper mantle resistivity structure in the southwestern end of the Kuril Arc as revealed by the joint analysis of conventional MT and network MT data, *Earth Planets Space*, **53**, 829-842.
- Spector, A. and F. S. Grant, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, **35**, 293-302.
- Tanaka, A., M. Yamano, Y. Yano and M. Sasada, 2004. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, *Earth Planets Space*, **56**, 1191-1194.
- 巽 好幸, 1995. 沈み込み帯のマグマ学-全マンツルダイナミクスに向けて, 東京大学出版会, pp.186.
- Utsu, T., 1971. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 839-890.
- 宇津徳治・石川俊夫・勝井義雄, 1972. 千島列島, 科学 (岩波書店), **42**, 231-241.
- Uyeda, S. and K. Horai, 1964. Terrestrial heat flow in Japan, *J. Geophys. Res.*, **69**, 2121-2141.
- Uyeda, S., T. Yukutake and I. Tanaoka, 1958. Studies of the thermal state of the Earth. The first paper: Preliminary report of the terrestrial heat flow in Japan, *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, **36**, 251-273.
- Yamano, M., 1995. Recent heat flow studies in and around Japan, in *Terrestrial Heat Flow and Geothermal Energy in Asia* (ed. by Gupta, M. L. and M. Yamano), 173-201, A. A. Balkema, Rotterdam.
- Yasui, M., T. Kishii and K. Sudo, 1967. Terrestrial heat flow in the Okhotsk Sea, 1, *Oceanogr. Mag.*, **19**, 87-94.
- Yasui, M., T. Kishii, S. Uyeda and T. Watanabe, 1968. Heat flow in the Japan Sea, in *The Crust and Upper mantle of the Pacific Area* (ed. by Knopff, L. et al.), *Geophys. Monograph, A.G.U.*, **12**, 3-16.
- Yoshii, T., 1972. Terrestrial heat flow and features of the upper mantle beneath the Pacific and the Sea of Japan, *J. Phys. Earth*, **20**, 271-285.

吉井敏尅, 1979. 日本列島付近の地球物理のデータコンパイル (1), 東大地震研究所彙報, **57**, 75-117.

湯原浩三, 1972. 地殻熱流量におよぼす熱水系の影響, 日本火山学会 1972 年度春季大会講演要旨, 火山, 第 2 集, **17**, 119.

Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa, 1992. Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, **212**, 289-301.