堆積作用がある場合のプレート生長

— 日 本 海 へ の 適 用 —

金沢大学理学部地学教室 河野芳輝 天野雅央

(昭和 52 年 3 月 9 日受理, 3 月 19 日再受理)

Thickening Plate Model with Sedimentation

Yoshiteru KONO and Masao AMANO

Department of Earth Sciences, Faculty of Science,
Kanazawa University

(Received on March 9, 1977, Revised on March 19)

The effects of sedimentation on the thickening process of the lithospheric plate and surface heat flow are examined numerically. For this purpose, we revised the program for the thickening plate model which was used by KONO and YOSHII (1975) to take sedimentation into account.

The results are as follows:

(1) The effect of sedimentation is negligible when the sedimentation rate is smaller than 10^{-4} cm/yr, which is a typical rate for the ocean basins.

(2) There is, therefore, no need to revise the results of KONO and YOSHII (1975) and YOSHII et al. (1976), which were calculated neglecting sedimentation.

(3) However, when the sedimentation rate is as high as 5×10^{-3} cm/yr, which is some times realized in the marginal seas and ocean basins near continents, the surface heat flow is decreased considerably.

(4) The sedimentation prevents the thickening of the plate, but this effect is very small compared with the effect on the surface heat flow.

We applied the present model to describe the origin and development of the Japan Sea, a typical example of a marginal sea, to its present state. Two cases were considered for a date of opening of the Japan Basin; the first assume a date of opening of 25 M. Y. B. P. (Miocene) and the second a date of 50 M. Y. B. P. (Palaeogene). The calculations present favorable results for the hypothesis that the Japan Sea opened at about 25 M. Y. B. P. If, however, we take the uncertainty of the parameters used in the present article into consideration, it is difficult to conclude that the opening time of the Japan Sea is in Miocene time only from the present calculations. Therefore, we concluded that whether the opening of the Japan Sea is in Miocene or Palaeogene times, the history of the Japan Sea, based on the thickening plate model, is consistent with the present geophysical and geological observations.

§1. はじめに

大洋における地表熱流量や水深が海洋底の年代の平方根にそれぞれ反比例および比例して変

* 昭和 49 年 10 月 13 日 地震学会において発表

化するという関係が観測結果より見いだされた。この関係を説明するモデルとして、「Cooling Plate Model*」(MCKENZIE, 1967; SCLATER and FRANCHETEAU, 1970), 「Boundary Layer Theory」(OXBURGH and TURCOTTE, 1968) が報告されている。一方, 海洋プレートの厚さと年代の間にも, その後同様な結果が LEEDS *et al.* (1974), SCHLUE and KNOPOFF (1976), YOSHII (1975) によつて報告された。これらの関係を統一的に説明するモデルとして, YOSHII により, 「プレート生長モデル」(YOSHII, 1973) が提案され, 彼およびその共同研究者によつて発展させられてきた (ITO, 1976; KOKO and YOSHII, 1975; YOSHII *et al.*, 1976; 吉井他, 1975)。同様なモデルが PARKER and OLDENBURG (1973), OLDENBURG (1975), CROUGH (1975), CROUGH and THOMPSON (1976) によつて発表されている。このモデルは, プレートはアセノスフェアの固化によつて生長すると主張している。しかし上記のモデルでは堆積物の存在を無視して議論を展開していた。確かに海盆地域程度の堆積速度 (10^{-4} cm/yr のオーダー) であればあまり地表熱流量に影響しないと予想される。しかしどの程度影響しないのかチェックする必要がある。また縁辺海のように堆積速度の大きい (10^{-3} ~ 10^{-1} cm/yr のオーダー) 地域では, 上記のモデルで無視されてきた堆積速度が地表熱流量やプレート生長に少なからず影響すると考えられる。そこで上記のモデルを基本にして, 海洋・縁辺海で実際に生じている堆積作用を考慮に入れたモデルを考え, 地表熱流量およびプレートの生長がどの程度堆積作用によつて影響をうけるかを調べた。

日本海は縁辺海の一例であり, 海盆地域に比べて堆積速度は大きい。縁辺海の生成および発展の問題にプレート生長モデルを適用することを試み, 日本海の発達史をこのモデルから考察してみた。

本論文では「リソスフェア」を「プレート」と略し, 地殻とアセノスフェアには含まれたプレート部分を「マントルプレート」と略した。

§2. モデルと基本式

海洋プレートにおける生長モデルはすでに ITO (1976), KONO and YOSHII (1975), YOSHII (1973), 吉井他 (1975), YOSHII *et al.* (1976) により報告されている。すなわち, ①アセノスフェアからの熱流 (Q_0), ②プレート-アセノスフェア境界での潜熱の解放 ($\rho L \Delta l / \Delta t$), ③プレート内の熱伝導 ($-K dT/dz$) による冷却, 以上のような熱収支のもとでアセノスフェア物質がプレート底部で固化し, プレートが時間と共に次第に厚くなるというモデルである (Fig. 1 参照)。

KONO and AMANO (1977) は海洋プレートモデルを拡張し, 大陸性地殻構造 (カウ岩質

* Shrinking Plate Model と呼ぶのが正しいかもしれない。

層, ゲンブ岩質層), 地殻内の放射性元素の分布と壊変, 及び表面での浸蝕作用によるそれらの変化などを考慮に入れて, KONO and YOSHII (1975) と同様な計算を行つた (Fig. 2(a)). その結果, (1)大陸と海洋とで地表熱流量の平均値がほぼ等しいこと, (2)大陸地域における基盤の年代 (最終的な熱的現象からの年代) t と熱流量との関係が海洋と同様に $\sqrt{t}$ に反比例し, その熱的減衰は大陸の方が海洋より約 10 倍小さいことを統一的に説明した.

今回のモデルは大陸プレートモデルでのカコウ岩質層およびゲンブ岩質層の代わりに, 堆積層, 海洋性地殻の 2 層構造を, 表面での浸蝕作用の代わりに堆積作用を考慮したモデルである (Fig. 1). その他の仮定は KONO and YOSHII (1975) による海洋プレートモデルと同じである. すなわち, a) 上部アセノスフェアは部分溶融状態である. b) アセノスフェアの固化温度は圧力に依存しない. c) アセノスフェアからの熱流は時間的, 空間的に一定である. d) それぞれの層内の物性値は時間, 空間, 温度および圧力に依存しなく一定である. e) プレート内の相変化は考慮しない.

数学的には マントルプレート-アセノスフェア境界での潜熱の解放に伴う一次元 3 層の非定常熱伝導方程式を解くことに相当する.

基本式は,

$$\rho C(\partial T/\partial t) = K \partial^2 T/\partial Z^2 + H \quad (1)$$

である. ただし堆積層内は (1) 式の右辺に堆積速度 U を考慮に入れた項

$$-U\rho C(\partial T/\partial Z) \quad (1)'$$

を加えている.

境界条件は,

$$\text{表面; } T=0 \quad (2)$$

堆積物-地殻境界;

$$T_s = T_c, \quad K_s(\partial T/\partial Z) = K_c(\partial T/\partial Z) \quad (3)$$

地殻-マントルプレート境界;

$$T_c = T_p, \quad K_c(\partial T/\partial Z) = K_p(\partial T/\partial Z) \quad (4)$$

マントルプレート-アセノスフェア境界 ($Z=l$);

Fig. 1. Thickening model of the oceanic plate with sedimentation. L : Latent heat of the asthenospheric material. Q_0 : Heat flow from the asthenosphere. $\Delta l/\Delta t$: Rate of plate thickening.

$$T = T_{\text{sol}}, \quad \rho L(dI/dT) = K_p(\partial T/\partial Z) - Q_0 \quad (5)$$

初期条件は,

$$t=0; \quad z=l_0$$

初期温度 T_0 は層内の熱流量が全て等しいとした条件で求められる定常温度分布である. すなわち

$$K_p dT_0/dz = -Q \quad (7)$$

ここで ρ : 密度, C : 比熱, K : 熱伝導率, H : 放射性発熱量, T : 温度, t : 時間, z : 厚さ, T_{sol} : 固化温度, L : アセノスフェア物質の固化熱, Q_0 : アセノスフェアからの熱流, Q : 層内の熱流, l_0 : 初期のプレートの厚さとする. また K, T の添字 s, c, p はそれぞれ堆積層, 海洋地殻, マントルプレートを表わす.

その他の条件は, 堆積層に対して

$$\partial z_s/\partial t = U \quad (8)$$

ここで z_s : 堆積物の厚さ, U : 堆積速度である.

アイススタシーが常に成り立つていれば, 水深 w はプレートの生長に伴って変化していく;

$$w = ((\rho_s - \rho_a) \cdot z_s + (\rho_p - \rho_a)(l - l_0))/(\rho_a - \rho_w) + w_0 \quad (9)$$

ここで ρ_a, ρ_w はそれぞれアセノスフェア, 海水の密度である. w_0 はプレート生長の初期の水深であり, 海嶺に対しては約 2.5 km である.

(1) 式を陽解法で差分化し, (2)から(9)の条件のもとで数値計算をした. 計算に用いた空間格子間隔および時間格子間隔は Table 1 に示す. (1) 式の安定係数が $(K/\rho C)\Delta t/\Delta z^2 < 0.05$ になるようにこれらの数値を選んだ.

§ 3. パラメター

計算に用いたパラメターを Table 1 に示す. これらのうち, 特にマントルプレートの熱伝導率 (K_p), アセノスフェア物質の潜熱 (L), アセノスフェアからの熱流 (Q_0) はよくわかっていない量である上に, 地表熱流量, プレートの厚さに大きな影響を及ぼす重要なパラメターである. これらのパラメターの効果はすでに KONO and YOSHII (1975) により調べられている. ここでは彼らと同じ値, すなわち $K_p = 0.007 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$, $L = 80 \text{ cal/g}$, $Q_0 = 0.6 \text{ H.F.U.}$ を用いた. 堆積層内の発熱量 (H_s) は主に生物による反応熱と放射性元素による崩壊熱が考えられることから $1.0 \times 10^{-18} \text{ cal/cm}^3 \cdot \text{sec}$ を用いた (REVELL and MAXWELL, 1956). 海洋地殻は大部分ゲンブ岩質層とみなし, その放射性発熱量として $0.5 \times 10^{-18} \text{ cal/cm}^3 \cdot \text{sec}$ (BULLARD, 1954), マントルプレート内のそれは非常に小さいことから, KONO and YOSHII (1975) の結果

Table 1. Values of the parameters used in the present calculations for open and marginal seas. A smaller grid interval of 0.025 km is employed in the computations, if the sedimentation rate is less than 10^{-4} cm/yr.

	Density g/cm ³	Specific heat cal/g. deg.	Thermal conductivity cal/cm. sec. deg.	Heat production 10 ⁻¹³ cal/ cm ³ . sec.	Initial thickness km	Grid interval km
Sediment	1.5	0.6	0.002	1.0	0	(0.1)
Oceanic crust	3.0	0.24	0.005	0.5	6	0.5
Mantle plate	3.4	0.25	0.007	0.0	3	1.0
Asthenosphere	(3.3)					
Sea water	1.03					
Solidus temperature	1100°C					
Latent heat of the asthenospheric material	80 cal/g					
Heat flow from the asthenosphere	0.6 H.F.U.					
Initial water depth	2.5 km					
Time interval	5.71×10^2 years					

を参考にして、ここでは無視した。

堆積物の熱伝導率は地表熱流量測定において重要なパラメーターであり、莫大な測定値がある。それらの平均値として $0.002 \text{ cal/cm} \cdot \text{sec} \cdot \text{deg}$ を用いた。また、堆積物の比熱は水を 50% 以上含むものとして、 $0.6 \text{ cal/g}^\circ\text{C}$ を用いた (BULLARD *et al.*, 1956)。

計算格子間隔は堆積層、海洋地殻層、マントルプレート層において、それぞれ 100 m, 500 m, 1 km とした。ただし、海盆のように非常に堆積速度の小さな (10^{-4} cm/yr のオーダー) 場合の計算には、堆積層のそれは 25 m とした。

Table 1 のパラメーターを使つた海洋におけるプレート生長モデルの計算結果を Fig. 2(b) に示す。この図は堆積速度を $5 \times 10^{-4} \text{ cm/yr}$ とした場合 (実線で示す) と堆積物がない場合 (点線で示す) 両者の地表熱流量、水深、プレートの厚さと年代の関係を示した図である。我々の計算結果はこの図に示すように、それぞれの観測値を統一的に説明することができる。

§4. 堆積作用がもたらす地表熱流量およびプレート生長への影響

堆積物の厚さやその広がり方、さらに堆積速度などが実際の地表熱流量を減少させているということは多数の研究者によつて指摘されている (ANDERSON *et al.*, 1976; LISTER, 1972; SCLATER *et al.*, 1974; SCLATER and CROWE, 1976; VON HERZEN and UYEDA, 1963)。例えば、VON HERZEN and UYEDA (1963) は一定速度の堆積、乱泥流や地送りによる急激な堆積、そして堆積層内の海水の循環等による地表熱流量への影響を解析解によつて考察した。

Fig. 2. Comparison of the continental model (a) (KONO and AMANO, in preparation) with the present oceanic model (b).

(a) Surface heat flow, erosion (surface topography) and plate thickness (derived from KONO and AMANO) versus basement age. The "observed plate thickness" shows a general tendency of the plate thickening with age inferred from seismic and gravimetric studies.

(b) Surface heat flow, water depth (topography) and plate thickness versus ocean floor ages derived from the present calculations and KONO and YOSHII (1975). The "reliable" heat flow averages mean reliable estimates of conductive heat flow at depth (from Sclater *et al.* 1976, Fig. 7 (a)).

The solid and dotted lines represent the results for the present model assuming a constant sedimentation rate of 5 mm/1000 yr and no sedimentation for KONO and YOSHII (1975), respectively.

Hachured area indicates the sediment thickness.

The heat flow from the asthenosphere (0.6 H.F.U.) and the latent heat of the asthenospheric material (80 cal/g) are the same for both models.

SCLATER 達は海嶺近くでの地表熱流量の観測値が非常に分散する理由として、海洋地殻層内の熱水循環と堆積物の様な分布とが密接な関係にあるということを報告している (ANDERSON *et al.*, 1976; HYNDMAN *et al.*, 1976; SCLATER and CROWE, 1976). すなわち、海嶺近くでの熱輸送は主として熱水循環でもたらされており、もし堆積物が様に広く分布していなければ、熱水循環による熱損失が大きく、その結果として実際の熱流量よりも低い値が観測されるとしている。

我々は VON HERZEN and UYEDA (1963) と同様に各層内の熱輸送を熱伝導だけによると仮定し、様な堆積速度がどの程度地表熱流量やプレート生長に影響するかをプレート生長モデルの立場にたつて考察した。その結果を Fig. 3 から Fig. 5 に示す。Fig. 3 は種々の堆

積速度 (U) における地表熱流量, 水深およびプレートの厚さ対海洋底年代の関係図である. Fig. 4 は堆積作用がない場合の地表熱流量を基準にして Fig. 3 を書きかえたものである. 参考として, VON HERZEN and UYEDA (1963) の解析結果を点線で示した. しかし我々の結果は時間と共にプレートが生長している場合のものだから厳密には彼らの結果と比較できない. 堆積速度が大きいと両者の差が大きくなる原因はそこにある. Fig. 5 は Fig. 4 と同様に堆積作用がない場合のプレートの厚さ (z_0) を基準にして Fig. 3 を書きかえたものである. これらの計算結果から, 次のようなことがいえる.

- (1) 海盆地域のように堆積速度が小さい ($< 5 \times 10^{-4}$ cm/yr) 場合, 堆積物の存在は地表熱流量にほとんど影響をおよぼさない. したがって KONO and YOSHII (1975) などに示された堆積作用がない場合の海洋プレート生長の結果は, 海嶺および深海盆地域に対しては訂正を加える必要がない.
- (2) 堆積速度の大きな地域 (10^{-3} cm/yr $\sim 10^{-1}$ cm/yr), 例えば堆積速度 5×10^{-3} cm/yr では約 20 m. y. で 85% に減少させられる. さらに堆積速度 5×10^{-2} cm/yr の場合には 10 m. y. で 55% に減少

Fig. 3. Surface heat flow, topography and plate thickness versus age derived from the numerical experiments assuming several constant sedimentation rates. Upper and lower lines in Water depth-Age figure represent the depth of surface topography and oceanic crust, respectively.

Fig. 4. Effect on the surface heat flow of various constant sedimentation rates. The ratio of Q_s to Q_{s0} plotted against age. Q_s is the surface heat flow assuming a constant sedimentation rate. Q_{s0} is the surface heat flow assuming no sedimentation.

The solid lines are the results of the present model while the dotted lines are from the results of VON HERZEN and UYEDA, Fig. 9 (1963).

Fig. 5. Effect on the plate thickness of various constant sedimentation rates. The ratio of Z to Z_0 is plotted against age, where Z is the plate thickness assuming a constant sedimentation rate and Z_0 is the plate thickness assuming no sedimentation.

させられる。

(3) 堆積速度のプレート生長への影響は地表熱流量のそれと比べて非常に小さい。現在の観測結果の精度を考えるとその誤差内に落ちつく影響しか与えない。

以上のことから 5×10^{-3} cm/yr 以上の堆積速度の大きな地域の地表熱流量観測値は定常的な熱流量を示しているのではなく、むしろ非常に減じられた値を示していることになる。

§ 5. 日本海への適用

プレート生長モデルは海洋地域の各種観測量を統一的に説明することに成功し、海嶺・海盆地域がプレート生長のプロセスによつて発展していくことを確からしくすることができた。一方、縁辺海の成因と発展についてはさまざまな見解があるが、それらは海嶺・海盆地域におけるように各種観測量を統一的に説明できるものであるかどうかの検討が加えられていない。ここでは縁辺海成因の物理的プロセスの考察はとりあえず議論の対象外として、ある物理条件が初期条件として与えられたとき、その後の発展過程と現在の状態がプレート生長説によつて統一的に理解しうるかどうかを検討してみた。もし、これに成功をおさめれば、プレート生長が縁辺海の発展を支配する重要なメカニズムである可能性を強く示すことになるし、成因についても今までより進んだ見解をもつことができるようになるだろう。

そこで縁辺海の一例である日本海にこのモデルを適用し、その発達史を考察してみる。まず日本海盆および大和堆*の主たる特徴をあげると、

(1) 日本海盆の平均熱流量は 2.23 ± 0.52 H.F.U. と一様に高く普通の海洋に比べて約 1 H.F.U. も高い。一方、大和堆は日本海盆のそれに比べて低く、約 1.8 H.F.U. である (YASUI *et al.*, 1967)。

* 北大和堆と大和堆を一括し、大和海嶺のことをここでは大和堆と呼ぶ。

(2) 日本海盆の地殻構造は約 6 km のゲンブ岩質層を持つ海洋型であり、大和堆のそれはそれぞれ約 4 km, 約 10 km のカコウ岩質層, ゲンブ岩質層を持つ準大陸型の地殻を持つ (村内, 1972).

(3) 日本海盆における堆積物の構造はきわめ整然としており, その厚さも第一近似として一様であり, 約 2 km の厚さを持つ (村内, 1972). 大和堆での堆積物の厚さは数 100 m である.

(4) 日本海での堆積速度は非常に大きく約 $2 \sim 14 \times 10^{-3}$ cm/yr である (DSDP, 1975).

(5) 日本海盆の水深は約 3.5 km であり, ほとんど平坦である. 大和堆のそれは (北大和堆と大和堆の平均水深) 約 600 m である (HILDE and WAGEMAN, 1972).

(6) 表面波分散の解析から得られる日本海域のプレートの厚さは約 30 km である (ABE and KANAMORI, 1970).

(7) 日本海における地磁気異常は大洋におけるそれと比べてはるかに弱く, かつ規則性も弱い (ISEZAKI, 1973). このことは中央海盆のようなはっきりした拡大中心が存在しないことを示している可能性が強い.

(8) 現在の地質学的活動を示す現象 (地震, 火山活動, 顕著な構造線など) が見られない.

プレート生長説の立場から日本海の生成・発展を次のように考えてみた. 日本海には, かつて活動した海嶺の存在は認められないし, 堆積物の分布, 地磁気異常の分布などからみても, 中央海嶺型の拡大中心をもつゆつくりとした拡大があつたとは認められない. したがって, 日本海が拡大によつて生じたものとすれば, 地質時代のある時期に, ごく短い期間 (例えば 1 m.y. 程度) にほぼ現在の大きさまで拡大したと考える (このような短期間の拡大の原因については現在, 説得力ある説をもっていない. しかし UYEDA and MIYASHIRO (1974) による活動的海嶺のもぐりこみ, あるいは海洋プレートの重力的不安定によるプレートの break downは, このような結果をひきおこすであろう). この時期には, 日本海はその全域が中央海嶺型の構造 (薄いプレートの厚さ, 高い熱流量, 浅い水深) をもつていたと考える. また, 大和堆は大陸の破片として日本海盆の中央に残つた. このような拡大以後, プレートの生長にともなつて, 日本海盆および大和堆の地域は水深を深め, 地表熱流量を減らしていつた. ここで述べた我々の概念を Fig. 6 に図解した.

以上のような考え方にたつて, 我々は, 日本海盆には海洋型, 大和堆には大陸型のプレート生長モデルを適応し, 海洋プレートと同様な計算を行なつた. 計算に用いたパラメーターは次のようである. 日本海盆についてはアセノスフェアの密度以外はすべて Table 1 に示した値を使用した. YOSHII (1973) は日本海盆に対する RGA* の値 (659 ± 33 mgal) (Fig. 7) から,

* Residual Gravity Anomalies: 上部マントル内の質量異常を示す一種のブーゲー異常

Fig. 6. Schematic illustration of our concept about the origin and development of the Japan Sea. From a structure shown in (a), the Japan Sea was formed at about either 25 m.y. B.P. (early Miocene) or 50 m.y. B.P. (middle Palaeogene) within a short period (say 1 m.y.) (b). After that, the lithospheric plate under the Japan Sea developed upto the present state (c) by the plate thickening process proposed by YOSHII (1973).

日本海の生成時期が中新世であるなら, *Parece Vela Basin* と同様な上部マントル構造をもつ. すなわち, 普通の海洋に比べて上部マントルは高密度であると指摘した. Fig. 8 (a) は堆積速度 $U=0.008$ cm/yr (25 m.y. で 2 km 堆積するとしてこの値を選んだ), マントルプレートーアセノスフェアの密度差を 0.15 g/cm³ とした計算結果である. プレートの厚さの推定値に $-5, +10$ km 程度の自由度が見込まれるから, このモデルは互いに独立な 3 つの観測量を全て満足しているといえる. 日本海の生成時期が 25 m.y. より若ければ観測量と理論値との一致は一層良くなる. 一方, 日本海の生成時期を約 50 m.y. と仮定すると, 日本海の RGA 値は Fig. 7 から推定されるように, 普通の海洋のスタンダードな RGA 値上になる. このことは日本海の上部マントルも普通の海洋とほぼ同じ構造としてよいことを意味する. そこで, マントルプレートーアセノスフェアの密度差を大洋と同じ 0.1 g/cm³ とした. その結果を Fig. 8 (b) に示す. 50 m.y. に 2 km 堆積するとして, 堆積速度は 0.004 cm/yr とした. 日本海の

Fig. 7. The RGA versus age for the north Pacific and Parece Vela Basin (from YOSHII (1973), Fig. 6).

The RGA of the Parece Vera Basin is larger than the standard curve by 100 mgal.

Fig. 8. Surface heat flow, topography and plate thickness versus ages derived from the numerical experiments for the Japan Basin and the Yamato Rise.

Shaded area indicates the sediment thickness. The dot-dash lines indicate the mean observed values.

- The formation of the Japan Sea is postulated to have occurred 25 m.y. ago (Miocene). The sedimentation rate and the density gap between the mantle plate and asthenosphere are assumed to be 0.008 cm/yr and 0.15 g/cm³, respectively.
- The formation of the Japan Sea is postulated to have occurred 50 m.y. age (Palaeogene). The sedimentation rate and the density gap are assumed to be 0.004 cm/yr and 0.1 g/cm³, respectively.
- The results of calculations for the Yamato Rise.
It is postulated that the Yamato Rise have had the subcontinental structure as a continental fragment since the opening time.
The solid and dotted lines represent the results assuming the density gap to be 0.15 and 0.1 g/cm³, respectively.

Table 2. Values of parameters used in the calculations for the Yamato Rise.

	Density g/cm ³	Specific heat cal/g. deg.	Thermal conductivity cal/cm ³ sec. deg.	Heat production 10 ⁻¹³ cal/ cm ³ . sec.	Initial thickness km	Grid interval km
Granitic layer	2.6	0.23	0.005	3.0	4	0.5
Basaltic layer	3.0	0.24	0.006	0.5	10	0.5
Mantle plate	3.4	0.25	0.007	0.0	3	1.0
Asthenosphere	(3.3)					
Sea water	1.03					
Solidus temperature	1100°C					
Latent heat of the asthenospheric material	80 cal/g					
Heat flow from the asthenosphere	0.6 H.F.U.					
Time interval	3.79×10 ⁸ years					

拡大生成時期を約 50 m. y. と考えると、地表熱流量は観測値より低すぎ、プレートの厚さは厚くなりすぎるようにみえる。地表熱流量に関しての解釈は後に述べることにする。

大和堆についてのパラメーターを Table 2 に示す。大和堆は準大陸型の地殻をもつということから、初期のカコウ岩質層を 4 km、ゲンブ岩質層を 10 km と仮定した。そして、プレート生長につれてアイソスター均衡により沈降していつたと考えた。Fig. 8(c) にその計算結果を示す。ただし、実線はマントルプレートーアセノスフェアの密度差を 0.15 g/cm³、点線は 0.1 g/cm³ とした場合の計算結果である。両モデルとも大和堆は日本海拡大のとき、とり残され、その後準大陸型の地殻をもつて生長していつたと考えても、各種観測値とはそれほど大きな矛盾はない。なお、大和堆下のプレートの厚さについての情報はない。

日本海盆の地表熱流量は中新世の火成活動、あるいは KOBAYASHI and NOMURA (1972) がいう海底堆積物中の硫化物の酸化による発熱などによつて、多少高められている可能性がある。さらにスラブに沿つてのマグマ生成によつて日本海生成とは別の熱エネルギーが供給されている可能性も高い。また日本海盆下のプレートの厚さの推定値にも -5 km, +10 km 程度の自由度があることを考慮する必要がある。

以上の結果は、日本海の進化の大勢がプレート生長説によつても理解できることを示している。さらに、中新世ごろに日本海が形成されたとするモデルは、地表熱流量・水深・プレートの厚さおよび重力などの観測量を全て満足することが明らかとなつた。このモデルにおいて、アセノスフェアからの熱流量 Q_0 やアセノスフェアの潜熱 L は大洋・大陸プレート生長モデル (Fig. 2) と同じ値である。その意味でこのモデルは、大陸プレート生長モデルと統一的 (整合的) なモデルである。しかしながら、 Q_0 , L などの値にも不確かさがあるので、これだ

けの結果から、日本海の生成時期を中新世ごろと結論づけることは困難である。特に、次に述べる各種の資料を考慮に入れると、日本海の生成が古第三紀ごろである可能性も残しておかなければならない。

太平洋プレートの移動方向が東日本弧へ直交する方向に変化した時期は約 42 m. y. 前 (JACKSON *et al.*, 1975) といわれている。この時期から太平洋プレートが日本海溝から沈み込み始めたという指摘がある (堀越, 1975)。また古地磁気の研究から、日本列島の折れ曲がりには白亜紀以後、古第三紀頃に日本海をふくらませる向きにおこつたと考えることができる (KAWAI *et al.*, 1971)。また市川 (1972) は日本列島と朝鮮半島の地層の対比から、日本列島の移動があつたとすれば、60 m. y. 前より新しく、25 m. y. 以前の出来ごとであろうと示唆している。このようなことから、日本海の拡大は 40~50 m. y. 前にほぼ現在の日本海程度までに (数 m. y. の時間内に一瞬に?) 拡大し、日本海盆は海洋型、大和堆は準大陸型の地殻になつた可能性がある。日本海の生成が 25 m. y. B. P. ごろであるか 50 m. y. B. P. ごろであるかにかかわらず、日本海の地磁気異常が弱いことを説明する一つの可能性として、拡大が地球磁場逆転期あるいは正常期の一つの期間内におこつたという可能性を考えておく必要がある。

以上のように、我々は上述のプレート生長モデルが日本海に関する幾つかの基本的観測事実を説明できることを示唆し、このモデルから解釈した日本海の発達史を考えてみた。ここで最も強調しておきたいことは縁辺海の一例である日本海においても、海洋・大陸と同様なプレート生長のプロセスが成立するという点である。

§6. まとめと今後の問題

我々が採用したプレート生長モデルからの一つの帰結は、全地球的にみたとき、アセノスフェア以深に大きな熱的不均質を仮定しなくてもよいということである。これは、従来広く流布されたモデル (例えば, CLARK and RINGWOOD, 1964; SCLATER and FRANCHETEAU, 1970) と根本的に異なっており、より単純である (Fig. 2 (a), (b))。

一様な堆積速度が地表熱流量とプレート生長にどの程度影響を与えるかという問題に対して我々は、層内の熱輸送が伝導だけによつて、プレート生長モデルの立場にたつて考察した。それによると、VON HERZEN and UYEDA (1963) の計算結果と同様に、海盆地域における程度の堆積速度 ($<5 \times 10^{-4}$ cm/yr) では地表熱流量への影響を無視してもよい (地殻層内の熱水循環が存在していると考えられている地域は除く) ことが確かめられた。しかし堆積速度が海盆地域の数倍もある、例えば縁辺海のような地域ではある程度の補正をしなければ信頼できる値が得られない (Fig. 4)。堆積作用のプレート生長への影響は地表熱流量への影響に比べはるかに小さい (Fig. 5)。

縁辺海の発達史に関して、その一例である日本海について議論をした。それによると、日本海は 25~50 m. y. 前のある時期に「一瞬」に拡大して、プレート生長のプロセスによつて現在に至つていると考えられる (Fig. 8).

日本海が 25 m. y. 前に形成されたとするモデル (Fig. 8 (a)) に比べると、50 m. y. 前に形成されたとするモデル (Fig. 8 (b)) は、観測量との一致はるかに悪い。このことは、日本海の生成を古第三紀あるいはそれ以前とするには、①ここで用いたプレート生長説のパラメーター (特にアセノスフェアからの熱流量 Q_0 と潜熱 L) を大幅に変更するか、②これらのパラメーターを時間の関数とするか、あるいは③日本海のような縁辺海にはプレート生長説が適用できないとするか、いずれかにしなければならないことを示している。いずれにせよ、縁辺海は大洋・大陸地域 (両地域はシンプルなモデルで統一的に観測量が説明できることが明らかになっている (Fig. 2 および KONO and AMANO (1977) 参照)) とは非常に異なつた条件を持つていると考えなければならなくなる。これに対して、日本海の生成が中新世あるいはそれ以後であれば、日本海下のプレートは大洋・大陸地域のプレートと同じプロセス、同じ物理的条件のもとで生長してきたとして地表熱流量、水深、プレートの厚さおよび重力などの観測量を全て矛盾なく説明できる。それにもかかわらず、我々のモデルを構成するパラメーターにかなりの自由度があることを理由に、日本海の生成時期を中新世ごろであると結論づけることは保留したい。したがつて日本海問題に対する本論文における最も重要な結論は、日本海の進化と現在の状態は、プレート生長説によつて統一的に理解できるという点である。

今後の課題として、オホーツク海、フィリピン海という日本海と同様な、いわゆる縁辺海型拡大と呼ばれている地域にも、我々のモデルでそれらの発達史を説明できるかどうかチェックする必要がある。

謝 辞

製図をしていただいた同教室の中村健二氏に感謝します。

文 献

- ABE K and H. KANAMORI, 1970, Mantle Structure beneath the Japan Sea as revealed by Surface Waves, Bull. Earthq. Res. Inst., 49, 1011-1021.
- ANDERSON, R. N. and M. A. HOBART, 1976, The Relation between Heat Flow, Sediment Thickness and age in the Eastern Pacific, J. Geophys. Res., 81, 3969-2989.
- BULLARD, E. C., 1954, The Flow of Heat through the Floor of the Atlantic Ocean, Proc. Roy. Soc. A222, 408-429.
- BULLARD, E. C., A. E. MAXWELL and R. REVELL, 1956, Heat Flow through the Deep Sea Floor, in Advan. Geophys., 3, 153-181.

- CLARK, S. P. and A. E. RINGWOOD, 1964, Density Distribution and Constitution of the Mantle, *Rev. Geophys.*, **2**, 35-88.
- CROUGH, S. T., 1975, Thermal model of oceanic lithosphere. *Nature*, **256**, 388-390.
- CROUGH, S. T., and G. A. THOPPSON, 1976, Thermal model of continental lithosphere. *Jour. Geophys. Res.* **81**, 4857-4862.
- DSDP, 1975, Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. XXXI.
- 堀越毅, 1975, 新生代造山運動と火山性鉱床のテクトニクス, 火山第2集, **20**, 特別号, 341-353.
- HILDE, T.W.C. and J. M. WAGEMAN, 1972, Structure and Origin of the Japan Sea, The Western Pacific, in COLEMAN, P. J. (ed.), *Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*, Univ. W. Australia Press, 415-434.
- HYNDMAN, R. D., R. P. VON HERZEN, A. J. ERICKSON and J. JOLIVET, 1976, Heat Flow Measurements in Deep Crustal Holes on the Mid-Atlantic Ridge, *J. Geophys. Res.*, **81**, 4053-4060.
- 市川浩一郎, 1972, 日本海域の復元によせて, *科学*, **42**, 630-633.
- ISEZAKI, N., 1973, Geomagnetic Anomalies and Tectonics around the Japanese Islands, *Oceanogr. Mag.*, **20**, 65-72.
- ITO, K., 1976, Heat Flow and Thickness of the Ocean Lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **30**, 65-70.
- JACKSON, E. D., H. R. SHAW and K. E. BARGAR, 1975, Calculated Geochronology and Stress Field Orientations along the Hawaiian Chain, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **26**, 145-155.
- KAWAI, N., T. NAKAJIMA and K. HIROOKA, 1971, The Evolution of the Island Arc of Japan and the Formation of Granites in the Circum-Pacific Belt, *J. Geoelectr.*, **23**, 267-293.
- KOBAYASHI, K. and M. NOMURA, 1972, Iron Sulfides in the Sediment Cores from the Sea of Japan and their Geophysical Implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, 200-208.
- KONO, Y. and T. YOSHII, 1975, Numerical Experiments on the Thickening Plate Model, *J. Phys. Earth.*, **23**, 63-75.
- KONO, Y. and M. AMANO, Thickening Model of Continental Lithosphere, (in preparation).
- LEEDS, A. R., L. KNOPOFF and E. G. KAUSEL, 1974, Variation of upper Mantle Structure under the Pacific Ocean, *Science*, **186**, 141-143.
- LISTER, C.R.B., 1972, On the Thermal Balance of a Mid-Ocean Ridge, *Geophys. J. Roy. Astron. Sci.*, **25**, 515-535.
- MCKENZIE, D. P., 1967, Some Remarks on the Heat Flow and Gravity Anomalies, *J. Geophys. Res.*, **72**, 6261-6273.
- 村内必典, 1972, 人工地震探査による日本海の地殻構造, *科学*, **42**, 367-375.
- OLDENBURG, D. W., 1975, A Physical Model of the Creation of the Lithosphere, *Geophys. J.*, **43**, 425-451.
- OXBURGH, E. R. and D. L. TURCOTT, 1968, Mid-Ocean Ridges and Geotherm Distribution during Mantle Convection, *J. Geophys. Res.*, **73**, 2643-2661.
- PARKER, R. L. and D. W. OLDENBURG, 1973, Thermal Model of Oceanic Ridges, *Nature, Phys. Sci.*, **242**, 137-139.
- REVELL, R. and A. E. MAXWELL, 1952, Heat Flow through the Ocean Floor, *Nature*, **170**, 199-200.
- SCHLUE, J. W. and L. KNOPOFF, 1976, Shear Wave Anisotropy in the Upper Mantle of the Pacific Basin, *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 359-362.
- SCLATER, J. G. and J. FRANCHETEAU, 1970, The Implication of Terrestrial Heat Flow Observations on Current Tectonic and Geochemical Models of the Crust and Upper Mantle of the Earth, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **20**, 509-542.
- SCLATER, J. G., R. P. VON HERZEN, D. L. WILLIAMS, R. N. ANDERSON and K. KLITGORD, 1974, The Galapagos Spreading Center: Heat-Flow low on the North Flank, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **38**, 609-626.
- SCLATER, J. G. and J. CROWE, 1976, On the Reliability of Oceanic Heat Flow Averages, *J. Geophys. Res.*, **81**, 2997-3006.
- UYEDA, S. and A. MIYASHIRO, 1974, Plate Tectonics and the Japanese Islands: A Synthesis, *Geol. Soc. America Bull.*, **85**, 1159-1170.

- VON HERZEN, R. P. and S. UYEDA, 1963, Heat Flow through the Eastern Pacific Floor, J. Geophys. Res. **68**, 4219-4250.
- YASUI, M., T. KISHII, T. WATANABE and S. UYEDA, 1967, Heat Flow in the Sea of Japan, in the Crust and Upper Mantle of the Pacific area, Geophys. monogr. No. 12, Amer. Geophys. Un., 3-16.
- YOSHII, T., 1973, Upper Mantle Structure beneath the North Pacific and the Marginal Seas, J. Phys. Earth., **21**, 313-328.
- 吉井敏越, 河野芳輝, 伊東敬祐, 1975, 海洋プレートの構造, 科学, **45**, 330-335.
- YOSHII, T., 1975, Regionality of Group Velocities of Rayleigh Waves in the Pacific and Thickening of the Plate, Earth Planet. Sci. Lett., **25**, 305-312.
- YOSHII, T., Y. KONO and K. ITO, 1976, Thickening of the Oceanic Lithosphere in the Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. The Woollard Volume. Geophys. Monog. **19**, Am. Geophys. Union, 424-430.