太平洋プレートの沈潜に伴う反流について

東海大学海洋学部 広 野 卓 蔵

(昭和 53 年 3 月 4 日受理)

A Countercurrent Accompanying the Descending Pacific Lithosphere

Takuo HIRONO

Faculty of Oceanography, Tokai University

(Received March 4, 1978)

A countercurrent accompanying the descending lithosphere is inferred to exist under Northeastern Honshu from our earthquake activity charts previously published. The countercurrent is a band of thermal convection lying between the coast of the Sea of Japan and the Aseismic Front defined as the western boundary of the seismic region in the district, at the level of 60 km depth. Heat source for the convection lies on the top edge of the slab just under the Volcanic Front, which is the centerline between the horizontal limits of the convection. The motive power of the convection is magma produced by frictional heating between the upper mantle and the descending slab.

The dimensions of the convection are, in vertical section, 120 km in depth, 160 km in width. It approximately satisfies the theoretical demand for the existence of thermal convection, that is, the dimension ratio of 1.2, and Rayleigh number of the order of not less than 10^8 . Deviatoric stress along the bottom of the convection adjacent to the top edge of the slab is shown theoretically as vertically compressional that is in accordance with Umino-Hasegawa observation.

The upper part of the convection descending eastward forms a slanting layer which hits the flank of the descending slab at the middle depth of the convection, 60 km, and then turns toward the heat source. Momentum change brought about by the abrupt direction change of the current results in a bending moment exerted on the descending slab, which, forming a couple with another one exerted on it at the trench axis, causes a pure bending of the slab between the trench and the middle point of the convection.

§ 1. はしがき

日本列島付近は太平洋プレートの沈み込みの場であり、その付近における地質学的ならびに地球物理学的現象は、すべてその沈み込みの運動に依存しているといわれている。しからば当然、沈み込みに伴う反流があつてしかるべきであるが、従来そのような反流について具体的に論じた論文は現われていない。ただ、反流の存在が予想される事柄はいろいろと整つていた。例えば、プレートの沈み込みによる摩擦熱が火山の熱源になつているらしいこと (TURCOTTE and SCHUBERT, 1973), 深さ 60~200 km に低速度層があること (KANAMORI and PRESS,

1970), またプレートが島弧の下に沈み込むときに, 島弧側も, 海溝に間隙ができないように, 沖に向つて動く必要があること (ELSASSER, 1971), 深発地震帯が二層構造であること (海野・長谷川, 1975) などである.

筆者は先に協力者と共に, 日本附近の地震活動分布図 (気象研究所, 1972) を作成したが*, それによつて, このような反流の存在を確かめ, さらに反流による応力分布が, 浅い層の地震を起す原動力となつていられるので報告したい. まず本報では, 主として東北地方について, このような反流 (対流) が存在することを示した.

§ 2. 火山前線を軸とする熱対流帯

先に湯村・広野・和達 (1970) は日本の深さ別の地震活動域を示したが, 東北地方の大陸棚の地震活動域は, 西縁が特に明瞭であつたので, それを Seismic Front と呼んだ. 後に吉井 (1975) はそのモホ面直下の位置 (30 km) を Aseismic Front と命名した. 現在この名称が

Fig. 1. Seismicity at the depth of 50 km in North-western Honshu, and Aseismic Front (AF) running roughly in parallel with the coast of Japan, the axis of Japan Trench (TA) and Volcanic Front (VF).

一般に広まつているので, ここでもこれを用い, 簡単に AF (線) と呼ぶことにする. ただしその位置は地震活動の最も盛んな深さとする.

Fig. 1 は深さ 50 km の地震活動分布図を示したものであるが, 実際の AF の深さは東北地方で 50~60 km 付近と思われる. 以前にも指摘した通り [湯村・等 (1970)], 東北地方においては, AF 線と日本海沿岸線が平行していて, その平均距離は 160 km である. AF 線と日本海沿岸線の中央を那須火山帯 (火山前線, 以後 VF と呼ぶ) が走っている. また日本海溝の軸も南北両端付近を除いて AF に平行で, その距離は約 210 km である. まず, 問題のプレートの反流 (対流) は,

* 同図の作り方 資料は気象庁発表主要地震 15,664 箇 (1926-1970). 各地震を震央緯度経度 0.1° , 深さ 10 km 間隔の格子に分配する. 1つの地震の点数 1 に対し, それに隣接する格子点に $0.14 \sim 0.5$ を分配した後, 各点の総計を取る. 総計を $1 \sim 5$, $5 < \sim 10$, $10 < \sim 50$, $50 < \sim$ の 4 階級に分け, 地震活動度を各々 1, 2, 3, 4 とし, 断面図上の格子点に印字する. Fig. 1, 2, 6, 7, 10 参照.

海野・長谷川 (1975) は東北日本の微小地震の研究において、緯度 $39^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ の断面で、深さ約 50 km より深部で、深発地震帯が二層構造を持つことを発見した。この断面に相当する我々の分布図は Fig. 2 の通りで、海野、長谷川に従って 50 km 以深に上記二

三陸地震 (1933) の震源は丁度この断面図の海溝附近にあり、図に書き込まれた斜線はその断層の位置を示す (N 70°W, D 50°, 地震研究所, 1973) 恐らくこの為と思われるが、約 100 km の下まで、プレートが破壊されていることが分る。これによつてプレートの厚さは約 100 km と考えられる。

対流がプレートと接している底部では、AF に近いほど内部の地震が活発であるから、その付近の状態は固体に近く、プレート面に沿って下つて来るマグマの層を、熱源の位置まで閉じ

Fig. 2. Seismicity in the vertical section of the latitude 39.6°N including aftershocks of the Sanriku Eq. of 1933, and the outline of the thermal convection. The top edge of the descending lithosphere is drawn along the slip surface discovered by UMINO and HASEGAWA for the deeper part than 50 km in depth.

込めておくことができる。

上述の如く、対流圏の底の東側半分は、プレートに接して西に傾斜しているが、対流の水平限界は火山前線に対してほぼ対称であるから、底部の西側も東側に対して対称に近い構造を持つものと考えられる。したがって太平洋側と同様、日本海側でも、海底物質を東方に引き込んでいるものと思われる。

§ 3. 対流発生の条件

対流理論によると、熱対流が起るためには Rayleigh 数 $R = \alpha \beta g h^4 / k \nu$ が臨界値のオーダー 10^3 に等しいか、それより大きくならなくてはならない [島津 (1969), 280 頁]. 但し α : 熱膨脹係数, k : 熱拡散率, $\nu = \mu / \rho$: 動粘性係数, g : 重力加速度, h : 流体層の厚さ, β : 上下方向の温度勾配である. 種々の場合の ν のオーダーの変化に対し, α, β, k, g のそれはあまり変わらないとして, 島津がマントル対流の計算に使用した数値を借用した. 即ち, $\alpha = 2 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} / \text{cm}$, $k = 10^{-1} \text{ cm}^2 / \text{sec}$, $g = 10^8 \text{ gal}$, $\beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} / \text{km}$ [島津 (1969), 281 頁] と $h = 120 \text{ km}$ を入れると $R = 4 \times 10^{22} / \nu$ となる. すなわち, $\mu < 10^{10}$ ならば $R > 10^3$ となる. μ の値の例としては, スカンジナビヤ半島隆起から求められた 10^{22} P , また日本の火山熔岩では昭和新山の $> 10^{20} \text{ P}$ が日本での最高値と思われる [島津 (1967), 42 頁]. これらの数値を参考にすれば, 今の場合, 十分対流存在の可能性があるといえる.

次に, 最も起り易い対流の深さと幅の比は理論的に 1.2 である (寸法比の法則). これは竹内のテキスト (1972, 286 頁) により次の如く求められる. 粘性流体中の熱対流の上下速度成分を $w_{m,n}$ とすると

$$w_{m,n} \propto \exp(i\pi m x / L_1) \exp(i\pi n y / L_2), \quad m, n: \text{整数},$$

$$\alpha^2 = (\pi h)^2 \{ (m/L_1)^2 + (n/L_2)^2 \}, \quad \alpha: \text{固有値},$$

但し, L_1, L_2 は水平 2 方向 (x, y) の対流の幅, h は深さである (Fig. 3). 自由・固定を

Fig. 3. Dimensions of the convection.

上下の境界条件とすると, $\alpha = 2.68$, $R_c = 1101$ となる. $m=1, n=0$ とすると, $L_1/h = \pi/2.68 \approx 1.2$ となる. 今の場合 $160 \text{ km} / 120 \text{ km} \approx 1.3$ ではほぼ理論値に一致する.

海野・長谷川によれば, 前記 2 層構造の発震機構は, 主応力が上層では斜面に沿って圧力で, 下層では張力であ

る。対流理論によれば [竹内 (1972), 285 頁], 対流中の水平面に対する垂直応力 Z_z は, w と

$$\nabla^2 Z_z = \mu(\nabla^2 + 2\nabla_1^2) \frac{\partial w}{\partial z}$$

の関係がある。但し

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}, \quad \nabla_1^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$$

今,

$$w_{m,n,s} \propto \exp(i\pi m x/L_1) \exp(i\pi n y/L_2) \exp(i\pi s z/h)$$

とおくと,

$$(Z_z)_{m,n,s} \propto \frac{\partial w_{m,n,s}}{\partial z} \quad (1)$$

となる。但し z 軸は上方に取つてあり, s は整数である。 w は対流の底と地表で 0 であるから, 途中極値を持つとすれば $s=1$ が主要成分となり, その位置はほぼ中間 50~60 km の深さとなる。また水平方向の主要なるものは $m=1, n=0$ であるから, (1) より, 対流の降下の部分では, 地表から極値の深さまでは Z_z は正, それより深くなると負になる (Fig. 4)。海野・長谷川が発震機構を決めたのは 50~150 km の深さであるから, 滑面の上層が圧力であることは理論と一致する。

二層構造の下層の中の発震機構の主応力が上層と異なる型を持つ事は, 対流圏とプレートの相互の結合が密でないことを示す。すなわち, 両者間の応力の伝達機構が固体のように歪によるのではなく, 粘性流体のように変形速度によるためと思われる。つまり, 二重層の滑面が流動性あるマグマの層であることと一致する。

プレート内に張力が見られる事の説明は 3 通り考えられる。第 1 は対流の速度はプレートの沈み込み速度より相対的に速いと考えられるから, 対流がマグマの層を隔ててプレートを引づる。第 2 は, プレートの自重による下降力, 第 3 は, この対流より更に下方においてプレートに接触する日本海物質による引づり力 (第 1 の場合と類似の作用) である。海野・長谷川 (1975) によれば, プレート内では深さ 100~150 km においても, 主圧力の型は同じ傾向にあるから, 後の 2 者による寄与も十分に考えられる。

対流の東への水平成分は, AF 以浅では, 地殻物質を海溝方面に押し出し, その力は AF 以深に働く逆向きの前記第 1 の力と釣合っている。このため大陸棚は, 上面を押えて下より引く向きの大いなる剪断力を対流圏から受けることになり, 一大地震活動の場となつていと思われる。飯島・加賀美 (1961) により女川

Fig. 4. Schematic distribution of deviatoric stress normal to a horizontal plane in a convection current. +: Tension, -: Compression.

200 埋沖で中新生の風食痕のある礫が採取されたことは、上記の東方向きの力のために、陸の表層が東方海上に押し出されている証拠と思われる。

§ 4. 海溝-AF の水平距離

Fig 2 に見られるように、プレートの滑面は AF 以深は全く直線的である。プレートの上面は東方遙か沖合から海溝まで海底面としてやはりほぼ直線的である、海溝から AF の間だけ彎曲している。Fig. 2 で、海溝における鉛直線と、AF においてプレートの滑面に引いた垂線との交点より両者のプレート面までの長さが、ほぼ等しいことを偶然発見した。以後これらが等しいとして議論を進める。

この関係により、海溝-AF の水平距離 l は、滑面の傾斜角 θ 、対流の深さ h 、幅 $2a$ 、AF の深さ f が分れば、

$$l = (h - f) \cot \theta + f \cot (\theta/2) - a$$

より求められる (Fig. 5). $\theta = 33^\circ$, $h = 120$ km, $a = 80$ km とし, $f = 50$ km とおくと $l = 196$ km となり, $f = 60$ km とおくと $l = 215$ km となる。実際は 210~220 km である。後者、即ち $f = h/2$ が実際と一致することになる。すると、VF-海溝の距離を L とすれば、 L , f の関係は、

$$L/h = (\cot \theta + \cot (\theta/2))/2,$$

また, $L/h = r$, $\cot \theta = e$ とおけば、

$$r = (2e + \sqrt{e^2 + 1})/2, \text{ または, } e = (4r - \sqrt{4r^2 + 3})/3$$

となる。ついでながら、海溝での鉛直線の長さ TO (R) と h との比は、次のようになる。

$$h/R = 2(1 - \cos \theta).$$

Fig. 5. Geometry for calculating the horizontal distance of AF from the trench axis (FT), radii of the curvature of the slab at the trench (T) and at the depth of AF (B) being put equal.

§ 5. プレートに働く力

プレートの彎曲を薄板の弾性変形として説明することを考える。上記の如く彎曲部の両端における法線の長さが等しくなるので、彎曲部の外側の延長線が共に直線をなすことも考慮に入れると、彎曲部の両端における応力は、両法線のなす角の二等分線に対して対称になつていると考えられる。

CALDWELL *et al.* (1976) および PARSONS と MOLNAR (1976) は、プレートが外洋から海溝に沈み込む前に、その上面が基準面から盛り上っている現象を、海溝において、弾性薄板と考えたプレートの切口に作用する応力によるものと考え、その応力の強さを計算した、その結果、水平力の有無にあまり関係なく、専ら曲げモーメントのみで、海底隆起の形態が説明されることを示した。即ち、海底の盛り上り部分の下方に働く重力が、曲りによるはね上り力を押えて釣合っている。彼等の扱ったのはマリヤナ、小笠原、千島、アリウシヤン等の海溝で、我々のとちがつて地震活動の少ない場であるが、水平力はいざ知らず、今の場合でも、プレートの曲りに関する限り、海溝付近では、曲げモーメントのみが働いていると考えることができる。したがって、それと対称的な位置にある AF 以深の部分についても、AF の位置のみに海溝のものと同じ強さの曲げモーメントが働いていて、AF より以深では、プレートが隔てる上下物質の密度差その他によつて、AF 点に働く曲げモーメントによるはね上り力が押えられていると考えることができる。

プレート内に起る曲げモーメントは、板の面に直角な断面に作用する下向きの剪断応力に比例する。またかような剪断応力は、プレートに接する対流の圧力の垂直変化によつて生ずると考えられる。プレートに及ぼす対流の圧力 p (静水圧よりの偏差) は、竹内 (1972, 285 頁) より、 w と次の関係がある。

$$\nabla^2 p = -\mu \nabla^2 \frac{\partial w}{\partial z}$$

したがって、対流の主要成分について $p \propto -\frac{\partial w}{\partial z}$ 、これより、深さによる圧力変化は $|w|$ に比例し、その極値は w の極値、すなわち AF の深さで起ることが分る。また AF 以深では曲げモーメントによるはね上りを押える力ともなる。次に実際の例を見る。

Fig. 6 は仙台の北を通る緯度 38.6°N の断面の地震活動分布図である。図は新潟地震 (1964) と宮城県北部地震 (1962) の余震域を通っている。火山前線より東側の地震ブロックは後の地震によるもので、板状に東下りに AF に向つて傾斜しているのが見られる。その先は消えている。しかし、その傾斜方向には、プレートの中までその力の影響が見られるので、その動きは AF にまで到達しているものと思

Fig. 6. Seismicity in the vertical section of the latitude 38.6°N including aftershocks of both the Niigata Eq. of 1964 (Left) and the Northern Part of Miyagi Pref. Eq. of 1962 (Center), and double cell of convections.

以上の例に見られるように対流の動きは直線的で、かつ AF に作用する曲げモーメントは集中的である。かくして、プレートの海溝から AF に到る湾曲部は、両端に作用する曲げモーメントによる単純曲りと考えられるから、その形は円弧を以て表わすことができる (Fig. 2, 5 参照)。

プレートの湾曲部に働く摩擦力や、プレートが隔てる上下の物質の密度の相異による浮力の違いなどが、曲げモーメントに不对称の影響を及ぼすと考えられるが、前記 2 法線の等長の事実によつて、それらは殆んど無視され得る程度のものであると思われる。

§2 で、太平洋プレートの厚さを 100 km 程度と考えたが、湾曲に耐える厚さは更に薄いものと思われる。CALDWELL 等の場合はいずれも約 30 km と求められており、今の場合も同程度のものと思われる。プレートの湾曲部の曲率半径は東北地方の場合 372 km であるから、厚さ 30 km 程度であれば十分薄板と考えることができる。残りの厚さは降伏しながら弾性層と共に沈んで行くものと考えられる。Fig. 9 に、今までの知識で画いた熱対流の概略を示す。

Fig. 9. A model for the thermal convection under Northeastern Honshu. The 30 km thick layer in the lithosphere is an elastic one inferred from the result of CALDWELL *et al.*

§ 6. 鳥海火山帯の役割

Fig. 6 に現われた新潟地震の余震ブロックは、日本海側にある鳥海火山帯を中心とする熱対流によるもののように見える。その下のプレート面までの深さは 160 km で、その幅は約 200 km である。この対流の熱源は、東側の太平洋プレートの沈み込みに対応して、日本海側の物質が沈み込む際の摩擦熱が集積したものと考えられる。鳥海火山帯の産出する岩石の本源マグマは、VF に属する火山とやや異なるハイアルミナ玄武岩であることも (KUNO, 1960)、この考えを裏付ける。

もし、日本海物質をプレートまで引き込む力が、VF による熱対流のみに原因するものであるならば、鳥海火山帯と VF とは平行になると思われるが、実際はそうでなく、これと斜に交わっている。これは、日本海物質自身にも独自の動きがあることを示すものと考えられる。

鳥海火山帯の火山活動は VF の活動よりかなり弱く、火山数にして 3 分の 1 弱である (杉村 1965)。したがって、VF による対流と同様、独自の対流圏を形成するが、VF よりも勢の弱いものと思われる。総じて、地下の物質の運動は極めて遅いから、各自の応力分布は釣合の状態

Fig. 10. The east and west limits of the thermal convection band due to the Chokai Volcanic Chain taking the dimension ratio, 1.2, to the depth of the slab edge under the volcanoes.

つていられる。Fig. 6 でこの部分が東では宮城県北部地震の震源域となり、西では新潟地震の震源域となつている。

鳥海火山帯を軸とし、プレートまでの深さの 1.2 倍の幅を東西側に引けば Fig. 10 のようになり、その東側は、いわゆる盛岡・白川線にはば一致し、西側は、日本海沖に起る地震ブロックの位置に一致する。新潟地震の震源の深さは 40 km, 発震機構による断層面の方向と傾斜角は $N 70^{\circ}W, 70^{\circ}$ で、対流の上半分が西に傾斜することと矛盾しない。

§ 7. 結 論

太平洋プレートの沈み込みに伴つて、東北地方の下に、火山前線を軸とし、日本海沿岸と Aseismic Front との間に、帯状の熱対流が生じている。対流の熱源は、火山前線の直下のプレート面上に位置し、プレートの沈み込みに伴う摩擦熱の集積したものと考えられる。対流の東方への下降部分は板状をなし、深さ半ばでプレートに出合う。そこから一転してプレートに沿ひ熱源に戻る。方向転換の際の運動量変化が、プレートを水平から沈み込みの方向へ変える曲げモーメントの原因となる。これで、海溝から AF までのプレートの形は円弧となる。対流の東向き水平方向の圧力が、上半と下半で逆になり、このため AF と海溝との間に剪断応力の場（地震の場）を作る。

VF を軸とする対流圏に比し弱勢力であるが、鳥海火山帯を軸とする対流圏がある。太平洋側と同様、日本海物質の引き込みによる摩擦熱の集積がその熱源となつていられる。この対流圏が、日本海沖の地震活動の原因になつている。また、両対流圏の重なり合いによつて内陸の地震帯が形成されている。

にあり、したがつて両者が共存するときには簡単な重ね合せによつて合成される（重ね合せの原理）。但し、このときの応力は静水圧を除いたものである。これら 2 つの対流の重ね合せで最も剪断応力のかかるのは、恐らく重ね合せから互にはみ出した部分であろう。なぜなら、その部分は、対流速の異なる両境界面に境されるからである。そのため、ここが地震の起り易い層とな

謝 辞

竹内均東京大学教授には、同教授の著書につき、また東北大学の海野徳仁氏には、同氏と長谷川昭氏の論文につき、それぞれ御丁寧な御教示をいただいた。ここに厚く感謝の意を表する。

文 献

- CALDWELL, J. G., W. F. HAXBY, D. E. KARIG and P. L. TURCOTTE, 1976, On the Applicability of a Universal Elastic Trench Profile, *Earth and Planetary Sci. Let.*, **31**, 239-246.
- ELSASSER, W. M., 1971, Sea-floor Spreading as Thermal Convection, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1101-1112.
- 飯島 東・加賀美英雄, 1961, 三陸沖—釧路沖大陸斜面の新第三紀以降の構造発達史, *地質雑*, **67**, 561-577.
- ICHIKAWA, M., 1971, Reanalyses of Mechanism of Earthquakes which occurred in and near Japan, and Statistical Studies on the Nodal Plane Solutions Obtained, 1926-1968, *Geophys. Mag.*, **35**, 207-274.
- 地震研究所, 1973, 図説日本の地震.
- KANAMORI, H. and F. PRESS, 1970, How thick is the lithosphere?, *Nature*, **266**, 330.
- 気象研究所地震研究部, 1972, 日本付近の研究活動分布図, *気象庁技術報告*, **81**, 1-112.
- KUNO, H., 1960, High-alumina Basalt, *Jour. Petrology*, **1**, 121-145.
- PARSONS, B. and P. MOLNAR, 1976, The Origin of Outer Topographic Rises associated with Trenches, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **45**, 707-712.
- 島津康男, 1967, 地球の進化, 岩波書店.
- 島津康男, 1969, 地球内部物理学, 裳華房.
- 杉村 新, 1965, 火山の分布とマンツルの地震との関係, *火山*, **10**, 37-58.
- 竹内 均, 1972, 地球科学における諸問題, 裳華房.
- 津村建四郎, 1973, 関東地方の微小地震活動, 関東大地震 50 周年論文集, 地震研究所, 67-87.
- TURCOTTE, D. L. and G. SCHUBERT, 1973, Frictional Heating of the Descending Lithosphere, *J. Geophys. Res.*, **78**, 5876-5886.
- 海野徳仁・長谷川昭, 1975, 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について, *地震*, **2** 28, 125-139.
- WADATI, K., T. HIRONO and T. YUMURA, 1969, On the Attenuation of S-waves and the Structure of the Upper Mantle in the Region of Japanese Islands, *Papers in Met. Geophys.*, **20**, 49-78.
- 吉井敏尅, 1975, "Aseismic Front" の提案, *地震*, **2** 28, 365-367.
- 湯村哲男・広野卓蔵・和達清夫, 1970, 日本付近における地震帯の構造について, *地震*, **2** 23, 99-121.