島弧下にもぐりこむプレート内部の熱応力 分布と相転移に伴う応力分布の特徴

東北大学理学部地球物理学教室 後藤和彦・浜口博之

(昭和 57 年 9 月 9 日受理)

Characteristics of Distributions of Thermal Stress and Stress due to Phase Change in the Descending Plate beneath Island Arc

Kazuhiko GOTO and Hiroyuki HAMAGUCHI

Geophysical Institute, Faculty of Science, Tohoku University

(Received September 9, 1982)

The studies on double-planed intermediate seismic zone beneath some island arcs revealed that the earthquakes have the two different types of focal mechanism solutions: down-dip compression and down-dip extension. These features lead the studies on the stress distribution in the descending plate and several stress sources have been proposed. The purpose of present study is to clarify detailed characteristics of distributions of thermal stress and stress due to the olivine-spinel phase change in the descending plate.

The two dimensional model of descending plate with convergence velocity of 8 cm/yr and dip angle of 30° is assumed in the estimation of stress: this model is a simulation of the descending plate beneath the Northeastern Japan Arc. The plate is assumed to be a perfectly elastic body with constant physical coefficients. Under the condition that the displacement at the boundary of plate being free, the thermal stress and the stress due to the olivine-spinel phase change are estimated by the finite element method. The stresses in the descending plate are distinguished by compression at the upper and at the lower parts and by tension at the central part in both the cases. The magnitudes of the maximum principal stresses are several to 10 kbars and the directions of principal axes are almost parallel to the dip of the descending plate. The depth distributions of stresses in the plate are, however, different between the two cases. The higher state of thermal stress appears at the depth range between 70 and 550 km, while that of stress due to the olivine-spinel phase change does at the depth range between about 300 and 500 km. The present study predicts that the thermal stress induced in the descending plate relates closely to the double-planed seismic activity. The effect of boundary condition that the displacement at the tip of plate is fixed is also examined for the case of thermal stress. In this case, the compressional stress dominates in the whole plate. We infer that the tip of descending plate is not constrained by the mesosphere.

§1. はじめに

島弧下にもぐりこむプレート内部の起震応力場は、プレートの自重と深さとともに強度を増すアセノスフェア及びメソスフェアからの反力に起因するとの解釈がある [ISACKS and MOLNAR (1971)]. すなわち、十分にはもぐっていないプレート内部での稍深発地震の発震機構はダウンディップ・エクステンション型、十分もぐったプレート内部では稍深発地震・深発地震ともダウンディップ・コンプレッション型であることを良く説明していた。しかしながら、いくつかの島弧下でその存在が明らかとなつてきた二層構造の稍深発地震面では上面の地震の発震機構はダウンディップ・コンプレッション型、下面のそれはダウンディップ・エクステンション型である [例えば HASEGAWA *et al.* (1978 a); 海野・長谷川 (1975); VEITH (1974)]. このようなプレート内部の同じ深さで圧縮応力場と引張り応力場が対になつて存在することを ISACKS and MOLNAR (1971) のプレート内起震応力場の解釈で説明することは困難であり、新たな解釈が求められている。しかし現在のところ稍深発地震と深発地震を含んだもぐりこむプレート全体に涉つての起震応力場の決定的な解釈はない。

稍深発地震面の二層構造の成因についてはいくつかの解釈が提唱されている。それらは (i) もぐりこむプレート内部でのオリビン-スピネル相転移に伴う応力によるとするもの [VEITH (1974)], (ii) 海溝付近でベンドしたプレートが島弧下にもぐりこむに従つてアンベンドすることによつて発生する応力によるとするもの [ENGDAHL and SCHOLZ (1977); ISACKS and BARAZANGI (1977); LINDE and SACKS (1978, 1979); SAMOWITZ and FORSYTH (1981); TSUKAHARA (1980)], (iii) 自重でもぐりこむプレートに対するメソスフェア等の反力によつて生ずる応力によるとするもの [SLEEP (1979)], 及び (iv) 冷たい海洋プレートが島弧下にもぐりこむに従つて加熱され、それによつて生ずるプレート内部の不均一な温度場に伴つて発生する熱応力によるとするもの [GOTO (1978); GOTO *et al.* (1980); 浜口・後藤 (1978); HAMAGUCHI *et al.* (1983); 瀬川・他 (1982)] である。しかし、これらの解釈のいくつかはその内容が定性的であり、二層構造の諸特徴を説明するには更に各解釈に含まれる物理過程を吟味するとともに定量的検討が必要である。また、これらの解釈はいずれも深発地震の起震応力については言及していず、もぐりこむプレート全体の起震応力場を考えるためには更に検討を加えなければならない。

深発地震の原因としては、先に述べた ISACKS and MOLNAR (1971) の解釈の他に、相転移に伴う応力が指摘されている [例えば BRIDGEMAN (1945); RINGWOOD (1967)]. しかし、もぐりこむプレート内部の相転移に伴う応力分布についてはほとんど定量的に検討されていない。

このように、もぐりこむプレート内部の起震応力場についてはいくつかの解釈が提唱されているものの、それらの定量的な検討は余り行われていない。また、定量的な応力分布が知られている解釈についても、その応力分布を推定する際、プレートの形状や媒質に関する仮定が互いに異なるため、推定された応力分布の相互比較は困難である場合が多い。そこで本論では同一仮定・同一条件のもとで熱応力とオリビン-スピネル相転移に伴う応力について、もぐりこむプレート内部での応力分布を推定し、それらの特徴を示すとともに相互の比較を行う。

§2. モデルと解析方法

Fig. 1 に計算に用いたプレートの形状を示す。厚さ 80 km の海洋プレートが海溝から曲率

半径 460 km (プレート上面での値) で中心角 30° だけでもぐつた後, ディップ・アングル $\theta=30^\circ$ で斜距離で 1000 km, 深さではおよそ 600 km までもぐっているものとする. 一方, 海溝から海側では長さ 260 km の海洋プレートを考える. なおプレートのもぐりこむ速さは $V_e=8\text{ cm/yr}$ とした.

プレート内部の熱応力分布, 相転移に伴う応力分布を推定するために, まずプレート内の温度分布を見積る. プレート

内部の温度分布は ADI 法 [PEACEMAN and RACHFORD (1955)] を用い, 二次元の熱伝導方程式を解くことによつて推定した. その際, プレート構成物質の密度を 3.0 gr/cm^3 , 比熱を $0.25\text{ cal/gr}\cdot^\circ\text{C}$, 熱伝導率を $0.01\text{ cal/cm}\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{sec}$ とした. メッシュ・ポイントはプレートのもぐりこむ方向, 厚さ方向とも 5 km 間隔にとる. 但し, 曲率部分ではプレートのもぐりこむ方向のメッシュ・ポイントの間隔をプレートの上面で 5.5 km, 中央面で 5.0 km, 下面で 4.5 km とし, もぐりこむ速度もメッシュ・ポイントの間隔に対応して, 上面で 8.8 cm/yr, 中央面で 8.0 cm/yr, 下面で 7.2 cm/yr とした. このことは, プレートの曲率部分, 直線部分とも物質がメッシュ・ポイントの間隔だけでもぐりこむのに要する時間を一定としたことに対応している. プレート境界での温度は地温分布に従っているものとして, プレート内の温度分布を時間間隔 6.25 Ma. 毎にプレートがもぐりこむに従つてくり返す求めた.

Fig. 2. Finite element mesh division of the present model.

$\times 10\text{ km}$ の直角三角形要素からなる. 節点数は 675, 要素数は 1184 である. プレート構成物質のヤング率は $1.7 \times 10^{12}\text{ dyne/cm}^2$, ポアソン比は 0.272, 線膨張率は $1.1 \times 10^{-5}/^\circ\text{C}$ とした.

§ 3. 熱応力分布の特徴

Fig. 3 に推定されたプレート内部の温度分布をプレート境界温度として用いた地温分布 [VON HERZEN (1967)] と共に示してある. また, 図にはプレートの A, B, C, D, E 各断面での温度分布もあわせて示した. 厚さ方向の温度勾配がほぼ一定である海洋プレート (断面 A)

Fig. 1. Schematic representation of a descending plate. Tr with solid triangle indicates the trench axis and thick line does land area.

応力分布の推定では, 有限要素法を用い, プレート媒質を弾性体とし, 平面歪の仮定が成り立つものとして二次元で解析した. また, 境界条件としてはプレートの上下境界面, 先端部での変位を自由と仮定した. なお 5 節の議論では, もぐりこむプレートの先端の変位が固定されている場合についても述べる. Fig. 2 は有限要素法におけるプレート内の要素の構成を示したものであり, ほぼ 20 km

Fig. 3. Distribution of temperature in the descending plate with the convergence velocity of 8 cm/yr and the dip angle of 30° . Inserted figures in the upper left and in the lower right indicate the boundary temperature used in calculation and the cross sections perpendicular to the dip of the descending plate at A, B, C, D and E, respectively.

Fig. 4. Distribution of thermal stress in the descending plate with the convergence velocity of 8 cm/yr and the dip angle of 30° . The contour lines represent the iso-maximum shear stress in kbars. The meshed and white portions in the plate indicate the area of tensional and compressional principal stress, respectively. The cross sections perpendicular to the dip of the descending plate at A, B, C, D and E are inserted.

は、もぐりこむに従ってプレート上面が急激に温められ、プレート内部にはプレートの上面、下面よりも温度の低い場が出来る。任意の断面で最低温度が現われる深さはプレートがもぐるに従ってプレートの中央面に近づき(断面 B, C, D) 深さ 300 km 以深でのプレート断面の温度分布は厚さ方向にはほぼ対称な形となる(断面 E)。そして、プレート上面あるいは下面と

Table 1. Thermal stresses at upper, central and lower parts of the descending plate.

Depth km	Upper part			Central part			Lower part		
	σ_1	σ_3	θ	σ_1	σ_3	θ	σ_1	σ_3	θ
100	-8.84	0.07	28.6	3.25	0.02	31.0	-2.44	-0.03	27.5
200	-11.06	0.10	29.9	6.18	-0.03	30.6	-6.59	-0.01	30.7
300	-10.50	0.12	30.1	6.74	-0.07	30.1	-7.62	0.02	30.1
400	-9.44	0.13	30.2	6.34	-0.10	29.9	-7.39	0.03	29.9
500	-8.34	0.15	30.2	5.63	-0.11	30.1	-6.72	0.05	29.8

σ_1 : Maximum principal stress in kbar.

σ_3 : Minimum principal stress in kbar.

θ : Dip angle of maximum principal axis in degree.

The plus sign means the tensional stress.

中央面との温度差はおおよそ 800°C となる。もぐりこむプレート内外の温度分布はこれまでに HASEBE *et al.* (1970), TOKSÖZ *et al.* (1971) 等によつて推定されている。それらと Fig. 3 の温度分布では、プレートの厚さ、プレート上面でのシア・ヒーティングによる発熱の考慮の有無などの相異点はあるものの、概して良い一致が認められる。

プレート内部での厚さ方向で 800°C にもおよぶ温度分布の不均一性によつて熱応力が発生する。Fig. 4 は推定されたプレート内部の熱応力分布である。また、A, B, C, D, E 各断面での熱応力分布もあわせて示してある。網目の部分は最大主応力が引張り応力となる領域である。等値線は地震発生と関連する量と考えられる最大剪断応力で示してある (単位は kbar)。図から明らかなように、もぐりこむプレート全体に涉つてプレートの上面と下面付近に圧縮応力場、中央部に引張り応力場が現われる。プレートの厚さ方向の温度勾配がほぼ一定の断面 A では当然のことながら熱応力は非常に小さい。しかし、深さ 100 km 付近の断面 C に至ると Fig. 3 の温度分布に見られるように厚さ方向の温度分布が明瞭な極小値を有し、それに対応して熱応力はプレートの上面で最大剪断応力が 3 kbars, 下面で 2 kbars の圧縮応力場、中央部では最大剪断応力が 1 kbar の引張り応力場が発生する。更にもぐりこんだ断面 E では厚さ方向の温度分布に対応して熱応力分布も厚さ方向に対称となる。Table 1 にはプレートの上面・中央面・下面での最大主応力 (σ_1), 最小主応力 (σ_3) 及び最大主応力軸の水平面からの傾き (θ) を深さ毎に示した。最大主応力はプレートの上面・下面の圧縮応力、中央部の引張り応力とも深さ 300 km 付近まで深さと共に増大し、それ以深では減少する傾向が認められる。また、上面の圧縮応力は常に下面のそれより大きい。一方、最小主応力はいずれの場所においても最大主応力の数%にすぎない。そして最大主応力軸の傾きはいずれの場合も約 30° となり、もぐりこむプレートのディップ・アングルと非常に良い一致を示す。すなわち、もぐりこむプレート内部ではもぐりこむ方向の熱応力は数 kbars~10 kbars 程度であるが、もぐりこむプレートに垂直な方向の応力は非常に小さいことが分かる。

§4. オリビン-スピネル相転移に伴う応力分布の特徴

相転移が地震発生の原因であるとする考え方には二通りの解釈がある。その一つは相転移の急激な進行に伴つて地震が発生するという考え方 [例えば EVISON (1967); 笠原・他 (1969)] であり、もう一方の考え方は徐々に進行する相転移に伴い岩石の収縮の程度に空間的不均一性

が生じ、それによつて生じる応力によつて地震が発生する [例えば WOODWARD (1977)] とするものである。本節で述べる応力は後者の立場から解析したものである。

上部マントル構成物質の主成分はオリビン及びその高圧相と考えられる [RINGWOOD (1970)]. オリビン-スピネルの相境界線は AKIMOTO *et al.* (1976), RINGWOOD (1972), WYLLIE (1971) 等によつて $dT/dP \div 30^\circ\text{C/kbar}$ であることが報告されている。Fig. 5 に計算の基礎となるオリ

Fig. 5. Phase transition zone from olivine to spinel in and around the descending plate with the convergence velocity of 8 cm/yr and the dip angle of 30° , based on the phase diagram for olivine-spinel drawn in the inserted figure. The area of 25 to 75% phase transition is shaded.

ビン-スピネル相平衡図とプレート内外での相転移域を示した。網目は 25~75% の転移域を示す。この相転移域はもぐりこむプレート内部では周囲のアセノスフェアに比べおよそ 100 km 浅い領域から現われ始め、プレート中央部では深さ 300~420 km の範囲で見られる。

オリビン及びスピネルの密度としてそれぞれ 3.38gr/cm^3 , 3.63gr/cm^3 [WYLLIE (1971)] を採用し、相転移に伴う応力分布を求めた*1。Fig. 6 にはもぐりこむプレート全体及び断面 A, B, C, D, E での応力分布を示す。Fig. 4 と同様に網目の部分は最大主応力が引張り応力とな

Fig. 6. Distribution of stress due to olivine-spinel phase transition in the descending plate with the convergence velocity of 8 cm/yr and the dip angle of 30° . The contour lines represent the iso-maximum shear stress in kbars. The meshed and white portions in the plate indicate the area of tensional and compressional principal stress, respectively. The cross sections perpendicular to the dip of the descending plate at A, B, C, D and E are inserted.

*1 温度分布を推定する際には計算上すべての領域で密度を一定 (3.0gr/cm^3) としたが、この密度に関する取り扱いの差異は以下の結果にほとんど影響しない。

Table 2. Stresses due to olivine-spinel phase transition at upper, central and lower parts of the descending plate.

Depth km	Upper part			Central part			Lower part		
	σ_1	σ_3	θ	σ_1	σ_3	θ	σ_1	σ_3	θ
100	-0.39	0.01	29.7	0.76	-0.03	21.2	-1.08	-0.12	28.6
200	-0.79	0.04	30.2	0.56	-0.05	25.5	-1.02	0.06	30.8
300	-8.09	0.03	28.2	6.60	0.10	31.4	-1.13	0.13	57.1
400	-11.43	0.10	30.9	7.96	-0.03	30.3	-9.00	0.01	30.2
500	-6.58	0.12	33.1	3.82	0.03	30.7	-7.62	0.31	30.0

る領域を示し、また数値は最大剪断応力 (kbar) である。深さ 300~500 km で 2 kbars 以上の最大剪断応力が現われ、この領域は Fig. 5 で示したオリビンからスピネルへの相転移域とはほぼ一致している。応力分布のパターンは熱応力分布 (Fig. 4) と類似して、プレートの上面と下面付近で圧縮応力場、中央部で引張り応力場となる。深さ 400 km 付近では最大剪断応力が 4~6 kbars に達する (断面 C)。相転移がほとんど完了した断面 E においては、当然のことながら応力は小さい。一方、深さ 300 km 以浅では相転移が起こらないので断面 A で見られるように応力値はほとんど零である。Table 2 にもぐりこむプレートの上面・中央部・下面でのオリビンスピネル相転移に伴う応力の最大主応力 (σ_1)、最小主応力 (σ_3) 及び最大主応力軸の水平面からの傾き (θ) を深さ毎に示した。Fig. 6 で見られるように、深さ 300 km 以浅では最大主応力は小さいが、相転移の始まる深さ 300 km を境にしてそれ以深では最大主応力が急激に大きくなる。このことが熱応力分布と比較した場合、最も大きく異なる点である。深さ 300 km の下面を除くと最大主応力軸の傾きはほとんど 30° であり、もぐりこむプレートのディップ・アングルとはほぼ一致する。特に最大主応力が大きい場所ほど良い一致を示している。深さ 300 km の下面は相転移域の端に位置しており、応力場は局所的な乱れを受けてそこでの最大主応力軸の傾きが大きく求まったものと考えられる。最小主応力はすべての場所で最大主応力の 5% 以下の非常に小さな値となる。

§5. 議 論

前節までにもぐりこむプレート内部の熱応力とオリビン-スピネル相転移に伴う応力分布の特徴について述べた。この節では、まず応力計算の際導入した仮定について吟味する。今回の計算では、プレートの形状、媒質、境界条件、物理常数の温度圧力依存性、相転移域の幅など多くの仮定が含まれている。これらの中、もぐりこむプレートの先端での境界条件の与え方は得られた結果に対し最も強い影響を及ぼす。Figs. 4, 6 に示した応力分布は、もぐりこむプレートがメソスフェアに衝突していない、あるいは深さ 600 km ではすでにアセノスフェアと同化していると考えて、プレート先端での変位を自由とした場合に得られたものである。これとは反対にプレート先端での変位を固定、すなわちもぐりこむプレートの先端がメソスフェアによつて完全に束縛されている場合のプレート内部の熱応力分布を Fig. 7 に示す。数値は最大剪断応力で kbar 単位である。もぐりこむプレート内部はすべて圧縮応力場となり、最大剪断応力はプレートの上面で 10 kbars 以上になる。Fig. 4 と Fig. 7 とを比較するとプレート先端での境界条件の与え方によつてプレート内部の応力分布が大きく異なつたものとなること

Fig. 7. Distribution of thermal stress in the descending plate with the convergence velocity of 8 cm/yr and the dip angle of 30° . The displacements at the tip of the plate are fixed in this case. The compressional stress dominates in the whole plate. Numerals are the maximum shear stress in kbars.

が良く分かる。もぐりこむプレートの先端でのテクトニックな過程を考察する上で、上述の応力分布の違いは注目すべきことであり、後で述べるように応力分布と稍深発・深発地震活動との対比は、プレート先端での挙動を知る手掛りを与えるものと考ええる。

4 節で述べたように、相転移に伴う応力は相転移域に発生する。しかし相転移域の幅 (Fig. 5 で 0% と 100% の間隔) に関しては今のところほとんど知られていない。今回の結果 (Fig. 6) では 2 kbars 以上の最大剪断応力が深さ約 300~500 km の範囲に現われたが、相転移域の幅を今回用いた幅と異なつたものにする、それに対応した新たな応力分布が得られる。しかし、最も応力の大きな場所は深さ 400 km 付近 (50% 相転移が起こる場所) であり、最大応力が発生する深さは相転移域の幅の差異による影響をほとんど受けない。また、プレートの上面と下面付近が圧縮応力場、中央部が引張り応力場であるとする基本的な特徴も変わらない。

今回の計算では媒質を弾性体と仮定したが、これを粘弾性体とした場合にはプレートの上面と下面付近の高温の領域では応力が解放され、それによつてプレート中央部の引張り応力も弾性体とした場合よりおよそ 10% 程度小さくなる。しかしながら、前節までに示した応力分布 (Figs. 4, 6) の特徴を変えるものではない。計算に導入されたその他の仮定、例えば物理常数を一定としたこと等も前節までに述べた応力分布の特徴に対しほとんど影響しない [GOTO and HAMAGUCHI (1983)]。

Figs. 4, 7 に示した熱応力分布、あるいは Fig. 6 に示した相転移に伴う応力分布が実際にもぐりこむプレート内部で実現されているか否かを確かめるには、島弧下の稍深発・深発地震活動と推定された応力分布を比較することが重要である。本論で用いたプレート ($V_c=8$ cm/yr, $\theta=30^\circ$) は東北地方下にもぐりこむプレートを念頭に置いたものである。東北地方下では明瞭な形状を持つ稍深発地震面の二層構造が見い出され、その微細構造も明らかにされている [HASEGAWA *et al.* (1978 a, b); TAKAGI *et al.* (1979)]。

熱応力分布 (Fig. 4) では、プレートの上面付近は圧縮応力場、中央部は引張り応力場であり、いずれの領域ともその最大主応力軸の傾きはもぐりこむプレートのディップ・アングルとほぼ一致している (Table 1). すなわち、この領域で地震が発生するならば、それらの地震の発震機構は上面付近でダウンディップ・コンプレッション型、中央部ではダウンディップ・エクステンション型となることが期待される. そして、任意のプレート断面の上面付近・中央部の圧縮・引張り応力場での応力が極値をとる位置のプレートの厚さ方向の間隔は、もぐりこむプレート全体に涉つておよそプレートの厚さの半分の 40 km である. すなわち、上述の相異なる発震機構をもつ地震がおよそ 40 km の互いに平行な 2 つの層上に位置するものと予想される. 以上のことは、HASEGAWA *et al.* (1978 a, b) 等によつて明らかにされている稍深発地震面の二層構造の諸特徴と非常に調和的である. すなわち、プレート内部に発生する熱応力が稍深発地震面の二層構造と密接に関係していることを示していると言えよう. なお、プレート下面の圧縮応力場は、もぐりこむプレート周辺のアセノスフェアを考慮するとほとんどなくなることが、その後の研究で明らかとなつた [GOTO and HAMAGUCHI (1983)].

一方、もぐりこむプレートの先端の変位を固定した場合の熱応力はプレート全体に涉つて圧縮応力である (Fig. 7). 先にも述べたように、二層構造の下面の稍深発地震はダウンディップ・エクステンション型の発震機構を持つことが明らかにされており [HASEGAWA *et al.* (1978 a)], Fig. 7 の応力分布では東北地方下の稍深発地震活動を説明できない. プレート先端の変位自由の条件下での熱応力分布と稍深発地震の二層構造の良い対応関係を考え合わせるならば、もぐりこむプレートの先端は拘束を受けず、変位は自由と考えた方が適当である.

オリビン-スピネル相転移に伴う応力分布 (Fig. 6) は、稍深発地震面の二層構造が見られる深さ 200 km 以浅では応力が非常に小さいことから稍深発地震活動と直接には関係していない、深発地震活動と対応するものと予想される. Fig. 6 の応力分布の中、プレートの上面付近ではダウンディップ・コンプレッション型の地震の発生が期待され、深発地震ではダウンディップ・コンプレッション型が卓越しているという観測事実 [例えば ISACKS and MOLNAR (1971)] と調和的である. 一方、プレート中央部ではダウンディップ・エクステンション型の深発地震の発生が予想される. しかし、これに対応すると思われる地震はトンガ等で数例報告されている [BILLINGTON (1980)] のみであり、かつそれらの地震のマグニチュードは小さく、メカニズム解、深さについての信頼性を再検討する必要がある. このように相転移に伴う応力分布と島弧下の地震活動との関係は、熱応力と二層構造の稍深発地震活動との良い対応関係ほど明瞭ではない.

VEITH (1974) はオリビン-スピネル相転移に伴う応力分布と稍深発地震面の二層構造との対応を指摘しているが、この対応関係を説明するためにはオリビン-スピネル相境界線の傾き (dT/dP) がおよそ 15°C/kbar でなければならない. しかし、現在のところでは、この傾きは本研究で用いた 30°C/kbar であるとするもの [例えば AKIMOTO *et al.* (1976); RINGWOOD (1972); WYLLIE (1971)] が多く、 15°C/kbar とするもの [GRIGGS (1972)] は少ない. 今後の相境界線の確定が待たれる.

§6. ま と め

これまでに述べたことをまとめると

- (1) プレート境界での変位が自由の場合、もぐりこむプレート内部の熱応力分布、オリビン-スピネル相転移に伴う応力分布は共にプレートの上面・下面付近で圧縮応力場、中央部で引張り応力場となり、かつ最大主応力軸の方向はもぐりこむプレートのディップ・アングルとほぼ一致する。最大主応力はいずれの場合も数 kbars~10 kbars である。
- (2) 上記の特徴は熱応力の場合は深さ約 70~550 km に範囲に見られる。オリビン-スピネル相転移に伴う応力の場合はプレート内部で相転移が起こる深さ 300~500 km の範囲で認められる。
- (3) プレート境界での変位自由の場合の熱応力分布の特徴は、稍深発地震面の二層構造の特徴と調和的である。
- (4) もぐりこむプレートの先端の変位を固定した場合、プレート内部の熱応力はすべて圧縮応力となる。二層構造を成す稍深発地震の発震機構との対応を考えると、もぐりこむプレートの先端はメソスフェアに拘束されていないことが推定される。

謝 辞

今回の研究に際し、終始御指導を賜った東北大学理学部鈴木次郎教授に深く感謝致します。また、多大な御助力を頂いた高木章雄教授、平澤朋郎教授、石井紘助教授、長谷川昭助教授に心から謝意を表します。解析の諸段階で東北大学理学部地震講座及び地震予知観測センターの方々には有益な議論をして頂きました。記して感謝の意を表します。

文 献

- AKIMOTO, S., M. AKAOGI, K. KAWADA and O. NISHIZAWA, 1976, Mineralogic Distribution of Iron in the Upper Half of the Transition Zone in the Earth's Mantle, *Amer. Geophys. Union. Geophys. Monogr.*, **19**, 399-405.
- BILLINGTON, S., 1980, The Morphology and Tectonics of Subducted Lithosphere in the Tonga-Fiji-Kermadec Region from Seismicity and Focal Mechanism Solutions, Ph.D. thesis, Cornell Univ., Ithaca, N.Y., 1-156.
- BRIDGEMAN, P. W., 1945, Polymorphic Transitions and Geological Phenomena, *Amer. J. Sci.*, **243A**, 90-97.
- ENGDAHL, E. R. and C. H. SCHOLZ, 1977, A Double Benioff Zone beneath the Central Aleutians: An Unbending of the Lithosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 473-476.
- EVISON, F. F., 1967, On the Occurrence of Volume Change at the Earthquake Source, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **57**, 9-25.
- GOTO, K., 1978, A Study on the Mechanism of Double-Planed Structure of Intermediate-Depth Seismic Zone, unpublished MS thesis, Tohoku Univ., 1-143.
- GOTO, K., H. HAMAGUCHI and Z. SUZUKI, 1983, Distribution of Stress in Descending Plate in Special Reference to Intermediate and Deep Focus Earthquakes, I. Characteristics of Thermal Stress Distribution, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, (Tohoku Geophys. J.)*, **29**, 1-10.
- GOTO, K., H. HAMAGUCHI and Y. WADA, 1980, A Study on Ice Faulting and Icequake Activity in the Lake Suwa, (3) Icequake Activity and Thermal Stresses in Ice Plate, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, (Tohoku Geophys. J.)*, **27**, 27-37.
- GRIGGS, D. T., 1972, The Sinking Lithosphere and the Focal Mechanisms of Deep Earthquakes, In: *The Nature of the Solid Earth* (ed., E. C. Robertson), McGraw-Hill, N.Y., 361-384.
- 浜口博之・後藤和彦, 1978, 諏訪湖の氷に見られる破壊現象 (4), *地震学会講演予稿集*, No. 1, 35.
- HAMAGUCHI, H., K. GOTO and Z. SUZUKI, 1983, On the Double-Planed Structure of Intermediate-Depth Seismic Zone beneath the Northeastern Japan, in preparation.

- HASEBE, K., N. FUJII and S. UYEDA, 1970, Thermal Processes under Island Arcs, *Tectonophysics*, **10**, 335-355.
- HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978a, Double-Planed Structure of the Deep Seismic Zone in the Northeastern Japan Arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978b, Double-Planed Seismic Zone and Upper Mantle Structure in the Northeastern Japan Arc, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **54**, 281-296.
- ISACKS, B. L. and M. BARAZANGI, 1977, Geometry of the Benioff Zones: Lateral Segmentation and Downwards Bending of the Subducted Lithosphere, In: *Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* (ed., M. Talwani and W. C. Pitman III), Amer. Geophys. Union, Washington, D.C., 99-114.
- ISACKS, B. L. and P. MOLNAR, 1971, Distribution of Stresses in the Descending Lithosphere from a Global Survey of Focal-Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **9**, 103-174.
- 笠原順三・大野一郎・飯田汲事, 1969, 地震発生についての相転移論, 第1部フッ化アンモニウムの相転移音の観測, *地震* **2**, **22**, 201-209.
- LINDE, A. T. and I. S. SACKS, 1978, On Double Benioff Zones in Subduction Regions, *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **77**, 517-520.
- LINDE, A. T. and I. S. SACKS, 1979, On Bending of the Subducting Plate and Double Benioff Zones, *Carnegie Inst. Washington Year Book*, **78**, 284-288.
- PEACEMAN, D. W. and H. H. RACHFORD, 1955, The Numerical Solution of Parabolic and Elliptic Differential Equations, *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, **3**, 28-41.
- RINGWOOD, A. E., 1967, The Pyroxene-Garnet Transformation in the Earth's Mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **2**, 255-263.
- RINGWOOD, A. E., 1970, The System Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 at High Pressures and Temperatures, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **3**, 89-108.
- RINGWOOD, A. E., 1972, Mineralogy of the Deep Mantle: Current Status and Future Developments, In: *The Nature of the Solid Earth* (ed., E. C. Robertson), McGraw-Hill, N.Y., 67-92.
- SAMOWITZ, I. R. and D. W. FORSYTH, 1981, Double Seismic Zone beneath the Marianas Islands Arc, *J. Geophys. Res.*, **86**, 7013-7021.
- 瀬川秀恭・浜口博之・後藤和彦, 1982, 稍深発地震面の二層構造の成因に関するモデル実験, *地震* **2**, **35**, 19-33.
- SLEEP, N. H., 1979, The Double Seismic Zone in Downgoing Slabs and the Viscosity of the Mesosphere, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4565-4571.
- TAKAGI, A., A. HASEGAWA, N. UMINO and Z. SUZUKI, 1979, Seismic Activity in the Northeastern Japan Arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **18**, 351-354.
- TOKSÖZ, M. N., J. W. MINEAR and B. R. JULIAN, 1971, Temperature Field and Geophysical Effects of a Downgoing Slab, *J. Geophys. Res.*, **76**, 1113-1138.
- TSUKAHARA, H., 1980, Physical Conditions for Double Seismic Planes of the Deep Seismic Zone, *J. Phys. Earth*, **28**, 1-15.
- 海野徳仁・長谷川昭, 1975, 東北日本に見られる深発地震面の二層構造について, *地震* **2**, **27**, 125-139.
- VEITH, K. F., 1974, The Relationship of Island Arc Seismicity to Plate Tectonics, Ph.D. thesis, Southern Methodist Univ., Dallas, Texas, 1-67.
- VON HERZEN, R. P., 1967, Heat Flow and Some Implications for the Mantle, In: *The Earth's Mantle* (ed., T. F. Gaskell), Academic Press, London, 197-230.
- WOODWARD, D. J., 1977, Stresses due to Phase Changes in Subduction Zones and an Empirical Equation of State for the Mantle, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **50**, 459-472.
- WYLLIE, P. T., 1971, *The Dynamic Earth: Textbook in Geoscience*, John Wiley and Sons, N.Y., 1-392.