東北-中部-西南日本の広域応力場:

——1995 年兵庫県南部地震に対するテクトニックな意味——

東京大学地震研究所* 瀬 野 徹 三

Regional Stress Field of Northern-Central-Southwest Japan: Tectonic Implications to the 1995 South Hyogo Earthquake

Tetsuzo SENO

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Yayoi 1-1-1, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan

(Received September 13, 1995; Accepted November 15, 1995)

I constructed the regional stress fields of northern-central-southwest Japan on the basis of the forearc differential stress determined by ridge push and slab pull forces of the subducting oceanic plate, differential stress variation across the arc due to crust/plate structural variation, and the along-arc differential stress level. Assuming a simple geometry of northern-central-southwest Japan and a high stress level in the north-south direction in central-northern Japan due to collision of the Izu-Bonin arc and the south Kuril forearc, I constructed the principal stress profiles in these regions, which are consistent with the observed E-W $\sigma_{H_{max}}$ stress fields (i.e. strike and sense of motion of the reverse faulting in northern Japan and strike-slip faulting in southwest-central Japan). On the basis of this reconstruction, I concluded that the E-W compression which caused the 1995 South Hyogo earthquake resulted from the ridge push of the Pacific plate. This force, however, cannot be distinguished from the force at Fossa Magna due to the collision between the Amurian and Okhotsk plates. Higher seismicity in southwest Japan and in the foothills of central Japan than in the high mountain areas in central Japan is due to the larger horizontal differential stress in the former areas.

Key words: Regional stress field, Differential stress, Ridge push, Slab pull, Active faults, Southwest Japan, Central Japan, Northern Japan.

§1. はじめに

ここでは日本列島とくに東北-中部-西南日本の広域差応力場を半定量的に構成し、それが 1995 年 1 月 17 日兵庫県南部地震を含めた西南日本の地震活動や中部日本の造山運動に対してもつ意味を考察する。従来日本列島の広域応力場は、2 次元ないし 3 次元の領域を要素で区切り、弾性もしくは粘弾性を仮定した有限要素法を用いてその数値的取り扱いがなされてきた [例えば、瀬野 (1980), HASHIMOTO (1982), SATO (1988)]. このような方法で計算されるのは、変形しない状態の応力を差し引いた応力である。この場合、計算の際に与える境界条件の妥当性が問題となる (例えば陸側の境界の位置と拘束条

件、海側の境界条件など)。また鉛直応力とプレート下面の圧力は、地殻/プレート構造の変化にともなって変化し、これは差応力の変化を生み出すが [ARTYUSHKOV (1973), FROIDEVAUX *et al.* (1988)], これらの方法はそれを取り入れることが難しい。したがって鉛直応力との差応力を実際に求め、それらを観測される活断層・地震のタイプと直接比較するのは容易でない。ここではこれらの問題を克服する方法を提案し、それを日本列島に適用した試みを示す。この方法では、日本列島を単純な幾何学で置き換え、その前弧での差応力を海洋プレートとの相互作用から導く。さらに前弧から背弧への差応力の変化と島弧に沿った方向の差応力のレベルを考えて、日本列島の背弧における主応力間の関係を求める。初めに半定量的といったのは、この種の試みとしてもいまだ完全ではなく、取り扱いを簡単な幾何学に限ったためであ

* 〒113 東京都文京区弥生 1-1-1

る。しかし原理的にこの方法を実際のプレートの形状をもつ幾何学に適用するのは容易である [SAITO and SENO (1995), WEI and SENO, in preparation].

兵庫県南部地震は、東西圧縮によって引き起こされた横ずれ断層運動であった。西南日本や中部日本の多くの活断層がこのような東西圧縮による横ずれ変位をもつ [HUZITA (1980), 活断層研究会 (1980)]. この事実はフィリピン海プレートが西北西方向に西南日本の下に沈み込んでいることを考えると不思議である [例えば、瀬野 (1987), 石橋 (1995)]. この原因に関してはさまざまな説が唱えられてきた [HUZITA (1980), 小林 (1986), 瀬野 (1987), 三雲・石川 (1987), 石橋 (1996)]. 本論説では、中部-西南日本の東西圧縮の原因を、太平洋プレートの押しに帰着させるので、それを直観的に唱えていた HUZITA (1980) を支持することになる。しかし、力のつり合いから、太平洋プレートの押しは、フォッサマグナにおけるオホーツクプレートとアムールプレートの衝突による力と区別できないことも示す。

§2. 弧の広域差応力場

ここでは弧の広域差応力場が何によって決まるかを一般的に考えよう。ここで扱うのは、水平応力から鉛直応力を引いた差応力とそれらをプレートの厚さにわたって積分した Σ という量である。すなわち直交する水平2方向を x, y とすると

$$\Sigma_x = \int_0^a (\sigma_{xx} - \sigma_{zz}) dz \quad (1)$$

$$\Sigma_y = \int_0^a (\sigma_{yy} - \sigma_{zz}) dz \quad (2)$$

である。ここで z に関する積分区間 $[0, a]$ はある地点 (x, y) で地表からプレートの底までをとる。この Σ は力/長さの次元をもち、 Σ_x は y 方向の単位長さあたりの力である。本論説で扱うのは、弧における Σ の値の変化である。 Σ を a で割ると、プレートの厚さにわたって平均した差応力が得られる。以下本論説で $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ や $\sigma_{yy} - \sigma_{zz}$ と書くのはそのような平均差応力のことである。地殻/プレート構造が変化する時、それにともなって Σ は変化するが、その変化量の計算は容易である [ARTYUSHKOV (1973), FLEITOUT and FROIDEVAUX (1982), SENO (1991) も参照]。 Σ_x, Σ_y が得られれば、それから平均差応力を得て、活断層のタイプなどと比較することができる。

ここで x 方向を弧に直交方向としよう。弧の応力を具体的に考えるには、前弧（ここでは位置を限定するために aseismic front とする）での Σ_x 、前弧から背弧へいたる Σ_x の変化、弧に沿った方向の Σ_y を考慮しなければならない。まず、前弧の Σ_x は何によって決まるかという

Fig. 1. An illustration showing the interaction between the oceanic and continental plates [SENO (1992)]. Collision force F_C , which is the vertical integration of the differential stress at the aseismic front, is balanced by the horizontal component of slab pull (F_S') plus effective ridge push (F_R'). F_R' is the effective ridge push force, which is the ridge push force from which a viscous shear drag at the base of the oceanic plate is subtracted.

問題を考える。これを決めるのは、それが接触する海洋プレートとの相互作用である [瀬野 (1992)]. 沈み込み帯の断面 (Fig. 1) で、海洋プレートと陸側プレートが接している。四辺形 ABDE で水平方向の力のつりあいを考えよう。CD, C'D における normal traction, shear traction をそれぞれ F_S, V_S, F_S', V_S' 、スラスト面の傾角を θ と書くと

$$F_S' = F_S \cos \theta - V_S \sin \theta \quad (3)$$

$$V_S' = F_S \sin \theta + V_S \cos \theta \quad (4)$$

が成り立つ。 F_S はスラブ上端 aseismic front 下でのスラブ引っぱり力 (スラブ dip 方向) である。スラブ上端での V_S は小さい、すなわち down-dip stress が卓越するので、 F_S' はほぼ F_S の水平成分となる。一方、ABDE における水平方向の力の釣り合いから、aseismic front での Σ_x を F_C (collision force) と書くと

$$F_C = F_S' + F_R' \quad (5)$$

ここで F_R' は effective ridge push force であり、ridge push force F_R から、プレート底面にかかる粘性抵抗力 (プレート下面ドラッグ) をプレートの長さ全体にわたって積分したものを引いたものである。(5) は、前弧における Σ_x が、 F_S' と F_R' の和であることを示している。 F_R' は差応力に換算してせいぜい 500 bars 程度である [PARSONS and RICHTER (1980)]. F_S は往々にして数 kbars のオーダーになる [YAMANAKA (1993)]. したがってスラブ応力が前弧ひいては弧の応力を支配することが多い [瀬野 (1992)]. ただし後に示すように東北-西南日本の場合は F_S が小さい。いずれにしても前弧での

Σ_x は海側プレートとスラブの応力から求めることが出来る。

つぎに地殻/プレート構造の変化に伴う Σ_x の変化を計算する。このためにプレートの下面がアイソスタシーによって決定されるということを仮定する [ARTYUSHKOV (1973)]。したがって、ここで扱えるのはプレートの厚さ程度より長い波長の構造の変化に伴う応力である。弧の前弧-背弧というスケールで応力を扱う場合はこのような長波長近似が成り立つとしてよいだろう。この場合、地点 x での密度構造を $\rho(z, x)$ 、レファレンスの地点、例えば aseismic front での密度構造を $\rho(z, x_0)$ とし、 $\Delta\rho = \rho(z, x) - \rho(z, x_0)$ とすると

$$\Sigma_x - \Sigma_{x_0} = g \int_0^a \Delta\rho \cdot z \, dz \quad (6)$$

である [FLEITOUT and FROIDEVAUX (1982), SENO (1991) も参照]。

ここで g は重力加速度で、積分区間 $[0, a]$ は x と x_0 の2地点で、プレートの表面の高い方を 0 、プレートの底面の低い方を a とする [SENO (1991)]。ここで積分区間のプレートの表面と下面の深さを決めるのにアイソスタシーの仮定を用いる必要がある。前弧から背弧にかけて地殻が厚くなると、鉛直応力が大きくなる。一方プレート底面に働く圧力によって σ_{xx} も大きくなるが、その大きくなり方は鉛直応力よりも小さいので [ARTYUSHKOV (1973)]、前弧より背弧で Σ_x の値はより小さくなる。すなわち $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ の変化は負となり、より伸張となる（ここでは応力の符号は、圧縮を正にとっている）。

以上で島弧に直交方向の Σ_x の変化が計算されることがわかった。さらにこれに加えて、島弧に沿う方向の Σ_y を知ることが広域応力場を決めるためには必要であるが、それは a posteriori には導かれない。大陸プレート全体を扱うことによってこれが可能になる場合もあるが [SAITO and SENO (1995)]、島弧のような場所では、前弧スリバーの運動や海嶺の衝突などによって局所的に σ_{yy} が決まる場合も多い。日本列島の場合もそのようなケースであるので、自然に導き出すことに限界があることを後にみる。

§3. 東北-中部-西南日本の広域応力場

日本列島の下に沈み込むのは太平洋プレートとフィリピン海プレートである。日本列島のうち東北日本と中部-西南日本の前弧+背弧の幾何学を Fig. 2 のように単純化しよう。x 軸（東西方向）に西南日本が沿っており、y 軸方向（南北方向）に東北日本が沿っているとする（このような単純化の影響は後に議論する）。ここで東北日本は、フォッサマグナ以东で北海道は含まない。中部日

Fig. 2. Simplified geometry of northern-central-southwest Japan. The E-W direction is taken as the x -axis, and the N-S one as the y -axis. Northern Japan is assumed to be elongated along the y -axis, and southwest-central Japan along the x -axis. Σ_y at the forearc is larger in central-northern Japan than that in southwest Japan, because of the collision of the Izu-Bonin arc at the Tokai-Kanto district, and the southern Kuril forearc sliver in central Hokkaido.

本は、フォッサマグナ以西の中部山岳地域、西南日本はそれより西でかつ九州は含まない地域を指している。東北日本内弧と西南日本内弧は東西に連続しており、プレート構造はほぼ同じなので Σ_x は同じ値をもつとしてよい。また伊豆-小笠原弧の衝突と南千島弧の衝突によって、東北-中部日本では、 Σ_y は西南日本のそれよりも大きくなっていると考えられる。東北日本の場合は、前弧での Σ_x をプレートの厚さで割った $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ が Fig. 1 における前弧応力であり、西南日本では、前弧での Σ_y をプレートの厚さで割った $\sigma_{yy} - \sigma_{zz}$ がそれにあたる。

まず東北日本の場合であるが、日本海溝での太平洋プレートのリッジ押し力は、ここでの太平洋プレートの年代 120 Ma から計算される [PARSONS and RICHTER (1980)]。ただし半無限冷却モデルよりもプレートモデルを用いて計算した方がよい。そうすると F_R は東北日本前弧で $3 \cdot 10^{12}$ N/m となる。これから、太平洋プレート下面に対するアセノスフェアのドラッグ力を差し引いたものが F_R' であるが、海洋プレートの下面のドラッグは小さいので [FORSYTH and UYEDA (1975)] ここでは無視し、 $F_R = F_R'$ としよう。スラブ引っ張り力は、YAMANAKA (1993) の計算ではほぼ 0 である。これは東北日本の下のスラブが、unbending による二重深発地震面を持つこと、すなわち大きな down-dip 方向の応力は持たないことと矛盾しない。したがって前弧で $\Sigma_x = F_S' +$

$F_R' = 3 \cdot 10^{12}$ N/m であり、前弧プレートの厚さは 60 km だから、前弧での平均差応力 $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ は 500 bars となる。これが、東北日本弧に直交する方向に変化する量は、弧の温度構造、地殻の厚さ、プレートの厚さ (80 km) を与えて差応力を計算した FROIDEVAUX *et al.* (1988) の結果を用いよう。そうすると地殻が 30 km と一番厚くなるところで差応力は 200 bars 減少する。したがって東北日本で $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ は、前弧から背弧へと Fig. 3c のように変化する。ここで三つの主応力の変化を表示する方法として、 σ_{xx} と σ_{yy} は前弧-背弧で一定のように表示する。実際にはプレートの厚さが変わるとそれにともなって σ_{xx} , σ_{yy} は多少変化することに注意しよう。したがって Fig. 3 の σ_{zz} は σ_{xx} や σ_{yy} からの相対値を表示していることになる。

西南日本では、PARSONS and RICHTER (1980) からリッジ押し力は $F_R = 1 \cdot 10^{12}$ N/m である。スラブ引っぱり力については、ここでは定量的な計算結果は与えられていない。地震のメカニズムからは lateral tension が部分的に down-dip compression であることが知られている [UKAWA (1982), 岡田 (1994)]。このことはスラブ引っぱり力が 0 に近いまたは負であることを意味している。したがって、そもそもリッジ押し力が小さいことを考えあわせると、西南日本の前弧での差応力 Σ_y はほとんど 0 であるとみなすことができよう。前弧から背弧への Σ_y の変化はプレートの温度構造が東北日本とさほど変わらないのでほぼ同じである。したがって西南日本での $\sigma_{yy} - \sigma_{zz}$ は、前弧から背弧へと Fig. 3a のように変化する。西南日本の背弧での Σ_x の大きさは、前に述べ

たように東北日本のそれとほぼ同じである。 σ_{zz} も両者ではほぼ同じであるから、 σ_{xx} は東北日本背弧と西南日本背弧ではほぼ等しい。これで σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} の三者の関係が西南日本で求めたことになる (Fig. 3a)。

中部日本背弧での $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ は西南日本のそれを基準にすると求められる。中部日本の上部地殻は西南日本のそれより山が高い分厚いことが知られている [FUKAO and YAMAOKA (1983)]。上部地殻の厚さを 25 km, 下部地殻の厚さを 5 km, マントルリソスフェアの厚さを 30 km とすると、西南日本 (上部地殻 15 km, 下部地殻 15 km, マントルリソスフェア 30 km) と比べて 80 bars だけ $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ が小さいことが計算される。これで西南, 中部, 東北日本それぞれの前弧-背弧での $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ のプロファイル, 西南日本での σ_{yy} が得られたので, 残るは中部-東北日本で σ_{yy} のレベルを決めるだけである。これを決めることは現在出来ていないが, どの範囲になければいけないかは直ちにわかる。東北日本で逆断層, 中部日本で横ずれ断層が起きることが知られているので, これを満足するような σ_{yy} のレベルは Fig. 3b, c に示したような位置になければならない。このように σ_{yy} を仮定すると, これら三つの地域の主応力間の関係が求まったことになる。

§ 4. 計算された応力場のもつ意味

計算された主応力のプロファイル (Fig. 3) は、東北日本で東西圧縮の逆断層, 西南日本と中部日本はいずれも東西圧縮の横ずれ断層となっており, σ_{xx} が $\sigma_{H_{\max}}$ となっている。これはこれらの地域にみられる活断層の変位様

Fig. 3. Profiles of the three principal stresses from the forearc to the backarc in (a) southwest Japan, (b) central Japan, and (c) northern Japan. The stress levels are presented as if σ_{xx} and σ_{yy} are constant. Actually these stresses vary along with the thickness of the plate. See the text for details of the calculation.

式を説明する(中部-西南日本では、後で述べるように観測される $\sigma_{H_{max}}$ の方向に地域性があるが、ここではほぼ東西としておく)。ここで用いたのは、東北日本が南北、西南日本が東西にその走向が沿うといういささか単純化された幾何学と、東北-中部日本の σ_{yy} がある適当な範囲にあるという仮定である。この σ_{yy} を東北日本で逆断層、中部日本で横ずれ断層となるように決めたのだから、活断層の変位様式を説明するのは当然と思えるかもしれないが、そうではない。仮定したのは東北日本で逆断層、中部日本で横ずれという断層タイプだけであり、断層の走向やずれのセンスについては何も条件をつけていない。したがってここで述べたことは、極めて少ない仮定で日本列島の広域応力場が構成可能であり、それは観測される活断層や地震のタイプを、東北日本で逆断層、中部日本で横ずれ断層型であることを説明することは自明であるとして、さらに変位様式まで説明しているということである。

HASHIMOTO (1982) は、3次元有限要素法によるモデリングによって、西南日本の東西圧縮を得るには太平洋プレートの押しがフィリピン海プレートのそれよりかなり大きくなければならないことを示したが、これはここで得られた結論と同じである。ただ HASHIMOTO (1982) ではパラメーターであった海側の境界条件が、ここでは自然に与えられている。また前弧から背弧への弧に直交方向の差応力の変化 (Fig. 3) も、西南日本に見られるように断層タイプを決めるのに重要な役割を果たしている。

中部-東北日本で σ_{yy} の絶対値が得られないのは問題であるが、伊豆-小笠原弧の衝突と南千島弧前弧の衝突 [木村 (1981)] を考えると、それが西南日本のそれよりも大きいことはもっともらしい [MATSUDA and UYEDA (1971)]。これを得るには、南部フォッサマグナと日高の衝突の力学的モデルを作らねばならないが、これは将来の課題としたい。ここでは単純化した島弧の走向の仮定の影響を見てみよう。実際は東北日本の x 方向は西北西-東南東である。一方西南日本の走向は西南西-東北東である。これらがフォッサマグナを境に接している。したがって東北日本と直接接している中部日本とくに飛騨山脈では、 $\sigma_{H_{max}}$ の方向は西北西を向いているべきであるが、小さい地震の P -軸をみると実際そうになっている [FUKAO and YAMAOKA (1983)]。より西側の西南日本の日本海側も、活断層による $\sigma_{H_{max}}$ の方向や地震の P -軸は西北西を向いている [NISHIDA (1973), 活断層研究会 (1980), SHIONO (1977), 三雲・石川 (1987)] が、その原因は同じであろう。一方西南日本の前弧では地殻内地震の P -軸は弧の走向に沿っている [大井田・伊藤 (1974),

SHIONO (1977), 岡田 (1994)]。ここはフォッサマグナの衝突地帯から緯度的により南に位置し、そのために衝突によって東西圧縮を説明するのは難しいといわれてきた [石橋 (1986), 小林 (1986), 三雲・石川 (1987), 瀬野 (1987), 石橋 (1995) も参照]。しかし、南海トラフでは $\sigma_{yy}-\sigma_{zz}$ が小さく、したがって自由境界に近いことを考えると、 σ_{yy} の方向はトラフ軸に直交方向となり、したがってもう一つの主応力 σ_{xx} の方向はトラフ走向方向に自然と曲げられるとすれば理解できる。すなわち現実的な幾何学を用いても、南海トラフに沿った方向の σ_{xx} が得られるはずである。西南日本内帯部分の σ_{xx} が東西となる [石橋 (1995)] のは、上で述べた日本海沿岸の σ_{xx} の西北西方向と外帯の σ_{xx} の西南西方向の中間に位置するからであろう。

西南日本の起震応力 $\sigma_{xx}-\sigma_{yy}$ は、中部日本のそれよりも数倍大きい (Fig. 3a, b)。これは中部日本の σ_{yy} が、東北日本のそれと同じように、フィリピン海プレートの上にある伊豆-小笠原弧の衝突によって大きくなっているためであると考えた。東西方向から押された地殻は、西南日本では南に逃げるができるが、中部日本では衝突に支えられて逃げられない。したがって中部日本では山が高くなる。しかしその高くなる主原因は東西圧縮なので、山脈の走向は南北 (より正確には北北東-南南西) となっている。この、中部日本と西南日本での $\sigma_{xx}-\sigma_{yy}$ のレベルの差が、中部日本の山岳地帯の無地震と、その麓や西南日本での地震活動の高さの差となって表れているのであろう。山岳地帯ではほとんど大きな地震は起きておらず、麓に至って地震は起きようになる。活断層の分布にもそれはよく表れており、中部日本では山の麓に分布している [活断層研究会 (1980)]。

1995年1月17日兵庫県南部地震は、東西圧縮の横ずれ断層をメカニズム解として持っていた (Harvard Univ. あるいは東大地震研の CMT 解、その他多数の機関・研究者によるメカニズム解)。これは、ここで得られた西南日本の広域応力場と調和的である。本論文の主応力を構成する要素からすれば、この応力場は、太平洋プレートのリッジ押し力大きいことと、フィリピン海プレートの南北押しが前弧差応力の意味で0に近いこと、に起因している。ただしこの後で示すように、太平洋プレートのリッジ押し力は、フォッサマグナでのオホーツクプレートとアムールプレートの衝突力と区別ができない。フィリピン海プレートが内陸部を押ししていないことと、南海トラフで巨大地震が起こることは矛盾しない。なぜならば巨大地震の応力降下は数10 barsであり [KANAMORI and ANDERSON (1975)]、前弧での応力レベルが低くても構わないからである。すなわち南海トラフ

では、スラスト帯の平均剪断応力は、低いレベルを保ちながら地震の繰り返しとともにゆらいでいるはずである。

西南日本の近畿三角地帯では南北走向の逆断層が卓越しており [Huzita (1980), 活断層研究会 (1980)], これは上に得られた横ずれ断層の応力場と矛盾している。この事実、この地帯では σ_{zz} が Fig. 3a の σ_{yy} よりも小さくなっていることを意味している。地殻の厚さは、琵琶湖では他のところよりむしろ厚く [HURUKAWA (1981)], 地殻が薄いためではない。これは琵琶湖や大阪平野・大阪湾の沈降とも関係しているように見え、フィリピン海スラブに起因するなんらかのダイナミックな引っ張り力が働いて σ_{zz} を減少させているのかもしれないが、原因はわからない。

次に、日本海東縁-フォッサマグナでのアムールプレートとオホーツクプレートとの衝突と、ここで得られた応力場との関係について考察しよう。西南日本は従来ユーラシアプレートの一部とされることが多かったが、アムールプレートの運動が決定されたので [Wei and SENO (1995)], ここではアムールプレートの一部とする。一方東北日本はオホーツクプレートの一部である [SENO *et al.* (1995)]. Fig. 3 の東北日本の東西断面における差応力プロファイルを日本海東縁あるいはフォッサマグナまで延長して計算することは、地殻/プレートの構造を与えると容易である。アムールプレートとオホーツクプレートの相対運動の方向は西北西で、東北日本弧に直交し [Wei and SENO (1995)], また日本海東縁-北部フォッサマグナの衝突境界の走向も東北日本弧の走向とほとんどかわらない。したがって、日本海東縁あるいは北部フォッサマグナでの差応力は、アムールプレートとオホーツクプレートとの衝突による差応力とっていいだろう。すなわち中部山岳地帯の隆起や西南日本の横ずれ活断層をもたらす東西圧縮は、両プレートの衝突によるといってもかまわない。ただしそれは、上で示したように、太平洋プレートの沈み込みに起因する差応力とも言えるのである。これらの力は釣り合うので、両者を区別することは原理的に不可能である。

西南日本の応力場をアムールプレートのオホーツクプレートに対する東進に帰着させようという石橋 (1995) の試みには、次のような矛盾があることを指摘しておこう。石橋 (1995) は、太平洋プレートの押しが原因ならば、なぜ第四紀に入ってから東西圧縮が中部-西南日本で卓越しはじめたのか、それ以前から東北日本と西南日本の幾何学的形態は同じであったのかという。確かに日本列島付近では、かなり長期にわたって現在の沈み込み帯の形態が継続していた [SENO and MARUYAMA

(1984)]. 西南日本では、5 Ma 以前は南北 $\sigma_{H_{max}}$ であったが、岩脈の年代測定から 1 Ma 頃に現在の東西圧縮に変化したとされている [TSUNAKAWA (1986)]. これは、活断層の変位様式や地震性地変動から、第三紀/第四紀境界付近から中期更新世にかけて現在みられる東西圧縮横ずれ断層型の広域差応力場に変わったと言われている [SUGIMURA (1967), 笠原・他 (1978), HUZITA (1980)] ことと調和する。この変化に対応して、フィリピン海プレートが、ユーラシアプレート (アムールプレート) に対する運動を北北西から西北西に変えた [月刊地球, Vol. 10, No. 9-10, 1988 参照], あるいは中期更新世 (0.5 Ma) にオホーツクプレートが北米プレートから独立したプレートに転化し、そのためにフォッサマグナを介して西南-中部日本の東西圧縮が増した [SENO (1985), 瀬野 (1987)] など、プレート運動や形態の変化が考えられてきた。石橋 (1995) は、フィリピン海プレートの運動を変えることで西南日本の東西圧縮の応力場を生じさせることは難しいことを指摘した。西南日本の $\sigma_{H_{max}}$ は、基本的にはフィリピン海プレートとユーラシアプレートとの相対運動の方向ではないことから、これは石橋の言うとおりである。そこで石橋 (1995) は、アムールプレートのオホーツクプレートに対する東進が第三紀/第四紀境界ころに始まったのが、広域応力場変化の原因であるとした。しかし、ここで西南日本の応力場が南北 $\sigma_{H_{max}}$ から現在の東西 $\sigma_{H_{max}}$ に変わったということが意味するものを指摘しておこう。プレート幾何学が現在と同じであるということは、太平洋プレートのリッジ押し力がある間働き続けているわけで、それと調和するように、東北日本では 7 Ma 位から東西圧縮の逆断層の応力場になったと言われている [竹内・他 (1979)]. したがって第四紀以前の南北 $\sigma_{H_{max}}$ は圧縮応力で、西南日本は逆断層の応力場であったはずである。Fig. 1 を西南日本前弧の南北断面であるとして、南北 $\sigma_{H_{max}}$ から現在の東西 $\sigma_{H_{max}}$ で横ずれ断層の場に変わったということは、 F_c が正から 0~負へと変わったことを意味する。フィリピン海プレートのリッジ押し F_R は前に述べたように小さいから、これはフィリピン海スラブのスラブ引っ張り力 F_S が正から 0~負へ変化したことを意味する。すなわち西南日本の広域応力場の変化原因は、フィリピン海スラブ内の応力の変化が本質的であり、東西方向の圧縮応力は基本的にその性格を変えていないのである。すなわちアムールプレートがユーラシアプレートから独立して運動を始めたことが、東西圧縮を強めたかもしれないが、それだけでは西南日本の広域応力場を変えることはできない。フィリピン海スラブの応力の変化は、フィリピン海プレートの運動の変化とむしろ関係があるだろう。瀬

野・他 (1988) は、第四紀はじめ頃の運動の西向き成分を増す変化は、フィリピン海溝で沈み込みが始まったことが原因であるとした。原因の真否はともかくとして、フィリピン海プレートに西に動かす原動力が増加し、南海トラフの下でフィリピン海スラブは、それ以前には自然に重力で落ちる状態 (Fig. 1 の F_s が正) であったものが、無理やり押し込められる状態 (F_s が 0~負) に変わったものと考えられる。

本論説で得られた応力場が、日本列島の活断層の変位様式と調和的だとは言え、これですべてが説明されたわけではなく、多くの具体的な問題が残されている。たとえば伊豆-小笠原弧が衝突している関東-南部フォッサマグナの応力場は、ここでは現実的には扱っていない。これらを扱うことは本論説ではできないが、フォッサマグナを介して中部日本と接する関東・北信地方を含めた東北日本が、なぜ飛騨山脈のように隆起していないのか？という問題に触れておこう。これらの地域は、中部日本と同じ σ_{xx} と σ_{yy} のもとにある (Fig. 3)。関東地方は、東北日本弧と西南日本弧との接合部であり、火山フロントや aseismic front が内陸奥部まで乗り上げている [YOSHII (1979)]。地質構造からみると関東地方は、四万十帯、秩父帯、三波川帯などを基盤とし、西南日本外帯に属する。西南日本外帯は活断層が少ない地域である [活断層研究会 (1980)] が、それは下部地殻の温度が低いせいで変形しにくいためであろう。したがって関東地方が変形しないのは、低い温度によると理解できる。一方東北日本の外帯も変形は少ないが [活断層研究会 (1980)]、内帯では火山フロントが奥羽脊梁山脈をなし、そのさらに背後には出羽山地、日本海東縁の隆起帯からなる数列の隆起帯がある。これらの隆起は比高 2000 m に達している。内帯の幅が広いので、隆起が中部日本のように局在化していないために (Fig. 2 の中部日本の幅参照) 顕著に見えないのではないだろうか？

§5. 結論とまとめ

本論説では、日本列島とくに東北-中部-西南日本の広域差応力場を半定量的に構成して、それが 1995 年 1 月 17 日兵庫県南部地震を含めた西南日本の地震活動や中部-東北日本の造山運動、西南日本のテクトニクスに対してもつ意味を考察した。差応力場を構成するために、日本列島を単純な幾何学で置き換え、その前弧での差応力を海洋プレートとの相互作用から導き、前弧から背弧への地殻/プレート構造の変化にともなう差応力の変化を考えた。さらに東北日本-中部日本の弧に沿った方向の差応力レベルを、東北日本と中部日本の活断層タイプに矛盾しないように仮定して、日本列島の背弧における

主応力間の関係を求めた。得られた応力場は、東北日本と中部日本の活断層タイプを説明することは当然であるが、それに加えて観測される活断層の走向やすべりのセンスを説明している。

兵庫県南部地震は、東西圧縮によって引き起こされた横ずれ断層運動であった。本論説では、中部-西南日本の東西圧縮の原因を、太平洋プレートの押しに帰着させた。しかし、力のつり合いから、太平洋プレートの押しは、フォッサマグナにおけるオホーツクプレートとアムールプレートの衝突による衝突力と区別できない。横ずれ断層を生み出すためには、東西圧縮に加えて、フィリピン海プレートが西南日本を南北に押ししていないことが必要であり、西南日本の応力場をフォッサマグナでのアムールプレートとオホーツクプレートとの衝突だけに帰着させることは出来ない。

ここではプレートの幾何学を単純化したが、将来現実的なプレート境界をもつユーラシアプレート+アムールプレートに対して応力場の計算を行う予定である [WEI and SENO, in preparation]。この場合にはプレートは 2 次元にひろがり、各点での平均差応力を有限要素法で求めることになる [SAITO and SENO (1995)]。そこで問題になるのは本論文の伊豆-小笠原弧や南千島弧の衝突にともなう σ_{yy} のような衝突帯における応力境界条件であり、その自然な与え方に工夫が必要である。そのような計算を行って初めて日本列島の広域応力場は説明されたといえるのであろう。

謝 辞

議論して下さった小林洋二氏、図・文献をご教示いただいた松村正三氏、原稿に対するコメントをいただいた二人の査読者と石橋克彦氏に感謝します。

文 献

- ARTYUSHKOV, E. V., 1973, Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities, *J. Geophys. Res.*, **78**, 7675-7708.
- FLEITOUT, L. and C. FROIDEVAUX, 1982, Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities, *Tectonics*, **1**, 21-56.
- FORSYTH, D. and S. UYEDA, 1975, On the relative importance of the driving forces of plate motions, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **43**, 163-200.
- FROIDEVAUX, C., S. UYEDA and M. UYESHIMA, 1988, Island arc tectonics, *Tectonophysics*, **148**, 1-9.
- FUKAO, Y. and K. YAMAOKA, 1983, Stress estimate for the highest mountain system in Japan, *Tectonics*, **2**, 453-471.
- HASHIMOTO, M., 1982, Numerical modelling of the three dimensional stress field in southwestern

- Japan, *Tectonophysics*, **84**, 247-266.
- HURUKAWA, N., 1981, Normal faulting microearthquakes occurring near the Moho discontinuity in the northeastern Kinki district, Japan, *J. Phys. Earth*, **29**, 519-535.
- HUZITA, K., 1980, Role of the Median Tectonic Line in the Quaternary tectonics of the Japanese islands, *Mem. Geol. Soc. Jpn.*, **18**, 129-153.
- 石橋克彦, 1986, 東北日本北米プレート説と西南日本東進説, *月刊地球*, **8**, 762-767.
- 石橋克彦, 1995, 「アムールプレート変動帯」における1995年兵庫県南部地震と広域地震活動(予報), *地質ニュース*, **490**, 14-21.
- KANAMORI, H. and D. L. ANDERSON, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1095.
- 活断層研究会, 1980, 日本の活断層, 東大出版会, 363 pp.
- 笠原敬一・杉村 新・松田時彦, 1978, ネオテクトニクスの体系, *地球科学*, 岩波書店, Vol. 10, 1-31.
- 木村 学, 1981, 千島弧南西端付近のテクトニクスと造構応力場, *地質学雑誌*, **87**, 757-768.
- 小林洋二, 1986, 西南日本海側北西部の応力場: 西南日本地殻内応力場に対する一解釈, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 33-34.
- MATSUDA, T. and S. UYEDA, 1971, On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas, *Tectonophysics*, **11**, 5-27.
- 三雲 健・石川有三, 1987, 日本海沿岸の地震と広域テクトニクスおよび長期的地震予知, *地震予知研究シンポジウム*, 日本学術会議地震学研連・地震学会, 259-269.
- NISHIDA, R., 1973, Earthquake generating stress in eastern Chugoku and northern Kinki districts, southwest Japan, *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto, Univ.*, **22**, 197-233.
- 岡田義光, 1994, プレーートの形状と運動, *地震予知連絡会地域部会報告「地震予知観測の成果(2)―関東・中部地域―*, **5**, 221-230.
- 大井田 徹・伊東 潔, 1974, 近畿地方東部および中部地方における浅発地震の発震機構, *地震*, **27**, 246-261.
- PARSONS, B. and F. M. RICHTER, 1980, A relation between the driving force and geoid anomaly associated with mid-oceanic ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **51**, 445-450.
- SAITO, A. and T. SENO, 1995, Differential stress fields in the Nazca and South American plates: two dimensional modeling taking into account the plate and crustal structural variations and plate driving forces, preprint.
- SATO, K., 1988, Stress and displacement fields in the north-eastern Japan island arc as evaluated with three-dimensional finite element method and their tectonic implications, *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5*, **31**, 57-99.
- 瀬野徹三, 1980, 変化する広域応力場―南関東を例として―, *月刊地球*, **2**, 146-153.
- SENO, T. and S. MARUYAMA, 1984, Paleogeographic reconstruction and origin of the Philippine Sea, *Tectonophysics*, **102**, 53-84.
- SENO, T., 1985, Northern Honshu microplate hypothesis and tectonics in the surrounding region: When did the plate boundary jump from central Hokkaido to the eastern margin of the Japan Sea, *J. Geodet. Soc. Jpn.*, **31**, 106-123.
- 瀬野徹三, 1987, 日本付近の新プレート境界と50万年前の変動, *科学*, **57**, 84-93.
- 瀬野徹三・関口渉次・吉田明夫, 1988, フィリピン海プレートの運動の4 Ma までの復元―2 Ma 頃に運動は変化したか?―, *月刊地球*, **10**, 646-654.
- SENO, T., 1991, Earthquakes and Plate Tectonics, IISSE Lecture Note, JICA, 59 pp.
- 瀬野徹三, 1992, スラブが決める弧の応力, *月刊地球*, **14**, 332-334, 1992.
- SENO, T., T. SAKURAI and S. STEIN, 1995, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, submitted.
- SHIONO, K., 1977, Focal mechanisms of major earthquakes in southwest Japan and their tectonic significance, *J. Phys. Earth*, **25**, 1-26.
- SUGIMURA, A., 1967, Uniform rates and duration period of Quaternary earth movements in Japan, *J. Geosci., Osaka City Univ.*, **10**, 25-35.
- 竹内 章・中村一朗・小林洋二・堀 清彦, 1979, 岩脈郡からみた本州中部の新生代応力場―古応力学序説―, *月刊地球*, **1**, 447-451.
- TSUNAKAWA, H., 1986, Neogene stress field of the Japan Arc and its relation to the igneous activity, *Tectonophysics*, **124**, 1-22.
- UKAWA, M., 1982, Lateral stretching of the Philippine Sea plate subducting along the Nankai-Suruga Trough, *Tectonics*, **1**, 543-571.
- WEI, D. and T. SENO, 1995, Determination of the Amurian plate motions, *Geodynam. Series, AGU*, preprint.
- WEI, D. and T. SENO, Differential stress fields in the Eurasian plates: two dimensional modeling taking into account the plate and crustal structural variations and plate driving forces, in preparation.
- YAMANAKA, Y., 1993, A unified model of the stress state in subducting slabs, Ph. D. Thesis, University of Tokyo.
- YOSHII, T., 1979, Compilation of geophysical data around the Japanese Islands (I), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **54**, 75-117.