

# 関東・東海地域の地震活動とプレート構造

石田 瑞穂<sup>1)</sup>

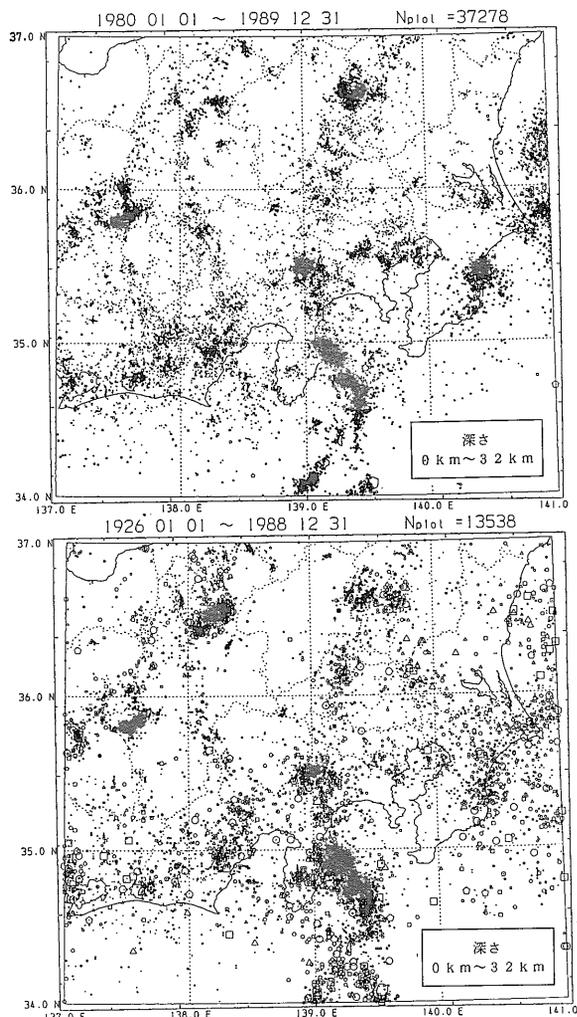
## 1. はじめに

首都圏および東海メガポリスを擁する関東・東海地域は、ユーラシア (EUR) プレート、フィリピン海 (PHS) プレート、太平洋 (PAC) プレートという3プレートの会合点に位置し、世界でも類を見ない複雑なプレート構造を呈している地域である。関東・東海地域の大部分は EUR プレートに属し、その下方には相模・駿河トラフから沈み込んだ PHS プレートが、さらに下方には日本海溝から沈み込んだ PAC プレートが存在する。従って、この地域で繰り返し発生するマグニチュード (M) 8 級の大地震—例えば1923年関東地震や1944年東南海地震—の発生機構は、これら3プレートの相対運動で説明されている。現在、この関東・東海地域において、近い将来 M 8 級の東海地震あるいは規模は小さくても被害の大きい都市直下型の地震が発生する可能性が予測され、この地域における地震発生機構の究明が急がれている。こうした意味で、関東・東海地域におけるプレートの形状と、その相対運動の様子を明らかにすることは、収束型プレート境界のテクトニクスの一般的解明というだけでなく、地震予知の面からも極めて重要である。

## 2. 関東・東海地域の地震観測

プレートの形状を決めるための、最も基本的なデータの一つとして、地震の震源および発震機構の分布が考えられる。地震活動を詳細に把握することを主目的として、国立防災科学技術センターでは、1978年から1983年にかけて、関東・東海地域における高感度地震観測網の整備をしてきた。その結果、現在では、関東・東海地域で発生した M 2 以上の浅い地震 (30km 以浅) の殆ど全ての震源を決めることが可能になった。

第1図の上図は、最近10年間 (1980年から1989年まで) に国立防災科学技術センターの観測網で観測された浅い地震 (深さ 0 km ~ 32 km) の分布を示す。第1図の下図は、



第1図 関東・東海地域における地震の分布  
上図：最近10年間の浅い地震の分布 (国立防災科学技術センターによる)。期間は1980年~1989年、震源の深さは0 km~32 km。  
下図：過去63年間の浅い地震の分布 (気象庁による)。期間は1926年~1988年、震源の深さは0 km~32 km。

1) 科学技術庁 防災科学技術研究所：〒305茨城県つくば市天王台 3-1 (1990年6月、国立防災科学技術センターを改称)

キーワード：PHSプレート、プレート構造、関東・東海地域、地震活動、地殻構造、収束境界テクトニクス

過去63年間（1926年から1988年まで）に気象庁の観測網で観測された浅い地震（深さ0km～32km）の震源を示す。上図に示されている地震の大部分は、M4以下の小・微小地震であり、下図に示されている地震の大部分は、M3～4以上の地震である。しかるに、両図の震源分布のパターンは非常によく似ている。つまり、地震の検知能力を上げ、発生頻度の高い（マグニチュードが1下がると、地震発生数は約8倍になる）微小地震まで観測することにより、短期間（10年間）の観測データで長期間（63年間）の地震活動をかなりよく表すことができることを意味している。さらに、観測精度を上げたことにより、微小地震に至るまで高精度で震源決定することが可能になり、結果として、第1図に示されているように、地震の分布を詳細に知ることができるようになる。

以下で示す関東・東海地域の地震活動とプレート構造は、これら最近の観測データから求められた結果である。まず、インバージョン法により求められた地震波（P波）の三次元速度構造とその三次元速度構造を用いて求められた震源分布を示す。次に、地震の発震機構と震源分布との関連を示し、最後に、これらから推定されたプレート構造を示す。

### 3. 三次元速度構造と地震の分布

第2図の左図は、三次元インバージョン法を用いて求められたP波速度偏差値の深さ別分布を示す。ここで用いた方法は、AKI and LEE (1976) により開発された方法と、基本的には同一である。その概略は、以下のようである。まず、観測網の下の地下構造をブロック状に分割し、各ブロック内の速度構造を仮定する（初期値を与える）。同時に、走時計算に用いる地震の震源位置と発震時も仮定する。次に、観測走時と仮定した値に基づく計算走時とのずれが最小になるように、連立一次方程式を解く。この際、解が発散するのを避けるために、ダンピングをかけた最小二乗法を用いる。求められた値は、仮定した速度構造（初期値）からのずれであり、速度偏差値として第2図には%で示されている。計算に用いられた地震は244個、観測点は66点である。地殻および上部マントル（深さ212kmまで）は、 $0.25^{\circ}$ （東西方向） $\times 0.25^{\circ}$ （南北方向） $\times 30$ km（深さ方向、但し第1層目のみ32km）のブロックで分割され、初期構造としては、国立防災科学技術センターで震源決定に用いている構造（鶴川ほか、1984）が用いられた。但し、ブロックの位置は東西、南北、東北—南西、上下方向に半ブロックづつずらして計算され、8種類の解が一つの図としてまとめられた。従って、第2図は一層おきの構造を示している。コンター

は2%ごとに示されている。陰影を施した領域（H）は、速度が速いことを示す。第2図の右図は、左図で示された速度構造を用いて再決定された震源の分布を示す。両図、速度構造と地震の分布から、次のような特徴があげられる。

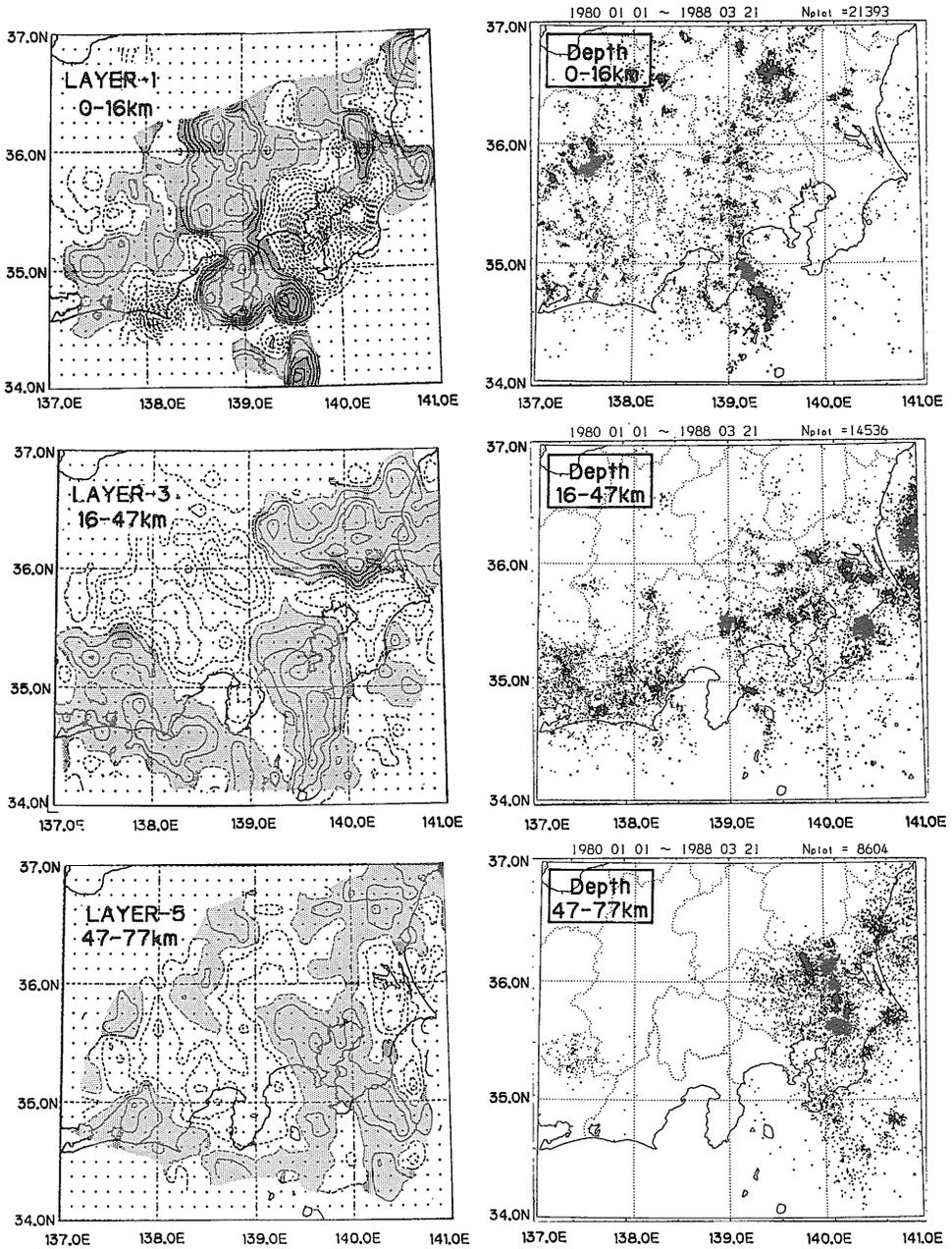
第1層目（深さ0km—16km）：御前崎と東京湾を中心として、非常に遅い速度構造を示す。この領域では、地震活動度も低い。両地域は、前弧盆に相当し厚い堆積層で特徴づけられる。相模湾と駿河湾において、速い速度構造と遅い速度構造の境界は、トラフ軸と良い一致を示す。第3層目（深さ16km—47km）：東海地域および相模湾に広がる高速度領域（左図）は、活発な地震活動（右図）で特徴づけられる。これは沈み込んでいるPHSプレートとこの沈み込みに関連した地震活動を示すと考えられる。一方、駿河湾北部から北西方向にかけて広がっている低速度層領域では、地震活動が殆ど観測されていない。また、北緯36度以北の高速度層領域でも、地震活動は極めて低い。第5層目（深さ47km—77km）：東経139度以東の高速度層領域と地震活動度の高い領域とが、よい一致を示すが、これは沈み込んだPACプレートと関連すると考えられる。

第3図は、東海地域から伊豆半島を横断する東西断面上に投影された速度構造（上図）と震源の分布（下図）を示す。逆三角形は、トラフ軸を示すが、相模トラフと駿河トラフから、それぞれ東下方と西下方に傾斜している高速度層（陰影を施した領域）が認められる。また、その下方に一部、東から西下方に傾斜する高速度層が見られる。これらの高速度領域は、下図の震源分布で見られる傾斜した地震発生面と極めてよい一致を示す。東と西に傾斜する浅い高速度領域と地震活動は、PHSプレートの沈み込みを示し、東から西に傾斜する深い部分は、PACプレートの沈み込みを示す。

第2図と第3図から、関東・東海地域の下方に沈み込んでいる海洋プレートは高速度領域と活発な地震活動で特徴づけられることが解る。

### 4. 震源と発震機構から推定されたプレートの形状

第4図は、房総半島から東京湾を縦断する北西—南東方向の垂直断面上に投影された震源と20観測点以上で決められた発震機構解（M4以上）を示す。この断面は、PHSプレートのおおよそその運動方向と平行した面を示す。発震機構の‘a’、‘b’、‘c’は、それぞれ震源分布図に示されている地震群‘a’、‘b’、‘c’に属す地震を示す。第4図には、震源分布と発震機構から推定されたPHSプ



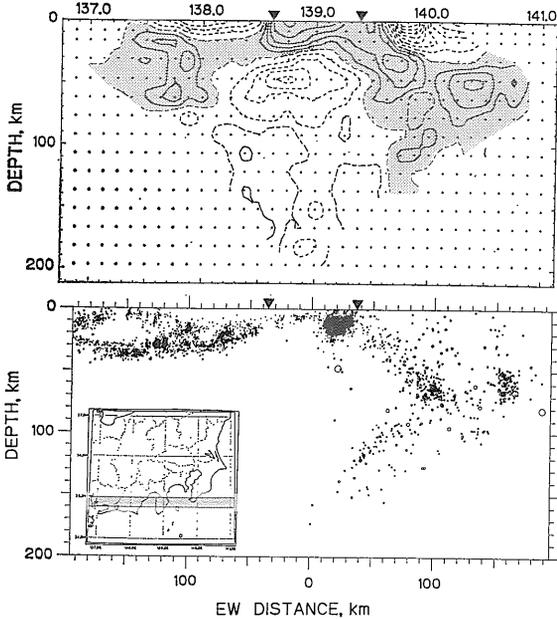
第2図 P波速度偏差と震源の深さ別分布 (石田, 1988)

左図：速度偏差分布 (%)。コンターは2%ごとに示す。実線 (破線) は、速度の速い (遅い) ことを示す。陰影を施した領域 (H) は、速度の速い領域を示す。

右図：左図の速度構造を用いて再計算した震源分布。再計算により、震源は深さ方向で数 km 変更され、震源の集中度が良かった。観測点5点以上で求められた震源のみ、プロットされた。

レートと PAC プレートが、既に示されているが、これは以下の結果に基づいている。地震群 'a' の地震の大部分は北西傾斜の逆断層型の地震、地震群 'b' と 'c' の地震の多くは西傾斜の逆断層型の地震である。このこと

は、地震群 'a' は、PHS プレートが EUR プレートの下方、北西方向へ沈み込むことにより、両プレート境界 (PHS プレート上面) で発生した地震を意味し、地震群 'b' と 'c' は、PAC プレートが PHS プレートの下方、

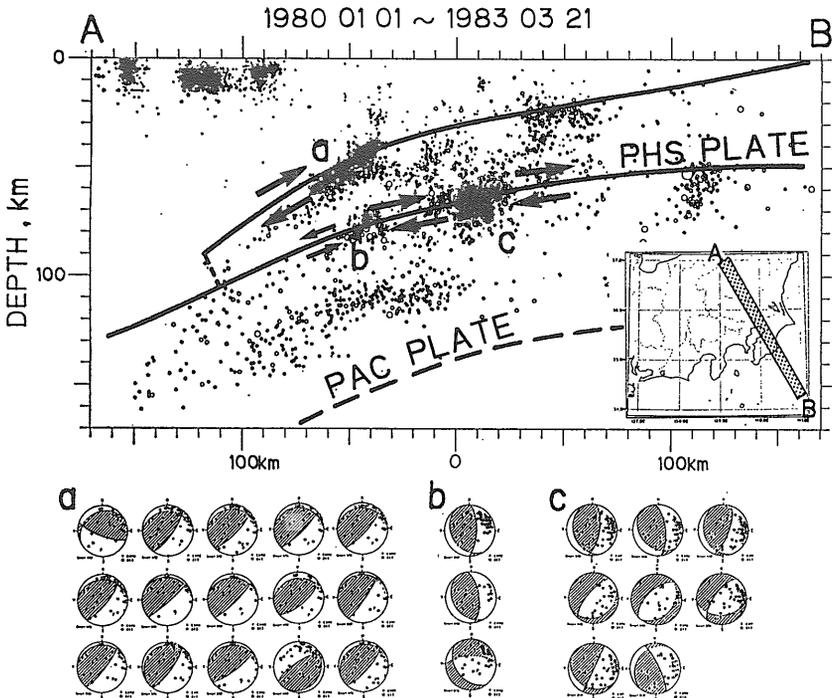


第3図 東西鉛直断面上に投影された震源と速度構造 (石田, 1988)  
 上図: P波速度偏差分布。コンターは2%ごとに示してある。  
 陰影を施した領域は速度の速いことを示す。  
 下図: 1980年から1988年3月に発生した地震の震源分布。上図の速度構造を用いて再決定された震源。左下に断面の位置を示す。

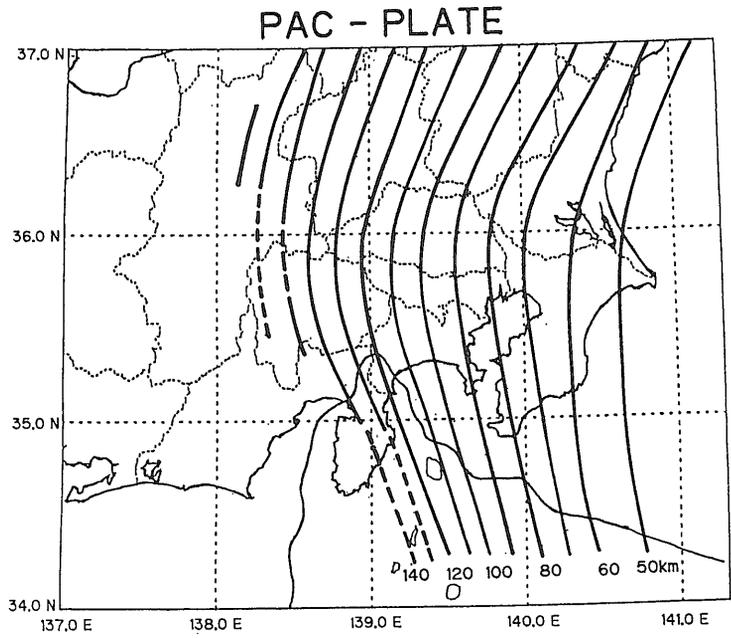
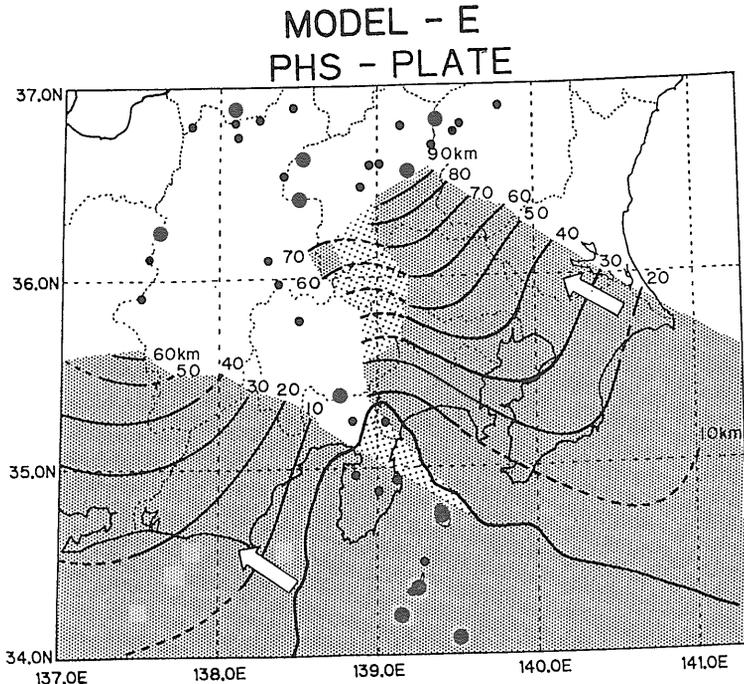
西方向へ沈み込むことにより、両プレート境界 (PACプレートの上面と PHSプレートの下面) で発生した地震を意味する。ところが、地震群 'b' と 'c' には、しばしば北あるいは北西傾斜の正断層型の地震もみられる。これは、おそらく PHS プレートが北西方向に沈み込むことによって、PHS と PAC プレート間で発生した地震ではないかと考えられる。つまり、PAC プレートと PHS プレート間では、どちらのプレートがより能動的に動くかによって、地震の発震機構が決められると考えられる (但し、3プレートの相対運動を厳密に考えた場合、地震の発震機構はそう簡単ではないが、ここでは詳しい議論を省く)。

上記と同様に、関東・東海地域全域において、M4以上の地震の発震機構およびその震源位置と全ての地震の震源分布を調べて、プレート境界を求めた結果が第5図である。第5図の上図に PHS プレート上面の等深線分布を、下図に PAC プレートの上面の等深線分布を示した。上図において、陰影を施した領域は、震源分布と速度構造から沈み込むプレートを特定できた領域である。薄い陰影は、地震活動度は低い、周辺地域の震源分布から推定されることが出来るプレートの領域を示す。

実際の作業において、第5図は必ずしも一意的に求められたわけではなく、以下の仮定に基づいている。①プレートは海溝 (トラフも含める) から沈み込み始める。②プレートの形状は、全体として滑らかに連続している。つまり、それぞれの断面から求められたプレート上面を



第4図  
 北西—南東鉛直断面上に投影された震源と発震機構 (ISHIDA, 1989). 上図: 震源分布 (1980年1月~1988年3月) と推定されたプレートの形状 (実線). 矢印は地震群 'a', 'b', 'c' の発震機構解から推定されたプレート境界での運動方向。  
 下図: 上図の地震群 'a', 'b', 'c' に発生している地震の発震機構解。M4以上、観測点20点以上で決められた地震の発震機構解。

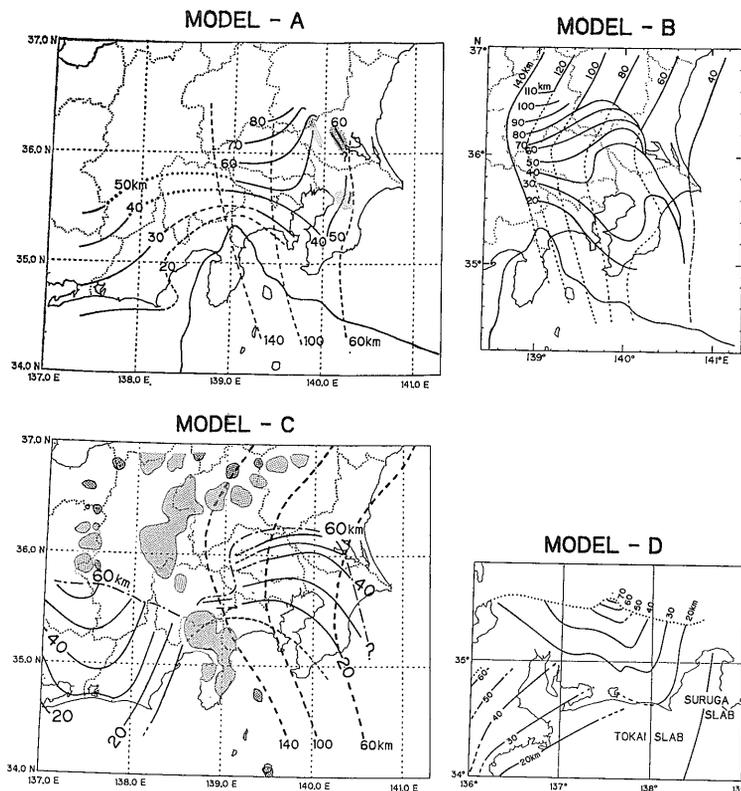


第5図  
PHS プレートおよび PAC プレート上面の等深線分布 (ISHIDA, 1989).  
上図: PHS プレート上面の等深線 (実線と破線). 等深線に付けられた数字は, 深さ (km) を示す. 陰影を施した領域は, 震源分布および高速層から PHS プレートが認められた領域. 薄い陰影を施した領域は, 地震活動がきわめて低く高速層も認められないが, 周辺の地震活動から沈み込む PHS プレートが推定される領域. 黒丸は, 第四紀の火山を示す.  
下図: PAC プレート上面の等深線. 数字は深さ (km) を示す.

忠実につなぐのではなく, 全体として平滑化する.

こうして求められた第5図の等深線分布に基づいて, PHS と PAC プレートの主な特徴を示すと以下のようになる. ①PHS プレートの厚さは $30\text{km} \pm 5\text{km}$ . ②PHS プレートは, 全体として北西方向に傾斜している. ③ PAC プレートは, 全体として西方向に傾斜している.

④相模湾側から沈み込んでいる PHS プレートと, 駿河湾側から沈み込んでいる PHS プレートとの沈み込みの傾斜角が異なる. ⑤相模湾側と駿河湾側から沈み込んだプレートに挟まれた領域 (伊豆半島北西方向) では, 地震活動が殆どみられないだけでなく, 高速層もみられない. さらに, この領域には, 火山 (第5図上図の黒丸印)



第6図  
プレート上面のモデル。  
MODEL-A: SHIMAZAKI *et al.* (1982) による。MODEL-B: 野口 (1985) による。MODEL-C: 笠原 (1985) による。MODEL-D: YAMAZAKI *et al.* (1989) による。

が分布している。⑥ PHS プレートの沈み込み口としてトラフ軸を仮定してきた。しかし、相模トラフ側のPHSプレート北端部ではトラフ軸ではなく、伊豆大島の東側（第5図の上図において、伊豆半島北部の薄い陰影の領域の東南端）辺りから、北西方向に向かって徐々に沈み込み始めると考えられる。

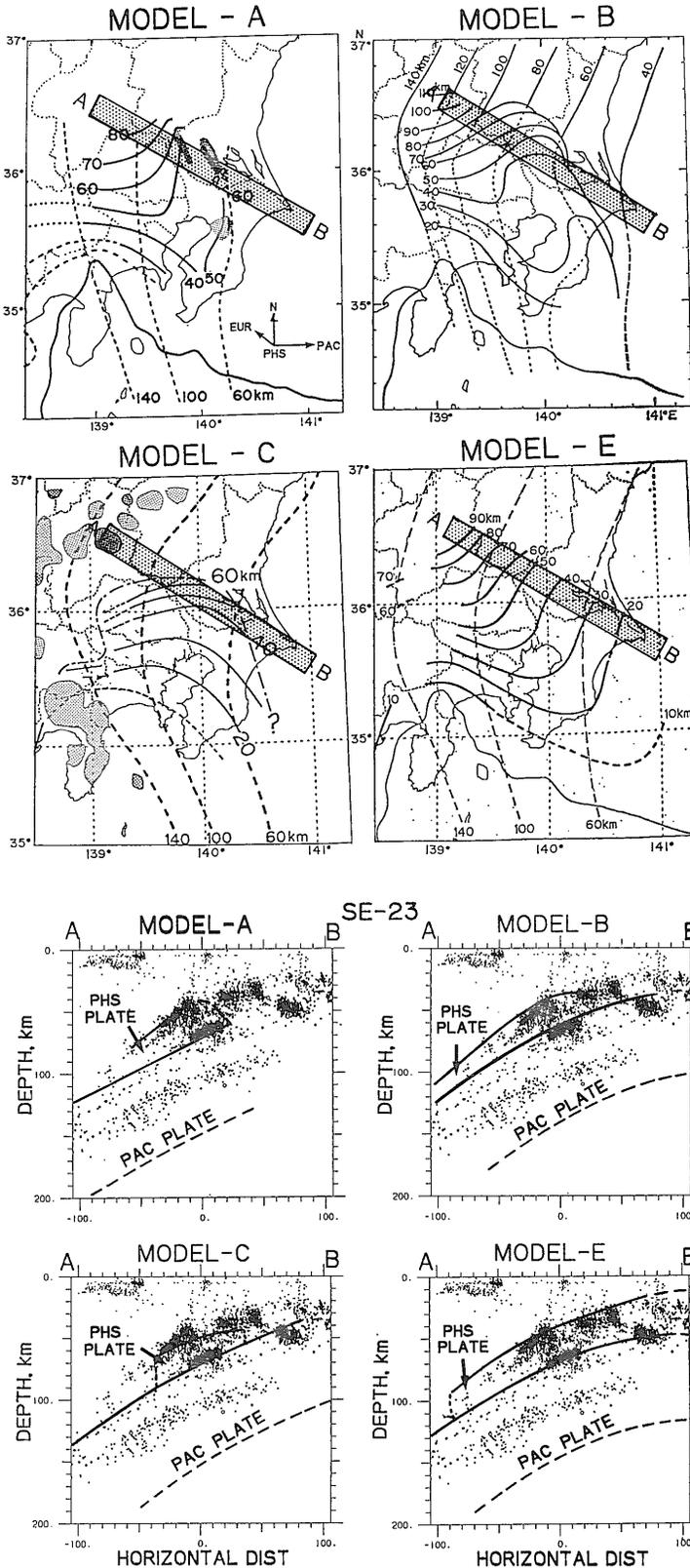
以上の特徴から、テクトニクス的には次のことが考えられる。①相模湾側から沈み込んだプレートは、下に東から西に向かって傾斜している PAC プレートがあるために、東上がりの形になり、西側には伊豆半島があるために浮力により沈み込みにくくなり西上がりの形を示す。結果的に、進行方向に向かってくぼんだ形状を示す。このくぼみの走向は北西から北北西方向を示し、現在の PHS プレートの運動方向とは調和的である。②相模湾側と駿河湾側から沈み込んだ PHS プレートの沈み込み角度の違いにより、両プレートに挟まれた領域（伊豆半島北西方向）では張力が働きクラックあるいは断裂が生じ易くなる。PHS プレートの下方から上昇してきたマグマは、このようなクラックあるいは断裂により通過しやすくなったプレート内を通り抜けて上昇し地表に達する。マグマの通路となった周辺領域のプレートは暖められ、結果として地震は発生しにくくなり、地震波速度

も遅くなる。

第6図に、他の研究者により既に提唱されているプレートモデルが、プレート上面の等深線分布として表されている。これらのモデルと第5図で示されたモデルとの違いを、次に簡単に示す。

第7-2図は、関東地域における地震の震源と第5、6図で示されたプレートの形状を、垂直断面上に投影した図である。断面の位置は第7-1図で示されている。鉛直断面ABの走向は北西—南東方向を示し、PHSプレートの沈み込み方向におおよそ平行している。MODEL-A, B, C, Eの断面は、第6図と第5図に示されたモデルに相当する。第7-2図から、提唱されているモデル間の相違は明瞭である。MODEL-Eでは、PHSプレートは上面右側（第7-1図では南東方向、右手前側）に位置する相模トラフ軸から沈み込む形状を示している。これは、プレートはトラフ軸から沈み始めると仮定してプレートの形状を推定したためである。ところが、他のモデル (MODEL-A, B, C) では、PHSプレートは、上面右（第7-2図）に位置するトラフ軸に連続する形状を示していない。

第8図は、東海地域における地震の震源と、PHSプレートの形状を南北鉛直断面上に投影した図である。左



第7図

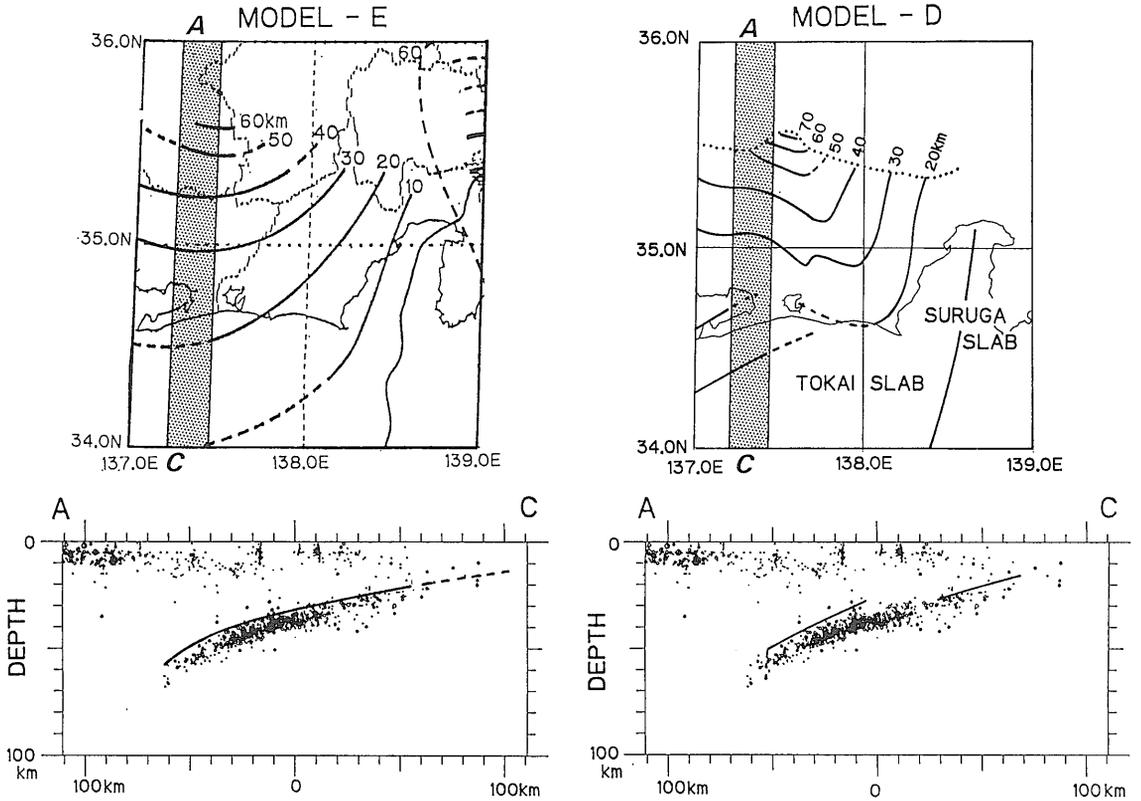
第6図の MODEL-A, B, C と第5図の MODEL-E で示された PHS および PAC プレーートの形状と震源の北西-南東鉛直断面への投影.

第7-1図(左): それぞれのモデルの等深線分布と鉛直断面 AB の位置 (陰影を施して示してある). 断面の走向は北西-南東を示す. 第7-2図(左下): 断面 AB に投影された震源とそれぞれのモデルの PHS および PAC プレーートの形状.

側に MODEL-E による場合を, 右側に MODEL-D による場合を示している. 等深線分布に対する断面の位置は第8図の上図に, それぞれ示されている. MODEL-E では, 東海地域においてトラフ軸に平行する滑らかな等深線分布を示すが, MODEL-D では, 2つのプレートが重なり合うという, かなり複雑な形状を示している. 第8図の, 南北方向の垂直断面上に投影されたプレートの形状と震源分布をみる限り, プレートは MODEL-E で示されるような単純な形状で説明できる. 東海地域で発震機構が求められた M4 以上の地震は極めて少ないため, MODEL-E を求める際には, M3~4 の地震の多くは, 北西-南東方向に圧縮軸を持つ横ずれ型の発震機構を示し, プレート境界の地震というよりプレート内地震と考えられる. 従って, この地域では地震多発面の上面をプレート上面と仮定して, MODEL-E の等深線は求められている.

### 5. おわりに

現在, 東海地域においては M8 級の地震が, 相模湾北西部 (神奈川県西部) においては M7 級の地



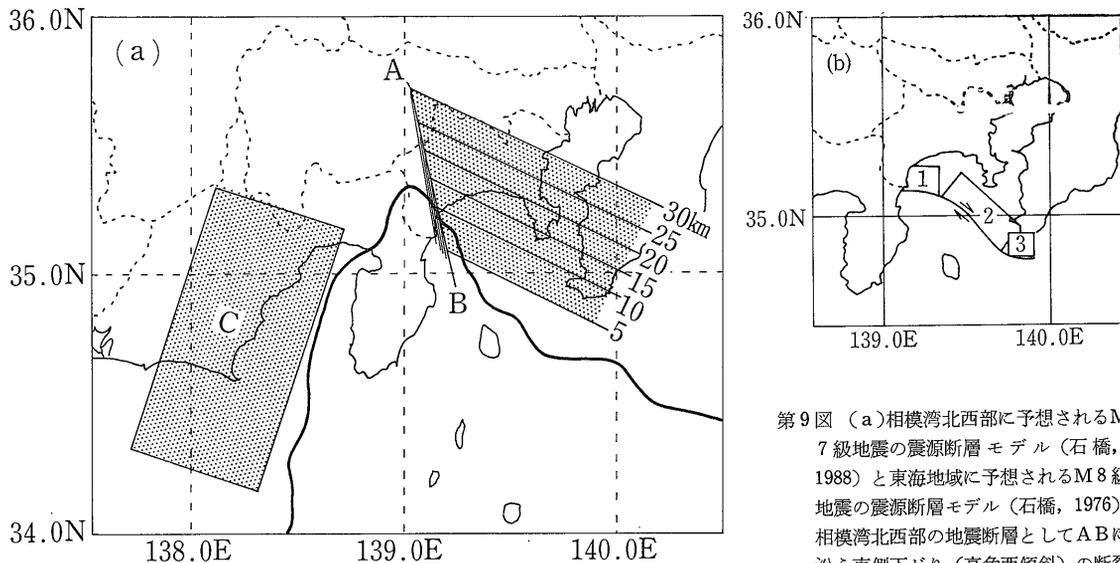
第8図 第6図の MODEL-D と第5図の MODEL-E で示された PHS プレート上面の形状と震源の南北鉛直断面 A-C 上への投影  
 上図：それぞれのモデルの等深線分布と鉛直断面 A-C の位置（陰影を施して示してある）。  
 下図：鉛直断面 A-C に投影された地震の震源と PHS プレート上面の形状。

震が近い将来発生する、と予測されている。これらの震源位置は、必ずしも明かではない。特に、相模湾北西部に予測されている M7 級の地震に関しては、様々なモデルが提唱されている。それらの中の代表的な 2 つの震源モデルを第 9 図に示す。相模湾北西部の地震断層としてモデル (a) で仮定されている断層 A-B の位置を、第 5 図の MODEL-E から推定することは難しい。MODEL-E によると、モデル (a) の断層 A-B の西側でも東側同様 PHS プレートは沈み込んでいて、断層 A-B は震源分布、発震機構、速度構造等からは認められない。モデル (b) では、断層面-1 が相模湾北西部の地震断層を示す。この断層面-1 も MODEL-E で説明することは難しい。本来 MODEL-E は、プレート全体の形状を決めることを目的として求められている。従って、このような震源断層を特定するという細かい構造の議論には、必ずしも適しているとはいえない。しかし、今後は MODEL-E も含めて、この地域での M7 級地震の断層モデルを再考する必要があるだろう。

一方、史料に基づく研究によると、東海地域では過去 1990年 8月号

度々 M8 級の地震が発生しているという (石橋, 1976)。その東海地域で、現在予測されている M8 級の地震が、第 9 図で示される断層面を持つとするならば、MODEL-D (第 6, 8 図) のような複雑なプレートの形状から、このような大断層を推定することは難しい。一般的には、MODEL-E のように滑らかな形状のプレート境界においてのみ、地震の破壊面は大きく成り得ると考えられる。つまり、プレートは少なくとも M8 級の地震の断層の長さに対応する範囲程度では、滑らかであることが必要ではないだろうか。今後は、このような繰り返し発生する M8 級地震の発生機構をも説明し得るモデルとしてのプレートの形状を考えていく必要があるだろう。

以上、関東・東海地域における震源分布、地震波速度構造、地震の発震機構等の特徴と、これらから推定される PHS および PAC プレートの形状と、プレート間の相対運動の特徴を示してきた。プレートに関しては、既に様々なモデルが提唱されているにも拘らず、ここでは敢えて新たなモデル (MODEL-E) を提唱している。このモデルは、最近の最も精度の良い地震データに



第9図 (a)相模湾北西部に予想されるM7級地震の震源断層モデル(石橋, 1988)と東海地域に予想されるM8級地震の震源断層モデル(石橋, 1976). 相模湾北西部の地震断層としてABに沿う東側下がり(高角西傾斜)の断層を提唱している.

東海地震の震源断層モデルは、長方形Cとして陰影を施して示されている。

(b)相模湾北西部に予想されるM7級地震の震源断層モデル(TADA and SAKATA, 1977). 图中, 1として示されている四辺形の領域が予想地震断層面。

基づいているというだけでなく、関東・東海地域をPHSプレート全体の運動の中で捉えるということによって、既存のモデルから大幅に異なるモデルとなっている。いずれのモデルが、この地域のプレート運動を最も的確に表し得るかは、地震データ以外の地球物理学データあるいは地質学データ等によって、今後検討されるべきであろう。

参考文献

AKI, K and LEE, W. H. K. (1976): Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes. I. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4389.

石橋克彦 (1976): 東海地方に予想される大地震の再検討—駿河湾大地震について, 地震学会講演予稿集, no. 2, 30-34.

石橋克彦 (1988): “神奈川県西部地震”と地震予知 I, *科学*, **58**, 537-547.

ISHIDA, M. and HASEMI, A. (1988): Three-dimensional velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan *J. Geophys. Res.*, **93**, 2076~2094.

石田瑞穂 (1988): 関東・東海地域の3次元速度構造の再決定, 地震学会講演予稿集, No. 1, 97.

ISHIDA, M. (1989): The configuration of the Philippine Sea plate in the Kanto-Tokai district, Japan. *Abst. 25th IASPEI*.

笠原敬司 (1985): プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, **35**, 133-137.

野口伸一 (1985): フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴, *月刊地球*, **7**, 97-104.

SHIMAZAKI, K., NAKAMURA, K., and T. YOSHII(1982): Complicated pattern of the seismicity beneath metropolitan area of Japan: proposed explanation by the interactions among the superficial Eurasian plate and the subducted Philippine Sea and Pacific slabs, Abstract paper presented at Intern. Conf. Mathematical Geophysics, Chateau de Bonas, France, 20-25 June 1982, *Terra Cognita*, **2**, p.403.

TADA, T. and SAKATA, S. (1977): On a fault model of the 1923 Great Kanto earthquake and its geotectonic implication, *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **22**, 103-120.

鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司 (1984): 関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について, 国立防災科学技術センター研究報告, **53**, 1-88.

YAMAZAKI, F., OOIDA, T. and AOKI, H., (1989): Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **36**, 15-26.

ISHIDA Mizuho (1990): Seismicity and present tectonics along the northern tip of the Philippine Sea plate.

<受付: 1990年5月25日>