神奈川県西部地域の地震活動

石 田 瑞 穂*

Seismic Activity in the Western Part of Kanagawa Prefecture

Mizuho ISHIDA*

I. はじめに

神奈川県西部地域は、17世紀以降約70年ごとに大地震が発生している (Ishibashi, 1985) にもかかわらず最近約70年間大地震が発生していないこと、しかも最近20年間程周辺地域では地震活動が極めて活発であることなどから、近い将来マグニチュード (M) 7級の大地震が起こる可能性が高いとして、研究者の注目を集めてきた。最近の高精度地震観測網からのデータによると、この地域は大地震の空白域であるばかりでなく、微小地震の活動度も極めて低いことが明らかにされた。こうした状況の下で1990年8月5日 $M5.1$ の地震が発生した。この地域に $M5.0$ 以上の地震が発生したのは、1933年以降のことである。従って、この地震が神奈川県西部地域の地震活動に関して何を意味しているのかが問われているが、現在その答は明らかではない。さらにここで最大の問題点は、17世紀以降神奈川県西部地域において約70年間で $M7$ 級地震が発生し、今後も発生するという前提である。神奈川県西部地域の $M7$ 級地震発生の可能性は、この前提が正しいかどうかに関わっている。しかし本稿ではこの前提の是非は問わず、神奈川県西部地域で地震が起こるとしたら、その発生場所はどこでどのようなメカニズムの地震が発生する可能性があるかを、地殻構造と地震活動の両面から考察してみる。

まず、神奈川県西部地域を取り囲む地震活動の背景と、現在までに提唱されている様々な地震断層モデルを示す。次に、最近の高精度・高感度地

震観測網からの観測データに基づいた場合、この地域の地下構造がどこまで明らかにされてきたか、震源分布との相関はどうなっているか等を示す。次に、こうした結果から $M7$ 級地震として想定される地震の断層をどこまで予測できるのか、1990年 $M5.1$ の地震の発生をどのように考えたらよいのか等に焦点を絞って論じる。

II. 神奈川県西部地域の地震活動

図1に、神奈川県西部地域としてこの章で示す領域 (図中陰影を施した長方形の領域) と、その周辺域のテクトニクスを示した。この図は、神奈川県西部地域がフィリピン海プレートの北端部に位置し、フィリピン海プレートは全体としてこの周辺域ではトラフ軸から北西方向に沈み込んでいることを示す。神奈川県西部周辺域の地震活動のうち、想定されている $M7$ 級地震との関連で従来議論されてきた地震活動についてまず考察する。神奈川県西部地域は大地震のみならず微小地震に関しても地震活動において空白域と言われている。そうした地震活動について、図2と3に示した。

図2は、気象庁のカタログに基づいて $M4$ 以上の地震の最近約30年間の地震活動を、図3は、防災科学技術研究所のカタログに基づいて最近約10年間の微小地震を含む地震活動を示す。図2の陰影を施した長方形の領域と、図3の陰影を施した長方形の領域は、図1の陰影を施した領域と同一範囲を示し、地震活動空白域の中心付近に位置している。1990年 $M5.1$ の地震はこの長方形内に発生した。図2から次のことがうかがえる。1960

* 防災科学技術研究所

* National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

図 1 神奈川県西部地域と周辺域のテクトニクス
陰影を施した領域が狭義の神奈川県西部地域。右下の図で、矢印は
プレートの運動方向を示す。

1960 01 01 ~ 1990 12 31 $N_{plot} = 388$

図 2 $M4$ 以上の地震の震源の緯度方向の時間変化 (1930年~1990年,
深さ $0 \sim 30\text{km}$, 気象庁カタログによる)
左図で陰影を施した領域は狭義の神奈川県西部地域を示す。右図の陰影線は、左図の陰
影を施した領域を示す。

1980 01 01 ~ 1991 04 30

N_{plot} = 28049

図3 微小地震の震央分布と緯度方向の時間変化（1980～1990年、深さ0～30km、防災科学技術研究所カタログによる）

左図の陰影を施した領域は図1と同一範囲を示す。右図の陰影線は左図の陰影を施した領域を示す。

年代に伊豆半島南方において始まった活発な地震活動が次第に北上し、1980年ごろに北緯35.0度付近に達した。地震活動の北進はそこで停止したが、地震活動は依然活発であり1989年には伊豆半島東方沖で海底噴火が観測され、1990年には $M6.5$ の地震も発生した。さらに、北緯35.0度から35.3度付近までの範囲を地震活動の空白域として残し、北緯35.3度の北方でも地震活動度は比較的高く、1983年には $M6.0$ の地震が発生した。一方、図3は地震活動の北上が停止した後の微小地震活動を示すが、北緯35.1～35.30度の範囲を除いて、その南部と北部で微小地震活動が活発であることを示している。これら二つの図から、北緯35.0～35.3度付近では、比較的大きい地震についても微小地震についても、周辺域に較べて明らかに地震活動度が低いことが結論される。

III. 想定断層モデル

従来、神奈川県西部地域の地震活動は、相模トラフと駿河トラフを境に、伊豆半島側のフィリピン海プレートと関東・東海地域側のユーラシアプレートとの相対運動の枠組みの中で議論されてきた。図1に示したように、神奈川県西部地域はフィリピン海プレートの北端部に位置している。この地域では、フィリピン海プレートの沈み込みは、さらに下方の東側から沈み込んでいる太平洋プレートと、伊豆半島の浮力により複雑な様相を呈していると考えられている (Ishida, 1992)。そのため、プレートの形状については種々の議論がなされてきた。その結果、予想されている $M7$ 級地震について様々な断層モデルの提唱を生んだと考えられる。

図4に、神奈川県西部地域の $M7$ 級地震の断層モデルとして、既に提唱されている代表的なモ

図 4 神奈川県西部地域に想定されている $M7$ 級地震の断層域

- (A) 断層 I : 石橋 (1988 a, b) による西方に高角で傾いた逆断層型の相模湾断層, 断層 II : 笠原 (1985) による左横ずれ型の断層。
 (B) e, e' : 吉田 (1982) による地震断層域, f : 野口 (1985) による地震発生の可能性が高いと指摘された領域。
 (C) h : 笠原 (1985) による断層域, h' : 1782 年天明小田原地震の断層域 (Ishibashi, 1985), i : 笠原・坂田 (1986) による断層域, g : 坂田 (私信) による断層域。

デルを示した。図 4 の A 図において I と示された緩い曲線は、石橋 (1988 a, b) により提唱されている 西相模湾断層である。石橋 (1988 a, b) は震源分布、地形および地質構造、1923 年関東地震の際の上下変動等から、西方に高角に傾いた断層を提唱した。石橋は、この断層が相模湾北西部においてフィリピン海プレートを二分するように振舞うことから西相模湾断層と呼び、東側が西側に対して高角で沈み込むようなメカニズムを仮定した。同図の II と示された直線は、断層 I とは異なり、左横ずれのストライクスリップ型断層である (笠原, 1985)。笠原 (1985) は、震源分布から求められたプレートの形状から、フィリピン海プレート内の shear zone としてこの位置に横ずれ断層を仮定した。一方、B 図の e, e' は、吉田 (1982) により小地震活動が極めて低いと指摘された空白域である。同図の f は、野口 (1985) により周辺地域に較べて較震活動度が極めて低いことから、 $M7$ 級地震発生の可能性が高い領域として提唱された地域である。C 図の g は、Tada and Sakata (1977) により推定された 1923 年関東地震の断層の一部であり、 $M7$ 級地震の断層域

として提唱された領域である (坂田, 私信)。同図の h は、笠原 (1985) により最近の微小地震の空白域と 1782 年天明小田原地震の断層域 h' (Ishibashi, 1985) から推定された断層域である。同図の i は、笠原・坂田 (1986) により、1703 年元禄地震や 1923 年関東地震の震源域とフィリピン海プレートの沈み込みから推定された震源域である。

ここに挙げたモデルのうち、西相模湾断層 I と断層 II はフィリピン海プレート内の地震で、断層の東側と西側におけるプレート沈み込みの違いによってプレートを断ち切るように発生する地震として、震源域 g と震源域 i はフィリピン海プレートの沈み込みによりプレート上面 (境界) で発生する逆断層地震として提唱されている。他のモデルは想定震源域として示されているが、その発震機構は明記されていない。これらのモデルのうちどれが最適モデルであるか現在わかっていない。こうしたモデルの検討に資するため、最近の高精度・高感度地震観測網の観測データから、速度構造およびフィリピン海プレートの形状がどの程度明らかにされているかを次に述べる。

図 5 深さ別P波速度偏差値、震源分布およびフィリピン海プレート上面等深線分布
(石田・長谷見, 1990)

(A) 深さ 0-32km における P 波速度偏差値と震央分布 (1980 年 1 月 1 日 ~ 1992 年 2 月 10 日), コンターは 2 % ごとに示されている。実線 (破線) が速度の速い (遅い) ことを示す。速度の速い領域は、陰影を施して示されている。

(B) 深さ 32-62km, 以下 (A) と同じ。

(C) フィリピン海 (PHS) プレートと太平洋プレート (PAC) 上面等深線分布。破線は、地震活動度が低いいため等深線を周囲の形状から内挿したことを示す。数字は、等深線の深さを km で示す。

図 6 東西断面上に投影されたP波速度偏差値分布と震源分布（石田・長谷見，1990）
 左図：速度偏差値分布に関しては図5と同じ。
 右図：震源分布（1980年1月1日～1992年2月10日）。東西断面の位置は右図左下の地図上に陰影を施して示す。図上端部の陰影を施した部分は陸域を示す。また逆三角形は駿河および相模トラフ軸の位置を示す。

IV. 三次元速度構造、震源分布およびプレートの形状

図5（A）～（C）に、深さ別P波速度偏差値の分布、震源分布およびプレートの上面の等深線分布を示す。S波速度偏差値分布はP波の場合とよく似た分布を示し、ポアソン比分布はこれら速度偏差値の分布とは異なった分布を示すが、この章ではこれらに関する議論を省く。S波速度偏差値とポアソン比分布に関しては石田・長谷見（1990）を参照されたい。速度分布に関しては走時を用いている限り、データ量を増やしても図4に示す以上に精度をあげることは難しいと考えられる。震源分布には1980年1月1日～1992年2月10日までの地震が用いられている。速度構造が地震の発生に及ぼす影響をわかりやすく示すために、図5ではP波速度偏差値の分布（左図）と震央分布（右図）とを並べて示した。図5（A）は主として地殻内の速度構造と震源の分布を、図5（B）は主として上部マントルの速度構造と震源の分布を反映していると考えられる。図5（A）、（B）

から、地震活動度の高い地域と速度が速い領域（陰影が施されている範囲）とが比較的良好に一致していることがわかる。また、相模湾・駿河湾において高速度層と低速度層の境界域がトラフ軸とよく一致していることがわかる。この一致はフィリピン海プレートがトラフ軸から沈み込んでいることを示唆していると考えられている。図5（A）～（C）から、速度の速い領域はおおよそフィリピン海プレートの存在する領域と一致することがわかる。従って、この領域で発生する地震は、主としてフィリピン海プレートの沈み込みに関わっていること等が推測される。こうしたことを一層わかりやすく示すために、図6に神奈川県西部地域を横切る東西鉛直断面上に投影したP波速度偏差値分布（左図）と震源分布（右図）を示す。

図6は神奈川県西部地域を含む東西鉛直断面であるが、伊豆半島から東方へ傾き下がる高速度層と地震活動の活発な領域とはみごとに一致している。しかし、図6で示された速度構造は、ここで問題にしている狭い領域の構造に関しては分解能において不十分である。従って、図6に基づいて

1926 01 01 ~ 1990 12 31

Nplot = 23

図 7 神奈川県西部地域における $M3.5$ 以上の地震のマグニチュードー時間分布
(気象庁地震カタログに基づく)

図 4 で示された断層モデルのうち、どのモデルが最適モデルであるかを結論することはできないと思われる。強いて震源分布だけに着目するならば、トラフ軸近辺の地震空白域を境に、東側が西側に較べて震源の深さが少しではあるが不連続的に深くなっているようにみえる。この震源分布における不連続をプレート内の断裂の表われと解するならば、石橋 (1988 a, b) の提唱している西相模湾断裂 (実際にはこの位置を少々東に移動した方がよい) と震源分布とは調和的であると言える。

以上示してきたように、地震から求められる速度構造は、現在この章で問題としているような狭い領域での構造について議論するだけの分解能が得られていない。従って、以下では再度神奈川県西部地域の地震活動と、 $M5$ 級地震としては 57 年ぶりに発生した 1990 年の地震の発生機構とに基づいて、想定されている $M7$ 級地震の発生機構について考察する。

V. 1990 年神奈川県西部地域の地震 ($M5.1$)

図 7 は、図 2, 3 において地震活動の空白域として示された領域と同一範囲内に起きた地震のマ

図 8 1990 年神奈川県西部の地震 ($M5.1$) の周辺域の最近の地震活動

番号の付いた矢印は、 $M3.5$ 以上の地震と群発地震活動を示す。主な地震活動の時期と最大マグニチュード (M) は次のようである。

1. 1981 年 5 月 4 ~ 5 日 ($M2.9$), 2. 1982 年 9 月 7 ~ 30 日 ($M3.5$), 3. 1985 年 3 月 16 日 ($M3.6$), 4. 1986 年 7 月 9 日 ($M4.2$), 5. 1990 年 8 月 5 日 ($M5.1$).

1980 01 01 ~ 1991 04 30

Nplot = 59

図 9 神奈川県西部地域の地震の発震機構 (1980年1月1日~1991年4月30日, 深さ30km以浅)
左図: 発震機構解. 等積下半球投影. 陰影を施した領域は初動押しの領域を示す.
右図: P軸の方位分布.

1990 08 05 ~ 1990 08 31

Nplot = 13

図 10 1990年神奈川県西部の地震 ($M5.1$) の前震・本震・余震分布 (Ishida and Kikuchi, 1992)
震源は再決定の結果. 本震は最も大きな記号で示されている.

図 11 1990年神奈川県西部地震 (M5.1) の発震機構解

(a) 防災科学技術研究所の定常処理により求められた発震機構解

(b) 再決定された1990年神奈川県西部の地震の発震機構解 (Ishida and Kikuchi, 1992)

波形上で黒丸の位置が、初動として polarity が読まれた位置を示す。?は初動の polarity を決定できないことを示す。

グニチュードの時間変化 (MT 図) を示している。1990年 M5.1地震は、この領域において M5 級の地震としては1933年以降57年ぶりの地震である。また、同地域では1944年 M4.6の地震が発生して以来1986年 M4.1の地震が発生するまで M4 以上の地震さえも約40年間起こっていなかった。そこで同地域のテクトニクスをより深く理解するために、この地震について調べた結果を簡単に報告する。

上記のように、同地域の地震活動度は低いが、防災科学技術研究所の関東・東海地域における高精度・高感度地震観測網により、最近11年間で約200個余の微小地震が観測され、震源決定された。その結果が図8に示されている。図中主な地震活動 (M3.5以上の地震あるいは群発的な地震活動) が陰影を施した円で数字と矢印とともに示されている。1990年の地震は、5の矢印で示されている地震である。震央分布図をみると、主な地震活動は北西-南東方向に並んでいることがわかる。図9は、この地域の発震機構解の分布を示す。発震機構解の分布をみると、この地域では逆断層型と左横ずれ型の地震が混在しているが、P軸の方位分

布をみると北西-南東から北北西-南南東方向が卓越していることがわかる。両図から、この地域の地震の発生は、北西-南東から北北西-南南東方向の圧縮場に支配されていること、この方向はフィリピン海プレートの運動方向と調和的であること等が理解できる。

図10は、1990年神奈川県西部の地震の本震 (M5.1) と前震・余震の震源を再決定した結果を示している。前震・余震の震源分布から、本震の断層面積を見積ると約3.0km² (2.0×1.5km²) である。これは、M5.1地震としては非常に狭い面積と考えられる。宇津 (1987) によると、余震分布から推定される断層面積は M5.0の場合13km² である。図11に本震の発震機構解を示すが、この図と図9の震源分布とから、2枚の nodal plane のうちどちらか一方を地震断層面と特定することは難しい。図11 (a) は防災科学技術研究所の定常業務により求められた発震機構解であるが、この時用いられた波形のいくつかも同時に示した。発震機構解を求めるために初動として読み取った箇所を、波形に黒丸で示してある。この図をみると、いくつかの観測点では非常に小さな初動のすぐ後

1980 01 01 ~ 1991 03 31 $N_{plot} = 24780$

図 12 神奈川県西部地域の震源分布とプレートの形状 (Ishida and Kikuchi, 1992)
 上図の北西-南東の長方形の領域の地震が、下図の鉛直断面上に示されている。
 下図の実線(波線)はフィリピン海プレートの上面(下面)を示す。

に大振幅の逆位相の波がみられる。こうした特徴を示す波形の場合には、この初動とされた直後の逆位相の波がおそらく地震時の主破壊を表わしていると考えられる。そこで、こうした観点に立って初動の読み直しと発震機構解の再決定をした結果が、図11 (b) に示されている。初動として読み直した個所は、波形に黒丸で示されている。図中?は、観測点の方位が nodal plane に近いため、初動の立ち上がりの polarity を決めることが難しいことを示す。図11 (b) の2枚の nodal plane のうちどちらが断層面かを決めることはできないが、1990年 $M5.1$ の地震は北西-南東方向のP軸方位をもつ逆断層型地震であるといえる。

図12は、フィリピン海プレートの運動方向におおよそ平行する面に投影された地震の震源と、フィリピン海プレートの形状 (Ishida, 1992) を示す。断面の位置は上図に、北西-南東鉛直断面上の分布は下図に示されている。フィリピン海プレートの形状は図5 (c) に基づいて求められた。フィリピン海プレート内において Kanagawa-ken Seibu area と示された領域直下に地震活動の空白域がみられる。この空白域はおおよそ $5 \times 15 \text{ km}^2$ である。この面積はちょうど $M7$ 程度の地震の断層面積に相当する。1990年 $M5.1$ の地震は、この空白域の下端に発生した。Ishida and Kikuchi (1992) によると、この地震の地震モーメントは

$3.5 \pm 0.4 \times 10^{23} \text{ dyn cm}$ である。この値と前震・余震分布から推定された断層面積を用いて応力降下量を見積ると、約800bar となる。この値は、沈み込み帯での浅い地震の平均的な応力降下量30 bar と較べて極めて大きな値である。つまり、この地域が現在非常に高い応力状態にあることを示唆していると考えられる。

こうしたことから、次のようなことが考えられる。沈み込んでいるフィリピン海プレート上面あるいは上面付近の物理的条件が、図12に示されている範囲内において時間的、空間的に大きく変化していないとするならば、この図の地震活動空白域はその周辺域と同様いつか地震活動により埋められるであろう。この付近を中心に、過去何度か $M7$ 級地震が繰り返し発生したことが事実であり、あと数年で次の繰り返し周期に達するとされるならば、さらに、この空白域の端で最近発生した地震がこの地域の高い応力状態を示唆しているならば、現在想定されている $M7$ 級地震はこの空白域を埋めるように発生すると考えてもよいのではなかろうか。また、その時の地震の発生機構は、周辺の地震の発生機構分布および1990年の地震の発生機構とプレートの形状から、次のように推定される。もし1990年の地震が次の $M7$ 級地震の前震ならば、震源はプレートの上面付近で1990年地震と同様な発生機構を示し、破壊はプレート内の地震空白域を埋めるように発生すると推定される。この際には、余震はおそらくプレート内だけでなくプレート上面にも生じ、低角の逆断層地震も多く発生するだろうと考えられる。

VI. ま と め

当初与えられた課題は、地震観測データから求められた速度構造に基づいて、近い将来神奈川県西部地域で発生する $M7$ 級地震のモデルを求めることであった。しかし、本文中で記述したように、地震走時から求められている構造は、非常に狭い領域の構造、具体的には数 km 程度である $M7$ 級地震の断層の大きさに相当する領域の構造について議論するには、分解能において適しているとは思われなかった。従って、地震データから

求められた速度構造から推定される比較的広域のテクトニクスを議論の枠組みとして、最近の地震活動に関する研究から神奈川県西部地域に予想される $M7$ 級地震の震源モデルを推定した結果を示した。ここで示したモデルはかなり大胆な仮定の下に推定された断層モデルであるだけでなく、いくつかの明確にすべき個所を残したまま仮定したモデルである（例えば、空白域として仮定された面の大きさは震源の鉛直分布（図12）からでありながら、推定される発生機構は逆断層型の地震であるというようなこと等）。最初に述べたように、神奈川県西部地域で約70年間隔で地震が発生するという前提条件の是非も含めて、今後それぞれの分野において仮定した断層モデルの是非を明らかにするような研究を試行実験の一つとして続けていくことが必要であろうと考えている。

文 献

- Ishibashi, K. (1985): Possibility of a large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake. *Earthq. Predict. Res.*, **3**, 319-344.
- 石橋克彦 (1988 a): “神奈川県西部地震” と地震予知 I. 科学, **58**, 537-547.
- 石橋克彦 (1988 b): “神奈川県西部地震” と地震予知 II. 科学, **58**, 771-780.
- 石田瑞穂・長谷見晶子 (1990): 関東・東海地域の P 波・S 波三次元速度構造. 地球惑星科学関連学会1990年合同大会共通セッション講演予稿集, P. 95.
- Ishida, M. (1992): Geometry and relative motion of the Philippine sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan. *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- Ishida, M. and Kikuchi, M. (1992): A possible foreshock of a future large earthquake near Odawara, Central Japan. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1695-1698.
- 地震予知総合研究振興会 (1991): 「地震テクトニクスのモデル化及び $M7$ 級内陸地震の予知手法に関する研究成果報告書」平成3年3月. 364 P.
- 笠原敬司 (1985): 神奈川県西部の地震について. 地震予知連絡会会報, **34**, 96-100.
- 笠原敬司・坂田正治 (1986): 国府津・松田断層は地震を起こすか? ——伊豆半島北端部のプレート境界試論 (1) ——. 地震学会講演予稿集, No. 1, p. 46.
- 野口伸一 (1985): 1985年3月16日小田原付近の地震. 地震予知連絡会会報, **34**, 88-95.
- Tada, T. and Sakata, S. (1977): On a fault model of the 1923 great Kanto earthquake and its geo-

tectonic implication. *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, **22**, 103-121.

宇津徳治(1987) : 地震の辞典. 朝倉書店, 243 p.

吉田明夫(1982) : 伊豆半島周辺域の最近の地震活動とその特徴. 地震 2, **35**, 142-144.

(1993年2月27日受付, 1993年4月22日受理)