

中央防災会議東海地震に関する専門調査会
(第5回)

資 料

「東海地震」の震源域の想定にあたっての考え方

平成13年5月29日

中央防災会議事務局

「東海地震」の震源域の想定にあたっての考え方（案）

1. 想定震源の領域設定の考え方

①南西側の境界

南西側の境界は 1944 年東南海地震による破壊領域の東端、言い換えると、1854 年安政東海地震の震源領域のうち、1944 年東南海地震で未破壊として残った領域の南西端を境界とする。

1944 年東南海地震については、Inouchi & Sato(1975)、Ishibashi(1981)等、最近では Tanioka & Satake(2001)、Kikuchi(2001)の解析モデルがある。しかし、これら解析モデルによる震源領域は、互いにほぼ重なるものの、浜名湖付近から東側で一致を見ない。この差異は、陸側では渥美半島から浜名湖付近まで破壊されたと考えられているのに対して、その沖合は破壊されていないという見方があることによる。

南西側の境界を定めるにあたり、この点に留意し、またこれら解析モデルが四角形で近似されていることに配慮し、設定する。

②北側の境界

沈み込むプレートと陸側のプレートのカップリングが明瞭でなくなる所を境界とする。この領域に相当する駿河湾奥から内陸側は震源が精度よく決まる領域であるが、地震活動は不活発であるため、この領域から先はプレートの形状が明瞭ではなくなる。北側の境界は、震源分布から見てプレートの存在が明瞭でなくなる所までとする。

③北西側の深部境界

沈み込むプレートが陸側のプレートとカップリングしている最深部を境界とする。この深さは、最近の地震の震源分布から見て約 30km 程度と考えられている。また、深い領域における不安定すべりから安定すべりへの遷移は、温度が 350~450°C で起こり、これに相当する深さが約 30km とされている (Hyndman et al. 1997)。これらのことから、プレートがカップリングしている最深部は 30km とする。

沈み込むプレート上面の等深線については、Yamazaki et al.(1989)、Ishida(1992)、野口(1996)、原田ほか(1998)により示されている。浜名湖以東の領域における 30km の等深線は、Ishida を除く 3 者はほぼ同じであるものの微妙に異なり、大きく湾曲している北側では、野口と Yamazaki et al. が、その西側では、野口と原田ほかに一一致が見られる。このことから、30km の等深線は、これら両側に共通する野口の線に合わせ、湾曲の大きなところは、プレートの滑らかな沈み込みを意識し、深い方に穏やかな曲線で結んだ線を境界とする。

④東側（駿河湾）の浅部境界

沈み込んだプレートは、沈み込み直後の浅いところでは安定すべりが起こっており、深くなるにつれ不安定すべり、すなわちプレート間がカップリングするようになる。この深さは、Hyndman et al.(1997)によると、温度が100~150°Cとなる約10kmに対応すると考えられている。

この領域の沈み込むプレートの10kmの等深線は、Ishida(1992)、野口(1996)、原田ほか(1998)により求められているが、最新の震源分布をもとに、気象庁、気象研究所及び野口で検討し、野口によるものを滑らかにしたものが妥当とされたので、それを採用し境界とする。

⑤南東側（御前崎沖から西側の海域）の浅部境界

御前崎沖から西側の海域においては、震源決定精度がないことから、沈み込むプレート上面の等深線が明瞭には求められていない。しかし、この海域における海底活断層調査から、東海断層系より陸側でプレートがカップリングし始めると推定されている。

東海断層系が、プレートの沈み込みに伴い海底に現れた逆断層とすると、カップリングが始まる10kmの深さとなる場所は、東海断層系の傾きを考慮すると、さらに10~20km陸側を境界とすることも考えられるが、東海断層系の深いところの形状が明確でないことから、暫定的に、東海断層系をもってこの領域の境界とする。

なお、この場所は、明瞭ではないものの、Ishida(1992)、野口(1996)それぞれの10kmの等深線の間中に位置する。

以上の考え方に従い、震源領域を設定する。震源領域の設定に際しては緩やかな曲線で結ぶこととする。

プレート間カップリングを示すものとして、Matsumura(1997)による震源とのそのメカニズムから推定した固着域と、Sagiya(1999)によるGPSデータのインバージョンから推定したバックスリップの大きな領域の2つの解析モデルがあるが、ここで示した震源領域設定の考え方はこれら両者の領域を概ね含んでいる。

上記で求めた想定震源領域に対し、震源分布から求められる、沈み込むプレート上面の形状に合わせて震源断層の形状を定める。

2. マクロ的に見た断層パラメータについて

① 地震モーメント及びマグニチュードの推定

地震モーメント (M_0) は、次の震源断層の総面積 (S) と応力降下量 ($\Delta\sigma$) に関する相似則により推定する。

$$\Delta\sigma = 2.5 \times M_0 / S^{3/2}$$

応力降下量は、海域の地震で得られる平均的な値、30barr ($=3.0 \times 10^7 \text{ dyne/cm}^2$) とし震源断層の総面積は、上記で得られる震源断層の総面積とする。

マグニチュード (モーメントマグニチュード: M_w) は、次式に従い算出する。

$$\log M_0 = 1.5 M_w + 16.1$$

② 平均変位量

平均変位量 (D) は、次の地震モーメントと震源断層の総面積との関係式から算出する。

$$M_0 = \mu DS$$

ここで、 μ は剛性率で、 $3.0 \sim 4.0 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ を用いる。

③ スリップベクトルの方向

地震発生時の沈み込むプレートのスリップベクトルの方向は、Heki & Miyazaki(2001,in print)による最新の研究成果、 $N72^\circ W$ を採用する。

④ プレートの相対運動量等からの検証

御前崎付近のプレートの相対運動量と 1854 年安政東海地震以降からの経過年数を考慮して推定される変位量と、上記で求められた平均変位量とを比較し、その妥当性を評価する。プレートの相対運動量は、Heki & Miyazaki(2001,in print)による最新の研究成果、 1.88 cm/yr を採用する。

また、バックスリップの計算から求められる変位量についても、地震モーメント及び平均変位量を試算し、上記で求められた地震モーメント及び平均変位量とを比較し、その妥当性を評価する。

なお、これらの評価においては、地震発生時の平均変位量は、一般的にプレートの動きから求めた変位量より小さいことを踏まえて評価する必要がある。

3. その他の断層パラメータ

マクロ的に見た断層パラメータについては、上記以外にも、破壊の伝播速度、破壊開始点を決める必要がある。

強震動や津波予測を行うには、これらマクロ的に見た断層パラメータ以外にも、アスペリティの面積・個数、アスペリティの幾何学的分布（一様に、或いは海側、陸側に分布させる等）などのミクロ的に見た断層パラメータの設定が、海底近くの浅部断層をどのように設定するかが重要となる。

これらについては、地震動等を中心に検討するなかでの試算も踏まえ、適切な値を設定する。

なお、これら試算の過程で、想定震源域や2. のマクロ的に見た断層パラメータについても、より適切なものとなるよう吟味する。