

# 四国におけるマントル地震の震源分布から 推定される昭和南海地震の震源領域

木村 昌三<sup>1</sup>・岡野 健之助<sup>2</sup>

(<sup>1</sup> 理学部附属高知地震観測所・<sup>2</sup> 高知大学名誉教授)

## Focal Region of the 1946 Nankai Earthquake Inferred from the Hypocenter Distribution of Mantle Earthquakes in Shikoku, Southwest Japan

SHOZO KIMURA<sup>1</sup> and KENNOSUKE OKANO<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Kochi Earthquake Observatory, Faculty of Science; <sup>2</sup> Professor Emeritus, Kochi University

**Abstract :** The focal distribution of mantle earthquakes in the west part of Shikoku is examined by using well determined hypocenters. This examination gives the result that the thickness of the focal distribution layer is 5km at most, which is common to Shikoku and its vicinity. Since this layer is considered to correspond with the focal region of the 1946 Nankai earthquake, it is natural that the focal region nearly coincides with the aftershock and tsunami generating regions. Such a coincidence in area among those three regions was ordinarily observed for other great earthquakes in Japan, but in the case of this Nankai earthquake the coincidence was not observed because the focal region extended over both of the terrestrial and oceanic areas. On the basis of these results we propose an idea that the 1946 Nankai earthquake occurred by releasing of stress energy accumulated in the above mentioned thin focal layer of mantle earthquakes.

**Key word :** Distribution thickness of mantle earthquakes, Linear dimension of aftershock area, Focal region of the 1946 Nankai earthquake.

### § 1. はじめに

筆者等(木村・岡野, 1994)は先に四国中・西部に発生するマントル地震(マントル最上部で発生する地震)の震源分布はその厚さが極めて薄く, 中央部ではたかだか5kmに過ぎないことを報告した。しかし, 西部(高縄半島より西側)ではその厚さが10kmぐらいに求められ, 両地域における震源分布の厚さの違いは観測点密度の違いによって生じる震源決定精度の差によるものと推定した。すなわち震源分布の等質性を考慮したために, 西部の地震については震源決定精度の多少低いものも取り入れたためと考えた。今回は西部地域のマントル地震について震源決定精度の低いと思われるものを除いて震源分布の厚さを再度検討した。またマントル地震の発生域のP波速度を調べ, さらにマントル地震の余震域の広がり地殻地震のもの半分程度であるという結果を得て, これら

から地震発生層がマントルであることを確認した。そして1946年南海地震の震源領域について考察し、これまでに提出されている震源断層モデルが筆者等の観測結果と矛盾するのでこの点について触れる。

## § 2. 観測点と震源決定

四国西部、特に西南部には微小地震の観測点が少ないために震源がうまく求まらないことが少なくない。それ故西南部における震源分布についての考察が充分に行えなかった。ところが、1984年8月に起こった日向灘地震の直後から西南部の2点(SKE, UWJ)で行った臨時観測によってこの地域における地震についてのより詳しい情報が得られた。観測は約一年に過ぎないが、この地域の地震は、この期間を中心にして、精度よく求まったと思われる震源を主に選んで検討した。Fig.1に観測点の配置を示す。同図中、MTLとMITLは地質境界である中央構造線と御荷鉾構造線を示す。

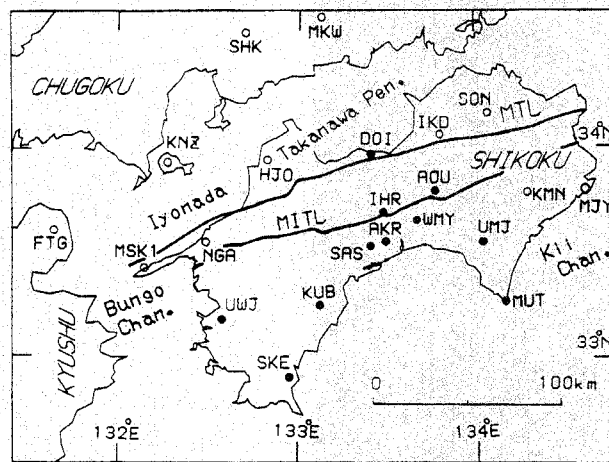


Fig.1. Seismic stations for observation of microearthquakes. Solid and open circles show the stations of Kochi Earthquake Observatory and those of University of Tokyo and Kyoto University, respectively. MTL indicates the Median Tectonic line and MITL the Mikabu Tectonic line.

四国地方の速度構造は筆者等によって詳しく求められている(たとえば木村, 1989; 木村・岡野, 1991a)。これによると、地殻内の速度不連続面は御荷鉾構造線より南の地域ではほぼ南傾斜であり、モホ不連続面は南海トラフ付近から中央構造線まではほぼ北傾斜である(Fig.2)。しかもそれらの不連続面の走向が異なっているので、それらをすべて取り入れた構造を用いる震源決定プログラムを作ることは面倒であり、それ程の効果は期待できないので、Fig.3に示すような平均的な速度構造やP波とS波の速度比を用いた。以上のように四国下の速度構造は複雑なので、震源の計算に当たっては使用する観測点の配置に対する震源の位置を考慮して水平構造や斜層構造を適当に用い

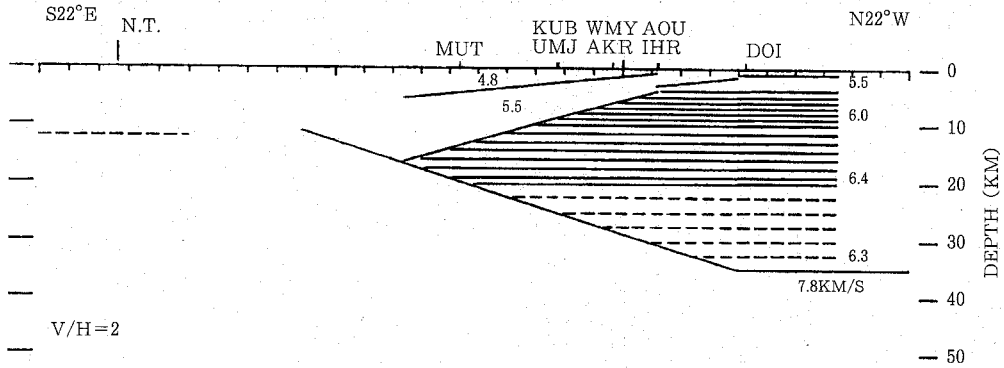


Fig.2. P-wave velocity structure beneath Shikoku drawn on the vertical section of the S22°W-N22°W direction (after KIMURA and OKANO, 1991).

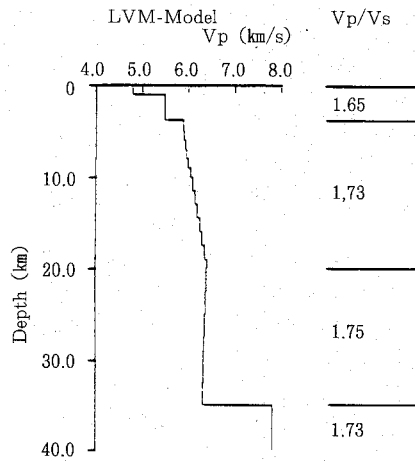


Fig.3. P-wave velocity model (left-hand side) and the ratio of P to S wave velocities (right-hand side) mainly used for locating hypocenters in this study (after KIMURA and OKANO, 1994).

た。地震波の読み取りデータもまたP波，S波の初動の着震時やS-P時間を適宜用いた。用いた観測点は速度構造の誤差を考慮して震央距離が震源の深さをあまり超えないものを選んだ。

### § 3. 震源分布

四国西部の地震の震央分布を Fig.4 に，その深さ分布を Fig.5 に示す。Fig.4 では深さが40kmよ

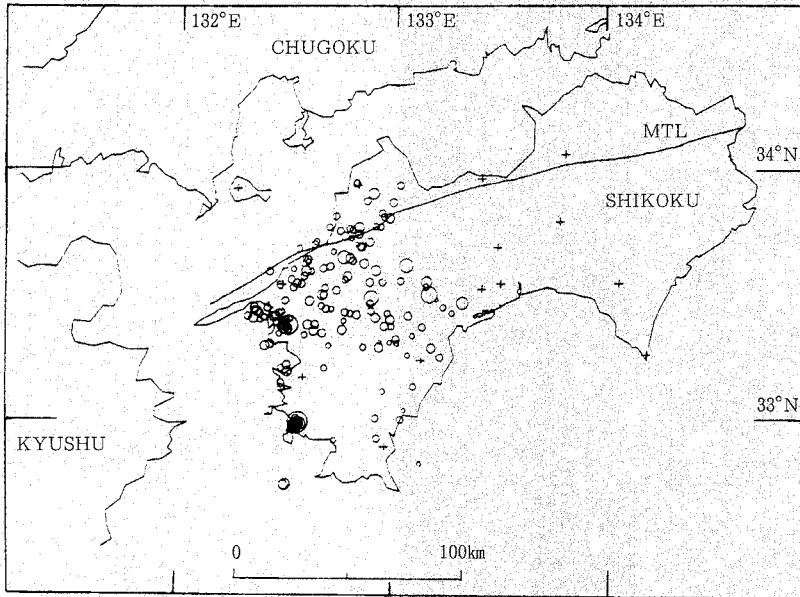


Fig.4. Epicenter distribution of mantle earthquakes with well-determined hypocenters ( $H \leq 40$  km) in the west part of Shikoku.

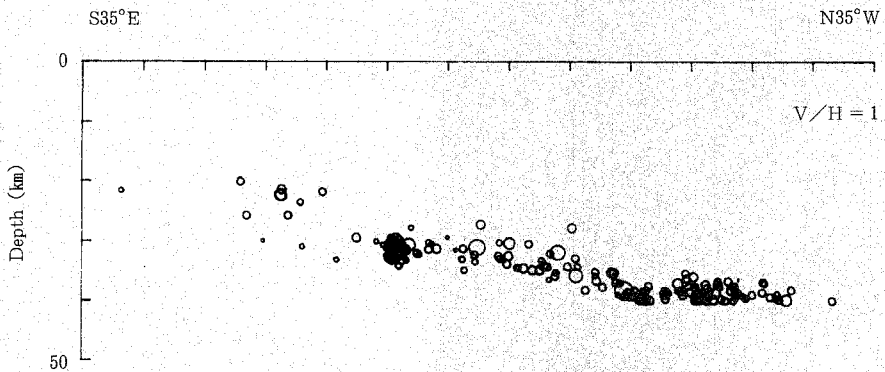


Fig.5. Focal depth distribution of mantle earthquakes in the west part of Shikoku in the vertical section of the S35°E-N35°W direction.

り浅い地震だけを示したが、木村・岡野(1994)と同様に、その分布の北端は海岸線に平行して伊予灘を走る中央構造線(小川ほか, 1992)にほぼ一致することが震央分布に見られる。深さ分布図

を見ると分布の厚さが木村・岡野 (1994) のものに比べてより薄くなっている。今回の震源決定は精度がより高いので西部における震源分布の厚さはやはり中央部程度に薄いと考えるべき。そこで今回もこの震源分布を一枚の平板として、その傾斜、走向および厚さを前と同じように最小二乗法によって計算すると、それぞれ約9度、E35°Nおよび5~6 kmが、座標原点 (観測点WMY) 下における分布層の中央までの深さとして30.1kmが得られた。その結果中央部における震源分布の等深線 (木村・岡野, 1994) と西部での震源分布の等深線が滑らかにつながるようになった。しかし今回の震源分布の形は中央部に見られる程フラットではない。これは西部における観測点の数の少なさだけによるものではなく、西部地域の分布の複雑性がかかわっているとも考えられる。北下がり傾斜分布が北の中央構造線あたりで水平になることも複雑性を増すのであるが、これは震央分布 (Fig.4) から分かるように中央構造線より北側の地震が入っているためでもある。また西部地域の傾斜分布が震源分布の走向や傾斜が大きく異なる九州の下に入る稍深発地震帯に接していることも関係してさらに複雑性を増している。

#### § 4. 余震分布から見た震源分布の厚さ

1984年8月日向灘に  $M=7.1$  の地震が起こったので、高知地震観測所では地震発生直後から約1年間四国西南部の2点 (SKE, UWJ) で臨時観測を行った。1984年と1968年の日向灘地震についてはOKANO *et al.* (1985) の詳しい報告がある。日向灘で  $M$  が7を超える地震が起こると震源域から離れた豊後水道付近でマントル地震の活動が高くなる傾向が見られるので臨時観測を行ったのである。予想の通り、この観測期間の終りに近い1985年5月に、 $M=6.0$  という、この地域のマントル地震として気象庁の観測開始以降として最大級の地震が愛媛県南部 (高知県宿毛市に近く、以下宿毛の地震と称する) に起こり、さらにマントル地震としては珍しくかなりの数の余震が観測された。この一連の地震の震源分布やメカニズムについては木村・川谷 (1985) の報告がある。この余震群と本震の震源分布を Fig.6 に示す。

一般に余震域の大きさは本震のマグニチュードに比例することが知られている。宇津 (1957) は日本付近に発生する、 $M=5.5\sim 8.5$  程度の陸域の浅発地震について、余震域の直径 ( $L$ ) と  $M$  の平均的な関係式として  $\log L = 0.5M - 2$  を与えている。宿毛の地震の  $M$  を6.0としてこの式から  $L$  を計算すると10kmとなる。しかし Fig.6 の余震分布を見る限りその  $L$  は4 km程度に過ぎず、その違いは無視できない。そこで  $M$  が5~6程度の地震について  $M$  と  $L$  との関係調べてみると、Table 1 のようになる。表から明らかなように、山陰の地震 (No.2) や山崎断層の地震 (No.3) のように、震源が地殻内にある地震では計算式と観測値がよく合っている。ところがこれらの地震に比べて宿毛の地震では観測値が計算値の半分しかない。この場合、宿毛の地震 (No.6) は震源がマントル内にあることが原因となってこの差が生じたためと考えられる。

#### § 5. マントル地震発生層のP波速度

マントル地震発生層内の地震波速度については、地震は沈み込むプレートの最上部を構成する海洋性地殻の中に発生していて、その層内のP波速度は6.7~7.0km/sであり、その下のプレート本体の速度は8.2km/s前後という結果が得られている (たとえば ODA *et al.*, 1990 ; HURUKAWA and IMOTO, 1992)。しかし木村・岡野 (1991a, 1992) による走時解析からはそのような値は得られていない。Fig.7は観測点IHRの西部のやや南に発生したいくつかのマントル地震についての合成走時である。四国は中央部から南の地域は地殻内の速度不連続面もモホ不連続面も共に傾斜しているので、見かけ速度を求めるためには南部の観測点の走時を使うのは適当ではない。そこでなるべく

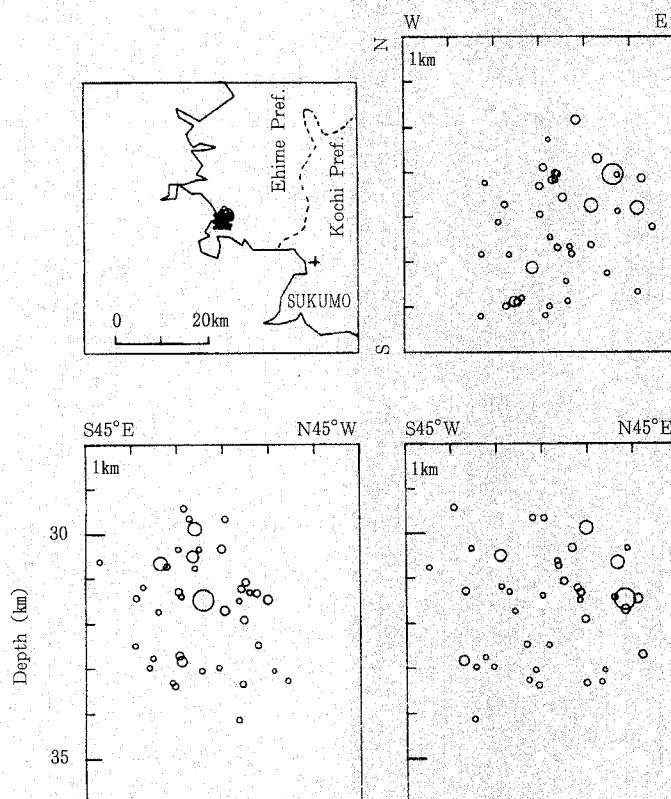


Fig.6. Epicenter and focal depth distributions of a mantle earthquake ( $M=6.0$ ) and its aftershocks near Sukumo city (No.6 in Table 1).

Table 1. Calculated and observed linear dimensions of aftershock areas.

No.	Location	Year	M	Depth (km)	L(cal) (km)	L(obs) (km)	Reference
1	NW of Kyoto pref	1968	5.6	10	6.3	5	WATANABE et al.(1969)
2	C of Tottori pref	1983	6.2	10	12.6	12	NAKAO et al.(1991)
3	S of Hyogo pref	1984	5.6	20	6.3	6	KISHIMOTO(1987)
4	San Salvador	1986	5.7	11	7.1	8	HARLOW et al.(1993)
5	C of Kyoto pref	1987	4.9	12	2.8	3	MAEDA(1991)
6	S of Ehime pref	1985	6.0	31	10.0	4	KIMURA et al.(1985)
7	Iyonada	1991	5.2	44	4.0	3	This study

不連続面が水平に近い構造の上にある観測点 IHR, AOU, DOI, IKD の走時を選んで合成したところ見かけ速度として  $7.7\text{km/s}$  が得られた。この値は四国における  $P_n$  波速度の値である  $7.8\text{km/s}$  より小さい。これは、選んだ観測点の組み合わせによって得られる見かけ速度が、地殻内不連続面の傾

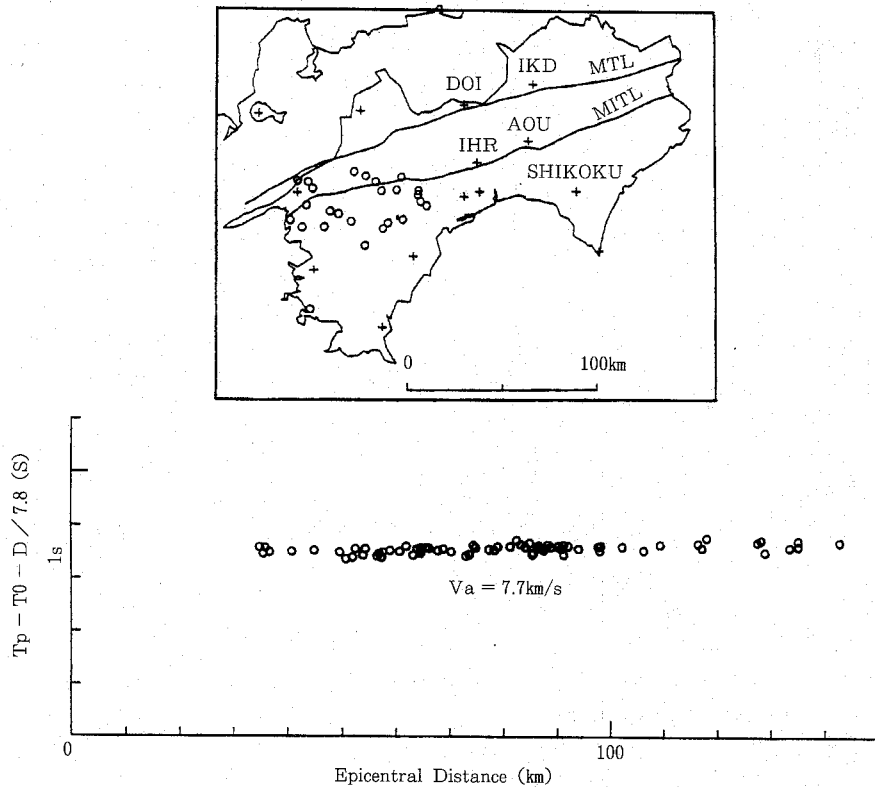


Fig.7. Epicenters of mantle earthquakes in the region some ten kilometers west of IHR station (upper) and their reduced composite travel times (lower).

斜の影響はまぬがれるものの、中央構造線まで続いているモホ面の北下り傾斜の影響が入るために小さくなるのであって、木村・岡野(1994)と同じく、構造の影響を補正するとP<sub>n</sub>波速度の値として7.8km/sが得られる。この走時解析から海洋地殻に対して一般的に考えられているP波速度の値を得ることは困難である。したがって四国では、マントルの上に4~5kmの厚さを持つ海洋地殻が存在するという考え、すなわちフィリピン海プレートがその上に海洋地殻を乗せて四国の下に沈み込んでいるという考えは支持できない。

### § 6. 考察

四国西部におけるマントル地震の震源分布の厚さは5kmを超えず、中央部と同程度に薄いことが明らかになった。それ故四国および周辺地域もまたこれとそれ程違わない厚さを持っているものとしてこの薄い震源分布を次のように考えてみた。四国の南の南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込むと考えるプレート論の立場に立って、このマントル地震の発生層が沈み込む海洋性地殻に相当するならば、厚さが4~5kmという点からは調和がよい。しかし筆者等が調べたところではこの地震発生層のP波速度は7.8km/sであって、どのように走時解析をしても海洋性地殻の速度

( $V_p = 6.6 \sim 6.7 \text{ km/s}$ )を得ることはできない。したがってこの地震発生層はやはりマントルそのものの最上部と考えざるを得ない。それ故マントル地震は大陸と海洋との接触境界面に生じる現象に伴って発生するとして考えを進めるのが妥当であると思っている。層の厚さが極めて薄いことはこの考えを支持する。

次に § 4 において、宿毛付近で発生したマントル地震の余震域が地殻地震の余震域に比べて目立って小さいことを示した。M が 6 の地震で余震域の L が約 4 km とすると前述した宇津の関係式から計算される値の半分以下である。Table 1 に示した M = 5 ~ 6 の地震についての L (ここでは余震分布の最長の長さ) の計算値と観測値を見ると、地殻内の地震では両者の値はほぼ等しいが、宿毛の地震の L の観測値は計算値に比べて極端に小さい。これは地震発生域の厚さが 4 ~ 5 km であって、その層を挟む上下部分が延性を持っていて歪が蓄積されにくいために層の厚さ以上には震源域が広がらないからであると考えられる。しかし、さらに M の大きい地震の余震を観測して結論を出すことが必要であろう。

さて宿毛の地震の余震域の L が計算値の半分であることは、同じ M の地殻内地震と比べるとエネルギーを蓄える領域が地殻内に比べて一桁近く小さいことになる。しかし余震域の広がり地殻内地震では板状であって、その厚さは L の 0.2 ~ 0.3 程度のものが多く、一方宿毛の地震の方は Fig. 6 に見られるようにより等方状に近いのでその差はそれ程大きくなく、余震域の体積は地殻内地震のほぼ半分ぐらいと見積られる。この見積りは大ざっぱではあるけれどもその差は無視できない大きさである。これはマントル地震の発生層の岩石が地殻のものとは全く異なっていて、同じ容積中により大きなエネルギーを蓄え得るためと考えることができる。そのためにはその層の岩石に蓄え得る歪が大きいこと、そして弾性定数の大きい物質であるとするのが考えやすい。そこでまた大ざっぱな計算を試みる。この場合岩石に蓄え得る歪は両者共同として、弾性定数についてのみ考えることにする。

弾性体に蓄えられる体積歪エネルギーは  $W = (1/2) \cdot (\lambda + 2\mu) \cdot e^2$  である。ここで  $V_p = \{(\lambda + 2\mu)/\rho\}^{1/2}$  に、地殻に対する値として  $V_p = 6.0 \text{ km/s}$ ,  $\rho = 2.8 \text{ g/cm}^3$  (花崗岩の密度) を、そして最上部マントルに対する値として  $V_p = 7.8 \text{ km/s}$ ,  $\rho = 3.3 \text{ g/cm}^3$  (カンラン岩の密度) を入れるとそれぞれの層についての  $(\lambda + 2\mu)$  が求まり、また  $V_p = (\mu/\rho)^{1/2}$  からは  $\mu$  が求まる。そしてこれらの弾性定数から計算される、地殻とマントルの両層に蓄えられる弾性エネルギーの比はほぼ 1 : 2 ということになり、前述のマントル地震の余震域の体積が地殻地震の余震域の体積の半分であることと調和する。このことがマントル地震の発生層が海洋性地殻ではなくマントルであると考え一つの根拠である。ただ、マントル地震については一例に過ぎないのでこの推論は充分ではなく、さらに多くのマントル地震について検討することが必要であることはいうまでもない。最近この地域では M が 5.5 以上のマントル地震が観測されていないので、M のやや小さい地震で余震を伴った例として伊予灘の地震 (No. 7) を挙げておこう。その L は Table 1 に示したように観測値が計算値に比べて前記の宿毛近くの地震程ではないが小さいことは明らかである。M が小さい地震は余震分布域がそれだけ小さく、そのために余震分布の大きさに対する震源決定誤差のきき方が大きいので余震分布が大きく見積られることが考えられるが、この点を考慮すると観測値の方が小さいことは疑いがない。一般に M が 5 前後の地殻内地震の余震域の L は、京都府中央部の地震 (No. 5) に示すように観測値の方が大きい場合が多いので、この伊予灘の地震からもまたマントル地震の余震域は観測値の方が小さいことが分かる。なお他の例として、1985年7月に紀伊水道 (Fig. 1 に示す観測点 MJY の南東約 20 km) に起こったマントル地震は M が 5 程度と小さいが、群発的活動がかなり長く続いた。その活動域は南西から北東方向に延び、発生層の厚さは今回のマントル地震のものと同様にたいへん薄いことが推定されている (中村ほか, 1985)。



四国地方に現在発生しているマントル地震の震源分布が明らかになったので、ここで南海地震について考えてみる。南海地震の発生に伴ってその余震がマントルと地殻の両域に発生したのであるが、現在起こっているマントル地震の震源分布層が上述のように薄いということから、南海地震に伴ってマントル内に発生する余震もまたこの薄い層内に震源を持って分布するであろうことが推定される。ところで南海地震は大陸（プレート）と海洋（プレート）との境界面のすべりによって発生すると考えられている。したがって、上述のマントル地震の発生層域全体が震源領域となり、本震の壊れ始めの震源はその層に沿った位置、特に地殻内地震とマントル地震とが1~2 kmの緩衝体を挟んで接する深さ範囲（木村・岡野, 1992）にあると考えられるので、昭和の南海地震の場合、岡野（1988）がP波の初動ベクトルを使って求めた震央（潮ノ岬のやや南）の位置が正しいとすると、震源の深さは木村・岡野（1991b）が推定した15kmから20kmが妥当な値である。

次に、一般に大地震の場合余震域と津波の波源域とはほぼ重なる場合が多いが、昭和の南海地震の余震域は四国の東・中部の陸域に及んでいて（たとえば宇津, 1957; 竹内ほか, 1987）、津波の波源域（羽鳥, 1974）と一致しないことはこの地震の持つ特徴であるとされてきた。しかし、四国の島が存在しなくてそこが海であったと考えれば、波源域は現在の四国の陸域をも取り込むであろうから余震域と一致する可能性がある訳で例外とはならなくなる。

さてこの昭和南海地震にはプレートテクトニクス論の立場に立った断層モデルがいくつか出されているが、それらのモデルを作った根拠のデータが最近の観測結果に合わないの、それらについて記す。モデルは主として地震波、余震、測地そして津波のデータに基づいて作られている。まず余震であるが、余震の多くは紀伊水道を中心にした地域に観測され、四国西部には殆ど発生していないとされている。しかし当時は戦後の混乱期であったために、四国西部の観測点が殆ど休止状態（竹内ほか, 1987）にあったので西部地域の震源が決められなかったからであると考えられる。Fig.8は戦争の影響をそれ程受けない1940~1942年と南海地震を中にはさんだ1945~1947年の各3年間における、JMAによって得られた震央分布（額額・吉井のFDコンパイル "micro SEIS" による）である。図から分かるように、前の期間では四国の西部から豊後水道にかけての地域は現在と同じように地震活動が高いのだが、後の期間、南海地震発生の直前から活動が極端に低くなって

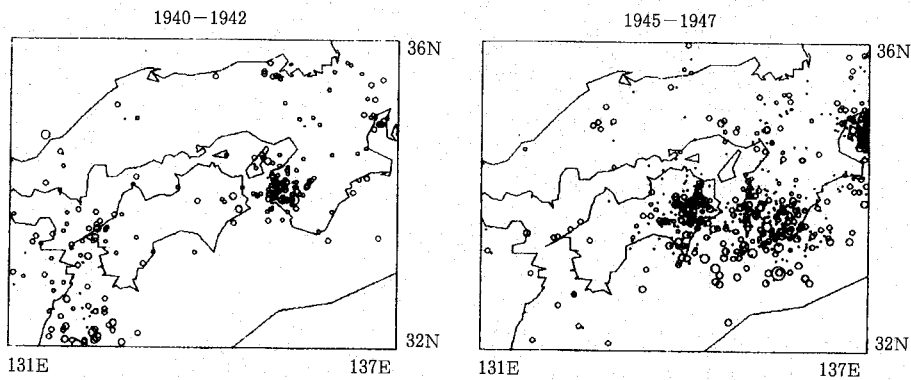


Fig.8. Epicenter distributions of earthquakes observed by JMA in Shikoku and its vicinity. These figures show that the capability of focal determination in the west part of Shikoku was nearly lost just before the 1946 Nankai earthquake.

いる。このことは四国西部における余震の極端な低活動が観測の不備によることを示しているといえる。それ故四国西部に余震が殆どなかったというのは震源を決めるデータが得られなかっただけであると考えてよかろう。しかも四国西部はもともと地殻地震の活動が極端に低い地域である。したがって余震は四国東部から紀伊半島西部にかけて集中して発生したと解釈されたのであろう。現在の観測結果から判断する限り四国西部では東部に比べてマントル地震の余震活動がそれ程低かったとは思われない。

次に測地データについてであるが、三角測量によって四国の地盤が北西-南東性の水平変動をしているという結果が得られていて、この変動がフィリピン海プレートの北西方向への沈み込みを反映していると解釈されている。しかしながらOKANO *et al.* (1980) によると、地殻内は東西圧縮の応力場にあるので地表における水平変動は当然東西方向の歪が観測される可能性が大きい。事実四国北部のやや深い所における地殻応力の測定 (TANAKA, 1985) では東西方向の圧縮が観測されている。一方プレート内地震として一般に考えられているマントル地震のP軸の方向は南北であるから、プレート運動に起因する変動が地表で観測されるとするならばその方向は南北であって、これもまた一般的な北西方向とは調和しない。もう一つの疑問はプレートと地表の間に介在する塑性体の効果である。その一つは地震が殆ど起こらず弾性歪が蓄積されにくいと考えられている下部地殻であり、他は、地震の殆ど発生しない地表に近い浅い部分である。そのような軟らかい層はゆっくりした歪の変化を伝えにくいであろうから地下深くのゆっくりした変動が地表に現れることは理解できないのである。測地データに見られる地表の変動は必ずしもグローバルな変動を示すものではなく、局所的なものである可能性があるのではなからうか。水準測量についても同様であって、地下水の汲み上げのような地表付近で起こる局所的な地盤変動の方がより大きく観測されることが知られている。これについては、寺田 (1935) の、水準路線の昇降が必ずしも地盤深層の変動を示しているとは限らない、という考えに筆者等はより納得するのである。

津波については、津波は海域で発生するのであるからその波源域を海域にとるのは自然ではあるが、南海地震の場合は震源域が海洋と陸の両域にまたがっているので津波の波源域もまた両域にまたがっていると考えるべきであることは既に述べた。それ故大部分を海域にとった波源域に基づいて断層モデルを作ることは適当でない。

結論として、南海地震の震源領域はマントル地震が発生する薄い4~5 kmの層であって、その広がりには四国全体にわたり、北は中央構造線までとなる。この薄い層はその上部と下部がそれぞれ下部地殻と、地震が殆ど起こらないマントルに接していて、そのいずれもが延性を持つために歪エネルギーが蓄積されにくく、したがってこの薄い層内に歪エネルギーの大部分が蓄積されると考えるべきであろう。そしてそのエネルギーは大陸と海洋との間に働く相互力によって与えられると考えれば最近の観測とのよい調和が見られるのである。

## § 7. おわりに

観測の精度が向上するにつれて、1970年代に出された南海地震の震源域、メカニズム、地盤変動等についての考え方に観測事実との無視できない矛盾が見られるようになってきた。この論文は震源域に対する一つの解釈である。このような考えに立って南海地震を考えていきたい。

この研究を行うに当たって、四国西部では東京大学地震研究所広島地震観測所、東部では京都大学防災研究所地震予知研究センター徳島観測所のデータに負う所が大きい。これらの観測所並びに所員の方々に対して厚く御礼申し上げます。

## 文 献

- HARLOW, D.H., WHITE, R.A., RYMER, M.J. and ALVAREZ, S. : The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bull.Seism.Soc.Am.*, **83**, 1143-1154 (1993).
- 羽鳥徳太郎: 東海・南海道沖における大津波の波源—1944年東南海, 1946年南海道津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定—. *地震2*, **27**, 10-24 (1974).
- HURUKAWA, N. and IMOTO, M. : Subducting oceanic crusts of the Philippine and Pacific plates and weak-zone-normal compression in the Kanto district, Japan. *Geophys.J.Int.*, **109**, 639-652 (1992).
- 木村昌三: 四国付近の速度構造と震源分布. *地球*, **11**, 739-743 (1989).
- 木村昌三・川谷和夫: 四国南西部の最近の地震活動について. *地震学会講演予稿集*, No.2, 27 (1985).
- 木村昌三・岡野健之助: 四国地方の下部地殻とモホロヴィチッチ不連続面, 高知大学学術研究報告 (自然科学), **40**, 49-61 (1991a).
- 木村昌三・岡野健之助: 南海道沖に発生する地震の震源の深さと1946年南海地震のメカニズム. 高知大学学術研究報告 (自然科学), **40**, 63-70 (1991b).
- 木村昌三・岡野健之助: 四国におけるマントル地震の特徴. 高知大学理学部紀要, **13**, 物理学編, 1-12 (1992).
- 木村昌三・岡野健之助: 四国中・西部におけるマントル地震の震源分布の特徴. *地震2*, **47**, 11-19 (1994).
- 岸本兆方: 1984年5月30日山崎断層の地震 (M 5.6). *地震予知研究シンポジウム* (1987), 101-107 (1987).
- MAEDA, N. : Comparison of the aftershock distribution and the fault plane size of the M 4.9 Kameoka earthquake on May 28, 1987, Japan. *Tectonophysics*, **197**, 55-71 (1991).
- 中村正夫・瀬戸憲彦・石桁征夫: 1985年7月15日紀伊水道西部に発生した地殻底下地震 (M=5.0) と余震活動および近傍地域の最近の地震活動. *地震学会講演予稿集*, No.2, 26 (1985).
- 中尾節郎・渋谷拓郎・西田良平・佃 為成・尾池和夫: 地震活動帯における空白域と地震発生の関係について. *京都大学防災研究所年報*, 34 (B), 231-251 (1991).
- ODA, H., TANAKA, T. and SEYA, K. : Subducting oceanic crust on the Philippine Sea plate in Southwest Japan. *Tectonophysics*, **172**, 175-189 (1990).
- 小川光明・岡村 真・島崎邦彦・中田 高・千田 昇・中村俊夫・宮武 隆・前杵英明・堤 浩之: 伊予灘北東部における中央構造線海底活断層の完新世活動. *地質学論集*, 第40号, 75-97 (1992).
- 岡野健之助: 四国の地震, 210 pp., 土佐出版社, 高知 (1988).
- OKANO, K., KIMURA, S. and KAWATANI, K.: The 1968 and 1984 Hyuganada earthquakes. *Mem.Fac.Sci.Kochi Univ.*, **6**, Ser.B, 1-14 (1985).
- OKANO, K., KIMURA, S., KONOMI, T. and NAKAMURA, M.: Focal mechanism in Shikoku, Japan inferred from microearthquake observations. *Mem.Fac.Sci.Kochi Univ.*, **1**, Ser.B, 1-13 (1980).
- 竹内 新・吉川一光・浜田信生: 1946年南海道地震の余震分布の再調査. *地震学会講演予稿集*, No.1, 15 (1987).
- TANAKA, Y. : Crustal stress measurement and earthquake prediction. *J. Geod.Soc.Japan*, **31**, 73-85 (1985).
- 寺田寅彦: コロイドと地震学. *地震研究所彙報*, **13**, 567-568 (1935).
- 宇津徳治: 地震のマグニチュードと余震の起りかた. *地震2*, **10**, 35-45 (1957).
- WATANABE, H. and KUROISO, A. : Seismic activity in the northern part of the Kinki district and related problems (I) -Earthquake swarm accompanying the Wachi earthquake of August 18, 1968-. *Spec.Contr. Geophys.Inst.Kyoto Univ.*, **9**, 123-136 (1969).

平成6 (1994)年9月27日受理

平成6 (1994)年12月26日発行

