

西南日本外帯における地殻下地震の活動特性

中村正夫*・渡辺 晃・許斐 直・木村昌三**・三浦勝美*

*東京大学地震研究所

**高知大学理学部

要 旨

南海地域に展開されている大学の微小地震観測網によって得られた震源データを統合し、1985年から1994年の過去10年間で13万個におよぶ震源のデータファイルを作成した。この中で、とくに地殻下に発生するやや深い地震の震源分布に注目し、紀伊半島から九州東岸に至る西南日本外帯の広い地域において、沈み込むスラブの形状やそのリーディングエッジの位置を詳細に調査した。

キーワード：地殻下地震、南海地震、フィリピン海プレート、南海トラフ、リーディングエッジ、中央構造線

1. はじめに

南海トラフに沿った西南日本外帯では、地殻内部の浅い地震とともに深さ30~140kmの地殻下地震が発生している。これらの地震はその震源分布の形状や発生メカニズムなどからフィリピン海プレートの沈み込みに関連するものであると考えられてきた（例えば、Kanamori and Tsumura, 1971; Shiono, 1977; Mizoue *et al.*, 1983; Ishida and Hasemi, 1988; Watanabe and Maeda, 1990）。

1960年代、わが国では地震予知計画に基づき地震活動の空間分布の詳細な調査に着手することになり、発生頻度の多い微小地震を対象とした高感度観測網の整備が開始された。とくに西南日本においては、プレート境界の巨大地震から内陸地震まで多種類の被害地震を経験し、それらの関連が重要視されていたために、微小地震の観測研究の成果が期待された。この研究の初期段階において巨大地震と微小地震分布の関係や空間分布の多様性が見いだされ、プレートテクトニクス論による解釈や地質構造と関連づけ

た解釈等の議論の進展が見られた。しかし、南海地震に代表される巨大地震では影響範囲が広く、また、地震活動の地域性や時系列の複雑さから、従来の単純化されたモデルでは説明できない問題がでてきている。また、主に地表で観察された地質構造や地殻変動などの関連についても、地震活動の空間分布や応力場を反映するメカニズム解の分布の詳細な研究が待たれる。本研究では、西南日本外帯に観測網を持つ大学の観測所の個々の成果を踏まえ、全体としての統合した震源およびメカニズム解の資料から、とくにプレート境界に関係すると思われる震源分布の形状と、応力場について考察した。

2. 西南日本の広域テクトニクスの概略

西南日本は、明治時代中期の段階では、主に地形学的な根拠から太平洋側と日本海側に区分されていた。これは瀬戸内海および近畿中部地溝帯をはさみ南北に大別されるためであるが、現在では顕著な地質境界である中央構造線（M. T. L）を境にして外

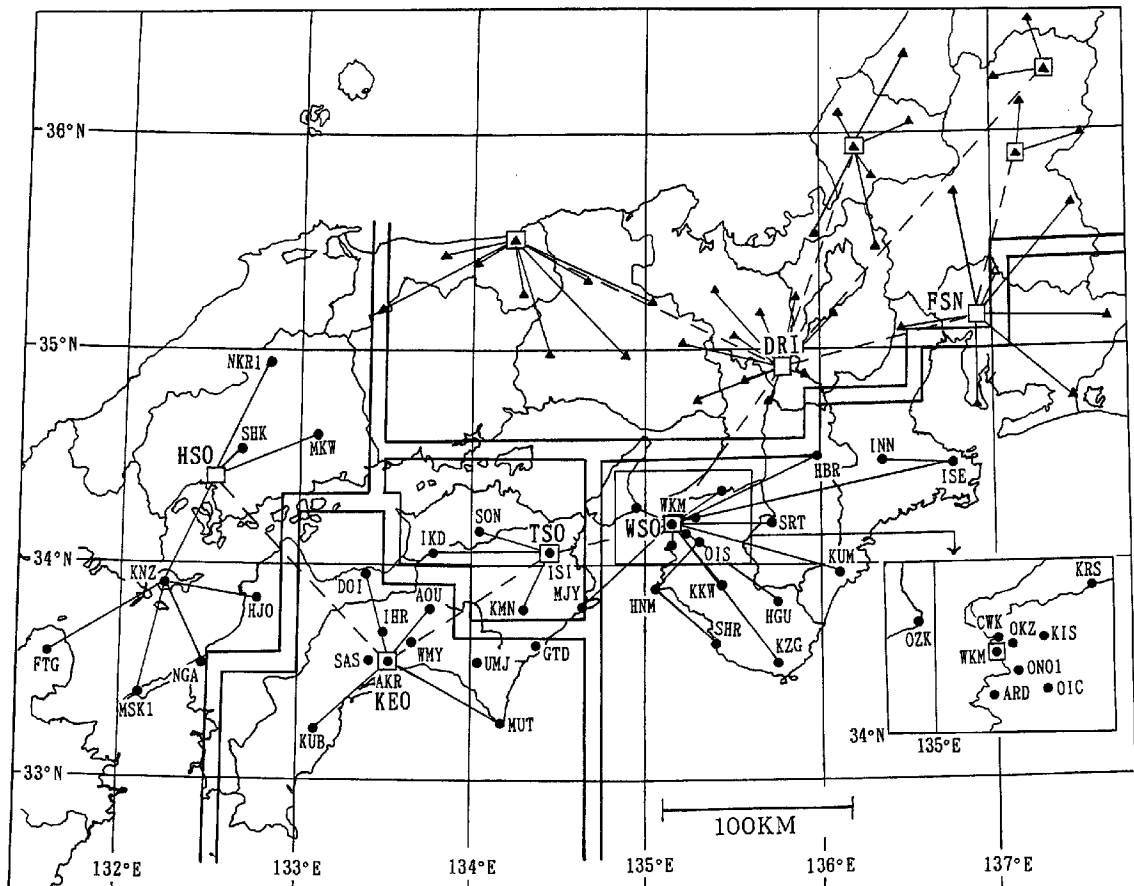


Fig. 2 Distribution of observation stations. The abbreviations of observatories, WSO, TSO, KEO, and HSO denote, respectively, the Wakayama microearthquake observatory of the university of Tokyo, Tokushima seismological observatory of Kyoto university, Kochi seismological observatory of Kochi university, and Hiroshima seismological observatory of the university of Tokyo. The field of each observatory is enclosed by north-south and east-west lines with some gaps.

および南海地震（1946）に関してFig. 1のように余震域や地殻変動域（津波波源域などを含む）が求められている。さらに時代を遡った歴史的な南海地震についても地震と津波による被害資料などから震源位置などが推定されている。

1960年代に出されたプレート区分では南海トラフを境にして、南側をフィリピン海プレート、北側をユーラシアプレートとし、前者が後者の下へ沈み込んでいると考えられた。南海地震（1946）については多くのメカニズム解が提示されたが、観測資料が乏しいため確定的なものはない。現在では、北西方向の低角逆断層型であるものが有力視されているが、地震波形解析や地殻変動量、津波波高資料などから多くの異なった震源モデルが報告されている。一方、地磁気測定資料や長スパン基線測量などから、フ

ィリピン海プレートは南海沖では北西方向への進行が示唆され、巨大地震を引き起こす要因であると考えられている。

3. 南海地域の地震観測の概況

南海地域の地震観測は気象庁官署の前身として、明治初期から徐々に各府県の測候所として整備されたが、1940年に国営化され気象庁の管轄となった。一方、大学による微小地震を対象にした高感度観測は、1950年代から臨時観測として始められたが、常時観測網として整備が進められたのは1960年代後半からである。当初はいずれも民間への委託観測であったため各観測網内に限った解析しか行えなかった。1980年代に入り、テレメータ観測の整備を進めると

Table 1 List of observation stations

STATION	CODE	COORDINATES			OBS. PERIOD	NETWORK
NAME		LATITUDE (° N)	LONGITUDE (° E)	HEIGHT (m)		
WAKAYAMA	WKM	34.1909	135.1673	5	1978.7 ~	WAKAYAMA
OISHIYAMA	OIS	34.1015	135.3218	840	1980.7 ~ '89.1	WAKAYAMA
OISHIYAMA	OIC	34.0989	135.3167	770	1989.1 ~	WAKAYAMA
ARIDA	ARD	34.0859	135.1617	41	1958.12 ~	WAKAYAMA
KATSURAGI	KRS	34.3445	135.4432	830	1980.7 ~	WAKAYAMA
HINOMISAKI	HNM	33.8822	135.0666	189	1980.7 ~	WAKAYAMA
OISHIZAKI	OZK	34.2645	134.9525	112	1981.6 ~	WAKAYAMA
MYOUJINYAM	MJY	33.8014	134.6466	380	1981.6 ~	WAKAYAMA
KAINOKAWA	KKW	33.9009	135.4489	256	1982.4 ~	WAKAYAMA
SHIRAHAMA	SHR	33.6297	135.4110	170	1982.5 ~	WAKAYAMA
KOZAGAWA	KZG	33.5369	135.7617	20	1982.4 ~	WAKAYAMA
SARUTANI	SRT	34.1900	135.7365	447	1982.4 ~	WAKAYAMA
HONGUU	HGU	33.8228	135.7649	185	1982.4 ~	WAKAYAMA
KUMANO	KUM	33.9542	136.1083	327	1982.4 ~	WAKAYAMA
HAIBARA	HBR	34.5028	135.9934	390	1963.10 ~	WAKAYAMA
ISE	ISE	34.4585	136.7740	440	1963.10 ~	WAKAYAMA
KISHIMIYA	KIS	34.2231	135.2992	96	1984.4 ~	WAKAYAMA
WAKAYAMA C	CWK	34.2243	135.1758	45	1984.4 ~	WAKAYAMA
OKAZAKI	OKZ	34.2101	135.2121	10	1984.6 ~	WAKAYAMA
OHNO	ONO1	34.1450	135.2306	50	1986.7 ~	WAKAYAMA
IINAN	INN	34.4874	136.3409	440	1990.2 ~	WAKAYAMA
GOTANDA	GTD	33.6141	134.3785	20	1977.10 ~	WAKAYAMA
ISHII	ISI	34.0573	134.4581	27	1974.10 ~	TOKUSHIMA
KAMINAKA	KMN	33.7865	134.3058	280	1974.8 ~	TOKUSHIMA
SHIONOE	SON	34.1569	134.0703	286	1984.4 ~	TOKUSHIMA
IKEDA	IKD	34.0597	133.7928	340	1984.4 ~	TOKUSHIMA
ASAKURA	AKR	33.5438	133.4887	-30	1981.9 ~	KOCHI
AOU	AOU	33.7923	133.7706	470	1972.4 ~	KOCHI
MUROTO	MUT	33.2616	134.1768	140	1983.4 ~	KOCHI
ISHIHARA	IHR	33.6879	133.4712	510	1967.4 ~	KOCHI
WAKAMIYA	WMY	33.6421	133.6751	190	1967.4 ~	KOCHI
UMAJI	UMJ	33.5462	134.0470	320	1972.4 ~	KOCHI
DOI	DOI	33.9609	133.3975	120	1982.4 ~	KOCHI
KUBOKAWA	KUB	33.2355	133.1186	250	1983.4 ~	KOCHI
SASAYAMA	SAS	33.5222	133.4000	310	1985.9 ~ '95.3	KOCHI
SHIRAKI	SHK	34.5322	132.6775	285	1965.7 ~	HIROSHIMA
MIKAWA	MKW	34.6111	133.1071	320	1967.9 ~	HIROSHIMA
NAKANOHARA	NKR1	34.9410	132.8228	330	1984.4 ~	HIROSHIMA
FUTAGOSAN	FTG	33.5811	131.6020	685	1983.5 ~	HIROSHIMA
KANOZAN	KNZ	33.9119	132.2486	598	1983.5 ~	HIROSHIMA
HOJO	HJO	33.9299	132.8153	360	1984.3 ~	HIROSHIMA
NAGAHAMA	NGA	33.5333	132.4685	750	1983.7 ~	HIROSHIMA
MISAKI1	MSK1	33.4037	132.1216	90	1985.6 ~	HIROSHIMA

ともに、1985年4月5日以降は観測所相互にデータを交換し、隣接地域の震源決定精度の向上を目指した。

Fig. 2は南海地域の観測網を示したものである。また、Table 1には各観測点座標と観測期間を示している。各点とも標準としては短周期速度型地震計3成分を使用し、地動ノイズに応じて感度を設定している。当初は記録媒体として磁気テープが使われていたが、近年では様々な波形保存手段が用いられている。また、臨時観測が行われた場合は、この記録を加えた解析も行われている。

4. 観測データの統合処理

西南日本外帯に直接関係する南海観測網(和歌山、徳島、高知、広島: Fig. 2参照)は、それぞれ独自に震源決定を行い、地震活動などの報告を行っている。震源決定についてはいずれも水平成層モデル (Fig. 3) を基調としているが、速度構造モデルと計算方法は若干の相違がある。しかし、それぞれの観測網内の震源決定精度に大きな違いはない。今回処理した1985年以降の期間内では、各観測網とも隣接観測網資料を利用している。従って、境界地域についてはほぼ同様の資料が使われているため、両観測網で震源決定される場合が多く、両者に大きな差異はない。

各観測網で得られた震源データを集め、次のような作業により震源統合ファイルを作成した。

- (1) 観測点配置を考慮して、各観測所の受け持ち範囲を設定する (Fig. 2)
- (2) 各資料の統一フォーマットへの変換と発震時ソース
- (3) 設定範囲外の地震資料の除去
- (4) 境界領域内の重複した地震の選別と除去

Fig. 4.1はこのようにして統合処理された全震源を示したものである。なお、図中の北近畿、中国地方東部、北陸地方については西南日本内帯部の資料(主として地殻上部地震に限られる)を京都大学防災研究所の処理結果で補っている。Fig. 4.2は同期間の気象庁による震源分布を示したものである。地震総数は統合処理データの16%程度であるが、分布の样子に大きな違いはない。しかし、地域的に細かくみると、系統的な差異が認められる場合がある。例えば、紀伊水道から四国東部にかけての地震群の深さが気象庁データではおよそ15km深く決められている。

Fig. 4.1には過去10年間の13万個あまりの地震がプロットされているが、観測網の粗密や分布の違いによって震源決定される地震の規模Mの下限に多少の地域差が生じる。とくに海域においては観測網外とな

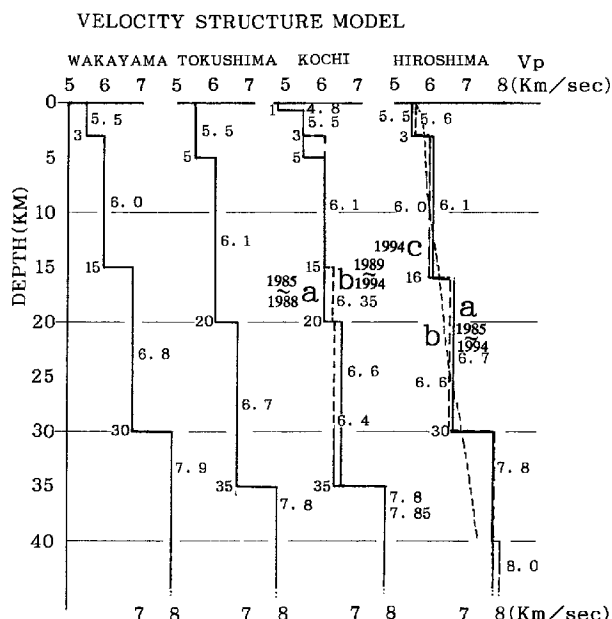


Fig. 3 Velocity structure models used by the observatories in calculation of hypocenters. The model b is averaged from the model a, for Hiroshima observatory.

るためMの下限とともに震源精度が落ちることは否めない。また、人工的な地震はMが1程度以下の場合は、採石発破など場所が固定されたもの以外の道路工事発破などは十分除去されていない可能性がある。今回のような大量の資料整理においてはこれらの完全な除去は無理であると考え、まばらな震源分布は無視して、震源の集中度、あるいは、活動域の連続性に注目して議論することにした。孤立した震源(点)については今後の参考資料としてプロットには残しているが、種々の要因から紛れ込んだ偽りの震源である可能性があるため、地震活動面の推定に際して無視している場合がある。なお、欠測などによる場合も範囲外地域については隣接観測所の資料で補うことはしていない。

5. 震源空間分布の特徴

5.1 統合資料による震源分布図

Fig. 5は統合資料によって求めた震央分布図である。震源の深さ25kmを境にして、地殻内部の地震活動(上図)と地殻下の地震活動(下図)とに分けて示してある。南海トラフ(N.T.)にほぼ平行および直角に区切ったFig. 6に示す各領域について深さ分布を

NANKAI NET

N=134579

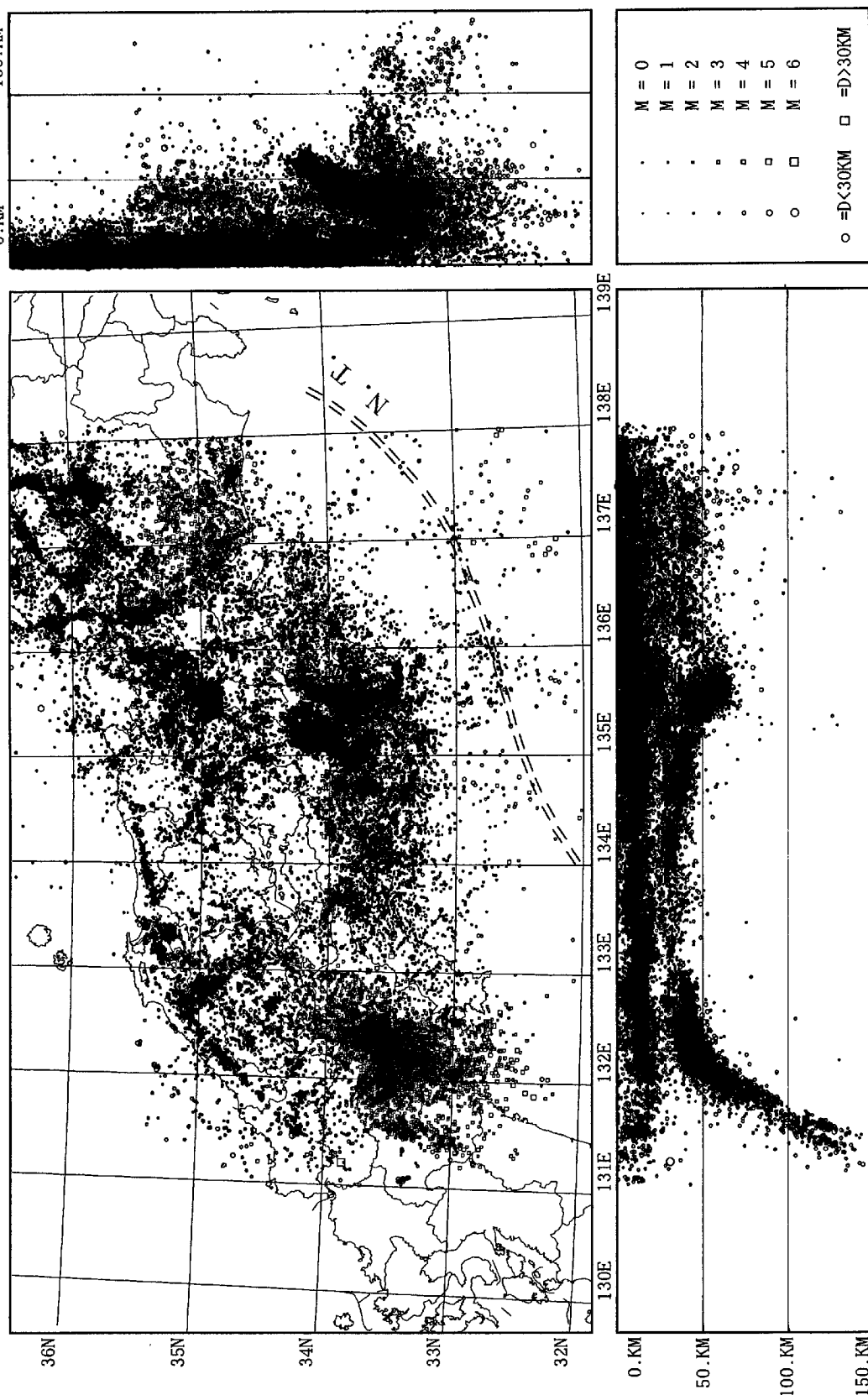


Fig. 4.1 Hypocentral distribution of microearthquakes plotted from the composite data file.

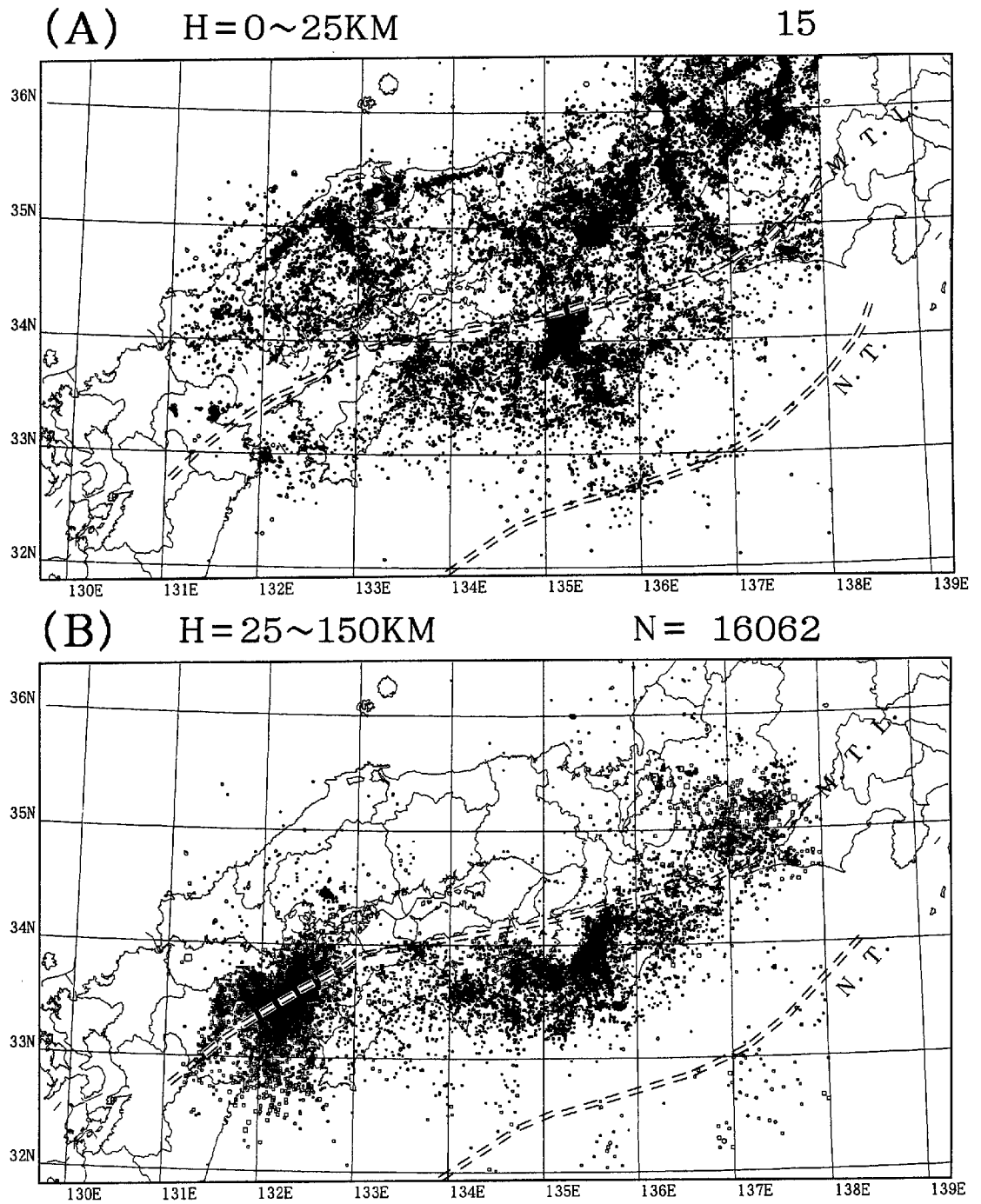


Fig. 5 Distributions of hypocenters of crustal earthquakes (the upper figure, depths less than 25km) and subcrustal earthquakes (the lower, depths more than 25km). N. T. and M. T. L. show the Nankai trough and the Median Tectonic Line, respectively.

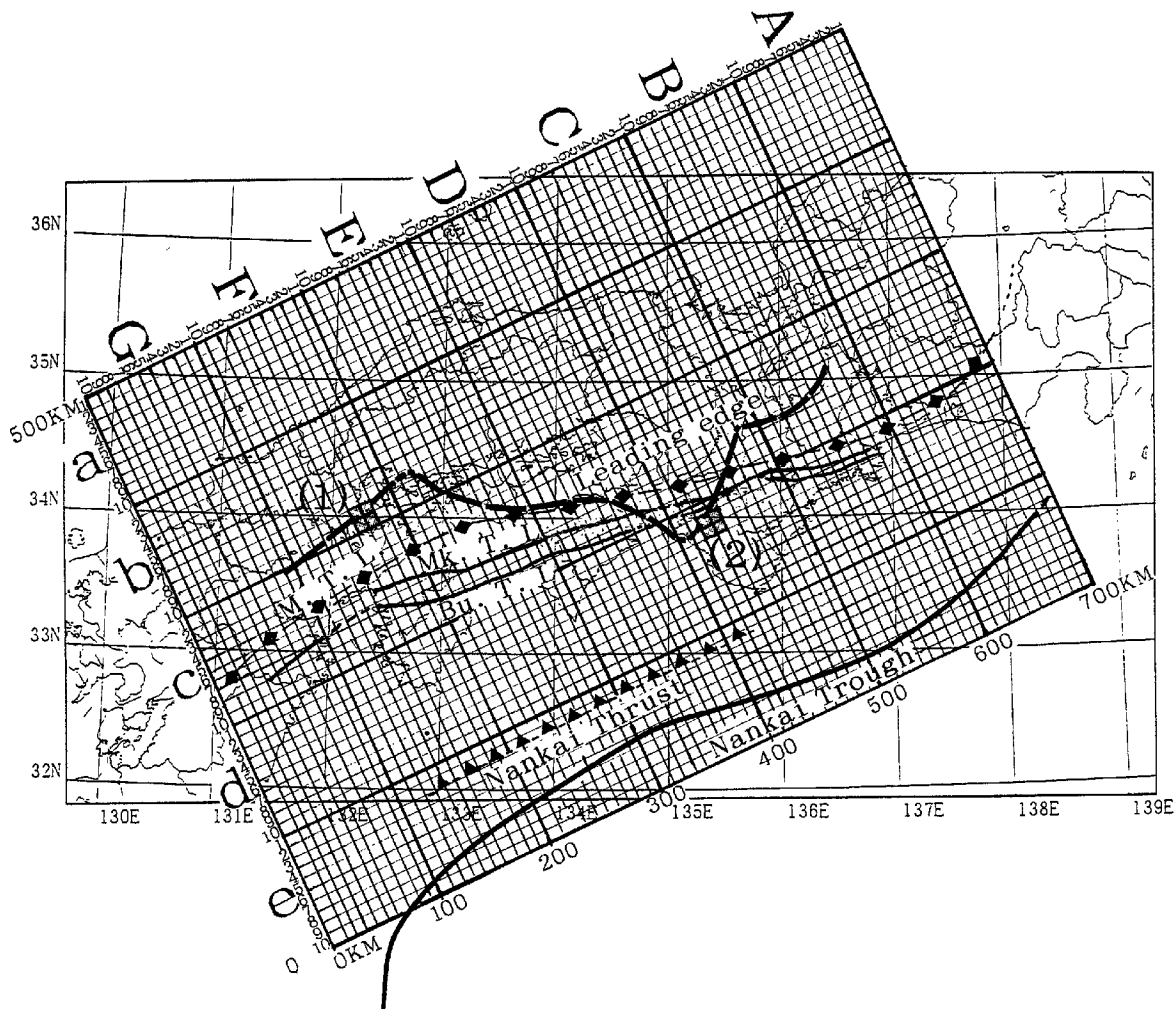


Fig. 6 Index of rectangles divided to see the regional variation of depth distributions.

求めたのが、Fig. 7（南海トラフに平行な帯状領域）とFig. 8（南海トラフに直交する帯状領域）である。これらは、領域の幅は100kmと広く採って概略的な深さ分布をみたものであるが、地域によって分布の様子に顕著な相違がみられる。このような地域差をさらに詳細に調べるため、この幅を10等分し、10km幅で断面図を作成した。一例としてFig. 9に南海地震の余震域とされる紀伊水道および四国沖の南海トラフに直交したC, D, E領域についての断面図を示した。

5.2 分布の形状と分類

深さ分布の詳細を見るため、各種方向に切った10 kmメッシュの小ブロックについて震源の深さの頻度分布を描き、各地域の地震活動層毎の平均的な深さおよび層厚を求めた。Fig. 10には紀伊半島および安芸灘周辺の深さ頻度分布を例示した。このような深さの頻度曲線を参考にして、隣接ブロックとの連続性

を考慮し修正を行ったものを各ブロックの値として最終的に採用した。この値をもとに各活動の平均的な深さ分布を求めたのがFig. 11である。地震活動の低い領域において深さのばらつきがある場合には、等深度曲線の値を確定することが難しいため波線で示している。

5.3 資料の誤差に伴う影響と問題点

統合資料として用いた震源データは各観測網の結果を、Fig. 2に示すように、地域を限定してそのまま採用しているので、震源位置に含まれる誤差はそれぞれの読み取り精度、計算方法および速度構造モデルに依存する。しかし、前述したように計算方法はほぼ類似しており、また、読みとり内容も特に差はない。観測網の観測点密度と、使用する観測点と震源の位置関係によって決定精度の差が生じるおそれはあるが、海域および南海観測網東西域外を除けば、隣接間データ交換が行われており、各観測網の隣接

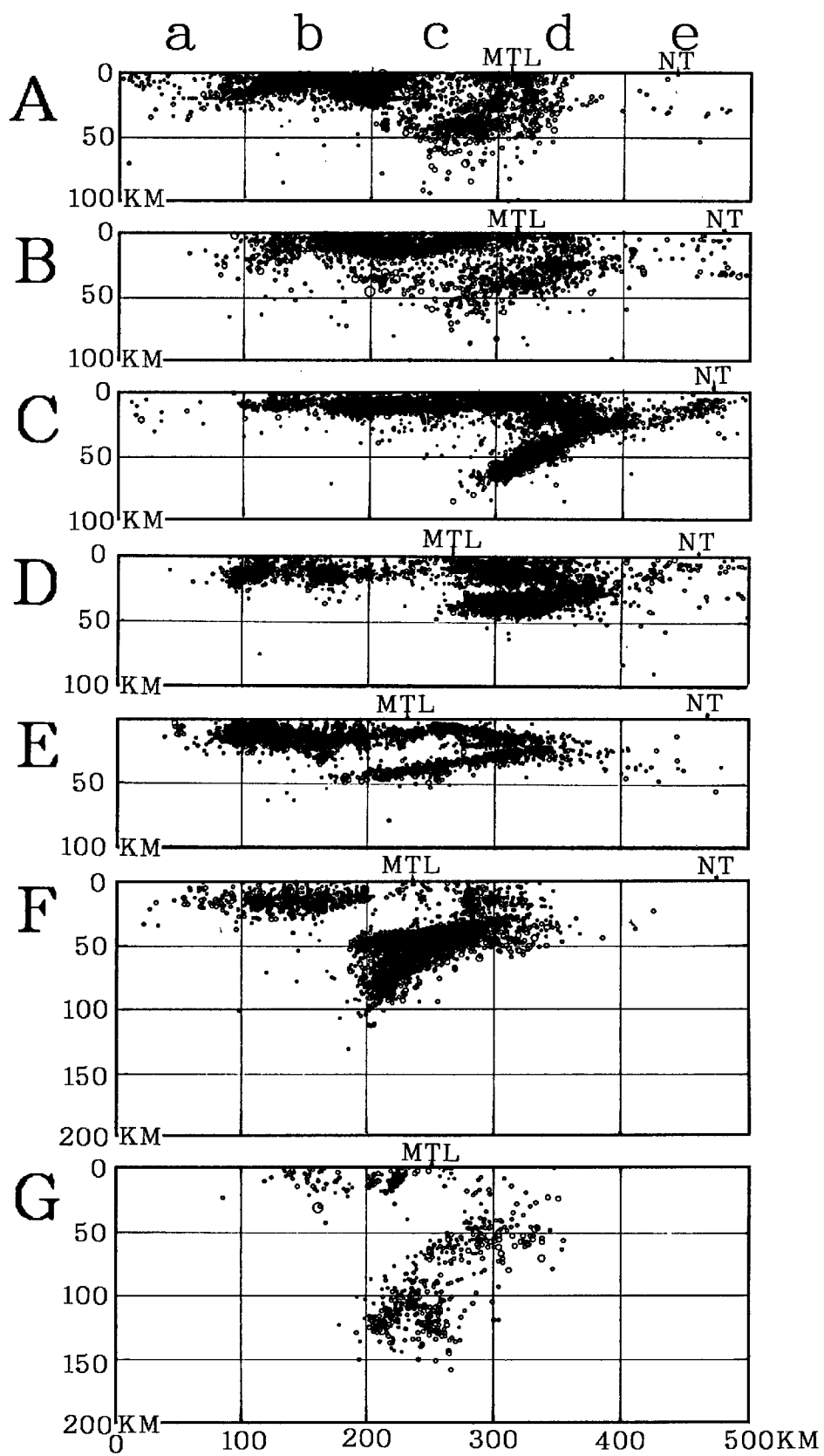


Fig. 7 Depth distributions plotted along the sections rectangular to the Nankai Trough.

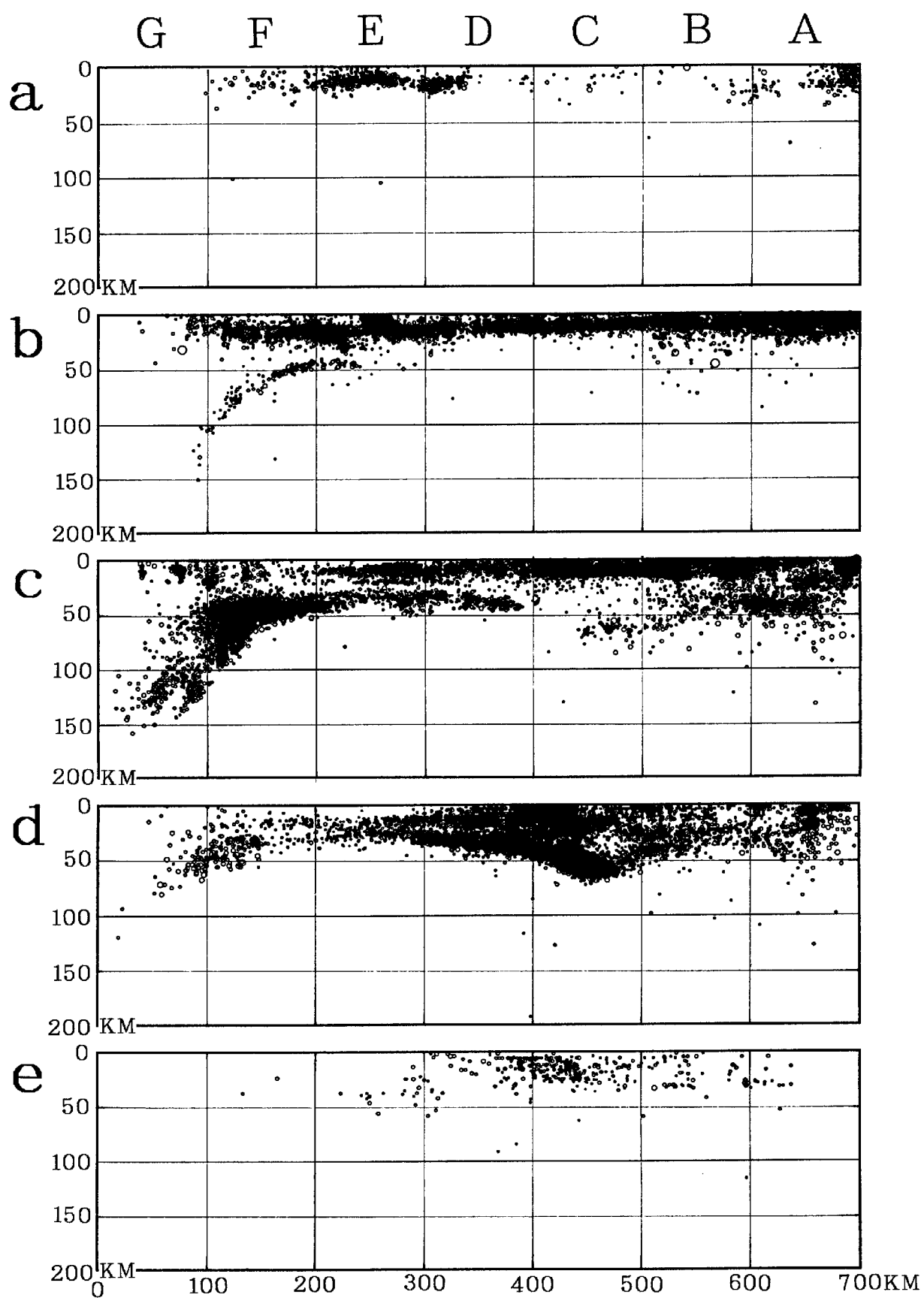


Fig. 8 Depth distributions plotted along the sections parallel to the Nankai Trough.

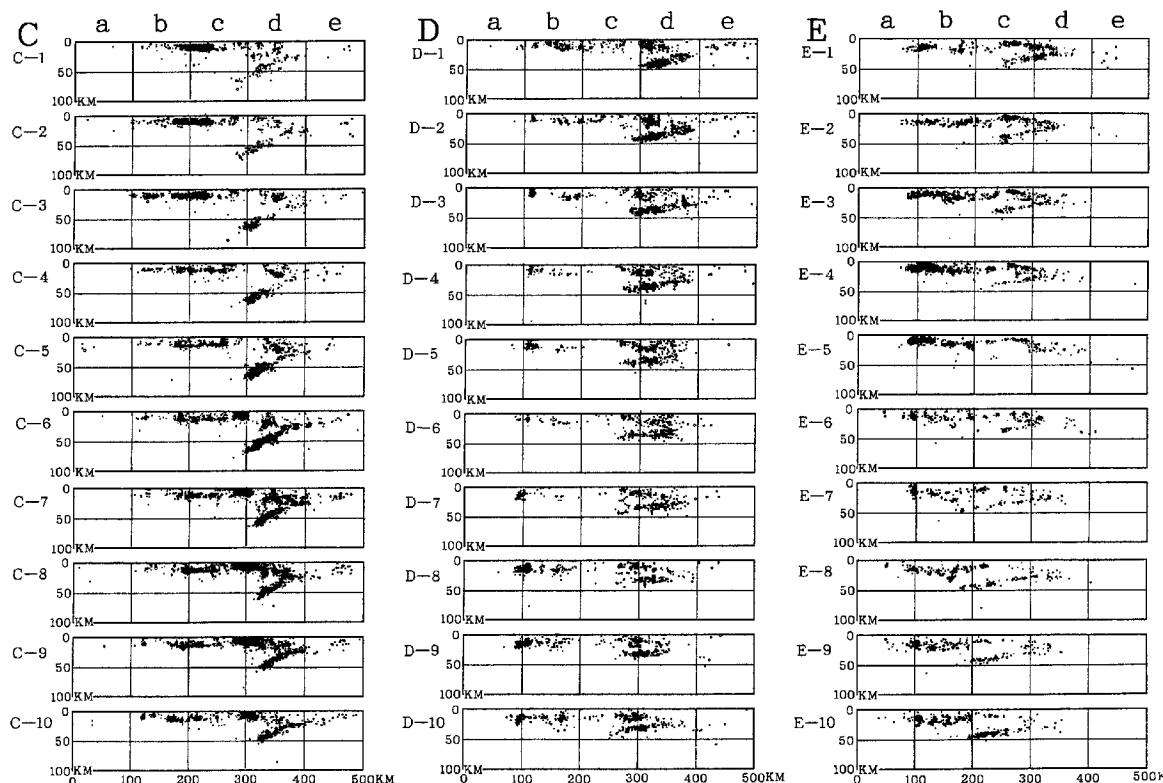


Fig. 9 Detailed depth distributions for the rectangles C, D, and E, shown in Fig. 6.

部の精度はほぼ同様と考えてよい。なお、速度構造モデル(Fig. 3)について、前述の通り、若干の差があるが、観測網外で屈折初動値を用いる場合を除けば無視できる。なお、群発やノイズが重なった場合、少数観測点資料しかない場合には読みとり誤差とは異なる大きな誤差が残るおそれがある。この際、震源が飛び離れて孤立することが多いが、このような震源は全体に比べて少数であるので、とくに除去することはしていない。

前節で述べたように、大学と気象庁の観測網で地域的に系統的な差異がみられたが、大学観測網相互では、隣接部を含めた震源分布は、例えばFig. 8にみられるように、滑らかにつながることができるので、解析の支障になる系統的な誤差は含んでいないと考えられる。

6. 沈み込むスラブの形状

6.1 地殻下地震の深さ分布とリーディングエッジ

西南日本外帯においては、Fig. 5の下図に示したように、地殻下の地震活動は連続して広域に分布する。Fig. 10の深さ別頻度分布をみると、この面上の地震活

動は数kmの厚さをもっていることが分かる。これは震源決定に含まれる誤差に依るものである可能性も考えられるので、この活動の各ブロックでの平均的な深さと層厚をもとに等深度線を求めたのがFig. 11である。この分布は四国内部では緩やかな北さりの傾斜をもっているが、紀伊半島では北西方向に、豊後水道から九州東岸では西北西方向に急傾斜しその先端部の深さは、それぞれ90kmおよび140kmに及んでいる。これらの地震活動面は沈み込むスラブの上面を表すものであるとすれば、この地域では大まかにみて、傾斜方向や角度の異なる3つのスラブが存在する。Fig. 11にみられるように、スラブの接合部において等深度線が急変したり滑らかにつながらないことから、紀伊半島西部や四国西部においてスラブは相互に食い違っている可能性が高い。

これらのスラブの先端部（リーディングエッジ）については地震活動が急速に減衰するために確定しにくい、全体の傾向としてFig. 11に三角印で示してある。これは、スラブの脆性破壊の限界を示すものであると考えられるが、スラブの沈み込み速度や物性、また、そこでの温度、圧力など物理的条件を加味した総合的な議論が必要である。ここでは、後述

(1) Sea of Aki Region

(2) Southwest Part of Kii Peninsula

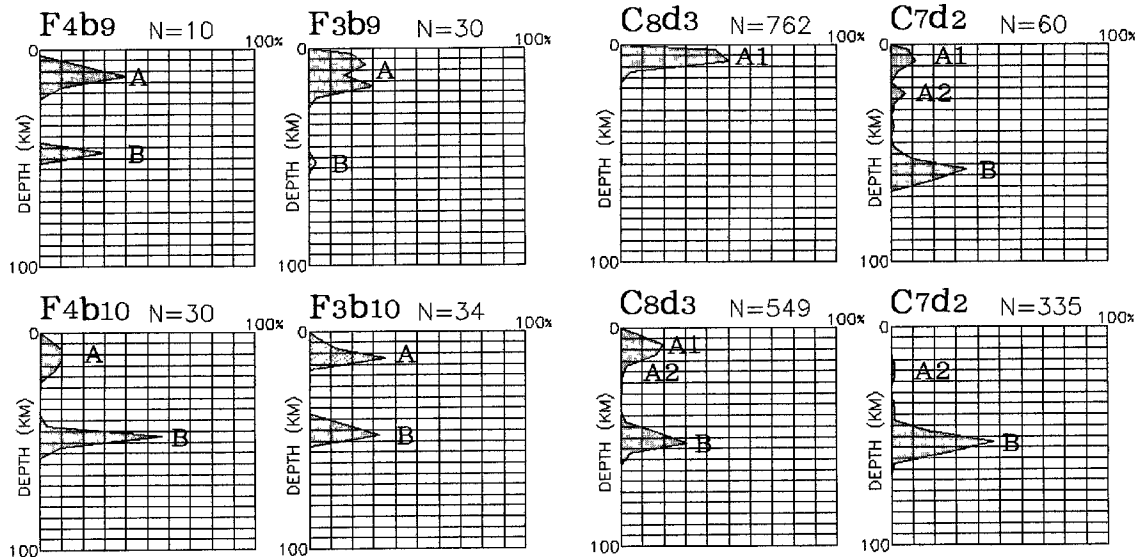


Fig. 10 Examples of frequency distributions of depths. A and B show the distributions of crustal and subcrustal earthquakes, respectively. (1)Sea of Aki region, (2)Southwest part of Kii Peninsula.

のように、リーディングエッジに関連した地震活動について地域的な特徴を見るにとどめたい。

6.2 メカニズム解から推定される応力分布の特徴

地殻下地震について各地域の代表的なメカニズム解を地震の深さ別に求めたものがFigs. 12~14である。南海地域におけるこの活動は、フィリピン海プレートの沈み込みによるものであるとして、北西方向への圧縮運動が考えられているが、図に示したように、P軸の方向はかなりのばらつきがあり、単純な沈み込み運動では説明できない場合が多い。南海地震(1946)の断層モデルは北西落ちの低角逆断層であるとする考え方があるが、紀伊半島沖、南海トラフ付近には東西主圧力のものが多くがみられる。また、四国では全体として、南北主圧力である。このように、スラブの形状やスラブの接合部に関連をもたせながら、地域別の詳細な考察が必要であろう。

7. 地域的特徴

7.1 紀伊半島と周辺地域

紀伊半島とその周辺部では地殻上部、地殻下部(マントル上部)の3つの顕著な活動がある(Mizoue *et al.*, 1983)。このうち、地殻下地震に注目

すると、Fig.11にみられるように、紀伊半島の北端部では北西に傾いた半船底状を示し、最深部は大阪中部付近で深さ80kmを越えている。主要な地震のメカニズム解は紀伊半島中部では高角で北東側が滑り落ちる正断層型である。最深部付近ではほぼ東西主圧力をもった横ずれ型に近い。前面の屈曲部に当たる紀伊水道から紀伊半島沖にかけて主圧力軸の方向が南北から東西に回転するようにみえる。この地域は南海地震の余震域に当たるが、南海地震などのメカニズム解(Kanamori, 1972)と一致するものは殆ど見られない。

しかし、南海地震の余震域の大半は海域に当たり、現在の地震活動も十分把握できていない。応力方向は複雑で、推定されている各モデルや計算値と十分に一致しているとはいえない。この活動の乱れが時間的な変化であるのかどうかは、今後、海域の観測網と合わせて見ていく必要がある。

紀伊半島北部においてこの活動は屈曲し、中央構造線などの主要な地質構造線とは斜交している。また、地殻上部の浅い地震が東西主圧力を示すのに対し、下部の地殻下活動の先端部の主応力場は乱れが大きい。地殻上部の地殻変動や地震活動の状態を解釈する場合には、深部の活動の影響も同時に考慮する必要がある。

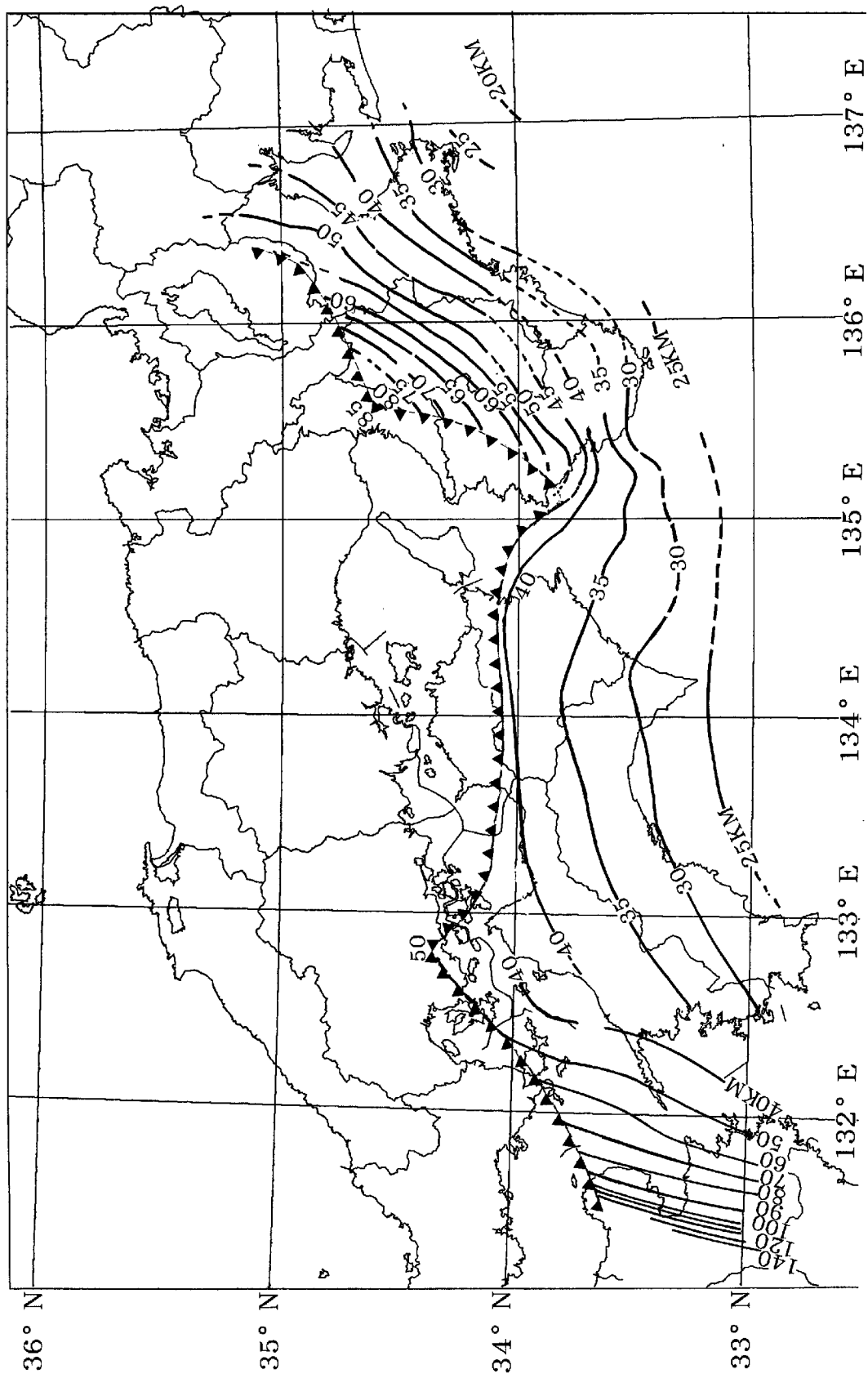


Fig. 11 Isodepth curves derived from the detailed depth distributions. The leading edge, where the seismic activity disappears, is drawn by the solid triangles.

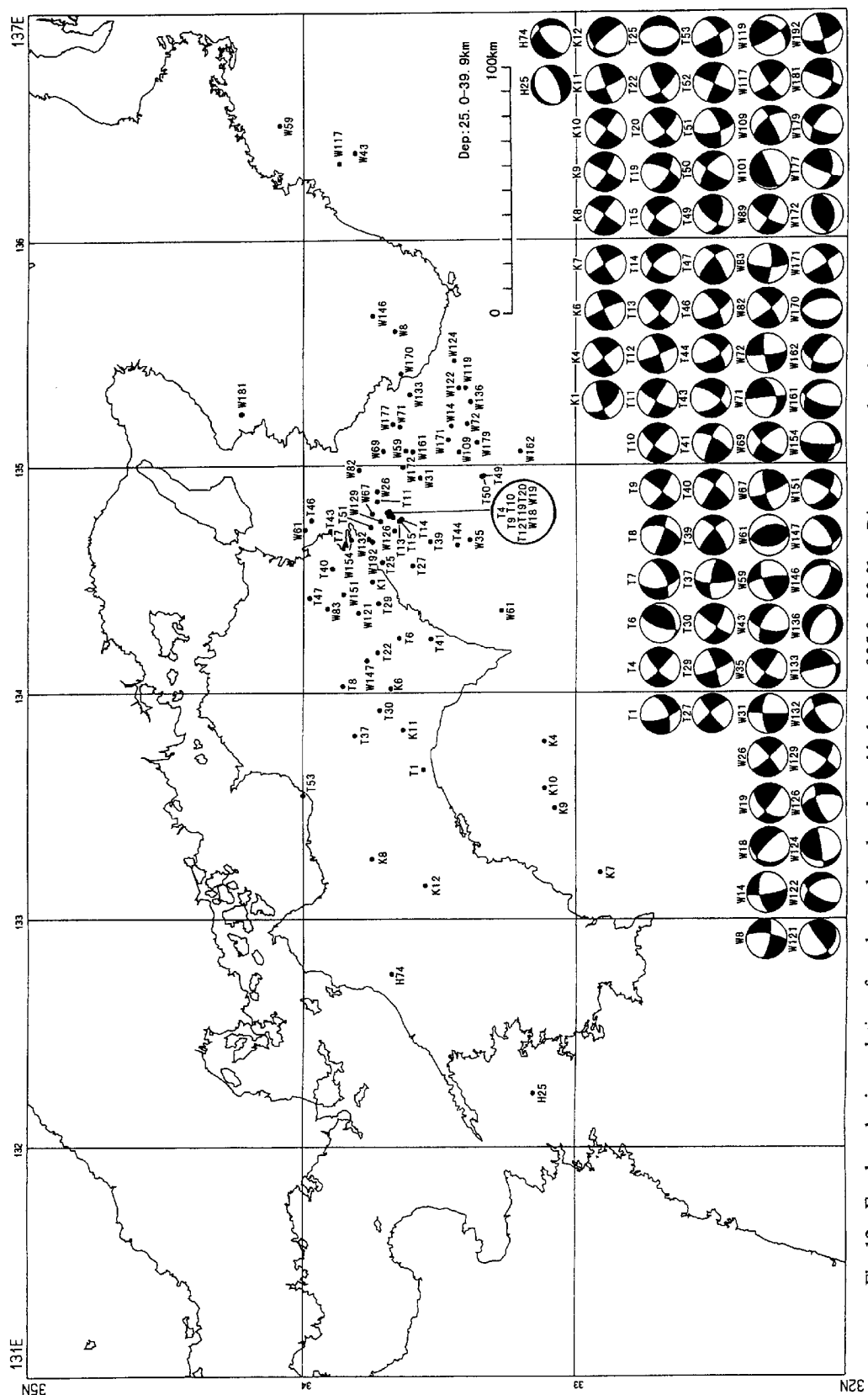
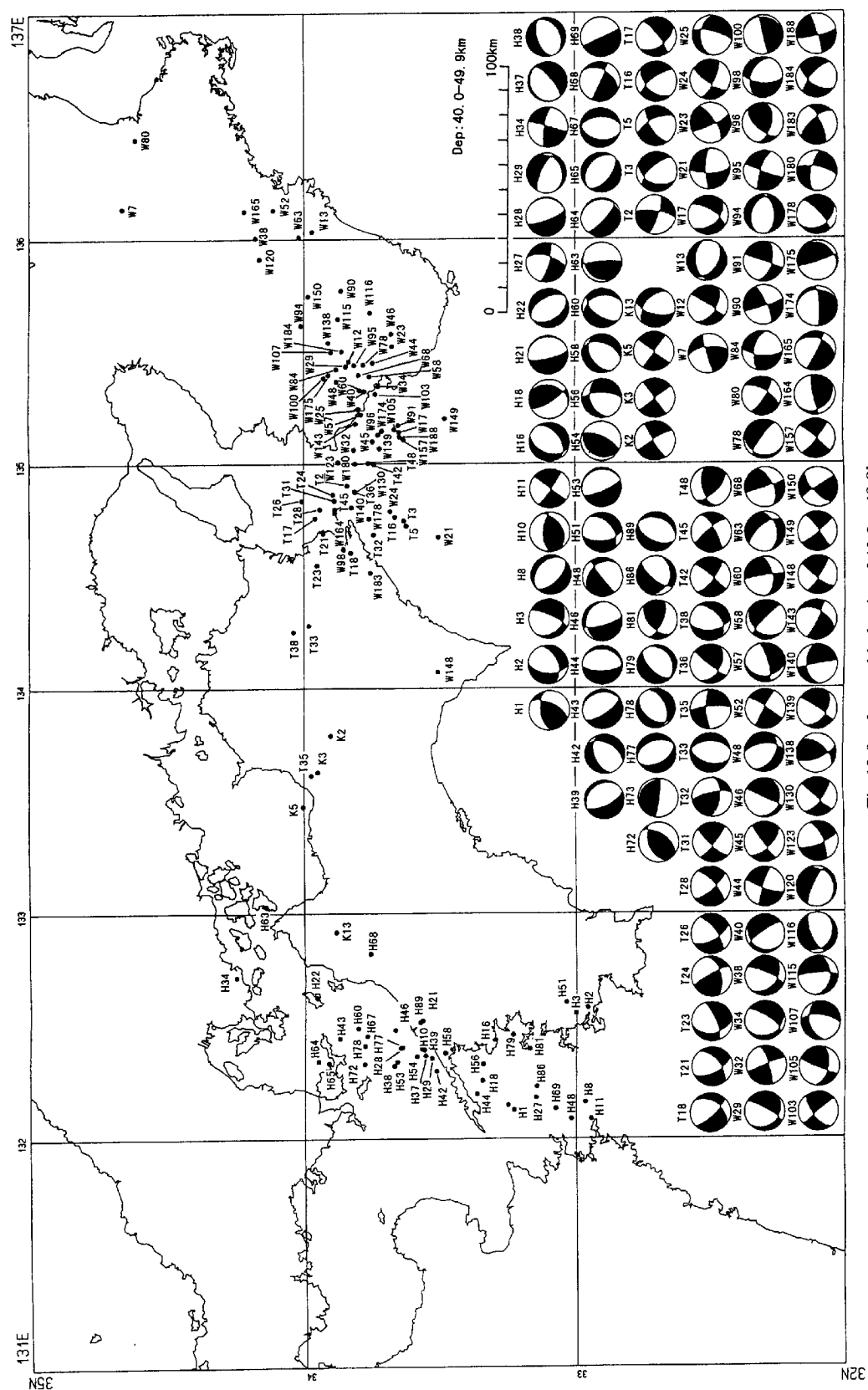
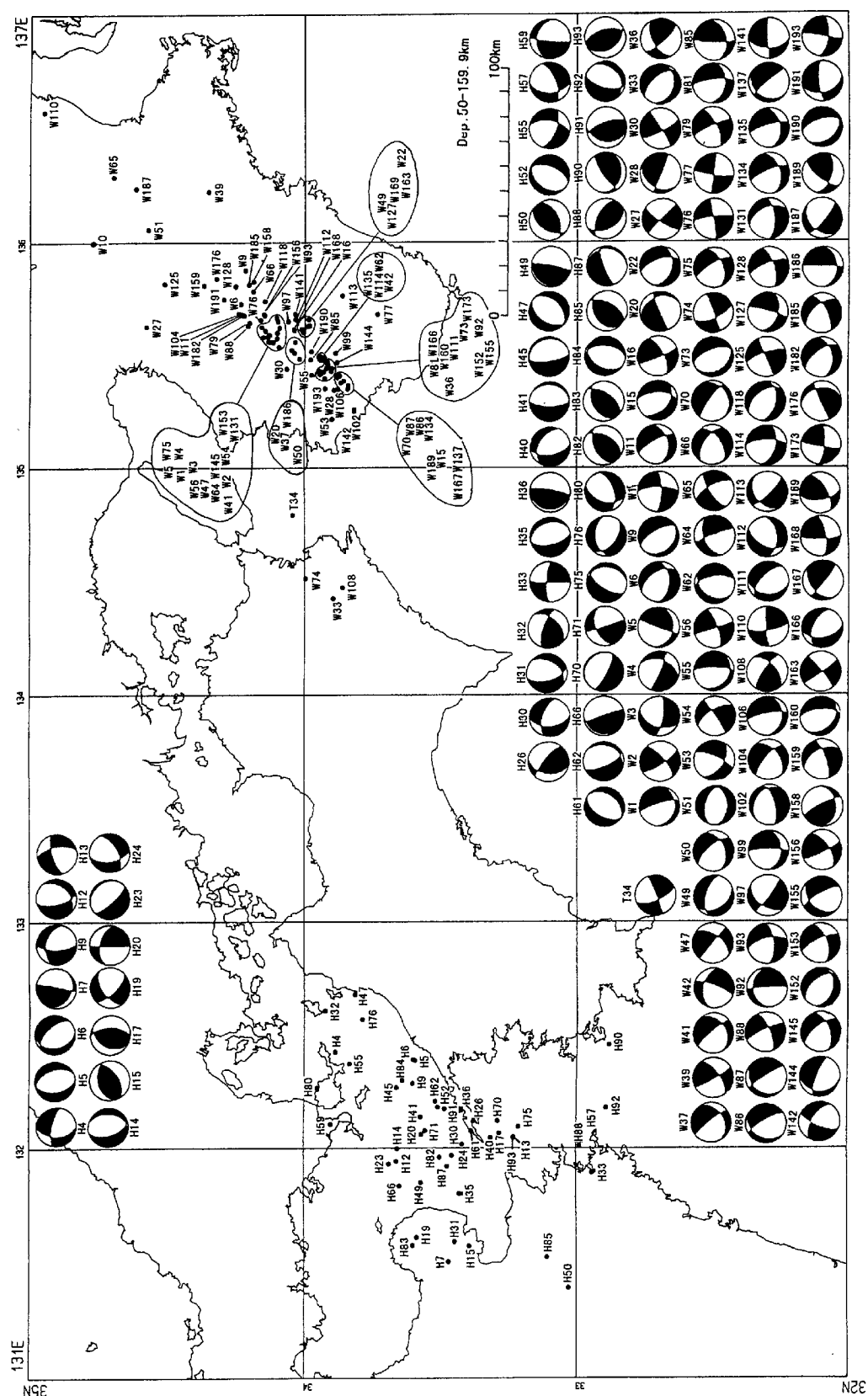


Fig. 12 Focal mechanism solutions for subcrustal earthquakes with depths of 25.0 ~ 39.9km. Diagrams are plotted on the lower hemisphere.





7.2 四国地域

四国地域での地震活動は、地殻上部と地殻下部の2つのグループに明瞭に分かれている。このうち、浅い地震の震源分布の形状は地質構造線と関連して変化していることが確かめられている。これに対して、地殻下地震は全体として、約9度の傾斜で北下がり分布し、分布の傾斜は、南側は南海トラフ付近まで、北側は中央構造線まで続いている。その発生層の厚さは、データを詳しく吟味した結果、5km程度と非常に薄いことがわかった。さらに、両者は南部の室戸岬付近の深さ20kmあたりで接している[木村・岡野(1991)]。また、京都大学防災研究所(1994)に四国東北部における地震活動と中央構造線との関連についての報告がある。この地域の地殻下地震の北限は構造線(地表)の数km程度南側であるので、およそ45度で北に下がっている構造線との明瞭な関連はみられない。

発震機構の特徴としては、すでに述べたように、地殻下地震のP軸方向は南北、地殻地震では東西が卓越している[Okano *et al.* (1980)]。1946年の南海地震と同じくP軸が北西-南東方向に向く低角逆断層を示す地震は殆ど観測されず、ストライクスリップを示す地震が多い。

この地域のもう一つの特徴は、地殻地震と地殻下地震の活動変化が大きく異なることである[木村・岡野(1995)]。地震波による放出エネルギーの積算値を比較すると地殻下地震のものが地殻地震のそれより圧倒的に大きく、現在の四国地方に働いている応力場は地殻下地震にみられる南北方向の圧縮力が主であることが分かる。地殻地震の発生数は、四国中央部で微小地震の観測が開始されてから約30年間で1/2~1/3に減少しているのに対し、地殻下地震はさほど減っていない。地殻地震の急減は次のように解釈される。南海地震の発生によって南北方向の応力が解放され、その影響が地殻上部に伝わり、地殻上部には相対的に東西方向の応力が急激に高まった。事実、地殻地震の活動が南海地震直後から活発化した。地殻地震の活動は南海地震の発生により誘発されたのである。次の南海地震を起こす南北方向の応力の増加が地殻にゆっくり影響し、相対的に地殻に働いている東西と南北方向の応力差を減少させ、誘発された地殻地震の活動は徐々に低下してゆく。JMAデータによれば、1946年の南海地震の前に四国の地震活動の低下があったことが分かっており、現在、観測されている地殻地震の活動低下は次の南海地震の発生予測の一つの手がかりとなると考えられる。

7.3 瀬戸内海西部と周辺地域

瀬戸内海西部における地殻下地震は、四国西部の深さ40kmから始まり、西北西方向に急角度で落ち込み、九州中部で140kmに達している。Fig. 11にみられるように、この活動の北西部で急に地震活動が消失し、明瞭なリーディングエッジを形成している。一方、四国中央部から北へ延びる地殻下地震活動はこの地域において急に低下し、明瞭な等深度曲線を描くことはできないが、地震活動の詳細な調査により、地震活動面は北下がりにおよそ5度の低角度で連なり、広島県中部(北緯34.5度)まで達していると考えられている(三浦他, 1991)。

この地域における地殻下地震のメカニズム解は、北緯34度付近を境にして、南北で大きな違いがある(三浦, 1996)。北側の内陸部では地殻内の浅い地震も含めて、東西方向の主応力軸によるものが殆どであるが、四国西部から西北西方向に沈み込む活動については、多くが正断層型でT軸が等深度曲線に直角方向であることが確かめられている。これはスラブが急角度で曲げられることに依るものであると考えられる。

8. 今後の問題点

次期南海地震の発生予測のための新たな観測研究プロジェクトが考えられている。これが実現すると、南海地域の微小地震観測は重要な役割を担うことになる。そこで、微小地震活動と南海地震との関連で、本研究を通じて指摘された事項についてまとめてみよう。

(1) 四国地域の地殻内部の浅い地震と地殻下地震の活動様式の違いに注目すべきである。互いに深い関連をもちながら、違った起源をもつ応力にそれぞれの地震活動がどのように反応するか注目すべきである。

(2) 南海地震の震央位置やメカニズム解について確定されたものはない。現在、南海地震の余震域の範囲に起こっている地震にはKanamori (1972)と同じメカニズム解を示すものは見あたらず、推定される応力の方向も別々である。南海地震の最大余震は本震から1年4ヶ月後に起こったM7.2の地震であるが、この震央は本震に近い位置に求められている。また、メカニズム解も本震と同じであると考えられているので、同じ面で逆断層運動が続いて起こった可能性がある。今後、本震周辺において活動の時間変化とともに東西から南北へと応力方向にも変化が起こる

のか、十分な精度で確かめる必要がある。

(3) 南海沖から紀伊半島内陸にかけて顕著な地震の発生域が北方向に移動する傾向が見られる[中村他, (1991)]。現在、やや目立った活動は紀伊水道南部から北部に移りつつある。過去に類似したパターンがあり、近い時期に和歌山県中部から奈良県南部付近に大規模な地殻下地震の発生が懸念されている。この付近では、地殻下部付近にも別の活動があり、互いに関連があると見られるので、地震活動とともに、応力方向の変化にも注目すべきであろう。

9. まとめ

大学の微小地震データを総合しデータファイルを作成した。これにより、地殻下に発生するや、深い地震活動について詳細な調査を行った。主な結果は次の通りである。

(1) 1985年以降は、大学の微小地震観測が軌道に乗り安定してデータの集積、解析が行われた時期である。また、南海観測網に関しては、観測所間を結ぶ隣接交換網が完成し、それぞれの観測網の周辺域の震源精度が格段に向上した。したがって、観測所ごとに解析処理された震源データの精度や震源位置について系統的な差異は無視することができた。

ここに集められたデータは134,579個であるが、このうち25kmより深い地震、16,062個を今回の解析に使用した。残りの88%は地殻内部の浅い地震である。今後、浅い地震にも目を向けて、地殻浅部の活断層など特徴をもつ構造との対比、時系列解析など、西南日本の広域的な視野に立った研究を推進しなければならない。

(2) いろいろな方向にきった断面図や深さの頻度分布をみると、地震活動面に相当する分布は、四国東部から九州西部地域のように地域によって厚みを増すが、一般的には非常に薄く、5km以下である場合も少なくない。これには震源決定誤差も含まれるので、実際はさらに薄いものであると考えられる。このような応力集中のプロセスは今後の重要な研究課題であろう。

(3) 等深度曲線から、異なった進行方向や傾斜角度をもった3つのスラブが存在することが確かめられた。それらの接合部では等深度曲線は滑らかにつながらないことから、互いに食い違いを起こしている可能性がある。しかし、その詳細な形状をみるためには、さらに、この地域のデータを集積する必要がある。

(4) スラブの面内で地震活動域の限界がある。その先端部を連ねたリーディングエッジは紀伊半島西部や伊予灘では非常にシャープであり、いずれもスラ

ブの最深部の進行方向におよそ50度の角度で交わっている。これに対して、四国中央部の北下がりのおよそ50度の角度で交わっている。これに対して、四国北部（北緯34度以北）で地震活動が非常に低いため、そのリーディングエッジの位置は明確に決まらない。しかし、連続したものではないが、この地域での目立った地震活動を参照して、等深度曲線にはほぼ並行して描くことができた。

(5) 来るべき南海地震の予測に関連して、地殻下地震の活動様式やメカニズム解の時間的変化を監視することが有効であることが分かった。とくに、紀伊半島西部のスラブ接合部およびその海域への延長地域における地震活動についての詳細な調査が必要であると思われる。

謝 辞

地震資料を提供された観測所のスタッフの方々に深くお礼申し上げます。本論文をまとめるにあたり、平成8年度防災研究所特定共同研究経費（8P-2）の一部を使用した。ここに記して感謝する。

参考文献

- 木村昌三・岡野健之助（1991）：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），40，63－70。
- 木村昌三・岡野健之助（1995）：1946年南海地震直前の南海地域における地震活動の低下，地震2，48，213－221。
- 中村正夫・瀬戸憲彦・田上貴代子・北浦泰子・溝上恵（1991）：紀伊半島における1965－1991年の地震活動とその推移，1991年地震学会秋季大会予稿集，A27。
- 京都大学防災研究所（1994）：四国東部の地震活動，地震予知連絡会会報，52，426－432。
- 三浦勝美・佃 為成・三浦禮子・井上義弘・浅野周三（1991）：瀬戸内海西部とその周辺地域の稍深発地震面，地震研究所彙報，66，553－570。
- 三浦勝美（1996）：広島地震観測所の変遷と震源データ，地震研究所技術報告，1，50－58。
- Ishida, M. and Hasemi, A. H. (1988): Three-dimensional velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, 93, 2076－2094.
- Kanamori, H. and Tsumura, K. (1971): Spatial distribution of earthquakes in the Kii peninsula, Japan, south of the Median Tectonic Line, *Tectonophysics*, 12, 327－342.
- Kanamori, H. (1972): Tectonic implications of the 1944

- Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth. Planet. Interiors*, **5**, 129–139.
- Mizoue, M., Nakamura, M. Seto, N. Ishiketa, Y. and Yokota, T. (1983): Three-layered distribution of micro-earthquakes in relation to focal mechanism variation in the Kii Peninsula, Southwestern Honshu, Japan, *Bull. Earth. Res. Inst., Univ. Tokyo*, **58**, 287–310.
- Okano, K., Kimura, S., Konomi, T. and Nakamura, M. (1980): Focal mechanism in Shikoku, Japan inferred from microearthquake observations, *Mem. Fac. Sci. Kochi Univ.*, **1**, Ser. B, 1–3.
- Shiono, K., (1977): Focal mechanism of major earthquakes in Southwest Japan and their significance, *J. Phys. Earth.*, **25**, 1–26.
- Watanabe, H. and Maeda, N. (1990): Seismic activity of subcrustal earthquakes and associated tectonic properties in southeastern part of the Kinki district, Southwestern Japan, *J. Phys. Earth.*, **38**, 325–345.

Characteristic Activities of Subcrustal Earthquakes along the Outer Zone of Southwestern Japan

Masao NAKAMURA*, Hikaru WATANABE, Tadashi KONOMI,
Shozo KIMURA** and Katsumi MIURA*

* Earthquake Research Institute, the University of Tokyo

** Faculty of Science, Kochi University

Synopsis

Hypocentral data of microearthquakes prepared by the university networks spread over the Nankai area, were collected to synthesize a composite data file. From the precise depth distributions of subcrustal earthquakes plotted on various vertical sections, it seems that the three slabs are descending with different dip angles and in the different directions. The leading edge, where the seismic activity disappears, is seriously bended at the joining parts of the slabs.

Keywords: subcrustal earthquake; Nankai earthquake; Philippine Sea plate;
Nankai Trough; leading edge; Median Tectonic Line