

プレートが三重会合する 関東・東海地方の地殻活動様式

笠原敬司*

国立防災科学技術センター

Patterns of Crustal Activity Associated With the Convergence of Three Plates in the Kanto-Tokai Area, Central Japan

By

Keiji Kasahara

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Microearthquake hypocenters totaling about 20,000 were relocated by applying a revised velocity model to the observational data of the Kanto-Tokai seismic network of the National Research Center for Disaster Prevention. The hypocenter distribution of high resolution clearly shows some characteristic features of seismicity in the Kanto-Tokai area; the seismic plane dipping from the Nankai and Suruga Troughs, double seismic plane associated with subduction of the Pacific plate, clusters of deep foci in southwestern Ibaraki and middle Chiba, and so on. For about 500 earthquakes, focal plane solutions were also determined.

Based on the results of seismological studies, we delineated three-dimensional distribution of the Pacific, Philippine Sea and Eurasian plates which are converging in the Kanto-Tokai area. By integrating the plate distribution and tectonic evidences, we propose the "unified plate model for interpreting the tectonics of the Kanto-Tokai area" (shortly, the "unified model"). The unified model is outlined as follows. The Philippine Sea plate moving to the northwest against the Eurasian plate is separated into three parts at the northern rim; the eastern wing, central part and western wing. The eastern wing is subducting beneath the Kanto area, and its eastern edge is in collision with the Pacific plate generating high seismicity at the depth of 60-80km in southwestern Ibaraki and middle Chiba. The western wing is subducting beneath the Tokai area from the Nankai and Suruga Troughs. The central part

*第2研究部

colliding with the Eurasian plate in the area to the north of the Izu Peninsula is decoupled with the eastern wing by N-S trending faults of left-lateral strike slip, and with the western wing by NW-SE trending faults of right-lateral strike slip. The Izu area where those two types of fault systems dominate is referred to as the "Izu shear zone".

It is shown that various kinds of tectonic activities in the Kanto-Tokai area are consistently accounted for by the unified model; Quaternary subsidence of the Kanto Basin, space-time pattern of earthquake occurrence, migration of seismicity and crustal deformation, and so on. Some historical earthquakes are discussed in detail from the standpoint of the unified model. For the Ansei-Edo earthquake of 1855 ($M=6.9$), we emphasize the possibility of an interplate earthquake between the Philippine Sea and Eurasian plates. We further suggest that the Meio earthquake of 1498 ($M=8.6$), Keicho earthquake of 1605 ($M=7.9$) and Genroku earthquake of 1703 ($M=8.2$) might be intraplate earthquakes which generated large scale ruptures in the Philippine Sea plate.

The unified model merits the name in two points: (1) it provided a basis for understanding the tectonics of the Kanto area and Tokai area not separately but in a unified manner; (2) it succeeded in consistently interpreting not only the seismicity pattern but other tectonic evidences in the Kanto-Tokai area. The unified model advanced the classic idea of a rigid plate to the plate with internal deformation in that mutual motion of adjacent plates is represented by a transitional boundary zone.

Although the unified model succeeded in giving the framework of tectonics of the Kanto-Tokai area, it still leaves some ambiguities in fine details. Accumulation of observational data is needed for such future works as clearly delineating southern extension of the Philippine Sea-Pacific plate boundary, and revealing the detailed feature of the Philippine Sea-Eurasian plate collision. The present model, however, is expected to play a leading part in deeply understanding the tectonics of the Kanto-Tokai area as well as in working out the strategy of earthquake prediction of the complicated area.

目	次
1. はじめに	35
2. 関東・東海地域のプレートテクト ニクスに関する研究の概観	36
3. 関東・東海地域の地震活動	39
3.1 関東・東海地域の微小地震 観測	39
3.2 微小地震の震源決定	40
3.2.1 P波速度構造	41
3.2.2 震源決定法の選択	43
3.2.3 S波速度構造	45
3.2.4 観測データの重み	45
3.3 震源分布および発震機構	46
3.3.1 発破の弁別および震源 決定精度	47
3.3.2 地震活動の概観	48

3.3.3 震源の地理的分布のい くつかの特徴	52	5.2 元禄地震	116
3.3.4 震源の垂直断面が示す プレート境界	68	5.3 明応地震・慶長地震	119
3.4 関東地方の上部マントルの 地震と Q 構造	99	5.4 関東・東海地域の歴史地震 の時空間分布	122
4. 関東・東海地域のテクトニクスを 統一的に説明するプレートモデル...	105	6. プレート境界に関する諸問題	123
4.1 統一モデルの提示	105	6.1 日本海溝と伊豆・小笠原海 溝の区分	125
4.2 統一モデルから説明される 地震の発生様式	106	6.2 相模トラフ	125
4.3 1923年関東地震について	108	6.3 駿河トラフの役割	126
4.4 地震活動・地殻変動の移動	110	6.4 伊豆半島付近のプレート境界	126
4.5 関東造盆地運動	112	6.5 フィリピン海プレート北端 部におけるプレート境界	128
5. 統一モデルからみた主な歴史地震...	115	7. おわりに	128
5.1 安政江戸地震	115	謝 辞	131
		参 考 文 献	131

1. はじめに

我が国の人口の3分の1を擁し、政治・経済の枢要な機能が集中している関東・東海地域は、過去においてたびたび大きな震災を被って来た。時として巨大地震(元禄地震, 1703年, $M=8.1$; 安政東海地震, 1854年, $M=8.4$; 大正関東地震, 1923年, $M=7.9$ 等)に、またある時は、地震の大きさに比して被害が非常に大きな「直下型地震」(例えば、安政江戸地震, 1855年, $M=6.9$)に、繰返し襲われてきたのである。我が国が被ってきた様々な大災害の中でも大正関東地震による災害は、人的にも物的にも特筆すべきものであった(高橋, 1976)。地震による人命および財産の損失を大幅に減少するよう、大地震を事前に予知し予知情報を的確に活用することは、首都圏をはじめ関東・東海地域に於てとりわけ重要な課題となっている。

関東・東海地域では、太平洋、フィリピン海、ユーラシアの3つのプレートが会合し、それらの相互作用が活発な地震活動をもたらしている。しかし、その相互作用は単純ではなく、当該地域のテクトニクスは、未だ全体像が解明されるに至っていない。この地域の複雑な地震発生様式、活断層分布、地形、地質等を統一的に説明可能とするテクトニクスモデルを構築することは焦眉の課題となっている。

本論では、関東・東海地域のプレートテクトニクスを、地震学的見地からアプローチする、サイモテクトニクスの立場で議論を進めて行く。すなわち、微小地震の震源分布を基底にして 3 つのプレートの立体的位置関係を明らかにし、地震発生場のダイナミクスを究明することによって、よりリアルなプレート像を描き出すことを試みるものである。これまでに蓄積されてきた、地形・地質等に関する数多くの知見に照らして、提示するプレート像が、当地域のテクトニクスの基本的な枠組みを与えることを明らかにして行きたい。

まず第 2 章で、当地域のプレートテクトニクスについて、これまでの研究の主要な論点を概観する。第 3 章に於いては、最近の良質・大量の微小地震観測データを用いて、高精度の震源分布図を提示する。これを発震機構解と併せ検討することによって、各地活動域の特性が明らかにされる。第 4 章では、前章の結果に基づいて、関東・東海地域に於る 3 つのプレートの立体構造をモデル化する。さらに、このモデルによって、当地域のテクトニクスが矛盾なく統一的に説明されることを論証する。第 5 章では、我々のモデルを基礎として、主要な歴史地震の地震像を明らかにすることを試みる。第 6 章では、特に注意すべきプレート境界部について補充的な議論を行い、我々の基本的な観点を再度鮮明にしたい。最後の第 7 章は全体のまとめである。

2. 関東・東海地域のプレートテクトニクスに関する研究の概観

本章では、関東・東海地域のプレートテクトニクスに関するこれまでの議論を概括しておく。

当地域のプレート運動は、トリプルジャンクション（3 重合点）の問題として議論され、Mckenzie and Morgan (1969), Fitch and Scholz (1971), Fitch (1972) 等によってその概念的な像が与えられた。杉村 (1972) は、相模トラフ・駿河トラフ・南海トラフを結ぶフィリピン海プレートの北限と北限と見なし、沈みにくい伊豆半島を頂点として、駿河トラフと相模トラフが八字型に位置するようにフィリピン海プレートが北進するものと説明した。この伊豆半島の北進方向や、3 重合点の見掛け上の安定性を保つ為、「伊豆バー」の概念が貝塚 (1972)、安藤・他 (1973) によって提唱された。

一方、1923 年関東地震等の断層運動の研究により、金森・安藤 (1973)、Ando (1974) は、相模トラフは、フィリピン海・ユーラシア両プレートの境界をなすトランスフォーム断層の性質を持ち、南海トラフは海溝、伊豆半島はプレート間の衝突域という性質を持つと、当地域のテクトニクスの特徴を示した。

貝塚 (1974) は、地震学および地質学の諸成果を総括して、当地域のテクトニクスを論じた。特に、第四紀地殻変動（関東造盆地運動等）をプレートテクトニクスの枠組みで説明するため、地震性地殻変動や伊豆バーの仮説を展開した。フィリピン海プレートに関しては、

非変形プレートの概念に基づくグローバルな観点からの研究が瀬野 (1977 b), 堀内 (1977), Seno (1977 a) 等によって行われている。

瀬野 (1980 b) は、三角測量等の測地データによって求められた水平歪について、2次元有限要素法によってフィリピン海プレート北端部のプレート運動を検討した。これによれば、1923年関東地震以降は、ユーシアプレートに対するフィリピン海プレートの相対運動方向は、N 50°W である。Matsubara and Seno (1980) は、Seno (1977) によって与えられまフィリピン海プレートの回転極および回転速度に基づき、過去 5 Ma にわたる地史を推定し、3 重合点の安定性について論じた。これによれば、ユーラシアプレートの東端が日本海溝で tectonic erosion を受けるため、3 重合点が見掛上安定になると説明される。一方、Matsuda (1978) は、地形・地質調査から衝突域の伊豆半島のテクトニクスを論じており、フィリピン海プレートのユーラシアプレートに対する伊豆半島付近の相対運動は、およそ N 35°W 方向であり、相対運動も、Seno (1977) によって与えられている 3 cm/年の数分の 1 であることを示した。この方向は、Seno (1977) が示したフィリピン海プレートの進行方向 (N 50°W) と大きく異なっているが、プレートの内部変形 (太平洋プレートの斜めサブダクションによる北へのひきずり) によってその差が生じていると考えた。

また、石橋 (1976 b) は山梨県東部で定常的に発生する浅発地震は、その震源分布及び地震メカニズムから類推して、フィリピン海プレートとユーラシアプレートが衝突した結果であることを示した。さらに、伊豆半島周辺に於るフィリピン海プレートの収束様式について、伊豆半島におけるプレート境界は、1 本の構造線で画されるのではなく、西相模湾スラスト、「伊豆トランスフォームベルト」によって、伊豆半島内部でプレート間の変形が解消されている、との考えを提唱した (石橋, 1977)。青木 (1977) は東海地方の歴史地震の性格を調べ、東海地方の海域に発生する地震は、異なった 4 つの型に分けられることを示し、さらに、海洋底の地殻構造や海底地形に注目して、当地のプレート境界は、1 本の構造線ではなく、いくつかの境界の集合 (多重スラスト) と考えた方がよいことを示した。Somerville (1978)、藤井 (1979) も、伊豆半島を含む広域な場が、プレート間変形を担っているとの考えを示した。一方、川崎・勝又 (1975) は、関東地方の発震機構を調べ、東西主圧力から南北主圧力に変化する東京湾北部の発震機構急変域が、相模トラフからもぐり込むフィリピン海プレートの先端であると推定した。また、微小地震より得られた震源分布や、発震機構をもとに、牧・津村 (1980) は、関東地方のテクトニクスについて議論している。茨城県南西部の深さ 40 km 前後の地震が、太平洋・ユーラシア両プレートの境界で発生する地震群であるとし、東径 140°の東側に帯状に分布する深さ 70 km 位の地震群は、西落ちの高角な断層面を持つ逆断層面上で発生するとした。後者は、相模湾付近より東側に傾むき下がる小規模な地震帯と交叉する位置で発生していることに注目し、この小規模な地震帯の存在が、西落ち高角逆断層群のテクトニクス上のイメージを鮮明にさせていると述べている。Somerville (1980) は、千葉県

中部で発生した深さ 79 km, 124 km の地震や, Maki et al. (1980) の北緯 35.5° を通る関東地方の震源東西断面図等から, フィリピン海プレートが相模トラフから東北方向に低角度で傾き下がり, 太平洋プレートにくい込んでいると考えた. また 2 層深発地震面の下面に相当する地震のメカニズムを求め, 東北地方等でみられる典型的な down dip extension の発震機構が存在することを示した. さらに, 埼玉中部地震と関東地震の発生機構が良く似ていることから, フィリピン海プレートは, 埼玉県中部まで達していると推測した. 安芸 (1979) は, 茨城県南西部の地震も, フィリピン海プレートの先端の活動の可能性があると提言している. 安藤 (1980) は埼玉県中部地震や, 茨城県南西部の地震はフィリピン海プレートに属すると考えている. 一方津村 (1981) は, 関東地方の地震活動の微細構造に基づき, 神奈川県から埼玉県中部に向って傾き下がる震源分布がみられ, フィリピン海プレート先端部を示しているとも考えられることを示唆した.

Nakanishi and Horie (1980) は, 関東地方の東経 140° 付近に発生する稍深発地震が網代, 大島に於て, 異常震域を示すことに注目して, 相模トラフから北東に傾き下がる地震群は, フィリピン海プレートの沈み込みに伴うものである可能性あることを指摘した.

Horie and Aki (1982) は, 関東地方の 3 次元 P 波速度構造を inversion によって求めている. これによれば, 相模トラフから北東方向に向かって関東地方の下にもぐり込む地震面に対応する, 高速度の領域を見出すことができる. このように, フィリピン海プレートが関東地方の下にまで達している可能性を指摘する議論が, 微小地震観測データの集積とともに生じ始めた.

東海地方については, 南海トラフに沿って下盤が北西方向のスリップベクトルをもつ低角逆断層の巨大地震が発生しており, 南海トラフがフィリピン海・ユーラシア両プレートの収束境界として機能していることは明らかである (例えば, Fitch and Scholz, 1971; Shiono, 1973; Ando, 1975). 比較的小さな地震については, 塩野 (1976), 山崎・大井田 (1979), Ukawa (1982) 等によって調べられている. 特に Ukawa (1982) は, 微小地震を含めてフィリピン海プレートに属する地震は, 主張力軸がプレート境界に平行であり, ユーラシアプレート内に起こる地震は東西主圧力軸を持つことを明らかにした.

しかし, 駿河トラフについては, いくつかの異なる見解が提出されている. 青木 (1977), 山崎・大井田 (1979) は, 微小地震の震源の深さ分布から東海地方へのフィリピン海プレートの沈み込み形態を議論し, 浅い地震が少いこと等から, 駿河トラフが典型的な海溝として機能しているかどうかについては問題が多いことを示した. 一方, 茂木・桜井 (1980) は, 海底の地質構造, 地形等から, 沈み込みの可能性を指摘している. また, 恒石・塩坂 (1978) は, 駿河トラフは左横ずれの富士川断層の南方延長部としてとらえている.

以上概観してきたように, 伊豆半島, 駿河トラフ, 相模トラフの役割に様々な考え方が存在し, 当地域のテクトニクスを統一して議論可能なプレート像はまだ提出されていない. 瀬

野 (1980 a) が述べているように、これらの議論は、あるものは地形・地質的に、あるものは地震学的に無理があり、当地域の 3 つのプレートの運動を統一的に説明するには至っていないのが現状である。

3. 関東・東海地域の地震活動

3.1 関東・東海地域の微小地震観測

当地域、とりわけ、関東地方では、わが国の地震学の発祥とともに、地震活動の観測・研究が行なわれてきた。Milne(1884)に始まり、Kodaira(1933)、永田(1936)、那須・他(1936)、Nasu and Yasuda (1941)、飯田 (1940)、Asada (1957)、宮村・他 (1962) 等により、地震活動の把握が試みられている。津村 (1973 a, 1973 b) は、東京大学地震研究所の微小地震観測データを使用して、当地域の基本的な地震活動を明らかにした。関東地方の東西震源断面図に於て、大太平洋プレートのもぐり込みに伴う深発地震面が 2 層となることを示し、プレートテクトニクスに新たな知見をもたらした。この深発地震面の 2 層構造は、東北地方において、1970 年代から始まったテレメータによる良質な観測データに基づき、海野・長谷川 (1975)、高木・長谷川 (1977)、Hasegawa et al. (1977) 等によって詳細に研究をされてきた。その結果、2 層構造の上面が太平洋プレートの上面に相当すること、上面の地震群は down dip compression、下面の地震は down dip extension の発震機構を有すること等、基本的な構造が明らかにされた。数多く発生する微小地震を観測し、精度良く震源を求め、この立体分布を使って、地下でのプレートの位置関係、さらには応力状態を知ることが可能であることを、これらの研究は示している。

しかし、関東地方においては、関東平野を覆う厚さ最大 4,000 m にも達する軟弱な堆積層と、その上に発達した都市域から生ずる人為的雑微動に妨げられて、平野部における高感度の地震観測を不可能としていた。このため、首都圏の微小地震観測は周辺の山地部で行なわれていたが、平野部中央部で発生する地震については、震央距離が数 10 km にもなるので小さなマグニチュードの地震の観測が困難であった。また、高橋 (1982) が示しているように、震央に近い観測データを欠く為走時の深さに対する分解能が悪く、首都圏直下の地震に対しては深さが精度良く決まらない状況であった。大きな地震の場合は近地の観測データも得られるが、関東平野を覆う厚さ数 km にもおよぶ堆積層の P 波速度が 2 km/sec 程度と非常に遅く先第三紀の岩盤上の観測点と較らべて走時が 1 秒以上も遅れる為、震源の深さが系統的に深く求まる傾向があった。1970 年代より、地震予知および地震工学の立場から、東京付近の弾性波速度構造を得るため、測線長が数 10 km 級の屈折法による人工地震の観測が行なわれてきた (嶋・他 1976; 笠原・他, 1976 b; 伊藤・他, 1976)。Ishida and Asano (1979) および座間・嶋 (1976) は関東平野を厚く覆う P 波速度で 2 km/sec 程度の堆積層を考慮し、

震源決定においてこれらの影響から逃がれるように station correction を用いて、震源の深さの精度を高める試みを行っている。

いずれにしても、地震観測、とりわけ微小地震観測に基づく信頼度の高い研究は不可能に近いものであった。いわば、厚い堆積層を冠る関東平野は、その内部で発生する地震活動を覆い隠していたのであった。

このような状況のもとで、1974年に、関東平野における先第三紀層の岩盤に達する3,000 m級の深井戸による地震観測（深層観測）が埼玉県岩槻市（深さ3,510 m）において開始され、引き続き、千葉県沼南町（深さ2,330 m）、東京都府中市（深さ2,781 m）の観測が開始された（高橋, 1982）。これら深層3井の観測結果は、関東平野、特に首都圏直下の微小地震の活動を明らかにする上で画期的な貢献をすることになった。深層観測は、喧騒な都会の中にバックグラウンドノイズが10 μ kine程度の第1級の微小地震観測所をもたらした。これにより、首都圏直下の微小地震活動を、その震央近くの堅固な岩盤（P波速度で5 km/sec程度）中で、高感度で測定することが可能となったのである。高橋・笠原（1980）、高橋（1982）は、浅発地震の震源決定精度が格段と向上したことを示し、従来知られていなかった東京直下の極浅発地震の存在を明らかにした。

一方、東海地方においては、1970年代から密度の高い観測が行なわれていた伊豆半島を除けば、山崎・大井田（1979）が示してるように、観測網の密度は十分高いものではなく、精度良い地震活動の議論は不可能に近かった。

しかし、石橋（1976 a, b）による東海地震の発生の可能性の指摘を契機に、観測網の大幅な整備が、国立防災科学技術センター（以下防災センター）で計画された。この計画は、関東・東海地域に数10点の高感度観測点を展開し、刻時精度の良いテレメータシステムを介して、多量・良質のデータを蓄積することにより、当地域の地震活動を明らかにすることを目的とするもので、1978年に始まり、1984年までに観測網の第一期の整備を終えた（浜田・他1982）。

このように最近急速に整備が進んだ、防災センターの深層観測を含む関東・東海微小地震観測網のデータ、および東京大学地震研究所のデータに基づく微小地震の高精度の震源、発震機構解等が本論の基礎的な資料となっている。

3.2 微小地震の震源決定

関東・東海地域の微小地震観測に2つの重要な局面が生じたことを前述した。1つは、深層観測であり、もう1つは、大量・高精度のデータの蓄積が開始されたことである。これらのデータに基づき、速度構造等に検討を加え、より精度の良い震源を求めて行くことが可能となった。

当地域のように、Moho面の深さが場所によって20~40 kmと一定せず（Kaminuma,

1966) 3つのプレートが入り組んでいるところでは、3次元的に走時を求めて震源決定を行うことが望ましい。しかし、現在、精度の良い3次元的速度構造が得られるに至っていない。また、もぐり込むプレートを考慮した速度構造と水平層速度構造での震源決定の結果が、少なくともその相対的位置に関しては大きく相違しないことが示されている(平田, 1979)。そこで、震源決定は、データ処理が比較的単純となる水平構造によって行うことにした。ただ、今までに提出されている速度構造には若干問題があるので、最近までの諸知見を見直して新しい構造モデルを提案する。

3.2.1 P波速度構造

関東・東海地域の平均的速度構造を、爆破地震観測の結果を中心に検討してみる。当地域に関係する、爆破地震のデータによる走時を図3.1に示す。

Lilwall and Francis (1978) は、使用する速度構造の不連続面近傍に震源がある場合、解が不安定になることを指摘している。このことを避ける為、Moho 面のみに不連続性を持ち、その他の深さは滑らかに変わる速度構造 (Aki, 1965) によって走時を近似することとした。すなわち、

$$V = a((R-H)/R)^b \quad ; R-H < M$$

$$V = c((R-H)/(R-M))^d \quad ; R-H \geq M$$

によって各深さでのP波の速度Vを与える。Rは地球の半径、Hは地表からの深さ、MはMoho面の深さである。M=32 km, a=5.5 km/sec, c=7.75 km/sec, b=-60.0, d=-3.0と与えると、震源の深さ0の走時は図3.2の実線KT-0となり爆破データの走時を満足する。図3.2に、津村(1973a)により関東地方の震源決定に使われているMikumo(1967)の速度構造E-3A3の走時と、気象庁によって使用されている市川・望月(1971)の走時JMAiを併せて示す。走時KT-0は、地殻内ではJMAiに、上部マントルでは、E-3A3に近い。

関東地方のMoho面の深さは、自然地震の変換波から29 km (Takano, 1978)、自然地震の走時から25 km程度(長宗, 1980)と報告されている。また、日本海爆破(SEIHA 4および5)の速度構造解析結果(爆破地震動研究グループ, 1980)によれば、関東地方、中部地方ともに、Moho面の深さは30 km程度となっている。これら一連の結果から見て、Moho面を深さ50 km付近に設定しているJMAi走時は妥当でないように思われる。

地殻内の速度構造について見ると、JMAiよりもE-3A3の方が実際のものずれが大きい。E-3A3は、爆破の観測値(図3.1)から見て、地殻の速度がやや速くなっている。これに対して、走時KT-0は図3.1に示すように、爆破の走時データをほぼ満足し、当地域の震源決定に適した構造となっている。

一方、当地域の観測点の標高差は、深層観測点と周辺山岳地帯の観測点とで、数kmに達

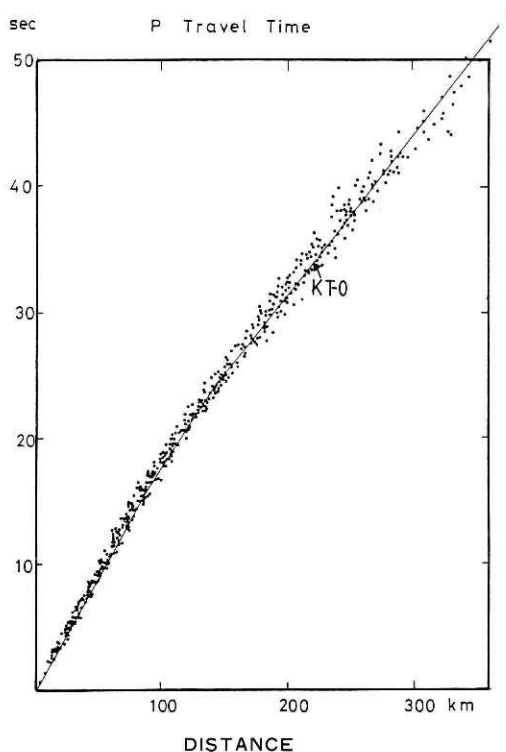


図 3.1 震源決定に用いた速度構造による地表震源に対する P 波理論走時 (KT-0) . 下記文献により, 関東・東海地方の爆破地震動の走時データを併せ示す: Research Group for Explosion Seismology (1958, 1959, 1964), 鈴木・石垣 (1968), Ikami (1978), 浅野・他 (1979), 爆破地震動研究グループ (1980) .

Fig. 3.1 P wave theoretical travel time and related explosion seismological data (after R. G. E. S. (1958, 1959, 1964, 1980), Suzuki and Ishigaki (1968), Ikami (1976), Asano et al (1978))

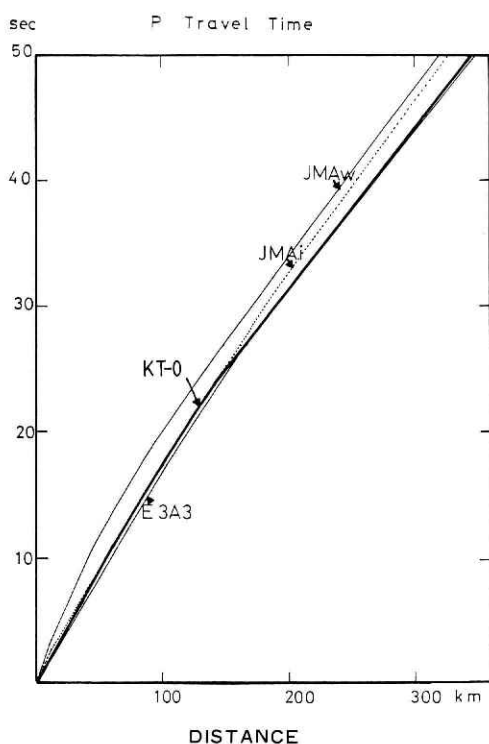


図 3.2 地表震源に対する P 波走時の比較. KT-0; 本論文で採用した走時, E-3A3; Mikumo (1967), JMAi; 市川・望月 (1971) .

Fig. 3.2 Comparison of travel times of KT-0 (present study), E-3A3 (Mikumo 1967) and JMAi (Ichikawa and Mochizuki 1971)

する。このために生ずる走時差は、入射角に依存し定数にはならない。従って、ここでは、KT-0 の速度構造から各観測点の高度を考慮した走時を計算し、これを用いて系統的な走時残差が生ずるのを防いでいる。図 3.3 に、地表と深さ 3,500 m の走時差を例として示す。

3.2.2 震源決定法の選択

震源決定法は、堀内他 (1978) にもとづく最急降下法と、非線形最小 2 乗法を併用し、解を安定して求められる方式を選んでいる。

観測データの取り扱い方について 2 つの考え方がある。読み取り精度の高い P 波のみを使う方法と、P 波と S 波とを使う方法である。また、P 波及び S 波を発震時を求めるのに使用し、P 波のみで震源位置を求める中間的な方法もある。ここでは、前の 2 つの方法について、実際のデータ群から震源を求める数値実験を行い、その特徴を調べることを試みた。

データは、高橋・笠原 (1980) が用いたものである。ここでは、 V_P/V_S を地殻、上部マントルとも一定で、1.732 と仮定した。このような数値実験は、Lilwall and Francis (1978) が述べているように、エレガントでないにしても、震源決定精度等の見積りに、良い情報を与えてくれる。

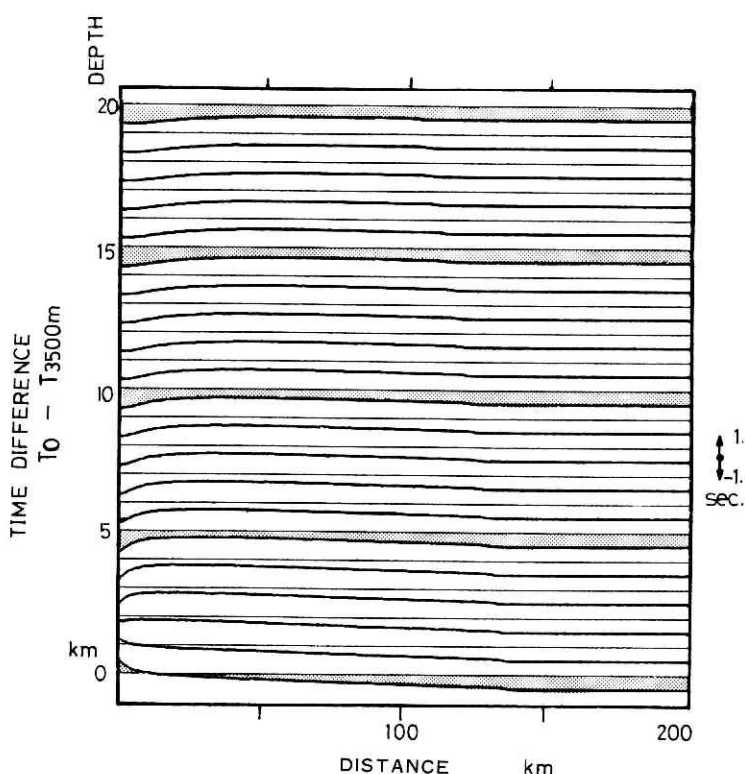


図 3.3 地表と深さ 3,500 m の観測点に対する震源深さ別 P 波走時差。

Fig. 3.3 Difference of P wave travel times between the surface and 3,500m-depth foci.

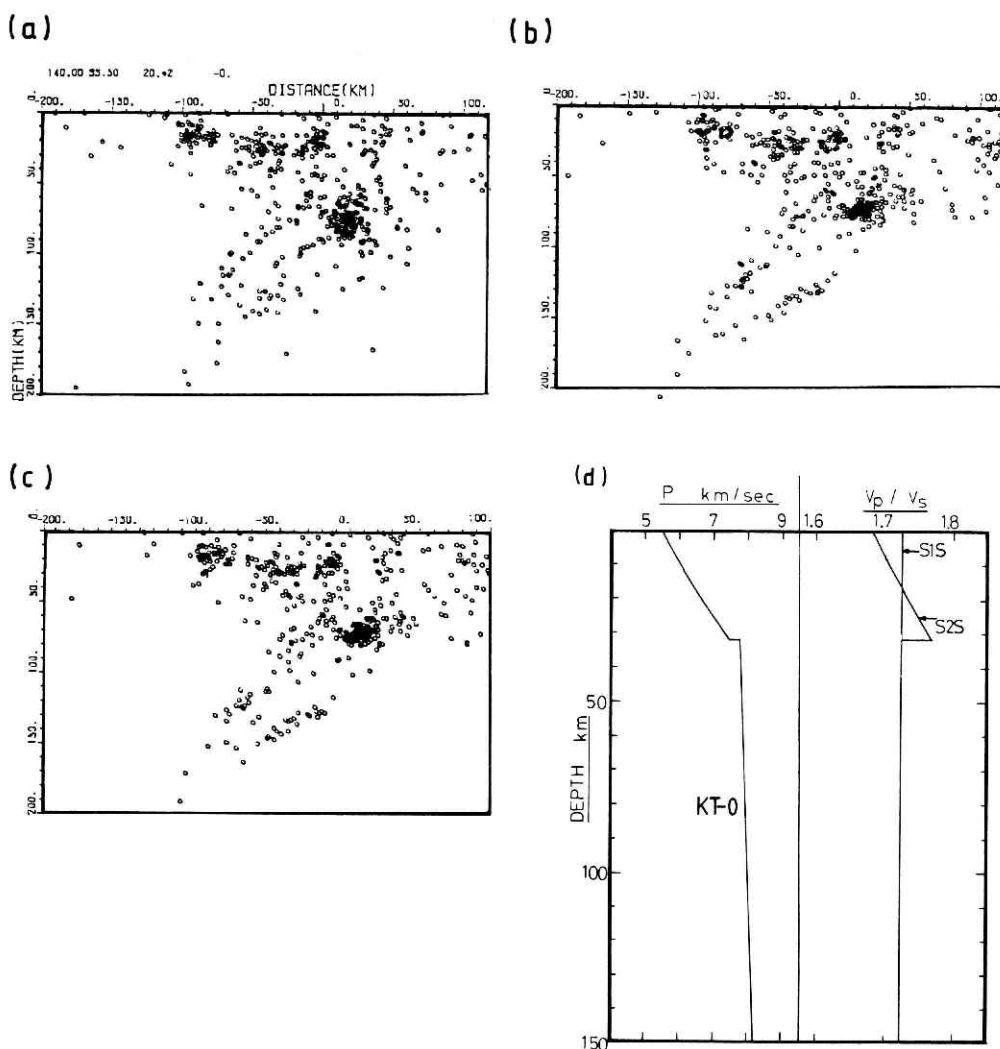


図 3.4 異なる速度構造・震源決定法による震源決定結果の比較（北緯 35.5° 線を中心とする ± 20 km の震源の東西断面）。

(a) P 波のみ (b) P 波及び S 波 (S1S) (c) P 波及び S 波 (S2S) (d) 速度構造。

Fig. 3.4 Hypocenters of microearthquakes (vertical profile) determined by three different methods (a)~(c), and velocity structure used (d).

(a) Using P wave arrival times and KT-0 velocity structure.

(b) Using P,S wave arrival times and KT-0, S1S velocity structures.

(c) Using P,S wave arrival times and KT-0, S2S velocity structure.

(d) Velocity structures.

図 3.4 に、東経 140°, 北緯 35.75° を通る幅 ± 20 km の震源東西断面図を、P 波および S 波を使用した場合(b)と、P 波のみ使用した場合(a)について示す。観測点の数 5 点以上、観測走時と、理論走時の差 (O-C 時間) の 2 乗和平方根が 1.0 秒以内、深さの標準偏差が 20 km 以内

のもののみを機械的に描いたものである。S波を使用しない場合(a)は、使用した場合(b)に比して震源がばらついている。従って、S波を震源決定に使うことは、安定に震源を得る為に必要なことであると考えられる。しかし、一般にS波は読み取り誤差が大きく、この誤差は、震源決定を大きく誤らせてしまう。従って、S波データに適当な重みを付すると同時に、精度よいデータを用いることが必要である。

防災センターの関東・東海地域の観測網は、固有周期1秒の上下及び水平2成分の3成分観測を原則とし、かつ対数圧縮により78 dBの広いダイナミックレンジを有している（浜田・他、1982）、精度良いS波データが得られ、高精度の震源決定が期待できる。従って、ここでは、P波とS波の観測データを使用する震源決定方法を選択することとした。

3.2.3 S波速度構造

震源決定にはP波、S波のデータを併用することとしたので、当地域に適合するS波速度構造を得る必要がある。堀内・他（1977）は東北地方の、Ukawa and Fukao（1981）は東海地方の V_P/V_S 比を調べ、上部地殻では1.66程度、下部地殻では1.75、上部マントルでは、1.75程度であることを示した。

関東地方については、上記の知見を参考として、P波速度構造KT-0の下で V_P/V_S 比を変えて震源決定を行い、 V_P/V_S 比によってどの程度震源が動くかを調べ速度構造の妥当性を議論する。使用するデータは高橋・笠原（1980）が用いたものである。検討に用いたS波速度構造は、図3.4(d)に示るモデルS1S、S2Sである。S1Sは、 V_P/V_S 比が地殻マントルとも1.732で一定のモデルである。S2Sは、 V_P/V_S 比が上部地殻上部で1.68、Mohoで1.76となるように連続的に変化するモデルである。

図3.4(b)、(c)に、各々の速度構造に対応した。東経140°、北緯35.75°を通る幅±20 kmの範囲の東西震源断面を示す。これらの震源決定結果は、その傾向において似かよっており、 V_P/V_S 比がここで与えた範囲であれば、震源決定に重大な影響を与えないことを示している。従って、S1Sは、当地域の震源の相対的位置関係を議論するに十分許容されるものであると考えられ、これを採ることとする。

3.2.4 観測データの重み

図3.5にKT-0の走時を示すが、震央距離が30 km程度迄は、各深さの走時の分離が良い。従って、これを強調し、深さが安定して決まるようP波に対する重み W_1 を震央距離 Δ （単位：km）の関数として次式によって与える：

$$W_1 = 10.0 \exp \left\{ - \left(\frac{\Delta}{30} \right)^3 \ln 2 \right\} + 0.5 \dots\dots\dots (3.1)$$

この重みは、震央距離0 kmで約10、30 kmで約5となり、50 km以遠ではほぼ0.5に近い値をとる（図3.6）。防災センターの関東・東海微小地震観測網では1平均的な観測点間隔は30 km弱なので、震央距離30 km以内の観測点が1つ以上存在することになり、これらの

データを重視することにより震源が精度高く求まることが期待できる。

一方、S波については、S-P時間10秒程度までは安定した読み取りが可能なことから、S波の重み W_2 はS-P時間（単位：秒）の関数として、

$$W_2 = 1.0 \exp \left\{ - \left(\frac{S-P}{15} \right)^2 \ln 2 \right\} + 0.02 \quad \dots\dots\dots (3.2)$$

によって与えることとした(図3.6)。S-Pが不明の場合には、S-P=30秒に相当する重みを与えた。 W_2 は、 W_1 に比べてほぼ1桁小さい値になっている。

W_1 は震央距離の関数、 W_2 はS-P時間の関数と、相互に独立の重みを用いているのは、震源決定の安定性を確保するためである。両者とも震央距離の関数とすると、震源決定の最終結果が初期値に強く依存し、われわれのように極く近い観測点に大きな重みを付す場合には、その傾向が一層著しくなる。(3.1)式、(3.2)式で用いられている各定数は、試行錯誤を経て、最も妥当な選択をしたものである。

3.3 震源分布および発震機構

このようにして得られた震源に基づいて、深さ別の震央分布図や様々な幅や方向での垂直断面図を作成し、さらに発震機構解を求め、各プレートのかかわり合いや地震活動について調べて行くこととする。

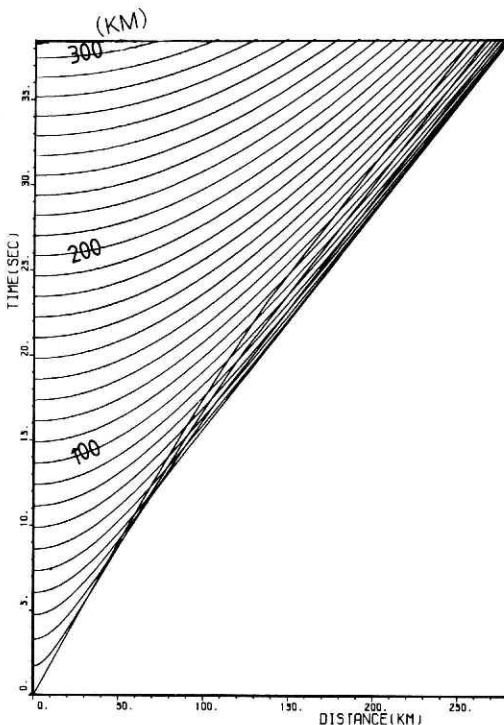


図 3.5 P 波の震源深さ別理論走時.

Fig. 3.5 Theoretical P wave travel time for the foci of various depths .

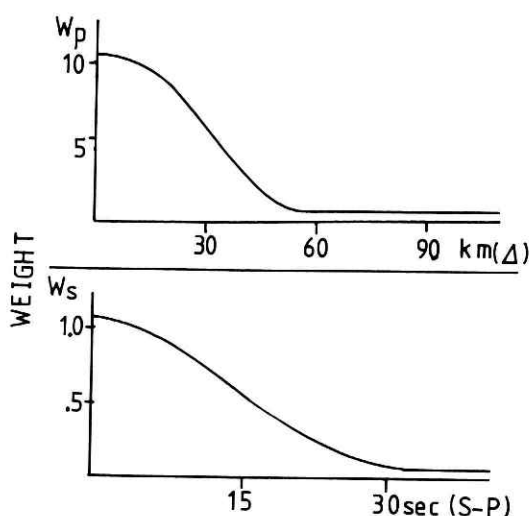


図 3.6 P 波, S 波データの重み
Fig. 3.6 Weight functions for P and S waves

ここで扱う震源データは、1978 年 4 月～1979 年 3 月と、1979 年 7 月～1981 年 6 月の合計 3 年間で得られた約 2 万個の地震である。前者は防災センターと地震研究所のデータをまとめたもの（笠原・他、1979）であり、後者は防災センターのみのデータである。

観測点数が 5 点以上、O-C の RMS が 1 秒以下、深さの計算誤差が 20 km 以下の基準を満たす震源について、その分布を機械的に描いたのを以下に示してゆく。

3.3.1 発破の弁別および震源決定精度

震源分布図には、砕石発破等の人工的な振動源も混入している。従って以後の議論を進める上で誤りを与えぬよう、前もって、その発生位置を知る必要がある。一方、その位置がわかっている発破は、震源決定の精度について有益な情報をもたらす。

砕石発破の殆んど行なわれない午後 7 時から午前 6 時までの時間帯（夜）の震源分布を基礎に、人工的な発破を弁別する試みを行った。図 3.7 に、この夜間の震源分布を示す。深さ 0～10 km について見ると、昼間のみの「地震」群が陸域に散見される。しかし、10～40 km の深さでは、昼間だけ現われる地震群は見出されなかった。このことは、発破が行なわれる陸域、特に観測網の内側では、震源の深さの絶対的精度が 10 km より良いことを示唆している。関東・東海地域に分布する発破点について、深さ精度が良好であることは、ここで採用された震源決定法や、速度構造が妥当なものであることを示している。

昼間にだけ震央を有する主な地震群を図 3.7 に網目で示す。これらは、採石・採鉱の地域と良く一致しており、発破による震源と考えて良い（例えば、茨城県北東部の日立鉾山付近、同南西部の筑波山付近等）。筑波山の採石発破を示す極く浅い地震群は、ほぼ東西 3 km、南北 1 km の範囲に震央が求まっている。観測点下 T（図 3.12）のデータが入っている笠原・他（1979）の結果では、この地震群の崩がりは 1 km 以内である。これは、実際の採石場所と

よく一致しており，絶対的位置も良好な精度で求まっている．山梨県北部の発破は，観測網の縁に位置し，30 km 以内に観測点が無い．このような場合でも，南北 4 km，東西 2 km の地震群として表現できている．従って，観測点の内側では，浅い震源の震源決定誤差は，最大でも 2~3 km を超えないと考えられる．

3.3.2 地震活動の概観

関東・東海地域の微小地震の活動を概観しよう．図 3.8(a)~(w)に，震源分布を深さ 10(30) km 毎の層別で示す．

図 3.8(a), (b)に示す深さ 0~20 km の地震は，地殻の内部のものと考えられる．首都圏直下にも，この深さの地震活動がはっきりと見出される．従来知られていなかった関東平野の極浅発地震(津村, 1973 b)の存在を明らかにし，首都圏を襲う直下型地震の解明に手掛りを与えている．また，関東山地，伊豆半島，駿河湾から東海地域にかけても，微小地震の活動が示されている．

図 3.8(a), (b)は，深さ 20~40 km の震央分布を示す．この深さの地震は，当地域の地殻の厚さが 30 km 程度であるので，Moho 面を含む深さでの活動を示している．茨城県沖~静岡

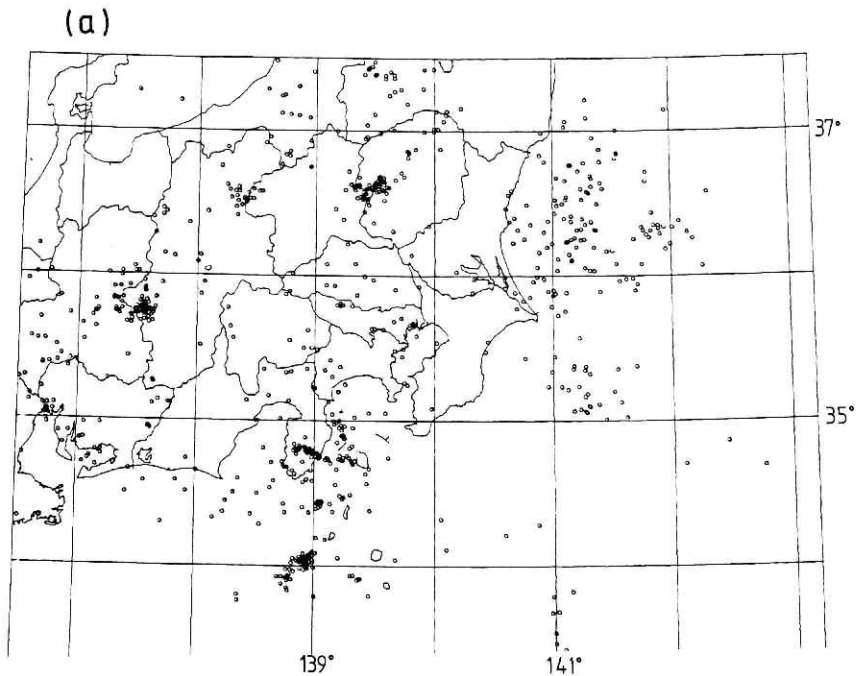
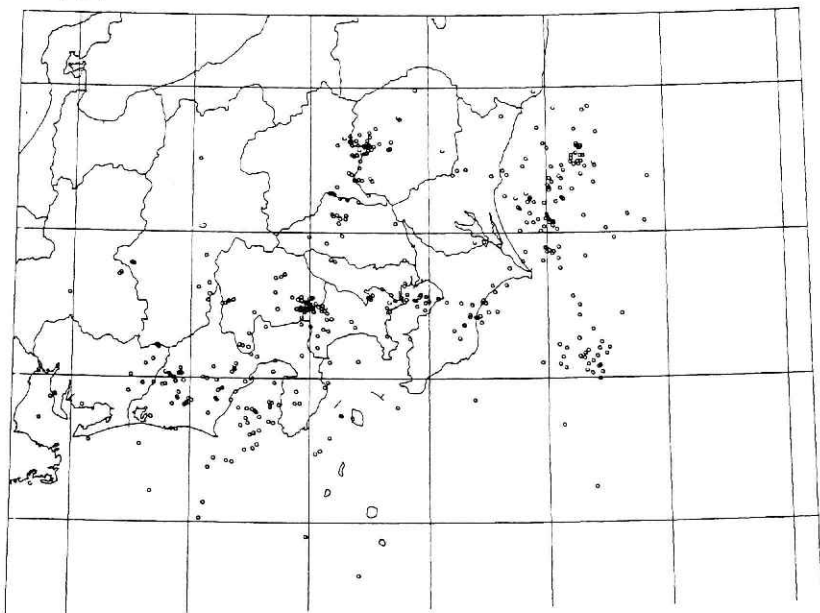


図 3.7 夜間 (19時~6時) の深さ別震央分布：(a) 0~10 km.

Fig. 3.7 Epicentral distribution during the night time (7p.m.-6a.m.) for different depth range. (a) 0~10km

(b)



(c)

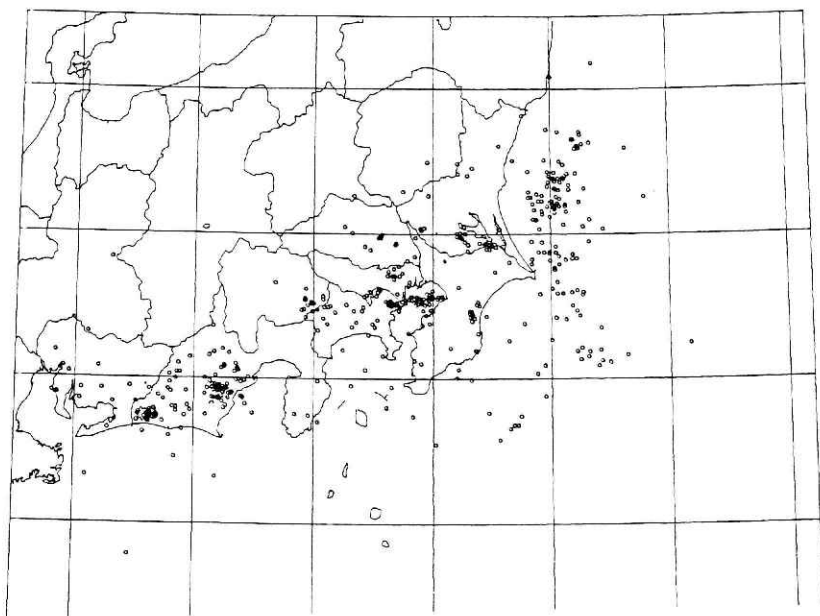


図 3.7 夜間 (19 時～6 時) の深さ別震央分布 : (b) 10～20 km. (c) 20～30 km.

Fig. 3.7 Epicentral distribution during the night time (7p.m.-6a.m.) for different depth range. (b) 10～20km ; (c) 20～30km

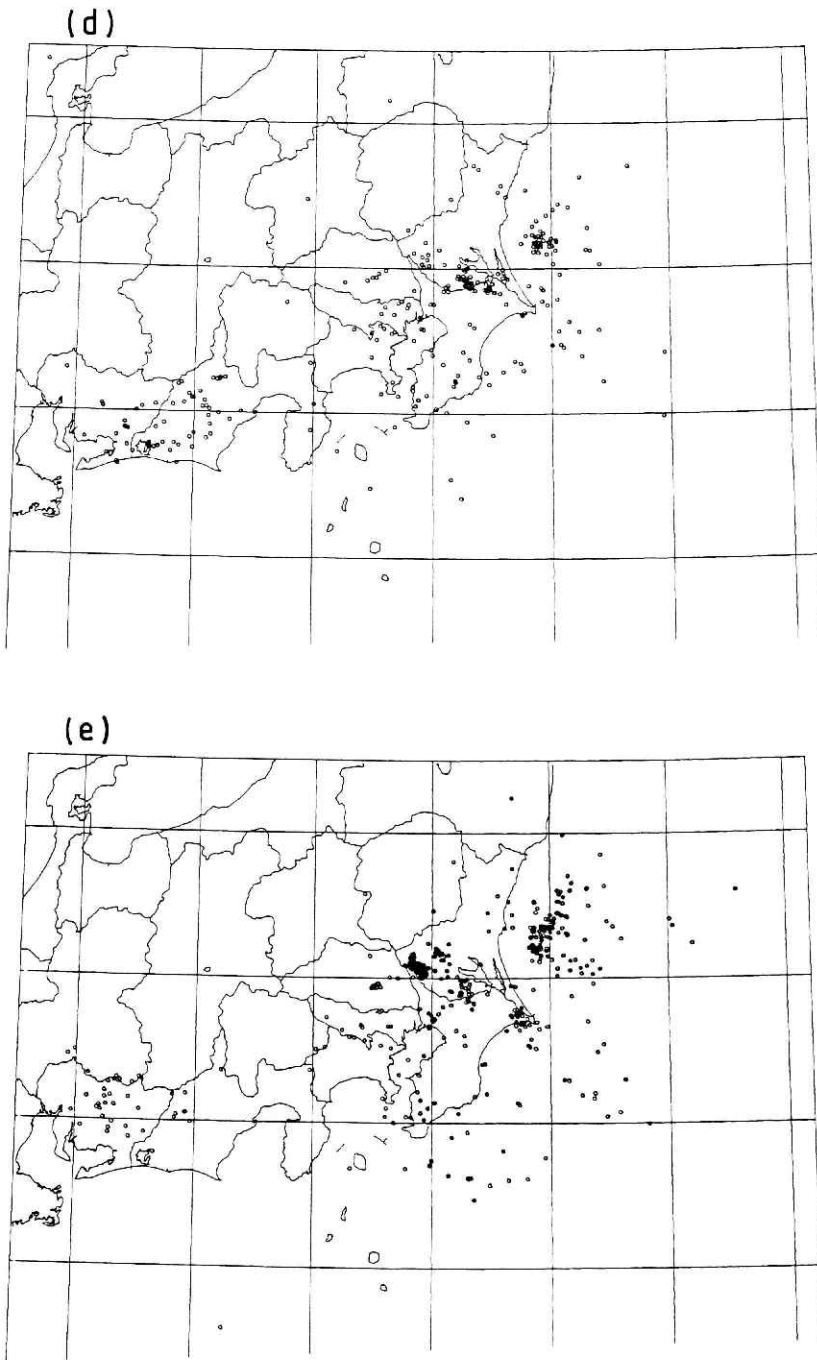
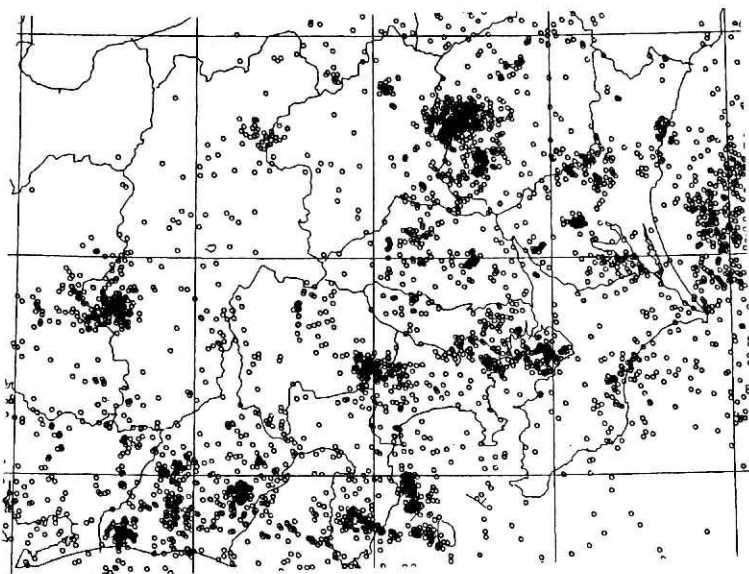


図 3.7 夜間 (19 時～6 時) の深さ別震央分布 : (d) 30～40 km. (e) 40～50 km.

Fig. 3.7 Epicentral distribution during the night time (7p.m.-6a.m.) for different depth range. (d) 30～40km; (e) 40～50 km.

(f) H: 0-30 km



(night)

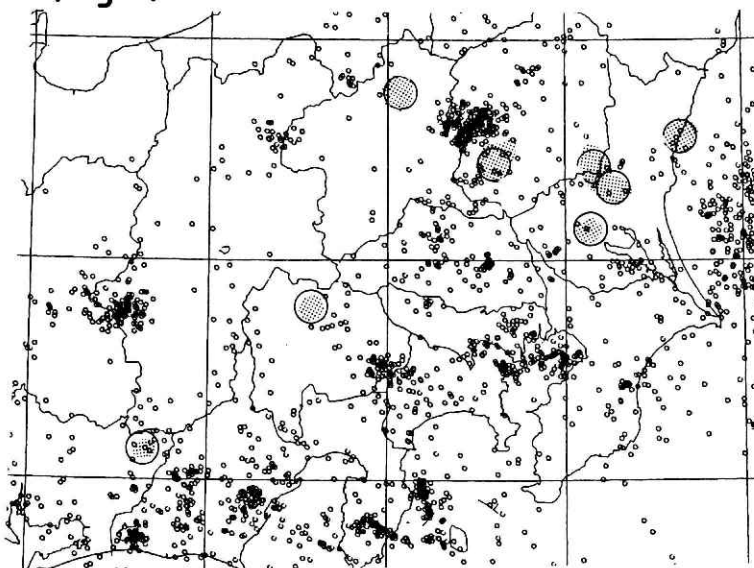


図 3.7 夜間 (19 時～6 時) の深さ別震央分布：(f) 0～30 km.
人工的な地震群と判断されるものを(f)中に網目で示す。(上部にすべての震央分布を示す)。

Fig. 3.7 Epicentral distribution during the night time (7p.m.-6a.m.) for different depth range. (f) 0～30km; shaded regions show the areas of artificial earthquakes (explosions).

県西部にかけ、東北東—西南西に帯状の分布傾向が見られる。主な地震群は、①茨城県・千葉県太平洋沿岸、②霞ヶ浦南部、③茨城県南西部および埼玉県中部、④千葉県中西部、⑤東京湾北部、⑥東京都を北東—南西にかけ分布するもの、⑦山梨県東部、⑧静岡市付近、⑨浜名湖付近等にみられる。駿河湾北端以北では、殆んど地震活動がみられなくなる。

図 3.8 (a), (b) に深さ 40~60 km の地震を示す。主な活動域は、①茨城県太平洋沿岸、②千葉県銚子付近、③茨城県南西部、④埼玉県中部、⑤千葉県南方、⑥愛知県、である。浅い地震活動の活発であった伊豆半島には殆んど活動がみられなくなる。

図 4.8 (g), (h) に深さ 60~80 km の地震を示す。この深さの活動域としては、①茨城県南西部、②千葉県中部、③千葉県南部、④千葉県南方沖のほぼ東径 140° に沿う帯状の分布域、がみられる。

図 3.8 (i) 以下に、深さ 80~410 km の震源分布を示す。おおまかに言って、北緯 36° を境にきてその分布傾向が変わり、北側では東北地方の深発地震分布につながり、南側では伊豆・小笠原海溝に平行になるような分布となっている。

これらの分布は、津村 (1973 a, b), 津村 (1981), 山崎・大井田 (1979) 等の結果と調和的であるが、以下の点で、従来にない信頼性の高いものとなっている。

の高いものとなっている。

(1) 関東地方や駿河湾付近の極浅発地震が、関東地方における深層観測、東海地方に展開された稠密な観測網のデータにより、確実に存在することが示されている。

(2) 近似度の高い速度構造によって震源決定が行なわれ、関東および東海の両域の地震活動が統一的に表現されている。

(3) 極浅発地震の震央分布にみられるように、各地震群の震源が安定して狭い範囲に求まっていること、発破の震源が実際の場所に近い位置に決定されていることから、自然地震の震源が高い精度で求まっていることが期待できる。

個々の地震群の詳細な議論は、より長期間の質の良いデータの蓄積でなされなければならないが、次にいくつかの特徴的な地震群について、地形・地質・発震機構等との関連のもとに検討を加えてゆく。議論を繁雑にしない為、地殻の厚さ 30 km の単位で地震活動の特徴を述べる。

3.3.3 震源の地理的分布のいくつかの特徴

(1) 深さ 0~30 km の地震

極浅発地震 (0~30 km) は、その殆んどが地殻内に発生している地震と考えられる (図 3.8 (a)~(c))。しかし、関東地震のようなプレート間の地震も、断層が深さ 30 km 程度までしか及んでいないので (Kanamori and Miyamura, 1970; Kanamori, 1971a), テクトニクスの基本構造を理解するために、極浅発地震の活動を把握することがとりわけ重要である。

まず、関東平野に存在する最大級の活断層である立川断層について、地震活動と活断層との関係について述べる。立川断層は、地形・地質調査から見出された活断層であり、西側落ちの逆断層である(山崎, 1978)。一方、重力や爆破地震のデータから、断層をはさんで、基盤は、1 km の単位で東側から落ちていることが示された(笠原・他, 1976 a)。このことは、断層をはさんで基盤の相対運動が比較的新しい時間に逆転したことを示唆している。1979 年 5 月および 6 月に、立川断層北端付近に M 4 級の地震が発生した。図 3.9 に、これらの地震のメカニズム解を示すが、立川断層の走向と良い一致で節面が求められている。この地震が立川断層の運動を代表すると仮定すると、立川断層は水平ずれが卓越することになり、山崎(1978)が示した逆断層と、最大主応力の方向等が異なることになる。立川断層の生成過程については、上記の知見をふまえたより詳細な研究が必要とされる。関東山地で発生した極浅発地震は、プレートの衝突域と考えられている山梨県東部(石橋, 1976 a, b)を除けば、1931 年の西埼玉地震(Abe, 1974)が、その発震機構解が得られている主要なものである。西埼玉地震は東西性の主圧力軸をもつストライクスリップの地震であるのに対して、1979 年 5 月および 6 月の立川断層北端で発生した地震(図 3.9)は南

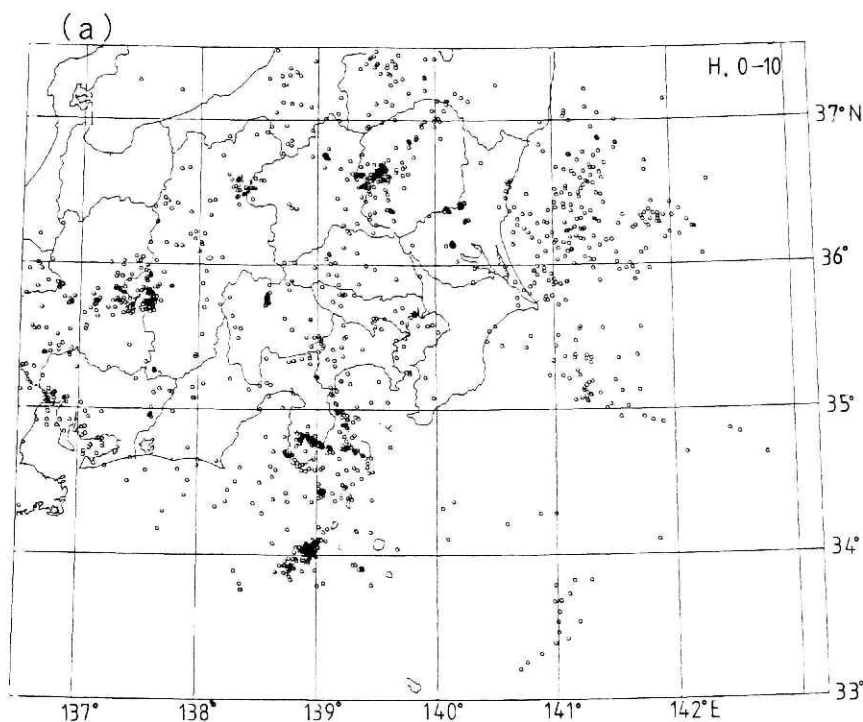


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(a) 0~10km.

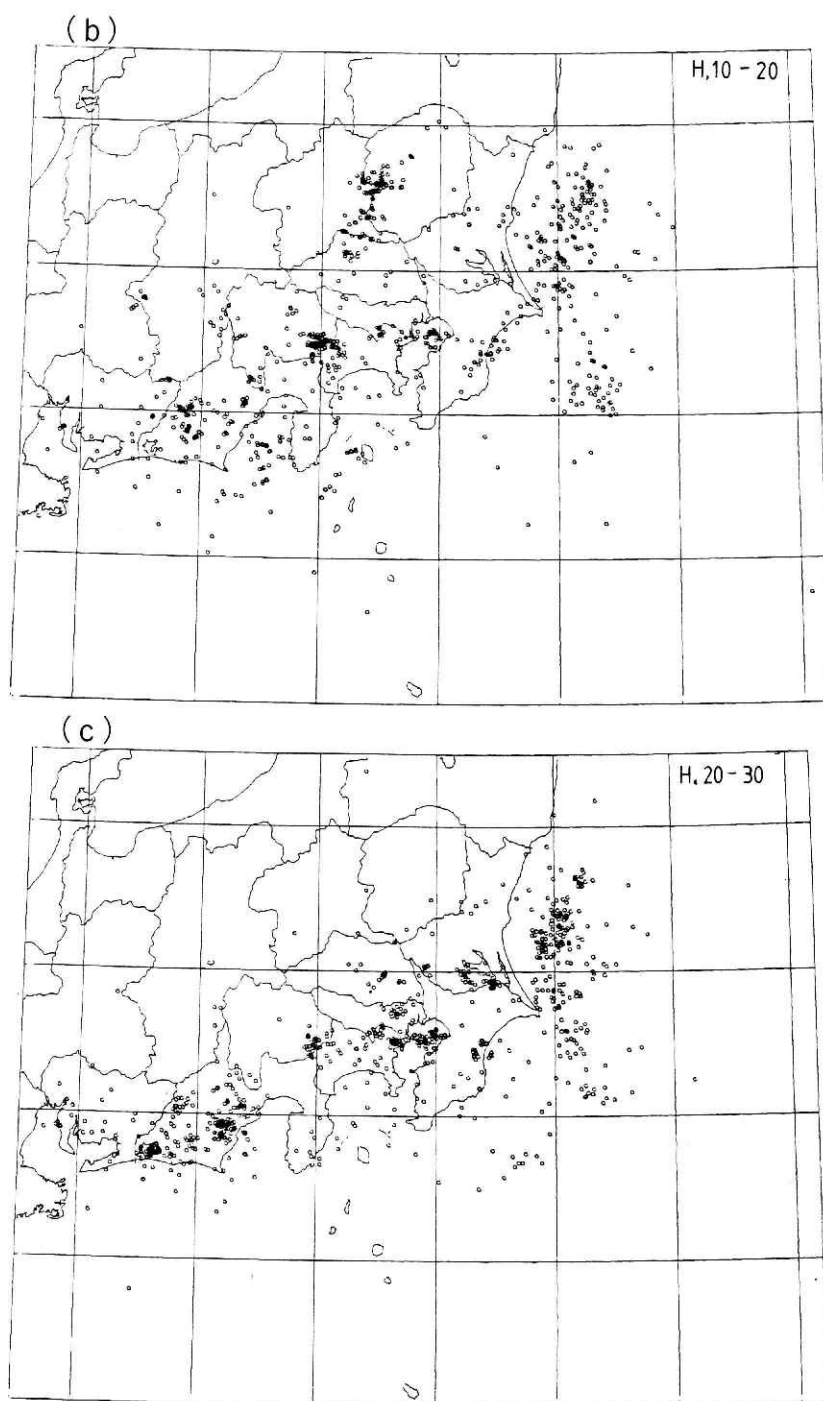


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(b) 10~20km. (c) 20~30km.

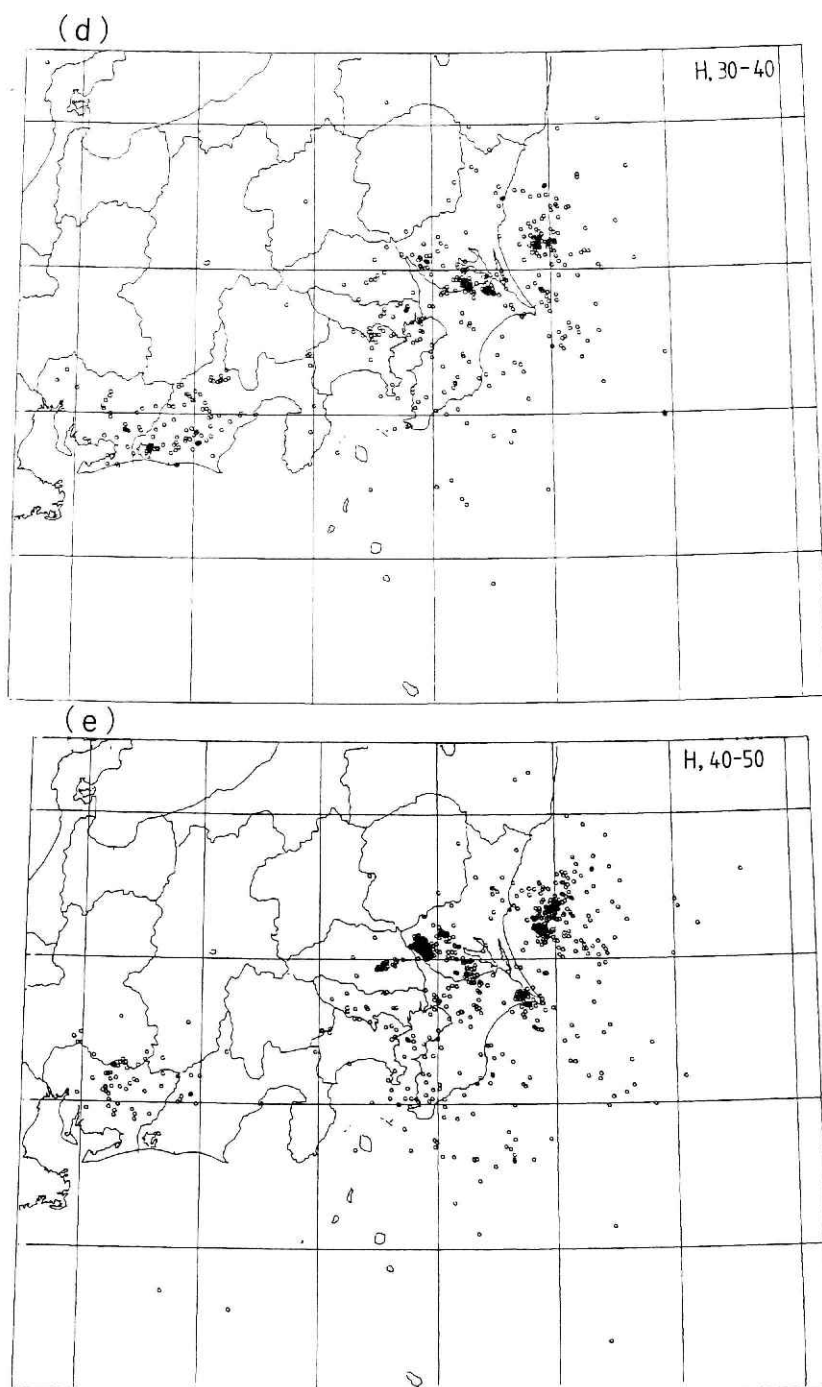


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(d) 30~40km. (e) 40~50km.

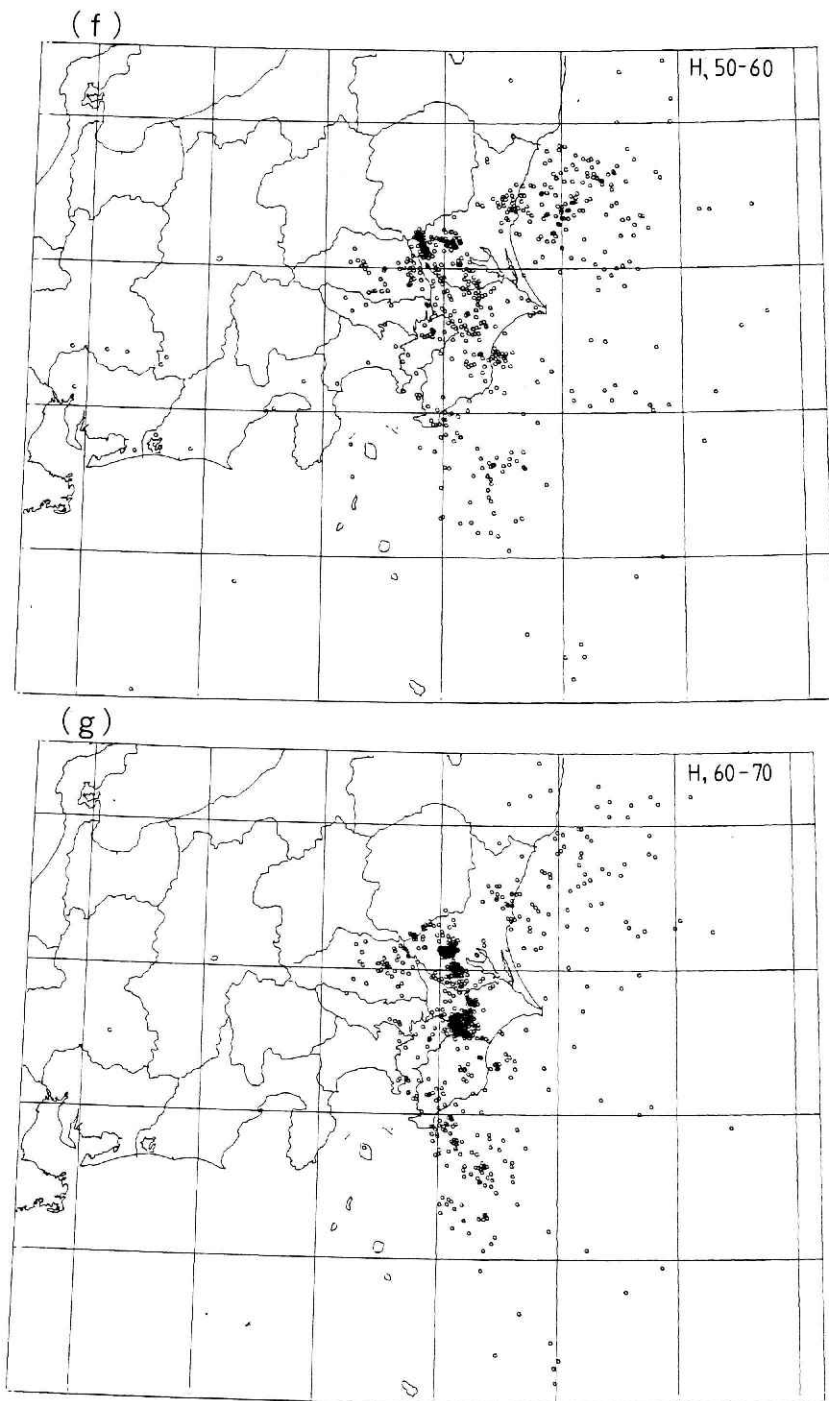


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(f) 50~60km. (g) 60~70km.

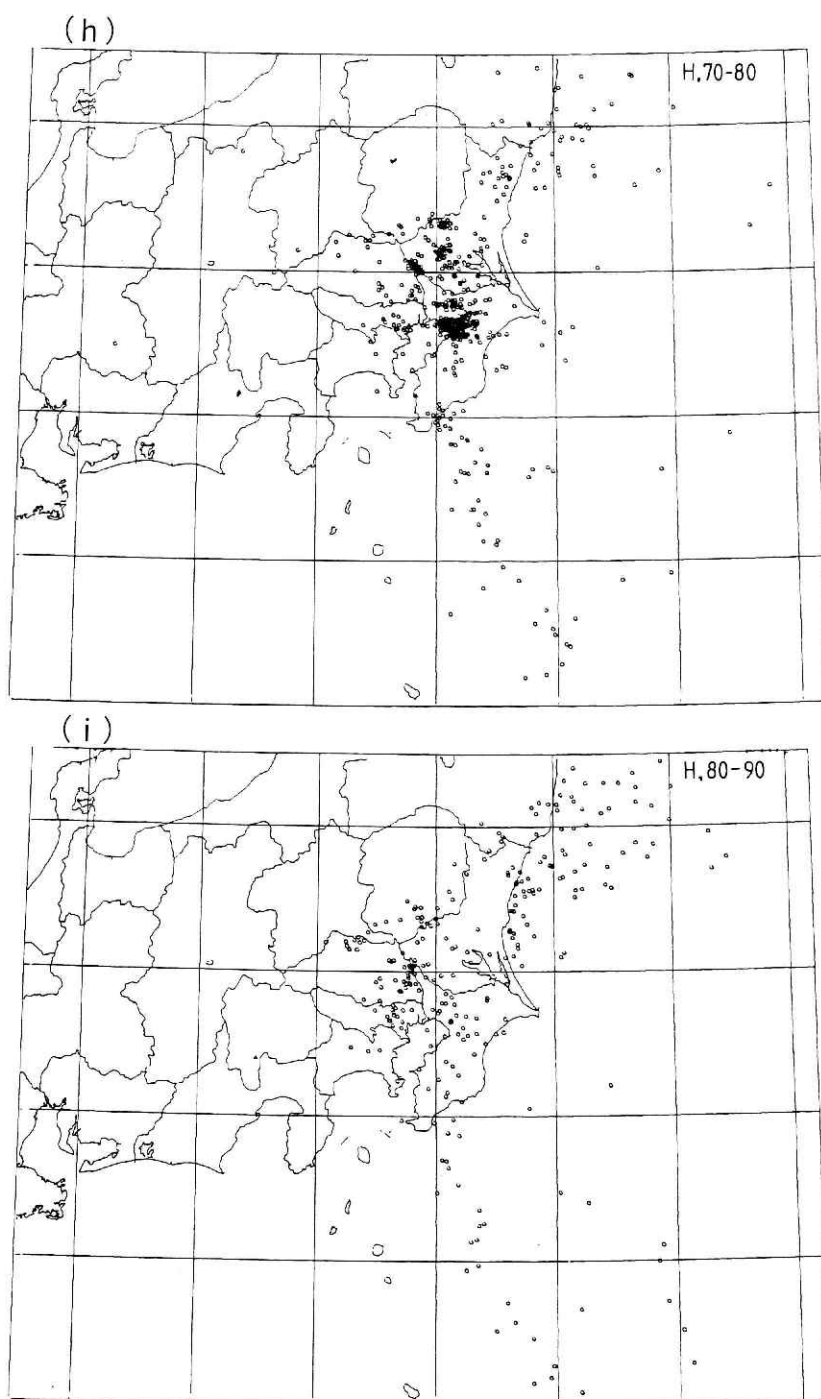


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(h) 70~80km. (i) 80~90km.

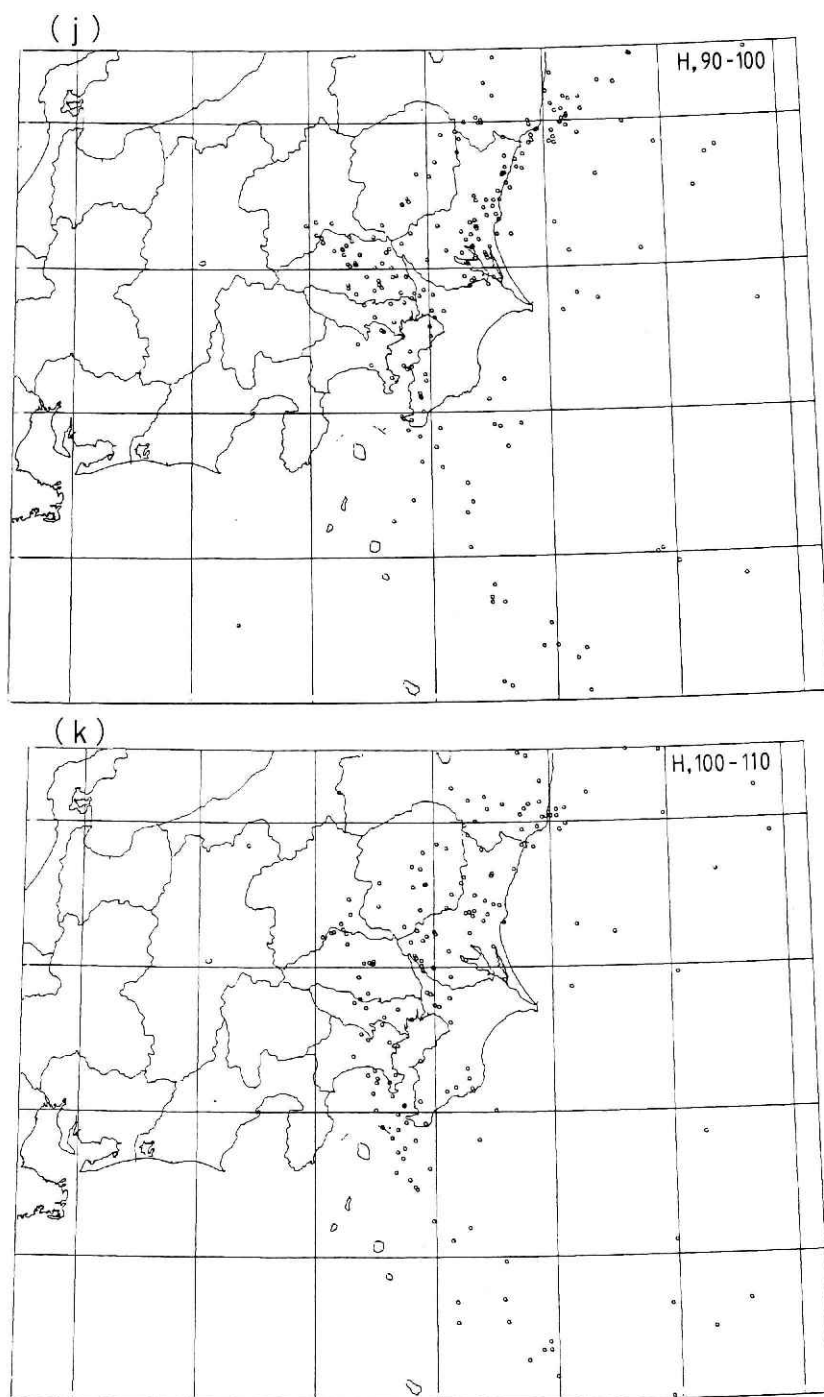


図 3.8 震源深さ別震央分布図.

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(j) 90~100km. (k) 100~110km.

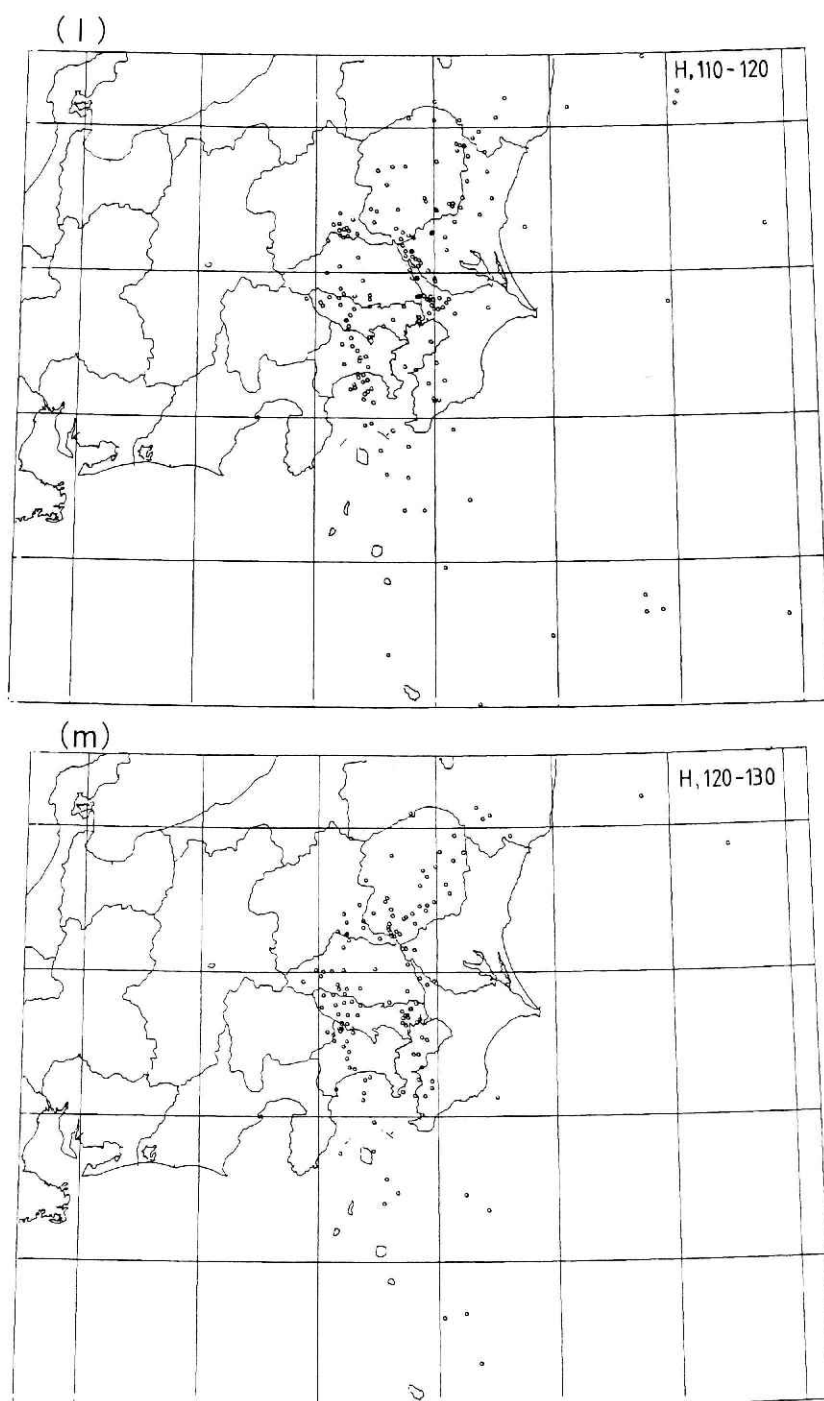


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(1) 110~120km. (m) 120~130km.

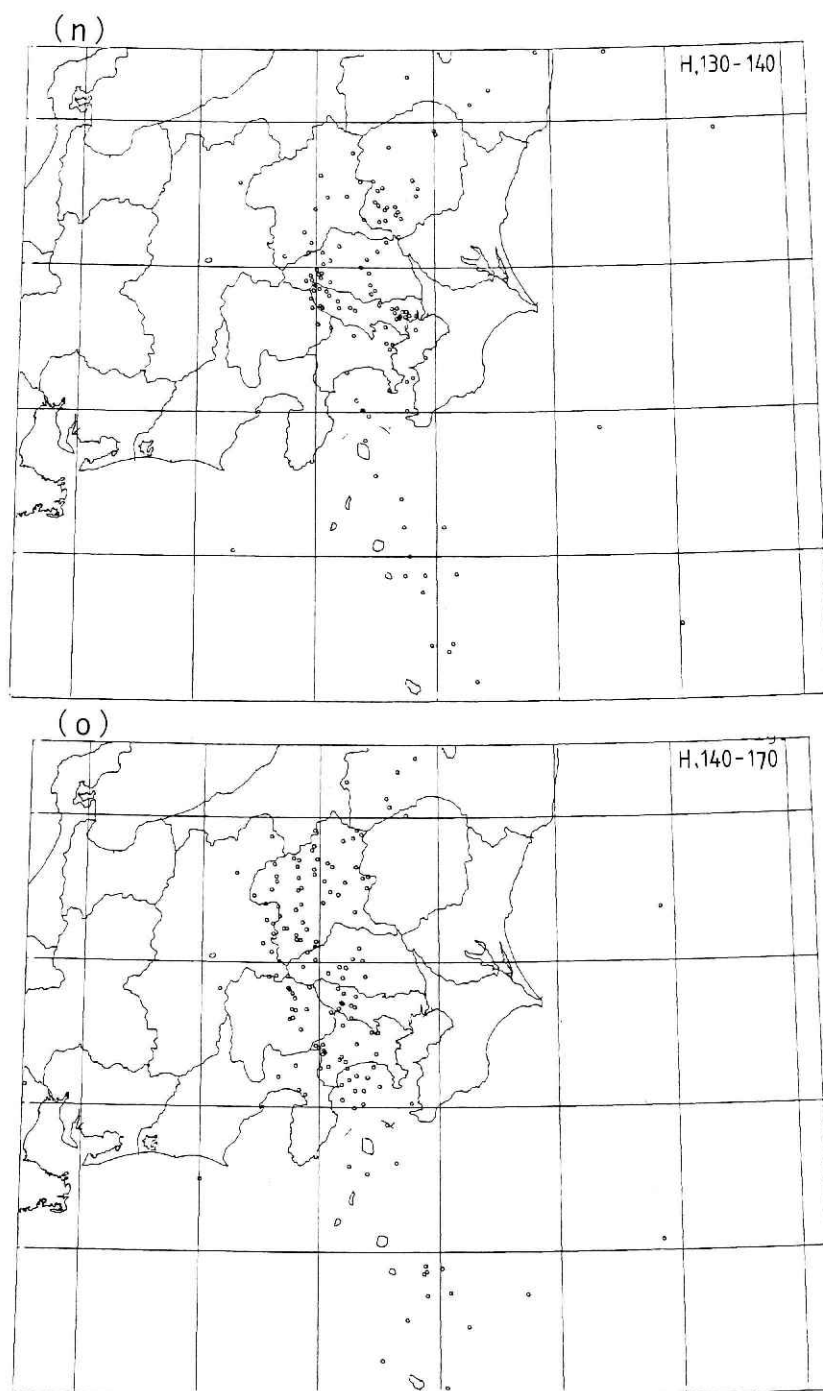


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.
(n) 130~140km. (o) 140~170km.

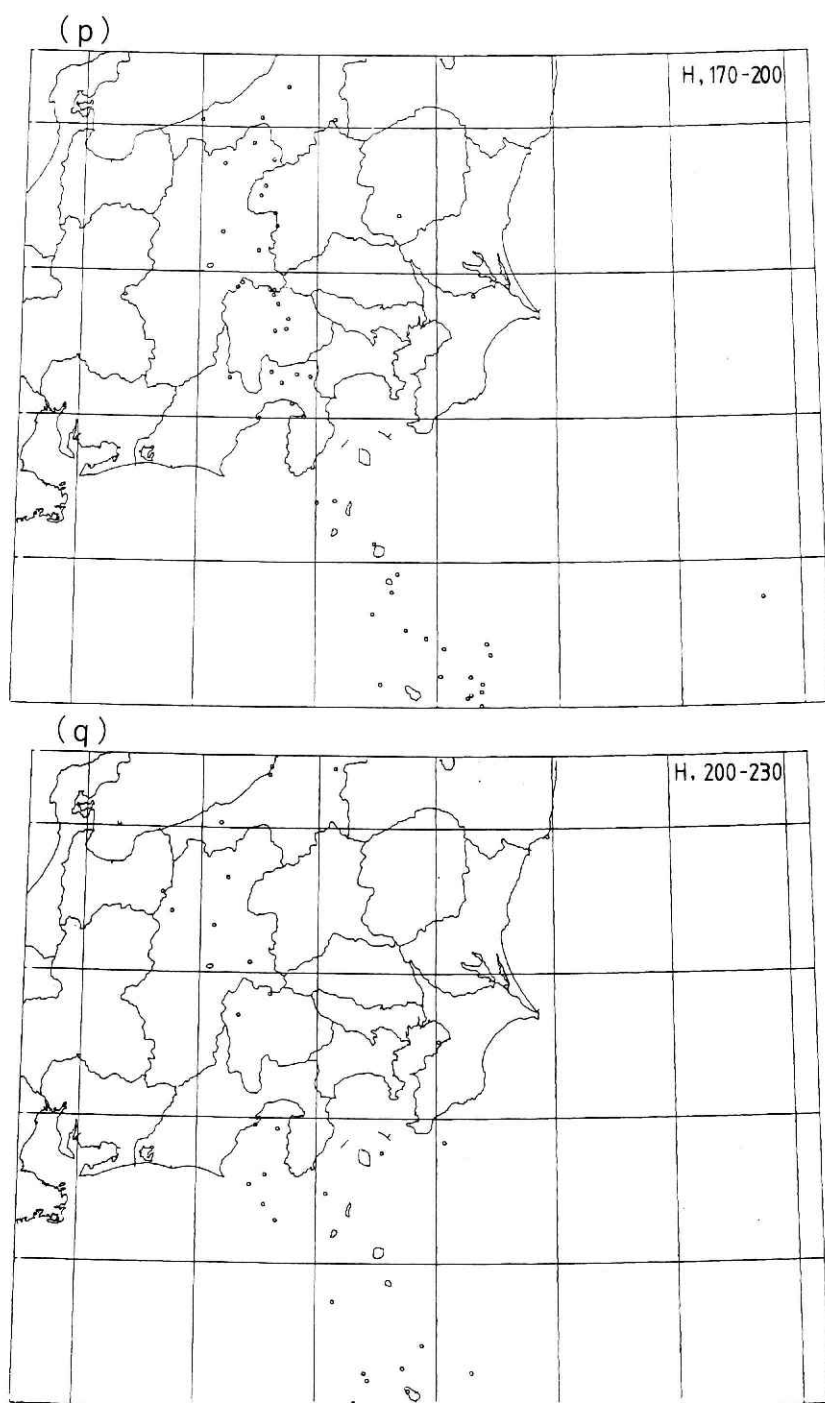


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.

(p) 170~200km. (q) 200~230km.

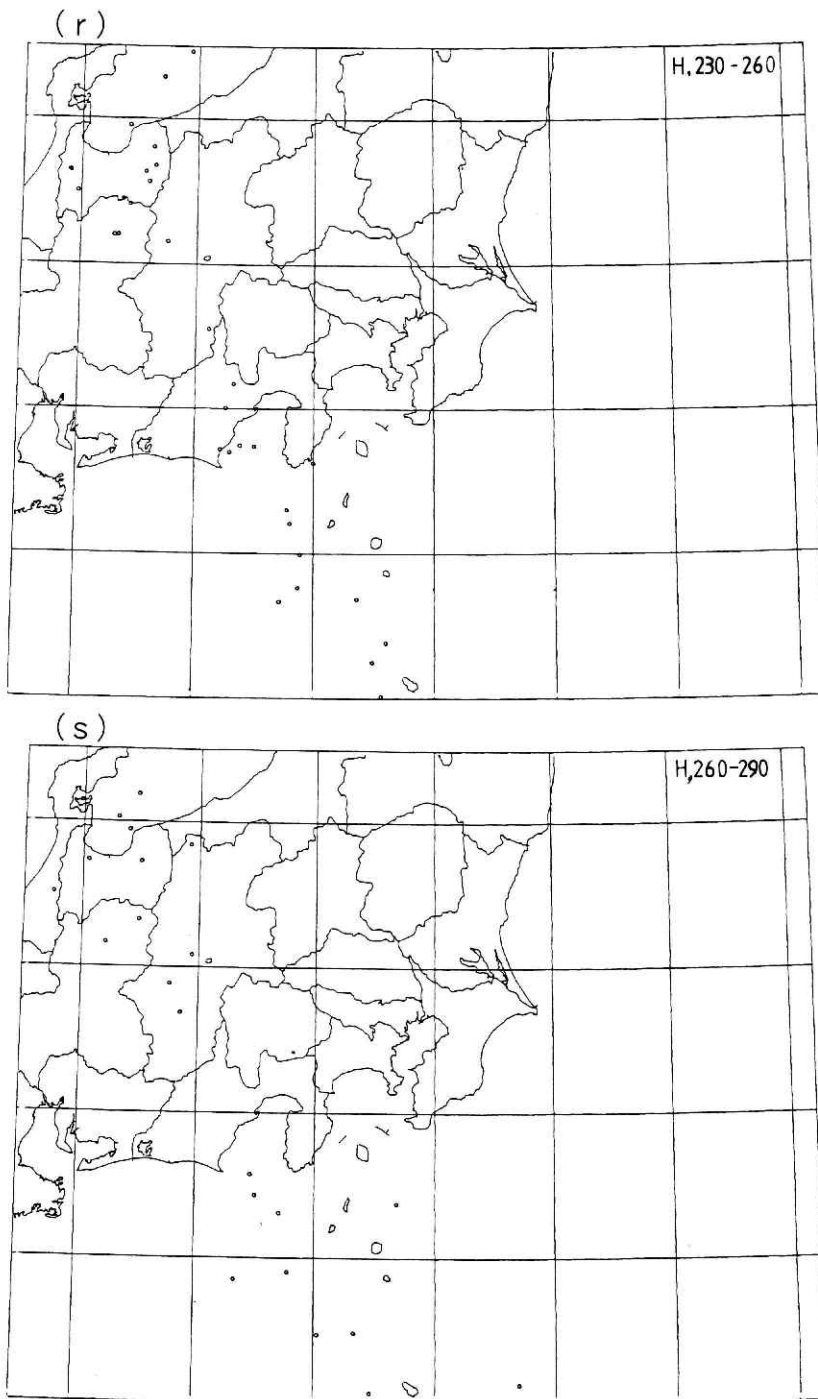


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.

(r) 230~260km. (s) 260~290km.

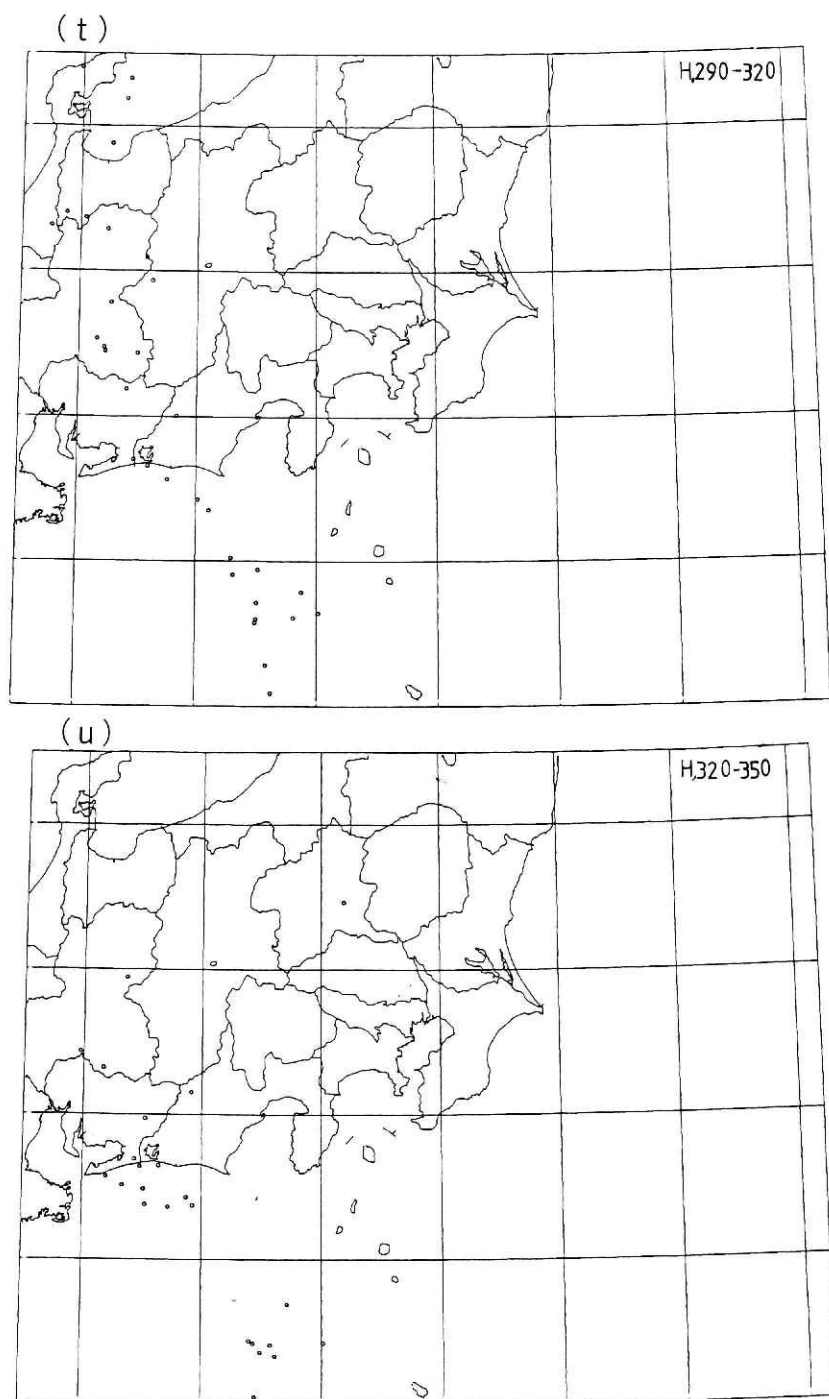


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.

(t) 290~320km. (u) 320~350km.

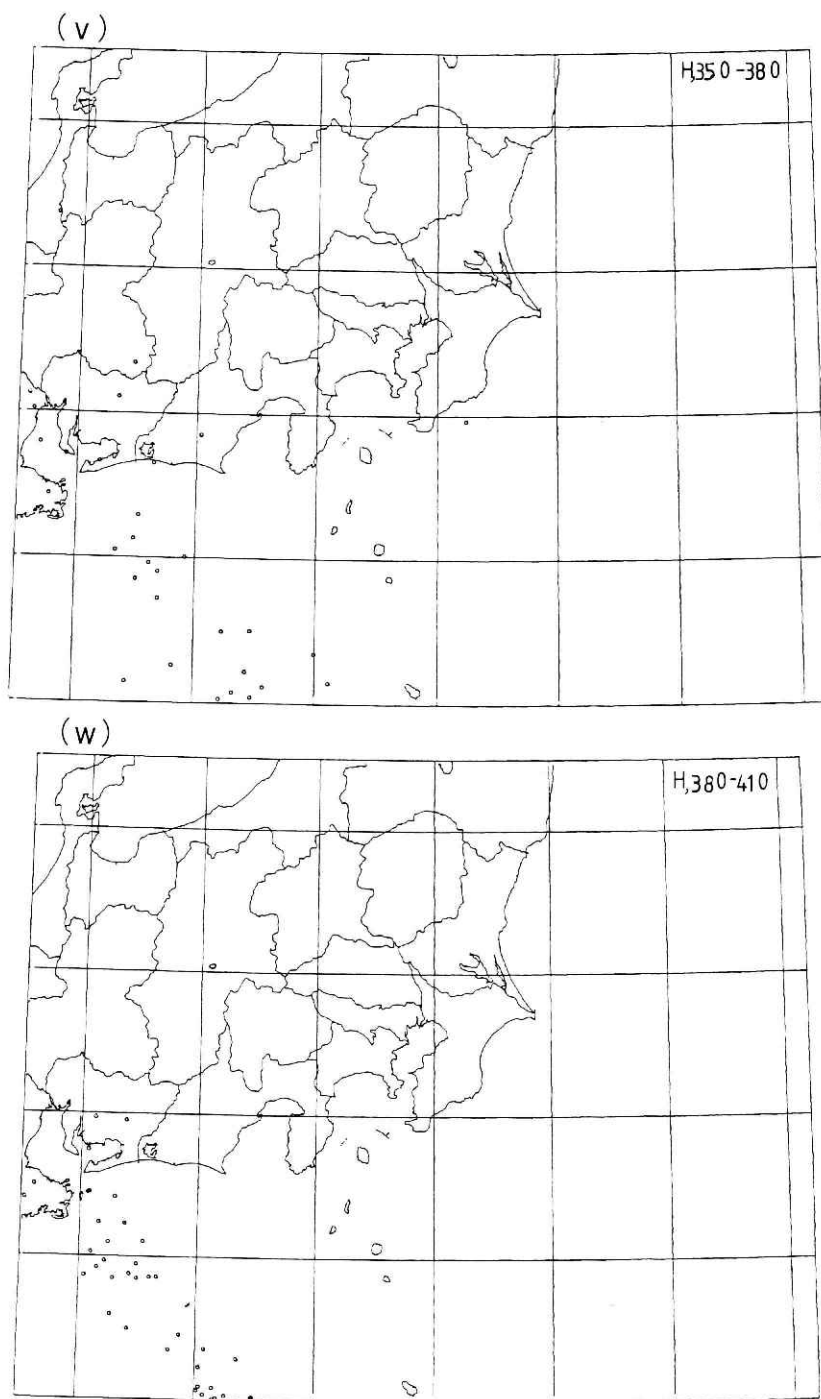


図 3.8 震源深さ別震央分布図

Fig. 3.8 Epicentral distribution for the period from April 1978 to March 1979 and July 1979 to June 1981 for each thick layer.

(v) 350~380km. (w) 380~410km.

北性の主圧軸を持っており、関東平野の地殻の応力場の複雑さを示している。しかし、両者とも、近くに存在する活断層の走向と調和的であるのは興味深い。

伊豆半島を中心とした関東・東海地域の発震機構は、Ichikawa (1971) によってその特徴が示されている。Ichikawa (1970) 等が述べているように、伊豆半島とその周縁域では、発震機構の主圧軸が大きく変化しているのが特徴であり、その主圧軸方向は、東側では NW-SE、西側では N-S となっている (図 3.10)。その後、当地域では、1974 年伊豆沖地震 ($M=6.9$)、1980 年伊豆大島近海地震 ($M=7.0$) 等の比較的大きな地震が発生しているが、その発震機構は図 3.10 に示されている Ichikawa (1970) の結果と調和的である。1974 年の地震は、走向がほぼ NW-SE 方向で右ずれの断層を出現させた (石廊崎断層)。伊豆半島西岸以西に茂木 (1977) が指摘する、石廊崎断層から駿河湾を横切って静岡市付近まで達する北西方向の震源の線状配列が見られる (図 3.8 (a), (b))。

次に、首都圏の地震活動についてみることにする。1923 年関東地震の断層面内においては、最近の地震動は極めて低い。一方、東京湾北部や九十九里浜、勝浦沖に群発する地震活動は、その深さが 20~30 km に集中し、関東地震による地殻変動の隆起域の縁に沿うように発生している。これらの地震群のうち、1978 年 8 月および 1979 年 1 月の東京湾北部と 1977 年 7 月千葉県勝浦沖で発生した地震のメカニズムを図 3.11 に示す。東京湾北部のものは、NW-SE 方向に主圧力軸を持つ発震機構解が得られ、Ichikawa (1970) が示した伊豆半島沿岸で発生する地震群の主圧軸方向と似ている。千葉県東方沖の地震活動は、断層起源の構造谷とされている片貝海底谷に沿っており、興味深い。茂木 (1981) によれば、これらの地震群は、ブロックの境界に発生する構造的群発地震とされている。

極浅発地震の分布は、伊豆半島に見られる地震断層を示す活動を除けば、線状というよりは塊状に分布しており、活断層を示唆する活動は殆んどみられない。津村 (1973 b) は、当地域の地震活動の何らかの線状分布を見出すのに 10 年位の観測を必要とすると述べているが、地殻内の地震、特に活断層等に関連した研究は、更にデータの蓄積を必要としていることを図 3.8 は示している。一方、大きなスケールで見れば、海溝と平行する関東山地～伊豆半島～伊豆七島に、地震の活発な活動が見られる。また、第四紀の地殻上下変動 (第四紀地殻変動研究グループ, 1969) を見ると、そのコンターの変曲している場所 (例えば、東京湾北部、日光付近等) に活発な地震活動が認められる。このように、地形・地質の大規模な構造と、極浅発地震動の分布が、大きな傾向で似かよっているのは注目すべきことである。

今後、データの蓄積とともに、地殻で発生する地震の震源や発震機構等が引き続き調べられ、活構造等に新たな知見を与えるであろう。

(2) 深さ 30~60 km の地震

この深さの地震は、伊豆半島を境に東と西に分布する。東側 (東翼) は銚子、茨城県沿

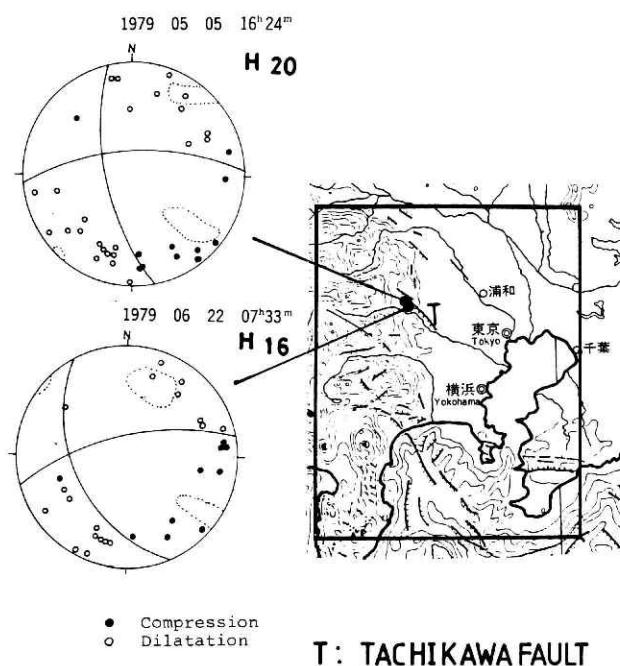


図 3.9 立川断層北端付近の地震の発震機構。

Fig. 3.9 Focal mechanisms at the north end of the Tachikawa fault (equal area projection on the lower hemisphere)

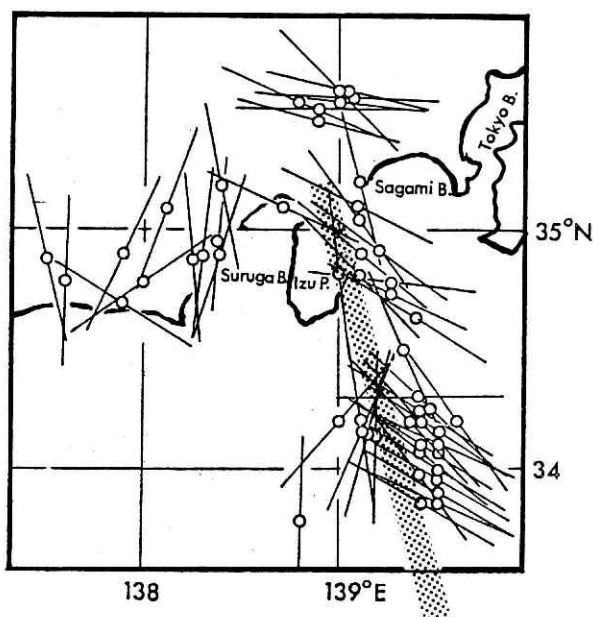


図 3.10 伊豆半島付近の起震応力場の急変 (Ichikawa (1970) に加筆)。

Fig. 3.10 P axes of focal mechanisms in and near the Izu peninsula.

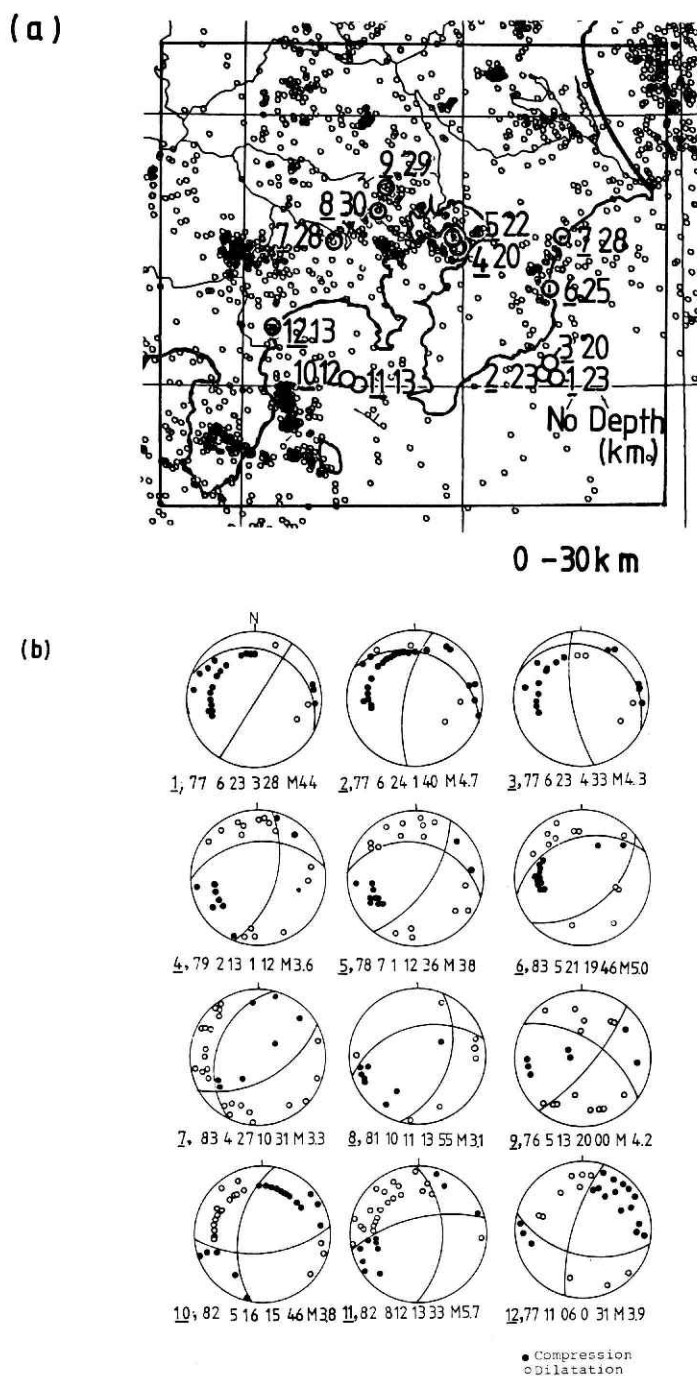


図 3.11 極浅発地震の発震機構の例.

Fig. 3.11 Focal plan solutions of very shallow earthquakes (b), of which location and depth are shown in (a). Date and magnitude of each earthquake are given at the bottom of the mechanism diagram.

岸に分布するものと、茨城県南西部～千葉県北部～九十九里にかけて分布するものとに分かれており、西側（西翼）は、静岡県中部～愛知県にかけて分布する（図 3.8 (d)～(f)）。

まず、東翼の活動の一つである茨城県南西部の地震について述べる。この活動の多くは、単発的であり、多数の余震を伴うものは少い。しかし、1974 年 8 月 4 日の $M=5.8$ の地震は、前震や余震を伴った。この余震分布（図 3.12）は、Maki et al. (1980) によって得られた発震機構の一方の節面とほぼ一致し、断層面は西側に傾に下がる低角のものと判断される。茨城県南西部で発生する典型的な地震のメカニズム例を図 3.12 (b) に示すが、Ichikawa (1971), 吉井 (1979 b), Maki et al. (1980) 等に、類似のメカニズム解を多数見出すことができる。1974 年 7 月の茨城県南西部の地震の発震機構は、NW-SE の主圧力軸を持つ低角逆断層であり、関東地震のメカニズム (Kanamori, 1971a) と似ている。

この深さに属する地震の一つである 1968 年埼玉県中部地震 ($M=6.9$) は、Abe (1975) によって、NW 方向にスリップベクトルを持つ低角逆断層とされている。この地震が、関東地震と似ていることから、Somerville (1980) は、埼玉県中部に、フィリピン海プレートの先端が達していることを指摘した。一方、関東地方の 50 km より深い上部マントルにおける地震は、正断層となることが、Ichikawa (1971) や吉井 (1979 b) から知ることができる。例えば 1965 年 2 月 14 日に東京湾北部で発生した地震 ($M=6.0$, $H=50$ km) は正断層的である (Ichikawa, 1971)。このグループに属するメカニズム解の例を図 3.13 (b) に示す。

(3) 深さ 60～90 km の地震

東経 140° 付近に、断続的に南北に帯状の分布が見られる（図 3.8 (g)～(i)）。この地震群の多くは、東西圧縮の逆断層の発震機構を持つことがよく知られている。一方この深さの地震でも、やや西側に発生するものは、正断層型になる場合があり、その例を図 3.13 (a) に示す。

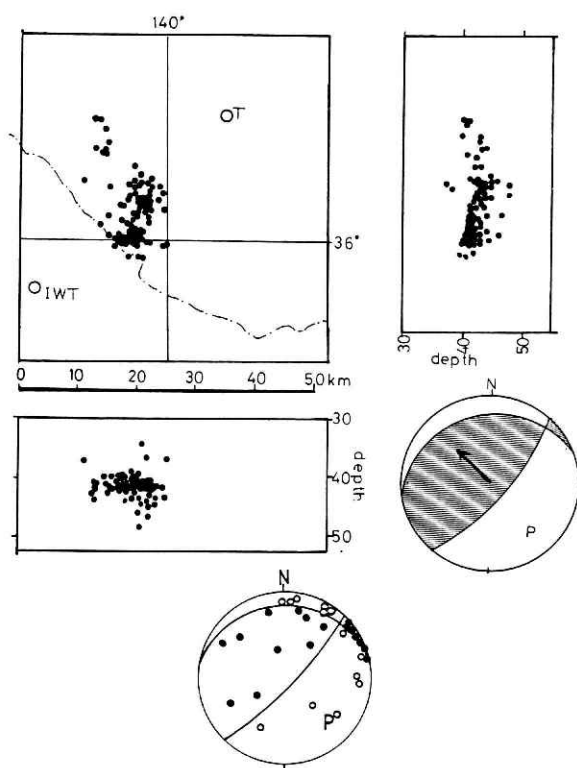
3.3.4 震源の垂直断面が示すプレート境界

ここでは、当地域の地震活動の立体的分布を示す様々な方向での断面図に基づいて議論を進める。震源分布の東西断面を図 3.15 (a)～(v) に示す。各断面図は図 3.14 に示す記号に対応している。津村 (1973 a) が指摘した太平洋プレートの 2 層構造が各図にみられる。関東地方における 80 km 以浅の地震は、複雑な分布を示す。図 3.15 (m) は東京湾北部即ち関東地震の断層の北端の東西断面であるが、深さ 20～30 km の地震が東に傾き下がり、面状配列をなしているように見える。

1923 年関東地震は、関東地方で発生した最大級の地震であり、この断層の形や運動は、関東地方のプレートの境界や運動を規定していると考えられる。Kanamori (1971 a), Ando (1974), Tada and Sakata (1980), 石橋 (1980), Matsuura et al. (1980) 等によって関東地震の断層モデルが提出されているが、いずれのモデルにおいても、東京湾の北部では、

(a) 1974 8.4 (M5.8)

(地震 A)



(b) 1983 8.3

図 3.12 茨城県南西部の深さ 40 km 付近の地震の発震機構と地震 A の余震分布 (防災センターの岩槻, 地震研究所の筑波等合計 6 観測点の本震後 2 日間のデータにより再決定)。

Fig. 3.12 Aftershock distribution and focal plane solution of the August 4, 1974 earthquake at southwestern part of Ibaraki Prefecture (a), and a typical focal mechanism for the same area (b).

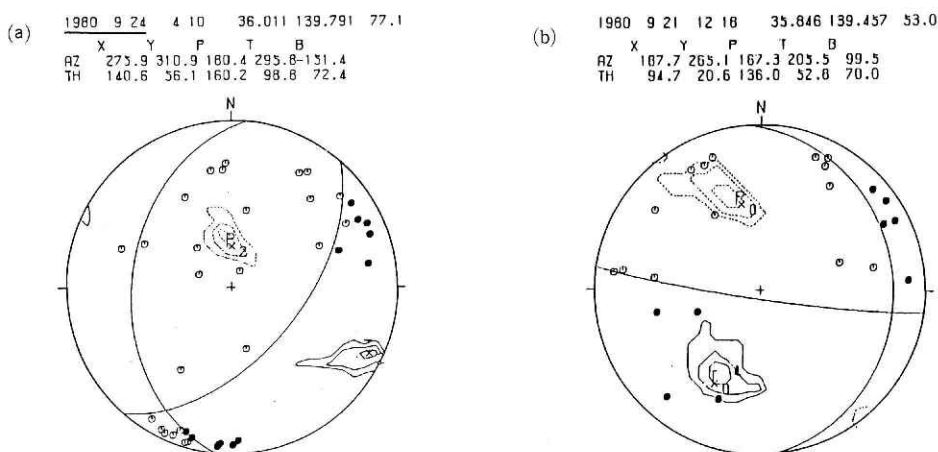


図 3.13 深さ 50~80 km で発生する地震のメカニズム解の例。

Fig. 3.13 Example of normal fault type of focal mechanism occurring at the depth range of 50~80 km.

東下りの断層面が深さ 30 km 付近に位置している。深さ 20~30 km の地震の面状配列と、関東地震の断層の形態が良い一致をなすのは興味深い。ここで、この地域を含む震源の南北断面図を見てよう。図 3.14 に示す記号に対応して、南北垂直断面を図 3.16 (a)~(v) に示す。既に述べたように、関東地震の断層を示す地震は殆んど見られない。図 3.17 に、関東地震の断層面を示す。すると、関東地震—東京湾北部(深さ 20~30 km)—茨城県南西部(深さ 40 km)と、図中網目で示すような一連の構造が浮び上がる。南北断面から、関東地方の比較的浅い地震活動、東京湾北部~茨城県南西部の活動は、関東地震の断層面と連続して、滑らかに面状につながっていることがわかる。

一方、発震機構については、深さ 40 km 程度の茨城県南西部の地震、1968 年の埼玉県中部の地震は、低角逆断層で、下盤が NW 方向のスリップベクトルを有している。これは、関東地震のスリップベクトルの方向 (Kanamori, 1971 a) と合致している。また、関東地方の東径 $139^{\circ} \sim 140^{\circ}$ の範囲に発生する極く浅い地震、1978 年伊豆大島近海地震 ($M=7.0$)、関東平野直下の震源深さ 30 km 程度の地震は、伊豆半島東岸のフィリピン海プレート内の地震の発震機構と同様に、主圧力軸が NW-SE 方向に揃うものが支配的である。すなわち、この面上の地震は、NW-SE 方向の P 軸をもつことで特徴づけられる。

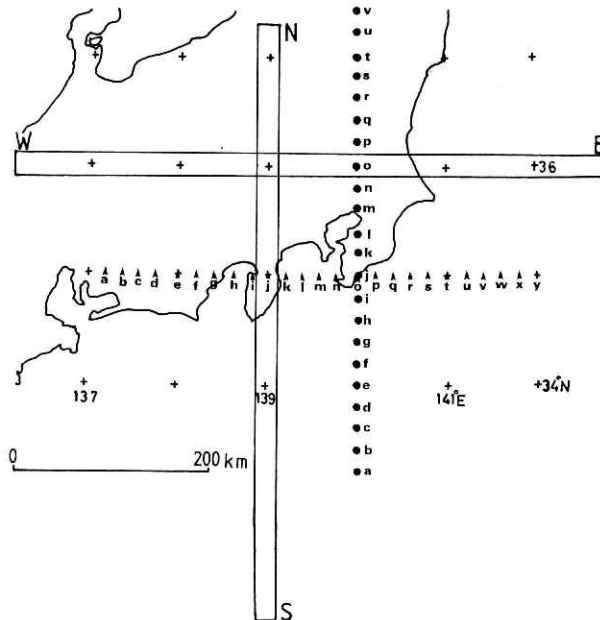


図 3.14 東西、南北震源断面図の位置。(以下に、アルファベットに対応する点を通る幅±12.5 km の東北、東西震源断面図を示す)。

Fig. 3.14 Index map for the north-south (N-S), and east-west (E-W) microearthquake hypocentral profiles.

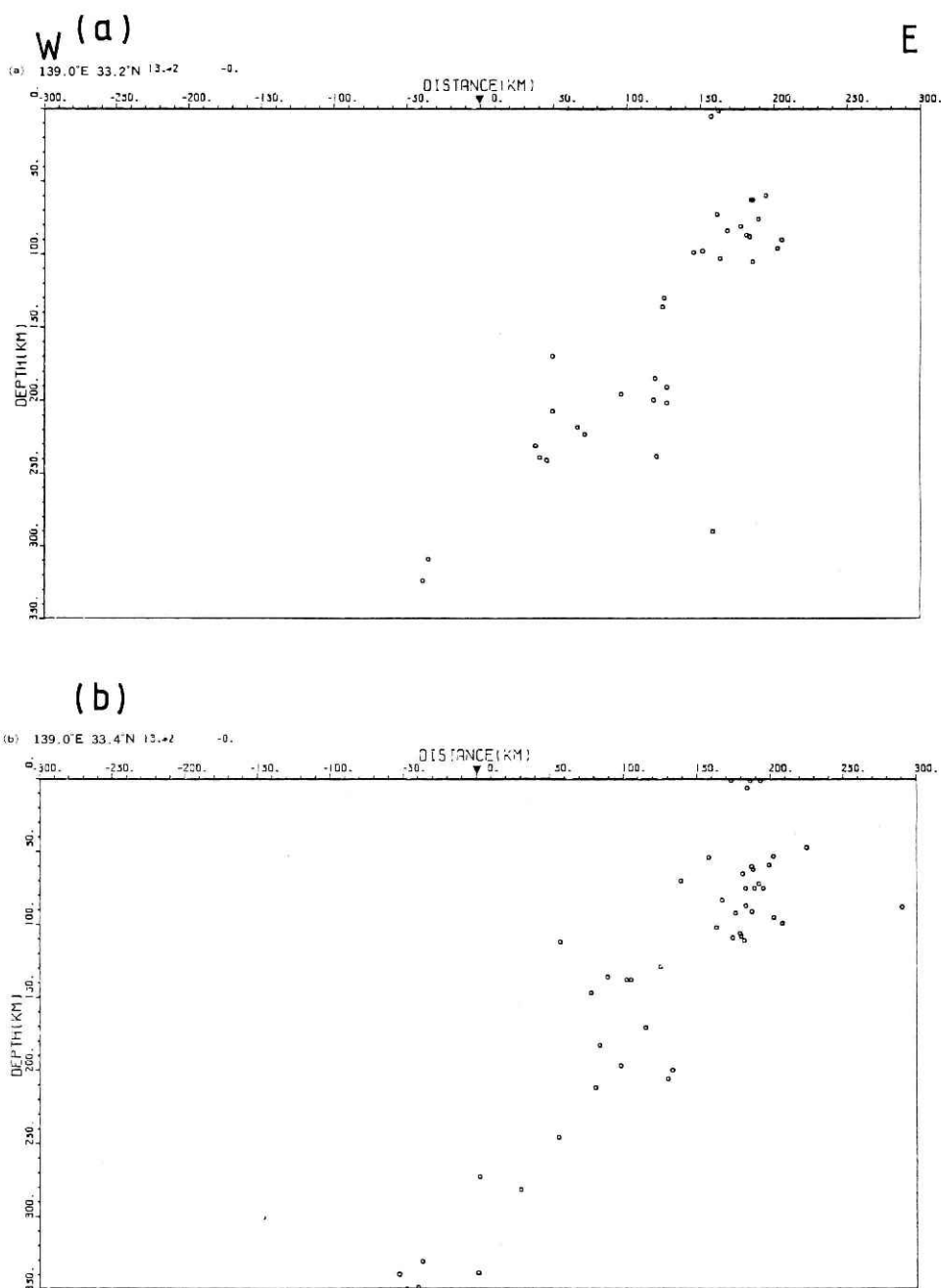


図 3.15 震源分布の東西断面. (a)~(v)は図 3.14 の各記号に対応する市±12.5 km の震源分布断面を示す. (各図の標題に, 図 3.14 のアルファベットに対応する点の緯度経度を示すとともに, 図中に三角印でその位置を示す).

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section corresponding to (a)~(v) of the index map (Fig. 3.14).

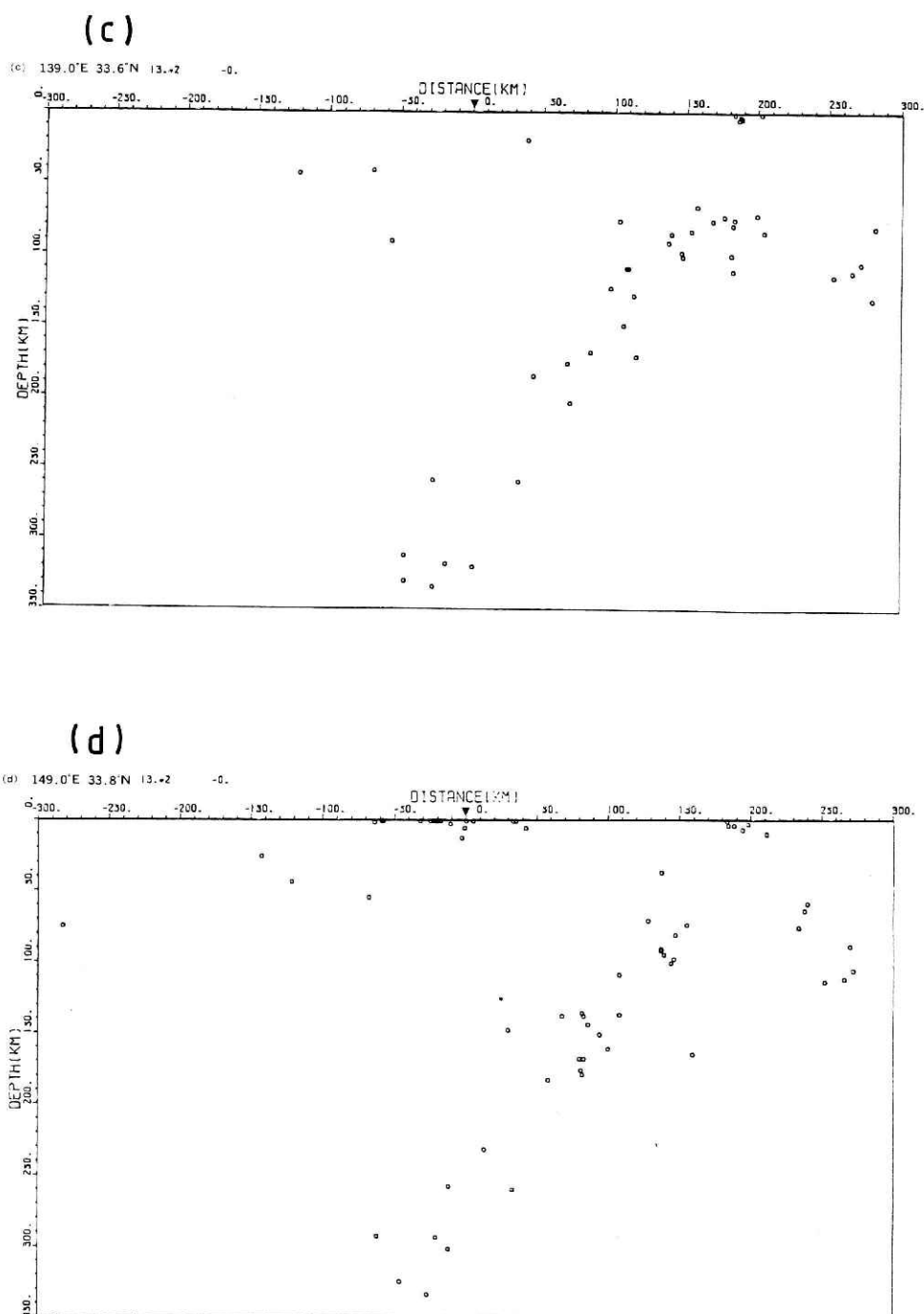
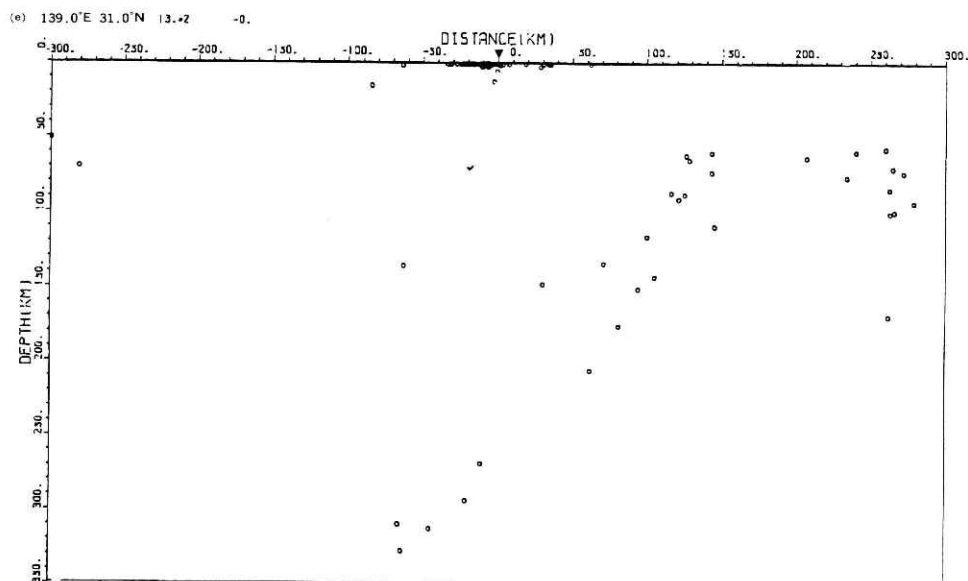


図 3.15 震源分布の東西断面(c), (d)
 Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (c), (d)

(e)



(f)

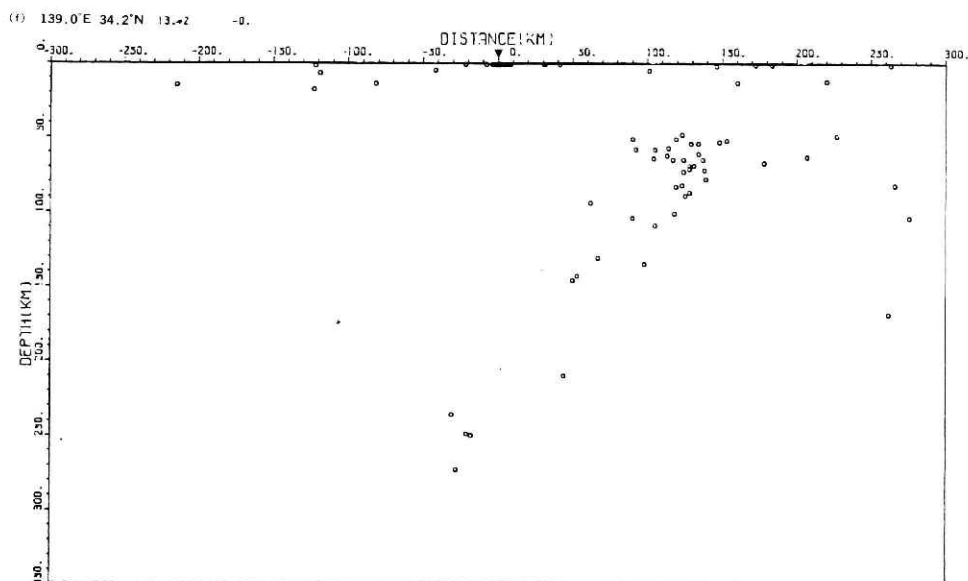


図 3. 15 震源分布の東西断面(e), (f)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (e), (f)

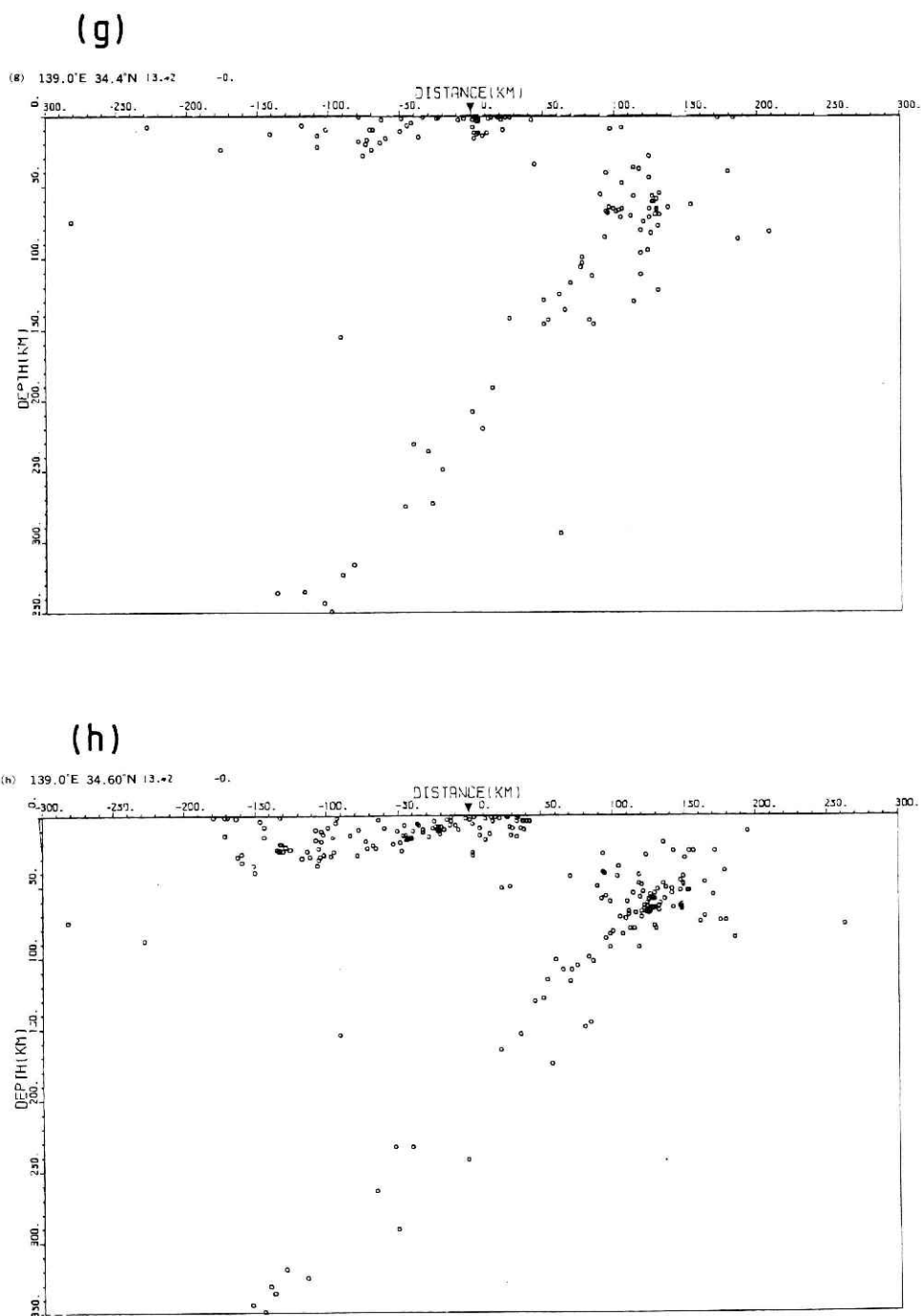


図 3.15 震源分布の東西断面(g), (h)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (g), (h)

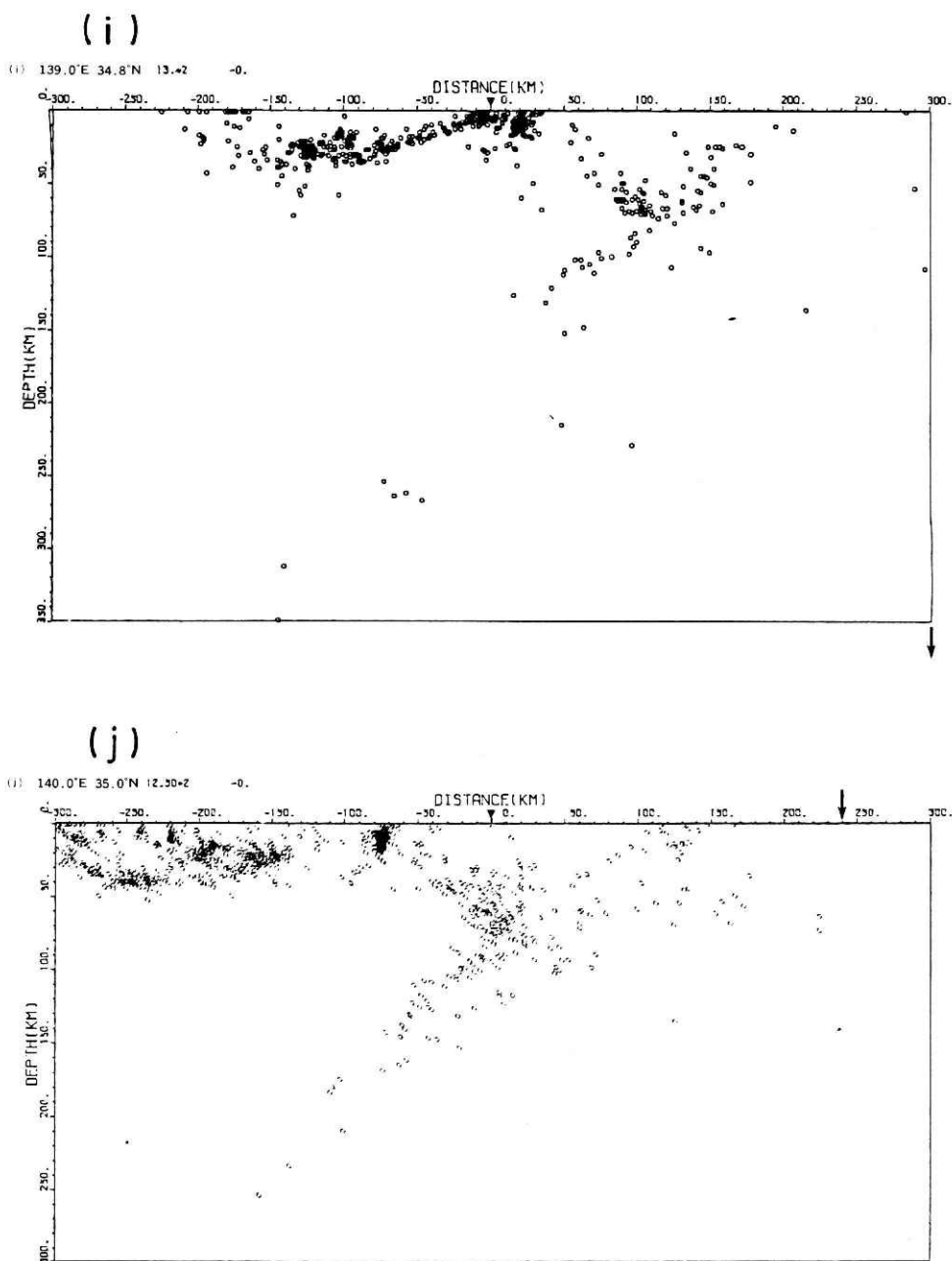


図 3.15 震源分布の東西断面(i), (j)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (i), (j)

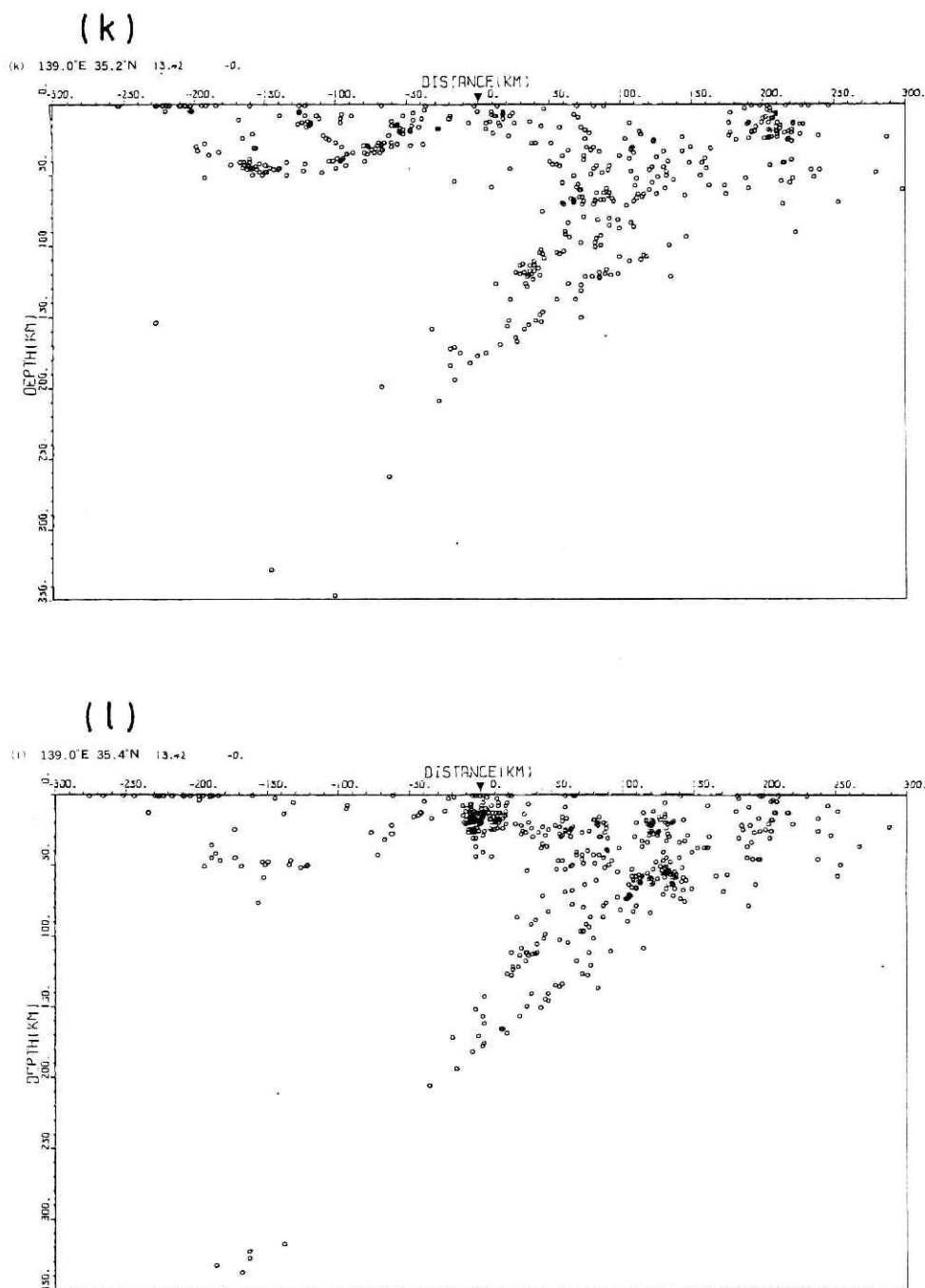


図 3.15 震源分布の東西断面(k), (l)

Fig. 4.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (k), (l)

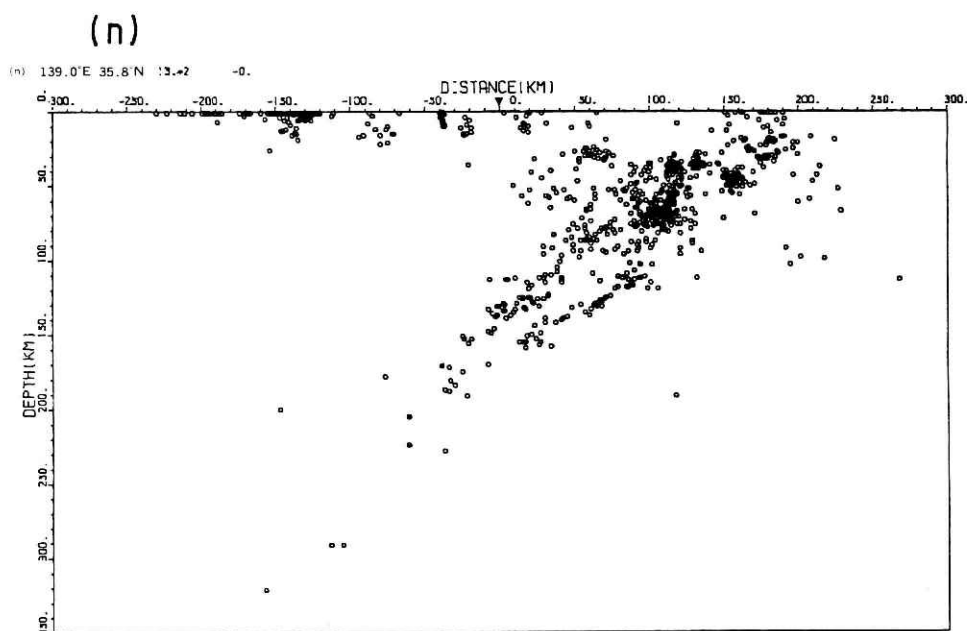
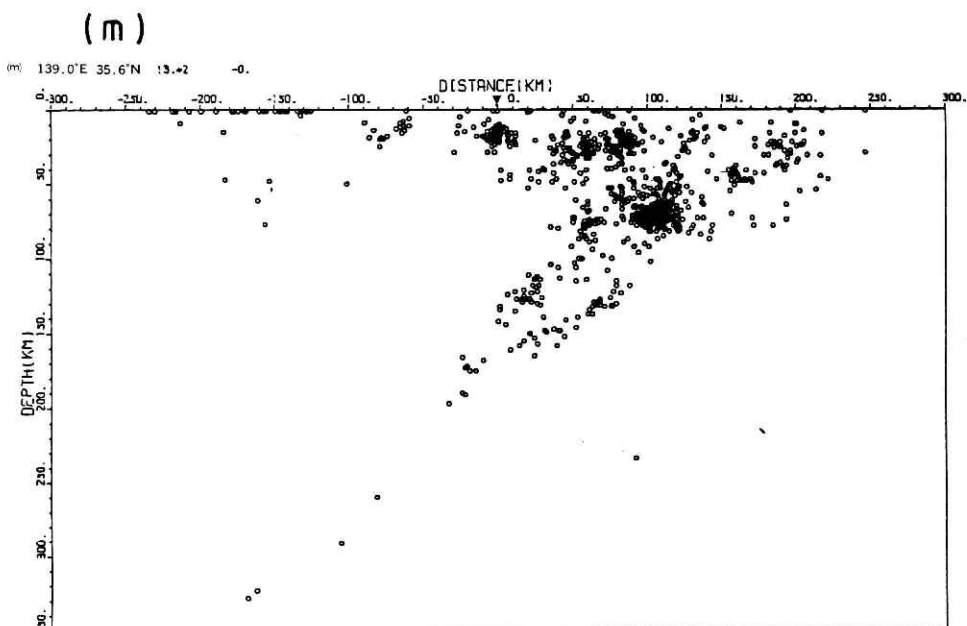


図 3.15 震源分布の東西断面(m), (n)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (m), (n)

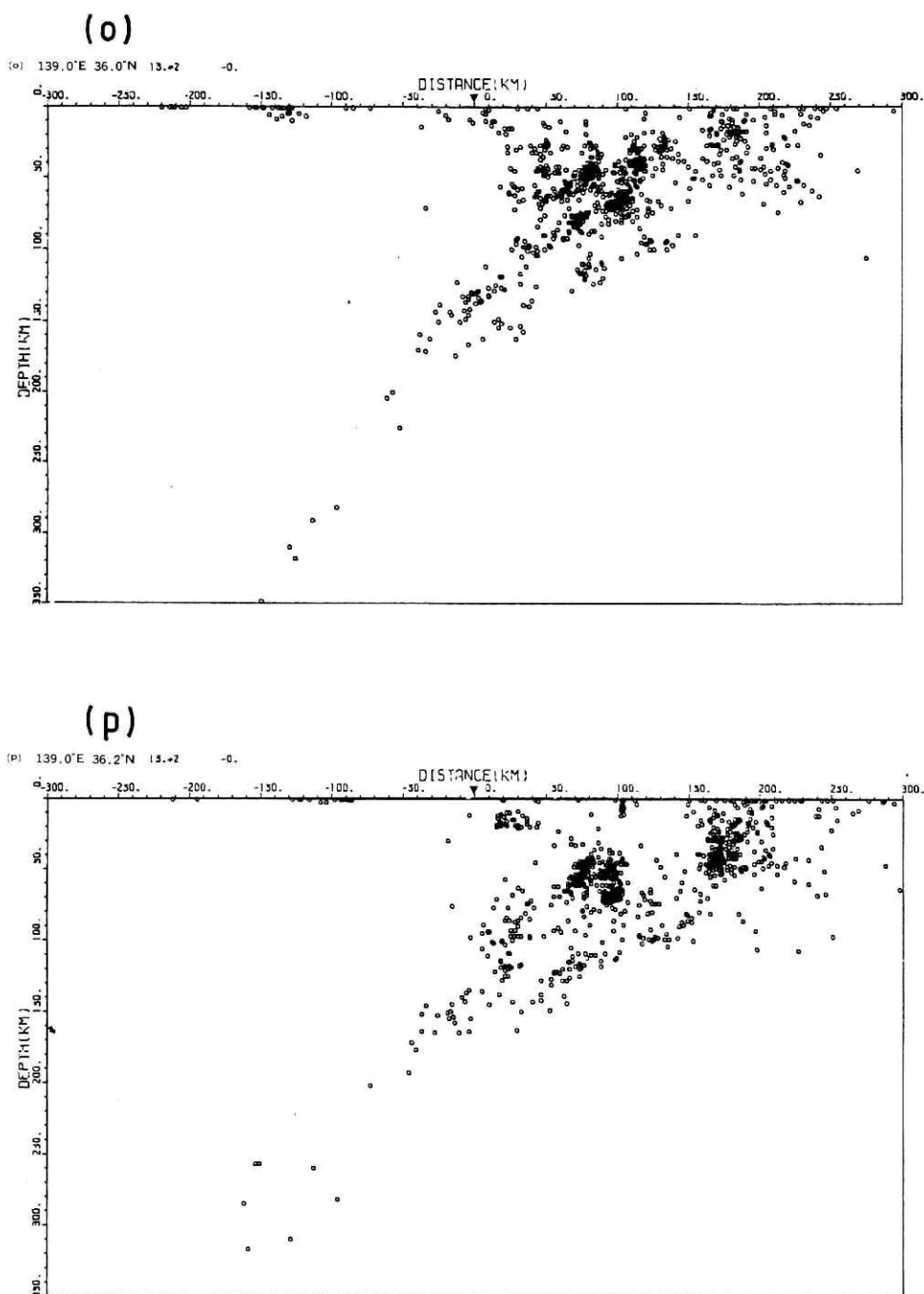


図 3.15 震源分布の東西断面(o), (p)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (o), (p)

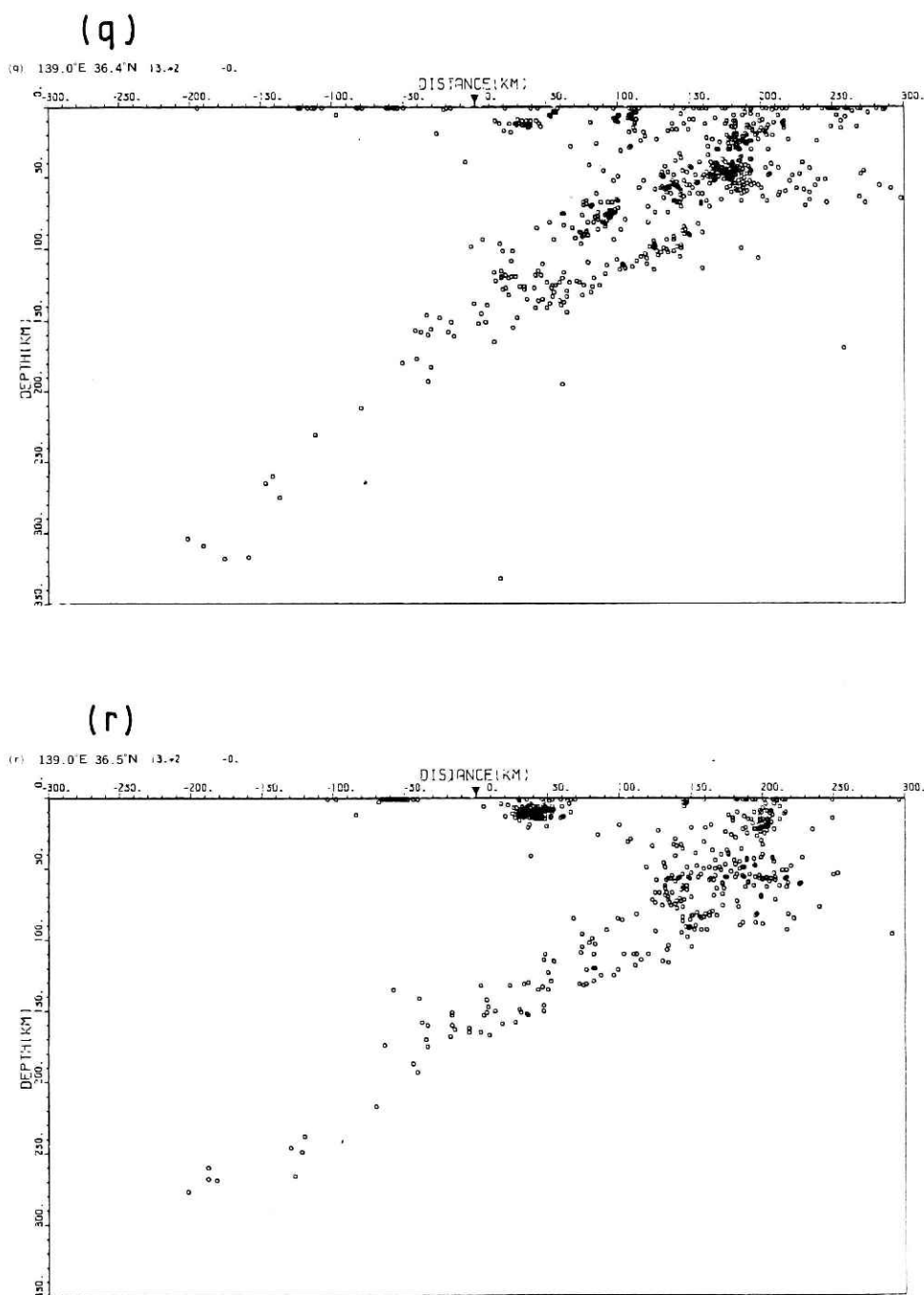


図 3.15 震源分布の東西断面(q), (r)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (q), (r)

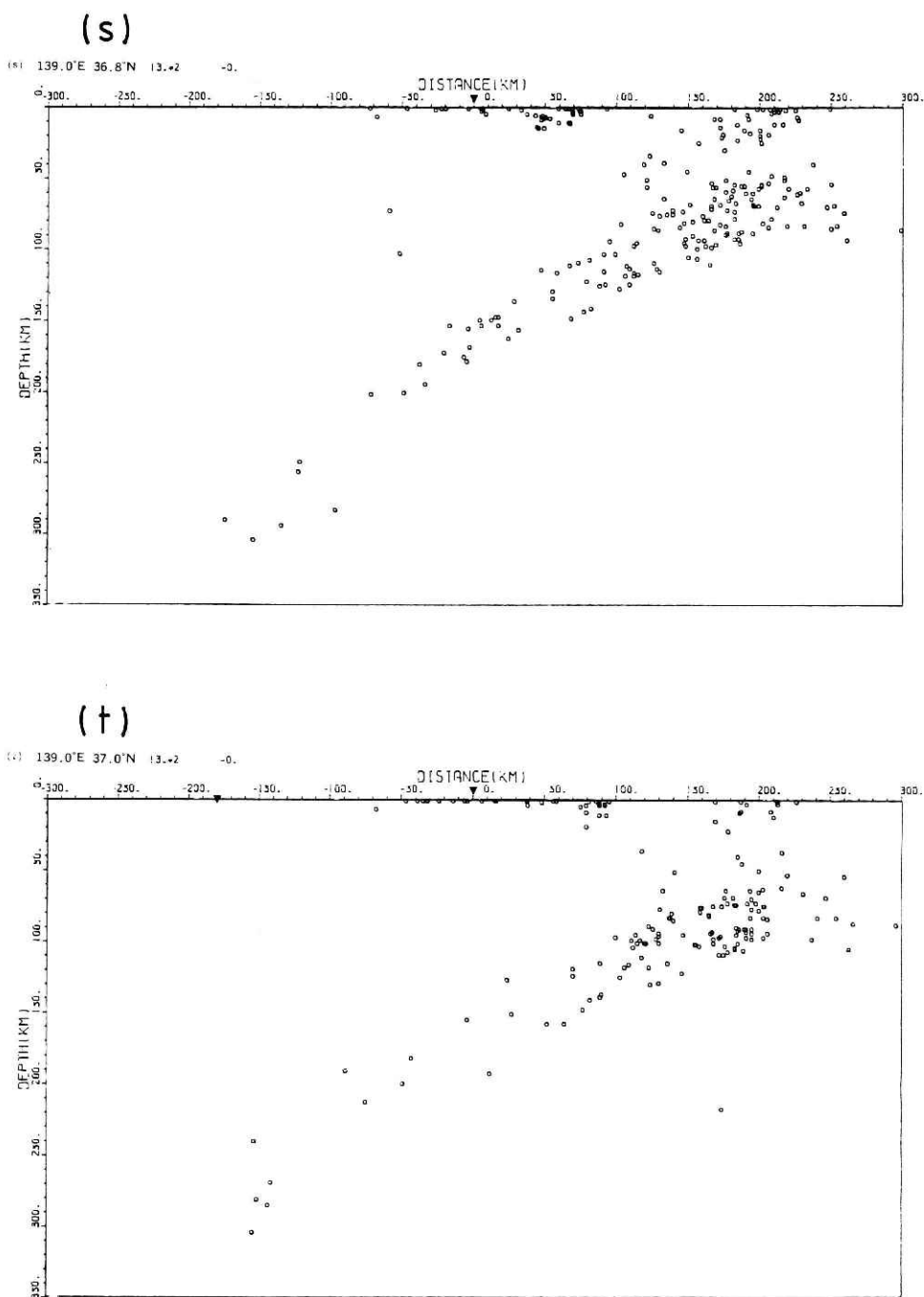


図 3.15 震源分布の東西断面(s), (t).

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (s)(t).

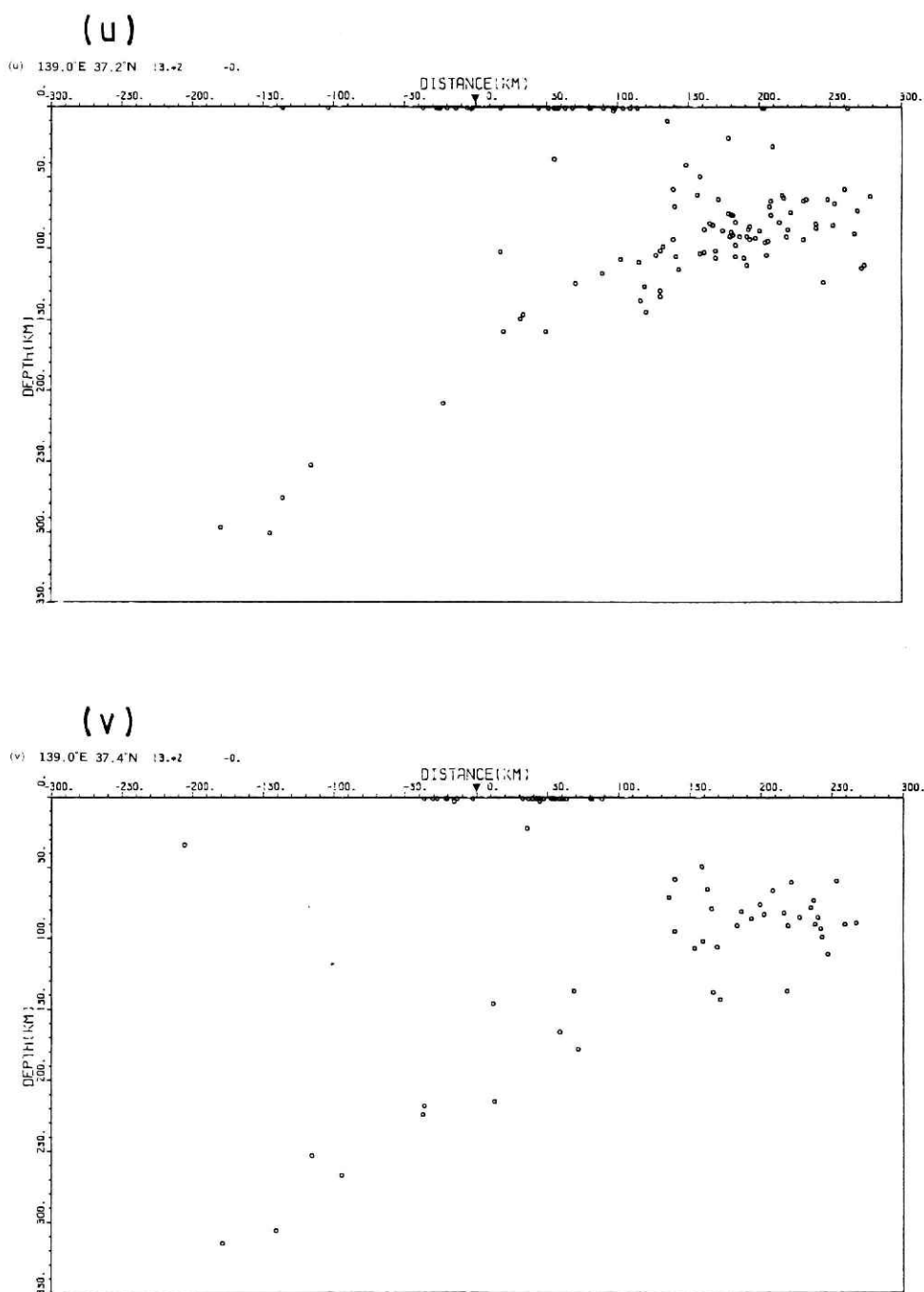


図 3.15 震源分布の東西断面(u), (v)

Fig. 3.15 Vertical distributions of microearthquakes in the east-west section (u), (v)

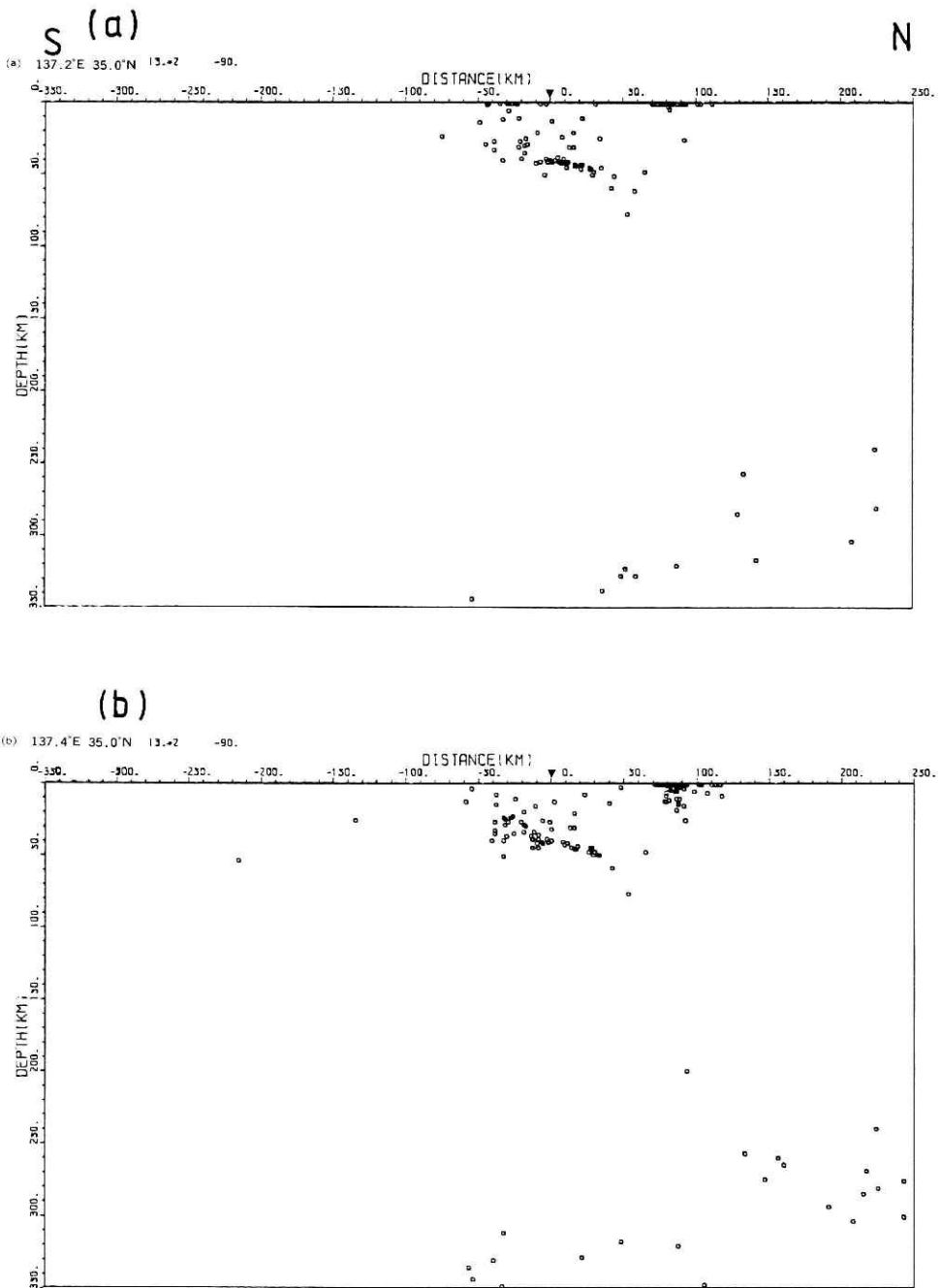


図 3.16 震源分布の南北断面. (a)~(v)は図 3.14 の各記号に対応する巾±12.5 km の震源分布断面を示す. (各図の標題に, 図 3.14 のアルファベットに対応する点の緯度経度を示すとともに, 図中に三角印でその位置を示す).

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section corresponding to (a)~(v) of the index map (Fig. 3.14).

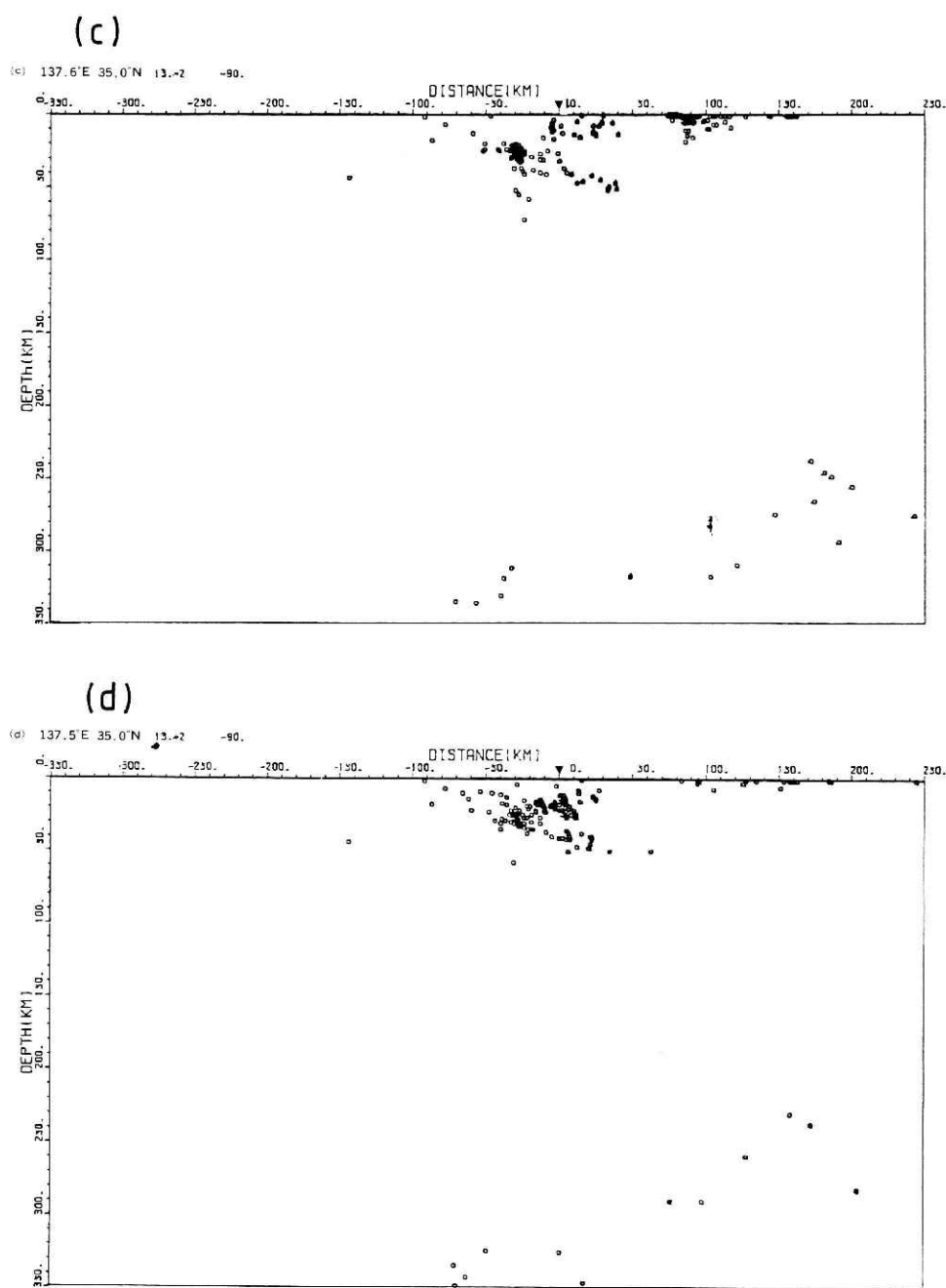


図 3.16 震源分布の南北断面(c), (d)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (c), (d)

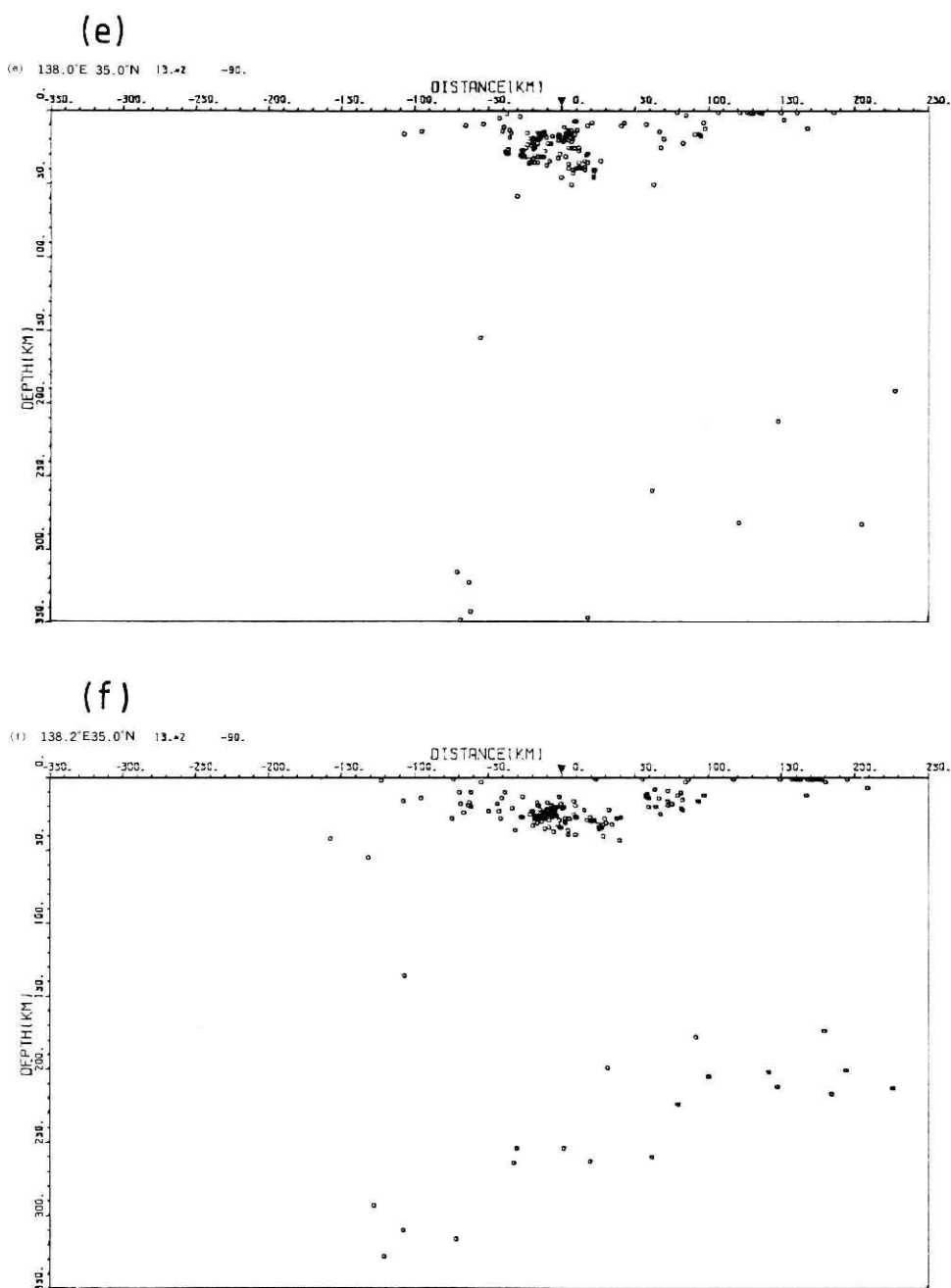


図 3.16 震源分布の南北断面(e), (f).

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (e), (f).

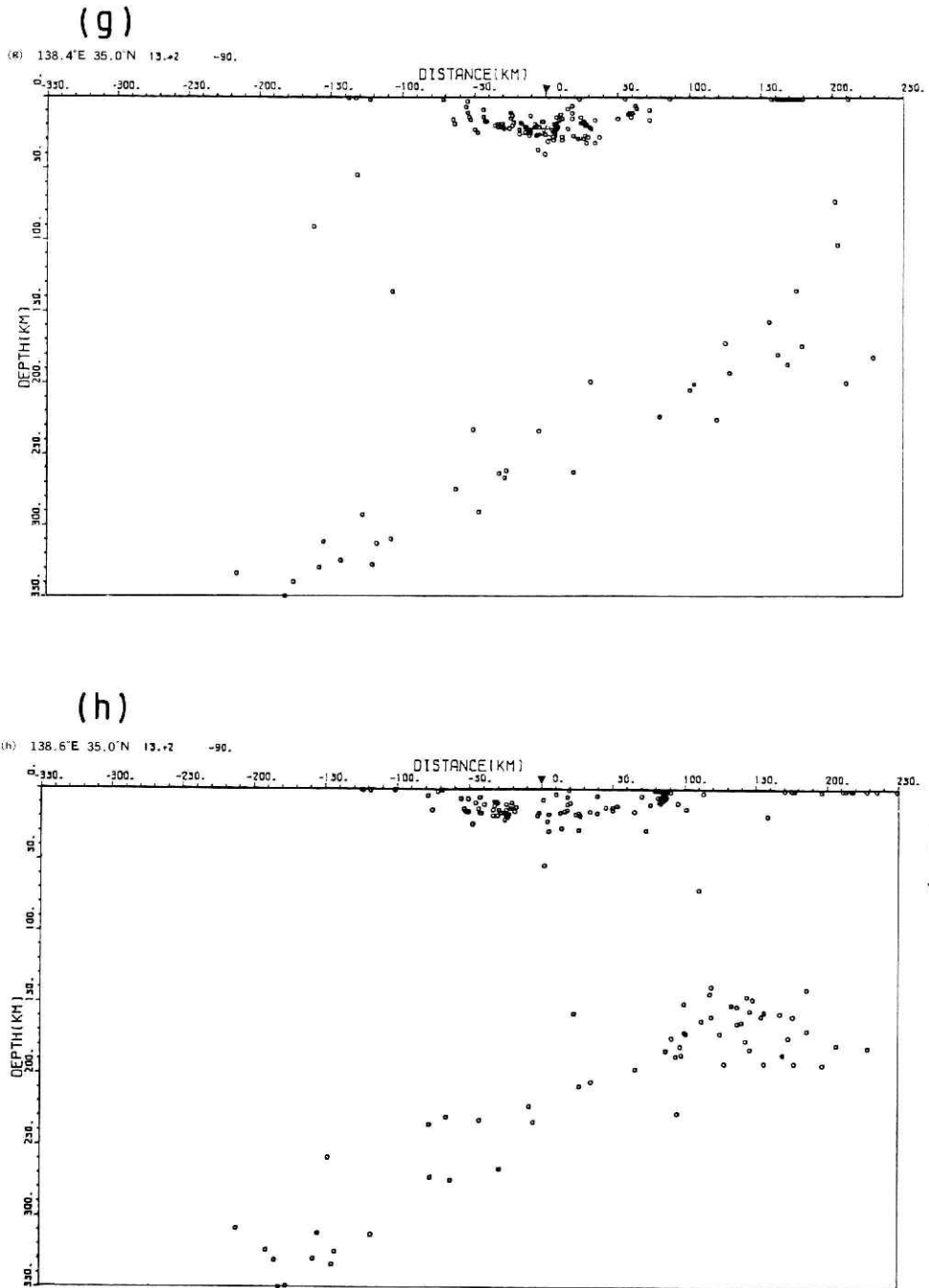


図 3.16 震源分布の南北断面(g), (h).

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (g), (h).

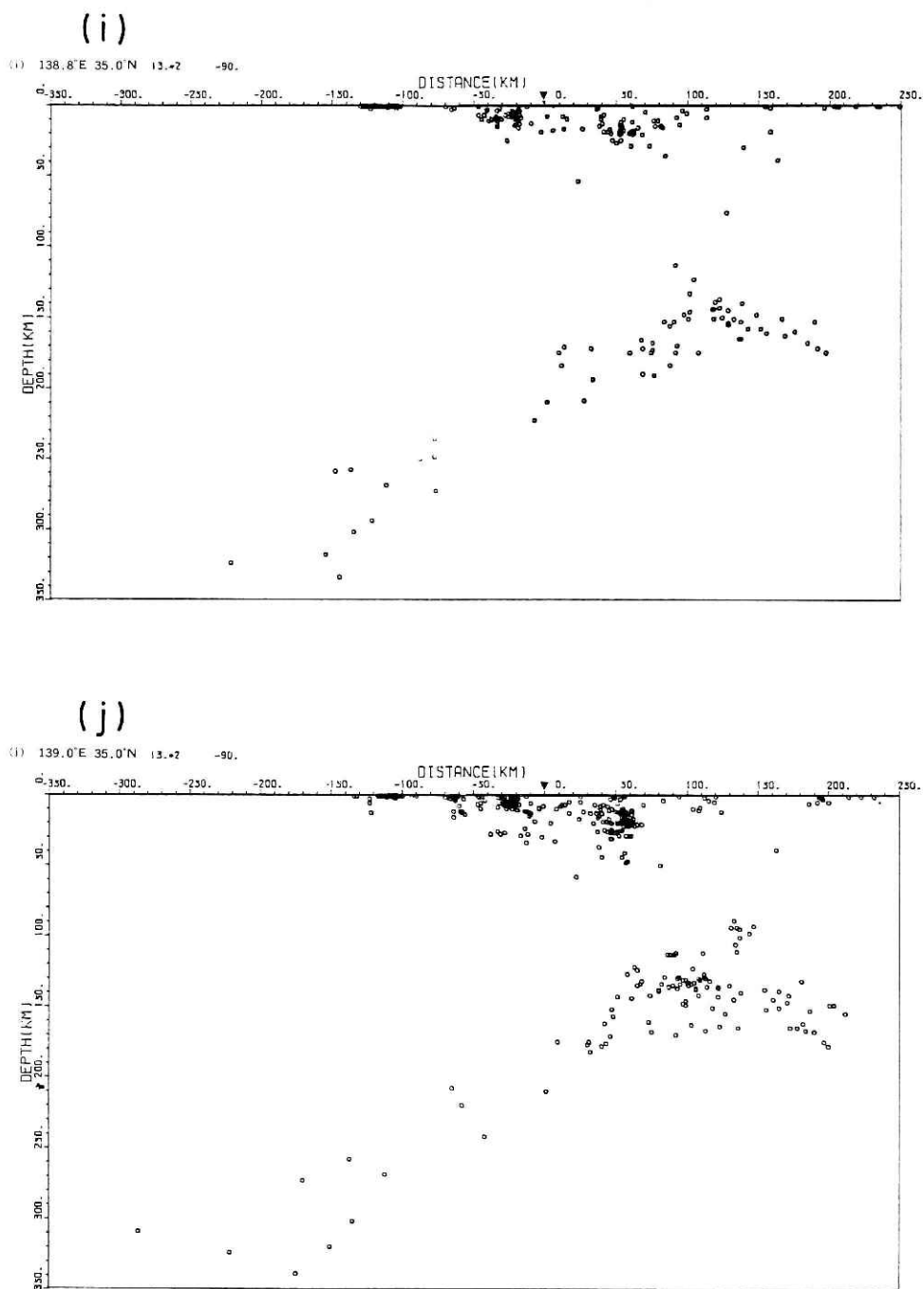


図 3.16 震源分布の南北断面(i), (j)
 Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (i), (j)

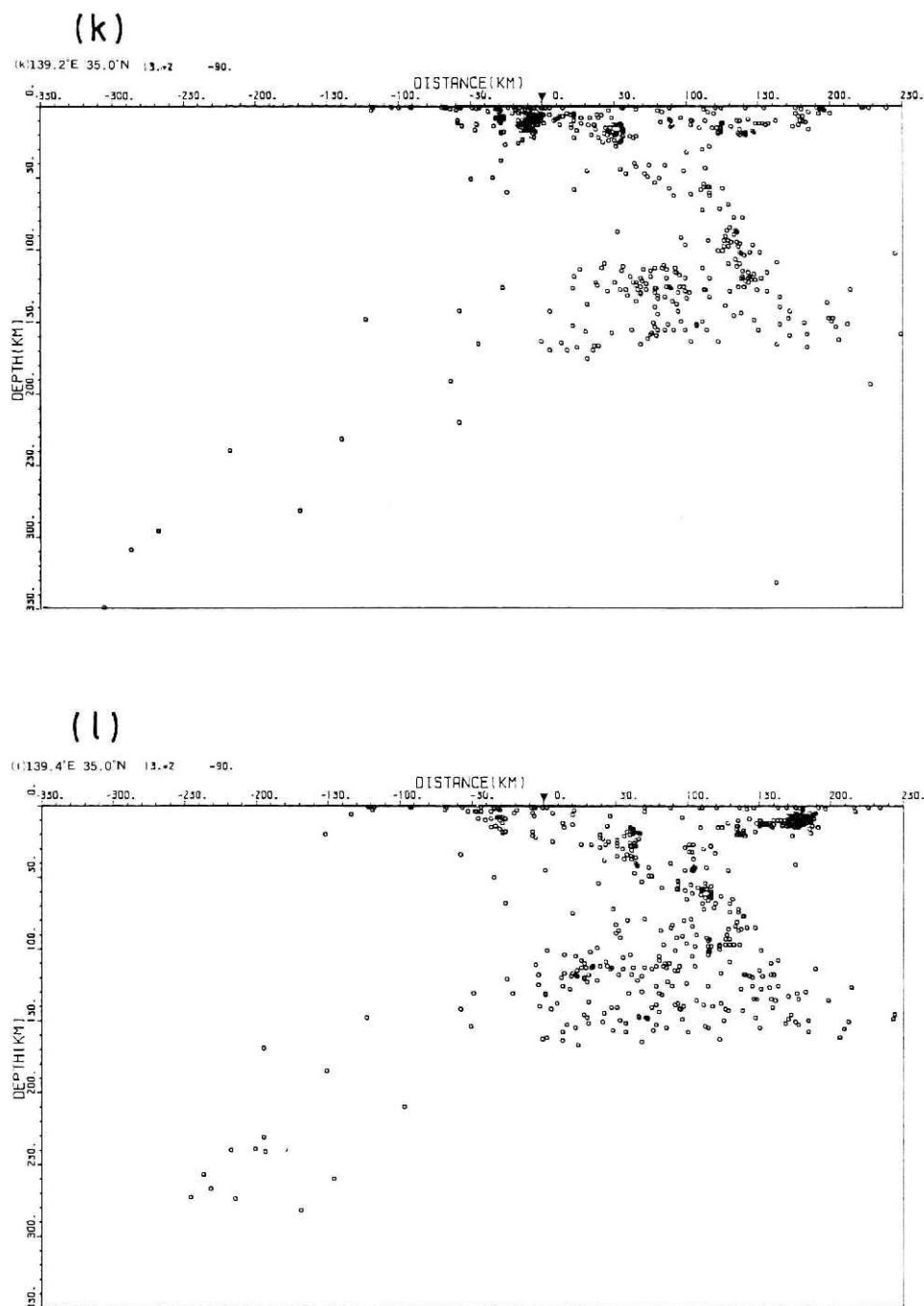


図 3.16 震源分布の南北断面(k), (l)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (k), (l)

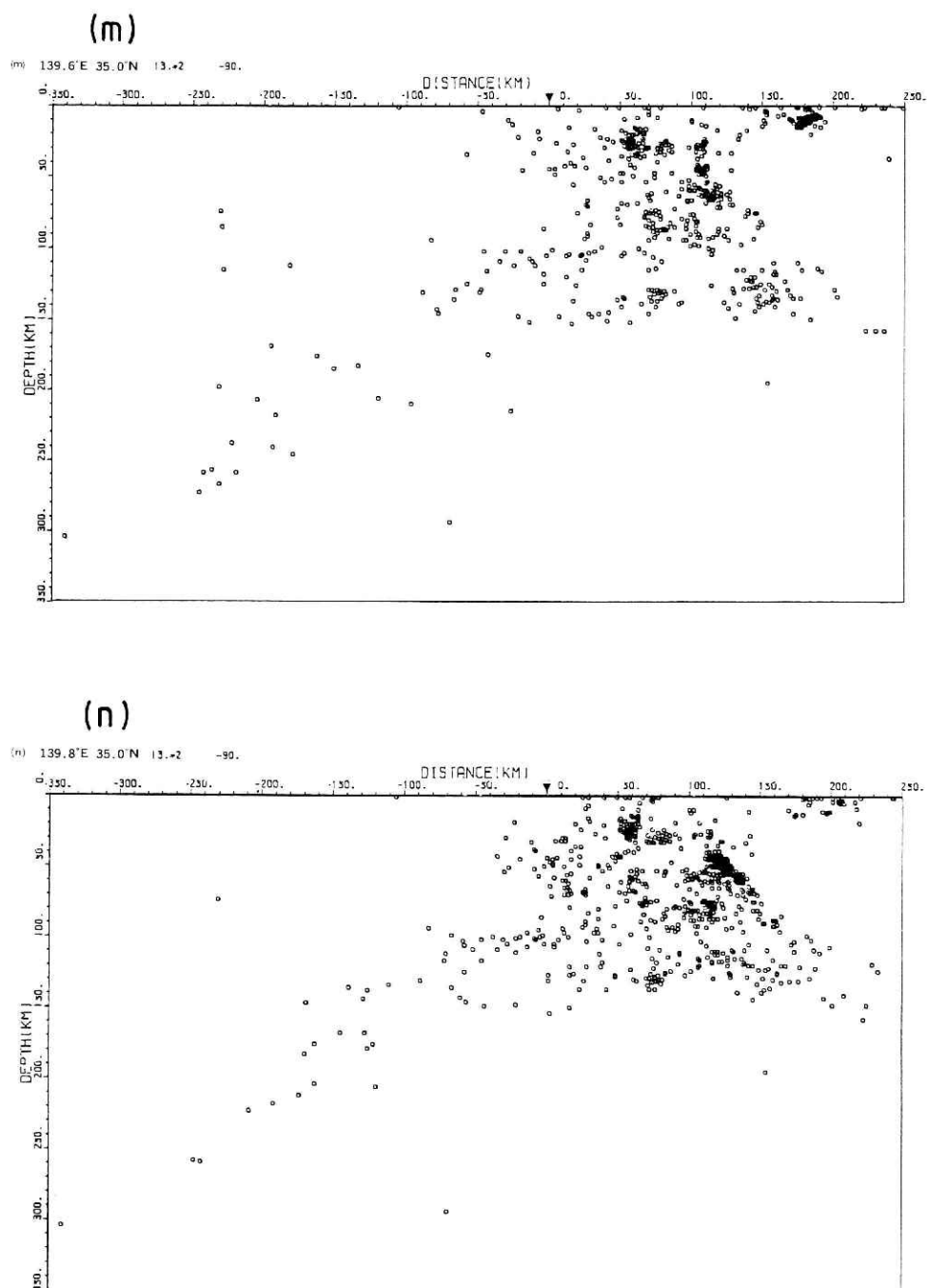


図 3.16 震源分布の南北断面(m), (n)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (m), (n)

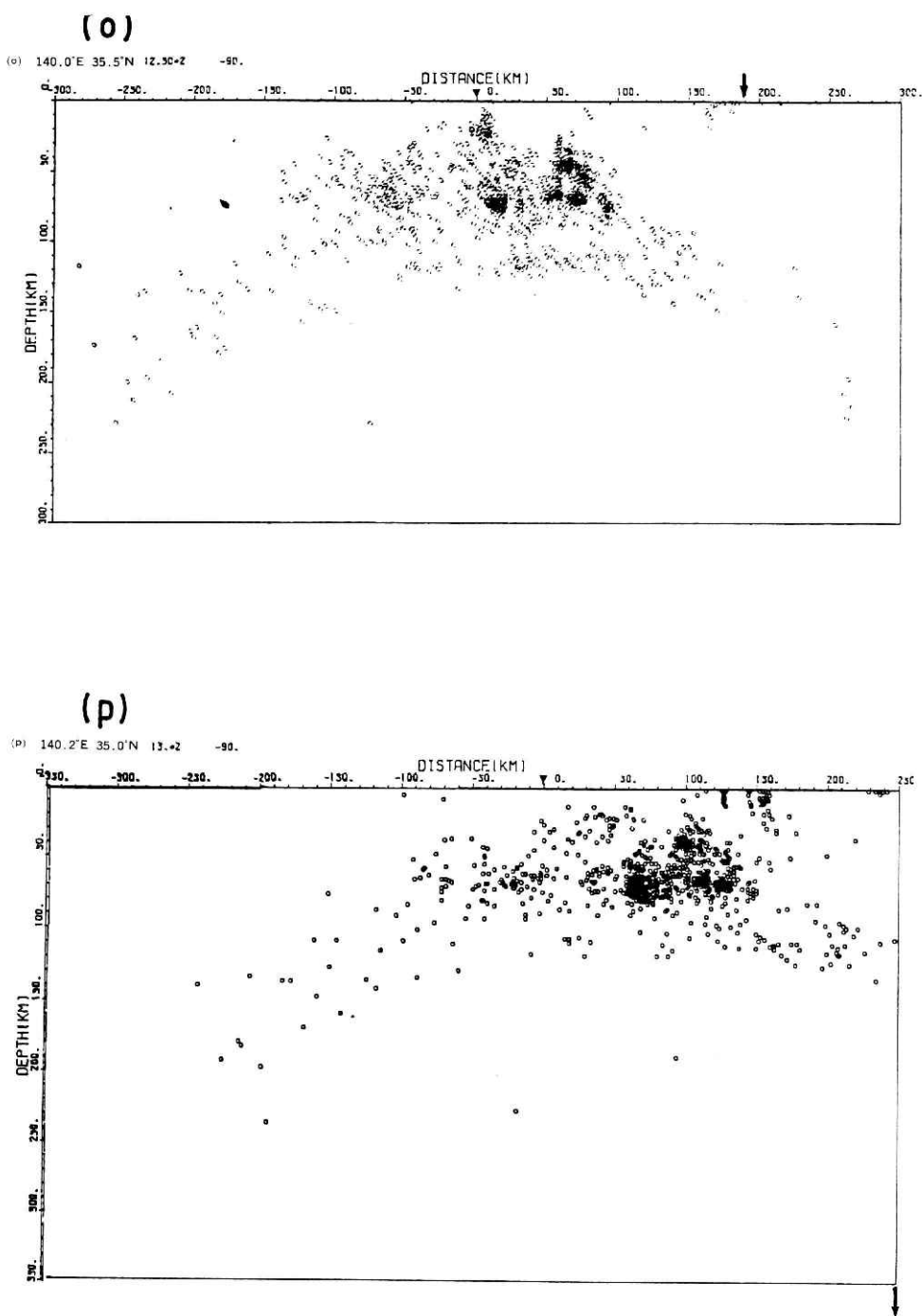


図 3.16 震源分布の南北断面(o), (p)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (o), (p)

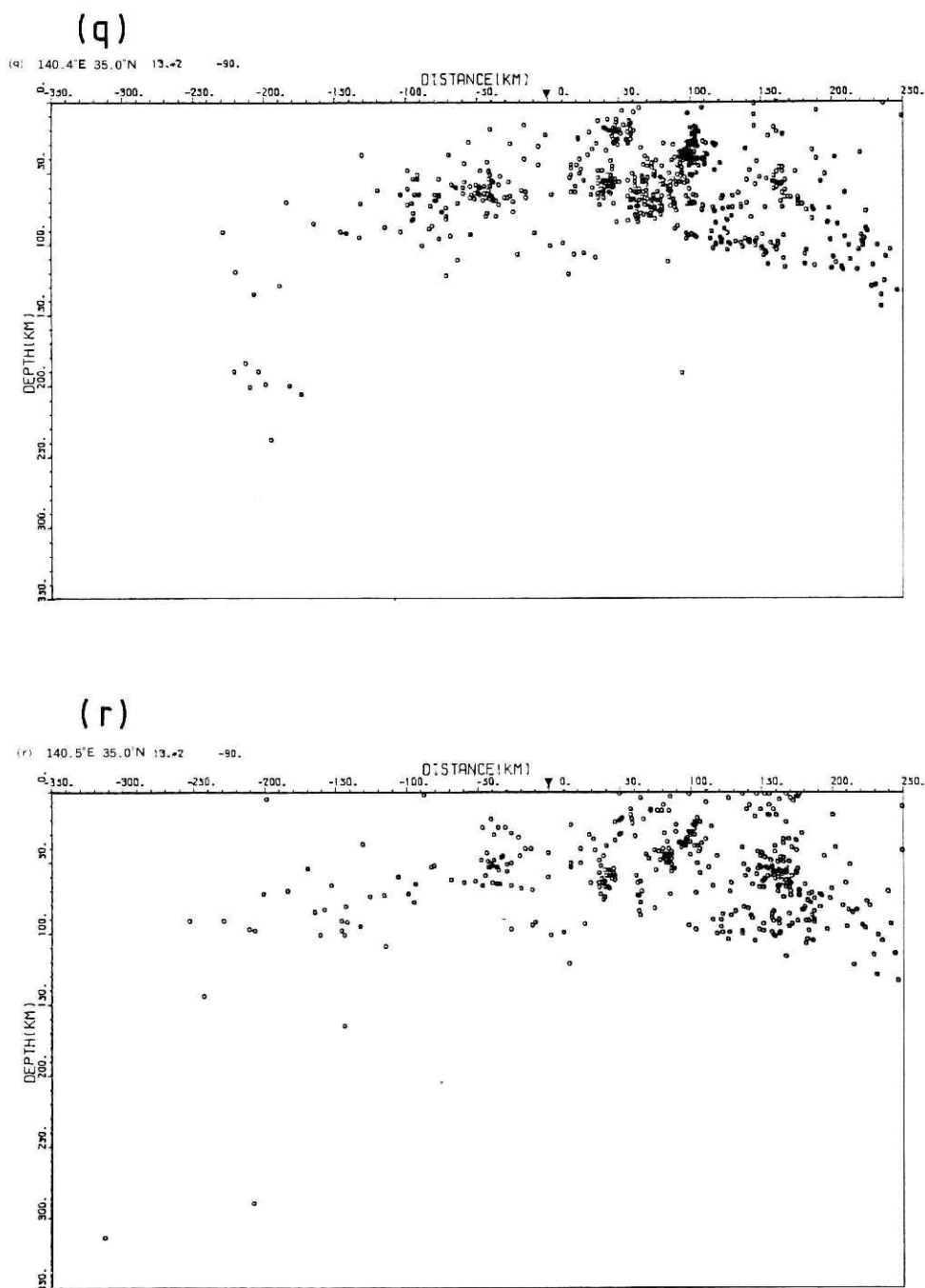


図 3.16 震源分布の南北断面(q), (r).

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (q), (r).

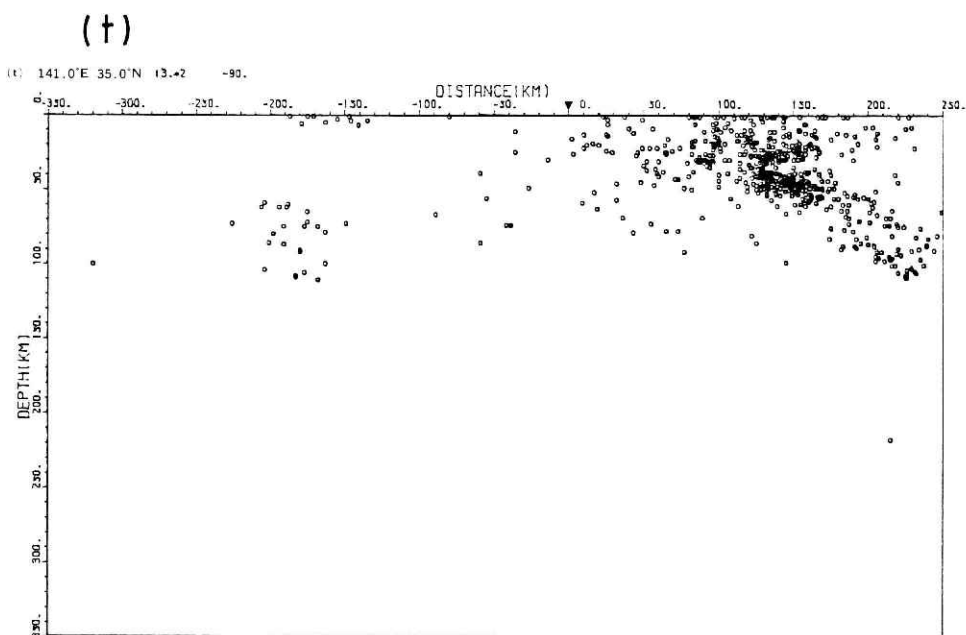
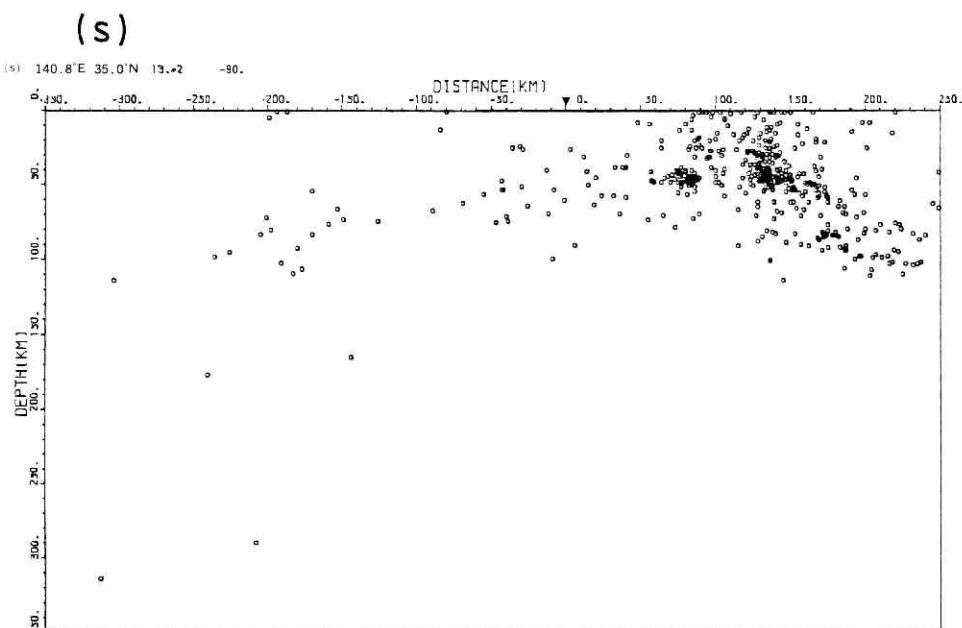


図 3.16 震源分布の南北断面(s), (t)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (s), (t)

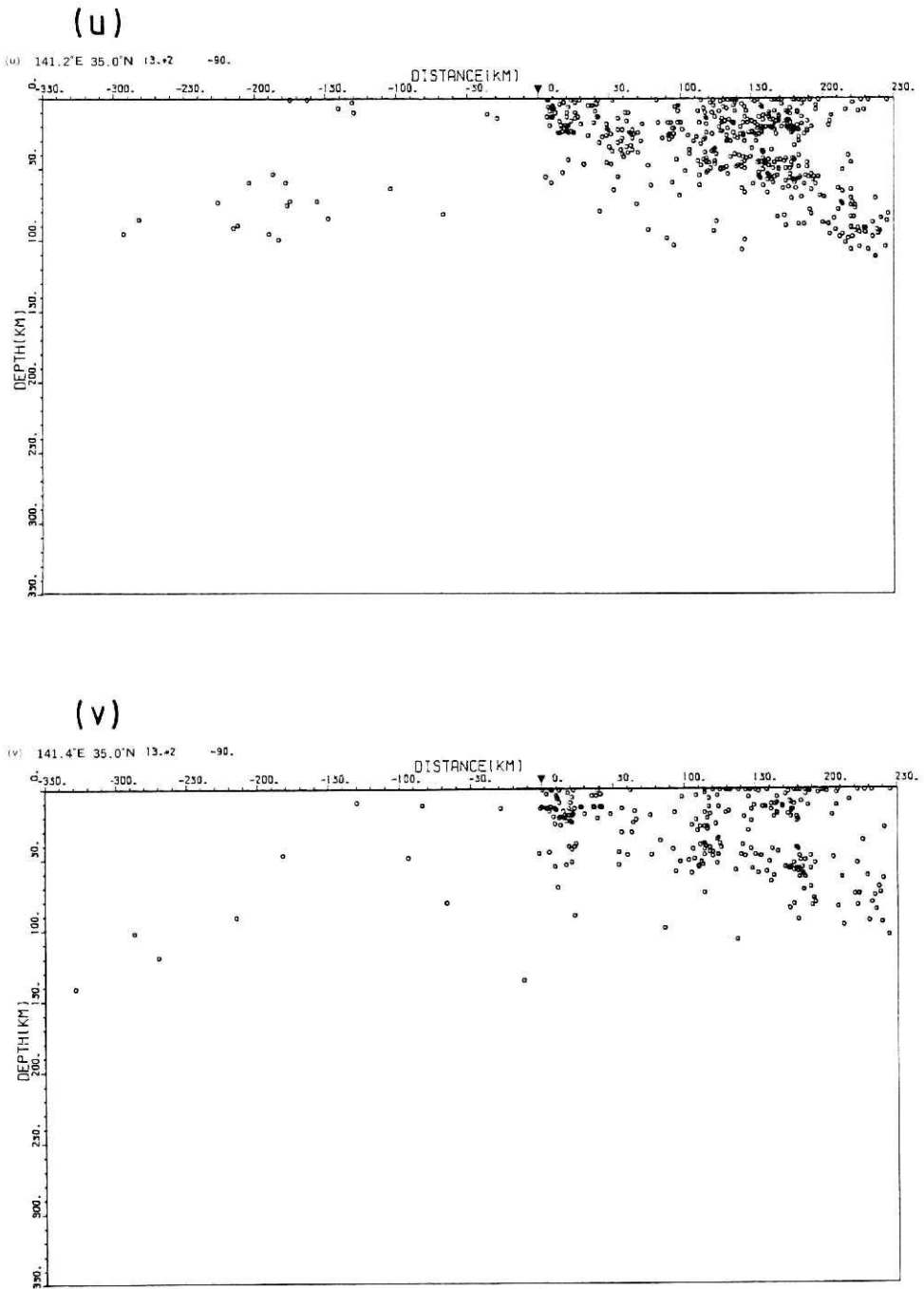


図 3.16 震源分布の南北断面(u), (v)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (u), (v)

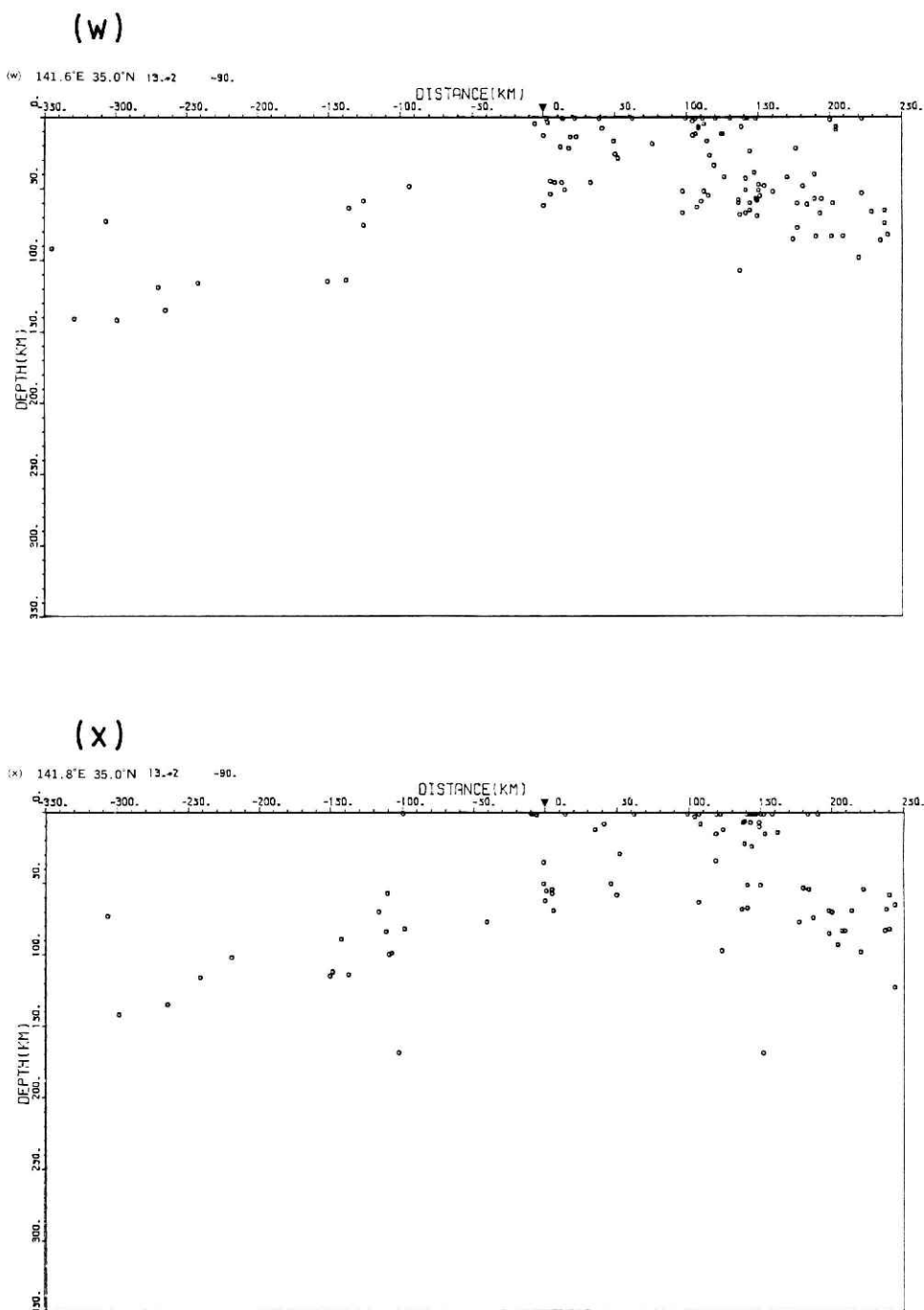


図 3.16 震源分布の南北断面(w), (x)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (w), (x)

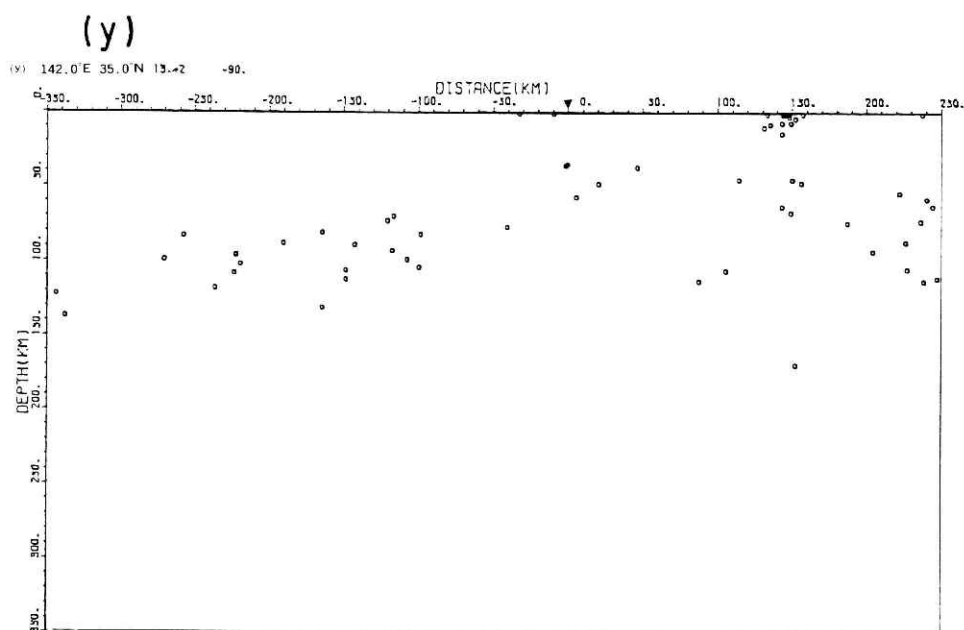


図 3.16 震源分布の南北断面(y)

Fig. 3.16 Vertical distributions of microearthquakes in the north-south section (y)

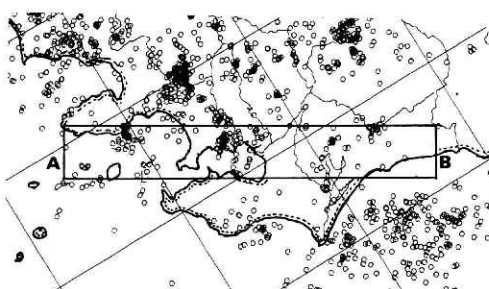
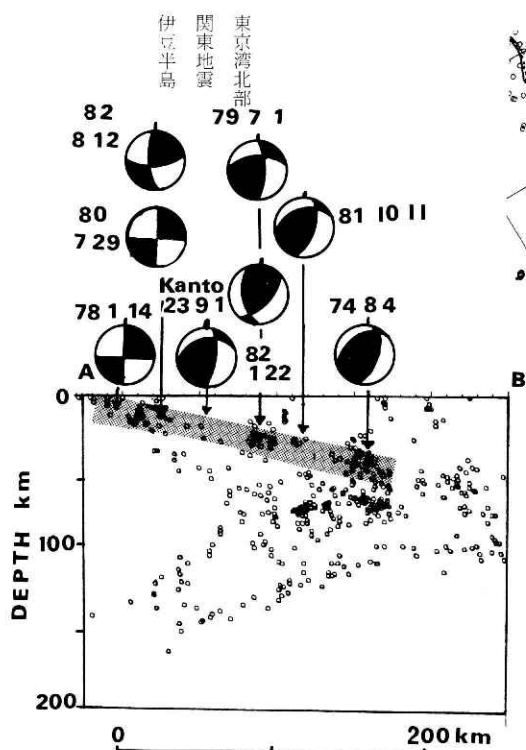


図 3.17 フィリピン海プレートの上界を示す地震群（斜線部）とその発震機構を AB の震源断面図に示す。

Fig. 3.17 Upper boundary of the Philippine Sea plate as shown by the shaded belt, and focal mechanisms of earthquakes occurring in the belt.

NW 方向のスリップベクトルで特徴づけられる関東地方中央部の地震は、その発生場所が関東地震の断層に滑らかに接続している(図 3.17)。この震源分布の特徴と発電機構の共通性に基づき、図中網目で示した面は、フィリピン海・ユーラシア両プレートのプレート境界と考えられる。この面近傍に発生するストライクスリップ型の地震は、プレート内の地震であろう。

フィリピン海プレートに関連する大きな地震の前に、東京湾北部の極浅発地震は活動度が高くなること(群発地震)が知られている(高橋, 1982)。東京湾北部の地震活動は、網目のようにフィリピン海プレートの境界(図 3.17)を構成する。このようなプレートの形態から、東京湾北部の地震活動はユーラシアプレートの地殻と、フィリピン海プレートの上面が、東京湾北部で強く接触する為に発生すると考えることができる。このことは当地に応力集中が生じやすいことを示唆しており、フィリピン海プレートの応力の高まりを反映した地震活動が期待でき、高橋(1982)等が示す前兆的地震活動を説明することになる。

千葉県中部には、深さ 60~80 km の極めて顕著な地震群が存在する。ここでは、震源決定の相対的精度の高い、即ち、一定の数の観測点によって得られた東西断面図をみてみよう(図 3.18)。この地震群は、太平洋プレートの 2 層地震面の上面に沿う位置に、鋭く面状に分布している。本グループの発震機構は東西主圧力の逆断層で特徴づけられるが、断層面は、この震源分布から西落ちの低角の方であると考えられる。この深さの地震群は、茨城県南西部から、千葉中部を通り八丈東方沖まで断続的に帯状に分布しついる。その発震機構は、Ichikawa (1971)、吉井(1979 b)、あるいは、図 3.18 から明らかなように、東西主圧力軸を持つ逆断層が支配的である。発生位置が太平洋プレート上面と一致していること、発震機構が太平洋プレートの西方への沈み込みと調和することから、これらの地震群は、フィリピン海プレート東縁と、太平洋プレートとが会合することで発生していると考えられる。従って、これらの地震群は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対運動を示すと言い換えることができる。

2 つのプレートが会合する東北弧では、ほぼ 60 km 以深には、低角逆断層型の大きな地震が殆んど見られない(Seno and Pongsawat, 1981; 海野・長谷川, 1982)。M=6 級の低角逆断層の地震が 60~80 km の深さまで発生していることは、関東地方特有の現象である。この特殊な地震活動は、フィリピン海プレートという固いスラブとの会合によって無理なく説明される。

図 3.15 (i) から、房総半島南方においても、フィリピン海プレートに沿う地震が、太平洋プレートに向い東下がりになっているように見える。房総半島より南では、観測点を欠き精度が十分とは云えないが、注目すべきことであろう。このことが事実ならば、プレート境界は、関東地震の断層面をさらに延長した房総半島沖まで達していることになる。

駿河トラフに直交する震源の垂直分布を図 3.19 に示す。伊豆半島から東海地域にかけて、

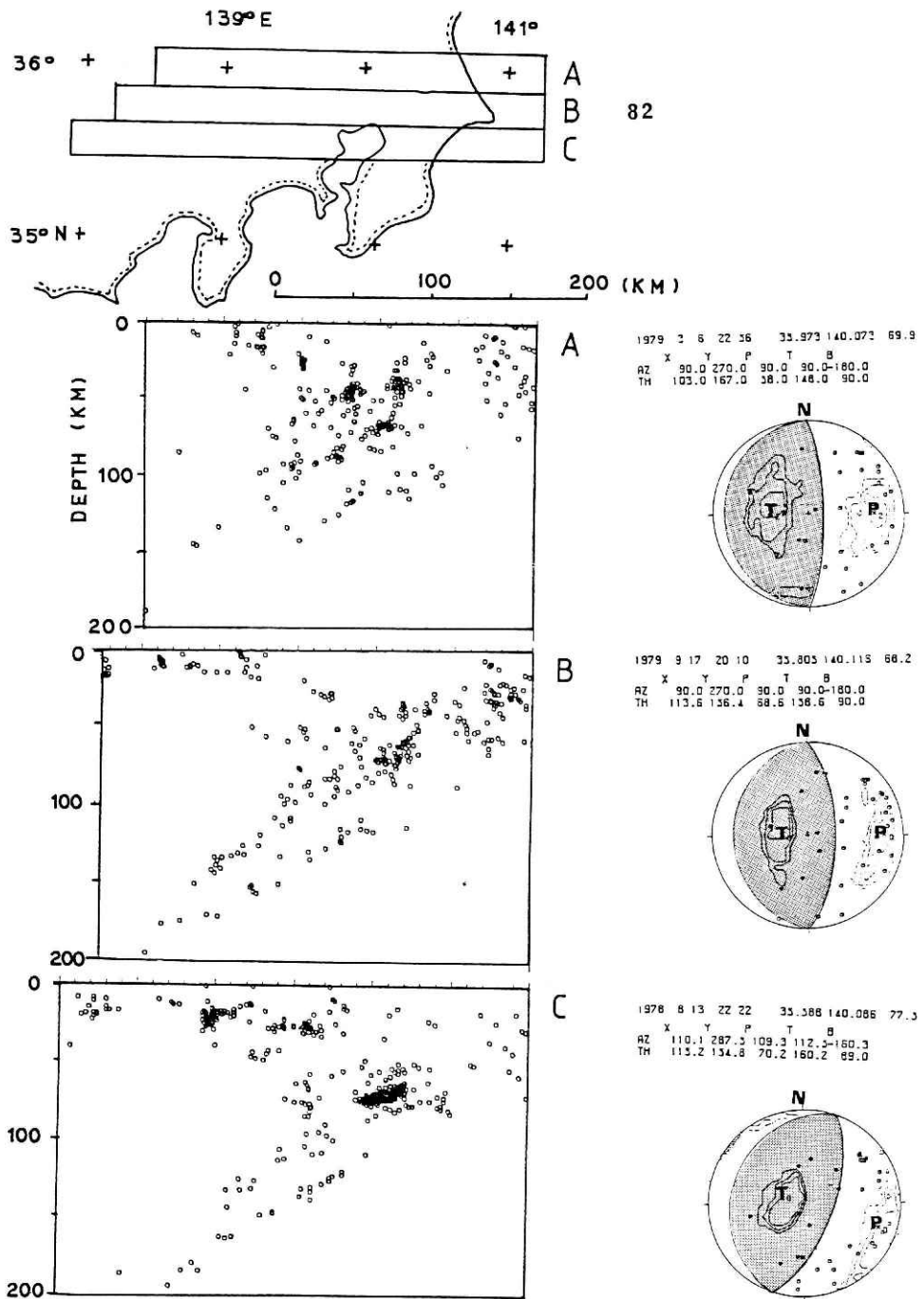


図 3.18 高精度震源決定による震源分布東西断面と、東経 140° 付近の深さ 60~80 km の地震の発震機構。

Fig. 3.18 Vertical distributions of microearthquakes in the A,B,C, section for the period from February to December of 1982, and focal mechanisms of the earthquake nest in the depth of 60~90km along 140°E.

深さ 0~40 km の西下りの地震の面状配列が見られるが、駿河湾の北ではこの面状配列が見えなくなる。図 3.16 (b) は南海トラフにほぼ垂直な断面であり、北下りの地震の面状配列が見られる。これらの地震は、山崎・他 (1980) が結論づけたように、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界付近に位置するものであろう。

フィリピン海プレートは、駿河トラフ、南海トラフから東海地方の下に沈み込んでおり、同時に地殻内の地震活動も活発であることをこれらの図は示している。また、駿河トラフに直交する断面図 (図 3.19) は、石橋 (1976 a, b) が指摘した東海地震の発生想定域を、微小地震分布で描き出したものであり、来たるべき東海地震の枠組は、微小地震によって確認されたことになる (笠原, 1980, 1981)。

伊豆半島を含む南北断面 (図 3.16 (j)) は、伊豆半島 (深さ 10 km 以浅) と山梨県東部 (深さ 10~30 km) で地震活動が活発であることを示している。特に山梨県東部の地活動が活発であり、フィリピン海プレート北端とユーラシアプレートとが山梨県東部で衝突している (石

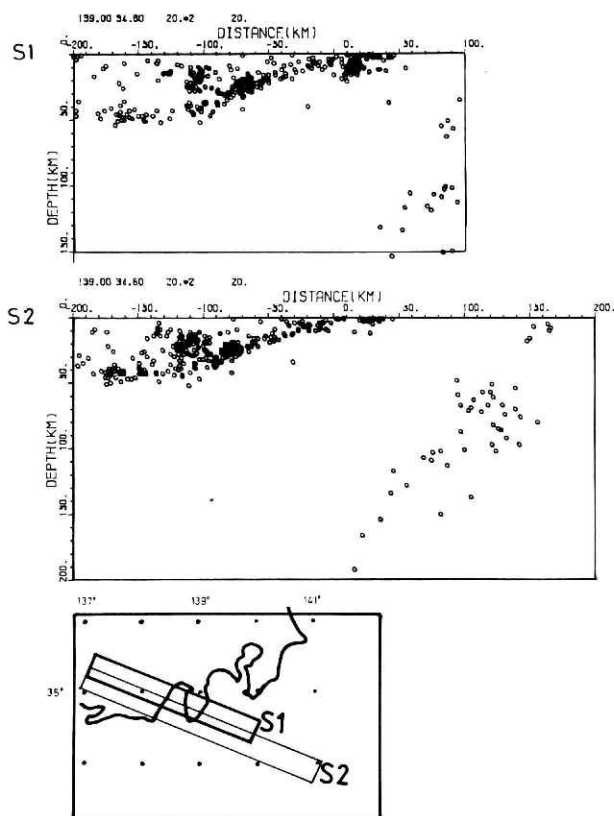


図 3.19 駿河トラフに直交する断面上の震源分布。

Fig. 3.19 Vertical distribution of microearthquakes in the section perpendicular to the Suruga trough.

橋, 1976 a, b), という考えが支持される。

以上の考慮を総括して, 図 3.20 に, 太平洋プレート, フィリピン海プレート上の上面を等深度線で示す。本図を作成する際に, 関東地方西部におけるフィリピン海プレート上面の深さを確認するために, 埼玉県中部地震 (1968 年, $M=6.1$) の震源深さについて若干の検討を行った。「地震月報」によると, 直近の観測点である秩父 (震央距離 32 km) の S-P 時間は 5.2 秒である。我々が震源決定に用いた KT-0 走時 (3.1 節) から, この観測値を満足する震源深さとして 45 km が得られる。「地震月報」では深さ 50 km となっているが, 微小地震の震源分布との整合性を保つため, 上記 KT-0 による値を採用し, これをフィリピン海プレート上面の深度とした。

観測網の外側では, 震源精度が劣化するので, 東北地方については, 海野・長谷川 (1982) を, 伊豆七島付近については, 1972 年の八丈島の地震 (笠原, 1985) を参考にして, 太平洋プレートの等深度線を描いている。

図 3.20 から, 海洋プレート上面の形状について, 2 つの特徴を指摘することができる。すなわち, フィリピン海プレートは, 伊豆半島を頂点として, 東と西とに傾き下がる形で沈み込んでいる。また, 太平洋プレートは, 関東地方で西へ向かって, 張り出した形状を呈して

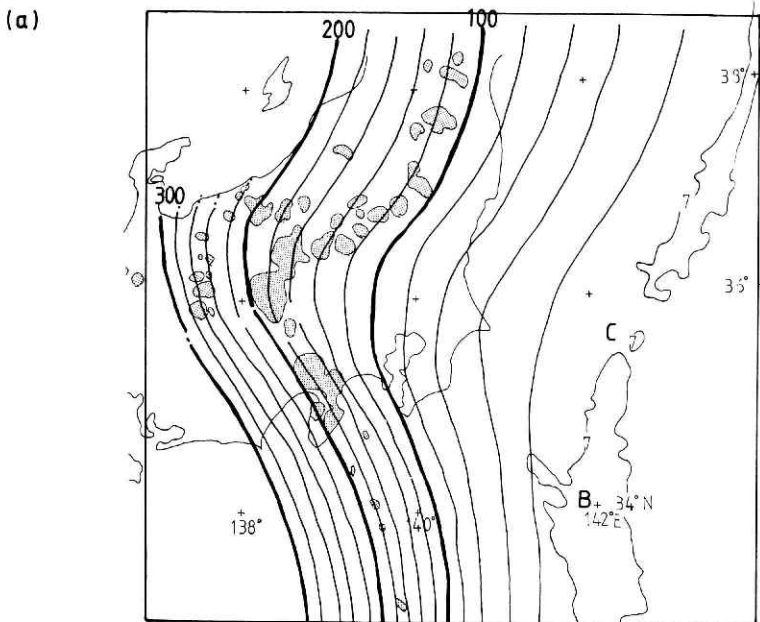


図 3.20 (a)太平洋プレート上面の等深度線 (20 km 間隔で 300 km まで)。

Fig. 3.20 (a) Contour map of the upper boundary of the Pacific plate (a). Shaded part shows volcanos.

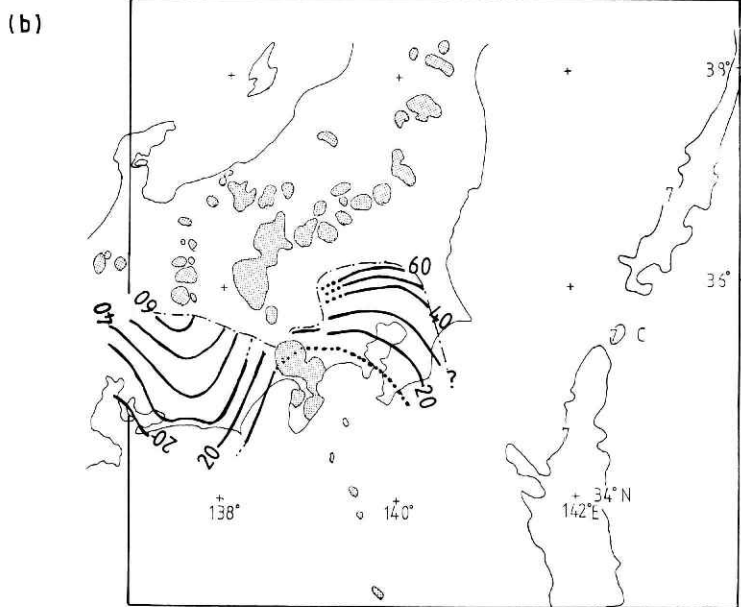


図 3.20 (b)フィリピン海プレート上面の等深度線 (10 km 間隔). 鎖線はフィリピン海プレートの外縁を示す.

Fig. 3.20 (b) Contour map of the upper boundary of the Philippine Sea plate. The chained curve shows the leading edge of the Philippine Sea plate and shaded part shows volcanos.

いるのが大きな特徴である.

3.4 関東地方の上部マントルの地震と Q 構造

関東地方においては、フィリピン海プレート下方に、上部マントルの地震がはっきりと認められる。これに対して東海地方では、同プレートの沈み込みに伴う地震面が存在するのみで、深部の地震活動は見られない(図 3.21)。同じフィリピン海プレートの沈み込み帯でありながら、上部マントルの地震活動にこのような差異が生ずるのは何故であろうか。海底の地殻構造が、ほぼ七島海嶺を境に西側では海洋性、東側では大陸的になっており(青木, 1977)、フィリピン海プレートの厚さが関東と東海で違うことにあるいは関係しているのかも知れない。しかし、我々は両地域のマントル物性の違いにその原因を求めたい。地震波形の特徴等から Q 構造の概要をつかみ、関東・東海の地震活動様式の相違について考察しよう。

1981 年 8 月に発生した神奈川県西部、深さ 128 km (太平洋プレートの上面) の地震の観測波形を図 3.22 に示す。いずれも、1 Hz 速度型地震計の上下動成分である。各波形は、東経 139° を境に、東西で大きくその傾向を変えており、東側では高周波が卓越するのに、西側は、高周波成分が見られなくなっている。一方、関東平野直下深さ 100 km 以浅に発生する地震(図

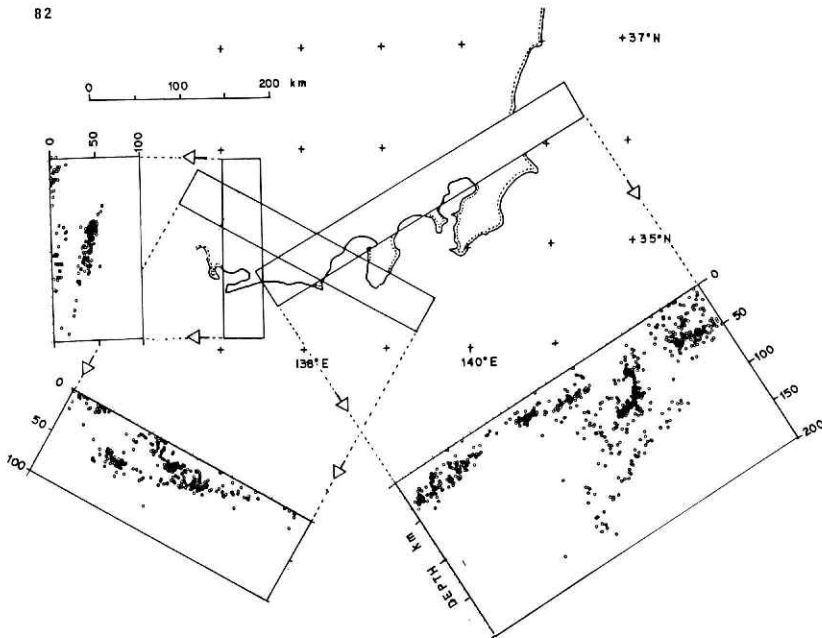


図 3.21 関東および東海地方の震源分布の比較.

Fig. 3.21 Comparison of the vertical distribution of microearthquakes between the Kanto and the Tokai district.

3.23(a)) を、この区域を囲むように分布する観測点で観測すると、高周波成分の含まれ方は殆んど変わらない (図 3.23(b)).

図 3.24 に、1978 年 3 月 7 日、深さ 440 km の地震の震度分布を示す. このような東海道はるか沖の深発地震に対し、関東・東海地方においては、東経 139° 以東に異常震域の分布が現われる. この内陸部の異常震域は、上部マントルの High Q の地理的分布を示唆している.

これらの結果から、関東・東海地域の Q 構造の概念を得ることができる. 図 3.22 に、東西断面上の High Q の領域を網目で示す. 関東地方の上部マントル地震は、マントルの High Q 構造に対応した活動と考えることができる.

東北弧においては、深発地震面の 100 km の等深度線と火山フロント (VF) が対応するが (海野・長谷川, 1982), 関東地方の火山フロントは、150 km の等深度線を起えて位置している (図 3.20(a)). 東北、関東地方の Q 構造断面図 (図 3.25(a), (b)) をみると、火山フロント (VF) は、High Q の西側 (大陸側) に位置している. 火山フロントは、深発地震面の深さに対応させるより、High Q 域の西縁に位置していると考えの方が、共通性を持つ概念で定義できることになる (笠原, 1982). このことは、「島弧において火山フロントがなぜ生じるか」(久城, 1981) を解く、基本的な条件の 1 つでないだろうか.

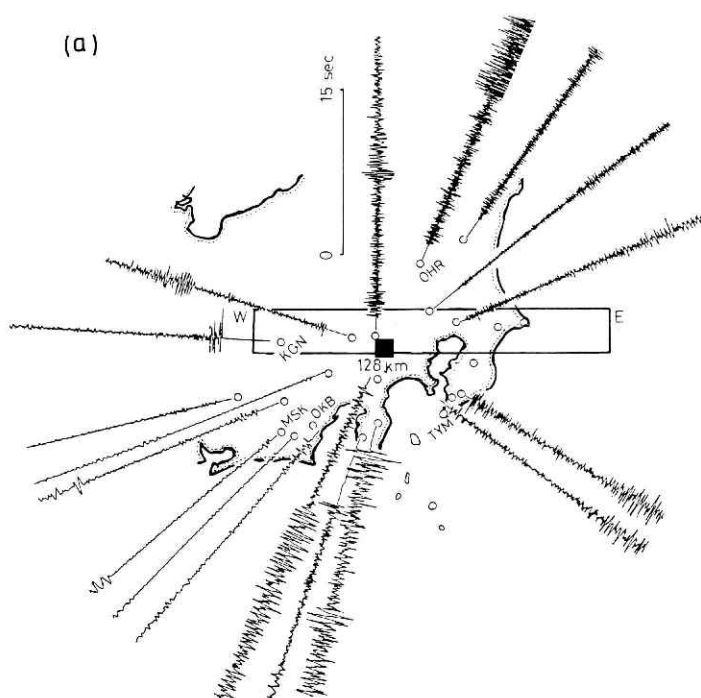


図 3.22 (a) 深発地震（黒四角形，深さ 128 km）の観測波形例。

Fig. 3.22 Seismograms of a deep earthquake with the depth of 128km (a), and the interpreted Q structure.

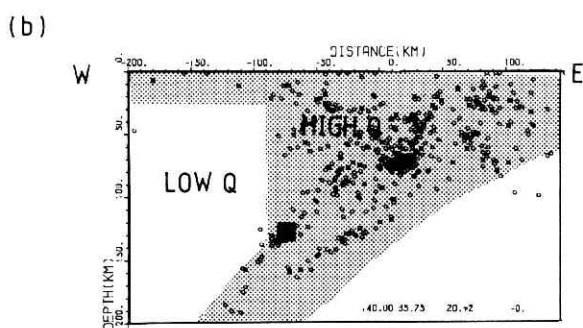


図 3.22 (b) (a)の長方形領域に対応する High Q 域（網目部分）。

Fig. 3.22 Seismograms of a deep earthquake with the depth of 128km (a), and the interpreted Q structure.

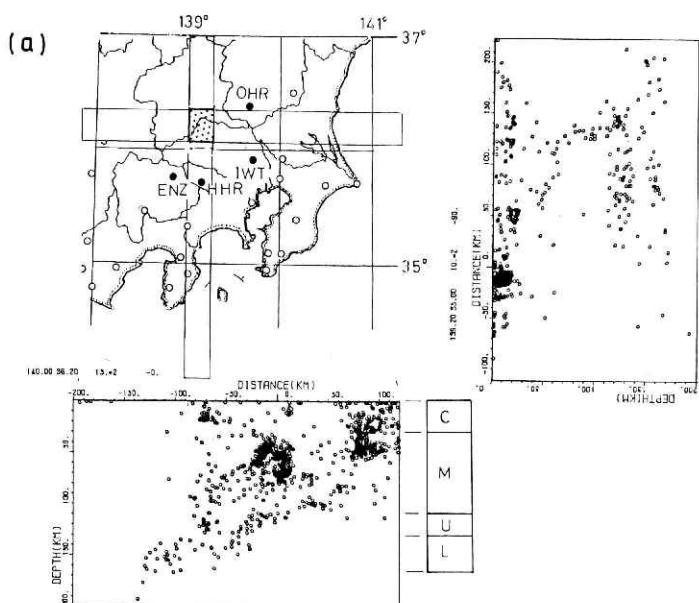


図 3.23 (a)関東地方西部を中心とする震源分布の東西(北緯 $36.2^{\circ} \pm 15 \text{ km}$), 南北(東経 $139.15^{\circ} \pm 10 \text{ km}$) 断面. 両領域に共通する範囲を網目で示す. C, M, U, L は(a)に示す各深さグループに対応する.

(b)

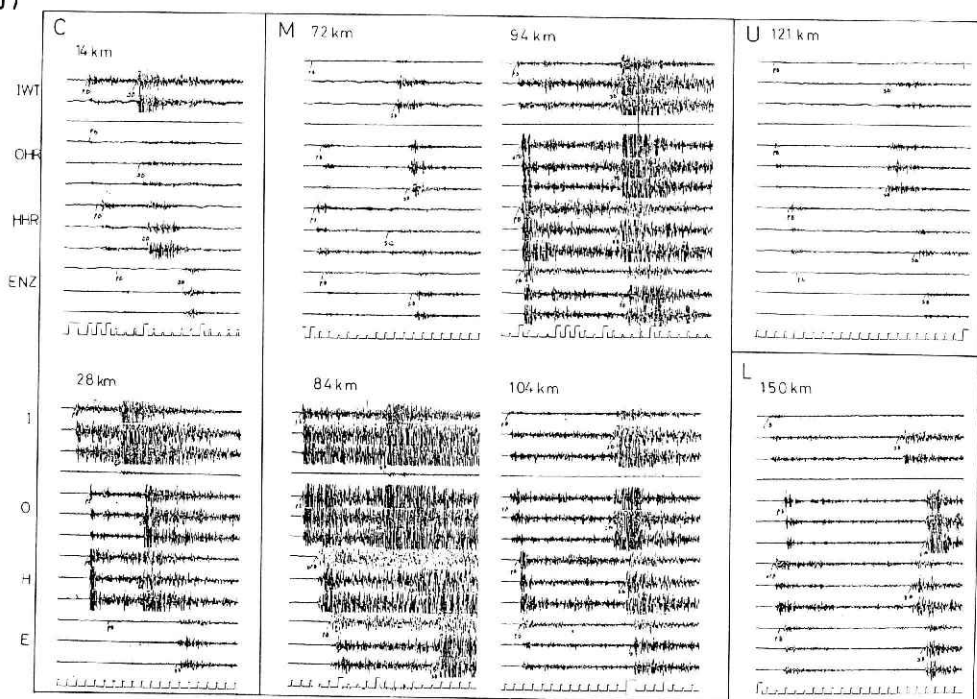


図 3.23 (b)岩槻 (IWT), 大平 (OHR), 檜原 (HHR), 塩山 (ENZ) における震源深さ別の観測波形(固有周期 1 秒の速度計上下動成分). C, M, U, L は(a)に示す各深さグループに対応する.

Fig. 3.23 Seismograms observed at IWT, OHR, HHR, and ENZ for earthquakes which occurred at different depths, C, M, U and L of the shaded zone.

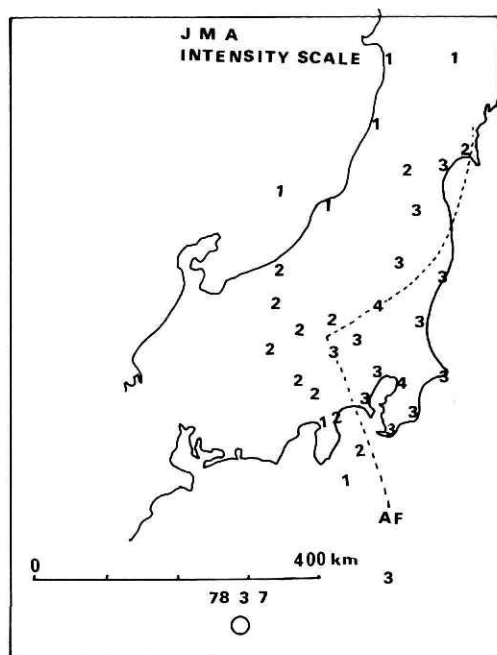


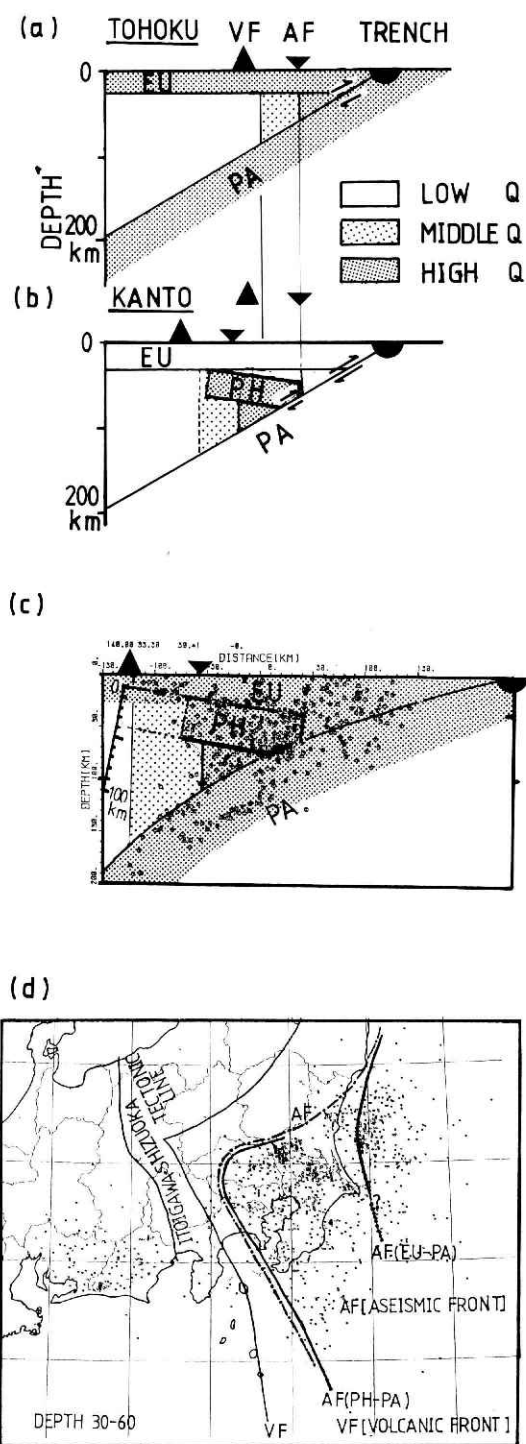
図 3.24 東海はるか沖の深発地震（1978 年 3 月 7 日，深さ 440 km， $M=6.5$ (ISC)）の異常震域．数字は気象庁による震度，AF はアサイスマイクフロントを示す．

Fig. 3.24 Distribution of seismic intensity for the earthquake of March 7, 1978 (depth = 440, $M=6.5$).

吉井 (1975) が提言したアサイスマイクフロントについても，ユーラシア，フィリピン，太平洋の各プレートの相対的な位置関係で議論されるべきである．図 3.25 (d) に示すように，太平洋沿岸に沿って東北地方から続く深さ 20~40 km の地震分布の西縁は，太平洋プレート—ユーラシアプレートによるアサイスマイクフロント；AF (EU-PA) であり，関東地方の深さ 30~70 km の地震群の西縁は，太平洋プレートとフィリピン海プレートによるアサイスマイクフロント；AF (PH-PA) である．これらの相異なる 2 つのアサイスマイクフロントを総合すると吉井 (1975) のアサイスマイクフロント；AF (図 3.25 (d) で一点鎖線で示す) となる．このように，火山フロント及びアサイスマイクフロントの相対的位置関係についても，上部マントルの Q 構造との関係の下に，明解な物理的説明を行うことが可能となる (笠原，1982)．

図 3.22 に示した High Q 構造の形成は，次のような仮説で説明しうる．フィリピン海プレートが沈み込む以前には，関東地方の Q 構造は，東北地方と同様に，海溝寄りの部分にのみ High Q 領域をもつ (海野・他，1981)，図 3.25 (a) のようになっていたであろう．ここにフィリピン海プレートが沈み込んで来ると，スラブ下方に東北型の High Q 領域が生成される (図 3.25 (b))．図 3.25 (c) に示すように，震源分布も図 3.25 (b) と調和している．

我々の考え方に従えば，関東平野下で地震が発生している上部マントル全体を，フィリピン海プレートではないかと疑う根拠はなくなる．フィリピン海プレートの厚みは，表面波解析から得られている，30 km 程度 (Kanamori and Abe, 1968) という値を採用しても大き



な誤まりはないであろう (図 3.25 (C)).

4. 関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル

4.1 統一モデルの提示

前章で得られたプレート境界の知見に基づき、プレート分布の3次元モデルを提出する(図 4.1)。フィリピン海プレートは、東(相模湾側)と西(駿河湾側)に向って傾き下がる形態で、ユーラシアプレートに対し北西進している。東西に傾き下がる尾根に当る場所に伊豆七島が位置する。このフィリピン海プレートは、伊豆半島付近で東翼部(I)、中央部(II)、西翼部(III)に分断される。IとIIの境界は、1930年北伊豆地震を発生させた丹那断層に代表される南北走向を持つ左ずれ断層群(SL)であり、IIとIIIの境界は、1974年伊豆半島沖地震の時にあらわれた石廊崎断層で代表される北西-南東の走向を持つ右ずれ断層群(SR)である。断層群と表現したのは、1本の構造線によって境界が与えられるのではなく、幅を持つ遷移帯によって隔てられていると考えるからである。この意味で、伊豆半島の2つの断層群の存在する地帯「伊豆シアゾーン」と呼ぶことにする。

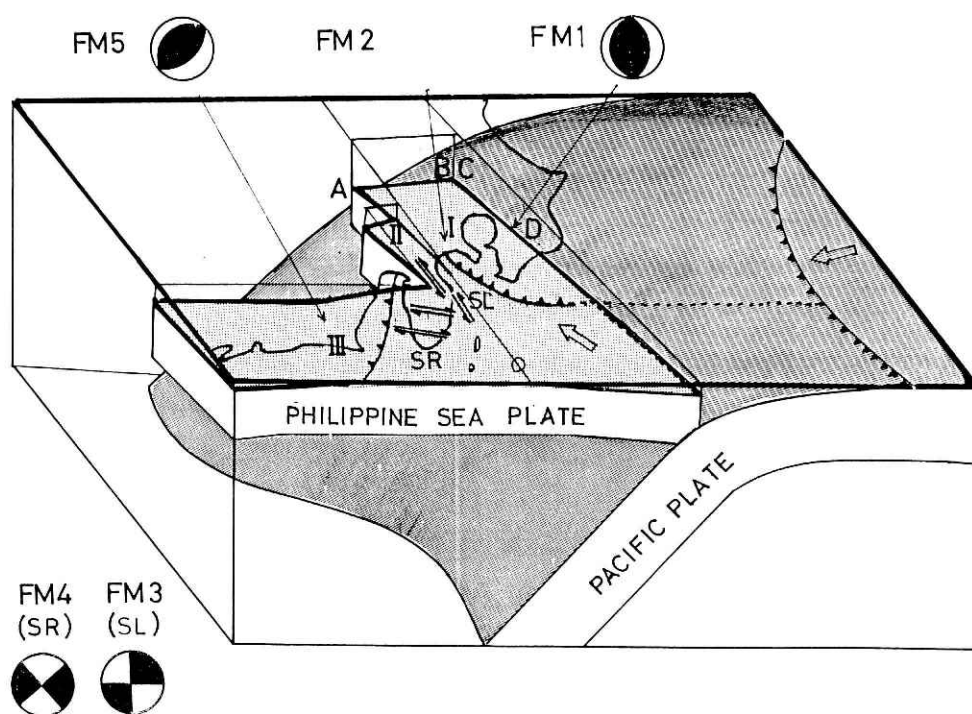


図 4.1 関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル。

Fig. 4.1 The unified plate model for interpreting the tectonics of the Kanto Tokai area.

フィリピン海プレートの東翼部（I）は、相模トラフから関東の下にもぐり込み、中央部（II）とSLによって画されている。この北端（A-B）は埼玉県北部から茨城県南西部に達しており、東縁（C-D）の下端は、太平洋プレートに接触し、ガイドされている。西翼部（III）は、SRによって中央部（II）と画され、駿河トラフから北西方に沈み込んでいる。

ここに提示した3次元プレートモデルは、関東から東海に至る広域の地震テクトニクスに統一的な視座を与えるものであり、その意味で、「関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル」、略称「統一モデル」と呼ぶことにしたい。プレートテクトニクスは、全地球的な規模のテクトニクスを説明する上で大きな成功を収めてきた。しかし、変動量の大きな場所等の局所的、個別的なテクトニクスにおいては、このような、弾塑性変形を含む立体モデルを導入することによって、より詳細かつ現実に近い議論を展開することが可能となる。

4.2 統一モデルから説明される地震発生様式

当地域で発生する地震の大まかな分類を示し、前節で提示した「統一モデル」が、当地域の主な地震発生様式を殆んど矛盾なく説明することを示そう。

(1) フィリピン海プレート東翼部上面に位置する地震（プレート境界地震）

フィリピン海プレートのもぐり込みにより、ユーラシアプレートとの接触面で、低角逆断層のプレート間地震が発生することが期待される。1923年の関東地震（ $M=7.9$ ）、1968年の埼玉県中部の地震（ $M=6.1$ ）、1974年8月4日の茨城県南西部の地震（ $M=5.8$ ）がこれにあたり、下盤のスリップベクトルがNW方向の水平成分を有する低角逆断層で特徴づけられる。（FMI）

(2) フィリピン海プレート東翼部下方に位置する地震

このタイプには、フィリピン海プレート内部で発生する地震、フィリピン海プレート下面で発生する地震、上部マントルの中（ユーラシアプレート深部）で発生する地震がみられる。地震発生機構は、正断層となるものが多い。先に述べた、1965年の東京湾北部の地震、1956年の江戸川河口付近の地震（ $M=5.6$ ）、あるいは図3.13に示す1980年9月の地震等がこれに属する。

(3) フィリピン海プレート東縁下端部に位置する地震

図4.1のC-Dの位置（深さ60～80km）に帯状に分布し、太平洋プレートの上面との間で発生している。震源の垂直分布（図3.18）でみたように、東西主圧力軸をもつ低角逆断層の地震である。統一モデルから、フィリピン海プレートと太平洋プレートの相対運動を示す地震と解釈される。

(4) フィリピン海プレート衝突域中央部（II）で発生する地震

山梨県東部に集中的に発生している地震である。メカニズムは、低角逆断層であり、下

盤のスリップベクトルは、NW 方向で、関東地震と似ている。フィリピン海プレートの中
央部（II）が、くさびを打ち込んだようにユーラシアプレートと衝突することにより、そ
の先端の、応力集中部で発生している地震と考えられる。

(5) フィリピン海プレート西翼部（III）に発生する地震

フィリピン海プレートのもぐり込みによって、ユーラシアプレートと接触する位置で、
弾性的撥ね返り結果生ずるプレート間の地震である。1944 年の東南海地震が、その典型で
ある。石橋 (1976 a, b) が発生の可能性を指摘した東海地震も、この型に属する (FM 5)。
また、Ukawa (1982) 等が指摘しているように、図 3.21 でフィリピン海プレートの形を与
える比較的小さな地震は、そのメカニズムから、フィリピン海プレート内部で発生してい
る地震であると考えられる。

(6) ユーラシアプレートの地殻内で発生する地震

図 3.8 に示すように、ユーラシアプレート内の地震活動が見られる。東西性の主圧力軸
を持つ地震が多く、全体として、太平洋プレートの西進と調和的な発震機構を示している。
しかし、関東地方の一部に、南北性の主圧力軸をもつ水平ずれ断層の地震も見られ、今後
のデータの蓄積が待たれる。

(7) 関東地方の東方沖で起る地震

茨城県沖の地震がこれにあたる。東北地方の、アサイスミックフロントより海側に発生
する地震に対比される。ほぼ東西主圧力軸を持つ低角逆断層を示し (Ichikawa, 1971; 吉
井, 1979 b), ユーラシアプレートと太平洋プレートの相対運動を示す地震であると考えら
れる。

(8) 伊豆シアゾーンの地震

2 つのシアゾーンに対応して、北東側では、NW-SE 方向の主圧力軸を持つ水平ずれ断層
(左ずれ)、南西側では、N-S 方向の主圧力軸を持つ水平ずれ断層(右ずれ)によって、浅
い地震が発生する。前者は、丹那断層を出現させた 1930 年北伊豆地震や 1980 年伊豆半島
東方沖の地震によって、後者は、石廊崎断層を出現させた 1974 年の伊豆半島沖地震によっ
て代表される。2 つのシアゾーンにまたがる 1978 年の伊豆大島近海地震は、両シアゾーン
の性格を兼ね備えている。

(9) その他の地震

1953 年の房総沖地震 ($M=7.5$) のように、海溝に近い位置で発生する。発震機構が正断
層 (岡田・安藤, 1979) となる大地震 (これは、プレート 3 重会合点付近で発生した興味
深い地震である)、銚子付近の地震、霞ヶ浦付近の地震等様々な型のものがあり、今後の研
究により解明すべきものも多い。

しかし、様々な深さで入り組んで発生している関東地方の地震も、その大部分は「関東・
東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル」により分類され、明確な解

積が可能となった。

4.3 1923 年関東地震について

次に、関東地方を襲った最大級の地震である、1923 年の関東地震 ($M=7.9$) について考察する。

フィリピン海プレートの東翼部 (I) で発生する基本的なプレート境界地震は、1923 年関東地震型のものである。この地震の断層モデルは、測地学的データに基づくものと、地震学的データに基づくもので大きく異っている (Kanamori, 1971a; Ando, 1974). Matsuura et al. (1980) の model III に対応する 2 つの断層、即ち、下盤側のスリップベクトルが破壊開始点付近 (相模湾北部) では NW 方向、南部 (三浦一房総) では NNW 方向となる断層変位を与えれば矛盾しない。しかし、南部の NNW 方向はプレートの相対運動方向と調和しないので、大変説明しにくいものとされている (瀬野, 1980 a)。我々の統一モデルの立場でこれを説明しよう。

すでに見たように、フィリピン海プレート東翼部 (I) は、東に向かって傾き下がり、その東縁下端は、太平洋プレートで南北方向にガイドされている (図 4.1)。この形状のため、フィリピン海プレート東翼部 (I) は、南北方向に動き易くなり、相模トラフより北方向の成分を持って沈み込む。1923 年の関東地震は、相模トラフの西端から破壊が開始され、そのスリップベクトルは、フィリピン海プレートの運動と調和的な NW 方向であった。破壊が南東方向に拡大するに従って、フィリピン海プレートの北方向の沈み込みによる弾性的なね返り、即ち、スリップベクトルが NNW 方向となる断層運動が生じた。このような順序の破壊を考えることで、関東地震の北部のスリップベクトルとの相異は説明可能となる。

極浅発地震の震央分布図 (図 3.8 (a)~(c)) に 1923 年関東地震の断層域をとり囲むような、地震活動が見出される。その幾つかの発震機構 (図 3.11) は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの会合による活動であることを示している。すなわち、関東地震の断層をよりまくように、プレート境界の小地震が活動していることになる。この震源分布のパターンは、1923 年関東地震の余震終息域 (浅田, 1968) を示すものなのか、それとも、次期関東地震の空白域形成過程を示すものなのか、早急な解明が望まれる。いずれにしても、地震予知にとって有効と考えられている地震空白現象 (大竹, 1980) との関連性で、今後十分注目してゆく必要がある。

一方、深さ 60~90 km の震央分布図 (図 4.2 (C)) も、1923 年関東地震の断層の縁を表現しているように見える。特に北縁は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対運動を示す千葉県中部の地震によって鋭く境されている (図 3.18)。両プレートの相対運動を示す地震は、一様に分布するのではなく、千葉県中部、茨城県南西部の幾つかのグループの活動が顕著である。このような活動の濃淡は、フィリピン海プレートの下面、あるいは太平洋プレート

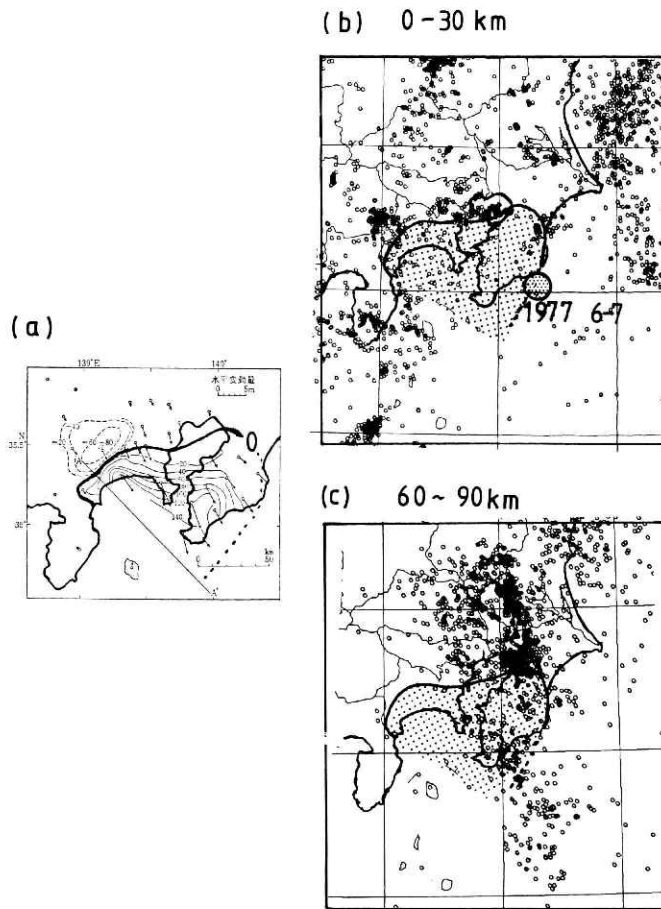


図 4.2 1923 年関東地震による地殻上下変動(a)と深さ 0~30 km (b), 60~90 km (c)の震源分布. 網目部分は関東地震の隆起域, (b)の丸は 1977 年 6~7 月の勝浦沖群発地震の活動域を示す.

Fig. 4.2 Crustal deformation associated with the 1923 Kanto earthquake (a) and distribution of microearthquakes for the depth of 0~30km (b) and 60~90km (c). Shaded area shows the upheaval zone at the time of the Kanto earthquake.

トの上面に起状があり, 両プレートの接触の強弱を反映しているものと考えられる. 従って, 地震活動の高い千葉県中部は, フィリピン海プレートと太平洋プレートが強く接触している区域を示すと考えることができる. フィリピン海プレートの, ユーラシアプレートに対する北西進の相対運動により, 関東地震のようなプレート間地震が発生するのであるが, フィリピン海プレート下方の太平洋プレートによる強い接触摩擦の区域(千葉県中部の地震)の影響は免れないであろう. 即ち, 千葉県中部の地震活動は, 断層運動の障害となったり, 沈み込み機構に影響を与えたりすることが考えられるので, 関東地震の断層の大きさを規定する

指標になり得るかも知れない。

このように極浅発地震活動と、深さ 60~90 km の地震活動の分布が、関東地震の断層を縁どるように分布し、浅・深両地震活動の間に、空間的な相関関係が見出される。フィリピン海・太平洋プレート境界面の起状がフィリピンプレートに変形を与え、その変形が強い区域に極浅発地震（例えば、東京湾北部の活動）を起していると考えられることも可能であるが、詳細な議論は、データの蓄積を待ってなされる必要がある。しかし、個々の地震断層の規模が、プレート境界の微構造によって規定されていると考えることは、ここで議論した震源分布の特徴からみて、あながち的はずれではないように思える。

4.4 地震活動・地殻変動の移動

われわれの「統一モデル」によって、地震や地殻変動の活動の移動の説明が可能となる。地殻活動の移動の幾つかの例について述べる。

(1) 1923 年関東地震を引きがねとした内陸部での地震活動

プレート間地震である 1923 年関東地震の発生後、直接の余震活動とは考えにくい、断層域を離れた多数の地震が関東山地東縁に沿って発生した(勝又, 1970; 宇津, 1979)。まず、伊豆半島のつけ根に、1930 年に北伊豆地震 ($M=7.0$) が発生した。この地震は、南北走向の左ずれ断層である丹那断層を出現させている。これは、関東地震に伴う地殻変動のひずみを解消する方向である。さらに北伊豆地震発生後、関東山地東縁に沿って、 $M 6$ 級の地震活動が北上するように発生した(茂木, 1973)。関東地震後のこの地震頻発現象は、1923 年の関東地震の地殻変動でユーラシアプレートが SSE 方向に動いたことにより、フィリピン海プレート東翼部の西縁(関東山地東縁, 図 4.1)に応力が集中し、発生したと考えると説明は可能となる。

(2) 八丈島近海地震 (1972) を原因とする地殻変動の移動

1974 年以降伊豆半島の地震活動が活発化し、1974 年伊豆半島沖地震、1978 年伊豆大島近海地震、1973 年以降の地殻変動の異常な動き(志知, 1975; 岡田・渡辺, 1976; 石井, 1977)等が起こっているが、茂木 (1979) は、1972 年 2 月および 12 月の八丈島東方沖地震 ($M=7.0$, $M=7.2$) がこれらの地殻活動の出発点と考えられることを指摘した。「統一モデル」は、茨城県南西部~千葉県中部~八丈島東方沖に帯状に分布する深さ 60~80 km の地震活動の活発な地帯を、フィリピン海プレート東翼部(I)の東縁下端部(C-D)に対応させている。これらの地震の発震機構は、東西主圧力軸を持つ逆断層で特徴づけられる。2つの八丈島東方沖地震も、東西主圧力軸を持つ逆断層(吉井, 1979b)であった。従って、八丈島東方沖の地震は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対運動によるプレート境界地震と判断される(笠原, 1985)。地震発生の結果、フィリピン海プレートが不安定となり、伊豆半島の地震活動を活発化させ、本州の地殻変動の傾向を変えたと考えることができよう。

(3) 東京湾北部の極浅発地震の前兆的活動

フィリピン海プレートに関連を持つ比較的大きな地震（マグニチュード 5 以上）発生前に、東京湾北部の極浅発地震が群発することが知られている（高橋, 1978；高橋, 1982）。「統一モデル」は、この東京湾北部の極浅発地震は、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの接触する場所に発生していると考えているのであるから、フィリピン海プレートの運動の活発化、あるいは応力の高まりに対し、活動が高まることが期待できる。「統一モデル」は、何故、東京湾北部の地震が、特定の地震について前兆的振る舞いをするか、定性的な説明を与えることができる。

(4) その他の地震活動の移動

1980 年の伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$) は、伊豆シアゾーンの SL に起こった地震である。この地震は、南北に走向を持つ左ずれ断層による。この後、1980 年 9 月、関東平野の下にフィリピン海プレート東翼部下端に、 $M 6$ 級の正断層と逆断層の 2 つの地震が発生している（図 4.3）。これらの地震は、「伊豆半島東方沖地震の断層運動によって、フィリピン海プレート東翼部が関東平野の下に送り込まれたために発生した」と解釈することができる。逆断層の地震は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対運動を示し、正断層の地震は、High Q の上部マントルとフィリピン海プレートの相対運動を示しているとも考えるからである（図 4.3(c)；B）。正断層の地震については太平洋プレートによってフィリピン海プレートが下方に引きずり込まれ、まげられたためフィリピン海プレート内部に発

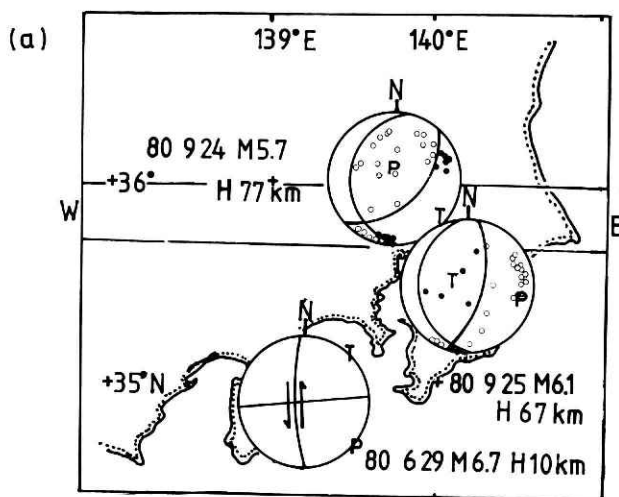


図 4.3 (a) 1980 年 6 月 29 日伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$) と同年 9 月 24 日、25 日の関東平野下深さ 60~80 km の地震の発震機構。

Fig. 4.3 (a) Focal mechanism of the 1980 Izu-Hanto-Oki earthquake ($M6.7$) and following two major earthquakes beneath the Kanto area.

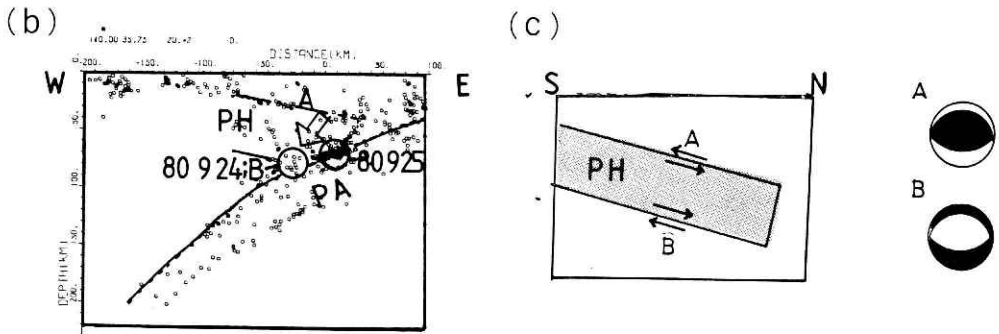


図 4.3 (b), (c) 上記地震の発生メカニズムの解釈.

Fig. 4.3 (b), (c) Possible mechanism to interpret the successive occurrence of the three earthquakes.

生したと考えた方が良いかも知れない (図 4.3(b)).

また、茨城県沖の M7 クラスの地震と、茨城県南部の深さ 60 km 程度の M6 クラスの地震が対になって発生することを、大竹・笠原 (1983) は明らかにしている。これは、関東地方で太平洋プレートが、ユーラシアプレート、フィリピン海プレートとそれぞれ強くカップルしている為に起る現象であり、地震活動の移動を「統一モデル」で説明した好例の例である。

このように、地殻活動移動の多くの事例について、「統一モデル」に基づく説明が可能である。これらの説明は、現段階では定性的な解釈の域を出ないが、今後さらに事例研究を蓄積し、応力伝搬の速さ等を含む定量的な議論を行ってゆきたい。

4.5 関東造盆地運動

関東地方は、我国で最大の第四紀の地殻の沈降域を持つ (第四紀地殻変動研究グループ, 1969)。これは、関東造盆地運動として知られている (成瀬, 1968)。現在のようなフィリピン海プレートの運動は、5 Ma 以降続いていると考えられており (Seno, 1977 a)。関東造盆地運動と時期がほぼ一致している。従って、関東造盆地運動を説明することは、プレートテクトニクスに基づくモデルにとって大きな課題である。

図 4.4 に、海成段丘である下末吉面 (0.12 Ma) の高度分布を、貝塚 (1972) によって示す。この分布は、下末吉面形成後の地殻の沈降を示していると考えることができ、沈降の中心は、茨城県古河市と東京湾の 2 つに分かれている。興味深いことに、深さ 60~90 km の震央分布 (図 4.4) に見られる震源の集中域が、この沈降域とよい一致を示している。

我々のモデルによれば、この深さ 60~90 km の地震は、太平洋プレートとフィリピン海プレートの相対運動を示すものである。特に、千葉県中部および茨城県南西部の地震群は、フィ

リピン海プレート東翼部下端に C-D と太平洋プレートとの相対運動をもっとも明瞭に示している。ここで発生する地震の多くは、東西主圧力軸をもつ逆断層で、プレート運動量の大きな太平洋プレートの運動方向と主圧力軸が一致している。太平洋プレートの張り出した千葉県中部や茨城県南西部でフィリピン海プレートが遭遇すると(図 3.20)、媒質の短縮やけずりとられ等の変形が生ずる。フィリピン海プレートの東縁下端は、常に同じ場所で太平洋プレートと接触しているのに対し、太平洋プレートは沈み込みに応じてその接触位置を変えている。いわば太平洋プレートという鑊で、フィリピン海プレート下端を削っていると考えられる。この結果、フィリピン海プレートは下方に移動し、上載のユーラシアプレートはこれに従って変形し、地表に構造的な沈降(造盆地運動)が発生することになる。

一方、貝塚(1974)が述べているように、関東地方の地史を説明するためには、中心部での沈降と同時に、関東平野部の海岸線を東に張り出されるような異常な隆起運動が必要である。この隆起運動を「統一モデル」は説明することができるであろうか。

太平洋プレートとユーラシアプレートの境界は、日本海溝、伊豆・小笠原海溝が会合する北緯 35° 付近で、陸側に尖った形状を呈している。このため、太平洋プレートの西方への沈み込みに伴って、地下で過剰体積を生じ、沈み込むプレートは、バックリング、折れ重なり等の、激しい変形を被る。Aoki(1974)が、深発地震の分布や地震波の走時異状から、房総～中部山岳地帯～能登半島にかけて太平洋プレートが「割れている」としているのは、まさにこの激しい変形を反映したものにはほかならない。

関東地方直下の太平洋プレートは、図 3.20(a)に示すように、千葉県銚子付近を頂点として、西側に張り出した尾根状の形状を呈している。これは、太平洋プレートの沈み込みに伴う余剰体積が、上に凸のバックリングによって解消されていることを示している。このため、太平洋プレートの尾根部に沿って、永年の地盤の上昇が期待される。実際、銚子付近の孤立した先第三紀層の露出、銚子海脚と呼ばれる東西性の海底の高まり等が、激しい地盤の上昇をもの語っている。その北側及び南側においては、鹿島灘、九十九里浜のなめらかな海岸線が、ややゆるやかな地盤隆起を示している。また、この地域全体として、常盤沖から房総沖にかけて、日本海溝が陸側に移動する。テクトニクエロージョンがおきていることが知られている(杉村, 1972; 松原, 1980)。

これら一連の事実は、関東地方直下の太平洋プレートが西に張り出し、ユーラシアプレートを隆起させる運動を起こしている結果として、統一的に理解することができる。

成瀬(1968)は、関東造盆地運動の沈降の中心が、房総半島中部から北西方向に移動したことを明らかにしている。中川・他(1969)の古地磁気測定の結果によれば、房総半島中部が大規模に沈降したのは、5 Ma のできごとであった。従って、下末吉面沈降の北側の中心である、茨城県古河市付近まで約 150 km の距離を、北西方向に 3 cm/yr 程度の速度で、沈降の中心が進んだこととなる。これは、Seno (1977 a) によるフィリピン海プレートのユーラシ

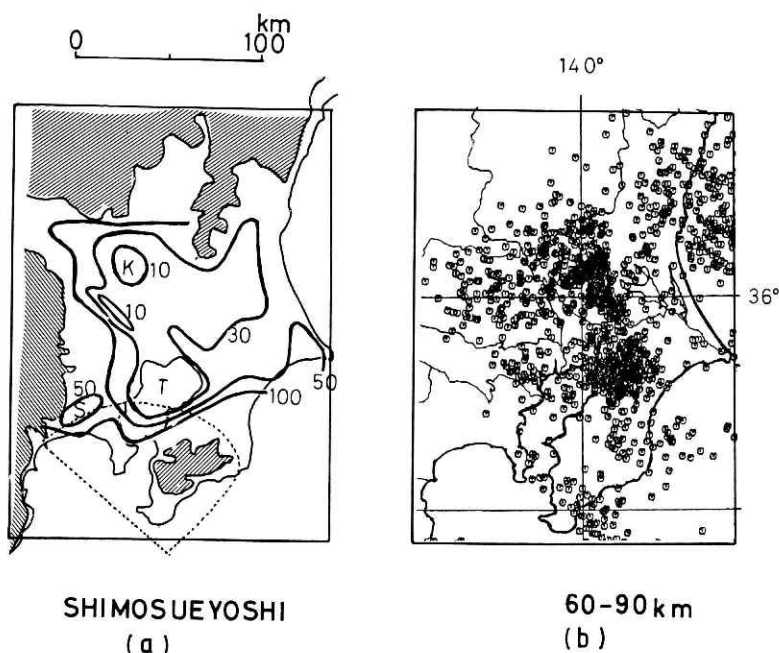


図 4.4 (a)関東造盆地運動を示す下末吉面の高度分布 (単位: m). (b)深さ 60~90 km の地震の震央分布.

Fig. 4.4 Vertical displacement (in m) obtained by the Shimosueyoshi terrace (0.12 Ma) and epicentral distribution of microearthquakes for the depth of 60~90 km (b).

プレートに対する相対速度に近いばかりでなく、方向も調和的である。

しかし、新妻 (1976) の古地磁気的な年代測定と、Oda (1977) 等の有孔虫による研究は、房総半島中部を中心とする沈降域の生成は 3 Ma 程度であることを示している。この年代を採用すると、造盆地運動の水平方向の移動速度は約 5 cm/yr となり、Seno (1977 a) による現在のプレート相対運動とは調和しない。

中川・他 (1969) と新妻 (1976) の結果を較べてみると、約 1,900 m の深さに位置する上総層群の大田代層基底の年代を、前者は 3.5 Ma 程度、後者は 1.7 Ma 程度に与えている。従って、上総層群の平均積速度は、前者では 0.5 mm/yr 程度であり、後者では 1 mm/yr を超える。後者は、特に、国本層から梅ヶ瀬層迄の厚さ約 900 m を、0.3 Ma 程度で堆積されたという結果を与えている。従ってその沈降 (堆積) 速度は、3 mm/yr と異常に大きな値となり、この年代に大きな地殻変動がもたらされたことを示している。

関東地方の下では、太平洋プレートは、沈み込み方向に張り出した形状となっているために、力学的に不安定な状態にある。そのため、太平洋プレートの西への張り出しの形状が、

時間とともに変化し、フィリピン海プレートとの接触位置を大きく移動させることが予想される。従って、沈降域の移動速度は、基本的にはフィリピン海プレートとユーラシアプレートの相対速度によって支配されるが、これを完全に一致するわけではない。

いずれにしても、フィリピン海プレート東翼部と太平洋プレートの強い接触部が大規模な沈降をもたらす、という我々の考えに、何ら不具合は見出されない。関東造盆地運動の地史研究は、関東地方における3プレートの相互作用の歴史を紐解く、重要な鍵を与えるものと期待される。より詳細な議論を展開するためには、各地層の年代測定を、様々な方法で試み、年代的考慮(杉村, 1968)を確度高く与える必要があろう。

以上の結果は、我国で、第四紀最大の事件の1つである関東造盆地運動を、我々の統一モデルの立場から、説明し得ることを示した。

貝塚(1974)は、関東山地の東縁に位置する八王寺構造線を境にして、この線以東で、伊豆外弧バーの関東平野地下へ沈み込みが起こっているであろうと述べている。同構造線は、フィリピン海プレート東翼部の西縁と位置的に対応しており、統一モデルは、この考え方を支持している。

関東地方の地殻の上下変動については、関東造盆地運動以外にも、示唆に富んださまざまな研究が行われている。例えば、貝塚(1974)は、関東地震によるヒンジラインによって、泰野一横浜沈降帯等の説明を試みている。また、松田・他(1974)は、房総半島における隆起を、地震性地殻変動から定量的に扱う試みを行っている。統一モデルは、これらの諸成果を統合的に解釈する展望を与えるものである。

5. 統一モデルからみた主な歴史地震

当地域のテクトニクスを統一的に説明するモデルを提出したが、このモデルの立場から歴史地震に対して、どのような説明が与えられるであろうか。大きな被害を与えた、安政江戸地震、元禄地震、明応地震、慶応地震はその性格が不鮮明であり、早急に解明すべき地震である。

5.1 安政江戸地震

安政江戸地震(1855年, $M=6.9$)は、同規模のマグニチュードを持つ東京地震(894年, $M=7.0$)と比較することによって、その特徴をとらえることができる。

東京地震は、我国における地震観測の黎明期に起こり、地震記録が現存している。東京でのS-P時間は7秒程度で、震源は比較的深い。地震に伴った地変は、震央を東京付近に考えると、正断層型の発震機構で説明される(須藤, 1976, 1977)。この地震は、1956年の江戸川河口付近の地震($M=6.0$, $H=50$ km)等と震度分布(茅野・小牧, 1977)のパターンや発

震機構 (Ichikawa, 1971) が類似しており, 4.2 節で述べた, フィリピン海プレート東翼部下方に位置する地震に分類される。

東京地震と比較し, 安政江戸地震は, マグニチュードが同程度であるのに局地的な被害が大きいので, 震源はずっと浅いものと考えねばならない。更に「井戸の地底が鳴った」等の地震前兆現象を伴っていたことも, 浅い地震であったことを示唆している (萩原, 1972)。統一モデルの立場から, 安政江戸地震は, ユーラシアプレートに属する地殻内の地震 (活断層), または, ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの境界に発生した地震と想定される。前者であれば, 関東平野直下の活断層調査が, その発生の場や発生様式を解明する手がかりとなるであろう。後者であれば, 本モデルが主張する, フィリピン海プレートの関東直下へのもぐり込み運動が直接に検証されたことになる。もしそうならば, 安政江戸地震は, 大正関東地震の断層の北東延長部を破断したプレート境界地震ということになり, その繰り返し周期は, 活断層に起因する地震の場合より短いものと予想される。

歴史をさかのぼると, 1649 年 (慶安 2 年) の武蔵・下野の地震 ($M=7.1$) も, 安政江戸地震と同タイプの地震であった可能性があった可能性がある。この地震は, 江戸に大きな被害を与えて, このとき「瓦葺が多く倒れたので, コケラ葺になった」 (宇佐美, 1975) 等, 浅い地震であったことを示唆する事項が見られる。この地震に前後して, 1633 年の小田原の地震 ($M=7.1$), 1647 年の武相・相模の地震 ($M=6.4$), 1648 年の相模の地震 ($M=7.1$), 1649 年の川崎付近の地震 ($M=6.4$) 等が, この時期に集中して発生している。安政江戸地震は, 1853 年の小田原付近の地震 ($M=6.5$) と相前後して起っており, 地震発生パターンの類似性が注目される。安政, 慶安の地震の発生間隔がほぼ 220 年であることは留意すべきであろう。

安政江戸地震については, プレート間地震か, プレート内の地震かの解明を早急に行う必要がある。地震予知の見地から, 地盤の影響を考慮した詳細な震度分布調査や, 関連する歴史地震の調査を行うべきであろう。

5.2 元禄地震

1703 年に発生した元禄地震 ($M=8.2$) は, 関東地方を襲った最大級の地震である。この地震は, 発生から 300 年近く経過しているので, 地震学的立場からの解明は困難である。しかし, 現在の微小地震活動から, 解明の糸口を得ることを試みよう。

深さ 60~80 km の地震は, 房総半島南端では, 相模トラフに平行して分布している。一方, 房総半島南端付近の東西の震源垂直分布図 (図 3.15 (i)) は, これらの地震がフィリピン海プレートと太平洋プレートの相対運動を示す千葉県中部の深さ 60~80 km の地震とは異なり, 太平洋プレートから離れて分布していることを示している。直上に観測点を持つので, 震源の相対精度は, 特に悪くないと考えられる。相模トラフに平行および垂直な, 震源の垂直分布図 (図 5.1) は, 千葉県南部の 60~80 km の地震活動がフィリピン海プレート下方の活動

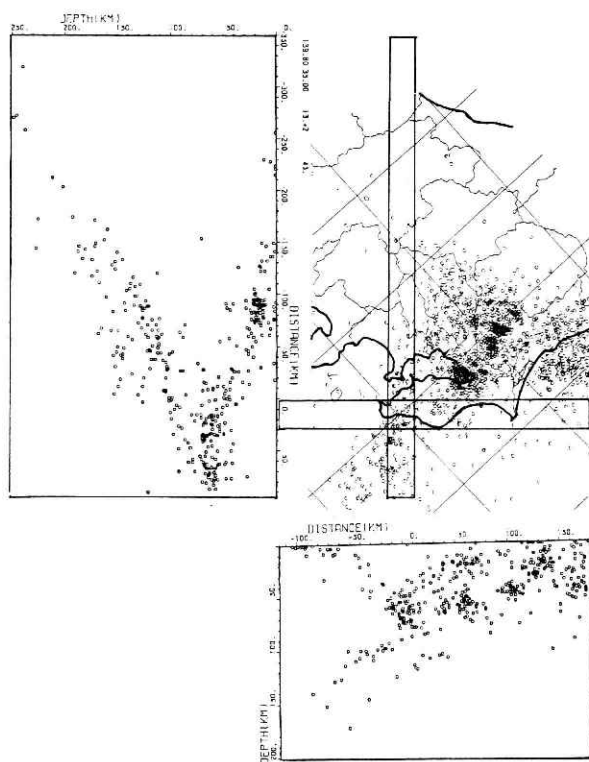


図 5.1 相模トラフに平行および直交する断面上の震源分布.

Fig. 5.1 Vertical distribution of microearthquakes in two sections which are parallel and perpendicular to the Sagami Trough.

であることを示唆している。相模トラフに直交する垂直断面(図 5.1)には、房総半島南端の地震活動が、地震の殆んど見られない西側と、地震活動がみられる東側との境界となっていることが示されている。これを元禄地震の断層面の痕跡と考えると、高角な断層面となる。

房総半島南端を隆起させる為には、この断層は逆断層でなければならない。伊豆・小笠原海溝と伊豆～伊豆七島の間、即ち房総以南のフィリピン海プレートは、太平洋プレートの西進により、圧縮場となっている可能性は否定できない。従って、房総以南でフィリピン海プレートを断ち切る断層が、逆断層となるのは非現実的なことでない。一方、元禄地震は、フィリピン海プレート東翼部の房総半島以南において、1923 年関東地震の断層と滑らかに接続するような、フィリピン海プレート内の境界(図 4.1)に対応されることもできる。この場合は、低角な逆断層を図 5.2 の II で示すように与える。いずれにしても、元禄地震は、フィリピン海プレートを断ち切るように発生し、断層北端の、房総半島南端を隆起させた、というのが我々の推測である。

ここで示した元禄地震像は、従来のモデル(笠原・他, 1973)と大きく異なっているが、

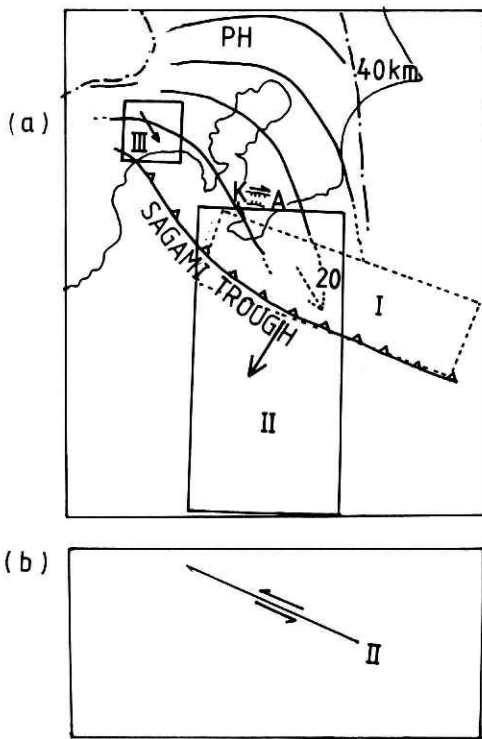


図 5.2 元禄地震 (1703 年) の断層モデル. I + III: 相模トラフにおける沈み込みによるプレート境界地震. II: フィリピン海プレート内地震. 実線コンターはフィリピン海プレート上面の等深度線, 鎖線は同プレートの外縁を示す.

Fig. 5.2 Fault models of the 1703 Genroku earthquake.

次に示す資料により傍証されるものである.

(1) 沼面の年代測定

元禄地震型の地震による地殻変動は、その急激な離水の為、房総半島南端を中心に、完新世海岸段丘 (沼面) としてあらわれている. Matsuda et al. (1978), 中田・他 (1980) は、沼面が大きく 4 つの段丘面で構成されていることを示し、地震発生との関係を議論している. 中田・他 (1980) の絶対年代測定の結果によれば、6150 年、4350 年、2850 年前および西暦 1703 年の元禄地震時に、各々の段丘面が形成された. それぞれの段丘が 1 回の地震によって形成されたと仮定すると、2000 年以上の繰返し周期となり、フィリピン海・ユーラシア両プレートの相対運動から期待されるプレート間地震の平均的繰返し周期、150~200 年よりはるかに長くなる. このことは、上記段丘面を形成した元禄型の地震は、プレート間地震ではないことを示している.

(2) 房総半島の沈降域

松田・他 (1974) は、元禄地震による土地の隆起を地形学的手法で求め、館山市北部に、周辺に比して相対的に沈降した領域を見出している. また、羽鳥 (1975 b) は、史料調査に基づいて、元禄地震の地殻変動に沈降があったことを指摘している (図 5.2 中の K). 更に、宇佐美・他 (1977) および山本 (1982) によれば、房総半島東岸の安房小湊付近の

海岸が元禄地震を境に沈降したこと（海蝕）が示されている（図 5.2 中の A）。当地域の史料を見直した吉村（1982）は、松田・他（1974）の認定した安房地方北部の隆起は、沈降を示唆する資料が見出されるので再検討の必要があると述べている。

これらの事実から、安房地方北側に地震性地殻変動により沈降域が生じたことはまちがいないので、1923 年関東地震の断層モデルでは、元禄段丘の形成メカニズムを説明することができない。元禄地震による地殻変動は、安房北方の沈降域より南に断層を持つ逆断層型の地震により、形成されたことを示唆している。

(3) 津波資料

歴史資料の調査から、都司（1981）は、元禄地震による津波は、紀伊半島～四国迄達していることを示し、この地震の波源域が従来考えられていた以上に房総半島南方海上に広がっていることを示唆している。一方、銚子より北の東北地方沿岸では、小名浜の文書に津波被害報告（現地調査は実施されていない）が 1 件あるだけで（宇佐美，1983），津波の被害が殆んど見出されていない。このことは、房総半島南端から、東方ではなく、南方に延びる断層を考えた方が説明しやすい。

元禄地震が、フィリピン海プレート北端を断ち切るような大事件だったのであれば、当然その波及効果と大きかったであろう。元禄地震の後、宝永地震（1707 年， $M=8.4$ ）が発生し、富士山の大噴火（1707 年）が起きていることが注目される。古文書、地形調査（年状決定）等を総合して、明確な元禄地震像を築き上げる必要がある。特に、断層が相模トラフ沿いか、南北の走行を持つのかの決め手となる。津波波源域の研究が重要である。この為には、東北地方沿岸域の津波調査が急務であろう。

5.3 明応地震・慶応地震

明応地震（1498 年， $M=8.6$ ）及び慶長地震（1605 年， $M=7.9$ ）は非常に解釈の難しい地震である。

明応地震については、様々な解釈が存在する。羽鳥（1975 a），相田（1981）は、南海トラフから続く波源域の東端が伊豆半島南方迄及ぶとし、プレート境界とは別の地震であることを示唆している。このような地震が起こりうるのか、起ったとするならば、どのような発生機構が想定されるのか、我々の統一モデルに基づいて検討しよう。

相田（1981）が明応地震の断層（MO 4）と考えた位置に、大規模な構造線が存在するかどうか断層 MO 4 の実在の可能性を解く鍵となろう。

南海・駿河トラフのマルチチャンネル反射法音波探査（加藤・他，1983）は、南海トラフの海洋側に断層（Seaward Fault）の存在を示している（図 5.3，図 5.4 中の H，G）。一方、活断層研究会（1980）は、銭州海嶺南側に、断層（図 5.4 中の Z）を示している。このひと続きに見える構造線（H～Z；図中網目で示す）を、便宜上「銭洲構造線」と呼ぶ。銭洲構造線

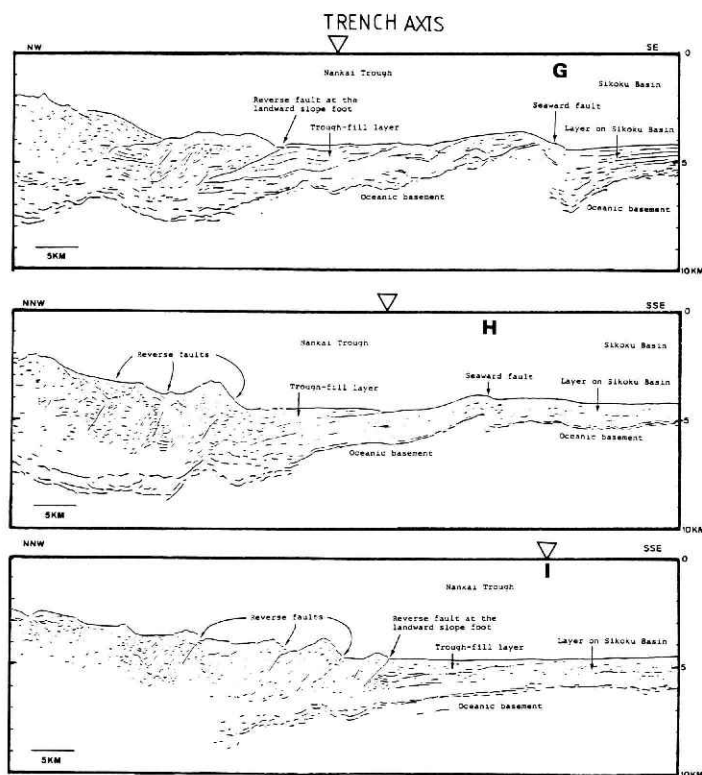


図 5.3 南海トラフを横切るマルチチャンネル反射法音波探査記録（加藤・他（1983）による）。測線位置は図 5.4 参照。

Fig. 5.3 Cross sections of the Nankai Trough by the multi-channel reflection prospecting(after Kato et. al., (1983).

は次の様な特徴を持つ。

- ① 銭洲構造線を境にして海底の活断層の走向が、北側では南海トラフの方向、南側ではほぼ南北方向となっている（（活断層研究会，1980）の日本と周辺海底の活断層図）。従って H，G，Z は，ひと続きの構造線と考えられる。
- ② 銭洲構造線を構成する H，G，Z の断層は南東（海洋）側が落ちの縦ずれ断層と考えられている（活断層研究会，1980；加藤・他，1983）。
- ③ 南海トラフを横切る反射法の測線のうち，図 5.4 の I では南海トラフからの滑らかな沈み込み構造が得られているが，北東側に離れた測線 H，G では，Seaward Fault がみられ，その落差がほぼ 1 km，3 km と順次増大している（図 5.3）。
- ④ 更に北東側の図 5.4 に Z で示す断層になると，銭洲海嶺，あるいは銭洲海谷と対になった構造を示す（活断層研究会，1980）。
- ⑤ 火山フロントと銭洲構造線とが交差する場所に，火山活動の活発な三宅島が位置する。

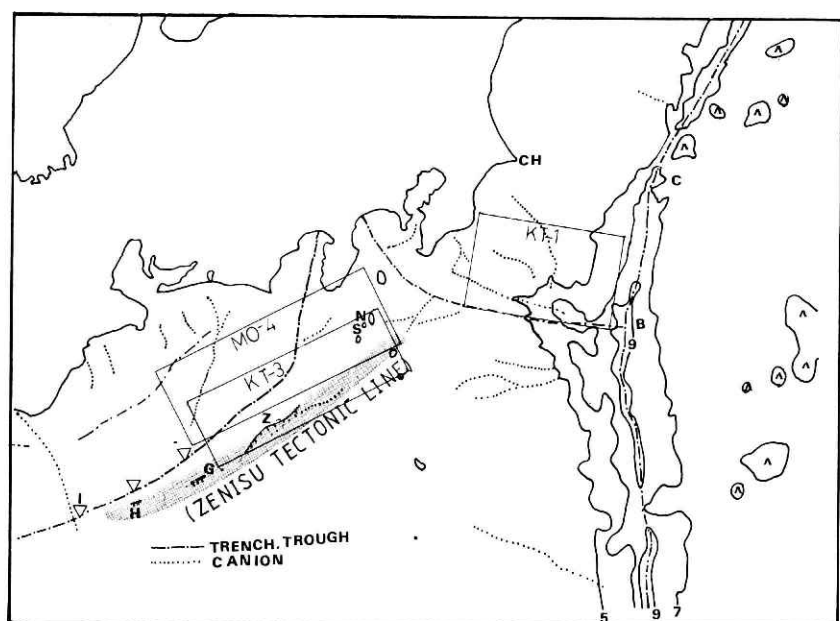


図 5.4 銭洲構造線（仮称）の位置図。

Fig. 5.4 The Zenisu tectonic line.

⑥ 銭洲構造線の延長上に三宅および新島海底谷が位置しているが、この付近の単調な大陸斜面に、伊豆半島と同程度の広がりを持つ地磁気異常が見出されている。大島・他（1981）は、「大規模な地磁気異常でそれに対応する地形が見られない特異な場所」であることを指摘し、異常岩体の深さを 15 km 程度と推定している。

⑦ 銭洲構造線近くに、目立った地震活動が見られる（図 3.8）。

以上の特徴を総合すると、銭洲構造線は、南海トラフ上の I 付近よりほぼ北東方向に延び、相模トラフ付近まで達する大断層の様相を示していることがわかる。このような大構造線の存在は、相田（1981）によって想定された、伊豆七島を断ち切る断層 MO 4 の実在の可能性を強く指し示している。明応地震は、フィリピン海プレートの運動を反映し、伊豆七島弧を横切るように生成された銭洲構造線によるものと推定するもの、あながち飛躍した想像ではないと考える。

ただ、被害分布の安政東海地震との類似性等から、明応地震の断層が駿河湾まで及んでいたとする考え（石橋、1980）があることにも留意しておこう。この地震が、安政東海型のプレート境界地震であった可能性も、完全には否定されたわけではない。

慶長地震について、青木（1977）は、明応地震の震源域より更に南方沖合いと考えている。相田（1981）によれば、津波の波源域は、房総半島南端から 3 重会合点までの相模トラフ沿い（KT-1）と、南海トラフ～伊豆南方海域（KT-3）の 2 ケ所と考えると、津波資料が最も

よく説明できる。東海側の断層(KT-3)は、その東端が伊豆半島沖に与えられているが、これを東方に延長して、慶長地震をひと続きの断層運動のあらわれと説明する可能性も存在している。いずれにしても、断層の一部はプレート境界と一致せず、慶長地震は、明応地震と同様に、フィリピン海プレート北部を断ち切る大きな断層運動を生じさせたことになる。慶長地震は、相模および駿河トラフから沈み込んだフィリピン海プレート北端部をとり残すように、フィリピン海プレートの北部を東西に貫ぬく大破断を生じさせたのではなかろうか。

一方、八丈島の噴火が、1487年、1518～1523年、1605～1606年と、明応、慶長地震と対応して起っており、現在のところ、この時期以外に噴火記録は見出されていない。フィリピン海プレートのより南方沖合の地殻活動が活発であったことは、ここに示した明応、慶長地震の地震像と調和している。

フィリピン海プレート内部に見出された銭洲構造線は、明応・慶長地震の解明に有力な手がかりを与えることにとどまらず、フィリピン海プレート北部のテクトニクス研究に新たな問題を提起するものである。フィリピン海プレート北端部は、前章で詳しく見たように、複雑に入り組んだ形でユーラシアプレートと会合しているが、プレート「本体」は、南海トラフ～銭洲構造線～相模トラフ南東部と滑らかに連なる大構造によって北限されているのではないだろうか。もしそうならば、銭洲構造線における相対変位は、沈み込み型なのか横ずれ型なのか。変位速度はどの程度なのか。今後、フィリピン海プレートの地殻構造、伊豆七島等の地殻変動、津波調査等によって明応、慶長地震の性格を解明して行く必要がある。そのために、ここに提出した考えは、研究の指針を与える作業仮説として重要な役割を果たすものと期待される。

5.4 関東・東海地域の歴史地震の時空間分布

歴史地震の時間・空間分布に基づいて、Ando(1975)、宇津(1977)、青木(1977)、瀬野(1977b)等が、地震の繰り返し周期等を議論している。関東・東海にかけて発生した歴史地震の時空間分布を、我々のモデルに従い、図5.5(a)で示す区域に対応させて図5.5(b)に示す。ここでは、特に相模トラフとその周辺の地震に焦点を当てて詳しく見て見よう。

相模トラフ沿いで発生し、鎌倉等に津波と被害をもたらした地震は、大正関東地震を含め、歴史資料の増える鎌倉時代以降、150～200年程度を単位として繰り返し発生していることがわかる。本図では、元禄地震は、既に議論したように、別の型のものであるとしてある。元禄地震を除外することによって、相模トラフ沿いで発生する地震の周期性が鮮明に浮き上がったように見える。これらの周期性を示す地震は、大正関東地震(1923年、 $M=7.9$)、天明2年地震(1782年、 $M=7.3$)、寛永10年地震(1633年、 $M=7.1$)、永享5年地震(1433年、 $M=7.1$)、仁治2年地震(1241年、 $M=7.0$)であり、関東の歴史資料が多くなる鎌倉時代以降、この相模トラフ沿いの地震は、140～200年の間隔で繰り返し発生している。

ただ、上記の諸地震のうち天明2年地震は、別系統のものである可能性がある。「理科年表」(1985年版)には「津波あり」と記載されているが、史料検討の結果津波の証拠はない、と石橋(1983)によって指摘されているからである。この地震を除去すると、大正関東地震の先代の地震は、290年前の寛永10年地震ということになる。もしそうならば、例外的に長い再来間隔のために、大正関東地震が一連の地震の中でも特に大型のものとなったのかもしれない。また、この間に元禄地震(1703年、 $M=8.2$)という大事件が発生したために、約200年の繰り返し周期が乱された可能性もある。

房総半島の完新世海岸段丘(沼面)は、大きく4つの段丘(元禄地震型で形成)に分類されるが、横田(1978)は、各段丘面上に小段丘がみられることを指摘している。このうち最新の小段丘は1923年の大正関東地震に対応するものであり、大正関東地震と、元禄地震とは別の系列に属することが、変動地形からも傍証される。小段丘の出現頻度は、相模トラフの地震が、200年程度の繰り返し周期を持つとする本論の考え方と調和的である。

歴史地震のパターン(図5.5)は「関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル」の立場から、フィリピン海プレートに関連した地震について次のような位置づけを与える。比較的小さな地震($M=7$ 程度)は、フィリピン海プレートの運動を反映する北西方向のスリップベクトルを持つが、プレート内部応力を反映する発震機構で特徴づけられる。より大きな断層運動($M=8$ 程度)では、フィリピン海プレートの幾何学的形状や、他のプレートとの相対的位置関係に規定され、より運動の自由度の高い、北方向へのスリップベクトルを持つ大正関東地震型となる。更に大規模な現象、即ち、フィリピン海プレート北端部の複雑な凹凸のディメンジョンを超える地震では、剛体的なプレート運動に支配される。より単純化された断層が生ずる。

しかし、歴史地震の時空間パターンを見ると、各系列の地震は決して独立に発生しているわけではない。ひとつの型の地震が起こると、他の型の地震によって周縁の歪が解消され、異なる型の地震が互いに有機的に結びついて地震の発生様式を規定しているように見える。このことは、当地域のような複雑なプレート境界における、プレートの収束様式を解明する上で、重要な示唆を与えている。即ち、広い範囲がプレートの力学的境界としての役割を受け持ち、全体としてプレート運動の辻褄を合わせていると考える必要があろう。

6. プレート境界に関する諸問題

我々の提出した統一モデルは、杉村(1972)が提唱したプレート境界と必ずしも一致しない。そこで、本章では、主要なプレート境界について論点を整理し、我々の統一モデルの到達点を明らかにする。

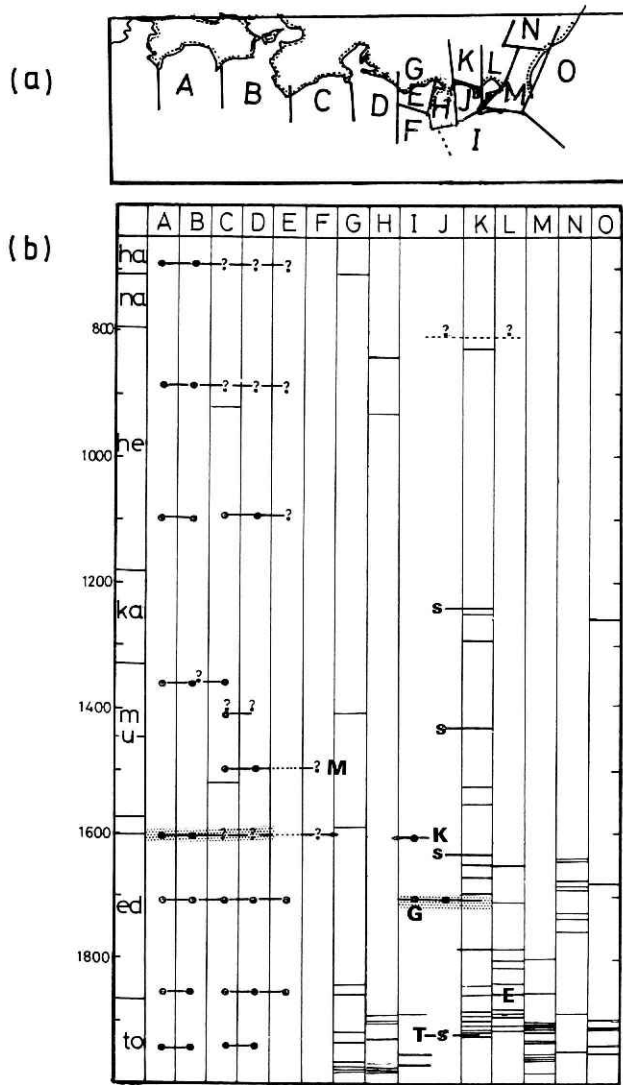


図 5.5 関東・東海地方の大地震の時空間分布. M: 明応地震 (1498 年), K: 慶長地震 (1605 年), G: 元禄地震 (1703 年), E: 安政江戸地震 (1855 年), T: 大正関東地震 (1923 年), S: 相模湾に断層を考える必要のある地震.

Fig. 5.5 Space-time distribution of damaged earthquakes in the Kanto-Tokai area. M; the 1498 Meio earthquakes, K; the 1605 Keicho earthquake, G; the 1703 Genroku earthquake, E; the 1855 Ansei-Edo earthquake, T; the 1923 Kanto earthquake, S; earthquakes in Sagami bay.

6.1 日本海溝と伊豆・小笠原海溝の区分

太平洋プレートに属する地震の等深度線(図 3.20)は、銚子付近を東西に通る線を軸とする、尾根状の形状を呈している。この等深度線を平行するように、海溝軸も、銚子沖でその走向を大きく転じている。大地形を示す海底地形図(Canadian Hydrographic Center, 1979)を見ると、銚子沖を境にして、その北方、南方ともに海溝地形が滑らかに連なっている様子が読み取れる。従って、日本海溝と伊豆・小笠原海溝の会合部は、図 3.20 中に C で示す、銚子東方に求めるのが自然である。実際、海上保安庁(1982)の海底地形図 No. 6313 は、海底地形の形態に基づき、両海溝の会合点を C に近い第 1 鹿島海山付近に与えている。太平洋プレートの尾根状の形状は、日本海溝及び伊豆・小笠原海溝の形成と深く関わっているものと思われる。

6.2 相模トラフ

相模トラフは、房総半島南端沖の伊豆大島東方で、以西の NW-SE 方向から、ほぼ E-W 方向に屈曲しており、この変曲点を境に西部と東部に分けられる。西部については、震源の 3 次元分布や 1923 年関東地震の断層運動から見て、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの現在の境界を示しているものと考えてよい。

相模トラフ東部は、西部ほど単純ではない。まず、元禄地震(1703 年)の断層モデルから見て行なう。この地震は、第 5 章で詳しく検討したように、フィリピン海プレートを南北に切る、西下り低角逆断層のプレート内地震(図 5.2 中の断層 II)であった可能性が強い。断層 II により房総半島の地殻変動を説明するためには、下盤側のスリップベクトルを、NNW 方向に与える必要があった。これは、フィリピン海プレートが東に拡大する成分を持つことを意味し、太平洋・ユーラシア両プレートとの 3 重会合点の安定性を保持する上で都合がよい(松田, 1982)。このような考えは、地形学的な推論から得られた「伊豆バー」(貝塚, 1974)の概念に現実性を与えることになるかもしれない。房総半島南端の震源垂直断面図(5.1)には、元禄地震の断層 II に照応するように、東に傾き下る地震活動域が現われており、フィリピン海プレート内に東傾斜の大構造が存在することは、否定できない。一方、震源分布図からは、相模トラフ東部からのフィリピン海プレートの沈み込みを示す、はっきりした地震面は確認できない。

以上から、ユーラシアプレートに対して、相模トラフのうち、関東地震を引き起した部分(西部)のみが現在海溝として機能して、他の部分(東部)は海溝の機能を持たないものと推定される。相模トラフ東部については、過去海溝の軌跡を示す化石的な存在と考えるのか、あるいは現在のプレートシステムによる凹地等と考えるか、様々な考え方が生じる。相模トラフの房総南方の変曲点以東を化石的であるとすると、房総沖の 3 重会合点(杉村, 1972)も過去の地史の一断面を示すものとなる。現在の日本海溝と伊豆・小笠原海溝の境が、銚子

東方沖にあるとした我々の考えと、あわせて検討して行く必要があろう。

それでは、房総半島沖では、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界は、どのような力学に支配されているのであろうか。我々は、相模トラフからその北方の片貝海底谷に至る、広域の場合(図 6.1 (b)の網目部分)でプレート相対変位が受持たれていると考えたい。この海域は、房総海底崖、鴨川海底谷、勝浦海底谷等、起伏の激しい複雑な海底地形を示している(海上保安庁, 1982)。

また、活断層研究会(1980)によって示されている、房総半島東方沖の東西性の断層が卓越する部分にも一致している。上記の海底谷に沿って、群発地震活動がしばしば起っている。茂木(1981)が、房総沖の地震活動を、構造的群発地震と呼んでいるのも興味深い。

ただ、房総半島の震源決定精度は、現在のところ必ずしも十分良好とは言えない。相模トラフ東部に関するより詳細な検討は、将来、高精度の震源分布等のデータと併せて発展させられるべきであろう。

6.3 駿河トラフの役割

駿河湾からのフィリピン海プレートの沈み込みをめぐって、既に述べたように様々な考え方(石橋, 1976 a, b; 青木, 1977; 恒石・塩坂, 1978; Ishibashi, 1981)が存在する。しかし、図 3.19 に示すように、高精度の震源分布図は、駿河湾からフィリピン海プレートが沈み込んでいることを鮮明に示している。駿河湾で行なわれた海底調査(茂木・桜井, 1980)、マルチチャンネル反射法等による音波探査(加藤・他, 1983; 村内・他, 1982)の結果も、沈み込み構造を明らかにしている。また、伊豆半島西岸の達磨山付近等に分布している正断層群は、海溝の海側斜面に生ずる張力場を反映するものと考えられる。

以上の諸事実から見て、駿河トラフが現在海溝として機能していることはまちがいない。我々の統一モデルに即して言えば、南海トラフと共に、フィリピン海プレート西翼部とユーラシアプレートの収束境界の役割を果たしていることになる。

6.4 伊豆半島付近のプレート境界

伊豆半島付近では、フィリピン海プレートの断面は、伊豆半島を頂点として、西下り、東下りの「へ」の字」形をしている(図 3.21, 4.1)。この為、相対的に南北方向の強度が大きく、この形状を保持したまま動き易い。へ」の字の頂点にあたる伊豆半島は、ユーラシアプレート(本州)に、ほぼ北西方向に衝突し(Matsuda, 1978)、この衝突が統一モデルで言う「伊豆シアゾーン」を生成する。即ちシアゾーンは、東西両翼が沈み込み、伊豆半島北端が本州(アジアプレート)に衝突して進行が妨げられるために生ずる、伊豆半島付近の歪を解消する役割を担うものである。このシアゾーンの範囲は、伊豆半島付近の浅発地震活動の活発な地域がその中心であるが(図 3.10)、火山フロントに沿う浅い地震活動もその一部を形成している。

と考えられる。

杉村(1972)は、国府津—松田—神縄断層系を、ユーラシアプレートとフィリピン海プレートの伊豆半島北方での境界とした。石橋(1977)、Somerville(1978)は、この断層系は、沈み込みプレート境界の役割を果たす程は、変位量が大きくないことを指摘し、より広域な場、即ち、伊豆半島内部の変形がプレート間変形を担うとする考え方を示した。本モデルも、広域場でプレート間変形を担わせている点で彼らと同じ立場に立っているが、伊豆シアゾーンの提唱により、プレート境界付近の変形のメカニズムを具体的に示している。伊豆半島が本州に衝突したために生じたと考えられる、西側に赤石地、東側に関東山地を配する「八の字構造」(貝塚, 1972)について、Matsubara and Seno(1980)は現在のプレート運動を逆算することによって数100万年程度の間につくりあげられたのと解釈を示した。一方、Matsuda(1978)は、伊豆半島の本州への衝突量は第三紀後期以降30 km以下であることを地質調査から明らかにし、「八の字構造」は先新第三紀以降に形成されたと主張している。我々の統一モデルは、プレートの運動論(水平運動)としてはMatsubara and Seno(1980)と同一の立場に立っているが、「伊豆シアゾーン」を導入することにより、本来プレート間に生ずるべき変位のうち、少なからぬ部分をフィリピン海プレート内の変位として解消させてい

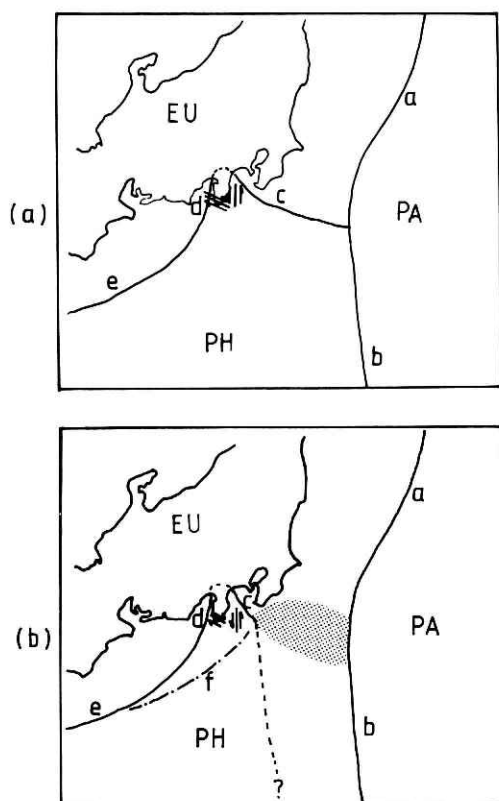


図 6.1 (a)従来の考えに伊豆シアゾーンを加えたプレート境界。
(b)房総半島沖に広域のプレート境界帯(網目部分)の存在を考えたプレート境界。
a: 日本海溝, b: 伊豆・小笠原海溝, c: 相模トラフ, d: 駿河トラフ, e: 南海トラフ, f: 銭洲構造線(仮称)。

Fig. 6.1 (a) Plate boundaries adding the Izu shear zone to the hitherto idea.
(b) Plate boundaries obtained by this study, where the shaded portion is the plate boundary zone.
a: the Japan trench, b: the Izu-Ogasawara trench, c: Sagami Trough, d: the Suruga Trough, e: the Nankai trough, f: the Zenisu tectonic line, PH: the Philippine Sea plate, PA: The Pacific plate, EU: the Eurasian plate.

る。このため、伊豆半島の本州への衝突量が小さくなり、Matsuda (1978) の結果を矛盾なく説明することができる (図 6.1(a))。

山梨県東部の地震活動は、伊豆半島の衝突が原因で起こっていると考えられるが、まだ定性的な議論の域を出ない。更に詳細な観測を行い、震源分布や発震機構の微細構造を把握することが必要である。伊豆半島、丹沢山地、山梨県東部の地史等に照らして、当地域のサイスモテクトニクスをより具体的に考究して行かねばならない。

6.5 フィリピン海プレート北端部におけるプレート境界

前節までの議論をふまえて、最も妥当と考えられるプレート境界を図 6.1(b)に示す。南海・駿河トラフおよび相模トラフ西部については、種々の観測事実が、本図の妥当性を直接に根拠づけている。伊豆半島地域については、本州との衝突の具体的な状況に関して未解明の部分を残すものの、「伊豆シアゾーン」の導入によって、基本的な問題は解決されている。しかし、相模トラフ東部については、今後のより進んだ検討の余地を残している。海域の地震活動や活構造の詳細な調査、元禄地震 (1703 年) に関する新史料の発掘等を通じて、我々の考えの妥当性を検証して行くことが必要である。

7. おわりに

地震多発国である我が国でも、最も地震活動の活発な地域のひとつである関東・東海地域について、微小地震の高精度震源分布と発震機構を基礎に、地震発生様式の解明を試みた。上記データから、フィリピン海プレートが、相模、駿河および南海トラフから、関東・東海地域に沈み込んでいることがはっきりと示された。当地域の様々な場所、様々な深さで、発生する地震活動は、フィリピン海、太平洋およびユーラシアの3つのプレートの相互作用によって、明解に説明が可能となることが明らかにされた。これらの成果に基づき、さらにプレートの形態や、テクトニクスに関するこれまでの知見を総合して、「関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル」(略称「統一モデル」)を提出した。

統一モデルの概要は、以下に述べる通りである。ユーラシアプレートに対して北西進するフィリピン海プレートの北端部は、伊豆半島付近で、東翼部(I)、中央部(II)、西翼部(III)に分断されている。IとIIの境界は、丹那断層に代表される南北走向の左ずれ断層群(SL)、IIとIIIの境界は、石廊崎断層に代表される北西-南東走向の右ずれ断層群(SR)である。両者とも一本の境界で境されているのではなく、幅をもった遷移帯によって隔てられていることになる。SR、SLの存在区域(伊豆半島~伊豆七島北部)を「伊豆シアゾーン」と呼ぶことにする。フィリピン海プレートの東翼部は、SLによって関東地方の地下に送り込まれる。東翼部の北限は、埼玉県北部-茨城県中部である。東端は、その下面が太平洋プレートと接触

しており、東西主圧力、低角逆断層の発震機構を持つ深さ 70~90 km の地震活動の帯がプレート接触面を示している。中央部は、伊豆半島北方（山梨県東部）でユーラシアプレートに衝突し、西翼部は SR によって駿河湾西方に送り込まれている。

このモデルは、プレートの厚さをも考慮に含めた立体的なプレートモデルであり、相模、駿河および南海トラフから沈み込み、伊豆半島のつけ根でユーラシアプレートに衝突する、フィリピン海プレートの具体的な像を明らかにしたものである。フィリピン海プレートが伊豆半島で本州に衝突したため（伊豆半島の本州への衝突）、「伊豆シアゾーン」が形成され、それが、フィリピン海プレート北端部の運動を規制する要因となっている。このモデルによって、フィリピン海プレートの伊豆半島以東の部分が、同じプレートの平均的な運動方向（北西）とは異なり、北方に沈み込んでいることが説明できるようになった。

我々のモデルは、関東・東海地域のように、地震活動や地殻変動の活発な地帯（変動帯）のプレート内部に、弾塑性的変形を考える必要性を示した。このように、厚みを持ち内部変形するプレートの概念は、グローバルなテクトニクスを説明するのに成功した剛体プレートの考えを、更に発展させる方向を指し示している。我々の統一モデルに基づいて、日本における第四紀最大の事件である関東造盆地運動について検討し、これが、フィリピン海プレートの沈み込みの進行と、大局的に同期していることを示した。また、フィリピン海・太平洋両プレートの会合により、垂直変動の説明が、少なくとも定性的には可能なことを明らかにした。

関東・東海地域のフィリピン海プレート北端部は、3つの部分に分けることを示したが、その構造単位はたかだか 100 km を単位とする規模である。このため、フィリピン海プレート北端部の地震は、その断層の規模により、異った破断様式を示すものと考えられる。すなわち、構造単位より小さな地震はその場所のプレート相対運動を忠実に反映する破断を発生させるが、これをはかるに超える巨大な地震（例えば 1498 年の明応地震）は複雑に入り組んだプレート境界をとり残し、フィリピン海プレートの剛体運動に調和した大規模な断層破断を生ずる。この中間の、構造単位に近い断層破断を生ずる地震においては、破断当初は、プレート境界の相対運動に調和するが、破壊の生長に従って、プレート単元の幾何学的拘束をうけるようになる。例えば、1923 年の関東地震において、断層の南東部分が北向のスリップベクトルを持つことはでき見た通りである。関東・東海地域のプレート境界は、図 6.1 に示すように細かく定義することができるが、より大規模な地震や、長時間の尺度では、プレート境界が 1 本の線ではなく、広域な場がプレート変形を担っていると考えべきであろう。関東・東海地域のような複雑なプレート境界の地震テクトニクスを論ずるためには、剛体プレート論はその適用範囲を越えていると考える。

太平洋プレートについては、関東平野直下でのプレートの形状が起伏に富んでおり、起伏の波長が発生する地震規模を規定している可能性を指摘した。これは、プレートの幾何学的

形状の微細構造が、プレート間相対運動を示す地震の規模を定める基本的要因となっていることを意味している。地震予知にとって重要な先行現象として知られている、地震空白域の物理的解明にひとつの手掛りを与えるかも知れない。

ここに提出したテクトニクスモデルは、歴史地震の発生様式を推定する基本的な枠組みを与えるものと考え、古い地震の発生様式を議論した。元禄地震(1703年, $M=8.2$)について、大正関東地震(1923年, $M=7.9$)とは全く別の型のフィリピン海プレートを断ち切る地震であった可能性を指摘し、大正関東地震の系列のくりかえし間隔は、ほぼ200年程度であることを明確にした。また、明応地震(1498年, $M=8.6$)、慶長地震(1605年, $M=7.9$)についても、フィリピン海プレートを断ち切る地震との観点から、その地震像を見直す必要があることを示した。

関東・東海地域の震源分布、発震機構、地殻変動、地形、地質、地史、歴史地震、上部マントルの性質、および地殻活動の移動にわたる広範な議論を展開してきたが、「関東・東海地域のテクトニクスを統一的に説明するプレートモデル」は、これら諸現象の物理的イメージを明確に把握するのに大きな役割を果たしており、当地域のテクトニクスを考究する上で、基本的な枠組を与えるものと考えられる。今後本モデルの精緻化を進める上で、特に重要と考えられる事項を以下に摘記する。

(1) 海域の地震活動の精査

関東・東海地域の観測網からはずれる伊豆・小笠原海溝以東の海域においては、精度の良い震源分布が得られていない。この為、伊豆七島や海の観測を強化することが急務である。これらの観測結果は、太平洋プレートの形態を詳細に与え、3重会合点の地史の解明につながるであろう。また、伊豆半島南方のフィリピン海プレートの運動に新しい視点を与えるであろう。

(2) 関東地方の上部マントル地震の発生場の研究

関東平野部直下の上部マントルに発生する地震について、その多くは正断層になることを指摘した。この地域の上部マントルの特異性との関連の下に、より詳細な分類・発生様式の解明がなされるべきである。

(3) フィリピン海プレート東翼部の西縁の確定

フィリピン海プレート東翼部(図4.1のI)の西縁付近においては、微小地震活動が活発でないため、ユーラシアプレートの会合形態に若干不確定さが残されている。この地域についても、より長期間の地震データの蓄積が待たれる。

(4) 「伊豆シアゾーン」北端部の総合的研究

富士山付近は、「伊豆シアゾーン」の北端であると概念的に説明した。

実際、1973年8月に富士山付近に起った地震は、右横ずれの断層(宮崎・他, 1981)で、「伊豆シアゾーン」のSRと調和的であった。しかし、この地域の地震活動は目下のところ

微弱であり、より進んだ議論は、長期間の観測データの蓄積を待って行なわれるべきであろう。一方、伊豆の火山活動については、箱根火山へ向かって、年間 5 cm 程度で北進したことが指摘されており(倉沢, 1971), 火山活動の変遷が当地のテクトニクスを解くひとつの鍵となる可能性がある。富士山～伊豆の火山活動史を含めた考究が行なわれなければならない。なお、伊豆半島と本州の衝突の状況を詳しく解明するために、山梨県東部の地震活動の詳細な研究が重要であることは、第 6 章で論じた通りである。

(5) 東海～九州のプレート境界部の研究

関東地方のように、フィリピン海プレートが 100 km 程度の単元でユーラシアプレートに会合する場所は、東海～紀伊半島、紀伊半島～四国、四国～九州等に見出される(Shiono, 1983)。これらの地域に考究を進めて行くことは、フィリピン海プレート北縁のテクトニクスをより総合的に解明して行く上で、避けて通ることのできない課題であろう。

今後、上記の諸点に特別の留意を払いつつ、我々の統一モデルを、より精緻なものへと発展させて行きたい。この努力を通じて、関東・東海地域の地震発生場に関する理解がさらに深まり、地震予知の戦略構築にも大きく貢献することを期待するものである。

謝 辞

本研究にあたっては、東北大学高木章雄教授、国立防災科学技術センター高橋 博所長に格別のご指導と励ましをいただいた。東北大学理学部堀内茂木博士は、本研究全般にわたって詳しく議論し、有益な示唆を与えて下さった。微小地震に関しては、気象庁津村建四朗地震情報課長に、また計算機の使用については、国立防災科学技術センター勝山ヨシ子計測研究室長および諸星敏一氏のご助言に負うところが多い。東北大学理学部長谷川昭助教授、国立防災科学技術センターの大竹政和地震活動研究室長は、原稿を読んで、本論文を完成する上で有益なコメントを下さった。これらの方々に深く感謝申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Abe, K. (1974): Seismic displacement and ground motion near a fault; The Saitama earthquake of September 21, 1931. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4393-4399.
- 2) Abe, K. (1975): Static and dynamic fault parameters of the Saitama earthquake of July 1, 1968. *Tectonophysics*, **27**, 223-238.
- 3) Abe, K. (1978): Dislocations, source dimensions and stress associated with earthquakes in the Izu Peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, **26**, 253-274.
- 4) 相田 勇 (1981): 東海道沖におこった歴史津波の数値実験. 地震研究所彙報, **56**, 367-390.
- 5) Aki, K. (1965): A computer program for precise determination of focal mechanism of local earthquakes by revising focal depth and crust-mantle structure. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **43**, 15-20.
- 6) 安芸敬一 (1979): 地震予知研究の方向. 科学, **49**, 308-313.

- 7) Ando, M. (1979): Seismo-tectonics of the 1923 Kanto earthquake. *J. Phys. Earth*, 22, 263—277.
- 8) Ando, M. (1975): Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan. *Tectonophysics*, 22, 173—186.
- 9) 安藤雅孝 (1980): 伊豆半島の衝突と地殻構造. 月刊地球, 2, 128—131.
- 10) 安藤雅孝・松田時彦・阿部勝征 (1973): 日本列島上部地殻の応力場. 地震学会講演稿集, No. 1, 166.
- 11) Aoki, H. (1974): Plate tectonics of arc-junction at central Japan. *J. Phys. Earth*, 22, 141—161.
- 12) 青木治三 (1977): 東海地方における大地震の可能性. 地震予知研究シンポジウム (1971), 56—68.
- 13) Asada, T. (1957): Observation of near-by microearthquakes with ultra sensitive seismometers. *J. Phys. Earth*, 5, 83—113.
- 14) 浅田 敏 (1968): 極微小地震. 地震予知研究シンポジウム講演集 (1968), 39—41.
- 15) 浅野周三・一ノ瀬洋一郎・長谷川功・飯塚 進・鈴木宏芳 (1979): 爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造. 地震 2, 32, 41—55.
- 16) 爆破地震動研究グループ (1980): 日本海大爆破による日本列島下の地殻構造. 爆破地震動研究グループ会報, 31, 1—86.
- 17) Canadian Hydrographic Center (1979): General Bathymetric Chart of the Oceans, 5.05. Canadian Hydrographic Service, Ottawa.
- 18) 第四紀地殻変動研究グループ (1969): 第四紀地殻変動図. 国立防災科学技術センター.
- 19) Fitch, T. J. (1972): Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southwest Asia and the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, 77, 4432—4460.
- 20) Fitch, T. J. and C. H. Scholz (1971): Mechanism of underthrusting in southwest Japan; A model of convergent plate interactions. *J. Geophys. Res.*, 76, 7260—7292.
- 21) 藤井陽一郎 (1979): 南関東・東海地方の地殻活動の相互関連; フィリピン海プレート北縁の最近の地殻ダイナミクス. 地震 2, 32, 75—88.
- 22) 萩原尊礼 (1972): 東京の被害地震. 地質工学, 8, 6—11.
- 23) 浜田和郎・大竹政和・岡田義光・松村正三・山水史生・佐藤春夫・井元政二郎・立川真理子・大久保正・山本英二・石田瑞穂・笠原敬司・勝山ヨシ子・高橋 博 (1982): 関東・東海地域地殻活動観測網——国立防災科学センター. 地震 2, 35, 401—426.
- 24) Hasegawa, A., N. Umino and A. Takagi (1977): Double-planed structure of deep seismic zone in northeastern Japan arc. *Tectonophysics*, 47, 43—58.
- 25) 羽鳥徳太郎 (1975 a): 明応 7 年, 慶長 9 年の房総および東海南海道大津波の波源. 地震研究所彙報, 50, 171—185.
- 26) 羽鳥徳太郎 (1975 b): 元禄・大正関東地震津波の各地の石碑・言い伝え. 地震研究所彙報, 50, 385—395.
- 27) 平田 直 (1979): 傾斜層構造モデルでの震源計算法. 地震学会講演稿集, No. 2, 118.
- 28) Horie, A. and K. Aki (1982): Three-dimensional velocity structure beneath the Kanto District, Japan. *J. Phys. Earth*, 30, 255—281.
- 29) 堀内茂木 (1977): プレーートの絶対運動と深発地震面の形状——伊豆・小笠原マリアナ弧——. 地震 2, 30, 435—447.
- 30) 堀内茂木・佐藤俊也・堀修一郎 (1977): 東北地方の V_p/V_s および下部 P 波速度について. 地震学会講演稿集, No. 2, 73.
- 31) 堀内茂木・佐藤俊也・立花憲司・堀修一郎 (1978): 最急降下法による震源プログラムと海の速度構造を考慮した震源. 地震学会講演稿集, No. 2, 21.
- 32) Ichikawa, M. (1970): Seismic activities at the junction of Izu-Mariana and southwestern Honshu arcs. *Geophys. Mag.*, 35, 55—69.
- 33) Ichikawa, M. (1971): Reanalyses of mechanism of earthquakes which occurred in and near Japan, and statistical studies on the nodal plane solutions obtained, 1926—1968. *Geophys.*

Mag., 35, 208—256.

- 34) 市川政治・望月英志 (1971): 近地地震走時表について. 気象研究所研究報告, 22, 229—290.
- 35) 飯田波事 (1940): 微動計による地震観測(3)——三鷹に於て観測したる地震動の大きな並に本郷との比較. 地震研究所彙報, 18, 575—674.
- 36) Ikami, A. (1978): Crustal structure in the Shizuoka District, central Japan as derived from explosion seismic observations. *J. Phys. Earth*, 26, 299—331.
- 37) 石橋克彦 (1976 a): 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.
- 38) 石橋克彦 (1976 b): 山梨県東部の地震計測学的研究——フィリピン海プレート先端部としての意義と地震予知への応用——. 博士論文.
- 39) 石橋克彦 (1977): 「西相模湾地震」の可能性と東海地震との関連——相模湾・伊豆半島・駿河湾地域のサイスモテクトニクス試論——. 地震予知連絡会東海部会資料, 53—68.
- 40) 石橋克彦 (1980): 伊豆半島をめぐる現在のテクトニクス. 月刊地球, 2, 110—119.
- 41) Ichibashi, K. (1981): Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai District, central Japan, based upon seismotectonics. *Earthquake Prediction; An International Review* (ed., D. W. Simpson and P. G. Richards), American Geophysical Union, 297—332.
- 42) 石橋克彦 (1983): 1605 (慶長 9) 年東海・南海津波地震の地学的意義. 地震学会講演予稿集, No. 1, 96.
- 43) Ishida, M. and S. Asano (1979): A new seismicity map in the Kanto District, Japan. *J. Phys. Earth*, 27, 435—453.
- 44) 石井 紘 (1977): 広域地殻変動と地震. 地震予知研究シンポジウム (1976), 116—126.
- 45) 伊藤公介・市川金徳・長谷川功・垣見俊弘・笠原敬司・飯塚 進・多田 堯 (1976): 川崎地区における地震波速度変化の観測; 第 1, 第 2 回扇島爆破実験について. 地震学会講演予稿集, No. 1, 52.
- 46) 海上保安庁 (1982): 海底地形図, 6313.
- 47) 貝塚爽平 (1972): 科学, 42, 573—581.
- 48) 貝塚爽平 (1974): 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動. 関東地方の地震と地殻変動 (垣見俊弘・鈴木尉元編), ラティス, 99—118.
- 49) Kaminuma, K. (1966): The crust and upper mantle structure in Japan, Part 3; An anisotropic model of the structure in Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 551—518.
- 50) Kanamori, H. (1971a): Faulting of the great Kanto earthquake of 1923 as revealed by seismological data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 49, 13—18.
- 51) Kanamori, H. (1971b): Tectonic implication of the 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 5, 426—434.
- 52) Kanamori, H. and K. Abe (1968): Deep structure of island arcs as revealed by surface waves. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 46, 1001—1025.
- 53) 金森博雄・安藤雅孝 (1973): 関東大地震の断層モデル. 関東大地震 50 周年論文集, 地震研究所, 89—101.
- 54) Kanamori, H. and S. Miyamura (1970): Seismological re-evaluation of the great Kanto earthquake of September 1, 1923. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 48, 115—125.
- 55) 笠原慶一・山田重平・安藤雅孝 (1973): 関東大地震 50 周年論文集, 地震研究所, 103—116.
- 56) 笠原敬司 (1980): 関東地方の地震発生様式について. 地震学会講演予稿集, No. 2, 66.
- 57) 笠原敬司 (1981): プレートテクトニクスと直下型地震. *Security*, No. 21, 13—17.
- 58) 笠原敬司 (1982): 関東・東海地域における地震活動. 地震学会講演予稿集, No. 2, 37.
- 59) 笠原敬司 (1985): 関東地方の地震活動とプレートテクトニクス. 月刊地球, 7, 105—111.
- 60) 笠原敬司・鈴木宏芳・熊谷貞治・長谷川功・多田 堯 (1976 a): 狭山丘陵付近の走時異常について. 地震学会講演予稿集, No. 1, 53.
- 61) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博 (1976 b): 東京西部地区基盤調査について. 地震学会講演予稿集, No. 2, 139.

- 62) 笠原敬司・大竹政和・津村建四朗 (1979): 関東地方における微小地震の活動について. 地震学会講演予稿集, No. 2, 49.
- 63) 加藤 茂・佐藤任弘・桜井 操 (1983): 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波探査. 水路部研究報告, 18, 1-23.
- 64) 活断層研究会 (1980): 日本の活断層——分布図と資料, 東京大学出版会, 363 pp.
- 65) 勝又 獲 (1970): 日本列島およびその周辺におけるサイスミシティとそれに関連する諸問題. 験震時報, 35, 75-142.
- 66) 川崎一朗・勝又 獲 (1975): 関東内陸地震の発震機構図. 地震学会講演予稿集, No. 1, 169.
- 67) 茅野一郎・小牧昭三 (1977): 関東地方及びその周辺に発生した主な被害地震の通信調査資料の総合整理. 自然災害資料解析, 4, 46-60.
- 68) 菊池良樹 (1964): 南関東地方の新第三系および第四系の微化石層位学的研究. 東北大学理学部地質古生物教室邦文報告, 59, 1-36.
- 69) 久城育夫 (1981): 実験岩石学の立場から見たマグマの成因. 地質学雑誌, 87, 769-780.
- 70) Kodaira, T. (1933): Earthquakes of the Kwanto District. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 11, 350-361.
- 71) 国土地理院 (1982): 南関東沿岸域における完新世段丘の分布と年代に関する資料. 国土地理院技術資料, D 1-216.
- 72) 倉沢 一 (1971): 伊豆半島の火山・火山岩. 伊豆半島 (星野通平・青木 斌編), 東海大学出版会, 155-184.
- 73) Lilwall, R. C. and T. J. G. Francis (1978): Hypocentral resolution of small ocean bottom seismic networks. *Geophys. J. Royal Astr. Soc.*, 54, 721-728.
- 74) 松原幸夫 (1980): 伊豆半島とフィリピン海プレート. 月刊地球, 2, 157-163.
- 75) Mckenzie, D. P. and W. J. Morgan (1969): Evolution of triple junction. *Nature*, 224, 125-1133.
- 76) 牧 正 (1981): 関東地方の地震メカニズム. 地質学論集, 20, 259-266.
- 77) 牧 正・津村建四朗 (1980): 関東地方における地震系列. 自然災害資料解析, 7, 47-60.
- 78) Maki, T., I. Kawasaki and A. Horie (1980): Earthquake mechanisms associated with the conjunction of the sinking plates beneath the Kanto District, central Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 55, 577-600.
- 79) Matsubara, Y. and T. Seno (1980): Paleogeographic reconstruction of the Philippine Sea at 5m. y. B. F. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 406-414.
- 80) Matsuda, T. (1978): Collision of the Jzu-Bonin arc with central Honshu; Cenozoic tectonics of the Fossa Magna, Japan. *J. Phys. Earth*, 26, Sukkl., s409-s921.
- 81) 松田時彦 (1980): 伊豆の行方——最近数百万年の移動方向——. 月刊地球, 2, 164-168.
- 82) 松田時彦・太田陽子・安藤雅孝・米倉伸之 (1974): 元禄地震 (1703年) の地学的研究. 関東地方の地震と地殻変動 (垣見俊弘・鈴木尉元編), ラティス, 175-192.
- 83) Matsuda, T., Y. Ohta, M. Ando and N. Yonekura (1978): Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in southern Kanto District, Japan, as deduced from coastal terrace data. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1610-1618.
- 84) Matsu'ura, M., T. Iwasaki, Y. Suzuki and R. Sato (1980): Statistical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake. *J. Phys. Earth*, 28, 119-143.
- 85) Mikumo, T. (1967): A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. *Bull. Jamthq. Res. Inst.*, 44, 965-1008.
- 86) Milne, J. (1984): On 383 earthquakes observed during two years in northern Japan, October 1881-October 1883. *Trans. Seism. Soc.*, 7, Part II, 1-87.
- 87) 宮村攝三・堀 実・安芸敬一・辻浦 賢・松本英照 (1962): 筑波, 栃木において同時におこなった多点式観測法による関東および中部地方の微小地震. 地震研究所彙報, 40, 885-897.
- 88) 宮崎 務・行田紀也・平賀士郎 (1981): 富士火山の地震活動. 地震研究所彙報, 56, 391-414.
- 89) 茂木昭夫・桜井 操 (1980): 伊豆半島西岸の深い大陸棚外縁について——駿河トラフでのサブダクションを示唆する. 地震予知研究シンポジウム (1980), 117-121.

- 90) 茂木清夫 (1973): 大地震の時間-空間分布の規則性について, 関東大地震 50 周年論文集, 地震研究所, 259—272.
- 91) 茂木清夫 (1977): 伊豆・東海地域の最近の地殻活動の解釈について, 地震予知連絡会東海部会資料, 45—51.
- 92) 茂木清夫 (1979): 伊豆-最近の地震活動, 地震予知連絡会 10 年のあゆみ, 121—140.
- 93) 茂木清夫 (1981): 地震-その本性をさぐる, 東京大学出版会, 164 pp.
- 94) 村内必典・浅沼俊夫・木下 肇・西沢あずさ・山本喜一・立花茂生・吉野 清・高橋一男・足立幾久・内藤好裕・小内 薫 (1982): 屈折法による海底地震波速度構造調査, フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特定総合研究, 57—73.
- 95) 長宗留男 (1980): 1978 年伊豆大島近海地震の走時解析, 験震時報, 45, 1—8.
- 96) 永田 武 (1936): 関東地方に於ける震源の垂直分布, 地震研究所彙報, 14, 420—426.
- 97) 中田 高・木庭元晴・今泉俊文・曾華龍・松本秀明・菅沼 健 (1980): 房総半島南部の完新世海成段丘と地殻変動, 地理学評論, 53, 29—44.
- 98) 中川久夫・新妻信明・早坂 功 (1969): 房総半島新世代地磁気編年, 地質学雑誌, 75, 267—280.
- 99) 中村一明・島崎邦彦 (1981): 相模・駿河トラフとプレートの沈み込み, 科学, 58, 490—498.
- 100) Nakanishi, I. and A. Horie (1980): Anomalous distribution of seismic intensities due to the descending Philippine Sea plate beneath the southern Kanto District, Japan. *J. Phys. Earth*, 28, 333—360.
- 101) 成瀬 洋 (1968): 関東地方における第四紀地殻変動, 地質学論集, 2, 29—32.
- 102) 那須信治・萩原尊礼・表 俊一郎 (1936): 関東地方における地震の発生 (其 1), 地震研究所彙報, 14, 427—437.
- 103) Nasu, N. and C. Yasuda (1941): Recent earthquakes of the Kwanto District. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 19, 476—490.
- 104) 新妻信明 (1976): 房総半島における地磁気層位学, 地質雑誌, 82, 163—181.
- 105) Oda, M. (1977): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Japan. *Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd Sec (Geology)*, 48, 1—72.
- 106) 大島章一・登崎隆志・小野寺健英・兼子俊朗・植田義夫 (1981): 北陸地方, 中部地方及び関東地方周辺海域の地磁気異常, 水路部研究報告, 16, 25—46.
- 107) Ohta, Y., Y. Matsushima and H. Moriwaki (1981): Atlas of Holocene sea level records in Japan, 195pp.
- 108) 大竹政和 (1980): 地震空白域にもとづく地震予知-メキシコ地震の予知を例として, 国立防災科学技術センター研究報告, 23, 65—110.
- 109) 大竹政和・笠原敬司 (1983): 茨城県地域に見られるベア地震現象, 地震 2, 36, 643—653.
- 110) 岡田篤正・安藤雅孝 (1979): 日本の活断層と地震, 科学, 49, 158—169.
- 111) 岡田義光・渡辺 茂 (1976): 富士川観測所における地殻変動連続観測, 測地学会誌, 22, 77—93.
- 112) Research Group for Explosion Seismology (1958): Crustal structure in northern Kwanto District by explosion-seismic observations. Part I. Description of explosion and observations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 36, 329—348.
- 113) Research Group for Explosion Seismology (1959): Observations of seismic waves from the second Hokoda explosion. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 37, 495—508.
- 114) Research Group for Explosion Seismology (1964): Crustal structure in central Japan along longitudinal line 139 E as derived from explosion-seismic observations. Part I. Explosions and seismic observations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 42, 515—531.
- 115) Seno, T. (1977a): The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophys.*, 42, 209—226.
- 116) 瀬野徹三 (1977 b): 南関東・西南日本外帯の地震性地殻変動区における巨大地震の再来周期, 地震 2, 30, 25—42.
- 117) 瀬野徹三 (1980 a): 伊豆半島のテクトニクス, 月刊地球, 2, 81—86.

- 118) 瀬野徹三 (1980 b): 変化する広域応力場—南関東を例として. 月刊地球, 2, 146—154.
- 119) Seno, T. and B. Pongsawat (1981): A triple-planed structure of seismicity and earthquake mechanism at the subduction zone off Miyagi Prefecture, Northern Honshu, Japan. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 55, 25—36.
- 120) 渋谷和雄・宮下 芳・津村建四朗 (1973): 関東地方の地殻—マントル構造について (I). 地震学会講演予稿集, Ne.2, 129.
- 121) 志知龍一 (1975): 地殻変動の同時類似性. 地震学会講演予稿集, No. 2, 82.
- 122) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏勉・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和夫・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武 (1976): 東京の基盤構造; 第1回第2回夢の島爆破実験による地下深部探査. 地震研究所彙報, 51, 1—11.
- 123) Shimazaki, K. and P. Somerville (1979): Static and dynamic parameters of the Izu Oshima, Japan earthquake of January 14, 1978. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 69, 1343—1378.
- 124) Shiono, K. (1973): Focal mechanism of small earthquakes in the Kii Peninsula, Kii Channel and Shikoku, southwest Japan and some problems related to the plate tectonics. *J. Geosci. Osaka City Univ.*, 16, 69—91.
- 125) 塩野清治 (1976): 西日本における発震機構とその地学的意味. 地質学論集, 12, 99—108.
- 126) Somerville, P. (1978): The accomodation of plate collision by deformation in the Izu block, Japan. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 53, 629—648.
- 127) Somerville, P. (1980): Earthquake mechanisms at the head of the Philippine Sea plate beneath the southern Kanto District, Japan. *J. Phys. Earth*, 28, 293—308.
- 128) 須藤 研 (1976): 1894, 95年の2つの東京被害地震の地震記録. 地震学会講演予稿集, No. 2, 127.
- 129) 須藤 研 (1977): 東京地震 (明治27年6月) の断層模型. 地震学会講演予稿集, No. 2, 144.
- 130) 杉村 新 (1968): 第四紀テクトニクス序説. 第四紀研究, 7, 119—126.
- 131) 杉村 新 (1972): 日本付近におけるプレートの境界. 科学, 42, 192—202.
- 132) 鈴木次郎・石垣 昂 (1968): 銚子爆破地震動観測結果報告. 爆破地震動研究グループ会報, 16, 10—22.
- 133) Tada, T. and S. Sakata (1980): On fault model of the 1923 great Kanto earthquake and its geotectonic implication. *Bull. Geograph. Surv. Inst.*, 22, 103—121.
- 134) 高木章雄・長谷川昭 (1977): 東北日本弧系における地震活動の特性と予知研究. 地震予知研究シンポジウム (1976), 15—20.
- 135) 高橋末雄 (1978): 有感地震発生に先駆する東京湾北部の群発微小地震. 地震予知連絡会報, 19, 27—31.
- 136) 高橋 博 (1982): 深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について. 国立防災科学技術センター研究報告, 28, 1—104.
- 137) 高橋 博・笠原敬司 (1980): 深層地震観測による微小地震震源決定精度について. 地震学会講演予稿集, No. 1, 14.
- 138) 高橋浩一郎 (1971): 震災防止の戦術と戦略. 日本機械学会誌, 79 (689), 7—16.
- 139) Takano, K. (1978): Determination of the deep crustal structure by converted seismic waves of near-by earthquakes. *J. Phys. Earth*, 26, 367—379.
- 140) 都司嘉宣 (1981): 元禄地震・津波 (1703—Ⅻ—31) の下田以西の資料状況. 地震2, 34, 401—411.
- 141) 津村建四朗 (1973 a): 関東地方の微小地震活動. 関東大地震50周年論文集, 地震研究所, 67—87.
- 142) 津村建四朗 (1973 b): 関東地方の地震活動—微小地震活動を中心として. 関東地方の地震と地殻変動 (垣見俊弘・鈴木尉元編), ラティス, 227—249.
- 143) 津村建四朗 (1981): 関東地方における微小地震と大地震の震源分布. 地質学論集, 20, 7—20.
- 144) 恒石幸正・塩坂邦雄 (1978): 安政東海地震 (1854) を起した断層. 地震予知連絡会会報, 20, 158—161.
- 145) Ukawa, M. (1982): Lateral stretching of the Philippine Sea plate subductiing along the

- Nankai-Suruga Trough. *Tectonics*, 1, 543—571.
- 146) Ukawa, M. and Y. Fukao (1981): Poisson's ratio of the upper and lower crust and the sub-Moho mantle beneath central Honshu, Japan. *Tectonophys.*, 77, 233—256.
- 147) 海野徳仁・長谷川昭 (1977): 東北日本にみられる深発地震面の二層構造について. 地震 2, 28, 125—139.
- 148) 海野徳仁・長谷川昭・高木章雄 (1981): 東北地方の Q-構造. 地震学会講演予稿集, No. 2, 28.
- 149) 海野徳仁・長谷川昭 (1982): 東北日本弧における二重深発地震面と発震機構. 地震 2, 35, 237—257.
- 150) 宇佐美龍夫 (1975): 資料 日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 327 pp.
- 151) 宇佐美龍夫 (1983): 東京地震図. 新潮社, 315 pp.
- 152) 宇佐美龍夫・内野美三夫・吉村光敏 (1977): 新資料による元禄地震の調査 (房総南部). 自然災害資料解析, 4, 61—65.
- 153) 宇津徳治 (1977): 東海沖の歴史上の大地震. 地震予知連絡会地域部会報告, 1, 1—8.
- 154) 宇津徳治 (1979): 1885 年～1925 年の日本の地震活動. 地震研究所彙報, 54, 253—308.
- 155) 上杉 陽・千葉達朗・米沢 宏 (1982): いわゆる国府津・松田断層についてその研究史と実態. 関東の四紀, 9, 21—32.
- 156) 山本武雄 (1982): 史料吟味の必要性. 古地震 (萩原尊礼編), 東京大学出版会, 39—59.
- 157) 山崎晴雄 (1978): 立川断層とその第四紀後期の運動. 第四紀研究, 16, 231—246.
- 158) 山崎文人・大井田徹 (1979): 駿河湾及びその周辺の地震活動. 地震 2, 451—462.
- 159) 山崎文人・大井田徹・青木浩三 (1980): 東海地方におけるフィリピン海プレートのサブダクション. 地震学会講演予稿集, No. 2, 161.
- 160) 横田佳代子 (1978): 房総半島南岸の完新世海岸段丘について. 地理学評論, 51, 349—364.
- 161) 吉井敏尅 (1975): "Aseismic Front" の提案. 地震 2, 28, 365—367.
- 162) Yoshii, T. (1979a): A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan. *Tectonophys.*, 55, 349—360.
- 163) 吉井敏尅 (1979 b): 日本列島付近の地球物理データのコンパイル. 地震研究所彙報, 54, 75—117.
- 164) 吉村光敏 (1982): 房総半島南部の元禄地震資料集 (その 1). 千葉県博物館協会研究紀要, 13, 15—24.
- 165) 座間信作・嶋 悦三 (1976): 震源決定の精度について. 地震学会講演予稿集, No. 2, 133.

(1985 年 7 月 31 日 原稿受理)