関東地方におけるフィリピン海・太平洋プレートの 地下境界の微細構造

建設省建築研究所国際地震工学部* 古 川 信 雄
防災科学技術研究所** 井 元 政二郎

Fine Structure of an Underground Boundary between the Philippine Sea and Pacific Plates beneath the Kanto District, Japan

Nobuo HURUKAWA

International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Building Research Institute,
Tatehara 1, Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, Japan

and Masajiro IMOTO

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1,
Tsukuba-shi, Ibaraki-ken 305, Japan

(Received June 8, 1990; Accepted September 12, 1990)

The Philippine Sea plate subducting beneath the Japanese Islands is colliding with the Pacific plate at the depth of 50 to 80 km beneath southwestern Ibaraki and central Chiba prefectures, the eastern Kanto district. Relocating earthquakes caused by this collision, we investigated focal mechanisms and a fine structure in the source region in detail.

Earthquakes observed by a network of National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention are relocated by the Joint Hypocenter Determination (JHD) method. The JHD method was extended by using a following constraint: A station correction is independent of both a distance and an azimuth from a center of a studied region to a station. This prior information makes results by the JHD method stable.

Almost all earthquakes in this region are thrust events of which nodal planes dip westward at a low angle. They occurred inside a boundary layer with a thickness of about 4 km dipping westward at an angle of about 30° , that is a boundary of the subducted two plates. Stress state and a seismic velocity in the boundary layer imply an origin of the layer is a subducted oceanic crust in the Pacific plate. Its size is about 90 km in the NS direction and 7-16 km in the EW direction. It inclines westward at an angle of about 25° in the northern part, and inclines west-southwest at an angle of about 30° in the southern part. Although all events inside the boundary layer are thrust type of which nodal planes are parallel with this layer, many of them may have occurred along planes which are parallel to nodal planes dipping eastward at a high angle.

However, a magnitude 6.1 earthquake with a vertical fault plane of which east side subsided occurred inside the Pacific plate in Oct. 1985. This event implies coupling of the two plates above it is stronger than that of the surrounding region. Furthermore, a few earthquakes occurring at the western edge of the boundary layer show normal faulting with the NE-SW or ENE-WSW tension axes, which are supposed to be caused by stress concentration at the ends of the boundary layer mentioned above. Therefore these two kinds of exceptional events define the boundary between strong- and weak-coupling areas of the two plates very well.

Key words: Joint hypocenter determination, Southwestern Ibaraki earthquakes, Central Chiba earthquakes, Plate boundary, Seismic coupling.

* 〒305 茨城県つくば市立原 1

** 〒305 茨城県つくば市天王台 3-1

§ 1. はじめに

関東地方は日本列島で最も地震活動の高い地域の一つであり、とりわけ、茨城県南西部から千葉県中部にかけての地域では深さ 40~80 km の地震が定常的に頻発している。地震活動は 1980 年代になってから特に活発になり、1980 年 9 月 25 日にマグニチュード $M6.1$ の千葉県中部地震が $M6$ 級の地震としては 24 年ぶりに発生した。その後、1983 年 2 月 27 日の茨城県南部地震 ($M6.0$)、1985 年 10 月 4 日の茨城千葉県境地震 ($M6.1$) と $M6$ 級の地震が続発している。

茨城県南西部の地震は、西側の震源の深さ 40~60 km のいわゆる鬼怒川側の地震群と、東側の深さ 60~80 km のいわゆる筑波側の地震群にわかれる。鬼怒川側地震群はその発震機構が北西方向にスリップ・ベクトルをもつ低角逆断層型であることから、沈み込むフィリピン海プレートとその上のユーラシアプレート（あるいは北アメリカプレート）の境界で発生していると考えられている [笠原 (1985), 中村・島崎 (1981)]。一方、深さ 60~80 km の筑波側地震群は、同じ深さに発生する千葉県中部の地震群とともに、地震の発震機構が西向きのスリップ・ベクトルをもつ低角逆断層型であることから、太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界で発生しているとみなされている [笠原 (1985), 中村・島崎 (1981)]。これらの考え方、すなわちフィリピン海プレートが茨城県南西部鬼怒川側でユーラシアプレートと、茨城県南西部筑波側から千葉県中部にかけての地域で太平洋プレートとカップリングしているというモデルは、フィリピン海プレート内の起震応力場をも説明する [井元 (1984, 1985)]。上記 3 地震のうち前 2 地震はまさにこの太平洋・フィリピン海両プレート境界で発生した地震である [例えば、大竹・笠原 (1983), OKADA and KASAHARA (1990)]。ところが、3 番目の地震はまったく異なる発震機構解をもち、太平洋プレート内部で発生した地震と考えられており [堀 (1986)]、単純な滑り込みだけでは説明できず、多少複雑である。また、地震の震源は面状というよりも楕円体状にぼんやり分布しており、両プレート衝突域のどこで発生しているのか曖昧な点も残っている。例えば、逆断層型の地震でもプレート内部で発生しているという考えもある [MAKI (1984), MAKI *et al.* (1980), SOMERVILLE (1980)]。また、千葉県中部では逆断層型地震だけでなく張力軸が西北西~東南東の正断層型地震もみられる [望月・他 (1985)]。一方、両プレートの境界に関しては、OBARA (1989) は S 波反射波を用いて太平洋プレート上面の位置を求めている。それによると、茨城県南西部から千葉県中部にかけても、地震群の震源とほぼ一致する位置に、S 波反射面、

すなわちこの地域では両プレートの境界面が存在することが明らかにされている。

本論文では、これら太平洋プレートとフィリピン海プレートの衝突にともなって発生していると考えられている、茨城県南西部筑波側から千葉県中部にかけての地域に発生する深さ 50~80 km の地震の震源を、新たに開発した改良連係震源決定法を用いて再決定する。それにより、速度構造の 3 次元的不均質による走時異常は観測点補正值を用いて補正されるので、地震の規模や観測点組み合わせの違いによる震源の系統的誤差はかなり除去でき、震源精度は大幅に向上する。そのうえで、主な地震の発震機構を調べ、地震の空間分布と発震機構から、太平洋プレートとフィリピン海プレート衝突域の構造と地震発生様式、両プレートのカップリング状況等を詳しく調べる。

なお今後、これらの地震活動帯を、その主要活動域である茨城県つくば市と千葉県千葉市にちなんで、「筑波・千葉地震帯」と呼ぶことにする。

§ 2. 改良連係震源決定法

震源再決定には、震源の相対位置精度を向上させるために、多数の地震の震源を観測点補正值とともに同時に計算する連係震源決定法 (Joint Hypocenter Determination Method) [DOUGLAS (1967), FREEDMAN (1967)] を用いる。しかし、通常の連係震源決定法では、主に速度構造の不均質のために観測点配置が悪いときには、震源が系統的に大きくなる。そこで、ここでは観測点補正值 (S) は震央域の中心から測った震央距離 (D) および観測点方位 (θ) とは相関がないという 2 つの拘束条件を用いて、震源決定の安定化をはかった。すなわち

$$\Sigma S_i \cdot D_i = 0$$

$$\Sigma S_i \cdot \cos \theta_i = 0$$

$$\Sigma S_i \cdot \sin \theta_i = 0.$$

ここで、 Σ は $i=1, \dots, n$ の和を表し、 n は観測点数である。この改良により、連係震源決定法の本来の目的の一つである絶対震源の決定は多少犠牲になるが、観測点配置が悪い時や、震源が深い時でも震源を安定に精度よく求めることができるようになる。この改良連係震源決定法 (Modified Joint Hypocenter Determination Method) は結果的には、基準の地震との走時差を使って他の地震の震源を計算するマスターイベント法 [DEWEY (1972)] に近い結果を得る方法になるが、後者と比べるとマスターイベントを選ばなくて良いという利点がある。とりわけ、全観測点で精度よく記録された地震がない場合には非常に有効である。

Fig. 1. Observational stations of the NRIESDP (National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention) used in analyses, and a blowup of epicentral distribution of earthquakes in the southwestern Ibaraki and the central Chiba prefectures whose focal depths are 55–75 km determined by the NRIESDP. Six areas denoted by squares A, B, ..., F represent division of epicentral regions of earthquakes relocated in this study. The origin of coordinate (x, y) is located at (139.0° E, 35.5° N).

Table 1. Initial P velocity model.

Layer number	Velocity (km/s)	Thickness (km)	Depth to layer top (km)
1	5.5	4.0	0.0
2	6.0	16.0	4.0
3	6.6	10.0	20.0
4	7.8	∞	30.0

§ 3. 資 料

防災科学技術研究所（旧名：国立防災科学技術センター）関東東海地域地震観測網〔浜田・他（1982）〕において、6点以上の観測点を用いて震源決定された地震のうち、筑波・千葉地震帯に発生した深さ 50～80 km の地震を解析する。期間は 1983 年 1 月から 1989 年 5 月である。Fig. 1 に、ルーチン震源の震央分布（深さ 55～75 km の範囲の地震のみ）と使用観測点を示す。再決定に用いた観測点は解析領域の中心から 120 km 以内で比較的多数の地震を観測している 34 点である。解析には読取ランク A（精度 0.1 秒以内）の P 波初動のみを用い、読取観測点数 6 以上の地震の震源を決定する。震源決定には HURUKAWA and IMOTO (1987) が用いた P 波速度構造を仮定した。Table 1 に示す。

広い地域の地震を同時に改良連係震源決定法で再決定すると、構造の不均一性のために観測点補正値が震源位置により異なるので、震源精度が非常に悪くなる。そこで、ここでは筑波・千葉地震帯の活動を北から順に堀（1986）と同様に Fig. 1 の四角で示す 6 地域に分け、各

地域毎に震源を再決定する。各地域の範囲は以下に示す立方体の領域である。なお、(x, y) 座標の原点は (139.0° E, 35.5° N) である。

A. 下 館

$85 \leq x \leq 100$ km, $85 \leq y \leq 100$ km, $63 \leq z \leq 78$ km

B. 筑 波

$87 \leq x \leq 102$ km, $65 \leq y \leq 80$ km, $58 \leq z \leq 73$ km

C. 谷 田 部

$93 \leq x \leq 108$ km, $50 \leq y \leq 65$ km, $55 \leq z \leq 70$ km

D. 取 手

$94 \leq x \leq 109$ km, $35 \leq y \leq 50$ km, $62 \leq z \leq 77$ km

E. 八 千 代

$97 \leq x \leq 117$ km, $20 \leq y \leq 40$ km, $55 \leq z \leq 75$ km

F. 千 葉

$85 \leq x \leq 115$ km, $0 \leq y \leq 30$ km, $50 \leq z \leq 80$ km

震源決定においては、走時残差が 0.3 秒以上のデータは逐次取り除き、最終的に各地震の走時残差の標準偏差が 0.1 秒以下の地震のみを用いる。また、上記範囲外に再決定された地震は除いた。ただし、震源全体が移動したときは範囲を変更した。なお、読取地震数 2 以上の観測点のみを用いたので、観測点数は地域毎に異なる。

発震機構の決定においては、震源よりも深い速度構造を考慮しなくてもよいように、震央距離 200 km 以内の観測点の P 波初動極性を用いた。なお、水平に近く射出したと思われる震央距離 150 km 以上の観測点のデータは半径 0.95 の位置に示し、初動極性の報告のない観測点は×印で示した。そして、これらのデータは参考に

Fig. 2. Comparison of hypocentral distribution in the region A (Shimodate). a) Relocated hypocenters in this study. b) Original hypocenters routinely determined by the NRI-ESDP. Upper: Epicentral distribution. Middle: Depth distribution along East-West cross section. Lower: Depth distribution along North-South cross section. A radius of a circle is proportional to magnitude.

用いた。以下の図において、発震機構の投影はすべて下半球等積投影である。発震機構を求めたのは各地域再決定地震の1割強であるが、地震数が多いF、千葉地域についてはM4.0以上の地震に限った。

§ 4. 結 果

A. 下館

観測点数は24、地震数は44個である。Fig. 2に、再決定震源と、再決定された地震のルーチン震源を示す。再決定により震源はより狭い場所に集中し、精度の向上が認められる。特に、深さと南北方向の改善が著しい。再決定震源座標 x, y, z の標準誤差のそれぞれの平均値は、0.40, 0.36, 1.06 kmである。大多数の地震は東から西へ約 30° の角度で傾斜する面上で発生しており、地震

Fig. 3. Focal mechanisms of earthquakes with magnitude greater than or equal to 3.5 in the region A (Shimodate). Equal-area projection of the lower hemisphere of the focal sphere. Large open and solid circles in focal spheres represent clear dilatational and compressional first motions, respectively. Less reliable first motions are shown by small circles. Crosses indicate unknown arrivals. Hypocentral distribution of relocated earthquakes along EW cross section are also shown by circles. Solid circles represent thrust earthquakes of which nodal planes dip westward at a low angle. Inclined lines in EW cross section show nodal planes of such events.

帯の厚さは2~3 kmである。

次に、M3.5以上の地震7個の発震機構を求めた。震源分布とともにFig. 3に示す。これらの地震の震源座標 x, y, z の標準誤差のそれぞれの平均値は、0.21, 0.29, 0.73 kmであり、大きい地震は小さい地震に比べると更

Fig. 4. Comparison of hypocentral distributions in the region B (Tsukuba).

に震源精度がよいことがわかる。なお、他地域についても震源精度は同程度である。7個中、黒丸で示す東側の5個は西下がりの低角節面をもつ逆断層型地震であり、地震帯の厚さは1 km 以下である。これらの地震については、低角節面の傾斜方向が南西から北西方向 ($225^{\circ} \sim 315^{\circ}$ の範囲) である節面の傾斜角を Fig. 3 の東西断面図に実線で示した。傾斜角は東西で異なり、平均値は西で 32° 、東で 14° である。これら低角逆断層型地震のスリップ・ベクトルが $279^{\circ} \pm 14^{\circ}$ であり、MINSTER and JORDAN (1979), SENO (1977) のプレートモデルに基づいて計算した茨城県南西部 (36.0°N , 140.0°E) におけるフィリピン海プレートと太平洋プレートの相対運動の方向、 269° ないし 273° [中村・島崎 (1981)] に一致し、かつ西下がり低角の節面が地震活動面および太平洋プレートにほぼ平行であることから、これらはフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界で発生した地震と思われる。なお、MINSTER *et al.* (1974), MINSTER and JORDAN (1978) による同地点での太平洋プレートとユーラシアプレートの相対運動の方向は 282° ないし 288° [中村・島崎 (1981)] であり、上記フィリピン海プレ

Fig. 5. Focal mechanisms and hypocentral distribution of earthquakes with magnitude greater than or equal to 3.3 in the region B (Tsukuba).

と太平洋プレートの相対運動の方向との差はわずか 14° 程度である。一般に、スリップ・ベクトル (高角節面の走行に直交) の決定誤差はこの差よりも大きいので、スリップ・ベクトルだけから上盤側プレートを特定することはできない。しかし、決定精度の良い地震 (たとえば Nos. 3, 4, 7) のスリップ・ベクトルが 270° であることと、太平洋プレートとユーラシアプレートとの間にフィリピン海プレートの沈み込みにともなう地震が発生していること [例えば、石田 (1986)] から、これらの地震はユーラシアプレートではなくフィリピン海プレートと太平洋プレートとの境界の地震である。他地域につ

Fig. 6. Comparison of hypocentral distributions in the region C (Yatabe).

いても同様である。

一方、地震密集域の西側の $M3.5$ の地震 (No. 1) は東北東～西南西方向に張力軸をもつ正断層型であり、震源は逆断層型地震発生面の延長よりも少し浅い。更に 3.4 km 西の本領域西端の地震 (No. 5) は本領域で最大の $M4.5$ であり、北東～南西張力の横ずれ断層型である。

B. 筑波

観測点数 26, 地震数 108 個である。Fig. 4 に、再決定震源と再決定地震のルーチン震源を示す。下館地域と同様に大多数の地震は東から西へ約 25° の角度で傾斜する面上にいくつかの塊となって発生している。地震帯の厚さは約 3 km である。このうち $M3.3$ 以上の 12 個の地震の発震機構を震源分布とともに Fig. 5 に示す。地震面より数 km 浅い地震 1 個 (No. 8) 以外はすべて西ないし北西下がりの低角の節面をもつ逆断層型であり、それらのスリップ・ベクトルが $278^\circ \pm 15^\circ$ であることから、これらは下館地域同様、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界面で発生した地震と思われる。低角節面の傾斜角をみると、東の地震群で約 15° 、西の地震群で約 35° と震源が深くなるほど傾斜が増している。ただし、

Fig. 7. Focal mechanisms and hypocentral distribution of earthquakes with magnitude greater than or equal to 3.5 in the region C (Yatabe).

地震の果毎に詳しくみると、震源は高角で東下がりの面上に分布している。Fig. 5 に示す地震の深さの標準誤差は Nos. 1, 2 以外では 0.44 ± 0.07 km と非常に精度がよいことから、東下がりの節面が断層面である可能性が高い。震源が浅い No. 8 は発震機構も明らかに他の地震と異なり、フィリピン海プレート内部の地震と思われる。

C. 谷田部

観測点数 31, 地震数 148 個である。Fig. 6 に、再決定

Fig. 8. Comparison of hypocentral distributions in the region D (Toride).

震源と再決定地震のルーチン震源を示す。下館・筑波地域と同様に大多数の地震は東から西へ約 30° の角度で傾斜する面上で発生している。Fig. 7 には $M3.5$ 以上の 17 個の地震の発震機構を震源分布とともに示す。西端の 1 個 (No. 14) 以外はすべて西下がりの低角節面をもつ逆断層かそれに近い型の地震であり、それらのスリップ・ベクトルが $275^\circ \pm 19^\circ$ であることから、これらも上記地域同様、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界面で発生したと思われる。地震帯の厚さは約 1 km である。次に低角節面の傾斜角をみると、東で約 5° 、西で約 23° と下館・筑波地域同様、震源が深いほど傾斜が大きい。ただし、こまかくみると、東側の地震群は東下がりの面上に分布しており、高角の東下がりの節面が断層面である可能性もある。しかし、1983 年 2 月 27 日の $M6.0$ の茨城県南部地震 (No. 2) を含む南西の地震群は、明らかに西下がりの低角の面上に分布している。これは、マスターイベント法で余震の震源再決定をした大竹・笠原 (1983) の結果とも一致する。一方、西端の最も深い地震 (No. 14) は北東～南西方向に張力軸をもつ正断層型である。

Fig. 9. Focal mechanisms and hypocentral distribution of earthquakes with magnitude greater than or equal to 4.0 in the region D (Toride).

D. 取手

観測点数 34, 地震数 68 個である。Fig. 8 に、再決定震源と再決定地震のルーチン震源を示す。再決定震源の深さの図示範囲は 64～79 km とルーチン震源の範囲よりも 2 km 深くなっている。下館・筑波・谷田部地域とは異なり大多数の地震は南北走向鉛直面上に分布し、震源が少し深い。これらは本地域最大の、1985 年 10 月 4 日に発生した $M6.1$ の茨城千葉県境地震の余震群である。Fig. 9 には $M4.0$ 以上の 7 個の地震の発震機構を震源分布とともに示す。東側の浅い 3 個は西下がりの低角節面をもつ逆断層型であり、それらのスリップ・ベクトルが $283^\circ \pm 3^\circ$ であることから、これらは上記地域同様、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界面で発生

Fig. 10. Comparison of hypocentral distributions in the region E (Yachiyo).

したと思われるが、他の地震は異なる発震機構を示す。上記茨城千葉県境地震の余震群は、両プレートの境界面で発生する地震よりも明らかに深く、かつ発震機構が他の地震のメカニズムとは異なることから、これらは太平洋プレート内部で発生した地震と思われる。本地震発生のメカニズムについては第6節で詳しく述べる。

E. 八千代

観測点数 34, 地震数 81 個である。Fig. 10 に、再決定震源と再決定地震のルーチン震源を示す。下館・筑波・谷田部地域と同様に大多数の地震は東から西へ約 30° の角度で傾斜する面上で発生している。Fig. 10 の断面図から、ルーチン震源では再決定震源と比べると、小さい地震は浅めに、大きい地震は深めに決定されていたことが非常によくわかる。これは Table 2 に記すように、観測点補正値が $-0.6 \sim -0.8$ 秒と大きく、地震の大きさにより震源決定に使用する観測点数が異なるために震源、特に深さが地震の大きさに依存したものである。他地域についても多かれ少なかれこの傾向がある。Fig. 11 には $M4.0$ 以上の 14 個の地震の発震機構を震源分布図とともに示す。地震の深さの標準誤差は 0.60 ± 0.14 km であ

Fig. 11. Focal mechanisms and hypocentral distribution of earthquakes with magnitude greater than or equal to 4.0 in the region E (Yachiyo).

Fig. 12. Comparison of hypocentral distributions in the region F (Chiba).

る。東西両端の3個以外はすべて西下りの低角節面をもつ逆断層型であり、それらのスリップ・ベクトルが $280^\circ \pm 12^\circ$ であることから、これらも上記地域同様、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界面で発生した地震と思われる。低角節面の傾斜角は、東で約 12° 、西で約 19° であり、他地域同様、西側の深い地震群の傾斜角のほうが大きい。ただし、西側の2つの地震群はそれぞれ他地域同様東下りの高角節面が断層面であるかもしれない。一方、西端の最も深い地震 (No. 6) は北北東～南南西方向に張力軸をもつ正断層型である。東端の2個は他の地震の発生面の延長面上よりも5 km以上浅く、太平洋プレート外の地震であると思われる。発震機構も異なり、張力軸が東西ないし東南～北西方向の横ず

Fig. 13. Focal mechanisms and hypocentral distribution of earthquakes with magnitude greater than or equal to 4.0 in the region F (Chiba).

Table 2. Station Corrections at each region.

		A	B	C	D	E	F
AKW	Aikawa		.265	.088	.059	.147	.173
ASG	Minamiashigara	-.191	-.258	-.343	-.367	-.277	-.256
ASO	Ashio	.079	.114	.141	.177	.159	.096
CDP	NRIESDP	-.025	-.172	-.362	-.570	-.576	-.622
CHS	Choshi	.003	.200	.316	.478	.280	.201
CKR	Chikura				-.324	-.272	-.248
ENZ	Enzan		.188	.490	.624	.549	.419
FCH	Fuchu	.236	.214	-.019	-.238	-.323	-.330
FJW	Fujiwara	-.066	.029	.084	.045	.105	.060
HAS	Hasaki	-.157	-.111	-.053	.068	-.122	.024
HHR	Hinohara	-.099	.028	.288	.283	.062	.080
HRM	Kawasaki			.450	.305	.284	.190
ICH	Ichihara			.733	.576	.474	.341
IWK	Iwai-kita			-.116	-.028	.053	.066
IWT	Iwatsuki	-.713	-.836	-.795	-.583	-.501	-.514
KIB	Kitaiarakaki	-.082	-.044	-.097	-.066	.100	.135
KTU	Katsuura					-.259	-.208
MIN	Mineoka	-.133	-.138	-.250	-.099	-.065	-.077
MNB	Manba	-.229	-.157	-.208	-.004	.094	.363
MOR	Moriya	.333	.207	.162	.123	.100	.217
MOT	Motegi	.094	.087	.016	-.063	.065	-.036
NMT	Nakaminato	.171	.054	-.115	-.100	-.093	-.135
OHR	Ohhira	.202	.060	-.079	-.295	-.406	-.437
OMM	Ohmama	-.068	.038	.139	.124	.196	.229
SHM	Shimohsa	-.316	-.331	-.482	-.479	-.511	-.497
TRU	Tsuru	.151	.069	-.046	-.106	-.155	-.175
TR2	Shishidome	.077	.013	-.075	-.159	-.208	-.222
TYM	Tateyama			-.082	-.040	.065	.115
YFT	Tomioka				.735	.785	.711
YKI	Yohkaichiba	.275	.400	.269	.257	.248	.356
YMI	Yoshimi	.053	-.201	-.281	-.150	.157	.208
YMK	Yamakita	.242	.264	-.026	-.195	-.169	-.190
YSK	Yokosuka			.371	.284	.332	.358
YST	Yasato	.163	.014	-.120	-.273	-.314	-.394

れ断層型である。

F. 千葉

これは、地震活動がもっとも活発な、いわゆる千葉県中部地震を含む地域である。観測点数 34、地震数 373 個である。Fig. 12 に、再決定震源と再決定地震のルーチン震源を示す。再決定震源の深さの図示範囲は 53~83 km とルーチン震源の範囲よりも 3 km 深くなっている。下館・筑波・谷田部・八千代地域と同様に大多数の地震は東から西へ約 40° の角度で傾斜する面上で発生している。Fig. 13 には M4.0 以上の 18 個の地震の発震機構を震源分布図とともに示す。本地域は他地域よりも複雑である。東西両端の 3 個の浅い地震以外の多くは西下がりの低角節面をもつ逆断層型であるが、5 個は東西ないし南東~北西に張力軸を持つ正断層型地震である。な

お北東の浅い地震 (No. 17) は八千代の南東の地震 (No. 12) と同一である。この地震の発震機構解は、南北走向の節面の傾斜角に任意性があるので、ここでは八千代とは少し変えて示した。逆断層型の地震は西端の 1 個 (No. 8) を除き、低角節面の傾斜角 (平均 17°) と平行な面上に発生していることと、それらのスリップ・ベクトルが $266^{\circ} \pm 12^{\circ}$ であることから、これらも上記地域同様、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界面で発生した地震と思われる。しかし、Fig. 13 において地震群毎にこまかくみると、Nos. 4, 7, 15 と Nos. 2, 13, 18 (深さの標準誤差は 0.65 ± 0.09 km) はそれぞれ高角東下がりの面上に分布することから、これらの地震の断層面は東下がりの節面の可能性が強い。また、No. 16 の正断層型地震は、スリップ・ベクトルの方向が他の逆断層型地震

Fig. 14. Hypocenters of relocated earthquakes of which focal mechanisms are obtained. Left: Epicentral distribution. Right: Depth distribution along NS cross section. Thrust earthquakes of which nodal planes dip westward at a low angle are shown by solid circles. Hypocentral areas of these events are enclosed with solid lines. Open circles represent earthquakes with different focal mechanisms. T axes of earthquakes outside the area mentioned above are also shown by solid lines. Iso-depth contour of the upper plane of the Pacific plate is shown by dashed lines.

と同じであることから、ほぼ水平な節面を両プレート境界と考えることも可能である。そうすればその他4個の正断層型地震の張力軸はすべて北西～南東にそろうことになる。これらの地震は、逆断層型地震とは震源の深さが多少異なり、浅い1個(No. 1)はフィリピン海プレート内部、深い3個(Nos. 6, 10, 12)は太平洋プレート内部で発生したと考えられる。この地域は、Fig. 1の震央分布図からも明らかなように、地震活動がもっとも高い

地域であることから、フィリピン海プレートと太平洋プレートの衝突がもっとも強いために、両プレート内部で上下主圧縮応力の正断層型地震が発生したと考えられる。

以上、地域毎に結果をみたが、求まった観測点補正値をまとめてTable 2に示す。値は地域毎に大きく変化することがわかる。たとえば、震央域にある観測点CDPでは、0.0秒から-0.6秒と震央が南へいくにつれて値が

小さくなっている。このことは逆に、本地域のように構造の不均質が強い地域での、震源決定における観測点補正値の重要性を物語っている。各観測点毎の平均値をみると、深井戸の FCH, IWT, SHM では $-0.1 \sim -0.7$ 秒、東京湾周辺の厚い堆積層上の HRM, YFT, ICH では $0.3 \sim 0.7$ 秒と観測点設置状況や地質構造と整合的である。

§ 5. 太平洋・フィリピン海プレート間の境界層

筑波・千葉地震帯の深さ $50 \sim 80$ km の地震は、その大多数が西下がりの低角節面をもつ逆断層型の発震機構を示し、この型の地震はすべて東から西へ低角で傾斜する太平洋・フィリピン海プレート間の境界で発生することが明らかになった。前節ではこれらの地震の発生場所として、両プレートの「境界面」という言葉を使ったが、既に明らかのようにこの「境界面」は少なくとも 2 km 程度の厚さをもつ層である。それゆえ、以下では両プレートの「境界層」という言葉を用い、この境界層の性質を詳しく調べてみる。

5.1 形状

Fig. 14 に調査した 6 地域全部において、発震機構を決定した地震の震央を示す。西下がり低角節面をもつ逆断層型地震は黒丸で示し、それらの発生域を実線で囲んだ。すなわちこの枠内ではフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界層で地震が発生し、枠外で発生した地震はすべて違う発震機構の地震である。なお、この外枠（東西 40 km、南北 100 km）の中でも調査していない地震があるが、ここでは地震が集中発生している調査地域についてののみ議論している。これら逆断層型地震の震央をみると、B から C, D, E と少しずつ東側に移動し、D からは E, F と西に広がっている。この地震帯の幅は北端の A で 7 km、南端の F で 16 km である。また、境界層の厚さは $1 \sim 4$ km、平均 2 km である。ただし、これらの値は発震機構を求めた地震から出したもので、求めている地震はもう少し深さ方向に幅広く分布している。それゆえ、これらの値は各地域での厚さの下限を意味している。

同図には、また境界層上面（これは次項「応力場」の議論から太平洋プレートとフィリピン海プレートの境界面と思われる）の深さのコンターを破線で示す。データ数が少ないので、ここでは境界面を、 $y = 50$ km、すなわち北緯約 35.95° を境に 2 つの平面に分けて示した。北側ではほぼ真西の $W2^\circ S$ 方向に約 25° で傾斜し、南側では $W13^\circ S$ 方向に約 30° で傾斜する。走向・傾斜は 1985 年の茨城千葉県境地震 ($M6.1$) が発生した D 地域を境に変化しており、この地震発生と何らかの関係があるかも知れない。

次に細かくみると、逆断層型地震の発生域は、D 地域以外では東西 2 つに分かれている。低角節面および境界層の傾斜角は、常に東側で小さく ($5^\circ \sim 17^\circ$)、西側で大きい ($19^\circ \sim 35^\circ$)。東西の傾斜角の差は、ABC 地域で平均 19° 、EF 地域で平均 8° と、これもまた D を境に変化している。太平洋プレートの平均的傾斜角はこの付近で $20^\circ \sim 30^\circ$ [例えば石田 (1986)] なので、これはプレート衝突による局所的な変化である。このように不均質が強いことが、地震活動が高いにもかかわらず、 $M7$ を超える地震がほとんど発生しない理由のひとつである可能性がある。

5.2 応力場

橋本 (1981) は西南日本において、フィリピン海プレートの沈み込みによって生じる 3 次元応力分布を計算した。彼は大陸・海洋両プレート間に境界層（海洋地殻を想定）をおき、この層の弾性定数の大きさによって、両プレートがロックされた場合とデカップルされた場合を考えた。locked model（ヤング率が大きい）の場合、北西方向主圧縮の逆断層型（北西下がりの節面が低角）の応力場はプレート境界周辺にはどこにも生じないのに対し、decoupled model（ヤング率が小さい）の場合は、フィリピン海プレートの北西方向への圧縮力が大きいときに、上記の逆断層型の応力場が境界層内に現れることを明らかにした。この計算結果を太平洋プレートが沈み込む茨城県南西部から千葉県中部地域にあてはめれば、東西圧縮軸で、西下がりの低角節面をもつ逆断層型地震が発生している領域が境界層、すなわち太平洋プレート最上部の海洋性地殻となる。このことはまた、境界層が存在すれば、プレート境界地震の断層面が太平洋プレート上面に平行である必要はまったくないことも示唆している。ただし、低弾性率の境界層の厚さは限られているので、高角の節面が断層面となる大地震は発生できない。SOMERVILLE (1980) は 1956 年 9 月 30 日の $M6.3$ の千葉県中部地震を解析し、発震機構は西下がり低角節面をもつ逆断層型であるが、余震分布と地震波形成から断層面は東下がり的高角節面であると結論した。データ不足と分解能の悪さから、西下がりの低角節面が断層面である可能性もあるものの、上に述べた理由から、 $M6.3$ 程度の高角逆断層地震が境界層で発生してもさしかえない。一方、大地震はすべて低角の断層面をもつ低角逆断層地震となり、境界層最上部のフィリピン海プレートとの境界で発生し、太平洋プレートは関東地方の地下に沈み込んでいく。大地震ではないが、C. 谷田部地域に発生した 1983 年の $M6.0$ の地震はその一例である。

橋本 (1981) の計算結果によれば、低角の節面は境界

Fig. 15. Calculated velocity V against assumed velocity V_5 . Bars represent standard deviations. A velocity in the 5th layer where earthquakes occurred was calculated by a method of HURUKAWA and IMOTO (1987). Fourth layer in Table 1 was divided into two at a depth of 67 km in this calculation.

層に平行であることが期待される。5.1で述べたように低角節面の傾斜角は場所により変化しているので、境界層の形そのものも空間変化していると考えられる。例えば、MAKI *et al.* (1980) と MAKI (1984) は M_4 以上の地震の発震機構を求め、千葉県中部では逆断層型地震以外に西側が落ち込む鉛直ずれ型地震が多数発生していることを示したが、今回の解析からも良く似た型の地震はいくつか求まっていることから、これらは低角の節面がほぼ水平なだけで、他の多数の地震同様にこの節面が境界層に平行な逆断層型地震と思われる。また MAKI *et al.* (1980) は、これらの地震の断層面は鉛直の節面と考えて、これらはフィリピン海プレートの北東端の衝突により発生した太平洋プレート内部で発生した地震であると考えた。しかし彼の解析した地震の震源精度等を考慮すれば、これらの地震も境界層内部で発生したと考えることもできる。

第4節で述べたように、千葉地域では北西～南東張力軸の正断層型地震が、逆断層型地震の発生域の上下で発生している (Fig. 13)。このように震源の深さが少し変わるだけで応力場が急変することは、橋本 (1981) の結果からも明らかなように、弾性常数の異なる媒質が隣接していること、すなわち低弾性常数の境界層が高弾性常数の媒質の間に存在することと調和的である。逆に、これ

らの地震から、境界層の厚さを正確に求めることができ、千葉地域では約 4 km であることがわかる。それゆえ、今後は境界層の厚さとして、この値を用いることにする。なお、この種の正断層型地震が逆断層型地震と同じか少し深いところに多数発生していることは、望月・他 (1985) も指摘している。

5.3 地震波速度

上節において、境界層が低ヤング率であることを明らかにしたが、ここではより直接的にこの層の地震波速度を調べる。解析方法は、HURUKAWA and IMOTO (1987) の震源決定と速度決定を交互に繰り返す方法である。彼らはこの方法を用いて、東海地域のサブクラスタル地震は沈み込んだフィリピン海プレートの海洋性下部地殻 ($V_p=6.9\sim7.0$, $V_s=4.0$ km/s) で発生していることを明らかにしている。ただし、ここでは震源決定および観測点補正值の計算には改良連係震源決定法を用い、計算手続きを簡潔にした。解析には、地震数をもっとも多く、かつ震源域が広い千葉地域で、 $95\leq x\leq 111$ km, $6\leq y\leq 22$ km, $68\leq z\leq 76$ km の範囲に発生した地震 224 個を用いた (Fig. 12 参照)。速度構造は水平成層構造とし、Table 1 の第 4 層を 2 分割し、第 4 層の厚さを 37 km、すなわち第 5 層までの深さを 67 km とし、地震が発生している第 5 層 (半無限) の速度を V_5 とした。 V_5 を 5.0 km/s から 9.0 km/s まで変えて、それぞれの速度モデルに対してまず近くの観測点を用いて震源を決定する。次にこの決定された震源を仮定し、震源決定に用いていない遠くの観測点を使って震源域の地震波速度を計算した。計算は観測点ごとに行なう。速度計算に用いた観測点は、解析域の中心から 120 km 以遠で、かつ観測地震数 10 以上のものであり、用いた読取値はランク A のみである。なお、計算時に走時残差が標準偏差の 2 倍をこえる読取値は逐次取り除いた。計算の結果、仮定した速度 V_5 と計算速度 V が一致するとき、仮定が正しかったことになり、速度が求まる。Fig. 15 に結果を示す。図には決定速度の標準誤差が 0.4 km/s 以下の観測点の平均値とその標準偏差を、震源決定の時に仮定した速度 V_5 に対して示す。用いた観測点数は 12～18 点である。両者は $V=5.0$ km と $V=7.5$ km/s のとき完全に一致するが、 $V\leq 7.5$ km/s では常にほぼ一致している。一方、 $V\geq 8.0$ km/s では V は明らかに V_5 よりも小さくなっている。以上から、速度を求めることはできなかったが、逆断層型地震は海洋性マントル等の高速度層では発生していないと言うことはでき、上節の応力分布からの推定と矛盾しない。

なお、震源域の地震波速度が小さくなるほど震源の深さ方向の広がりが大きくなる。たとえば、 $V_5=5.0$ km/

Fig. 16. A schematic figure of the boundary layer between the Pacific and Philippine Sea plates beneath the southwestern Ibaraki and the Chiba prefectures. Shaded areas represent hypocentral areas of thrust earthquakes of which mechanism diagrams are shown onto a vertical plane. Normal earthquakes occurring at the western edge of the boundary layer are also represented by a mechanism diagram.

sのときの境界層の厚さは、 $V_5=7.8$ km/sのときの2倍になる。それゆえ、正しい厚さを求めるには、境界層内の地震波速度を正確にみつめる必要がある。

5.4 起源

両プレート境界の低弾性率の境界層としては沈み込んだ海洋性地殻が考えられる。既に述べたように、境界層の厚さは約4 kmである。この値は、LUDWIG *et al.* (1966) と DEN *et al.* (1971) が東北・北海道沖において求めた、日本海溝・千島海溝に沈み込む直前の海洋性地殻第1・第2層 (P波速度: $V_p=2\sim5$ km/s) の厚さ2 kmよりは厚く、海洋性地殻第3層 ($V_p=6.6$ km/s) の厚さ5.3 kmないし6.4 kmよりは薄い。IWASAKI *et al.* (1989) は海底地震計による人工地震観測記録を波線追跡法により解析し、北海道南東沖の千島海溝周辺の地殻・最上部マントル構造を求めた。それによると、厚さ2~3 kmの太平洋プレート最上部の海洋性地殻第2層 ($V_p=3.8\sim6.5$ km/s) は、厚さ4~5 kmの海洋性地殻第3層 ($V_p=6.5\sim7.0$ km/s) とともに千島海溝から沈み込んだ後も、そのまま深さ25 kmまで沈み込み続けている。彼らの求めたのは深さ25 km程度までであり、ここで解析した地震の深さ65~85 kmまでそのまま延長できるかどうかはわからないが、可能性は十分ある。

それでは、境界層は海洋性地殻のどの部分に対応するのだろうか。上部地殻の厚さは上記3例では、2~3 kmであり、境界層の厚さ約4 kmよりもかなり薄い。しかも、前項5.3で述べたように地震波速度が小さいと境界層が厚くなり、上に述べた値とはますます一致しなくな

る。一方、下部地殻の厚さは4~6 km、地殻全体の厚さは7~8 kmとなり、いずれも低地震波速度を考慮した境界層の厚さによく一致する。それゆえ、境界層の起源は沈み込んだ海洋性地殻全体ないし海洋性下部地殻であると思われる。しかし、境界層の地震波速度構造がわからない現時点では、単に境界層の起源は沈み込んだ海洋性地殻であると結論すべきであろう。

海洋性地殻がプレートの一部として上部マントル中に沈み込んでいることは、既にいくつかの地域で明らかにされている [まとめは松沢 (1989)]。例えば、東海から近畿地方にかけては、フィリピン海プレートの沈み込みとともなう、サブクラスタル地震が発生しており、走時および波形解析から少なくとも深さ50~60 kmまでは地震波速度 $V_p=7$ km/s, $V_s=4$ km/sの海洋性下部地殻 (海洋性地殻第3層) が沈み込み、その内部で張力軸がプレートの走向に平行な地震が発生している [例えば HORI *et al.* (1985), HURUKAWA and IMOTO (1987)]。この例のように、地震波速度が求められている場合は、すなわち内部で地震が発生しているところでは、海洋性下部地殻が沈み込んでいることが明らかにされている [松沢 (1989)]。しかし今回発見したような、内部でプレートのスリップ・ベクトルに平行な圧縮軸をもつ逆断層型地震が発生している境界層については、これまでのところ報告はない。

OBARA and SATO (1988) と OBARA (1989) は関東地方に沈み込む太平洋プレート上面にS波が強く反射する反射面が存在することを反射S波の走時解析から見いだした。彼らは反射波の継続時間と高い反射係数から、反射面は表面が粗く、数kmの厚さを持ち、インピーダンス比が大きいと考えた。OBARA (1989) によると、この反射面は地震活動から求めた太平洋プレート上面の傾斜・走向ともよく一致し、深さ60から120 kmの範囲に位置する。我々が見つけた境界層は彼の反射面存在域のちょうど東端に位置し、反射面の性質のみならず、深さ・傾斜・走向ともよく一致することから、これらは同一物だと考えられる。

以上、太平洋・フィリピン海両プレート境界に存在する、西下がり低角節面をもつ逆断層型地震を発生させる境界層の性質について調べてきたが、Fig. 16に模式図を示す。ただし、境界層の形状・地震発生場所は場所により多少異なる。

§ 6. 1985年10月4日の茨城千葉県境地震 (M6.1)

本震直後3日間の震央分布をFig. 17に示す。本図から、断層面は南北約5 km、深さ方向約4 kmの南北走向鉛直であり、破壊が北から南へ、浅部から深部へ進行し

Fig. 17. Relocated hypocenters of the 1985 Ibaraki-Chiba Border earthquakes. The main shock (M6.1) and its aftershocks within 3 days are shown. Equal-area projection of the geometrical representation of the moment tensor solution (after DZIEWONSKI *et al.*, 1986) of the main shock is also shown. The compression and tension axes are indicated by a plus and by a cross, respectively. This figure indicates that the fault plane of this earthquake is nearly vertical.

たことがわかる。この面は Fig. 9 に示す本震 (No. 2) の発震機構解の一節面 (南北走向で西上がり東落ち) に非常によく一致する。また Fig. 17 には参考のために DZIEWONSKI *et al.* (1986) の CMT 解も示す。この発震機構は既に述べたように、フィリピン海プレートと太平洋プレートの相対運動によって境界層内で発生している他の地震のメカニズムとはまったく異なる。Figs. 9, 14 から明らかなように、この地震の震源が境界層で発生する地震よりも明らかに深いことから、これは太平洋プレート内部 (地殻よりもヤング率が大きいマントル領域) で発生した地震と思われる。それでは、なぜこの地域だけこのような特異な地震が発生したのだろうか。それは、この地震の震源の上での両プレートのカップリングが周辺地域よりも強く、プレート境界層の地震が発生せずに、太平洋プレート内部の東西圧縮応力が強く破壊が起こったためだと思われる。これについては、次節で議論する。

なお、本地震を解析した堀 (1986) は、この地震の断層面をほぼ東西走向、南へ傾斜する面と考え、プレートの沈み込む量の南北での食い違いによるプレート内部の地震と考えた。しかしこの考えは Fig. 17 の震源分布図か

ら明らかなように、断層面を取り違えており、間違っていると思われる。彼が震源再決定しながら断層面の選択を誤ったのは、用いた観測点補正値が正しくなかったためであろう。彼の値と我々の値では最大 0.7 秒 (IWT 観測点) 異なる。そのため大きい地震と小さい地震で震源が系統的にずれたのである。大きい地震だけに注目すれば、彼の図 (Fig. 3) からでも南北走向の節面を断層面とみなせるだろう。このことは Fig. 8 から明かである。震央分布図あるいは東西断面図をみれば、ルーチン震源では明らかに小さい地震は大きい地震の東側に分布している。しかしここで用いた改良連係震源決定法で再決定した震源の位置は地震の大きさに依存しない。

§ 7. 太平洋・フィリピン海プレートのカップリング

Fig. 14 に示したように、西下がり低角節面をもつ逆断層型地震の地震帯の西端は、ちょうど 1985 年茨城千葉県境地震 (M6.1) が発生した D で、もっとも東に引っ込んでいる。そしてこの地震の震央域の南北と東で両プレートが滑り (すなわち、境界層内部が変形し)、震央の直上では滑っていない (すなわち、カップリングが非常に強く、境界層内部が変形しない)。これがこの太平洋プレート内部に応力が集中し、この地震が発生した原因である。

次にその他の、境界層外で発生した地震をみってみる。Fig. 14 には、逆断層型地震発生域外で発生した、1985 年茨城千葉県境地震に関連した地震以外の地震について、張力軸を実線で示した。A, C, E の各地域ではいずれも逆断層型地震発生域西端のすぐ外側で東北東～西南西ないし北東～西南方向に張力軸をもつ正断層型地震が発生している。このうち A, C 地域では、西下がりの境界層の延長よりも少し浅い側に起こり、張力軸がほぼ南北ないし南南東～北北西に走る地震帯にほぼ直交している。このことから、これらの地震は、境界層端の応力集中によりフィリピン海プレート内部で発生した正断層型地震であると思われる。このことは、これらの地震発生場所では、両プレートのカップリングが、すなわち境界層内部の強度が、地震帯内部よりも強いことを示唆している。

E の西端の正断層型地震は、張力軸が地震帯に平行な北北東～南南西でかつ震源はすぐ東の地震群の地震面の延長よりも深く、A, C とは少し違う。茨城千葉県境地震の震源域上での両プレート境界でのカップリングが強いと、本地震の発生場所では太平洋プレート内部に茨城千葉県境地震の方向が張力軸になる応力場が生じることから (なぜなら、フィリピン海プレートを固定して考えると、茨城千葉県境地震の震源域はその場に留まろうとす

るのに対して、本地震の震源域は西へ沈み込んでいくため、これは太平洋プレート内部の地震であると思われる。

一方、地震帯の東側には、地震帯の延長よりも5~10 km 浅いところで西北西~東南東ないし北北西~南南東張力軸の地震がEとF地域で3個発生している。張力軸の向きがほぼ茨城千葉県境地震の方向に向いていることから、茨城千葉県境地震の震源域上での両プレートのカップリングが強いために生じたフィリピン海プレート内部の地震と考えることも可能である（なぜなら、太平洋プレートを固定して考えると、茨城千葉県境地震の震源域はその場に留まろうとするのに対して、本地震の震源域は東へ進んでいくため）。

以上ここにあげたすべての地震は、逆断層型地震発生域の低カップリングと、茨城千葉県境地震震源域上での強カップリングで説明できる。もちろん、これは可能なメカニズムの一つであり、これらの地震の発生理由を正しく明らかにするには、もう少し広い範囲の地震活動と発震機構を調べる必要がある。

川崎・松田(1987)は、筑波・千葉地震帯における太平洋・フィリピン海両プレート間のサイスミック・カップリングを調べた。彼らは筑波・千葉地震帯内の4つの地震の巣における最近18年間のサイスミック・カップリングが0.1~0.2程度と“普通程度”であるとしている。なお、地震が発生していない場所も含めた筑波・千葉地震帯全体を考えれば、この値は3分の1になり、カップリングは更に小さくなる。このようにサイスミック・カップリングが小さいことは、両プレート間に低弾性率の境界層が存在し、その内部で逆断層型地震が発生することと調和的である。

§ 8. 結 論

1. 連係震源決定法を改良した。すなわち、観測点補正值が震央域の中心から測った震央距離および観測点方位とは相関がないという2つの拘束条件を導入して、震源決定の安定化をはかった。

2. 上記、改良連係震源決定法を用いて、茨城県南西部筑波側から千葉県中部にかけての「筑波・千葉地震帯」に発生する深さ50~80 kmの地震の震源822個を再決定するとともに、主な地震75個の発震機構を求めた。

3. 大多数の地震は平均30°の傾斜角で、東から西へ沈み込む太平洋プレートと、西から沈み込んだフィリピン海プレート先端部との境界で発生した西下がりの低角節面をもつ逆断層型地震である。この境界は厚さ約4 kmの層であり、沈み込んだ太平洋プレート最上部に存

在する低速度・低弾性率の海洋性地殻であると思われる。

4. 上記、境界層に発生する地震はすべて西下がり低角節面をもつ逆断層型地震であるが、震源分布をみるとその断層面は必ずしも西下がりの低角節面ではなく、東下がりの高角節面であることが多い。

5. 境界層の存在範囲は南北約90 km、東西7~16 kmである。境界層の形状は南北で少し異なる。大ざっぱにいうと、北側ではほぼ真西に約25°で傾斜し、南側ではW13°Sの方向に約30°の傾きで傾斜する。更に細かくみると、境界層の傾斜角は場所により異なり、東側で小さく(5°~17°)、西側で大きい(19°~35°)。

6. 地震活動のもっとも高い千葉県中部では、上記逆断層型地震の他に、北西~南東張力軸の正断層型地震がフィリピン海プレート内部と、太平洋プレート内部（マントル領域）で発生している。

7. 1985年10月4日に発生した茨城千葉県境地震(M6.1)の断層面は東落ちの南北走向鉛直の面で、破壊は北端浅部から南へ進んだ。この地震は、この地震の震源域の上でのフィリピン海プレートと太平洋プレートのカップリングが非常に強いために発生した太平洋プレート内部の地震である。

8. 逆断層型地震発生域の外で発生した地震の発震機構は、上記茨城千葉県境地震の震源域の上での両プレートのカップリングが強いことから生じる応力場で説明できる。

謝 辞

地震活動の調査にはSEIS-PC [石川(1986)]を用いた。査読者の意見は原稿の改善に役立ちました。

文 献

- DEN, N., H. HOTTA, S. ASANO, T. YOSHII, N. SAKAJIRI, Y. ICHINOSE, M. MOTOYAMA, K. KAKIICHI, A. F. BERESNEV and A. A. SAGALEVITCH, 1971, Seismic refraction and reflection measurements around Hokkaido. Part 1. Crustal structure of the continental slope off Tokachi, *J. Phys. Earth*, **19**, 329-345.
- DEWEY, J. W., 1972, Seismicity and tectonics of western Venezuela, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 1711-1751.
- DOUGLAS, A., 1967, Joint Epicentre Determination, *Nature*, **215**, 47-48.
- DZIEWONSKI, A. M., J. E. FRANZEN and J. H. WOODHOUSE, 1986, Centroid-moment tensor solutions for October-December 1985, *Phys. Earth Planet. Interiors*, **43**, 185-195.
- FREEDMAN, H. W., 1967, A Statistical Discussion of P Residuals from Explosions, Part II, *Bull. Seism. Soc.*

- Am., 57, 545-561.
- 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—国立防災科学技術センター—, 地震 2, 35, 401-426.
- 橋本 学, 1981, 西南日本に沈み込むフィリピン海プレートの形状と三次元応力分布 (第2報), 地震 2, 34, 197-211.
- 堀 貞喜, 1986, 1985年10月4日千葉・茨城県境付近に発生した地震の発生メカニズムとその構造的意義について, 地震 2, 39, 457-468.
- HORI, S., H. INOUE, Y. FUKAO and M. UKAWA, 1985, Seismic detection of the untransformed 'basaltic' oceanic crust subducting into the mantle, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 83, 169-197.
- HURUKAWA, N. and M. IMOTO, 1987, P and S velocities in the source region of subcrustal earthquakes in the Tokai district, central Japan, J. Phys. Earth, 35, 1-17.
- 井元政二郎, 1984, 関東・東海地域における起震応力場, 国立防災科学技術センター研究速報, 66, 1-76.
- 井元政二郎, 1985, 関東南部におけるフィリピン海プレート内の応力場, 月刊地球, 7, 93-96.
- 石田瑞穂, 1986, 関東・東海地域の震源分布から推定したフィリピン海及び太平洋プレートの等深線, 国立防災科学技術センター研究報告, 36, 1-19.
- 石川有三, 1986, SEIS-PC改訂版の概要, 情報地質, 11, 65-74.
- IWASAKI, T., H. SHIOBARA, A. NISHIZAWA, T. KANAZAWA, K. SUYEHIO, N. HIRATA, T. URABE and H. SHIMAMURA, 1989, A detailed subduction structure in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies, Tectonophysics, 165, 315-336.
- 笠原敬司, 1985, プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻活動様式, 国立防災科学技術センター研究報告, 35, 33-137.
- 川崎一朗・松田恵子, 1987, 南関東におけるプレート間サイスミックカップリンと仮想東京直下地震, 地震 2, 40, 7-18.
- LUDWIG, W. J., J. I. EWING, M. EWING, S. MURAUCHI, N. DEN, S. ASANO, H. HOTTA, M. HAYAKAWA, T. ASANUMA, K. ICHIKAWA and I. NOGUCHI, 1966, Sediments and structure of the Japan trench, J. Geophys. Res., 71, 2121-2137.
- MAKI, T., 1984, Focal mechanisms and spatial distribution of subcrustal earthquakes occurring in clusters beneath the Kanto district, Bull. Earthq. Res. Inst., 59, 127-196.
- MAKI, T., I. KAWASAKI and A. HORIE, 1980, Earthquake mechanisms associated with the conjunction of the sinking plates beneath the Kanto district, Japan, Bull. Earthq. Res. Inst., 55, 577-600.
- 松澤 暢, 1989, 後続波から推定される沈み込むプレート境界の地震波速度構造, 地震 2, 42, 525-536.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1978, Present day plate motion, J. Geophys. Res., 83, 5331-5354.
- MINSTER, J. B. and T. H. JORDAN, 1979, Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates, EOS Trans. Am. Geophys. Union, 60, 958.
- MINSTER, J. B., T. H. JORDAN, P. MOLNAR, and E. HAINES, 1974, Numerical modelling of instantaneous plate tectonics, Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 36, 541-576.
- 望月英志・佐久間喜代志・井元政二郎, 1985, 関東・東海地方の地震の発震機構 (1979-1983), 地震 2, 38, 411-422.
- 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, 51, 490-498.
- OBARA, K., 1989, Regional extent of the S wave reflector beneath the Kanto district, Japan, Geophys. Res. Lett., 16, 839-842.
- OBARA, K. and H. SATO, 1988, Existence of an S wave reflector near the upper plane of the double seismic zone beneath the southern Kanto district, Japan, J. Geophys. Res., 93, 15037-15045.
- 大竹政和・笠原敬司, 1983, 茨城県南西部に見られるベア地震, 地震 2, 36, 643-653.
- OKADA, Y. and K. KASAHARA, 1990, Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, Tectonophysics, 172, 351-364.
- SENO, T., 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate, Tectonophysics, 42, 209-226.
- 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.