

関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海 および太平洋プレートの沈み込み

野口 伸一

防災科学技術研究所

Seismicity, Focal Mechanisms and Location of Volcanic Front Associated with the Subducting Philippine Sea and Pacific Plates beneath the Kanto District, Japan

Shin-ichi NOGUCHI

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Abstract

Spatial distribution of hypocenters and focal mechanisms of earthquake clusters, associated with the subducting Philippine Sea plate (PH) and Pacific plate (PA) and overlaying Okhotsk plate (OK) in the Kanto district, Japan, are investigated based on relocated hypocenters and composite focal mechanism solutions. Depth contour maps of the inclined seismic layers of both the Philippine Sea and Pacific plates are constructed and several vertical cross-sections of seismicity combined with composite focal mechanism solutions are examined. In general, the focal mechanisms of earthquake province at each plate boundary and within each plate show a slip direction that is consistent with the relative plate movements and reflect the geometrical feature of the subducting slab. In the central and eastern Kanto district the focal mechanisms of earthquake clusters at the top of PH are characterized by reverse faulting, while some local zone within and bottom of the slab show predominant normal faulting. From these features together with the complexity of the Izu-Ogasawara forearc and relative movement of PH in the past, we suggest that underplating is taking place between the top of PH and the bottom of OK. The double seismic zones of PA beneath PH in central Kanto and beneath Kashimanada located just east of the eastern edge of PH show a rather flattened or locally concave geometry than the convex shape expected to be formed at the arc-arc junctions. We consider that this feature manifests an elastic deformation of PA caused by the loading of PH. In northern Kanto PH overriding PA penetrates the wedge mantle and reaches a point around 110 km in depth just beneath the volcanic front (VF) near volcano Akagisan, which strongly suggests that the volcanism on the VF in northern Kanto is caused by the subduction of PH. The focal mechanisms of both PH and PA at depths of more than about 80 km are mostly characterized by the normal fault, which is probably attributed to tensional stress caused by dehydration within the descending slab. In western Kanto the VF runs above the seismic plane of PA at depths of about 150 to 160 km along the Izu-Ogasawara arc. We speculate that this VF originated from two factors in the wedge mantle above PA; a deepened dehydration along PA due to the overlapping of PA and PH at a shallow depth, and the westward penetration of PH.

Key words : *earthquake cluster, composite focal mechanism, double seismic zones, volcanic front, overlapping Philippine sea and Pacific slabs*

1. はじめに

太平洋プレートとユーラシアプレートに挟まれ大局的に南北に長い菱形のフィリピン海プレートにおいて、北端部に位置する関東地域下のフィリピン海スラブは、オホーツクプレートの下に沈み込み、太平洋スラブによって沈み込まれている (SENO *et al.*, 1996). そこでは、二つの海溝-火山弧系が会合して太平洋スラブが凸状の会合部を形成し、その上に活動的構造の伊豆・小笠原弧海洋性島弧 (SUYEHIRO *et al.*, 1996) の前弧側が沈み込んでいる。このような関東地域に、定常的に活動が高い大小の地震クラスター、すなわち地震の巣 (坪井, 1967) が多数形成され、その地域性・分布形態が調べられてきた (津村, 1973; 宇佐美・渡辺, 1977). 観測データの量・質の向上とともに 1980 年代から関東下の地震の巣とプレート形状、相対運動の関係が次第に明らかになりつつあり (例えば、岡田, 1990, による詳細なレビュー), 他地域に比べて複雑な関東地域の地震活動の様子が概観されてきている (総理府地震調査研究推進本部, 1997). このような三つのプレートの収束・相互作用で絶えず微小変形していることを示す関東地域の定常的地震活動のさらなる解析は、各地震活動域のテクトニックな意味付け、プレート境界と内部の特徴的運動や固着域の把握、地震活動と地殻変動との因果関係の解明等、当域のテクトニクスの理解を深める上で、また地震防災上からも重要であろう。

本小論では、関東地域の多様な震源分布のうち、関東中央部～北東部に焦点を当て、主に断面図上で震源分布と発震機構のやや詳細な解析と基本的な分類を試みる (第 3～5 節). その中で、従来明らかにされてきた主な地震のメカニズム解も引用して解釈を述べる。これに基づいて、三つのプレートの相対運動・変形ならびに太平洋スラブのウェッジマンタルへ沈み込むフィリピン海スラブと火山フロントの関係について若干の議論を展開したい (第 6 節). なお、本題に入る前に、次の第 2 節では解析に用いるデータと深発地震面の等深度線について触れておくことにする。

2. 震源・発震機構データと深発地震面の等深度線

2.1 震源と発震機構の計算

解析に用いる震源データは、防災科学技術研究所の観測網と現在の処理システム (松村・他, 1988) で観測された 1986 年 4 月～1998 年 5 月末、北緯 33～37.5 度、東経 136～142 度、深さ 300 km 以浅、マグニチュード $M0.0$ 以上の地震である。ルーチン処理の震源は、観測されたすべての P, S 波初動読み取り値に、読み取り精度と距離による重みを掛け、水平成層の速度構造を標準に用いて一律に決められている (鶴川・他, 1984; 岡田, 1988a). 関東・東海地域は速度構造の横方向変化が大きいので、このルーチンの震源の誤差や決定精度、分解能は、場所や地震の規模により異なる。本稿の目的のためには、震源の精度・分解能を相対的に高めることが望ましく、ルーチンの震源と読み取り値から震源を再決定することにした。その手順を簡単に記す。

(1) 上記の東西約 540 km, 南北約 500 km, 深さ 300 km の領域について、まずルーチンの震源の深さ毎の震央分布図 (深さの区切りは、0, 30, 50, 80, 120, 180, 300 km) から、

地震発生域と非地震域および観測点の配置を考慮して、緯度・経度方向にブロック分けする。観測網内の浅いブロックは1辺が30~40 km程度、データ数が比較的少ない観測網の周辺や深い領域は1辺が100~200 km位を取り、総数161個のブロックに分けた。(2)各ブロックと観測網との位置関係から、観測網を見込む立体角が適度な範囲の観測点をブロック毎に選び出す。このため、観測網の周辺や深いブロックほど広い範囲の観測点を用いている。(3)各ブロックで比較的精度の良いルーチン震源と読み取り値から、各観測点のP、S波の走時偏差の平均を求め観測点補正值とする。標準の速度構造はルーチンで使用しているものである。(4)このようにブロック毎に震源決定して161個の震源ファイルを作り、最後に時間順に並び変えた。これにより、136,700個余が震源決定された。以上の操作では、ブロック毎に観測点数、補正值が異なるため、ブロック境界付近で震源位置に若干の系統的なずれが予想される。しかし、その大きさは以下の解析には問題にならない小さな量である。

ここで、再決定震源とルーチンの震源の比較例を示そう。Fig. 1aは茨城県・栃木県を横断する深さ40~150 kmの断面に投影した再決定震源とルーチンの震源の鉛直分布(後述のFig. 3とFig. 8bの一部)で、緯度、経度、深さおよび震源時の誤差範囲が同じ条件のものを取り出している。全体には大きな違いはみられないが、再決定震源の方が相対的に密に分布し、差渡し数km程度のクラスターや層状分布の細かい特徴が良く表われているといえよう。

次に、震源決定された地震のうち、P波初動の押し引き極性読み取り観測点数が10点以上のものについて、岡田(1988a)の方法でメカニズム解を決定した。そのうち、全極性データに対する極性不一致が10%以下の地震(総数13,700個余、震源決定された地震の1割)のメカニズム解を取り出して、震源の密集域毎に重ね合わせメカニズム解を求めた。第4、5節ではそれに基づいて話を進めるので、Fig. 1aの小領域a, b, cを例に重ね合わせ解の求め方を示そう。

Fig. 1bの各枠内は、Fig. 1aの小領域a, b, c内の個々のメカニズム解を示す。投影法は下半球等積投影とし、P波初動極性の押し(小さい黒丸)と引き(小さい白丸)、P軸(白抜きの大きい四角)、T軸(大きい黒丸)を記入するとともに、震源球の上に地震発生の年月日と時分、地震の規模M、また極性データ数と()内には極性不一致数も示している。まず、小区域毎に初動極性を全て重ね合わせ、初期重ね合わせ解を求める。次に、この初期重ね合わせ解のP軸、T軸と二つの節面のスリップ方向に対し、個々のメカニズム解の各方向が各々90度以内の地震だけを選び、再び重ね合わせ解を求める。Fig. 1bでは、鍵括弧[]でくくられた解が上記条件から外れたもので、これを除いて求めた最終の重ね合わせ解が、Fig. 1b各枠の上の二つの震源球である。このうち、左側の震源球には節面と全極性、またP、T軸を、右側の震源球は二つの節面とスリップ方向、P軸、T軸とともに個々の地震のP軸(小さい白抜きの四角)、T軸(小さい黒丸)の分布も示している(右下の数字が地震数)。以下では、このようにして重ね合わせ解を求めた領域を地震区と呼び、各地震区の重ね合わせ解をFig. 1bの右側の震源球のように表示する。

ここで、重ね合わせ解と個々のメカニズム解の相違について触れておこう。Fig. 1bの個々のメカニズム解にも、重ね合わせ解と違いが目立つものがみられる。これは先のように、最終的な重ね合わせ解を得るための個々の解の選択条件を比較的緩くしていること、

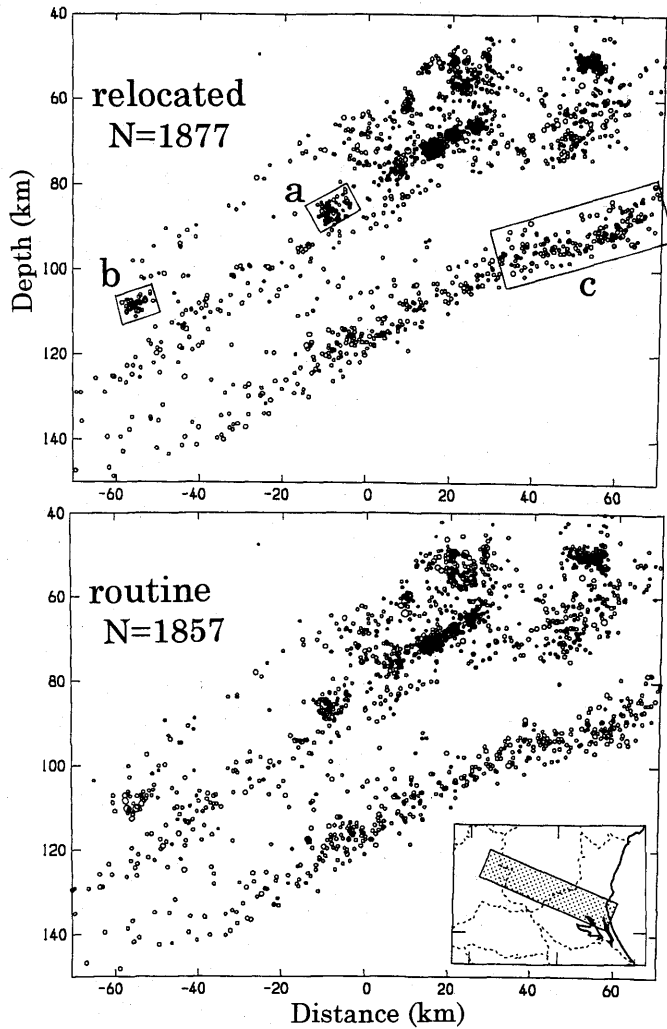
(a) 1986 04 01 - 1998 05 31, $M \geq 0$, 40-150 km

Fig.1. Fig.1a shows a comparison of the hypocenter distribution in a vertical cross-section between the relocated (upper) and routine (lower) determination. Focal mechanism solutions in three small areas (a, b, and c) in the relocated hypocenters are shown in Fig. 1b. In Fig. 1b the focal mechanisms of individual event in the areas a, b, and c are shown in the boxes, respectively. The composite mechanism solution in each area using individual mechanisms excluding the parenthesized different mechanism are shown on the top of each box. P axis (large open square) and T axis (large solid circle) and two nodal planes are plotted on the lower hemisphere of the focal sphere (equal area projection).

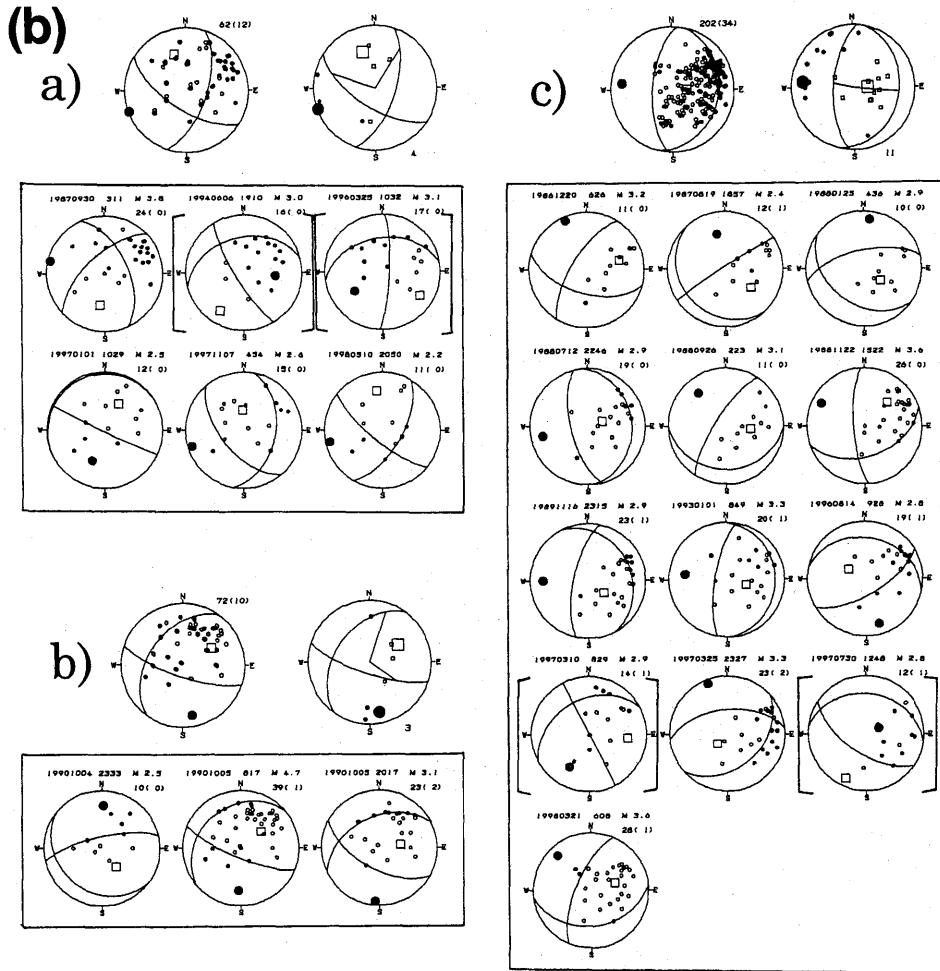


Fig. 1. (continued)

また地域毎にメカニズム解の数が異なり相対的に極性数の多い解に重みが置かれること、によっている。また、個々のメカニズム解の多様性やばらつきの要因として、押し引きデータの数や分布、震源の精度、特に深さの誤差等によるメカニズム解の信頼度 (岡田, 1988 a), 複雑なまたは複数の応力場の混在, さらに応力場の時間変化, 等が考えられる。したがって、これらの要因により、重ね合わせ解とその精度, また個々の地震の P, T 軸の分布のばらつきが地震区毎に異なる。このことに留意して、本稿ではまず地震区毎の平均的な断層タイプやすべり方向を明らかにすることを目的としている。

2.2 深発地震面の上面等深線

太平洋スラブとフィリピン海スラブの特徴的な領域を選択して、震源と発震機構をみる上で、両スラブの震源分布の等深線を求めておくことは有用であろう。ここでは海溝・トラフの沈み込み口内側の浅発地震帯を滑らかに通り、斜め深部の深発地震層=和達-ベニオフ帯の上面 (二重深発地震面の上面) に至る地震面を求めることにする。すなわち、地

震面の浅部は上盤プレートとの境界のスラスト帯、深部はスラブ上面に沿うものである。

東北日本弧と伊豆・小笠原弧の太平洋スラブの地震面は、各々の島弧直交方向の短冊断面から、堆積層を考慮して海溝下約8~10 kmの深さから浅発地震帯を通り比較的明瞭な深部の和達一ベニオフ帯の上部へ滑らかに続く曲線を取ることで、等深線が得られる。一方、関東を含む本州中央部では、両島弧に対応する走向・傾斜の異なった太平洋スラブが会合し、その浅部はフィリピン海スラブの底部と衝突している。このため、断面方向を変えながら、両島弧の地震面に連続する会合部の地震面を、上側のフィリピン海スラブの地震と区別して大局的に求めた。また、フィリピン海スラブの地震は、大小のクラスターと一部の層状分布域から成り全体に複雑である。フィリピン海スラブの比較的層状の震源分布は、北関東下約70 km以深で観測され、地震面は北北西に傾く。プレートの連続性から、フィリピン海スラブは相模トラフから北東下がり沈み込み、関東中央部下の狭い範囲で徐々に走向・傾斜を変え、北関東の深部で北北西に傾き下がることになる。このため、関東中央部でフィリピン海スラブの曲率が大きく、地震面の等深線を一義的に求めることは難しい。後の議論のように、震源分布と発震機構、プレートの厚さの解釈により、地震面の取り方は異なってくる。

Fig. 2は、以上のような点を考慮して求められたふたつのスラブの地震面の等深線を示している。太平洋プレートの地震面は20 km毎の破線、フィリピン海スラブの地震面は10 km毎の実線で示した。上の理由から関東中南部のフィリピン海スラブの等深線は描いていない。なお、東海地域のフィリピン海スラブの地震面は別途求めたものである(野口, 1996)。両スラブの地震面の特徴は以下の第3~5節の断面に示されるが、ここでは、それと関係して島弧会合部の太平洋スラブの地震面とスラブ形状について述べておこう。

Fig. 2の太平洋スラブの地震面は、全体に西側に凸形状である。詳しくみると、火山フロント(細い実線VF)が折れ曲がる長野県東部付近で、深さ140~160 kmの等深線は比較的狭い範囲で走向を変えるが、その東西の浅部と深部の等深線の変化は緩やかである。例えば、浅部の約120 km以浅の地震面は、36°N近辺で概ね南北走向で、特に関東東部の深さ60~80 km付近は傾斜が緩く平坦に近い。

このような地震面に対し、一方で本州中央部のような島弧会合部に非伸張性スラブの沈み込みを考えると、スラブに余剰が生じ浅部が尖ったり深部で折り重なることが考えられる(例えば、AOKI, 1974)。YAMAOKA *et al.* (1986)による非伸張性球殻スラブの模型でも、本州会合部の断面は、実際に観測される深発地震面よりも浅部から傾き下がる。また、山中・他(1992)も、S波の速度構造解析から本州の会合部の約200 km以深で、深発地震面より浅部にも高速度域が厚く分布することを見出し、北側の東北日本弧スラブが南側の伊豆・小笠原弧スラブの上へ折り重なることを推定している。これらのことは、緩やかに走向変化する深発地震面(Fig. 2)に対し、その上方でより鋭角的に走向変化する、または不連続的に会するスラブ会合部の形状を予想させる。その詳細はこれまでの所明らかでないが、本稿では二つの島弧の各々平面的な深発地震面を延長した交線に沿ってスラブ会合部を想定し、これを太平洋スラブの尾根(hinge line)と呼ぶことにする。Fig. 2の茨城県南部~日本海側の石川県南部方面に延びる一点鎖線HLがこれに相当する。この尾根HLは関東中央部の平坦なスラブ形状やフィリピン海スラブとの衝突・相対運動を解釈・議論する際に参照される。関東地域のフィリピン海スラブの地震面の深部は、この尾根を越えて

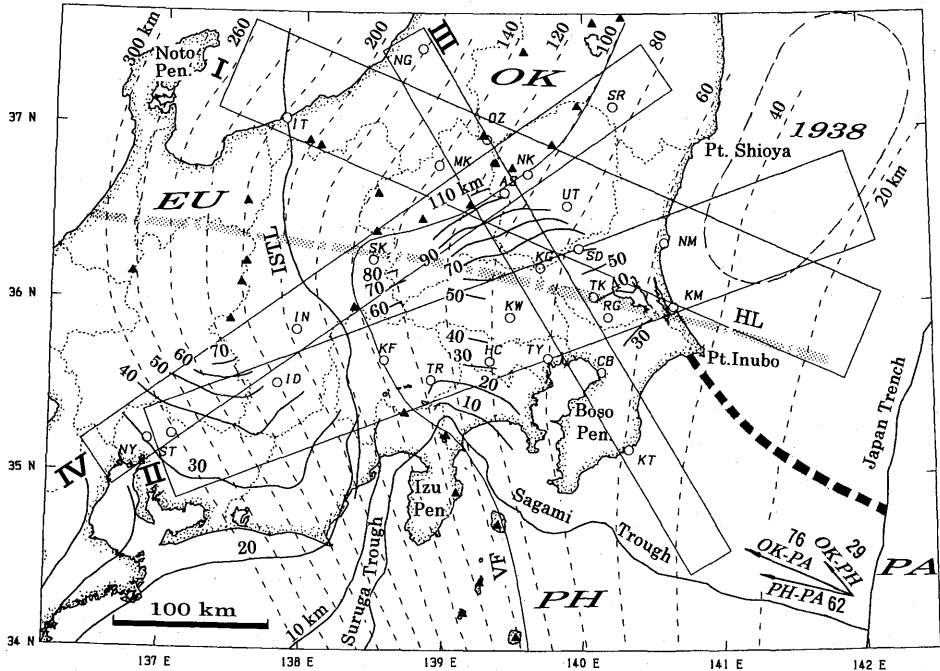


Fig. 2. Isodepth contours of the upper boundaries of seismic planes of the Pacific plate (PA, 20-300 km dashed lines with 20 km interval) and the Philippine Sea plate (PH, solid lines with 10 km interval) in the Kanto and Tokai districts, respectively. The contours of the Philippine Sea slab beneath central Kanto are not drawn because of uncertainty as discussed in the text. Four rectangular boxes I to IV are the locations of the hypocenter distribution in vertical cross-sections shown in Figs. 3 to 6, respectively. Open circles with two letters are cities and abbreviations. The Quaternary volcanoes are shown by solid triangles together with the volcanic front (VF), which is shown by a thin line. Two continental plates, the Okhotsk plate (OK) and Eurasia plate (EU) are based on SENO *et al.* (1996); their boundary is around the Itoigawa-Shizuoka tectonic line (ISTL) in this map. Three arrows southeast off Boso Peninsula are the relative velocities of plate movement (mm/year) between OK-PH, OK-PA and PH-PA calculated based on SENO *et al.* (1993, 1996). The southeastward thick dashed line east off the Boso Pen. is the northeastern edge of the Philippine Sea plate estimated by SENO and TAKANO (1989). The dash-dotted line HL across the Honshu arc is a trace of a hinge line of PA, which is assumed to be formed beneath the arc-arc junctions. The encircled area east off Point Shioya outlines the source region of the 1938 Shioya-Oki earthquakes based on ABE (1977).

北関東の東北日本弧側の火山フロント付近下に至っている。

以下の第3~5節では、Fig. 2のように4つの矩形領域I~IVを選び、フィリピン海スラブ北東部を中心に、太平洋スラブと陸のプレートとの会合域の震源分布と発震機構の特徴を、異なった角度の断面図でみることにする。なお作図は、岡田(1988b)の'MAPシステム'を利用している。Fig. 2の○印と文字は断面図の説明に用いる都市等の位置と略号、黒三角は第四紀の主要な火山を示している。茨城県・福島県沖の破線域は、ABE(1977)か

ら、1938年塩屋沖地震の余震域を求めたもので、後で茨城県の霞ヶ浦～鹿島灘の特徴的な震源分布形状と関係して議論される。また、関東・東海両地域の陸のプートを、SENO *et al.* (1996) から、各々オホーツクプレートとユーラシアプレートとした。両プレートの境界は、糸魚川・静岡構造線 (Fig. 2 の ISTL) 付近を想定している。房総半島東沖の太破線は、SENO and TAKANO (1989) の推定による海域のフィリピン海プレート北東端である。房総半島南東沖の海溝三重点付近に、SENO *et al.* (1993, 1996) に基づく三つのプレートの相対運動速度ベクトル (数値は1年あたりの速度, mm/年) を示した。以下では、フィリピン海プレート、太平洋プレート、オホーツクプレートを各々PH, PA, OK と表わし、プレート相対運動方向を、OK-PH, OK-PA, PH-PA のように略記する。

3. フィリピン海プレートと太平洋プレートの震源鉛直分布

この節では、Fig. 2 の4矩形域の幅広い断面から、関東地域と周辺の大局的な震源分布の特徴を、第4, 5節では4矩形域をさらに細分化してメカニズム解の特徴を述べよう。便宜上以下の各断面に地名を付している。

3.1 領域 I: 糸魚川-日光-那珂湊方面

Fig. 3 は、Fig. 2 の矩形域 I, すなわち日本海側の糸魚川 (丸印 IT) から日光 (NK) を通り太平洋岸の那珂湊 (NM) 方面に至る領域 (Fig. 3 の挿入地図の網目部分) の震源鉛直分布を示している。矩形域の幅は 60 km, 断面横軸の水平距離は 436 km, 縦軸の深さ 300 km, 走向は N294°E, 地震のプロット数は 16,604 個である。以下の断面図には、その上部に矩形域の幅方向中央の陸域範囲を横棒で、火山を黒三角と略号で、都市等の位置を白丸と略号で示してある。この Fig. 3 は、概ね太平洋プレート (PA) とオホーツクプレート (OK) との相対運動の OK-PA 方向に、また PA 深発地震面の傾斜方向にあり (Fig. 2 と Fig. 3 挿入図参照)、東北日本弧南西端の幅 60 km に渡る平面的な PA 地震面を投影したもので、以下のような特徴が挙げられよう (なお、関東地域の詳細は Fig. 3 を二つに分け拡大した Figs. 8a, 8b に記す)。

(1) PA 二重深発地震面の上面と下面 (以下各々、地震面または上面、下面と呼ぶ) は、太平洋岸の NM (那珂湊) 付近下で約 30 km の距離をおいて明瞭に分布し、斜め深部でその距離がやや狭まる。上面は火山フロント内側の深さ約 150 km 以深で勾配を増す。下面は鹿島灘の深さ 70 km~120 km くらいまで顕著で 150 km くらいまでみられる。一方、火山フロントはこの断面より北側の東北日本弧では、ほぼ 100~110 km の PA 地震面に平行しているが、この Fig. 3 の 60 km 幅の断面では、奥から手前へ西向きに横断し、地震面の等深線に対して後退している (Fig. 2)。 (2) PA の上面の上側にはフィリピン海スラブ (PH) の地震がみられ、NM (那珂湊)~UT (宇都宮) の間の深さ約 50 km から、火山フロント沿いの赤城山 (黒三角, AK) 付近下 110 km くらいまで分布している。なお、この領域 I とほぼ同じ矩形域について、既に海野・長谷川 (1982) は気象庁の 16 年間の震源データを再決定した断面分布から、火山フロントの曲がりとフィリピン海スラブの沈み込みの関係を示唆している。 (3) 内陸部の浅い地震はほぼ火山フロント内側の 20 km 以浅に密集しているが、日光 (NK) 近辺のクラスターの下には深さ 30 km 前後に疎らな地震がみられる (Figs. 8a, 8b 参照)。これは火山フロント付近下のみで発生する低周波地震である (鶴川・小原, 1993)。

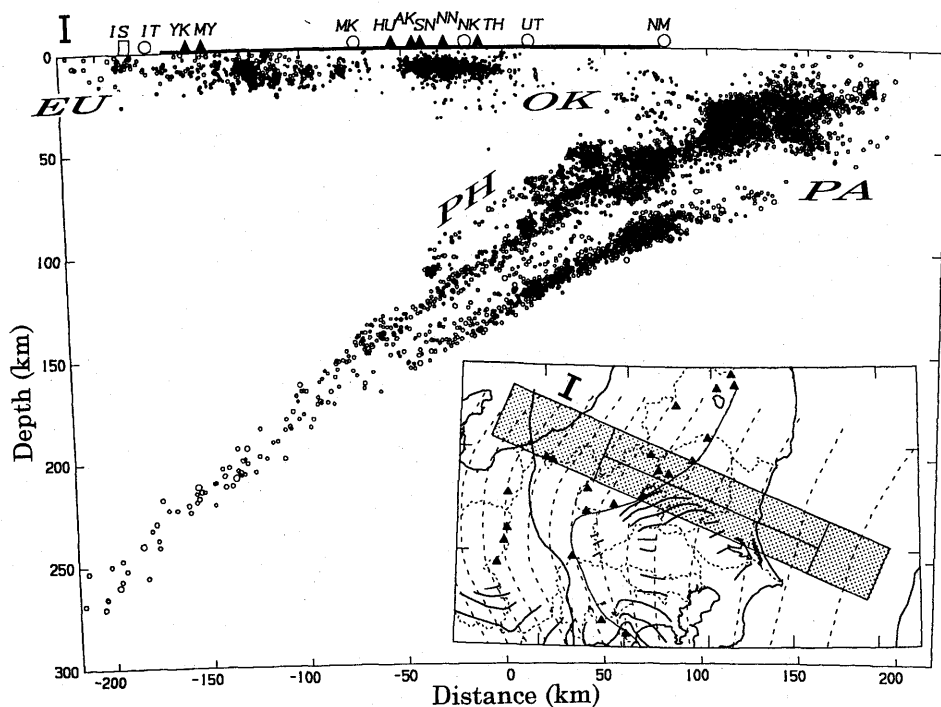


Fig. 3. Cross-section of hypocenters in the rectangle area I shown in the inset and in Fig. 2. We call this 'Itoigawa (IT)-Nikko (NK)-Nakaminato (NM) direction' in the text. The horizontal thick line on the surface is the range of land area. Solid triangles are volcanoes projected on the section: YK, Yakeyama; MY, Myokosan; HU, Hiuchigatake, AK, Akagisan; SN, Nikko-Shiranesan; NN, Nantaisan; TH, Takaharayama. Open circles indicate the locations of cities in the area: IT, Itoigawa; MK, Minakami; NK, Nikko; UT, Utsunomiya. IS is the Itoigawa-Shizuoka tectonic line (ISTL in Fig. 1). Abbreviations of volcanoes and cities in each section are used in the text.

3.2 領域 II: 瀬戸—川越—那珂湊方面

次に Fig. 4 は、Fig. 2 の矩形域 II のように、二つの海洋プレートと二つの陸のプレートを横切る、愛知県中部から甲府盆地を通り鹿島灘に抜ける断面である。矩形域の幅 60 km, 水平距離 484 km, 深さ 300 km, 走向 N251°E の 25,642 個の地震がプロットされている。なお、以下の断面には Fig. 2 に示した PA の尾根 (HL) の範囲が、薄い横棒で示されている。

(1) 関東下の PH の地震の分布は複雑である。その下には PA 地震面の尾根 HL が緩く広がる。HL 東部の茨城県つくば (TK)~那珂湊 (NM) 間の霞ヶ浦付近下では、PA 上下地震面がやや凹状に屈曲していること、その上方の NM 付近下が顕著な非地震域であることが特徴的である (次節参照)。(2) 一方、PA の尾根 HL の西側深部では、上面の深さ 100~140 km で地震活動が顕著である。その下の PA 下面は、NM の下の深さ 80 km~西側の富士山 (FJ) 付近の火山フロントの下まで延び、その近辺で傾斜の急な PA 上面と交わる。斜め深部のほぼ 200~260 km は上下に比べ地震活動が低いことが特徴的である。(3) 西側

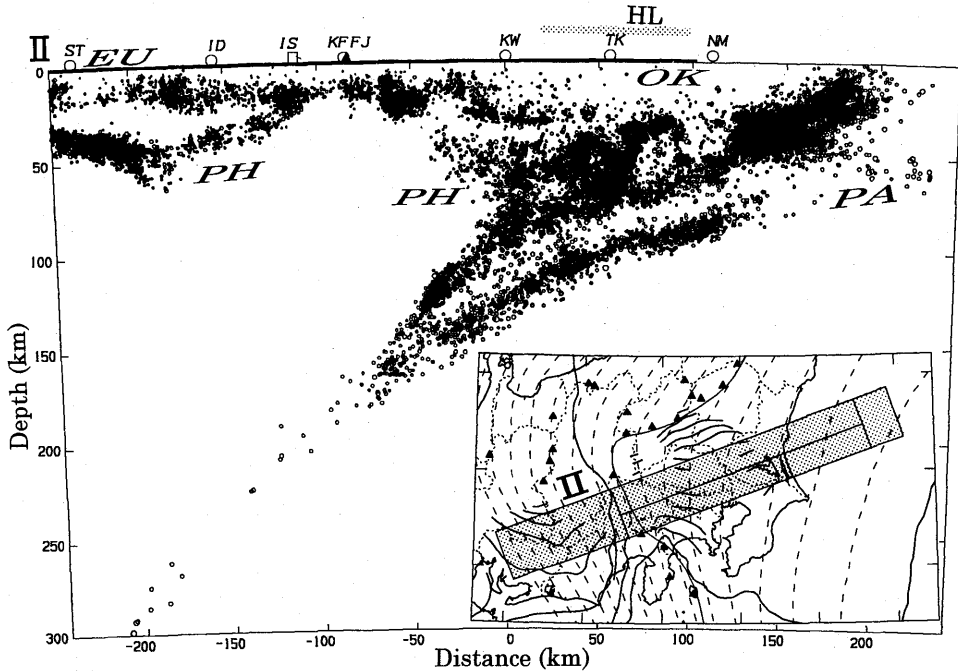


Fig. 4. Cross-section of hypocenters in the rectangle area II which we call 'Seto (ST)-Kawagoe (KW)-Nakaminato (NM) direction', as shown in the inset and in Fig. 2. Symbols are the same as those shown in Fig. 3. Volcano (solid triangle) is FJ, Fujiisan. Cities (open circles) are ST, Seto; ID, Iida; KF, Kofu; KW, Kawagoe; TK, Tsukuba; NM, Nakaminato. The light meshed line HL on the top denotes the range of the hinge line of PA.

の東海地域には、深さ 70 km 前後を最深部とする PH の傾斜地震層がみられ、その上のユーラシアプレート (EU) の浅い地震層と明瞭に分れている。また、陸のプレートの地震では、東海地域の EU から東側のオホーツクプレート (OK) の関東山地にかけて、20 数 km 以浅の浅発地震層がみられ、その上下境界が比較的明瞭である。その厚さは、糸魚川・静岡構造線 (IS) と甲府 (KF) 間の富士川流域でもっとも薄い。東側の関東地域の平野部から鹿島灘にかけては、20 数 km 以浅の地震活動が極めて低く西側と対照的である (Figs. 9 a, 9 b 参照)。

3.3 領域 III: 長岡—古河—勝浦方面

Fig. 5 は、PH 北端最深部の地震を含み PH 北端部の傾斜方向にある、日本海側の新潟県南部から茨城県南西部と房総半島を横切り相模トラフ近くに至る矩形域 III の断面を示す。矩形域の幅は 30 km, 水平距離 386 km, 深さ 200 km, 走向 $N330^{\circ}E$ で、12,936 個の地震である。このうち、PA 上面は、相模トラフに近い房総半島南東沖から茨城県西部の古河 (KG) 付近下のスラブの尾根 HL まで、水平に近い緩傾斜で約深さ 50~80 km に分布し、尾根でやや鋭く屈曲して東北日本弧側に傾斜している。その尾根上方の深さ 40~60 km には茨城県南西部鬼怒川側の PH の顕著なクラスターがみられ、特にその上部で北西に傾く

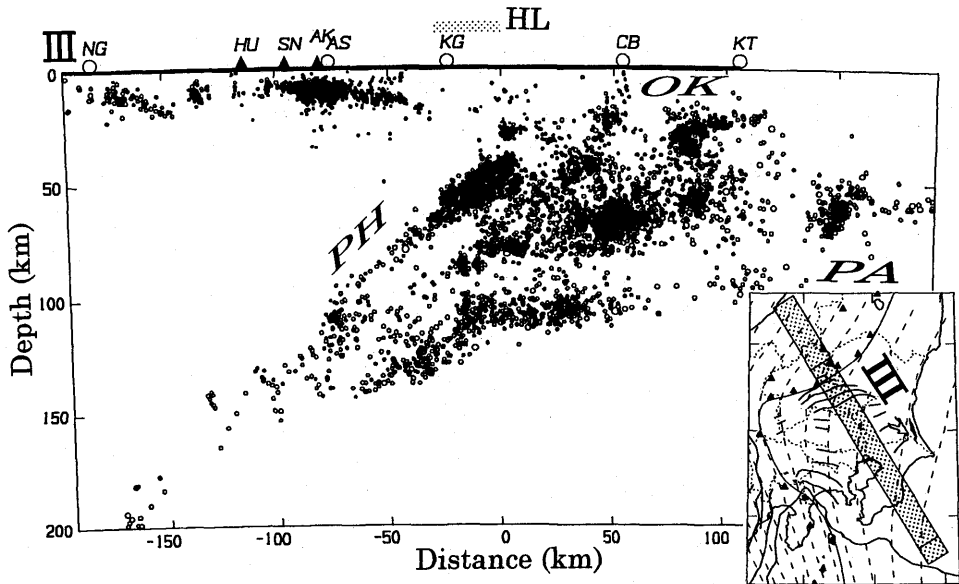


Fig. 5. Cross-section of hypocenters in the rectangle area III named 'Nagaoka (NG)-Koga (KG)-Katsuura (KT) direction', as shown in the inset and in Fig. 2. Volcanoes (solid triangles) are HU, Hiuchigatake; SN, Nikko-Shiranesan; AK, Akagisan. Cities (open circles) are NG, Nagaoka; AS, Ashio, KG, Koga; CB, Chiba and KT, Katsuura.

棒状の震源分布が目立っている (Fig. 10 の拡大断面図参照)。その斜め下方では PH の地震が PA の上に薄く層状に分布し、その先の赤城山 (AK) 付近下の深さ約 110 km に PH 最深部の小クラスターがみられる。

3.4 領域 IV : 名古屋—佐久—白河方面

最後に、Fig. 6 は名古屋 (NY) 方面から糸魚川・静岡構造線 (IS) を横切り、福島県南部に至る矩形域 IV、すなわち北東側の火山フロントを含むような幅 35 km、水平距離 443 km、深さ 300 km、走向 N 235° E の断面で、11,729 個の地震がプロットされている。火山フロントの下の PA 地震面は、北東の白河 (SR)、那須山 (NS) 方面から南下するにつれて深くなり、地震活動が活発な尾根付近の浅間山 (AS) 下で 150 km 前後、ハヶ岳 (YT) 付近下では約 160 km で関東周辺の火山フロント沿いで最も深い (Fig. 2)。東北日本弧の PA の上には、PH 北端部の地震が赤城山 (AK) から榛名山 (HR) 付近下の 90~110 km 位に傾斜して分布し、HR 付近下で途切れるが、さらに西方の佐久 (SK) 付近 (長野・群馬県境) 下の 60~80 km に孤立した少数の地震がみられる。一方、この孤立地震の南西側の IS と南部フォッサマグナの下から東海地域下の PH の地震の最深部まで、PH の地震はみられないこと、その東海地域の PH の地震の先端は、約 50 km 以深から高角に傾き先細りになることも特徴である。その遙か下方の PA 上面の深さ 220 km 前後で地震活動が低く、またこの断面の北側には飛騨山脈の火山が南北に連なっていることも興味深い。

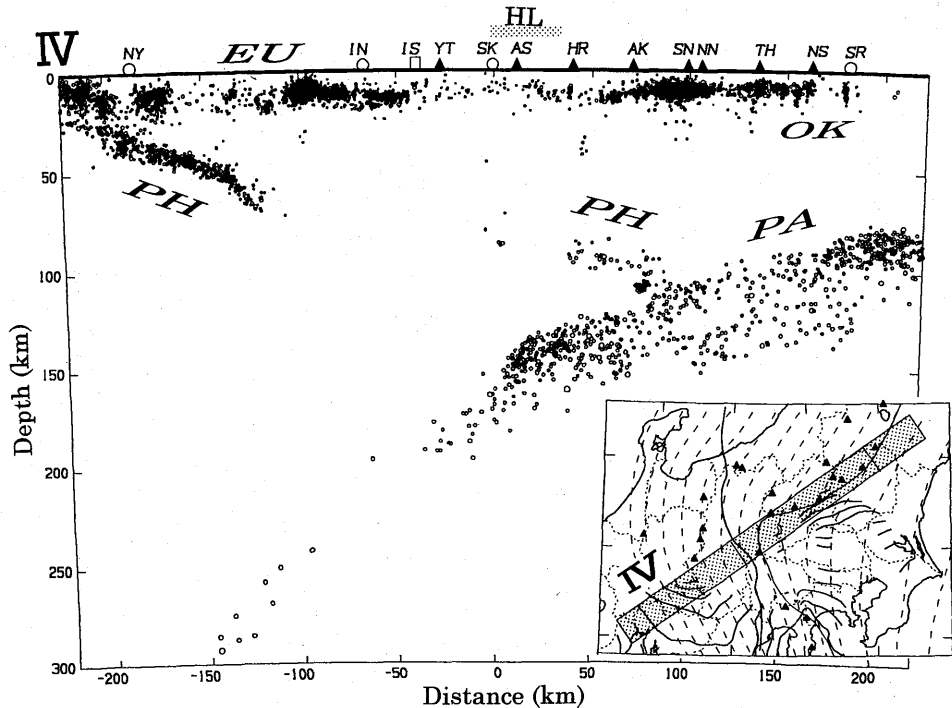


Fig. 6. Cross-section of hypocenters in the rectangle area IV named 'Nagoya (NY)-Saku (SK)-Shirakawa (SR) direction' as shown in the inset and in Fig. 2. Volcanoes (solid triangles) are YT, Yatsugatake; AS, Asosan; HR, Harunasan; AK, Akagisan; SN, Nikko-Shiranesan; NN, Nantaisan; NS, Nasusan. Cities (open circles) are NY, Nagoya; IN, Ina; SK, Saku; SR, Shirakawa.

4. 太平洋プレートとフィリピン海プレートの衝突域付近のメカニズム解

この節と次節では関東地域に焦点を当て、震源分布に加え発震機構の特徴をみていこう。そのため、前節の四つの矩形域を分割、部分的に拡大して小矩形域毎の断面を取ることとする。Fig. 7は、これらの小矩形域 (IVを除く) とともに深さ 30~60 km と 60~90 km の震央分布を示している。関東地域の大小のクラスターは、この図のように深さにより配列方向が異なったり偏って分布し、ここで取った矩形域はクラスターをすべて網羅するものでないが、以下の矩形域毎の断面図 (Fig. 8~Fig. 11) に示されるメカニズム解は、スラブの幾何形状とプレート相対運動の特徴を良く表わしている。

その詳細をみる前に、ここで各断面図に取った地震区 (名称 A, B, C... 等) のメカニズム解のタイプ (以下の T, R, N, S 等) とプレートとの位置関係を、Table 1 のようにまとめて示しておく。この Table 1 でメカニズム解のタイプは、プレート相対運動方向の低角節面とスリップ方向を持つスラスト型 (T とする)、P 軸が水平またはダウンディップコンプレッションの逆断層 (R)、T 軸が水平またはダウンディップエクステンションの正断層 (N)、横ずれ断層 (S)、およびその組合せに大別した。それらの位置は、各プレート境界と、PA と PH 内に分けられる。PH の地震は、堀 (1997) による三つのグループ分けを参

Depth: 30 - 60 km 1986 04 01 - 1998 05 31 Depth: 60 - 90 km 1986 04 01 - 1998 05 31

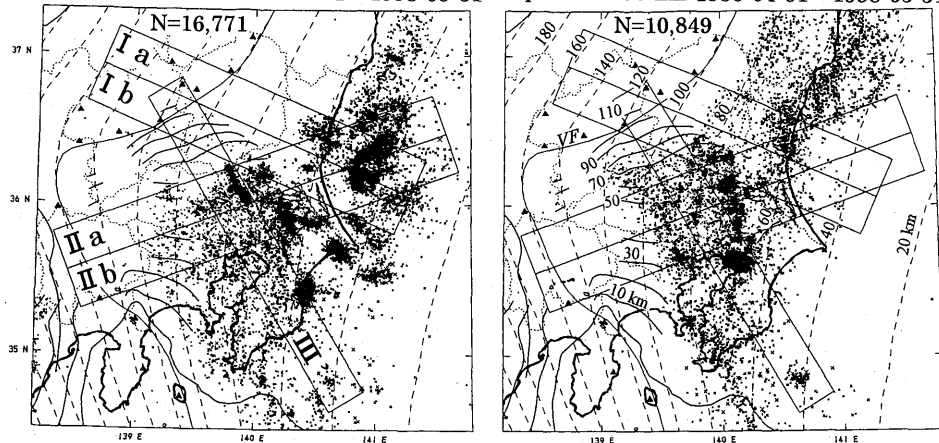


Fig. 7. Epicentral distribution of earthquakes in the Kanto district with depths of 30-60 km (left) and 60-90 km (right) together with isodepth contours of the upper boundaries of seismic planes of the Pacific plate (dashed lines) and Philippine Sea plate (solid lines), and volcanic front (VF). Five rectangles are the locations of hypocenters and composite mechanism distribution in cross-sections shown in Figs. 8 to 10.

Table 1 Classification of focal mechanism types of each earthquake province (abbreviated as A, B, C, etc.) in Figs. 8a to 11 into four types T, R, N, and S, or a combination of them. T, R, N, and S denote thrust type, reverse or down-dip compression, normal or down-dip tension, and strike-slip type, respectively. Combined earthquake province and focal mechanism types in each figure are distributed into appropriate plate boundaries and slabs (each column). Note that not all the earthquake provinces are included in this table and the certainty of classification depends on the quantity and the quality of the data used to determine composite focal mechanism solutions (see Figs 8 to 11).

Figure No. Area	OK-PH	OK-PA	PH-PA	PH		PA	
				(Middle)	(Lower)	Upper	Lower
Fig. 8a I a		A-T, B-T				C-R, D-R, E-N	F-N, G-N, H-N
Fig. 8b I b	D-T	A-TS	E-T	F-NS, H-NS		C-R, G-R, I-N	J-N, K-N, L-RS
Fig. 9a II a	D-T	A-T	G-T	E-R, F-S		C-R, H-N, I-N	J-N, K-R, L-R
Fig. 9b II b	B-R, E-T	A-T	C-T	F-R	G-NS	D-R, H-N, I-N	J-N, K-N, L-R
Fig. 10 III'	A-T, K-T, L-T		C-T, H-T	B-NS, M-RS, N-S, O-S, P-N	G-N	F-R, D-N, E-RS	I-N, J-R
Fig. 11 IV'				C-R, B-NS	A-NS	D-N, E-N, F-N	

照し、PH 上部のスラスト型はプレート境界 OK-PH に、また PH 内は概ね中部と下部に分類した。この表のように、プレート境界ではスラスト型 (T) が卓越し、スラブ内は深さや形状によってメカニズムは概ね系統的に変化する。ただし、この Table 1 は、各地震区のタイプ分けとプレートとの位置関係の目安を示すもので、詳細は以下の各断面図の重ね合わせ解と個々の P, T 軸のばらつき、データ数に表われている。また、プレートとの位置関係が一義的でない地震区は含まれていない。なお、上盤プレートの陸域の浅い地震と約 150 km 以深のスラブの地震は今回は解析の対象外とした。

4.1 領域 Ia と Ib

Fig. 8a と Fig. 8b は, Fig. 3 の矩形域 I から横軸水平距離 -100~+150 km, 深さ 200 km 以浅を幅 30 km に二分した領域 (Fig. 7 の矩形域 Ia と Ib) について, 各々震源鉛直分布 (上図) と重ね合わせメカニズム解 (下図) を示している.

(a) 領域 Ia: 尾瀬—宇都宮—那珂湊方面

Fig. 8a は, 東北日本弧南端部の PA と OK 両プレートを含む断面で, 下側が PA に沿うメカニズム解を示している. このうち, PA 浅部の鹿島灘の地震区 A と那珂湊 (NM) 付近下の B は, 個々の P, T 軸が比較的ばらつくが, 重ね合わせ解は逆断層で, 西下がり低角な節面とスリップ方向が概ね OK-PA (Fig. 2) のスラスト運動を示している (Table 1 では Fig. 8a と OK-PA に入る A-T と B-T). これに対し, B の直下の C と斜め下方の D は, PA 上面に沿う逆断層で, P 軸が水平かスラブの沈み込み方向に近い概ねダウンディップコンプレッション, さらに深部の火山フロント付近下の傾斜層 E は正断層である. すなわち, ウェッジマントルに接する PA 上面では, 宇都宮 (UT) 付近下の深さ 80 km 前後を境に, 浅部の逆断層 C, D から深部の正断層 E へ変化している (Table 1 の Fig. 8a で PA の Upper に入る C-R, D-R, E-N). 一方, 二重深発地震面下面の深さ約 70~150 km にある F, G, H は, いずれも正断層で, T 軸は個々にばらつくが概ねスラブ傾斜方向のダウンディップエクステンションである. このような PA 浅部のスラスト型と上面と下面のメカニズム解の特徴は, 概ね東北日本弧の解析結果 (海野・長谷川, 1982; MATSUZAWA *et al.*, 1986) と調和している.

(b) 領域 Ib: 水上一足尾—鹿嶋方面

次に, Fig. 8b は, Fig. 8a の南に隣接する領域 Ib の断面を示す. Fig. 8a と比べると, PA 地震面の上にフィリピン海スラブ (PH) の地震が分布し, その PH の地震の東端付近すなわち茨城県の霞ヶ浦北方下で, PA 二重深発地震面がやや凹状の窪み形状を成すことが震源分布の特徴である.

(1) 鹿嶋 (KM) 沖の地震区 A は, 逆断層成分を持つ横ずれ型に近いが, 個々の P, T 軸のばらつきが大きい. 上述の霞ヶ浦北方の窪み形状の C は, P 軸が水平に近い逆断層で, 先の Fig. 8a の C や D に近い. その上の深さ約 50 km のクラスター B は, 鉛直と水平に近い節面の縦ずれである. さらに PA 上面に沿って深さ 80~110 km の傾斜域の G は概ね逆断層であるが, その斜め深部の 110~150 km の I は正断層で, 深さ 110 km 前後を境に断層の型が変化する (先の Fig. 8a でその深さ変化は 80 km 前後であった). 一方, 二重深発地震面の下面では, J と K は正断層であるが, 下方の深さ約 120~150 km の L は P 軸が水平・南西方向の横ずれ成分が多いやや逆断層である (北隣の Fig. 8a で同程度の深さ範囲にある H は正断層であった). (2) PA の上の PH の地震のうち, 下館 (SD) の下の深さ 50 km 前後の D は, 北西下がり低角のスリップ方向が OK-PH のスラスト型, 一方, その下の傾斜層の E は, 西下がり東西のスリップ方向が概ね PH-PA を示している. E の斜め下方の小クラスター F は, 横ずれ成分の多い正断層, さらに深部の赤城山 (AK) 付近下 110 km のクラスター H も T 軸が南北に近い横ずれの多い正断層で, 各々その下の PA 内の G や I と異なり, PH の中部~下部の地震とみなされる (Table 1 では Fig. 8b, PH の F-NS と H-NS, なお, F, H, J の個々のメカニズム解は Fig. 1b を参照).

以上のように, 東北日本弧の隣接する幅 30 km の 2 領域 Ia と Ib の比較から, 次のこ

とがいえよう。(1) 北側の I a (Fig. 8a) は、太平洋スラブと上盤プレートの相対運動、および二重深発地震面の応力場を反映するが、南側の I b (Fig. 8b) では、太平洋スラブとウェッジマンツルの間にフィリピン海スラブが介在して、太平洋スラブ上面に沿う逆断層から正断層への変化位置が I a に比べ約 30 km 深部へ移り、また I b の下面も深部で正断層から逆断層への変化がみられた。(2) また、この南側の I b では、PH 浅部の東側に当たる霞ヶ浦北方で二重深発地震面のやや窪み形状がみられた。両スラブの衝突による震源分布とメカニズムの特徴は次の二つの断面でより顕著に表れる。

4.2 領域 II a と II b

Fig. 9a と Fig. 9b は、ほぼ PH の沈み込み方向に直交する Fig. 7 の二つの矩形域 II a と II b、すなわち Fig. 4 の矩形域 II のうち、横軸水平距離 -100~+200 km、深さ 200 km 以浅を幅 30 km に二分した領域の断面である。各々 PH の奥と手前で三つのプレートが接合・衝突、分離する特徴を示している。

(a) 領域 II a : 甲府—川越—那珂湊方面

Fig. 9a は、甲府 (KF) 付近から鹿島灘に向かう断面である。上図の震源分布のうち、那珂湊 (NM) とつくば (TK) の間の霞ヶ浦北方下では、先の Fig. 8b にもみられた PA 二重深発地震面の凹形状がより明瞭である。また、その上側の太平洋岸の深さ 30~40 km 以浅は顕著な非地震域である。一方、TK 付近下の深さ 60~70 km のクラスター近辺は、PA 上面の尾根 HL の東部に相当し、ここでは上面が局部的に凸状に屈曲し、西側の川越 (KW) 付近下 90 km 位まで PH 底部と接触しながら、さらに深部は傾斜を増して沈み込んでいる。

(1) Fig. 9a のメカニズムのうち、鹿島灘の地震区 A は、低角西下がり節面が OK-PA スリップ方向のスラスト型である。この A 域は、1938 年塩屋沖地震の震源域 (A_{BE}, 1977) の南部と一部重なっている (Fig. 2)。その西側の NM~TK 下の凹型地震区 C は、OK-PA スリップ方向の逆断層であるが、西下がり節面は低角でなく P 軸が水平に近い。一方、C の西隣の PA の尾根東端に当たる TK 下の屈曲部を含む G は、逆断層で西下がり低角なスリップ方向が概ね PH-PA にある。これに対し、G の斜め下の傾斜域 H と高角に傾き下がる I は、T 軸が概ね南北の正断層である。すなわち、PA 上部に沿ってスリップ方向は、浅部の OK-PA (地震区 A と C) から TK 下の屈曲点付近で PH-PA へ移り (G)、さらに PH の下約 70 km から斜め深部の PA 上面では、南北方向引張の正断層が卓越する (H と I)。

(2) このような Fig. 9a の PA 上部に対し、PA 下面の凹状の地震区 J は正断層、その斜め深部の K と L は、P 軸が水平・南西~南方向の逆断層である。すなわち、上面と合わせると、上下地震面のメカニズムは PA に沿って C と J、H と K、I と L のように各々対照的である。言い換えれば、この上下地震面の圧縮と引張の応力場変化は、先述の TK 下の PA の尾根東部付近を境に、スラブが東側の凹から西側深部の凸へ曲げ変形することと対応している。なお、関東地域の PA 尾根付近深部のメカニズムについて、鶴川・井元 (1982) は既に PA 上面と下面は東北地方と異なり、スラブの南北のたわみで各々南北方向の伸張場、圧縮場になることを解析している。

(3) 一方、Fig. 9a の PH に関するメカニズムでは、茨城南西部鬼怒川側の顕著なクラスターを含む D は、北西低角のスリップ方向が OK-PH のスラストである (後述の Fig. 10 の K と L も D に含まれる)。川越 (KW) の北の埼玉県中部下の E は、P 軸が水平の逆

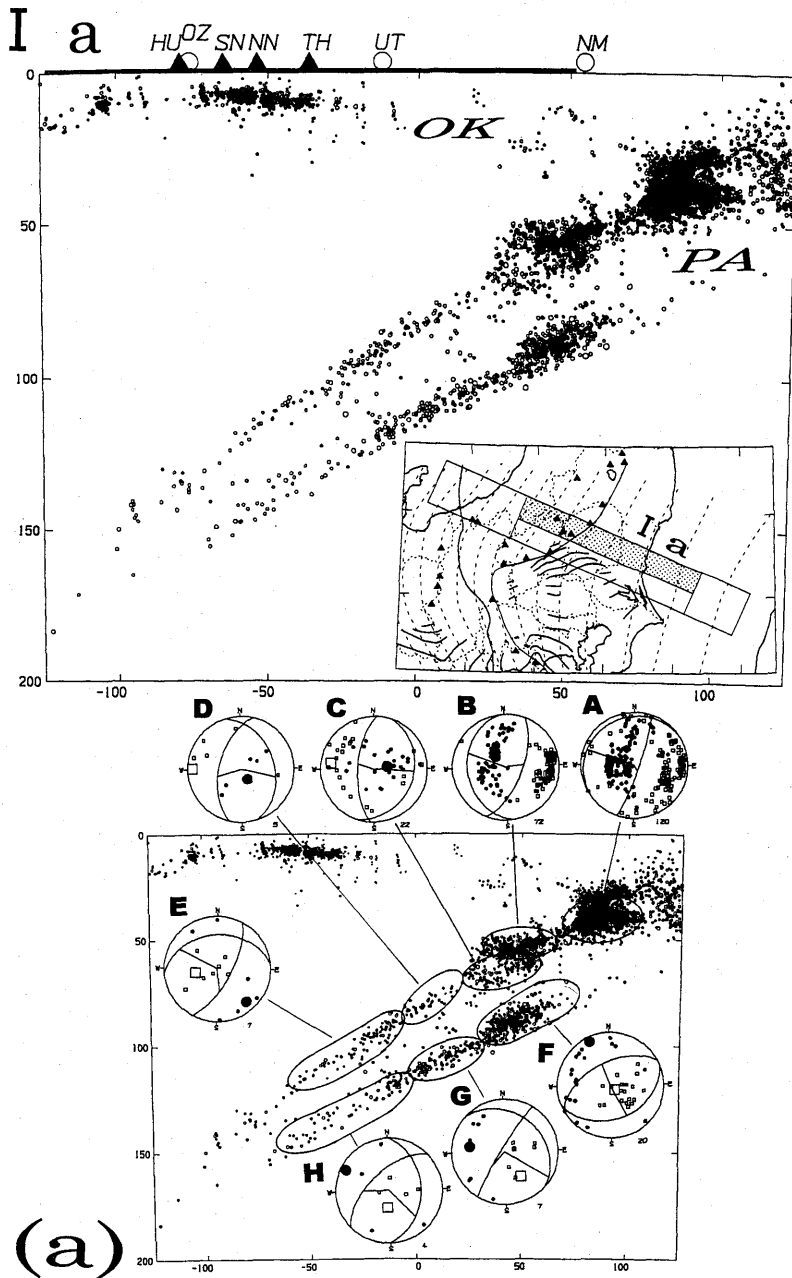


Fig. 8. Cross-sections of hypocenters and composite mechanism solutions in the rectangle area Ia named 'Oze (OZ)-Utsunomiya (UT)-Nakaminato (NM) direction' in Fig. 8 a, and I b Minakami(MK)-Ashio(AS)-Kashima(KM) direction' in Fig. 8 b, respectively. These sections Ia and Ib enlarge the northeastern and southwestern half portion beneath the Kanto district of the cross-section I in Fig. 3, respectively. The composite

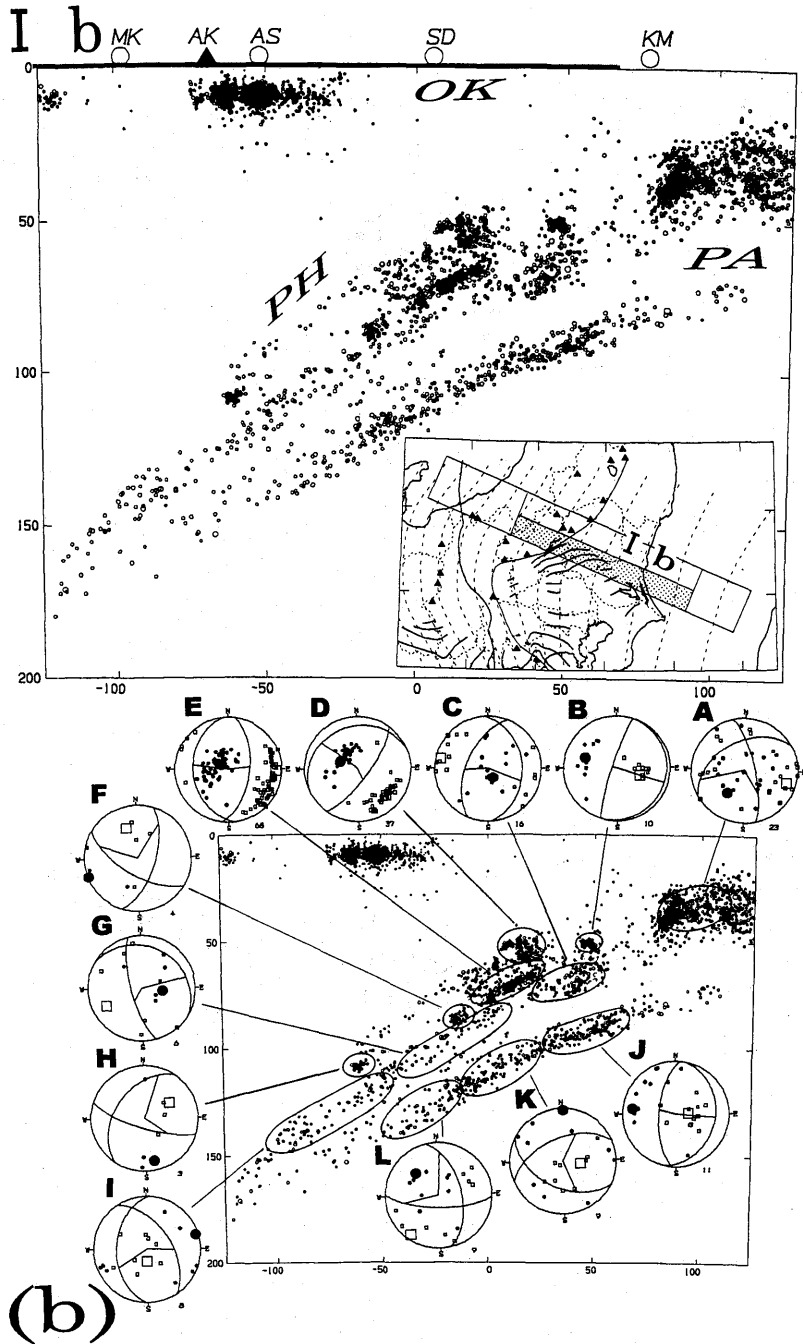


Fig. 8. (continued)

mechanism solutions in each encircled cluster show the P axes (large open square) and T axes (large solid circle), and the two nodal lines projected on the lower equal area hemisphere, together with the P and T axes of individual solutions (small open square and solid circle, respectively) and their numbers.

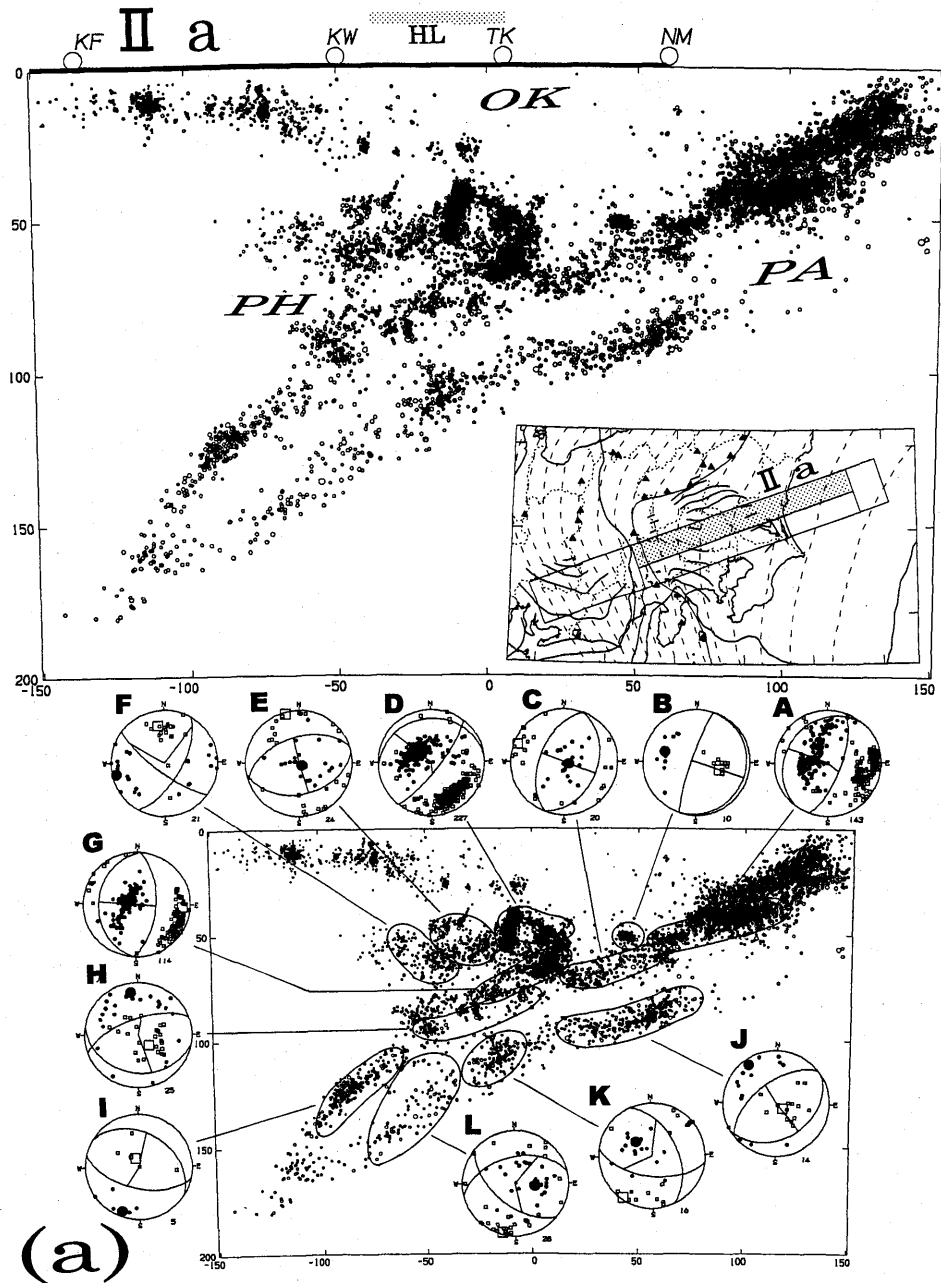


Fig. 9. Cross-sections of hypocenters and composite mechanism solutions in the rectangle area IIa 'Kofu(KF)-Kawagoe(KW)-Nakaminato(NM) direction' in Fig. 9a, and II b 'Tsuru(TR)-Tokyo(TY)-Kashima(KM) direction' in Fig. 9b, respectively. These sections IIa and IIb enlarge the northwestern and southeastern half portion beneath the Kanto district of cross-section II in Fig. 4, respectively. The light meshed line HL on the top denotes the range of the hinge line of PA.

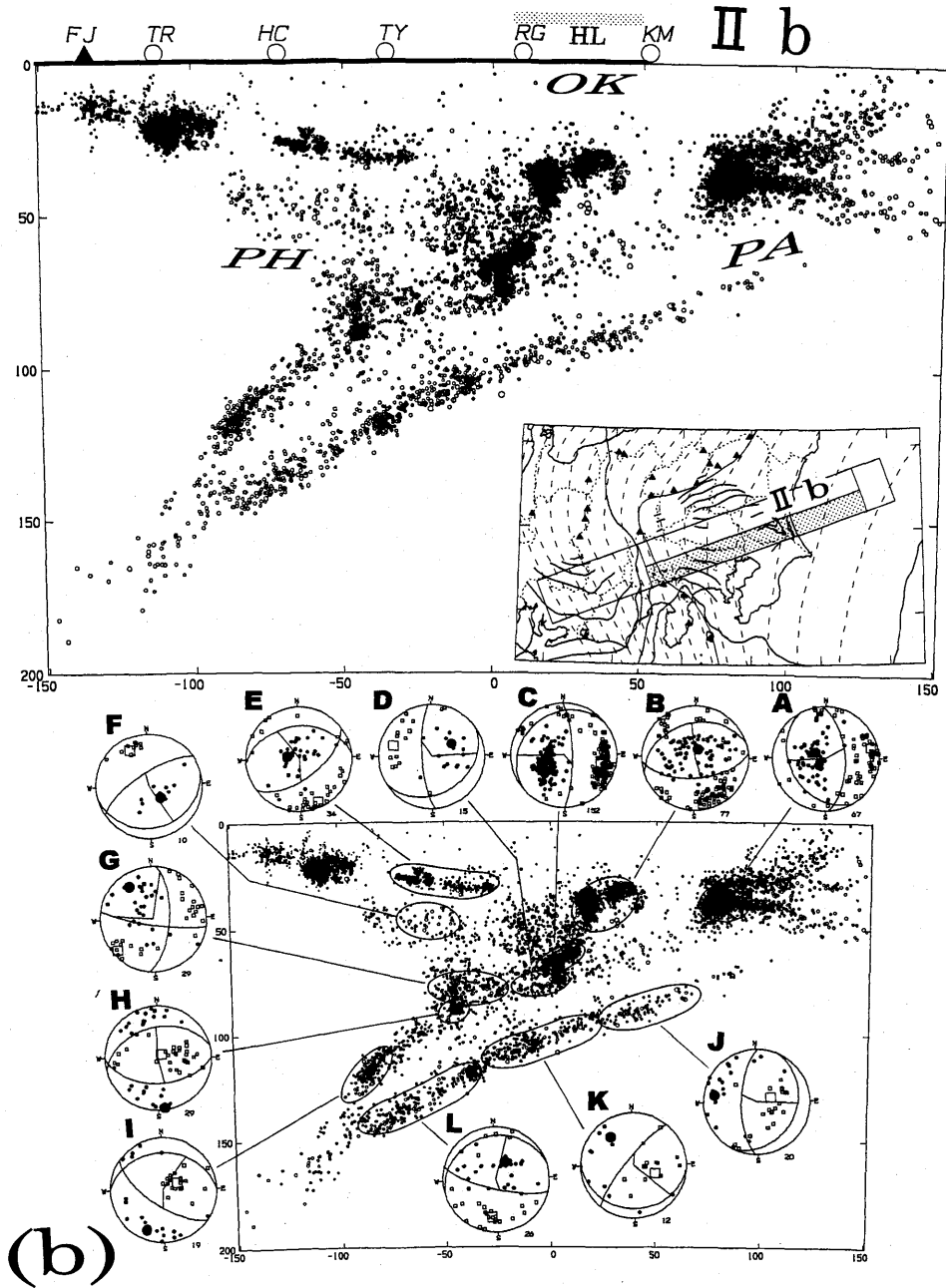


Fig. 9. (continued)

断層である。1968年7月1日の埼玉県中部 $M6.1$ 、深さ 52 km の逆断層地震もこの E にあり、北下がり節面が断層面で、大きな応力降下量を伴った (ABE, 1975)。その西側の関東山地下の F は、P、T 軸が各々南北、東西に近い横ずれが卓越している。

(b) 領域 II b : 都留—東京—鹿嶋方面

次に、Fig. 9a の南側の Fig. 9b は、富士山 (FJ)~東京 (TY) 西部~霞ヶ浦を横断し鹿嶋灘に至っている。震源分布では、竜ヶ崎 (RG)~鹿嶋 (KM) の間の霞ヶ浦の南方下、深さ 30~45 km に顕著なクラスター B がみられる。PH の北東端はこのクラスター B の東端近辺に推定される。B の下方は PA の尾根 (HL) に当たっている (Fig. 2 参照)。この PH の北東端と PA の尾根と、東側の鹿嶋灘のクラスターに挟まれた KM の近辺下は、顕著な非地震域となっている。一方、関東地域西部では、八王子 (HC)~東京 (TY)~東京都・埼玉県境付近の深さ 30 km 前後の薄い面状の震源分布域とその下の非地震域、さらにその下側に疎らに分布する PH の地震が特徴的である。

(1) Fig. 9b の PA に沿う地震のうち、鹿嶋灘のクラスター A は逆断層で、P 軸とスリップ方向は概ね東西にあるが、個々の P、T 軸はばらつく。この A 近辺は先の Fig. 9a の南側にあり 1938 年塩屋沖地震の震源域の南西端に当たっている (Fig. 2)。斜め深部の竜ヶ崎 (RG) 付近下の深さ 60~70 km のクラスター C は、Fig. 9a の G から続く低角西下がりのスラスト型で PH-PA にある。このスラスト型は、茨城県南西部筑波側~千葉県中部下の両プレートの「境界層」(古川・井元, 1990) の地震帯 (Fig. 7 の 60~90 km の震央分布参照) で数多く観測される (堀, 1986; 古川・井元, 1990)。これに対し、C の直下の D には 1985 年 10 月 4 日、 $M6.0$ が発生している。そのメカニズム解と断層面は、解析により異なり、東西方向節面の横ずれ (堀, 1986) か、Fig. 9b の D に近い南北節面の縦ずれ (古川・井元, 1990) であるが、いずれにしろ、PA の尾根直下の歪集中域、または上側が PH と強く結合している PA 内の活動域と解釈されている (堀, 1986; 古川・井元, 1990)。

一方、この PA 内の D に対し、西側の地震区 G は、東京 (TY) の下の深さ 80 km 前後にあり、T 軸が北西・南東の横ずれで、堀 (1997) による PH 底部で卓越するダウンディップエクステンションに分類される。この G の直下には PA に沿って深さ 90 km 前後に小クラスター H が、またその斜め深部に顕著な活動域 I があり、先の Fig. 9a の H、I と同様、T 軸が概ね南北の正断層である。1988 年 3 月 18 日の $M6.0$ のメカニズム (OKADA and KASAHARA, 1990) も、この TY の下 90 km の H に属する。一方、PA 二重深発地震面の下面では、J と K が正断層で、J は北隣の Fig. 9a の J とほぼ同じ地震区にある。同様に内側 L の逆断層は Fig. 9a の K や L から連なる地震区である。

(2) Fig. 9b の PH に関する地震のうち、上記 RG~KM の下のクラスター B は、PA の尾根の上方にあり、逆断層であるが P 軸とスリップ方向が南北に近いこと、個々の P、T 軸のばらつきが大きいことが特徴である。このようなメカニズムとばらつきの大きさは、この霞ヶ浦の南方~茨城・千葉県境付近の同様の深さにある他のクラスター域でも観測される (野口, 1993)。一方、関東西部の薄い地震層 E は、逆断層で北西下がりのスリップ方向は PH-OK にある。非地震域を挟む E の下側の F は逆断層で、P 軸が北西に傾くダウンディップコンプレッションである。

5. 太平洋プレート上のフィリピン海プレートの発震機構と火山フロント

最後に、この節では視点を変え、Fig. 5の領域Ⅲから関東地域を拡大した領域Ⅲ' (Fig. 7) と、Fig. 6の矩形域ⅣのうちPA尾根付近の領域Ⅳ'の断面から、北関東深部へ沈み込むフィリピン海スラブとウエッジマントル、火山フロントの関係をみることにする。

5.1 領域Ⅲ'：足尾—千葉—勝浦方面

Fig. 10は、足尾 (AS) 近辺から房総半島の勝浦 (KT) 方面に至る断面である。茨城南

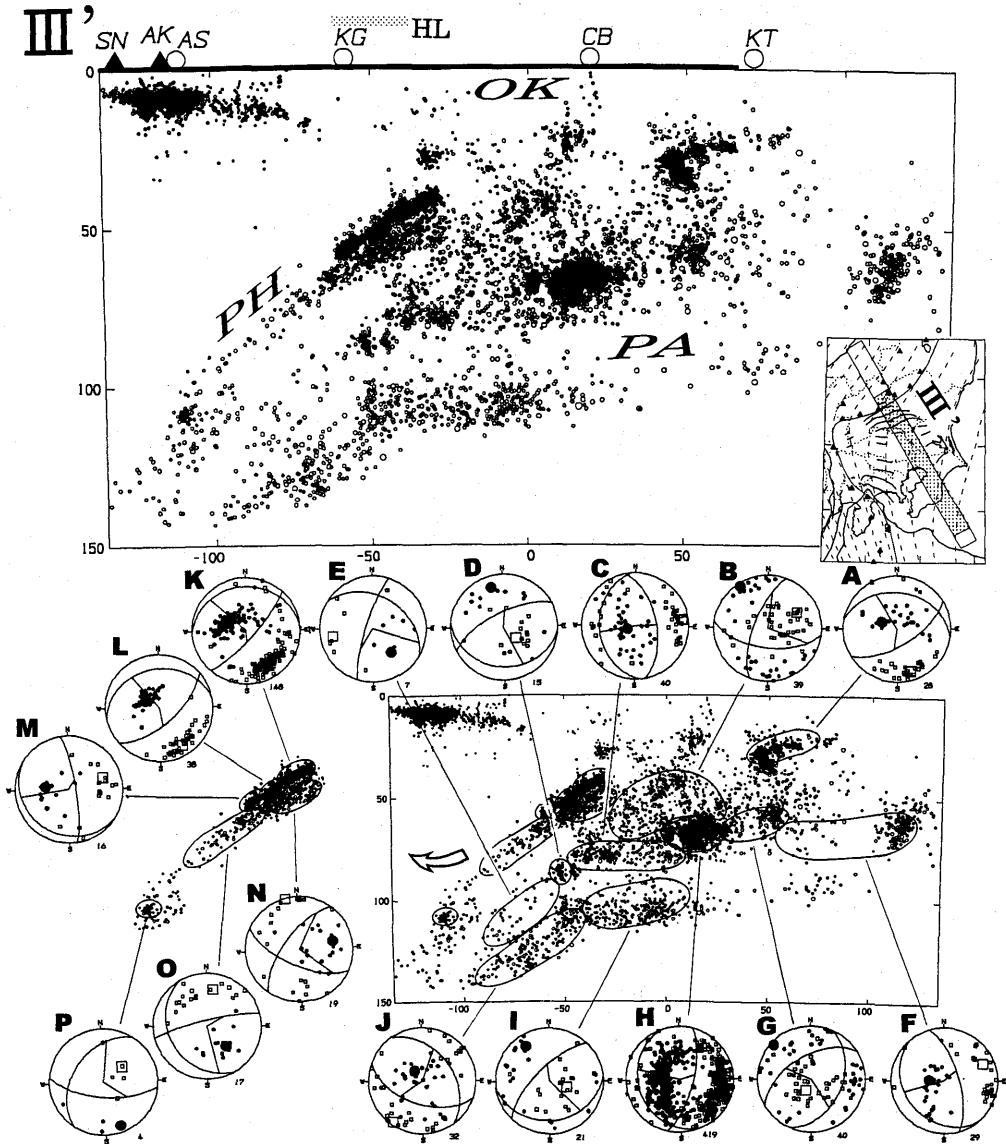


Fig. 10. Cross-sections of hypocenters and composite mechanism solutions in the rectangle area III' 'Ashio(AS)-Chiba(CB)-Katsuura(KT) direction'. This section III' enlarges the portion beneath the Kanto district of cross-section III in Fig. 5.

西部のメカニズムは、Fig. 10 の下図の左側に分けて示してある。震源分布では、勝浦 (KT) 付近下の深さ 30~40 km のクラスター A と古河 (KG) 付近下の茨城南西部鬼怒川側の顕著な棒状傾斜クラスター (K, L, M) に対して、その間の千葉 (CB) を挟む千葉県中北部~茨城・千葉・埼玉県境付近が約 60~70 km の距離にわたり相対的に地震活動が低いことが特徴である (Fig. 7 参照)。後で議論するように、ここは P 波の低速度域 (OHMI and HURUKAWA, 1996)、また V_p/V_s が特に大きな領域 (神谷, 1996) にほぼ対応している。

(1) 上述の低活動域を挟む KT 付近下のクラスター A、また内陸部の KG 付近下の棒状クラスターの K と L は、低角節面のスリップ方向が OK-PH のスラスト型である。これに対し、その間の千葉 (CB) 近辺下の PH 内に広がる B は、横ずれ成分の多いやや正断層で、T 軸は水平・北西方向にある。また、KT 付近下の深さ 50~70 km の G も、T 軸が水平・北西方向の正断層である。この B や G とその近辺で正断層が卓越することは、望月・他 (1985) と古川・井元 (1990) でも指摘されている。一方、KT 南東沖の F は逆断層、千葉県中部の顕著なクラスター域 H とその隣の C は、西下がり低角節面が PH-PA のスラスト型である (先の Fig. 9a の G, Fig. 9b の C 参照)。つまり、低地震活動域の下にある B とその南東側の G は、周辺と異なり概ね OK-PH 方向の水平引張にある正断層であることが特徴である。なお、SOMERVILLE (1980) による 1956 年 9 月 29 日の $M_{6.5}$ のスラスト型は H に、同じく 1965 年 5 月 31 日の $M_{5.5}$ の正断層は PA 下面の I に発生している。

(2) Fig. 10 の左側の茨城県南西部では、先のように OK-PH のスラスト型を示す K と L に対し、斜め深部の M は水平と垂直に近い節面を持つやや逆断層である。また、これら棒状クラスターの下に N, O と深部の P は、横ずれから正断層に系統的に変化するようみえる。なお、さらに北西深部の 100~150 km では、先の Fig. 8a の E や Fig. 8b の I のように PA 内の正断層が卓越している。

5.2 領域 IV': 佐久一日光方面

Fig. 11 は長野県の糸魚川・静構造線 (IS)~東北日本弧南部の火山フロントに沿う PA 尾根付近と PH 北西最深部の断面である。震源分布では、PA の尾根で地震活動が高く、対照的にその上方で PH の地震が見られないのが特徴である。(1) PH のうち、赤城山 (AK) 下の深さ 110~120 km の横ずれ成分を持つ正断層 A は、先の Fig. 8b と Fig. 10 にも示した。A の上側の深さ 90~100 km の傾斜した B は、A より手前の南側にあり (Fig. 2 の等深線参照)、データは少ないが正断層である。ハヶ岳 (YT) の東方と浅間山 (AS) 南方の火山フロント外側、長野・群馬県境下の深さ 60~80 km の C は、2 個の地震によるが南北走向・鉛直に近い節面と北西低角の節面を持つやや逆断層である。なお、C の主要な地震の発生リストや波形は他で示されている (野口・他, 1985; 野口, 1995)。

(2) 火山フロント下の PA 上部に沿う D, E, F は、いずれも T 軸が水平に近い正断層である。MATSUZAWA *et al.* (1986) は、東北日本弧の PA 上面に沿うメカニズムのうち火山フロント付近下で正断層が卓越することを見出し、スラブのやや大きな曲げによるものと解釈している。上述の正断層のうち、D と E は、PH の下にあり個々の T 軸が比較的四方にばらつくが、スラブの尾根付近の F は、個々の T 軸が比較的南北方向に揃っている。この F と同様の南北方向 T 軸のメカニズムは、先の Fig. 9a の H と I、また Fig. 9b の H と I のように、伊豆・小笠原弧の PA 上面の深さ約 80~150 km でみられた。すなわち、火山フロント付近下でウェッジマントルと接する北関東のフィリピン海スラブ、および太平洋

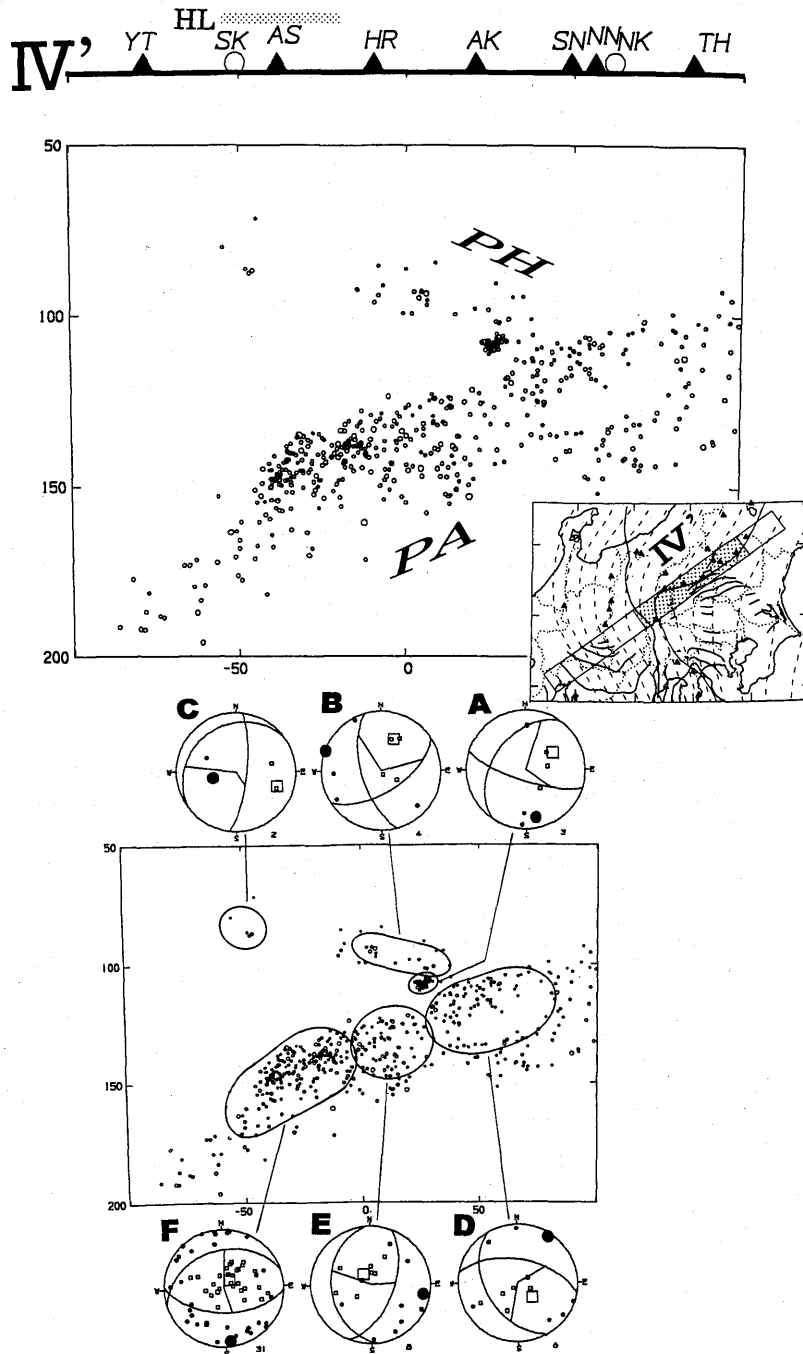


Fig. 11. Cross-sections of hypocenters and composite mechanism solutions in the rectangle area IV' 'Saku(SK) - Nikko(NK) direction'. This section IV' enlarges the portion beneath the Kanto district of cross-section IV in Fig. 6.

スラブ上面の尾根付近の概ね深さ 80~150 km の地震は正断層で、特に尾根付近から南側は南北方向の T 軸で特徴付けられる。

6. 議論・考察

前節までにみてきたように、関東地域のここ十数年の主に $M2$, 3 クラスの微小地震の分布とメカニズムは、フィリピン海・太平洋両スラブの幾何形状を反映し、三つのプレート境界と内部のスリップ運動として基本的に説明された (Fig. 8~Fig. 11, Table 1)。このような関東地域では、比較的短期間に顕著な地震が連動する傾向がみられ (例えば、大竹・笠原, 1983; 野口, 1985; OKADA and KASAHARA, 1990)、相重なる三つのプレートが全体として準定常的に相対運動するため、複数領域が密に相互作用していることも考えられる。ここでは、第 4, 5 節に挙げられた特徴を踏まえ、関東下で特有なプレート収束様式をいくつか議論してみたい。

6.1 フィリピン海プレートの上面形状と内部変形

第 5 節でみたように、千葉県中北部~埼玉県南東部の下の深さ 30~40 km は地震活動が低く、その下は北西引張の正断層地震が発生している (Fig. 10 の地震区 B と G)。この低活動域は 1923 年関東地震 $M7.9$ の北側にあり、例えば MATSUURA *et al.* (1980) の矩形断層モデルに対し、その東部をさらに北方に延長した所にある。1923 年関東地震の震源域は既に固着して上盤が引きずり込まれている (YOSHIOKA *et al.*, 1994) ので、北側の上記低地震活動域とその下で正断層が卓越する応力場は、最近の現象なのか、または固有なプレート運動を反映しているのか、興味を持たれる。例えば、(1) この低活動域の OK-PH 境界が現在固着していて、下側の PH-PA 境界は上側の OK-PH に対し西北西に 2 倍の速さで相対運動するため (Fig. 2 の房総沖会合点の相対運動速度ベクトルを参照)、PH 内では概ね北西方向に引張の正断層地震が卓越する、と解釈することもできよう。あるいは、この近辺が関東地域の第四紀の最大沈降域 (貝塚, 1987) に当たるので、(2) PH 内部では恒常的に正断層地震が発生して沈み込み方向に伸長し、その上方では非震的な相対運動と上盤の沈降が定常的に営まれている、とみることも可能であろう。

例えば、川崎・松田 (1987) は、南関東のサイスミックカップリングの見積もりから、上記の低活動域と重なる埼玉県南東部に $M7$ 級のサイスミックポテンシャル域を想定している。これは、上記 (1) の固着域の考え方と調和する。一方、堀 (1997) は、PH 底部は PA と衝突して相対運動方向に強制的にアンベンディングするため、北西方向の引張場 (彼によるダウンディップエクステンション) にあるとしている。また、OHMI and HURUKAWA (1996) は、上記低活動域と重なる埼玉県中南部・千葉県北部の深さ 40 km 前後に P 波の低速度域を、また神谷 (1996) も同域に V_P/V_S の特に大きな領域を見出し、神谷 (1996) は PH の上のマントルウェッジにおける蛇紋岩化したカンラン岩と解釈している。これらは、この地域に固有な構造と収束様式を示唆するが、そのテクトニクスの詳細は明らかでない。つまり、上述の (1) と (2) の見方は相反するものでなく、埼玉県南東部~千葉県北部のフィリピン海スラブと上盤の間およびフィリピン海スラブ内部は、定常的で非震的なプレート相対運動と内部変形とともに、歪が蓄積しつつある弾性変形が同時に進んでいることも考えられ、顕著な地震ポテンシャルを必ずしも否定しない。

以上のことは、関東中央部下のフィリピン海スラブの構造と上面の位置の問題と関係す

る。先に述べた1923年関東地震の断層面形状、特にその北端深部の位置を正確に知ることがひとつの鍵であろう。一方、最近の知見によれば、フィリピン海スラブ上部の地震は弾性波の低速度層で発生しており、これは強度の弱い海洋地殻内に対応している (HORI, 1990; HURUKAWA and IMOTO, 1992; OHMI and HURUKAWA, 1996; 堀, 1997)。これによると、第4, 5節でみてきたスリップ方向がOK-PHの多くのスラスト型クラスター (Table 1 参照) は海洋地殻内にあり、その上方にフィリピン海スラブ上面がある。例えば、笠原 (1985) また石田 (1986) が求めたスラブ上面の等深線がこれに相当している。この場合には、関東中央部下の傾斜方向のスラブの厚さが、平均的な30 km程度 (KANAMORI and ABE, 1968) より部分的に10数km程度厚くなることが特徴である。一方、フィリピン海スラブの厚さを30 km程度とするモデル (例えば、ISHIDA, 1992) では、上記OK-PHのクラスターの多くは上盤プレートに属する。例えば、先のFig. 9bで関東西部の薄い面状の震源分布域Eは、ISHIDA (1992) のモデルでは上盤プレートに、またFig. 10の断面でみると、同モデルのスラブ上面は、AとK+L+Mの各クラスターの中、およびその間の上記低活動域の中を通過している (ISHIDA, 1992, のFig. 11のK2断面、また、いくつかのモデルを比較した岡田, 1990, のFig. 9の断面参照)。

このように関東中央部のフィリピン海スラブは、その厚さと上面位置の取り方により、例えば上面の等深線は極端な場合凹と凸状の違い、あるいはスラブの山と谷の違いとして表われる。ここで、相模トラフから沈み込む前の伊豆・小笠原弧北部の前弧域に目を転じると、太平洋スラブのウェッジマントルを上昇してきたマグマや低速度の蛇紋岩ダイアピルの付加により、その地殻構造は横方向・深さ方向に不均質である (SUYEHIRO *et al.*, 1996; 平・清川, 1998)。また、このような物質の沈み込みが予想される関東下のフィリピン海プレートは、1~2Maあるいは4Ma頃、当時の上盤のユーラシアプレートに対し北北西から西北西に運動方向を変えたことが推定されている (NAKAMURA *et al.*, 1984; 瀬野・他, 1988)。

つまり、関東地域のフィリピン海スラブ上部の大小の地震クラスターや非地震域は、伊豆・小笠原弧前弧域から沈み込んだ不均質な構造・物質分布を反映していること、そのクラスターの多くは概ねOK-PHのスリップ方向の逆断層であること (Table 1, Fig. 7の30~60 kmの震央分布参照)、また、上述のように沈み込み途中で上盤との相対運動方向が変わり、相対的に引き摺り込み成分が減少して浮力が増したことが考えられる。これらのことから、フィリピン海スラブ上部では、逆断層運動で上盤プレートの下部へ物質移動、すなわちアンダープレートの進行していることも考えられる。関東地域のフィリピン海スラブは、このように上部を剝離して、その下方がスラブの厚さを保ちながら沈み込んでいるのではないだろうか。

6.2 太平洋スラブの変形

一方、関東地域の太平洋スラブの地震面について、次のような特徴がみられた。(1) 約100 km以浅の地震面のうち、スラブの尾根 (Fig. 2のHL) 付近で概ね南北走向の緩傾斜で、特に茨城県南部~千葉県中北部の下の深さ60~80 kmは平坦に近い。そこでは、PH-PAのスリップ方向の低角逆断層のクラスター域が概ね南北に配列している (Fig. 7の60~90 kmの震央分布参照)。さらに、断面でみると、(2) 尾根付近を境にPA地震面は、南側深部 (伊豆・小笠原弧北部) では全体に凸状に沈み込むが、北側浅部 (東北日本弧南部)

の霞ヶ浦北方～鹿島灘では概ね 60 km に渡ってに凹状の窪みが観測された (Fig. 9a). 特に、霞ヶ浦北方の凹形状は局部的で、Fig. 2 の比較的滑らかな 20 km 毎の PA 地震面の等深線に表われないが、Figs. 8b, 9a, 9b のような幅 30 km 程度の断面で明瞭である。

上記 (1) の PA 尾根付近の特徴は、第一近似としてフィリピン海スラブの衝突による太平洋スラブの弾性的変形と解釈される。つまり、PH の衝突が無い場合、第 2 節に述べたように、PA 会合部の等深線は陸側に張り出す鋭い凸状の尾根を成し (例えば、AOKI, 1974)、これを沈み込み方向の断面で見ると陸側に低角に浅く傾くスラブが予想される。このような関東地域の PA の上に PH のマントル底部が衝突すると、PA は下方に曲げの荷重を受け、PH の北進とともに、下側と前縁部の PA は曲げによるたわみ範囲が広がるであろう。このようにして PA の凸状の尾根は徐々に平坦化してきたことが考えられる。PH による PA の下方への曲げは、房総沖の三重会合点付近の北側の PA 浅部の地震で観測されている (SENO and TAKANO, 1989)。その PA 浅部では日本海溝に平行で鉛直に近い節面を持つ北西落ちの正断層地震が卓越する。SENO and TAKANO (1989) は、これは東北日本弧前弧と PA の間に浅く沈み込む PH が、PA に下方への曲げ荷重を及ぼすためと解釈している。

この PA 尾根付近の変形に対して、上記 (2) の霞ヶ浦北方の PA 二重深発地震面の部分的な凹形状は、どのように解釈されるであろうか。ひとつは、上記 PH と PA の衝突域に隣接して、陸のプレート OK の下で PA 自体が凹状に変形している、とみることである。つまり、PA の尾根浅部～南側の PH-PA 境界では、両スラブが下方へ曲げ変形して周辺より大きな衝突抵抗を生じ、一方その北東側はより速度が大きい OK-PA で相対運動するため、スラブの連続性から PA が OK の下で座屈して凹状に沈み込むことが考えられる。先述のように、この凹状屈曲域の北東側には、1938 年塩屋沖地震が発生している (Fig. 2)。M7 級 5 個を含むこの 1938 年の大群発地震は、M8.1 の巨大地震に相当する (辻・阿部, 1976)。ABE (1977) は、それらのメカニズムから、この震源域の下側の太平洋スラブと上盤のカップリングは弱く、スラブが非震的に離脱・落下する段階にあると解釈している。このテクトニクスは、その震源域の南西側の斜め深部で、上述のように太平洋スラブが屈曲するモデルと調和的で、関東下へ沈み込んでいるフィリピン海スラブが、その北東側の東北日本弧南部の太平洋スラブと上盤のカップリングに影響していることを予想させる。

YOSHIOKA *et al.* (1994) は、測地測量データのインバージョンから、房総半島中北部～霞ヶ浦南部の PH 北東端近辺において、PH が PA に対して N56°E 方向に進むスリップ運動 (forward slip) と、そのモーメント解放が非震的となる結果を得た。彼らはこの結果を、PH の下方への曲げ変形のため、PH と PA はむしろ強くカップリングして、このような方向に定常的に相対運動すると解釈している。また、先のように、PH 北東端上部の竜ヶ崎付近下のクラスター (Fig. 9b の B) は、スリップ方向が南北に近く個々のメカニズムのばらつきも大きい。これらのことは、PH 北東端近辺では、上述の PH-PA の衝突抵抗により、OK-PH と PH-PA の相対運動が、水平方向の相対運動 (Fig. 2; SENO *et al.*, 1993, 1996) から相当ずれていることを示唆する。

上記の凹状二重深発地震面の原因について、もうひとつの解釈は、これが一時的な現象かもしれないことである。すなわち、SENO and PONGSAWAT (1981) と KAWAKATSU and SENO (1983) によると、海陸プレートのスラスト帯のうち、深部スラスト帯 (深さ 40～60

km ; KAWAKATSU and SENO, 1983) のカップリングが強くなると、スラブ内応力も増大してアンベンディングを強め、下側の二重深発地震面が斜め浅部に延び、スラスト帯と合わせて三重地震面を形成する。KAWAKATSU and SENO (1983) は、現在応力が増大して三重地震面が形成されている東北日本弧のスラスト帯として、福島県沖から茨城県北部沖を指摘している。上記の凹状二重深発地震面の領域も指摘範囲の南端に含まれる。先述のように、凹状地震面の上面では水平圧縮の逆断層 (Figs. 8b, 9a の C) が発生し、その上方は鉛直と水平に近い節面を持つやや特異なクラスター (Figs. 8b, 9a の B) があるのみで、スラスト帯は特定できない。しかし、東側浅部の OK-PA を示すスラスト型 (Fig. 9a の A), また西側の PH-PA のスラスト型 (Fig. 8b の E や Fig. 9a の G) から、その間の広大な非地震域 (Figs. 4, 9a, 9b) に非震的でカップリングが強い深部スラスト帯を想定し、そのため下側に凹状の二重深発地震面が現在形成されているとみることも可能と思われる。

以上のように、霞ヶ浦北方～鹿島灘の OK-PA プレート境界と顕著な非地震域について、PA が下方へ曲げ変形あるいは離脱の過程にあってカップリングが弱いのか、または凹状の二重深発地震面の上でスラスト帯が非震的に固着しているのか、またその上の非地震域は先天的無地震域 (浅田, 1968) に相当するのか (津村, 1973) は、関心が持たれ重要な問題である。海域での観測を含めてさらに詳細な観測と解析が必要であろう。

6.3 フィリピン海プレートと火山フロントの移動

最後に、フィリピン海スラブと関東地域の火山フロントの関係について、ここでは岩石学的な火山フロント形成モデル (TATSUMI, 1986a ; 巽, 1986b) から、2, 3 議論してみたい。このモデルによれば、スラブ内では脱水分解反応により前弧側のマンテルウエッジ最下部に“島弧玄武岩起源マンテル” (含水カンラン岩層) が形成される。スラブとともに深部へ引きずり込まれた含水カンラン岩層は、35 kb 約 110 km で脱水分解して、 H_2O は上方に移動する。部分融解したマンテルダイアビルがさらに上昇して深さ約 30 km で初生マグマが分離する。その際、スラブ内脱水反応は火山フロント下に至る前に完了し、火山弧下のスラブは無水となる (巽, 1986b) ことが特徴的である。

北関東のように、PH と PA の二つのスラブが重なって沈み込み、且つ上側の PH が約 110 km に達している赤城山の下付近 (Figs. 8b, 10) は、PH が上述の火山フロント形成の条件を満たしている。言い換えれば、PA のみの沈み込みに比べ、その上に PH が載った分だけ内側でウエッジマンテルの脱水分解・マグマ生成の条件に達し、火山フロントは相対的に北西へ移動する (Fig. 8a と Fig. 8b を比較参照)。兼岡 (1994) も、赤城山や男体山付近下では PA の上の冷たい PH が 100 km 以深へ沈み込み、マグマ生成の等温線が内側深部に移るため、火山フロントも西側に移動するとしている。また、Norsu (1983), Norsu *et al.* (1987) は、火山フロント沿いのストロンチウム同位体比 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ のマッピングから、北関東の特に赤城山で顕著に高い値を見出し、PH 起源の物質が初生マグマへ混入したものと解釈している。このように、北関東の赤城山付近下では、太平洋スラブの上のフィリピン海スラブが火山フロント形成の条件に達しているといえる。

また、前節までのように、PA に沿う地震活動は、火山フロントの下付近を境にそれより深部で少なく、さらに PA の尾根近辺と火山フロント付近下の概ね 70~80 km 以深の PA 上面と PH の地震は、主張力軸が水平に近い正断層であった。このスラブ内の地震活動の深さ変化と正断層地震の卓越の要因として、上述の火山フロント形成モデルから、スラブ

内の脱水分解が考えられる。具体的には、(1) スラブ内鉱物の脱水分解が火山フロントの手前の例えば 70~80 km の深さから盛んになり、 H_2O がウエッジマントルへ移動する過程でスラブ上部の間隙圧を上げ、強度が低下して地震活動が増える。(2) 深部に向かうにつれ相対的に上載岩圧 (lithostatic pressure) が最大圧縮となり、P 軸が鉛直方向になって正断層地震が卓越する。(3) 火山弧下のスラブは無水になる (巽, 1986b) ので、その付近からスラブ内の地震活動が低下する。また、(4) 二重のスラブの沈み込みでは、下側のスラブはウエッジマントルから隔たり冷たく、脱水分解する深さは相対的に深部に移り、地震活動と正断層地震もより深部まで持続する、ことが考えられる。例えば、東北日本弧南部の Fig. 8a と Fig. 8b を比べると、約 120 km 以深の PA の地震活動は、PH と PA が重なる Fig. 8b の方が高く、また、その深部は正断層である (Fig. 8b の傾斜地震区 I)。このように、スラブ内の脱水作用とスラブの地震活動、および火山フロント形成の因果関係が考えられる。

一方、関東地域西部の伊豆・小笠原弧側の火山フロントは、その下の PA 地震面は約 150~160 km と相当深いため (Fig. 2)、上述のモデル (TATSUMI, 1986a; 巽, 1986b) の条件では説明されない。これについて、兼岡 (1994) は、本来のマグマ生成場所である PA の深さ 100 km 前後に由来して上昇してきたマグマが上方の PH に覆われるため、PH の最も浅い場所に沿って出口を見出し火山フロントを形作ったとしている。しかし、この関東西部の火山フロント付近~南部フォッサマグナの下では、PH の地震は観測されず、関東・東海両地域の PH の連続性と PH 最浅部の有無は明らかでない (Figs. 2, 4, 6 参照)。観測の上からは、火山フロント外側の長野・群馬県境下の 60~80 km に疎らな地震活動がみられる (Figs. 2, 6, 11)。また、IIDAKA *et al.* (1991) は、変換波の観測から、この南側の甲府盆地北東の深さ 10~35 km に浅いスラブ上面を推定している。これらの観測結果は、リソスフェアの性質を持つ関東西部の PH 西端 (リーディングエッジ) が、火山フロントの外側に沿う長野県東部の深さ約 80 km~山梨県北部の 10 km 程度にあることを示唆する。

このような関東西部の伊豆・小笠原弧側の火山フロント形成の要因として、ここではふたつのことを挙げたい。ひとつは、上に述べた二重スラブの沈み込みによる脱水分解である。つまり関東地域の中南部の PA は、PH と重なって沈み込むが、途中から PH と離れ、伊豆・小笠原弧側のウエッジマントルと接するのは深さ 100 km 位からである (Figs. 4, 9a, 9b 参照)。この場合、ウエッジマントル底部に生じる“島弧玄武岩起源マントル”は、深さ 100 km を越えて引きずり込まれ、例えば 150 km くらいの圧力・温度条件下で脱水してマントルダイアピルが上昇してくることも考えられる。この時、その下のスラブ内地震活動や正断層地震もこの深さよりやや深部まで観測されるであろう (Figs. 4, 6, 9a, 9b 参照)。もうひとつの要因は、PA ウエッジマントル内の PH リーディングエッジの移動である。先述のように、PH は 1~2 Ma または 4 Ma の頃、当時の上盤のユーラシアプレートに対して西向きに変化した (NAKAMURA *et al.*, 1984; 瀬野・他, 1988) ので、ウエッジマントルを上昇中のマントルダイアピルが、温度の低い PH リーディングエッジの侵入で向きを変え、火山フロントが西方に移動してきたことが考えられる。兼岡・他 (1993) は、八ヶ岳東方にある古い火山の荒船山、板石山、稲荷山、および四方原山 (位置は八ヶ岳より 10 数~20 km 東側、先の長野・群馬県境下 60~80 km の地震の直上近辺、Figs. 2, 6 参照) の

関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海および太平洋プレートの沈み込み活動年代として3~5Maの測定結果を得て、火山フロントは現在よりも東側にあったとしている。この位置と活動年代は、PHの相対運動速度や上述の運動方向が変わった時期と調和的である。

7. おわりに

フィリピン海および太平洋両スラブと陸のプレートが収束・衝突している関東地域について、本稿では両スラブの震源分布と発震機構の特徴、火山フロントとの関係を特定の断面に基づいてやや細かくみてきた。そこから、前節のようにいくつか議論・考察を展開した。蓄積されつつある観測データから、関東地域を網羅して各地の地震活動の特徴を多面的に詳細に解析して、首都圏下のプレートの構造や相対運動、プレート境界とプレート内大地震の発生様式やテクトニクスを明らかにしていくことは、今後とも重要であろう。

謝 辞

本稿は、平成9年度東京大学地震研究所共同利用・研究集会「フィリピン海プレート：その構造とテクトニクス・火山活動との関係」（課題番号：1997-W2-09）における発表内容と、そこで啓発されてその後解析した結果をまとめたものである。発表の機会を作っていただいた京都大学の中西一郎氏、いくつかの点で御議論いただいた防災科学技術研究所の鵜川元雄氏、堀 貞喜氏に感謝いたします。東京大学地震研究所の佃 為成氏、ならびに飯高 隆氏には、丁寧な査読とともに貴重なコメントとヒントをいただき、原稿改善に大変有意義でした。同研究所学術報告委員会の方々にもお世話になりました。最後に、本研究資料は、防災科学技術研究所の特別プロジェクト「関東・東海地域における地殻活動に関する研究」によるもので、プロジェクト代表の松村正三氏はじめ、現およびかつてのメンバーの方々に感謝いたします。

文 献

- ABE, K., 1975, Static and dynamic fault parameters of the Saitama earthquake of July 1, 1968, *Tectonophysics*, **27**, 223-238.
- ABE, K., 1977, Tectonic implications of the large Shioya-Oki earthquakes of 1938, *Tectonophysics*, **41**, 269-289.
- AOKI, H., 1974, Plate tectonics of arc-junction at central Japan, *J. Phys. Earth*, **22**, 141-161.
- 浅田 敏, 1968, 微小地震研究—地震現象解明のために—, *科学*, **38**, 670-678.
- 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*, **39**, 457-468.
- HORI, S., 1990, Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: the case of the Kanto district, central Japan, *Tectonophysics*, **176**, 355-376.
- 堀 貞喜, 1997, 関東地方下のフィリピン海プレート内地震の発生機構, *地震*, **50**, 203-213.
- 古川信雄・井元政二郎, 1990, 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, *地震*, **43**, 413-429.
- HURUKAWA, N. and M. IMOTO, 1992, Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone-normal compression in the Kanto district, Japan, *Geophys. J. Int.*, **109**, 639-652.
- IDAKA, T., M. MIZOUE, I. NAKAMURA, T. TSUKUDA, K. SAKAI, M. KOBAYASHI, T. HANEDA and S. HASHIMOTO, 1991, The upper boundary of the Philippine Sea plate beneath the western

- Kanto region estimated from S-P and P-S converted waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **66**, 333-349.
- 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.
- ISHIDA, M., 1992, Geometry and relative motion of the Philippine Sea plate and Pacific plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489-513.
- 貝塚爽平, 1987, 関東の第四紀地殻変動, 地学雑誌, **96**, 223-240.
- 神谷眞一郎, 1996, マントルウェッジ内の蛇紋岩の検出, 日本地震学会講演予稿集, 1996年 No.2, C 35.
- KANAMORI, H. and K. ABE, 1968, Deep structure of island arcs as revealed by surface waves, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **46**, 1001-1025.
- 兼岡一郎, 1994, 関東甲信越地域周辺における火山フロントの急速な折れ曲がりについて, 日本火山学会講演予稿集, 1994年 No. 2, 154.
- 兼岡一郎・河内晋平・長尾敬介, 1993, ハヶ岳東方地域の第三紀及び第四紀火山の活動時期-K-Ar年代測定からの推定一, 日本火山学会講演予稿集, 1993年 No. 2, 76.
- 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.
- KAWAKATSU, H. and T. SENO, 1983, Triple seismic zone and the regional variation of seismicity along the northern Honshu arc, *J. Geophys. Res.*, **88**, 4215-4230.
- 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グと仮想東京直下地震, 地震2, **40**, 7-18.
- 松村正三・岡田義光・堀 貞喜, 1988, 地震前兆解析システムにおける地震データ(高速採取データ)の処理, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 45-64.
- MATSUURA, M., T. IWASAKI, Y. SUZUKI and R. SATO, 1980, Statical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, **28**, 119-143.
- MATSUZAWA, T., N. UMINO, A. HASEGAWA and A. TAKAGI, 1986, Normal fault type events in the upper plane of the double-planed deep seismic zone beneath the Northeastern Japan arc, *J. Phys. Earth*, **34**, 85-94.
- 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.
- NAKAMURA, K., K. SHIMAZAKI and N. YONEKURA, 1984, Subduction, bending and eduction. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate, *Bull. Soc. geol., France*, **26**, 221-243.
- 野口伸一, 1985, フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴, 月刊地球, **7**, 97-104.
- 野口伸一, 1993, 1992年12月9日千葉県北部の地震(M4.5)と最近の地震活動, 地震予知連絡学会報, **50**, 154-162.
- 野口伸一, 1995, 南部フォッサマグナと周辺のフィリピン海スラブ, 地球惑星科学関連学会1995年合同大会予稿集, 127.
- 野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震2, **49**, 295-325.
- 野口伸一・笠原敬司・柏原静雄, 1985, 長野県東部深さ70kmの地震について, 地震学会講演予稿集, 1985年 No. 1, 150.
- NOTSU, K., 1983, Strontium isotope composition in volcanic rocks from the Northeast Japan arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **18**, 531-548.
- NOTSU, K., S. ARAMAKI, O. OSHIMA and Y. KOBAYASHI, 1987, Two overlapping plates subducting beneath central Japan as revealed by strontium isotope data, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **32**, 195-207.
- OHMI, S. and N. HURUKAWA, 1996, Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophys.*, **261**, 249-276.
- 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.
- 岡田義光, 1988 a, 震源計算・発震機構解計算プログラムの改良, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 153-162.

関東地域の地震活動・発震機構・火山フロントとフィリピン海および太平洋プレートの沈み込み

- 岡田義光, 1988b, 地震データ利用のためのプログラムシステム, 国立防災科学技術センター研究報告, **41**, 137-151.
- 岡田義光, 1990, 南関東地域のサイスモテクトニクス, 地震 **2**, **43**, 153-175.
- OKADA, Y. and K. KASAHARA, 1990, Earthquake of 1987, off Chiba, central Japan and possible triggering of eastern Tokyo earthquake of 1988, *Tectonophys.*, **172**, 351-364.
- SENO, T. and B. PONGSAWAT, 1981, A triple-planed structure of seismicity and earthquake mechanisms at the subduction zone off Miyagi Prefecture, northern Honshu, Japan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 25-36.
- 瀬野徹三・関口渉次・吉田明夫, 1988, フィリピン海プレートの運動の4Maまでの復元—2Ma頃に運動は変化したか?—, 月刊地球, **10**, 646-654.
- SENO, T. and T. TAKANO, 1989, Seismotectonics at the Trench-Trench-Trench triple junction off central Honshu, *Pageoph*, **129**, 27-40.
- SENO, T., S. STEIN and A. E. GRIPP, 1993, A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- SENO T. and T. SAKURAI, and S. STEIN, 1996, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315.
- 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.
- 総理府地震調査研究推進本部, 1997, 「日本の地震活動—被害地震からみた地域別特徴—」, 同本部地震調査委員会編, 391頁.
- SUYEHIRO K., N. TAKAHASHI, Y. ARIIE, Y. YOKOI, R. HINO, M. SHINOHARA, T. KANAZAWA, N. HIRATA, H. TOKUYAMA and A. TAIRA, 1996, Continental crust, crustal underplating, and low-Q upper mantle beneath an oceanic island arc, *Science*, **272**, 390-392.
- 平 朝彦・清川昌一, 1998, 未成熟島弧から大陸へ—日本列島の地質と大陸地殻の進化, 科学, **68**, 50-62.
- TATSUMI, Y., 1986a, Formation of the volcanic front in subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 717-720.
- 巽 好幸, 1986b, ウェッジ内対流とマントルダイアピル—島弧のマグマの発生—, 火山, **31**, 39-44.
- 坪井忠二, 1967, 「新・地震の話」, 岩波書店, 211頁.
- 辻 秀昭・阿部勝征, 1976, 1938年塩屋沖地震のマグニチュードとその付近のサイスミシティ, 地震学会講演予稿集, 1976年 No. 1, 24.
- 津村建四朗, 1973, 関東地方の微小地震活動, 「関東大地震50周年論文集」, 東京大学地震研究所, 67-87.
- 鵜川元雄・井元政二郎, 1982, 関東地方の2重深発地震面の発震機構, 地震学会講演予稿集, 1982年 No.2, 33.
- 鵜川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司, 1984, 関東・東海地域地震観測網による震源決定法について, 国立防災科学技術センター研究速報, **53**, 1-88.
- 鵜川元雄・小原一成, 1993, 関東地方の火山フロント下のモホ面付近に発生する低周波地震, 火山, **38**, 187-197.
- 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.
- 宇佐美龍夫・渡辺唯夫, 1977, 関東地方の地震の巣—定義と性質—, 地震研究所彙報, **52**, 379-406.
- 山中佳子・宮武 隆・平原和朗, 1992, 日本付近の3次元S波速度構造—沈み込むスラブの形状について—, 地震研究所彙報, **67**, 265-302.
- YAMAOKA, K., Y. FUKAO and M. KUMAZAWA, 1986, Spherical shell tectonics: effects of sphericity and inextensibility on the geometry of the descending lithosphere, *Rev. Geophys.*, **24**, 27-53.
- YOSHIOKA, S., T. YABUKI, T. SAGIYA, T. TADA and M. MATSUURA, 1994, Interplate coupling in the Kanto district, central Japan, deduced from geodetic data inversion and its tectonic implications, *Tectonophys.*, **229**, 181-200.

(Received October 19, 1998)

(Accepted January 19, 1999)