関東地方下のフィリピン海プレート内地震の発生機構

防災科学技術研究所* 堀 貞 喜

Earthquake Mechanism within the Philippine Sea Plate Subducting beneath the Kanto District, Central Japan

Sadaki Hori

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

(Received April 7, 1997; Accepted June 30, 1997)

The upper mantle earthquakes occurring within the Philippine Sea plate subducting beneath the Kanto district, Japan, were investigated for their hypocentral distribution and focal mechanisms. Earthquakes located above the double seismic plane, which is formed in conjunction with the subducting motion of the Pacific plate, were picked up on a graphic display with an "on-map selection" method. Hypocentral parameters were re-determined with removing stations far from the epicenter and with introducing station corrections to the observed arrival time data. Based on the relocated hypocenters, the focal mechanism solutions were also re-determined. Examining the hypocentral distribution in detail, we found that the earthquakes occurring within the Philippine Sea plate are classified into three groups and that their focal regions form a triple-layered structure. The earthquakes in Group I, which are located at the uppermost part of the slab, were found to occur in the oceanic crust of the Philippine Sea plate from their waveform analysis. The focal mechanism analysis showed remarkable difference between the earthquakes in Groups II and III. The down-dip compression type events are predominant for the earthquakes in Group II, while most of the focal mechanisms in Group III showed the earthquakes are occurring under the down-dip extension. We proposed a model to explain the earthquake mechanism within the Philippine Sea plate, where the "forced unbending" by the underlying Pacific plate causes compressional and extensional stress fields in the upper and lower portion of the slab, respectively.

Key words: Philippine Sea plate, Pacific plate, Focal mechanism, Kanto district.

§1. はじめに

周知のように、関東地方では東北日本弧を含む陸側のプレートの下に、フィリピン海プレートと太平洋プレートの2つの海洋性プレートが沈み込んでおり、この地域におけるサイスモテクトニクスを特徴付けている。従って、これら2つのプレートの沈み込み形状や、スラブ内部の応力場について調査することは、関東地方における地震活動を研究する上で極めて重要である。近年のデジタル微小地震観測網の整備 [OHTAKE and ISHIKAWA (1995)] によって、この地域における詳細な震源分布が明らかになるにつれて、沈み込んだ太平洋プレートの構造については、かなり詳細な部分まで解明されてきた。

具体的には、震源の詳細な分布や発震機構の解析 [古川・井元 (1990), 石田 (1986), 石田 (1990), 笠原 (1985a, b), MAKI (1984)] や精密な地震波速度トモグラフィ [OHMI and HURUKAWA (1996)] だけでなく、地震波形記録の解析 [堀 (1988), IIDAKA and OBARA (1993), OBARA and SATO (1988), OBARA (1989), 大見・堀 (1994, 1997)] によっても、プレート境界の正確な位置やスラブ内部の微細構造が明らかにされつつある。沈み込んだプレート上面については、西方に傾斜した二重地震面 [津村 (1973)] の上面直上に位置しているということが、現時点における研究者間のほぼ共通した認識であると言える。

一方、関東地方下に沈み込んだ太平洋プレートの上方にフィリピン海プレートが存在するということは、地震

* 〒305 茨城県つくば市天王台 3-1

波速度やQ構造に関する3次元トモグラフィの研究結果 [ISHIDA and HASEMI (1988), SEKIGUCHI (1991)] 等から、ほぼ疑う余地のない事実と認識されているが、その形状については、研究者間でもかなり意見が分かれている [例えば、石田 (1986), ISHIDA (1992), 笠原 (1985b), 中村・島崎 (1981), 野口 (1985)]. 彼らによって提唱されているフィリピン海プレートの形状に関するモデルを比較すると、茨城県南西部鬼怒川側で北西-南東方向に伸びる帯状の震源分布がスラブの上面を表しているということと、茨城県中西部から千葉県北部 (東京湾北東部) にかけて点在する震源密集域がフィリピン海プレートの下面とその下に沈み込んだ太平洋プレート上面の境界で発生しているということでは共通しているものの、実際に描かれたスラブ上面等深線はかなり異なっている (各モデルの相違等に関する議論は岡田 (1990) が詳しくまとめている). その原因の一つとして、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う地震の震源分布が、東海地域では湾曲しながら薄い面状になっている [YAMAZAKI *et al.* (1989)] のに対して、関東地方では震源が二重地震面から上方にかけて広範囲に分布していることが挙げられよう. これらの地震には、①東北日本弧を含む陸側のプレートとフィリピン海プレートの境界で起きる地震、②フィリピン海プレート内部の地震、③フィリピン海プ

レートと太平洋プレートの境界で発生する地震の3つが含まれていると考えられるが、従来の研究では、これらを明瞭に区別して議論されてきたわけではなく、例えば ISHIDA (1992) の解析では、①と② (の上部)、及び② (の下部) と③の区別はそれほど厳密になされているわけではない.

関東地方に沈み込んだフィリピン海プレートの形状やその内部で発生する地震のメカニズムを解明することは、例えば相模トラフ沿いに発生の予想される巨大地震等に対処する意味でも緊急かつ重要な研究課題である. 本稿では、フィリピン海プレートの沈み込みに伴って発生する地震を調査するために、防災科学技術研究所 (以下「防災科研」という) の高密度デジタル微小地震観測網から得られるデータをもとに、グラフィックディスプレイ上のユーティリティを用いることによって、関東地方下の上部マントル地震の中から太平洋プレートより上方で発生している地震を選び出して詳細に解析した結果、プレート内部の地震発生様式について新たな知見が得られたので報告する.

§2. データの選択

防災科研の地震データベースは、1979年7月から系統的にまとめられているが、今回の研究では1986年4

Fig. 1. EW cross section of hypocenter distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district in a latitude range from 35.0°N to 35.2°N.

月以降の期間に発生した地震を対象にした。これは、この時期からデータ処理システムが一新されて [松村・他 (1988)], 地震の検知能力が向上するとともに、地震波形記録に対するアクセスも光ディスクの導入 [井元 (1988)] によって容易になったためである。Fig. 1 に示すのは、防災科研の地震データベースから、関東・東海地域の北緯 $35.0^{\circ} \sim 35.2^{\circ}$ の領域に発生した地震を抜き出して、その震源分布を東西断面図で表したものである。太平洋プレートが関東地方の下に沈み込んでいる様子は、西側へ傾斜した二重地震面の存在から明瞭に分かる。一方、東海地方の下に深さ 30 km から 50 km にかけて存在する下方へ湾曲した薄い地震面は、この地域に沈み込んだフィリピン海プレートの上面を表している。この地震面は東海地方から伊豆地方にかけて次第に浅くなっているが、関東地方に入ると再び深くなって、太平洋プレートの沈み込みに伴う二重地震面の上面と接触しているように見える。しかし、関東地方における震源分布は、東海地方に比べるとはるかに密集度が低く、単純な 1 枚の薄い面状になっているとは言い難い。

この地域では、太平洋プレートはほぼ西方に、フィリピン海プレートは湾曲しながら全体として北西方向に傾斜していると考えられる [ISHIDA (1992)] が、北西方向の断面図上で全ての地震を解析する場合、太平洋プレートの沈み込みに伴う地震面を斜めに見ることになって、フィリピン海プレート下部で発生する地震との区別が極めて困難になる。そこで、まず防災科研の地震データベースから、東西断面図上でその形状が明瞭かつ容易に識別できる二重地震面よりも上方に震源が存在するものを選び出すことにした。方法としては、関口 (1993) が開発した UNIX ワークステーション (X-Window) 上で動作する地震解析用のユーティリティの一つである、「オンマップ・セレクション (グラフィックディスプレイ上のマウスによる地震の選択方法)」を採用した。このユーティリティを用いて、関東・東海地域 (北緯 $34 \sim 37^{\circ}$, 東経 $137 \sim 141^{\circ}$) を緯度 0.1° 刻みの狭い領域に分割し、それぞれについて東西断面図を表示させる。そして、この断面図上で、Fig. 2 に示すように、太平洋プレートを表す二重地震面より上方の地震をマウスでクリックしながら多角形領域で囲むことにより切り出していく。こうして選択された各緯度範囲の地震データをマージして、1 つのファイルとした。二重地震面の内、上面で発生する地震には、太平洋プレートの沈み込みに伴うダウンディップ・コンプレッション型の地震と、フィリピン海プレートとの境界で発生するスラスト型の地震が混在していると考えられるが、本研究では対象をフィリピン海プレート内部の地震に限定するため、これ

Fig. 2. Example of selection of earthquakes located above the double seismic plane on the EW cross section in a latitude range from 36.0°N to 36.1°N . Selected earthquakes are enclosed by a polygon.

らの地震は両者とも選択から除外した。こうした細かい選択作業も GD 上の「オンマップ・セレクション」により、比較的容易に行うことができた。

防災科研の微小地震観測網は関東・東海地方の約 $300 \text{ km} \times 400 \text{ km}$ の領域に分布しているが、水平的不均質性や、遠方の観測点における読み取り値の影響は、震源距離に応じた重みを震源計算に導入することによって、ある程度軽減されている。しかし、本研究のように、詳細な震源分布を議論する場合、その影響は必ずしも無視できるものではない。そのため、データ解析の前処理として、以下に示す簡単な手続きによる震源再決定を行った。震源計算プログラムと理論走時を計算するための地下構造のモデルは、防災科研の定常処理と同一のもの [岡田 (1988)] を用いた。まず、定常処理で得られた震源に対して、震央距離が 100 km を越える観測点のデータを除外した上で震源再計算を行い、各観測点において、地震波到着時刻の観測値と計算値の差 (O-C) の平均値を求めた。次にこの O-C の平均値をその観測点における観測点補正值として組み込み、再び震源計算を行った。実際にはこの操作を 3 回繰り返したのであるが、3 回目の震源再計算では、O-C の値、すなわち、震源再計算に用いる観測点補正值はほぼ収束した値となった。Fig. 3a, b は最終的に得られた観測点補正值をそれぞれ P 波と S 波について示したもので、○と△はそれぞれ正と負の値、つまり、観測走時が遅いものと早いものを示している。この図から分かるように、P 波と S 波の観測点補正值は、両者とも神奈川県や房総半島等、関東地方の南部で正、伊豆地域で負となる特徴がある。この傾向は、関東地方のやや狭い領域における上部マントル地震を調査した堀 (1986) の結果にも認められたことである。

Fig. 3. Station corrections for (a) P and (b) S first arrivals. Positive and negative corrections are indicated by open circles and triangles, respectively. The magnitude of correction is proportional to the symbol size.

こうして再決定された震源分布を再決定前の震源分布とともに Fig. 4 に示す。この地域で発生する地震の震源は、クラスタ状に分布する傾向があるが、それぞれの震源密集域に注目すると、再決定後の震源分布の方が、密集度は格段に高くなっており、対象とする地震が比較的広い地域に分布しているにもかかわらず、単一の観測点補正值のデータセットを用いたわりには、良好な結果が得られていることが分かる。最後に、再決定された震源データに基づいて、発震機構解の再決定も行った（ここでも、岡田(1988)による防災科研の定常処理と同一のプログラムを用いた）。ただし、この場合 P 波初動極性のデータについては、遠方の観測点の読み取り値もすべて用いている。

以下では、こうして得られた震源データと発震機構解のデータに基づいて、フィリピン海プレート内部の応力場や構造について議論する。

§ 3. 地震の分類と各グループの特徴

得られた再決定後の震源は、全体として北西方向に傾

Fig. 4. (a) Distribution of relocated hypocenters of the earthquakes occurring above the Pacific slab. (b) Distribution of original hypocenters of the earthquakes occurring above the Pacific slab.

Fig. 5.

Fig. 5. (a) Rectangular regions AB and CD to view their cross sections of the hypocentral distribution. (b) Cross section of the hypocentral distribution in the A-B region in Fig. 5a. Earthquakes are classified into three Groups I, II, and III by their spatial distribution. (c) Cross section of the hypocentral distribution in the C-D region in Fig. 5a.

斜した領域に分布する傾向が認められる。Fig. 5b, c に、Fig. 5a に示した $N30^{\circ}W$ の方向、すなわち、震源分布の全体的な傾斜方向に伸びる2つの長方形領域内に含まれる地震の震源分布を南西から見た断面図で示す。ここに示された領域はやや幅をもっているため、震源分布は深さ方向に若干広がって見えるものの、Fig. 5b (領域ABの断面図) 中のI~IIIで示すように、3層の地震群に分かれていることが明瞭に認められる。Fig. 5c (領域CDの断面図) では、グループIIIの地震群はそれほど顕著に認められないが、グループIに対応する震源密集域(主としてFig. 5a中のクラスタ(a)とクラスタ(b)で示した地震群)に加えて、その直下にもグループIIの地震群の存在が認められる。以下で、各グループの地震群について、その特徴を説明する。

(1) グループI

このグループの地震は、Fig. 5a中のクラスタ(a)で示す茨城県南西部筑波側(この下方にはフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界域でも地震が密集して発生しているが、それらは前述した「オンマップ・セレクション」によって取り除かれており、クラスタ(a)にはフィリピン海プレート内の地震のみが含まれている)、クラスタ(b)で示す茨城県南西部鬼怒川側、及びクラスタ(c)で代表される埼玉県の東部の比較的狭い領域に密集して発生しており、全体として厚さは5 km程度の薄い面状に分布している。グループIの地震の特徴は、波形記録に顕著な後続相が観測されることである。Fig. 6は、クラスタ(a)~(c)で起きたグループIの地震(A~C)の震央位置・発震機構解と上下動の地震波形記録を震央距離の順に並べたものを示している。波形記録上の

Fig. 6. (a) Epicenters and focal mechanisms of three earthquakes A, B and C occurring in Clusters (a), (b) and (c) in Fig. 5a, respectively. All of these earthquakes are classified into Group I. (b) Vertical component seismograms of the event A shown in Fig. 6a. (c) Vertical component seismograms of the event B shown in Fig. 6a. (d) Vertical component seismograms of the event C shown in Fig. 6a. Each record is pasted up in order of its epicentral distance and reduced by an apparent velocity of 8.0 km s^{-1} . First and later arrivals are indicated by dotted and solid lines, respectively. Locations of the stations are also shown in Fig. 6a.

点線で示したのが P 波初動で、その見かけ速度はほぼ 8 kms^{-1} であるが、その数秒後に実線で示したように、見かけ速度が 7 kms^{-1} 弱の顕著な後続相が認められる。Fig. 6a には、波形を示した観測点の分布も示してあるが、こうした後続相は震央から見て南西方向に位置する観測点だけで観測される。HORI (1990) は、この後続相を詳しく解析し、フィリピン海プレート最上部のハンレイ岩質海洋地殻中にトラップされた地震波であると結論した (同様の性質を持つ後続相は東海地域や西南日本でも報告されている [例えば、HORI *et al.* (1985), ODA *et al.* (1990)]). 茨城県南西部鬼怒川側 (クラスタ (b)) の地震や、太平洋プレート最上部の地震については、震源域の地震波速度の詳細な調査 [HURUKAWA and IMOTO (1992)] や、走時解析による地震波速度のトモグラフィ [OHMI and HURUKAWA (1996)] から、HORI (1990) と同様、沈み込んだフィリピン海プレート最上部のハンレイ岩質海洋地殻中で発生したものであるという結論が得られている。今回の調査によって、茨城県南西部から埼玉県東部にかけて存在するグループ I の地震が、この地域のスラブ上面を特定する上で重要な制約となっていることが判明した。なお、Fig. 5b に見られるように、このグループの地震が、次に述べるグループ II の地震と異なっており、それほど深部まで発生していないのは、HURUKAWA and IMOTO (1993) が示した、海洋地殻中のハンレイ岩-エクロジイト転移に関係しているのかも知れない。

このグループに含まれる地震の発震機構解は、Fig. 6a に示す地震に代表されるように、概ね北西-南東方向ないし西北西-東南東方向に主圧力軸 (P 軸) を持つ逆断層型となっている。クラスタ (b) で発生する地震については、フィリピン海プレートとその直上のプレートとの相対運動による破壊現象であることが示唆されている [井元 (1984), 井元 (1985)] が、このことはグループ I の地震全体に適用できることもかも知れない。ただ、クラスタ (c) の地震はクラスタ (a) やクラスタ (b) の地震に比べると、それほど画一的な発震機構解を持っているわけではない。

(2) グループ II

このグループの地震は、ほぼ関東地方全域で発生している。震源域は Fig. 5b の紙面垂直方向にも傾斜しているため、やや幅を持ったものになっているが、全体として北西方向に傾斜した厚さ数十 km 程度の一様な地震面を形成している。このグループの地震の発震機構解には、P 軸の方向がこのグループの地震面の傾斜方向 (北西-南東方向) に一致するという傾向が認められる。すなわち、ダウンディップコンプレッション型の地震が卓越

している。Fig. 7a, b は Fig. 5a に示す各領域中の P 軸の断面図を示したものであるが、この特徴が明瞭に分かるとともに、他のグループの発震機構解との差異も如実に識別できる。なお、このグループに含まれる地震の波形記録には、グループ I の地震に見られるような後続相がほとんど観測されないということも特筆すべきであろう。つまり、グループ II の分布が必ずしもスラブ最上部を表しているわけではないことに留意すべきである。

(3) グループ III

このグループの地震は、房総半島南部から埼玉県南部にかけて北西方向に伸びる比較的狭い領域に発生しており、厚さ 10 km 程度のやや下向きに湾曲した地震面を形成している。グループ II の地震群との平均距離は 20 km 程度で、この直下には、太平洋プレートの沈み込みに伴う二重地震面の上面が存在している。従って、このグループの地震はフィリピン海プレート最下部で発生していると考えられる。この地震の発震機構解は、二重地震面の上面の地震やグループ I・II の地震とも異なっており、主張力軸 (T 軸) の方向が地震面の傾斜方向に一致する傾向を示す。すなわち、ダウンディップエクステンション型の地震が卓越する。Fig. 8a, b には Fig. 5a に示す各領域中の T 軸の断面図を示してあるが、こうした特徴が明瞭に分かるとともに、他の 2 つのグループの発震機構解とも明瞭に異なっていることが分かる。

§ 4. 議 論

以上で見てきたように、関東地方におけるフィリピン海プレート内部に発生する地震は、震源の空間的分布だけでなく、発震機構解の観点からも、明瞭に異なる 3 層の地震群に分類されることが判明した。太平洋プレートの沈み込みに伴って発生する地震が、東北日本や関東地方で、いわゆる二重地震面を形成し、しかも上面と下面で異なる発震機構解を持つということはすでに周知の事実である [HASEGAWA *et al.* (1978), 鶴川・井元 (1982)]。その成因については、依然として議論の分かれるところであるが、太平洋プレートの場合、下面の地震がスラブの中央部で発生していると考えられるのに対して、今回明らかにされたグループ III の地震は、フィリピン海プレートの最下部で発生していると考えられることから、同様のメカニズムを想定することは極めて困難である。

そこで、今回得られた観測事実を説明するための新たなモデルを Fig. 9 に示す。まず、グループ I の地震は、茨城県南西部鬼怒川側の地震に対する、多くの研究者の解釈を採用して、フィリピン海プレート最上部の海洋地殻内部で発生していると見る。この場合の起震応力とし

Fig. 7. Cross sections of the hypocenter distribution and P-axes of the redetermined focal mechanisms of the events in regions (a) A-B and (b) C-D in Fig. 5a, where P-axes are projected on the vertical section.

ては、フィリピン海プレートとその直上のプレートとの
相対運動を想定しているが、地震が下盤、すなわちフィ
リピン海プレートの海洋地殻内部に限定されるのは、上

盤のプレートとの強度の差により、海洋地殻自体がいわ
ゆる「ウィークゾーン」を形成しているため [HURUKAWA
and IMOTO (1992)] なのかも知れない。従来の研究で

Fig. 8. Cross sections of the hypocenter distribution and T-axes of the redetermined focal mechanisms of the events in regions (a) A-B and (b) C-D in Fig. 5a, where T-axes are projected on the vertical section.

は、こうしたフィリピン海プレート最上部の地震の発生メカニズムについては、クラスター(b)の地震に限定して説明されてきたが、今回の調査から、同様の地震は、そ

の両側にあるクラスター(a)及び(c)でも発生していることが明らかとなった。なお、Fig. 5bを見ると、グループIの地震は、深さ20~30 kmに密集する東京都東部から

Fig. 9. Schematic illustration to explain the earthquake mechanisms within the Philippine Sea slab. In the uppermost part of the slab, earthquakes are occurring in the oceanic crust and are caused by the relative motion of the slab to the over-riding plate. The down-dip compressional and extensional stresses are generated in the upper and lower portions of the slab, respectively, by the "forced unbending" from the underlying Pacific plate.

東京湾北西部の地震群 (Fig. 5a 中のクラスター (d) で示す地震群) に連続するようにも見える。この地震の発震機構解に関しては、グループ I の他の地震のように、必ずしも逆断層型になっているわけではない。また、震源域は陸側プレートの下部地殻に相当する深さに位置しており、Fig. 6 に見られるような海洋地殻にトラップされた地震波の有無によって議論することはできないが、この地震をグループ I の地震と同様、フィリピン海プレート最上部と見なすならば、プレートの形状としては、この地震をスラブより上方の地震とする ISHIDA (1992) のモデルよりも、野口 (1985) や笠原 (1985b) のモデルの方がより調和的であるといえよう。

一方、グループ II と、グループ III の地震が、それぞれダウンディップコンプレッション型、ダウンディップエクステンション型の発震機構解を持つことに対しては、フィリピン海プレートの直下に存在する太平洋プレートの影響と考える。具体的には、相模トラフから下方に沈み込んだフィリピン海プレートのスラブが、太平洋プレートと衝突した後、プレート上面に沿って北西方向にさらに進行することにより、「強制的」な非曲げ (unbending) の作用を受けるものとする。茨城県中西部から千葉県北部では、フィリピン海プレートと太平洋プレートの境界で多数の地震が起きているが、このことは、この地域におけるプレート間カップリングの強さを表すものであり、フィリピン海プレート内部の応力場が太平洋プレートから強い影響を受けていることも示唆している。こうした「強制的」な非曲げの作用は、進行方

向に対してスラブ上部には圧縮を下部には伸張の応力場を生み出すと考えられる。一方、スラブ上部における圧縮応力場には、プレートの進行に伴うウェッジマンタルの抵抗も寄与しているかも知れない。いずれにしても、ここで述べるモデルは、直下に別の海洋性プレートが存在するという、関東地方におけるフィリピン海プレートの特異性を考慮したものであり、太平洋プレート内部の二重地震面の成因とは直接結びつけられるものではないということに留意する必要がある。

§5. おわりに

関東地方下に沈み込むフィリピン海プレートの構造を調査する上で、直下に位置する太平洋プレートは、ある意味では「邪魔」な存在となっている。両プレートの傾斜方向は異なっており、すべての震源データをそのまま単一の断面図で表示した場合、特にフィリピン海プレート最下部の地震と太平洋プレートとの境界域や太平洋プレート内部で発生する地震を区別することが難しく、震源分布や発震機構解からスラブ内部の構造を詳細に議論することは、それほど容易なことではなかった。本研究では、解析の第一段階として、グラフィックディスプレイ上での操作による、太平洋プレート内部あるいはフィリピン海プレートとの境界で発生する地震の除去を行うことにより、フィリピン海プレート内部に限定した地震活動について吟味する事ができた。その結果、プレート内地震は3つの異なった性質をもつグループに分類されることが判明した。

関東・東海地方では、従来から防災科研が高密度微小地震観測網を整備してきたが、首都圏における広域深部地震観測網 (十数カ所の 2000 m 級深層観測施設からなる観測網) や、相模湾における海底ケーブル地震観測網も、平成8年度から本格的に移働を開始し、この地域における微小地震観測はさらに精度の高いデータを提供できるようになってきた。今後、こうした新たな観測網から得られる高品質のデータが蓄積され、さらに多量のデータを効率よく扱うことのできる新たな解析ツールの開発が進むことにより、関東地方下に沈み込んだフィリピン海プレートの構造もより詳細な部分まで解明されていくに違いない。

謝 辞

査読者の大見士朗氏、吉岡祥一氏には有益なコメントを頂いた。ここに記して謝意を表する。

文 献

HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978, Dou-

- bleplaned structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, **47**, 43-58.
- 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.
- 堀 貞喜, 1988, 関東地方下のやや深発地震に見られる後続相, *地震学会講演予稿集*, No. 2, 86.
- HORI, S., 1990, Seismic waves guided by untransformed oceanic crust subducting into the mantle: the case of the Kanto district, *Tectonophysics*, **176**, 335-376.
- 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.
- 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* **2**, **43**, 413-429.
- HURUKAWA, N. and M. IMOTO, 1992, Subducting oceanic crust of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone-normal compression in the Kanto district, Japan, *Geophys. J. Int.*, **109**, 639-652.
- HURUKAWA, N. and M. IMOTO, 1993, A non doublecouple earthquake in a subducting oceanic crust of the Philippine Sea plate, *J. Phys. Earth*, **41**, 257-269.
- IDAKA, T. and K. OBARA, 1993, The upper boundary of the subducting Pacific plate estimated from ScSp waves beneath the Kanto region, Japan, *J. Phys. Earth*, **41**, 103-108.
- 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.
- 井元政二郎, 1988, 光ディスクを用いた地震波形の格納とその利用, *国立防災科学技術センター研究報告*, **41**, 129-136.
- 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.
- 石田瑞穂, 1990, 関東・東海地域の地震活動とプレート構造, *地質ニュース*, **432**, 18-26.
- 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**, 489-53.
- ISHIDA, M. and A. HASEMI, 1988, Three-dimensional fine velocity structure and hypocentral distribution of earthquakes beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **93**, 2076-2094.
- 笠原敬司, 1985a, 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.
- 笠原敬司, 1985b, 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.
- MAKI, T., 1984, Focal mechanisms and spatial distribution of intermediate-depth earthquakes beneath the Kanto district and vicinity with relation to the double seismic planes, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **59**, 1-51.
- 松村正三・岡田義光・井元政二郎・島田誠一・堀 貞喜・大久保 正・大竹政和・浜田和郎, 1988, 地震前兆解析システムの機能と構成, *国立防災科学技術センター研究報告*, **41**, 35-44.
- 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.
- 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.
- 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.
- ODA, H., T. TANAKA and K. SEYA, 1990, Subducting oceanic crust on the Philippine Sea plate in southwest Japan, *Tectonophysics*, **172**, 175-189.
- 大見士朗・堀 貞喜, 1994, 関東地方における太平洋プレート上面からの SP 変換波の再検討 (2), *地震学会講演予稿集*, No. 2, 379.
- 大見士朗・堀 貞喜, 1997, 関東地方に沈み込む太平洋プレート上面付近のテクトニクスに関する一考察, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 647.
- OHMI, S. and N. HURUKAWA, 1996, Detection of the subducting crust of oceanic plates beneath the Kanto district, Japan, *Tectonophysics*, **261**, 249-276.
- OHTAKE, M. and Y. ISHIKAWA, 1995, Seismic observation networks in Japan, *J. Phys. Earth*, **43**, 563-584.
- 岡田義光, 1988, 震源計算・発震機構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.
- 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.
- 関口渉次, 1993, X-Window 上で動作する地震データ利用プログラム, *防災科学技術研究所研究報告*, **53**, 63-79.
- SEKIGUCHI, S., 1991, Three-dimensional Q structure beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *Tectonophysics*, **195**, 83-104.
- 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*, 67-87.
- 鶴川元雄・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*, No. 2, 184.
- YAMAZAKI, F., T. OOIDA and H. AOKI, 1989, Subduction of the Philippine Sea plate beneath the Tokai area, central Japan, *J. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **36**, 15-26.