

PS 変換波から推定された関東地方下の 太平洋プレート上面について

地震研究所 飯高 隆
中村 功
溝上 恵

(昭和 63 年 12 月 6 日受理)

要 旨

関東地方においては、これまでに地震波速度構造の不均質性について様々な研究がなされてきた。これらの研究の結果、太平洋プレート、フィリピン海プレートの沈み込みが示された。このように複雑な構造をした地域において、沈み込むプレートの形状を求めることは、大変重要なことである。

東京大学地震研究所の日立 (HIT) の観測点の地震波記録で、P 波と S 波の間に立ち上がりのはっきりした後続波が見られた。この研究では、この後続波が、沈み込む太平洋プレート上面で PS 変換された波であることを明らかにし、この変換波を用いて沈み込む太平洋プレート上面の深さを求めた。このように変換波を用いる方法は、プレート上面の深さを求めるのに有効であることが知られている。

この研究において、関東地方下で求められた太平洋プレート上面は、日立の観測点下で約 60 km の深さに求まり、その面は 2 重深発面の上面にほぼ一致した。また、この深さは S 波の反射から求められた結果 (小原, 1987) と矛盾しない。

1. はじめに

関東地方下には、太平洋プレート、フィリピン海プレートが沈み込んでおり、複雑な構造をしているものと思われる (HORIE and AKI, 1982; ISHIDA, 1984; 石田・長谷見, 1984; ISHIDA and HASEMI, 1988)。そのため、沈み込むプレートの形状を明らかにすることは、この地域のサイスマテクトニクスを考える上で非常に重要なことである。

この地域においては、これまでに微小地震の震源分布から、沈み込むプレートの上面の等深度線が推定されてきた (中村・島崎, 1981; 津村・唐鎌, 1981; SHIMAZAKI *et al.*, 1982; MAKI, 1984; 笠原, 1985; 溝上, 1985; 野口, 1985; 石田, 1986)、このように、関東地方においては、震源分布からプレートの形状が求められてきたが、変換波を用いて形状を求めた研究はあまりなされていない (本田, 1984)。

変換波を用いてプレート上面を求める研究は、岡田 (1971) によって、沈み込む太平洋プレート上面で ScS 波が P 波に変換された ScSp 波が発見されて以来、いくつかの研究がなされ、大局的に太平洋プレート、フィリピン海プレート上面がもとめられてきた (HASEGAWA *et al.*, 1978; NAKANISHI, 1980; NAKANISHI *et al.*, 1981)。

東北地方においては、HASEGAWA *et al.* (1978) において、微小地震の震源分布と ScSp 波から求められたプレート上面の関係について調べられた。この結果によると、二重深発

面の上面が変換波から求められたプレート上面と一致することが示された。また、MATSUZAWA *et al.* (1986) は、太平洋プレート上面での PS 変換波を用いて、東北地方下の上部マントル構造について詳細な研究を行った。そして、沈み込む太平洋プレート上面を求めると共に、沈み込む海洋地殻による低速度層の存在を示唆した。このように、東北地方下では変換波を用いた研究がなされて、上部マントルの詳細な構造がわかってきた。

関東地方下においても、変換波や反射波の存在はこれまでにいくつか示されてきた(本田, 1984; 小原・佐藤, 1986, 1987; OBARA and SATO, 1988; 飯高・他, 1987; 小原, 1987; 堀, 1988)。本田 (1984) は、2 次元波線追跡法を用いて、PS 変換波の変換面が茨城県北部那珂湊下で約 50 km の深さにあり、24 度で西に傾斜していることを示した。小原・佐藤 (1986, 1987)、小原 (1987)、OBARA and SATO (1988) は、S 波の反射波から沈み込む太平洋プレート上面を求めた。

このように、変換波や反射波からプレート上面を求める研究はすでになされている。しかし、PS 変換波は S 波の反射波とは独立の情報であり、また、震源分布から求められたプレートの形状を考えると 3 次元波線追跡法を用いるのが望ましい。そのため、この研究では、関東地方の東京大学地震研究所の観測網で観測された水平動に卓越する後続波が、沈み込む太平洋プレート上面での PS 変換波であることをあきらかにし、3 次元波線追跡法を用いてプレート上面の深さを求めた。

2. データ

今回の解析に用いたデータは、東京大学地震研究所の微小地震観測網で得られた波形記

Table 1. List of earthquakes

Date	Origin time (h. m. sec.)	Long. (deg. E.)	Lat. (deg. N)	Dep. (km)	X-P (sec)	S-P (sec)
Oct., 30, 1980	21:26 29.9	139.60	35.38	110.0	7.8	19.4
Nov., 30, 1980	16:54 55.5	137.71	34.12	412.3	7.3	51.1
Feb., 24, 1981	11:53 32.6	139.20	35.85	164.9	7.7	22.2
Feb., 27, 1981	03:01 48.4	139.54	35.54	150.2	7.8	20.8
Apr., 03, 1981	10:48 27.9	138.57	36.03	181.3	7.9	25.3
Apr., 12, 1981	13:19 35.5	137.92	34.91	297.6	7.6	40.7
Apr., 21, 1981	11:39 47.8	137.36	34.33	396.8	7.9	51.7
Apr., 24, 1981	20:55 37.0	139.33	35.70	146.1	7.9	20.4
May., 24, 1981	08:27 23.9	139.69	35.91	133.3	7.4	16.4
Jun., 13, 1981	14:40 24.4	140.09	36.37	71.9	7.8	9.3
Jul., 28, 1981	15:02 46.5	136.60	35.58	340.0	7.5	45.7
Oct., 24, 1982	08:20 15.7	138.85	35.18	198.6	7.6	37.0
Nov., 07, 1982	17:27 21.7	139.56	35.56	142.7	7.8	19.0
Dec., 27, 1982	05:35 01.2	139.23	35.30	159.2	7.8	23.4
May., 14, 1984	13:06 53.5	138.71	34.96	204.0	7.8	30.6
Jun., 15, 1984	08:30 43.0	139.83	35.88	120.8	7.8	15.5
Oct., 26, 1984	09:57 19.5	138.84	34.79	223.6	7.8	33.4
Dec., 07, 1984	05:15 45.4	137.56	34.27	404.8	7.6	51.4
Jan., 08, 1985	19:31 52.0	138.87	35.18	195.7	7.8	28.1
Jan., 08, 1985	21:43 55.7	139.92	35.73	113.8	7.8	15.9

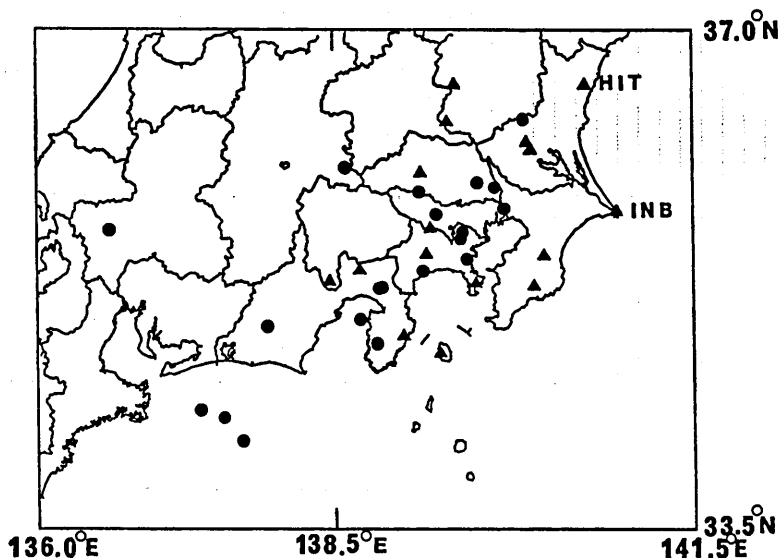


Fig. 1. Map of epicenters (solid circles) and stations (solid triangles).

録で、1980年10月から1985年1月までに関東・東海地方下で起こった地震について、後続波(X相)の波形が明瞭なもののみ20個の地震を用いた(Table 1, Fig. 1)。これらの地震のマグニチュードは $2.6 < M < 4.1$ で、震源の深さは $71.9 \text{ km} < \text{深さ} < 412.3 \text{ km}$ である。ここでは、X相が明瞭なもののみを用いているので読み取り誤差は0.3秒以下と考えられる。また、これらの地震の震源パラメータについては、東京大学地震研究所・地震予知観測室が決めた値を用いた。

3. X相の特徴とその成因

このX相は、関東、東海地方下の太平洋プレート内で起こったと思われる地震に対して、日立(HIT)の観測点で観測される(Fig. 1)。

このX相の特徴は以下の通りである。

- 1) S波成分に卓越している(Fig. 2)。
- 2) 日立(HIT)の観測点で顕著にみられる。
日立、犬吠崎(INB)以外の観測点ではみられない。
- 3) X-P時間はほぼ一定で、S-P時間や震源の深さにほとんどよらない(Fig. 3)。
- 4) このX相は、沈み込む太平洋プレート内で起こったと考えられる地震にたいしてのみ見られ、地殻内地震については見られない。
- 5) 深さ300km以深の深発地震についても観測される。

これらの特徴からその成因について考えてみる。1) このX相は、明らかに上下動成分より水平動成分に卓越する。このことからX相はS波であることが考えられる。2) 関東に存在する観測点16点のうち、明瞭なX相が確認されたのは日立のみである。銚子の犬吠崎の観測点でいくつかX相らしい波形が見られたが、その立ち上がりがはっきり

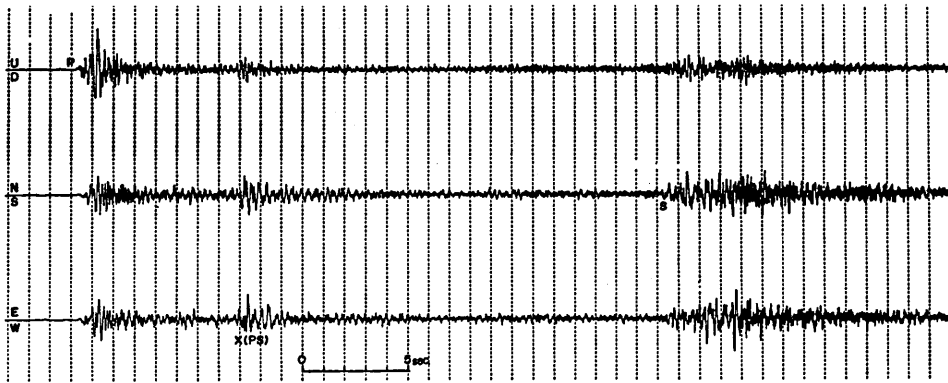


Fig. 2. HIT (Hitachi) station seismogram showing the X-phase.

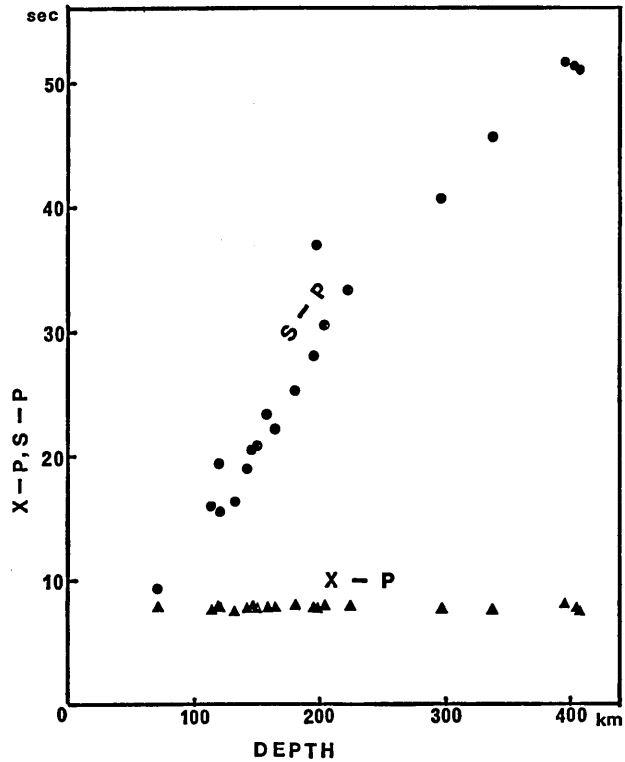


Fig. 3. S-P and X-P time versus focal depth. The figure shows that X-P time is nearly constant while S-P time increase with depth.

しなかったため、解析には用いなかった。その他の観測点ではまったく見られなかった。
 3) 震源近傍に X 相の成因があるとすると S-P 時間に依存するはずであるが、X-P 時間は S-P 時間や震源の深さに依存しないから、この成因は観測点近傍にあると考えられ

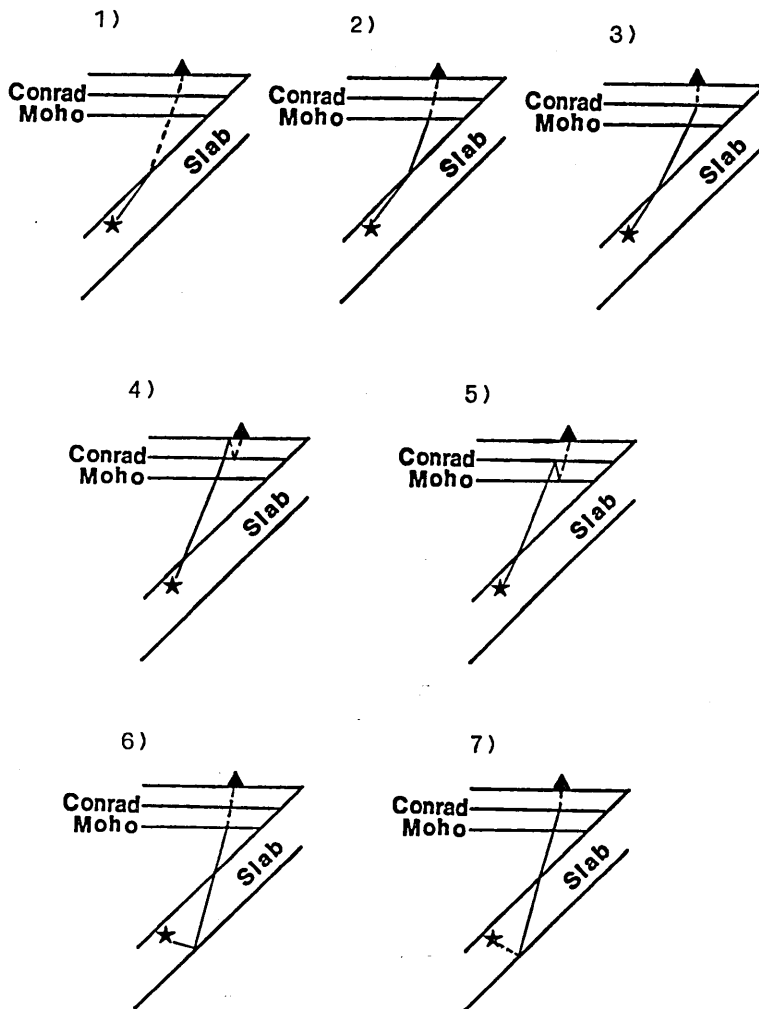


Fig. 4. Simple models proposed for X-phase. Triangles and stars denote stations and hypocenters. Solid and dashed lines denote P and S waves.

る。そこで、この X 相の成因として考えられる変換波、反射波のいくつかの例を示す (Fig. 4)。

Fig. 4 において、1) は、沈み込む太平洋プレート上面で PS 変換した場合、2) は、震源からモホ面まで P 波で、モホ面で S 波に変換された場合、3) は、震源からコンラッド面まで P 波で、コンラッド面で S 波に変換された場合、4) は、地表面とコンラッド面との間で反射をして S 波に変換された場合、5) は、コンラッド面とモホ面との間で反射をして、S 波に変換された場合、6) は、震源から出た P 波がプレート下面で反射し、モホ面で S 波に変換された場合、7) は、震源から出た S 波がプレート下面で P 波に変換し、さらにコンラッド面で S 波に変換した場合、である。これらのほかにも多くの可

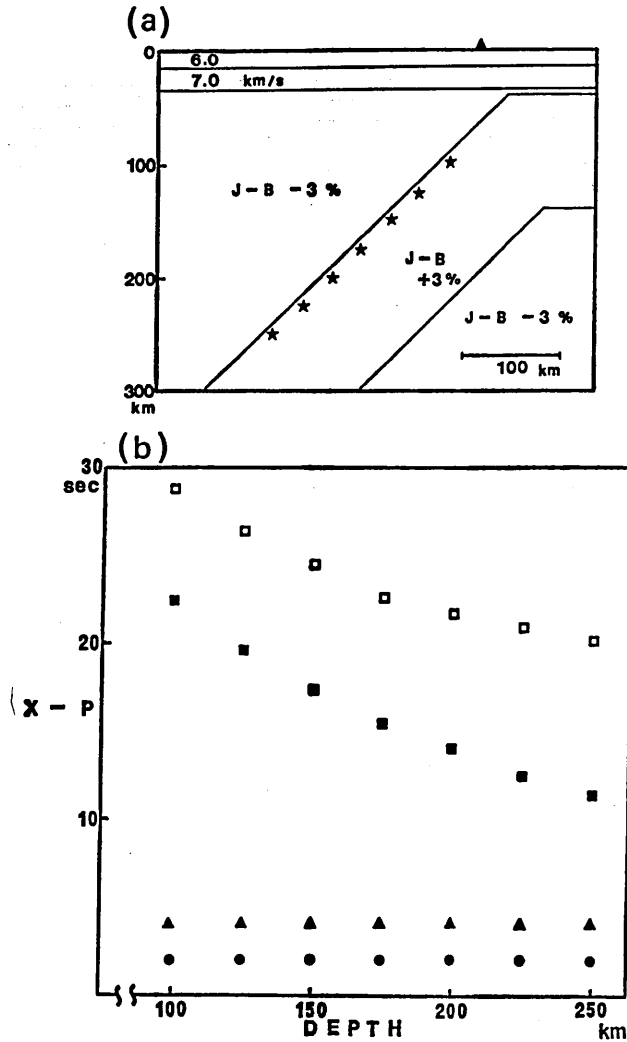


Fig. 5. a: A vertical cross section which is used for the model calculation. Stars and solid triangle denote earthquakes and station. b: X-P time which are obtained by model calculation versus focal depth. The X-P time of PS converted waves at the Moho boundary and at the Conrad boundary are denoted by solid triangles and circles, respectively. The X-P times in the case of (6) and (7) in Fig. 5 are denoted by solid squares and open squares, respectively.

能性が考えられるが、ここでは、これまでに知られている境界面のみを考慮した。

4), 5) のように地殻内での反射波によって X 相が生じたと考えると, X 相の前にすべて P 波で反射した波が観測されるはずであるが, 記録にはそのような相は見られない (Fig. 2). また, 4), 5) の可能性の場合は, 太平洋プレートの外で起こったと思われる地

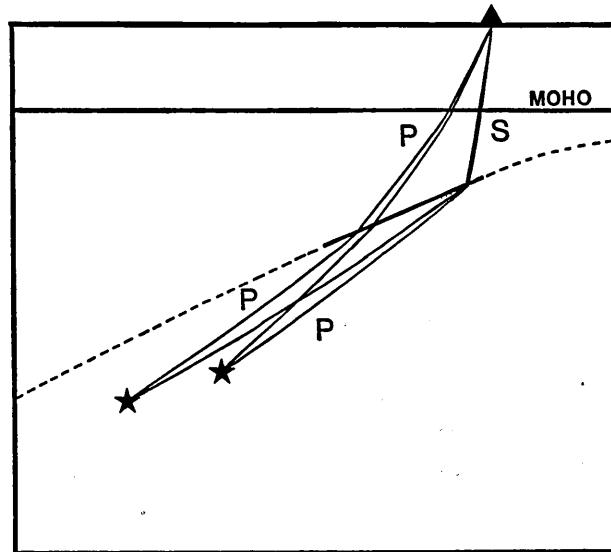


Fig. 6. This figure shows schematically differences between direct P and P converted S waves. Triangle and stars denote station and hypocenters.

震にたいしても X 相が見られるはずであるが、この X 相は沈み込む太平洋プレート内で起こったと考えられる地震についてのみ見られるため、この可能性は考えられない。

2), 3), 6), 7) の場合を考え簡単なモデル計算を行った (Fig. 5)。角度 40 度で沈み込む厚さ 100 km のプレートを考え、深さ 100 km~250 km までに、25 km の深さ間隔で震源を配置する (Fig. 5-a)。それらの震源は、プレート上面から 6 km 内側で起こったものと仮定する。境界面の深さは、コンラッド面の深さが 15 km、モホ面の深さは 35 km とした。また、速度構造は地表からコンラッド面までが 6.0 km/s、コンラッド面からモホ面までが 7.0 km/s、上部マントルは、プレートの外側が Jeffreys-Bullen (J-B) モデル -3%、内側が J-B モデル +3% とした。S 波速度構造は、 $V_s = V_p/1.73$ とした。そして、2 次元の波線追跡法でそれらの震源の X-P 時間を調べた (Fig. 5-b)。

このモデル計算の結果、2) のモホ面での PS 変換波 (Fig. 5-b, ▲) は、震源の深さに依存せず、X-P 時間は約 4.1 秒で一定であり、3) のコンラッド面での PS 変換波 (Fig. 5-b, ●) は、やはり震源の深さに依存せず、X-P 時間は約 1.9 秒で一定であることがわかった。これらの可能性は、観測値の X-P 時間が約 7.8 秒程度であることから考えると、否定できる。

また、6), 7) のように沈み込む太平洋プレート下面で反射した波が、地殻上部の境界で PS 変換されたと考え、X-P 時間は震源の深さに大きく依存する (6): Fig. 5-b, ■; 7): Fig. 5-b, □), 一方、観測値は震源の深さにほとんど依存せず、X-P 時間はほぼ一定であるため、この可能性も考えられない。

この X 相の特徴は、MATSUZAWA *et al.* (1986) によって示された東北地方下の太平洋プレート上面での PS 変換波の特徴とよく似ている。これらのことから、1) に示すよ

うに太平洋プレート上面の変換波であると考えられる (Fig. 6). この研究では, この X 相を沈み込む太平洋プレート上面での PS 変換波と考え, その上面の深さを求めた.

4. 方 法

プレート上面を求める場合, パラメータとしては,

- 1) 走向
- 2) 傾斜
- 3) 深さ

の 3 つのパラメータを求める必要がある.

しかし, 今回変換波が観測された観測点は, 日立のみであるので, 3 つのパラメータを未知数として求めることは困難である. そのため, (野口, 1985) によって微小地震の震源分布から求められた太平洋プレート上面の等深度線から走向, 傾斜については仮定し, Fig. 7 に示すような '板' を考える. そして, 深さのみを未知数として, 3 次元波線追跡法のプログラムを用いてインバージョンをおこない深さを求めた.

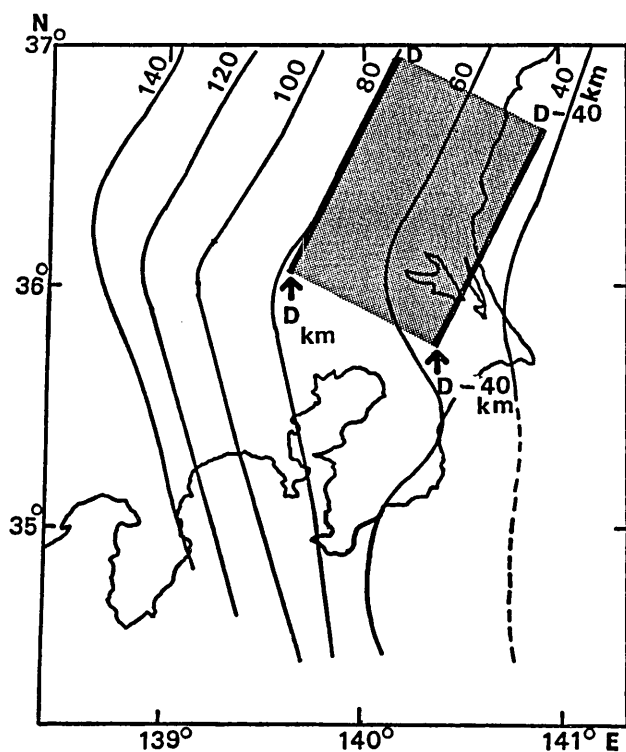


Fig. 7. The figure shows the iso-depth lines obtained by NOGUCHI (1985). For the initial model of the slab upper boundary, the strike and dip values were taken considering the plane passing through the 80 km and 60 km lines. The stippled area corresponds to the initial model.

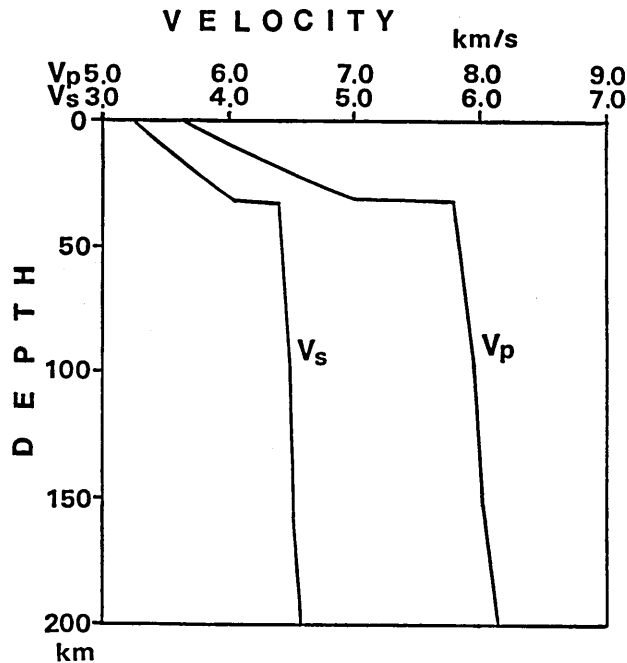


Fig. 8. Velocity structures used for the location of the upper boundary of the Pacific Plate.

方法としては,

$$\delta = [\sum \{|O(X-P) - C(X-P)|\}] / n$$

$O(X-P)$: 観測された X-P 時間

$C(X-P)$: 3次元波線追跡法により計算された X-P 時間

n : 地震の数

において, δ が最小となる変換面の深さを求めた.

しかしながら, 観測点配置を考えると, 東経 138.5 度以西の地震については, 震源誤差が大きいと考えられるので, 深さを求める計算にはこれらの地震は用いず, 残りの 15 個の地震によって解析を行った.

関東地方の速度構造のモデルは, MIKUMO (1966), 堀江・渋谷, (1979), 鶴川・他 (1984) 等がある. これらのうち鶴川・他 (1984) は, 関東及び東海地方の地震波速度構造の研究を統合して作成されたモデルであるため, 関東地方の地震波速度構造をよく表していると考えられる. このため, この計算では, 鶴川・他 (1984) をもとに Fig. 8 に示す速度構造を用い, プレート内は, SUYEHRO and SACKS (1979) をもとに 5% 増加させた.

5. 議 論

今回の解析から求めた, X-P 時間を Fig. 9 に, プレート上面の等深度線を Fig. 10 に, 微小地震の震源分布との関係を Fig. 11 に示す. Fig. 11 から震源分布との関係を

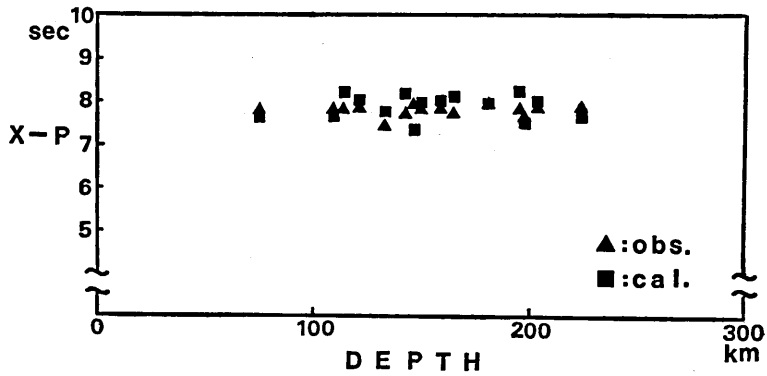


Fig. 9. Observed X-P time and calculated PS-P time plotted against the focal depth. Solid triangle and square indicate observed X-P time and calculated PS-P time.

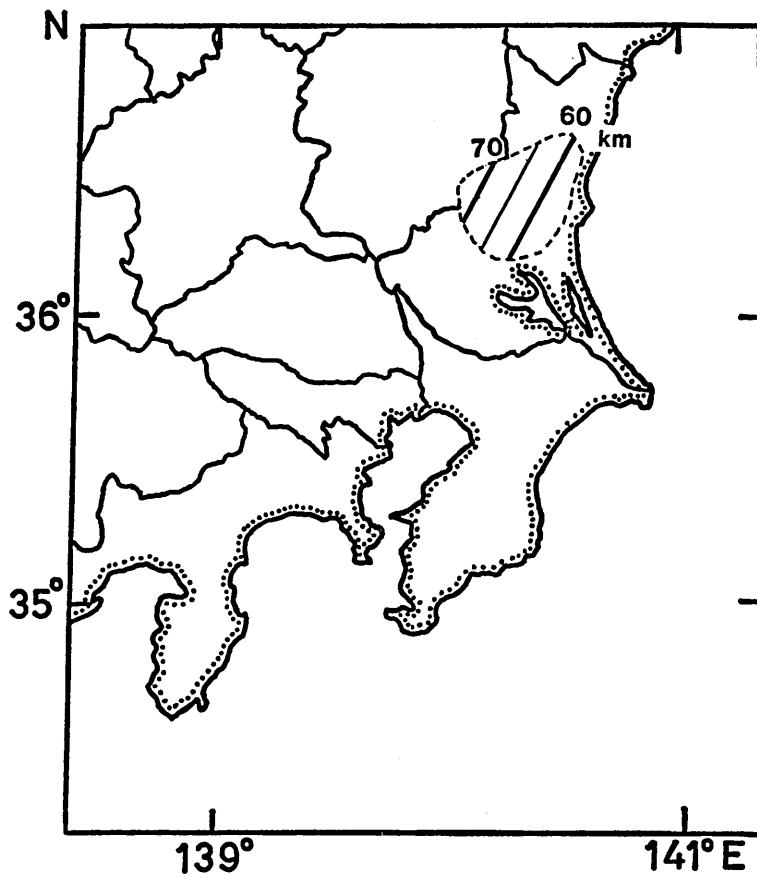


Fig. 10. The figure shows the iso-depth lines of the slab upper boundary, in the Kanto region, obtained applying inversion method to the PS-P data.

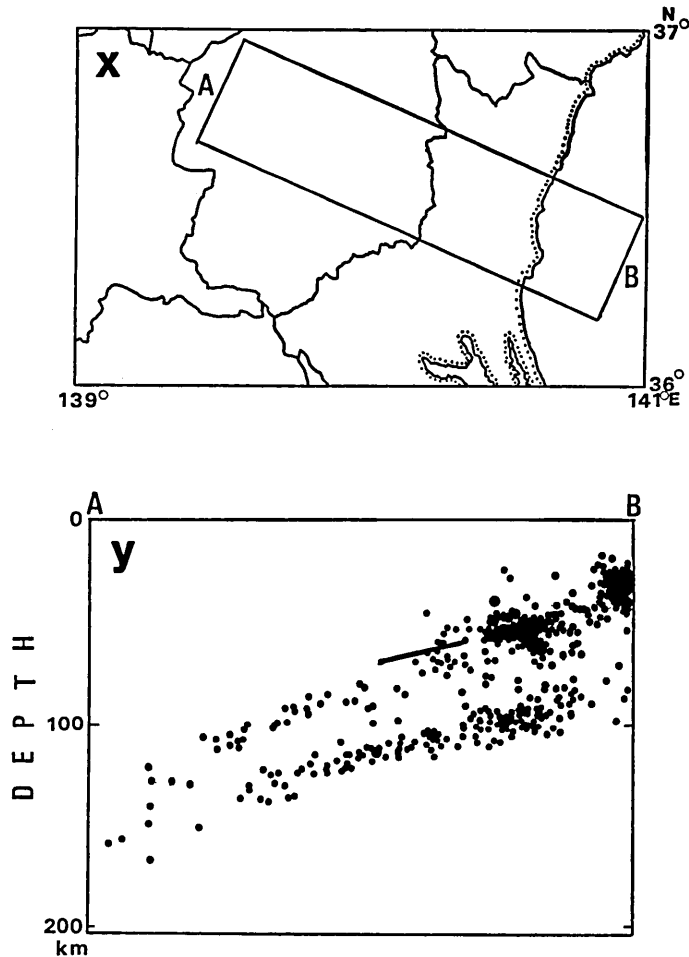


Fig. 11. x: Location of cross section show in y. y: Focal depth distribution of microearthquakes and upper boundary of Pacific Plate slab, obtained in this study.

考えてみると, HASEGAWA *et al.* (1978), MATSUZAWA *et al.* (1986), 小原・佐藤 (1987) に示されているように, 今回求められた境界面も二重深発面の上面に一致した. また, 今回求められた等深度線は, (小原, 1987)によって反射波から求められた地域の東側にあたり, これまでに反射波からは求められていない地域にあたる. しかしながら, 70 km の等深度線は小原 (1987) の結果とほぼ一致し, 変換波から求められた等深度線が, 反射波からのものと一致し, この境界の深さが正しいことをうらずけるものと思われる.

また, 今回境界面を求めるのに用いた地震は 15 個と少なかった. しかし, X-P 時間がほぼ一定であること, また, 震源の位置が違うにもかかわらず変換点の位置はあまり変化しなかったことなどから考えると, 地震の数を増やしてもこの境界面の位置が大きく変わることはないと考えられる.

しかし、この解析においてはフィリピン海プレートの影響を考慮していない。求められた変換面の位置は、野口 (1985) によって示されたフィリピン海プレートの等深度線からはプレートが存在しない位置にあたり、この X 相の成因がフィリピン海プレートによるものとは考えられないが、P 波の伝播経路はフィリピン海プレート内部を通過していると考えられ、走時に影響を及ぼしていると思われる。今後は、フィリピン海プレートを考慮した解析が望まれる。

また、今回 X 相が日立の観測点でしか観測されなかったために、プレート上面の走向、傾斜を仮定しておこなった。これからは、観測点を増やし走向や傾斜も未知数として上面を求める必要があると思われる。

関東地方においては、PS 変換波が日立と犬吠崎の観測点でしか観測されなかったが、これは、東北地方において PS 変換波は火山前線から離れた東側の太平洋岸沿いの観測点でしか顕著にあらわれない現象 (MATSUZAWA *et al.*, 1986) と同じ理由によるものかもしれない。今後は、この理由も明らかにしていく必要があると思われる。

6. 謝 辞

今回の解析に際しまして、東京大学地震研究所の宮武隆博士には、3次元波線追跡法のプログラムを使わせていただくと共に、数々の貴重な助言をいただきました。また、J. L. NELSON 氏、卜部卓博士には、議論をしていただきました。ここに感謝いたします。

参 考 文 献

- HASEGAWA, A., N. UMINO and A. TAKAGI, 1978, Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern Japan Arc, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **54**, 281-296.
- 本田勉, 1984, 北関東の太平洋プレート上面における P-S 変換波の走時解析, 千葉大学卒業論文.
- 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.
- HORIE, A. and K. AKI, 1982, Three-dimensional velocity structure beneath the Kanto district, Japan, *J. Phys. Earth*, **30**, 255-281.
- 堀江晶子・渋谷和雄, 1979, 関東地方の深さ 150 km までの P 波速度構造—インヴァース法による速度構造, 震源要素, 観測点補正の同時決定—, 地震 **2**, **32**, 125-140.
- 飯高隆・中村功・溝上恵, 1987, 太平洋プレート上面での PS 変換波, 地震学会講演予稿集, No. 2, 308.
- ISHIDA, M., 1984, The spatial distribution of earthquake hypocenters and the three-dimensional velocity structure in the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Phys. Earth*, **32**, 399-422.
- 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速報, **58**, 1-11.
- 石田瑞穂・長谷見晶子, 1984, 関東・東海地域の三次元 P 波速度構造, 国立防災科学技術センター研究速報, **58**, 1-11.
- 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, 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.
- MAKI, T., 1984, Focal mechanism 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.
- MATSUZAWA, T., N. UMINO, A. HASEGAWA and A. TAKAGI, 1986, Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the north-eastern Japan Arc, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **86**, 767-787.
- MIKUMO, T., 1966, A study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 965-1007.
- 溝上恵, 1985, 茨城県沖地震と広域地震活動との関連性について, 月刊地球, **7**, No. 2, 85-92.
- 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.
- NAKANISHI, I., 1980, Precursors to ScS phases and dipping interface in the upper mantle beneath south-western Japan, *Tectonophys.*, **69**, 1-35.
- NAKANISHI, I., K. SUYEHIRO and T. YOKOTA, 1981, Regional variations of amplitudes of ScSp phases observed in the Japanese Islands, *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, **67**, 615-634.
- 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**, No. 2, 97-104.
- 小原一成, 1987, 太平洋プレートの沈み込みに伴う S 波反射面の形状, 地震学会講演予稿集, No. 2, 182.
- 小原一成・佐藤春夫, 1986, 二重深発面付近の強い S 波反射面—関東地方南西部における観測結果—, 地震学会講演予稿集, No. 2, 167.
- 小原一成・佐藤春夫, 1987, 太平洋プレートの沈み込みに伴う S 波反射面, 防災科学技術, **59**, 4-6.
- 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.
- 岡田弘, 1971, 浦河で観測された ScS 波の先駆波と上部マントル構造, 地震, **24**, 228-239.
- SHIMAZAKI, K., K. NAKAMURA and T. YOSHII, 1982, Complicated pattern of the seismicity beneath metropolitan area of Japan: proposed explanation by the interactions among the superficial Eurasian plate and the subducted Philippine Sea and Pacific slabs, Abstract paper presented at Intern. Conf. Mathematical Geophysics, Chateau de Bonas, France, 20-25 June 1982, Terra Cognita, **2**, 403.
- SUYEHIRO, K. and I. S. SACKS, 1979, P- and S- wave velocity anomalies associated with the subducting lithosphere determined from travel-time residuals in the Japan region, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **69**, 97-114.
- 津村建四朗・唐鎌郁夫, 1981, 関東地方の深発地震面について. 地震学会講演予稿集, No. 2, 8.
- 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.

*The Upper Boundary of the Pacific Plate beneath the Kanto
Region Estimated from PS Converted Waves*

Takashi IIDAKA, Isao NAKAMUA, Megumi MIZOUE

Earthquake Research Institute

In the Kanto region, many studies have indicated the large lateral heterogeneity of velocity structure. These results, in this region, show that the Pacific Plate and Philippine Sea Plate thrust beneath the North American Plate. So, it is very important to know the shapes of those subducting plates.

The seismograms of microearthquakes recorded by HIT (Hitachi) station show a sharp impulsive phase between direct P and S waves. This phase was identified as PS converted wave at the upper boundary of the subducting parts of the Pacific Plate. The use of these converted phases proved to be a practical and highly promising method for depth determination of the upper plate boundary. In this study, the PS converted waves were used to locate the upper boundary of the subducting parts of the Pacific Plate.

The estimated location of the upper boundary, in the Kanto region, is just above the upper seismic plane of the double-planed deep seismic zone, its depth is about 60 km under the HIT station and it is in agreement with that obtained from the reflected S wave (OBARA, 1987).