関東・東海地域の三次元Ｐ波速度構造

著者	石田 瑞穂, 長谷見 晶子
雑誌名	国立防災科学技術センター研究速報
号	58
ページ	1-11
発行年	1984-03-19
URL	http://id.nii.ac.jp/1625/00002791/

550.34(521.2/6)

関東・東海地域の三次元P波速度構造

石田瑞穂＊・長谷見晶子＊＊

国立防災科学技術センター

The Three-Dimensional P-wave Velocity Structure in the Kanto-Tokai District, Japan

By

Mizuho Ishida* and Akiko Hasemi**

* *National Research Center For Disaster Prevention, Japan*

** *Yamagata University, Japan*

Abstract

We examined the three-dimensional P-wave velocity structure in the Kanto-Tokai district, central Japan, by applying the inversion method for local earthquake data. Velocity structure between 0 and 145km in depth was modeled by six layers. Each layer was divided into 10(longitude) × 6(latitude) blocks, the size of which is 28 × 26km^2. A high velocity zone appears in and around the Izu Peninsula in the first layer (0 − 20km) and to the east of the Izu Peninsula in the second layer (20 − 45km). A low velocity zone appears in Tokyo Bay in the first layer and to the northwest of the Izu Peninsula in the second layer. Correlation between the distribution of the earthquake hypocenters and the velocity structure exists in the eastern region, but such a correlation is not found in the western region of the Kanto-Tokai district.

1. はじめに

関東地域の三次元P波速度構造は，Horie and Aki(1982)により，既に求められている．彼等の用いたデータは，1976年から1978年の3年間に，関東地域で起きた地震50個について，地震研究所・気象庁・国立防災科学技術センター(防災センター)の地震観測点合計27点でのP波初動読み取り値である．その後，防災センターでは，「関東・東海地域における地殻活動に関する研究」と題する6カ年計画のもとに，関東・東海地域において，微小地震観測網の強化を図った．その結果，この地域での微小地震に関するデータは，質・量共に飛躍的発展を遂げた．今回，我々は，それ等のデータを用いて，関東地域のみでなく東海地域

＊ 第2研究部　＊＊ 山形大学理学部地球科学科

をも含む広範囲の三次元P波速度構造を求めたので報告する.

2. 方　法

ここでは，関東地域でHorie and Aki(1982)が行ったと同様，Aki and Lee(1976)の方法を用いて走時のインヴァージョンにより，P波速度構造を求めた．まず，関東・東海地域を，10(東西方向)×6(南北方向)×6(深さ方向)のブロックに分け，初期値としての速度構造を仮定する．次に，第一次近似としての震源要素(位置と震源時)を与え，走時残差を計算する．この走時残差の二乗平均が最小となるように，仮定した速度構造及び第一次近似震源要素からのずれの量を求める．この際，波の経路は，震源から観測点まで正確に波線追跡するのではなく，ここでは計算時間短縮のため，構造を第1層と第2層以下の水平二層構造で近似し，走時計算をした．こうして求めた走時は，ブロックモデルで正確に波線追跡して求めた走時と殆んど違わない事が，Horie and Aki(1982)によって，既に確かめられている.

3. 資　料

初期値としての速度構造は，堀江・渋谷(1979)が，関東地域で求めた層構造を基に，6層で近似した．その値は，表1に示されている．この各々の層を構成しているブロック

Layer	Thickness (km)	P velocity (km/s)
1	20	6.30
2	25	7.86
3	25	7.86
4	25	8.00
5	25	8.00
6	25	8.10

表1　最初に仮定したP波速度構造
Table 1　Initial velocity model

の大きさは，28km(東西)×26km(南北)とした．観測点としては，1981年までに稼動し，テレメータで防災センターへデータが送られている35点を選んだ．地震のデータとしては，1978年から1983年の期間に，関東・東海地域で起きた深さ28kmから134kmまでのもので，15点以上で観測されている56個を用いた．ブロック及び観測点の位置と，地震の震央は，図1・図2にそれぞれ示す.

計算の際用いたダンピングファクターの大きさは，Horie and Aki(1982)が関東地域で用いた値と同じ値である．それ等は，速度・震源位置(東西・南北・深さ)・震源時について，それぞれ$\sigma_o/\sigma_{-\Delta v/v} = 10$sec，$\sigma_o/\sigma_{\Delta x} = \sigma_o/\sigma_{\Delta y} = 0.06$sec/km，$\sigma_o/\sigma_{\Delta z} = 0.6$sec/km，$\sigma_o/\sigma_{\Delta t} = 0.6$sec/secである．ここで，$\sigma_{-\Delta v/v}$，$\sigma_{\Delta x}$，$\sigma_{\Delta y}$，$\sigma_{\Delta z}$，$\sigma_{\Delta t}$ は解パラメー

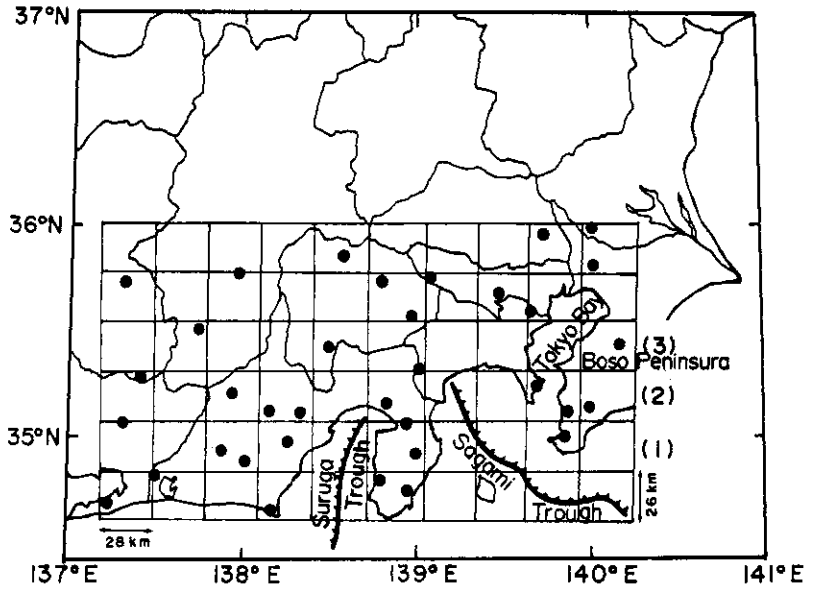


図 1　解析に用いた地震観測点とブロックの位置.

Fig. 1　Distribution of observation stations and the block configuration used for the inversion analysis.

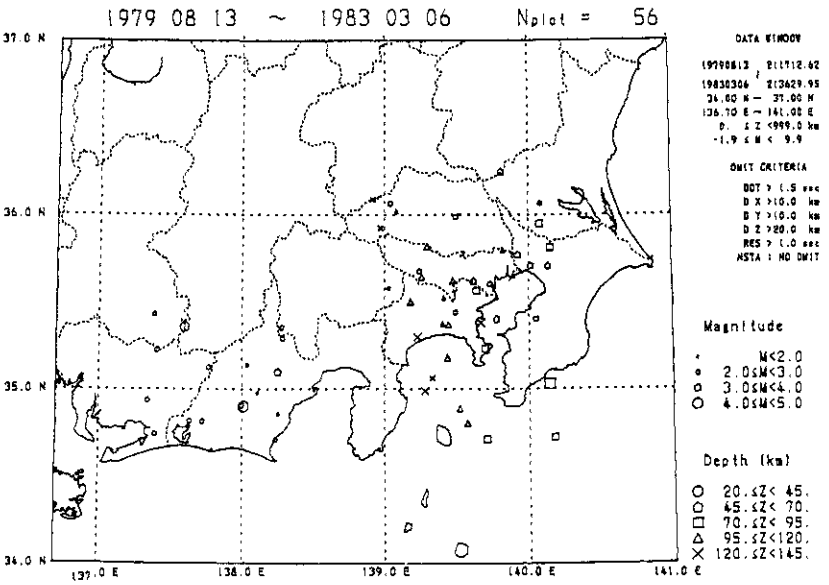


図 2　解析に用いた地震の震央分布.

Fig. 2　Distribution of earthquakes used for the analysis.

タの標準偏差，σ_0は走時残差の標準偏差である．走時残差の標準偏差は，インヴァージョン前は1.02secであったが後では0.44secになった．

4. 結　果

上記のようにし求められた速度偏差分布(%)を，図3(1)～(6)に示す．負(正)の値は，速度の速い(遅い)事を示す．ブロックの位置による解の偏りを避けるために，東西・南北方向に半ブロック移動した位置での計算結果も，合わせて図3に示してある．又，点線は，求められた結果が信頼できる範囲(リゾルーション行列の対角成分が0.5より大きい)を示す．図中のH・Lは，夫々速度の速い・遅い領域を示す．

第1層(深さ0～20km)

伊豆半島とその北側の地域で速度は速く，東京湾及び赤石山地(138°E)付近では遅い。

関東・東海地域では，速度構造あるいは速度変化を調べるために，度々爆破実験が行われている．それ等の観測結果によると，伊豆半島から東に向う測線に沿っては，2.5，4.5，5.6km

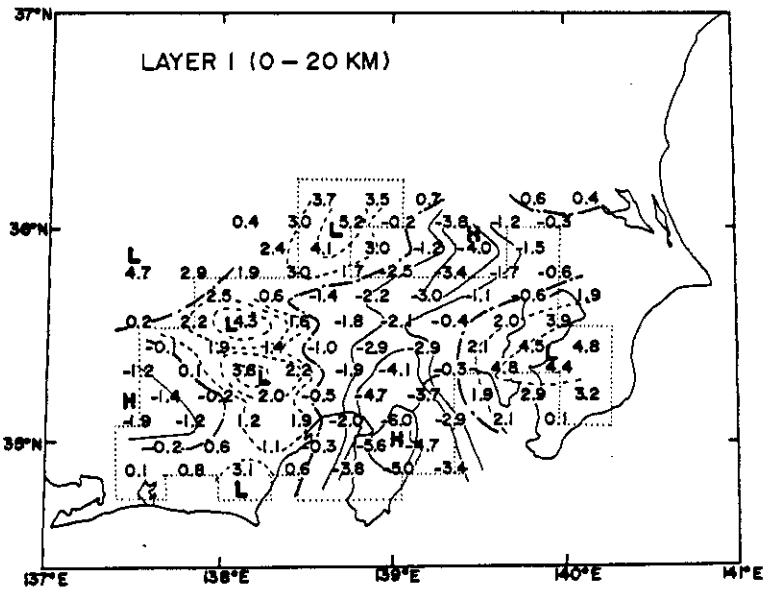


図 3.1　深さ別速度偏差分布(%)．負(正)の値は，速度の速い(遅い)事を示す．点線は，求められた数値が信頼できる範囲を示す．
(1)　第1層(0～20km)

Fig. 3　Fractional velocity perturbations (in %) for six layers. The positive (negative) value indicates the high (low) velocity. H and L represent high and low velocity regions, respectively. Dotted lines indicate the well resolved region where the diagonal elements of the rosolution matrix are 0.5 or larger.

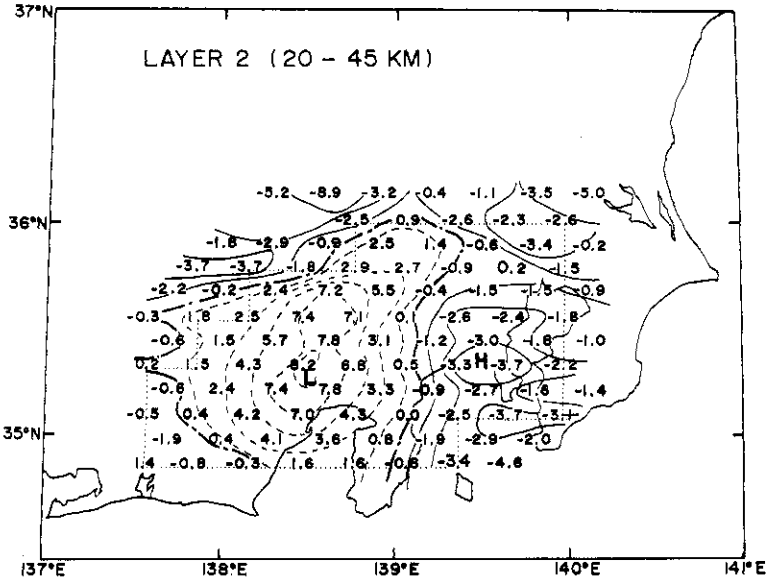


図 3.2 (2) 第2層(20～45 km)

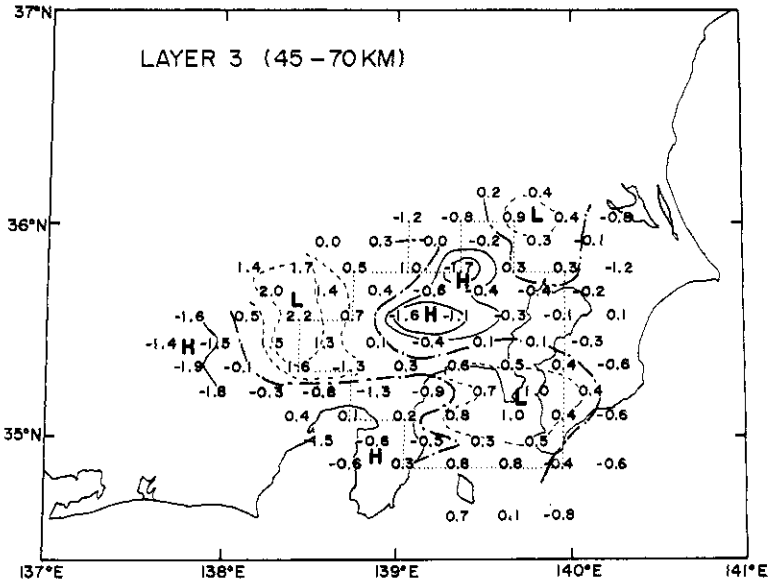


図 3.3 (3) 第3層(45～70 km)

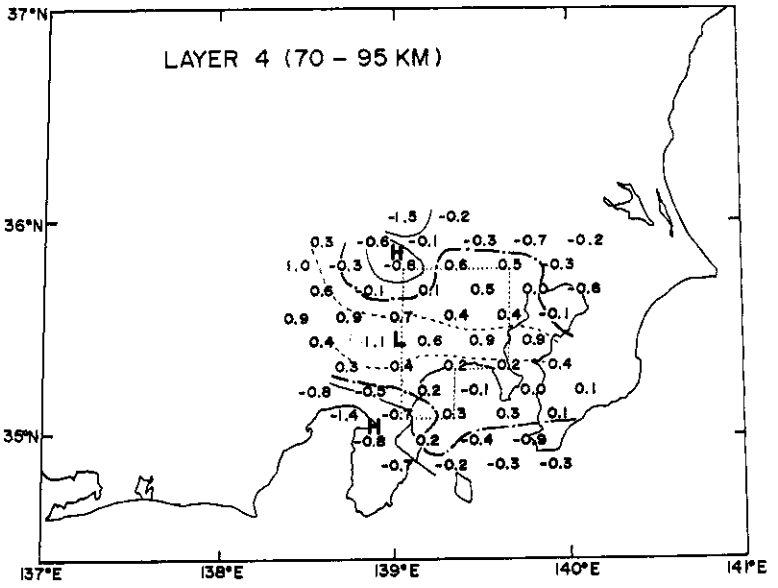


図 3.4　(4)　第4層(70～95 km)

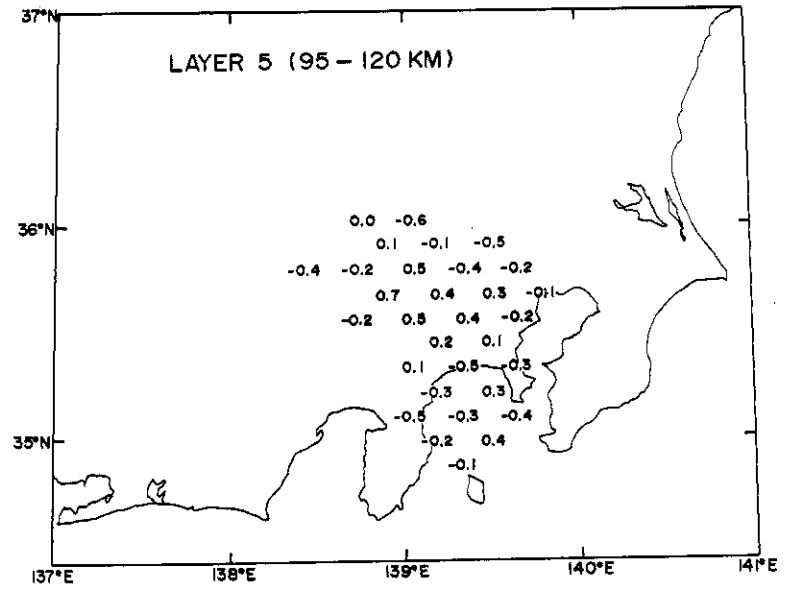


図 3.5　(5)　第5層(95～120 km)

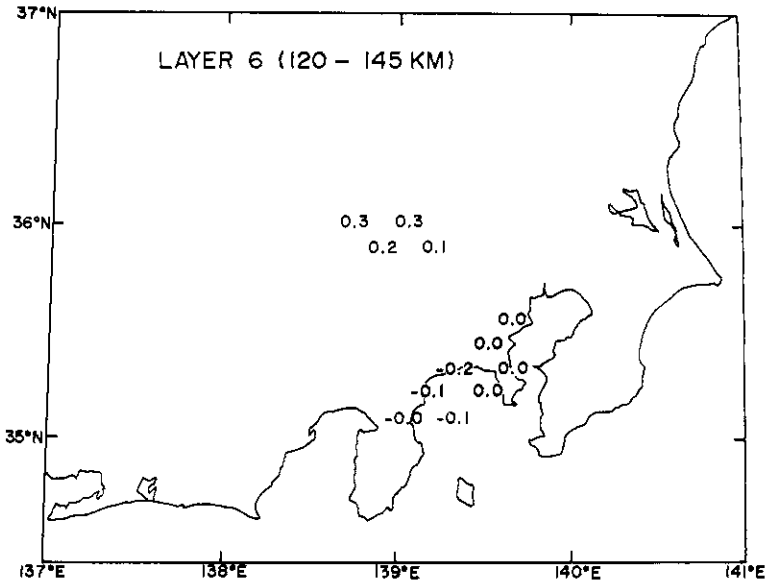


図 3.6 （6） 第 6 層（120～145 km）

／sec，西に向う測線に沿っては，5.3km／secというような低速の地殻上部層が，夫々，東と西に向って深くなっていく事が解る（浅野他，1977；Ikami，1978）．今回の結果も，伊豆半島の両側で半島から遠ざかるにつれて，次第に速度が遅くなっていく事を示していて，爆破実験から得られている結果と調和的である．

第 2 層（深さ 20～45km）

139°Ｅあたりで西側の低速度領域と東側の高速度領域に二分される．速度偏差は大きく，最も速い所と遅い所では12％前後の差が現われている．爆破地震動研究グループ（1980）の報告によると，5.6あるいは6.0km／secの速度をもつ上部地殻の深さは，関東・東海地域の東側では浅く（約10km），西側では深い（約25km）．今回の結果はこの事をよく表わしていると思われる．

第 3 層（深さ 45～70km）

西側及び南東側に速度の遅い領域があり，中央の部分に速い領域が拡がっている．全体として，速度偏差は第 2 層に較べ小さい．

第 4 層（深さ 70～95km）

速度のやや遅い領域が中央の大部分に拡がっており，南と北の一部に，やや速い領域が見えている．

第 5 と 6 層（深さ 95～120km，120～145km）

深くなると共に，速度偏差は減少し，信頼できる領域も狭くなるので，求められた数値に

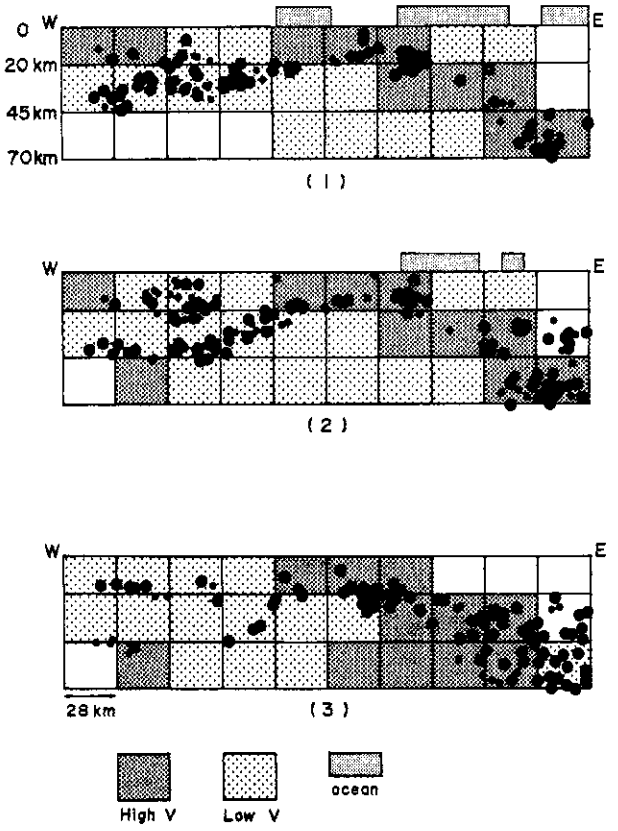


図4　速度分布の東西断面及び各断面から±15km以内の震源分布(黒丸)．(1)～(3)は，図1のブロック右の番号に対応する．

Fig. 4　Fractional velocity perturbation on the vertical cross sections parallel to the latitude. Each number refers to the number of the plane section of Figure 1. Circles indicate the hypocenters which occurred during the period from Jan. 1980 to Dec. 1981 within 15km of the respective sections.

ついての議論は，この論文では行わない．

5. 考　察

図4に，速度分布の東西断面とその断面から±15km以内に起きた地震の震源分布を示す．各々の断面の位置は，対応する番号で，図1に示されている．陰影の濃い(薄い)ブロックは，負(正)の値を持つ速度の速い(遅い)領域を示す．黒丸は震源の位置を示す．

伊豆半島及びその北方から東下方へ傾斜している震源分布は，高速度領域と良い一致を示

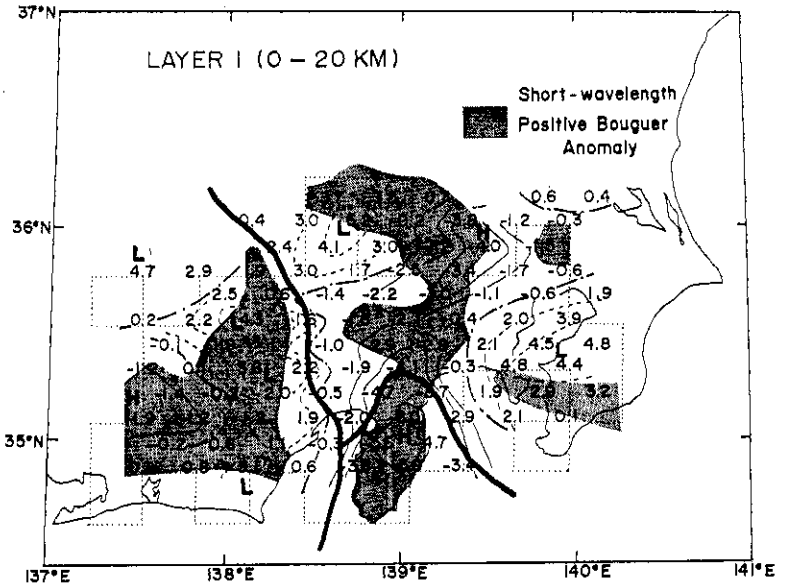


図 5　第一層目の速度分布と短波長ブーゲ異常（萩原（1980）による）．陰影を施した部分は正のブーゲ異常を示す．

Fig. 5　Short-wavelength Bouguer anomaly on the velocity perturbation map. Shadowed areas indicate positive anomalies (after Hagiwara, 1980).

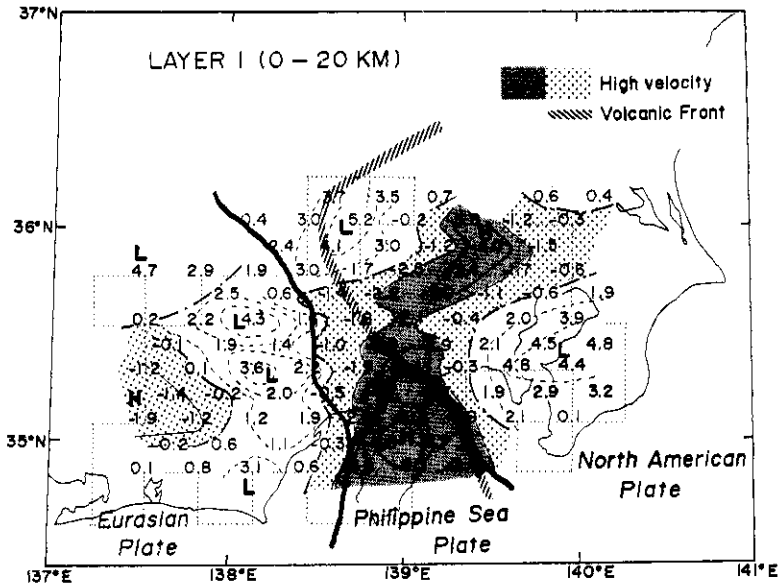


図 6　第1層目の速度分布と中村（1983）・小林（1983）等によるプレート境界．太い実線が，プレート境界を示す．陰影を施した部分は，速度の速い領域を示す．

Fig. 6　Relation between velocity perturbations and tectonic features. Thick solid lines indicate plate boundaries. Shadowed areas indicate high velocity zones. Dark shadows indicate higher velocity than light ones.

すが，西側ではそのような一致は見られない．これは，解析に用いた地震の分布状況(図2)から解るように，伊豆半島から東下方へ向う地震帯に沿う波線の方が，西下方へ向う波線よりデータが圧倒的に多く，分解能が上がったためと考えられる．

図5・図6に，速度偏差分布と他の観測量との比較を示す．図中，太い実線は，最近中村(1983)や小林(1983)等によって提案された仮説に基づくプレート境界である．

図5は萩原(1980)によって求められた重力の短波長ブーゲ異常(波長160kmより短いブーゲ異常)を，図3(1)に重ねたものである．陰影を施した部分は正の異常，その他は負の異常である．伊豆半島から北へかけての正の短波長ブーゲ異常帯は，速度の速い領域とほぼ一致している．

図6の陰影を施した部分は，速い速度の領域を示す．この図を見ると，北アメリカプレートとユーラシアプレートの境界は，35.8°N以内では，速度の速い領域と遅い領域の境界と一致しているようである．

第1層の，東京湾を中心とする低速度領域は，おそらく多田(1982)・山水(1983)等の言っている厚い堆積層の影響を，強く受けた結果だと思われる．

図5・6だけでは，速度構造とテクトニクスとの相関は明瞭とは言い難いが，もっと広範囲に渡って深部構造まで詳しく調べる事ができるなら，両者の関係を議論できる．そのような議論は，この地域のテクトニクスを理解するためばかりでなく，中村(1983)等の提案している仮説の検証にも役立つと思われる．

ここで用いたデータは，1981年までに稼動していた観測点からのものであるが，その後地震観測網は一段と強化され，質の良いデータが広範囲で得られるようになった，それ等のデータを加えれば，今回調べたより，更に広範囲で，速度の微細構造を求められるものと期待される．

6. 結　果

関東・東海地域を28km×26km×25kmのブロックに分け，走時のインヴァージョンから三次元P波速度構造を求めた．

その結果は次のようである．

1) 第1層(0～20km)

速度の速い領域は伊豆半島から北にかけての地域に分布し，速度の遅い領域は東京湾を中心とする地域と，伊豆半島の西側一帯に分布する．

2) 第2層(20～45km)

全体として，139°Eの東側では速度は速く，西側では遅い．最も速い地域と遅い地域の速度偏差は，約12％である．

3) 第3層(45～70km)

中央の部分に速度の速い領域が拡がっている．全体的に速度偏差は第2層と較べると小さくなっている．

第4層以深(70km以深)は，解の収束も悪く，詳しい議論はできない．

伊豆半島の東側では，東下方へ傾斜する速度の速い領域と，地震の起こっている地域との一致が認められる．

謝　辞

本研究に対し，多くの有益な助言を頂き，原稿を読んで頂いた国立防災科学技術センター大竹政和地震活動研究室室長に感謝致します．

参　考　文　献

1) Aki, K., and W. H. K. Lee (1976): Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, J. Geophys. Res., **81**, 4381－4399.

2) 浅野周三・一ノ瀬洋一郎・長谷川功・飯塚進・鈴木宏芳(1979): 爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造，地震2，**32**，41－56.

3) 爆破地震動研究グループ(1980): 日本海大爆破による日本列島下の地殻構造，爆破地震動研究グループ会報，**31**号，23－38.

4) 萩原幸男(1980): 東北日本の活断層と短波長ブーゲ異常，測地学会誌，**26**，132－133.

5) Horie, A., and K. Aki (1982): Three dimensional velocity structure beneath the Kanto district, Japan, *J. Phys. Earth*, **30**, 255－281.

6) 堀江晶子・渋谷和雄(1979): 関東地方の深さ150km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.

7) Ikami, A., (1978): Crustal structure in the Shizuoka district, Central Japan as derived from explosion seismic observations, *J. Phys. Earth*, **26**, 299－331.

8) 小林洋二(1983): プレート"沈み込み"の始まり，月刊地球，**5**，510－514.

9) 中村一明(1983): 日本海東縁変動帯と新生海溝？，地震学会講演予稿集，No. **2**，69.

10) 多田　堯(1982): 関東平野の基盤構造と重力異常(1)－基盤深度図－，地震2，**35**，607－617.

11) 山水史生(1983): 首都圏下のやや深い地盤構造，地震学会講演予稿集，No. **1**，193.

(1984年2月2日　原稿受理)