



Title	4. 日本列島下の上部マントルの異常構造について
Author(s)	宇津, 徳治; UTSU, Tokuji
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 25, 99-127
Issue Date	1971-03-25
DOI	<a href="https://doi.org/10.14943/gbhu.25.99">https://doi.org/10.14943/gbhu.25.99</a>
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/13993">https://hdl.handle.net/2115/13993</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	25_p99-127.pdf



## 4. 日本列島下の上部マントルの異常構造について

宇津徳治

(北海道大学理学部地球物理学教室)

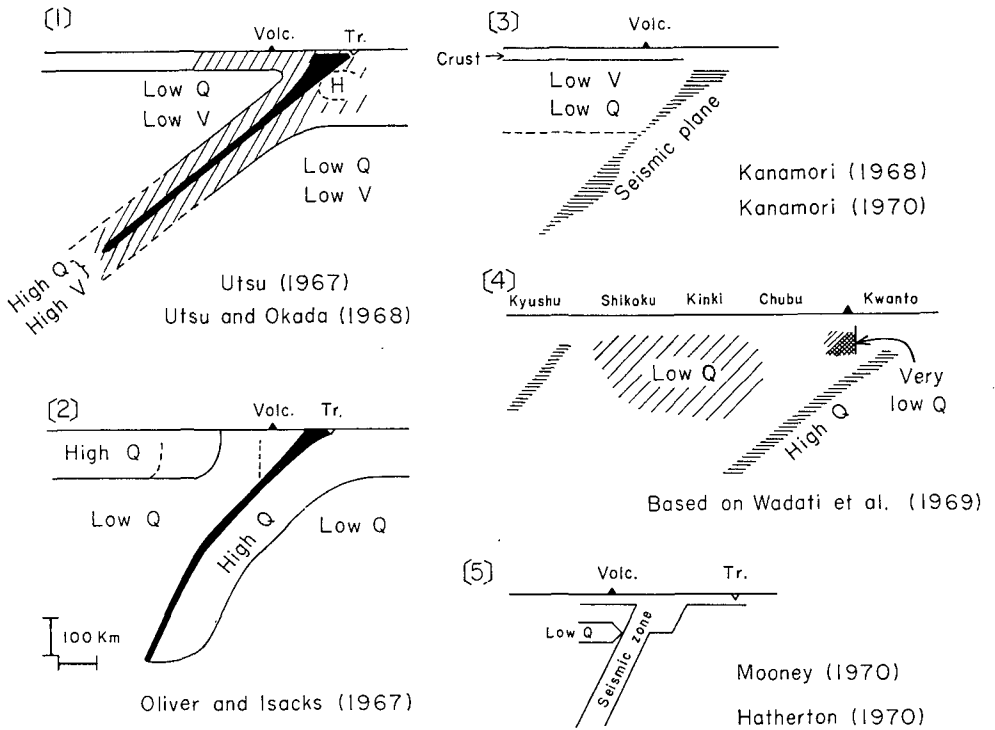
—昭和45年10月受理—

### I. ま え が き

島弧周辺の上部マントルの大局的な構造の異常について地震学的方法による研究が盛んに行なわれるようになった。第1図は数人の研究者による島弧の上部マントル構造のモデルである。いずれも島弧の延長方向に垂直に切った鉛直断面図が示されている。

[1]は UTSU<sup>1)</sup> および UTSU and OKADA<sup>2)</sup> による北日本の上部マントルのモデルで、深発地震面に沿う high  $Q$  層がその上方(大陸側)と下方(大洋側)の low  $Q$  層に挟まれて存在する。これらの high  $Q$  および low  $Q$  層はそれぞれ high  $V$  および low  $V$  層でもある。ここで high  $Q$  とか high  $V$  というのは同じ深さの他の領域と比較して high  $Q$  あるいは high  $V$  であるという意味で、深さが違う部分を比較すればたとえば low  $V$  層のほうが high  $V$  層よりも  $V$  が大きいこともあり得る。low  $V$  層とはいうものの GUTENBERG 以来のいわゆる低速度層と必ずしも同じものではない。UTSU<sup>3)</sup> および UTSU and OKADA<sup>4)</sup> は high  $Q$  層と low  $Q$  層の  $Q$  の比は10程度あるいはそれ以上に達すると考えている。また UTSU<sup>5)</sup> によれば、high  $V$  層と low  $V$  層の速度の比は  $P$  波  $S$  波とも約6%である。しかし宇津<sup>6)</sup> は外側 low  $V$  層(深発地震面の下方の大洋側の low  $V$  層を外側 low  $V$  層、また大陸側の low  $V$  層を内側 low  $V$  層と呼ぶことにする)では  $S$  波の速度が特に小さく、 $V_P/V_S$  あるいは POISSON 比  $\sigma$  が他の層より大きいと述べている。一方、久本<sup>7)</sup> は東北日本の太平洋岸沖の地震の巣の直下では  $S$  波の速度が異常に大きいことを報告している。この領域は [1] のモデル中に H と記した付近に当る。なお high  $Q$ 、high  $V$  の領域と地震活動域との対応は勝又<sup>8)</sup> によって以前から指摘されており、また同様なこ

- 1) T. UTSU; Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (I), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 3 (1967), 1-25.
- 2) T. UTSU and H. OKADA; Anomalies in Seismic Wave Velocity and Attenuation Associated with a Deep Earthquake Zone (II), J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 3 (1968), 65-84.
- 3) T. UTSU; Regional Differences in Absorption of Seismic Waves in the Upper Mantle as Inferred from Abnormal Distribution of Seismic Intensities, J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII, 2 (1966), 359-374.
- 4) 前出 2).
- 5) 前出 1).
- 6) 宇津徳治; 日本列島下の上部マントルにおける  $V_P/V_S$  について, 地震 (ii), 22 (1969), 41-53.
- 7) 久本壯一; 東日本における  $S$  波の著しい異常走時について, 地震 (ii), 18 (1965), 142-153, 195-203.
- 8) 勝又 護; 地震の分布と地震波伝播, 験震時報, 25 (1960), 89-95.



第1図 島弧の上部マントルの五つのモデル。左下のスケールはすべてに共通  
**Fig. 1.** Various models for upper mantle structure beneath island arcs.

とは大倉<sup>9)</sup>によっても表現がやや不明確ではあるが述べられている。

[2] は OLIVER and ISACKS<sup>10)</sup> による Tonga-Kermadec 島弧に対するモデルである。このモデルは [1] と共通点も多いが、high Q 層の厚さが約 130 km (後の論文では 100 km 程度になっている) で、これを lithosphere plate と考えており、内側の plate と海溝付近で下向きに曲ってマントルに貫入している外側の plate との間には隙間があり、そこは地表付近まで low Q になっている。また深発地震は high Q の傾斜層の上面付近 (沈む前の大洋地殻) に集中していると考えている。この high Q 層の平均 Q 値は約 1,000 程度で内側 low Q 層を通過して Fiji 諸島に到る経路の平均 Q 値 150 程度に比べ著しく大きい。

KANAMORI<sup>11),12)</sup> は Aleutian 列島の核爆発 Longshot と Nevada における三つの核爆発の

9) 大倉達雄; 異常震域, 験震時報, 24 (1959), 19-24.  
 10) J. OLIVER and B. ISACKS; Deep Earthquake Zones, Anomalous Structure of the Upper Mantle, and the Lithosphere, J. Geophys. Res. 72 (1967), 4259-4275.  
 11) H. KANAMORI; Travel Times to Japanese Stations from Longshot and Their Geophysical Implications, Bull. Earthq. Res. Inst., 46 (1968), 841-859.  
 12) H. KANAMORI; Mantle beneath the Japanese Arc, Phys. Earth Planet. Interiors, 3 (1970), 475-483.

日本国内のいくつかの高感度地震観測所の記録から, [3] のように内側 low  $Q$ , low  $V$  層が存在しそこでは  $P$  波速度が深発地震面の外側より 0.3~0.4 km/sec 低く,  $P$  波に対する  $Q$  値が 80 程度であることを示した。内側 low  $V$  層中の波線経路の長さ  $L$  が約 250 km 以上になると走時偏差が  $L$  とともに変化しなくなるが, これは low  $V$  層が深さ 200~250 km 程度以浅に限られているか, あるいは内側にゆくほど low  $V$  の程度が減ってゆくためであろうと考えている。KANAMORI and ABE<sup>13),14)</sup> は堂平で記録した遠い地震の表面波の群速度から島弧の内側の深さ 30~80 km で  $S$  波の速度が外側と比べ 0.3~0.4 km/sec 小さくなっていると述べている。低速度層は内側にも外側にも 200 km 前後の深さまで存在しているが, 内側のほうがより浅い所から始まりかつより低速である。

[4] は WADATI et al.<sup>15)</sup> による論文にもとづいて筆者が描いたものである。同論文には地震発生層の位置が詳しく地図上に示されているが, この図では深発地震層の大体の位置を示すにとどめた。このモデルで特徴的なことは火山列のやや外側の鉛直面を境としてその外側には地震が分布し, その内側では幅約 70~100 km にわたって著るしく low  $Q$  であることである。この low  $Q$  領域は深さ数十 km から 100 km 程度までにわたっていると述べられている。

[5] は MOONEY<sup>16)</sup> と HATHERTON<sup>17)</sup> による New Zealand 北島の下のマントルで, 厚さ 50 km ほどの low  $Q$  層が深さ 100 km を中心として火山列の下まで水平に存在している。

その他 CLEARY<sup>18)</sup> は前記 Longshot に対する多くの遠方の観測所における走時偏差の方位変化を大洋側から島弧の下に斜めに貫入している層が貫入方向に地震波速度が最大となるような異方性をもつためとして説明している。DAVIES and MCKENZIE<sup>19)</sup> は島弧下のマントル中に貫入している high  $V$  の plate によって前記 Longshot と Aleutian および千島列島の二つの浅発地震の走時異常の世界的分布を説明している。これらの説明は斜めに貫入している high  $V$  層の内側も外側も low  $V$  であることが基礎になっているが, 全く別の説明も行なわれている。

13) H. KANAMORI and K. ABE; Deep Structure of Island Arcs as Revealed by Surface Waves, Bull. Earthq. Res. Inst., **46** (1968), 1001-1025.

14) H. KANAMORI and K. ABE; Digital Processing of Surface Waves and Structure of Island Arcs, J. Phys. Earth, **16** (1968), Special Issue, 137-140.

15) K. WADATI, T. HIRONO and T. YUMURA; On the Attenuation of S-waves and the Structure of the Upper Mantle in the Region of Japanese Islands, Papers Met. Geophys., **20** (1969), 49-78.

16) H. M. MOONEY; Upper Mantle Inhomogeneity beneath New Zealand: Seismic Evidence, J. Geophys. Res., **75** (1970), 285-309.

17) T. HATHERTON; Upper Mantle Inhomogeneity beneath New Zealand: Surface Manifestations, J. Geophys. Res., **75** (1970), 269-284.

18) J. CLEARY; Azimuthal Variation of the Longshot Source Term, Earth Planet. Sci. Lett., **3** (1967), 27-37.

19) D. DAVIES and D. P. MCKENZIE; Seismic Travel-Time Residuals and Plates, Geophys. J., **18** (1969), 51-63.

Tonga 島弧についてはその後 MITRONOVAS et al.<sup>20)</sup> の報告があり、内側 low  $Q$  層は火山列の内側(西側)から始まり200~300 kmの幅をもっていると述べられている(第1図[2]の点線の間が low  $Q$ )。ただし火山列の下では構造が不均質なのでその影響が地震波形に現われているという。MOLNAR and OLIVER<sup>21)</sup> は世界各地の観測所の地震記録を観察して  $S_n$  波の伝わり方の良否の地域性を調べた。多くの島弧についてはその内側では  $S_n$  は良く伝わらず、外側では良く伝わる。日本列島付近では千島、東日本、小笠原、Mariana 島弧の地震について、Wake 島のハイドロフォンには  $S_n$  が良く記録される<sup>22)</sup> が、韓国、台湾、Philippine では記録されない。これは島弧の内側ではマンツルの最上部まで low  $Q$  であるが、外側ではマンツル最上部は海溝をこえてはるか沖合まで high  $Q$  であることを示している。

FEDOTOV ら<sup>23)~26)</sup> によれば南千島の下の上部マンツルは大陸または大洋下の標準的な上部マンツルに比べ low  $V$  かつ low  $Q$  である。 $P$  波の速度は地殻の直下が約 7.6 km/sec、100 km の深さで約 7.8 km/sec で、震源面の外側の地殻直下の値 8.2 km/sec 以上に比べかなり小さい。 $S$  波の減衰は深さ 80~90 km 付近をピークにして 60~110 km 程度の範囲で大きくなっている。FEDOTOV ら<sup>27)</sup> は別に日本-千島の上部マンツルの  $P$  波速度分布としてこれよりやや速いものを出している。また Kamchatka 半島でも<sup>28)</sup> マンツル最上部はかなり low  $V$  で、火山列の下で  $P$  波の速度が 7.2~7.4 km/sec、外側の海岸の下付近で 7.7 km/sec、海溝に近づくにつれ 7.9 km/sec 程度まで増している。Aleutian 列島の地震の Kamchatka 半島のいくつかの観

- 
- 20) W. MITRONOVAS, B. ISACKS and L. SEEBER; Earthquake Locations and Seismic Wave Propagation in the Upper 250 km of the Tonga Island Arc, Bull. Seism. Soc. Am., **59** (1969), 1115-1135.
- 21) P. MOLNAR and J. OLIVER; Lateral Variations of Attenuation in the Upper Mantle and Discontinuities in the Lithosphere, J. Geophys. Res., **74** (1969), 2648-2682.
- 22) D. A. WALKER; A Study of the Northwestern Pacific Upper Mantle, Bull. Seism. Soc. Am., **55** (1965), 925-939.
- 23) S. A. FEDOTOV and I. P. KUZIN; The Velocity Profile of the Upper Mantle in the Vicinity of the South Kuril Island, Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. (1963), 415-425 (English Translation).
- 24) S. A. FEDOTOV; The Absorption of Transverse Seismic Waves in the Upper Mantle and Energy Classification of Near Earthquakes of Intermediate Focal Depth, Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. (1963), 509-520 (English Translation).
- 25) S. A. FEDOTOV; Upper Mantle Properties of the Southern Part of the Kurile Island Arc according to Detailed Seismological Investigation Data, Tectonophysics, **2** (1965), 219-225.
- 26) S. A. FEDOTOV, A. M. BAGDASAROVA, I. P. KUZIN and R. Z. TARAKANOV; Seismicity and Deep Structure of the Southern Part of the Kurile Island Arc, Nauka, Moscow (1969), 210 pages (in Russian).
- 27) S. A. FEDOTOV, N. N. MATVEEVA, R. Z. TARAKANOV and T. B. YANOVSKAYA; On Longitudinal-Wave Velocities in the Upper Mantle in the Area of the Japanese and Kuril Islands, Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Geophys. Ser. (1964), 717-722 (English Translation).
- 28) S. A. FEDOTOV and L. B. SLAVINA; An Estimate of the Longitudinal Wave Velocities in the Upper Mantle under the Northwestern Part of the Pacific Ocean and Kamchatka, Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth (1968), 70-83 (English Translation).

測所における走時偏差から海溝の内側のマントル最上部は数十 km にわたり約 7.9 km/sec と外側の約 8.2 km/sec に比べ low  $V$  である。

以上の諸研究から、東北日本をはじめ典型的な島弧においては、深発地震面に沿う high  $Q$ , high  $V$  層とその内側の low  $Q$ , low  $V$  層の存在は確立された事実と考えられる。しかしこれらの層の存在する位置などについては必ずしも一致した結果が得られていない。また外側の low  $Q$ , low  $V$  層については更に不明確である。

第 III 章以下では第 1 図 [1] のモデルをもとにして、他の研究結果を考慮しながら、いくつかのモデルを考えそれぞれの適否を地震観測の資料によって判断し、日本付近の上部マントルのモデルとして適当なものを求めてゆく。実際の地下構造は複雑なものかも知れないが、ここでは細かい構造を論じるのではなく島弧の上部マントルの大局的な構造に着目しているので、なるべく単純なモデルを考えるよう心がけている。しかしそれでも 3 次元的な幾何学的に単純でない構造を考えざるを得ないので、厳密に定量的な議論は行なわれていない。

地震の発生する領域は high  $Q$ , high  $V$  層であり、low  $Q$ , low  $V$  層には地震はほとんど発生しないということはかなり確からしい仮説である。従って地震発生層の位置を詳しく知るとは上部マントルの構造を論じる上で欠かすことができない。モデルを議論する前に、第 II 章において最近の気象庁の資料によって日本付近の上部マントル中の地震の分布について考察する。

ここで論じるような大きな異常構造が島弧の上部マントルに考えられる以前に行なわれた上部マントル中を伝わる地震波に関連した研究、島弧の異常性に注目しつつも限られた地域を対象としたためそれだけでは大局的な異常の特徴が出てこなかった研究、あるいはこのような異常構造に特に関心を払わずに行なわれた研究などの結果も、この異常構造の存在を暗示していると思われるものが少なくない。これらの諸研究は以下必要に応じて引用し、異常構造といかに関係づけられるかを考察する。

## II. 上部マントルにおける地震の分布

日本付近の上部マントルに発生する地震、すなわち深発地震および稍深発地震の規則的な分布については WADATI<sup>29),30)</sup> によって指摘されたとおりであるが、観測精度とデータ処理法が進歩した最近 10 年間の気象庁刊行の震源によって再検討してみる。第 2 次大戦前の資料をも含めた調査としては、WADATI and IWAI<sup>31)</sup>, KATSUMATA<sup>32)</sup>, USAMI et al.<sup>33)</sup>, 勝又<sup>34),35)</sup>, 宮村<sup>36)</sup>

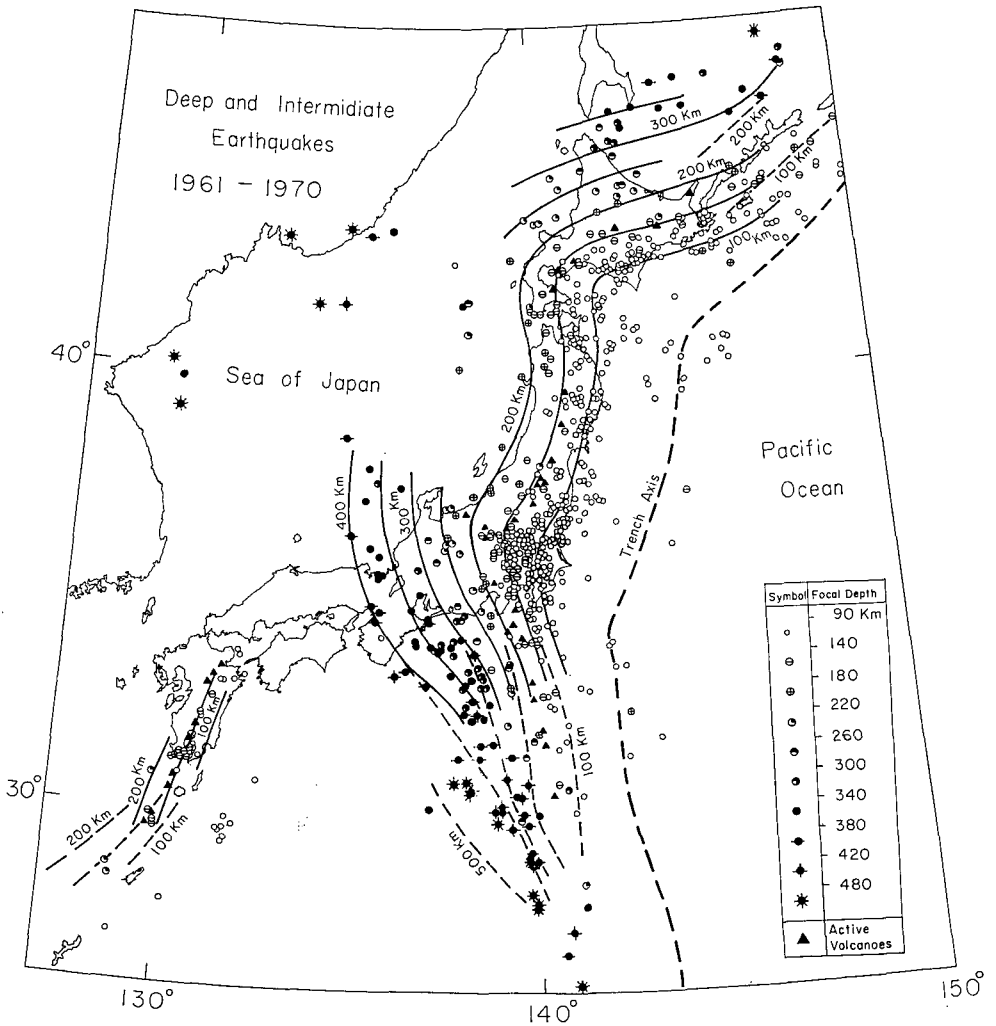
29) K. WADATI; Shallow and Deep Earthquakes, *Geophys. Mag.* **1** (1928), 177-202, **2** (1929), 10-36, **4** (1931), 231-283.

30) K. WADATI; On the Activity of Deep-focus Earthquakes in the Japan Islands and Neighbourhoods, *Geophys. Mag.*, **8** (1935), 305-325.

31) K. WADATI and Y. IWAI; The Minute Investigation of Seismicity in Japan, *Geophys. Mag.*, **25** (1954), 167-173, **27** (1956), 11-15.

などがあり、その他にも気象庁発表の震源をプロットした地図を載せている論文は多数ある。

第2図は1961年から1970年7月までに発生した地震のうち、気象庁によって震源が深さ90 km以深に決められたものの震央分布である。震源が決められたすべての地震をプロットしてあるから、日本本土に近くまた震源が浅いものほどより小さい規模のものまで含まれており、



第2図 1961年から1970年7月までに起った深さ90 km以深の地震の震央分布(気象庁が電子計算機で決めたもの)。実線は50 kmごとの等深線。破線はKATSUMATA and SYKES(伊豆小笠原及び南西諸島方面)およびFEDOTOVら(南千島)による震源分布から決めた等深線で気象庁による震源分布とはややずれている

Fig. 2. Epicenters of earthquakes deeper than 90 km from 1961 through July, 1970, determined by JMA. Solid lines indicate the average position of epicenters of each focal depth. Broken lines are based on the hypocenter locations by FEDOTOV et al. (southern Kurile Islands) and KATSUMATA and SYKES (south off Japan).

図示の地域内の深い地震の活動の公平な表現とはいえない。しかし震源の分布の特徴はよく表われている。日本本土付近では震源の等深線が引いてあるが、この線は“その深さの地震の起る地帯の中心線”を示し（ただし三陸沖などの深さ 100 km 程度の震源は深さの精度に疑問があるので無視してある、また線はできるだけ滑らかにしてある）、“その等深線の位置における地震の平均の深さ”を示しているわけではない。

南千島の破線で示した等深線は FEDOTOV ら<sup>37)</sup>による震源分布図(千島, Okhotsk 海方面の震源分布図としては TUYEZOV et al.<sup>38)</sup>, SOLOVIEV et al.<sup>39)</sup>その他もある)から引いたもので、また伊豆, 小笠原方面および琉球方面のものは KATSUMATA and SYKES<sup>40)</sup>の震源分布図にもとづいて引いたものである。これらの等深線は気象庁決定の震源から予想されるものよりは数十 km も内側へずれている。このずれは以前筆者<sup>41)</sup>が指摘し、さらに二・三の研究者<sup>42)~44)</sup>によって調べられている気象庁その他地域的観測網と USCGS などの世界的観測網とによる震源位置の系統的な違いに関連するもので、その原因は主としていま問題としている上部マントルの異常構造に帰せられるものと思われる。日本本土付近では実線の等深線は若干外側にずれているかも知れないが大きな誤差はないであろう。しかし南千島, 本州南方沖や琉球方面では破線の等深線がほぼ正しいものと思われる。活休火山列の位置は日本本土では 150 km の等深線に

- 
- 32) M. KATSUMATA; Vertical Distribution of Earthquake Foci in and around Japan, *Geophys. Mag.*, **27** (1956), 483-486.
- 33) T. USAMI, T. UTSU and M. ICHIKAWA; Seismicity in and near Japan, 1926-1956, *Geophys. Mag.*, **28** (1958), 273-289.
- 34) 勝又 護; 日本付近の深い地震の表 (1935-1957年), およびそれについての二, 三のこと, *験震時報*, **23** (1958), 1-14.
- 35) 勝又 護; 日本付近の地震の分布と活動, *地震* (ii), **19** (1966), 237-245, **20** (1967), 1-11, 75-84.
- 36) 宮村撰三; 地震活動と地体構造, *地震* (ii), **15** (1962), 23-52.
- 37) 前出 26).
- 38) I. K. TUYEZOV, P. M. SICHEV, R. Z. TARAKANOV and M. L. KRASNY; Structure of the Folded Area and Recent Geosynclines of the Okhotsk Area, *Geophys. Monogr.*, No. 12 (1968), A.G.U., 473-480.
- 39) S. L. SOLOVIEV, A. I. IVASHCHENKO, and O. N. SOLOVIEVA; Structure of the Crust and Upper Mantle of the Earth in the Far East on the Basis of Seismic Data, "Problems of Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle" (1970), 40-49, Nauka, Moscow (in Russian).
- 40) M. KATSUMATA and L. R. SYKES; Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions, *J. Geophys. Res.*, **74** (1969), 5923-5948.
- 41) 前出 1).
- 42) N. YAMAKAWA, M. KISHIO and K. ABE; Spatial and Time Distributions of Foreshocks and Aftershocks of the Earthquake near the Southern Kurile Islands on 13 October 1963, *Geophys. Mag.*, **34** (1969), 277-306.
- 43) 岸尾政弘・山川宣男; 日本付近の地震の震源決定の精度について (I) —1968年十勝沖地震とその余震の場合, *地震* (ii), **22** (1969), 219-234.
- 44) M. ICHIKAWA; P Arrival Time Anomaly in Northern Japan, *Geophys. Mag.*, **34** (1969), 345-357.

ほぼ一致しているが、南千島や本州南方でも破線の等深線を採用すればやはり 150 km の線との一致が保たれる。

第 2 図の等深線を基準にして島弧に直角な鉛直断面上での震源の分布を描くと、階段状の分布が得られる<sup>45)</sup>。これは気象庁が震源の深さを段階的な値として求めているからで (1961~1966 年については 100, 120, 160, 200, 240, 280, 320, 360, 400, 450, 500 (km) の 11 段階, 1967 年以降はさらに細くなっている), このことを考えると深さ 150 km 程度以深の大部分の地震は第 2 図に示された等深線によって与えられる一つの曲面 (震源面ということにする) のごく近傍に発生していると考えて差支えない。しかし若干の地震は震源面より数十 km あるいはそれ以上離れた所に震源が決められている。これらの地震のうちとくに震央がかなり沖合に位置する比較的小規模なものについては誤差とも考えられるが、内陸部の地震では一部のものを除き大きな誤差は無いものと思われる。従って深い地震の大部分は震源面付近の薄い層中に発生するが、それから上方または下方に数十 km も離れた所にも若干の地震が起っているといえよう。

第 2 図を見ると日本付近では地震は深さ 500 km 程度までのいろいろな深さにも発生しているが狭い地域に限ってみれば、ある深さには集中して起っているが別の深さの地震はほとんど無いというように地域性がある。日本付近の地震の深さ別の活動度の調査としては、たとえば勝又<sup>46)</sup>, MIZOUE<sup>47)</sup> などのものがあり、全世界の大勢とはかなり異なっているといわれている。地震の少ない深さと low  $Q$ , low  $V$  層との関係、地震の多い深さと速度の急増部との関係などが指摘されているが<sup>48), 49)</sup>, 第 2 図を眺めると問題はそう簡単でないように思える。

震源面上での地震の分布を詳しくみるとかなりの範囲 (100 km 程度以上) にわたって震源が無い部分がところどころに認められる。これが本質的なものか、調査期間が短かいための偶然的なものかは不明であるが、1926 年から 1960 年までの気象庁による震源を合わせ考えてもやはり地震の無い部分が認められる。このような震源面上での活動域、非活動域がマンタルのその部分、あるいはその上方のマンタルおよび地殻の性状と何らかの関係があるか否かは興味ある問題である<sup>50), 51)</sup>。

### III. 地震波の減衰からみた high $Q$ 層, low $Q$ 層の位置について

島弧の上部マンタルの異常構造がもっとも顕著に現われたものの一つに、いわゆる異常震

45) 前出 2).

46) 前出 35).

47) M. MIZOUE; Variation of Earthquake Energy Release with Depth, Part 1. Bull. Earthq. Res. Inst., 45 (1967), 679-709.

48) たとえば R. Z. TARAKANOV; A Model for the Upper Mantle with Several Channels of Low Velocity and Strength, Geophys. Monogr., No. 12 (1968), A.G.U., 43-50.

49) 前出 12), 47).

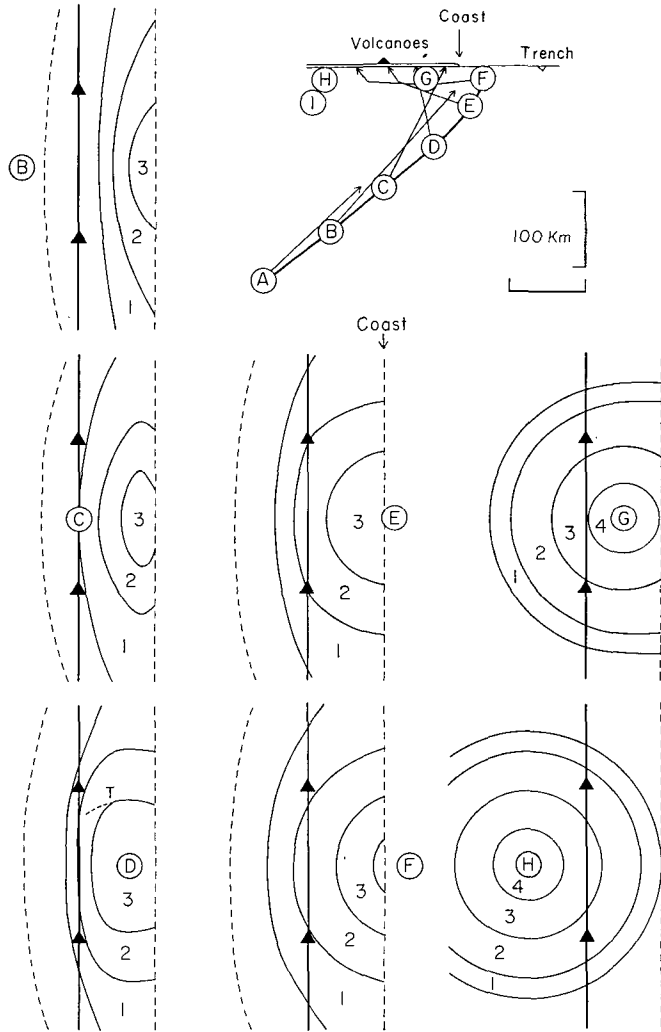
50) 前出 12).

51) 鈴木耐元; 地震活動からみた島弧の地殻と上部マンタルの構造ならびにそこでの変化過程について, 地質調査所報告 (印刷中).

域の現象がある。この現象については古くから多くの研究があるが(文献については筆者の論文<sup>52)</sup>を参照されたい), 上部マントルの異常構造にその原因が求められたのは比較的最近のことである<sup>53)</sup>。震度というあまり厳密に定義できない量によって地下構造が論じられるのは、震度が2階級違うと加速度振幅が10倍違ってくると、さらに上部マントルの異常は同じ地震で等しい震央距離の2地点に震度が4階級にも及ぶ違いを生ぜしめるほど著るしいものであるからである。

第3図は日本付近のいろいろな深さに起った多数の地震の震度分布図に共通な特徴を模式的に表わしたものである。三角印を通る太線は活火山列を、その右側の破線は海岸線を示し、曲線は震源位置が右上の断面図のB, C, D, E, F, G, Hのときの等震度線の平均的な形を示している。第4図にはいろいろな震源位置の地震の震度分布図が例示されている。

これらの特徴的な震度分布から火山列の下のあたりから、その内側の部分に low Q の領域が存在することが推定されるが、その位置形状について第5図①ないし⑨に挙げたモデルのいずれがよい近似であるかを考えてみる。図で斜線は low Q 層で目のこまかい部分はより low Q であることを示し、また斜めの太線は震源面を表わしている。

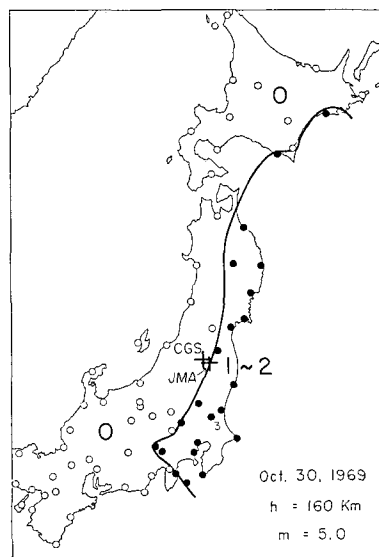
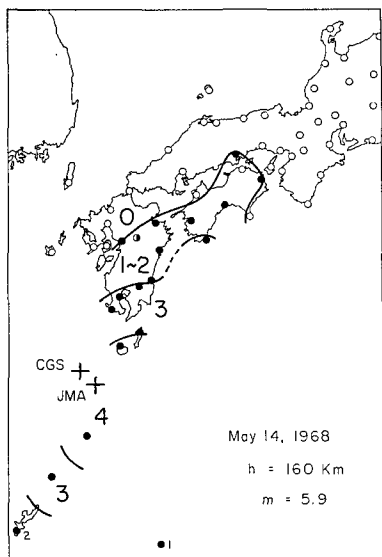
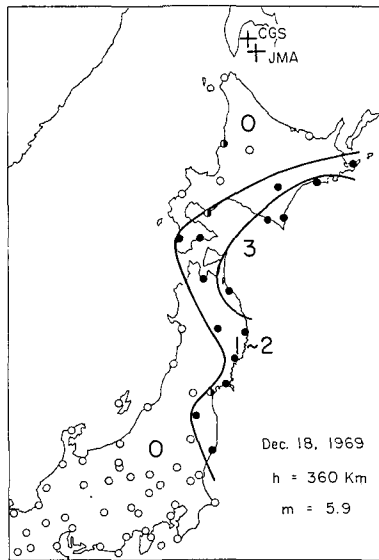
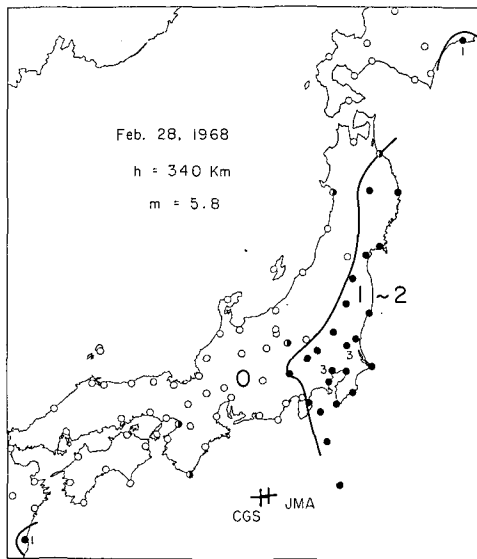


第3図 東北日本における震度分布の特徴を模式的に表わした図。右上は島弧に直角な鉛直断面。他はいろいろな深さの地震 B, ..., H による震度分布図

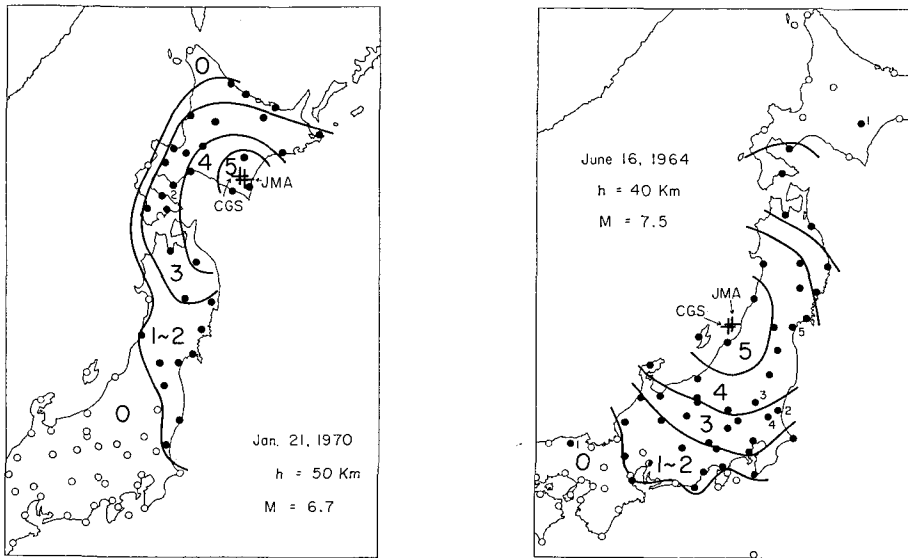
Fig. 3. Schematic diagrams representing the characteristic feature of seismic intensity distribution for earthquakes of various focal positions.

52) 宇津徳治; 西日本の異常震域, 北大地球物理学研究報告, 21 (1969), 45-52.

53) 前出3).



火山列の内側の深さ 200 km 以上の深発地震 A, B のときには、有感域は多くの場合火山列の外側のみで外側にゆくほど震度が大きくなっている。大規模な地震の場合には火山列の内側でも有感のことがあるがそのときは太平洋岸では震度 4 に達することもある。震央から遠ざかるほど震度が大きくなるということは、震央により近い観測点ほど強い減衰を受けた波が来ているということである。low Q 層を通らない波が到着する区域では震央から遠ざかるほど震度が減少するはずであるが、震源が A, B の地震ではそのような地域は太平洋岸沖合にでてしまうのであろう。ただし日本では千島弧、東日本弧、伊豆 Mariana 弧が交叉しているため、た



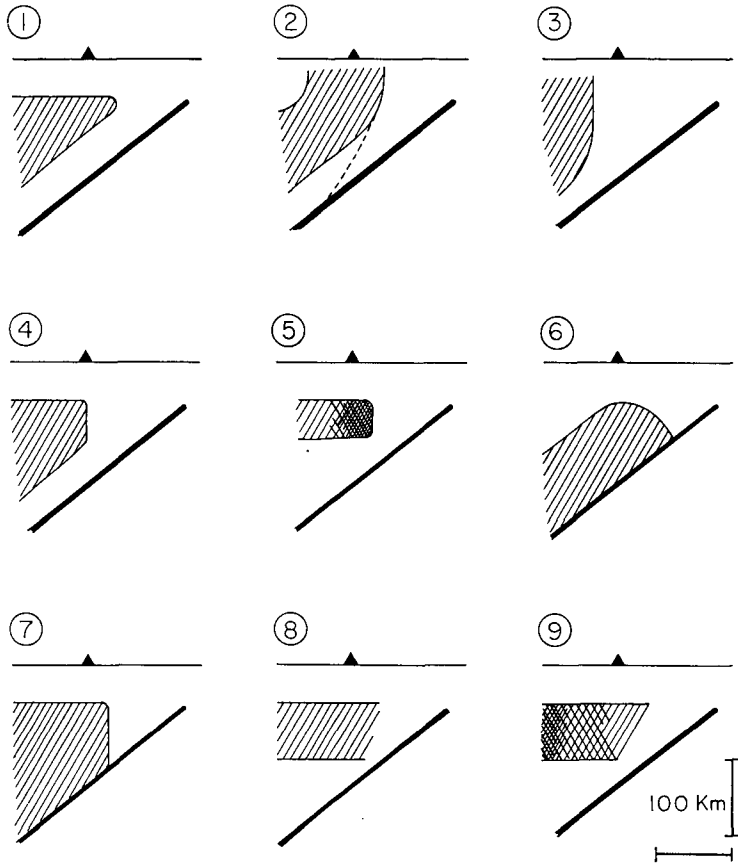
第4図 震度分布図(気象庁震度階による)。白丸は無感, 半白半黒丸は市内有感の観測所を示す。+印は震央

Fig. 4. Distribution of seismic intensities on JMA scale. Open circles indicate the stations where the shock was not felt. Half-filled circles indicate the stations where the shock was not felt but reported felt somewhere in the same city.

たとえば北海道の北に起った地震では high  $Q$  層のみを通過してきた波が東北、関東地方の一部には到着することも起り得る。第3図右上の断面図の矢印をつけた波線は low  $Q$  層にかからず high  $Q$  層のみを通過する限界を示している。

火山列の直下付近の地震 C には  $M7$  を越えるような大規模なものはまず無い。最高震度が3の場合は有感区域は火山列付近あるいはそれよりやや内側に達する。震度分布は A, B の場合と同じくほとんどの場合外側にゆくほど震度が大きくなっているが、震源が D の位置に近づくにつれ、震央を等震度線が囲むようになるので、震源 C からほぼ海岸線付近に到着する波線が low  $Q$  層にかからない限界のものと思われる。震源が D のときは low  $Q$  層を通らない波が到着する地域(第3図の点 T の外側)では等震度線が同心円弧になるはずで T に到着する波が low  $Q$  層をすれすれに伝わってきた波になる。震源が D 付近の地震の震度分布からこの T に相当する位置はだいたい東京—白河—仙台—盛岡—青森の少し東—函館の少し東—帯広のあたりと推定される。

震源位置が D, E と浅くなると比較的小規模の地震でも震度3となり、 $M7$  に近い地震では震度4、ときに震度5に達することもある。このような地震では有感区域は火山列のかなり内側まで及ぶが等震度線はまだ著しく太平洋岸に沿って延びた細長い形である。等震度線が太平洋岸方向ほどは延びていない地域では low  $Q$  層を通った波が到着していることになるが、震度分布図からだいたい火山列付近かそのやや内側であることがわかる。震源位置が F の太平



第5図 火山列(▲)の下付近のlow Q層の位置についてのモデル。  
①と⑨以外は震度分布を説明できない

Fig. 5. Models of the upper mantle with a low Q zone (hatched) beneath the volcanic front. Only models ① and ⑨ can explain the anomalous distributions of seismic intensities.

洋岸沖合の浅発地震はかなり大規模なものでないと等震度線が引けないが、大規模な地震ではやはり火山列の内側では外側に比べ等震度線の間隔がつまり、等震度線は細長い形となる。しかし E ほど著るしくはなく、有感区域も火山列のかなり内側まで延びることがある。

震源位置が G, H の内陸部の浅い地震、あるいは深さ 70 km 程度の地震 I でも、等震度線はほぼ同心円で異常震域現象はほとんど認められない。第4図の新潟地震などはその好例である。地震によっては、ある方向に有感区域が別の方向の数割増程度遠方まで延びることもあるが、A ないし F の地震にみられるような著しい異常はみられない。すなわちこれらの地震には人身感覚を生ぜしめる程度の波が到着する範囲内では異常構造の影響は現われない。

さて震源 A, B, C などの場合、震度が火山列の内側から外側に向って次第に大きくなっている事実を考えると、第5図のモデルのうち⑤、⑥、⑦、⑧などはつごうが悪い。これらのモデルによれば震源 A, B に対して震央付近のほうが火山列の少し外側の部分よりも距離が近く

かつ減衰が少ないから震度が高くなるはずである。⑤では火山列の外側に low  $Q$  層の端の部分の蔭ができるはずであり、事実、振幅/周期の観測結果がそうになっていることから WADATI et al. が提案したもの(第1図の[4]参照)であるが、震度分布にはそのような影響はみられない(振幅については後述する)。⑥, ⑦あるいは②のモデルで点線を採用したもの(OLIVER and ISACKS のモデルに対応)は low  $Q$  層が震源面での摩擦熱のため生ずるという考えによればあり得そうなモデルであるが、上記の理由のほか、第3図右上に示した low  $Q$  層を通らない波線が震源面の上方にあることからつごうが悪い。

震源がCの地震のとき火山列上あるいはそのやや外側の観測点にその更に外側の観測点よりも多くの減衰を受けた波が到着することは③, ④のモデルを否定する。③は MITRONOVAS et al. の結果に対応するものであるが、少なくとも日本では成立たない。④は火山列を境として上部マントルまで構造が異なっているという考えに対応するが、少なくとも東北日本ではそうになっていない。

震源がD, E, Fと浅くなるにつれて low  $Q$  層を通らない波が火山列を越えてより内側には入り込む。このことから地表付近まで low  $Q$  層が上っている②, ③のモデルはつごうが悪い。また②, ③, ⑥のモデルが正しいとすれば、H, Iを震源とする地震にもEと似た異常震度分布が現われるはずであるが、そのようなことがないことからこれらモデルは否定される。

以上の考察から火山列付近の比較的浅い部分の low  $Q$  層のモデルとしては①と⑨が残る。①は Utsu らのモデル(第1図の[1])であり、⑨は Utsu<sup>54)</sup>による異常震域現象の説明のときの考えに近い。しかし low  $Q$  層が高温度対応していると考えると、モデル⑨では火山列の下よりもその内側のほうが高温ということになる。

以上考察した範囲よりもさらに内側下方の部分の状態については、震度分布から得られる情報は少ない。250 km 程度よりも深い大規模な地震の際には近畿、中国、四国地方など火山列からかなり離れた数カ所で散発的に震度1が観測されることがある(たとえば1954年5月14日岐阜県西部の地震( $h=240$  km,  $M=7.0$ ), 1929年6月3日の東海道沖の地震( $h=360$  km,  $M=7.1$ ), 1967年8月14日の福井県西部の地震( $h=360$  km,  $M=6.5$ など)。第6図のモデルIのように同程度  $Q$  をもつ low  $Q$  層が300 km以上の深さまで広がっているとすると内側にゆくほど減衰が大きくなりとても有感にはなり得ないものと思われる。モデルIIのように low  $Q$  層が250 km程度どまりとするか、モデルIIIのように更に薄いものとするか、あるいはモデルIVのように内側にゆく程 low  $Q$  の程度が減少してゆくものを考えたほうがよい。火山列のかなり内側で有感になるのは地盤の影響だけとは考えられない点もあり、low  $Q$  層中で  $Q$  が不均一なため(モデルVはこれを極端に描いたもの)かも知れない。

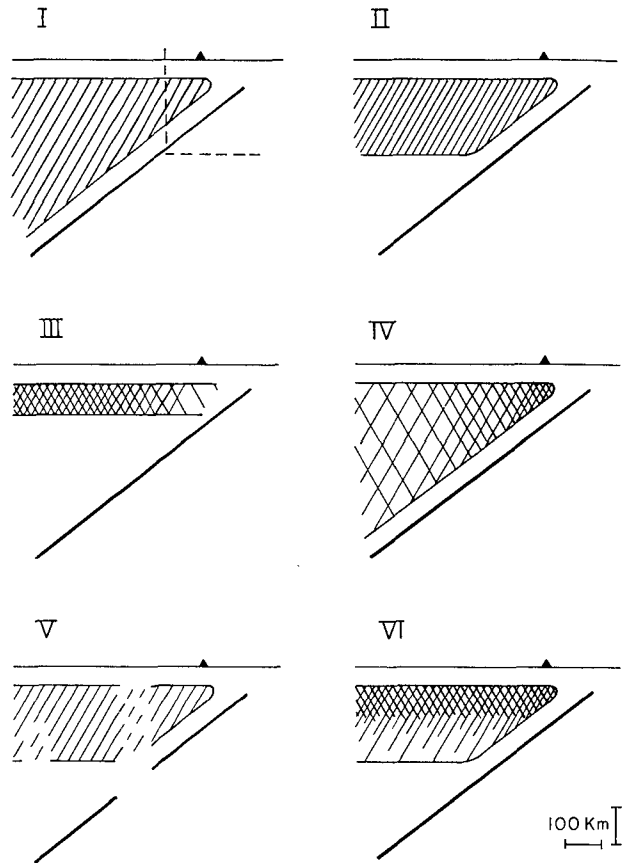
近畿、中国、四国、地方では無感であった本州南方沖や日本海の深発地震が九州や琉球で感じられることがある(たとえば1969年3月31日の日本海の地震( $h=420$  km)が鹿児島で震

54) 前出3)。

度1, 1968年2月28日の東海道沖の地震 ( $h=340$  km) が宮崎で震度1, 1968年10月8日の小笠原諸島沖の地震 ( $h=480$  km) が那覇で震度1 など)。これは西日本島弧に関連する high  $Q$  層が存在することと共に, 東日本島弧の内側 low  $Q$  層が 300 km 程度以上の深さまでは及んでいないことを示しているものと思われる。従ってモデル I, IV はつごうが悪い。ただしこれらの有感地点へ到着する波は若干の減衰を受けていることは, high  $Q$  層だけを通して東北地方に至る波がほぼ同じ震央距離で震度3を与えていることから推察されるが, これは西日本島弧の外側 low  $Q$  層 (これは東日本島弧の内側 low  $Q$  層とつながる) を通ったためであろう。モデル II と III, あるいはその中間的なモデル VI のうちいずれが適当であるかは震度分布からは判断し難い。

外側 low  $Q$  層の位置についても震度の観測からはほとんど何もいえない。ただ千島中部の浅発地震が関東地方まで有感になることがあるが, この波線は襟裳岬沖あたりの海溝の下 80 km ぐらいを通過していると思われるので, 外側 low  $Q$  層の上面は海溝の下で約 80 km よりは浅くないといえる。

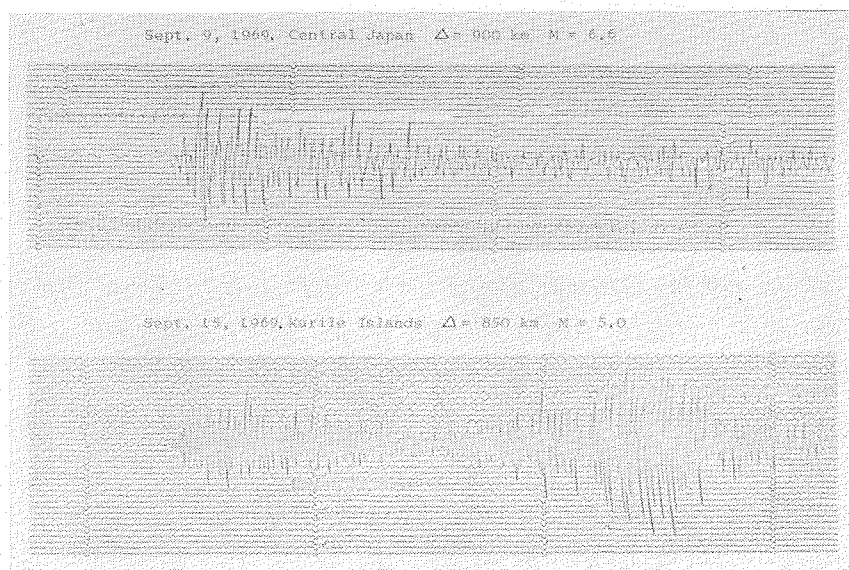
震度分布にもとづく議論は以上で打切り, 次に地震計による観測結果について考察する。ある領域の地震に対して異常震域となり得る地域内で記録された地震記象は, まったく異常震域となり得ない地域での地震記象に比べ  $P$  波,  $S$  波とも著るしく短周期の波を含むことは以前からよく知られていたことである。これは多くの場合非常に著るしいので, 周波数分析をするまでもなく一目瞭然である。ある観測所の記象に短周期の波が含まれる度合は, 震央距離, 震



第6図 内側 low  $Q$  層のモデル。太線は震源面, ▲は火山列, モデル I の破線の右上の部分 が第5図に示した部分に当る

Fig. 6. Models of the upper mantle with an inner low  $Q$  zone. A thick line indicates the focal surface.

源の深さ、地震の規模などにも関係するがこれらが大きくは異ならない場合はもちろん、かなり異なっても震源の地域に大きく関係する。筆者が東京、松代、長崎などの多くの記象を験測した経験、および札幌、函館、浦河、根室、旭川、稚内などで多くの記象を観察した結果、またいくつかの大地震の日本各地の記象を集めたものを観察した結果その他によれば、局地的な地下構造に起因すると思われる観測所に特有の振動特性が目につく場合もあるが、一般的にいて東北日本の火山列の外側の観測所では日本付近の深発及び稍深発地震の記象及び火山列の外側（太平洋岸付近及びその沖合）に起った浅発地震の記象には、火山列の内側（日本海側および中部地方以西）に起った浅発地震（震央距離 200~300 km 以内の近距離のものを除く）に比べ短周期の波を多く含む。



第7図 浦河地震観測所 (KMU) で記録された二つの浅い地震の比較。もし経路の減衰その他の条件が同じならば上の地震は下の地震の数十倍の振幅で記録される筈である

Fig. 7. Two shallow earthquakes recorded at KMU in southern Hokkaido. Note that the epicentral distances and trace amplitudes are comparable but the magnitudes are quite different.

例として第7図に北大浦河地震観測所の短周期上下動地震計に記録された千島中部と中部地方の浅発地震の記象を示す。震央距離はほぼ等しく、振幅も大差ないが、二つの地震のマグニチュードは1.6も異なり、中部地方から low  $Q$  層を通過して来た波の減衰が大きいことを示している。両者の波形は著るしく異なり、中部地方の地震では  $S$  波はほとんど認められない。このような例は多数あり、太平洋側の high  $Q$  層のみを通過して来た波は例外なく短周期を含み、内側 low  $Q$  層を通過して来た波は例外なく減衰が大きい。

実体波の記録波形を周波数分析して、経路の地域差による減衰の違いを研究した例は多く

ない<sup>55),56)</sup>。ASADA and TAKANO<sup>56)</sup>、高野<sup>57),58)</sup>は筑波の短周期地震計で記録された  $P$  波、 $S$  波の波形のスペクトルから、震源で速度スペクトルが一様であるという仮定のもとに経路の平均の  $Q$  を推定した。北海道、千島方面の地震は九州、琉球方面の地震に比べが  $Q$  平均 3~4 倍大きく求められている。しかし北海道西岸の浅発地震に対する  $Q$  は北海道千島グループの地震の中では最も小さくこれは内側 low  $Q$  層を通過してきたためと思われ、また 150°E 以東の千島の地震やオホーツク海中部の深発地震に対しても  $Q$  が比較的小さく、これは外側 low  $Q$  層の影響を受けているためと考えられる。外側 low  $Q$  層の位置は次章で走時の解析から求められるが、その  $Q$  は内側 low  $Q$  層ほどは低くないようである。西日本の地震はすべて内側 low  $Q$  層を通過するので  $Q$  値が低く求まるのであろう。

遠い地震については前記 ASADA and TAKANO などの他 TSUIJURA<sup>59)</sup> が筑波から震央距離 25~55° の多くの地震についてバンドパス・フィルターによってスペクトルを研究し、震源地域によって大きく異なることを見出しているが、これは日本付近の異常構造のほか、震源付近の状態に関係してくるので複雑になる。しかしこれらの結果や浦河地震観測所（上杵臼）で記録された多くの遠地震の波形\* からみると、これら火山列からかなり外側に位置する観測所の下には著るしい low  $Q$  域は存在しないように見える。内側 low  $Q$  層は遠い地震に対しては邪魔にならないし、外側 low  $Q$  層は観測所の下ではかなり薄いかあまり low  $Q$  ではないようである。東 Kazakh や Novaya Zemlya での核実験は高い周波数の  $P$  波が、筑波や上杵臼ではよく記録されるが、松代など火山列の内側の観測所では他の遠地震に比べあまりよく記録されていない。松代の下が筑波の下に比べて low  $Q$  であることは前記 ASADA and TAKANO の論文にも示されている。

実験波の振幅対震央距離の観測から地下における吸収の分布を求めた例も数少ない。WADATI and HIRONO<sup>60)</sup> が十勝沖地震（1952 年）と奄美大島の地震（1953 年 12 月 1 日、 $h=240$  km）の  $S$  波の最大振幅/周期の震央距離による変化から、速度構造は既定のものを用い計算した吸収係数の深さに対する分布曲線を見ると、日本付近の上部マントルの深さ 100 km 前後の数十 km の部分は著るしく low  $Q$  となっている。これは十勝沖地震の振幅/周期が震央距離 800 km（高

55) 前出 2)。

56) T. ASADA and K. TAKANO; Attenuation of Short Period P Waves in the Mantle, *J. Phys. Earth*, **11** (1963), 25-34.

57) 高野 敬; マントル中の短周期  $S$  波の減衰について, 地震 (ii), **19** (1966), 246-254.

58) K. TAKANO; Attenuation of Short Period Seismic Waves in the Upper Mantle and Its Regional Difference, *J. Phys. Earth*, **18** (1970), 171-179.

59) M. TSUIJURA; Regional Variation of P Wave Spectrum (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **47** (1969), 613-633.

60) K. WADATI and T. HIRONO; Magnitude of Earthquakes —Especially of Near, Deep-focus Earthquakes, *Geophys. Mag.*, **27** (1956), 1-10.

\* 上杵臼で記録された遠地震の波形については別に報告する予定であるが、内側 low  $Q$  層を通過してきた近い地震に比べ高い周波数の波を著るしく含む遠い地震も少なくない。

山のあたり)から1,100 km (大阪のあたり)くらいまでの間で急に減少しているためであるが、いま考えているモデルによれば第14図(この断面 C-G は十勝沖地震の震源 E より100 km ほど離れているがだいたいの傾向は変りない)にみられるように800 km 以内では波線は舌状に延びた low  $Q$  層の上を通るがそれ以遠ではこの low  $Q$  層の影響を受け1,100 km 以遠ではこの low  $Q$  層の下をかなり長距離にわたってくぐってきた波が到着するためと解釈される。WADATI et al.<sup>61)</sup> が後の論文で述べているように、吸収係数が100 km ほどの深さで極大となるのは山形、新潟の下の上部マントルについていえることである。深さ240 km 以深の部分の吸収係数の分布は奄美大島付近の地震(第14図の C) のデータから求めているが、この地震もやはり800 km から1,100 km くらいの間で振幅が減少しており1,200 km を越えると振幅が急増する。このため水平構造を考えると深さ300 以深に第2の吸収層があるとしなければならないが、第14図のように西日本島弧の high  $Q$  とその外側の low  $Q$  層が傾斜して存在するとすれば説明がつく。このような構造によればこの地震その他について井上<sup>62)</sup> が見出した1,100 km 付近における  $S$  波走時の20秒以上に達する不連続も理解できる。low  $Q$  層中の  $Q$  が深さに拘わらず一定であるとも考えにくい、WADATI-HIRONO の吸収係数対深さの曲線は上部マントルの異常構造と使用した地震の相対位置の関係に大きく影響を受けたものであろう。またこの曲線は速度分布には低速度層などを含まないものを採用した結果であるが、実際には速度と吸収と双方が3次元的な異常構造をしているので振幅対震央距離の関係の解釈はむずかしい。

WADATI et al.<sup>63)</sup> が示している多くの振幅/周期と震央距離の関係のうち特徴的なことの一つに、本州中部やその南方沖の深い地震の際、関東の一部(東京付近の震央距離に当る)で振幅/周期の極小が現われることがある。これは内側 low  $Q$  層の縁の蔭で、その内側では low  $Q$  層が low  $V$  層でもあるため凸レンズのような作用をして振幅が大きくなっているためと考えられないこともない。震度にはこのような影響が見られないが、これは震度と最大振幅の異質性の現われかも知れない。

FEDOTOV ら<sup>64)</sup> の研究による南千島(すなわち火山列)の下数十ないし100 km における low  $Q$ 、low  $V$  領域の存在はちょうど火山列の下でこの程度の深さが low  $Q$  となっている第5図のモデル①に対応している。

勝又<sup>65),66)</sup> は深い地震のマグニチュードを求める方法を開発する際得られたいろいろな震央距離における最大振幅対深さの曲線の形から、日本付近では地下100 km から200 km くら

61) 前出15).

62) 井上宇胤; 未刊行. 前出60) 参照.

63) 前出15).

64) 前出24), 25).

65) 勝又 護; 深い地震の Magnitude を決める一方法, 験震時報, 22 (1958), 173-177.

66) 勝又 護; 深い地震の Magnitude を決める一方法, 地震 (ii), 17 (1964), 158-165.

いにかけて吸収が大きくなっていると述べている。これも内側 low  $Q$  層の形やそれと震源との位置関係もあり複雑な問題であるが、日本の観測所の大部分は内側 low  $Q$  層の上に位置していることを考えると第 6 図のモデル VI が実際に近いのかも知れない。震央距離が 600 km くらいよりも大きい場合、減衰が 400 km くらいの深さを中心とし 300~500 km の範囲で小さくなっているが、これは内側 low  $Q$  層が 200~300 km 程度の深さまでしか存在しないことを暗示している。

マグニチュード  $M$  の決定法に関連して得られた最大振幅の減衰の地域性としては、早津<sup>67), 68)</sup> が日本の各観測所について求めた  $M$  を決める式  $M = \log A + \alpha \log \Delta + \gamma$  の係数  $\alpha$  の地理的分布がある ( $\gamma$  も  $\alpha$  と  $\alpha \overline{\log \Delta} + \gamma = \text{const.}$  という関係で結ばれるので同じく地域性を示す)。これはいろいろな位置の地震を一緒に処理した結果であり、また遠くなると最大振幅は実体波でなく表面波に現われ易くなるので、実体波の減衰の地域性が明瞭に現われているとはいえないが、ある程度は上部マントルの low  $Q$  層, high  $Q$  層の分布で解釈し得る。とくにいくつかの観測所について盛岡—白河線の東側の地震だけについて  $\alpha$  を決めた結果は内側 low  $Q$  層の外縁が盛岡—白河線付近に達しているモデルとよく調和する。

NAGAMUNE et al.<sup>69)</sup> は旭川と根室の短周期地震計上下動成分による  $P$  波の振幅/周期から決めたマグニチュード  $m$  が震央の地域によって系統的に CGS の  $m$  と異なることを見出しているが、これも経路が内側 low  $Q$  層にかかるか否かによると解釈できる。

#### IV. 地震波の走時からみた high $V$ 層, low $V$ 層の位置について

high  $Q$  層と low  $Q$  層がそれぞれ high  $V$  層と low  $V$  層に対応するとすれば、地震波の減衰の面からは求め難った内側 low  $Q$ , low  $V$  層の下限や外側 low  $Q$ , low  $V$  層の位置も地震波の走時からある程度推定できる。この場合にもいくつかの方法が考えられるが、ここでは次の二つの方法を主に論じる。

一つは比較的狭い方位角内に分布する震央距離 1,500~2,500 km 程度までの多数の観測所のデータによる走時対震央距離のプロットの標準走時曲線からの系統的なずれや、ある震央距離での走時の不連続などが認められたとき、それを説明できるような構造を探すことである。この場合、個々の観測所の走時偏差をいちいち問題とするのではなく、走時曲線の形に着目している。現象が著るしいものであれば震源位置の若干の誤差は支障にならない。もし  $P$  波,  $S$  波の速度の他、その比  $V_P/V_S$  にも異常があれば、 $P$  波の発震時対  $S$  波の発震時のプロットに

67) 早津昭男; 地震の最大振幅が距離に対して減衰する割合—それと地下構造との関係, 地震 (ii), 8 (1955), 75-79.

68) 坪井忠二; 地震のマグニチュードについて, 地震 (ii), 10 (1957), 6-23.

69) T. NAGAMUNE, Y. YOKOYAMA and M. SUGA; Attenuation of Short Period P Waves Observed at Relatively Short Epicentral Distances, Inferred from Unified Magnitude Determinations, Geophys. Mag., 33 (1967), 257-270.

も異常が現われるはずである。

他の一つは比較的近い観測所間の走時偏差の比較から、これらの偏差の地理的分布を説明し得るような構造のモデルを求めてゆく方法である。この場合、遠い地震を用いれば震源位置の誤差の影響は比較的少ないが、近い地震の場合には震源位置が正確である必要である。

まず日本付近の地震で震央距離 200~300 km 程度から 1,500 km 程度以上までにわたって走時図が得られるのは北海道東部から千島方面の地震か、九州南部から薩南諸島にかけての地震に限られる。後で述べるように走時図に上部マントルの大きな構造に関連すると思われる異常がみられるのは震央距離 1,000~2,000 km 程度の所であるので、以下でもこれらの地域の地震が扱われる。しかし震央距離 1,000 km 以内の地震の走時図にも例えば久本<sup>70)</sup>が見出した *S* 波速度の異常領域のようにやや局所的ではあるが島弧の深部構造を考察するうえで重要と思われる現象に関連する異常が現われることもある。

日本における密な地震観測網を利用して *P* 波 *S* 波の走時図から上部マントルの構造を論じた研究はいくつか発表されている。それらには震央距離 1,000 km ないし 2,500 km の範囲内で走時曲線の傾斜の急変化や重合が認められているが、解析した地震によってその模様は多少異なっている。

北海道東部、千島方面の浅い地震については資料も比較的多く、以下述べるような走時曲線の特徴が挙げられる。事例として 1964 年 5 月 31 日の北海道東方沖の地震 (深さ約 40 km,  $M=6.5$ ) の走時図を第 8 図に示す。

*P* 波の走時は震央距離数度から 12~13° まではほぼ直線 ( $P_n$  で示す) で、それから先は傾斜がやや緩やかになる傾向があるが ( $P_n$  と同種の波かも知れないが  $P_d$  で示すことにする) 点がばらつき易くなる。数度以内 (主として北海道の観測所) では  $P_n$  は標準走時よりやや遅いが、数度から十数度 (東北、関東の観測所) では標準走時より数秒早い (TARAKANOV<sup>70),71), ICHIKAWA<sup>73),</sup> KEBEASY<sup>74)</sup>).  $P_d$  は 18~20° 付近で別の曲線 ( $P_r$  で示す) に移り傾斜が急変するが、この  $P_r$  はそれ以前の震央距離でも later phase として現れる (KISHIMOTO<sup>75),</sup> 岸本・神月<sup>76),</sup></sup>

70) 前出 7).

71) R. Z. TARAKANOV; The Velocity Section of the Upper Mantle in the Transition Zone from Asia to the Pacific Ocean, *Tectonophys.*, 2 (1965), 227-237.

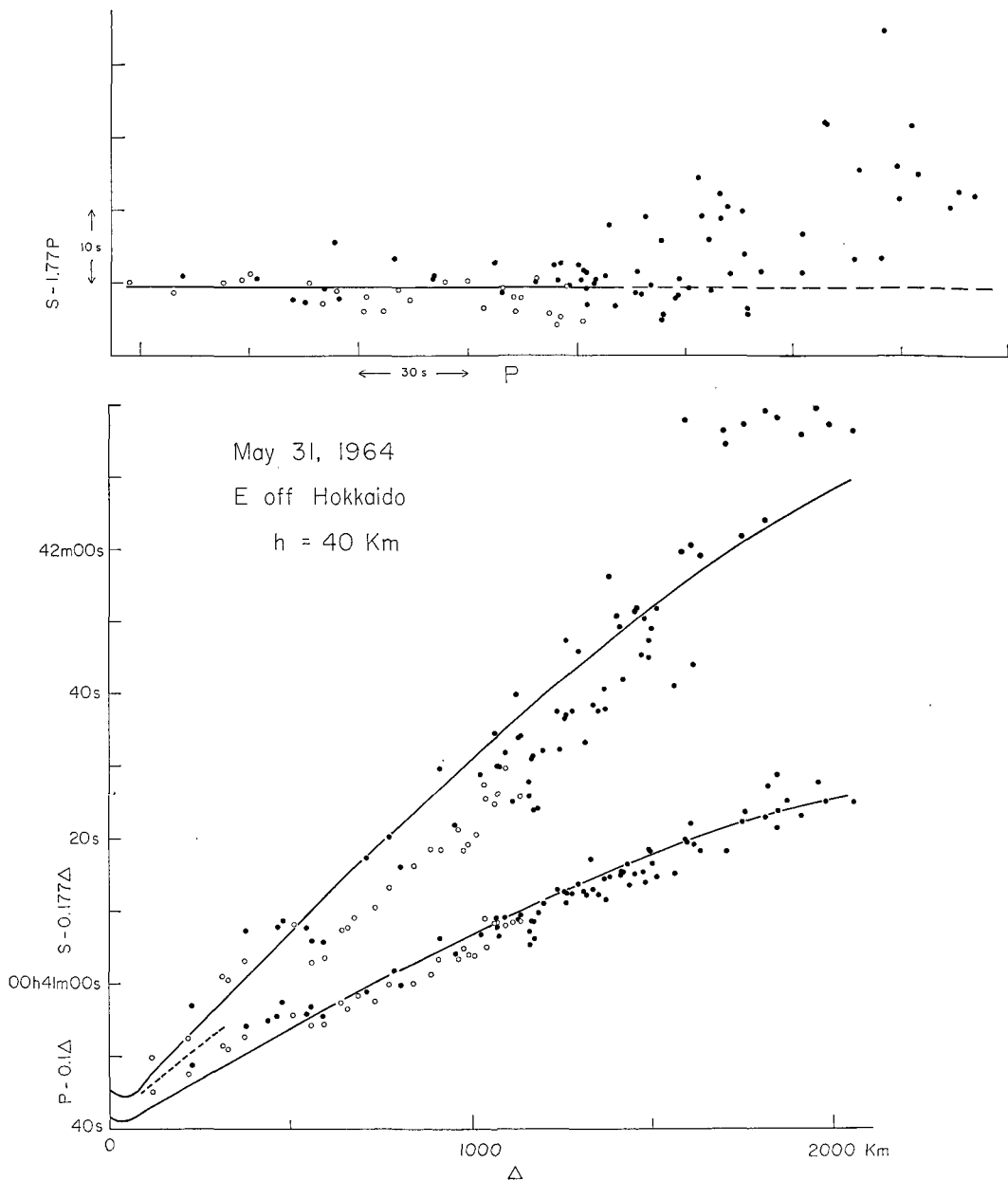
72) R. Z. TARAKANOV; Travel-Time Curve of P and S and S-P Waves and a Velocity Cross Section of the Earth's Upper Mantle According to Data Obtained from the Observations of Earthquakes in the Kuriles and Japan, *Bull. (Izv.) Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth Ser.* (1965), 476-490 (English Translation).

73) 前出 44).

74) R. M. KEBEASY; On the Anomaly of Travel Time of P Waves Observed at Japanese Stations, Part (1), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 47 (1969), 467-486.

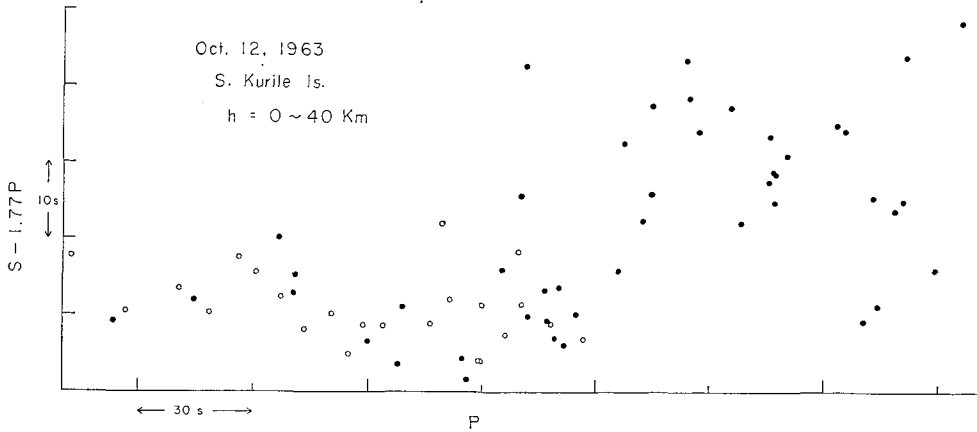
75) Y. KISHIMOTO; Seismometric Investigation of the Earth's Interior, Part III, On the Structure of the Earth's Mantle (I), *Mem. Coll. Sci. Kyoto Univ.*, A 28 (1956), 117-142.

76) 岸本兆方・神月 彰; 震央距離 6°~26° における地震波の振幅について, *地震* (ii), 9 (1957), 209-217.



第8図 北海道東方沖地震のISC震央による変形走時図(いわゆる Reduced travel time curve)と $S-1.77P$ 対 $P$ のプロット。曲線はJEFFREYS-BULLENの標準走時( $h=33$  km)。白丸は東日本火山列より外側の観測点を示す

Fig. 8. Reduced travel time curves for a shallow earthquake east off Hokkaido based on the ISC epicenter. Solid curves are the Jeffreys-Bullen  $P$  and  $S$  curves for  $h=0.00R$ . Open circles indicate the stations on the oceanic side of the volcanic front (cf. Fig. 14).



第9図 南千島の地震の  $S-1.77P$  対  $P$  のプロット

Fig. 9.  $S-1.77P$  plotted against  $P$  ( $S$ : time of  $S$ ,  $P$ : time of  $P$ ) for an earthquake near southern Kurile Islands.

NISHIMURA et al.<sup>77)</sup>, KANAMORI<sup>78)</sup>). この範囲では  $P_r$  のほうが  $P_a$  より振幅が大きいので、ときには  $P_r$  あるいは  $P_a$  と  $P_r$  の間の波が初動として報告されることもあるらしく走時図の点がばらつく傾向がある。

$S$  波の走時も  $P$  波と類似して  $S_n$ ,  $S_a$ ,  $S_r$  にわけられる。 $S_n$  と標準走時曲線との差は更に大きく 10 秒に達することがある。とくに海溝寄りのマントル最上部を通過し東北、関東地方に達したものは著しく早い。 $S_a$  と  $S_r$  が交叉する手前の数度 (たとえば  $13 \sim 18^\circ$ ) では振幅の小さい  $S_a$  の後に振幅の大きい  $S_r$  が到着するので、 $S_r$  あるいは  $S_a$  と  $S_r$  の間の波が  $S$  相として報告されることが多く、そのため  $S$  波の走時は  $S_r$  が大きく現われ始める距離で大きな不連続を生ずる。角田<sup>79), 80)</sup> の提出した走時図にもこの不連続がよく現われている。 $P_a$  のほうは初動なので振幅が小さくても読み落とされることが少ないものと思われる。従って  $S$  の発震時対  $P$  の発震時のプロットにも第 8 図、第 9 図に例示したような不連続が生じる (第 9 図以下の同種の図には見易くするため  $S-1.77P$  対  $P$  のプロットとして示してある。 $V_P/V_S=1.77$  ならば点は水平な一直線上に並ぶはずである)。

$P_n$ ,  $S_n$  は  $P_r$ ,  $S_r$  に比べ短周期の波を多く含む。このような短周期の波は内側 low  $Q$  を通ると減衰してしまうため中部地方以西の観測所には現われにくい、たとえば東京で記録された千島方面の地震の記録には  $S$  相付近に短周期の波と長周期の波が分離してはっきり現われている例が目につく。しかし九州方面の地震にはそのような現象は現われない。MOLNAR and

77) E. NISHIMURA, Y. KISHIMOTO and A. KAMITSUKI; On the Nature of the  $20^\circ$  Discontinuity in the Earth's Mantle, *Tellus*, **10** (1958), 137-144.

78) H. KANAMORI: Upper Mantle Structure from Apparent Velocities of P Waves Recorded at Wakayama Micro-Earthquake Observatory, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45** (1967), 657-678.

79) 角田寿喜; 日本における低速度層 (その 1), 北大地球物理学研究報告, **11** (1963), 67-76.

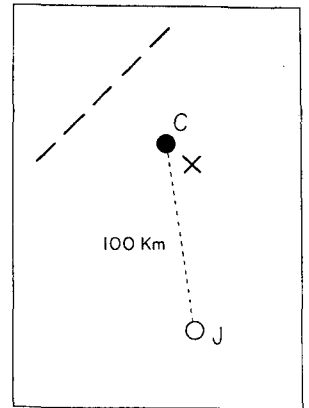
80) T. MATUZAWA; Study of Earthquakes, Chap. XI (1964), Uno Shoten, Tokyo 参照.

OLIVER<sup>81)</sup> の論文にも短周期の  $S_n$  と長周期の  $S$  が分離されて記録されている例が掲げられている。

震源、観測地点および島弧の相対的位置を考えると  $P_n$ ,  $S_n$  あるいは  $P_n$ ,  $S_n$  は島弧の外側のマントル最上部付近の high  $Q$ , high  $V$  層を伝わってきた波であることは間違いない。 $P_r$ ,  $S_r$  はその下の外側 low  $V$  層の下面付近で屈折してきた波であろうが、第 8 図のような観測データから外側 low  $V$  層の位置を精密に決定することは困難である。角田<sup>82), 83)</sup> は水平成層を仮定して「低速度層」のモデルを論じている。

観測走時が標準走時に比べて系統的に早い区間の位置から high  $V$  層がどの程度の深さまで及んでいるかを求めるためには、震波線が描かれなければならない。そのためには high  $V$  層中の速度分布が知れていなければならない。TARAKANOV<sup>84)</sup> のようにいくつもの low  $V$ , high  $V$  層を含む上部マントルのモデルを出しそれによって波線を描いている例もあるが、一般には JEFFREYS-BULLEN や WADATI et al. など既製のモデルによっている。これらのモデルではマントル最上部でも速度が深さと共に増すので波線の曲率はかなり大きく、震央距離の割に最深点は深い。しかしマントル最上部の high  $V$  層中では速度は深さと共にほとんど変化せず下の low  $V$  層に続いていることも考えられる。high  $V$  層中で速度一定とすれば波線は直線となり、例えば地殻の厚さを 30 km とすると震央距離 1,000 km および 1,500 km に到達する波線の最深点は約 50 km および 75 km となり、これは WADATI et al. のモデルによる場合の約 1/2 である。UTSU<sup>85)</sup>, KEBEASY<sup>86)</sup>, TARAKANOV<sup>87)</sup>, 久本<sup>88)</sup> などが求めた high  $V$  域の位置は弯曲した波線によっているが、これは実はもっと浅い位置にある可能性がある。

島弧の外側のマントル最上部の high  $V$  は著るしいものであるが、最近まであまり注目されなかったのは、北海道東方や千島方面の震央がそのような大きな異常が日本の観測所には現われないような位置に決められていたからである。従ってこの方



第 10 図 南千島付近の浅い地震の震央。×は正しい震央、白丸は気象庁、黒丸は USCGS あるいは ISC による震央

Fig. 10. Relative location of epicenters of shallow earthquakes near the southern Kurile Islands. ×: true epicenter.

81) 前出 21).

82) 前出 79).

83) 角田寿喜; マントル上部の構造—低速度層を中心に—, 地震 (ii), 21 (1968), 202-221.

84) 前出 48).

85) 前出 1).

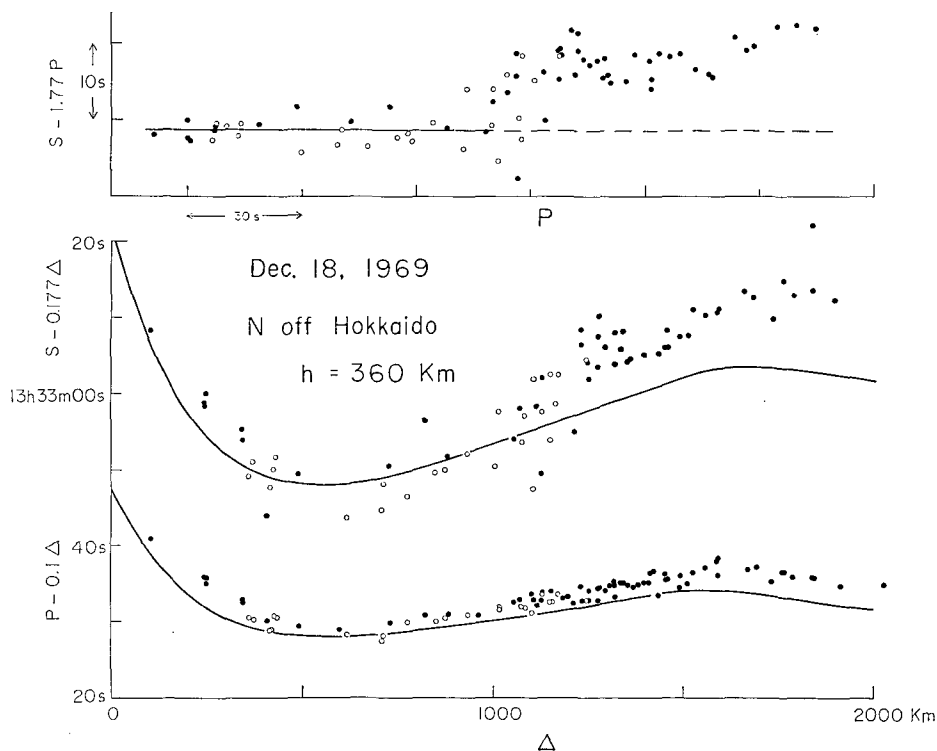
86) 前出 74).

87) R. Z. TARAKANOV; Peculiarities of the Upper Mantle Structure in the Kurile-Japan Region (in press).

88) 前出 7).

面の地震の気象庁による震央は正しい震央よりも著しく日本に近く決められていると思われる。ISC や USCGS の震央と比較すると気象庁の震央は平均約 100 km 南に位置しているが<sup>89)</sup> ISC や USCGS の震央も島弧の異常構造の影響を受けてやや島弧寄りに決められていると考えられる<sup>90)</sup> ので南千島付近の浅い地震の震央の位置関係は第 10 図のようになるであろう。

このように島弧の外側のマントル最上部が high V であることは千島—東日本だけに限らず島弧の一般的特徴と思われる。Aleutian 列島西部について同様なことが認められていることはすでに述べた<sup>91)</sup>。伊豆小笠原方面では浅い大きな地震が少ないのと観測所が無いため詳しくわからない。しかし宮本<sup>92)</sup>は 1931 年に小笠原の父島では関東地方付近の浅い地震 4 個の P 波の発震時が標準より平均 8.5 秒早いことから経路の P 波速度が約 7% 大きいとも述べている。



第 11 図 北海道北方沖の深発地震の JMA の震央による P, S の変形走時図と S-1.77 P 対 P のプロット。曲線は JEFFREYS-BULLEN の標準走時 ( $h=350$  km)

Fig. 11. Reduced travel time curves for a deep earthquake north off Hokkaido based on the JMA epicenter. Solid curves are the JEFFREYS-BULLEN P and S curves for  $h=0.05 R$ .

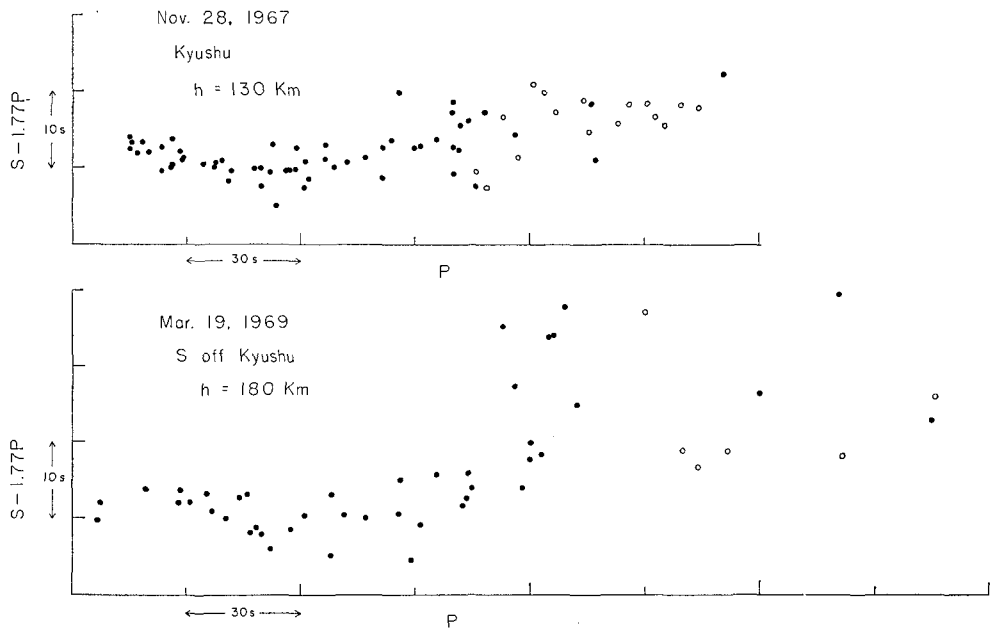
89) 前出 44).

90) 前出 1), 18), 19) など.

91) 前出 28).

92) 宮本正明; 父島に於ける発震時の異常に就て, 気象集誌 (ii), 9 (1931), 1-6.

ところでいま述べた  $S$  波走時の十数度における不連続は Okhotsk 海の深さ 300 km 以上の深発地震にも明瞭に認められる<sup>93),94)</sup>。第 11 図にその 1 例を示すがこのように浅い地震にも深い地震にも同様な現象が現われることは水平な構造を考えたのでは説明がむずかしい。しかし外側 low  $V$  層が深発地震面から数十 km の所まで及んでいるとすればだいたいの説明はつく。また北海道付近の深さ 150~200 km 程度の地震ではこのような異常が現われないことも理解できる。



第 12 図 九州，薩南諸島の二つの稍深発地震の  $S-1.77P$  対  $P$  のプロット

Fig. 12.  $S-1.77P$  plotted against  $P$  for two intermediate earthquakes in and near Kyushu.

九州，薩南諸島方面の浅い地震では震央距離数百 km 以上の日本の観測所では内側 low  $Q$  層を通過した波が到着するため振幅が小さく観測資料が乏しい。しかし薩南諸島方面の稍深発地震には北日本の地震と似た  $S$  波走時の異常が現われている。第 12 図 (下) は奄美大島付近の稍深発地震の  $S-1.77P$  対  $P$  のプロットで中部地方 (三島・松本・富山を結ぶ線) 以遠で  $S$  波走時が著るしく遅れてばらつく。このような現象は井上<sup>95)</sup>によって 1953 年に報告されている。これは東日本島弧の内側 low  $Q$ , low  $V$  層が西日本島弧の外側 low  $V$ , low  $Q$  層の役をはたしていることによって説明されよう。南九州から琉球列島にかけての西日本島弧にも東日本島弧

93) 杵島 磨; 昭和 8 年 12 月 5 日宗谷海峡東方沖の深発地震に就て, 験震時報, 9 (1937), 171-199.

94) 前出 6).

95) 前出 62).

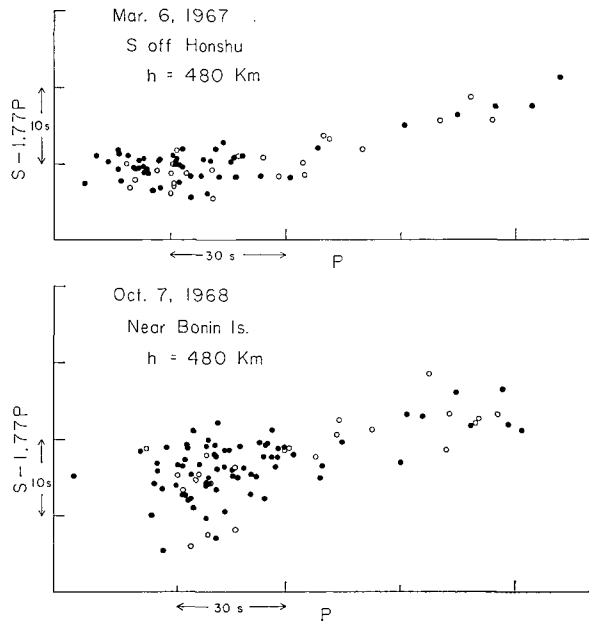
と同様な異常構造が存在することは異常震域現象、気象庁と USCGS または ISC による震央位置の系統的なずれなどからも証拠づけられている (第 4 図 (4) 参照)。

本州南方沖の深発地震については走時図はだいたい三つに分けられる。一つは遠州灘沖の深さ 400 km 以浅のもので  $S$  波走時の不連続は日本の観測所の資料による走時曲線には現われない。その二は鳥島西方付近の深さ 400~500 km 程度のもので第 13 図 (上) に例示するように東北地方で  $S$  波の走時が不連続になる。その三は更に南の小笠原西方の深さ 450 km 以深のもので第 13 図 (下) に例示するように明瞭な不連続は現われないが  $S$  波の立上りがやや不明瞭になるせい走時のばらつきが大きくなる。また、全体として  $V_P/V_S$  は 1.77 よりやや大きくなる。

以上いくつかの例を挙げて述べたような走時図の性質を説明するため第 14 図に示すモデルを提出する。これらは図左上に示す直線に沿う鉛直断面を描いたものである。本州南方沖 A (第 13 図 (上) 参照) や北海道北方沖 B (第 11 図参照) の深発地震で、それぞれ東北地方以北および関東地方以西の観測所で  $S$  波走時が遅れることは直達  $S$  波が外側 low  $V$  層で遮ぎられその下面付近で屈折してきた  $S$  波が  $S$  相として報告されるためと解釈される。そのためには外側 low  $V$  層の上面は図のように深発地震面に平行に少なくとも深さ 300 km 程度までは達していなければならない。

奄美大島西方の稍深発地震 C (第 12 図 (下) 参照) で近畿地方以東で  $S$  波走時が遅れるのは西日本島弧の外側 low  $V$  層 (すなわち東日本島弧の内側 low  $V$  層) の下面付近で屈折してきた  $S$  波が  $S$  相として報告されるためであろう。若狭湾の深発地震 D (1967 年 8 月 14 日, 図省略) では日本の観測所にはこのモデルからはこのような異常は現われないはずで、実際にも現われていない。南千島沖の浅い地震 F (第 9 図参照), G (第 8 図参照) についての  $S$  波走時の遅れは, A, B, C と同様に外側 low  $V$  層の存在によって説明される。

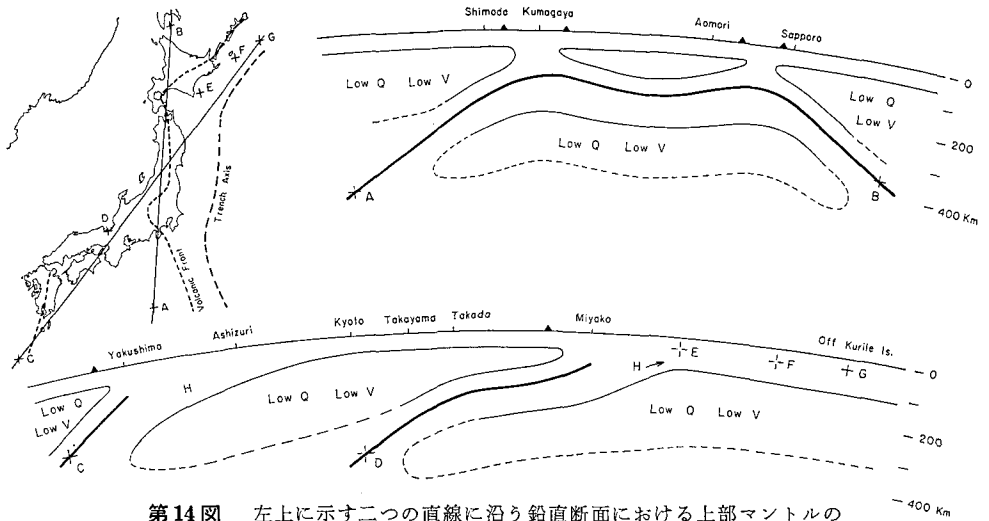
第 14 図の low  $Q$ , low  $V$  層の位置はこのような  $S$  波走時の遅れが現われる震央距離, 遅れ



第 13 図 本州南方沖の二つの深発地震の  $S-1.77P$  対  $P$  のプロット

Fig. 13.  $S-1.77P$  plotted against  $P$  for two deep earthquakes off Honshu.

量などを近似的に説明できるように選ばれている。ただし low  $V$  層内とその上のマントル最上部 high  $V$  層内での速度は一定とし、鉛直断面内での波線を描いて概算したものであるが、厳密には速度の深さに対する変化を与えさらに3次元的な波線を考えねばならない。



第14図 左上に示す二つの直線に沿う鉛直断面における上部マントルの大局的な構造。A, B, ..., G は参照する地震。太線は震源面、▲は火山列を示す。low  $Q$ , low  $V$  と記していない震源面の周辺及び外側 low  $Q$ , low  $V$  層の上方は high  $Q$ , high  $V$ 。

Fig. 14. Vertical cross section along two lines indicated in the map showing large scale anomalous structure of the upper mantle. The high  $Q$ , high  $V$  region is situated near the focal surface (thick line) and above the outer low  $Q$ , low  $V$  zone.

第8, 9, 11, 12, 13図の白丸は東日本の活休火山列(第14図左上の Volcanic Front と記してある破線)より外側の観測所を示す。内側 low  $V$  層が特に  $S$  波に対して著るしく low  $V$  であれば、 $S-1.77P$  対  $P$  のプロットにおいて白丸は黒丸の下に並ぶような傾向が現われるはずである。局所的にはそのような傾向もみられるが、全体的にみて著るしい傾向は見られない。第14図中 H と記した付近は  $S$  波速度の異常に速い領域<sup>96)</sup>に当る。西日本の若干の地震の走時図をみると西日本島弧にもこのような領域が存在するように思えるが詳細は別の機会にゆずる。第8図の北海道東方沖地震の走時図で 500 km 以遠の観測点の走時は  $S$  のみならず  $P$  も早くなっている。 $S$  波のほうが偏差量が大きいので認識し易いし、また  $S$  波のほうが異常の程度が大きいかも知れないが、H 付近で  $P$  波の速度も大きいことは先に引用した諸研究<sup>97)</sup>にも現われており間違いでないであろう。

次に走時曲線全体の大きな異常ではなくて、各観測所の走時偏差からその地理的分布と上部マントルの異常構造との関連について論じる。走時偏差が地理的に系統的な分布を示すこと

96) 前出7).

97) 前出44), 71), 72), 74), 87), 92).

は昭和初年ころから多くの報告があるが(文献については筆者の論文<sup>98)</sup>を参照されたい),多くの研究者はこれを観測所の下地殻の厚さ,速度の差異と考え,上部マントルの水平方向の不均質性が考慮されたのは1960年代になってからである。しかし森田<sup>99)</sup>は1937年に熊野灘の深発地震で東北日本は西南日本に比べS波が数秒早く到着し,かつその振幅の減衰が小さいことを報告している。同様のことは勝又<sup>100)</sup>によって更に多くの資料を用いて確かめられた。

震源の位置はふつう走時偏差(の2乗和)が全体として最小になるような位置に決められているので,そのような震源を用いて走時偏差を求めると実際より小さくなる傾向があるはずである。しかしいま問題としているような大きな異常構造の影響は若干残っていることも考えられる。走時偏差の地理的分布の最近の研究としては気象庁地震課<sup>101)</sup>, RGTTC<sup>102)</sup>によるものなどがあるが,これらが基準とした震源位置は構造の水平方向の不均質性は考慮せず決められたものである。しかしそれでも東北日本の太平洋岸などに負の偏差が現われるなど多少上部マントルの異常構造の影響と思われるものが認められる。

遠い地震の場合には震央が多少動いても近接した観測所の震央距離はほぼ等量だけ変わるので,近接した観測所間の相対的走時偏差はほとんど変化しない。Utsu<sup>103)</sup>はこのことを考慮して,北海道内の観測所のデータのみを用い遠い深発地震の走時偏差を調べた。その結果,太平洋側の観測所(根室,釧路など)などは日本海 Okhotsk 海側の観測所(稚内,旭川など)に比べP波の走時が標準より1~3秒短く,この傾向は島弧の内側の方から入射する場合(Hindu Kushの地震)のほうが外側より入射する場合(Banda海やTonga諸島の地震など)より著しいことがわかった。浦河(測候所)は太平洋岸にあるにも拘らず発震時がそれほど早くないが,筆者ら<sup>103)</sup>はこれを地震計不調のためと解釈していた。しかし地震計復調の後もやはりそれほど早くない(17km離れた上杵臼(北大浦河地震観測所)では早い)ので,これは浦河沖の重力の著しい負の異常とも考え合わせて局地的な地下構造のためと考えられる。

北海道におけるこのような走時偏差を説明するため Utsu<sup>105)</sup> は第1図[1]のモデルで high V 層が low V 層より速度が6%大きいとした。しかし第1図のように low V 層の下面が250~300km とするとこの速度差は更に大きくしなければならなくなる。しかし KANAMORI<sup>106)</sup>

98) 前出1).

99) 森田 稔; 昭和6年6月30日熊野灘深発地震に現はれたる東西日本の特異性, 験震時報, 9 (1937), 231-251.

100) 前出8).

101) 気象庁地震課; 日本における地震波の走時および振幅, 気象庁技術報告, 55 (1967), 1-42.

102) Research Group for the Travel Curve; Travel Time Curve of Near Earthquakes in Japan Area and Some Related Problems. 1. Procedures and Preliminary Results. Bull. Earthq. Res. Inst., 45 (1967), 625-656.

103) 前出1).

104) 前出2).

105) 前出1).

106) 前出12).

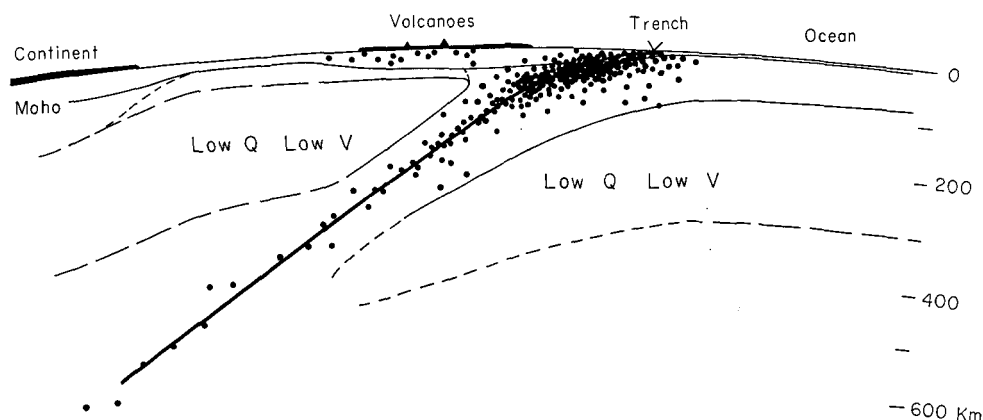
の結果をみると中部日本ではそれ程大きいとは思われない。

以上の議論の他、震央距離数百 km 以内の自然地震の走時解析、陸上および海洋における爆破地震学の結果、いわゆる  $dT/d\Delta$  の測定、表面波の分散、表面波の位相速度の測定、地球内部の不連続面通過の際の  $P \rightarrow S$ ,  $S \rightarrow P$  の変質波の観測などの研究結果も参考に供したが、ここでこれらについて議論することは省略する。

## V. ま と め

以上挙げた多くの事柄\* を考えに入れて日本列島下の上部マントルのモデルを描くと第 15 図のようになる。これは北日本の島弧に直角な鉛直断面である。上部マントルの大局的な異常構造を示すモデルであるから、実際にもこのように幾何学的に単純な形をしているわけではない。地域的に細くみればさらに複雑な構造をしているであろう。また low  $Q$ , low  $V$  層の境界が線で示されているが、ここで物性が不連続的に変っているかどうか不明である。図中の黒丸は震源であるがこれは気象庁の震源位置をそのままプロットしたのではなく震源分布の特徴を示しているにすぎない(気象庁震源をそのままプロットすると深さが段階的に与えられているので階段状に震源が分布し現実的でなくなる)。

このモデルの大きな特徴は大洋側のマントル最上部と海溝付近から大陸側に向けて傾斜する high  $Q$ , high  $V$  層の存在である。そして low  $Q$ , low  $V$  層がその傾斜した high  $Q$ , high  $V$



第 15 図 日本島弧に直角な鉛直断面で示した上部マントルの大局的な構造モデル。黒丸は震源。太い実線は震源面。low  $Q$ , low  $V$  と記していない部分は high  $Q$ , high  $V$ 。島弧の内側の low  $Q$ , low  $V$  層の上半分は日本海の下を含めとくに著しく low  $Q$ , low  $V$  である可能性がある。外側 low  $Q$ , low  $V$  層の下面は図よりも数十 km 深いかも知れない。

Fig. 15. A model for the upper mantle beneath northern Japan. Dots are earthquake foci. The upper half of the inner (continental side) low  $Q$ , low  $V$  zone is more prominent than other low  $Q$ , low  $V$  regions.

\* なお未刊行であるが、石田・阿部・金森・南雲ら・長宗・湯村ら・溝上ら・岡田(弘)・鈴木(将)などの関連した研究がある。

層の両側に存在するが、その上面は大洋側で深く、大陸側で浅い。大陸側は図では 50 km にとってあるが、Moho 面付近まで low  $Q$ , low  $V$  である可能性もある。これらの low  $Q$ , low  $V$  層はごく大体のところ 250 km 程度の厚さであり、大陸及び大洋下のいわゆる低速度層に連なるものと思われる。図には示していないが low  $Q$ , low  $V$  層の上半 100 km 程度が下半にくらべてより low  $Q$ , low  $V$  である可能性もある。この部分がいわゆる低速度層に当るのかも知れない。外側 low  $Q$ , low  $V$  層がどの程度 low  $Q$ , low  $V$  であるかの資料は乏しいが、内側の low  $Q$ , low  $V$  層ほど著るしくはないようである。 $Q$  及び  $V$  の異常は  $P$  波  $S$  波に共通して認められる。しかしある部分では  $S$  波に対するほうが  $P$  波に対してよりも著るしいかも知れない。

この論文は福富孝治教授退官記念号に載せて頂いた。先生がこの研究を含め地震学上の諸問題にも大きな関心を持って下さったことに感謝する。

#### 4. Anomalous Structure of the Upper Mantle beneath the Japanese Islands

By Tokuji UTSU

(Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University)

This paper discusses the large-scale anomalous structure of the upper mantle beneath the island arcs of Japan as indicated by studies of seismic wave propagation. A remarkable feature of the upper mantle beneath Japan is the existence of a high  $Q$ , high  $V$  zone that dips from the vicinity of the trench under the continental side of the arc to a depth of several hundred kilometers between outer and inner low  $Q$ , low  $V$  zones. The seismic activity is almost confined to this dipping zone and to the crust on its continental side. The shape and location of these anomalous zones have been studied in some detail from the geographical distribution of seismic intensities, amplitudes, waveforms, characteristic features of travel time curves, and travel time residuals for body waves observed at many seismic stations in Japan.

The inner low  $Q$ , low  $V$  zone occupies a part of the upper mantle from about 50 km (or less) to a depth of about 250 to 300 km. Its outer edge comes to the oceanic side of the arc a little beyond the line of volcanoes. The boundary between this low  $Q$ , low  $V$  zone and the dipping high  $Q$ , high  $V$  zone keeps a distance of some tens of kilometers from the center of the intermediate earthquake activity (the focal surface). There are tenfold differences in  $Q$ -values and several percent differences in wave velocities for both  $P$  and  $S$  waves between these two zones. The outer low  $Q$  low  $V$  zone seems to be less prominent than the inner one. A rough estimate indicates that this zone extends from about 80 km to a depth of about 350 km beneath the trench. Inside the trench the upper surface of this zone bends downward almost paralleling with the focal surface keeping a distance of 60 to 100 km from it, and reaches 300 km or more.