寄 書

父島における P 波の走時異常

北海道大学理学部地球物理学教室

山 水 史 生

(昭和46年5月4日受理)

 P Travel Time Anomaly at Chichi-jima,
the Bonin Islands

Fumio YAMAMIZU

Department of Geophysics, Faculty of
Science, Hokkaido University

(Received May 4, 1971)

久本 (1965), ICHIKAWA (1969), KEBEASY (1969) 等により指摘されているように、千島方面に発生した地震の P 波あるいは S 波走時を日本の観測点で調べてみると、千島弧、東北日本弧の太平洋側のマン

トル最上部に存在する高速度構造の影響によつて、東北および関東地方の観測点では標準値よりも異常に速い値が得られる。このような異常構造は伊豆・小笠原弧にも存在すると思われ、その観点から KEBEASY の論文の図をみると小笠原・マリアナ方面の地震について、 $\Delta \leq 25^\circ$ の範囲では西南日本の観測点 (SHK, DIS) で標準値よりも遅れ東日本 (TSK, ODR) では速くなっている傾向がみられる。しかしその偏差量は千島方面の地震に比べるとかなり小さく、震源位置の系統的な誤差による可能性もある。

本報告では、日本付近に発生した浅い地震 (深さ 60 km 以浅) のみを用いて、伊豆・小笠原弧の火山列と海溝の中間に位置する非火山性の島である小笠原の父島 (TTZ) における走時異常を調べた。用いた地震は 1927~1942 年のものでその震央は Fig. 2 に示す。もし伊豆・小笠原弧外側のマントル最上部が、内側すなわちフィリピン海北部のマントル最上部に比べ異常に速度が速ければ、Fig. 2 の A, B のような path について走時を比較すれば大きな差がでることが期待できる。A のような path につ

Fig. 1. P wave travel time residuals at TTZ, plotted against epicentral distance for earthquakes in and around Japan, 1927~1942.

いては宮本 (1931) の報告があり、関東地方の数個の地震の父島における発震時が標準よりも数秒早いことが報告されている。

そこで日本付近の地震を火山のフロントを境として東西2つのグループに分け、和達・鶯坂・益田のP波走時表を基準として走時偏差を求めて比較してみた。

用いた地震の父島からの震央距離の範囲は Fig. 1 に破線で示したように 900 km~1400 km で M の範囲は 5.5~8.3 である。この時期の地震は震源時が決定されていないので、まずそれを震央付近における観測点群でのP波発震時とP-S時間を用いて10分の1秒まで求めた。この震源時を用いての結果を Fig. 1 に示す。この時期の観測精度からみて用いた震源時にはかなり大きな誤差があるものと思われるが、走時異常の違いは Fig. 1 に明らかなようにさらに大きなものである。Fig. 1 の白丸 (○, ◎) は火山のフロントよりも東側、黒丸 (●, ◎) は西側の地震に対応する。東側のものは -10 秒付近に集中し、西側のものは数が少いがほぼ 0 付近を

中心とし ± 10 秒ぐらいの範囲にばらついている。地震の M や年代によるこの傾向の違いはみられない。内陸に発生した地震は周囲に観測点があり、その他のものに比較して震源や震源時の決定精度はかなり良いものと思われるからこのような地震を二重丸 (◎, ◎) で示した。これに注目してみると東側グループは -10 秒付近の集団の中に納まるのに対して西側グループはほとんどがプラスとなり、明らかに東側グループが西側と比べて早いことがわかる。

この内陸の地震について東西それぞれ偏差の平均値を求めてみると、東側グループは -9.3 秒、西側グループは +3.4 秒でその差は 12.7 秒とかなり大きい。震央距離 1000 km 前後におけるP波走時は 130~150 秒ぐらいであるから平均のP波速度としては約 8 % 東西で大きく異つている。内陸の地震だけでは数が少なくなるので全部を含めての平均値を東西比較してみると、東側グループ -8.3 秒、西側グループが +0.1 秒で 8.4 秒東側グループが速い。

P波平均速度としては約 6 % 東側グループが速い。このことより Fig. 2 のAのような火山のフロント外側をそれと平行に通る path では、Bのような島弧内側を通る path に比べ平均のP波速度がすくなくとも約 6 % 以上大きいと言える。

以上、伊豆・小笠原弧の外側にも、千島・東北日本弧の続きとして同様な高速度構造がマントル最上部に存在し、それに比べてフィリピン海北部のマントル最上部ではP波速度がかなり遅いことがわかった。使用した資料が戦前のもので精度はよくないが父島における地震観測が再開されればさらに精度のよい結果を得ることができるであろう。

終りに、御指導いただいた宇津徳治助教授に深く感謝します。

文 献

- 久本壮一, 1965, 東日本にあらわれるS波の著しい異常走時について, 地震 2, 18, 142~153, 195~203.
 ICHIKAWA, M., 1968, *P* Arrival Time Anomaly in Northern Japan, *Geophys. Mag.*, 34, 345~356.
 KEEBASY, R. M., 1969, On the Anomaly of Travel Time of *P* Waves Observed at Japanese

Fig. 2. The epicenters of earthquakes used in this study.

Stations, Part I., Bull. Earthq. Res. Inst., 47, 476~486.

宮本正明, 1931, 父島における発震時の異常について, 気象集誌 2, 9, 1~6.

地 震 第 2 輯
第 24 卷 (1971) 162-164 頁

弾性反撥説とマントル対流

東京大学理学部地球物理学教室

竹 内 均

千 葉 文 子

(昭和46年6月8日受理)

The Elastic Rebound Theory and
The Mantle Convection

Hitoshi TAKEUCHI

and

Fumiko CHIBA

Geophysical Institute, Faculty of
Science, University of Tokyo

(Received June 8, 1971)

日本の太平洋岸にある半島の地震前後の地殻変動が, マントル対流の考えを用いて明快に説明されることについては, 先に述べた (竹内および金森 1968, 竹内 1969). 日本と並んでもう一つ典型的な地殻変動をしているのがカリフォルニアである. そして, ここでの地震前後の地殻変動の研究が, Reid の弾性反撥説を生むきっかけとなった. ここでは, マントル対流の考えを用いて, Reid の弾性反撥説を説明することを試みたい.

カリフォルニアにあるサンアンドレアス断層はトランスフォーム断層であり, そこでのマントル対流の動きは Fig. 1 の矢印で示したようになってい. 2本の矢印の間の, 南北に走る縦線がサンドレアス断層を示している. しかし, Fig. 1 は模式図である. 粘性流体の力学から考えれば, 実際の速度分布は Fig. 2 に示したようになってい. ただし, この図では, 横軸に断層からの水平距離を, 縦軸に速度をとっている. ここで特に強調したいのは, 図の BOC で示した, 断層をはさむ速度が急変する部分の存在である. Fig. 2 のような速度分

Fig. 1. Schematic convective flow pattern across a transform fault.

Fig. 2. More realistic flow pattern and crustal deformations before a large earthquake.

布を示す マントルの上に地殻が乗っかっている. Fig. 2 では, 紙面のこちら側に地殻があることになる. この地殻は弾性体であると考え. 地殻の底部は, マントル対流に引つ張られて, これまた Fig. 2 に示したような動きをする. この場合, 弾性体である地殻に歪がなかった状態を基準として考えれば, Fig. 2 の縦軸は, 地殻の底部における, ある瞬間の変位を示すものとも考えられる. 地殻の上部でも, 定性的には, これと似たような地殻変動が観測されるであろう. このような地震前の地殻変動は, どの点を不動点と考えるかによつて, その見かけは随分違つてくる. しかし, いずれにしても, 断層部分で変位の不連続が見られないことが, この地震前の地殻変動の特徴である.

Fig. 2 のような変位分布を示す地殻底部では, 特に BOC の部分に歪がたまつてくる. そして, この歪に伴う弾性的な力が地殻物質の強度およびマントル対流による粘性のな力に打ち勝つた時, BO 部分は反撥して AB と同一線上に並び, また, OC 部分は反撥して CD と同一線上に並ぶであろう. AB あ