

2000年鳥取県西部地震の震源の深さの検討

Depth estimation of the 2000 western Tottori earthquake

堀川 晴央[1]

Haruo Horikawa[1]

[1] 地調

[1] GSJ

自然地震の走時データを使って、2000年鳥取県西部地震の震源域の1次元速度構造と震源の分布を同時に求めた。大域的な探索で速度構造を推定し、震源決定の際の走時残差が最小の速度構造を最終的な速度構造として採用する。震源決定は局所的な探索をおこなう。速度構造は基本的にはマントルを含めた4層構造で、P波速度と層境界の深さを大域的検索のモデルパラメータとする。得られた速度構造を、震源域のもっとも近くで行われた構造探査の結果と比較すると、第2、3層の速度が若干早く、第2層と第3層の境界が深い。得られた震源分布では、深さが10 kmを越える地震がほとんどなく、本震の震源の深さは5 kmと求まった。

前回の地震学会では、震源（破壊開始点）の深さを変えて強震記録のインバージョンをおこない、2000年鳥取県西部地震の震源過程を推定した。いずれの場合も浅いところで大きなすべりが見いだされたが、震源が浅いか深いかによって、時刻歴としての破壊過程の意味合いは大きく異なる。この意味で、破壊開始点の深さを正確におさえることは重要である。

震源の深さに影響を与える要因には、観測点の分布（例えば、Gomberg, 1990）や仮定した速度構造が考えられる。鳥取県西部地震の震源域の速度構造は、予稿集を書いている時点では、よくわかっていない。そこで、この研究では、自然地震の走時データを使って、鳥取県西部地震の震源域の1次元速度構造と震源の分布を同時に求め、得られた震源の深さを検討する。

本研究で使用する手法では、自然地震の走時データにより速度構造を推定する。大域的な探索で速度構造を推定し、震源決定の際の走時残差が最小の速度構造を最終的な速度構造モデルとして採用する。同様のアプローチは根本ほか（1994, 1995）でとられている。

この研究での大域的な探索には、遺伝的アルゴリズム（GA：例えば、Goldberg, 1989）のうち、単純遺伝的アルゴリズム（SGA）を使う。一方、震源決定ではhypomh（Matsu'ura and Hirata, 1987）を使った局所的な探索をおこなう。これは、速度構造さえ決まれば、深さの精度が観測点配置に大きく依存する（Gomberg, 1990）ことを除けば、その非線形はそれほど強くないので、震源決定まで大域的な探索をおこなうのは効率的ではないと考えたことによる。

走時データは防災科学技術研究所により設置・運営されている高感度地震計ネット（Hi-net）の波形データを手動検測で読みとって作成した。

速度構造モデルはマントルを含めた4層構造を仮定した。SGAにおける探索でのモデルパラメータには、各層のP波速度と速度境界の深さを使う。S波速度は地球がポアソン固体であるとしてP波速度から計算した。第1層（最上部層）でとりうるP波速度の範囲を4-6 km/s（速度の刻みは0.133 km/s）とし、以下第2層では5.5-6.5 km/s（同0.143 km/s）、第3層では6.2-6.8 km/s（同0.2 km/s）、第4層では7.6-8.2 km/s（同0.2 km/s）の範囲とする。層境界の深さは上から2.5-6 km（深さの刻みは0.5 km）、10-20 km（同1.43 km）、28-34 km（同2 km）である。深いほど、値の範囲が狭められ刻みが粗くなっているのは、モホからの屈折波の読みとり値の数が多くなく、あらかじめ探索領域を絞ったことによる。探索するモデル空間内に存在するモデルの個数はおよそ 5×10^5 である。

発生させる乱数を変えて何回かの試行をおこなったところ、いずれも30世代前後で収束した。探索領域の大きさはモデル空間の1/200程度である。また、最終的に得られる速度モデルはどの試行でも同じであった。鳥取県西部地震の震源域のもっとも近くでおこなわれた構造探査である倉吉・花房測線の倉吉側の結果（Yoshii et al., 1974）と比較すると、第2層と第3層の速度がそれぞれ約6.2 km/s、約6.6 km/sと若干早めで、第2層と第3層の境界の深さが15 kmと深くなっていることが特徴である。

探索の過程で実際に震源決定をおこなった速度モデルのうち、走時残差が小さいものを検討することで、得られたモデルパラメータがどの程度拘束されているかを定性的に考察した。その結果、上3層の速度と上2つの層境界の深さは非常によくおさえられているが、モホ面の深さとマントルの速度の見積りの精度はやや劣ることがわかった。これは、上記のデータの少なさが一因であると考えられ、屈折波の読みとり値を増やせば、制約できる可能性がある。

得られた震源分布の特徴は、深さが10 kmを越えるものがほとんどないことで、本震の震源の深さは5 kmと求まった。観測点分布の影響をみるために、この研究で得られた速度構造を使って震源決定をおこなった。震央距離

が近い観測点を除き、最短の震央距離が 30 km 程度の観測点配置で本震の震源の位置を求めてみたところ、深さが 8 km と深くなることがわかった。

謝辞：走時データを作成するにあたって、防災科学技術研究所により設置・管理されている Hi-net の波形データを使用した。気象研究所の石川有三氏には震源決定に関して有益な議論をしていただいた。以上、記して感謝いたします。