

8 - 13 紀伊半島南東沖の地震の記録波形に見られる後続波

Hypocenter Distribution off Kii-Peninsula Inferred from sP Depth Phase

防災科学技術研究所

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

2004年9月に紀伊半島南東沖で M_{JMA} 7.4 の地震が発生した。この地震がどのような断層面で発生したのかを知るためには、前震や余震の震源を精度良く決めることが重要である。しかしながら、P波初動やS波の到達時刻を用いた一般的な震源決定で震源位置、とりわけ深さを精度良く推定するためには、その震源の深さと同程度の震央距離に位置する観測点の読取値が必要であることが知られている。それゆえ、今回の地震活動域のように震源が最も近い観測点からでも約50～150 kmも離れている場合には、深さ30 km以浅で発生するような地震の震源の深さを精度良く推定することは困難である。このような場合であっても、sP波に代表されるようなデプス・フェーズの到達時刻を震源決定に使えば、震源の深さ精度を精度良く決定することができる [たとえば, Umino et al. (1995)]。今回、紀伊半島南東沖で発生した地震の多くの記録にsP波とみられる顕著な後続波を確認することができた。ここでは、この後続波の特徴について述べた上で、それがsP波であると仮定して震源決定を試みた。

今回、紀伊半島南東沖で発生した地震の多くには、直達P波とS波との間に大振幅の後続波が見出されている。この後続波は上下動成分に卓越する相であることから、震源からS波として射出された地震波が途中経路上でP波へと変換されたもの(変換波)と考えられる。第1図に防災科研Hi-netによる典型的な余震記録の例を示す。ここでは、各観測点の上下動成分の速度記録をそれぞれの最大振幅で規格化し、震央距離順に並べて表示する。波形表示に際して時間軸は8km/sでリデュースした。図からは、P波初動とほぼ同程度の見かけ速度を持つ後続波がP波初動よりも約8秒遅れて観測点に到達していることが解かる。このようにP波初動とほぼ同程度、またはそれよりもやや遅い見かけ速度を持つ変換波は、CMT解などから期待される震源の深さを考慮すると、震源から上方へ射出されたS波が地表(海底)でP波へと反射変換した後に観測点に到達する相(sP波)としてほぼ説明可能である。それゆえ、以下では、今回検出された後続波はsP波であると仮定してP波初動との走時差(以下、sP-P時間)による震源の深さの推定を行った。

sP波の走時は海域の地震波速度構造(速度の絶対値や速度勾配)、とりわけ震源上方に位置する堆積層の構造に強く依存する。そのようなsP波走時をより正確にモデリングするために、ここではNakanishi et al. (2002)を参考にした速度構造モデル(第2図)の下で2次元波線追跡法による走時計算[Zelt and Smith (1992)]を行った。具体的には、2次元構造中のさまざま位置に震源を仮定し、震央距離200 kmに位置する観測点で期待されるsP-P時間(以下、理論走時差)を計算した。その計算結果を第3図に示す。横軸は2次元速度構造モデル中での震央位置(原点は南海トラフの位置)を、縦軸は理論走時差を、またコンターは震源の深さをそれぞれ表す。すなわち、このコンターは震源の深さ毎に示した理論走時差曲線である。この図から理論走時差(sP-P時間)に対応した震源の深さは、その震央位置にも大きく依存することが解かる。このような震央位置依存性は、sP変換前のS波として通過する堆積層の構造が、南海トラフを挟んで大きく異なっていることに起因するものと考えられる。

次に、ここで示したsP-P時間の理論走時差曲線を用いた震源決定を行った。具体的には、2004年9月5日から8日の間に紀伊半島南東沖で発生したM3以上の地震のうち、顕著な後続波が見られかつ均質観測点法による震源が得られている71個の地震について、後続波がsP波であると仮定して震源の深さを推定した。それぞれの地震について震央距離が約200 km程度に位置する1観測点で後続波とP

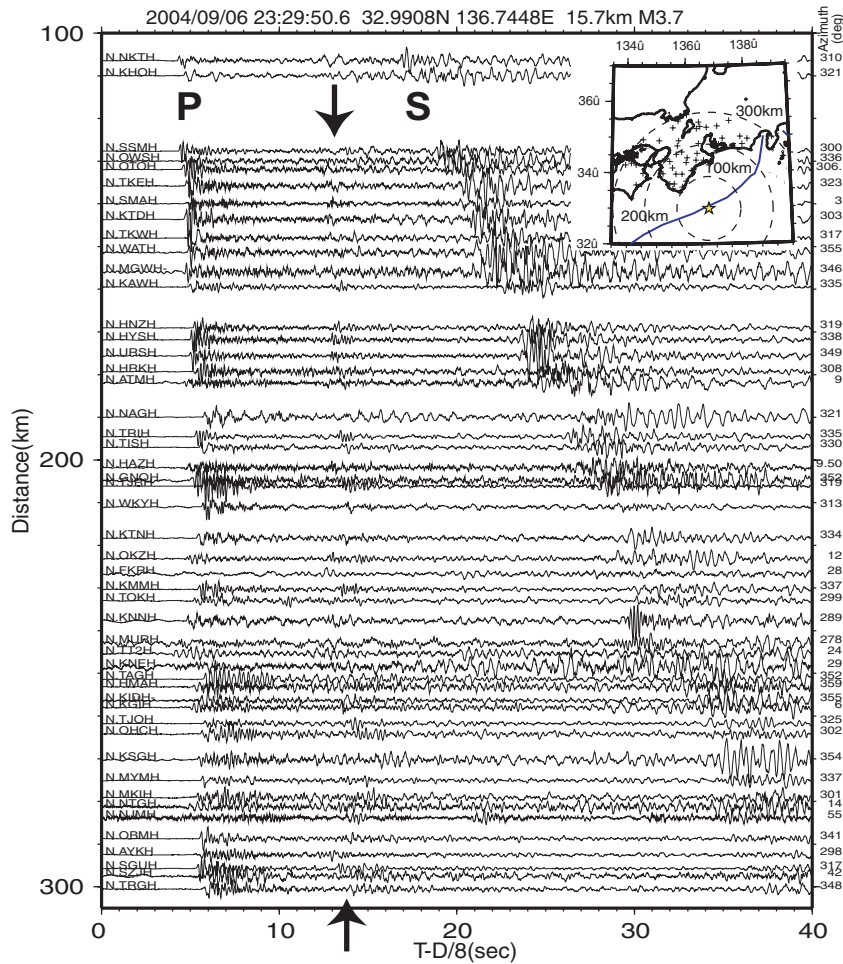
波初動との走時差（以下、観測走時差）を読み取り、その観測走時差が理論走時差を説明するような深さを震源の深さの推定値とした。震央位置に対する観測走時差の分布を第3図に十字印で示す。観測走時差は、陸側に近い領域（横軸で約 -50 から -20km）の一部を除くと概ね7から9秒の間に分布し、それに対応した震源の深さ範囲は約10から30 kmであることが理論走時差曲線から解かる。この深さ範囲は、CMT解析によって調べられたそれと調和的である。このことは後続波がsP波であるという仮定が妥当なものであることを支持する。

最後に、均質観測点法による震央位置と今回の解析によって推定された震源の深さとを第4図に併せて示す。これらの図によると、南海トラフよりも陸側（北西側）の地震（以下、北西側の地震）の多くは、海洋性地殻に相当する深さ約10から15 kmで発生しているのに対して、南海トラフ近傍からそれよりも南東側の地震（以下、南東側の地震）の多くは、海洋性マントルに相当する深さ15から30 kmで発生している。CMT解析の結果から、北西側の地震の多くは、逆断層型の本震とは明らかに異なる発震機構の地震が多いことが指摘されている。この結果と今回得られた震源分布は共に、北西側の地震が本震とは異なる断層面上で発生した地震であることを強く示唆する。一方、南東側の地震の深さ分布は大局的には南東傾斜をなし、この震源分布が本震の震源断層に対応している可能性がある。しかしながら、(1) 本解析による震源の深さは仮定した震央位置や速度構造モデルに依存すること、(2) 南海トラフの南東側においても震源の深さ分布はある程度のばらつきを持ち、必ずしも明瞭な面状の震源分布ではないことを考慮すると、余震の震源分布と本震の震源断層と関係については、さらに慎重に検討する必要があると考えられる。

（浅野陽一）

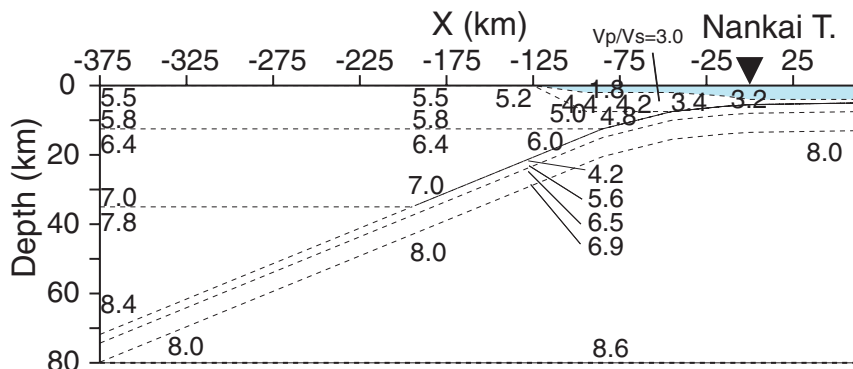
参 考 文 献

- 1) 防災科学技術研究所, 2004年9月5日紀伊半島南東沖の地震のCMT解の空間分布, 地震予知連絡会会報, 73 (506 - 508).
- 2) Nakanishi, A., N. Takahashi, J.O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki, M. Nakamura, Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, J. Geophys. Res., 107, EPM2-1-2-21, 2002.
- 3) Umino, N., A. Hasegawa and T. Matsuzawa, sP depth phase at small epicentral distances and estimated subducting plate boundary, Geophys. J. Int., 120, 356-366, 1995.
- 4) Zelt, C. A. and R. B. Smith, Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, Geophysical Journal International, 108, 16-34, 1992.



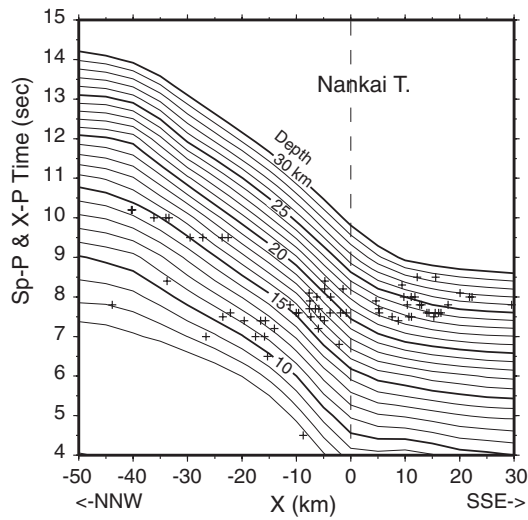
第1図 防災科研 Hi-net による記録波形例 (2004年9月6日23時29分に紀伊半島南東沖で発生した M 3.7 の地震)。それぞれの観測点の記録波形の縦軸上での位置は震央距離を、横軸はリデュース走時を表す。リデュース速度は 8 km/s を採用した。顕著な P 波後続波の到達時を矢印で示す。記録波形の振幅は、観測点毎にこの後続波の最大振幅で規格化した。

Fig.1 Seismographs of an earthquake off Kii-Peninsula with M 3.7, observed at the Hi-net stations. A distinct arrival of later phase is shown by arrows.



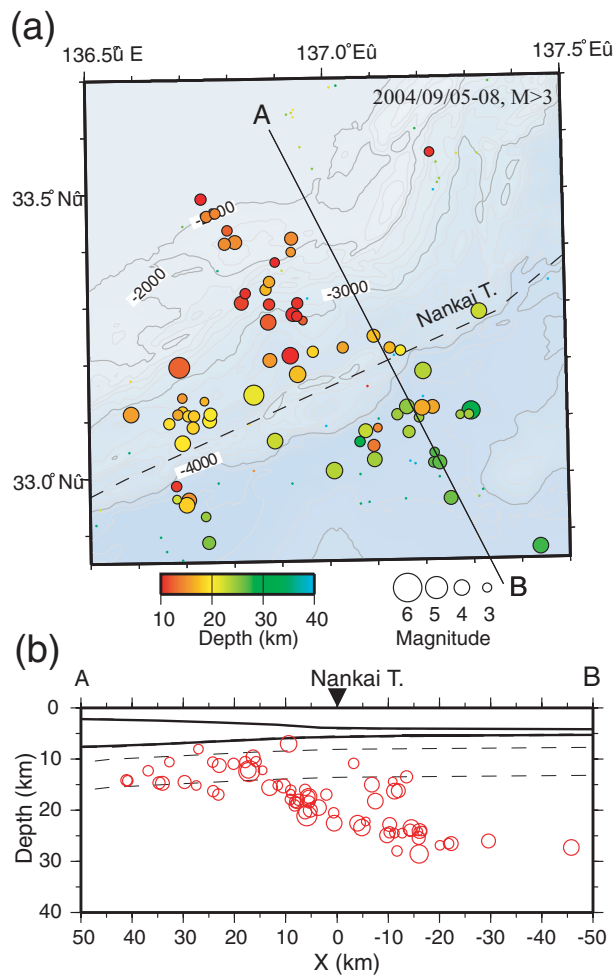
第2図 sP-P 時間のモデリングに使用した2次元速度構造モデル。速度不連続を与える層境界を破線で示す。図中の数字は、各層の上端および下端について仮定した P 波速度を表す。Vp/Vs 比は、海域の堆積層では 3.00 を、それ以外の層については 1.73 を仮定した。

Fig.2 Seismic velocity structure used in travel-time modeling for sP- and P-waves. Boundaries of the layered structure are shown by dashed lines. Numerals denote P-wave velocity assumed in the top and bottom of each layer. Vp/Vs is assumed to be 1.73 except in the first layer (sediment).



第3図 震源位置とそれから期待される sP-P 時間との関係 (震央距離 200 km の場合). 横軸は震央位置を, 縦軸は sP-P 時間を, また, コンターは震源の深さをそれぞれ表す. 観測された後続波と P 波初動との到達時刻差を + 印で図中に併せて示す.

Fig.3 Synthetic sP-P time in an epicentral distance of 200 km. sP-P times were calculated for various hypocenter locations in two-dimensional model shown in Fig. 2. Contour denotes depth of hypocenter assumed in the modeling. Observed arrival-time differences between the later arrivals and the first arrivals for 71 events are shown by crosses.



第4図

Fig.

第4図 sP-P 時間によって推定された震源分布. (a) 平面図. (b) A B 鉛直断面図. 震央は均質観測点法による. 震源の深さは, 後続波が sP 波であると仮定して, sP-P 時間から推定した.

Fig.4 Hypocenter distribution in (a) a map view and (b) NNW-SSE vertical cross-section along Line AB shown in Fig 4(a). Epicenter locations are determined by the homogeneous station method. Depth locations are estimated from sP-P times in the present study.