

宮城県沖海陸遷移域の地震波速度構造

Seismic velocity structure of the island-arc/ocean transition zone beneath Miyagi Prefecture

伊藤 亜妃[1], 日野 亮太[2], 海野 徳仁[3], 岡田 知己[2], 中村 綾子[2], 伊藤 喜宏[3], 西野 実[4], 中島 淳一[1], 宗田 靖恵[2], 長谷川 昭[2], 長谷見 晶子[5], 下山 みを[6], 三浦 英俊[6], 出町 知嗣[7], 高橋 成実[8], 仲西 理子[9], 三浦 誠一[10], 小平 秀一[11]

Aki Ito[1], Ryota Hino[2], Norihito Umino[2], Tomomi Okada[2], Ayako Nakamura[3], Yoshihiro Ito[2], Minoru Nishino[2], Junichi Nakajima[2], Yasue Soda[2], Akira Hasegawa[3], Akiko Hasemi[4], mio Shimoyama[5], Hidetoshi Miura[6], Tomotsugu Demachi[7], Narumi Takahashi[8], Ayako Nakanishi[9], Seichi Miura[9], Shuichi Kodaira[9]

[1] 東北大・理・予知観, [2] 東北大・理・予知セ, [3] 東北大・予知セ, [4] 東北大・地震予知, [5] 山形大・理・地球環境, [6] 山形大学, [7] 山形大・理工・地球環境, [8] 海洋センター・深海研究部, [9] 海技セ・フロンティア, [10] 海技センター・フロンティア, [11] 海洋センター 海底下深部構造フロンティア

[1] RCPEVE, [2] RCPEV, Tohoku Univ., [3] RCPEV, Graduate School of Sci., Tohoku Univ., [4] Earth and Environ. Sci., Yamagata-Univ., [5] Yamagata Univ., [6] Yamagata Univ, [7] Earth and Environmental Sci., Yamagata Univ., [8] DSR, JAMSTEC, [9] FRPSD, JAMSTEC

東北日本の海陸遷移域では、地殻の厚さや最上部マントルの速度が急激に変化していると考えられているが(たとえば, Yoshii and Asano, 1972; Zhao et al., 1990), その詳細は明らかではなかった。この領域の詳細な地殻構造を明らかにするためには、海陸にまたがった人工地震探査を行うことが必要である。

1999年8月に海洋科学技術センター(JAMSTEC)は宮城県沖でエアガンと海底地震計を用いた人工地震探査を行った。海溝に直交する探査測線(MY102)では、総容量10000cu. in.という大容量のエアガンアレイを50m間隔で発震した。この測線は、宮城県牡鹿半島の約16km沖から日本海溝を越えて海溝海側斜面に達し、全長は274kmである。こうした海上の密な人工地震を陸上で捉えることにより、海陸遷移域の深部構造を解明できることが期待される。

そこで我々はエアガンからの信号を陸上でも観測するため、エアガン測線の陸側延長上にあたる海岸線から約80kmの範囲に、約5km間隔で17点の陸上臨時観測点を設置した。12観測点では固有周波数2Hz, 4観測点では1Hz, 1観測点では4.5Hzの3成分速度型地震計を用いた。地震計の出力は、サンプリング周波数100Hz, A/D分解能16bitのDATレコーダーを用いて連続記録した。エアガンからの信号は、これら臨時観測点の他、東北大学微小地震観測網のほとんどの観測点でも記録することができた。

これらの記録上には、いくつかの明瞭な後続波を認めることができる。これらの後続波は海陸遷移域の地下深部で反射したものと考えられる。そこで、これらの後続波がどこで反射したもののかを同定するため、簡単な地殻構造モデルを仮定して走時計算を行ってみた。モデルを構築する際、陸域のモホ面については、中島(2000)が自然地震の波形記録に現れる変換波の走時を用いて決めたもの、沖合部分については、西野(1999)が福島沖で行った人工地震探査から求めたものを参考とした。

こうした解析を行った結果、記録上に現れる後続波のうち2つは、深さおよそ20ないし40kmにある反射面からの反射波であることがわかった。これらの反射面については、以下の2通りの解釈が可能であるが、現時点では、どちらがよりもっともらしいかをデータから判断することはできない。

一つは、早く到着している後続波をモホ面からの反射波、遅く到着している後続波を、上部マントル内に存在する反射面からの反射波とする解釈である。モホ面の深さが、海岸線から約30から60km沖合の範囲で、深さ20数kmであると仮定すると、早く到着している後続波の走時は説明される。遅く到着している後続波は、上部マントル内の反射面が、海岸線から約20km沖合の地点で深さ約40kmにあると仮定すると、走時の説明が可能である。武田・他(1999)は、東北日本屈折法探査データの反射法的処理により、北上山地下の深さ40kmの上部マントル内に存在する反射面を見出している。これに対応するマントル内反射体が、海岸線を越えてさらに沖合側にまでひろがっているのかもしれない。

もう一方の解釈は、早く到着している後続波を下部地殻内に存在する反射面からの反射波、遅く到着している後続波をモホ面からの反射波とするものである。Iwasaki et al. (1994)は、北上地域での人工地震探査により、地殻内部の深さ12kmから30kmに存在する多数の反射面を発見している。遅く到着する方の後続波をモホ面からの反射波として説明しようとする、モホ面の深さは海岸線から約20km沖合の地点で30数kmであり、80km沖合の地点で20数kmまで急激に浅くなっている必要がある。つまりモホ面の深さが、これまで考えられてきたように海岸直下で急激に浅くなるのではなく、それよりやや海側まで陸域での深さをしばらく保っていることを意味する。

さらに、これら2つの反射波より、さらに2秒程度遅く到着する後続波も観測されている。この後続波の走時は、震源の深さ分布から推測されるプレート境界面からの反射波として説明することが可能であり、今回の人工地震探査のデータによって、深さ50km程度までのプレート境界面の深さ及び形状を明らかにすることができる。

ものと期待できる .