

## 東北日本弧前弧域(三陸沖)の地殻構造

高橋 成実\*<sup>1</sup> 小平 秀一\*<sup>1</sup> 阿部信太郎\*<sup>2</sup> 西野 実\*<sup>3</sup>  
日野 亮太\*<sup>3</sup>

1997年9月から10月にかけて、東北日本弧前弧域にあたる三陸沖においてデジタル海底地震計(OBS)とエアガンを用いた構造探査を行った。この探査は東北日本弧を横断するプロジェクトの一部として行われた。本論では、島弧に平行な方向で行われたOBS-エアガンの2測線の暫定的な結果について報告する。

用いたOBSは2測線上にそれぞれ7台ずつ、計14台である。エアガンの総容量は4,000 cu.in.でショット間隔は50mである。島弧と平行な方向に設定した測線は東経142.5度付近と東経143.0度付近である。

東経142.5度下では島弧のモホ面を確認することができた。その深度は海面下約20kmであり、北に向かってやや浅くなる傾向がある。上部地殻と下部地殻のP波速度構造はそれぞれ5.0-5.8km/sと6.8-7.0km/sである。一方、東経143度下では、島弧のモホ面は存在していない。島弧の下部地殻の下には沈み込む太平洋プレートが存在し、その深度は約18kmである。東経143度下の上部地殻のP波速度は5.8-6.2km/sで、東経142.5度下よりも速い速度を示した。また、沈み込む太平洋プレート内の海洋性地殻第2層と海洋性地殻第3層の境界、及び海洋性地殻のモホ面からの反射波も明瞭に記録された。浅部の地殻構造については、約4.5km/sのP波速度を持つ白亜期の堆積層が広く分布していることも確認できた。

キーワード：OBS, P波速度構造, 東北日本弧前弧域

## P-wave structure beneath the forearc of the Northeast Japan arc (off Sanriku) deduced by airgun-OBS data

Narumi TAKAHASHI\*<sup>4</sup> Shuichi KODAIRA\*<sup>4</sup> Shintaro ABE\*<sup>5</sup>  
Minoru NISHINO\*<sup>6</sup> Ryota HINO\*<sup>6</sup>

We carried out the seismic experiment using airgun and digital OBSs around the off Sanriku, the forearc of the Northeast Japan arc. This experiment is a part of the large project of the across the Northeast Japan arc from the outer trench slope of Japan Trench to the back-arc basin, Japan Sea in 1997. In this paper, we introduce the results of the airgun-OBS experiments along the lines in parallel with the strike of the trench axis.

Total fourteen OBSs is set on the two seismic lines. The capacity of the airgun array is 4,000 cu. in., and the shot interval is 50 m. Two seismic lines locate along 142.5 and 143 degree east, respectively.

\* 1 海洋科学技術センター深海研究所

\* 2 電力中央研究所我係子研究所

\* 3 東北大学理学部

\* 4 Deep Sea Research Department, Japan Marine Science and Technology Center

\* 5 Abiko Research Laboratory, Central Research Institute of Electric Power Industry

\* 6 Faculty of Science, Tohoku University

The Moho of the Northeast Japan is found under 142.5 degree east. The depth is about 20 km and become slightly shallow toward north. The P-wave velocity of the upper and lower crusts are 5.0-5.8km/s and 6.8-7.0km/s, respectively. On the other hand, the Moho of the Northeast Japan does not exist under 143 degree. The oceanic plate, the Pacific plate underlies the lower crust of the Northeast Japan under 143 degree, and the depth is about 18 km. The P-wave velocity of the island arc upper crust is faster than that under 142.5 degree. The reflected waves from the boundary between the oceanic layer-2 and the layer-3, and the Moho of the oceanic plate were also recorded. The cretaceous sediment layer exists on the upper crust and distributes broad area around the off Sanriku.

**Key words :** OBS, P-wave velocity, the forearc of the Northeast Japan arc

1. はじめに

日本海溝は東北日本弧と太平洋プレートとの境界に位置する。東から太平洋プレートが東北日本弧の下に沈み込んでいる(図1)。その沈み込みに伴い、過去いくつかの巨大地震がプレート境界周辺で繰り返し発生してきた。最近では、1994年12月28日に三陸はるか沖地震が発生し、プレート境界でおこった低角逆断層であることがわかっている(例えば、松澤ほか, 1995; 岡田ほか, 1995)。

この地震の余震観測も陸上や海底において行われている。松澤ほか(1995)は、余震はいくつかのクラスター状に起こっており、そのクラスター群は北西-南東方向に並ぶ傾向があることを示した。また、海底地震計(OBS)を用いた余震観測も行われ(海底地震余震観測班, 1995; 佐藤ほか, 1995; 日野ほか, 1995)、余震分布からその多くは陸側に傾斜した面上に分布し、その傾斜角度は西に向かうにつれて急になることを示した。日野

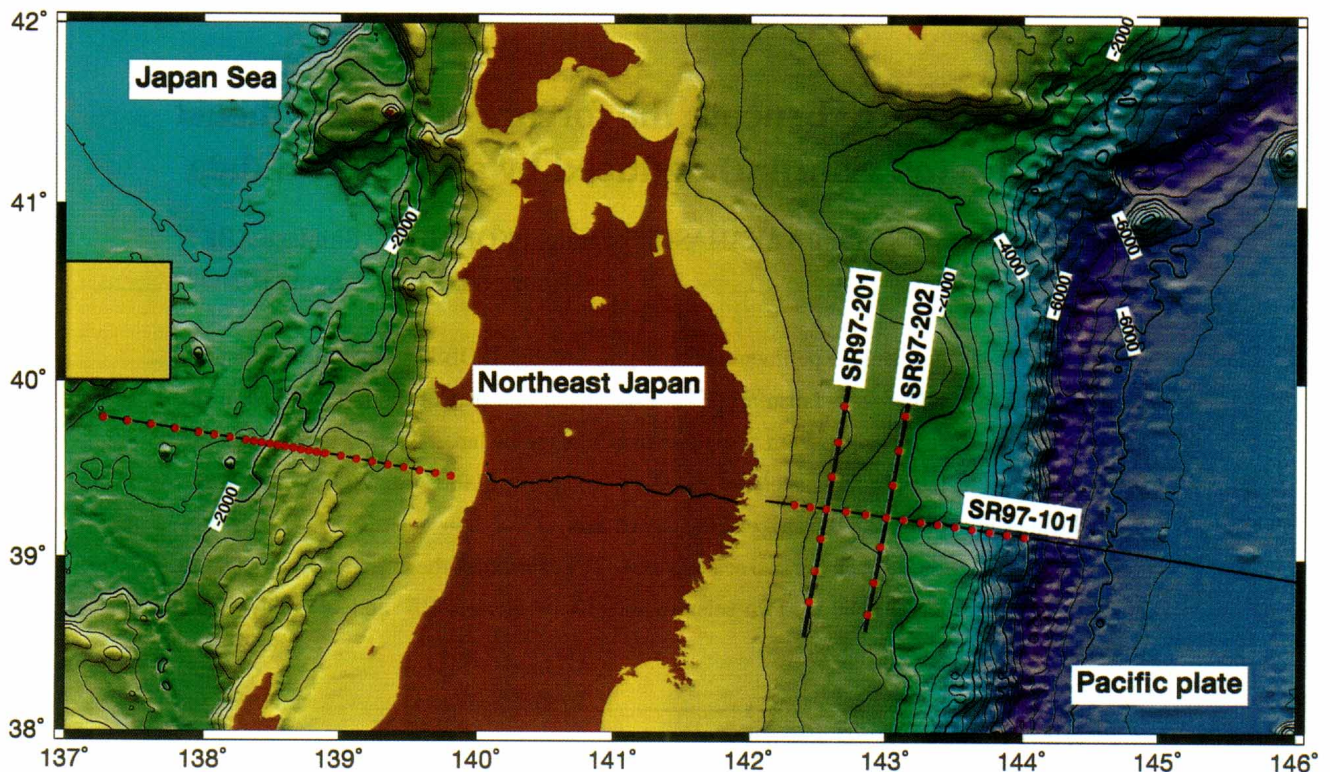


図1 東北日本弧周辺の地形図。黒線は地震探査測線である。赤い丸印は海底地震計の位置を示す。本論では、前弧域の南北方向の測線の結果について報告した。

Fig. 1 Topography around the Northeastern Japan arc. Some blackline is the seismic lines of the experiment performed October, 1997. In this paper, we reported the results along the two seismic lines trending east-west around the forearc region.

ほか(1995)もまた、余震のクラスター群が北西-南東方向に並ぶことを、1992年の三陸沖地震の余震と合わせて報告している。

一方、三陸沖では、多数のマルチチャンネル反射法探査が行われ、その解釈もなされてきている(例えば、Suyehiro and Nishizawa, 1994)。それによると前弧域の音響基盤の下部には不整合面が広く分布していること、沈み込む海洋性地殻のhorst and graben構造が海溝寄りの前弧域下でも確認できることなどが示されている。また、受信にはソノブイやOBS、音源にはエアガンやダイナマイトの爆破を使った屈折法制御地震探査もまたいくつか行われてきている(ex. Ludwig et al.,1966; Murauchi and Ludwig, 1980; Nagumo et al.,1980; Suyehiro et al.,1985; Suyehiro et al., 1990)。それらの結果、不整合面の下は約4km/sのP波速度も持った層であることがわかった。このP波速度4km/s層は白亜期の堆積物から構成されていることがわかっている(von Hueue et al., 1982)。また、陸側斜面の下には6km/s層があることも示された。しかしながら、島弧のモホ面をマッピングできた例は少なく、また、沈み込んでいる太平洋プレート上面の様子も制御地震探査からおさえられている範囲は海溝から陸側数10kmに限られている。一方、北上山地ではダイナマイトの爆破を用いた制御地震探査が行われ、この地域の南部と北部では構造に大きな違いがあり、この違いは深さ14-16kmまで続くことが示された(Iwasaki et al.,1994)。北上山地南部では北部に比べてP波速度やVp/Vs比、Q値(Qp, Qs)がいずれも高くなっている。

これまでにわかった震源分布と制御震源から求められた速度構造を比較するにはまだかなりの障壁があるが、沈み込む太平洋プレートも含めた速度構造の不均質性を精度よく見積もることは非常に重要なことである。本研究の目的は、陸域に近い範囲で島弧の地殻構造と沈み込む太平洋プレートの南北方向の変化を把握することである。本論では、その実験内容の詳細をまとめ、OBSによって得られた記録を紹介し、そのデータによる暫定的な結果を報告する。

## 2. 観 測

本論はエアガンを発振源とし、OBSで受振した記録を処理、解析し、その結果をまとめたものである。OBSの投入作業とエアガンの発振は海洋科学技術センターの調査船「かいらい」で行い、OBSの回収は「かいらい」と東京大学海洋研究所の「淡青丸」により行われた。参加研究期間は、海洋科学技術センターと東北大学理学部、電力中央研究所である。

測線は海溝軸に垂直な方向に1本(SR97-101)、平行な方向に2本(SR97-201, SR97-202)設定した(図1)。SR97-101測線は太平洋プレート上から海溝軸を横切り東経142度まで達している。SR97-201測線とSR97-202測線はそれぞれ東経142.5度と東経143度付近を北緯38.5度から北緯40度付近まで設定した。1000cu.in.のエアガン4本から構成されるエアガンアレイを用いて、50m間隔でシューティングを行った。SR97-101測線のみ120チャンネルのハイドロフォンストリーマーを曳航した。測線の詳細を表1に示す。

OBSは南北方向の測線上には7台、東西方向には12台設置された(図2)。海洋科学技術センターが15台、東北大学理学部7台、電力中央研究所4台、合計26台のOBSを設置した。投入位置や回収位置などの情報を表2に示す。OBSには、固有周波数4.5 Hzの3成分のセンサーとハイドロフォンセンサーが取り付けられており、それらからの信号を16ビットでA/D変換し、DATテープに記録している(篠原ほか, 1993)。東北大学理学部のOBSも仕様はほぼ同じであるが、ハイドロフォンはついていない。どのOBSとも上下動と水平動2成分のアンプゲインは60dBである。サンプリング数は、海洋科学技術センターと電力中央研究所のOBSは100Hzであるが、東北大学理学部は128Hzである。本論文に採用したOBSの位置は、記録された水中直達波の走時を読み取り、エアガンの発震時刻と発震位置から、最小二乗法により海底での位置を推定した。

表1 測線の位置情報  
Table 1 Informations of the seismic lines.

測線名	開始時刻	開始位置(緯度・経度)	終了時刻	終了位置(緯度・経度)
SR97-101	10/7 11:15:02.977	38.879036N 146.000534E	10/11 4:04:00.263	39.333355N 142.117874E
SR97-201	10/3 16:55:50.689	40.015263N 142.732010E	10/4 11:58:44.755	38.550880N 142.400238E
SR97-202	10/4 22:02:36.796	38.583363N 142.848724E	10/5 16:31:09.839	39.919151N 143.166336E

以上の時刻はJST

表2 OBSの設置ならびに回収情報。J.T.Dはそれぞれ海洋科学技術センター、東北大学、電力中央研究所であることを示す

Table 2 Informations of the deployments and retrieval of OBSs.

OBS No.	投入時刻	投入位置 (緯度・経度)	水深 (m)	回収時刻	回収位置 (緯度・経度)	所属
#1	10/1 22:13:04	38.753998 142.445313	1125	10/14 05:39:58	38.754133 142.445823	J
#2	10/1 23:07:13	38.931192 142.485265	1198	10/13 21:12:15	38.931943 142.492493	J
#3	10/2 00:00:05	39.117535 142.526678	1166	10/13 19:19:35	39.118088 142.528360	J
#4	10/2 02:14:10	39.287458 142.566423	1422	unknown	unknown	T
#5	10/2 10:47:03	39.470727 142.607883	1210	10/13 17:03:20	39.468177 142.604862	J
#6	10/2 09:54:35	39.665335 142.652848	921	10/13 15:07:25	39.653530 142.649993	J
#7	10/2 08:59:09	39.869747 142.698555	1015	10/13 13:25:21	39.843400 142.770195	J
#8	10/2 07:19:13	39.814075 143.141138	1687	10/14 18:04:35	39.814763 143.142447	J
#9	10/2 06:21:40	39.619280 143.094097	1861	10/14 16:08:07	39.616902 143.095668	J
#10	10/2 05:23:34	39.423640 143.048078	1905	10/14 14:13:17	39.421400 143.047420	J
#11	10/2 04:18:50	39.241443 143.004178	1850	unknown	unknown	T
#12	10/1 18:50:09	39.069242 142.963010	1677	10/14 11:49:05	39.071263 142.968348	J
#13	10/1 19:49:41	38.865857 142.915773	1465	10/14 09:53:46	38.868208 142.916927	J
#14	10/1 20:45:02	38.680200 142.872898	1558	10/14 08:05:00	38.682393 142.873397	J
#15	10/2 01:07:58	39.311307 142.335492	812	10/26 06:30:05	39.309917 142.336733	J
#16	10/2 01:41:40	39.299210 142.451388	1037	unknown	unknown	T
#17	10/2 02:56:58	39.273097 142.710345	1602	unknown	unknown	T
#18	10/2 03:36:18	39.257310 142.854043	1752	10/26 10:11:00	39.255233 142.857600	D
#19	10/1 17:45:00	39.227918 143.129008	2077	unknown	unknown	T
#20	10/1 17:07:33	39.214167 143.254815	2390	10/26 13:25:10	39.215800 143.263750	J
#21	10/1 16:26:46	39.200422 143.381458	2810		not retrieval	D
#22	10/1 15:45:17	39.186458 143.508780	3097	unknown	unknown	T
#23	10/1 15:07:40	39.172343 143.634035	3645	unknown	unknown	T
#24	10/1 14:28:00	39.157757 143.759938	4466	10/28 14:08:00	39.165917 143.763167	D
#25	10/1 13:48:12	39.143422 143.887262	5340	10/28 10:40:00	39.164667 143.899167	J
#26	10/1 11:16:00	39.128803 144.014845	5781		not retrieval	D

以上の時刻は JST

### 3. OBS 記録

OBSの記録は全体的に良好であった。図3-1から3-12までにOBSで得られた記録の例を示す。非常に明瞭な屈折波や反射波が記録されている。以下、各OBSの記録を説明する。OBS1からOBS7まではSR97-201測線上、OBS8からOBS14まではSR97-202測線上のOBSである。SR97-201測線上のOBSの記録の特徴は後続部分に2つの反射波が見えること、SR97-202測線上のOBSの記録の特徴は後続部分に3つないし4つ程度の反射波が見えることである。但し、OBS4とOBS11は現在のところ解析中である。

#### 3.1 OBS1

このOBSの南側では、震央距離2.8kmから4.3kmまで見かけ速度3.3km/s、4.3kmから7.0kmまで見かけ速度3.5km/s、7.0kmから8.3kmまで見かけ速度4.5km/s、

8.3kmから18.5kmまで見かけ速度5.5km/sの屈折波の相を初動として読みとることができる。これら見かけ速度が変化するところではtriplicationも確認でき、それらの層の境界に速度ギャップが存在することが示唆される。OBSの北側では、震央距離2.9kmから5.0kmまで見かけ速度3.0km/s、5.0kmから9.5kmまでは地形の影響を受けていると思われるが全体として見かけ速度3.5km/s、9.5kmから20kmまで見かけ速度4.4km/s、20kmから37kmまで見かけ速度5.4km/sの屈折波の相を初動として読みとることができる。また、震央距離37kmから70kmまで非常に小さい振幅ながら見かけ速度6.6km/sの相も読みとることができる。OBSの北側には明瞭な反射波が震央距離20kmと45kmあたりの2箇所から確認できる。

Seismic lines and epicenter distributions of earthquakes by Tohoku Univ.

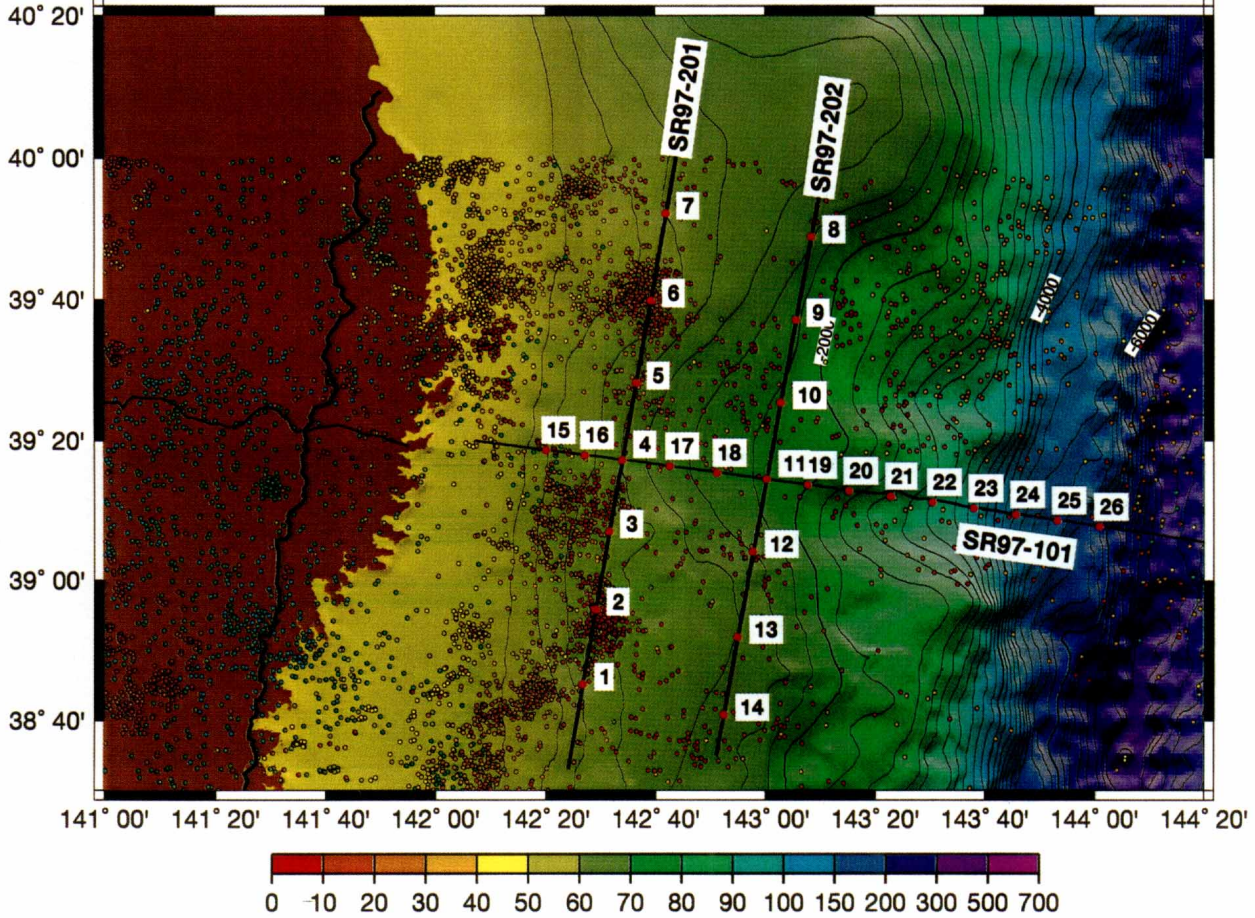


図2 OBS array 周辺の海底地形図。数字はOBSの地点番号。震源は東北大学微小地震観測網で決められた。

Fig. 2 Map of this experiment area. The numerals are position-numbers of the OBSs. The epicenter distributions are estimated by the seismograph network of the Tohoku University.

### 3.2 OBS2

南側では、震央距離5.4kmから6.8kmまで見かけ速度2.8km/s, 6.8kmから7.7kmまで見かけ速度4.6km/s, 7.7kmから12kmまで見かけ速度5.4km/s, 12kmから20kmまで見かけ速度6.4km/s, 20kmから28kmまでは見かけ速度が遅くなって5.7km/s, 28kmから37kmまでは見かけ速度がまた速くなって6.2km/sとなる。見かけ速度2.8km/sの相は震央距離11kmまで続いている。北側では、初動にはならないが、見かけ速度2.5km/sの相が震央距離15kmまで続いている。震央距離6/3kmから9.9kmまでは見かけ速度3.4km/s, 10kmから28kmまでは見かけ速度5.4km/sの相を追うことができる。10kmから35kmまでは明瞭な反射波を読みとることができる。その反射波に漸近する屈折波を読みとることができるが、この見かけ速度は6.6km/sから7.0km/sまで徐々に速くなっている。震央距離40kmあたりから北でも明瞭

な反射波を読みとることができた。

### 3.3 OBS3

南側では震央距離5.6kmから6.5kmまで見かけ速度2.4km/sの屈折波を初動として読みとることができる。この相は10km程度まで続いている。6.5kmから14kmまでは、見かけ速度4.5km/s, 14kmから21kmまでは見かけ速度5.0km/s, 21kmから見かけ速度が速くなり、5.6km/sに達する。北側でも5.6kmから6.4kmまで見かけ速度2.4km/s, 6.4kmから13kmまで見かけ速度4.5km/sの相を初動として読みとることができる。13kmから26kmまでは見かけ速度が5.0km/sから5.5km/sまで徐々に速くなる。26kmから70kmまではおおよそ6.6km/sの見かけ速度を持つ相を追うことができる。この相の後続波として震央距離50kmから明瞭な反射波も読みとることができる。

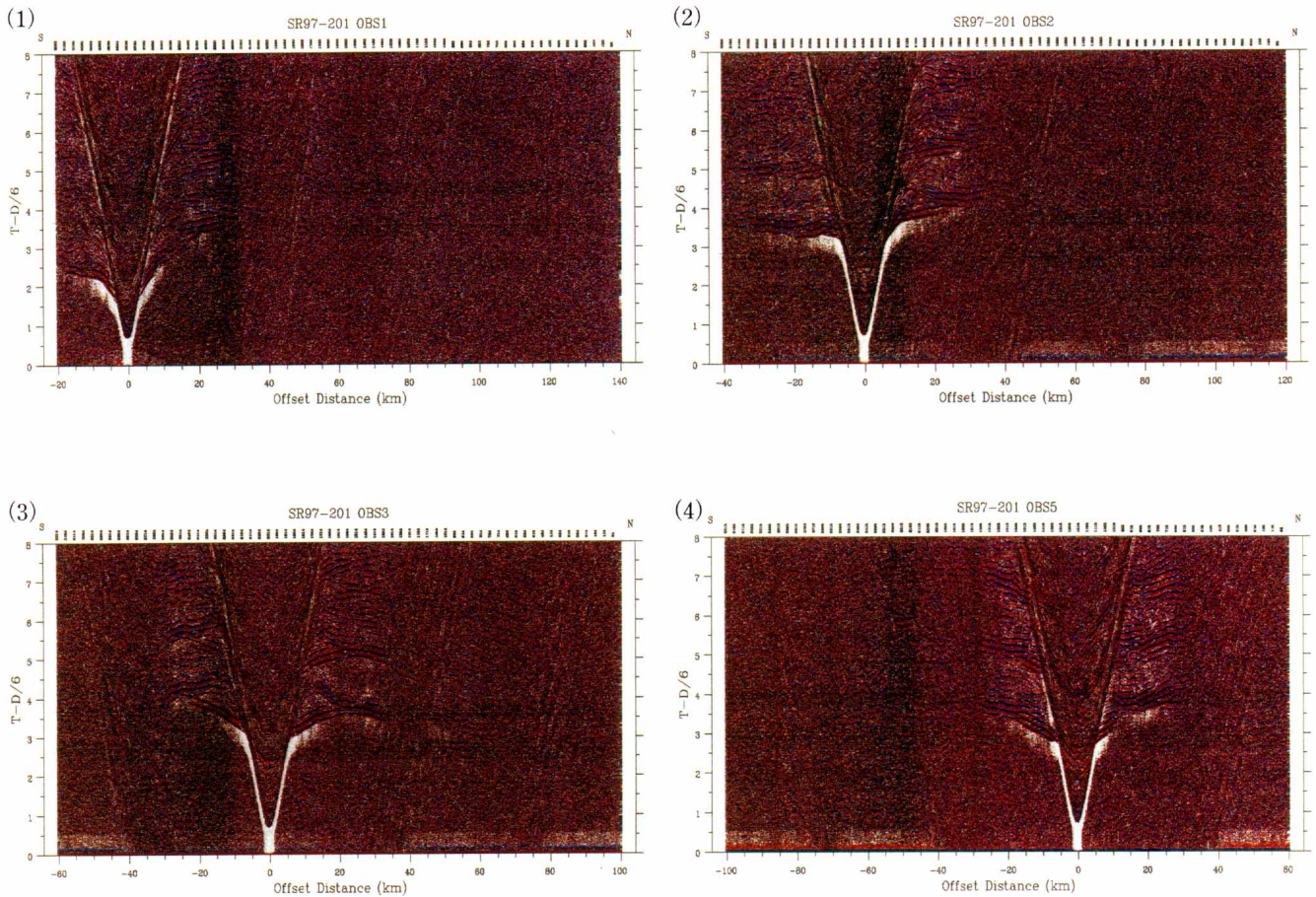


図3 OBSの上下動成分の記録例。すべての記録には5-15 Hz のバンドパスフィルターをかけた。また、1秒のタイムウィンドウ内で波形を規格化した。横軸はOBSからの震央距離、縦軸はreduceした走時である。右が北側にあたる。reduction速度は6 km/sである。(図3-1)OBS1。(図3-2)OBS2。(図3-3)OBS3。(図3-4)OBS5。(図3-5)OBS6。(図3-6)OBS7。(図3-7)OBS8。(図3-8)OBS9。(図3-9)OBS10。(図3-10)OBS12。(図3-11)OBS13。(図3-12)OBS14。

### 3.4 OBS5

OBSの南側では震央距離5.1kmから6.5kmまで見かけ速度3.6km/s、7.0kmから17kmまでは見かけ速度4.7km/sの相を追える。17kmから40kmまでの初動の見かけ速度は6.2km/sだが、震央距離70km程度まで離れると見かけ速度は7.0km/s程度まで速くなる。後続波として震央距離35kmより南側で明瞭な反射波を読みとることができる。北側では震央距離5.1kmから6.6kmまで見かけ速度3.6km/sの相があり、6.6kmから12kmまでは初動の見かけ速度は4.4km/sである。12km付近で初動は突然追えなくなり、その後続波であった相が大きい振幅を持つようになる。24kmから北側では見かけ速度6.7km/sの相が初動となるが、振幅は非常に小さい。震央距離25km付近でこの初動の1秒あとから若干振幅は小さいが反射波を読みとることができる。

### 3.5 OBS6

このOBSの南側では走時の見かけ速度の変化が震央距離の近い部分に限って大きい。おそらく基盤深度の変化が大きいものと思われる。南側で震央距離10kmまでは見かけ速度が4.0km/sの相が初動となり、10kmから19kmまでは初動の見かけ速度が5.0km/sになる。震央距離19km付近では初動はジャンプしているように見える。20kmあたりからは初動の見かけ速度は6.7km/sになるが、40kmから70kmにかけて見かけ速度は遅くなり、70km以南ではまた見かけ速度は速くなる。OBSの北側では震央距離5.7kmから7.0kmまで初動の見かけ速度は3.4km/sであり、そこから15kmまでは見かけ速度は3.8km/sとなる。15kmから21kmまでは、初動の見かけ速度は6.7km/sとなり、振幅は小さくなる。

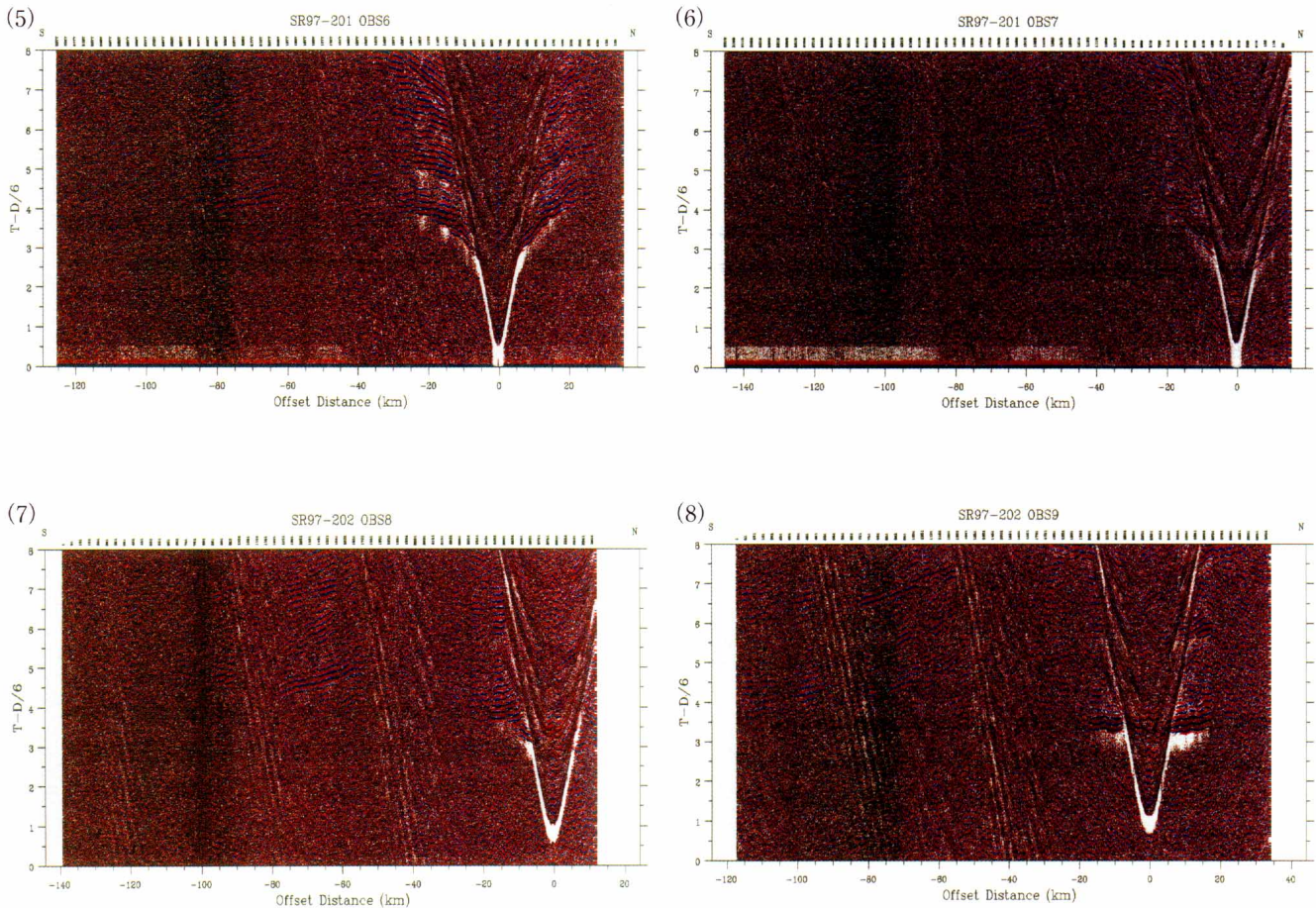


Fig. 3 Vertical record sections of OBSs. All traces were applied to a bandpass filtering between 5–15 Hz and normalized using the auto gain control whose time window is 1 sec. X-axis and Y-axis are an offset distance from the OBS and a reduced traveltime reduced by 6km/s, respectively. Right side is north. (Fig. 3-1)OBS1. (Fig. 3-2)OBS2. (Fig.3-3)OBS3. (Fig. 3-4)OBS5. (Fig. 3-5)OBS6. (Fig. 3-6)OBS7. (Fig. 3-7)OBS8. (Fig.3-8)OBS9. (Fig. 3-9)OBS10. (Fig. 3-10)OBS12. (Fig. 3-11)OBS13. (Fig. 3-12)OBS14.

### 3.6 OBS7

このOBSの南側では震央距離4.6kmから6.4kmまでは見かけ速度3.2km/sの相が初動となる。震央距離7km付近では初動がつながらなくなり、10km付近から19kmまで見かけ速度4.2km/sの相が初動となる。この3.2km/s相と4.2km/s相の間には0.2秒程度のギャップがあるように見える。20kmあたりから初動の見かけ速度は6.8km/sになる。震央距離20km付近と50km付近の後続波には反射波も見られる。OBSの北側では震央距離4.7kmから11kmまで北側で見かけ速度4.0km/sの相が初動となる。しかし、11km付近では、南側と同様初動が突然追えなくなり、初動の到達時刻はジャンプしているように見える。

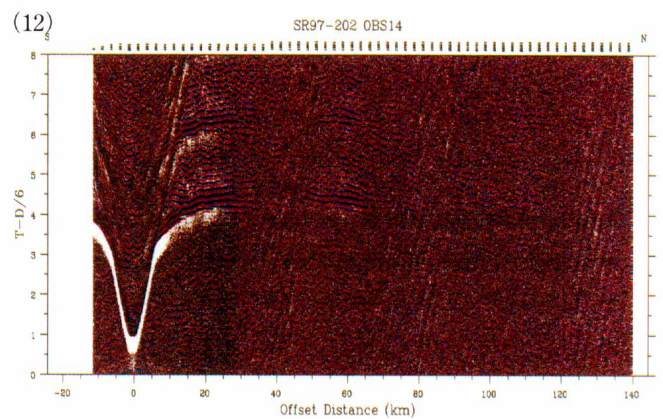
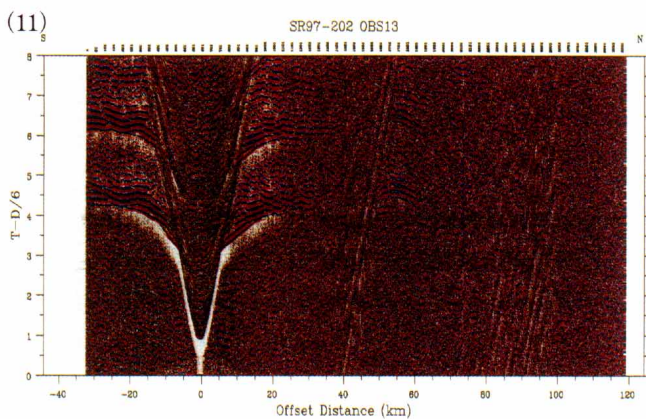
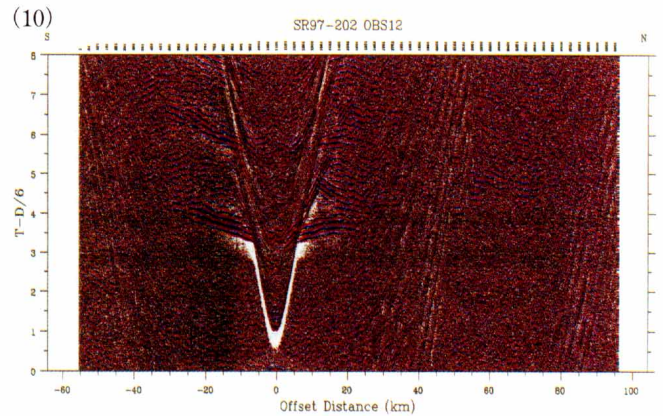
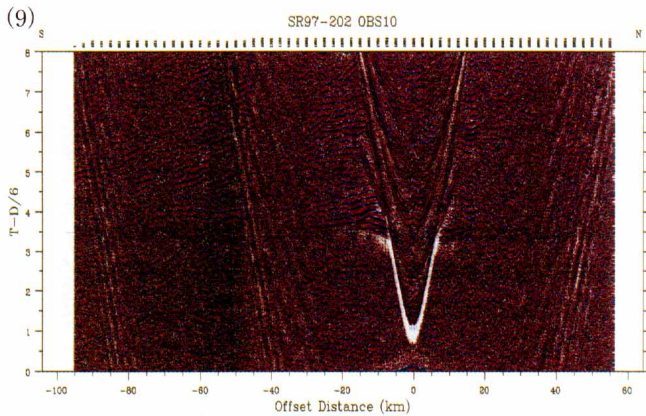
### 3.7 OBS8

OBSの南側では、震央距離5.7kmから10kmまで見かけ速度4.6km/sの相が初動となる。この相の後続部分には、見かけ速度2.6km/sの屈折波が震央距離28kmまで

達している。10km付近には初動の到達時刻に0.2秒程度のギャップがあり、10kmから60km付近まで見かけ速度6.0km/sの相が初動となっている。震央距離50kmから70kmあたりにはいくつかの反射波が見られる。北側では初動の見かけ速度はおよそ6km/sである。

### 3.8 OBS9

OBS9の記録はOBS8の記録と非常によく似ている。OBSの南側では、震央距離5.8kmから6.9kmまでは見かけ速度3.8km/sが初動であるが、それ以南では見かけ速度5.8km/sの相が初動となり、震央距離55kmまで追うことができる。また震央距離30kmから40kmより南側みはいくつかの反射波を読みとることができる。一方北側の記録では見かけ速度5.6km/sの相が震央距離5.8kmから初動となっている。震央距離20kmから30kmにかけても後続部分には南側と同じようないくつかの反射波を見ることができる。



### 3.9 OBS10

OBS10の南側では震央距離5.9kmから13kmまで見かけ速度5.0km/sの相が初動となる。13kmから25kmまでは初動の見かけ速度は6.2km/sであるが、それ以南では5.9km/sの見かけ速度になり、55kmあたりまで続く。40km以南ではOBS8と同様にいくつかの反射波が初動の後続部分に見ることができた。北側では初動の細かい見かけ速度の変化が多いが全体的には5.6km/sの見かけ速度を持つ。南側と同様、この5.6km/s相の後続部分にはいくつかの反射波を読みとることができる。

### 3.10 OBS12

OBSの南側では初動の後続部分の震央距離6.0kmから12kmのところに見かけ速度2.6km/sの屈折波を読みとることができる。初動部分は、震央距離6.1kmから9.8kmまで見かけ速度4.8km/s、9.8kmから26kmまで見かけ速度5.2km/s、26kmから51kmまで見かけ速度6.2km/sとなる。この見かけ速度6.2km/s相の後続部分には2つの反射波が確認できた。北側部分でも、初動の後続部分の震央距離6.1kmから15kmまで見かけ速度

2.7km/sの屈折波の相を見ることができる。初動は、震央距離6.1kmから13kmまで見かけ速度5.2km/s、13kmから若干見かけ速度は速くなって、19kmまで5.8km/s、19kmから見かけ速度は更に速くなって6.6km/sとなる。それぞれのtriplicationははっきりしない。また初動の後続部分の震央距離13km、22km、38kmから北側で明瞭な反射波を読みとることができる。

### 3.11 OBS13

このOBSについても南側では初動の後続部分の震央距離3.6kmから14kmまで見かけ速度2.4km/sの相を確認できる。初動については、震央距離5.8kmから12kmまで見かけ速度3.7km/s、12kmから19kmまでは見かけ速度4.6km/sから5.6km/s、19kmから25kmまでは見かけ速度5.6km/sになっている。震央距離25kmから32kmまでは見かけ速度6.2km/sであり、後続部分にこの6.2km/s相に漸近する反射波が確認できる。北側では、震央距離6.1kmから16kmまで見かけ速度4.2km/s、16kmから19kmまでは見かけ速度4.8km/s、19kmから32kmぐらいまでは見かけ速度6.2km/sの相が初動となっている。



それぞれの見かけ速度が変化する後続部分には反射波も確認できる。震央距離16km, 34km, 42km, 53kmから北側にも明瞭な反射波を読みとることができる。

### 3.12 OBS14

OBSの南側では震央距離5.7kmから7.5kmまで見かけ速度2.8km/sの相が初動となり、そこから見かけ速度が徐々に速くなり、9.4kmから11kmまでは見かけ速度3.8km/sとなる。北側では、震央距離7.1kmから11kmまで見かけ速度4.0km/s、11kmから18kmまでは4.6km/s、18kmから40kmぐらいまでは6.2km/sの初動となる。また、初動の後続部分には震央距離25km, 26km, 48km, 52kmから北側に顕著な反射波が見られた。

## 4. 解 析

解析は、図3のような記録断面を作成した後、浅部の構造を求めることにした。浅部の地殻構造を反映している相は、記録断面上では水中直達波の後続波に隠れてしまうことが多く、正確に初動を読み取ることができない。しかし、距離-時間領域から原点走時-レイパラメーター領域に変換すれば、水中直達波の後続波となっていた屈折波や反射波を読み取りやすくなり浅部の地殻構造を正確に求めることができる。今回、解析に用いた測線は海溝軸に平行な方向に走っているため、比較的海底面の起伏は少ない。そこで、direct  $\tau$ -p mapping (Stoffa et al., 1981) と  $\tau$ -sum inversion法 (Diebold and Stoffa, 1981) を用いることとした。これらの解析方法は、Shino-hara et al. (1994)と同じである。この方法をすべてのOBSの記

SR97-201

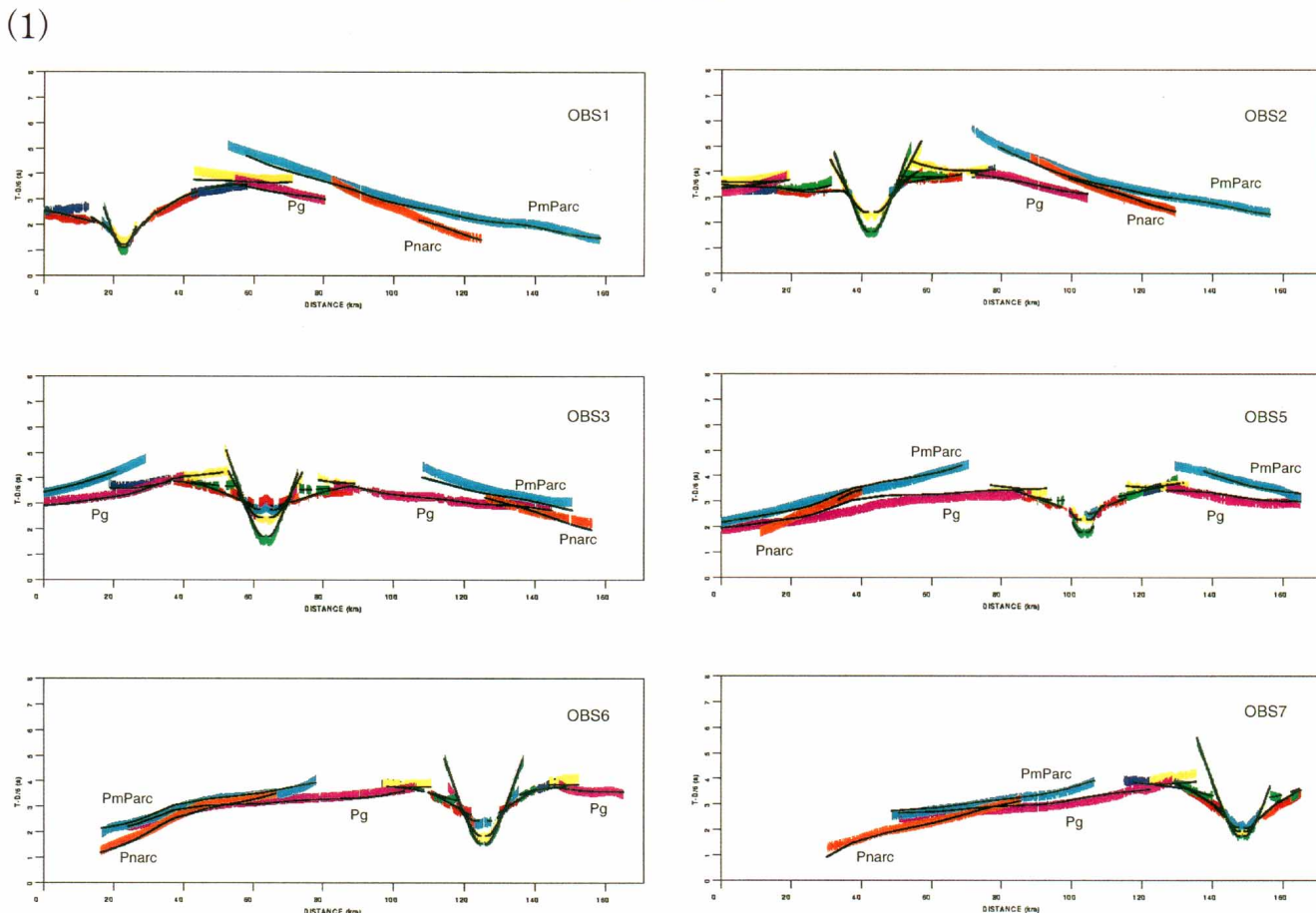
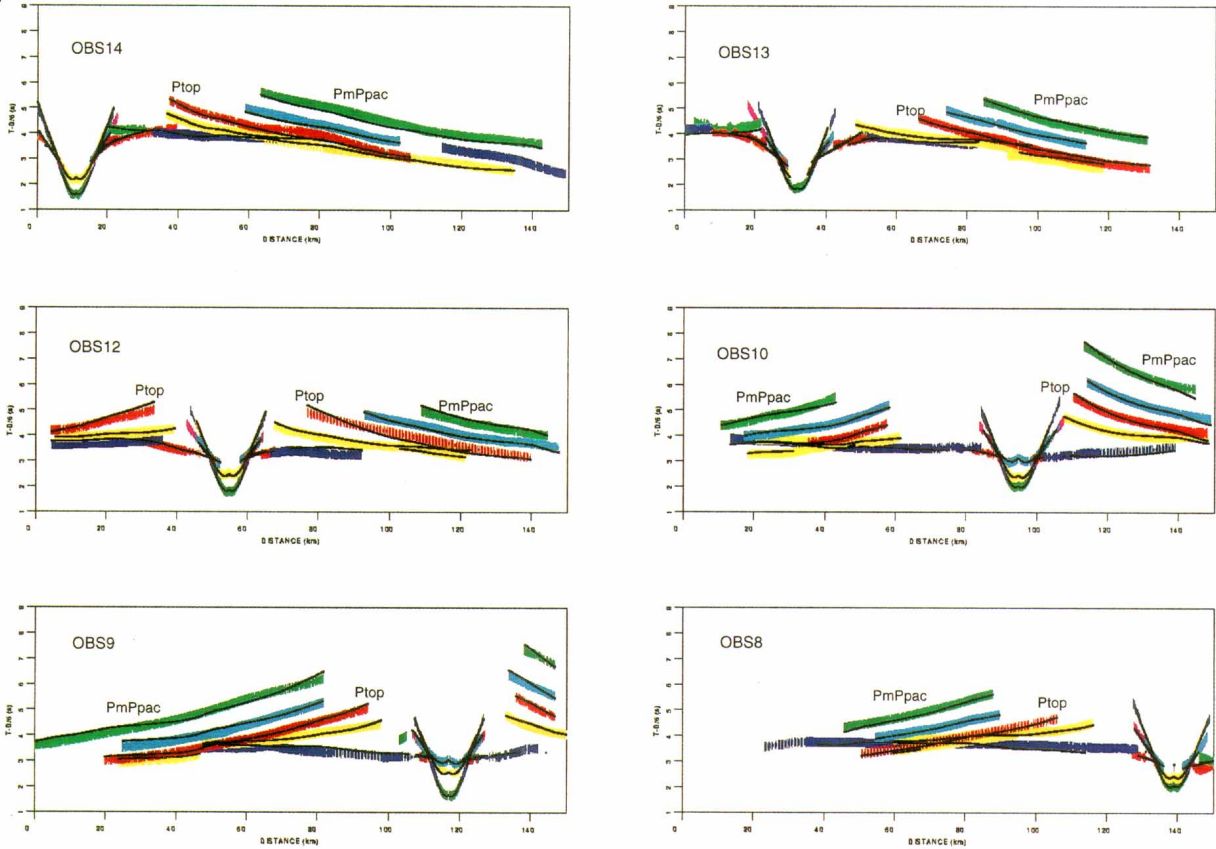


図4 観測走時と計算走時の比較。すべての走時は6km/sでreduceした。カラーの線は観測走時でその太さは読みとり誤差を示す。黒線は計算走時。(Fig. 4-1)SR97-201測線。Pg,PmParc,Pnarcはそれぞれ下部地殻からの屈折波、島弧のモホ面からの反射波、島弧の上部地殻からの屈折波である。(Fig. 4-2)SR97-202測線。Ptop,PmPpacはそれぞれ沈み込む海洋性地殻の上面からの反射波、海洋性地殻のモホ面からの反射波である。

Fig. 4 Comparison of the observed traveltimes and the synthetic ones. All travel times are reduced by 6km/s. Colored lines show observed traveltimes and its thickness show the error of the phase picking. Black lines are synthetics. (Fig. 4-1)SR97-201line. Pg,PmParc and Pnarc are phases of the reflected waves from the lower crust,the reflected waves from the Moho of the arc,and the refracted waves from the upper wantle of the arc,vespectively. (Fig. 4-2) SR97-202 line. Ptop and PmPpac are phases of the reflected waves from do top and the Moho of the subducting oceanic crust,rectesctirely.

(2)



録に対して採用し、それらの結果をつなげることで表層の構造をモデル化した。これらの結果をもとに2次元波線追跡法 (Zelt and Ellis, 1988) と走時インバージョン (Zelt and Smith, 1992) を併用して、解析に用いたすべてのOBSの記録を説明できる速度モデルを構築した。

図4に読みとった観測走時と2次元波線追跡法で計算した計算走時を比較した図を示す。読みとった観測走時の誤差内に計算走時のほとんどは含まれている。SR97-201測線上において、赤線、緑線、青線、黄色線、紫線 (Pg)、水色線 (PmParc)、オレンジ線 (Pnarc) はそれぞれ、白亜期の堆積層内部からの屈折波、上部地殻の上面からの反射波とその内部からの屈折波、下部地殻の上面からの反射波とその内部からの屈折波、島弧のモホ面からの反射波と島弧の上部マントルからの屈折波に相当している (図4-1)。SR97-201測線上のOBSで震央距離40kmより遠いところで記録されていた反射波は島弧のモホ面からの反射波であったのである。微弱ながら観測された島弧の上部マントルからの屈折波もこの速度モデルで説明することができる。島弧の上部地殻と下部地殻の間の反射波、下部地殻からの屈折波についても観測走

時と計算走時はよく合っている。SR97-202測線上のOBSで記録された相についても観測走時と計算走時はよく合っていることがわかる。この測線上に設置されたOBSでは震央距離が20kmより離れたところから4つの反射波が観測されていた。赤線、緑線、青線、黄色線、赤線 (Ptop)、水色線、緑線 (PmPpac) はそれぞれ、白亜期の堆積層内部からの屈折波、上部地殻の上面からの反射波とその内部からの屈折波、下部地殻の上面からの反射波、沈み込む海洋性地殻の上面からの反射波、海洋性地殻第2層と第3層の境界からの反射波、海洋性地殻のモホ面からの反射波に相当していることがわかった (図4-2)。

## 5. 結 果

求めたSR97-201測線とSR97-202測線の速度構造モデルを図5に示す。これをDSDPの結果と比較し、解釈を加えてまとめてみると以下ようになる。

東経142.5度下 (SR97-201測線下) では島弧のモホ面を確認することができた。その深度は海面下約20kmであり、北に向かってやや浅くなる傾向がある。表層の堆

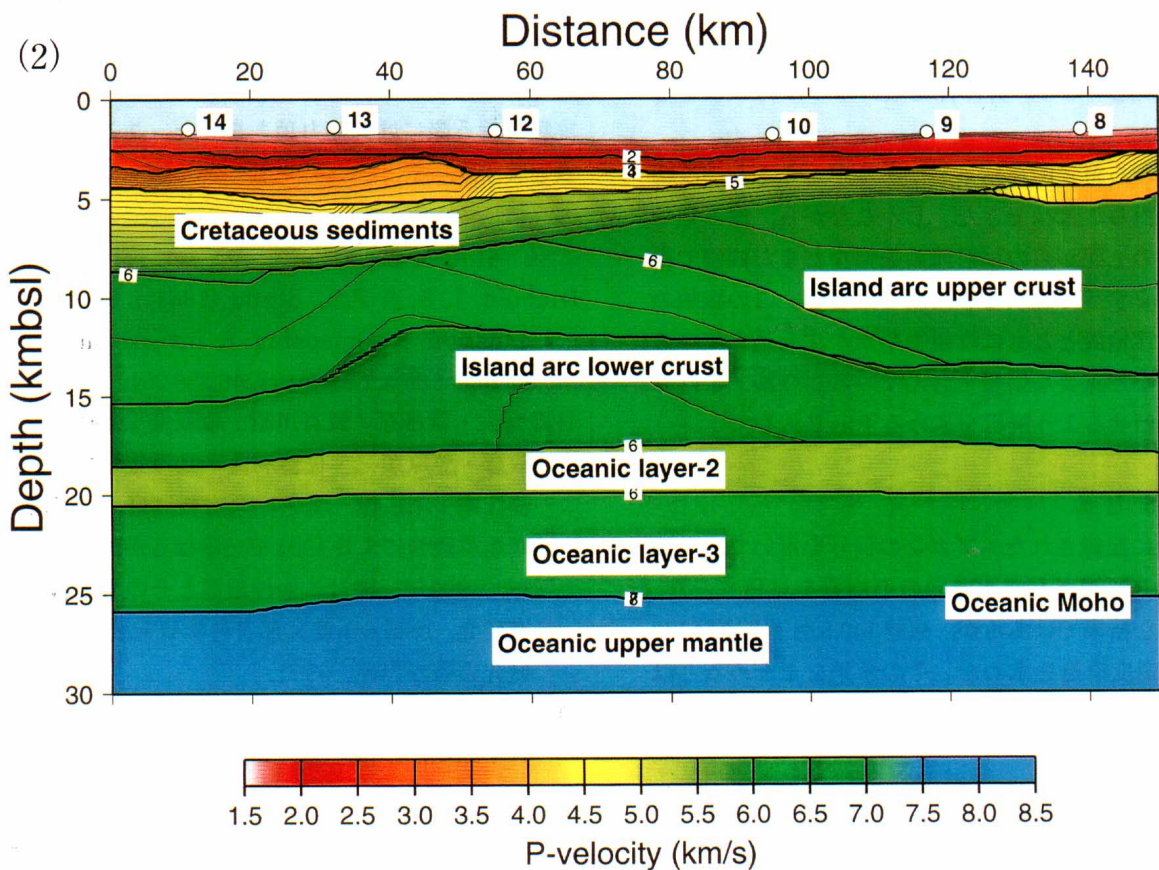
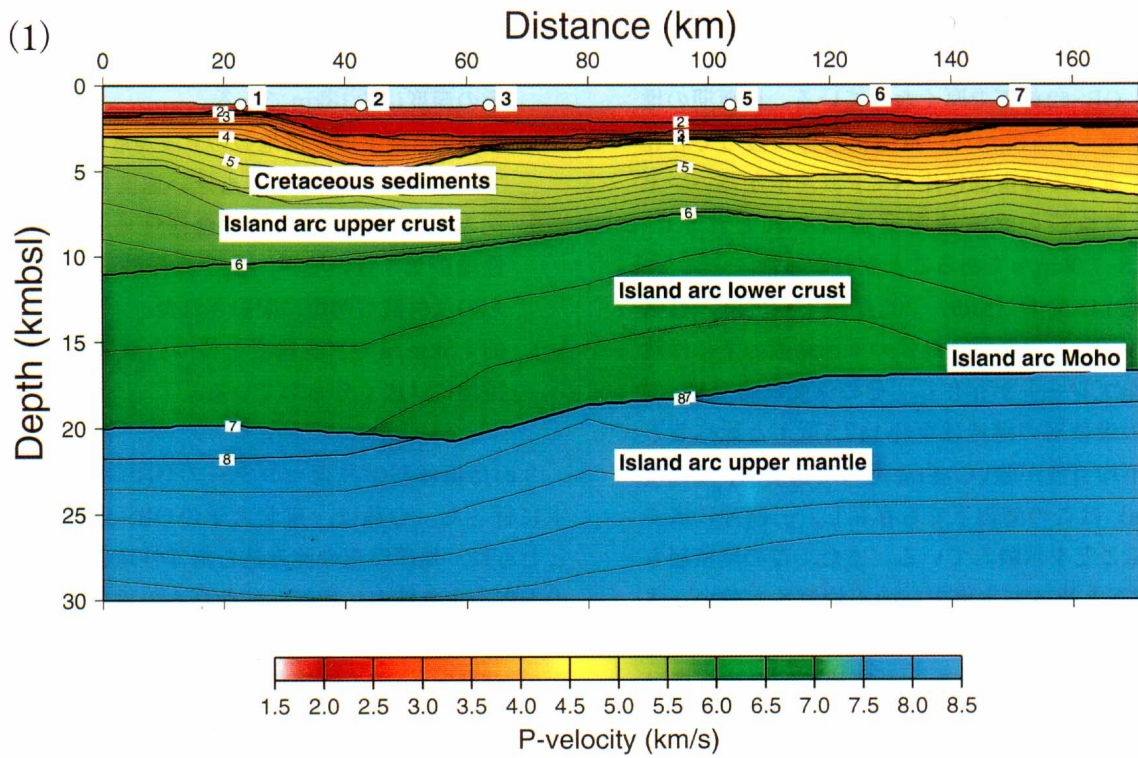


図5 得られた速度構造モデル。横軸は測線の南端からの距離、縦軸は海面からの深さである。コンター間隔は0.1km/sである。(図5-1)SR97-201測線。(図5-2)SR97-202測線。

Fig. 5 P-wave structure model. The horizontal and the vertical axes are the distance from the southern end of the line and the depth from the sea level, respectively. (Fig. 5-1) SR97-201line. (Fig. 5-2) SR97-202 line.

積物のP波速度は1.6–1.7km/s程度で比較的遅い。表層の堆積物の下部にはP波速度2–3km/sの堆積層が存在しているが、OBS#2の下で厚くなっている。白亜期の堆積層（P波速度4.0–5.3km/s）は測線全体に渡って存在しているが、北部では南部に比べてP波速度が遅い。上部地殻と下部地殻のP波速度構造はそれぞれ5.0–5.8km/sと6.8–7.0km/sであることがわかった。

一方、東経143度下（SR97–202測線下）では、島弧のモホ面は存在していない。島弧の下部地殻の下には沈み込む太平洋プレートが存在し、その深度は約18kmである。表層の堆積層の構造は東経142.5度下と比べると水平方向の不均質性が強い。白亜期の堆積層（P波速度4.4–5.8km/s）はこの測線下でも存在し、三陸沖に広く分布していることを示唆している。また、この堆積層も東経142.5度下と比べて水平方向の不均質性が強い。また、この測線の北端部分に限って、この白亜期に堆積層の下部に低速度層が存在する。上部地殻のP波速度は5.8–6.2km/sで、東経142.5度下よりも速い。また、沈み込む海洋性地殻内の第2層と第3層の境界、及び海洋性地殻のモホ面からの反射波も明瞭に記録された。海洋性地殻第2層と第3層のP波速度をそれぞれ5.4km/s、6.6km/sと仮定すると、海洋性地殻の厚さは約7kmとなる。

現在のところ暫定的な結果ではあるが、大きな速度構造の特徴を得ることはできた。しかしながら、沈み込む海洋性地殻の上面からの反射面の振幅などまだ観測で得られた記録をすべて説明できた訳ではない。この振幅の情報は海洋性地殻とともに堆積物や水が沈み込んでいるかどうか、など重要な情報を含んでいる。今後、これらの振幅を合わせるよう解析を進める予定である。

## 6. まとめ

OBS12台に記録されたエアガンの信号を用いて、三陸沖におけるP波速度も南北方向の不均質を見積もった。まだ暫定的な結果ではあるが、東経142.5度下と東経143度下のP波速度構造を求めた。その結果をまとめると以下のようなになる。

1. 東経142.5度下での島弧のモホ面の深度は海面下約20kmであり、北に向かってやや浅くなる傾向がある。
2. 東経142.5度下での上部地殻と下部地殻のP波速度構造はそれぞれ5.0–5.8km/sと6.8–7.0km/sである。
3. 東経143度下では、島弧のモホ面は存在していな

い。

4. 東経143度下では沈み込む海洋性地殻が存在し、その深度は約18kmである。
5. 東経143度下の上部地殻のP波速度は5.8–6.2km/sで、東経142.5度下よりも速い速度を示す。
6. 沈み込む海洋性地殻内の海洋性地殻第2層と海洋性地殻第3層の境界、及び海洋性地殻のモホ面からの反射波も明瞭に記録された。
7. 約4.5km/sのP波速度を持つ白亜期の堆積層は三陸沖には広く分布している。

今回は海洋科学技術センターのOBSのデータ解析を主に行った。今後は、東北大学のOBS記録を解析するとともに、地殻深部や沈み込む海洋性地殻からの反射波の振幅をより精密に比較してそれらの境界面の音響インピーダンスの変化を見積もり、沈み込む海洋性地殻の上面の物性についての情報を引き出していく予定である。

## 謝 辞

本研究を行うにあたり、海洋科学技術センターの鶴哲郎博士、朴進午博士、木下肇博士には大変お世話になりました。また「かいいい」の船長並びに乗組員の方々にも実験を行う際には御協力頂きました。ここに感謝の意を表します。

## 引用文献

- Diebold, J. B. & P. L. Stoffa (1981): The traveltimes equation, taupmapping, & inversion of common midpoint data, *Geophysics*, 46,238-254.
- 日野亮太・伊藤忍・長谷川昭・塩原肇・島村英紀・金沢敏彦・笠原順三・佐藤利典・是澤定之・望月公廣・藤江剛・末広潔・気象庁余震観測班 (1995): 2.5海底地震観測による1994年三陸はるか沖地震の余震分布, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 平成6年度文部省科学研究費 (総合研究A) 研究成果報告書, 63-71.
- Iwasaki, T., T. Yoshii, T. Moriya, A. Kobayashi, M. Nishiwaki, T. Tsutsui, T. Iidaka, A. Ikami and T. Masuda (1996): Precise P and S wave velocity structures in the Kitakami massif, Northern Honshu, Japan, from a seismic refraction experiment, *J. Geophys. Res.*, 99, 22187-22204.
- 海底地震余震観測班 (1995): 2.3 1994年12月28日三陸はるか沖地震の海底地震計による余震観測の概要, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研

- 究, 平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 39-48.
- Ludwig, W. J., J. I. Ewing, M. Ewing, S. Murauchi, N. Den, S. Asano, H. Hotta, M. Hayakawa, T. Asanuma, K. Ichikawa and I. Noguchi (1966): Sediments and structure of the Japan trench, *J. Geophys. Res.*, **71**, 2121-2137.
- 松澤暢・海野徳仁・長谷川昭・小菅正裕・田中和夫・笠原稔(1995): 2.1 微小地震観測網による1994年三陸はるか沖地震の余震活動, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 11-22.
- Murauchi, S. and W. J. Ludwig (1980): Crustal structure of the Japan trench: The effect of subduction of ocean crust, *Init. Repts DSDP*, : Washington (U.S. Govt. Printing Office), **10**, 463-469.
- Nagumo, S., J. Kasahara and S. Koresawa (1980): OBS airgun seismicrefraction survey near sites 441 and 434 (J-1A), 438 and 439 (J-12) and proposed site J-2B: Legs 56 and 57, Deep sea drilling project, *Init. Repts DSDP*, : Washington (U.S. Govt. Printing Office), **9**, 459-462.
- 岡田知己・松澤暢・海野徳仁・長谷川昭(1995): 3.3 近地広帯域地震記録を用いて推定された1994年三陸はるか沖地震とその余震のモーメントテンソル解, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 89-95.
- 佐藤利典・笠原順三・藤江剛・望月公廣・是沢定之・金沢敏彦・日野亮太・塩原肇・気象庁余震観測班(1995): 2.4 1994年三陸はるか沖の海底地震観測結果と日本海溝周辺のテクトニクス, 1994年三陸はるか沖地震とその被害に関する調査研究, 平成6年度文部省科学研究費(総合研究A)研究成果報告書, 49-62.
- 篠原雅尚・末広潔・松田滋夫・小沢和男(1993): DATレコーダーを用いたデジタル大容量海底地震計, *海洋調査技術*, **5**, 21-31.
- Shinohara, M., N. Hirata and N. Takahashi (1994): Highresolution velocity analysis of Ocean Bottom Seismometer data by the tau-p method, *Marine Geophys. Res.*, **16**, 185-199.
- Stoffa, P. L., P. Buhl, J. B. Diebold and F. Wenzel (1981): Direct mapping of seismic data to the domain of intercept time and ray parameter - A plane-wave decomposition-, *Geophysics*, **46**, 255-267.
- Suyehiro, K., T. Kanazawa, A. Nishizawa and H. Shimamura (1985): Crustal structure beneath the inner trench slope of the Japan trench, *Tectonophysics*, **112**, 155-191.
- Suyehiro, K., Y. Kaiho, A. Nishizawa, T. Kanazawa and H. Shimamura (1990): Seismic upper crust of the Japan trench inner slope, *Tohoku Geophys. Juurn.*, **33**, 281-305.
- von Hueue, R., M. Langseth, N. Nasu and H. Okada (1982): A summary of the Cenozoic tectonic history along the IPOD Japan Trench transect, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 829-846.
- item Zelt, C. A. and R. B. Smith (1992): seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.
- Zelt, C. A. and R. M. Ellis (1988): Practical and efficient ray tracing in two dimensional media for rapid travel-time and amplitude forward modeling, *Can. J. expl. Geophys.*, **24**, 16-31.

(原稿受理 1998年7月30日)