

## 2.4 プレート境界およびその周辺域の地殻構造探査

### 2.4.1 宮城県沖における地殻構造探査

#### (1) 調査研究の内容

(a) 題 目 宮城県沖における地殻構造探査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国立大学法人東京大学地震研究所	教授	金 沢 敏 彦
国立大学法人東京大学地震研究所	助教授	篠 原 雅 尚
国立大学法人東京大学地震研究所	助手	望 月 公 広
国立大学法人東京大学地震研究所	助手	山 田 知 朗
国立大学法人北海道大学理学研究科	助教授	高 波 鐵 夫
国立大学法人北海道大学理学研究科	助手	村 井 芳 夫
国立大学法人東北大学理学研究科	助教授	日 野 亮 太
国立大学法人東北大学理学研究科	助手	西 野 実
国立大学法人九州大学理学研究院	教授	清 水 洋
国立大学法人九州大学理学研究院	助手	植 平 賢 司
国立大学法人千葉大学理学部	助教授	佐 藤 利 典
海洋研究開発機構	プログラムディレクター	金 田 義 行
海洋研究開発機構	グループリーダー	小 平 秀 一

(c) 調査観測の目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において、海中発破、大容量エアガンアレイ、海底地震計を用いた屈折法・反射法探査を実施することにより、想定震源域および周辺海域におけるプレート位置およびプレート間の固着度等に関する情報を抽出する手法の有効性を調査する。

(d) 実施計画

1) 平成16年度

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺部における地震探査

宮城県沖の想定震源域およびその周辺において、独立行政法人海洋研究開発機構の分担と合わせて、海中発破、大容量エアガンアレイ、海底地震計を用いた屈折法・反射法探査により、宮城県沖地震の想定震源域および周辺における構造の特徴の抽出とプレート間の固着度等について調べる。ま

た、上記の目的のために、測線延長上の陸域に臨時地震観測点と発破点を設置し、観測を行う。

#### (e) 平成 16 年度業務目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において 6 トン規模の海中発破 (40kg 発破を 150 発) 及び大容量エアガンアレイ (総容量約 200 リットル) と多数の海底地震計を用いた反射・屈折法探査を実施し、構造の特徴の抽出とプレート間の固着度等について調べる。受波器には、測線上に並べられた海底地震計を用いる。大容量エアガンアレイは短時間での繰り返し発震が可能であるので、最上部マントルまでの浅部構造を詳細に明らかにする。一方、大エネルギーである爆破の特徴を生かし、比較的深部の地震波速度構造を求めることを目的とする。また、多数の海底地震計を使用することにより、求められる構造の解像度を上げると共に、反射波データも積極的に活用する。

## (2) 平成 16 年度の成果

### (a) 業務の要約

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において発破及び大容量エアガンアレイを制御震源とした海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施した。また、海域測線延長上の陸上に臨時観測点と発破点を設置した。これにより、震源域付近の地震波速度構造を詳細に明らかにするとともに、プレート境界の特性の推定などを行い、発生が想定されている宮城県沖地震の震源域と構造の関係を明らかにすることを目指している。

構造探査は日本海溝の海溝軸に直交する東西測線 (A 測線) と、海溝軸に平行な南北測線 (B, C 測線) に沿って実施した。エアガンデータを用いて、各測線ごとに P 波初動を用いた走時トモグラフィにより、深さ 15km 程度までの P 波速度構造を求め、さらに A 測線では反射波によるイメージングを行った (エアガンを震源とした構造探査の詳細については、海洋研究開発機構の報告を参照)。発破データからは、現在解析が進行中であるが、B 測線下の深さ 40km 程度までの P 波速度構造を、波線追跡法により、求めた (発破を震源とした構造探査の詳細については、東京大学地震研究所の報告を参照)。また、探査手法の調査の一環として、新たに開発された機動的ケーブル式海底地震計を、構造探査の受波器に用いる実験を行った。この実験は、株式会社 O C C、日本サルヴェージ株式会社、国際ケーブル・シップ株式会社との共同研究である。

### (b) 業務の実施方法

構造探査実験は、日本海溝の海溝軸に直交する東西 1 測線 (A 測線) と、海溝軸に平行な南北 2 測線 (B, C 測線) にて、実施した (図 2.4.1-1)。探査実施日程を表 2.4.1-1 に示す。A 測線は 1999 年に JAMSTEC が実施した構造探査測線と一致させてあり、1897 年三陸地震および 1978 年宮城県沖地震の震源域を通っている。一方、陸よりの B 測線は、1978 年宮城県沖地震震源域を通っており、測線下では過去の構造調査からは、沈み込み海洋プレートと陸側プレートの上部マントルが、プレート境界で接していると考えられる。C 測線は、震源域の境界部を通っており、プレート境界までの深さは、B 測線に比べて、浅い。設置した海底地震計は、A 測線上に 22 台、B 測線上に 21 台、C 測線上に 31 台の計 72 台である (写真 2.4.1-1)。設置された海底地震計は、エアガンまたは爆破からの水中直接波の走時を用いて、最小二乗法により、海底での位置を推定した (表 2.4.1-2)。海底地震計は、発震作業終了後に、C12 を除きすべて回収された (写真 2.4.1-2)。また、A 測線の延長上の陸上部

に、臨時観測点7点が東京大学地震研究所により設置され、エアガンと発破を観測した。陸上臨時観測点の位置は測量により、決定された(表2.4.1-2)。

#### 1. 大容量エアガンアレイを人工震源とする地殻構造探査

エアガン発震に使用した船舶は海洋研究開発機構の海洋調査船「かいいい」であり、「かいいい」搭載の大容量エアガンアレイを用いた。エアガンアレイは各25リットルのチャンバー容量のエアガン8台からなっている。発震は3測線すべてで行った。発震間隔は、約200mである。また、エアガン発震時には、浅部堆積層構造を詳細に求めるためにシングルチャンネルハイドロフォンストリーマ(SCS)を曳航した。A測線の西半分、C測線の南半分では2度目のエアガン発震を実施し、これらの場所では最終的には発震間隔が100メートルである。各測線ごとにP波初動を用いた走時トモグラフィーにより、深さ15km程度までのP波速度構造を求め、P波速度5km/secの層の厚さが場所により大きく変化していることを明らかにした。さらにA測線では反射波によるイメージングを行い、沈み込む海洋性プレートの形状やコンラッド面の形状を明らかにした。なお、この探査に関する詳細な報告は、海洋研究開発機構の報告を参照されたい。

#### 2. 爆破を制御震源とする上部マントル・地殻構造探査

爆破を用いた構造探査は日本海溝の海溝軸に直交する東西測線(A測線)と、海溝軸に平行な南北測線(B測線)に沿って実施した。発破は、両測線共に間隔約3kmで、計150発行った。各発破の薬量は、すべて40kgである。求める構造の信頼性を高めるために、A測線の延長上の陸上で薬量300kgの発破を実施し、A測線上の海底地震計、陸上臨時観測で観測した。B測線では、波線追跡法を用いた解析より、深さ40km程度までのP波速度構造を求め、陸側プレートの最上部マントル速度がP波速度約8.1km/sであることを明らかにした。また、陸側プレートの地殻の厚さは約24km、プレート境界は深さ約36kmに存在していることが分かった。

#### 3. 機動的ケーブル式海底地震計を用いた構造探査実験

自己浮上式海底地震計を用いた構造探査実験では、発震が完了し、海底地震計が回収されるまでは、記録の質を吟味することができない。ケーブル式の海底地震計を用いて、リアルタイムで記録を得ることができれば、地震計からの記録を即座に吟味することができ、探査実験の質を向上させることが可能である。そこで、株式会社OCC、日本サルヴェージ株式会社、国際ケーブル・シップ株式会社が開発した機動的ケーブル式海底地震計システムを、A測線の海溝よりの部分に設置し(図2.4.1-2)、エアガンの記録をリアルタイムで記録することを試みた。この実験は、特に新たに開発された機動的ケーブル式海底地震計の記録を、従来の自己浮上式海底地震計の記録と比較検討することが目的である。また、得られたデータは、構造解析にも資することができる。実験の結果、機動的ケーブル式海底地震計は、従来の自己浮上式海底地震計の記録と同程度であることが確認された。特に、水平動に関しては、従来の自己浮上式海底地震計の記録よりも、質がよい可能性があることが推察された。

#### (c) 業務の成果

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において発破及び大容量エアガンアレイを制御震源とした

海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施した。また、海域測線延長上の陸上に臨時観測点と発破点を設置して、実験を行った。また、機動的ケーブル式海底地震計システムによる観測も試みた。その結果、エアガンおよび発破を用いて、精度の良い構造を求めることができた。とくに、エアガンを用いた構造探査では、反射波を用いたイメージングにより、沈み込む海洋性プレートの形状やコンラッド面の形状を明らかにすることができ、この手法が有効であることがわかった。一方、爆破を用いた構造探査では、測線下の陸側プレートマントルウェッジの  $P_n$  速度を精度良く決定できた他、比較的深部であるプレート境界（震源域）からの反射波と思われる波を観測することができた。これらの結果は、比較的深い領域で発生する地震の震源域の構造を研究するために、爆破を震源に用いることが極めて有益であることを示している。また、リアルタイムで、海底に置いて、制御震源からの地震波を吟味することができる機動的ケーブル式海底地震計システムは、従来の自己浮上式海底地震計の記録と同程度であることを確認できたばかりでなく、今後の探査手法の方向性を示すものであると考える。

(d) 結論ならびに今後の課題

深部に存在している宮城県沖地震の震源域付近の構造調査のために、爆破、大容量エアガンアレイ、多数の海底地震計、陸上臨時観測点及び陸上発破を用いた大規模な探査実験を行い、構造を求めることができた。また、機動的ケーブル式海底地震計システムによるリアルタイム観測にも成功した。この探査実験から、深部の震源域を調査する手法として、これらの方法が有効であることをわかった。得られた記録は、探査実験が大規模であったために、大量であり、現在も解析が進行中であるが、今後は構造不均質を精度良く決定するばかりでなく、反射波の振幅特性を利用した解析などを行い、それらの結果を、過去の地震の震源過程研究結果などと比較することにより、震源域付近の構造特徴の抽出とプレート間固着度等について、研究を行う。

(e) 引用文献

三浦誠一，高橋成実，仲西理子，小平秀一，金田義行（2001），日本海溝前弧域（宮城沖）における地震学的調査—KY9905 航海—，JAMSTEC 深海研究，18，145-156

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 東京大学地震研究所・海洋研究開発機構・東北大学理学研究科・北海道大学理学研究科・九州大学理学研究院・千葉大学理学部・山形大学理学部（発表者 金沢敏彦）、宮城県沖地震想定震源域付近の海陸合同地震波構造探査実験、日本地震学会秋季大会、B72、2004年、福岡
- 2) 2004年宮城県沖構造探査グループ、「宮城県沖地震想定震源域付近の地震波構造探査実験」、しんかいシンポジウム、2005年、横浜

表 2. 4. 1-1 調査日程

8月6日	海洋研究開発機構「かいれい」横須賀出港
8月7日～8日	海底地震計設置（A測線、B測線、C測線）
8月9日～13日	エアガン発震（C測線、B測線）
8月14日	機動的ケーブル式海底地震計位置決定
8月15日～18日	エアガン発震（A測線、C測線）
8月19日	海洋研究開発機構「かいれい」横須賀入港
8月24日	新日本海事（株）「新世丸」（地震研備船）横須賀出港
8月25日	爆薬積み込み（鹿島港）
8月26日～29日	海中発破作業
8月29日	海底地震計回収作業
8月30日	新日本海事（株）「新世丸」塩釜入港
9月1日	新日本海事（株）「新世丸」（地震研備船）塩釜出港
9月1日～4日	海底地震計回収作業
9月6日	新日本海事（株）「新世丸」横須賀入港 調査日程全終了

表 2. 4. 1-2 海底地震計及び陸上観測点の位置座標

番号	緯度(WGS84)		経度(WGS84)		水深(m)	備考
	度	分	度	分		
A01	38	23.076318	141	48.927618	185	
A02	38	22.754448	141	51.338916	212	
A03	38	22.466334	141	53.634066	242	
A04	38	22.1312	141	55.9844	274	*1
A05	38	21.836766	141	58.249314	305	
A06	38	21.501216	142	0.775014	347	
A07						*2
A08	38	20.877168	142	5.568732	460	
A09	38	20.557632	142	7.933182	543	
A10	38	20.178264	142	10.290600	629	
A11	38	19.890918	142	12.677082	719	
A12	38	19.579248	142	15.021300	798	
A13	38	19.231	142	17.3275	855	*1
A14	38	18.907314	142	19.825464	921	
A15	38	18.577314	142	22.198518	978	
A16	38	18.241218	142	24.574236	1028	
A17	38	17.855016	142	26.922582	1083	
A18	38	17.398902	142	30.631098	1145	
A19	38	16.867902	142	34.409766	1208	
A20	38	16.317900	142	38.360214	1272	
A21	38	15.777636	142	42.274848	1346	
A22	38	15.225750	142	46.191882	1408	

番号	緯度(WGS84)		経度(WGS84)		水深(m)	備考
	度	分	度	分		
B01	37	15.832368	142	0.380484	835	
B02	37	23.976468	142	1.612434	672	
B03	37	31.969416	142	2.839950	536	
B04	37	39.947436	142	4.061868	537	
B05	37	48.8264	142	5.4186	584	*1
B06						*2
B07	38	4.028916	142	7.784634	543	
B08	38	12.082314	142	9.031116	563	
A10	38	20.178264	142	10.290600	629	

B09	38	28.150866	142	11.553852	644	
B10	38	36.187614	142	12.810300	618	
B11	38	44.202336	142	14.077266	648	
B12	38	52.279032	142	15.374184	695	
B13	39	0.321102	142	16.639884	750	*3
B14	39	8.3946	142	17.9298	790	*1
B15	39	16.377336	142	19.209150	776	
B16	39	24.374718	142	20.508966	763	
B17	39	32.406450	142	21.800118	731	
B18	39	40.427286	142	23.091516	677	
B19	39	48.513498	142	24.420516	652	
B20	39	56.518518	142	25.728702	663	

番号	緯度(WGS84)		経度(WGS84)		水深(m)	備考
	度	分	度	分		
C01	37	13.605732	142	17.078364	1302	
C02	37	18.9867	142	17.7707	1034	*1
C03	37	24.397416	142	18.540666	939	
C04	37	29.727516	142	19.4079	898	
C05	37	35.150316	142	20.2497	846	
C06	37	40.437786	142	20.967564	910	
C07	37	45.784848	142	21.876498	974	
C08	37	51.149664	142	22.629834	945	
C09	37	56.498832	142	23.366916	982	
C10	38	1.844268	142	24.266118	1019	
C11	38	7.192836	142	25.189332	1059	
C12						*2
A17	38	17.855016	142	26.922582	1083	
C13	38	23.26635	142	27.74235	1098	
C14	38	28.6239	142	28.5393	1075	*1
C15	38	33.931536	142	29.647002	1128	
C16	38	39.310098	142	30.23265	1153	
C17	38	44.738064	142	30.94485	1181	
C18	38	49.992864	142	31.926468	1200	
C19	38	55.3611	142	32.8159	1202	*1
C20	39	0.70815	142	33.536148	1199	
C21	39	6.038136	142	34.495884	1182	

C22	39	11.4206	142	35.334	1227	*1
C23	39	16.728786	142	36.100716	1328	
C24	39	22.067586	142	37.081236	1316	
C25	39	27.449184	142	37.919868	1252	
C26	39	32.787486	142	38.79915	1126	
C27	39	38.157384	142	39.659616	931	
C28	39	43.5491	142	40.5241	913	*1
C29	39	48.893364	142	41.40105	931	
C30	39	54.254802	142	42.28665	991	

番号	緯度(GRS80)		経度(GRS80)		標高(m)	備考
	度	分	度	分		
RP01	38	28.669980	141	23.530200	30	
RP02	38	28.622160	141	24.411540	155	*2
RP03	38	28.490640	141	25.059900	275	
RP04	38	28.298100	141	25.871160	80	
RP05	38	27.878520	141	26.892780	95	
RP06	38	27.819840	141	28.673820	85	
RP07	38	27.289200	141	29.796000	8	

\*1 投入位置

\*2 記録が得られていない観測点

\*3 エアガンの記録は存在

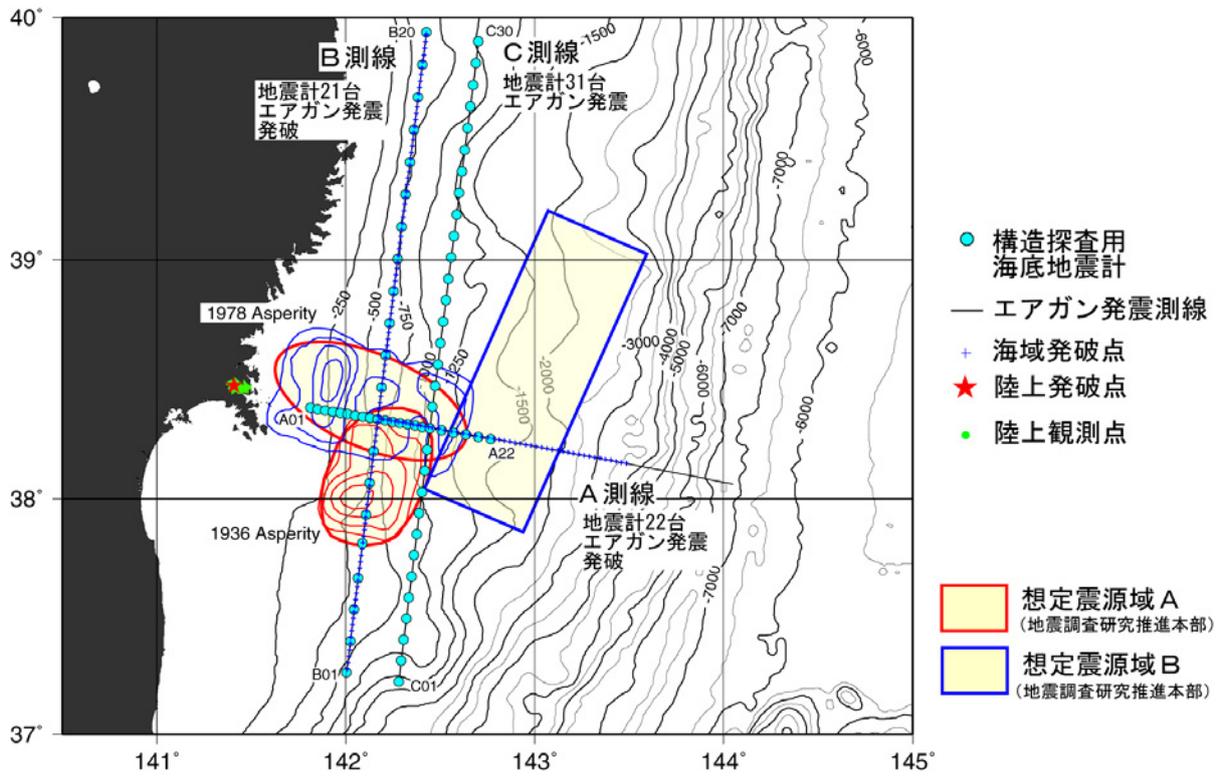


図 2. 4. 1-1 宮城沖構造探査における全体図

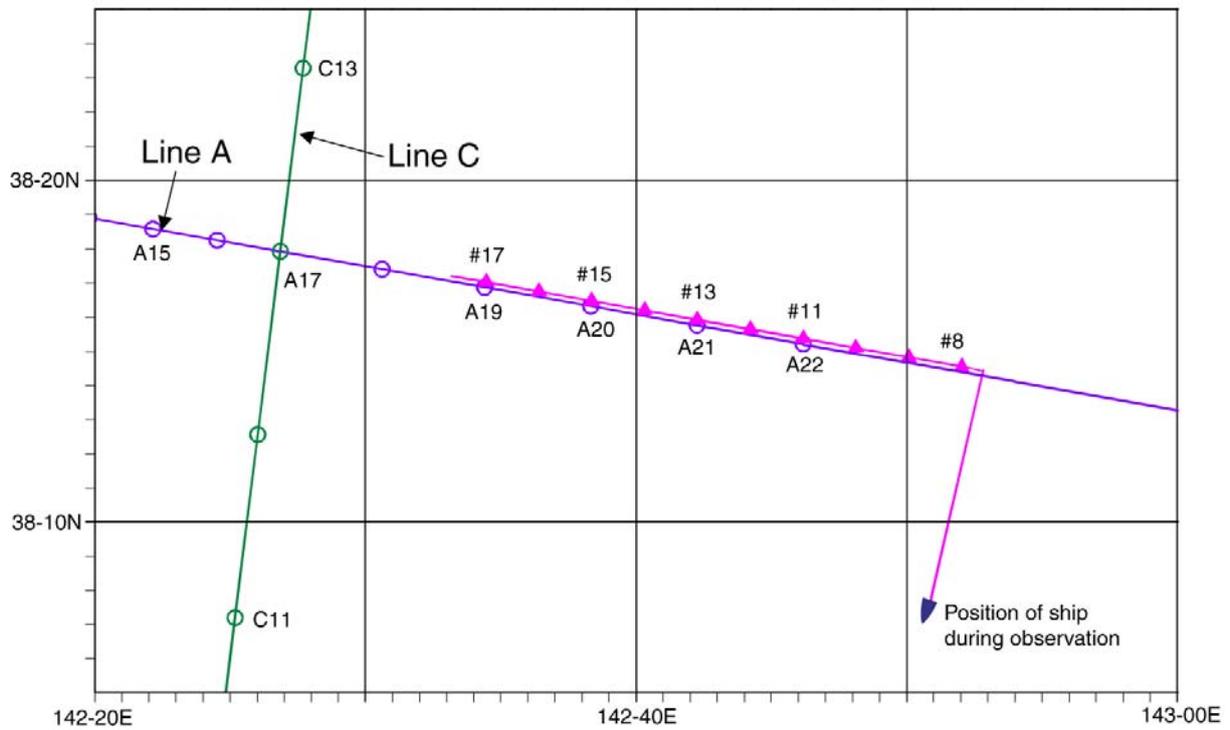


図 2. 4. 1-2 機動的ケーブル式海底地震計の設置位置



写真 2. 4. 1-1 海洋研究開発機構内で準備中の海底地震計



写真 2. 4. 1-2 「新世丸」上の回収されたすべての海底地震計

## 2.4.1 宮城県沖における地殻構造探査

### a. 爆破を制御震源とする上部マントル・地殻構造探査

#### (1) 調査観測の内容

(a) 題 目 爆破を制御震源とする上部マントル・地殻構造探査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
国立大学法人東京大学地震研究所	教 授	金 沢 敏 彦
国立大学法人東京大学地震研究所	助教授	篠 原 雅 尚
国立大学法人東京大学地震研究所	助 手	望 月 公 広
国立大学法人東京大学地震研究所	助 手	山 田 知 朗

(c) 調査観測の目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において爆破と海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施し、島弧マントルのモホ面、プレート境界面といった構造境界面を含む地殻速度構造の不均質を明らかにし、さらに地震発生に深く関連していると考えられるプレート境界面の特性を調査する。本業務では大エネルギーである爆破の特徴を生かし、比較的深部に存在する宮城県沖地震の想定震源域付近の詳細な地震波速度構造を求める。これらは、宮城県沖地震の発生予測精度の向上に資することを目指す。

(d) 実施計画

1) 平成 16 年度

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺部における地震探査

宮城県沖の想定震源域およびその周辺において、約 6 トン規模の海中発破（40kg 発破を約 150 発）を測線上で実施し、構造調査を行う。受波器には、測線上に並べられた海底地震計を用いる。また、測線延長上の陸域に臨時地震観測点と発破点を設置し、観測を行う。独立行政法人海洋研究開発機構の分担と合わせて、構造調査の全体計画としては、海中発破、大容量エアガンアレイ、海底地震計を用いた屈折法・反射法探査により、宮城沖地震の想定震源域および周辺における構造の特徴の抽出とプレート間の固着度等について調べる。

(e) 平成 16 年度業務目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において爆破と海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施し、島弧マントルのモホ面、プレート境界面といった構造境界面を含む地殻速度構造の不均質を明らかにし、さらに地震発生に深く関連していると考えられるプレート境界面の特性を調査す

る。

本業務では大エネルギーである爆破の特徴を生かし、比較的深部に存在する宮城県沖地震の想定震源域付近の詳細な地震波速度構造を求める。宮城県沖地震の想定震源域では、沈み込む太平洋プレート上面と陸側プレートの最上部マントルが接していると考えられ、その深度は30km~40kmに達する。このような深部までに地震波を届かせるためには、爆破を制御震源とすることが有用である。本業務では、プレート境界の正確な位置を求めるとともに、想定震源域付近のプレート境界の上盤側である陸側プレートの最上部マントルの構造を明らかにすることを目的とする。また、想定震源域付近のプレート境界からの反射波を観測し、これらを用いた詳細な構造決定の手法を検討する。

## (2) 平成16年度の成果

### (a) 業務の要約

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において発破を行い、それを制御震源とした海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施した。また、海域測線延長上の陸上に臨時地震観測点と発破点を設置した。これにより、震源域付近の地震波速度構造を詳細に明らかにするとともに、プレート境界の特性の推定などを行い、発生が想定されている宮城県沖地震の震源域と構造の関係を明らかにすることを目指している。

構造探査は日本海溝の海溝軸に直交する東西測線（A測線）と、海溝軸に平行な南北測線（B測線）に沿って実施した。発破は、両測線共に間隔約3kmで、計150発行った。各発破の薬量は、すべて40kgである。A測線の延長陸上に臨時地震観測点と発破点を設置した。海底地震計、陸上臨時地震観測点共に、良好な記録を得ることができた。記録は現在でも解析中であるが、B測線では、波線追跡法を用いた解析より、深さ40km程度までのP波速度構造を求め、陸側プレートの最上部マントル速度がP波速度約8.1km/sであることを明らかにした。また、陸側プレートの地殻の厚さは約24km、プレート境界は深さ約36kmに存在していることが分かった。また、両測線の海底地震計、陸上臨時観測点の内、多くの記録でプレート境界からの反射波と思われる振幅の大きな相が観測されており、震源域が深部にある場合には、爆破を用いた構造調査が有益であることが分かった。

### (b) 業務の実施方法

日本海溝では、これまでに多くの構造探査実験が行われ、地震波速度構造が明らかになってきた（例えば、Suyehiro and Nishizawa, 1994, Takahashi et al., 2000, Hayakawa et al., 2002など）。さらには、プレート境界が浅い陸側斜面の海溝に近い部分では、プレート境界からの反射波の強度に空間変化が見られ、その変化と微小地震活動との関係が指摘されている（Fujie et al., 2002）。発生が予想されている宮城県沖地震の想定震源域でも、これまでに構造探査が行われているが（三浦・他、2001、伊藤・他、2002、Ito et al., 2005）、想定震源域が深部に存在しているために、想定震源域付近の構造を高分解能に明らかにするには至っていなかった。

本業務は、宮城県沖地震の想定震源域とその周辺の地殻構造を明らかにすることを旨とし、南北300km、東西200kmにおよぶ構造探査測線を設定して構造探査観測を行った。特に深部に着目しているために、制御震源に発破を用いるほかに、空間的に高密度な発破点と海底地震計の展開を行った。

海底地震計は、海洋研究開発機構の海洋調査船「かいれい」により、設置された。制御震源としては、火薬 40kg を用いた（写真 2.4.1.a-1）。探査測線は海溝軸に直交する東西方向 1 測線（A 測線）、海溝軸に平行な南北測線 1 測線（B 測線）の合計 2 測線である（図 2.4.1.a-1）。発破は、両測線で合計して、150 発である。用いた爆薬の総量は、6 トンである。A 測線は 1999 年に JAMSTEC が実施した構造探査測線（三浦・他、2001）と一致させてあるが、1999 年には海底地震計を設置しなかった宮城県沖地震の想定震源域直上付近に集中して海底地震計を設置した。海底地震計の設置間隔は 1999 年の探査と同じく約 3.5km である。この測線は、プレート沈み込みをできるだけ深い領域まで明らかにしようとしたもので、測線延長上の陸上にも臨時地震観測点を設置する一方、逆測線のために、薬量 300kg の陸上発破も行った。一方、南北測線（B 測線）では、深部である宮城県沖地震の想定震源域まで波線が通過するように、300km の長い測線を設定した。海底地震計の設置間隔は A 測線よりも大きく、B 測線でそれぞれ約 15km である。B 測線下の水深は、水深 500 メートルでほぼ一定である。発破作業終了後、全測線上に設置されていた海底地震計は新日本海事（株）「新世丸」（東京大学地震研究所備船）により、回収された。

発破は、安全のために観測船から 100m 程度の距離をおいて行う。そのために、正確な発破位置を決定する必要がある。また、正確な発破時刻も必要である。そこで、発破作業を行った観測船から、ハイドロフォンを曳航し、発破からの直接波および海底反射波を観測した（写真 2.4.1.a-2）。一方、発破は電気式であり、クランプメーターなどの誘導電気センサーを用いることで、電気雷管に電力を供給する電線に接触することなく、安全に正確な時刻を得ることができる。正確には、クランプメーターで捉えられる信号は、電気雷管に電力を供給したものであるが、電気雷管は瞬時に爆発、発破を起こすので、この電気雷管に電力を供給した時刻を発破時刻とした（図 2.4.1.a-2）。発破の位置については、直接波及び海底反射波の走時から、船舶から発破点までの水平位置と距離を求めることができる。なお、海底の水深は、発破時の音響測深儀の値を採用した。また、海底反射波が観測されなかった発破については、発破の深さを 60m と仮定して、発破までの水平距離を求めた。発破の水平位置については、発破時の観測船の位置を基準として、観測船のジャイロコンパスと、爆薬を吊しているブイと船尾の角度を用いて、求めた（図 2.4.1.a-3）。なお、観測船の位置は、デファレンシャル GPS により、決定した。

海底地震計は、レコーダ内の水晶発振子を元に刻時を行っている。そこで、投入直前及び回収直後に、GPS 時計と海底地震計の時計を比較し、記録期間中は直線補間することによって、各海底地震計の時刻を GPS 時刻に統一した。一方、海底地震計の海底での位置は、同じ観測で発震されたエアガン、または発破の水中直接波の走時を用いて、最小二乗法により決定した。また、陸上観測点については、測量により座標を決定した。A 測線上の観測点で得られた上下動記録の距離時間軸断面を図 2.4.1.a-4 に、陸上発破により得られた上下動記録の距離時間軸断面を図 2.4.1.a-5 に、B 測線上の観測点で得られた上下動記録の距離時間軸断面を図 2.4.1.a-6 に示す。

B 測線に関しては、得られた記録を用いて、波線追跡法（Zelt and Smith, 1992）により、測線下の P 波速度構造を求めた（図 2.4.1.a-7）。波線追跡法の初期構造は、三浦・他 2001、伊藤・他 2002、Ito et al., 2005 を参考にして作成した。

(c) 業務の成果

暫定的に決定した波線追跡法によるB測線下のP波速度構造を図2.4.1.a-8に示す。屈折波の波線は25km程度の深さまで通過しているため、それより浅い構造が精度良く求まれていると考えられる。

測線下の海底直下には、堆積層と考えられる1.7km/s層、2.6km/s層が存在する。これら2層を合計した厚さは、2km程度である。その下に、古い堆積岩からなると考えられる層があり、上面のP波速度が4.1km/s、最下部で4.4km/sである。この下に火成岩からなると考えられる上部地殻が存在する。上部地殻の上面の速度は、5.8km/s、下面で6.1km/sである。また、この層の上面の深度は、大きく変化しており、測線中央付近で深くなる。上部地殻の提琴的な厚さは、約7kmである。下部地殻のP波速度は、上面で6.6km/s、下面で6.9km/sであり、典型的な島弧の下部地殻の速度とほぼ同じである。また、厚さは平均して約13kmである。この下にモホ面が存在している。最上部マンツルの速度は、8.1km/sと、他の同じような領域の中では速いものに分類される。また、モホ面は南に向かってやや深くなる傾向がある。これから下の領域では、屈折波が観測されなかったため、精度が下がるが、Pnとほぼ同じ見かけ速度で、初動となっているPn相から数秒後に大きな振幅をもつ反射波と思われる相が、距離時間軸断面では認められる。この相をプレート境界からの反射波と解釈すると、プレート境界の深さは約37kmとなる。この深さはこれまで行われている構造探査の結果と調和的である。

(d) 結論ならびに今後の課題

海底地震計及び陸上臨時観測点を用いて、制御震源として発破を用いた構造探査を行った。その結果、各観測点で良好な記録を得ることができた。この記録を用いて、B測線下の暫定的なP波速度構造を求めた。その結果、陸側プレートの地殻の厚さは約25kmであり、プレート境界の深さは、約36kmとなった。この間には、陸側プレートのマンツル（いわゆるウェッジマンツル）が存在している。このウェッジマンツルのP波速度は、8.1km/sと求まった。例えば、Miura et al. (2003)は、福島沖において、エアガンと海底地震計を用いた構造探査の結果、ウェッジマンツルのP波速度は、7.8km/s程度と遅いことを明らかにしている。このように、一般的にウェッジマンツル先端付近の速度は、通常海洋底で見られるようなPn速度よりも遅いと考えられているが、宮城沖ではほぼ同じという結果になった。海溝型の地震はプレート境界を震源域としているので、プレート境界の上盤側の構造も地震発生を規定している可能性がある。今後は、地震発生領域の上盤側の構造が与える影響についても、考慮する必要があると考える。

今回は、40kgの爆薬を震源として、約3km間隔という高密度で発震を行った。その結果、良好なS/N比の記録を得ることができた（図2.4.1.a-9）。特に、明瞭な最上部マンツルからの屈折波、B側線では、深さ30kmを超える深部からの反射波と思われる相を観測できたことは、発破を震源とした構造探査が、比較的深い領域で発生する地震の震源域の構造を研究するために、極めて有効であると考えられる。

(e) 引用文献

Fujie, G., J. Kasahara, R. Hino, T. Sato, M. Shinohara, and K. Suyehiro (2002), A significant relation between seismic activities and reflection intensities in the

- Japan Trench region, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL013764
- Hayakawa, T., J. Kasahara, R. Hino, T. Sato, M. Shinohara, A. Kamimura, M. Nishino, T. Sato, and T. Kanazawa (2002), Heterogeneous structure across the source regions of the 1968 Tokachi-Oki- and the 1994 Sanriku-Haruka-Oki earthquakes at the Japan Trench revealed by an ocean bottom seismic survey, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 132, 89-104
- 伊藤亜紀, 日野亮太, 西野実, 藤本博巳, 三浦誠一, 小平秀一, 長谷見昌子 (2002), エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造, *地震*, 54, 507-520
- Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, and R. Hino (2005), Bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05310, doi:10.1029/2004GL022307
- 三浦誠一, 高橋成実, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行 (2001), 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的調査—KY9905 航海—, *JAMSTEC 深海研究*, 18, 145-156
- Miura, S., S. Kodaira, A. Nakanishi, T. Tsuru, N. Takahashi, N. Hirata, and Y. Kaneda (2003), Structural characteristics controlling the seismicity of southern Japan Trench fore-arc region, revealed by ocean bottom seismographic data, *Tectonophysics*, 363, 79-102
- Suyehiro, K., and A. Nishizawa (1994), Crustal structure and seismicity beneath the forearc off northeastern Japan, *J. Geophys. Res.*, 99, 22331-22347
- Takahashi, N, S. Kodaira, T. Tsuru, J. Park, Y. Kaneda, S. Abe, M. Nishino, and R. Hino (2000), Detailed plate boundary structure off northeast Japan coast, *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1977-1980
- Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2004), Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, 10.1029/2003JB002683
- Zelt, C. A., and R. B. Smith (1992), Seismic travelt ime inversion for 2-D crustal structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 東京大学地震研究所・海洋研究開発機構・東北大学理学研究科・北海道大学理学研究科・九州大学理学研究院・千葉大学理学部・山形大学理学部（発表者 金沢敏彦）、宮城県沖地震想定震源域付近の海陸合同地震波構造探査実験、日本地震学会秋季大会、B72、2004年、福岡
- 2) 2004年宮城県沖構造探査グループ、「宮城県沖地震想定震源域付近の地震波構造探査実験」、しんかいシンポジウム、2005年、横浜

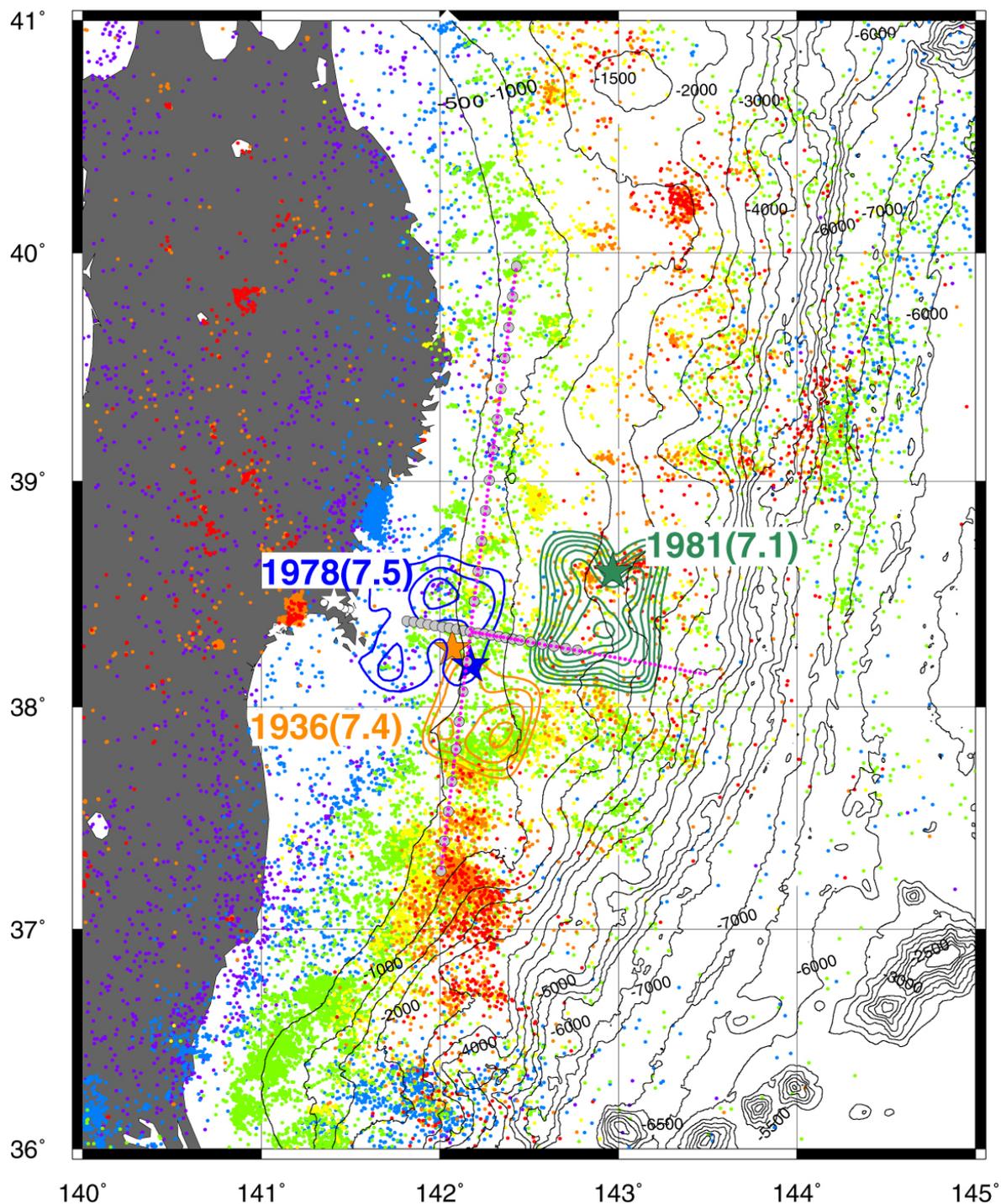


図 2. 4. 1. a-1 発破を震源とした構造探査における海底地震計と発破位置。Yamanaka and Kikuchi (2004) のアスペリティ位置と気象庁が 1997 年から 2003 年までに決定した地震の震央位置も示してある。

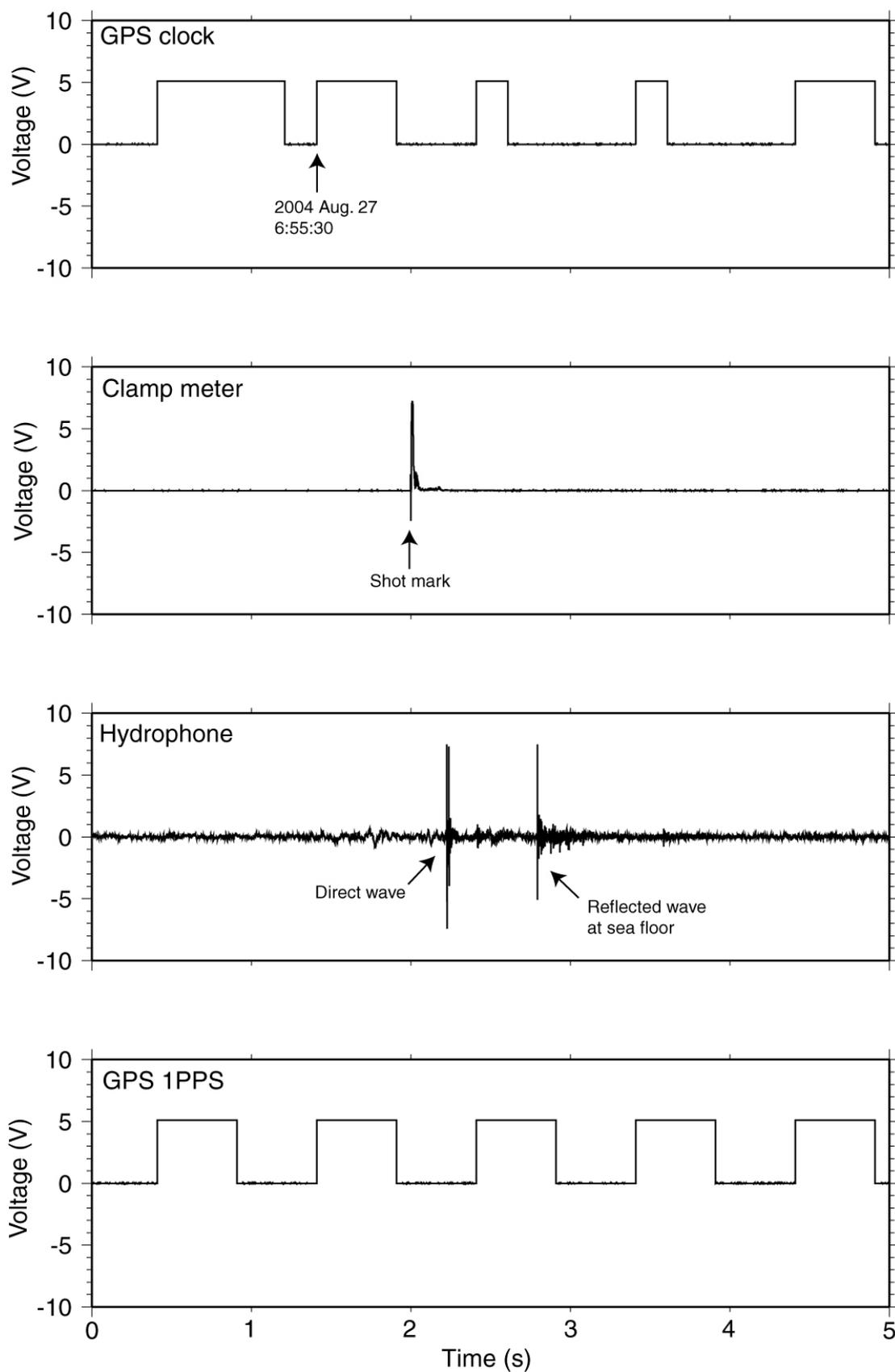
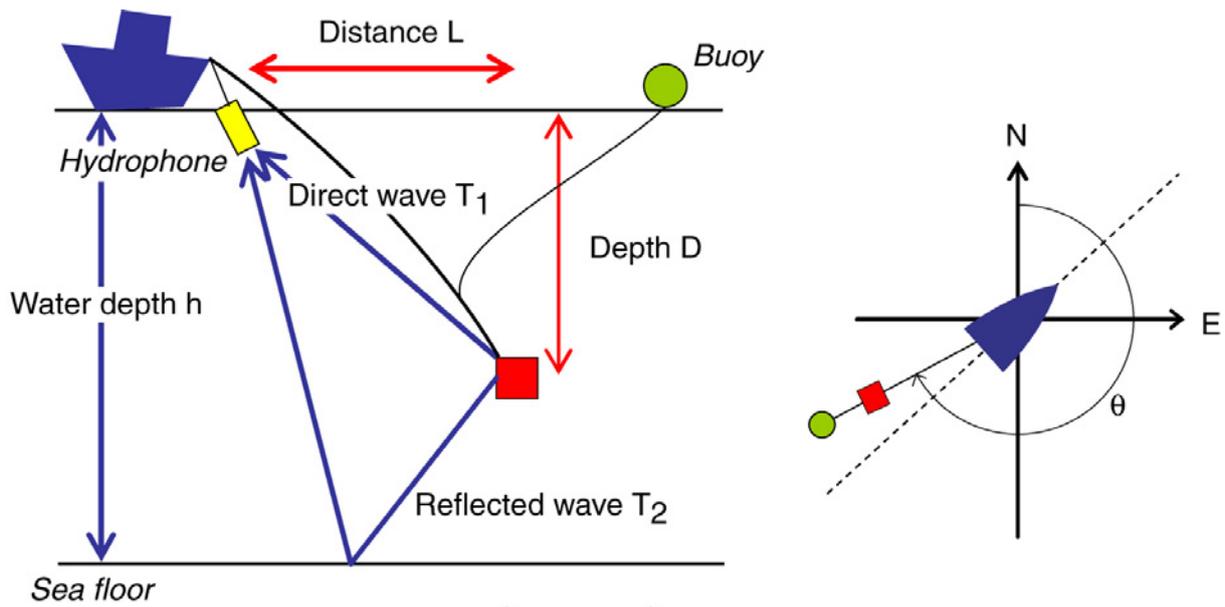


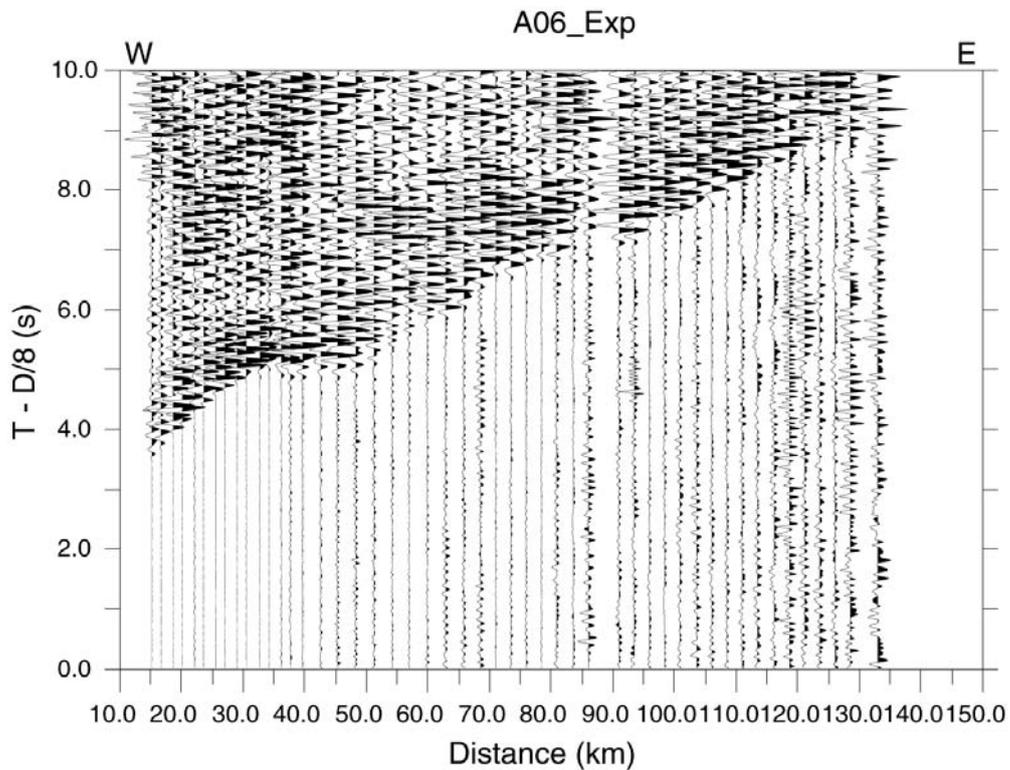
図 2.4.1. a-2 発破位置決定のために船上で収録した誘導電気センサー、ハイドロフォンの記録例



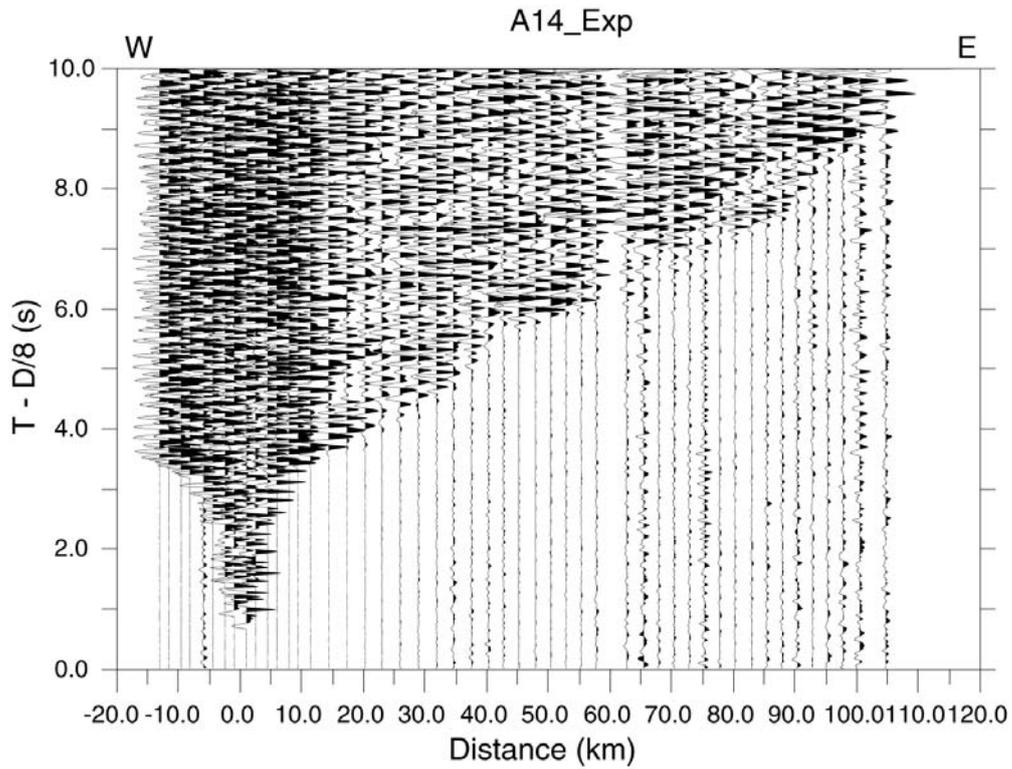
$$D = h - \frac{1}{4h} \{ (1.5 T_2)^2 - (1.5 T_1)^2 \}$$

$$L = \sqrt{(1.5 T_1)^2 - D^2}$$

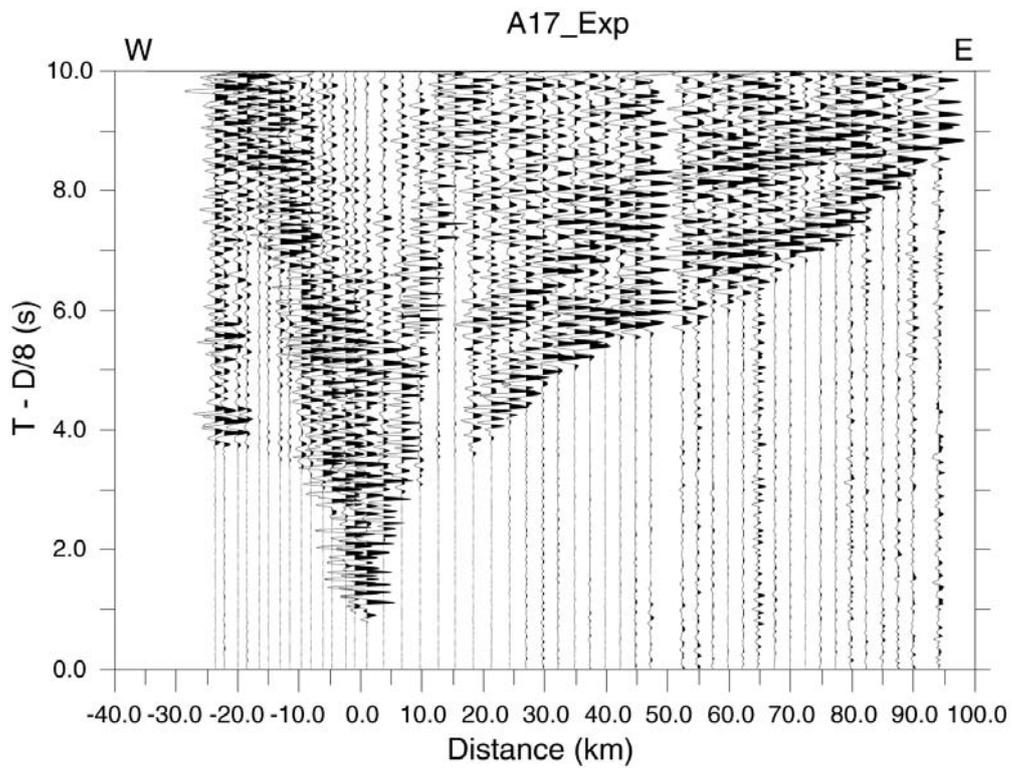
図 2.4.1. a-3 発破位置の決定方法



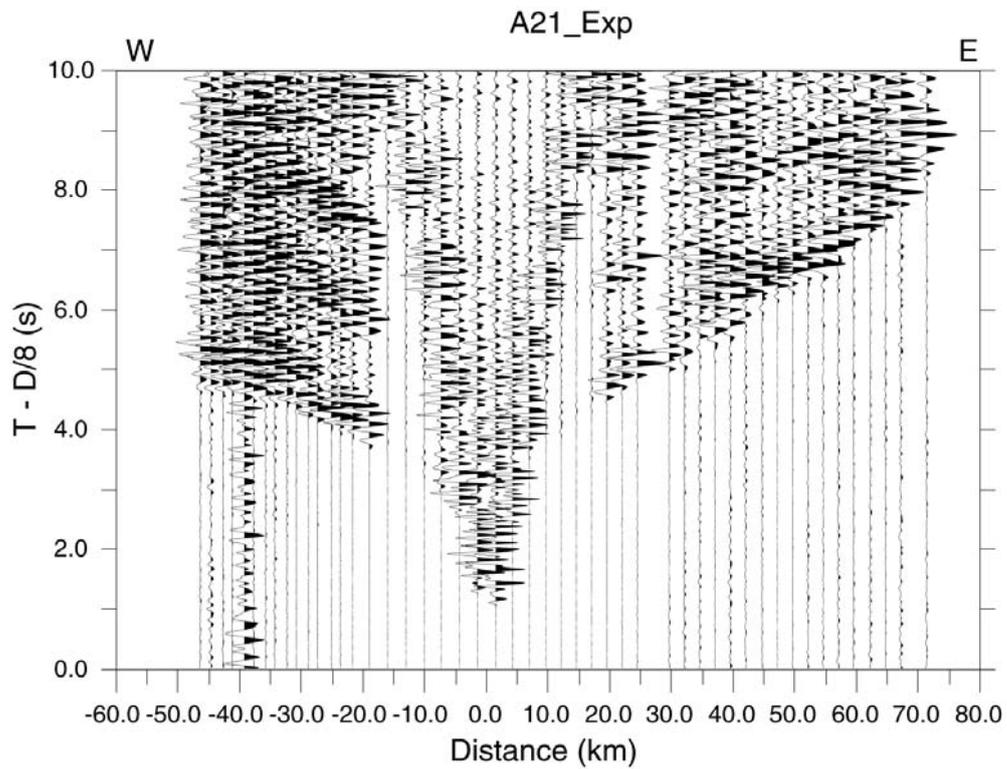
Data file name: A06\_exp.dat OBS position: 38.358354 142.012917 Bandpass flt.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.700 Dif. between channels (msec): 0.22 19:15:10 2005



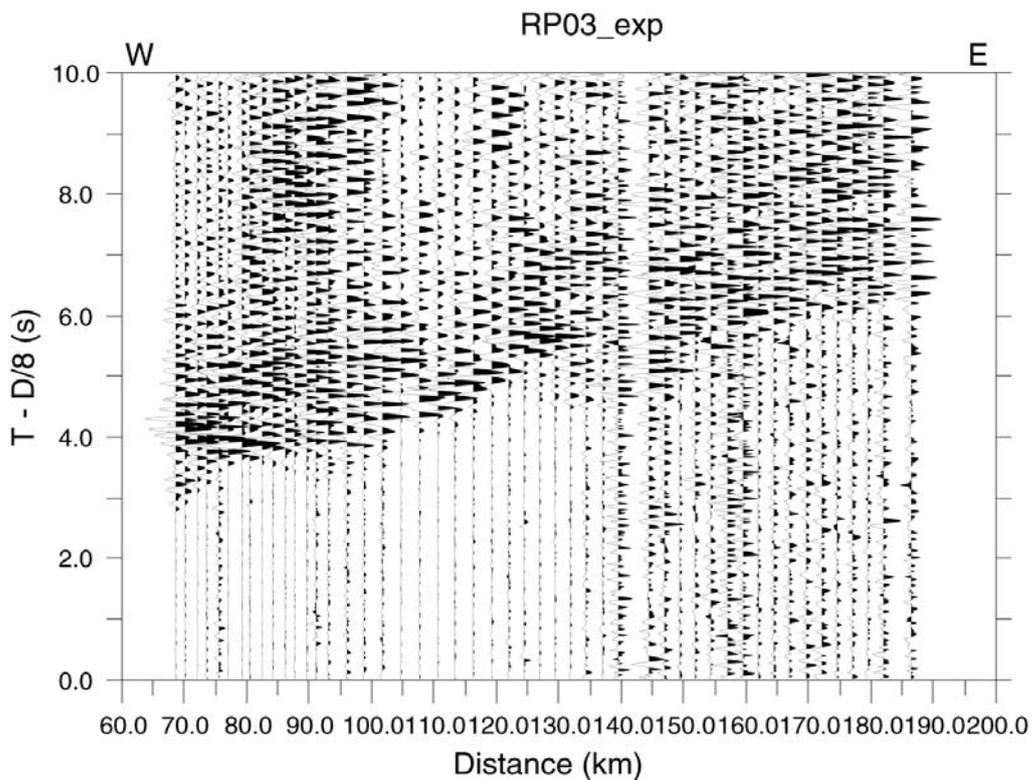
Data file name: A14\_exp\_a.dat OBS position: 38.315122 142.330424 Bandpass fit.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 4 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.700 Dif. between channels (ms) 0.22 14:28:16 2005



Data file name: A17\_exp\_a\_cut.dat OBS position: 38.297584 142.448710 Bandpass fit.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.700 Dif. between channels (ms) 0.22 14:29:18 2005

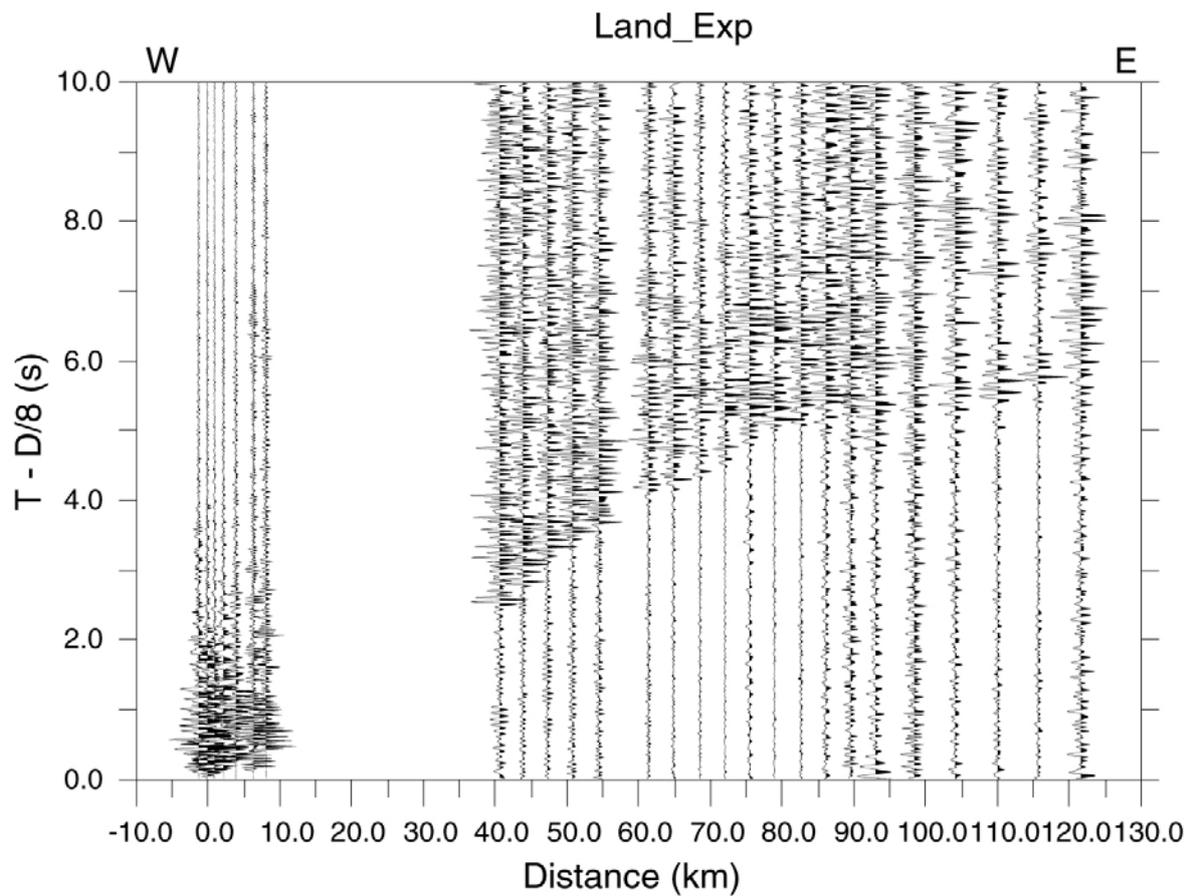


Data file name: A21\_exp\_a.dat OBS position: 38.262961 142.704581 Bandpass fit.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.700 Dif. between channels (msec): 0.22 14:31:13 2005



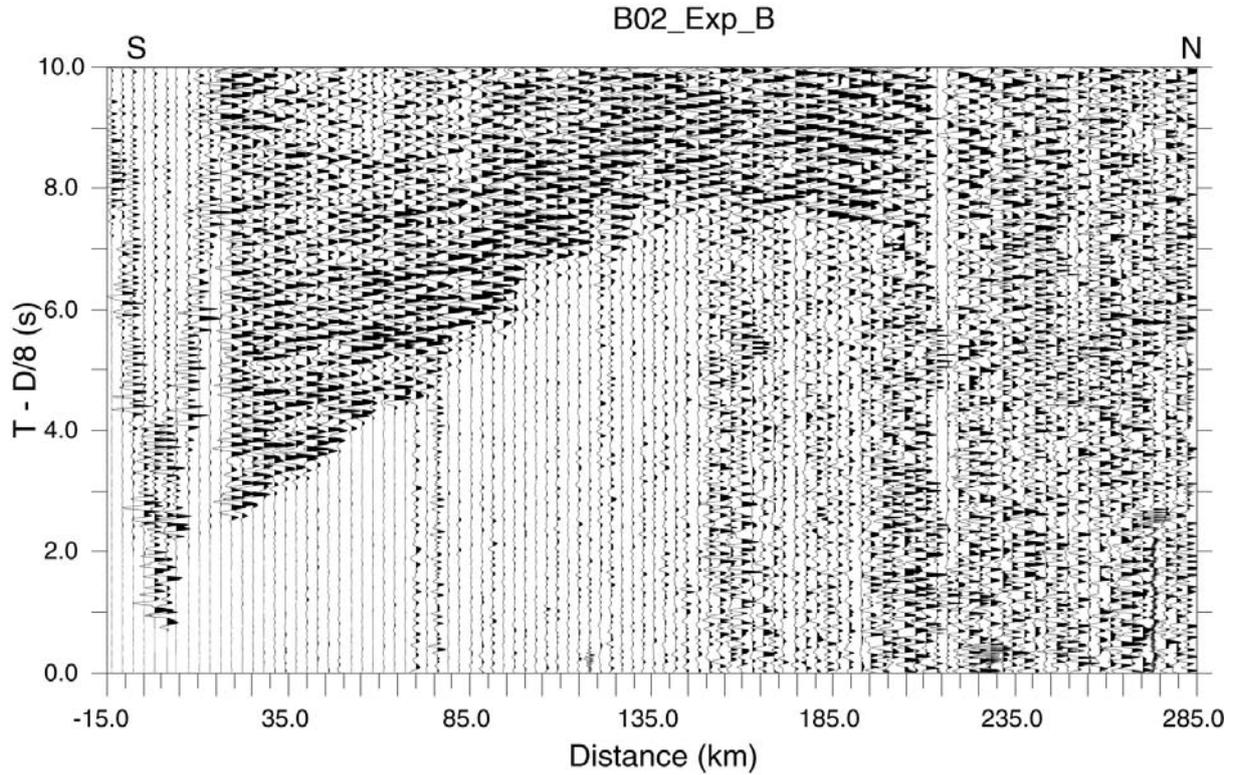
Data file name: RP03\_1.segy position : 38.474844 141.417665 Bandpass fit.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.700 Dif. between channels (msec): 0.22 15:34:49 2005

図 2. 4. 1. a-4 A測線上の海底地震計と陸上観測点の上下動の距離時間軸断面例。リダクション速度は 8km/s、2Hz から 7Hz のバンドパスフィルターをかけてある。また、各トレースの最大震幅で規格化されている。

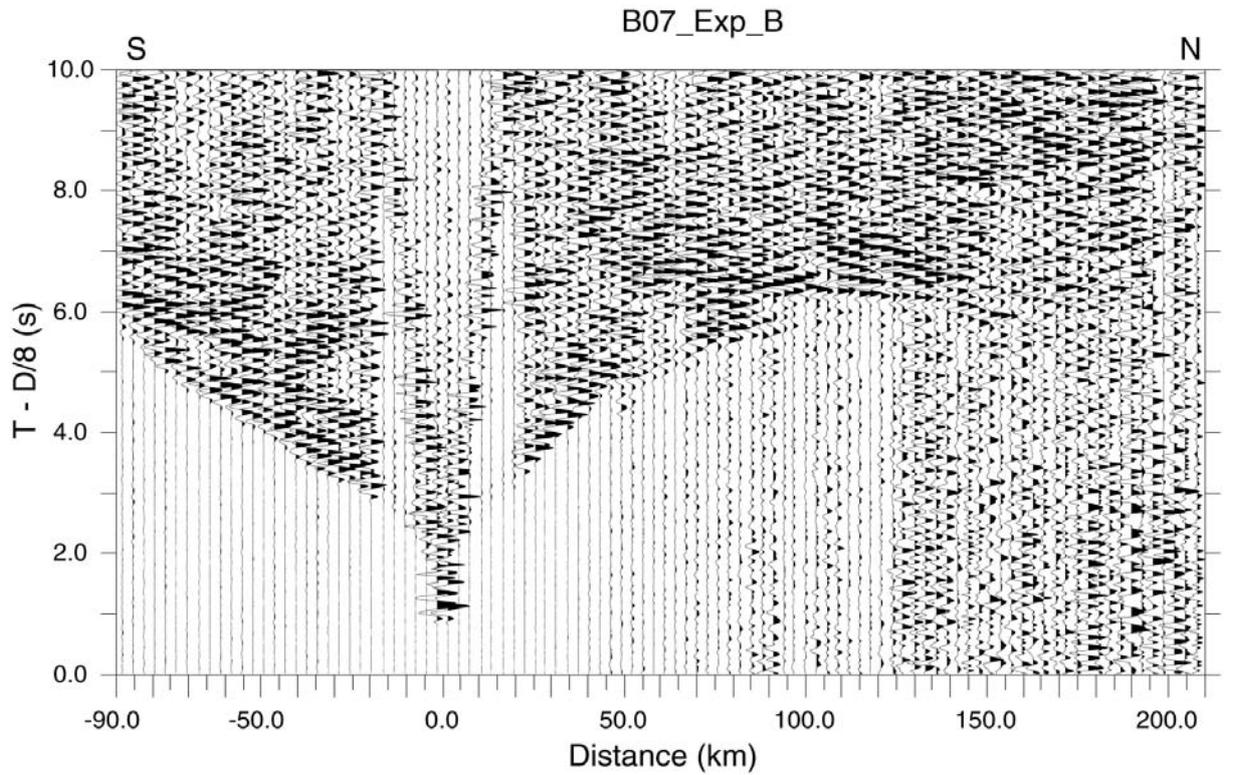


Data file name: land2.data    OBS position: 38.475456 141.408025    Bandpass flt.: 4.0 20.0 30.0    reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1    normalize type: 1    win: 10.0    sf:0.600    Dif. between chanel (mSec):0.03    16:10:16 2005

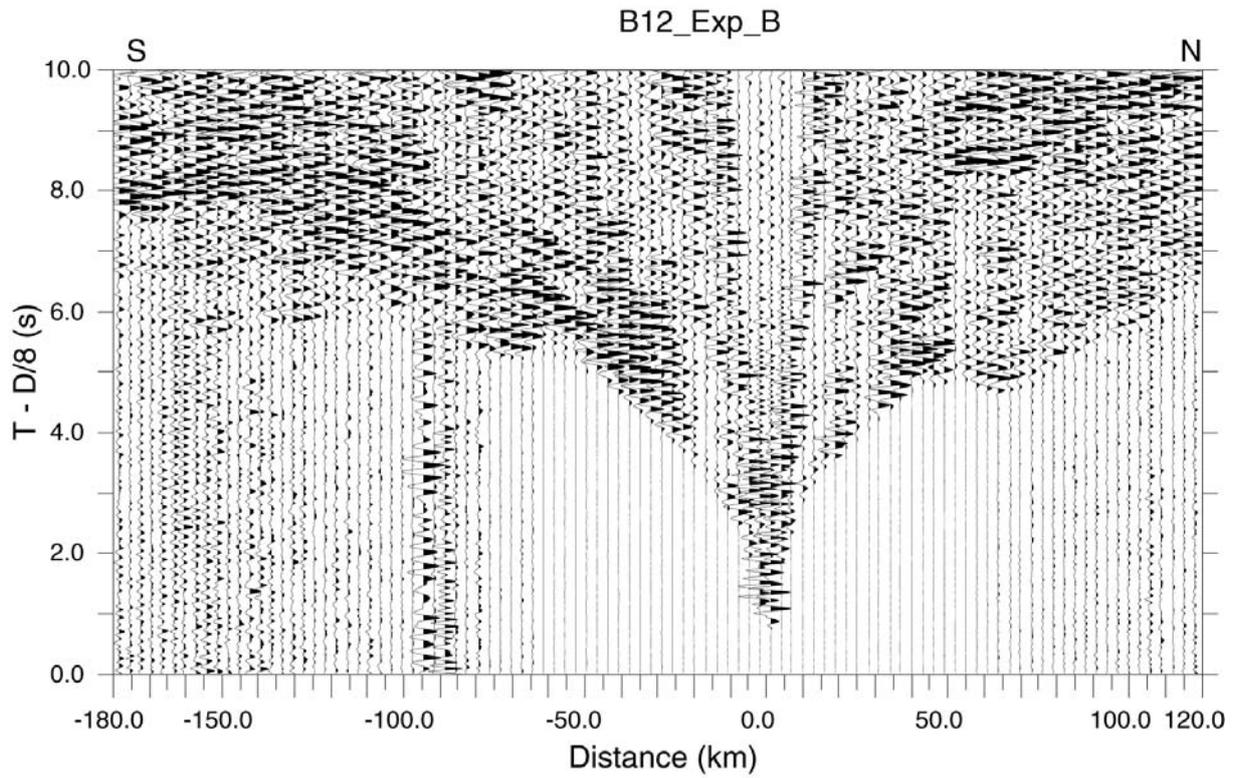
図 2. 4. 1. a-5 陸上発破を震源とした上下動の距離時間軸断面。リダクション速度は 8km/s、2Hz から 7Hz のバンドパスフィルターをかけてある。また、各トレースの最大震幅で規格化されている。



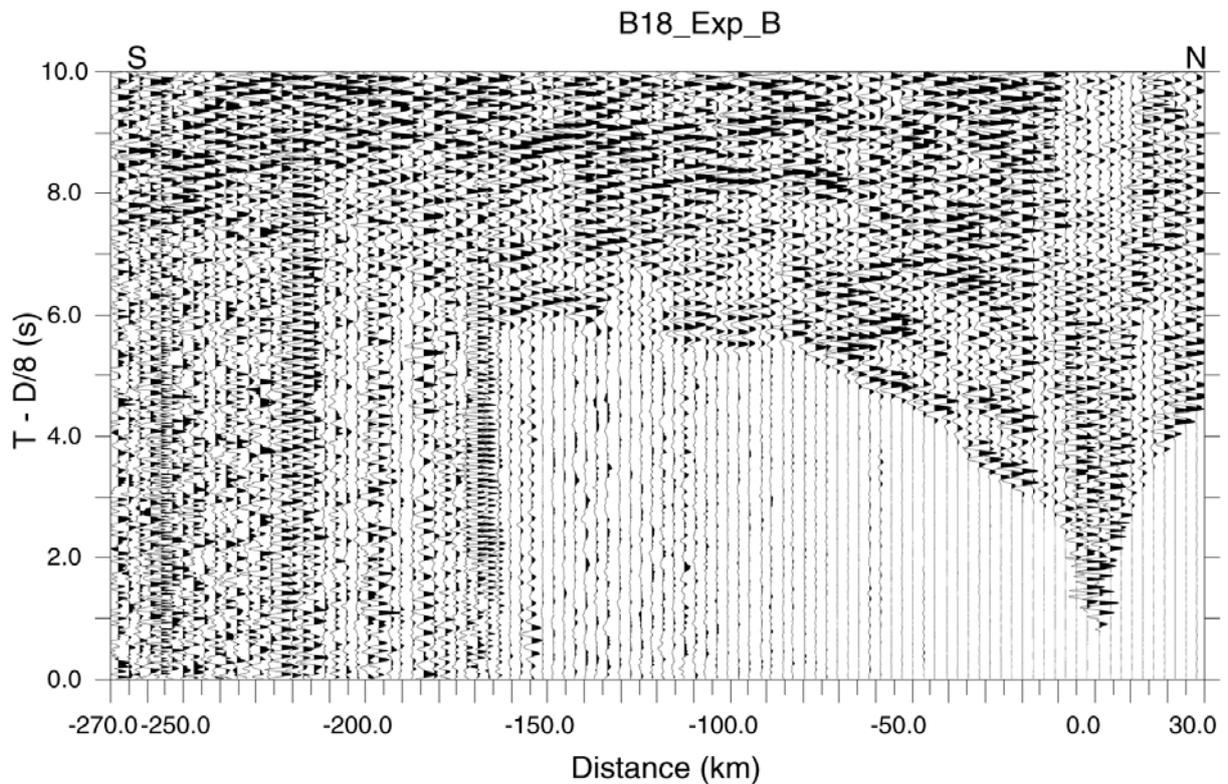
Data file name: B02\_exp\_b.dat OBS position: 37.399608 142.026874 Bandpass flt.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.500 Dif. between channels (msec): 0.0 Wed Apr 20 13:17:24



Data file name: B07\_exp\_b\_cut.d OBS position: 38.067149 142.129744 Bandpass flt.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.500 Dif. between channels (msec): 0.0 Wed Apr 20 13:19:58



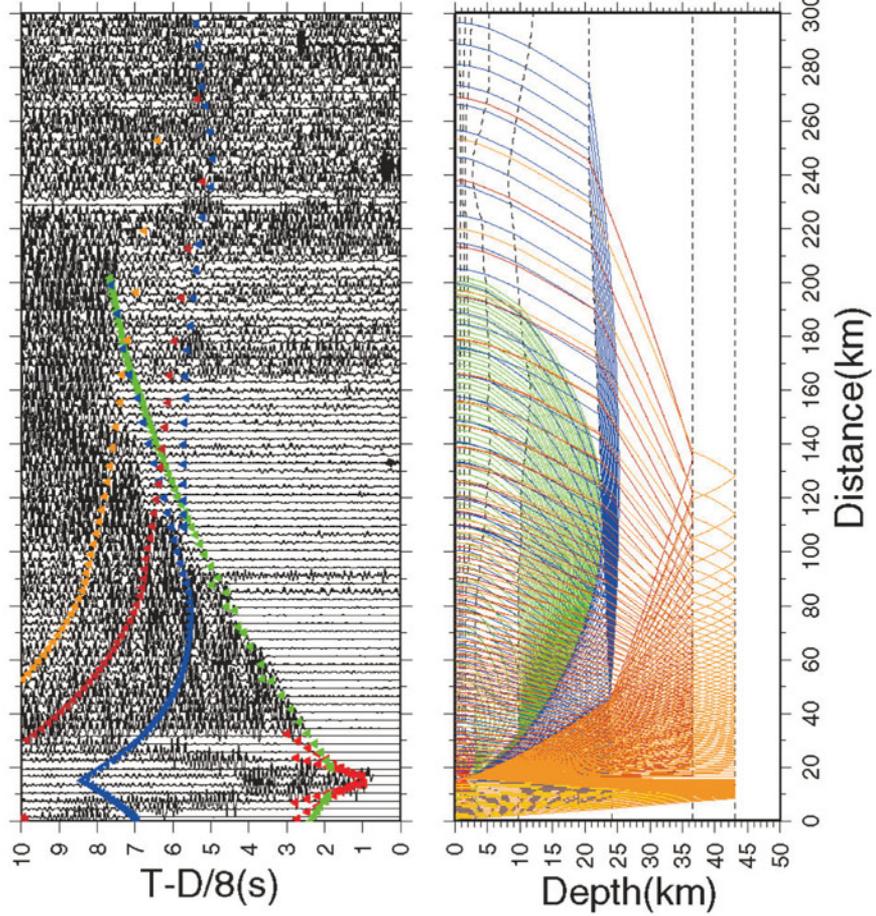
Data file name: B12\_exp\_b\_cut.d OBS position: 38.871317 142.256236 Bandpass flt.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.500 Dif. between channels (msec): 0.0 Wed Apr 20 13:22:16



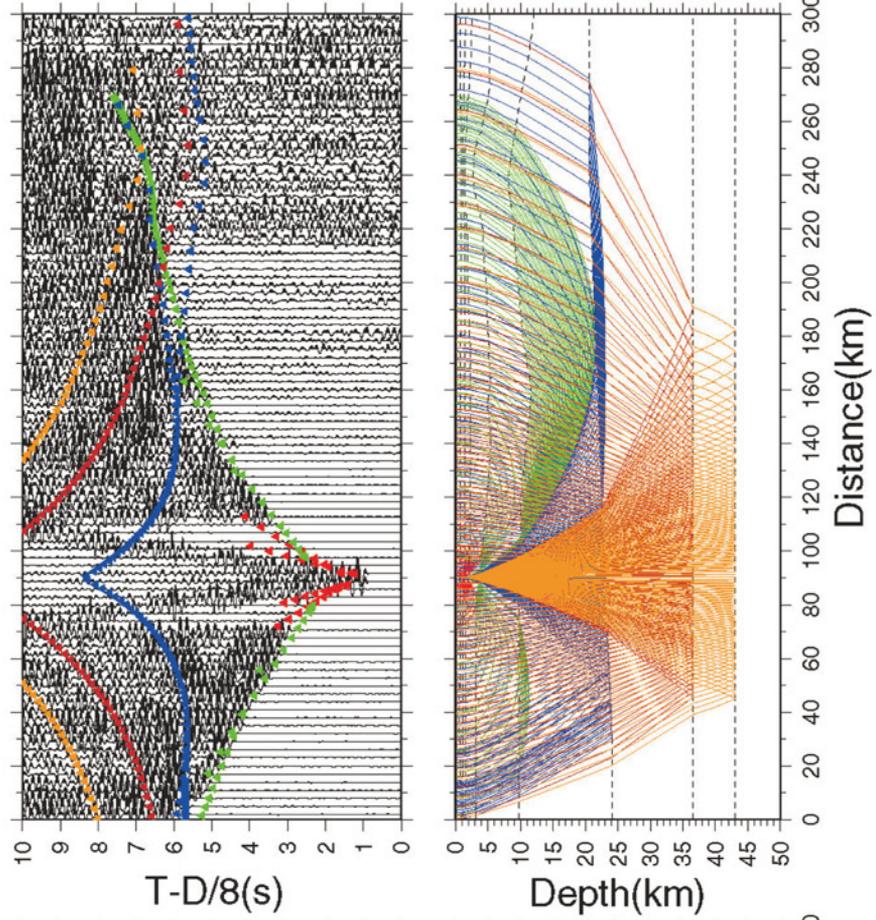
Data file name: B18\_exp\_b\_cut.d OBS position: 39.673788 142.384859 Bandpass flt.: 2.0 7.0 20.0 reduction velocity: 8.0  
 plot channel: 1 normalize type: 1 win: 10.0 sf:0.500 Dif. between channels (msec): 0.0 Wed Apr 20 13:24:28

図 2. 4. 1. a-6 B測線上の海底地震計の距離時間軸断面例。他は図 4 と同じ。

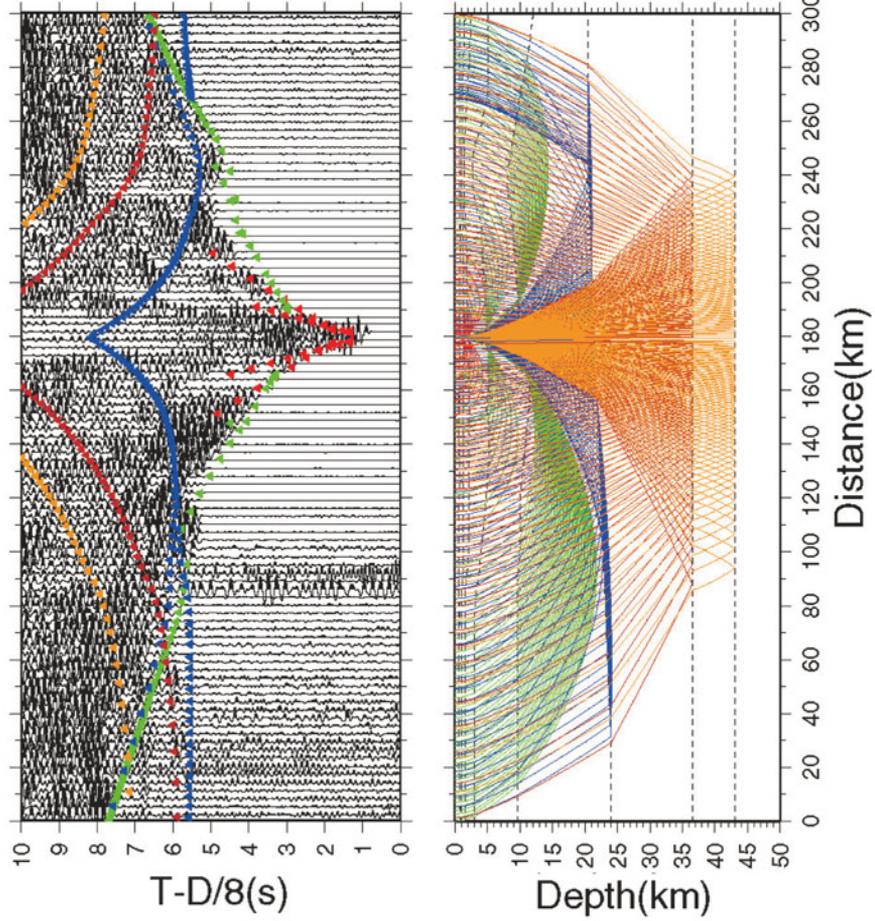
02



07



12



18

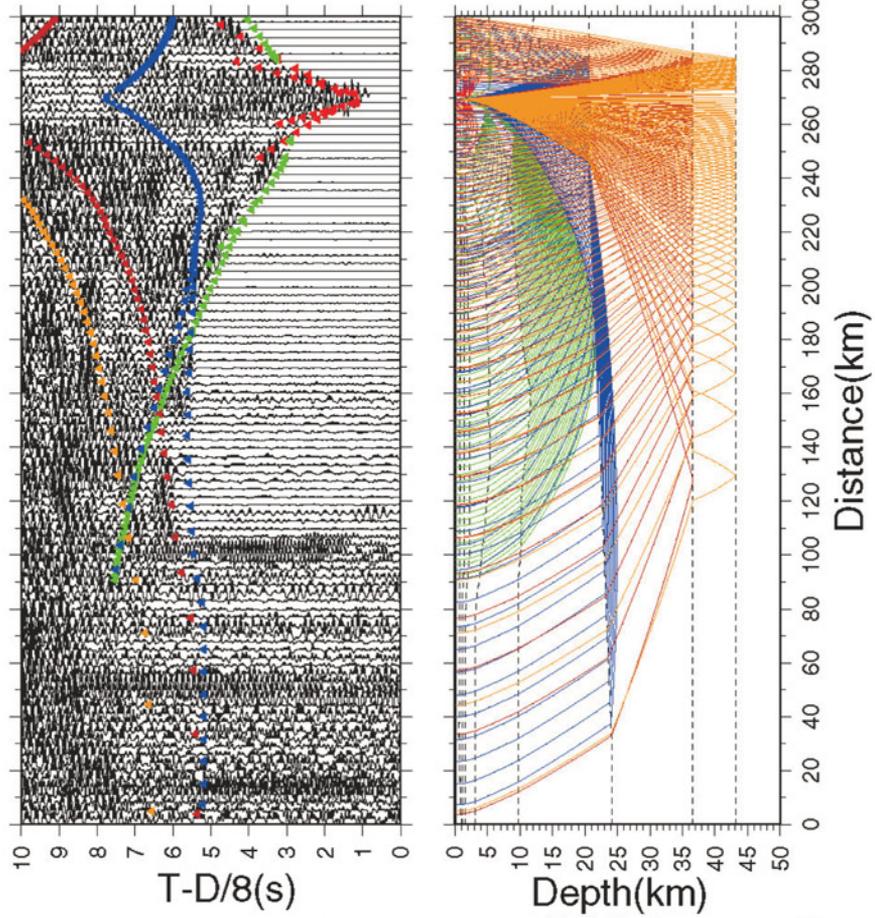


図 2.4.1.a-7 波線追跡法の結果の例。上が観測された記録に、構造から計算された走時を重ねたもの。下は波線図を表す。

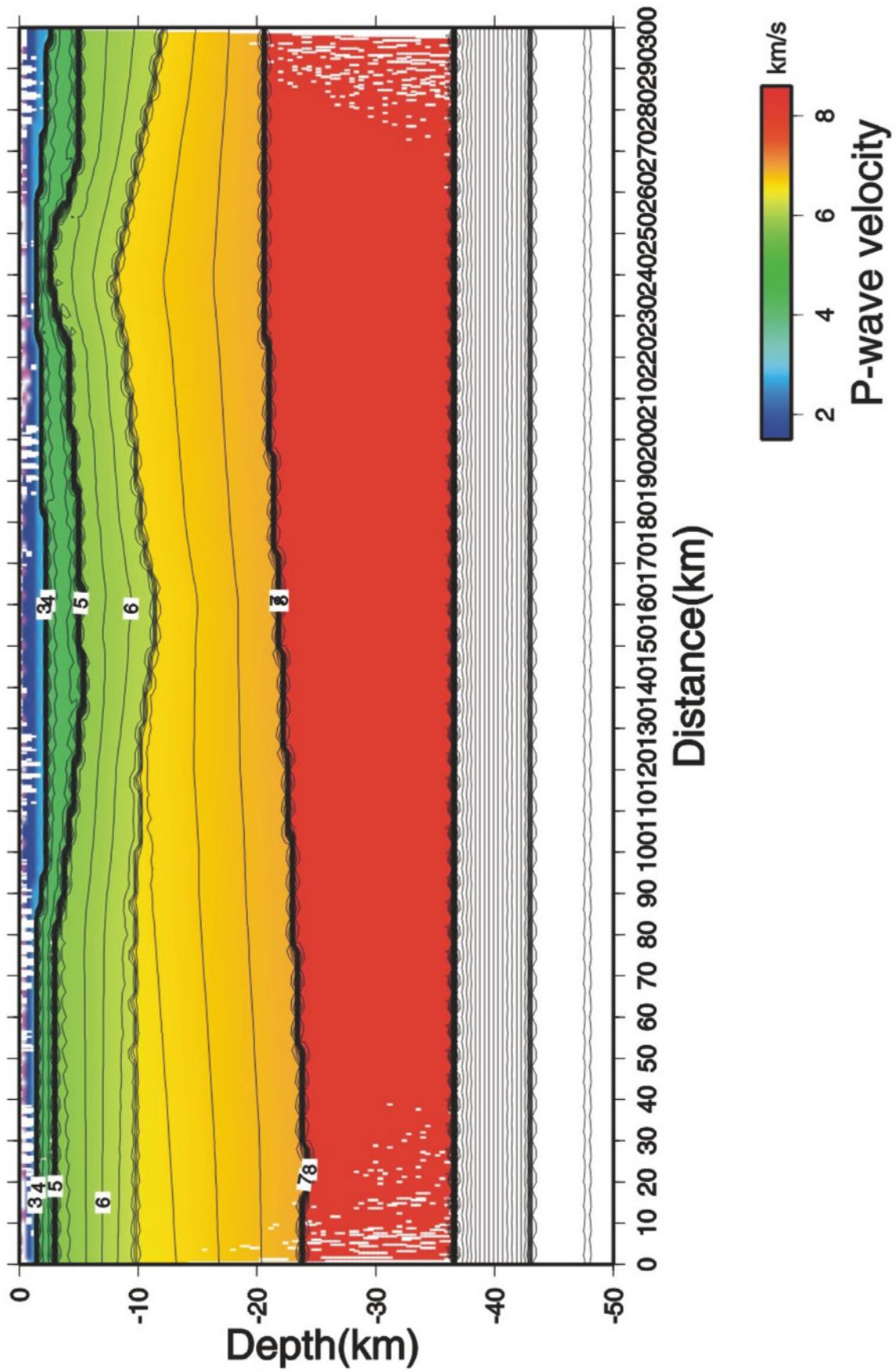


図 2.4.1. a-8 B 測線の発破を震源とした海底地震計の記録から得られた暫定的な P 波速度構造

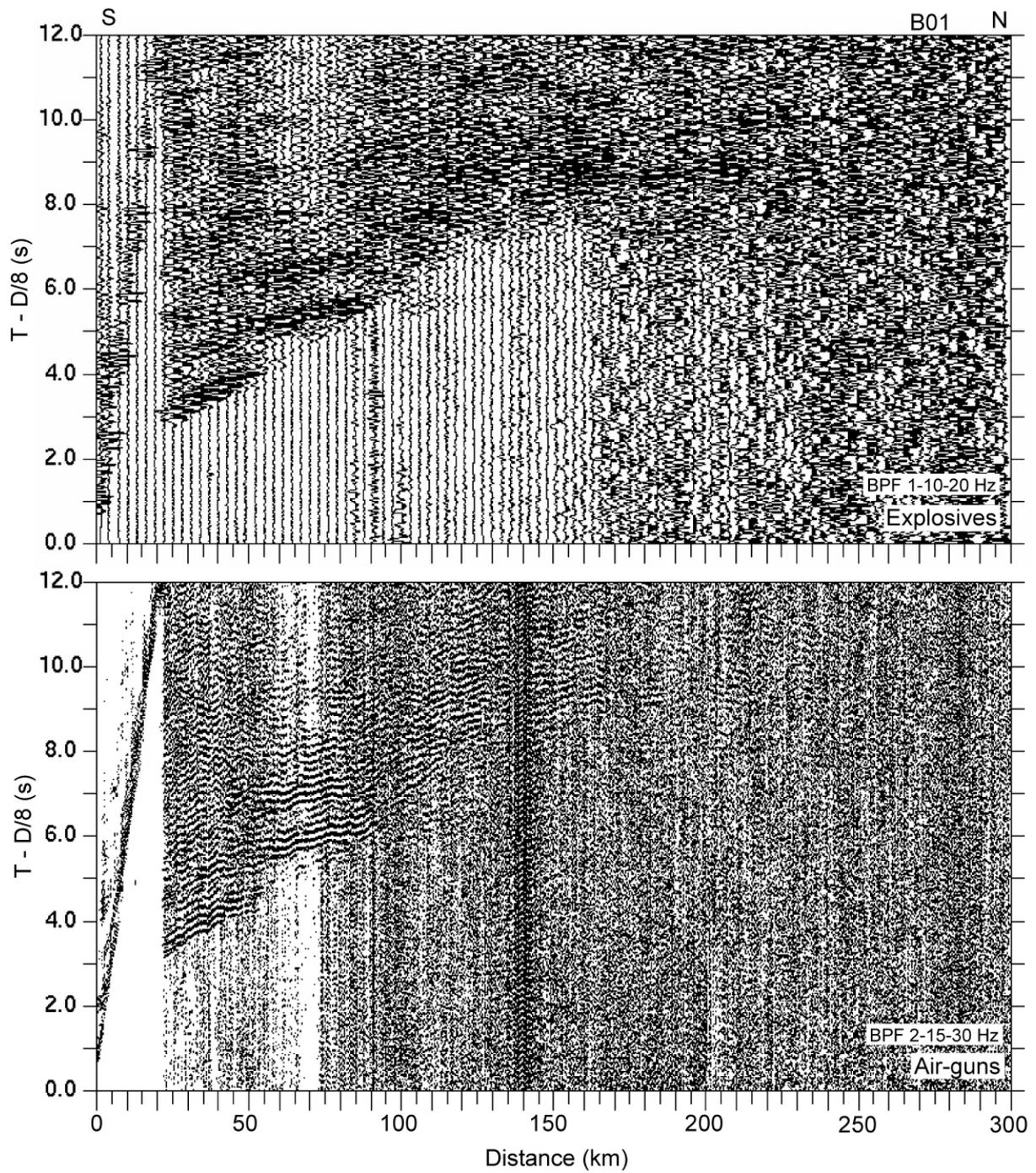


図 2.4.1. a-9 爆破とエアガンを震源とした記録の比較。同一測線（B測線）で同一の海底地震計（B01）。上が発破を震源としており、下がエアガンを震源としている。



写真 2. 4. 1. a-1 爆薬（40kg）投入風景



写真 2. 4. 1. a-2 発破作業中の観測船上作業風景

## 2.4.1 宮城県沖における地殻構造探査

### b. 大容量エアガン・アレーを人工震源とする地殻構造探査

#### (1) 調査観測の内容

(a) 課 題 宮城県沖における地殻構造探査

— (b) 大容量エアガン・アレーを人工震源とする地殻構造探査 —

(b) 担当者

所 属 機 関	役 職	氏 名
海洋研究開発機構	プログラムディレクター	金 田 義 行
	グループリーダー	小 平 秀 一
	研究員	三 浦 誠 一
	研究員	藤 江 剛

(c) 調査観測の目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において大容量エアガン・アレーと海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施し、地殻速度構造の不均質や、島弧マントルのモホ面、プレート境界面といった構造境界面の形状を明らかにする。

本業務では稠密に発震できるエアガンの特徴を生かし、反射波データも活用して詳細な地震波速度構造を求めらる。

これによって、宮城県沖地震の発生メカニズムの解明に資する構造要因の抽出を目指す。

(d) 実施計画

1) 平成 16 年度

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺部における速度構造

(e) 平成 16 年度業務目的

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において大容量エアガン・アレーと海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施し、島弧マントルウェッジのモホ面やプレート境界面の形状および地殻の速度構造の不均質性を明らかにする。

本業務ではエアガンショットデータを用いて、詳細な地殻速度構造を求めらることを目指す。稠密に発振可能なエアガンデータでは反射波などの後続波を解析に取り入れやすいので、反射波を用いて島弧モホ面、プレート境界面といった構造境界の形状を明らかにすることも目指していく。

#### (2) 平成 16 年度の成果

(a) 調査観測の要約

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺において大容量エアガン・アレーと海底地震計を用いた広角反射・屈折法探査を実施し、島弧マントルウェッジのモホ面、プレート境界面の形状や地殻の速度構造の不均質性を求め、宮城県沖地震の震源域付近における地殻構造と地震発生の関係を明らかに

することを旨す。

構造探査は日本海溝の海溝軸に直交する東西測線（A 測線）と、海溝軸に平行な南北測線（B, C 測線）に沿って実施した。各測線ごとに P 波初動を用いた走時トモグラフィーにより、深さ 15km 程度までの P 波速度構造を求め、P 波速度 5km/sec の層の厚さが場所により大きく変化していることが分かった。さらに A 測線では反射波によるイメージングを行い、沈み込む海洋性プレートの形状やコンラッド面の形状を明らかにすることができた。

#### (b) 調査観測の実施方法

宮城県沖地震の想定震源域とその周辺の地殻構造を明らかにすることを旨し、南北 300km、東西 200km におよぶ構造探査測線（図 2.4.1. b-1）を設定して構造探査観測を行った。調査実施詳細は表 2.4.1. b-1 に示す。使用した船舶は海洋研究開発機構の海洋調査船「かいれい」であり、人工震源としては「かいれい」搭載の大容量エアガン・アレーを用いた。システム構成、データ取得パラメータは表 2.4.1. b-2 に示す。

設定した探査測線は海溝軸に直交する東西方向 1 本（A 測線）、海溝軸に平行な南北測線 2 本（B, C 測線）の合計 3 本である。A 測線は 1999 年に JAMSTEC が実施した構造探査測線と一致させてあるが、1999 年には海底地震計を設置しなかった宮城県沖地震の想定震源域直上付近に集中して海底地震計を設置した。海底地震計の設置間隔は 1999 年の探査と同じく約 3.5km である。この測線では 1999 年のデータと統合することによって広い範囲にわたって稠密な探査データが得られるので、沈み込む海洋性プレートや島弧モホ面の形状を詳細に求めることに主眼を置いている。

一方、南北測線の B 測線と C 測線では、宮城県沖地震の破壊域と同程度の 40~50km 程度の空間スケールの構造不均質を明らかにすることを目的としており、300km の長い測線を設定した。そのため、海底地震計の設置間隔は A 測線よりも大きく、B 測線、C 測線でそれぞれ約 15km、約 10km である。B 測線はほぼ水深 500 メートル、C 測線は水深 1000 メートルの等深線に沿っている。

エアガンは短時間のうちに連続してショットすると前のショットの残響により深部からの反射波が見えなくなるという問題がある。そのため、深部構造を解明するのに影響が出ないようにショット距離間隔 200 メートル（約 120 秒間隔）でショットした。しかし、ショット距離間隔が小さいほどデータの S/N が向上し後続波の解析などに有効であるので、調査時間が許す範囲で二度打ちを行いショット間隔を 100 メートルにする。また、エアガンショット時には、浅部堆積層構造を詳細に求めるためにシングルチャンネルハイドロフォンストリーマ（SCS）を曳航した。

本探査では、船長をはじめ乗組員、観測技術員の努力と、海況に恵まれたこともあり、海底地震計の設置、各測線上での 1 度目のエアガンショット（200 メートル間隔）が順調に終了した。したがって、A 測線の西半分、C 測線の南半分では 2 度目のエアガンショットが実施でき、これらの場所では 100 メートル間隔のショット記録を得ることができた。エアガンショットデータは、ショット時刻から 90 秒間を切り出した。各観測点で得られた上下動の記録断面を図 2.4.1. b-2 に示す。また、SCS の記録を図 2.4.1. b-3 に示す。

得られた上下動データから初動をピックし、初動走時トモグラフィーを適用し、それぞれの測線下における P 波速度構造を求めた。さらに A 測線下における島弧モホ面、プレート境界面などの構造境界面の形状を求めるために、反射波をピックしそれを求めた P 波速度構造上にマッピングした。なお、A 測線の解析では 1999 年のデータも同時に使ってトモグラフィーとマッピングを行った。

(c) 調査観測の成果

初動走時トモグラフィーにより求めた各測線下におけるP波速度構造とA測線における反射波のマッピング結果を図2.4.1.b-4に示す。初動波線は10~15km程度の深さまで潜っているので、その付近までは構造がよく求まっていると考えられる。

各測線下の構造を見ると、深さ5~10km程度に存在しているP波速度5km/sec程度の層の厚さが場所によって大きく変化していることが分かる。A測線とC測線の交点付近ではP波速度が5km/sec程度の層が薄く、高速度な6km/sec程度の層が浅い部分にまで存在している。一方、A測線とB測線の交点付近では5km/secの層が厚く存在しており、6km/secの層はかなり深い。

求めたA測線のP波速度構造を使って、顕著な反射波フェイズの走時データを構造上にマッピングした結果を図2.4.1.b-5に示す。今のところ観測された一部のフェイズしかマッピングしていないが、太平洋プレートの沈み込み角度が急変している様子が分かる。

(d) 結論ならびに今後の課題

求めたP波速度構造をYamanaka and Kikuchi (2004)のプレート境界型地震のアスペリティ(地震発生時の断層面上の滑り量が大きい領域)マップと比較すると、5km/sec層が薄い場所には大地震のアスペリティが存在せず、反対にアスペリティが存在する領域では5km/sec層が厚くなっている傾向が見受けられる。プレート境界型地震の断層面は5km/sec層よりもはるかに深いため、ここで見られたような地殻浅部の速度構造不均質がプレート境界型地震の断層面と有意な関係を持っているかどうかは今のところ判断できないが、プレート境界型地震の断層面の影響がこのような浅部にまで及んでいる可能性があるかもしれない。今後、反射波などの後続波を速度構造解析にも活用し、深部の速度構造を求め、断層面(プレート境界面)付近にまでこれら浅部で見られた速度構造不均質が存在しているのかどうかを確認していく必要があるだろう。

A測線ではマッピングに用いた以外にも複数の反射波フェイズが観測されている。今後これらのフェイズをマッピングしていくことにより、更に深い反射面の形状が明らかにできると期待される。また、南北測線では、特にC測線で反射波が多数観測されており、A測線と同様なマッピング処理によって反射面の分布や形状を明らかにできる可能性がある。今後、南北測線にも反射波のマッピング処理を施していくことが必要であろう。

(e) 引用文献

Yamanaka, Y., and M. Kikuchi (2004), Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data, *J. Geophys. Res.*, 109, B07307, 10.1029/2003JB002683

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

- 1) 2004年宮城県沖構造探査グループ、「宮城県沖地震想定震源域付近の地震波構造探査実験」、しんかいシンポジウム、2005年、横浜

表 2. 4. 1. b-1 調査実績

8月6日	海洋研究開発機構 出港
8月7日	A 測線 海底地震計投入 (東→西)
	B 測線 海底地震計投入 (南→北)
8月8日	C 測線 海底地震計投入 (北→南)
8月9日	C 測線 エアガンショット (南→北)
8月12日	B 測線 エアガンショット (北→南)
8月14日	ケーブル式海底地震計の位置決め
8月15日	A 測線 エアガンショット (東→西)
8月16日	A 測線 2度目のエアガンショット (西→A, Cの交点まで)
8月17日	C 測線 2度目のエアガンショット (A, Cの交点→南)
8月18日	調査終了、海域離脱
8月19日	海洋研究開発機構 帰港

表 2. 4. 1. b-2 データ取得システム、パラメータ

<i>Source</i>	Total volume 12000 cu. Inch Pressure 2000PSI 8 x Bolt 1500LL
Shot	Interval 200m Depth 10m
Recording	Sensor 3-comp. Geophone 4.5Hz. Sampling 100Hz - 200Hz. A/D Converter 16bit/24bit
Navigation	Differential GPS

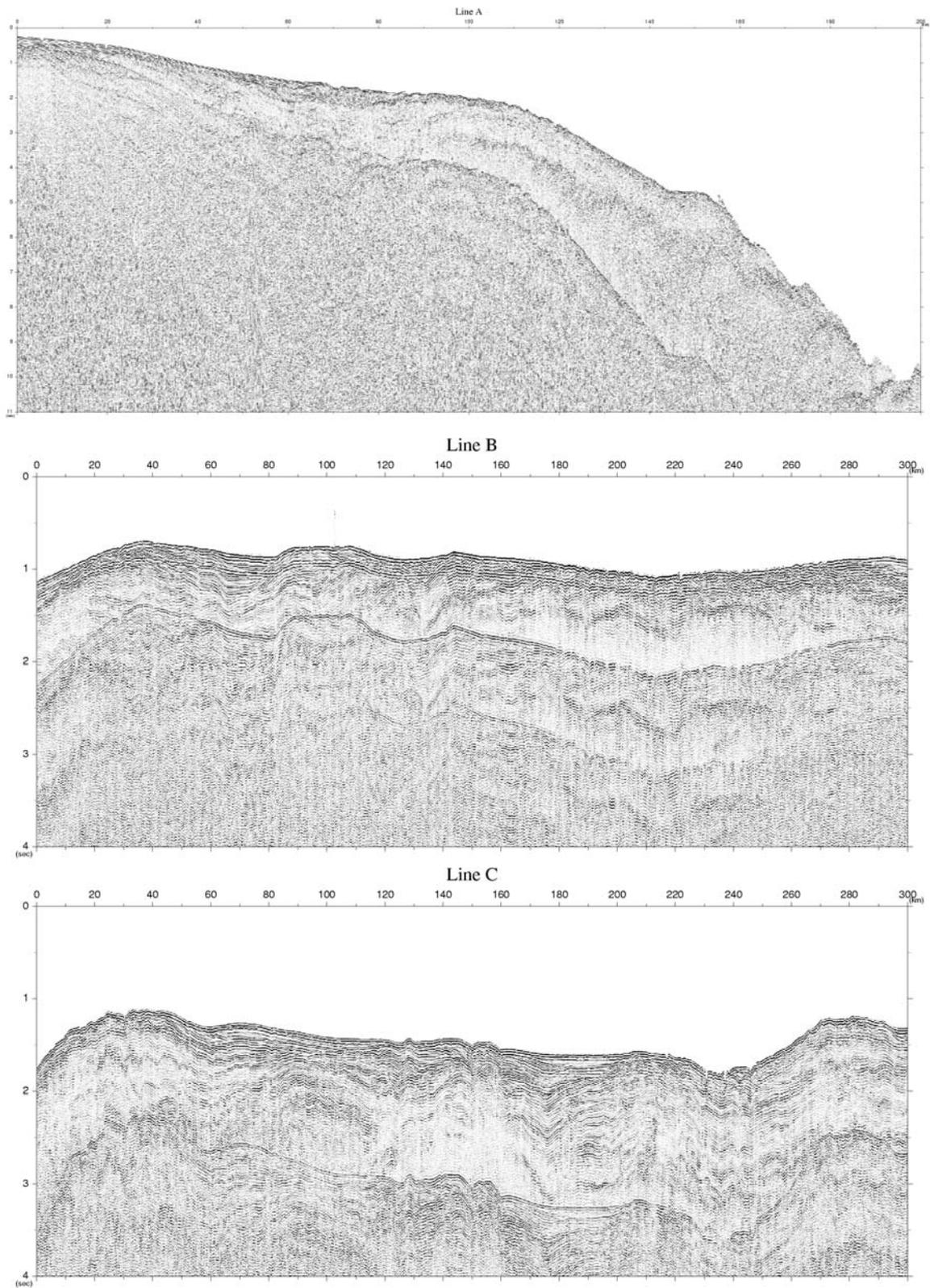


図 2.4.1. b-2 SCS 記録断面。縦軸は往復走時 (sec)。横軸は距離 (km)。横軸の原点は A 測線は西端、B, C 測線は南端

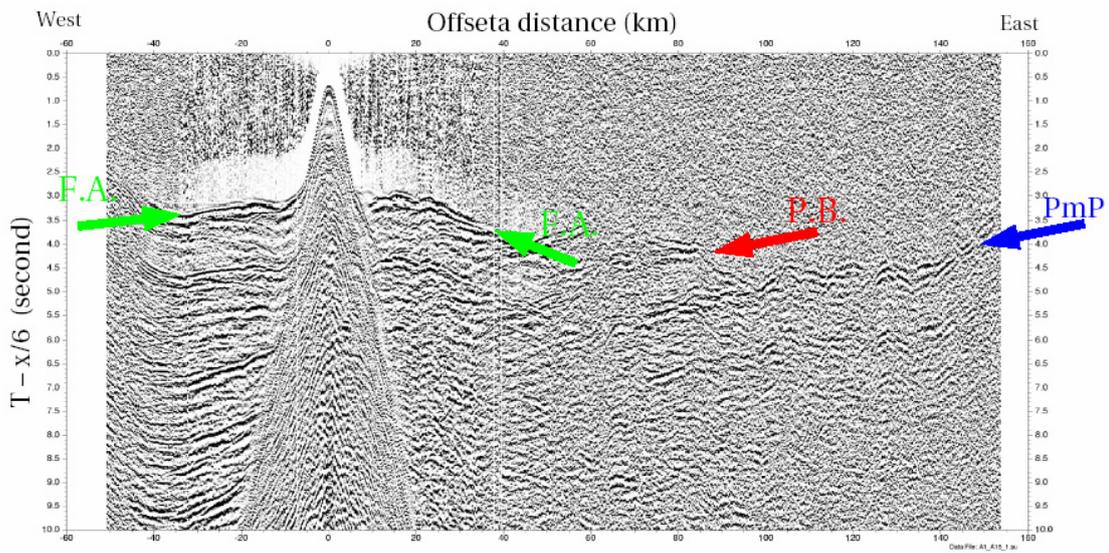


図 2. 4. 1. b-3 A05 観測点における記録断面。横軸(x)は海底地震計からの水平オフセット距離 (海底地震計の水平位置は掛ける  $x = 0$  km) 縦軸は  $6\text{km}/\text{sec}$  でリダクションしたエアガンショット時刻からの経験時間 (走時)。顕著なフェイズを矢で示してある。F.A は初動屈折波、P.Bはプレート境界面からの反射波、P m P は海洋性プレート内のモホ面から反射波と解釈されるフェイズ

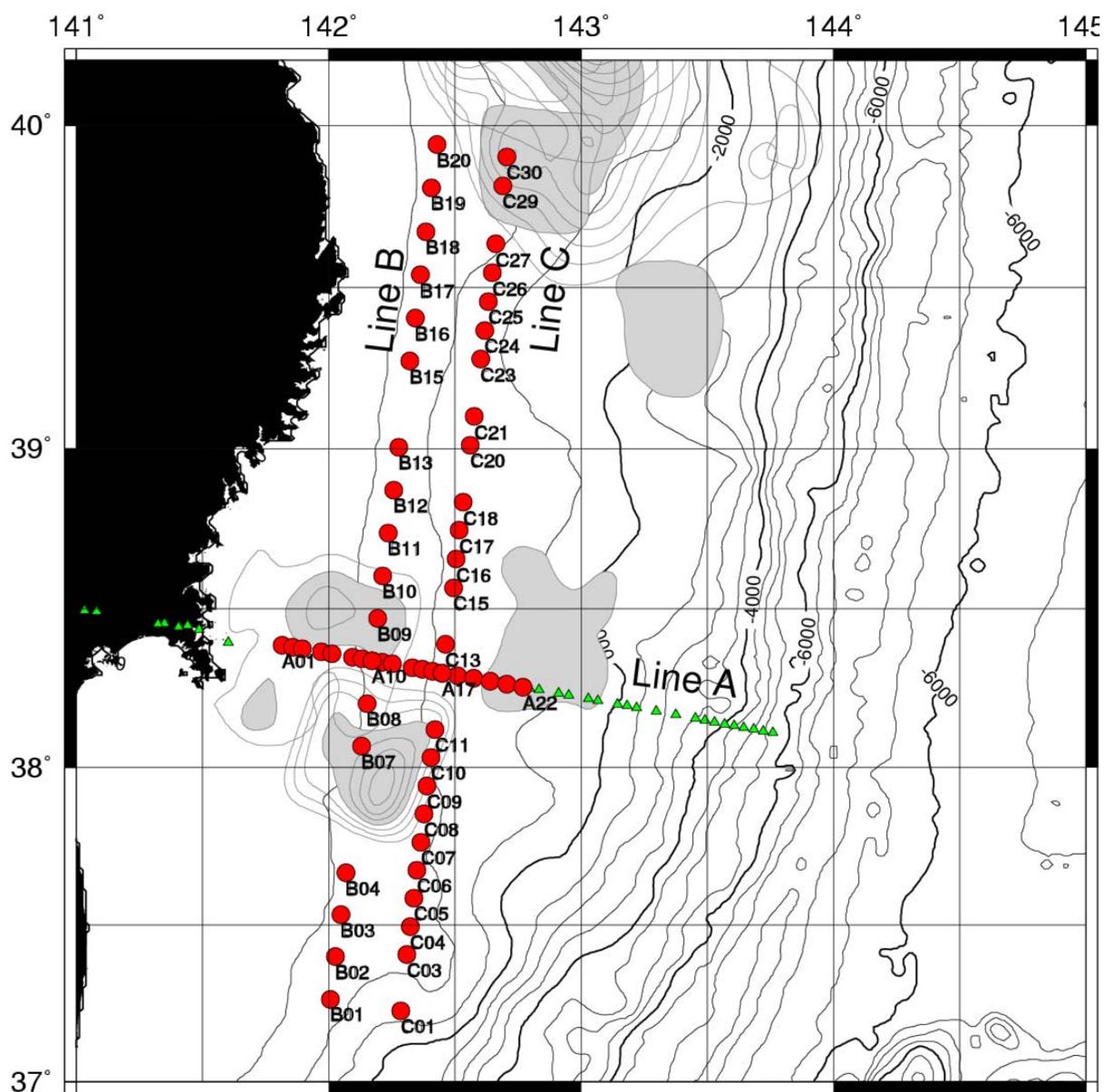


図 2. 4. 1. b-1 探査測線。赤丸が海底地震計の設置位置。背景の灰色のコンターと塗り潰し領域は Yamanaka and Kikuchi (2004) によるアスペリティマップ

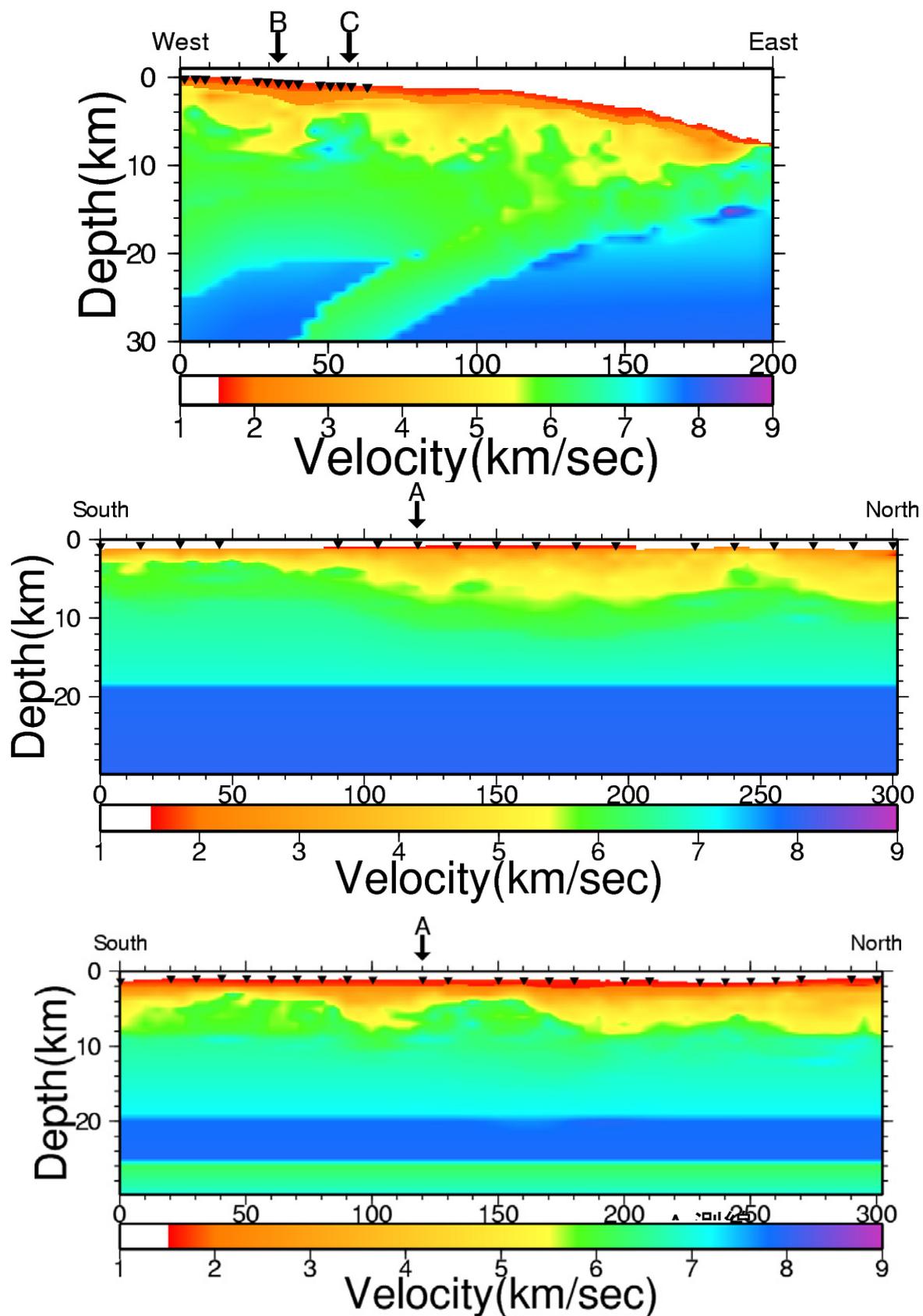


図 2. 4. 1. b-4 初動走時トモグラフィによって求めた各測線下の P 波速度構造 ▼は海底地震計

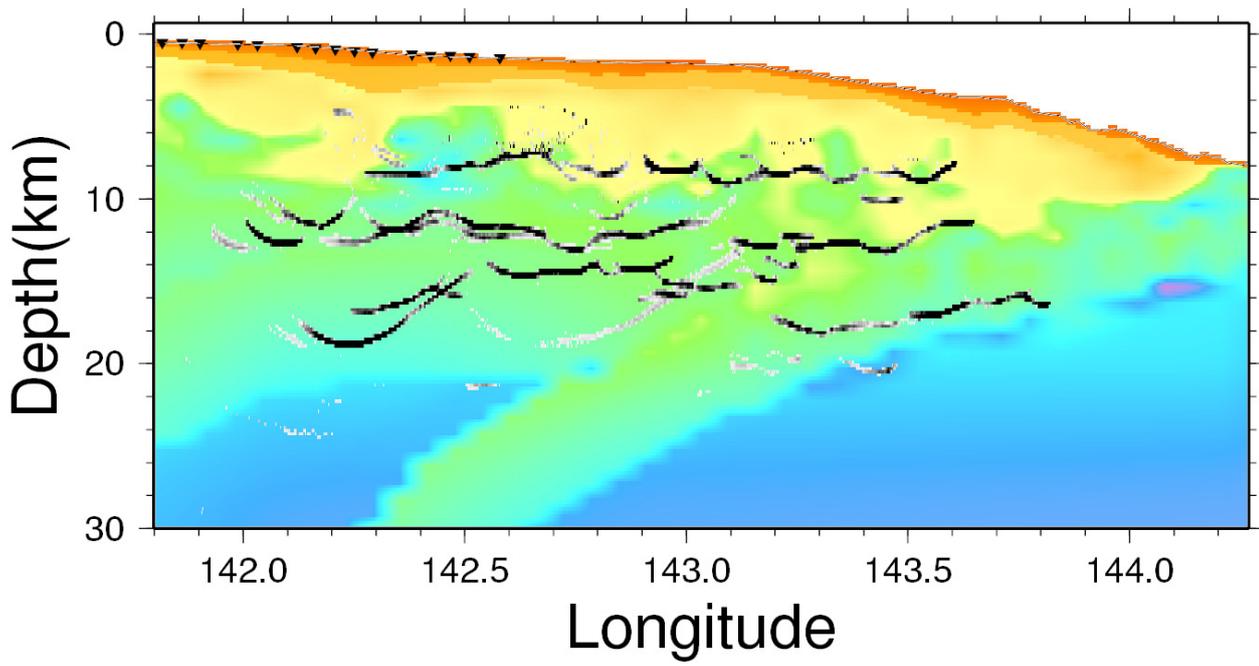


図 2. 4. 1. b-5 観測された反射波をトモグラフィーで求めた速度構造上にマッピングした結果  
(A 測線)

## 2.4.2 精密海底地形データを用いた海底構造の調査

### (1) 調査観測の内容

(a) 課題 精密海底地形データを用いた海底構造の調査

(b) 担当者

所 属	役 職	氏 名
海上保安庁海洋情報部	課長補佐	加 藤 幸 弘
	課長補佐	矢 吹 哲一朗
	地震調査官	渡 辺 一 樹
	主任海洋調査官	林 田 政 和
		登 崎 隆 志

(c) 調査観測の目的

想定される宮城県沖地震の震源域周辺において、詳細な海底地形図、海底音響画像を作製することによって、海底面の構造、断層の海底面における詳細な位置・形態、斜面変動の分布を明らかにする。これらの解析結果は、本海域に設置された海底地殻変動観測基準局の適地選定時に検討資料として活用された。適地に設置された新たな海底地殻変動観測基準局において観測を行うことによって、海底の地殻活動の状況把握の高度化を図る。

### (2) 平成 14～16 年度の成果

(a) 調査観測の要約

宮城県沖地震の想定震源域の周辺海域においてマルチビーム音響測深機、深海用サイドスキャンソナーを用いて調査を実施し、得られた海底地形と海底音響画像を解析することによって、想定震源域周辺海域の断層分布等の海底面の状態を明らかにする。

測量船「昭洋」により得られた海底地形、海底音響画像に、シングルチャンネル反射法地震波探査記録、海上地磁気・重力観測の結果を加味して総合的に解析し、断層分布等の海底面の形態を判読した。

今回の調査解析の結果、調査区域の海底面には露岩域、海底谷、地すべり頭部の亀裂や断層の可能性のあるリニアメントが分布することが判明した。平成 16 年度設置の海底地殻変動観測基準局は、判読した海底面の形態と宮城県沖地震の震源域の位置等を加味して検討した。

(b) 調査観測の実施方法

宮城県沖における測量船「昭洋」による調査は、平成 14 年、15 年にそれぞれ 1 回実施された。調査範囲は北緯 37 度 30 分から 38 度 45 分まで、東経 142 度 5 分から 144 度 30 分までの海域(図 2.4.2-1)であり、大陸斜面から日本海溝海側斜面を含んでいる。調査項目はマルチビーム音響測深機 (Seabeam 2112) による海底地形調査、深海用サイドスキャンソナー (「アンコウ」: スワ幅 10km, 8192 ピクセル) による海底音響画像調査、3.5kHz 表層探査とシングルチャンネル反射法地震波探査 (エアガン: 350in<sup>3</sup>) による海底表層部の地層調査、海上地磁気・重力観測で

ある。

得られたデータは、既存データと合わせ解析を行い、海底地形図、海底音響画像、地磁気異常図、重力異常図を作製した。海底地形データと海底音響画像データを結合させて、立体的な海底音響画像イメージを作製した。特に海底音響画像に現れる海底面の微細な起伏を解析し、リニアメント（線構造）、海底谷、露岩域等の分布を確認し、これらの分布と海底地形・シングルチャンネル反射法地震波探査記録等を比較検討して、海底面に達する断層等の詳細な位置、形態を描画した。

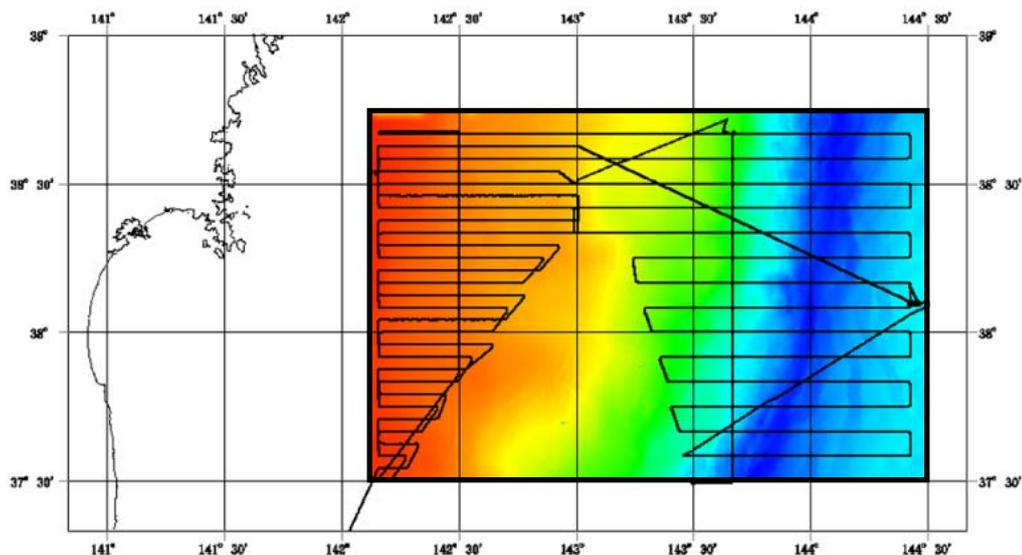


図 2.4.2-1 調査区域（北緯 37 度 30 分から 38 度 45 分、東経 142 度 5 分から 144 度 30 分）

黒線が調査測線、測線の無い部分は既存データを使用した。

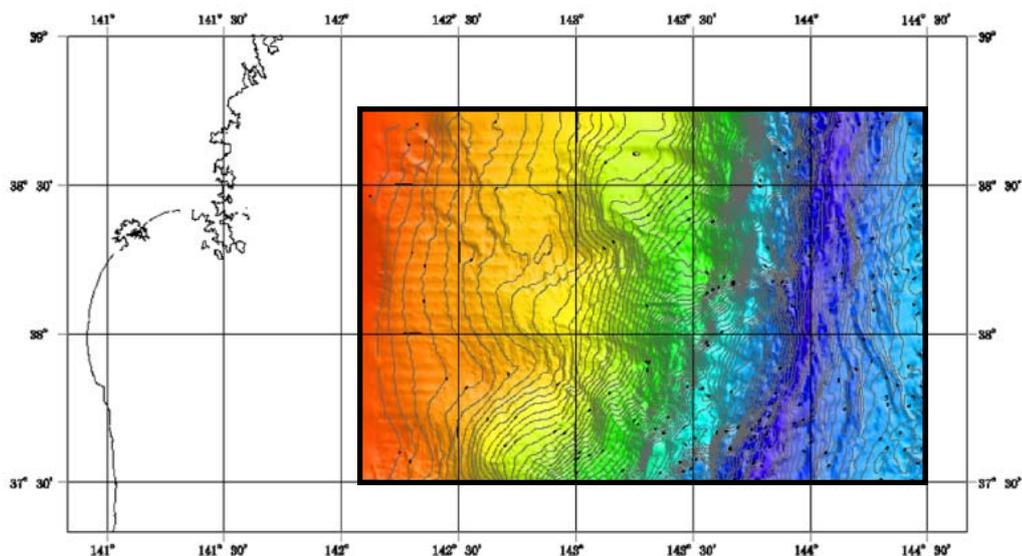


図 2.4.2-2 海底地形図（100m コンター）

水深が浅い所は起伏に乏しく、水深が深くなると起伏に富む地形面が認められる。

日本海溝の海側斜面には地塁・地溝が明瞭に現れている。

(c) 調査観測の成果

1) 海底地形

日本海溝の北部（三陸沖）では海溝陸側斜面から大陸斜面にかけては大陸斜面が全体として東に凸となっており、逆に南部では西に凹んだ地形を示している。調査区域である宮城県沖は、この北部と南部の地形の境界部のやや北側に位置し、大陸斜面が東に凸となっている。

調査区域は大陸斜面の水深 600m から、水深 7500m の日本海溝底までを含んでいる。全体的な傾向としては、水深が浅い所は起伏の乏しい緩傾斜の斜面を構成しており、水深が深くなるにつれて起伏に富む地形面が認められる。日本海溝の陸側斜面の基部（深海部）には付加プリズムの小刻みな起伏が、日本海溝の海側斜面にはプレートの沈み込みに伴って形成された地塁・地溝帯が存在する。

2) 海底音響画像

海底地形データと海底音響画像データを結合した 3 次元イメージを図 2.4.2-3 に、海底音響画像の全体図を図 2.4.2-4 に示す。海底音響画像は反射強度の強い場所を黒く、弱い場所を白く描画した緻密なグレースケールの図面であり、全体図のままでは解析が困難なので、A～C 区の 3 区域を切り出して紹介する。

A 区（図 2.4.2-5）では地形の尾根部に反射強度の強い露岩域が、地形の谷部に海底谷の谷筋が現れている。区域東部のリニアメントは東側に連なる斜面の上端に位置するので、小規模な地すべり頭部の亀裂の可能性がある。B 区（図 2.4.1-6）では区域中央の地形の尾根部に露岩域が、区域南部と露岩域の東には海底谷の谷筋が現れている。区域東部と北東部のリニアメントはいずれも東側に連なる斜面の上端に位置するので、小規模な地すべり頭部の亀裂の可能性がある。C 区（図 2.4.1-7）では区域南西部に 4 筋のリニアメントが存在し、ケスタ状の露岩域か、または東側に連なる斜面の上端に現れた小規模な地すべり頭部の亀裂の可能性がある。区域北西には、海底面に現れた断層に相当すると考えられるリニアメントが存在する。

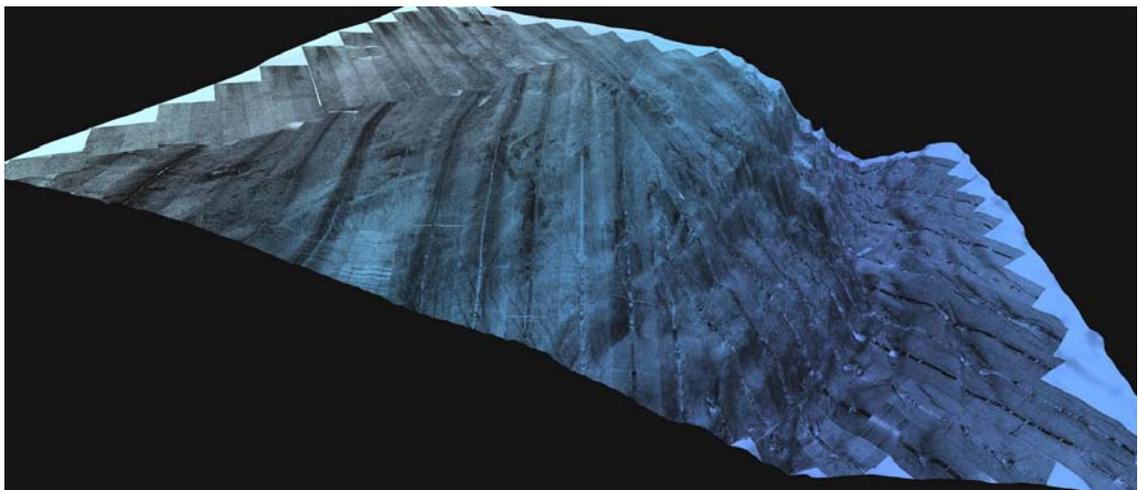


図 2.4.2-3 海底地形データと海底音響画像データを結合した 3 次元イメージ

調査区域を南南東方向から鳥瞰。垂直方向を 10 倍に強調して表示。調査区域東部の海溝斜面には海底面の起伏に対応した濃淡が現れ、西部の大陸斜面は比較的平坦で音波の反射が弱いいため淡い色彩となる。

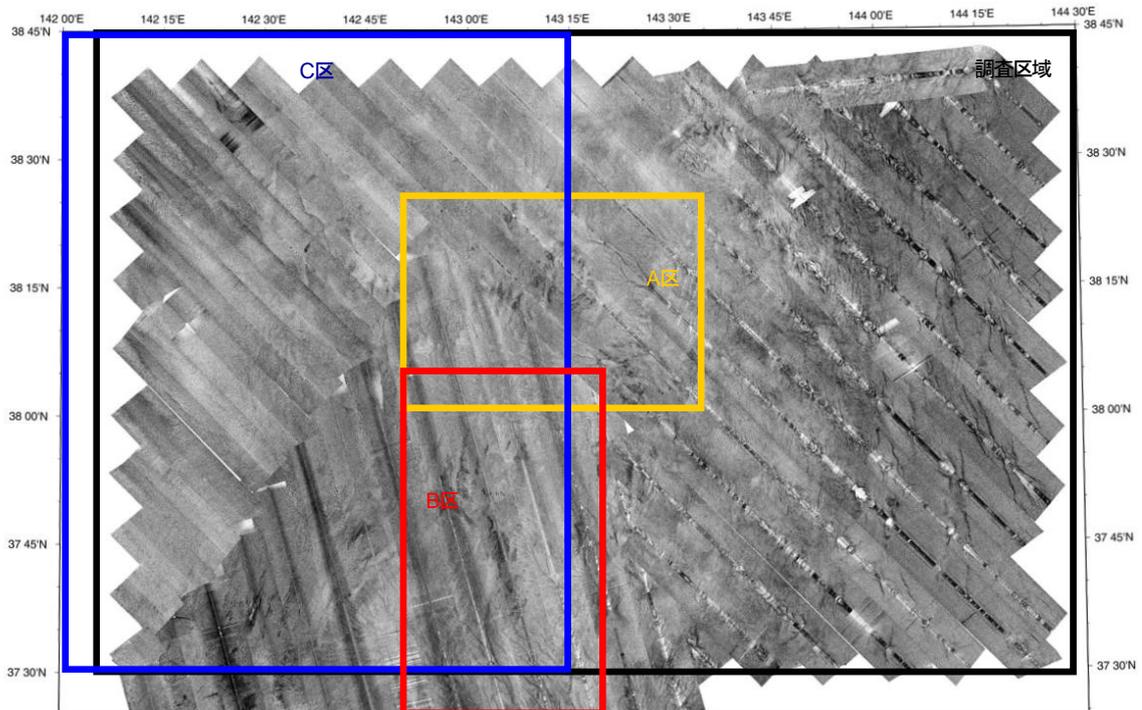


図 2.4.2-4 海底音響画像の全体図 (平面図)

調査区域西部の大陸斜面上のA区 (黄枠) を図5に、B区 (赤枠) を図 2.4.2-6 に、C区 (青枠) を図 2.4.2-7 に示す。

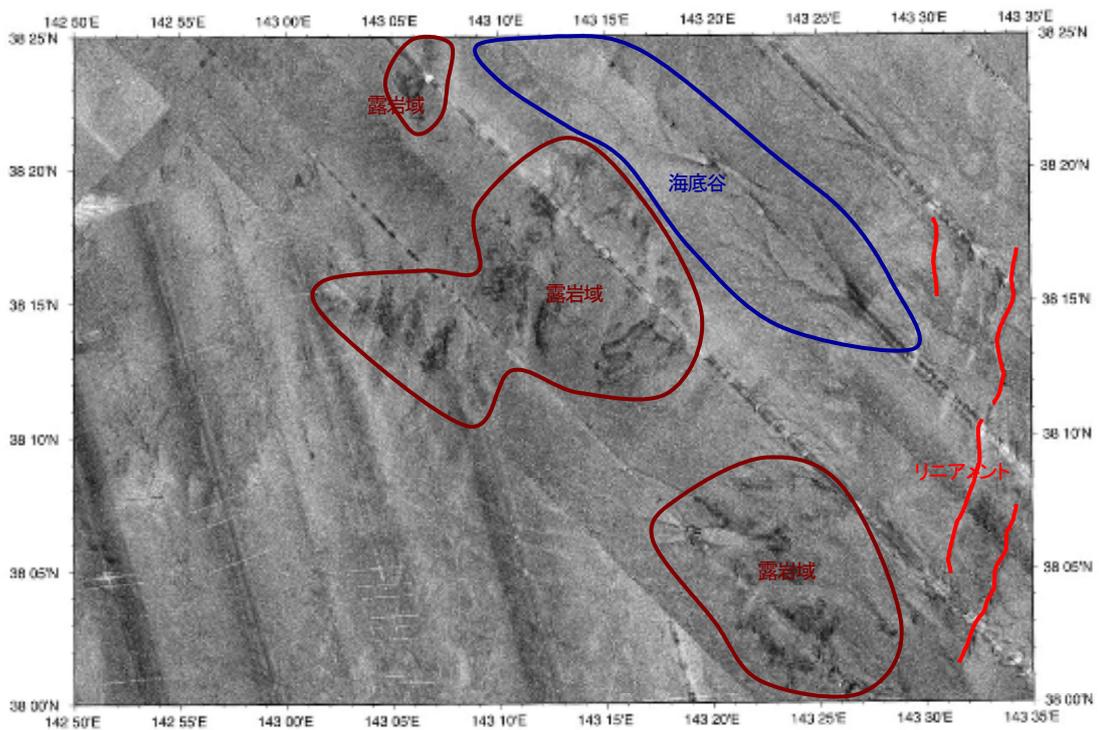


図 2.4.2-5 A区の海底音響画像

茶色枠のエリア：露岩域、 青枠のエリア：海底谷

赤線：リニアメント (ここでは小規模な地すべり頭部の亀裂と判読)

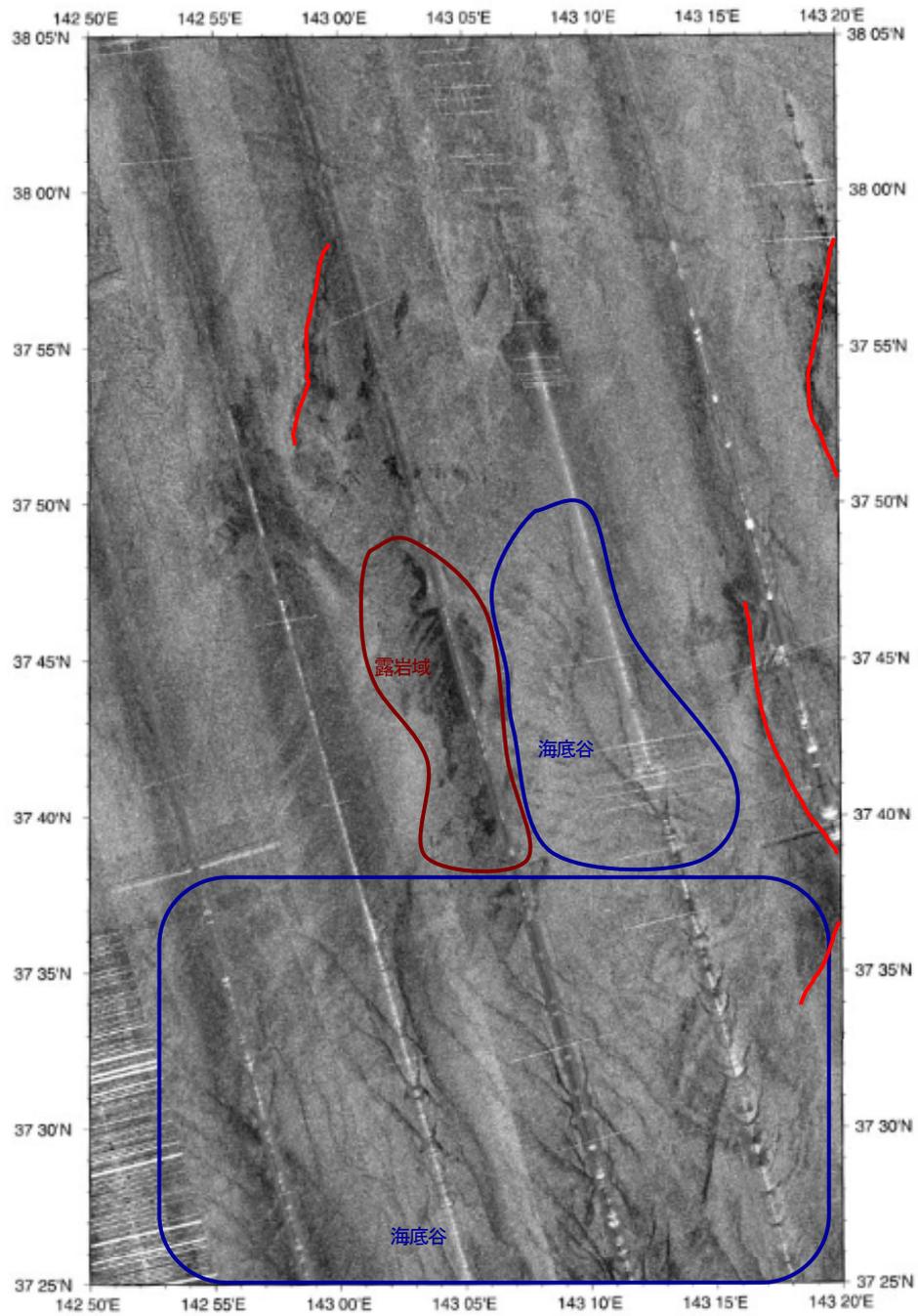


図 2. 4. 2-6 B区の海底音響画像

茶色枠のエリア：露岩域、 青枠のエリア：海底谷

赤線：リニアメント（ここでは小規模な地すべり頭部の亀裂と判読）

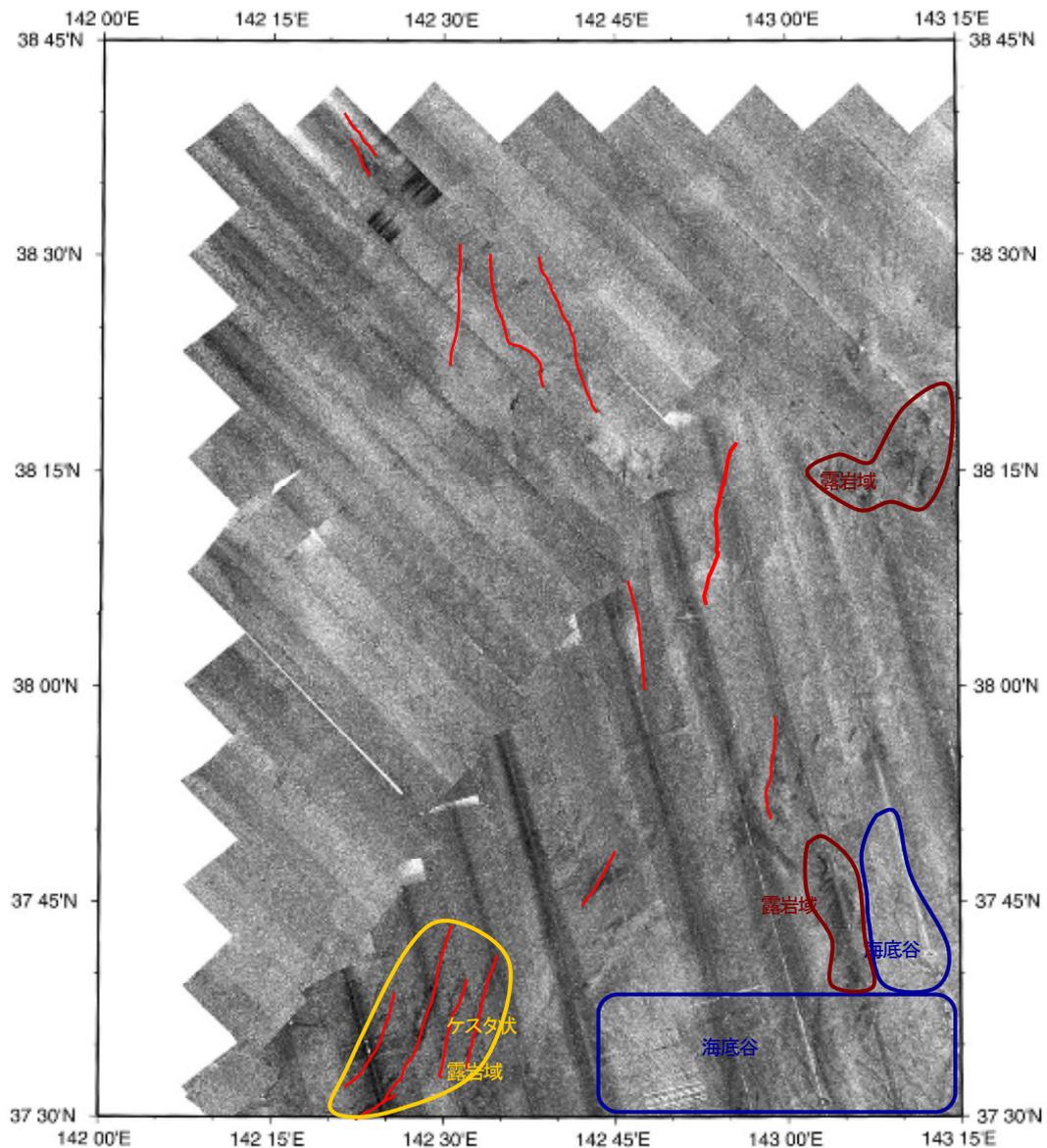


図 2.4.2-7 C区の海底音響画像

茶色枠のエリア：露岩域、青枠のエリア：海底谷、赤線：リニアメント

区域南西部の4本のリニアメントはケスタ状の露岩域または小規模な地すべり頭部の亀裂と判読。

区域北西部のリニアメントは海底面に現れた断層と判読。

全調査区域におけるリニアメント、海底谷、露岩域の分布と海底地形から判読した海底の状態を図 2.4.2-8 に示す。図中のAB線、CD線のシングルチャンネル反射法地震波探査記録には海底面に変位を与えている断層が現れている。AB線の記録（図 2.4.2-9）には海底面に変位を与えている断層が3本存在し、これらの断層に相当する場所の海底音響画像にも明瞭にリニアメントが現れている。AB線の北側に位置するCD線の記録（図 2.4.2-10）には海底面に変位を与えている断層が何本か存在するが、相当する場所の海底音響画像にリニアメントは現れていない。これは海底面の変位量が深海用サイドスキャンソナー「アンコウ」の分解能以下である可能性、または海底面の変位が堆積物に覆われて平滑化されているため音響画像に現れていない可能性がある。CD線の記録では、測線の中ほどに後で記述する岩体が貫入しているような記録が得られている。

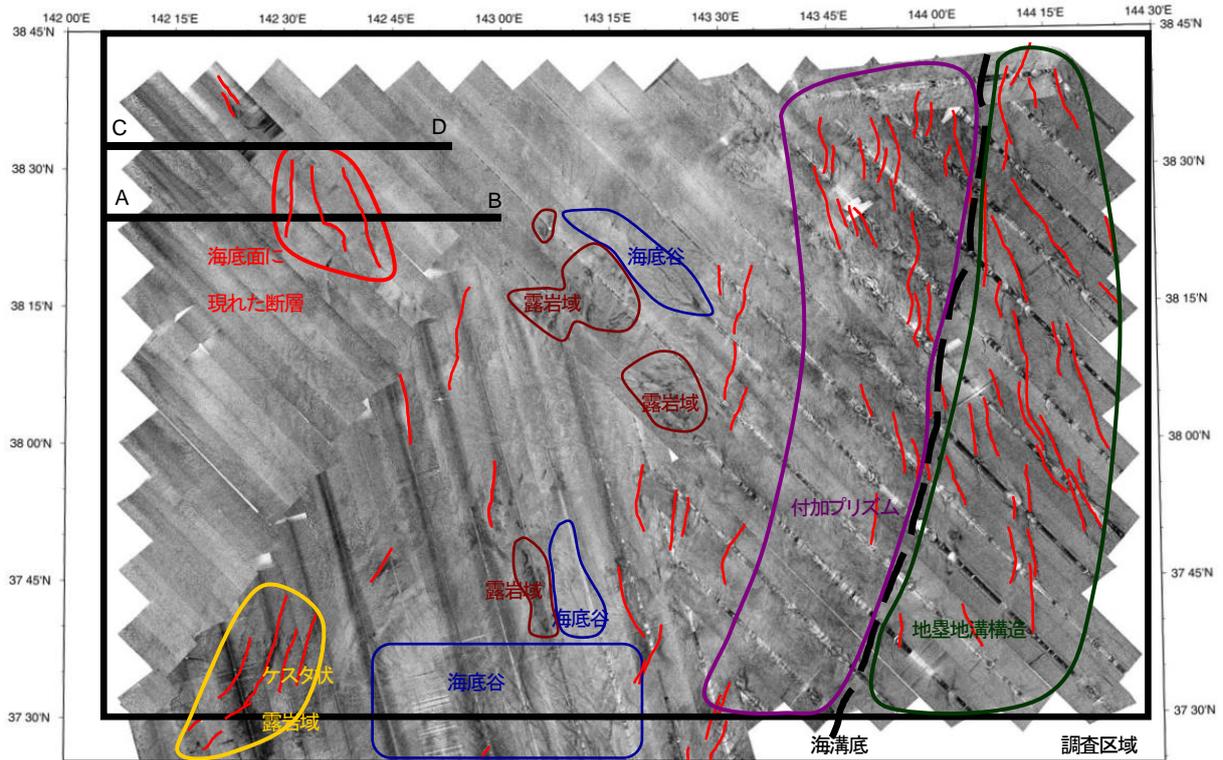


図 2.4.2-8 海底音響画像から判読した海底面の状態

区域北西部のAB線のシングルチャンネル反射法地震波探査記録を図9に、CD線の記録を図10に示す。海溝海側斜面には地塁・地溝構造、陸側斜面基部には付加プリズムが現れている。

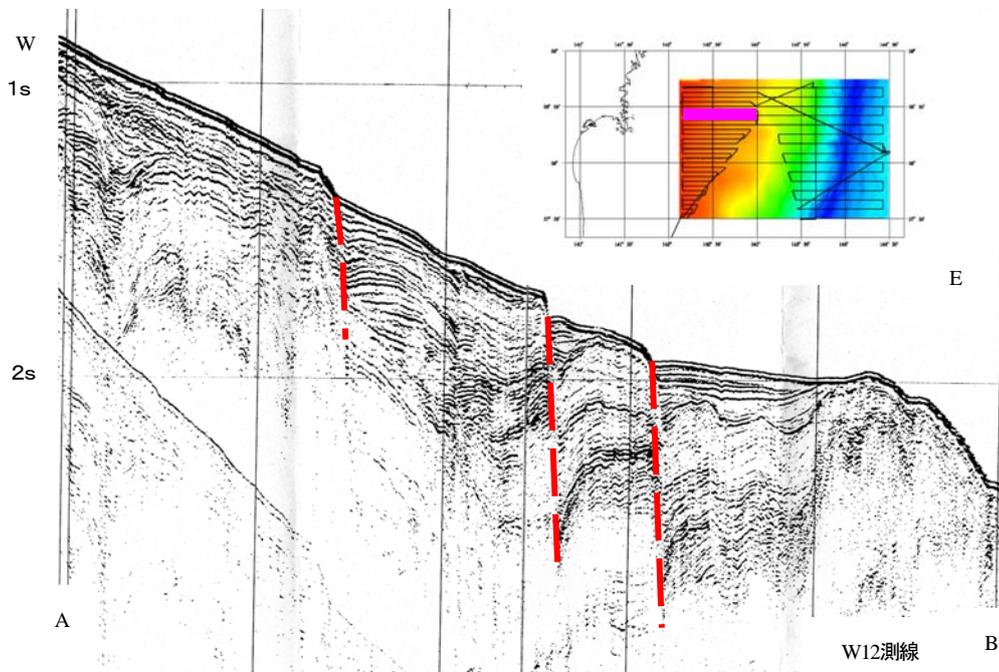


図 2.4.2-9 区域北西部のAB線のシングルチャンネル反射法地震波探査記録

海底面に変位を与えている断層が3本（赤破線）存在し、これらの断層は海底音響画像にもリニアメントとして現れている。

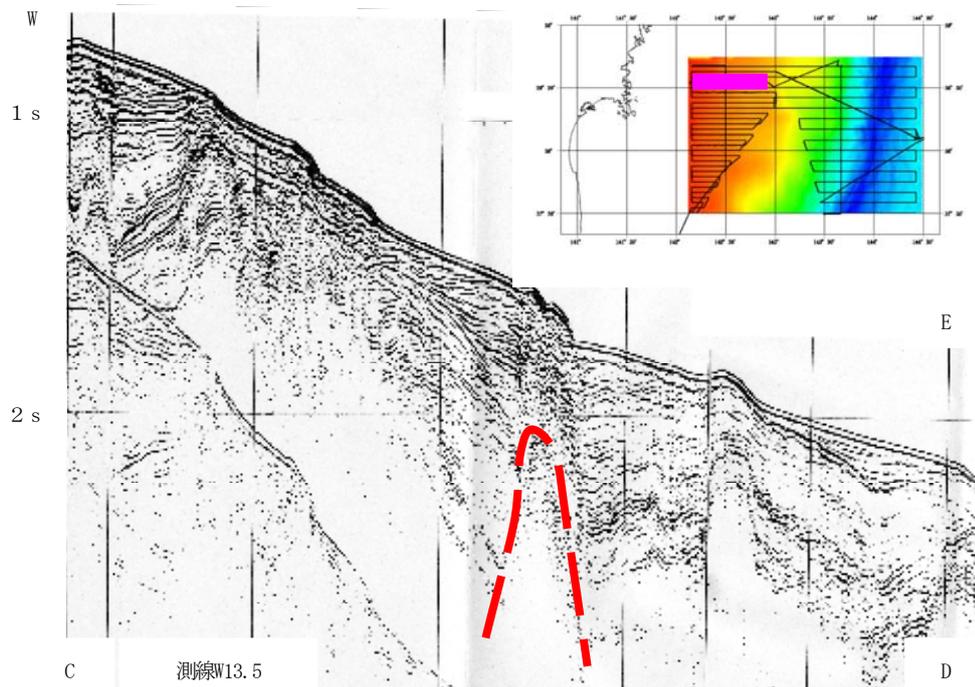


図 2.4.2-10 区域北西部のCD線のシングルチャンネル反射法地震波探査記録

海底面に変位を与えている断層が何本か存在するが、相当する場所の海底音響画像にはリアメントが現れていない。測線の中ほどに貫入岩体状の記録が見られる（赤破線）。

### 3) 地磁気異常・重力異常

地磁気異常図を図 2.4.2-11、ブーゲー重力異常図を図 2.4.2-12、フリーエア重力異常図を図 2.4.2-13 に示す。

調査区域の東部では、東北東－西南西方向の縞状地磁気異常が存在し、海溝の海側斜面から海溝を越えて海溝の陸側斜面の下部まで分布している。この縞状地磁気異常は太平洋プレート誕生時に形成されたものであり、プレートが海溝で沈み込んでもなお海溝の陸側斜面の下部までその縞状地磁気異常が現れているものである。前記のCD線の記録で岩体が貫入しているような記録が得られている場所には地磁気のダイポール異常が存在する。重力異常図の同じ場所にも正の異常が現れているので、密度の高い深成岩体が貫入している可能性があるが、岩体の性質や貫入の時期などは不明である。

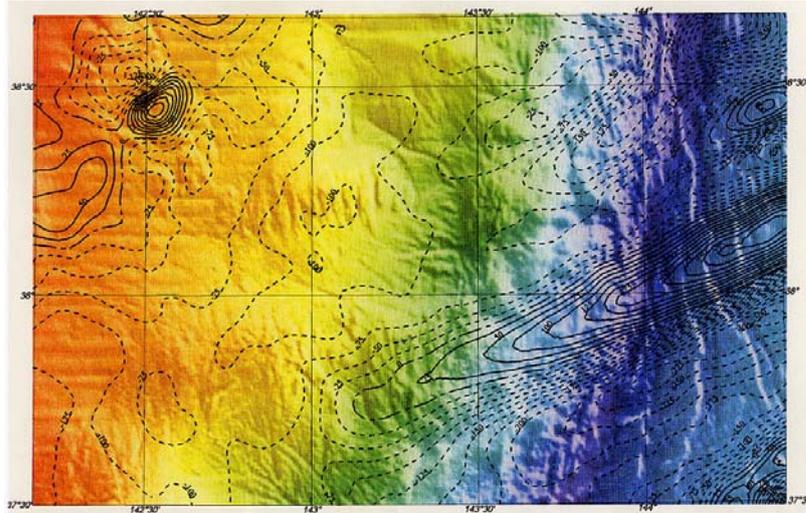


図 2.4.2-11 地磁気異常図 (25nT コンター)

調査区域北西部にダイポール異常、東部に正負の縞状異常が存在する。

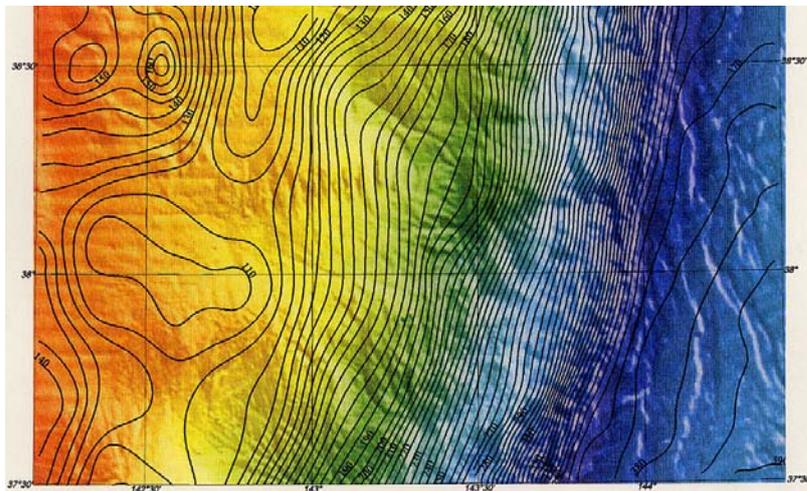


図 2.4.2-12 ブーゲー重力異常図 (5mgal コンター、ブーゲー密度 : 2.67g/cc)

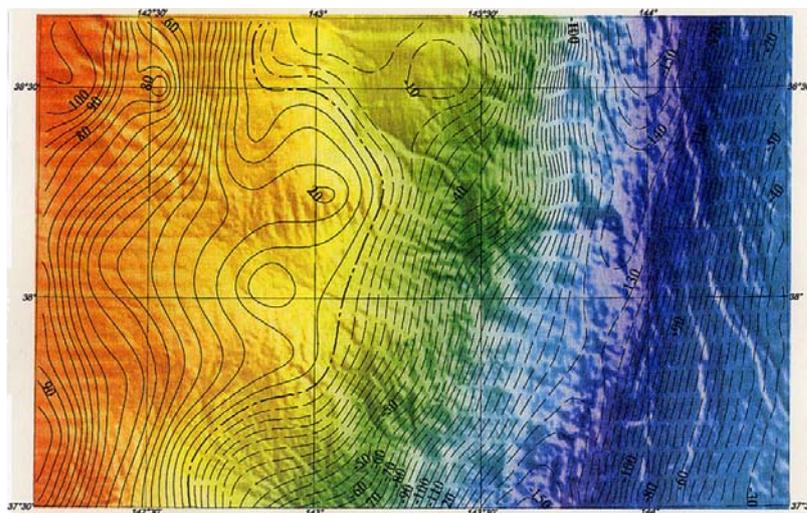


図 2.4.2-13 フリーエア重力異常図 (5mgal コンター)

(d) 結果ならびに今後の課題

今回の調査解析の結果と本海域の既設の地殻変動観測基準局の位置を図 2. 4. 2-14 に示す。既設の地殻変動観測基準局は、露岩域、地すべり頭部の亀裂の可能性があるリニアメントの無い比較的平坦な場所に設置されている。地震調査委員会の資料（図 2. 4. 2-15）によると、既設の地殻変動観測基準局は宮城県沖地震の震源域 B の南東部に位置し、震源域 A よりは東側に位置している。

平成 16 年度に本海域に設置した海底地殻変動観測基準局も同様に、露岩域、地すべり頭部の亀裂の可能性があるリニアメントの近傍、大陸斜面下部の傾斜が急で起伏に富んだ場所を避けて、比較的平坦な場所に設置することを検討した。さらに、宮城県沖地震の震源域 A 及び B との位置関係に加え、特定の断層に焦点をあてた観測を行う可能性も含めて海底基準局の設置場所を検討し、今回の調査結果をそのための基礎資料として活用した。

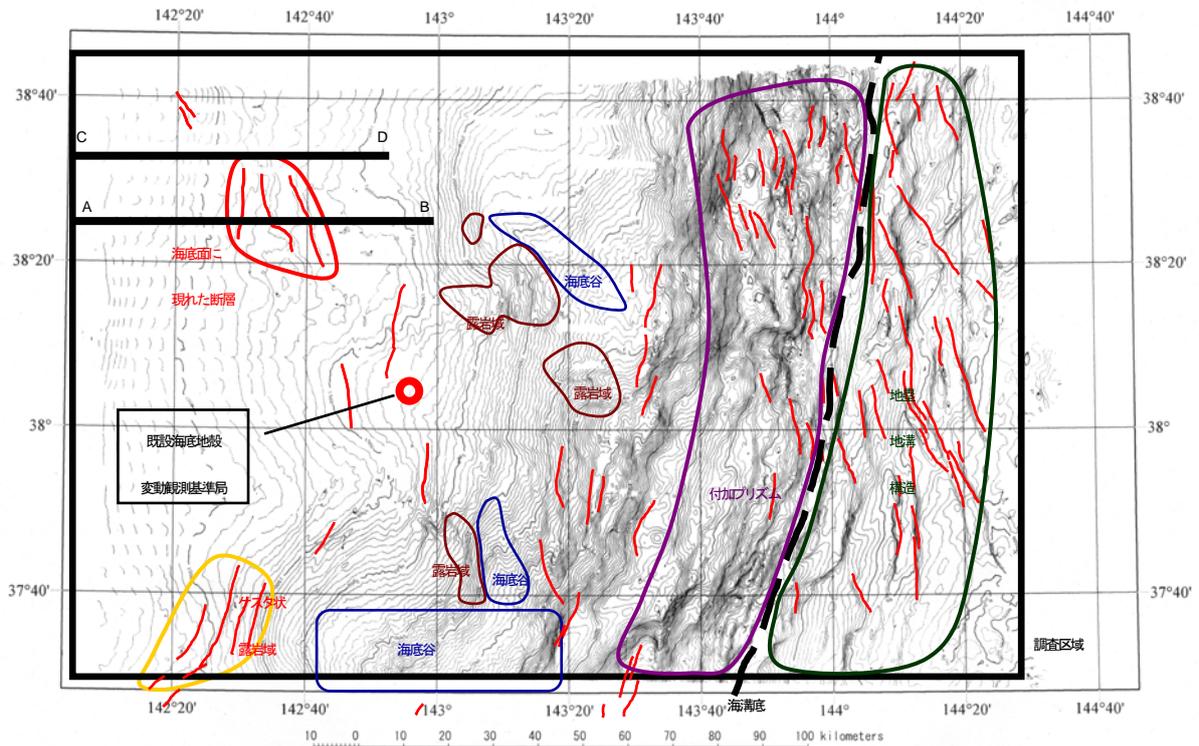
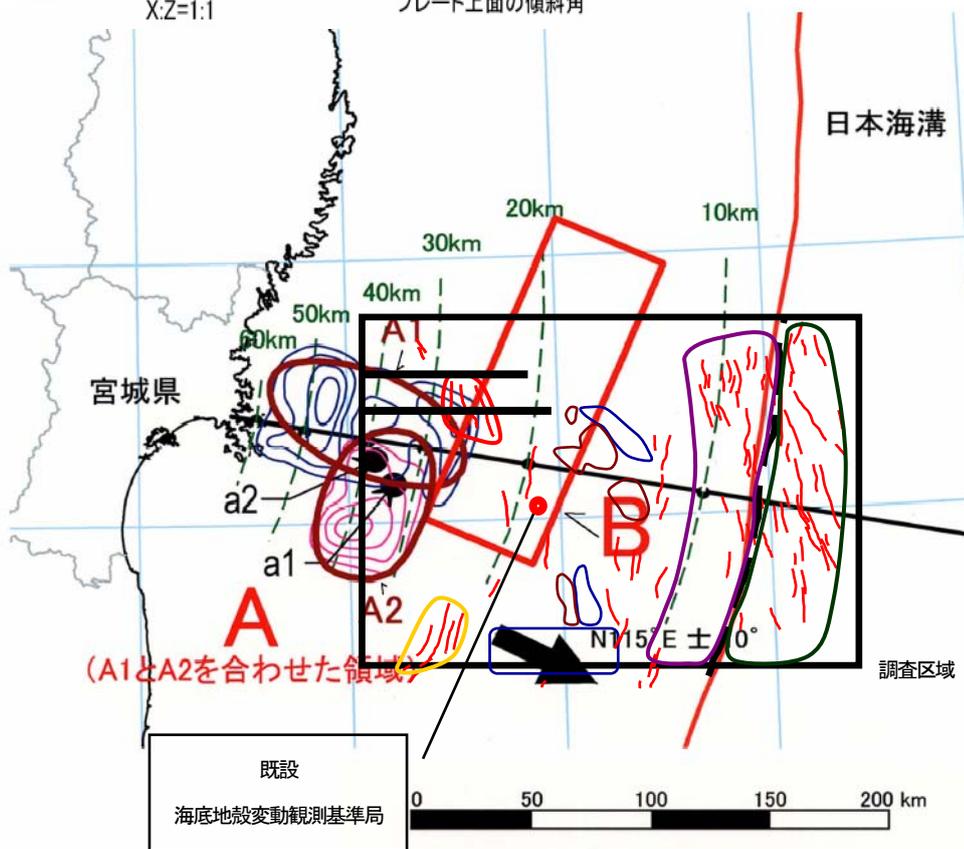
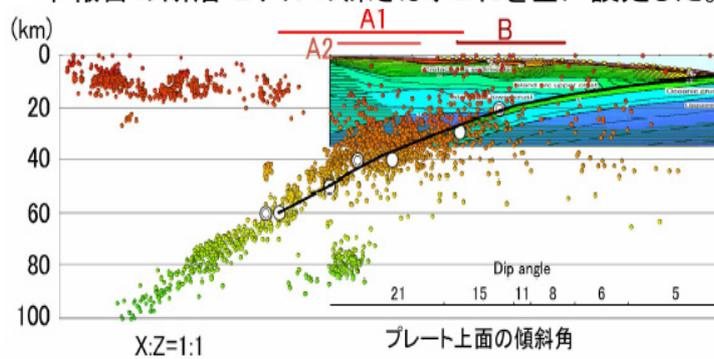


図 2. 4. 2-14 海底地形 50m コンター図上に示した海底面の状態と既設の海底地殻変動観測基準局の位置

断面図(実線は太平洋プレートの上面を示している。  
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。



平面図(「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置・形状を示す)

図 2. 4. 2-15 宮城県沖地震の想定震源域と本調査区域・既設海底地殻変動観測基準局との位置関係  
(地震調査委員会の資料に加筆)

既設地殻変動観測基準局は想定震源域Bの南東部上に位置する。

(e) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会：宮城県沖地震を想定した強震動評価について，地震調査委員会報告集，2003年1月～12月，Ⅱ，pp. 291-351.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

1) 論文発表

著者	題名	発表先	発表年月日
なし			

2) 口頭発表、その他

発表者	題名	発表先、主催、発表場所	発表年月日
海洋情報部	宮城沖の断層分布	地震予知連絡会会報 第71巻. pp. 332-338	平成16年2月